



Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

Determinación de cotas de inundación por tsunami en las costas mexicanas

TESIS

Como requisito para obtener el título de

Ingeniero Civil

Presenta

Iván Arturo García Martínez

Director de tesis

Dr. Edgar Gerardo Mendoza Baldwin



México, Distrito Federal

Junio, 2012



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

DIVISIÓN DE INGENIERÍAS CIVIL Y GEOMÁTICA
COMITÉ DE TITULACIÓN
FING/DICyG/SEAC/UTIT/052/12

Señor
IVÁN ARTURO GARCÍA MARTÍNEZ
Presente

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor DR. EDGAR GERARDO MENDOZA BALDWIN, que aprobó este Comité, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de INGENIERO CIVIL.

"DETERMINACIÓN DE COTAS DE INUNDACIÓN POR TSUNAMI EN LAS COSTAS MEXICANAS"

- INTRODUCCIÓN
- I. TSUNAMIS
- II. ZONA DE ESTUDIO
- III. MODELOS DE PROPAGACIÓN DE TSUNAMIS
- IV. METODOLOGÍA DE LA SIMULACIÓN DE TSUNAMIS
- V. RESULTADOS
- VI. CONCLUSIONES Y FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN
- ANEXOS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el Título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar Examen Profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitaria a 27 de abril del 2012.
EL PRESIDENTE


M.I. JOSÉ LUIS TRIGOS SUÁREZ

JLTS/MTH*gar.

Junio, 2012

Por ser mis primeros maestros en esta vida
Por ser comprometidos, amorosos y pacientes
Gracias, mamá y papá. Los amo

Para mi familia: mamá, papá, Israel, Jorge y
mi sobrinita Frida, mi fuente de inspiración.
A todos mis amigos que me brindaron su apoyo, gracias.

Agradecimientos

Dr. Rodolfo Silva Casarín y Dr. Edgar Gerardo Mendoza Baldwin, muchísimas gracias por aceptarme en el grupo de Ingeniería Marítima, por ofrecerme la oportunidad de realizar la tesis en el Instituto de Ingeniería, por su paciencia y amistad.

Gracias al H. Laboratorio de Costas y Puertos por su amistad y estupendo ambiente de trabajo integrado por: Xavier, Jaime, Chucho (POLI), Alejandro (el oso), Alejandro (el chico), Chucho (UNAM) y José. En especial a Carlos, gracias amigo por toda tu ayuda.

Gracias a mis amigos de la Facultad porque sin ustedes este camino no hubiera sido tan divertido. Adán, Adrián, Anita, Arlet, Beto, Billy, Carlos Aranda, Caro, Cecilia Arredondo, Chucho Espinoza, Diego, Irais, Javier, Lalo, Luis, Marco, Marquito, Palomino, Quique, Ramón, Raúl, Rubí, Toño, Toño Vázquez... y a los que me pudieron hacer falta.

Gracias a mis amigos de ciencias por esas tardes interminables. Beto, Denisse, Germán, Marco "Jimmy", Alfredo y Mindy.

Tía Macri y Tío Lencho, gracias por apoyarme cuando más necesitaba de su ayuda.

Israel y Jorge, mis hermanos, gracias por quererme tanto, por todo lo que han hecho por mí desde la infancia, por siempre alentarme a seguir estudiando y por siempre confiar en mí.

Mamá y Papá, llegó el día donde se da por finalizado una etapa, sin ustedes no habría llegado. No tengo palabras por agradecer todo lo que han hecho por Israel, Jorge y por mí. Son lo máximo en mi vida y saben... los AMO, son unas personas extraordinarias.

Y por último quiero agradecer a la Universidad y a la Facultad, mi segunda casa, por permitirme ser parte de esta gran familia.

Por Mi Raza Hablará el Espíritu

Índice

Introducción	13
Importancia	14
Objetivos y alcances	15
Organización del trabajo	16
Capítulo I. Tsunamis	17
I.1 Qué es un tsunami	17
I.2 Origen y características de los tsunamis	19
I.3 Propagación y desplazamiento de los tsunamis	22
I.4 Arribo, evolución y efectos de los tsunamis.....	24
I.5 Estado del arte en la modelación numérica de tsunamis	28
Capítulo II. Zona de estudio	33
II.1 Tectónica de placas y geografía sísmica.....	33
II.2 Peligros y vulnerabilidad en las costas mexicanas asociadas a tsunamis	35
II.3 Tsunamis en México.....	36
II.4 Desastres producidos por los tsunamis en las costas mexicanas	41
Capítulo III. Modelos de propagación de tsunamis.....	43
III. 1 Fundamentos.....	43
a. Ecuación de continuidad	44
b. Ecuación de continuidad para un fluido incompresible.....	44
c. Cantidad de movimiento.....	44
d. Ecuación de conservación del momento (Navier-Stokes).....	44
e. Ecuaciones de Reynolds en tres dimensiones.....	45
f. Ecuaciones de Reynolds en tres dimensiones con aproximación de Boussinesq	46
III.2 Método de volumen finito	47
III.3 Ecuaciones de aguas de someras	47
a. Ecuación de continuidad promediada en la vertical	47
b. Ecuaciones dinámicas promediadas en la vertical	48
III.4 Teoría de la Dislocación Elástica	49

III.5 Modelo de Okada.....	51
III.6 Modelo Geoclaw	51
Capítulo IV. Metodología de la simulación de tsunamis.....	53
IV.1 Definición de dominio y refinamiento de malla	53
IV.2 Definición de epicentros	56
IV.3 Definición de puntos de medición	58
IV.4 Condiciones de frontera.....	59
a. Fronteras no reflejante (Boundaries Non-reflecting).....	60
b. Fronteras cerradas (Fronteras de pared sólida).....	60
c. Condiciones iniciales	60
d. Otras condiciones.....	61
IV.5 Análisis	61
Capítulo V. Resultados	63
V.1 Ejemplo de modelado: Trinchera Mesoamericana y Laguna Verde, Veracruz	63
a. Trinchera Mesoamericana	63
b. Central nuclear Laguna Verde, Veracruz.....	81
V.2 Caracterización general de la vulnerabilidad en la Vertiente Pacífica.....	85
V.3 Caracterización general de la vulnerabilidad en la central nuclear Laguna, Verde.....	86
Capítulo VI. Conclusiones y futuras de líneas de investigación	87
VI.1 Conclusiones	87
VI.2 Futuras líneas de investigación	88
Anexo Digital	89
Referencias.....	581

Lista de figuras

Figura 1.1 Generación de un tsunami por sismo.	17
Figura 1. 2 Definición de Runup, nivel de agua en la línea de costa y altura máxima del tsunami. .	19
Figura 1. 3 Características de las zonas de subducción.....	19
Figura 1. 4 Sismos más importantes ocurridos en el “cinturón de fuego”.	20
Figura 1. 5 Distribución de las tsunamis del 1901 al 2000 registrados en el Pacífico.....	20
Figura 1. 6 Carta de tiempo de propagación del tsunami de Tohoku, Japón. NOAA.....	23
Figura 1. 7 Daños materiales ocasionados por tsunamis en distintas partes del mundo.....	27
Figura 1. 8 Tsunami ($M_w = 8.2$), 4 de octubre de 1944, Shikotan. Epicentro 43.67 N, 147.36 E. Modelado con MOST.....	29
Figura 1. 9 Tsunami ($M_w = 9.1$), 11 de marzo de 2011, Japón. Epicentro 38.297 N 142.373 E. Modelado con Geoclaw.	30
Figura 1. 10 Comparación de gráficas de variación de nivel de mar de medidas con las obtenidas con el modelo Geoclaw.....	30
Figura 1. 11 Modelo de inundación del TEL, Universidad de Tohoku con colaboración Alfa Hydraulic Eng. Simulación del tsunami de Okushiri, Japón.	30
Figura 1. 12 Modelo de propagación TTT. Tsunami ($M_w = 8.2$) del 16 de mayo de 1968. Honshu, Japón.	31
Figura 2. 1 Riesgo sísmico y Placas tectónicas sobre las que se encuentra México. USGS de los Estados Unidos.....	33
Figura 2. 2 Mapa de epicentros históricos en el norte de México.....	34
Figura 2. 3 Mapa de epicentros históricos en el centro y sur de México	35
Figura 2. 4 Recorte del diario Excélsior con el informe sobre el tsunami. Tsunami de noviembre 16, 1925 en Zihuatanejo	37
Figura 2. 5 Recorte del diario Excélsior con el informe sobre el tsunami. Tsunami de junio 22, 1932 en Cuyutlán	38
Figura 2. 6 Recorte del diario El Universal con fotografías. Tsunami de junio 22, 1932 en Cuyutlán	38
Figura 2. 7 Foto tomada en las playas de la ciudad de La Manzanilla después del sismos de 1995. Universidad de California del Sur.....	38
Figura 2. 8 Mapa de la base de datos de tsunamis históricos en las costas mexicanas del NGDC de los Estados Unidos.....	40
Figura 3. 1 Geometría de la falla. Teoría de la dislocación elástica. Steketee, 1958	50
Figura 3. 2 Comparación de variación de superficie libre de datos en laboratorios con el modelo Geoclaw.....	52
Figura 4. 1 Zona de estudio 1. Península y Golfo de Baja California.....	54

Figura 4. 2 Zona de estudio 2A. Trinchera Mesoamericana (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca).....	54
Figura 4. 3 Zona de estudio 2A. Trinchera Mesoamericana (Oaxaca y Chiapas)	54
Figura 4. 4 Zona de estudio 3. Golfo de México.....	55
Figura 4. 5 Zona de estudio 4. Península de Yucatán.....	55
Figura 5. 1 Área de estudio (Google Earth, 2012). Trinchera Mesoamericana, Pacífico.	63
Figura 5. 2 Mapas de inundación a diferentes tiempos con epicentro 20 con $M_w = 8.0$	64
Figura 5. 3 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 6.0$	67
Figura 5. 4 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 7.0$	69
Figura 5. 5 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 7.5$	71
Figura 5. 6 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 8.0$	74
Figura 5. 7 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 8.5$	76
Figura 5. 8 Gráficas de variación de nivel de mar. Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con $M_w = 9.0$	78
Figura 5. 9 Gráficas de relación Magnitud-Altura de ola máxima del indicador 58 al 72 para el epicentro 20.	81
Figura 5. 10 Puntos de medición para la central nuclear Laguna Verde, Veracruz.	82
Figura 5. 11 Ubicación de Laguna Verde, Veracruz y de los epicentros en el Golfo de México. (Google Earth, 2012)	83
Figura 5. 13 Gráficas de relación Magnitud-Altura de ola máxima del indicador 1 al 4 (Laguna Verde, Veracruz) para el epicentro 3.	84
Figura 5. 12 Mapas de inundación a diferentes tiempos con epicentro 3 en el golfo de México con $M_w = 8.5$	84

Lista de tablas

Tabla 1. 1 Runups de los últimos tsunamis más importantes. Altura de ola registrada en Cabo San Lucas, Manzanillo y Acapulco. Datos obtenidos del <i>National Geophysical Data Center</i> de la <i>NOAA</i>	18
Tabla 1. 2 Magnitud de los últimos tsunamis más importantes.	19
Tabla 1. 3 Tabla de velocidades para diferentes longitudes de onda y profundidad de acuerdo a la ecuación (1.2).	23
Tabla 1. 4 Tiempos de arribo registrados en las costas mexicanas para algunos eventos históricos.	24
Tabla 2. 1 Tsunamis que han afectado las costas mexicanas.....	39
Tabla 4. 1 Dimensiones y extensiones de las diferentes zonas de estudio.....	53
Tabla 4. 2 Equivalencia de los niveles de refinamiento en grados y en metros.	55
Tabla 4. 3 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas mexicanas del Pacífico	56
Tabla 4. 4 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas de la península de Yucatán	57
Tabla 4. 5 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas del golfo de México.....	57
Tabla 4. 6 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas del golfo de México modificada para el estudio de la central nuclear Laguna Verde.	58
Tabla 4. 7 Ubicación geográfica de los puntos de medición propuestos para la costa mexicana del Pacífico	58
Tabla 4. 8 Ubicación geográfica de los puntos de medición propuestos para la costa mexicana del golfo de México y de la península de Yucatán.	59
Tabla 4. 9 Características geométricas de falla para distintas magnitudes.	61
Tabla 4. 10 Información resumida de los casos a simular en cada malla.	62
Tabla 5. 1 Localización geográfica y orientación de la falla del epicentro 20.	64
Tabla 5. 2 Puntos de medición para la central nuclear Laguna Verde, Veracruz.....	82
Tabla 5. 3 Altura de agua máxima registrada en los puntos de medición en el Pacífico.	85
Tabla 5. 4 Máxima altura alcanzada en los diferentes puntos de medición en Laguna Verde para cada magnitud.....	86

Introducción

Los tsunamis son un fenómeno natural violento y que causa severos daños a las zonas costeras. La gran mayoría de los tsunamis son provocados por sismos de gran magnitud que se localizan en zonas de subducción. En el Pacífico estas zonas de subducción en su conjunto es llamado “el Cinturón de Fuego”. El último tsunami de gran magnitud ocurrió después de un sismo de magnitud 9.1 frente a la costa de Honshu, Japón.

Las personas generalmente no sabían datos precisos acerca generación y arribo de tsunamis, pero últimamente los tsunamis han dado mucho de qué hablar por las imágenes y videos impresionantes que se han capturado y se han compartido por los medios digitales de comunicación. Los daños materiales ocasionados por los tsunamis recientes de Sumatra, Chile y Japón han impresionado tanto a la opinión pública que han empezado a cuestionar a los expertos acerca del riesgo en el que se encuentran las costas mexicanas.

Los videos aficionados de tsunamis en Sumatra, Chile y Japón han proporcionado información para los investigadores para estudiar el arribo e impacto de tsunamis. Antes del tsunami en el océano Índico del 2004, la información acerca de este fenómeno era muy difícil de encontrar y la gran mayoría de la información eran fotos. Al contrario, el reciente tsunami de Japón ha sido unos de los fenómenos más estudiados y documentados de la historia con imágenes en vivo donde muestran el arribo del tsunami a las costas de Japón.

Anteriormente, los laboratorios dedicados a estudiar tsunamis se dedicaban a elaborar modelos físicos para representar el fenómeno por el grado de complejidad que representaban resolver teóricamente el tsunami. Hoy en día, los modelos numéricos han venido a complementar los modelos físicos; con un trabajo en conjunto de estos modelos han permitido desarrollar y validar modelos numéricos cada vez más complejos y adaptables para estudiar diversos casos históricos e hipotéticos alrededor de todo el mundo. Los modelos numéricos están revolucionando la manera de estudiar diversos fenómenos naturales. Con este tipo de modelos se pueden evaluar centenares de casos sin preocuparse por la complicación de adaptar nuevamente las condiciones iniciales de estudio.

En México no hay ninguna estrategia para hacer frente ante el posible arribo de un tsunami porque no hay información suficiente como para elaborar un plan evacuación. La información disponible solo permite localizar de manera general que zonas están en riesgo de sufrir el impacto de un tsunami pero no se sabe de manera precisa los sitios de impacto y mucho menos la cota de inundación con la que puede impactar.

El fin de este trabajo es aportar información para la caracterización de la vulnerabilidad por tsunami en las costas mexicanas, tanto en el Pacífico como en el Atlántico. Para ello se simulara diversos epicentros de sismos con distintas magnitudes y diferentes puntos de medición ubicados en la línea de costa para determinar la máxima cota de inundación del posible tsunami generado.

Importancia

Los tsunamis son fenómenos muy difíciles de pronosticar; la magnitud de impacto puede variar demasiado en algunos cientos de kilómetros en la misma línea de costa de impacto y todavía es más complicado predecir las zonas de arribo con anticipación. Los recientes tsunamis de Indonesia (2004) y de Japón (2011) han dejado claro que el fenómeno puede superar cualquier pronóstico y destruir la infraestructura que se haya construido para resistir el impacto. El impacto de un tsunami provoca graves afectaciones a la economía de la zona afectada; los puertos son dañados imposibilitando el comercio de la zona; la industria pesquera y turística se ve afectada por un lapso de tiempo dejando sin empleo a varias personas.

El terremoto de 9.1 grados en la costa oeste de Sumatra, Indonesia, ocasionó un devastador tsunami en el océano Índico arribando a costas de Indonesia, Malasia, Sri Lanka, India y Tailandia provocando la muerte de más de 288,000 personas y varios miles más quedaron desaparecidos. El tsunami afectó a dos de las principales actividades económicas de la zona, la pesca y el turismo. En Sri Lanka, la industria pesquera provee empleo a 250,000 personas; 66% de la industria pesquera quedó afectada provocando una crisis económica en la zona.

El tsunami de Japón del 11 de marzo de 2011 fue provocado por un terremoto de 9.1 grados y las olas alcanzaron una altura (*runup*) alrededor de 38 metros. Las autoridades confirman al menos 15,854 muertes, 26,992 heridos y 3,155 personas desaparecidas en 20 prefecturas. También, 129,225 construcciones fueron destruidas y 691,766 fueron parcialmente dañadas. El principal daño que ocasionó el tsunami fue el accidente de la planta nuclear de Fukushima, al menos 3 reactores explotaron, desplazando a cientos de miles de personas por la radioactividad provocada en un radio de 20 km alrededor de la planta. Japón enfrenta una recuperación y reconstrucción que podría costar por lo menos \$180.000 millones de dólares, el equivalente a un 3% de su Producto Interno Bruto.

México tiene importantes actividades económicas en las costas; existen 17 principales puertos de altura, nueve en el océano Pacífico (Ensenada, Guaymas, Topolobampo, Mazatlán, Vallarta, Manzanillo, Lázaro Cárdenas, Salina Cruz, Acapulco) y ocho en el golfo de México y mar Caribe (Cd. del Carmen, Altamira, Tampico, Tuxpan, Veracruz, Coatzacoalcos, Dos Bocas, Progreso). Existen otros 23 puertos de cabotaje, para embarcaciones pequeñas y comercio local, diez en el océano pacífico (San José del Cabo, Santa Rosalía, Puerto Peñasco, La Paz, Altata, San Blas, Zihuatanejo, Puerto Escondido, Puerto Ángel, Puerto Arista) y trece en el golfo de México (Matamoros, Tecolutla, Nautla, Alvarado, Frontera, Álvaro Obregón, Champotón, Campeche, Celestún, Telchac, Puerto Juárez, Isla Mujeres, Chetumal).

Actualmente, en los puertos mexicanos se transporta poco más de un tercio del total de la carga del país y la mayor parte del volumen de las exportaciones, incluyendo petróleo y derivados, a la vez que operan como plataformas de importantes industrias como son la química, petroquímica, energía eléctrica, metalúrgica, minería, cemento, pesca, turismo náutico y de cruceros, ensamblaje, actividades logísticas y de almacenamiento, entre otras.

Al cierre de 2006, el impacto del subsector marítimo portuario en el PIB de la economía mexicana fue de 13.7 mil millones de pesos, de los cuales 9.2 mil millones fueron originados por actividades portuarias y 4.5 mil millones por servicios de transporte por agua. En él operan 2,597 empresas, 1,546 relacionadas con el transporte por agua y 1,051 en actividades portuarias.

Cabe destacar que en el 2006 el número de empleos generados fue alrededor de 157 mil, de los cuales 57 mil son directos y 100 mil indirectos. Las actividades de transporte por agua generan 69 mil empleos y las relacionadas con actividades portuarias 88 mil. Si consideramos la actividad industrial, cruceros, la industria petrolera y pesquera, el número de empleos asciende a 291,400.

Las actividades marítimas y portuarias en el país tienen gran impacto en el PIB, por eso es muy importante caracterizar las zonas de riesgo debido a diferentes fenómenos, que puedan afectar a este sector. El CENAPRED, dentro de su catálogo de riesgos, tiene identificado el riesgo por tsunami en las costas mexicanas, aunque sólo ubica las posibles zonas de impacto por tsunami de origen local y de origen lejano. Para la infraestructura que se requiere en las actividades marítimas y portuarias en las costas mexicanas, es necesario añadir un caso más para el diseño de estructuras y la planeación urbana que en este caso sería por tsunami y lo que pretende esta tesis es ofrecer información con la cual se pueda hacer estos análisis ya que actualmente solo se tiene como ayuda información histórica y ningún modelo matemático que ayude a la toma de decisiones y a la planeación de la respuesta ante eventos.

Objetivos y alcances

El principal objetivo de este trabajo es aplicar un modelo numérico que permita medir la variación del nivel del mar debido a la perturbación en el fluido debido a sismos y con ello obtener la información necesaria para elaborar ecuaciones paramétricas que permitan predecir una altura de ola en las costas mexicanas dado un determinado sismo.

Otros objetivos adicionales, y que complementan el objetivo central, se enlistan a continuación:

- Simular tsunamis de diferentes intensidades, puntos de origen y con la dirección más desfavorable para las costas mexicanas.
- Determinar altura máxima de ola de diferentes magnitudes de sismo en diversos puntos de medición colocados en la línea de costa mexicana.
- Determinar la magnitud de sismo el cual pueda generar tsunami en las costas mexicanas.
- Proporcionar información para la elaboración de mapas de riesgo por tsunamis en las costas mexicanas.
- Caracterizar la vulnerabilidad de las costas mexicanas.
- Estimar tiempo de propagación de tsunamis.

Organización del trabajo

Para alcanzar los objetivos planteados, el trabajo se ha organizado de la siguiente manera:

Capítulo I. Tsunamis

Se hace un repaso general del origen y de las características de los tsunamis. Entre las características de los tsunamis se describirá la propagación, tiempo, arribo, evolución y efectos de los tsunamis. Al final de este capítulo se hace una revisión del estado de arte en la modelación numérica de tsunamis.

Capítulo II. Zona de estudio

Se describe las características de la tectónica de placas y geografía sísmica en México. A partir de esta información se ubican los peligros y vulnerabilidades en las costas mexicanas. A continuación se hace un repaso histórico de los tsunamis registrados en México y los desastres producidos en las costas.

Capítulo III. Modelos de propagación de tsunamis

En este capítulo se presenta la descripción de las ecuaciones que resuelve el modelo Geoclaw. También se presenta otros dos modelos que sirven para generar la onda inicial del tsunami, teoría de la dislocación elástica y el modelo de Okada.

Capítulo IV. Metodología de la simulación de tsunamis

Se presenta la metodología usada en este trabajo, definiendo las extensiones de las mallas utilizadas, los epicentros, los puntos de medición y las condiciones de frontera utilizadas por el modelo Geoclaw.

Capítulo V. Resultados

Se presentan los resultados obtenidos del modelo Geoclaw de diferentes magnitudes de sismo en diferentes posiciones de epicentros. Al final, con las alturas máximas de ola en los diferentes puntos de medición se obtiene una relación matemática.

Capítulo VI. Conclusiones y futuras líneas de investigación

Se presentan las conclusiones a las que se llega después de realizar este trabajo y se proponen algunas de las futuras líneas de trabajo sobre este tema.

Capítulo I. Tsunamis

Los tsunamis son fenómenos naturales no tan frecuentes como las erupciones volcánicas y los sismos. Por esa razón, la información acerca de los tsunamis no es tan difundida dentro de la población. Este capítulo se resume las características más importantes de los tsunamis repasando su origen etimológico, eventos históricos, origen, desplazamiento y propagación, evolución y arribo. También se elabora un estado del arte en la modelación numérica de los tsunamis que permite ubicar la situación actual de los modelos existentes para el estudio de los tsunamis.

I.1 Qué es un tsunami

Tsunami (*tsu* (津): ‘puerto’ o ‘bahía’, y *nami* (波): ‘ola’; literalmente significa ‘ola de puerto’) es una voz japonesa con la que se designa a una secuencia de olas propagándose a través de un volumen de agua, comúnmente en el océano o en un lago. En español, el fenómeno se denomina *maremoto* pero se utilizan ambas palabras como sinónimos.

El origen de esta secuencia de olas se debe al desplazamiento de un gran volumen de agua. El desplazamiento puede ser provocado por: erupciones de volcanes, deslizamientos submarinos, sismos, impacto de meteoritos o explosiones nucleares. En algunas ocasiones, una primer alerta de que un tsunami está por arribar es el alejamiento repentino del mar de la costa, exponiendo más terreno de la playa que incluso en la marea más baja.

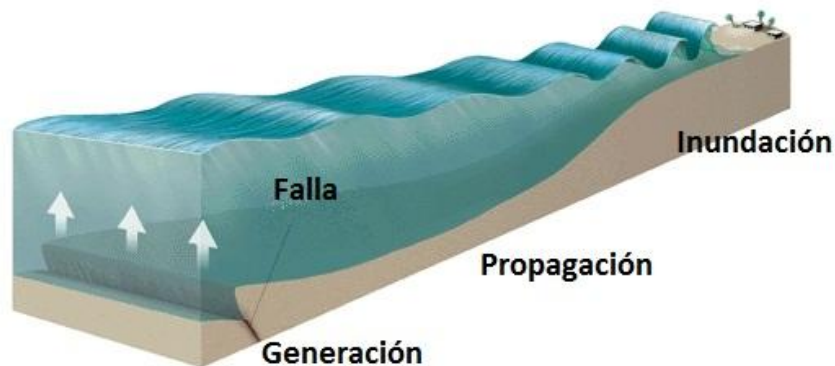


Figura 1.1 Generación de un tsunami por sismo.

A partir de donde se genera el tsunami, las olas pueden viajar en todas direcciones. En aguas profundas, la velocidad del tsunami puede llegar a ser de cientos de kilómetros por hora (de 200 a 700 km/h) pero apenas de unos cuantas decenas de centímetros de amplitud. Sin embargo, en aguas someras debido a la fricción con el fondo, la velocidad del tsunami disminuye y la amplitud se va incrementando hasta llegar a ser de unos cuantos a decenas de metros.

El tsunami es un fenómeno muy complejo, la amplitud de la ola depende de muchos factores los cuales complican su análisis. Aunque no son los únicos factores, la topografía de la línea de costa y la batimetría del lugar pueden influir en la altura de la ola de arribo en las costas. Por eso, la altura del tsunami que llega a impactar a una zona de la costa puede ser muy diferente a la de otra zona a unos cuantos cientos de metros.

Al arribar un tsunami a la costa, la primera ola en llegar puede no ser la ola con mayor altura; las olas consecuentes pueden ser las más peligrosas.

Debido todo lo anterior y a que la tecnología cada día es más accesible, la modelación numérica de la propagación de las olas en mar abierto y la inundación costera representa una buena opción para caracterizar los efectos este tipo de fenómeno tan complejo.

Algunas de las características de los últimos tsunamis sucedidos mundialmente y que han llegado a México se resumen en la siguiente tabla.

Tabla 1. 1 Runups de los últimos tsunamis más importantes. Cota registrada en Cabo San Lucas, Manzanillo y Acapulco. Datos obtenidos del *National Geophysical Data Center* de la *NOAA*.

Fecha	Localización de la generación del tsunami				Magnitud del sismo [Richter]	Runup [m]	Altura registrada en México [m]		
	País	Localidad	Latitud	Longitud			C. San Lucas	Manzanillo	Acapulco
11/mar/2011	Japón	Isla de Honshu	38.297 N	142.373 E	9.0	38.90	0.17	1.70	1.05
27/feb/2010	Chile	Al Sur de la costa	36.122 S	72.898 W	8.8	29.00	0.36	0.32	0.16
29/sep/2009	Samoa	Islas de Samoa	15.489 S	172.095 W	8.0	22.35	0.21	0.62	ND
15/ago/2007	Perú	Costa central del Perú	13.386 S	76.603 W	8.0	10.05	ND	0.07	0.20
26/dic/2004	Indonesia	Al oeste de las costas de Sumatra	3.295 N	95.982 E	9.1	50.09	0.12	0.40	ND

El *Runup* es la altura vertical alcanzada por la penetración máxima de un tsunami con referencia al nivel medio de mar. A partir del valor del runup se puede determinar:

- La magnitud del tsunami, medida del tamaño de un tsunami basado en la medición de sus ondas, la cual es definida (Lida, 1967) como

$$m = \log_2 H \tag{1.1}$$

Donde *H* es el runup.

Tabla 1. 2 Magnitud de los últimos tsunamis más importantes.

Fecha	País	Localidad	Magnitud del sismo [Richter]	Runup [m]	Magnitud del Tsunami
11/mar/2011	Japón	Isla de Honshu	9.0	38.90	5.3
27/feb/2010	Chile	Al Sur de la costa	8.8	29.00	4.9
29/sep/2009	Samoa	Islas de Samoa	8.0	22.35	4.5
15/ago/2007	Perú	Costa central del Perú	8.0	10.05	3.3
26/dic/2004	Indonesia	Al oeste de las costas de Sumatra	9.1	50.09	5.6

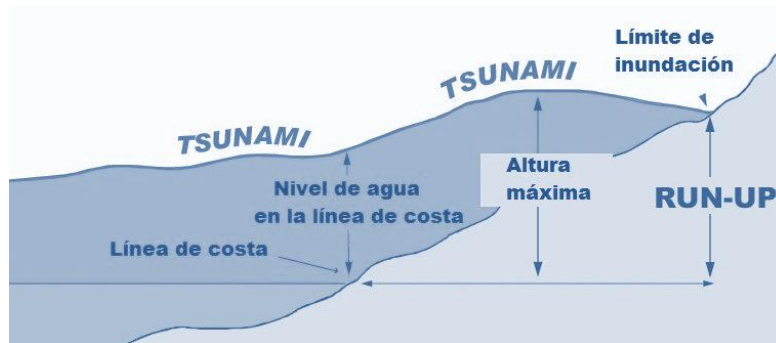


Figura 1. 2 Definición de Runup, nivel de agua en la línea de costa y altura máxima del tsunami.

I.2 Origen y características de los tsunamis

La gran mayoría de los tsunamis se originan por sismos que ocurren en el contorno costero del Océano Pacífico, en las zonas de hundimiento de los bordes de las placas tectónicas que constituyen la corteza del fondo marino, que son conocidas como *zonas de subducción*. Las zonas de subducción se caracterizan por la presencia de profundas fosas oceánicas y de cadenas montañosas volcánicas.



Figura 1. 3 Características de las zonas de subducción

Las zonas de subducción en el contorno costero del Océano Pacífico se le conoce como el Cinturón de Fuego por su intensa actividad sísmica y volcánica que abarca los siguientes países y zonas: Chile, Perú, Ecuador, Colombia, Centroamérica, México, parte de los Estados Unidos, parte de Canadá, las Islas Aleutianas, las islas de Rusia, Japón, Taiwán, Filipinas, Indonesia, Papúa Nueva Guinea y Nueva Zelanda.

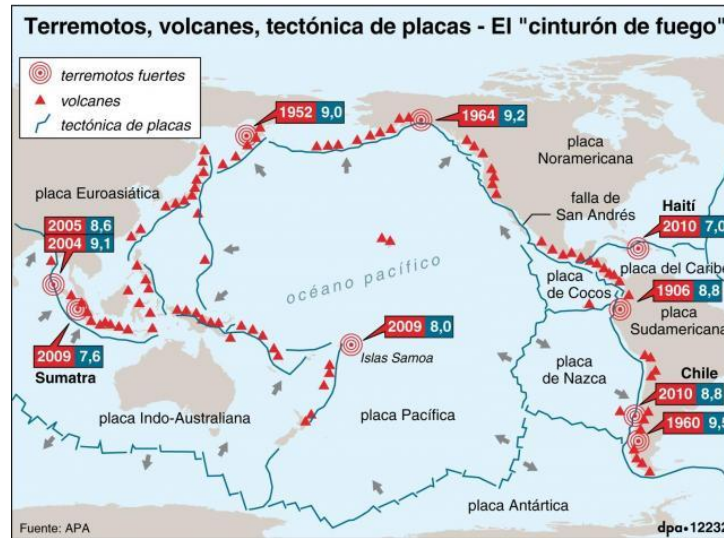


Figura 1. 4 Sismos más importantes ocurridos en el "cinturón de fuego".

Según el *International Tsunami Information Center* de la UNESCO, el 94% de los 450 tsunamis ocurridos en el siglo XX en el Océano Pacífico han sido generados por sismos. La siguiente imagen muestra los sismos que han ocasionado tsunamis en el siglo XX. Los tsunamis medidos en el mapa indican que solo fueron apreciables con aparatos de medición, no que precisamente tengan mucha información acerca del tsunami.

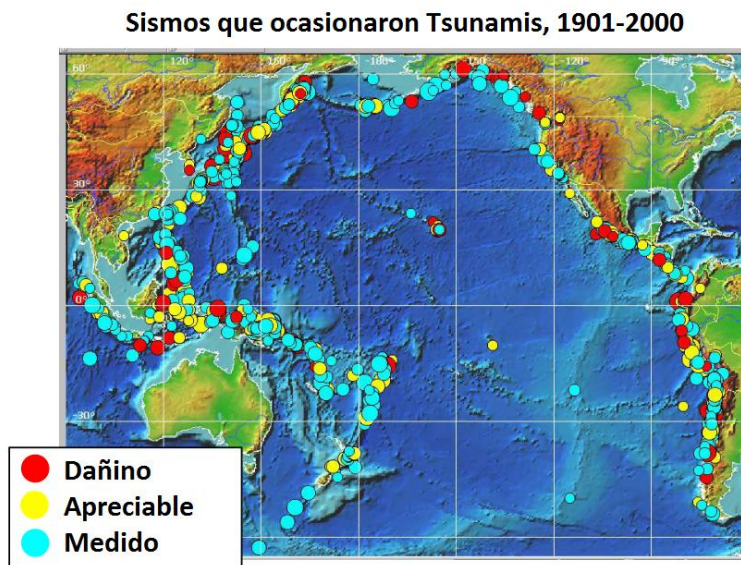


Figura 1. 5 Distribución de las tsunamis del 1901 al 2000 registrados en el Pacífico.

Para que un sismo genere un tsunami, es necesario que:

- a) El hipocentro del sismo, o una parte mayoritaria de su área de ruptura, esté bajo lecho marino, a una profundidad menor a 60 km (sismo superficial).
- b) Ocurra en una zona de hundimiento de borde placas tectónicas; es decir, que la falla tenga una componente vertical y no solamente con componente horizontal. Puede ser posible que un sismo con únicamente componente horizontal genere un tsunami pero no será comparable la magnitud que el que genere un sismo con componente horizontal y vertical.
- c) En cierto lapso de tiempo el sismo libere suficiente energía, y que ésta se transmita eficientemente de la falla a la masa de agua.

Aun no existe algún modelo teórico totalmente satisfactorio que permita determinar si un sismo es *tsunamigénico* (generador de tsunami). Pero sí hay modelos teóricos que permiten simular el posible tamaño (altura de olas) y energía inicial de un tsunami generado por un sismo, de acuerdo con las características geofísicas del sismo.

Tradicionalmente se había aceptado que la magnitud del sismo M_w fuera mayor que 7.5 como condición suficiente para que generara un tsunami; sin embargo, para terremotos de gran duración (mayor que 20 segundos), este indicador no es confiable. Efectivamente, movimientos telúricos de M_w menor que 7.0 y de gran duración han provocado tsunamis anormalmente grandes a lo esperado (se denominan sismotsunamis). Un ejemplo es el ocurrido en la Fosa Mesoamericana frente a Nicaragua en septiembre de 1992, que fue destructivo y los habitantes de la zona costera no se lo esperaban. Actualmente hay consenso en que el valor del momento sísmico M_w , que es proporcional al área de ruptura y a la dislocación vertical de la falla y que puede ser determinado a partir de los registros sismográficos de banda ancha, es el mejor parámetro para estimar la probabilidad de generación de tsunamis.

Los tsunamis se clasifican de acuerdo con la distancia desde el lugar de generación al lugar de arribo. Se pueden clasificar en:

- Tsunamis locales. El lugar de arribo a la costa está muy cercano a la zona de generación (área de dislocación del fondo marino) del maremoto. El tiempo de desplazamiento del tsunami es de menos de una hora para arribar a costas. Ejemplo: el generado por un sismo en la Fosa Mesoamericana frente a Michoacán el 19 de septiembre de 1985, que tardó sólo 30 segundos para llegar a Lázaro Cárdenas, y 23 minutos para arribar a Acapulco.
- Tsunamis regionales. El sitio de arribo del tsunami está a menos de 1000 km o a pocas horas de viaje de la zona de generación. Ejemplo: el provocado por un sismo en las costas de Colombia el 12 de diciembre de 1979, que tardó 4 horas para llegar a Acapulco.
- Tsunamis lejanos (Tsunamis transpacíficos). El sitio de arribo está muy alejado a más de 1000 km de distancia de la zona de generación, a aproximadamente medio día o más de viaje. Ejemplos: el ocurrido en Chile el 27 de febrero de 2010 demoró unas 9 a 10 horas en llegar a Acapulco (México), y el maremoto generado en Japón el 11 de marzo de 2011 demoró 14 horas y 32 minutos en arribar a Acapulco (México).

I.3 Propagación y desplazamiento de los tsunamis

Los tsunamis generados en alguna de las grandes trincheras oceánicas del océano Pacífico, como las de Chile, Japón y las Aleutianas, pueden viajar de un lado a otro del océano en menos de un día. Sin embargo, para las costas cercanas a la zona de generación de tsunamis, las olas del tsunami llegarán en cuestión de segundos o minutos. Es por esto que es necesario determinar la magnitud del sismo y su posible cota de inundación. Con esta información se podrá localizar aquellas zonas en riesgo de la costa mexicana que pueden sufrir un mayor daño debido a tsunamis locales.

Como se ha mencionado, la velocidad de las ondas del tsunami en aguas profundas puede ser de cientos de kilómetros por hora pero apenas de unos cuantos decenas de centímetros de amplitud. Las embarcaciones que se encuentran en aguas profundas les será difícil percibir o apreciar el paso de las olas de un tsunami.

La longitud de las olas de los maremotos (varios cientos de kilómetros) es mucho mayor que la profundidad de las aguas oceánicas por las que se desplazan. Esta propiedad (denominada de *onda superficial*) hace que, en primera aproximación, su velocidad de propagación dependa exclusivamente de la profundidad. Esto permite determinar la velocidad de propagación correspondiente a todos los puntos oceánicos de los que se tengan información batimétrica, y a su vez cuantificar el tiempo de desplazamiento del tsunami entre dos lugares (el de origen y el de arribo a la costa), a lo largo de una trayectoria que una esos puntos.

La velocidad (V) del tsunami en el océano, donde la longitud de la onda es mayor que la profundidad del agua, esta expresada en la siguiente ecuación:

$$V = \sqrt{d * g} \quad (1.1)$$

Donde d es la profundidad del océano y g es la aceleración debida a la fuerza de gravedad. La velocidad de las ondas es independiente de la longitud de la onda L .

En profundidades de agua entre $0.5 * L$ y $0.04 * L$ es necesario utilizar una expresión más precisa:

$$V = \sqrt{[(g * L/2\pi) * \tanh(2\pi * h/L)]} \quad (1.2)$$

Con estas ecuaciones se puede determinar fácilmente la velocidad de las ondas a distintas profundidades.

Tabla 1. 3 Tabla de velocidades para diferentes longitudes de onda y profundidad de acuerdo a la ecuación (1.2).

Profundidad [m]	Longitud de la onda [km]	Velocidad
7000	282	943
4000	213	713
2000	151	504
200	48	159
50	23	80
10	10.6	36

La NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) de los Estados Unidos ha elaborado diversas cartas de tiempo de propagación de los últimos tsunamis importantes y también de algunos hipotéticos. Las cartas elaboradas presentan un punto de origen del tsunami y el desplazamiento probable en el océano a cada hora. El software utilizado para calcular los tiempos de propagación es el llamado *Tsunami Travel Times* (TTT) desarrollado por Paul Wessel.

La siguiente figura muestra el desplazamiento a cada hora del reciente tsunami en Japón (marzo, 2011). El tsunami tardó 11 horas en arribar a costas del norte del país y alrededor de 4 horas más en llegar a las costas del sur del país.

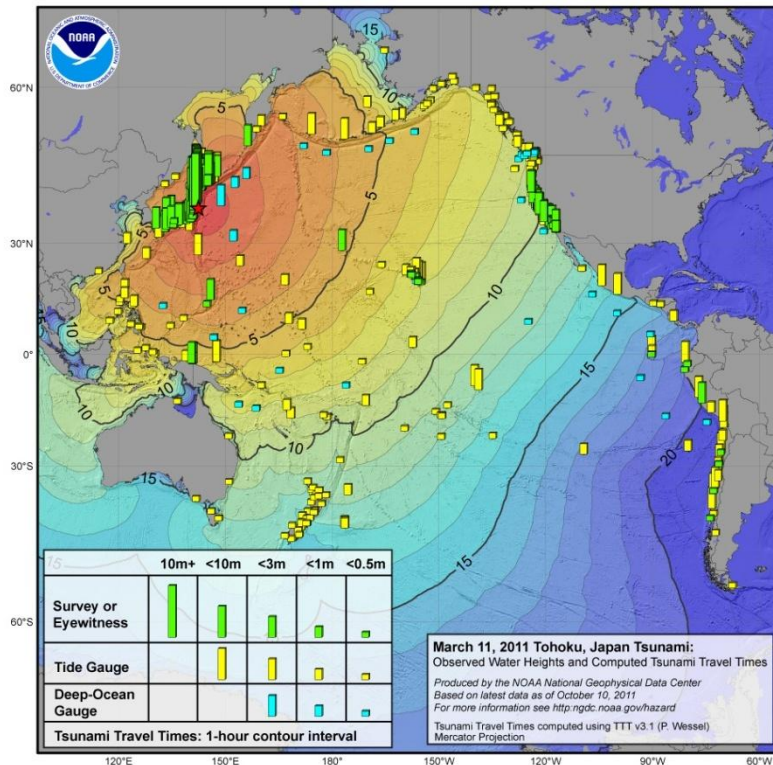


Figura 1. 6 Carta de tiempo de propagación del tsunami de Tohoku, Japón. NOAA.

En la siguiente tabla, se encuentran los tiempos cronometrados de viaje desde su origen hasta su arribo a tres puntos de las costas mexicanas de los últimos tsunamis importantes.

Tabla 1. 4 Tiempos de arribo registrados en las costas mexicanas para algunos eventos históricos.

Fecha	Origen	Tiempo de Viaje [horas : min]		
		Cabo San Lucas	Manzanillo	Acapulco
11/mar/2011	Japón	12 : 33	13 : 49	14 : 32
27/feb/2010	Chile	11 : 59	10 : 31	9 : 15
29/sep/2009	Samoa	10 : 55	11 : 48	ND
15/ago/2007	Perú	8 : 16	ND	6 : 30
26/dic/2004	Indonesia	29 : 27	ND	ND

Los tiempos de arribo a Cabo San Lucas, B.C., y a Acapulco, Guerrero (lugares relativamente extremos en la costa del Pacífico de México) tienen una diferencia de 1:45 a 2:45 horas. Estas cartas son de mucha utilidad para prevenir a la población de un posible arribo de tsunami a las costas mexicanas y tener un tiempo aproximado a la mano. Dependiendo del lugar de origen del tsunami, una vez que se haya registrado el arribo del maremoto en alguna parte de la costa mexicana, se puede predecir el tiempo de arribo para los lugares extremos de la costa.

La ubicación de la trinchera y de las costas mexicanas y la forma elíptica alargada de las áreas de ruptura de los sismos, propicia que la mayor parte de la energía del tsunami se propague en dirección de la costa más cercana y hacia su opuesta, en el otro extremo del Océano Pacífico. La minoría de la energía se propaga en dirección perpendicular al eje principal del desplazamiento del tsunami.

Las zonas sísmicas que se encuentran frente a las Islas Filipinas, las Islas Salomón, Tonga y Samoa representan el mayor riesgo potencial de generación de tsunamis transpacíficos para las costas mexicanas.

I.4 Arribo, evolución y efectos de los tsunamis

La interacción de las olas de los tsunamis con la costa es muy compleja. En la costa la altura de los tsunamis depende de:

- a) las características de las olas en mar abierto
- b) la batimetría
- c) la pendiente del fondo marino
- d) la configuración del contorno de la costa
- e) la refracción
- f) la reflexión

- g) el ingreso de las olas en las diversas formaciones fisiográficas costeras (bahías, golfos, penínsulas, islas, cabos, deltas fluviales, lagunas costeras, etc.)

A causa de los diversos factores que influyen en el estudio de los tsunamis, las cotas de inundación pueden variar considerablemente a lo largo de toda la costa. El tamaño de las olas de un tsunami puede variar a muy pocos kilómetros de una zona de arribo. Aunque los datos históricos registrados indican que las alturas de los tsunamis de origen lejano han sido de unos cuantos centímetros en las costas mexicanas, es conveniente estar siempre en alerta de un posible arribo de un tsunami. Como se dijo anteriormente, un tsunami es una serie de olas y la longitud entre cada una de ellas puede ser de cientos de kilómetros, separadas entre 10 y 40 minutos. Comúnmente, la ola de mayor altura y potencial destructivo no es la primera ni la segunda, sino las siguientes: tercera, etc.

Por el efecto de *someramiento* (en profundidades de agua menor a $0.5 * L$), el arribo de un tsunami a las costas puede provocar el retiro del mar dejando expuestas grandes extensiones del fondo marino. Este retiro del mar es un aviso que pocos segundos o minutos después arribara una ola a gran velocidad. En muy pocos casos no se ha producido este retraimiento del mar, esto depende de la geometría de la falla generadora del tsunami.

Como se explicó anteriormente, al acercarse las olas de los tsunamis a la costa, la disminución de la profundidad del fondo marino provoca que también las longitudes de onda y la velocidad disminuyan. La energía se concentra y la altura incrementa. Cuando las olas de un maremoto se acercan a costas donde la topografía del lugar hace efectos de embudo (como una bahía), las olas crecen, alcanzando a veces alturas considerables. Este fenómeno se denomina *amplificación resonante* por formación de ondas estacionarias; se genera en olas de tsunami cuya longitud sea igual o múltiplo de las dimensiones horizontales (longitud y anchura) de la bahía. En Acapulco, se puede creer que la isla que se encuentra enfrente de la bahía puede ser una defensa natural ante tsunamis pero todo depende de la dirección del impacto. La isla puede amplificar las ondas y limita el escape de energía.

Debido a este fenómeno, al arribo de los maremotos provenientes de Chile en 1960 y de Alaska en 1964 las alturas máximas de ola registradas en el mareógrafo de Ensenada, B.C., fueron aproximadamente el triple de las ocurridas en la costa abierta de la vecina localidad de La Jolla, California (USA), y mayores a las de otros puertos mexicanos. Este fenómeno también se presenta en las bahías de La Paz y Manzanillo.

Al llegar a la costa, las olas de los tsunamis pueden llegar a propagarse por ríos, esteros, arroyos y/o lagunas costeras y viajar hasta varios kilómetros tierra adentro. A esta propagación se le denomina *bores*. Por ejemplo: las olas que el 19 de septiembre de 1985 se propagaron aguas arriba por el Río Balsas e inundaron la zona portuaria de Lázaro Cárdenas; en tan sólo 18 minutos llegaron hasta el segundo puente de la ciudad, distante 8 kilómetros de la boca del río. Por lo tanto, al ocurrir un tsunami el riesgo de inundación incluye ríos, esteros, arroyos y lagunas costeras.

A su arribo, los daños materiales pueden ser:

- 1) Primarios, causados directamente por la acción estática del agua (inundación, presión, flotación) en las estructuras, o por su acción dinámica (corrientes, fuerzas de arrastre), y rompimiento de las olas o rebasado de sus aguas en muelles y rompeolas.
- 2) Secundarios, ocasionados por:
 - a. Impacto de objetos flotantes o arrastrados por las aguas (embarcaciones, vehículos, etc.) en estructuras fijas.
 - b. Incendios o explosiones, inducidos por el impacto de tales objetos flotantes en tanques de almacenamiento de combustible.
 - c. Líneas eléctricas caídas.
 - d. Derrumbe de edificaciones, por escurrimiento del material térreo de soporte de sus cimientos.
 - e. Contaminación por líquidos y/o gases tóxicos, al romperse los tanques de almacenamiento.

En Japón a más de un año del fenómeno, el sismo y el tsunami destruyeron buena parte de la costa nororiental y dejaron a su paso 16 millones de toneladas de barro y 22 millones de toneladas de escombros, de las que aún quedan por retirar cerca de 6,6 millones. También destruyó miles de hectáreas de bosques que aun esperan recuperar. Entre otros problemas causados por el tsunami en Japón está la fuga de radiación de la planta de energía nuclear Fukushima Dai-ichi que a pesar de los esfuerzos para detener filtraciones radiactivas, en los últimos meses las filtraciones han ido a parar a toneladas de agua, contaminando los alimentos y el ambiente de la zona.

Las siguientes imágenes muestran algunos daños ocasionados por tsunamis en Japón, Chile, India y en Sri Lanka:



Sukuiso, Japón



Minato, Japón



Concepción, Chile



Karaikal, India



Hotel Tritón, Sri Lanka 1



Hotel Tritón, Sri Lanka 2

Figura 1. 7 Daños materiales ocasionados por tsunamis en distintas partes del mundo.

El impacto social puede producir:

- a) Decesos y heridos.
- b) Destrucción de construcciones.
- c) Daños en vías de comunicación, hospitales y escuelas.
- d) Interrupción de servicios públicos (electricidad, telefonía, etc.)
- e) Desplazamiento y reubicación de asentamientos humanos

El impacto social se amplifica si la población no está informada que en el sitio donde radica y/o trabaja puede ser una zona de riesgo de arribo de tsunamis.

El impacto económico puede variar según al país que golpea el tsunami. Como ejemplo, el reciente tsunami en Japón tuvo repercusiones en la economía mundial, las aseguradoras sufrieron una abrupta caída y los precios del crudo también cayeron. El costo del tsunami y el terremoto se estima en 180,000 millones de dólares que significa el 3% del PIB de Japón. A un poco más de un año del tsunami en Japón, casi un 30% de las grandes compañías están “considerando seriamente” trasladar sus operaciones a otros países debido a las consecuencias del tsunami, debido a esto, las comunidades son afectadas por problemas de desempleo.

Sin embargo, el tsunami en Indonesia tuvo un impacto económico relativamente marginal. Los principales sectores económicos afectados fueron la pesca y el turismo pero fue en un porcentaje

pequeño. Aunque afectó y destruyó la vida de millones de familias, el tsunami en Indonesia aparentemente no dañó las propiedades más lucrativas de la región, las instalaciones petroleras y gasíferas. Aceh, que se llevó lo peor en daños, solo representa el 2% de la economía en Indonesia. En el 2005 y el 2006, el crecimiento económico ha sido superior al 5%.

Algo similar pasó en la economía de Sri Lanka, el dinero enviado al país por un millón de trabajadores de Sri Lanka emigrados a medio oriente ha sido el mayor ingreso externo del país. Además, las fábricas de ropa que proveen a grandes marcas de Estados Unidos ninguna fueron afectadas.

I.5 Estado del arte en la modelación numérica de tsunamis

Las modelaciones numéricas son descripciones matemáticas que buscan representar el tsunami observado, simulando la propagación, arribo y sus efectos.

Actualmente el método más confiable para evaluar y pronosticar a detalle las alturas máximas y el tiempo de propagación que alcanzarían las olas de un maremoto a lo largo de una franja costera es la simulación numérica de la generación, la propagación y el arribo de un maremoto. Los modelos tienen que ser alimentados con información batimétrica y topográfica del lugar a ser estudiado.

Estos modelos normalmente resuelven ecuaciones similares, pero a menudo emplean técnicas numéricas diferentes y se aplican a segmentos diferentes del problema total de la propagación del tsunami, desde las zonas de generación hasta el runup en áreas distantes. Los modelos se pueden diferenciar de acuerdo al mecanismo generador de tsunami, como explosiones volcánicas, derrumbes o el más común de todos, por algún sismo.

Para estudios de riesgo de impacto por tsunami, los modelos son inicializados con características pesimistas del mecanismo generador de tsunami con la finalidad de obtener el caso más desfavorable, con estos se puede determinar el runup máximo y su inundación. Otra técnica de estudio es la de simular los casos más frecuentes que se llegan a presentar en el área de estudio. La información obtenida a través de estos modelos sirve como base para crear mapas de riesgo y procedimientos para la evacuación por tsunamis.

Las modelaciones numéricas se pueden dividir en dos tipos:

- Modelos de propagación. Su principal objetivo es ofrecer el tiempo estimado de arribo del tsunami en distintos puntos, alturas de ola y áreas de inundación. Los modelos de propagación son corridos en tiempo real mientras un tsunami es propagado en mar abierto. Estos modelos están diseñados para operar bajo la limitante del tiempo. Este tipo de modelo se puede dividir en tres principales etapas: generación de la ola inicial, propagación e inundación.

- Modelos de inundación. Los modelos de inundación intentan recrear la generación del tsunami en aguas profundas o en aguas someras, la propagación a la zona de impacto y la inundación a lo largo de zona de estudio. Para estos modelos se requiere información batimétrica y topográfica de alta resolución para el correcto modelaje de la dinámica del fluido durante la simulación. Para el desarrollo de mapas de inundación es necesario tener actualizada la información batimétrica y topográfica de la zona de estudio.

El NCTR (NOAA Center of Tsunami Research, de los Estados Unidos) utiliza el modelo de propagación e inundación MOST (Method of Splitting Tsunami) para sus investigaciones. El modelo MOST fue desarrollado por Titov del PMEL (Pacific Marine Environmental Laboratory, de los Estados Unidos) y por Synolakis de la Universidad del Sur de California. MOST es un código numérico capaz de simular los tres procesos de la evolución del tsunami. Los parámetros de entrada pueden ser ingresados de diferentes maneras dependiendo de la aplicación. La ubicación y la magnitud del sismo se utilizan para estimar el desplazamiento vertical del fondo del océano. Este desplazamiento se utiliza como el desplazamiento inicial de la superficie del agua. El modelo se utiliza para diseñar estrategias de evacuación utilizando casos desfavorables en zonas de riesgo.

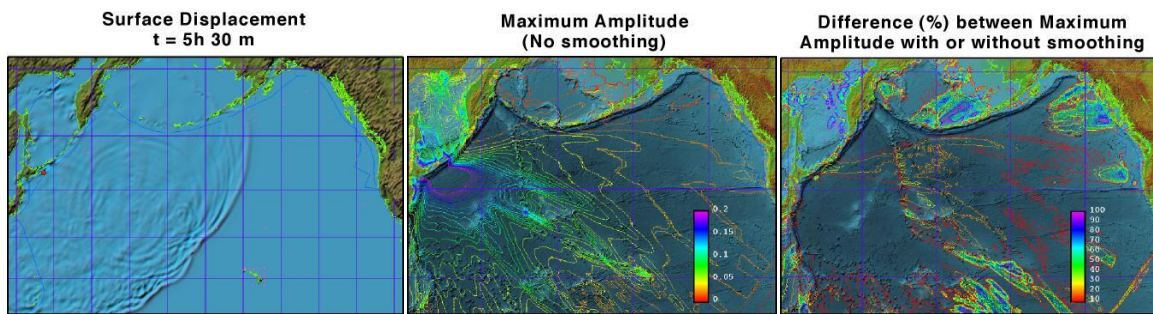


Figura 1. 8 Tsunami ($M_w = 8.2$), 4 de octubre de 1944, Shikotan. Epicentro 43.67 N, 147.36 E. Modelado con MOST

Geoclaw es un modelo de propagación de tsunamis desarrollado principalmente por Randall J. LeVeque de la Universidad de Washington, Jan Olav Langseth de Norwegian Defence Research Establishment, Marsha Berger del instituto de Courant de la Universidad de Nueva York, entre otros. Es un código de abierto desarrollado desde el año de 1994, utilizando Fortran para los cálculos numéricos y Python para la representación gráfica. Es un modelo muy semejante a MOST, utiliza el desplazamiento marino para generar la onda inicial del tsunami. También es un modelo de inundación, aunque es necesario tener información batimétrica de baja resolución para la propagación del tsunami e información batimétrica en alta resolución para la modelación de la inundación. El modelo permite ubicar distintos puntos de medición de variación de nivel de mar.

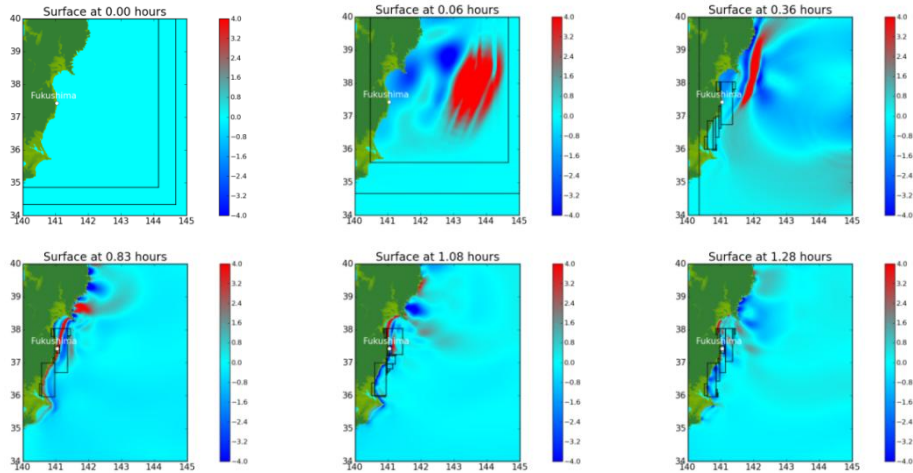


Figura 1. 9 Tsunami ($M_w = 9.1$), 11 de marzo de 2011, Japón. Epicentro 38.297 N 142.373 E. Modelado con Geoclaw.

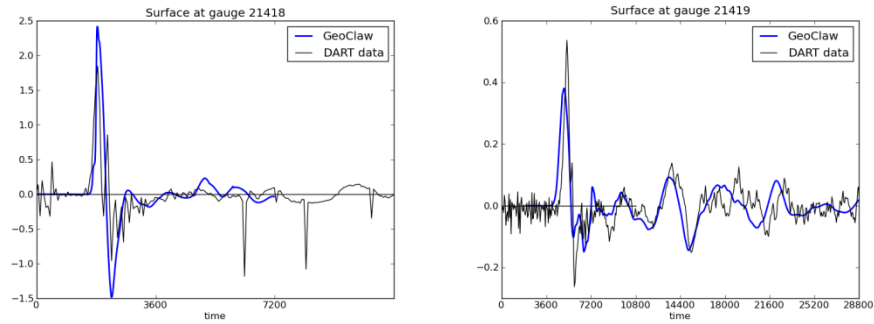


Figura 1. 10 Comparación de gráficas de variación de nivel de mar de medidas con las obtenidas con el modelo Geoclaw.

Un ejemplo de modelo de inundación es el del laboratorio TEL (Tsunami Engineering Laboratory) de la Universidad de Tohoku, Japón. Los trabajos que realiza este laboratorio son modelos numéricos, medición en campo, experimentos físicos, estudio de tsunamis históricos y diseño de mapas de evacuación.



Figura 1. 11 Modelo de inundación del TEL, Universidad de Tohoku con colaboración Alfa Hydraulic Eng. Simulación del tsunami de Okushiri, Japón.

Hay modelos de propagación que se especializan en calcular el tiempo de propagación de las olas de un tsunami. El programa TTT (Tsunami Travel Times) desarrollado por Pau Wessel es uno de ellos; calcula los tiempos de primer arribo sobre una malla de información batimétrica con un epicentro dado. Este programa únicamente ofrece el tiempo de arribo, no ofrece información como altura de ola del tsunami. Este tipo de programa se utiliza para elaborar dos tipos de mapa de propagación: para eventos históricos y para eventos hipotéticos. El NGDC (National Geophysical Data Center) de los Estados Unidos genera sus mapas de propagación con ayuda de este programa.

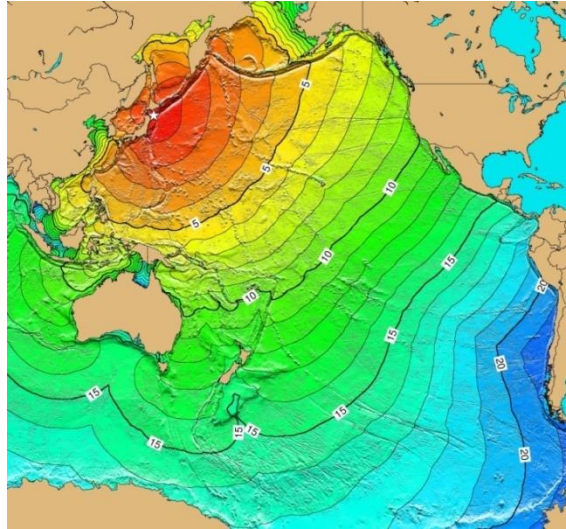


Figura 1. 12 Modelo de propagación TTT. Tsunami ($M_w = 8.2$) del 16 de mayo de 1968. Honshu, Japón.

Hay diversas universidades e institutos que están trabajando en sus propios modelos numéricos en países como Italia, India, Japón, Rusia y Estados Unidos.

A pesar de que varios modelos han tenido éxito en la verificación, se requiere capacitación para entenderlos y usarlos correctamente. Como ejemplo de estas capacitaciones, en marzo de 1996, en Valparaíso (Chile), el Servicio Hidrográfico y Oceanográfico de la Armada (SHOA) organizó un curso de entrenamiento de Simulación Numérica de Tsunamis en conjunto con el Departamento de Oceanografía Física del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México (CICESE). El curso correspondió a la etapa de transferencia tecnológica del proyecto denominado “*Tsunami Inundation Modelling for Exchange*” (TIME).

Capítulo II. Zona de estudio

Este estudio, como lo dice el título de esta tesis, se centra en las costas mexicanas. Una gran mayoría de los casos registrados indican que los sismos son la principal fuente generadora de tsunamis por cual este capítulo se concentra en describir la geografía sísmica del país y documentar los casos históricos de tsunamis ocurridos en él.

II.1 Tectónica de placas y geografía sísmica

Como se ha dicho, México se encuentra dentro del Cinturón de Fuego, por lo que es una de las regiones con mayor actividad sísmica en el mundo. Principalmente, México se ubica sobre 3 placas: la placa del Pacífico, la Norteamericana y la de Cocos. El movimiento de estas placas es la causa de frecuentes sismos y la actividad volcánica de la zona.

La mayor parte del territorio terrestre mexicano se encuentra sobre la placa Norteamericana y las principales fronteras de las placas se encuentran del lado de las costas del océano Pacífico. Dentro del territorio mexicano, detallando, se pueden ubicar las siguientes placas (ver Figura 2. 1):

- Placa del Pacífico
- Placa Norteamericana
- Placa La Rivera
- Placa de Cocos
- Placa del Caribe

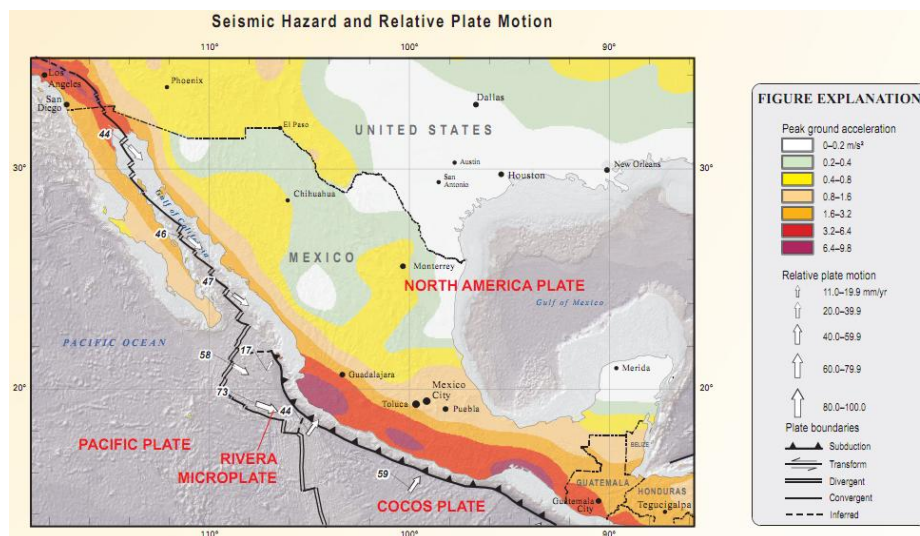


Figura 2. 1 Riesgo sísmico y Placas tectónicas sobre las que se encuentra México. USGS de los Estados Unidos.

La interacción de la placa del Pacífico y la placa Norteamericana se presenta en la falla San Andrés, que es una falla transcurrente, cuando los esfuerzos son cortantes sin componente vertical. La falla atraviesa por el golfo de California, enfrente de la línea costera de los estados de B.C. Sur, Baja California, Sonora y Sinaloa.

Los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas se encuentran ubicados en frente de una zona de subducción llamada Trinchera Mesoamericana, donde la placa de cocos es subducida en la placa Norteamericana.

Rozando el extremo sur de Chiapas, en Guatemala, se encuentra el sistema de fallas transformadas Chixoy-Polochic y Montagua, que separan la placa de Cocos y del Caribe.

México tiene una larga historia de sismos destructivos y de erupciones volcánicas. El sismo más recordado del siglo pasado es el de septiembre de 1985; este sismo, con una magnitud de 8.5, mató a más de 9500 personas en la ciudad de México y generó un tsunami, no tan mencionado en los medios de comunicación, de 3 metros que arribó al puerto de Lázaro Cárdenas, Michoacán.

Las Figuras 2.2 y 2.3 muestran extracciones del mapa histórico de sismos de los años de 1900 al 2010 del USGS de los Estados Unidos.

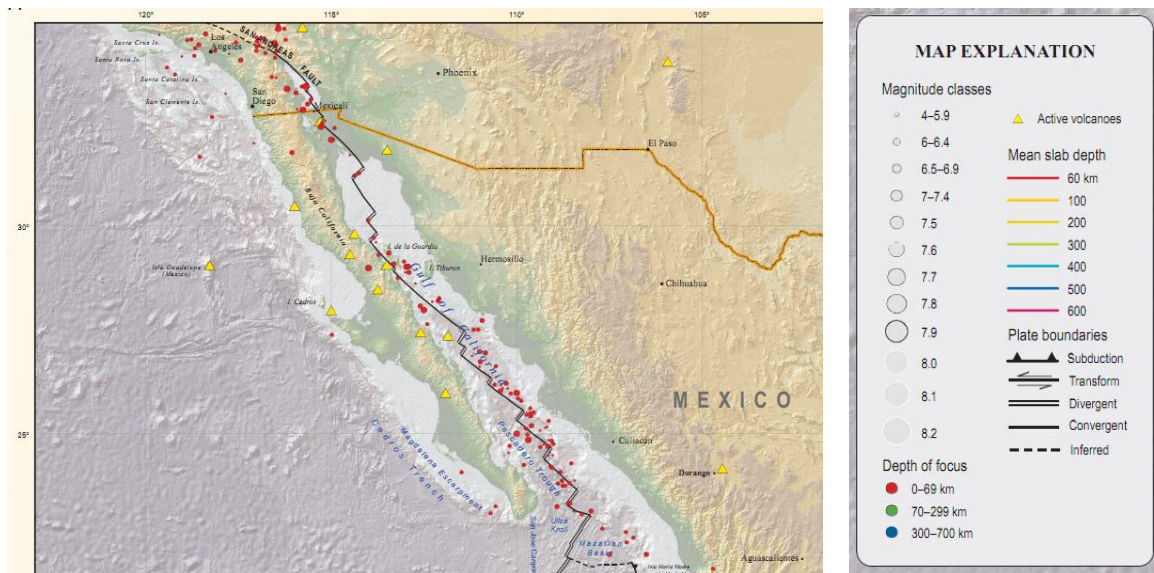


Figura 2. 2 Mapa de epicentros históricos en el norte de México

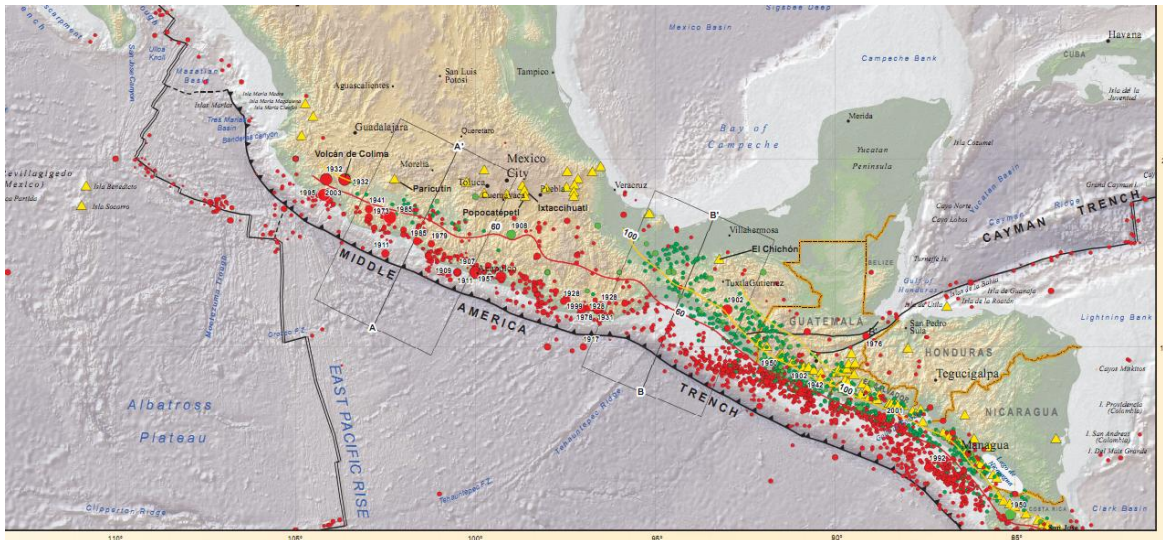


Figura 2. 3 Mapa de epicentros históricos en el centro y sur de México

II.2 Peligros y vulnerabilidad en las costas mexicanas asociadas a tsunamis

Para que un sismo pueda generar un tsunami es necesario que se presente un movimiento vertical en la falla que genera el sismo. Las fallas que presentan esta característica son las fallas normales o de deslizamiento y las fallas de reversa o de cabalgadura (zonas de subducción). Las fallas transcurrentes o de rumbo no presentan una componente vertical. Conocido este comportamiento, se puede clasificar las costas mexicanas según el tipo de falla que presentan:

- La zona que va desde la boca del golfo de California hasta el valle de Mexicali presenta sismicidad primordialmente debida a fallas transcurrentes.
- La falla de Tamayo, que separa parte de la placa de Rivera de la de Norteamérica; la falla de Rivera, que separa la placa de Rivera de la del Pacífico y otras fallas pequeñas como la de Orozco, que unen desplazamientos de la cresta del Pacífico oriental y separan la placa de Cocos de la del Pacífico, son también fallas transcurrentes.
- La zona que va desde la boca del golfo de California hasta el extremo sur del país, en Chiapas, a lo largo de la costa del Pacífico y que continúa por Centroamérica y Sudamérica es conocida como "Trinchera Mesoamericana" suele presentar fallas generadoras de tsunamis. La placa de la Rivera y la placa de Cocos están subducidas bajo la placa Norteamericana con ángulos de inclinación que van desde los 9° en Michoacán hasta los 45° en el área de Tehuantepec; en esta zona es donde se registra la mayor actividad sísmica y comúnmente las fallas tienen deslizamiento vertical.
- Rozando el extremo sur de Chiapas, en Guatemala, se encuentra el sistema de fallas transcurrentes Chixoy-Polochic y Montagua, que separa la placa de Cocos y del Caribe, en donde también se han presentado deslizamientos verticales.

Con esta información, se puede identificar que las costas donde existe el peligro de arribo de un tsunami de origen local son las de los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Oaxaca y Chiapas.

Mientras que, para las costas de los estados de Baja California, Sonora y Sinaloa el riesgo de impacto de tsunami de origen local es menor. Aun así, debido a la ubicación de la península de Baja California en el océano Pacífico, a estas costas pueden arribar tsunamis de origen regional o tsunamis de origen lejano.

Cualquier región en las costas del Pacífico, donde sea probable la generación de un tsunami local o el arribo de uno lejano, son regiones vulnerables. Es muy difícil construir infraestructura para detener el impacto de un tsunami y, en muchas ocasiones, la infraestructura es insuficiente. Un tsunami, con la energía que tiene asociada, puede destruir cualquier protección y socavar cimentaciones de estructuras. Determinar la altura de un dique de protección ante tsunamis es bastante complicado dada la variabilidad del fenómeno. Por ejemplo, Japón que está a la vanguardia del desarrollo de medidas para reducir el impacto de las olas fue rebasado por el impacto de un maremoto en el 2011 que provocó la muerte de más de 15,000 personas y casi 3,000 desaparecidos. Ahora Japón intenta tener una mayor planificación en las ciudades arrasadas.

La planificación de las ciudades costeras y densamente pobladas es la mejor opción, pero con la ayuda de mapas de riesgo que muestren qué áreas estarían más propensas a sufrir un impacto de tsunami. Ubicando las áreas de mayor peligro se podría construir centros de evacuación especiales que puedan soportar el paso de las olas y con el material necesario para sobrevivir al fenómeno. La mayoría de las medidas deberán centrarse en la prevención e información a la población como la planeación de rutas de evacuación hasta zonas seguras. Para aquellas estructuras que necesitan estar cerca de la costa será de gran importancia contar con mapas de riesgo que indiquen la cota de inundación que se puede presentarse y por ende las solicitaciones que deberá resistir la infraestructura de protección.

II.3 Tsunamis en México

Durante los últimos 75 años del siglo pasado, se tienen documentados poco más de 10 maremotos en las costas de México aunque los más destructivos, con olas que superaron los 10 metros de altura, ocurrieron frente a las costas de Zihuatanejo en 1925 y en Cuytlán en 1932.

El día 16 de noviembre de 1925, un sismo de magnitud $M_s = 7.0$ se generó cerca de Zihuatanejo, Guerrero (18.5°N, 107°W) y dio origen a un tsunami muy destructivo. El mar se elevó de forma repentina entre 6 y 7 metros, invadió las calles y arrasó las casas. La invasión de la lámina de agua duró entre 10 y 15 minutos. La Figura 2.4 muestra un recorte de periódico en el que se dio la noticia del evento.

El tsunami de Cuyutlán de 1932 es uno de los más destructivos que ha ocurrido en la trinchera Mesoamericana. En el *Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México* de Salvador F. Ferreras, el fenómeno lo describen de la siguiente manera:

“El día 22 de junio de 1932, aproximadamente a las 7:00 hora local ocurrió un sismo de magnitud $M_s = 7.7$ con epicentro localizado cerca de Colima (19.0°N, 104.5°W), en donde derrumbó más de 400 casas. El tsunami asociado al mismo es el más destructivo de los producidos en la Fosa Mesoamericana durante el presente siglo, destruyó el balneario de Cuyutlán, Colima. Una ola de más de 10 metros causó la muerte a más de 75 personas y más de 100 fueron heridos. La extensión de la inundación horizontal tierra adentro fue de un kilómetro, llegando el agua hasta las vías del ferrocarril. Los daños materiales se calcularon entre 2 y 6 millones de pesos (cambio 3.65 pesos/dólar). Los hoteles y residencias construidas a orillas de la playa fueron destruidos totalmente. La calle principal quedó totalmente desempedrada, y algunas personas fueron sepultadas en la arena. El torbellino del mar avanzó sobre las casas, invadiendo la avenida principal. La población corrió para ponerse a salvo, sin embargo, algunas personas fueron alcanzadas por las olas, desapareciendo entre las mismas, lanzando alaridos de espanto. No quedó una sola casa en pie dentro de una franja de 20 kilómetros de longitud y hasta un kilómetro adentro de la costa. Un tramo de vía del ferrocarril entre Cuyutlán y Manzanillo quedó obstruido por arena, árboles y arbustos arrastrados por el tsunami. El fenómeno azotó una extensión de 25 kilómetros desde Ventanas (Manzanillo) hasta Salinas de Guasango (Tecomán). En Tenancillo el tsunami también causó varias víctimas. Cuyutlán fue invadido por otras dos olas de tsunami de menor intensidad: una ola durante la noche del 22 de junio y la otra poco después de las 9 de la mañana el día 23 de junio. En esta ocasión el agua sólo llegó a la glorieta principal del balneario, ubicada aproximadamente a 500 m de la costa. El fenómeno también se registro en Salinas de Guasango, Tecualillo y El Real”.



Figura 2. 4 Recorte del diario Excelsior con el informe sobre el tsunami. Tsunami de noviembre 16, 1925 en Zihuatanejo



Figura 2. 5 Recorte del diario Excelsior con el informe sobre el tsunami.
Tsunami de junio 22, 1932 en Cuyutlán



Figura 2. 6 Recorte del diario El Universal con fotografías.
Tsunami de junio 22, 1932 en Cuyutlán

Los tsunamis más recientes se registraron en 1985 en el puerto de Lázaro Cárdenas, Michoacán, y en octubre de 1995 frente a las costas de Colima y Jalisco. A continuación se muestra una foto tomada por un habitante de la ciudad de La Manzanilla, Jalisco, minutos después del sismo de 1995. Se puede apreciar el retroceso que tuvo el mar después del sismo.



Figura 2. 7 Foto tomada en las playas de la ciudad de La Manzanilla después del sismo de 1995.
Universidad de California del Sur.

Un resumen de los tsunamis sucedidos en las costas mexicanas se encuentra en la Tabla 2.1. Como podemos observar, hay muchos vacíos en la información antes del inicio del siglo XX y después se empieza a tener registros con mayor validación. Una de las causas de estos vacíos en la información, es que la mayor parte de la costa mexicana estaba despoblada y fue alrededor del inicio del siglo XX que empezó a habitarse.

Tabla 2. 1 Tsunamis que han afectado las costas mexicanas

<i>Fecha</i>			<i>Causa del tsunami*</i>			<i>Localización</i>		<i>Parámetros</i>		<i>Efectos del tsunami</i>	
<i>Año</i>	<i>Mes</i>	<i>Día</i>	<i>Validez</i>	<i>Generador</i>	<i>Magnitud Sismo</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Altura Máx.</i>	<i>Mag. Lida</i>	<i>Muertes**</i>	<i>Daños***</i>
1537			1	1							
1732	2	25	4	1		16.8	-99.9	3.00	1.6		1
1754	8	17	-1	0							
1754	8	20	-1	0							
1754	8	30	-1	0							
1754	9	1	3	1		16.8	-99.2	4.00	2		3
1784	3	28	1	1		16.9	-99.9	3.65		2	3
1787	3	28	4	1	<u>8.3</u>	16.5	-98.5	4.00	2	1	3
1787	4	3	2	1	<u>7.3</u>	15.5	-97	4.00	2		
1820	5	4	4	1	<u>7.6</u>	17.2	-99.6	4.00	1		
1833	3	10	3	1		16.8	-99.9		1		
1834	3	14	1	1	<u>7</u>	16.8	-99.9		1		1
1845	4	7	3	1	<u>8</u>	17	-101				
1852	11	29	0	1	<u>7</u>	32.5	-116	3.00			
1852	12	4	4	1	<u>7</u>	17	-100				
1854	12	4	1	0		16.8	-99.2				
1860	3	17	1	0		16.7	-99.2				
1868	5	25	2	1		16.8	-99.2				
1868	8	12	3	1		16.8	-99.9				
1870	5	11	3	1	<u>7.9</u>	15.4	-96.3				
1875	2	23	3	1		20	-105				
1883	3	12	3	0							
1887	5	3	2	3	<u>8</u>	31	-109				
1891	7	30	1	1		25.5	-104				
1897	6	20	2	1	<u>7</u>	16	-95				
1902	8	16	1	1		24.6	-108				
1903	7	16	1	1		16.7	-99.2				
1907	4	14	4	1	<u>8.1</u>	17	-100	2.00	1		
1909	7	30	3	1	<u>7.4</u>	16.8	-99.8	9.00	3.2		
1925	11	16	4	1	<u>7</u>	18.5	-107	11.00	3.5		
1928	3	22	4	1	<u>7.7</u>	15.67	-96.1				
1928	6	16	4	1	<u>7.8</u>	16.25	-98	0.20	3		1
1932	6	3	4	1	<u>8.1</u>	19.5	-104	10.00	1.5		
1932	6	18	4	1	<u>7.8</u>	19.5	-104	1.00	1		
1932	6	22	4	1	<u>7</u>	19	-105	10.00	3.3	2	3
1934	11	30	4	1	<u>7</u>	18.5	-106	0.11			
1948	12	3	2	1	<u>6.9</u>	22	-106	5.00	1		
1950	12	14	4	1	<u>7.5</u>	16.48	-98.2	0.30	-1.5		
1957	7	28	4	1	<u>7.9</u>	16.5	-99.1	1.30	1.3		
1962	5	11	4	1	<u>7</u>	17.2	-99.6	0.81	-0.3		
1962	5	19	3	1	<u>7.2</u>	17.2	-99.5	0.34			
1965	8	23	4	1	<u>7.8</u>	16.3	-95.8	0.40	-1.3		
1968	9	25	1	1	<u>7</u>	15.6	-92.6	2.00			
1973	1	30	4	1	<u>7.5</u>	18.48	-103	1.13	0.1		

1978	11	29	2	1	<u>7.8</u>	16.01	-96.6	1.50	0.6		
1979	3	14	4	1	<u>7.6</u>	17.81	-101	1.30	-3.3		
1981	10	25	4	1	<u>7.3</u>	18.08	-102	0.09			
1985	9	19	4	1	<u>8</u>	18.19	-103	3.00	1.6		1
1985	9	21	4	1	<u>7.6</u>	17.8	-102	1.20	0.3		
1995	9	14	3	1	<u>7.4</u>	16.78	-98.6	0.40	-1.3		
1995	10	9	4	1	<u>8</u>	19.06	-104	11.00	2.3	1	1
1996	2	25	4	1	<u>7.1</u>	15.98	-98.1	0.10	-3.3		
2003	1	22	4	1	<u>7.5</u>	18.77	-104	0.61			

*Causa del tsunami. Validez: -1, entrada errónea; 0, imperceptible o pequeños disturbios en ríos; 1, muy dudoso; 2, cuestionable; 3, probable; 4, definitivamente un tsunami.

Generador: 0, desconocido; 1, sismo; 2, sismo cuestionable; 3, sismo y deslizamiento de suelo; 4, erupción y sismo.

**Muertes: 0, ninguno; 1, pocos (1 a 50 muertes); 2, algunos (51 a 100 muertes); 3, varios (101 a 1000 muertes); 4, muchos (1001 ó más).

***Daños: 0, ninguno; 1, limitado (menor a 1 millón); 2, moderado (1 a 5 millones); 3, severo (5 a 24 millones); extremo (más de 25 millones).

La base de datos del NGDC de los Estados Unidos ha elaborado un mapa de tsunamis registrados en las costas mexicanas (ver Figura 2. 8). Los estados más afectados son Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca.



Figura 2. 8 Mapa de la base de datos de tsunamis históricos en las costas mexicanas del NGDC de los Estados Unidos.

II.4 Desastres producidos por los tsunamis en las costas mexicanas

De los tsunamis que arribaron en el siglo pasado, los daños ocasionados en las costas mexicanas son los siguientes:

- **14 de abril de 1907. $M_s = 8.0$. San Marcos.**

Acapulco. Altura estimada de ola de 2 metros que avanzó 300 metros. No se registraron desgracias personales.

- **16 de noviembre de 1925. $M_s = 7.0$. Zihuatanejo, Guerrero.**

Zihuatanejo. Altura estimada de 6 a 7 metros. Invadió calles y arrasó casas.

- **16 de junio de 1928. $M_s = 7.8$. Puerto Ángel.**

El tsunami se observó en Puerto Ángel, en donde el agua penetró 55 metros tierra adentro.

- **3 de junio de 1932. $M_s = 8.2$. Colima y Jalisco**

En Cuytlán, el tsunami arrasó casas de madera y destruyó una sección de las vías de ferrocarril, entre Cuytlán y Manzanillo. El puerto de San Blas, Nayarit, fue inundado parcialmente.

- **18 de junio de 1932. $M_s = 7.8$. Colima y Jalisco**

Las aguas del mar inundaron parte del puerto de Manzanillo. Una gran porción de la costa rocosa perdió su antigua configuración, desapareciendo algunos bajos que estaban señalados en las cartas náuticas.

- **22 de junio de 1932. $M_s = 7.7$. Colima**

El fenómeno azotó una extensión de 25 kilómetros. El tsunami destruyó el balneario de Cuytlán, Colima, y causó la muerte de más de 75 personas y más de 100 heridos. Los hoteles y residencias construidas a orillas de la playa fueron destruidos. El agua avanzó hasta 1 kilómetro adentro de la costa destruyendo las casas a su paso. Un tramo de vía de ferrocarril entre Cuytlán y Manzanillo quedó obstruido por arena, árboles y arbustos arrastrados por el tsunami. En Tenancillo el tsunami también causó varias víctimas.

- **3 de diciembre de 1948. $M_s = 6.9$. Islas Marías.**

Al menos cuatro personas murieron y algunas resultaron heridas en la Isla María Madre. Altura de ola estimada entre 2 y 5 metros.

- **19 de septiembre de 1985. $M_s = 8.1$. Michoacán.**

En Playa Azul, Michoacán, el tsunami penetró una extensión horizontal tierra adentro de aproximadamente 150 m, inundando algunos restaurantes y hoteles, cercanos a la costa.

En Lázaro Cárdenas, Michoacán, el tsunami erosionó y transportó arena de la playa destruyendo 1500 m de las vías férreas que enlazan la siderúrgica Las Truchas con la Planta de Fertilizantes, FERTIMEX.

En Zihuatanejo, Guerrero, el tsunami alcanzó alturas de hasta 3 metros, que se debieron posiblemente a las condiciones resonantes de esa bahía somera y de configuración circular semicerrada. El tsunami inundó restaurantes y hoteles.

– **9 de octubre de 1995. $M_s = 7.4$. Colima.**

El tsunami generado afectó alrededor de 200 kilómetros de la costa al norte de la playa de Cuyutlán, al sur de Tenacatita. El ascenso máximo fue entre 3.7 y 5.1 metros. Una persona perdió la vida a causa de la ola.

Con la información de los tsunamis ocurridos en el siglo pasado, los daños ocasionados por los maremotos fueron pérdidas de vidas humanas y daños materiales en su mayoría, principalmente fueron:

- Inundación de puertos y ciudades de la costa
- Destrucción de casas de madera a la orilla de la playa
- Afectación a hoteles y restaurantes
- Modificaciones en la configuración de la playa
- Destrucción de vías de comunicación.

Capítulo III. Modelos de propagación de tsunamis

En este capítulo se presentan las leyes de conservación, los modelos para describir sismos, las Ecuaciones de Aguas Someras y el método de resolución adoptado por el modelo Geoclaw para simular la propagación de las ondas de un tsunami.

En forma resumida, las Ecuaciones de Aguas Someras forman un sistema de ecuaciones de derivadas parciales hiperbólicas compuesto por la Ecuación de Continuidad y las ecuaciones de cantidad de movimiento o momentum, ambas, promediadas en la vertical. De estas ecuaciones se obtienen las velocidades medias en las direcciones X y Y (la velocidad en X se denomina U ; la velocidad en Y , V).

La teoría de dislocación elástica junto con el Modelo de Okada, se utilizan para forzar la propagación inicial de la ola del tsunami. La teoría de dislocación elástica pretende describir geoméricamente el comportamiento de la falla que ocasiona un sismo; ubicando el ángulo de movimiento respecto del norte geográfico, la inclinación, la dirección del movimiento, el área y el desplazamiento de la falla.

Estas ecuaciones, teorías y modelos se implementan en el modelo Geoclaw. El modelo Geoclaw hace uso del Método de Volumen Finito para dar solución a las Ecuaciones de Aguas Someras. Además, el modelo utiliza una malla con refinamiento ajustable (AMR en ingles) que permite modificar la precisión y disminuir el tiempo en los cálculos.

III. 1 Fundamentos

La hidrodinámica es una rama de la mecánica de fluidos que estudia el movimiento de los fluidos incompresibles y las fuerzas que ejercen en otros cuerpos. La hidrodinámica está basada en tres leyes fundamentales de la física que son:

- Conservación de la materia. Al no considerar cambios químicos en el fluido, la ley se reduce a conservación de la masa.
- Conservación del movimiento. Basada en la segunda ley de Newton, la ley establece que un cuerpo no modifica su estado de reposo o movimiento a menos que una fuerza externa sea aplicada.
- Conservación de la energía. La ley especifica que la energía no puede ser creada ni destruida, sólo transformada.

En este proyecto, se trabajó fundamentalmente en la ley de conservación de la materia y la ley de conservación del movimiento, cuyas ecuaciones son presentadas resumidas en este trabajo, mientras que su desarrollo teórico puede ser consultado en la literatura especializada.

a. Ecuación de continuidad

La ecuación de continuidad, expresada en su forma más general es la siguiente:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0 \quad (3.1)$$

En forma vectorial, se puede escribir

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \rho \nabla \cdot \mathbf{u} + \mathbf{u} \cdot \nabla \rho = 0 \quad (3.2)$$

Donde:

\mathbf{u} , vector de velocidad

u, v, w , son las velocidades en dirección horizontal y vertical

b. Ecuación de continuidad para un fluido incompresible

Para un fluido incompresible, la densidad (ρ) es constante y por lo tanto se tiene que

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0; \nabla \rho = 0 \quad (3.3)$$

Por lo que la expresión (3.1) se simplifica en la siguiente ecuación

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3.4)$$

c. Cantidad de movimiento

Las ecuaciones de cantidad de movimiento se pueden deducir a partir de la ley fundamental de la conservación del movimiento (segunda ley de Newton). Esta ley relaciona la fuerza total (\bar{F}) y la aceleración (\bar{a}) a través de una constante de proporcionalidad, la masa (m). Lo anterior, se expresa de forma matemática de la siguiente manera:

$$\bar{F} = m \bar{a} \quad (3.5)$$

d. Ecuación de conservación del momento (Navier-Stokes)

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) + \underline{X} \quad (3.6)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) + \underline{Y} \quad (3.7)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) + \underline{Z} \quad (3.8)$$

Donde:

ν , es la velocidad cinemática

t , es el tiempo

ρ , es la densidad

p , es la presión

$\underline{X}, \underline{Y}, \underline{Z}$, denotan fuerzas por unidad de masa actuando en esta dirección

Las ecuaciones (3.6) a (3.8) también pueden expresarse de forma vectorial:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \cdot u\mathbf{u} = \underline{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla \cdot v\mathbf{u} = \underline{Y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 v \quad (3.10)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot w\mathbf{u} = \underline{Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \nabla^2 w \quad (3.11)$$

e. Ecuaciones de Reynolds en tres dimensiones

Debido a que las ecuaciones de Navier-Stokes manejan escalas muy pequeñas y normalmente resulta más conveniente resolver las características del flujo a nivel macro, considerando la hipótesis de Reynolds, en la ecuación de continuidad, (3.4), y en las ecuaciones de conservación del momento (Navier-Stokes), (3.9) a (3.11), las velocidades y la presión se sustituyen por valores promedio más términos de fluctuación quedando de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} = 0 \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{u}\mathbf{u} = \underline{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \nu \nabla^2 \bar{u} - \left[\frac{\partial \overline{u'^2}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} \right] \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v}\mathbf{u} = \underline{Y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \nu \nabla^2 \bar{v} - \left[\frac{\partial \overline{u'v'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'^2}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} \right] \quad (3.14)$$

$$\frac{\partial \bar{w}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{w}\mathbf{u} = \underline{Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} + \nu \nabla^2 \bar{w} - \left[\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'^2}}{\partial z} \right] \quad (3.15)$$

Donde:

$\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}, \bar{p}$, velocidades y presión promediadas en el tiempo

u', v', w', p' , velocidades y presión fluctuantes

Los productos cruzados de las fluctuaciones turbulentas de la velocidad multiplicados por la densidad tienen dimensiones de fuerza/superficie y se denominan tensiones de Reynolds, mismos que se escriben como:

$$\begin{aligned} \tau_{xx} &= -\rho \overline{u'^2}, & \tau_{yy} &= -\rho \overline{v'^2}, & \tau_{zz} &= -\rho \overline{w'^2}, \\ \tau_{xy} = \tau_{yx} &= -\rho \overline{u'v'}, & \tau_{xz} = \tau_{zx} &= -\rho \overline{u'w'}, & \tau_{yz} = \tau_{zy} &= -\rho \overline{v'w'} \end{aligned} \quad (3.16)$$

El concepto de viscosidad de remolino, (Boussinesq, 1877) acepta que, en analogía con las tensiones viscosas en flujo laminar, las tensiones turbulentas son proporcionales al gradiente de la velocidad media. El factor de proporcionalidad o viscosidad de remolino se convierte, por tanto, en la incógnita a resolver y ha dado lugar numerosos tipos de modelos que van de los más sencillos que proponen un remolino o Eddy constante a los más complicados que utilizan dos ecuaciones diferenciales de transporte para las variables turbulentas.

f. Ecuaciones de Reynolds en tres dimensiones con aproximación de

Boussinesq

Usando el concepto de viscosidad de remolino (Boussinesq, 1877), las ecuaciones de Reynolds se pueden expresar de la siguiente forma:

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{u}} = 0 \quad (3.17)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{u\mathbf{u}} = \underline{X} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \nabla \cdot v_t \nabla \bar{u} + \nabla \cdot v_t \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (3.18)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v\mathbf{u}} = \underline{Y} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \nabla \cdot v_t \nabla \bar{v} + \nabla \cdot v_t \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{w\mathbf{u}} = \underline{Z} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \nabla \cdot v_t \nabla \bar{w} + \nabla \cdot v_t \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (3.20)$$

Donde:

v_t , es la viscosidad de remolino

III.2 Método de volumen finito

Los métodos numéricos que más se utilizan para dar solución a los problemas hidrodinámicos, son: diferencias finitas, elemento finito y volumen finito. El método de volumen finito permite discretizar y resolver numéricamente ecuaciones diferenciales o sistemas de éstas.

El método considera una malla de discretización del espacio fluido. En torno a cada punto de esta malla se construye un volumen de control que no se traslapa con los de los puntos vecinos. De esta forma el volumen total de fluido resulta ser igual a la suma de los volúmenes de control considerados. La ecuación diferencial a resolver se integra sobre cada volumen de control, lo cual entrega como resultado una versión discretizada de dicha ecuación. Para realizar la integración se requiere especificar perfiles de variación de la variable dependiente entre los puntos de la malla, de modo que se puedan evaluar las integrales resultantes. La principal propiedad del sistema de ecuaciones discretizadas resultante es que la solución obtenida satisface en forma exacta las ecuaciones de conservación consideradas, independientemente del tamaño de la malla.

Las discontinuidades ocasionan dificultades computacionales y con los métodos clásicos de diferencia finita, en donde las derivadas son aproximadas por diferencias finitas, pueden esperarse un colapso cerca de las discontinuidades en la solución donde la ecuación diferencial no es estable. Debido a que permite representar de manera más real las discontinuidades y el flujo en las fronteras, el método de volumen finito toma ventaja sobre los otros métodos numéricos. Además, el progreso en el desarrollo y la disponibilidad computacional en el mercado han permitido hacer uso del método de volumen finito.

III.3 Ecuaciones de aguas someras

Las ecuaciones de aguas someras son validas cuando las velocidades y aceleraciones verticales son despreciables. Por lo tanto, las SWE (por sus siglas en ingles, Shallow Water Equations) son el resultado de integrar en la vertical, el cual se describe con detalle en el anexo, las ecuaciones de Reynolds en tres dimensiones con aproximación de Boussinesq.

a. Ecuación de continuidad promediada en la vertical

Integrando la ecuación de continuidad (3.17) desde el fondo (z_b) hasta la superficie libre (z_s) se llega a obtener la siguiente expresión:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hU}{\partial x} + \frac{\partial hV}{\partial y} = 0 \quad (3.21)$$

Donde $h = z_s - z_b$

z_s , es la elevación de superficie libre

z_b , es la elevación del fondo

U, V , son promedios verticales de las velocidades medias

$$U = \frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \bar{u} dz, \quad V = \frac{1}{h} \int_{z_b}^{z_s} \bar{v} dz \quad (3.22)$$

b. Ecuaciones dinámicas promediadas en la vertical

Ahora, suponiendo que las fuerzas de masa actúan son la gravedad, g en dirección vertical y la fuerza de Coriolis, f en el plano horizontal:

$$f = 2\Omega \text{ sen } \phi \quad (3.23)$$

Donde:

Ω , es la velocidad angular de la tierra, $\omega = 7.3 \times 10^{-5} \text{ rad/s}$

ϕ , es la latitud

Teniendo en cuenta la ecuación de continuidad (3.17), las ecuaciones (3.18) a la (3.20) integradas en la vertical quedan de la siguiente manera:

$$\frac{\partial(Uh)}{\partial t} + \frac{\partial(U^2h)}{\partial x} + \frac{\partial(UVh)}{\partial y} = fVh - gh \left(\frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(2v_t h \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[v_t h \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right) \right] + \frac{1}{\rho} (\tau_{sx} - \tau_{bx}) \quad (3.24)$$

$$\frac{\partial(Vh)}{\partial t} + \frac{\partial(UVh)}{\partial x} + \frac{\partial(V^2h)}{\partial y} = -fUh - gh \left(\frac{\partial z_b}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[v_t h \left(\frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left(2v_t h \frac{\partial V}{\partial y} \right) + \frac{1}{\rho} (\tau_{sy} - \tau_{by}) \quad (3.25)$$

Donde:

τ_{sx} y τ_{sy} , son las tensiones tangenciales en la superficie debidas al viento.

τ_{bx} y τ_{by} , son las tensiones en el fondo

Las tensiones tangenciales en la superficie se suelen expresar de la siguiente forma:

$$\frac{\tau_{sx}}{\rho} = kW^2 \cos \theta_x \quad (3.26)$$

$$\frac{\tau_{sy}}{\rho} = kW^2 \cos \theta_y \quad (3.27)$$

Donde:

W , es la velocidad del viento. En ocasiones el exponente cuadrático puede tomar otro valor de acuerdo con resultados experimentales.

k , es un coeficiente empírico.

θ_x, θ_y , son los ángulos que la dirección del viento forma con los ejes.

Las tensiones en el fondo τ_{bx} y τ_{by} se evalúan por medio de la fórmula de Chezy que da, para las tensiones según los ejes x y y

$$\tau_{bx} = \rho g \frac{U\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2} \quad (3.28)$$

$$\tau_{by} = \rho g \frac{V\sqrt{U^2 + V^2}}{C^2} \quad (3.29)$$

El coeficiente C de Chezy depende del coeficiente de Manning n según la relación

$$C = \frac{R_h^{1/6}}{n} \quad (3.30)$$

En resumen, la ecuación (3.21), conocida como de continuidad y las (3.24), (3.25), llamadas de cantidad o momentum, son las ecuaciones base para todos los modelos de ondas largas u ondas en aguas poco profundas basadas en la formulación de las ecuaciones de Navier-Stokes.

III.4 Teoría de la Dislocación Elástica

La deformación del fondo marino debida a alguna falla o movimiento cósmico puede calcularse mediante la Teoría de la Dislocación Elástica, introducida originalmente por Steketee (1958). Los parámetros de la falla necesarios para calcular la deformación de la superficie libre son la localización del hipocentro, la geometría de la falla (orientación de la falla φ_s , inclinación de la falla δ y la dirección del movimiento λ), las dimensiones del plano de falla (A), el desplazamiento medio de los bloques (dislocación u), el momento sísmico M_w y el módulo de rigidez al cortante μ .

Las características geométricas del movimiento de la falla se definen de acuerdo a la siguiente figura:

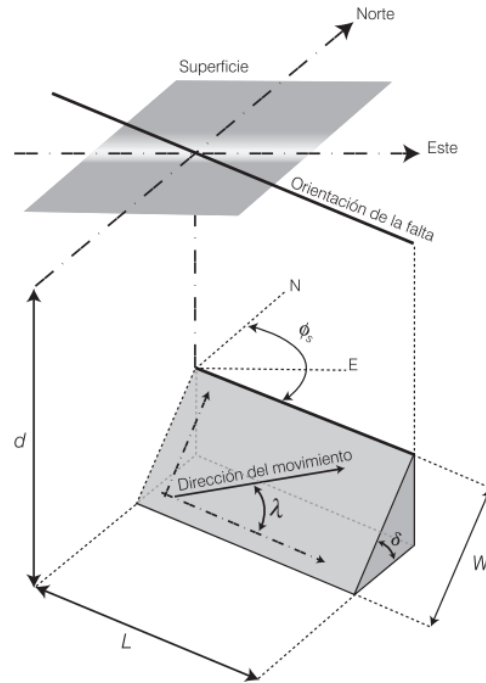


Figura 3. 1 Geometría de la falla. Teoría de la dislocación elástica. Steketee, 1958

- El ángulo de la orientación de falla (φ_s) con respecto al norte geográfico en sentido de las manecillas del reloj.
- El ángulo de la dirección del movimiento (λ) en el plano inclinado de la falla en sentido contrario a las manecillas del reloj.
- El ángulo de inclinación de la falla (δ) con respecto al plano horizontal.
- La profundidad del plano de falla (d),
- Las dimensiones del plano de falla ($A = W * L$)

El desplazamiento medio de los bloques (dislocación u) se calcula de acuerdo con la expresión propuesta por Hanks y Kanamori, 1979. La expresión relaciona la magnitud M_w con el largo (L), el ancho (W), la dislocación (u) y el módulo de rigidez al cortante (μ), con ayuda de un coeficiente de ajuste (A).

$$\log(\mu L W u) = 1.5(M_w + A) \tag{3.31}$$

Donde:

W, L , es el ancho y largo de la falla

μ , es el módulo de rigidez al cortante

A , es un coeficiente ajuste

M_w , es la magnitud del sismo en grados Richter

u , es el desplazamiento medio de los bloques

III.5 Modelo de Okada

Esta formulación considera al medio sólido como homogéneo e isotrópico. La expresión propuesta por Okada (1985) para calcular la componente vertical del desplazamiento de la superficie terrestre provocado por una falla finita, u_z , de acuerdo con el sistema de referencia de la ilustración 1, es:

$$U_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{qd}{R(R+\xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi\eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (3.32)$$

Donde:

$$I_5 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + X) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta};$$

$$p = y \cos \delta + d \sin \delta; q = y \sin \delta - d \cos \delta; \bar{y} = \eta \cos \delta + q \sin \delta; \quad (3.33)$$

$$\bar{d} = \eta \sin \delta - q \cos \delta; R^2 = \xi^2 + \eta^2 + q^2 = \xi^2 + \bar{y}^2 + \bar{d}^2; X^2 = \xi^2 + q^2$$

III.6 Modelo Geoclaw

Geoclaw es un módulo del Clawpack (acrónimo de Conservation Law Package), un programa de código abierto, que Randall J. LeVeque y sus colaboradores han estado desarrollando desde 1994. Fue desarrollado inicialmente para sistemas de ecuaciones parciales hiperbólicas lineales y no lineales para las leyes de conservación. Los algoritmos de propagación de ondas usados en el programa son descritos en el libro “Método de Volumen Finito para problemas hiperbólicos” de LeVeque.

Desde que Geoclaw se integró a Clawpack, se ha utilizado una malla de refinamiento adaptativa, colaborando con Marsha Berger del Instituto de Ciencias Matemáticas de Courant, una persona reconocida en el área de tecnología del AMR (*Adaptive Mesh Refinement*, malla de refinamiento ajustable).

El programa Clawpack (que incluye Geoclaw) puede ser descargado desde el sitio de internet [<http://www.clawpack.org>]. Geoclaw fue una iniciativa en el trabajo de doctorado de David George y fue originalmente llamado TsunamiClaw. Recientemente el programa se ha extendido a manejar otros flujos geofísicos como marejadas ciclónicas, flujos de escombros, problemas en diques y presas.

El modelo Geoclaw resuelve las ecuaciones de aguas someras no lineales en dos dimensiones, previamente mostradas, usando el método de volumen finito en alta resolución. Los valores de h , hU y hV en cada celda representa los promedios de la profundidad y los componentes de momentum. Con batimetrías llanas, los métodos son exactamente conservativos para la masa y el momentum.

Las características que tiene el modelo son:

- La topografía y batimetría puede ser especificada mediante múltiples configuraciones de datos para diferentes resoluciones para el análisis del flujo.
- La mayoría de las aplicaciones hechas en Geoclaw requiere el uso de coordenadas geográficas, aunque tiene la opción de usar coordenadas cartesianas.
- Las celdas pueden cambiar dinámicamente entre húmeda y seca para modelos involucrando flujos o inundación y AMR puede ser usada para proveer suficiente resolución de la línea de costa o margen.
- Con frecuencia existen estados constantes no triviales (tales como un océano en reposo) que se utilizan como condición inicial para la propagación de alguna perturbación, como un tsunami.
- El código facilita la ubicación de medidores, puntos de medición o indicadores para observar la variación del nivel de mar respecto al tiempo durante la simulación.
- Conjuntamente con AMR, existe una malla de detalle fija la cual se puede indicar su extensión para que los cálculos sean refinados durante un cierto tiempo dentro de la simulación.

El código de Geoclaw, como entre otros que vienen incluidos en el programa Clawpack, están programados en Fortran para el cálculo numérico. Para el arreglo de datos y la presentación grafica se utiliza el lenguaje de programación Python. La validación del modelo lo realizó Frank I. González en la universidad de Washington en colaboración con Randall J. LeVeque, obteniendo resultados bastante satisfactorios tanto en laboratorio como en los datos de tsunamis recientes.

En la Figura 1. 10 se compara las mediciones de variación de nivel de mar registrados en boyas con los datos obtenidos con el modelo Geoclaw del tsunami del año pasado en Japón. A continuación se muestran las comparaciones de las mediciones en laboratorio con las del modelo.

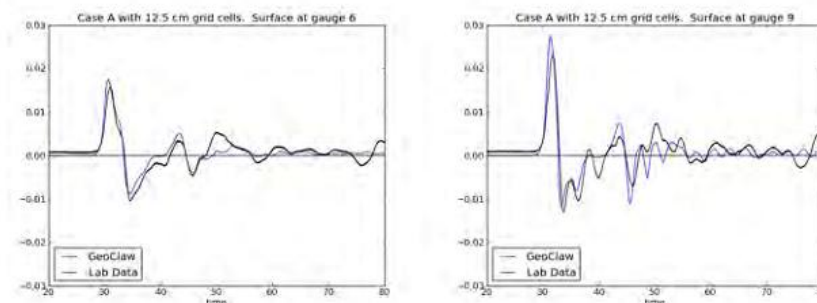


Figura 3. 2 Comparación de variación de superficie libre de datos en laboratorios con el modelo Geoclaw

Capítulo IV. Metodología de la simulación de tsunamis

En este capítulo se muestran los detalles de la información de las diferentes extensiones de la información topo-batimétrica, las características de los escenarios sísmicos a utilizar, la ubicación de los puntos de medición y las condiciones de frontera utilizados en el programa Geoclaw. Al final de este capítulo, se indican el número total de casos a estudiar en este trabajo.

IV.1 Definición de dominio y refinamiento de malla

La geografía sísmica del país se puede dividir en diferentes zonas de acuerdo al tipo de fallas que se presentan. Con la intención de reducir el tiempo computacional, se muestran a continuación las mallas de las zonas de estudio a utilizar en este trabajo de acuerdo con la geografía sísmica del país que se describió en el Capítulo 2. La información batimétrica se obtuvo del software GEBCO Grid Demonstrator del British Oceanographic Data Centre (BODC).

Las mallas a utilizar tienen una resolución de medio minuto (926.1 metros), suficiente para un estudio general, a mediana escala, de las costas mexicanas. Las dimensiones y extensiones de las zonas de estudio se muestran a continuación:

Tabla 4. 1 Dimensiones y extensiones de las diferentes zonas de estudio

Área geográfica	Zona de estudio	Coordenadas Mínimas		Coordenadas Máximas	
		Longitud	Latitud	Longitud	Latitud
Península y Golfo de B. California	1	-122.00	19.00	-104.00	34.00
Trinchera Mesoamericana (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, parte de Oaxaca)	2A	-108.00	13.00	-96.00	21.00
Trinchera Mesoamericana (Parte de Guerrero, Oaxaca, Chiapas)	2B	-101.00	10.00	-86.00	18.00
Golfo de México	3	-98.00	18.00	-88.00	30.00
Península de Yucatán	4	-91.00	15.00	-77.00	23.00

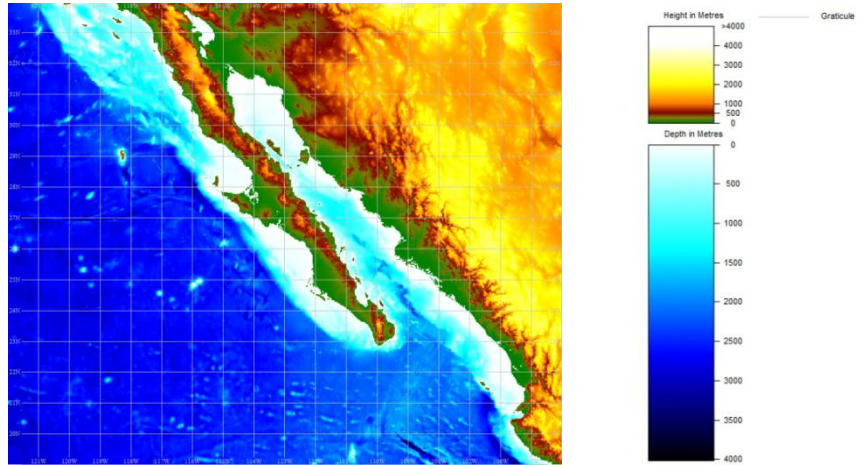


Figura 4. 1 Zona de estudio 1. Península y Golfo de Baja California.

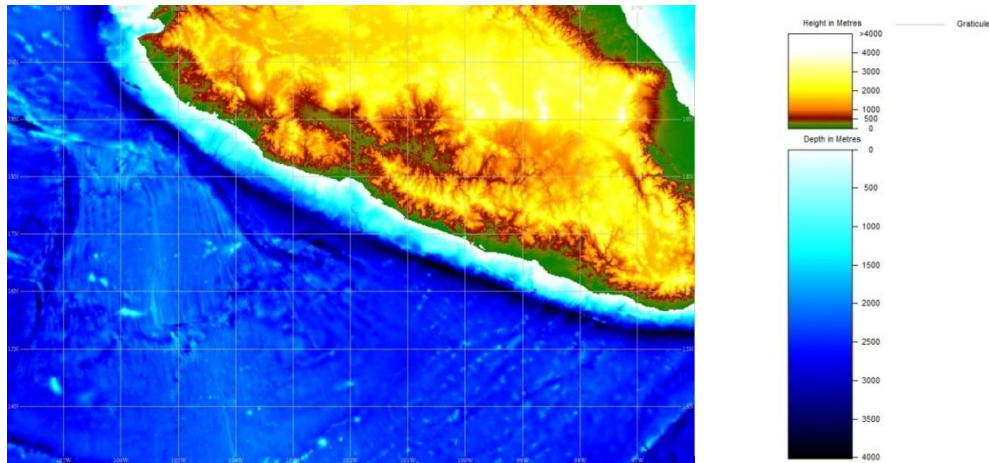


Figura 4. 2 Zona de estudio 2A. Trinchera Mesoamericana (Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero y Oaxaca)

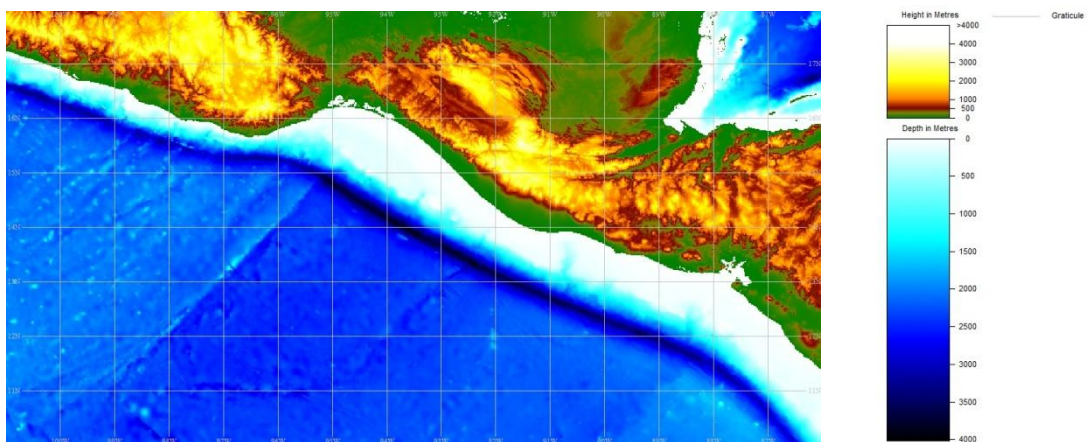


Figura 4. 3 Zona de estudio 2A. Trinchera Mesoamericana (Oaxaca y Chiapas)

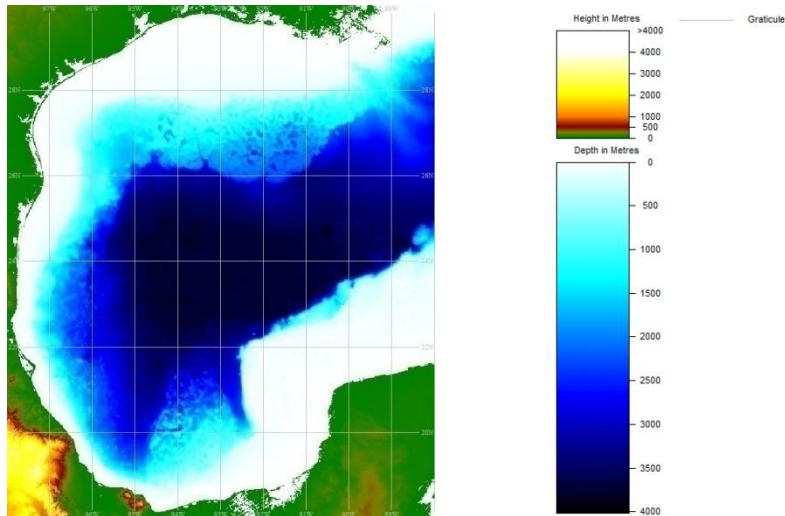


Figura 4. 4 Zona de estudio 3. Golfo de México

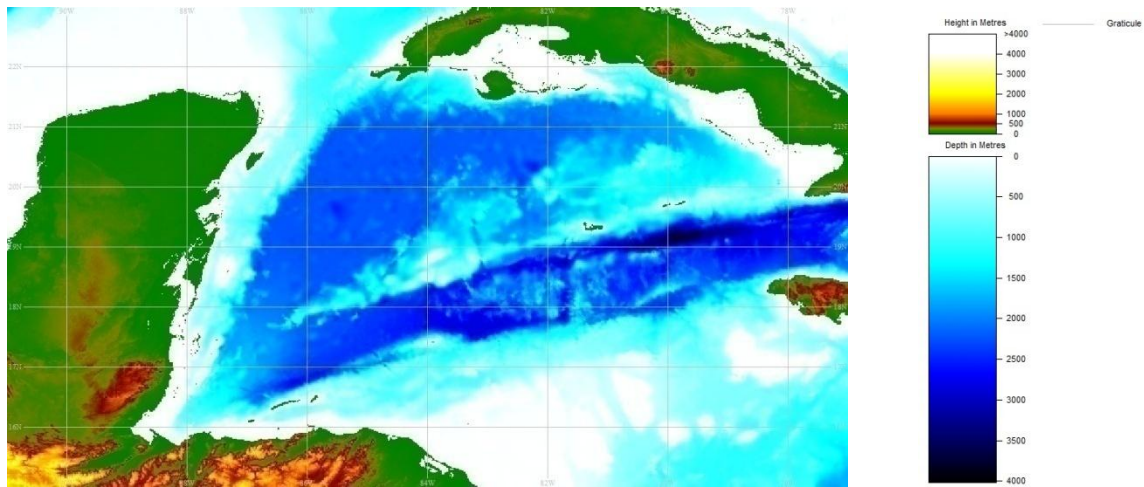


Figura 4. 5 Zona de estudio 4. Península de Yucatán.

Para alcanzar la resolución máxima, GEOCLAW requiere que se indiquen los niveles de refinamiento. En las modelaciones se utilizarán 3 niveles de refinamiento. A continuación se muestran las dimensiones en grados y en metros de cada nivel de refinamiento.

Tabla 4. 2 Equivalencia de los niveles de refinamiento en grados y en metros.

Nivel	Grados	Metros
1	0.1	11113.4
2	0.016667	1852.2
3	0.008333	926.1

IV.2 Definición de epicentros

Debido a la aleatoriedad de los sismos, no se pueden proponer los epicentros siguiendo los máximos históricos registrados, sin embargo, se tiene la información de la ubicación de las fallas y el conocimiento de las zonas con potencial sísmico; de acuerdo a esto y buscando siempre los casos más desfavorables para las costas mexicanas, los epicentros propuestos en este trabajo se ubican en la frontera visible de las placas que se encuentran ubicadas dentro de aguas del país y cercanas. De acuerdo al capítulo 2, la mayoría de los sismos registrados no se encuentra en la frontera visible de las placas, pero la intención de ubicar los epicentros en la frontera es el de obtener una ola inicial de mayor masa. Cada epicentro se distribuyó de forma equidistante a cada 100 km.

Las Tablas 4.3, 4.4 y 4.5 resumen la ubicación geográfica de los epicentros propuestos y la orientación de la falla (ϕ_s) de cada uno de ellos.

Tabla 4. 3 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas mexicanas del Pacífico

Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s) [°]	Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s) [°]
	Longitud	Latitud			Longitud	Latitud	
1	-114.04191	30.58952	260.77686	33	-109.28801	21.94307	324.68604
2	-112.58320	28.38140	278.80505	34	-110.41554	22.39228	39.31142
3	-111.78408	27.82285	54.86556	35	-111.25284	22.89367	39.48417
4	-111.31712	27.09607	227.72535	36	-111.98466	23.48922	19.04455
5	-110.60567	26.46617	228.77790	37	-112.58430	23.98900	42.50161
6	-110.19085	25.77221	87.33129	38	-113.16501	24.65467	81.05378
7	-109.79291	25.09486	35.71483	39	-113.59929	25.24501	108.10698
8	-109.32379	24.40239	248.68702	40	-113.85908	25.72983	15.76245
9	-108.81221	23.89372	243.01280	41	-114.22015	26.13422	36.26214
10	-108.36722	22.94247	53.25848	42	-114.65633	26.72284	27.45467
11	-107.53310	22.48083	57.23282	43	-115.14513	27.13874	45.10666
12	-106.92907	21.80468	80.33387	44	-115.84052	27.76538	69.62492
13	-106.50806	20.99807	102.94110	45	-116.47574	28.42836	39.44968
14	-106.45231	20.09637	69.04415	46	-117.24641	29.31793	66.44736
15	-105.96756	19.32353	55.94801	47	-118.08434	30.31433	69.84297
16	-105.31731	18.66591	33.83559	48	-119.20565	31.22138	64.47025
17	-104.50237	18.20686	33.95589	49	-120.04883	32.41879	88.98503
18	-103.68180	17.76015	31.63689	50	-108.13189	22.76414	290.69907
19	-102.87173	17.29930	13.20785	51	-108.51172	21.84241	315.42804
20	-102.00887	16.94205	43.00163	52	-108.81889	20.96432	331.68820
21	-101.13518	16.61350	20.94814	53	-109.09862	20.21073	342.79858
22	-100.26075	16.29234	31.99965	54	-108.79103	19.35558	71.48421
23	-99.38082	15.98718	14.67714	55	-107.97466	18.89296	64.58331
24	-98.49365	15.70607	9.15499	56	-107.16006	18.43085	51.54356
25	-97.58886	15.48885	4.00264	57	-106.26528	18.13861	47.01046
26	-96.67174	15.33272	18.77489	58	-105.81013	18.05341	34.68681
27	-95.77318	15.10081	327.34244	59	-105.47314	18.35100	37.47129

28	-94.93110	14.71976	338.61356	60	-105.76052	17.46781	28.78058
29	-94.12224	14.26510	43.22976	61	-105.68270	16.56742	50.47425
30	-93.30889	13.84314	40.00370	62	-105.60396	15.66680	38.46613
31	-92.50479	13.40172	13.04865	63	-105.01292	15.27896	26.82368
32	-91.67776	13.00152	339.18031	64	-104.46263	14.30073	24.34931

Tabla 4. 4 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas de la península de Yucatán

Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s) [°]	Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s) [°]
	Longitud	Latitud			Longitud	Latitud	
1	-86.26814	16.68349	313.74481	6	-81.69960	17.74474	284.90562
2	-85.36196	16.92291	299.03375	7	-81.51746	18.62768	279.87673
3	-84.45272	17.14756	291.29095	8	-80.69680	19.09248	280.61831
4	-83.54448	17.37651	289.14824	9	-79.75597	19.22854	283.07322
5	-82.63026	17.58909	286.79246	10	-78.81827	19.37528	281.57643

Tabla 4. 5 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas del golfo de México

Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s) [°]
	Longitud	Latitud	
1	-96.36464	20.12920	237.98908
2	-96.36970	21.89071	250.31440
3	-93.20846	21.77299	229.01310
4	-92.06121	19.56229	105.76332
5	-95.52911	18.91921	98.89846

Aunque la idea de este estudio es obtener la cota máxima del tsunami que se pueda presentar frente a toda la costa y dado que la probabilidad de que ocurra un tsunami en el golfo de México son muy bajas, se propone modificar la orientación de la falla de los epicentros, generadores de tsunamis locales, del golfo de México para estudiar los casos más desfavorables para la central nuclear, ubicada en Laguna Verde, Veracruz. Así, la orientación de las fallas queda de la siguiente manera:

Tabla 4. 6 Ubicación geográfica de epicentros y su orientación de falla (ϕ_s) propuestos para las costas del golfo de México modificada para el estudio de la central nuclear Laguna Verde.

Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s)
	Longitud	Latitud	[°]
1	-96.36464	20.12920	185.78747
2	-96.36970	21.89071	180.95819
3	-93.20846	21.77299	237.31345
4	-92.06121	19.56229	272.09566
5	-95.52911	18.91921	312.44888

IV.3 Definición de puntos de medición

Para ubicar los puntos de medición o puntos de control, con base en las coordenadas geográficas, se elaboró un enmallado en el territorio mexicano con un espaciamiento de medio grado. Los puntos de medición se ubicaron en la costa, aproximadamente, al centro de cada cuadrícula del enmallado. En las Tablas 4.7 y 4.8 se muestra la localización de cada punto de medición para el Pacífico y Golfo de México, respectivamente:

Tabla 4. 7 Ubicación geográfica de los puntos de medición propuestos para la costa mexicana del Pacífico

Punto de medición	Localización		Punto de medición	Localización	
	Longitud	Latitud		Longitud	Latitud
1	-117.08583	32.35814	41	-113.13247	30.73459
2	-116.89131	32.10488	42	-112.84645	30.24354
3	-116.60966	31.45017	43	-112.39790	29.48232
4	-116.07323	30.77561	44	-112.09781	28.90677
5	-115.80928	30.22549	45	-111.49573	28.36950
6	-115.45052	29.59617	46	-110.58704	27.29539
7	-114.78986	29.15541	47	-109.99129	27.04038
8	-114.07900	28.44417	48	-109.31593	26.54372
9	-114.63485	27.80407	49	-109.40511	25.62938
10	-115.09382	27.85781	50	-108.54857	25.28603
11	-115.19199	28.03052	51	-108.14532	24.85077
12	-114.49879	27.34979	52	-107.56226	24.31825
13	-113.56553	26.69741	53	-107.03520	23.93727
14	-112.56683	26.24814	54	-106.57409	23.40714
15	-112.11964	25.44399	55	-106.12952	22.89440
16	-112.17815	24.73859	56	-105.72473	22.40936
17	-111.48062	24.31651	57	-105.22212	21.49069
18	-110.96746	24.00942	58	-105.25241	20.62893
19	-110.35957	23.56082	59	-105.26091	19.65452
20	-110.05977	22.92693	60	-104.68746	19.16076
21	-109.83455	22.89921	61	-104.08394	18.91078
22	-109.46147	23.52757	62	-103.54209	18.36662
23	-109.95868	24.05509	63	-102.80741	18.07157
24	-109.85163	24.29693	64	-102.18623	17.90930

25	-110.66491	24.40935	65	-101.49249	17.57056
26	-110.34367	24.54307	66	-100.72483	17.13997
27	-110.56250	24.99495	67	-100.09126	16.92819
28	-110.89503	25.17230	68	-99.42750	16.65541
29	-111.18669	25.68989	69	-98.56766	16.29451
30	-111.05852	26.06327	70	-97.96179	16.05660
31	-111.44242	26.53286	71	-97.32614	15.90558
32	-111.93806	27.09139	72	-96.45831	15.65065
33	-112.34840	27.57084	73	-95.73316	15.88935
34	-112.84141	28.28810	74	-95.18288	16.14804
35	-113.18517	28.80399	75	-94.71501	16.19707
36	-113.63238	29.30172	76	-94.05827	15.97524
37	-114.33153	29.78024	77	-93.40923	15.59567
38	-114.61636	30.50586	78	-92.86407	15.09529
39	-114.64523	31.50111	79	-92.32542	14.58226
40	-113.53531	31.28002			

Tabla 4. 8 Ubicación geográfica de los puntos de medición propuestos para la costa mexicana del golfo de México y de la península de Yucatán.

Punto de medición	Localización		Punto de medición	Localización	
	Longitud	Latitud		Longitud	Latitud
1	-97.33933	25.38188	14	-91.63194	18.77251
2	-97.66136	24.52424	15	-90.75029	19.44825
3	-97.74928	23.41999	16	-90.52935	20.52838
4	-97.82517	22.39812	17	-90.16950	21.14094
5	-97.31287	21.57045	18	-89.54037	21.33946
6	-97.19639	20.79234	19	-88.50601	21.55561
7	-96.77699	20.25880	20	-87.51102	21.50187
8	-96.33428	19.53479	21	-86.79051	21.41308
9	-95.95737	19.06716	22	-86.88741	20.80689
10	-95.52613	18.73903	23	-86.83966	20.40938
11	-94.50382	18.17308	24	-87.31104	20.35998
12	-93.47750	18.44670	25	-87.40208	19.56929
13	-92.47864	18.66740	26	-87.71438	18.62870

IV.4 Condiciones de frontera

Al inicio de cada paso de tiempo, los valores de la solución se asignan a dos filas de celdas fantasmas alrededor del dominio computacional. Esto permite que el método de volumen finito en alta resolución pueda aplicarse en todas las celdas que queden dentro del dominio computacional. En una fila de las celdas fantasmas se requiere para dar solución a los problemas de Riemann en los límites de las celdas colindantes a la frontera. La segunda fila se requiere para aplicar los límites. A continuación se muestra de manera resumida los límites de frontera utilizados por el programa Geoclaw.

a. Fronteras no reflejante (Boundaries Non-reflecting)

La extrapolación de orden cero se utiliza para ejecutar la condición de frontera no reflejante, a todas las celdas de la malla en la frontera y a las celdas fantasmas, por ejemplo cuando se limita el océano. Los métodos de tipo Gudonov utilizados en el programa Geoclaw resuelven problemas de Riemann en cada interfaz de celda y tiene valores iguales en la celda de malla en la frontera y la celda fantasma colindante no permite la entrada de olas (radiación al infinito).

b. Fronteras cerradas (Fronteras de pared sólida)

Muchos problemas están localizados en tanques de olas con paredes solidas (reflejantes). Los valores en cada celda colindante a la frontera son extrapolados en las celdas fantasmas y luego la velocidad normal es negada. Cuando se resuelve el problema de Riemann, este sistema anti-simétrico resulta en la solución de Riemann con cero en la velocidad normal en la superficie, modelando la condición de frontera correcta en la frontera.

c. Condiciones iniciales

La onda inicial tiene la forma $h(x, t = 0)$ se especifica como una función de x en el tiempo $t = 0$, representado la forma de la ola inicial. GeoClaw permite indicar el desplazamiento del suelo marino, mediante un modelo de ruptura de falla, con la relación propuesta por Hanks y Kanamori, 1979. Para cada magnitud, se determinó las dimensiones de la falla y la dislocación. La expresión relaciona la magnitud M_w con el largo (L), el ancho (W), la dislocación (D) y el módulo de rigidez al cortante (μ).

$$\log(\mu L W D) = 1.5(M_w + A) \quad (4.1)$$

Donde

$$W = 0.4L \quad (4.2)$$

$$\mu = 5 \times 10^{10}$$

$$A = 6.0041919265$$

M_w	Magnitud del sismo en grados Richter
A	Coefficiente de ajuste para las costas mexicanas
W	Ancho de la falla, en m
L	Longitud de la falla, en m
D	Dislocación, en m

La siguiente tabla resume las características de la falla para simular seis casos de sismo:

Tabla 4. 9 Características geométricas de falla para distintas magnitudes.

Magnitud	Ancho (W)	Largo(L)	Dislocación	Profundidad	Dirección del movimiento	Inclinación
	[m]	[m]	[m]	[m]	[°]	[°]
6.0	7 120.0	2 848.0	1.0	15000	90	45
7.0	28 000.0	11 200.0	2.0	15000	90	45
7.5	60 000.0	24 000.0	2.5	15000	90	45
8.0	130 000.0	52 000.0	3.0	15000	90	45
8.5	202 000.0	80 800.0	7.0	15000	90	45
9.0	340 000.0	136 000.0	14.0	15000	90	45

La orientación de la falla se determinó para cada epicentro, la información se encuentra en las tablas de las ubicaciones geográficas de los epicentros en la sección definición de epicentros.

d. Otras condiciones

Otras condiciones de frontera consideradas en las simulaciones son:

- Flujo a superficie libre, donde la atmósfera ejerce solo presión.
- Nivel de mar estable ($h=0$ m.) al inicio de la propagación de la onda inicial ($t=0$).
- Fricción en el fondo marino (tensión en el fondo marino). En el modelo se considera una $n = 0.025$.
- No se toman en cuenta las tensiones tangenciales en la superficie debidas al viento

IV.5 Análisis

El análisis consiste en ejecutar los casos que incluye cada malla. Este estudio se enfoca en analizar los tsunamis de origen local, por lo tanto, se eligió un rango de tiempo de análisis de 7200 segundos (2 hrs.), con un paso de tiempo inicial de 0.016 segundos y con paso de tiempo en la modelación 0.75 segundos.

En la siguiente tabla se resume el número de casos a ejecutar por cada malla.

Tabla 4. 10 Información resumida de los casos a simular en cada malla.

Malla	Zona	Epicentros	Número de epicentros	Puntos de medición	Número de puntos de medición	Número de magnitudes por epicentro	Número total de simulaciones
1	Pacífico	1-15, 33-54	37	1-60	60	6	222
2A	Pacífico	13-26, 55-64	24	58-72	13	6	144
2B	Pacífico	22-32	11	66-79	14	6	66
3	Golfo	1-5	5	1-14	14	6	30
4	Península de Yucatán	1-10	10	15-26	12	6	60

El número total de simulaciones a realizarse por todas las mallas son 522 casos. Algunos epicentros y puntos de medición se repiten en diferentes mallas ya que algunas de estas mallas se traslapan en sus extensiones. Para cada caso, se obtendrá la variación del nivel de mar en cada punto de medición y se obtendrá la altura máxima. Para un punto de medición, se graficará la altura máxima correspondiente a cada magnitud y así se obtendrán diferentes gráficas de acuerdo a la ubicación de cada epicentro.

Capítulo V. Resultados

V.1 Ejemplo de modelado:

Trinchera Mesoamericana y Laguna Verde, Veracruz

Los resultados obtenidos a través de las simulaciones en Geoclaw se pueden clasificar en dos tipos: en mapas de inundación y en gráficas de variación de nivel del mar en puntos de medición. Para este estudio, se trabajó principalmente en las gráficas de variación de nivel del mar para poder obtener ecuaciones que relacionen la magnitud del sismo en un epicentro con la altura máxima de ola registrada en punto de medición.

Para la tesis se trabajó en dos zonas de estudio en especial, la Trinchera Mesoamericana y en el Golfo de México. En el caso del Golfo de México, se estudió de manera especial para medir el posible impacto de un tsunami en la central nucleoelectrónica de Laguna Verde, Veracruz.

a. Trinchera Mesoamericana

Para la trinchera mesoamericana, se escogieron como ejemplo los epicentros 16 al 24 de la tabla 4.3 y la malla para trabajar fue la 2A de la tabla 4.1. Los puntos de medición correspondientes a la malla 2A son del 58 al 72 de la tabla 4.7.

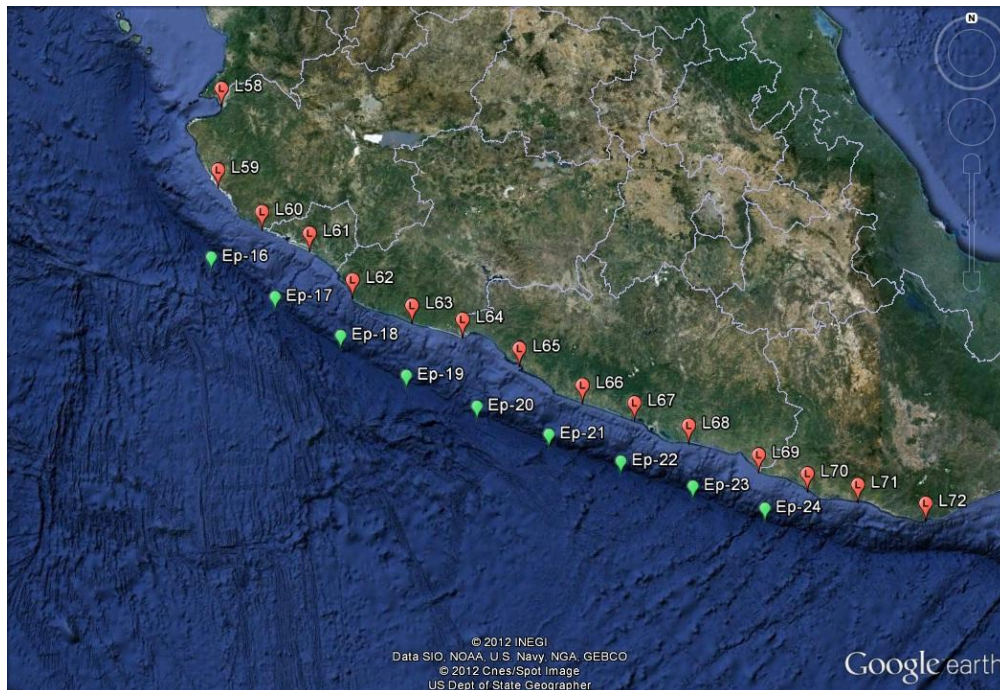


Figura 5. 1 Área de estudio (Google Earth, 2012). Trinchera Mesoamericana, Pacífico.

A continuación se muestra los resultados obtenidos, mapas de inundación y gráficas de variación de nivel del mar, para el **epicentro 20** que tiene las siguientes características:

Tabla 5. 1 Localización geográfica y orientación de la falla del epicentro 20.

Número de epicentro	Localización		Orientación de la falla (ϕ_s)
	Longitud	Latitud	[°]
20	-102.00887	16.94205	43.00163

Como ejemplo de mapas de inundación de la trinchera mexicana, se muestra el de magnitud $M_w = 8.0$ los siguientes:

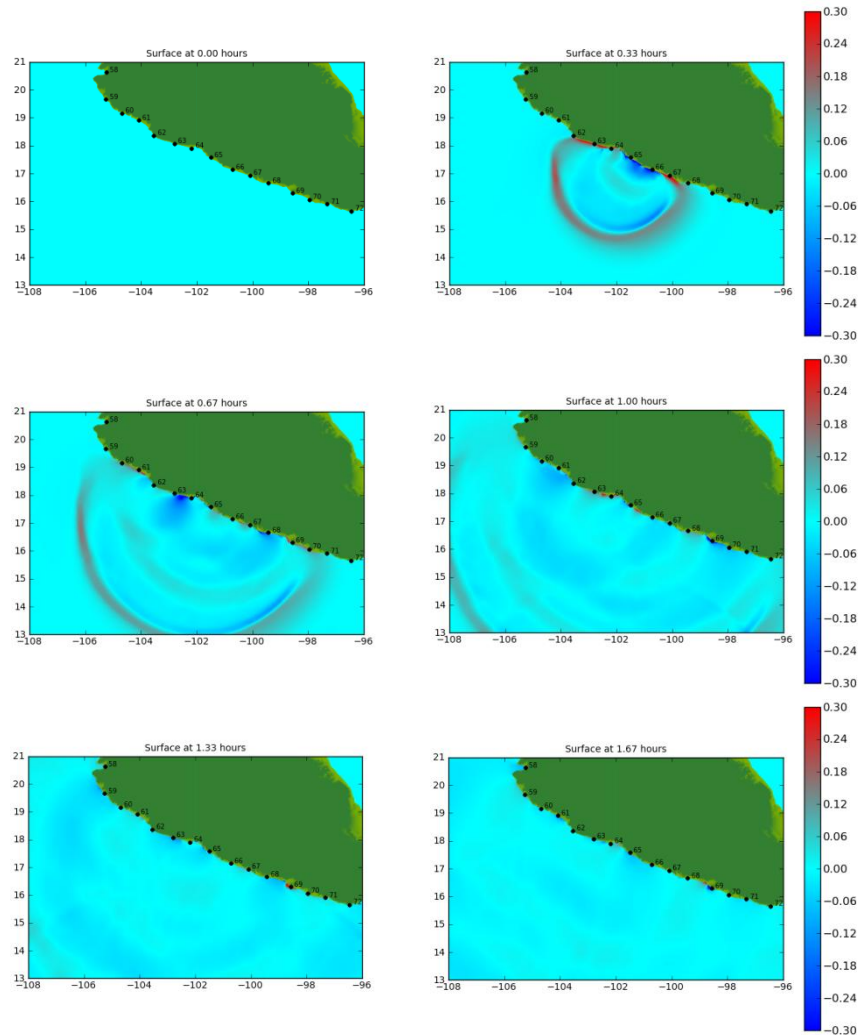
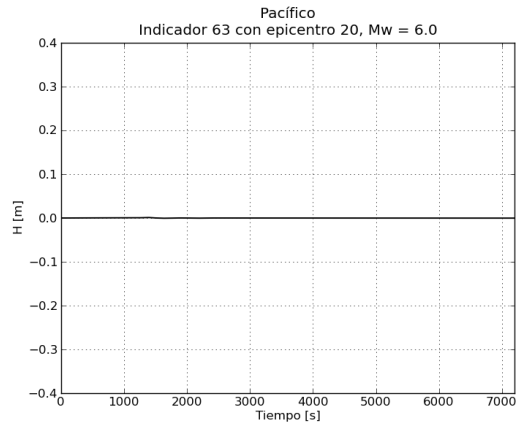
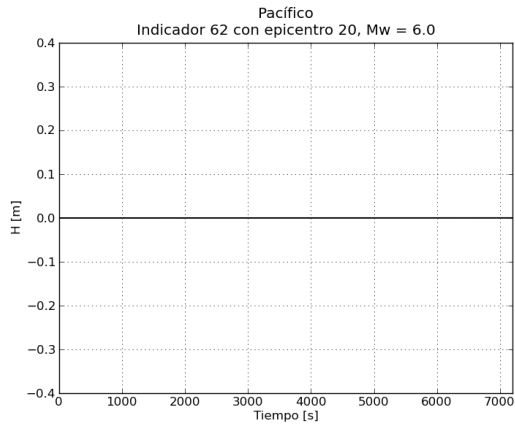
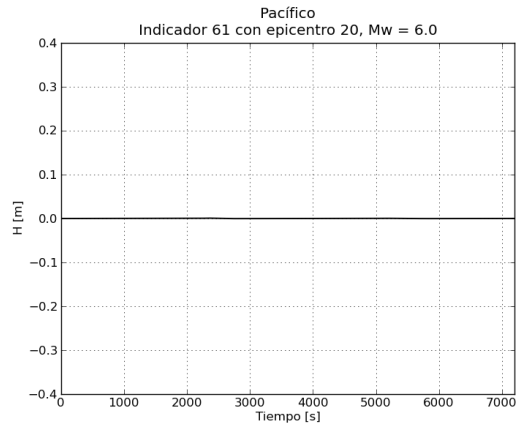
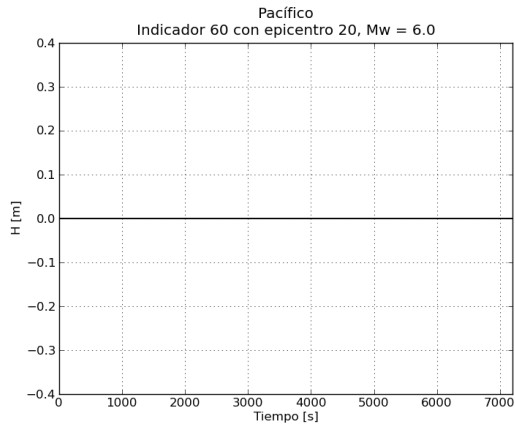
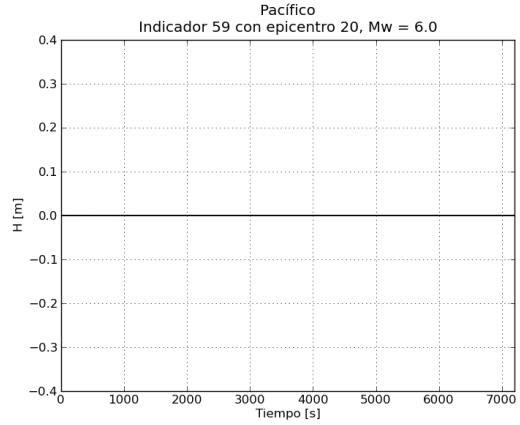
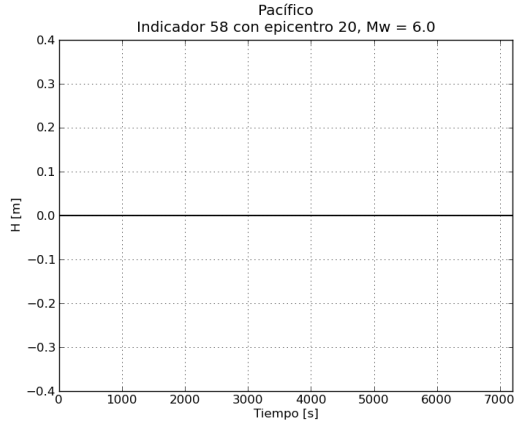
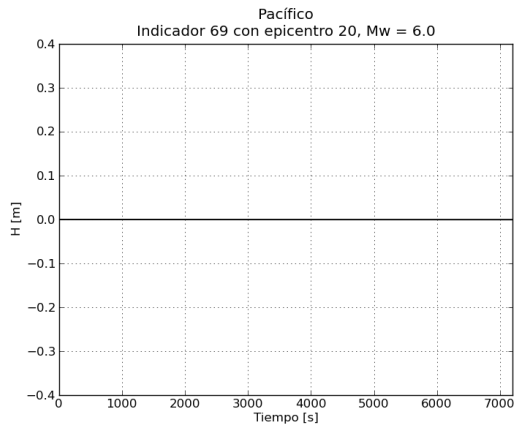
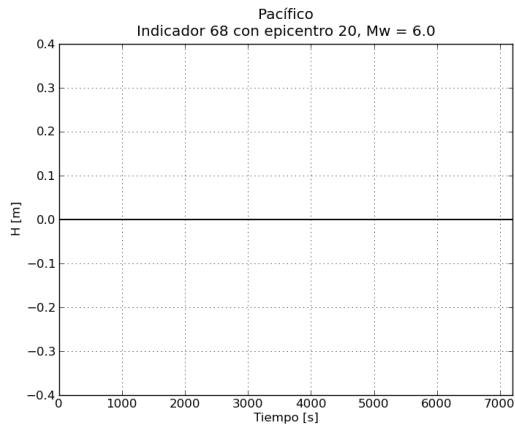
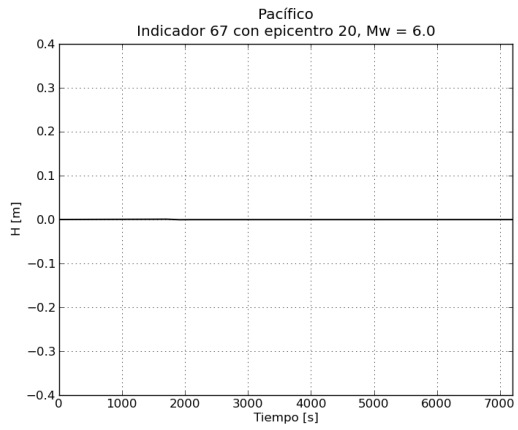
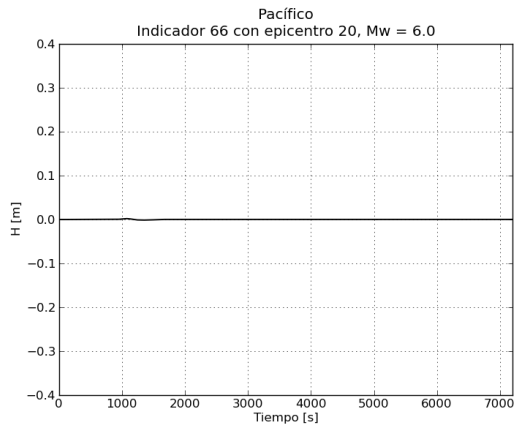
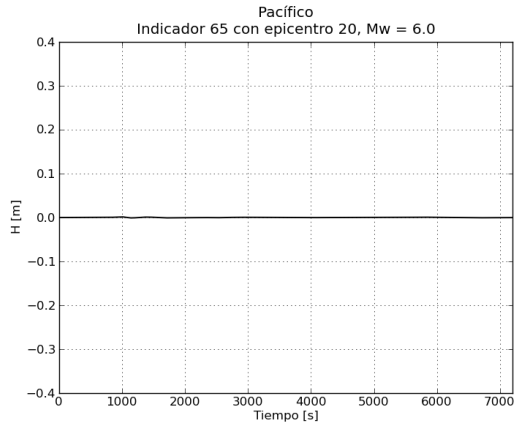
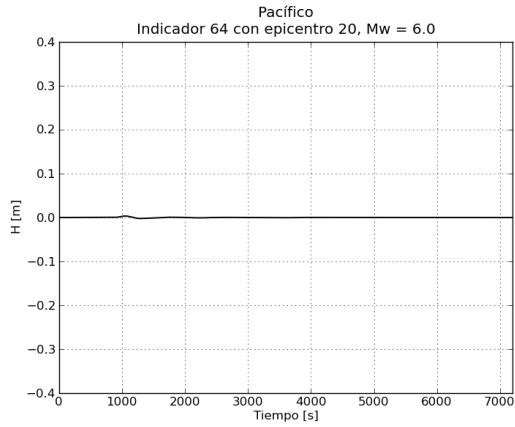
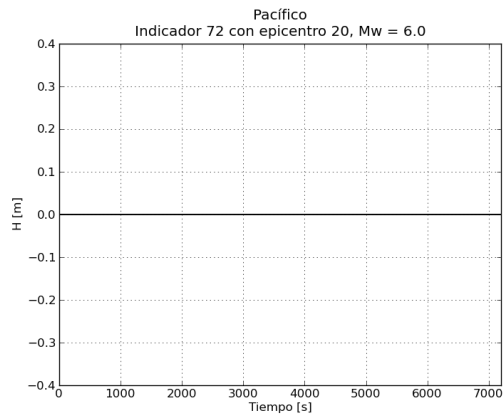
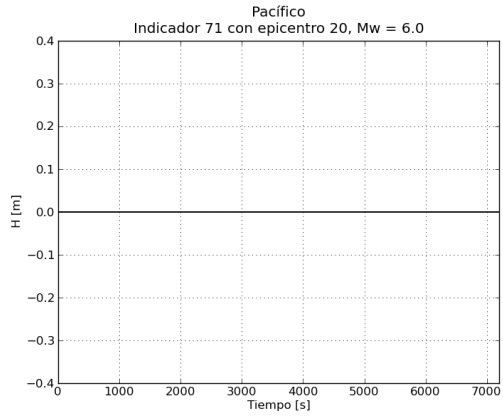
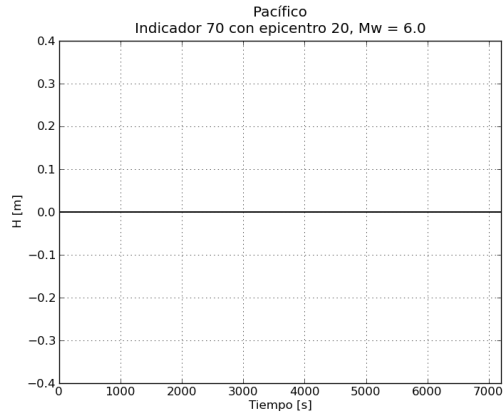


Figura 5. 2 Mapas de inundación a diferentes tiempos con epicentro 20 con $M_w = 8.0$

Y las gráficas de variación de nivel de mar de los puntos de medición del 58 al 72, de las seis magnitudes diferentes, fueron las siguientes (empezando por la magnitud $M_w = 6.0$):

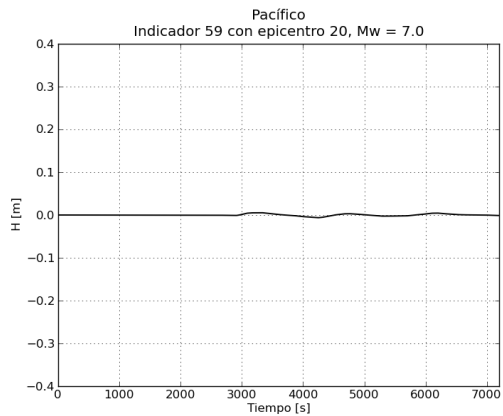
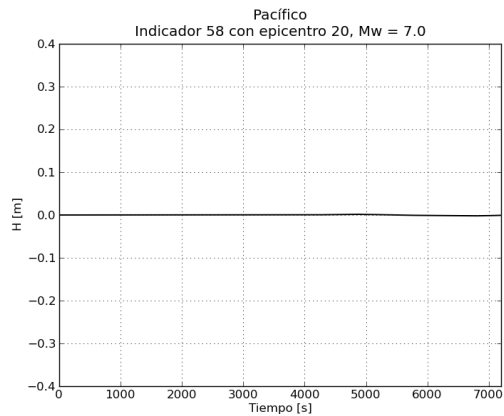


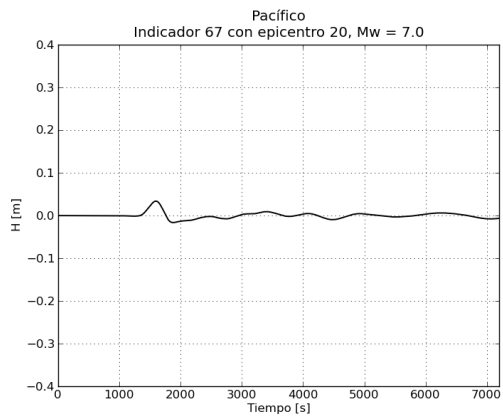
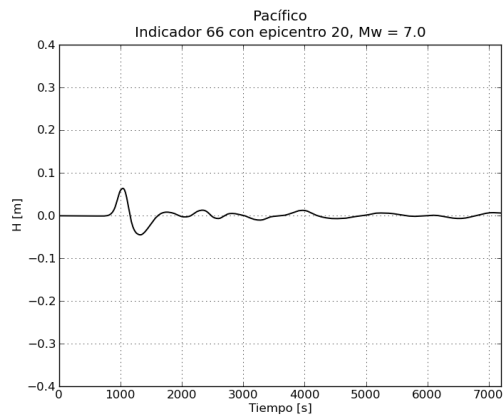
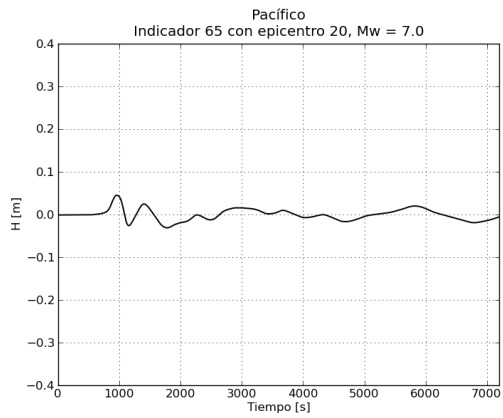
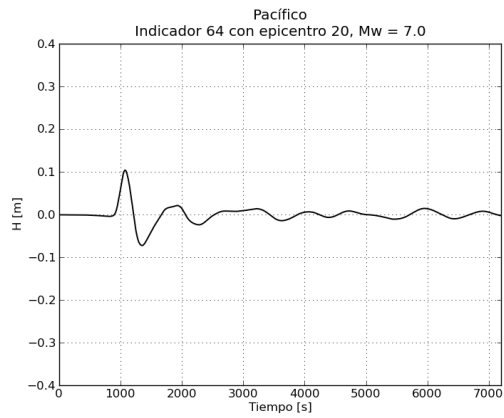
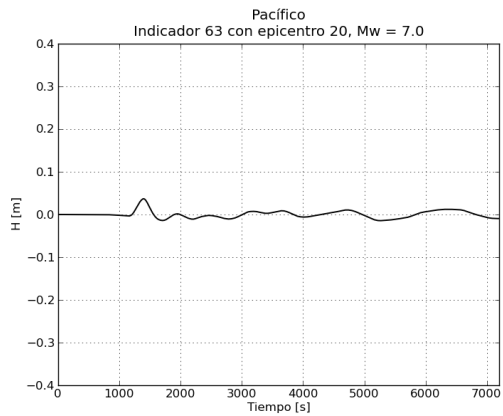
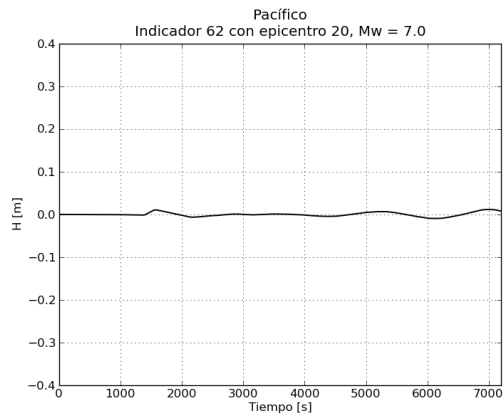
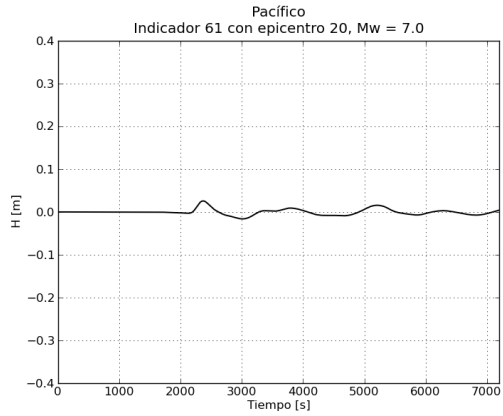
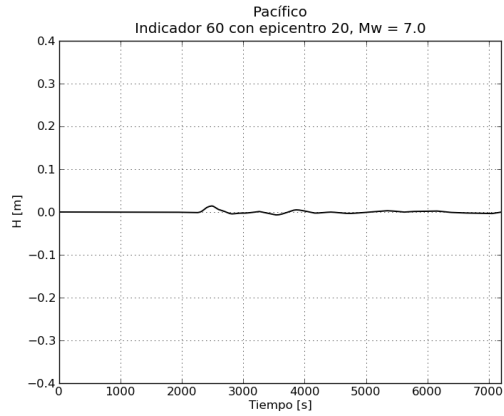


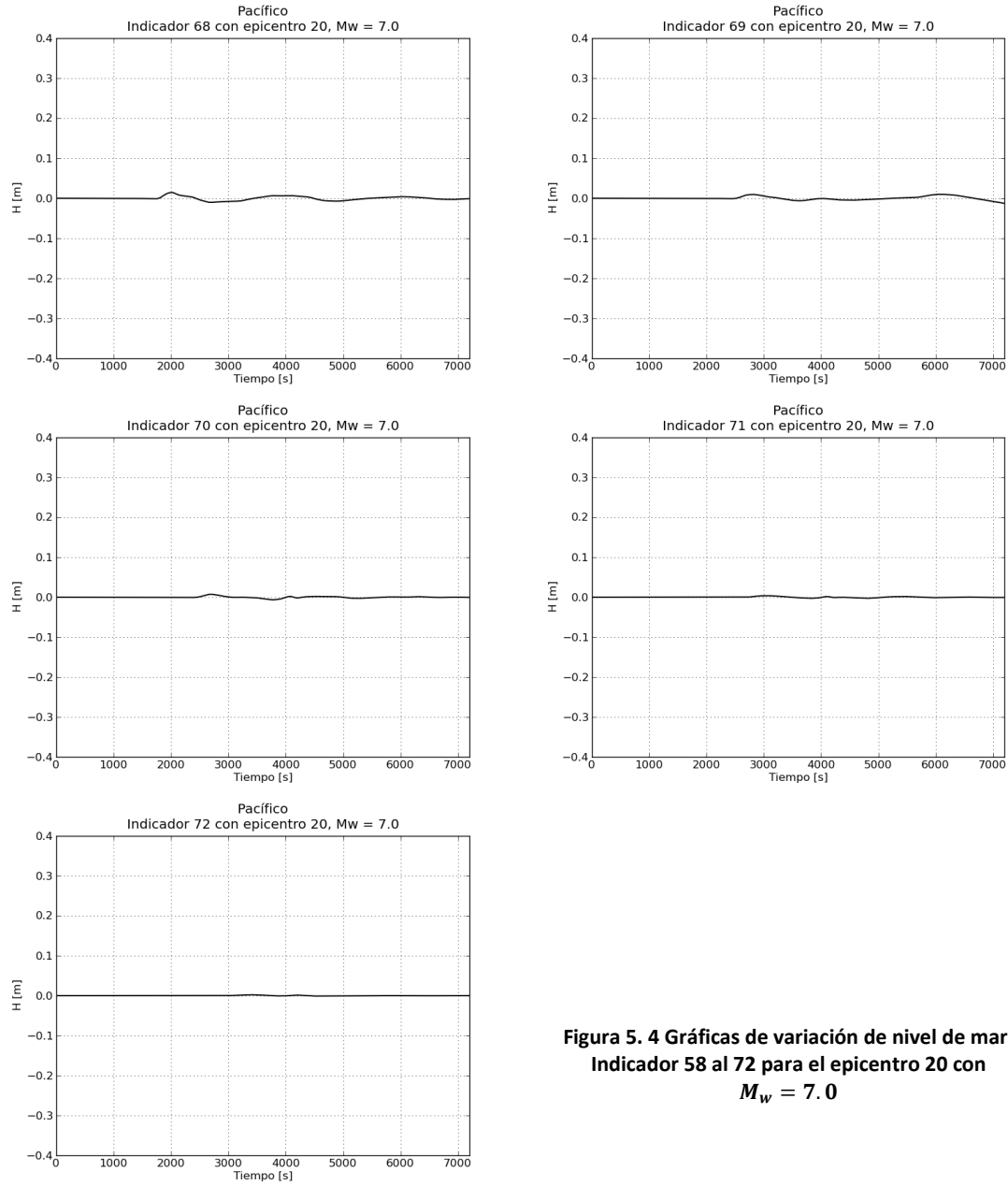


**Figura 5. 3 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 6.0$**

A continuación las gráficas de variación de nivel correspondientes a $M_w = 7.0$:

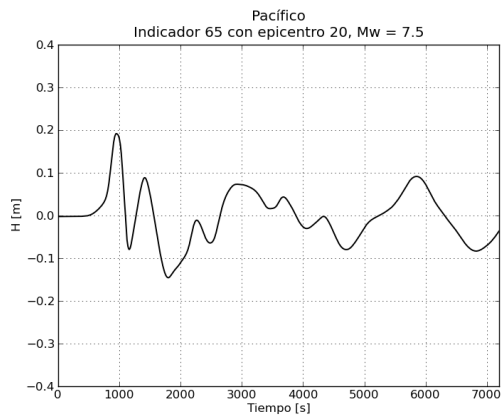
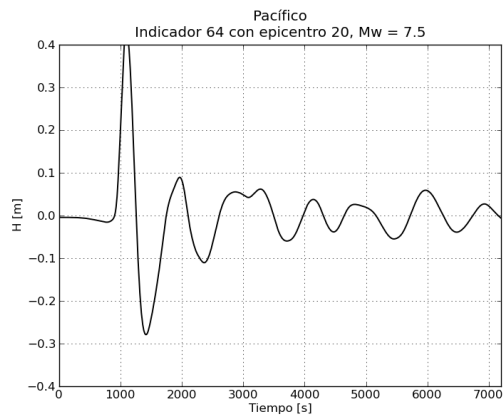
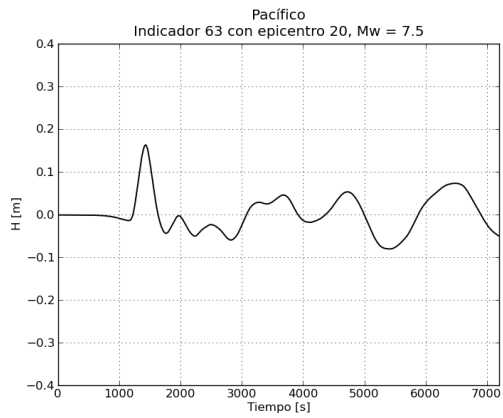
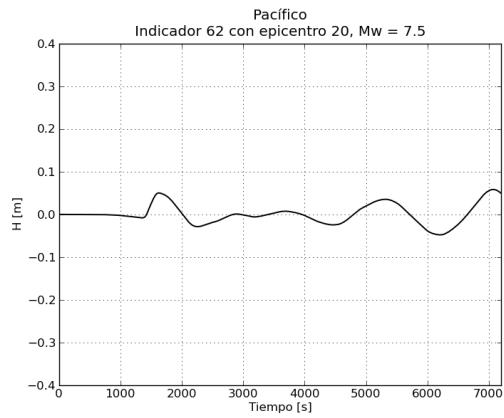
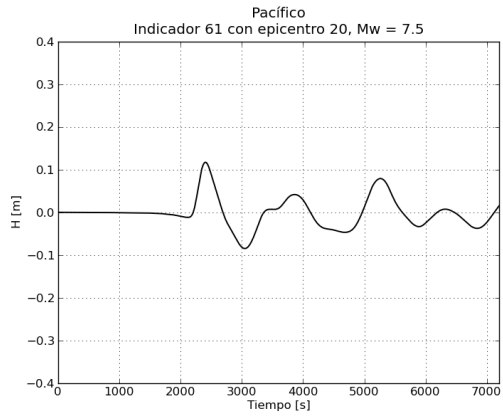
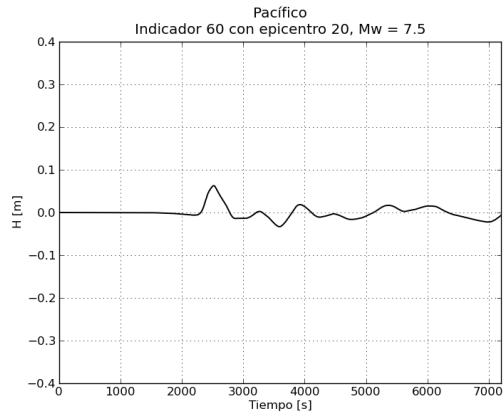
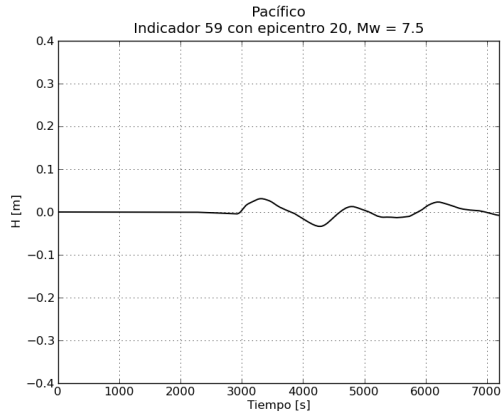
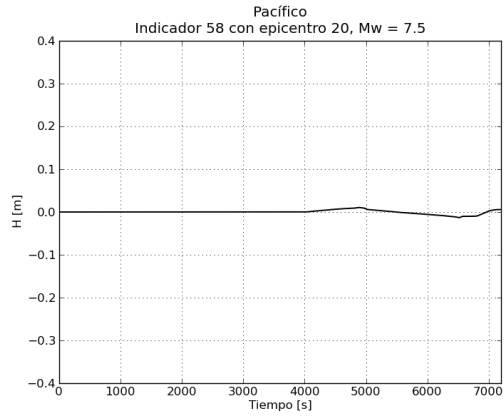


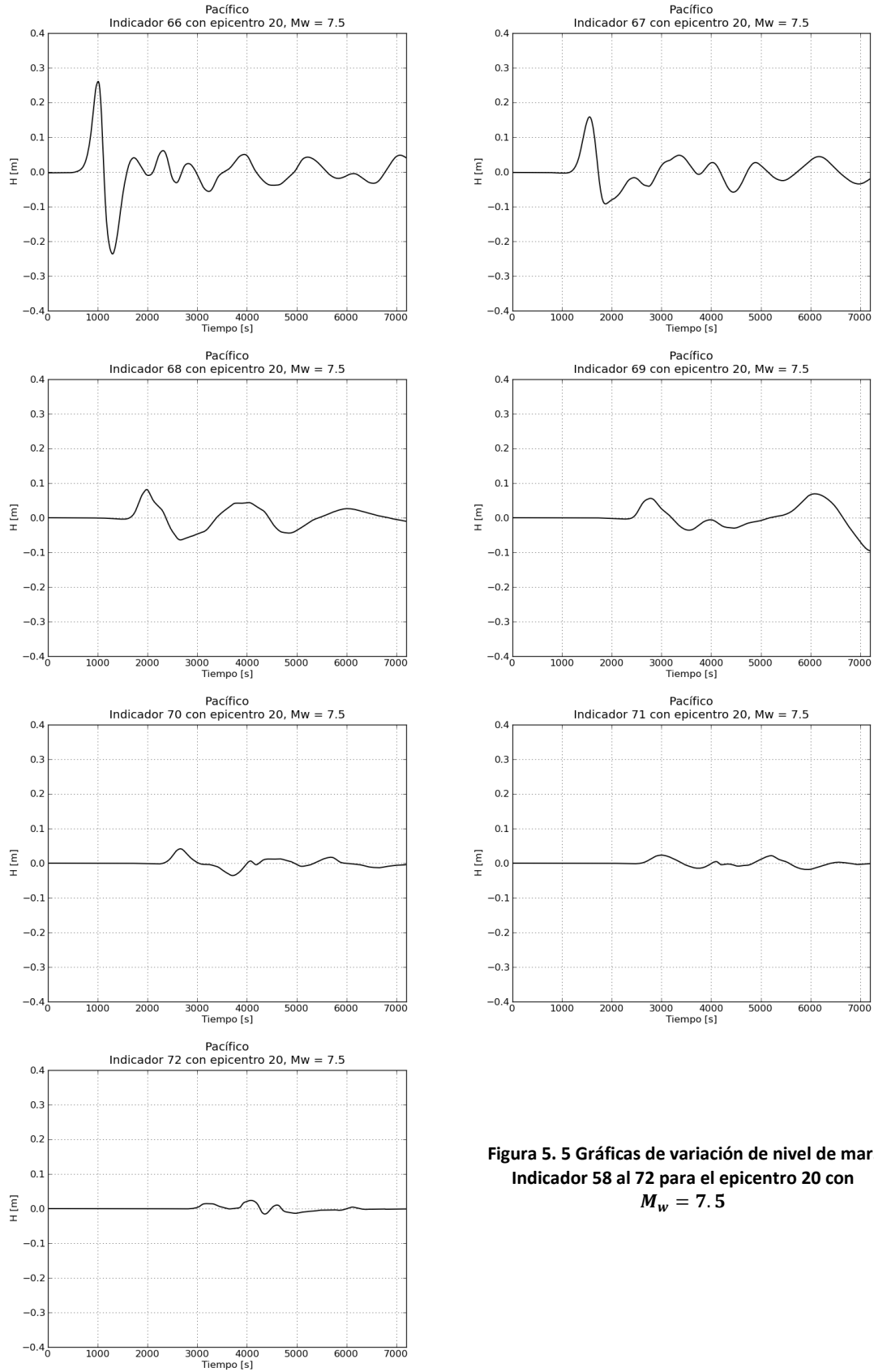




**Figura 5. 4 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 7.0$**

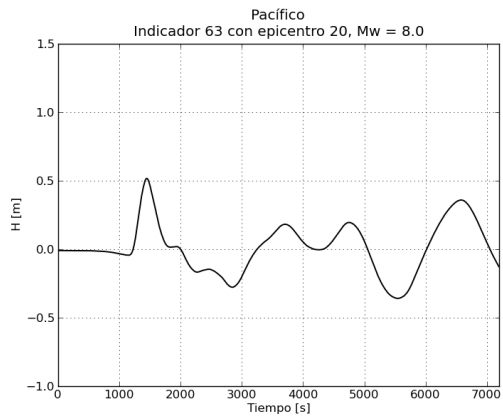
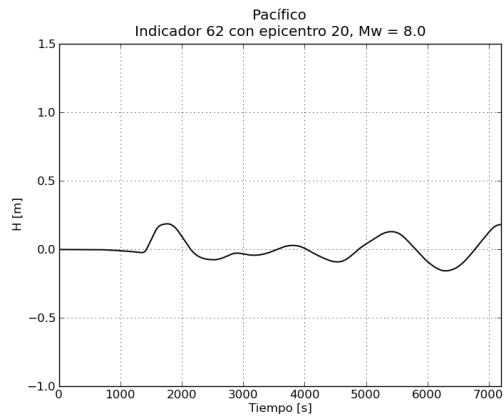
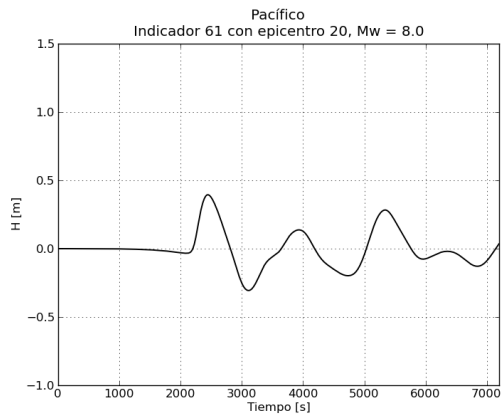
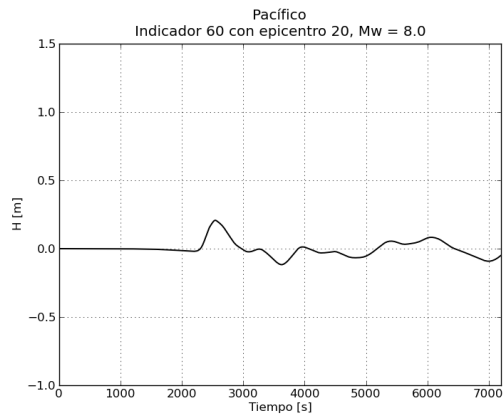
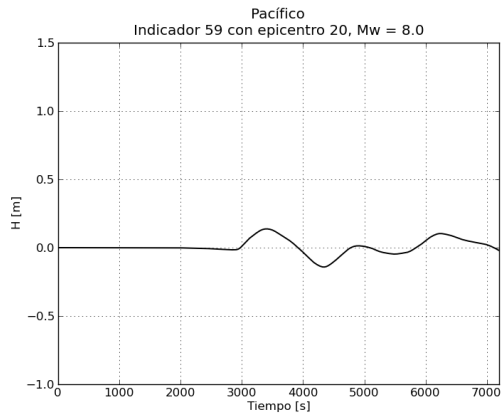
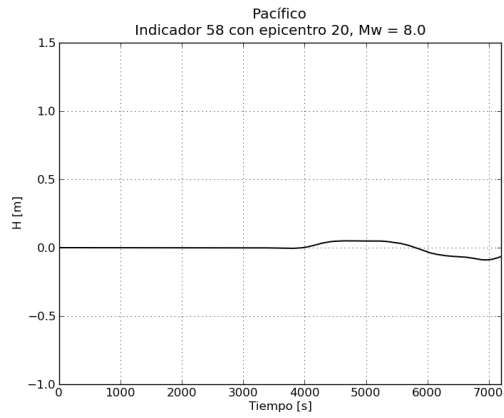
A continuación las gráficas de variación de nivel correspondientes a $M_w = 7.5$:

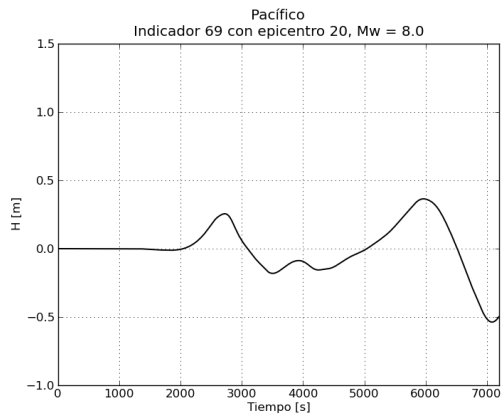
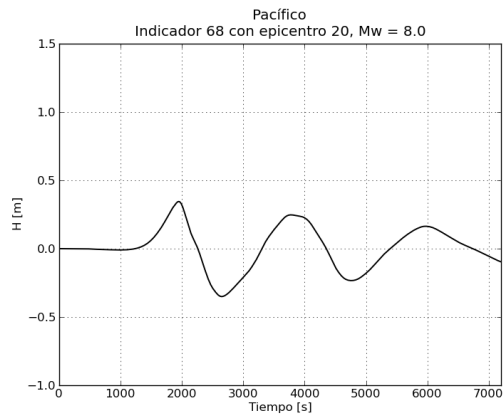
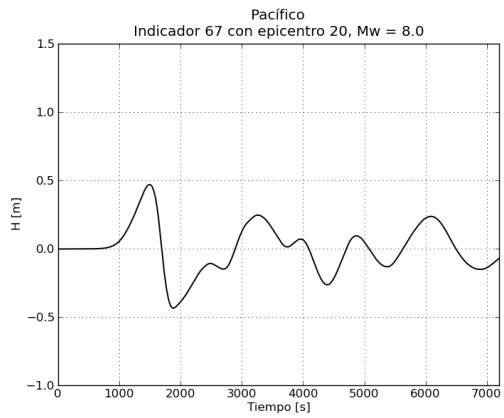
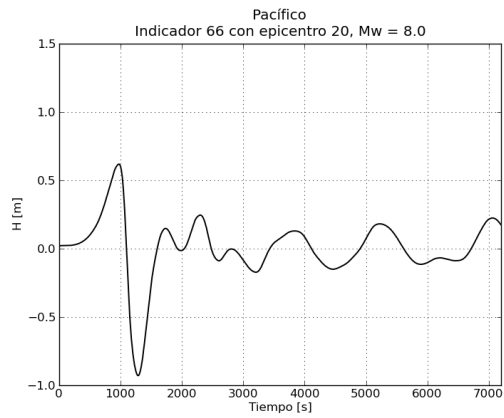
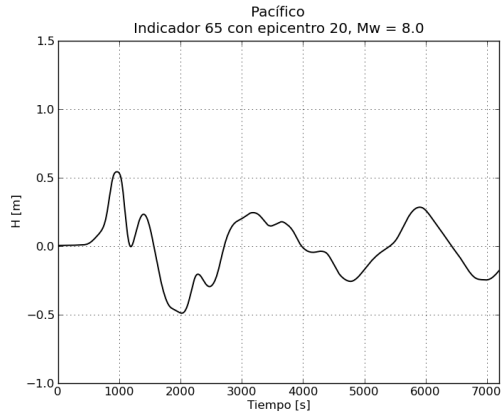
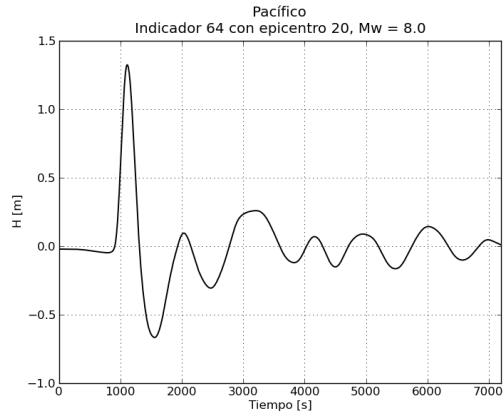


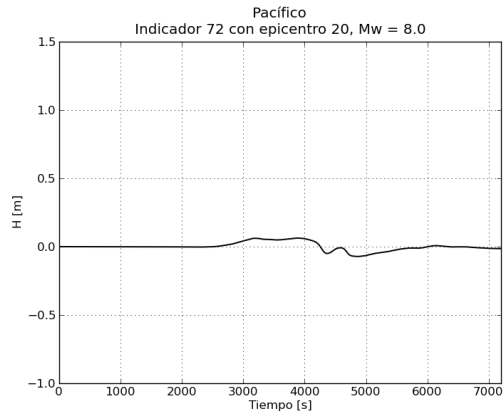
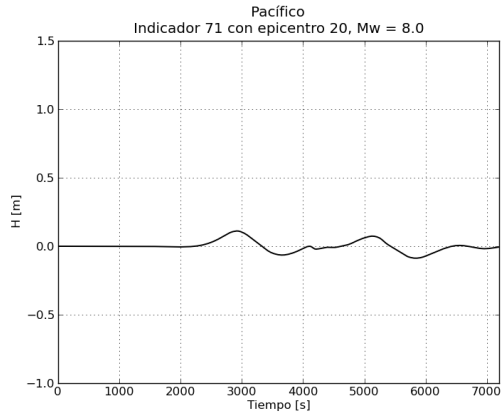
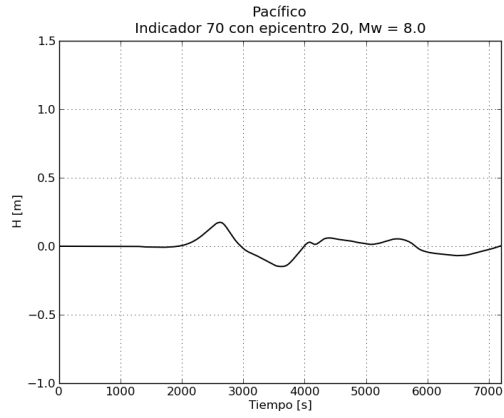


**Figura 5. 5 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 7.5$**

A continuación las gráficas de variación de nivel correspondientes a $M_w = 8.0$:

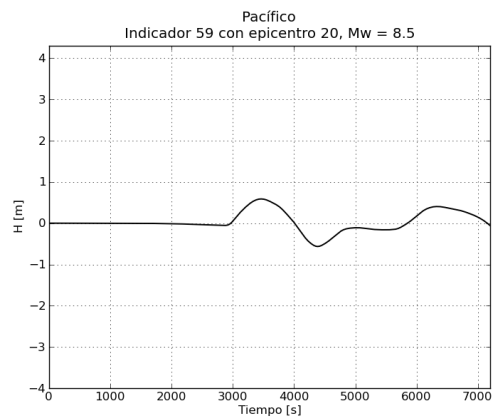
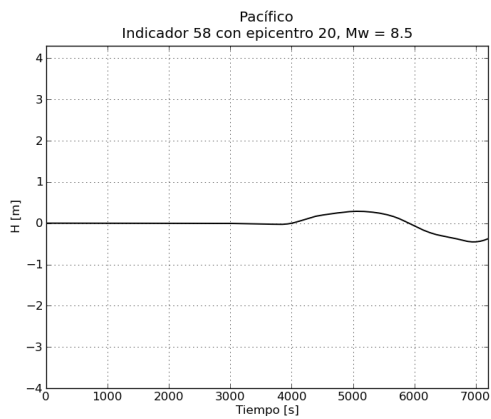


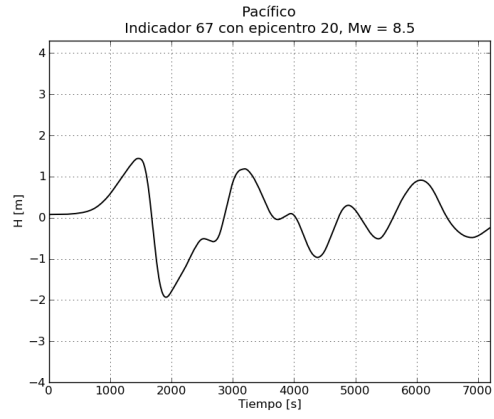
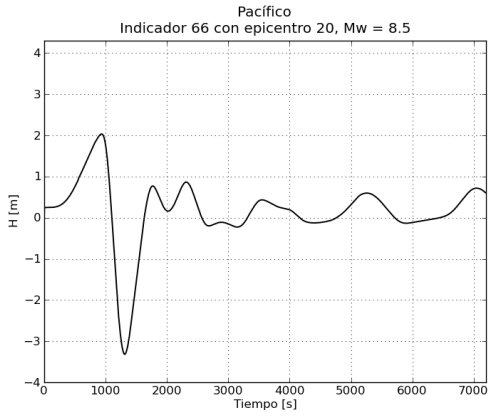
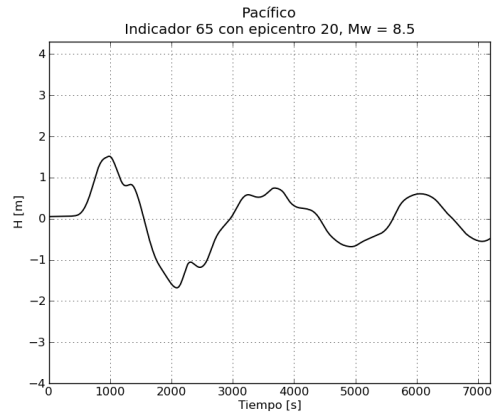
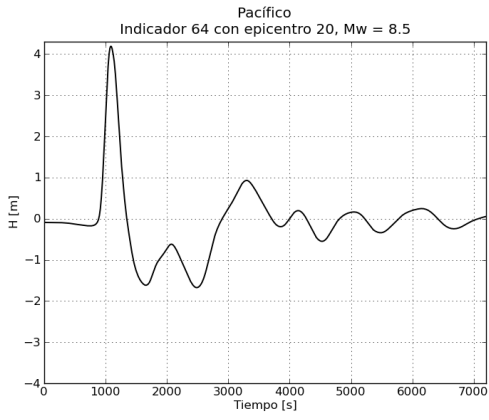
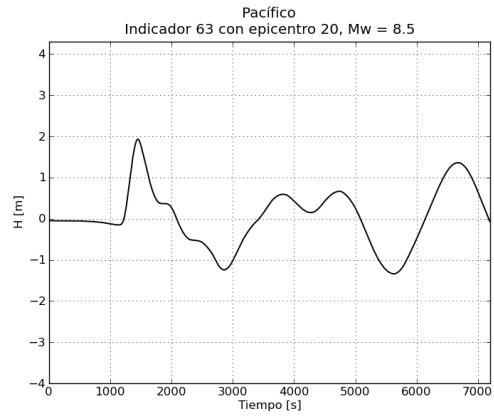
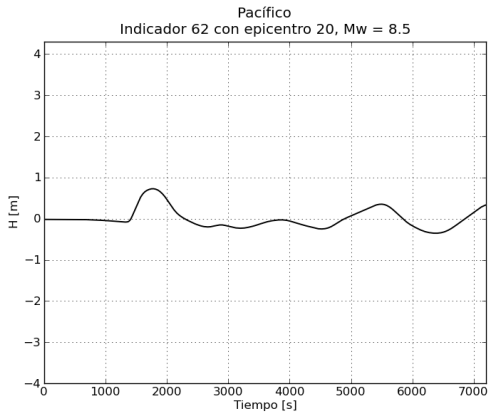
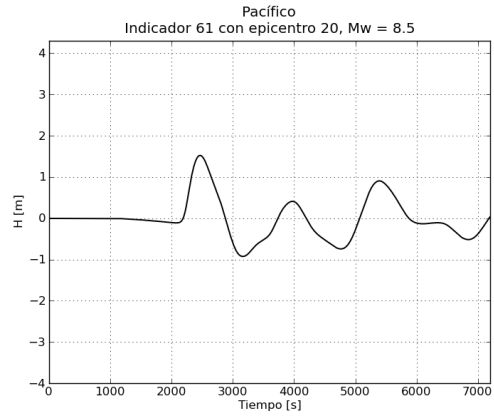
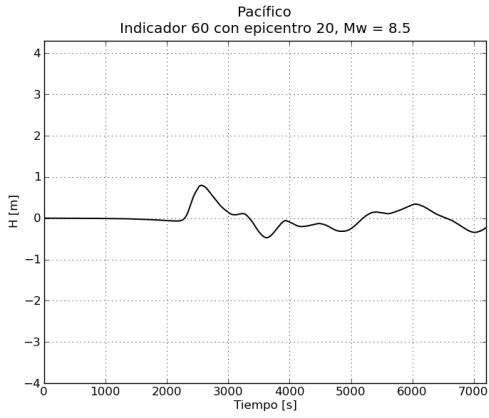


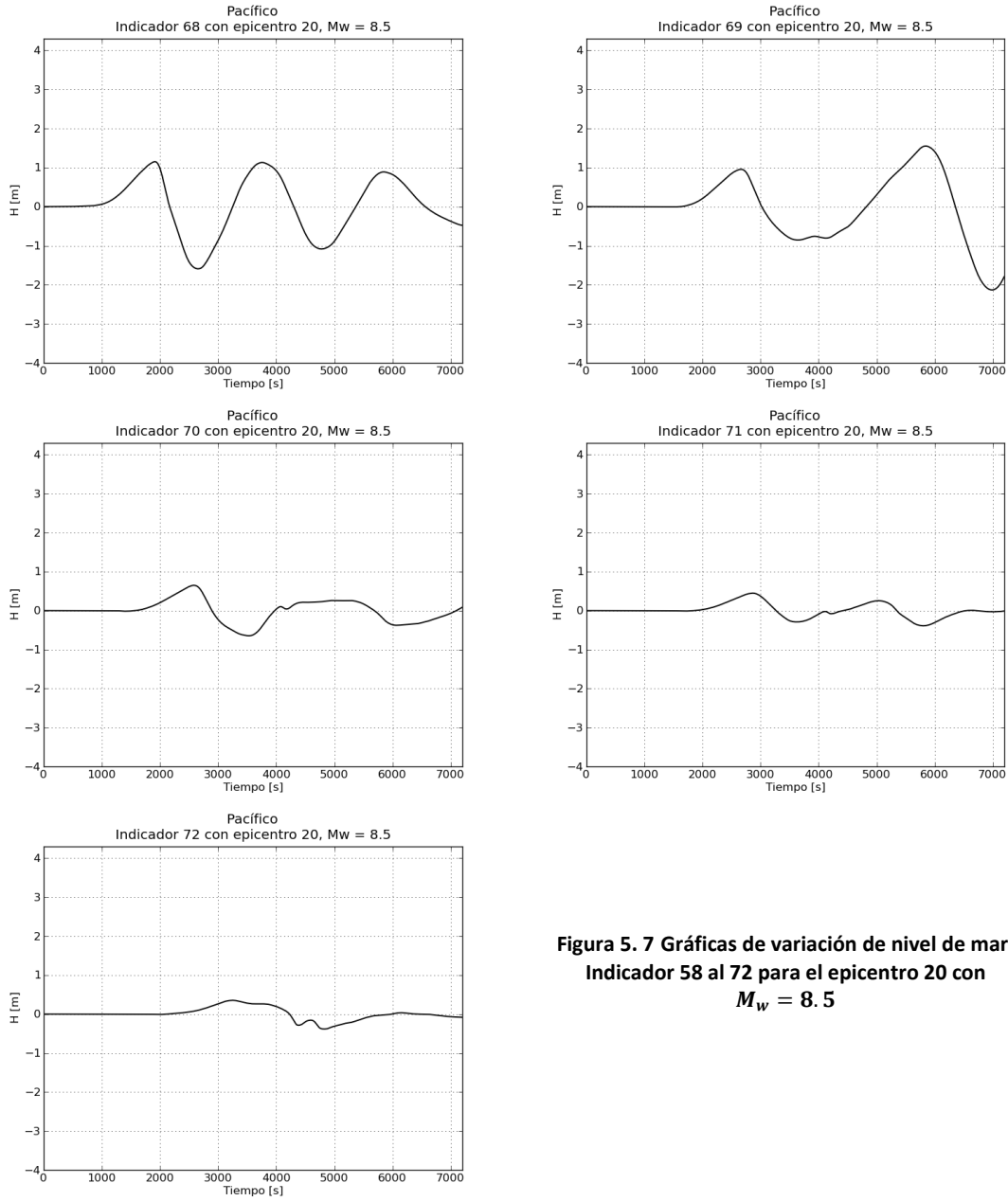


**Figura 5. 6 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 8.0$**

A continuación las gráficas de variación de nivel correspondientes a $M_w = 8.5$:

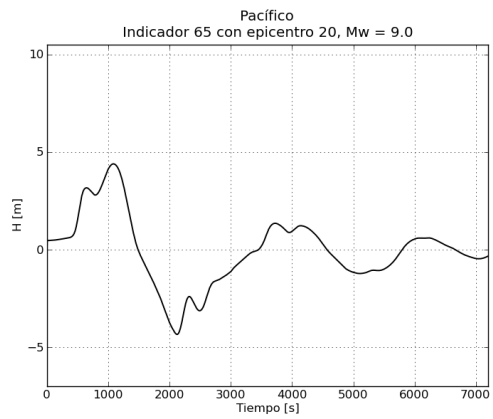
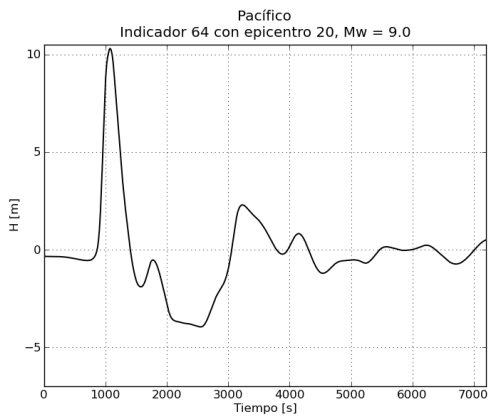
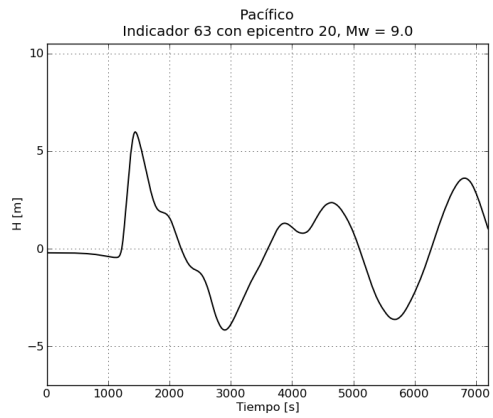
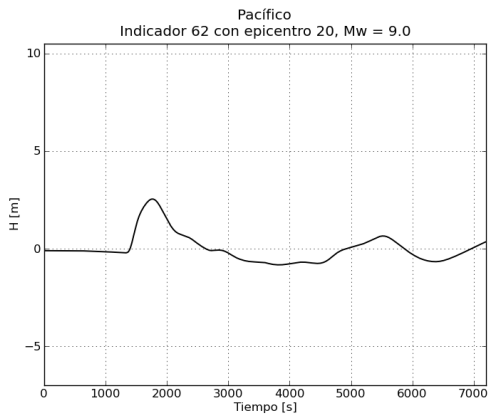
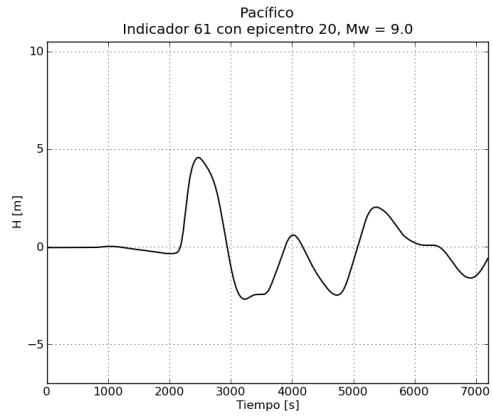
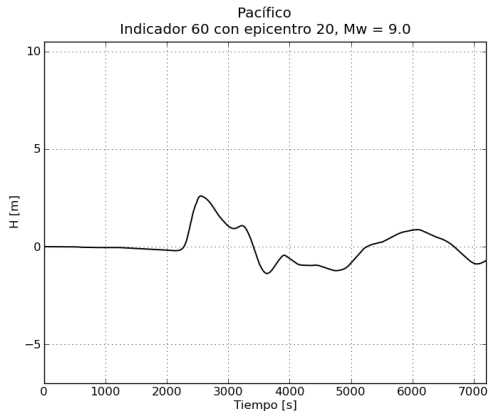
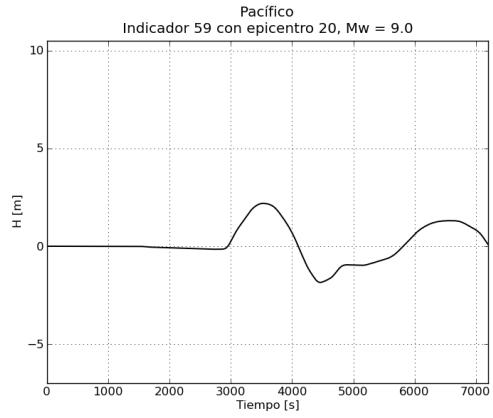
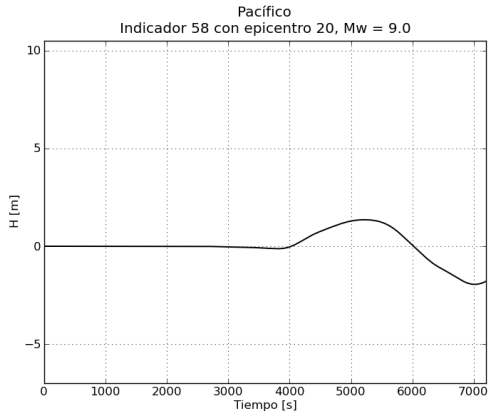






**Figura 5.7 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 8.5$**

A continuación las gráficas de variación de nivel correspondientes a $M_w = 9.0$:



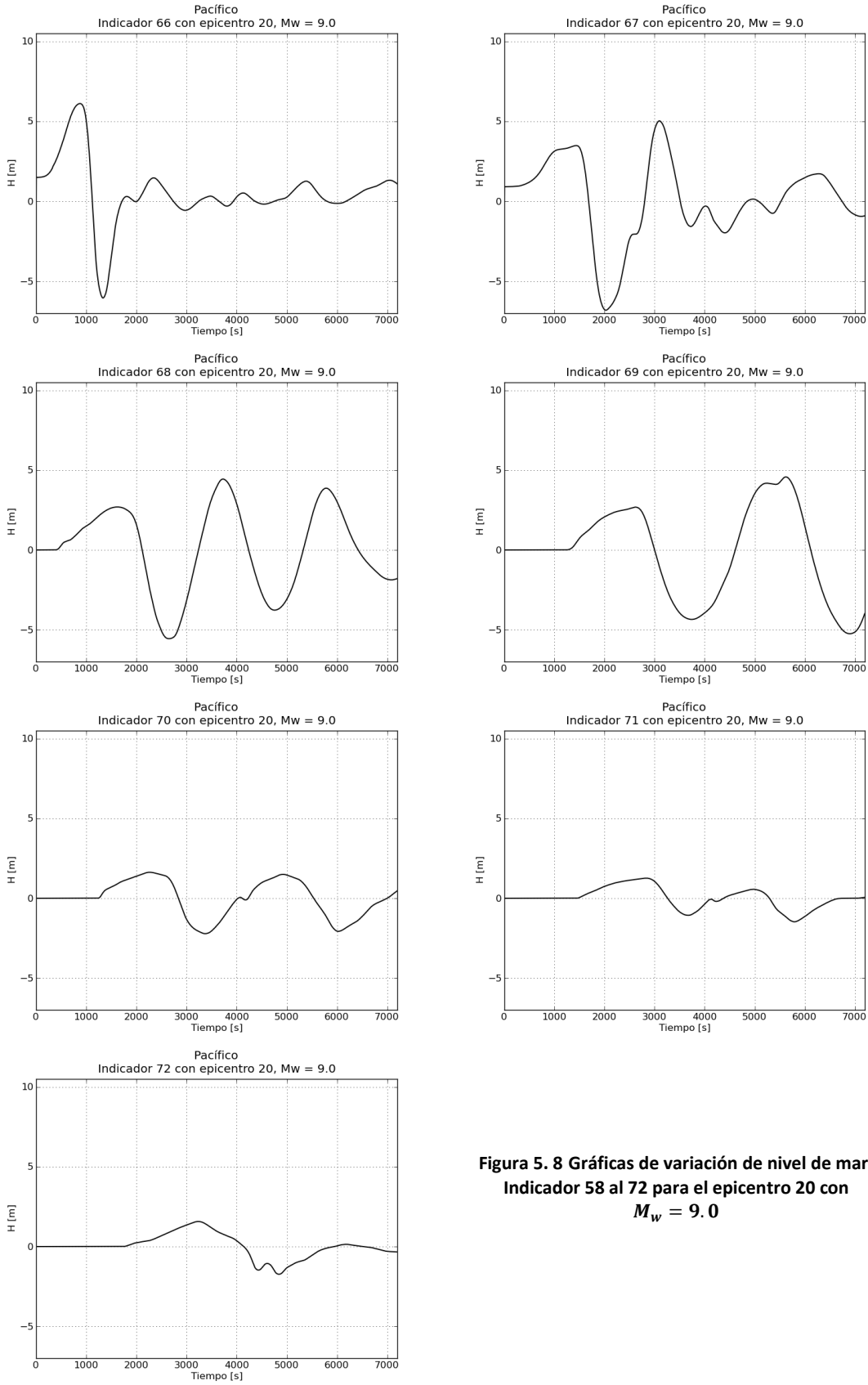


Figura 5. 8 Gráficas de variación de nivel de mar.
Indicador 58 al 72 para el epicentro 20 con
 $M_w = 9.0$

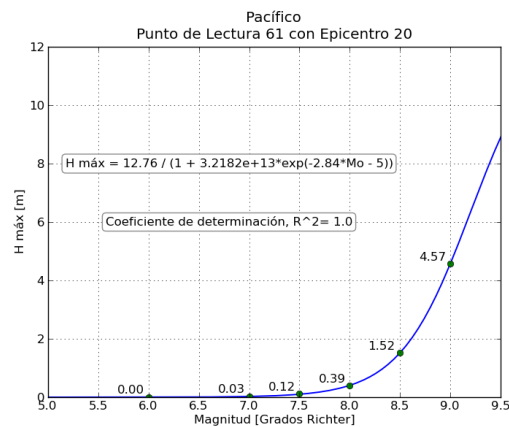
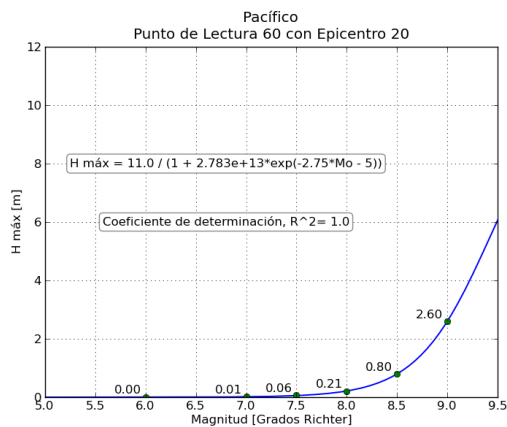
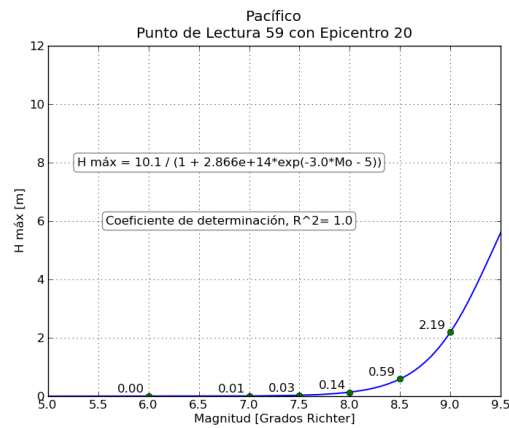
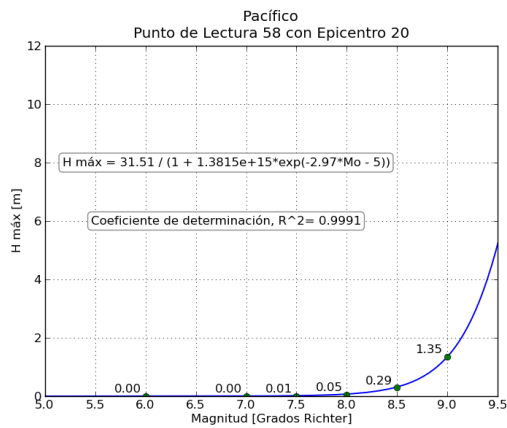
A continuación se resumieron las gráficas de variación de nivel de mar obtenidas para el **epicentro 20** para relacionar la magnitud del sismo con la altura máxima de ola generada en la línea costera. Posteriormente, para la relación entre la magnitud y la altura máxima de ola, se ajusto una ecuación de la forma:

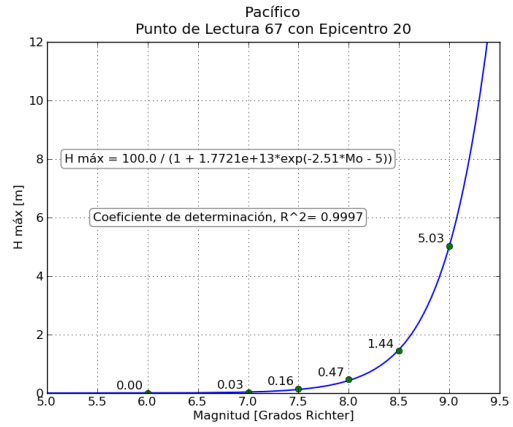
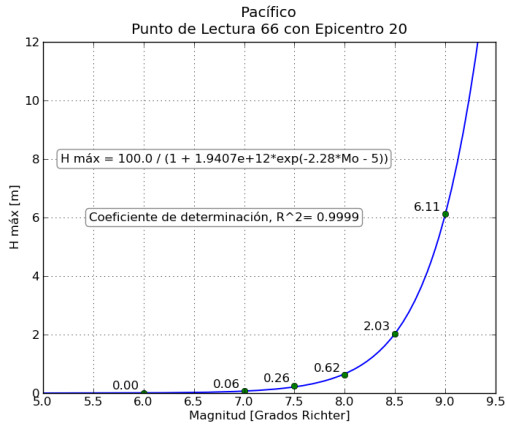
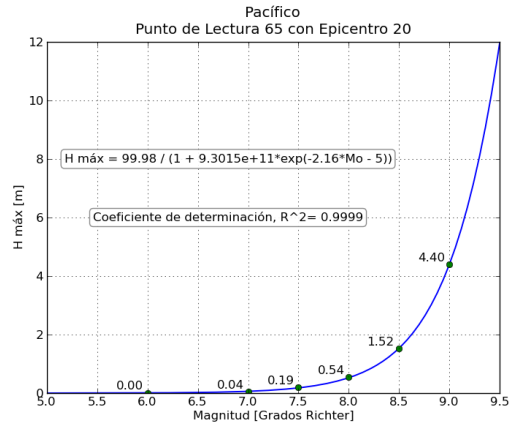
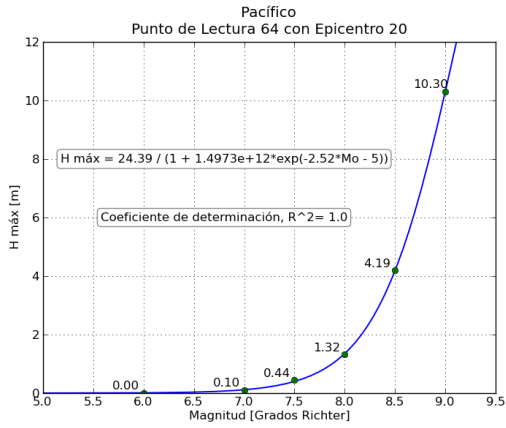
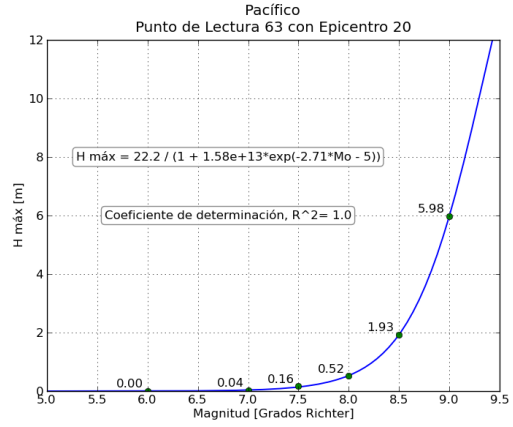
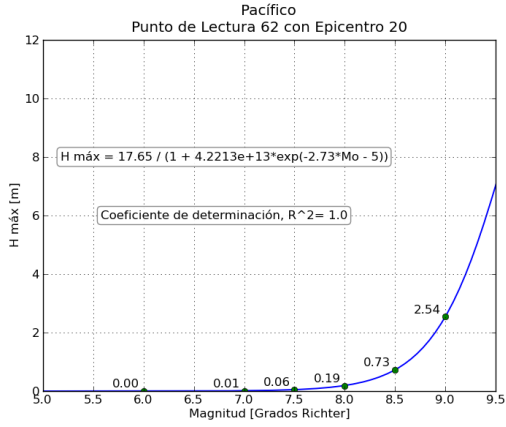
$$h_{m\acute{a}x} = a / (1 + b * e^{-c * M_w - 5}) \tag{5.1}$$

Donde

- $h_{m\acute{a}x}$, es la elevación de superficie libre
- a, b, c , coeficientes de ajuste para cada punto de medición
- M_w , Magnitud del sismo en escala Richter ($5.0 < M_w < 9.5$)

Las gráficas obtenidas con la ecuación (5.1) para cada punto de medición con **epicentro 20** son las siguientes:





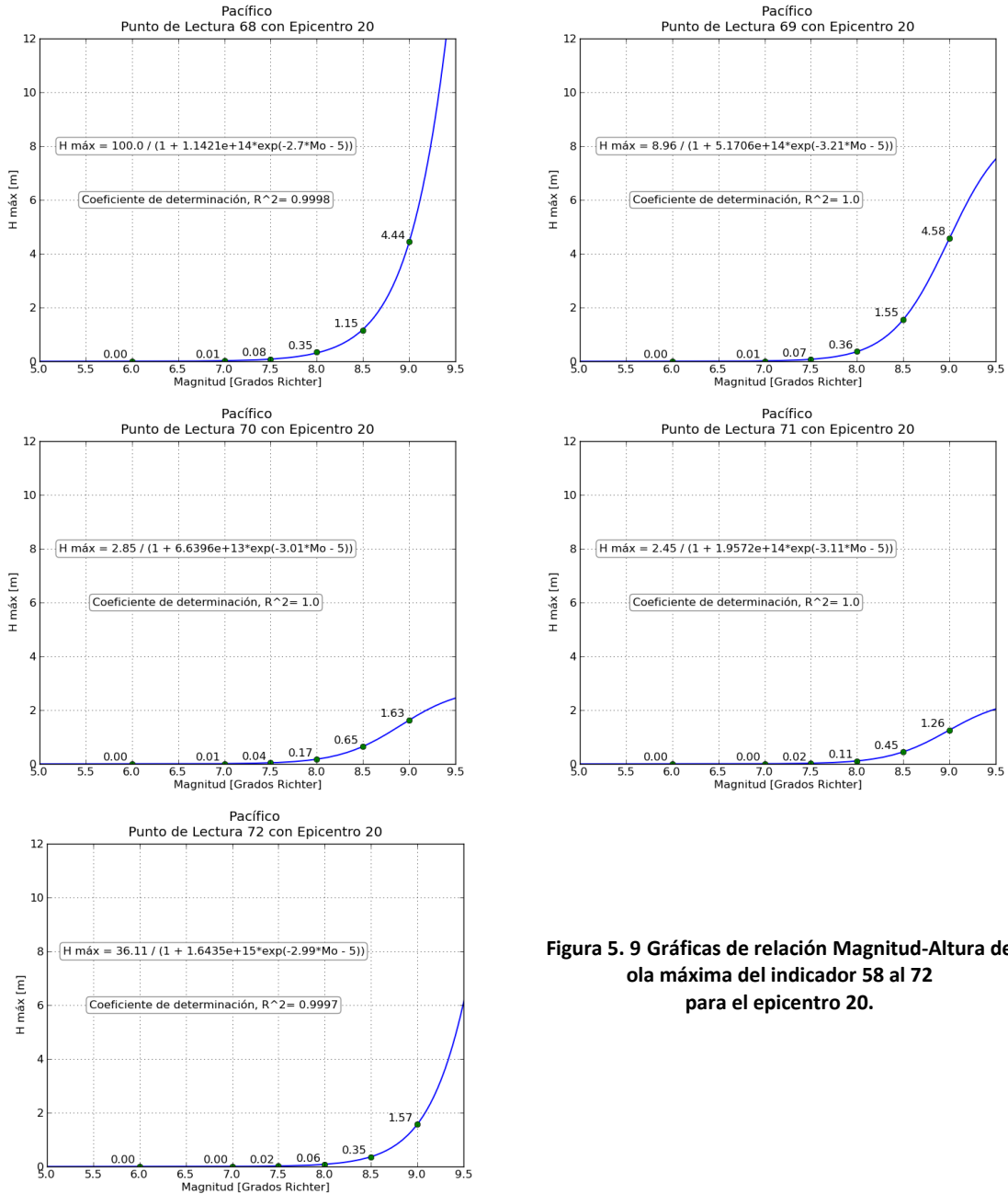


Figura 5. 9 Gráficas de relación Magnitud-Altura de ola máxima del indicador 58 al 72 para el epicentro 20.

Las gráficas de todos los epicentros del área del Pacífico se encuentran en el anexo de esta tesis.

b. Central nuclear Laguna Verde, Veracruz

Debido al accidente ocurrido en la central nuclear de Fukushima de Japón a causa del tsunami ocurrido después de un sismo de $M_w = 9.1$, se decidió hacer una revisión de la vulnerabilidad en la que se encuentra la central nuclear de Laguna Verde, Veracruz.

Para este caso se propusieron los epicentros de la tabla 4.6 y los puntos de medición utilizados son de la siguiente tabla:

Tabla 5. 2 Puntos de medición para la central nuclear Laguna Verde, Veracruz.

Punto de medición	Localización	
	Longitud	Latitud
1	-96.402937	19.728660
2	-96.400416	19.721891
3	-96.398671	19.716528
4	-96.403503	19.713302

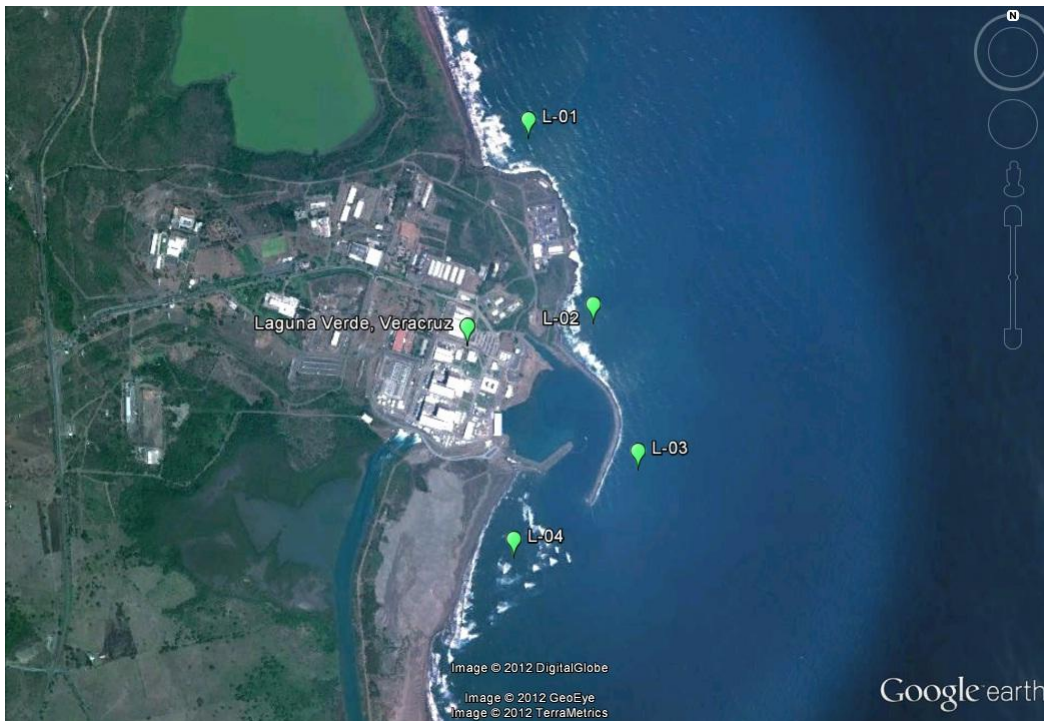
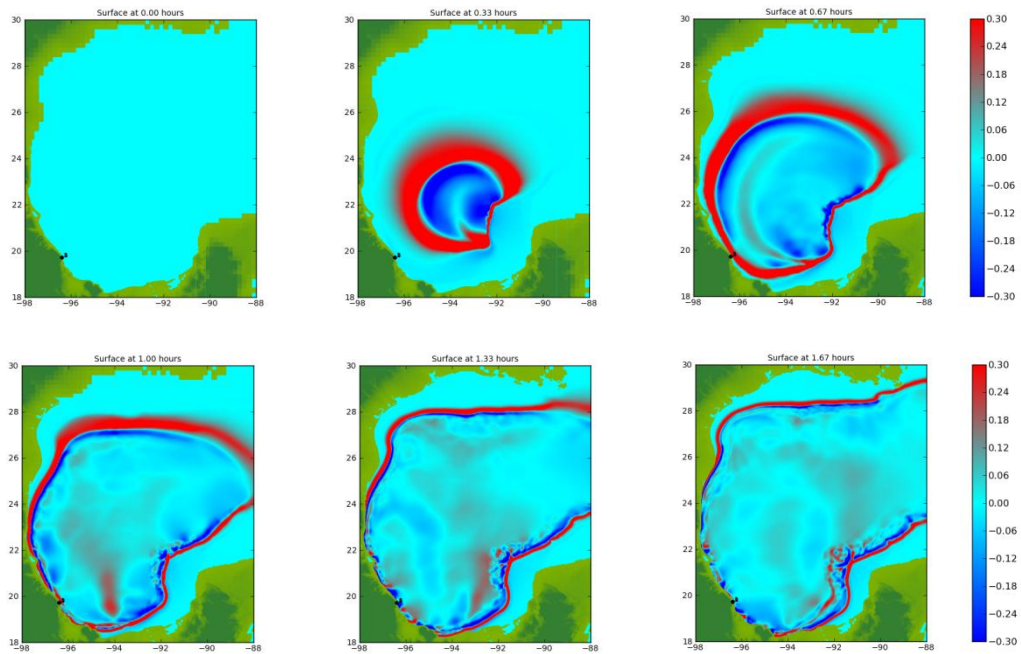


Figura 5. 10 Puntos de medición para la central nuclear Laguna Verde, Veracruz.



Figura 5. 11 Ubicación de Laguna Verde, Veracruz y de los epicentros en el Golfo de México. (Google Earth, 2012)

Los mapas de inundación obtenidos para el epicentro 3 con una magnitud $M_w = 8.5$ en el Golfo de México se presentan a continuación:



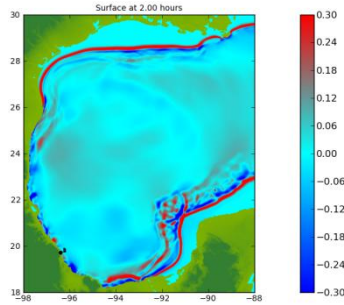


Figura 5. 12 Mapas de inundación a diferentes tiempos con epicentro 3 en el golfo de México con $M_w = 8.5$

Las relaciones magnitud-altura máxima de ola obtenidas con **epicentro 3** de acuerdo a la ecuación (5.1) en la central nuclear Laguna Verde son:

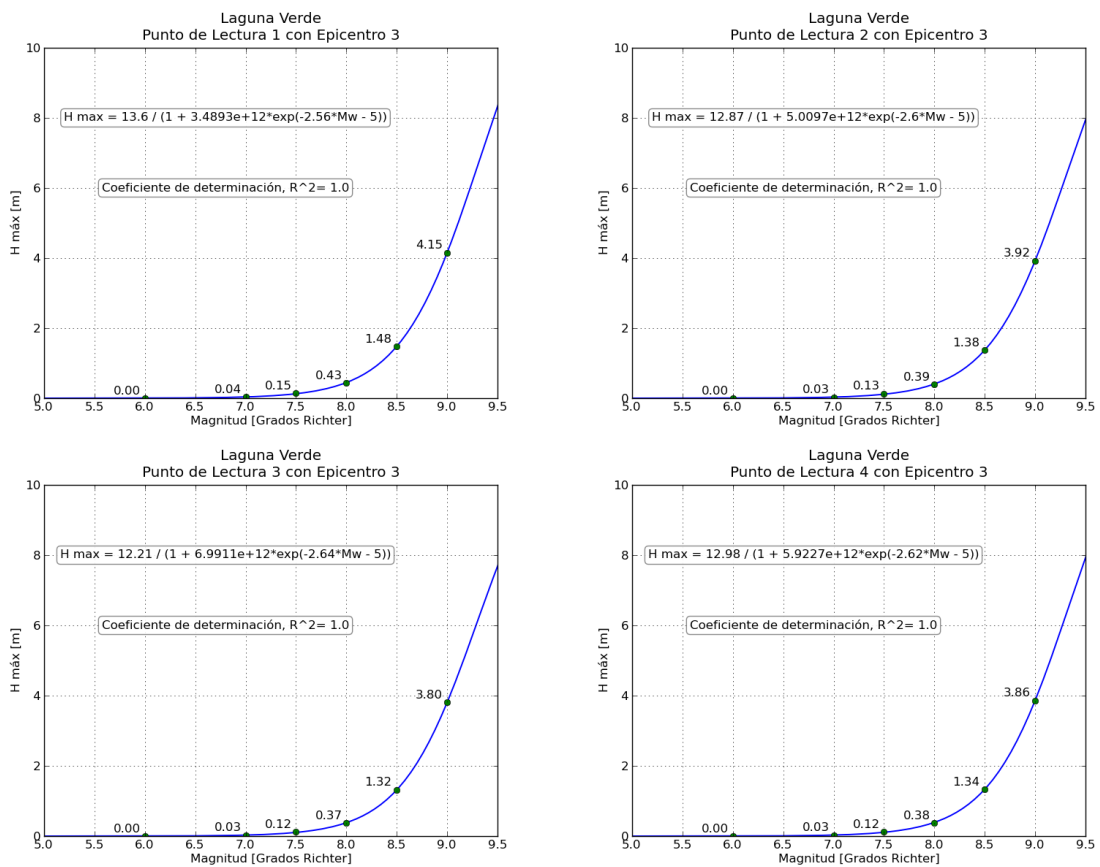


Figura 5. 13 Gráficas de relación Magnitud-Altura de ola máxima del indicador 1 al 4 (Laguna Verde, Veracruz) para el epicentro 3.

Las gráficas de todos los epicentros del área del Golfo de México y las gráficas de variación de nivel en cada punto de medición para la central nuclear Laguna Verde, Veracruz se encuentran en el anexo de esta tesis.

V.2 Caracterización general de la vulnerabilidad en la Vertiente Pacífica

Las alturas de tsunami máximas registradas, contemplando todos los epicentros del 16 al 24, en cada punto de medición en el Pacífico y la identificación de los tres puntos con mayor valor registrado se resumen en la siguiente tabla:

Tabla 5. 3 Altura de agua máxima registrada en los puntos de medición en el Pacífico.

Punto de medición	Altura de tsunami máxima registrada, en m.					
	$M_w = 6.0$	$M_w = 7.0$	$M_w = 7.5$	$M_w = 8.0$	$M_w = 8.5$	$M_w = 9.0$
58	0.00	0.02	0.09	0.26	0.93	3.21
59	0.00	0.08	0.33	0.91	2.76	6.94
60	0.00	0.09	0.38	1.10	3.86	10.86
61	0.00	0.10	0.45	1.24	3.97	9.56
62	0.00	0.03	0.16	0.51	1.91	5.84
63	0.00	0.07	0.28	0.82	2.96	7.84
64	0.00	0.10	0.44	1.32	4.19	10.30
65	0.00	0.04	0.19	0.54	1.80	4.84
66	0.00	0.09	0.38	0.94	3.14	7.94
67	0.00	0.07	0.30	0.91	2.82	6.70
68	0.00	0.07	0.31	0.92	3.21	8.22
69	0.00	0.07	0.30	0.85	2.62	6.19
70	0.00	0.11	0.40	0.99	3.19	7.70
71	0.00	0.04	0.17	0.41	1.05	4.12
72	0.00	0.02	0.09	0.20	0.58	1.57

En la tabla 5.3, también se identifica los tres puntos de medición más vulnerables para cada magnitud simulada. La altura de tsunami la cual se puede considerar vulnerable para las costas mexicanas es alrededor de medio metro, pero este valor puede ir variando dependiendo de la pendiente de playa, de la infraestructura y densidad de población de cada sitio.

Por lo tanto, la caracterización de vulnerabilidad en la vertiente del Pacífico puede describirse de la siguiente manera:

- La mayoría de los puntos de medición empiezan a ser vulnerables a partir de una magnitud $M_w = 8.0$.
- Los puntos de medición más vulnerables para magnitudes $M_w \geq 8.0$ son el 60, 61 y 64 (Ver ubicación de los puntos en Fig. 5.1), que se ubican en las zonas donde se tienen los registros históricos recientes de impacto de tsunamis.
- Los puntos de medición con menor impacto de tsunami son los puntos extremos, el 58 y el 72. Aunque empiezan a ser vulnerables a partir de una magnitud $M_w = 8.5$.

V.3 Caracterización general de la vulnerabilidad en la central nuclear Laguna, Verde.

Dentro de las simulaciones para Laguna Verde, la máxima altura alcanzada por los tsunamis de cada magnitud se resume en la siguiente tabla:

Tabla 5. 4 Máxima altura alcanzada en los diferentes puntos de medición en Laguna Verde para cada magnitud.

Punto de medición	Altura de tsunami máxima registrada, en m.					
	$M_w = 6.0$	$M_w = 7.0$	$M_w = 7.5$	$M_w = 8.0$	$M_w = 8.5$	$M_w = 9.0$
1	0.00	0.07	0.23	0.55	2.18	6.35
2	0.00	0.07	0.22	0.53	2.10	6.24
3	0.00	0.06	0.21	0.52	2.06	6.19
4	0.00	0.07	0.21	0.52	2.08	6.27

La caracterización de la vulnerabilidad en la central nuclear se puede determinar considerando la información de los siguientes párrafos.

La Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde se encuentra localizada sobre la costa del Golfo de México, en el municipio de Alto Lucero, estado de Veracruz. Está constituida por dos unidades independientes destinadas a la producción de energía eléctrica, cada una con una capacidad de 682.44 MWe (megavatios eléctricos). La primera unidad empezó su operación comercial el 14 de agosto de 1990, y la segunda, el 12 de abril de 1995.

La planta nuclear está diseñada para resistir elevaciones de ola de hasta 5.45 metros. Los reactores de Laguna Verde están plantados arriba de 10 metros sobre el nivel del mar.

Teniendo en cuenta las características en las se encuentran los reactores de la planta nuclear se puede comentar lo siguiente:

- La altura de tsunami que puede afectar los reactores de planta nuclear debe ser con $M_w = 8.5$.
- De acuerdo a los epicentros propuestos, el punto de medición con mayor altura de tsunami es el 1, que se encuentra en la costa norte de la central nuclear, pero apenas por unos cuantos centímetros.
- Por la configuración batimétrica del golfo de México, se puede descartar el arribo de un tsunami de gran magnitud a la planta nuclear de Laguna Verde. En la configuración batimétrica, se encuentra una planicie enfrente de las costas del golfo antes de llegar a aguas profundas que provoca que la disminución de la velocidad y la disipación de la energía del tsunami.

Capítulo VI. Conclusiones y futuras de líneas de investigación

VI.1 Conclusiones

Las modelaciones numéricas realizadas en este trabajo corresponden a los casos más desfavorables de tsunamis para las costas mexicanas para ello se propusieron epicentros ficticios para determinar la vulnerabilidad de las costas mexicanas. Como ejemplo, se trabajó en 9 epicentros y 15 puntos de medición en la zona de la trinchera mesoamericana del lado del Pacífico y en el Atlántico se hizo un caso especial para la planta nuclear en Laguna Verde, Veracruz ubicada en el Golfo de México. Se obtuvieron gráficas de variación de nivel de mar en cada punto medición con diferentes magnitudes M_w y con las máximas alturas de los tsunamis se determinó la relación que tiene con la magnitud y la ubicación del epicentro propuestos, mediante una ecuación paramétrica. Con esta información, se logró determinar qué puntos de medición, de los trabajados en esta tesis, son los más vulnerables bajo las condiciones modeladas de magnitud y ubicación de epicentro.

Una vez obtenidos, procesados y analizados los resultados de las modelaciones numéricas se puede concluir para la vertiente Pacífica que:

- La cota máxima de inundación en un punto de medición dado un epicentro, se puede predecir mediante una ecuación paramétrica, la cual, tiene un comportamiento exponencial.
- Los puntos más vulnerables ante tsunamis coinciden con los datos históricos registrados. De los resultados se puede observar que las costas de Colima, Michoacán y zonas cercanas a éstas son propensas a sufrir un mayor impacto de tsunami debido a su configuración batimétrica cerca de la línea costera.
- El tiempo de arribo de un tsunami a las costas del Pacífico depende de la ubicación del epicentro. Para la costa que se encuentra más cercana al epicentro del sismo, el arribo del tsunami será en menos de 500 segundos (8.33 minutos). Y todavía se tiene que considerar que la ubicación de los epicentros en esta tesis se encuentran sobre línea visible de la fosa, por lo tanto, el tiempo disminuirá si el epicentro se presenta más cercano a la costa.

Y las conclusiones para la central nuclear de Laguna Verde son:

- Independientemente de la probabilidad que ocurra un sismo en el Golfo de México, la característica batimétrica del golfo es una defensa natural ante la propagación y arribo de tsunamis. La batimetría disminuye la velocidad y disipa la energía del tsunami.
- La magnitud a la cual empieza a ser apreciable el impacto de un tsunami es $M_w > 8.0$.
- La altura de un tsunami que pueda afectar a las instalaciones de la central nucleoelectrónica se presenta con un sismo de magnitud $M_w > 8.5$.

Acerca del modelo se puede concluir que:

- El modelo Geoclaw ofrece resultados que muestran buena relación con los datos históricos, por ejemplo, las zonas vulnerables determinadas en esta tesis coincidieron en las zonas donde los tsunamis con mayor altura han arribado en las costas mexicanas.
- Como el software utilizado es de código abierto es bastante adaptable para estudiar diferentes casos (para propagación, arribo y zonas de inundación por tsunami). Además, Geoclaw es solo un ejemplo de las posibles aplicaciones que tiene el paquete Clawpack.
- El modelo Geoclaw sirve de ejemplo para demostrar que con la tecnología computacional actual se pueden estudiar fenómenos bastante complejos para estudiarlos en modelos físicos con resultados bastante aproximados a lo real. Los modelos numéricos vienen a complementar a los modelos físicos para el estudio de fenómenos.

VI.2 Futuras líneas de investigación

Este estudio se enfocó principalmente en describir de forma general la vulnerabilidad de las costas mexicanas, servirá como plataforma para nuevas líneas de investigación y para el refinamiento de los resultados de esta tesis. A continuación se proponen algunas líneas de investigación y también las posibles mejoras que se puede hacer a este trabajo:

- Finalizar el análisis de vulnerabilidad en la vertiente pacífica y atlántica para los epicentros propuestos.
- Realizar estudios de detalle para las zonas ubicadas en esta tesis como posibles puntos de vulnerabilidad en las costas mexicanas para determinar el ascenso máximo del tsunami en dichas zonas para la generación de mapas de inundación.
- Modelar casos históricos de tsunamis ocurridos en las costas mexicanas.
- Modelar casos hipotéticos e históricos de tsunamis de origen regional y de origen lejano para predecir la altura con la cual puedan impactar las costas mexicanas, como también determinar el tiempo de arribo.
- Estudiar el fenómeno de la reflexión de ondas del tsunami en las bahías mexicanas, lagunas costeras y ríos (que desembocan en el océano) para medir la posible amplificación de ondas.
- Elaborar un manual del programa Geoclaw para facilitar su uso entre los estudiantes interesados en el tema.
- Elaborar posibles mejoras que se puedan realizar al código Geoclaw, tanto en el código como en la presentación de los resultados.

Anexo Digital

Índice del anexo digital

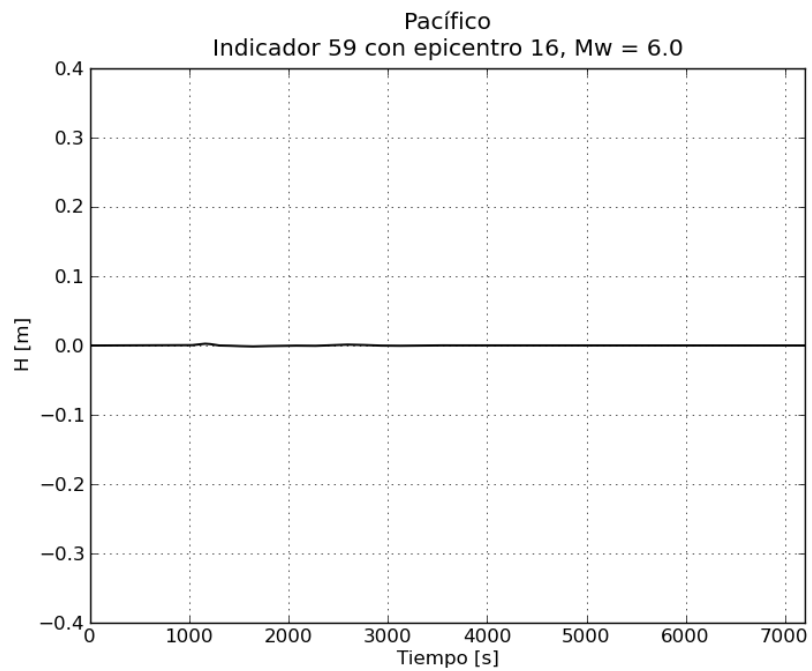
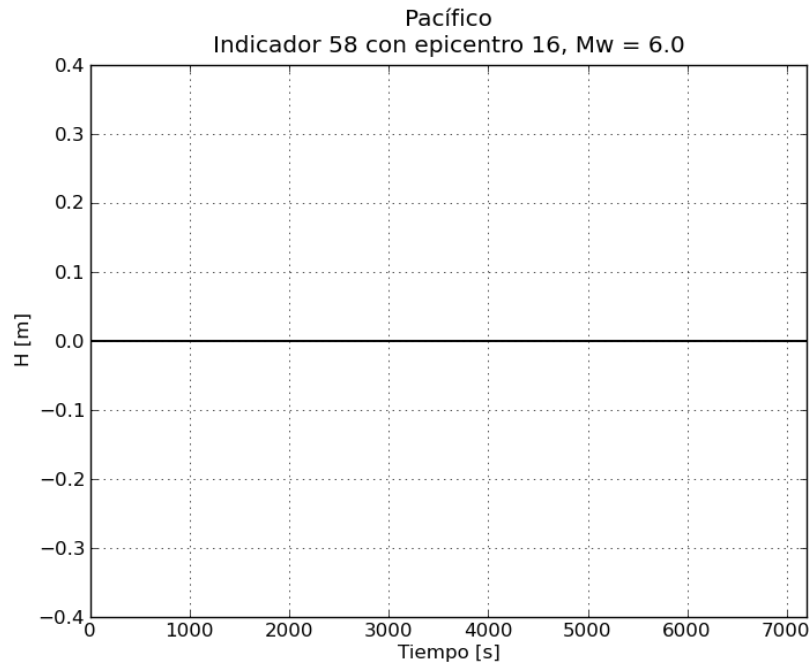
1. Epicentro 16 del Pacífico	92
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	92
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	99
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	107
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	114
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	122
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	129
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	137
2. Epicentro 17 del Pacífico	145
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	145
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	152
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	160
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	167
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	175
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	182
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	190
3. Epicentro 18 del Pacífico	198
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	198
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	205
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	213
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	220
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	228
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	235
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	243
4. Epicentro 19 del Pacífico	251
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	251

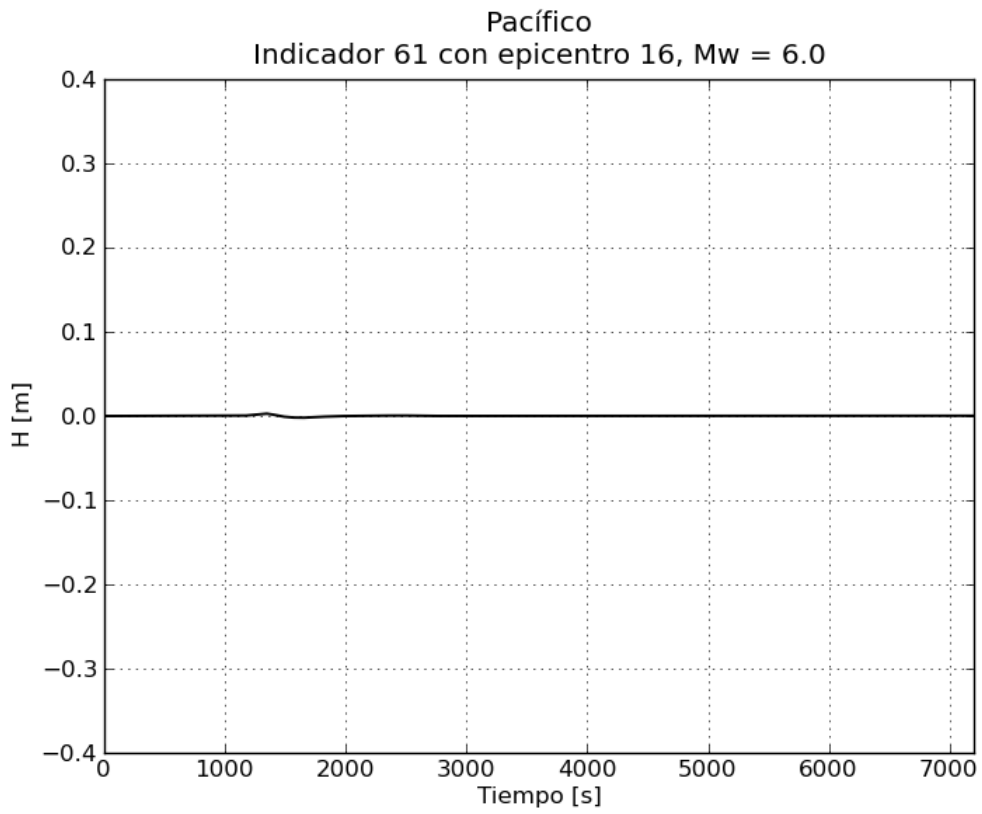
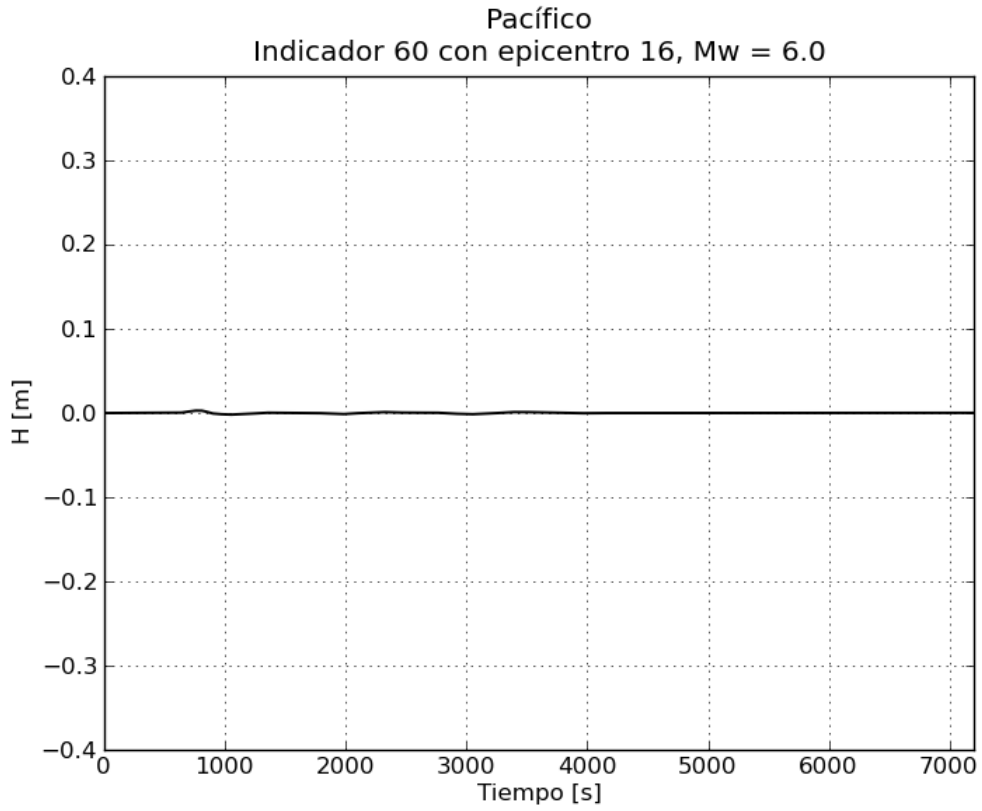
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	258
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	266
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	273
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	281
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	288
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	296
5.	Epicentro 20 del Pacífico	304
a.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	304
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	311
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	319
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	326
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	334
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	341
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	349
6.	Epicentro 21 del Pacífico	357
a.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	357
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	365
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	373
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	381
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	388
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	396
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	403
7.	Epicentro 22 del Pacífico	411
a.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	411
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	418
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	426
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	433
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	441
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	448
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	456
8.	Epicentro 23 del Pacífico	464

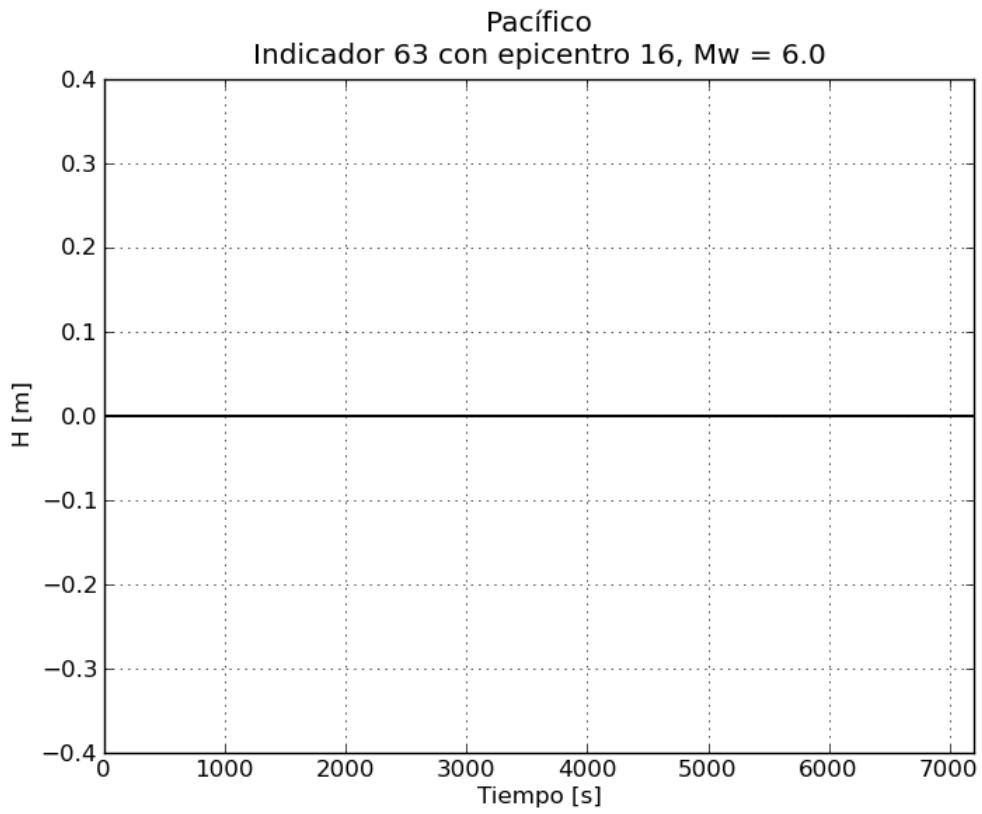
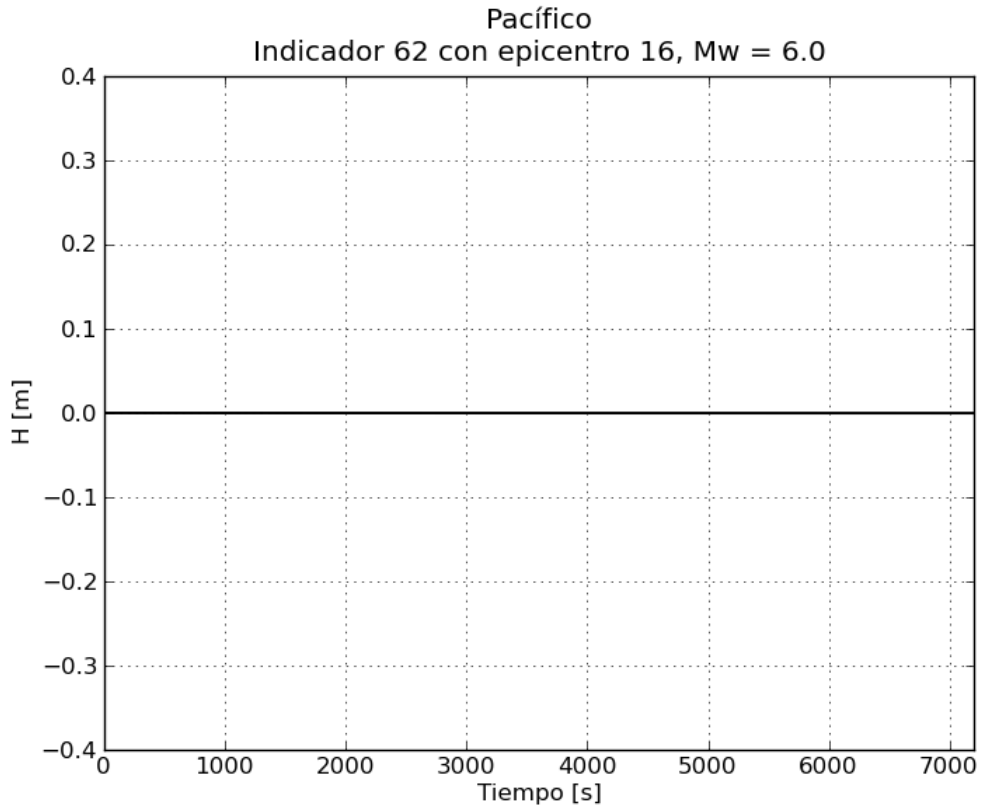
a.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	464
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	471
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	479
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	486
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	494
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	501
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	509
9.	Epicentro 24 del Pacífico	517
a.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$	517
b.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$	525
c.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$	533
d.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$	540
e.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$	548
f.	Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$	555
g.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	563
10.	Epicentro 1 de Laguna Verde	571
a.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	571
11.	Epicentro 2 de Laguna Verde	573
a.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	573
12.	Epicentro 3 de Laguna Verde	575
a.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	575
13.	Epicentro 4 de Laguna Verde	577
a.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	577
14.	Epicentro 5 de Laguna Verde	579
a.	Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada	579

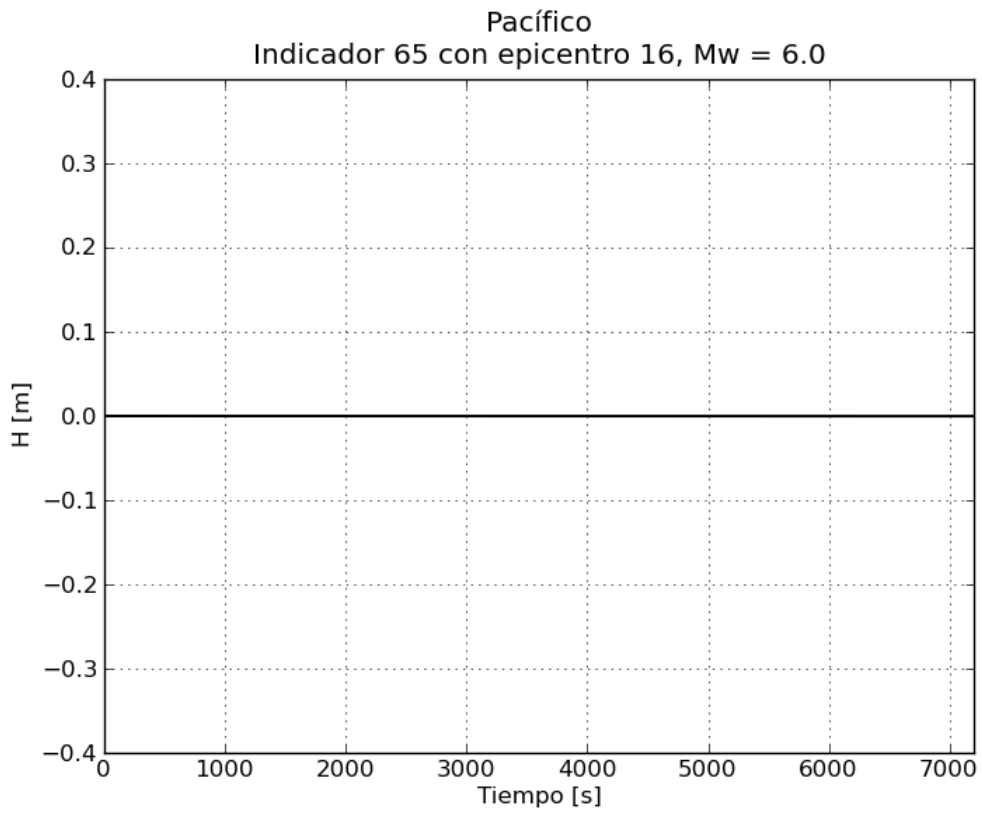
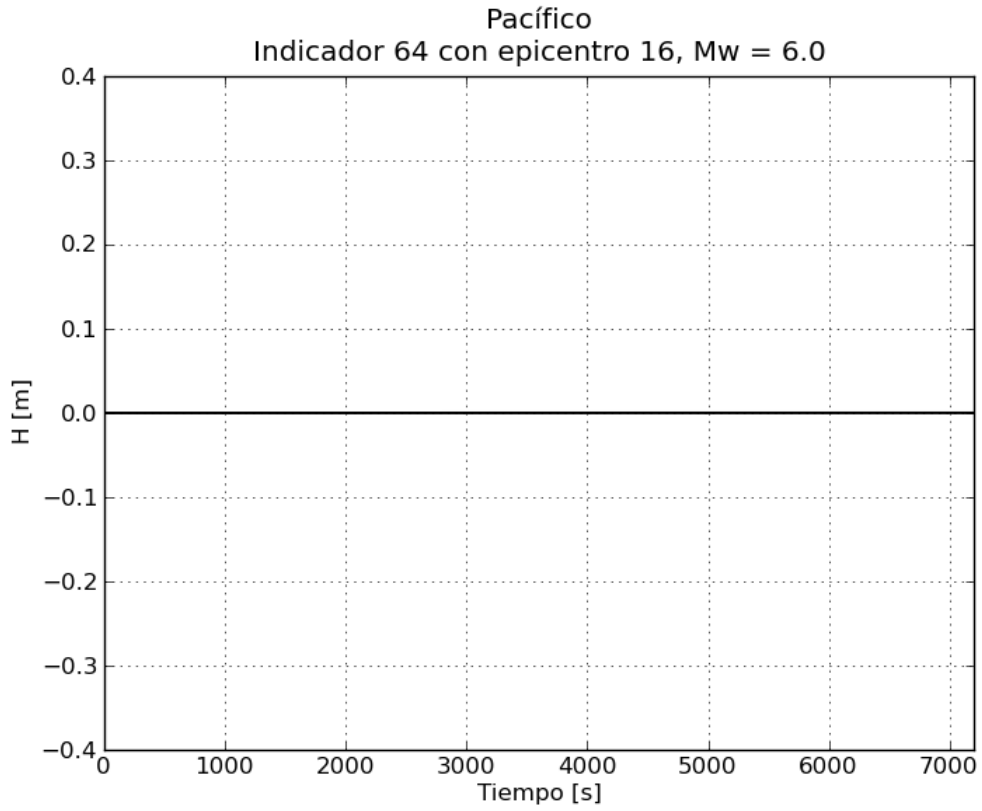
1. Epicentro 16 del Pacífico

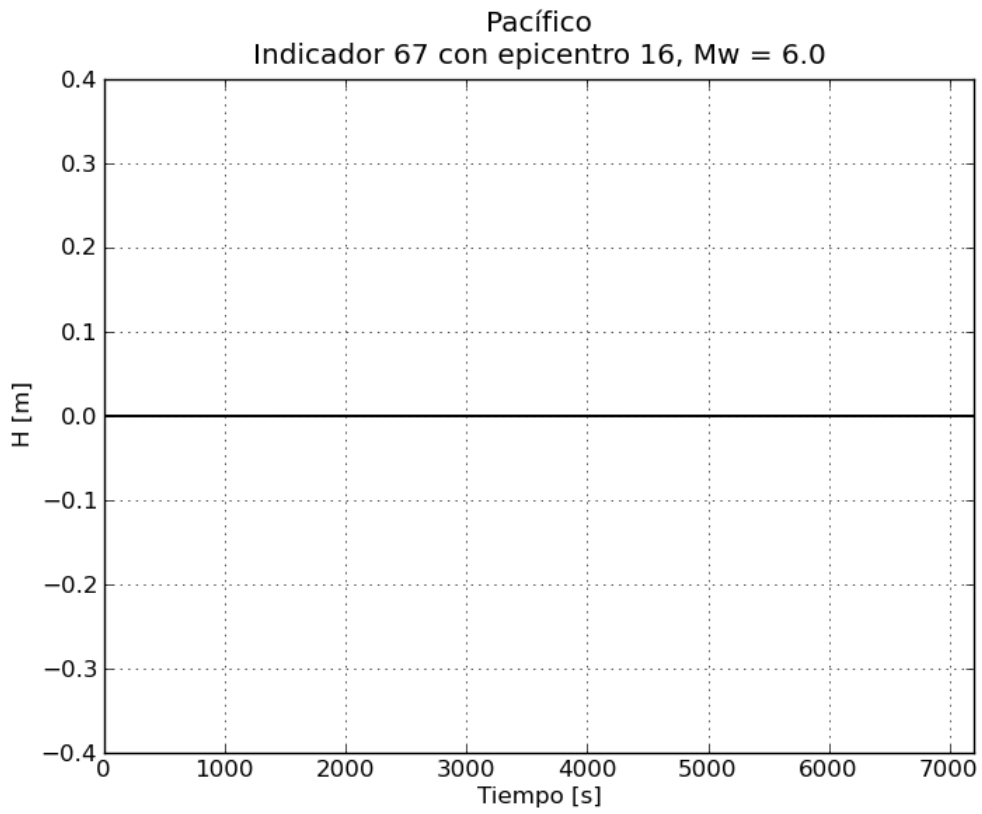
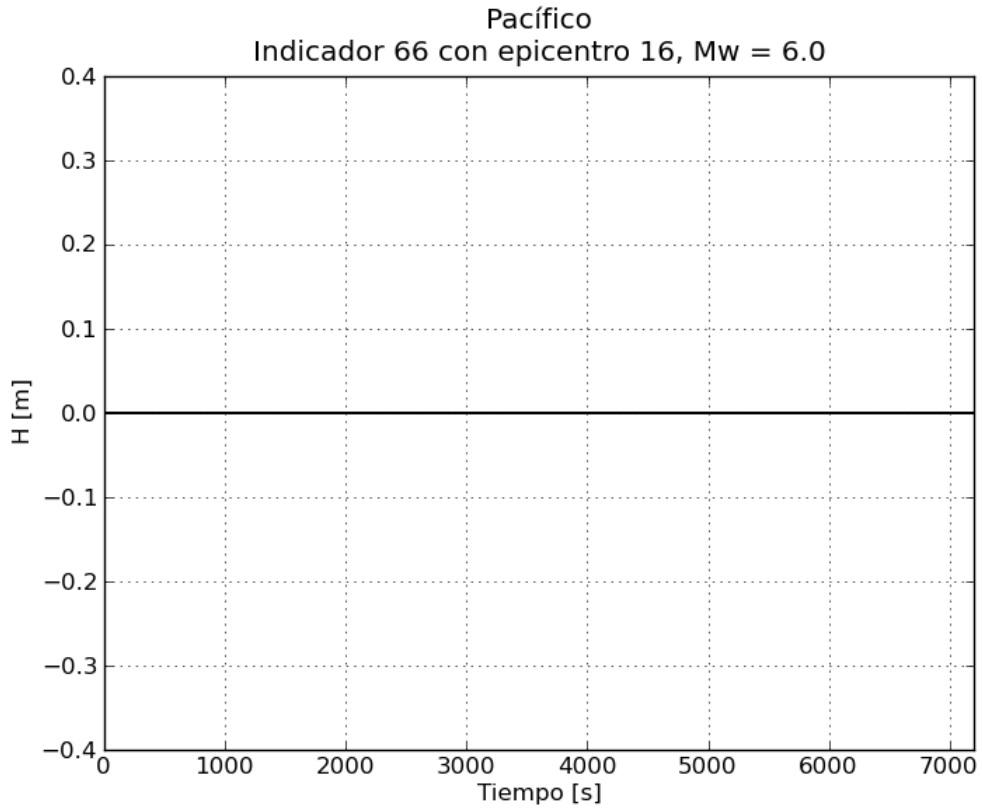
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

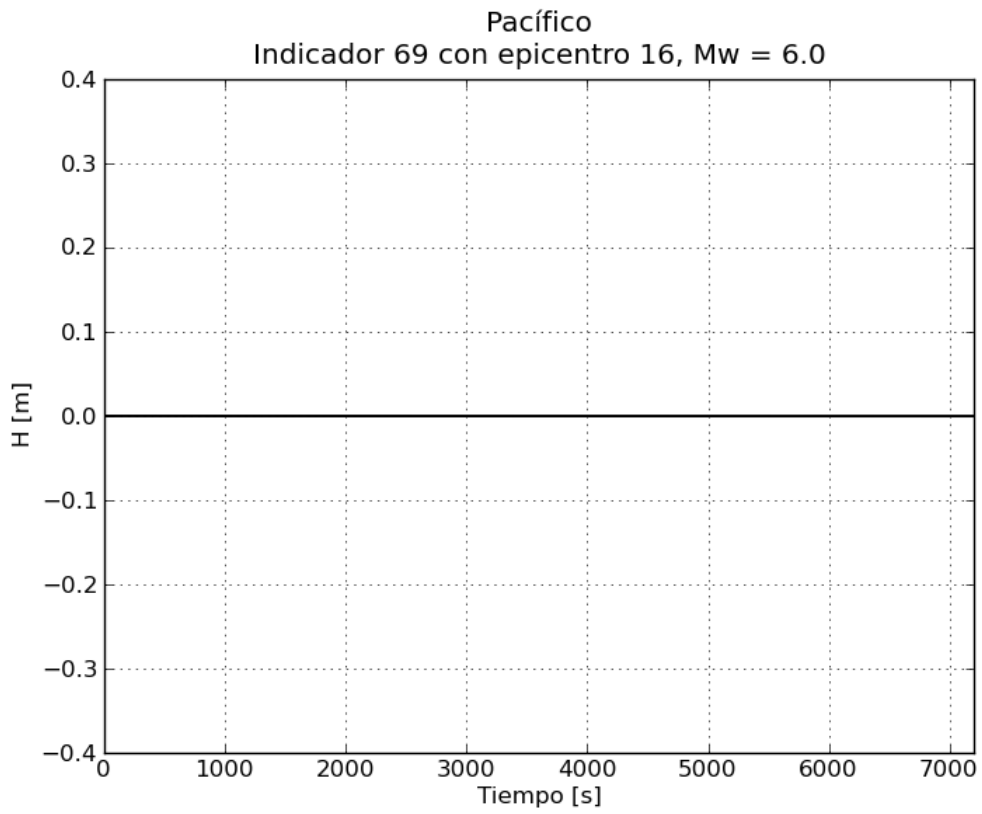
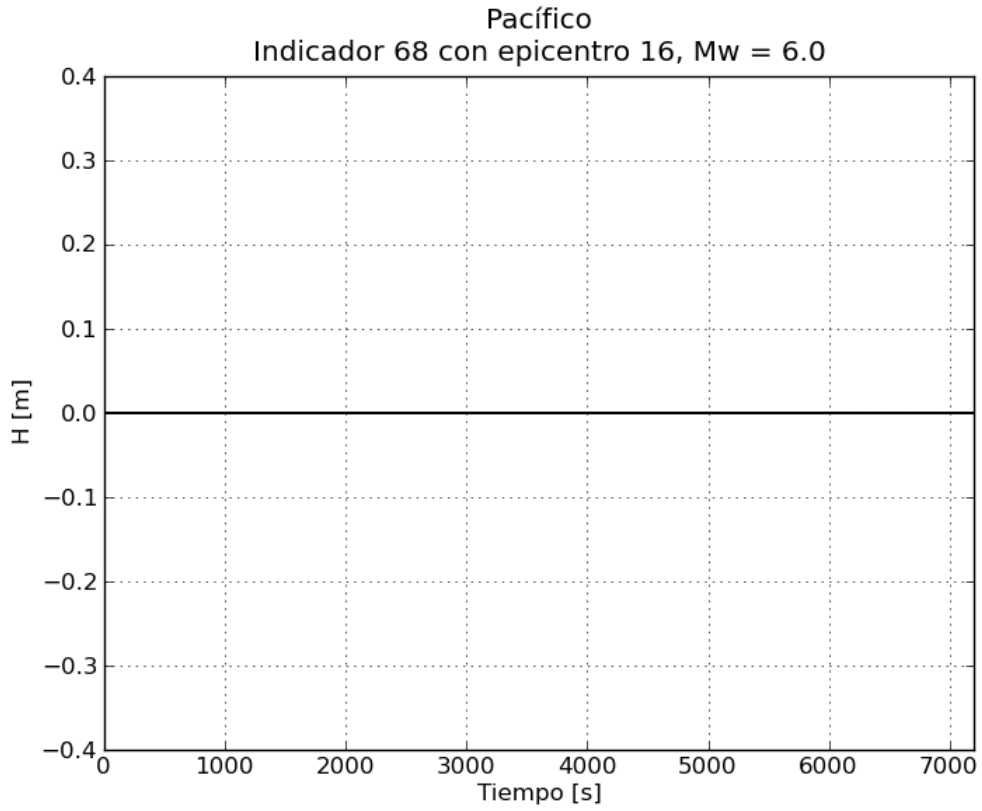


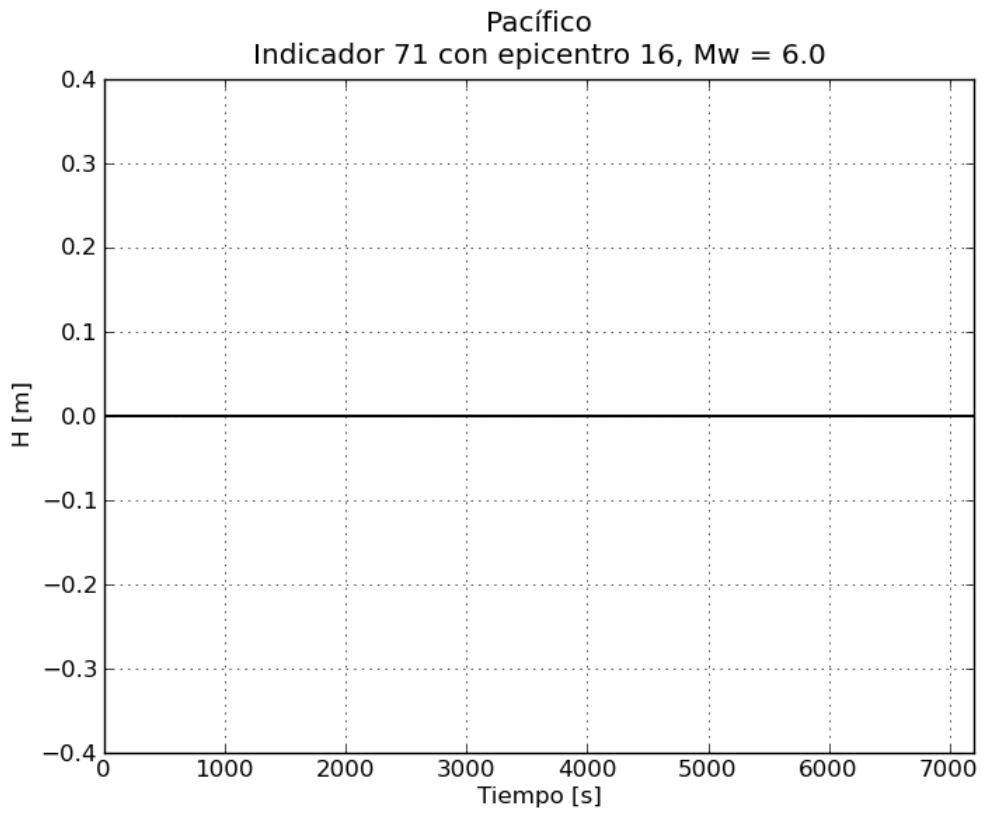
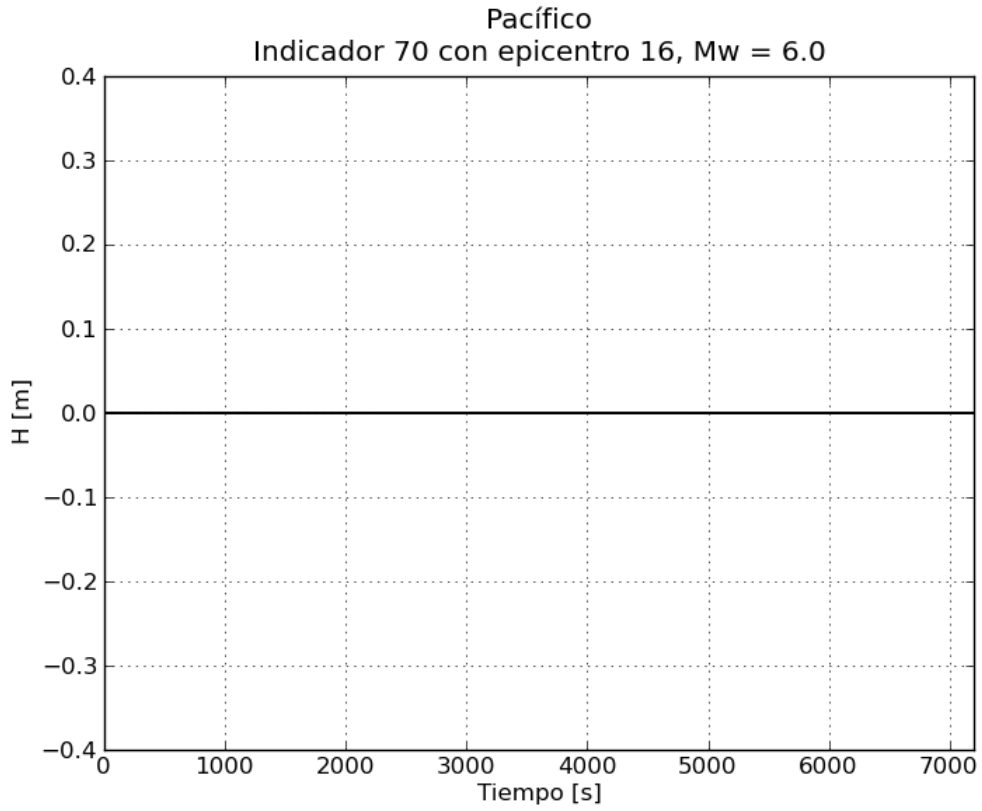


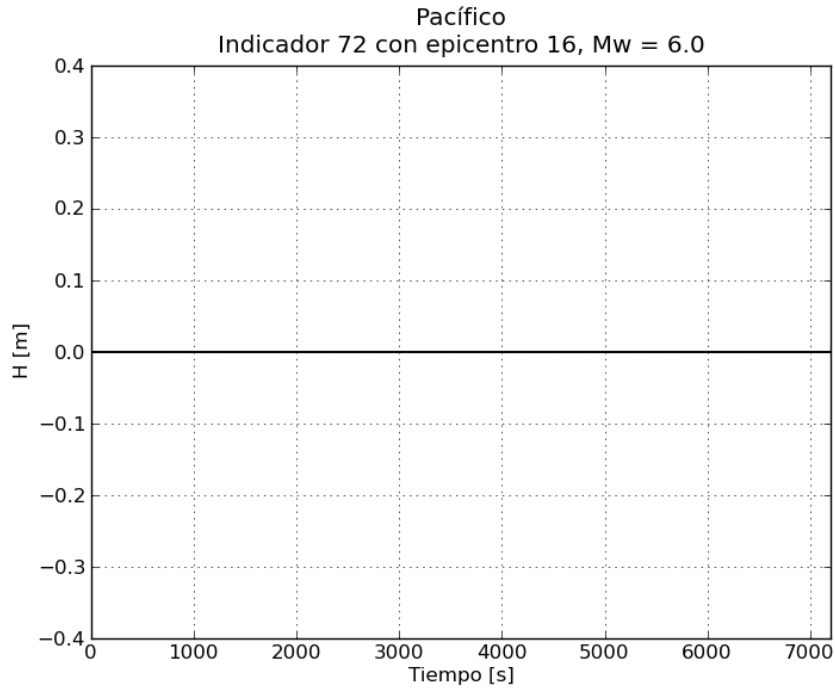




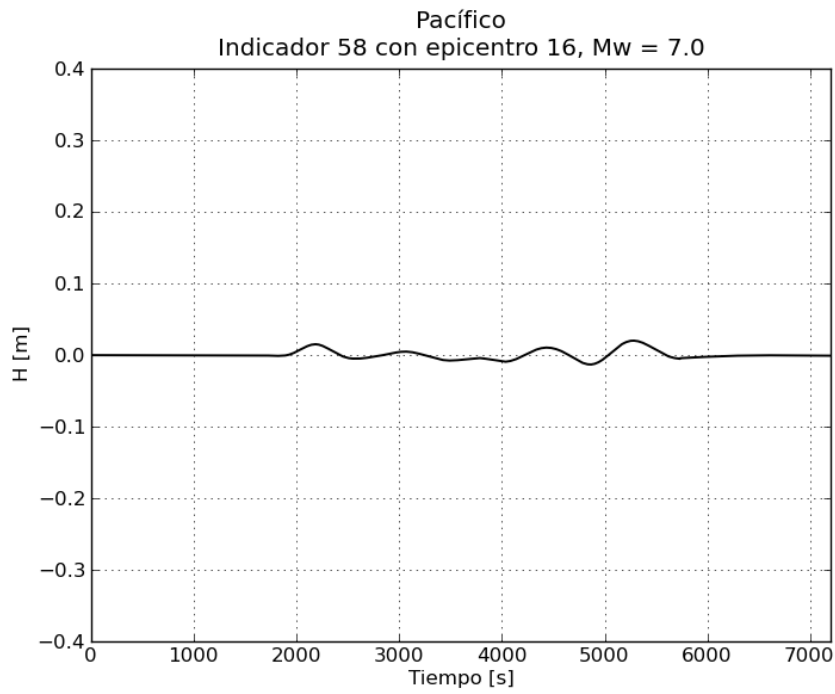


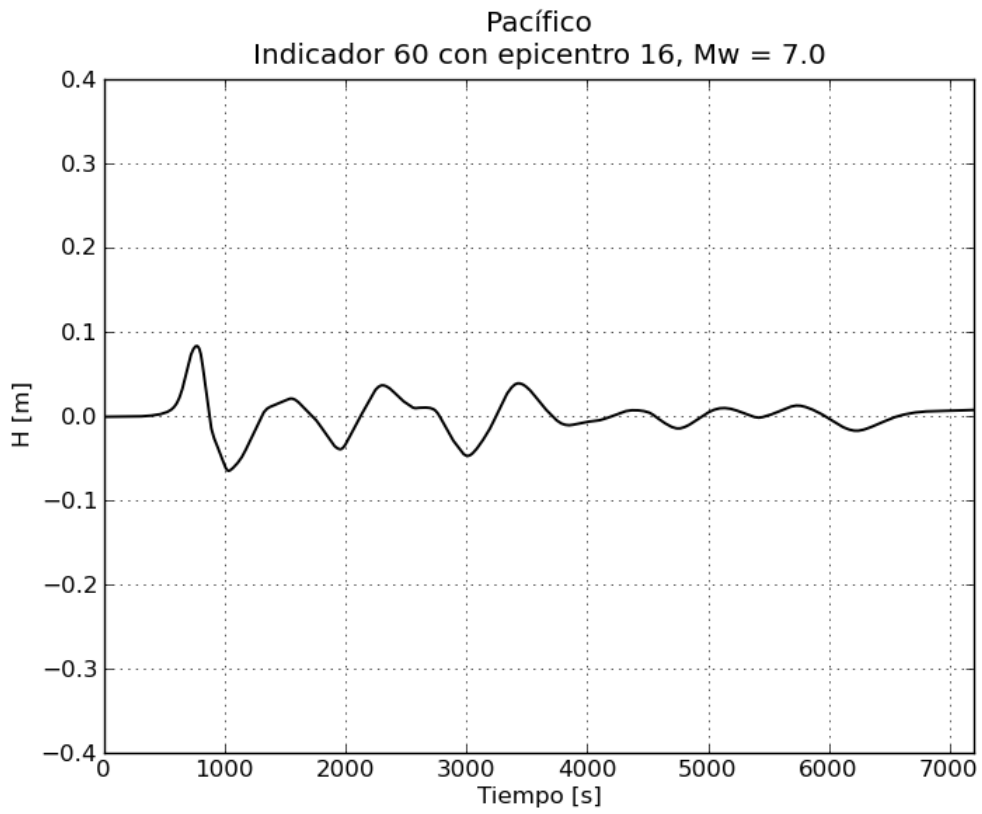
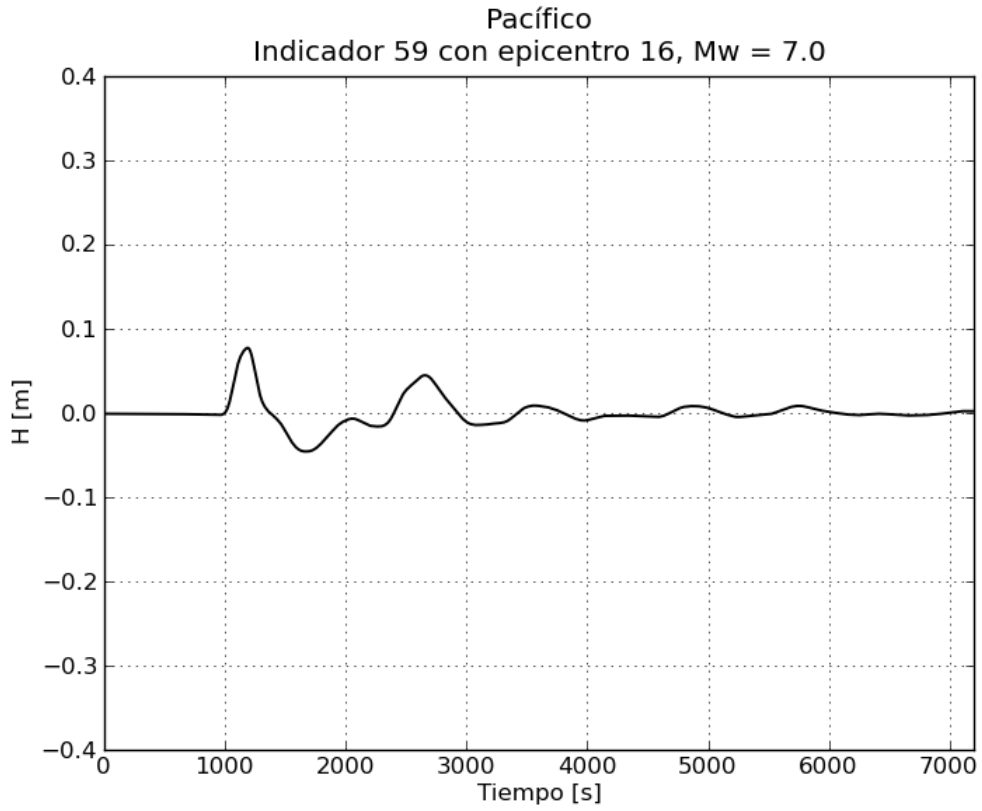


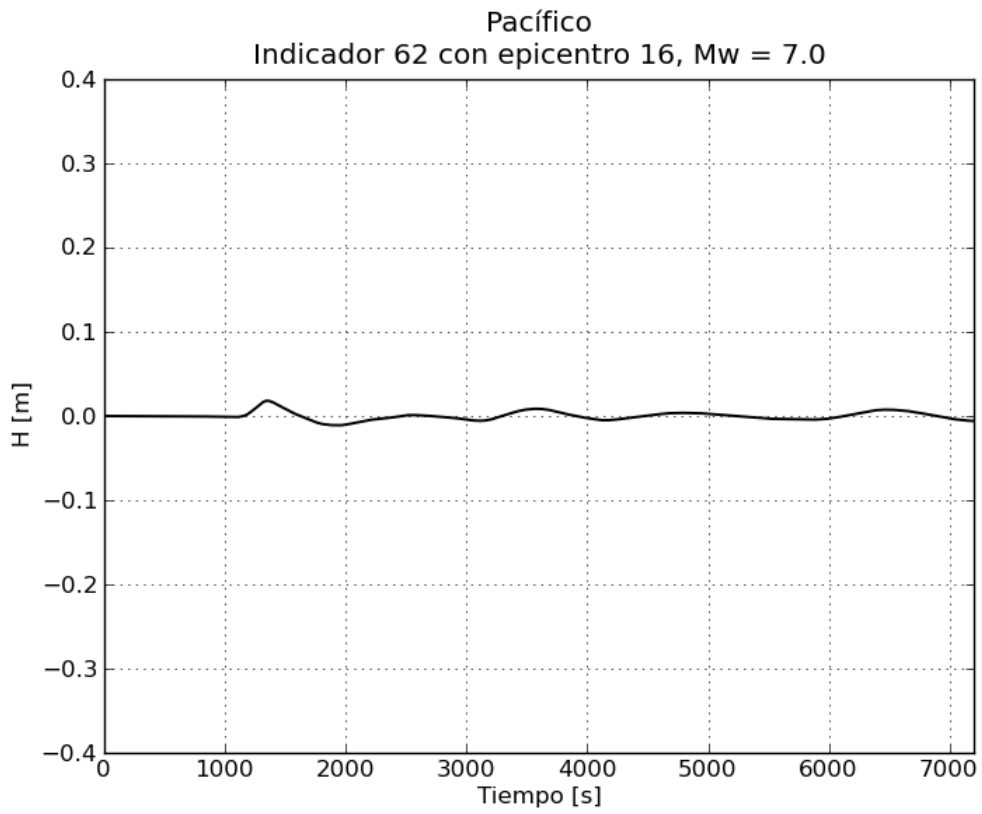
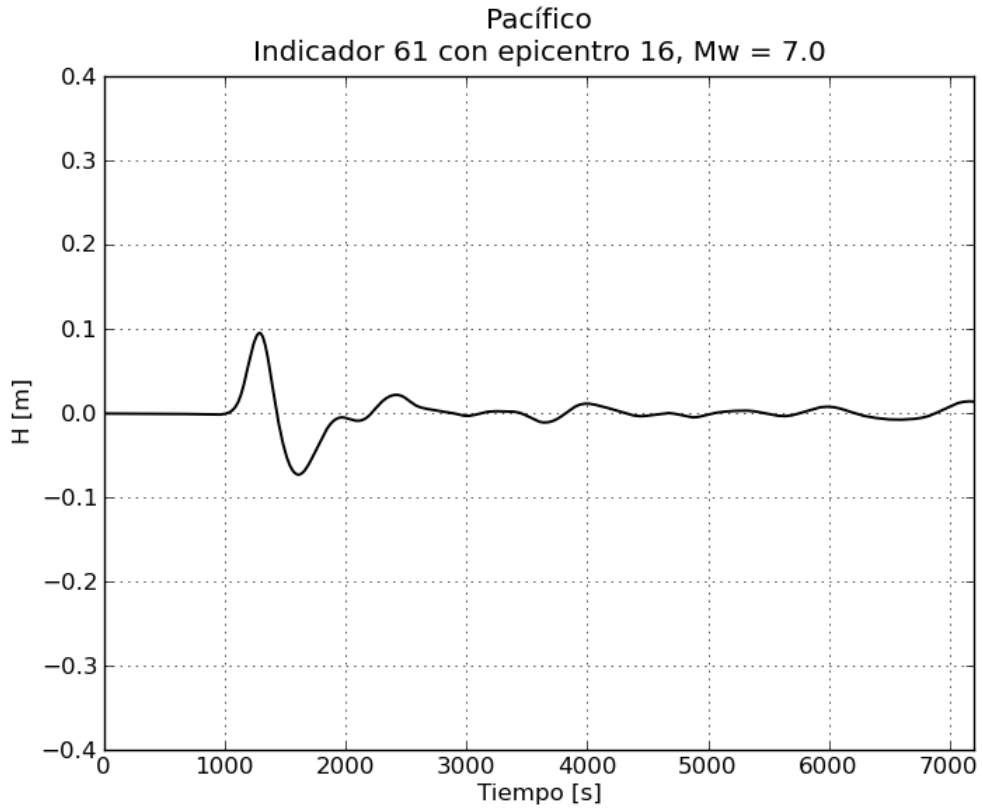


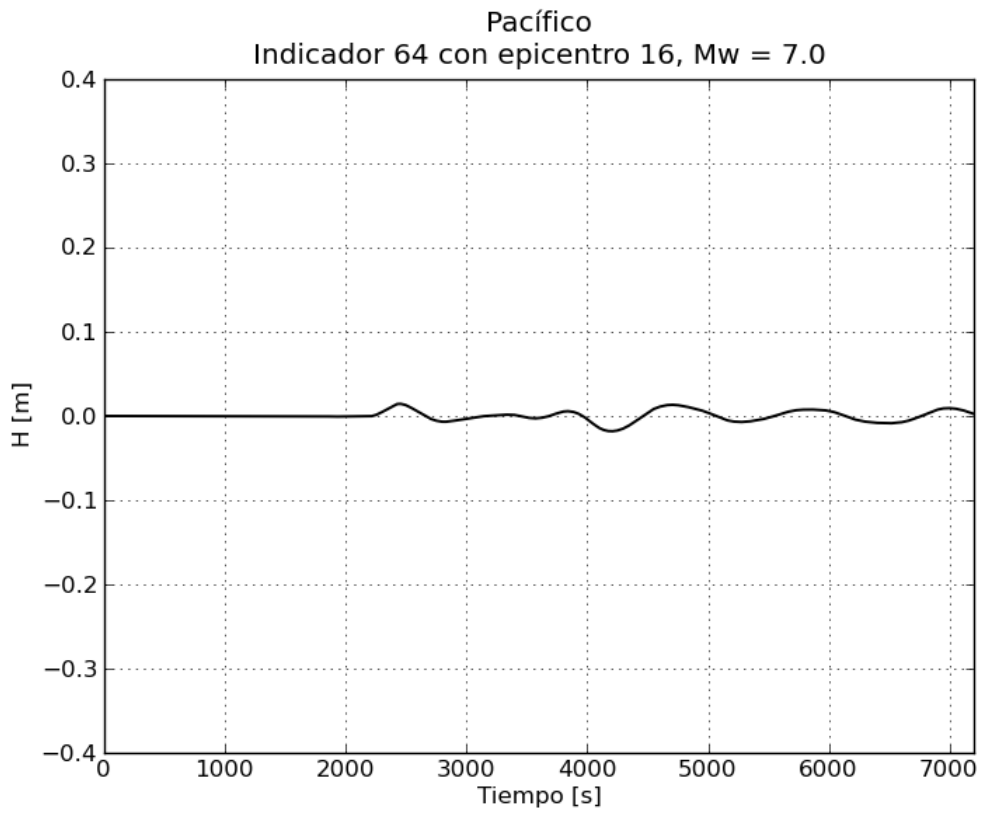
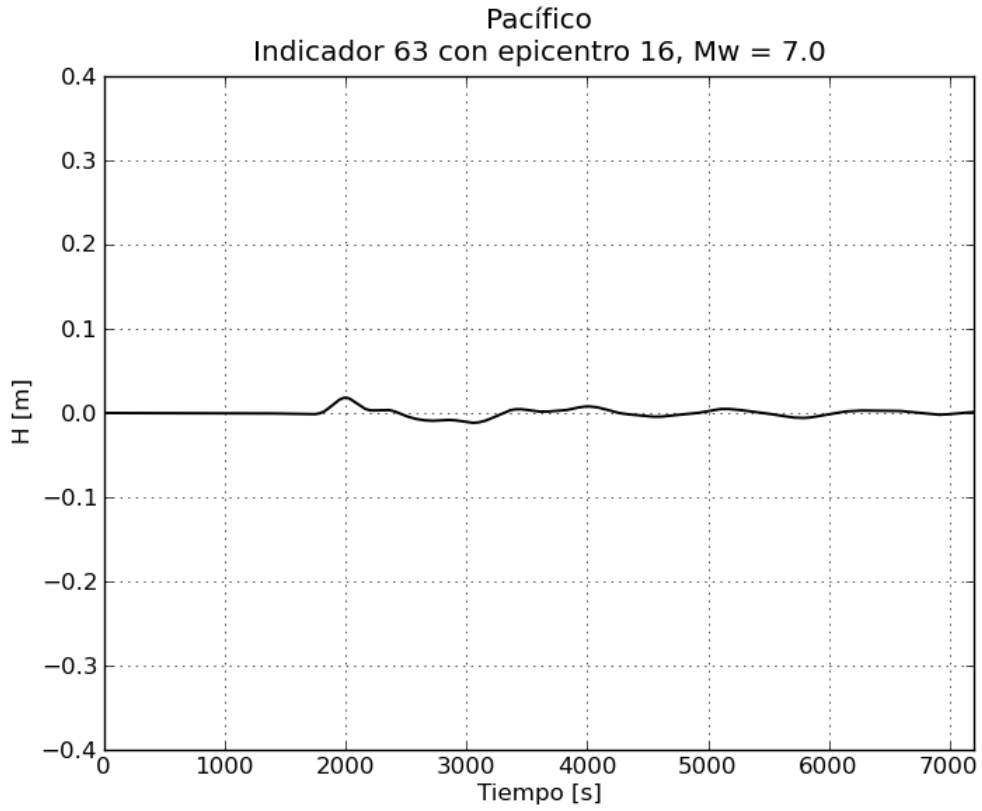


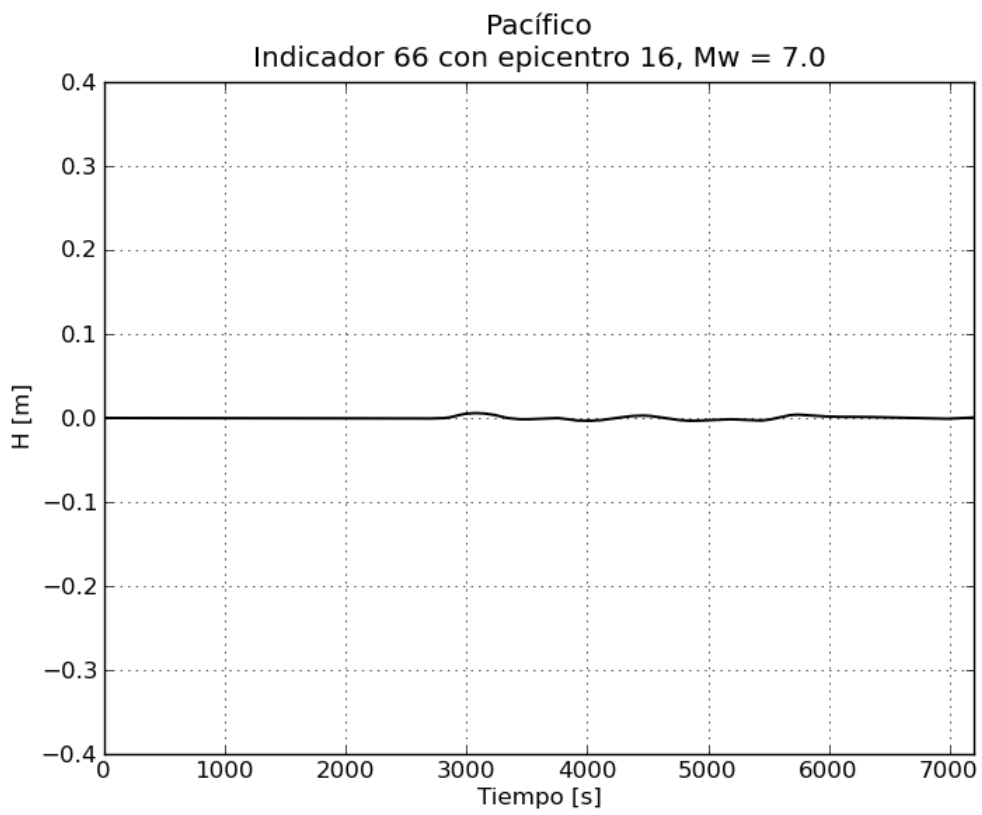
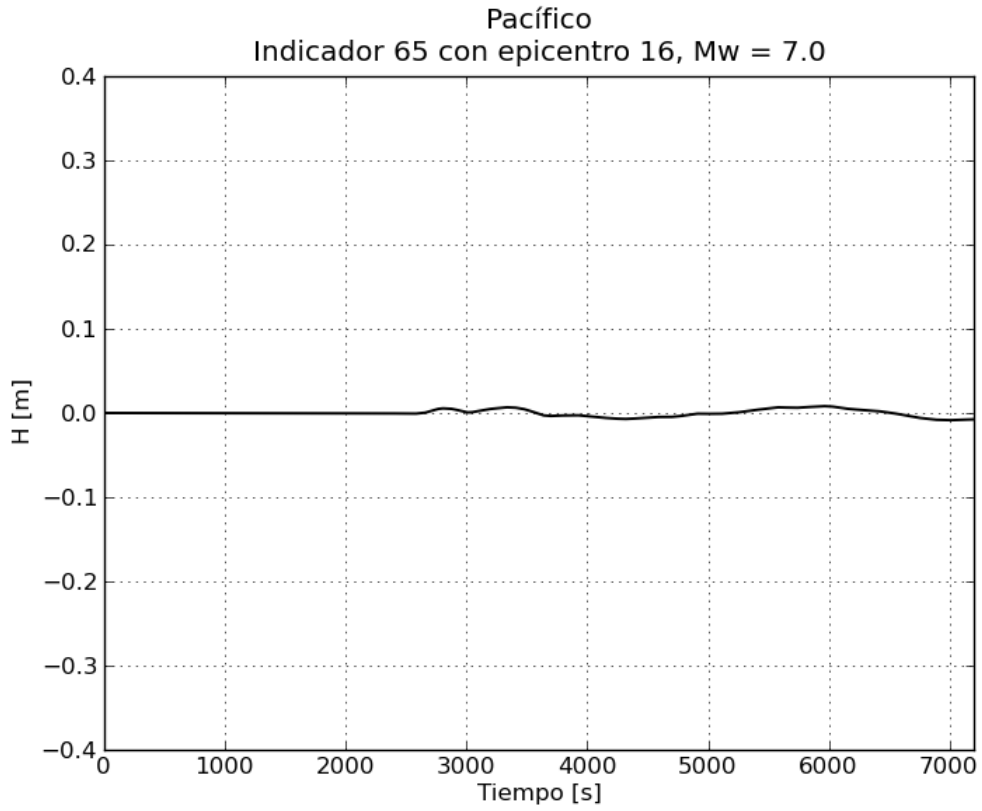
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

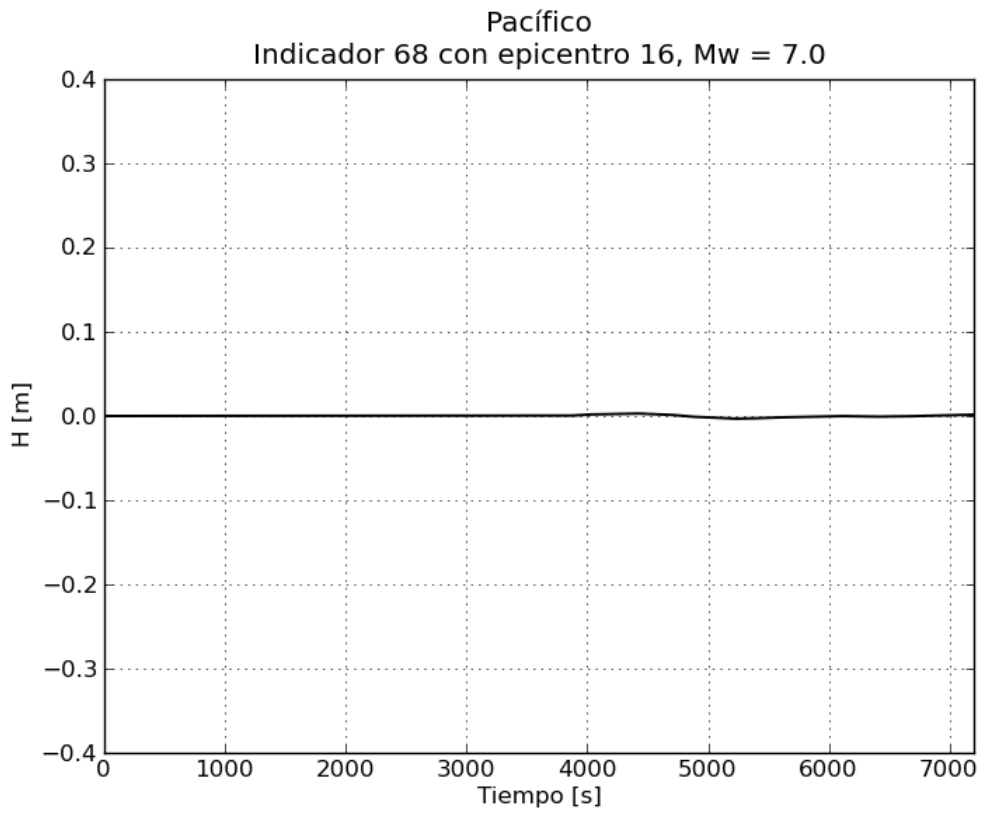
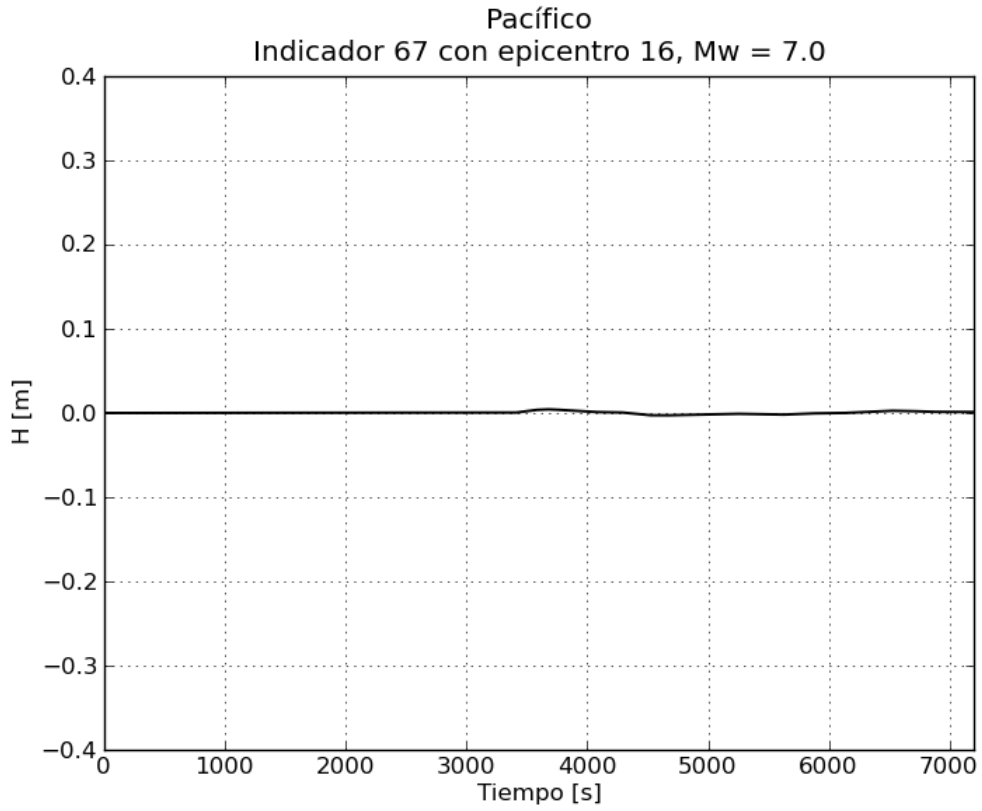


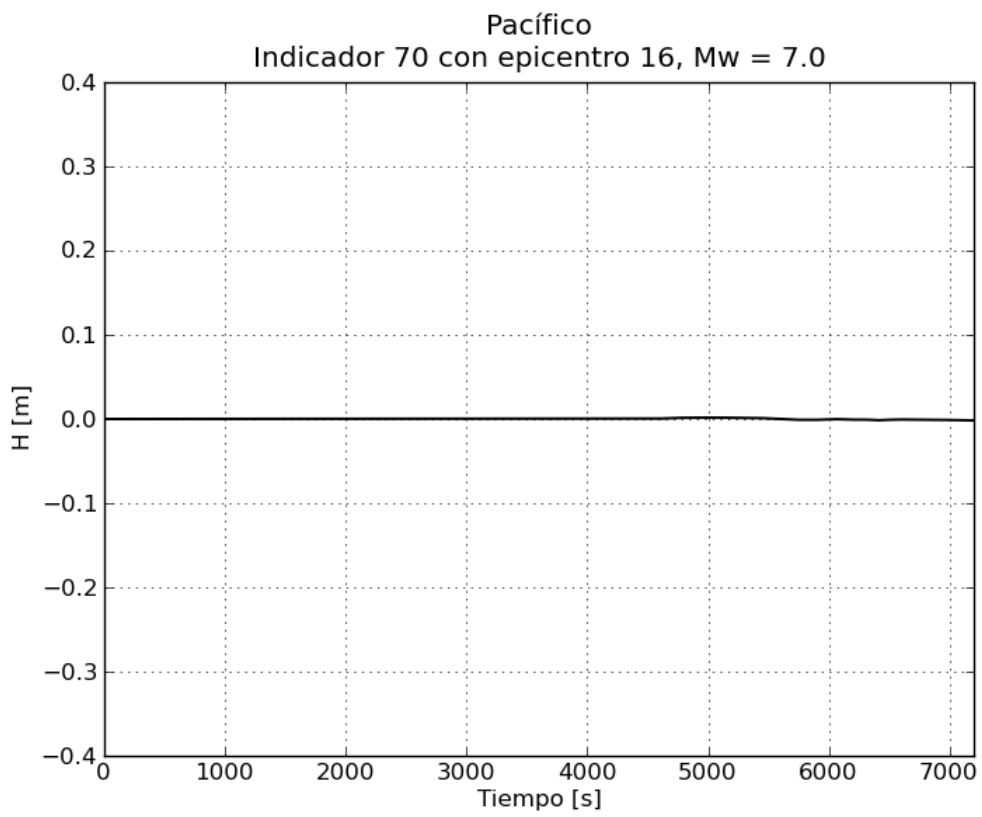
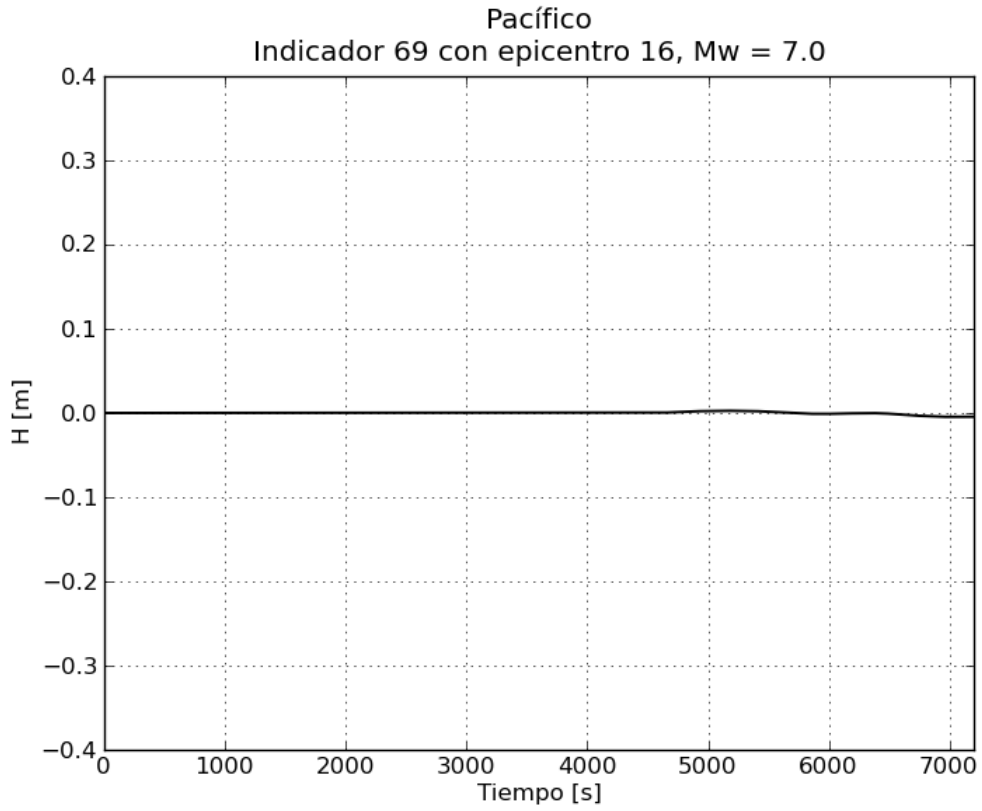


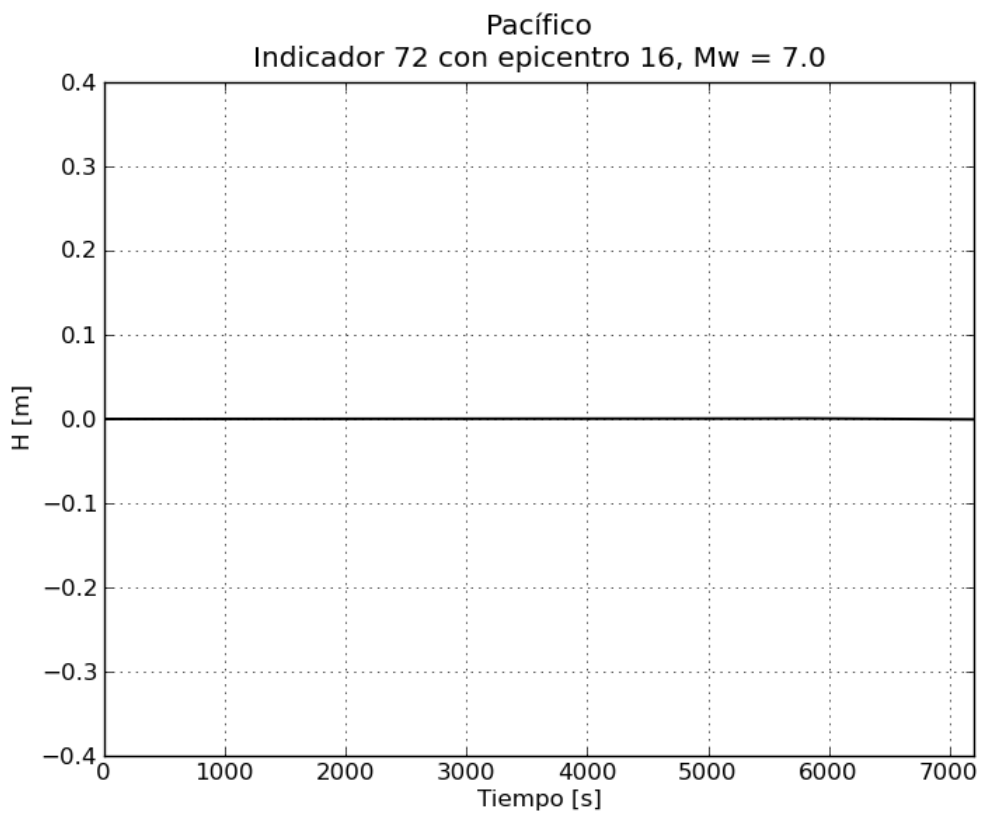
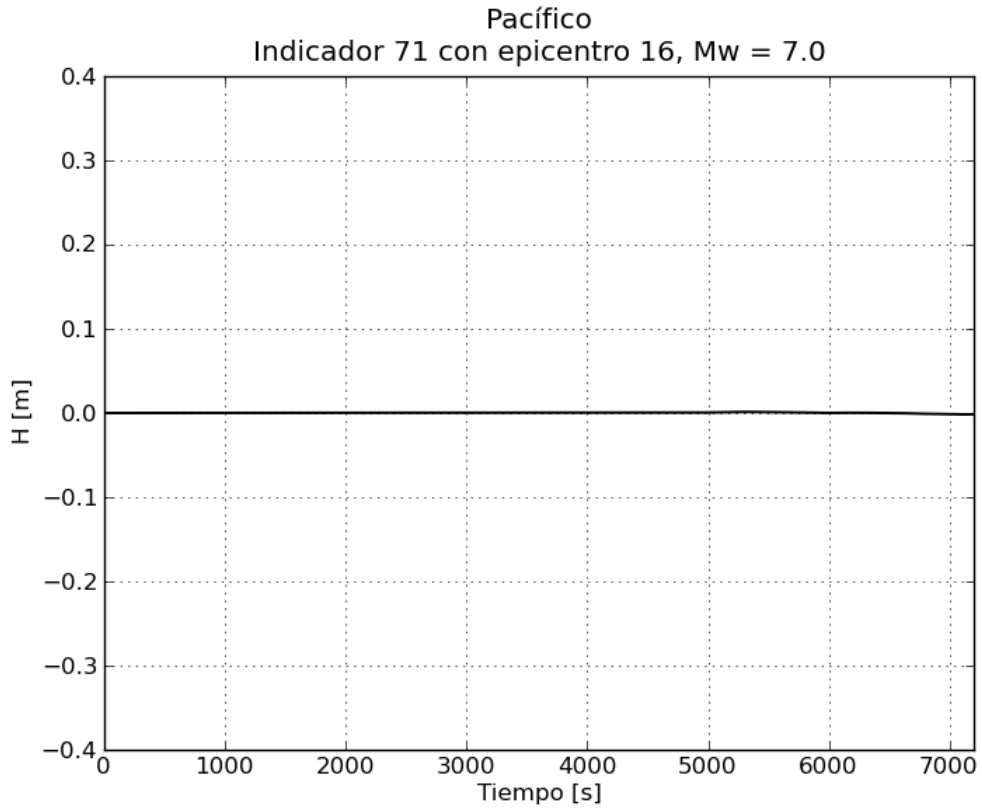




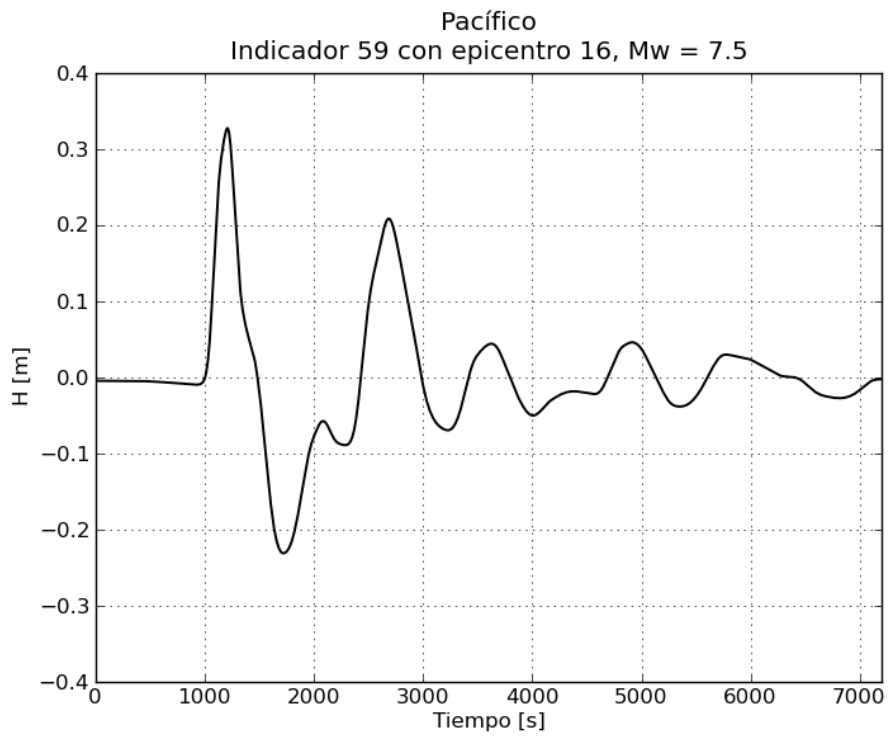
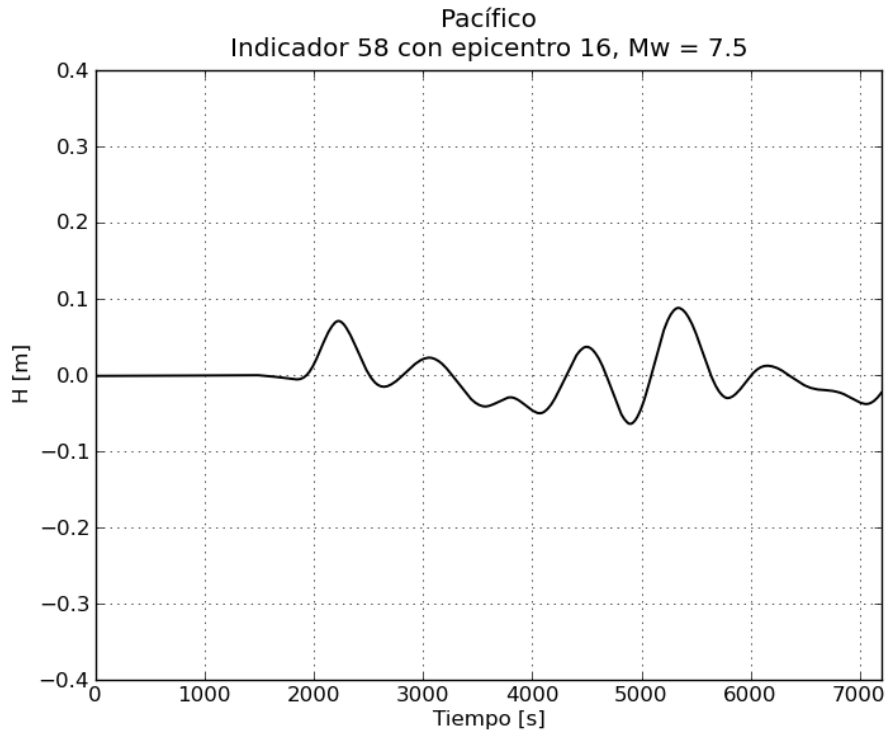


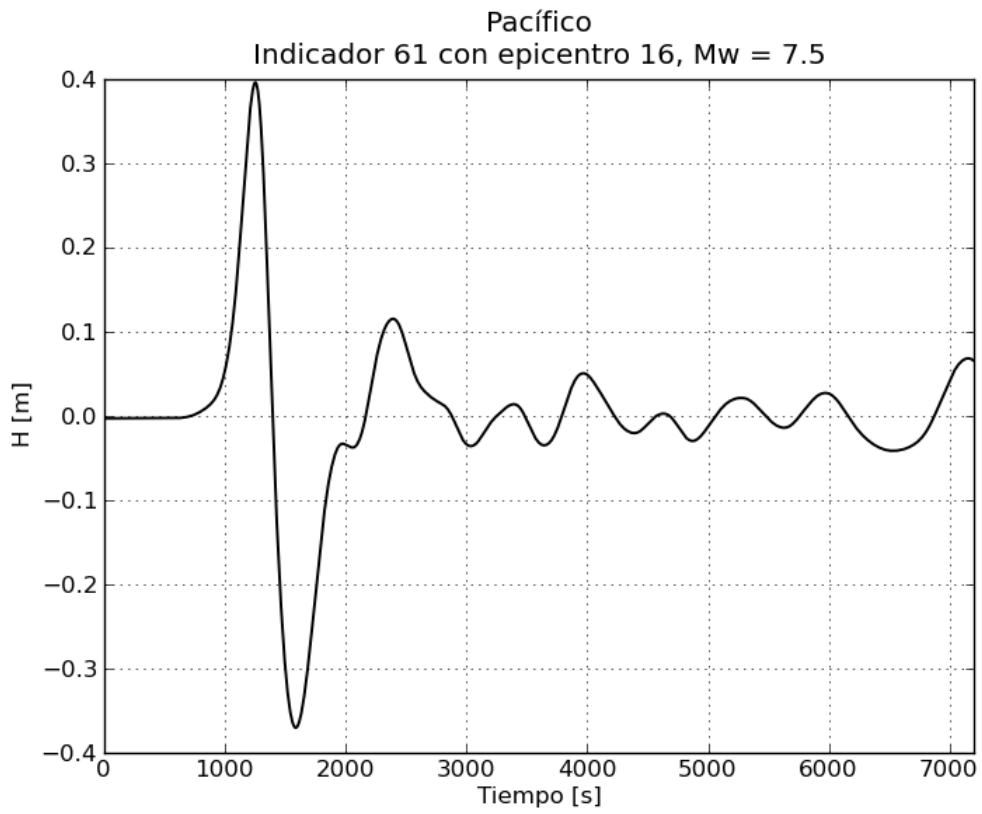
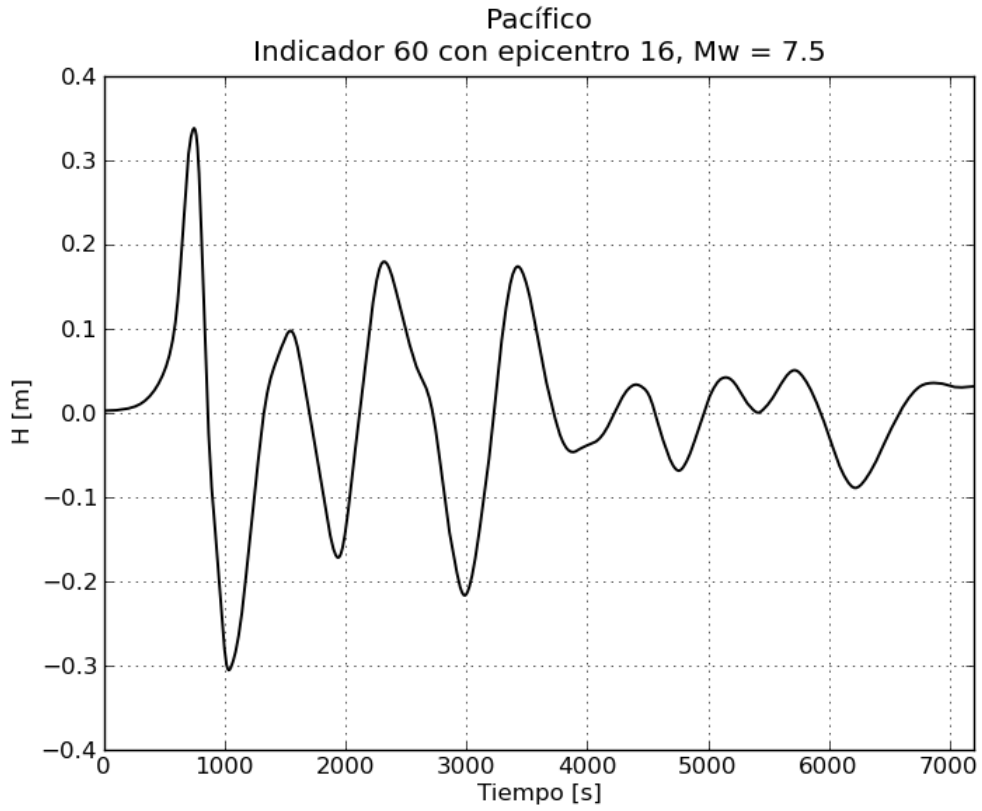


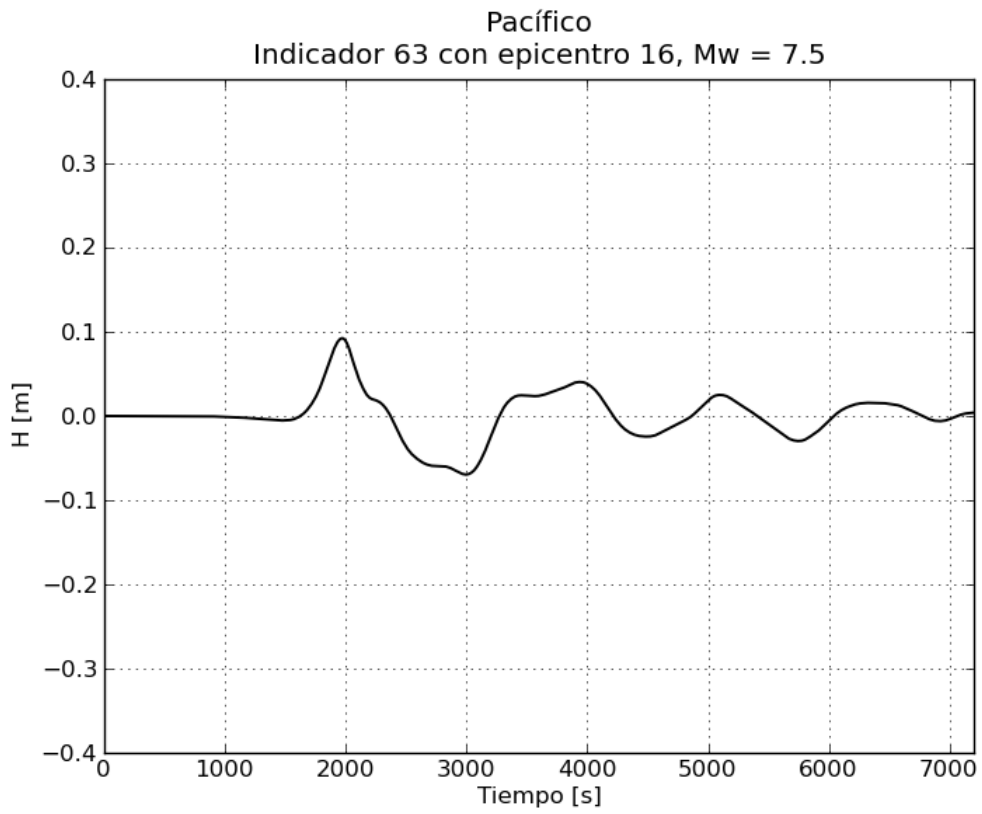
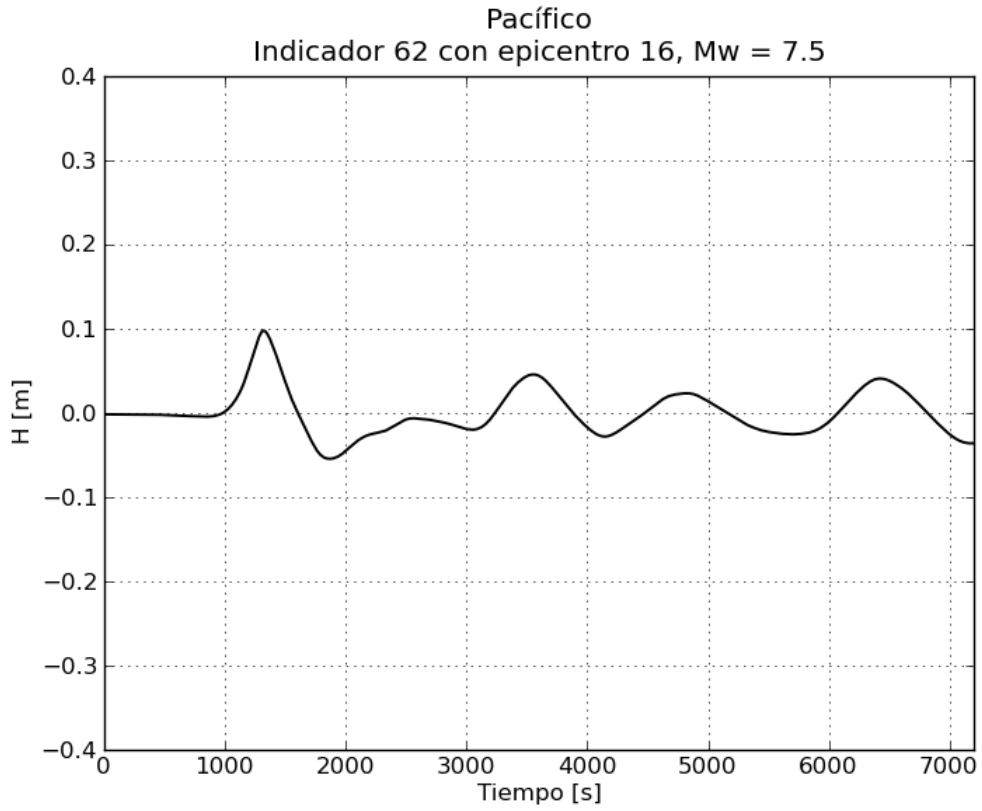


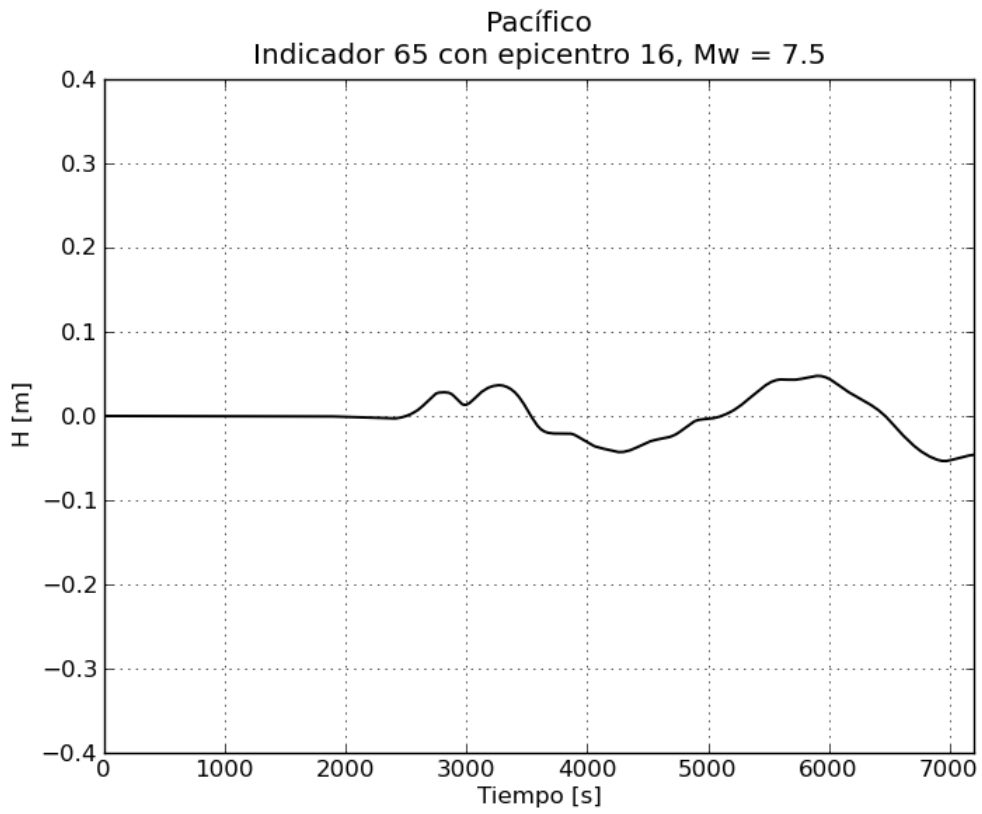
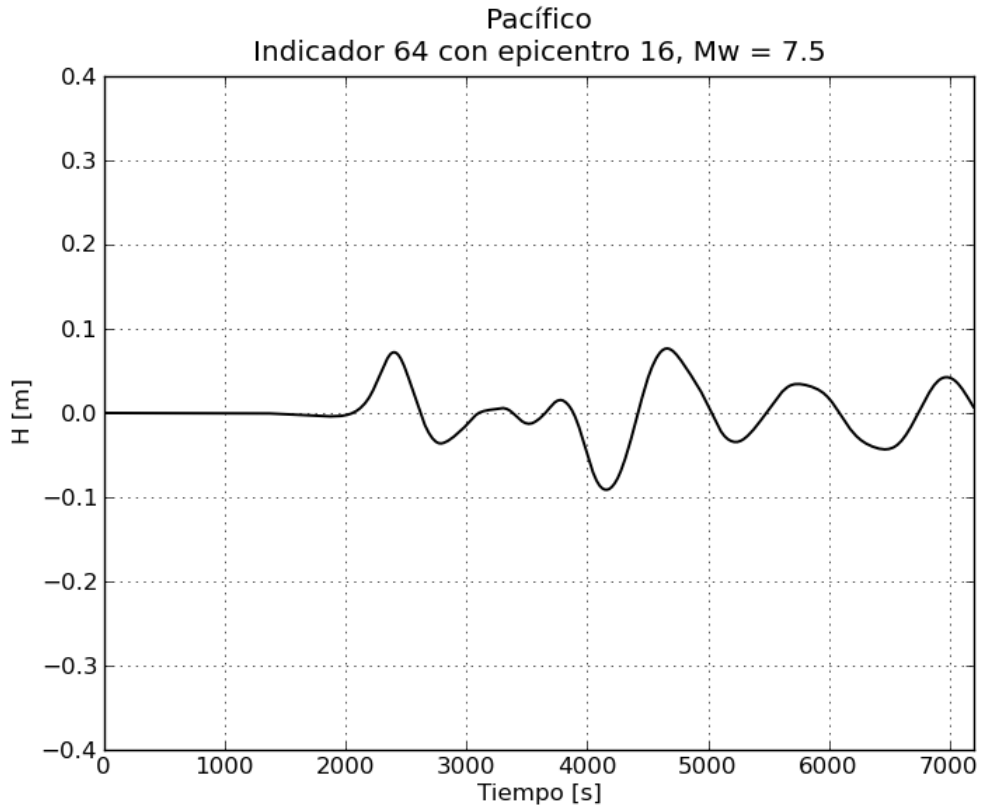


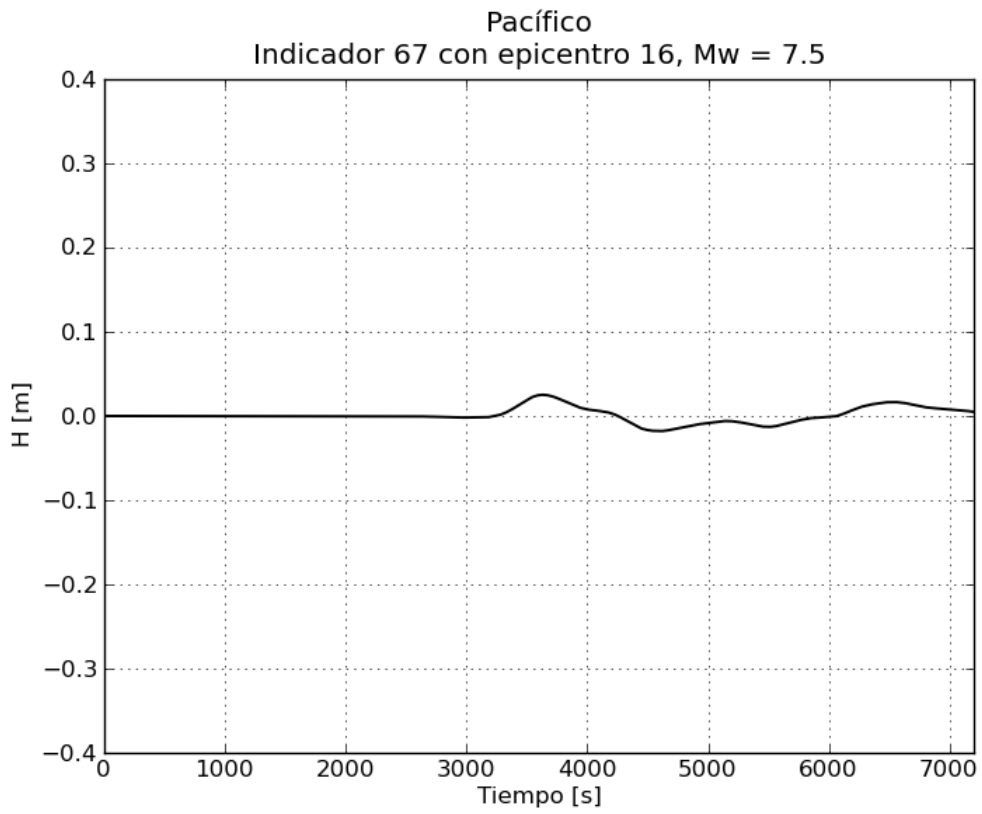
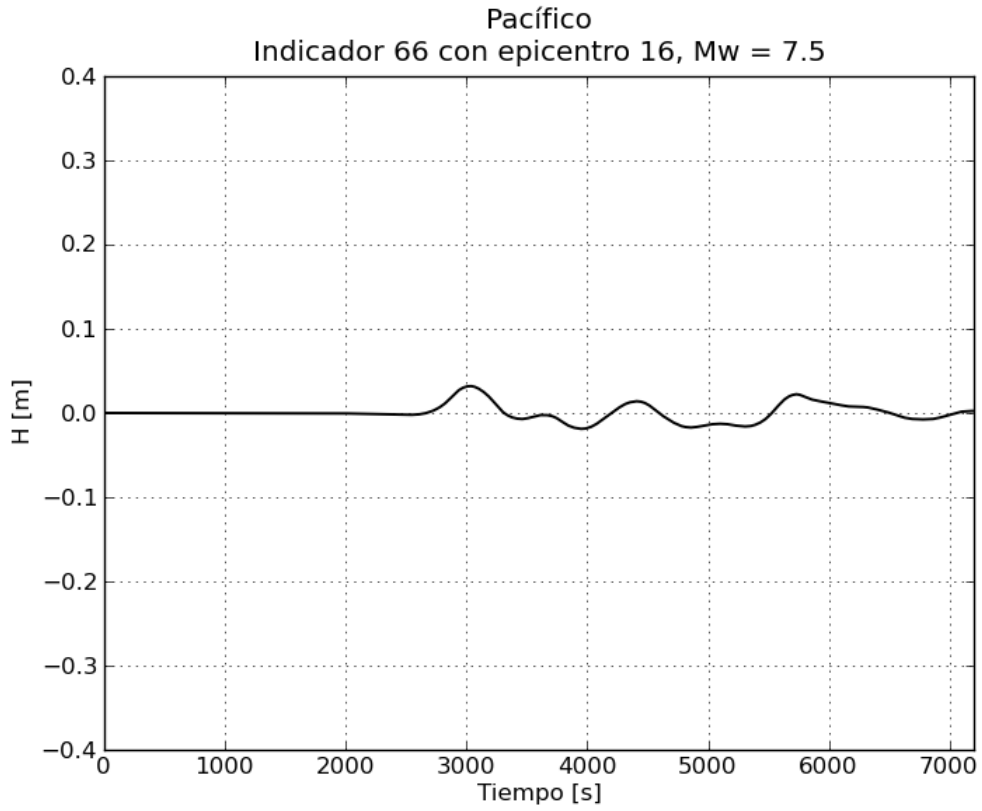
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

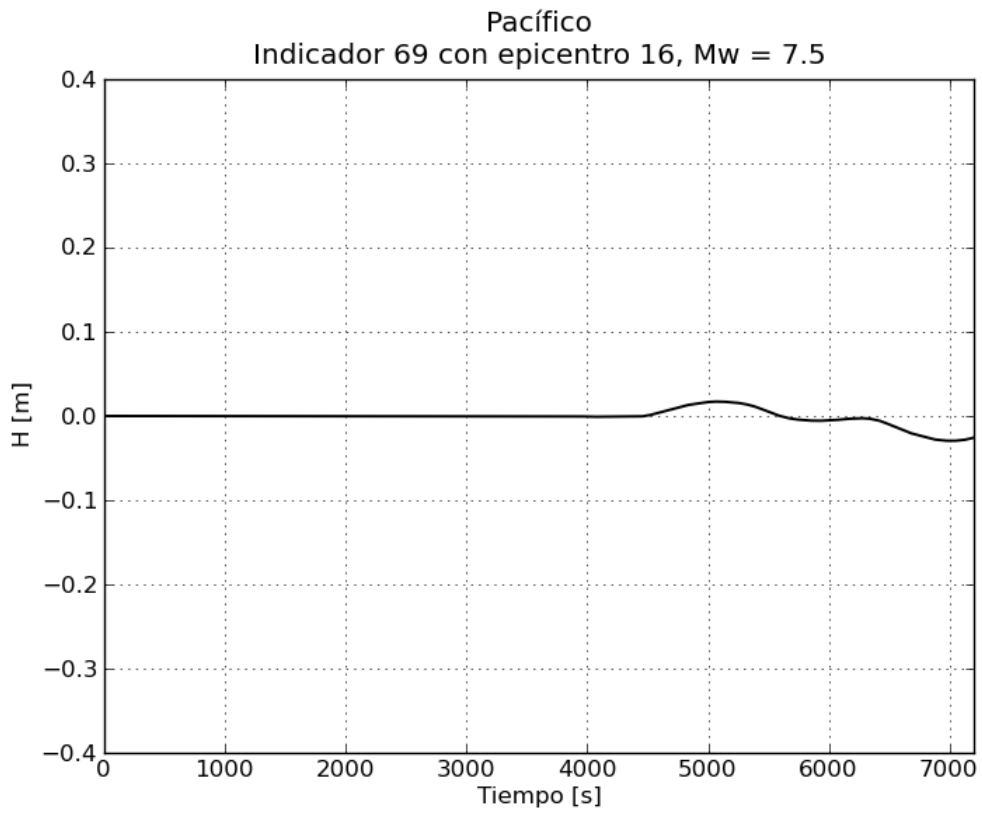
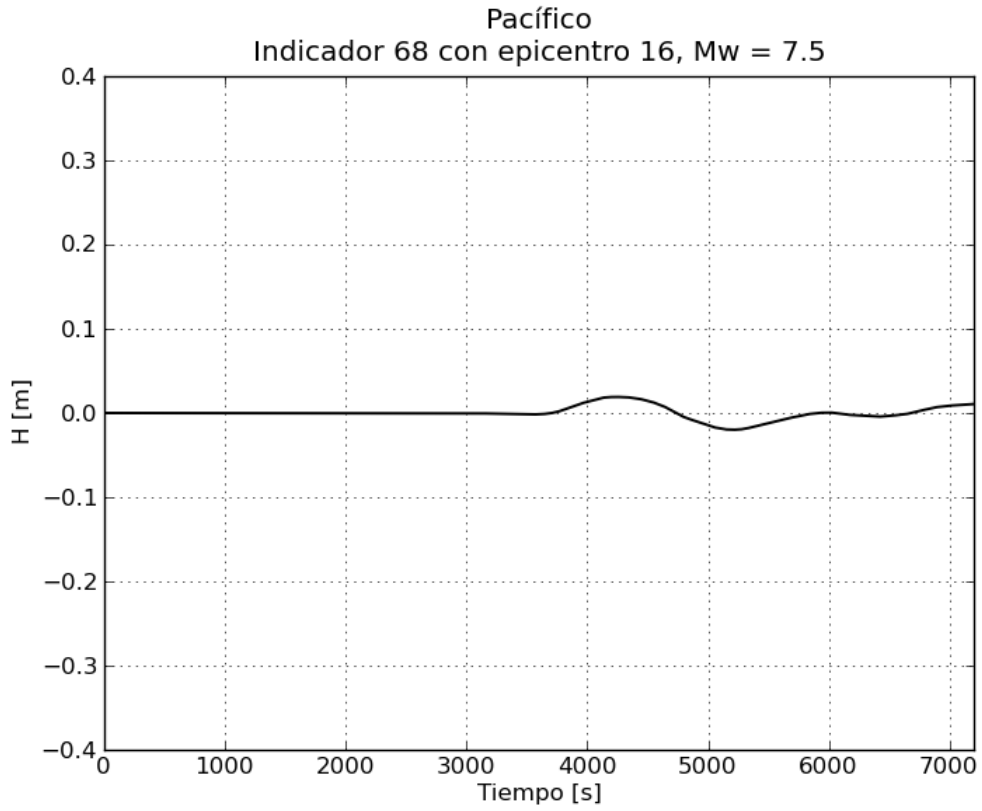


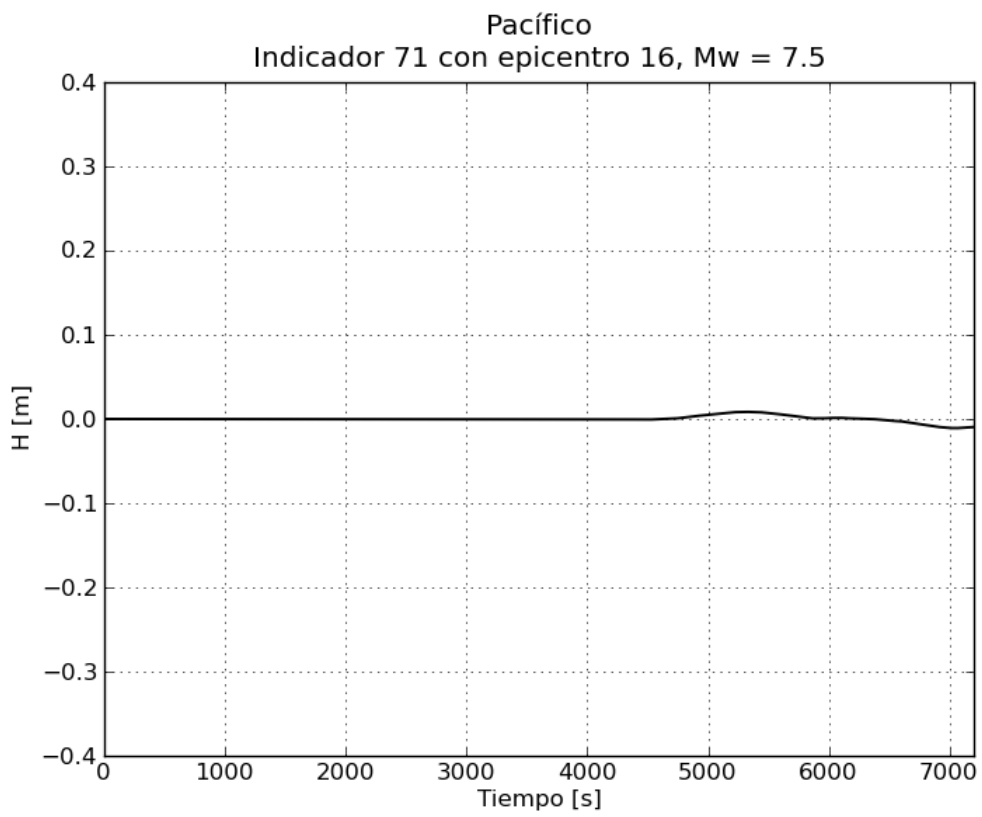
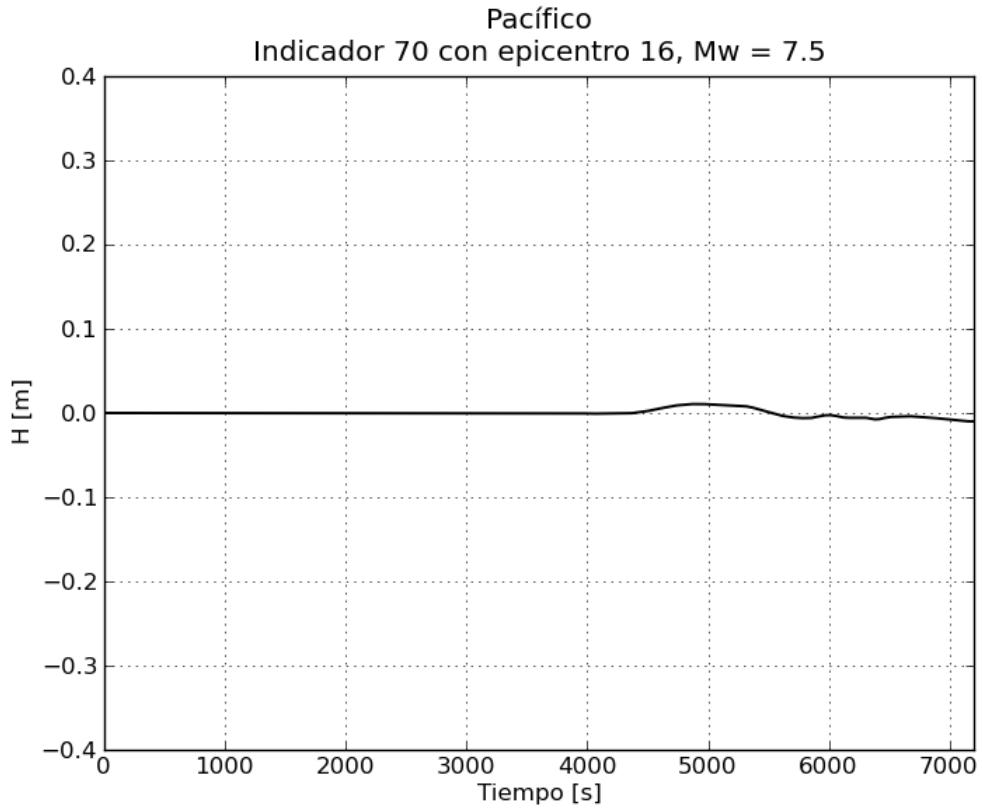


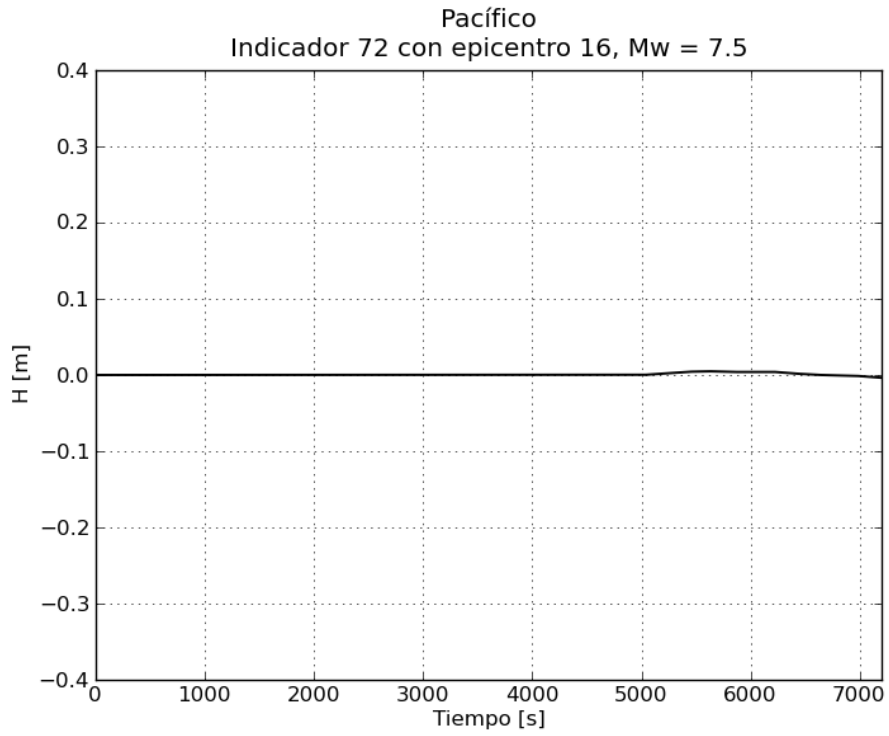




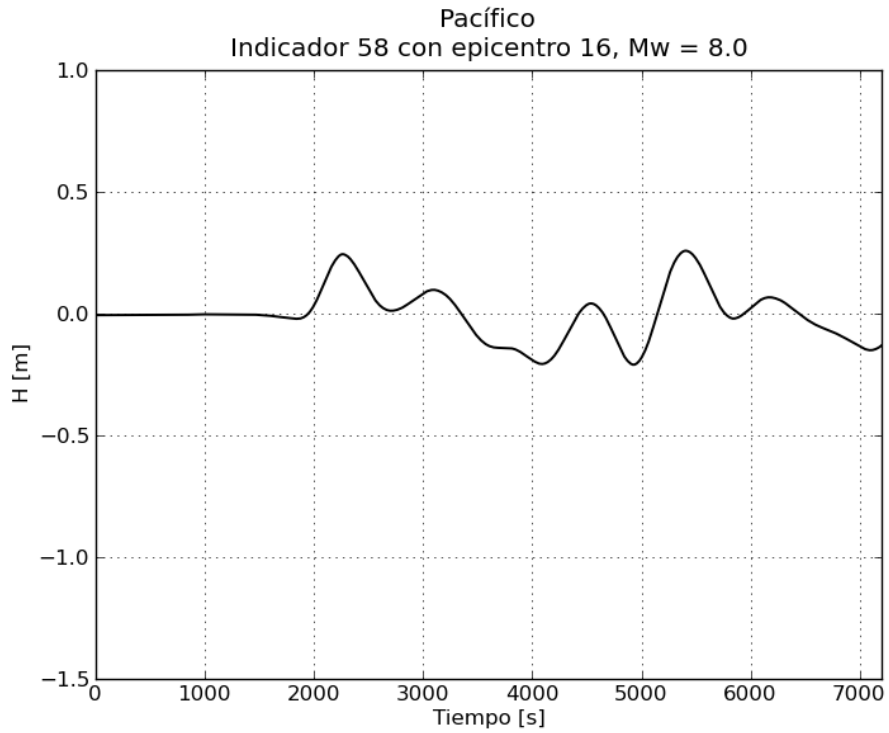


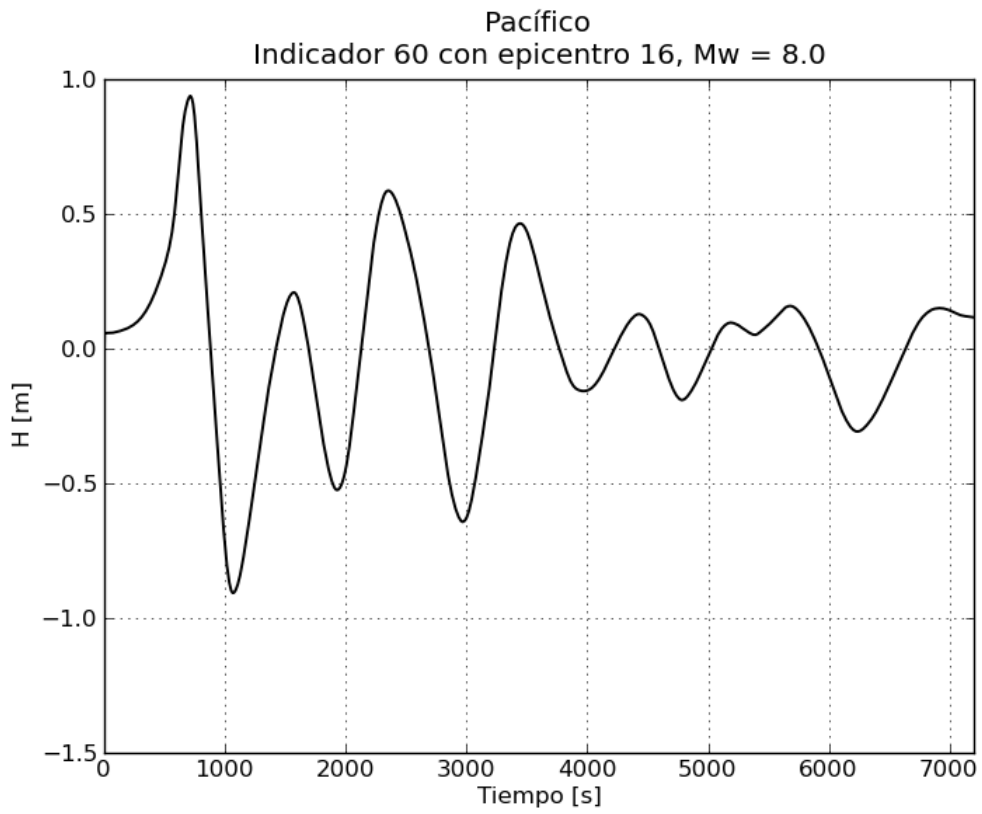
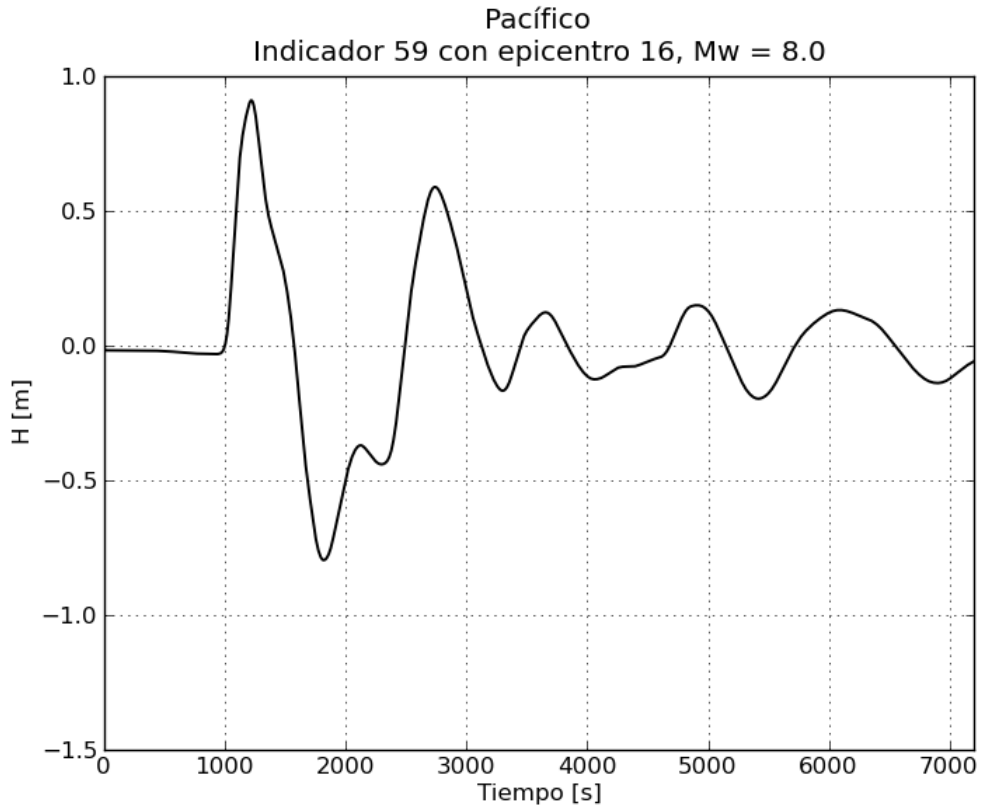


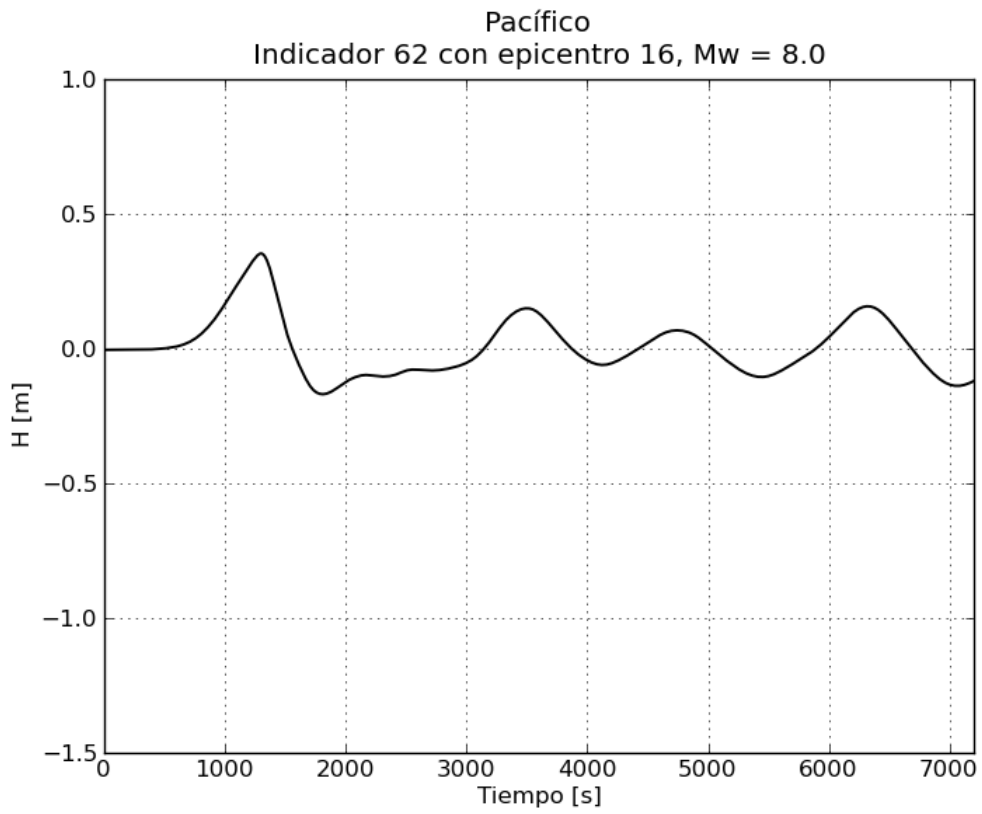
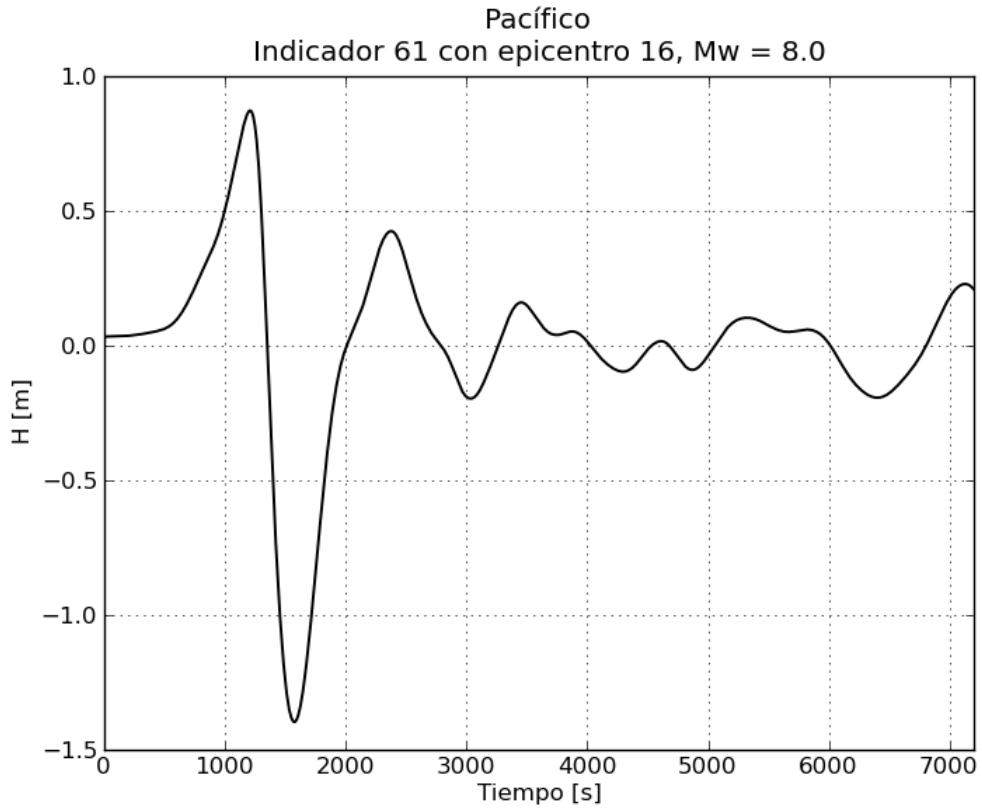


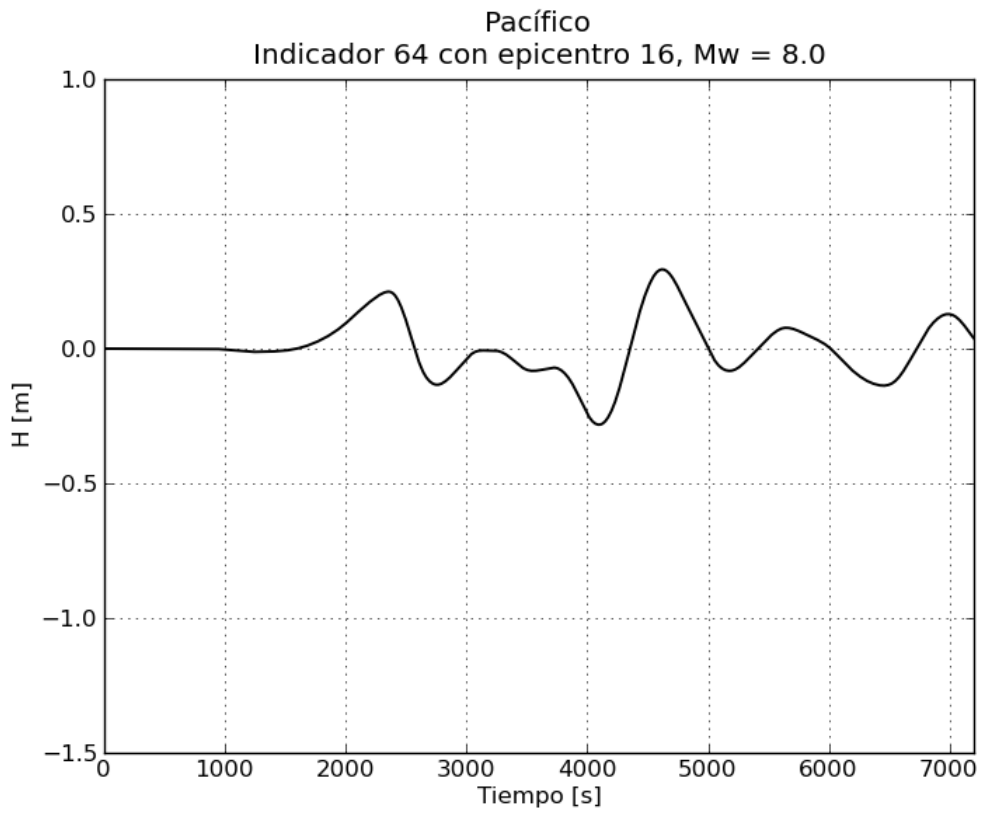
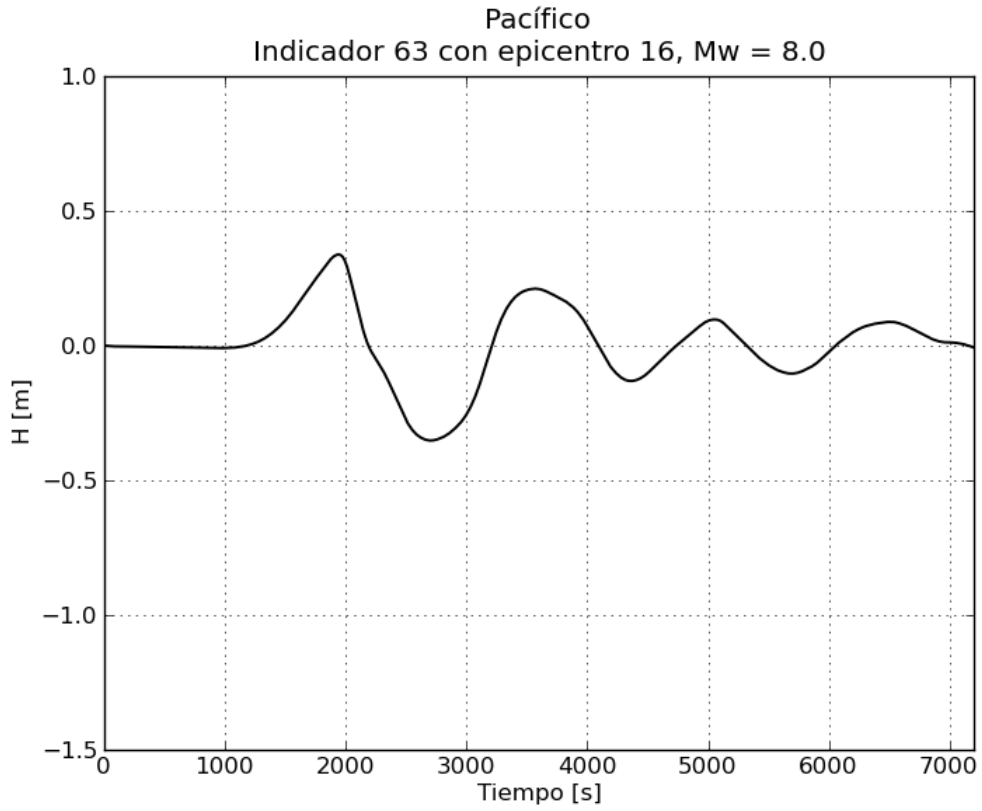


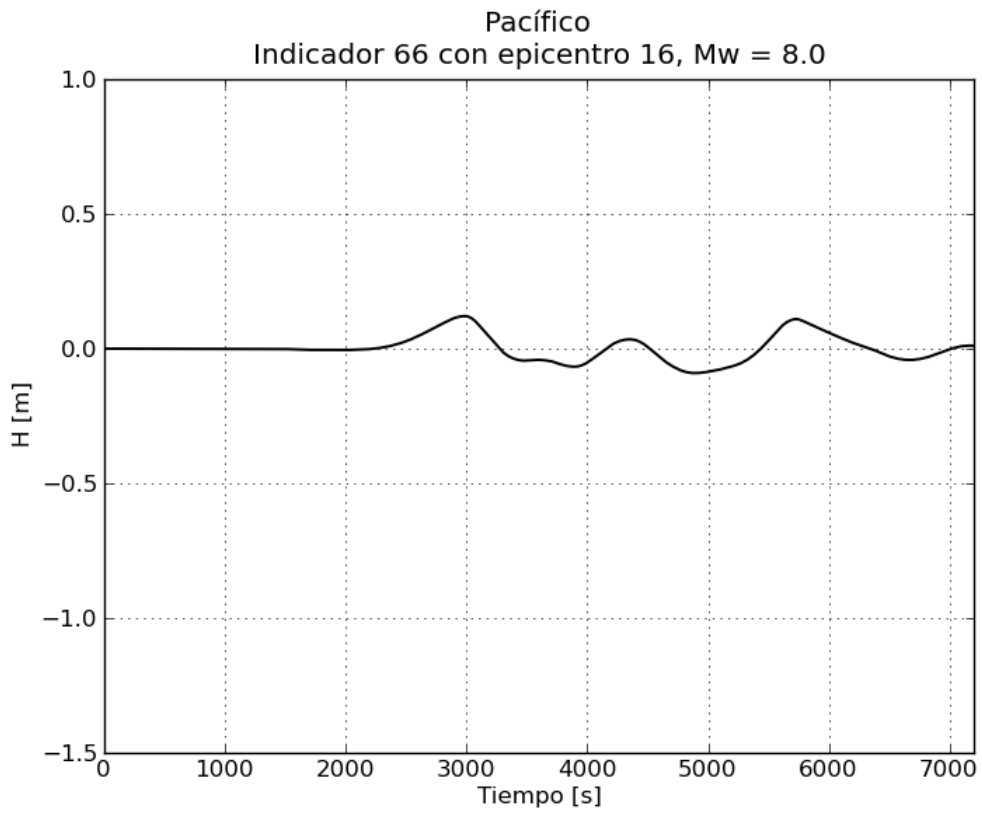
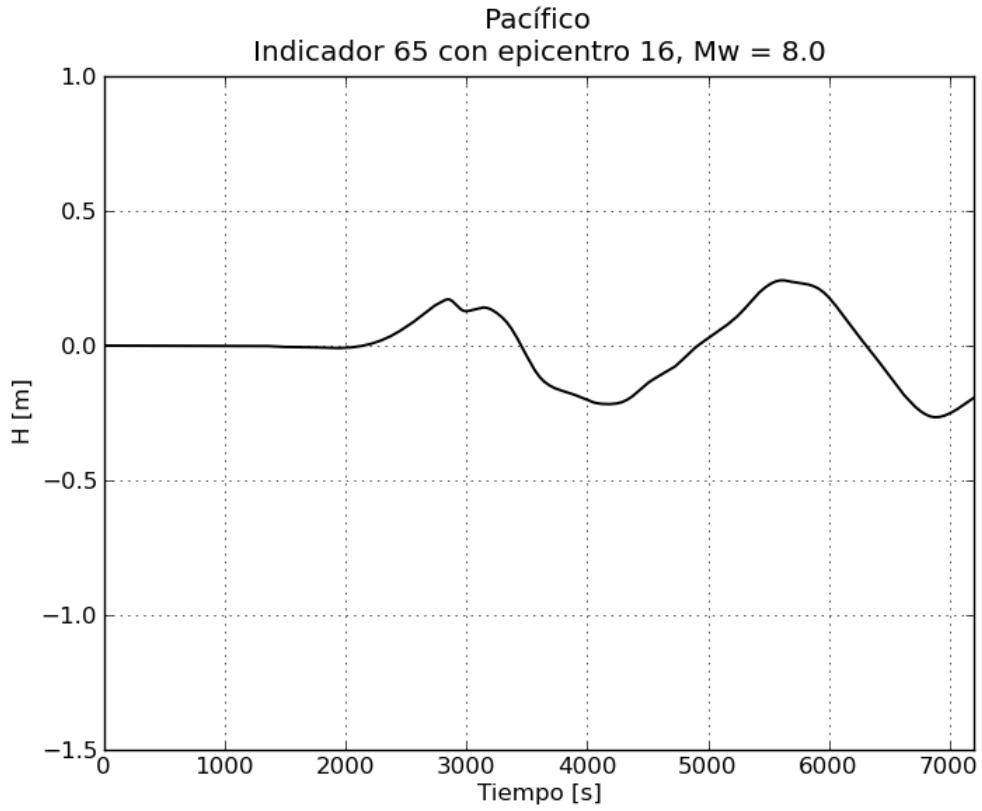
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

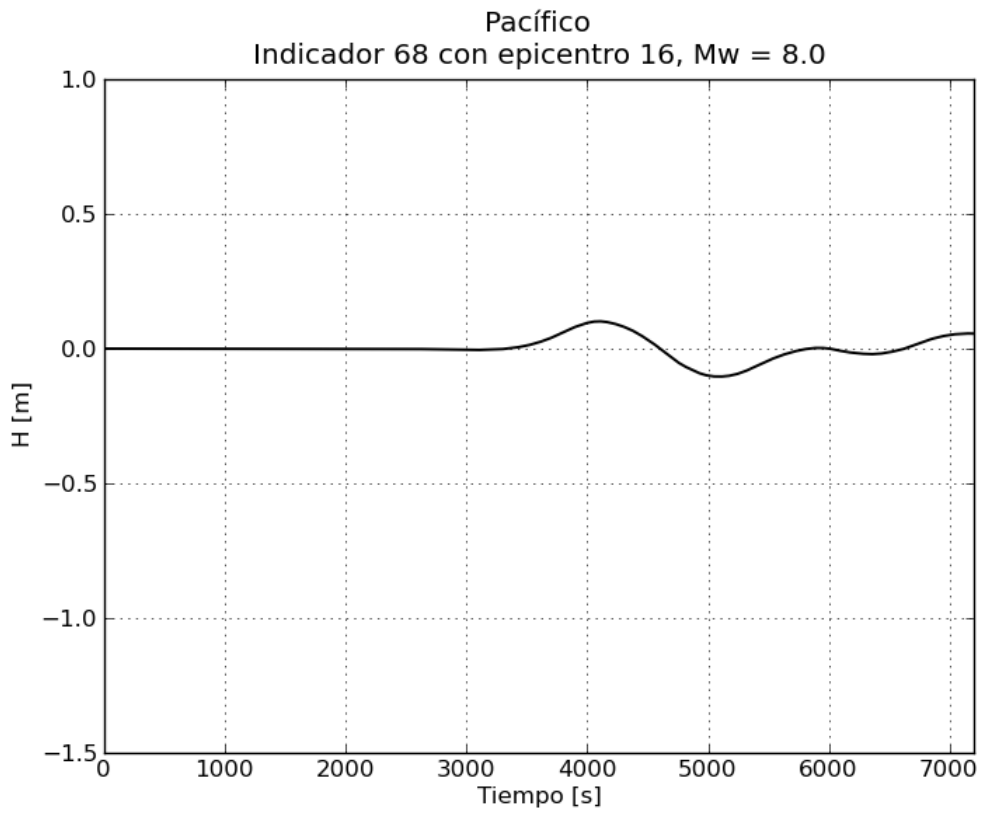
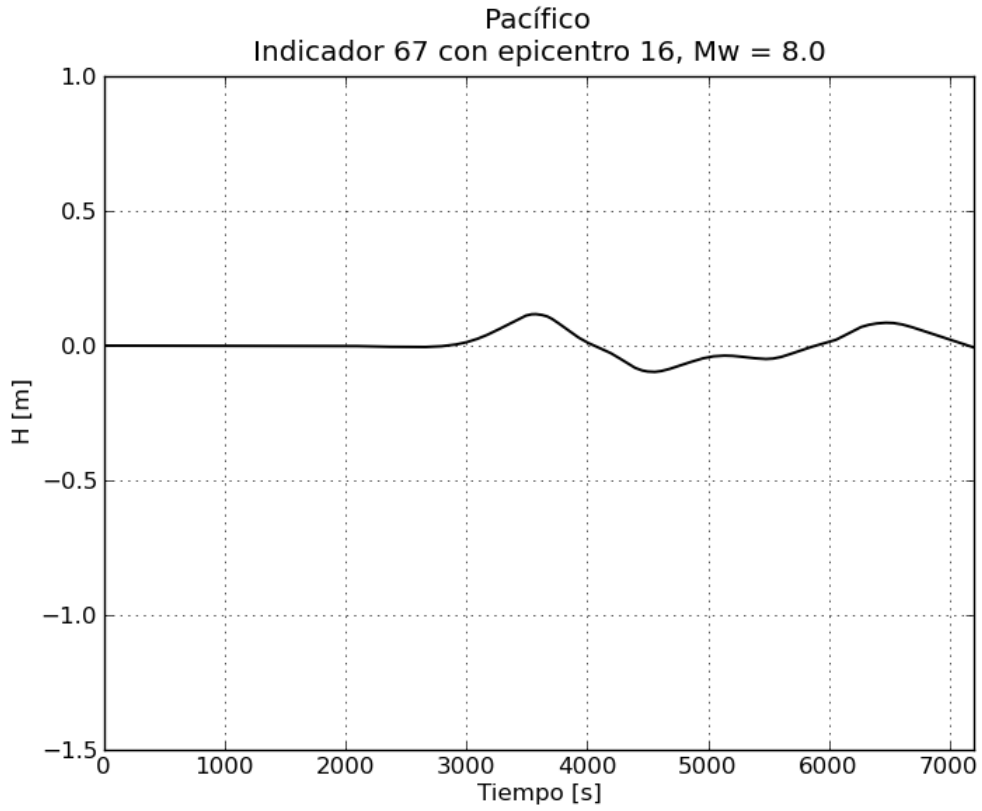


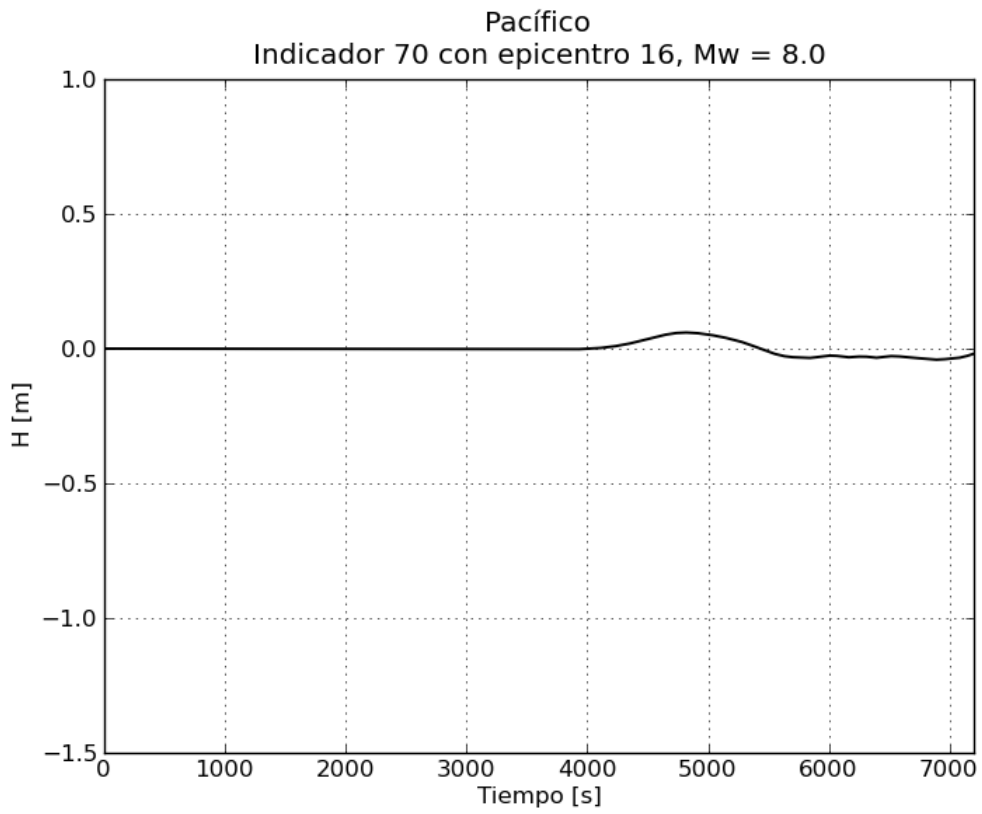
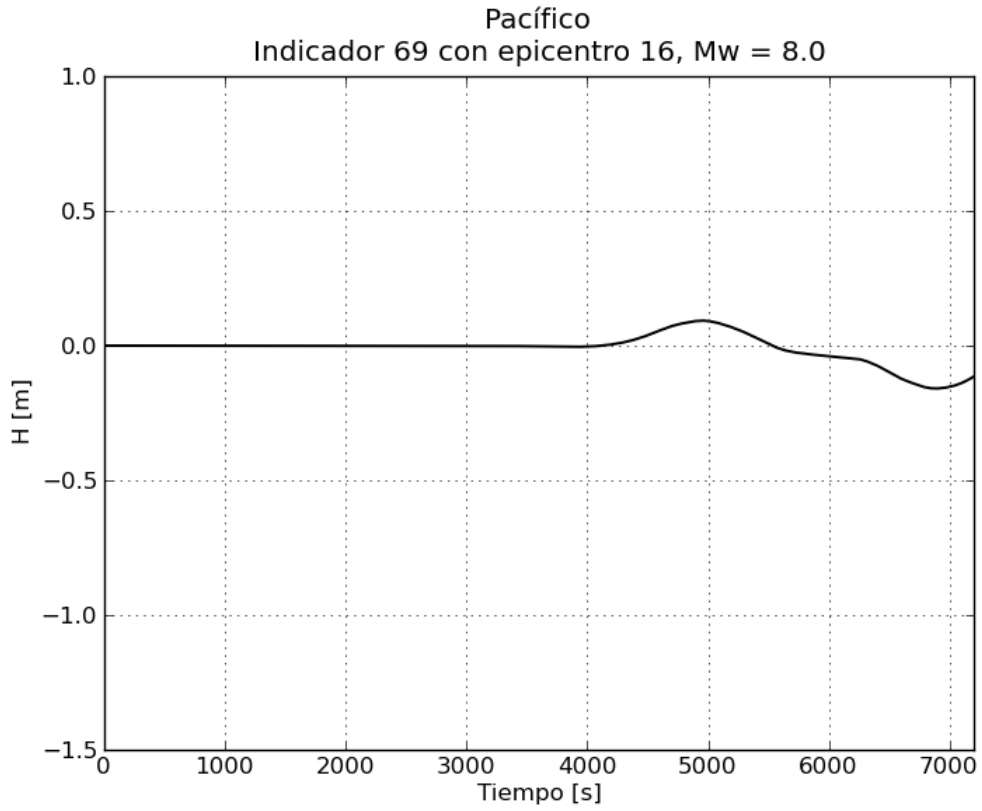


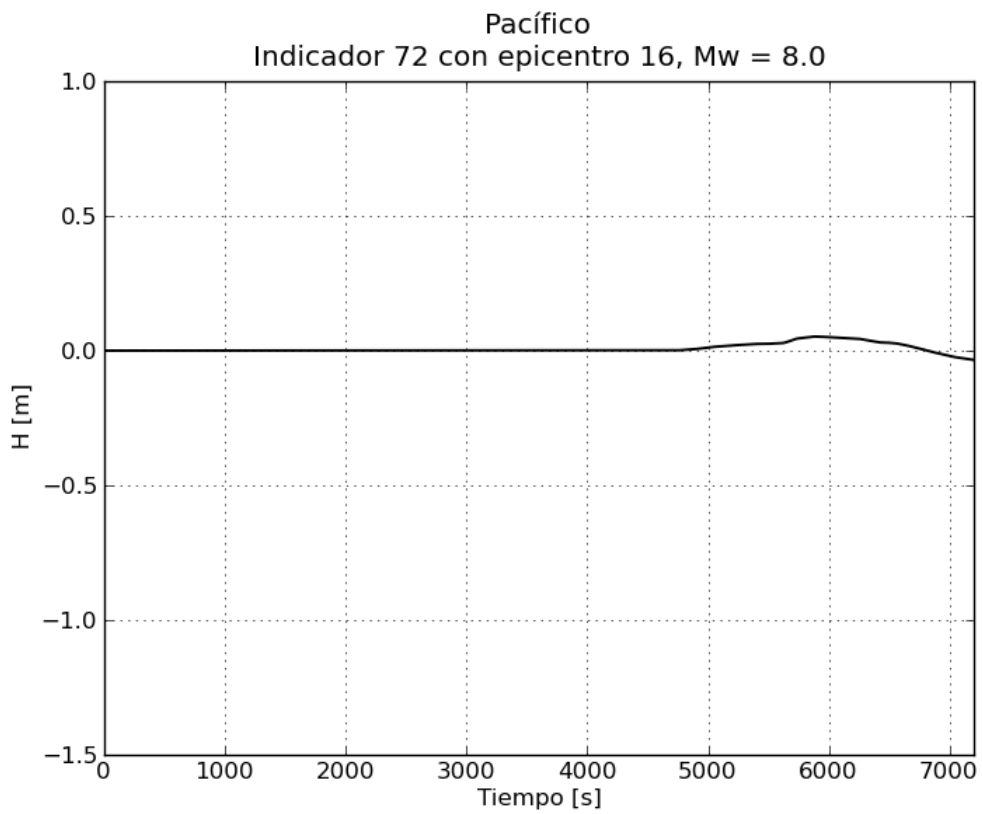
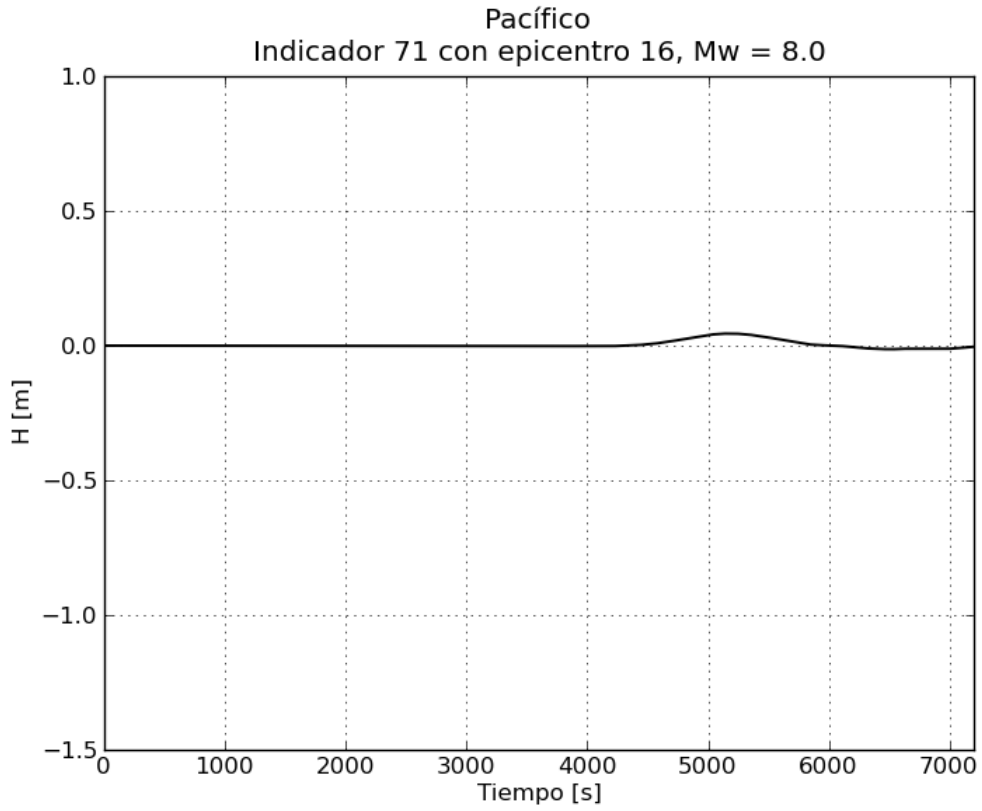




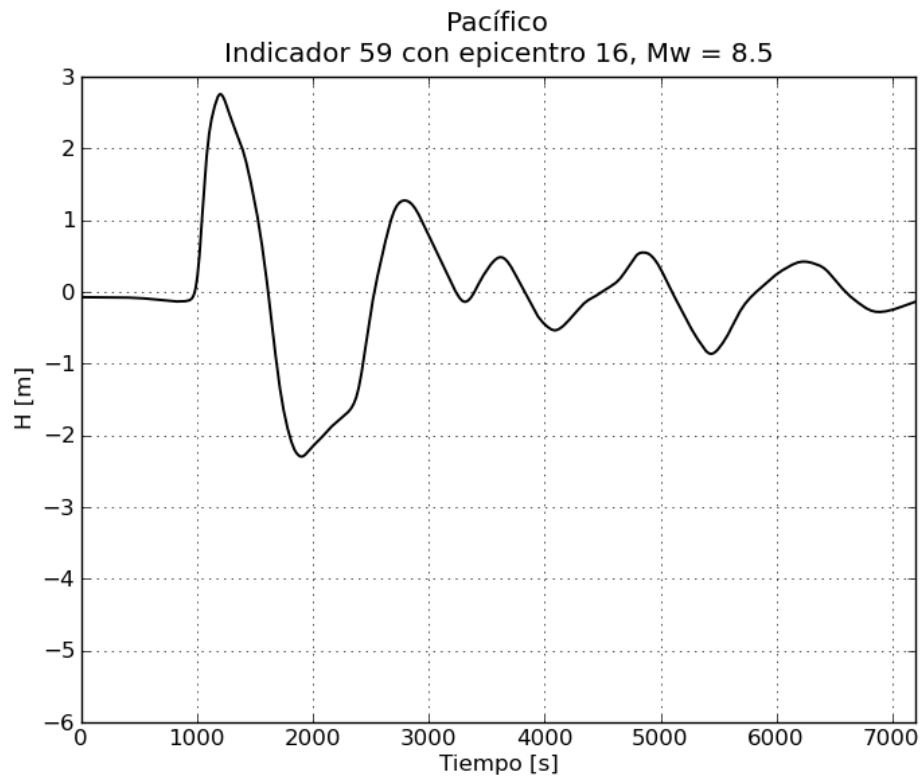
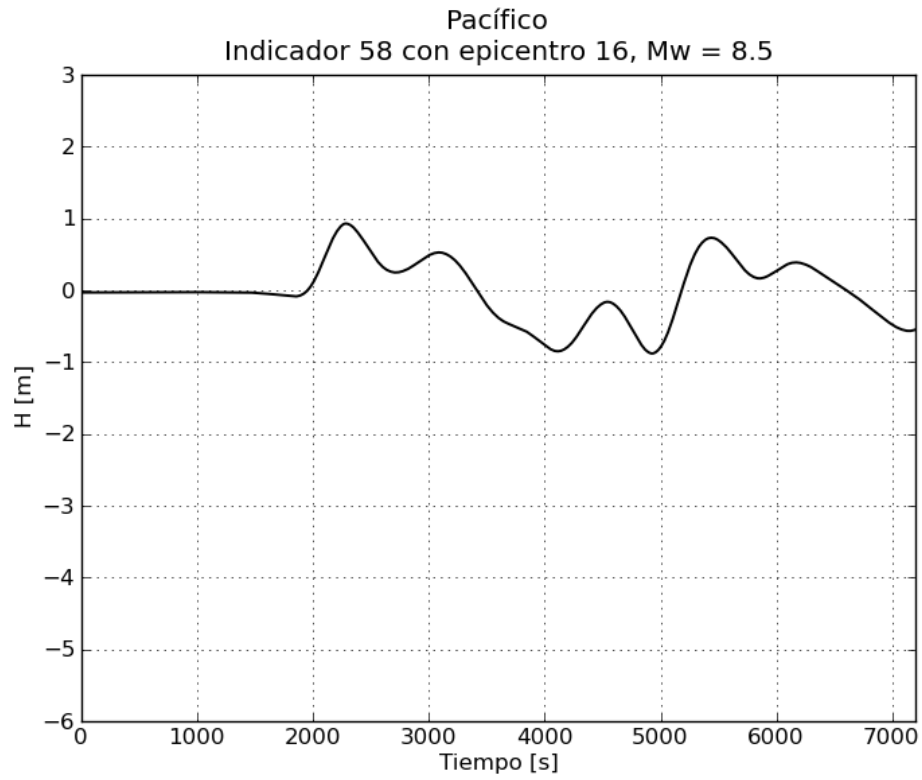


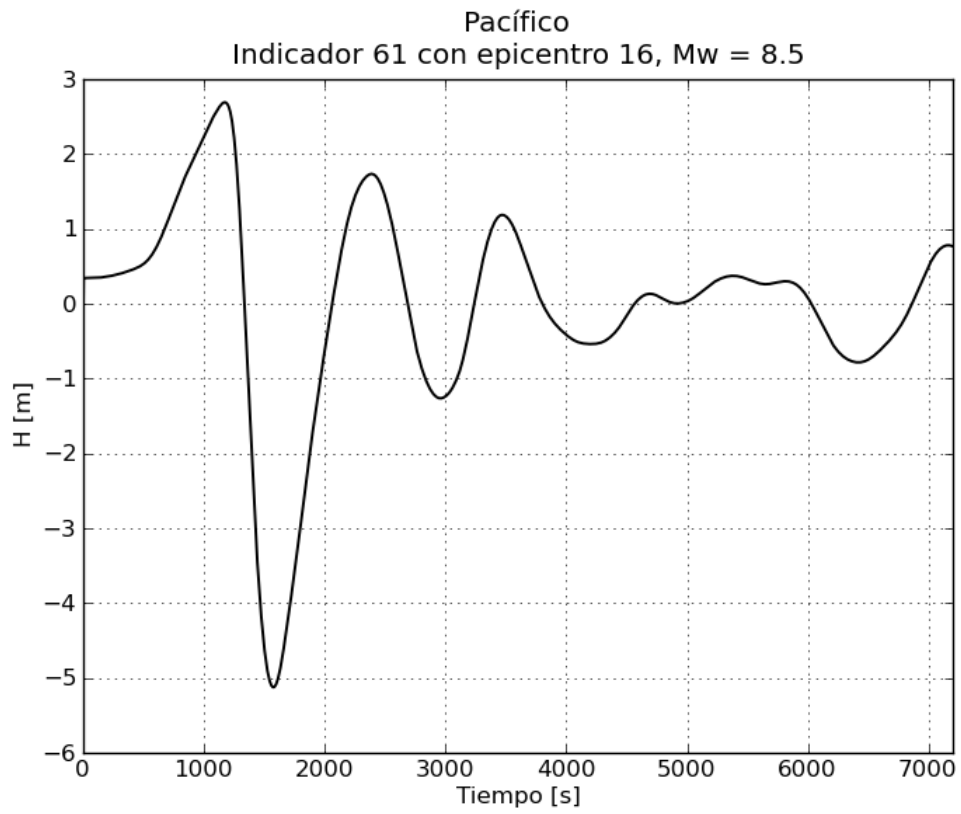
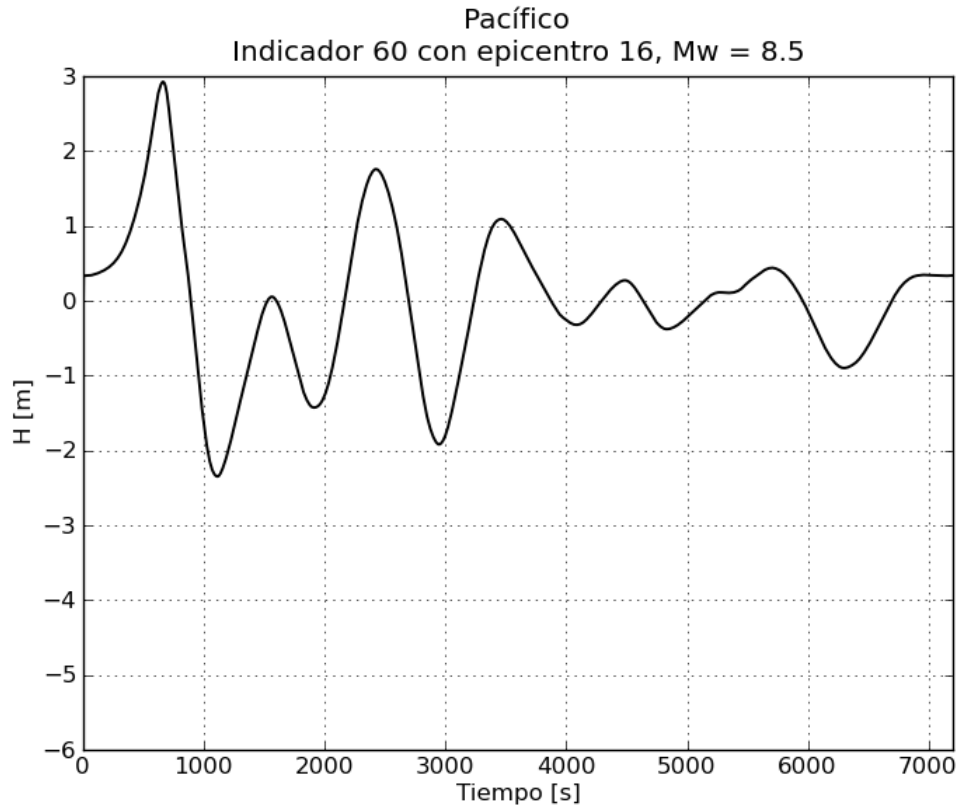


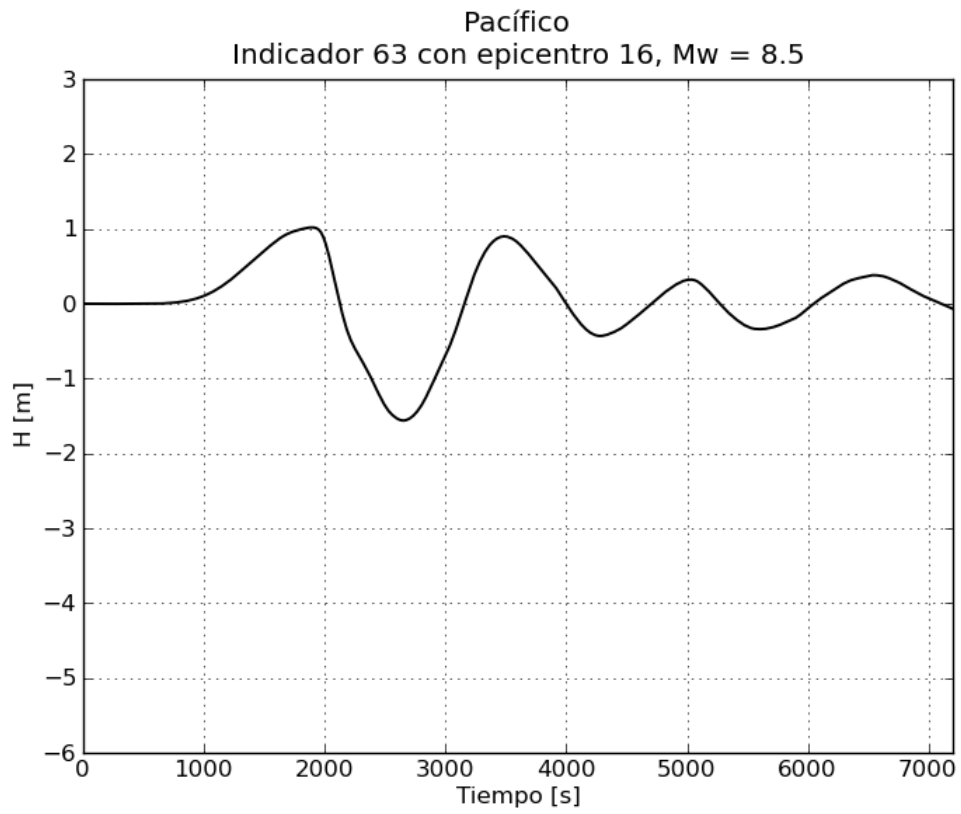
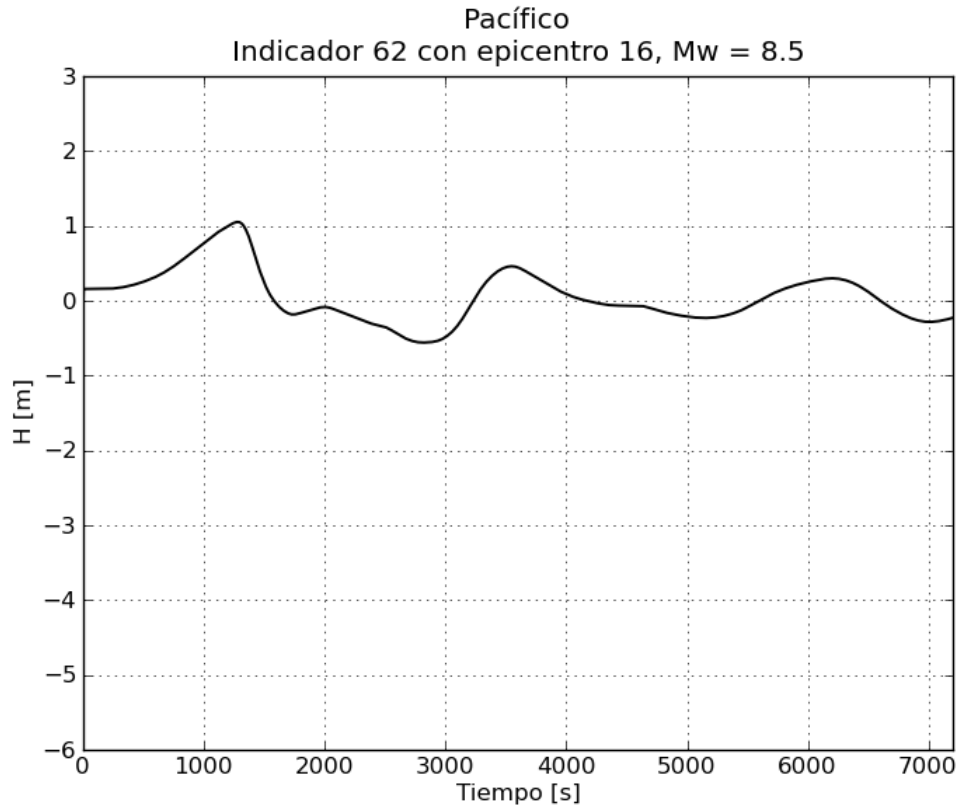


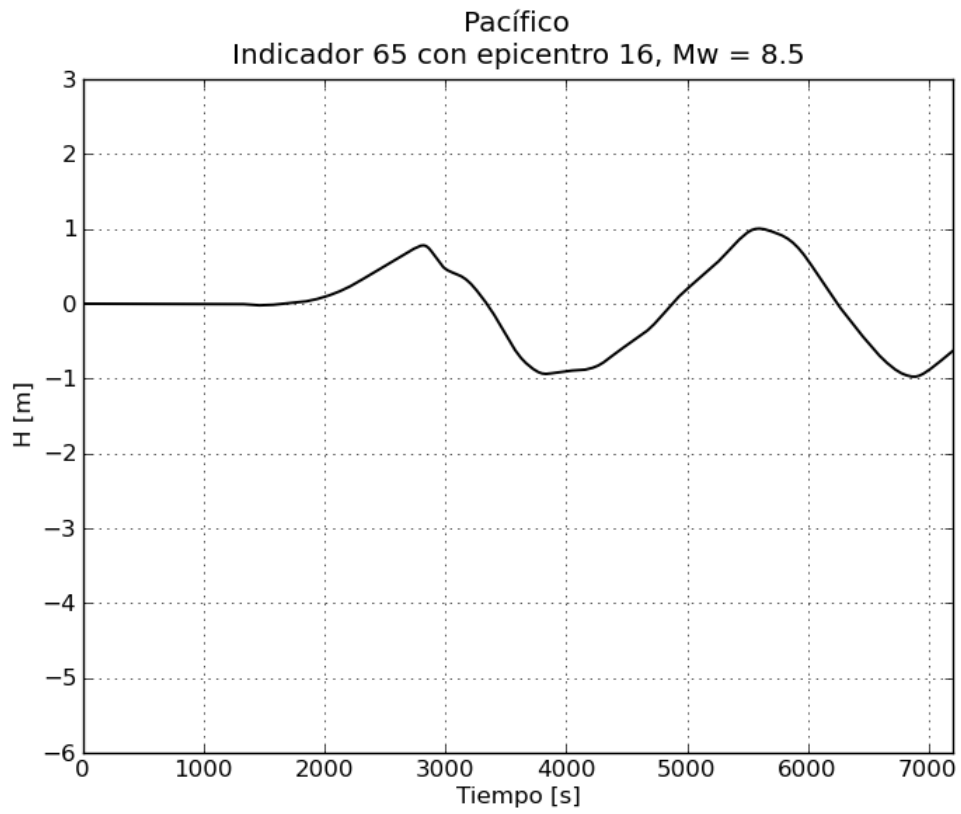
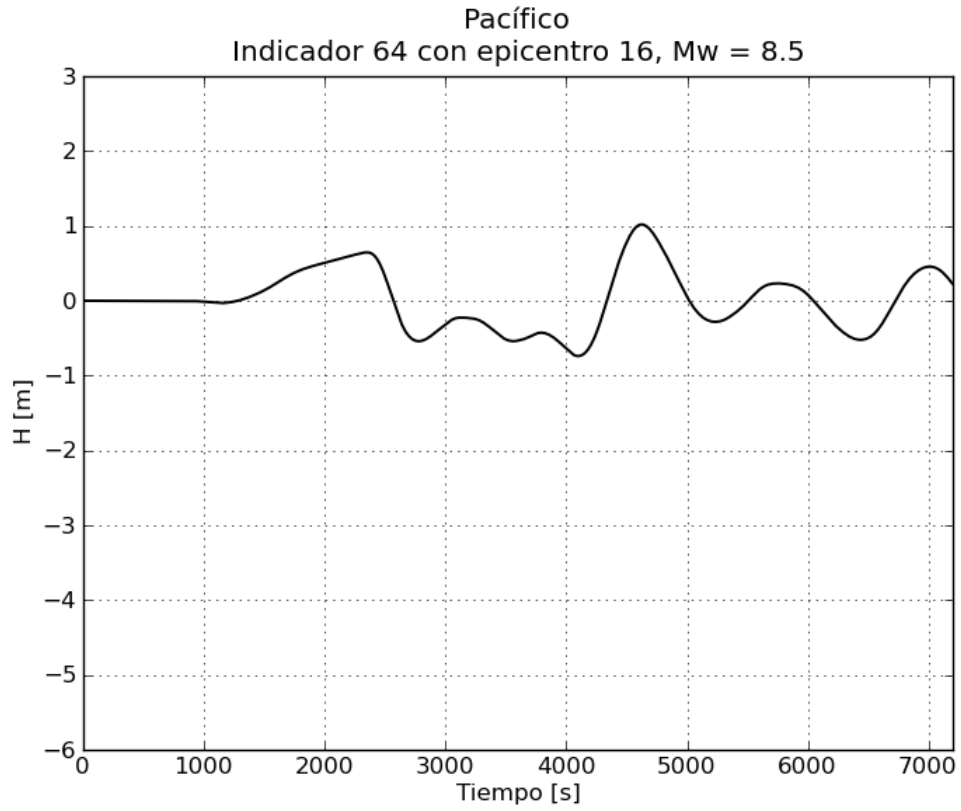


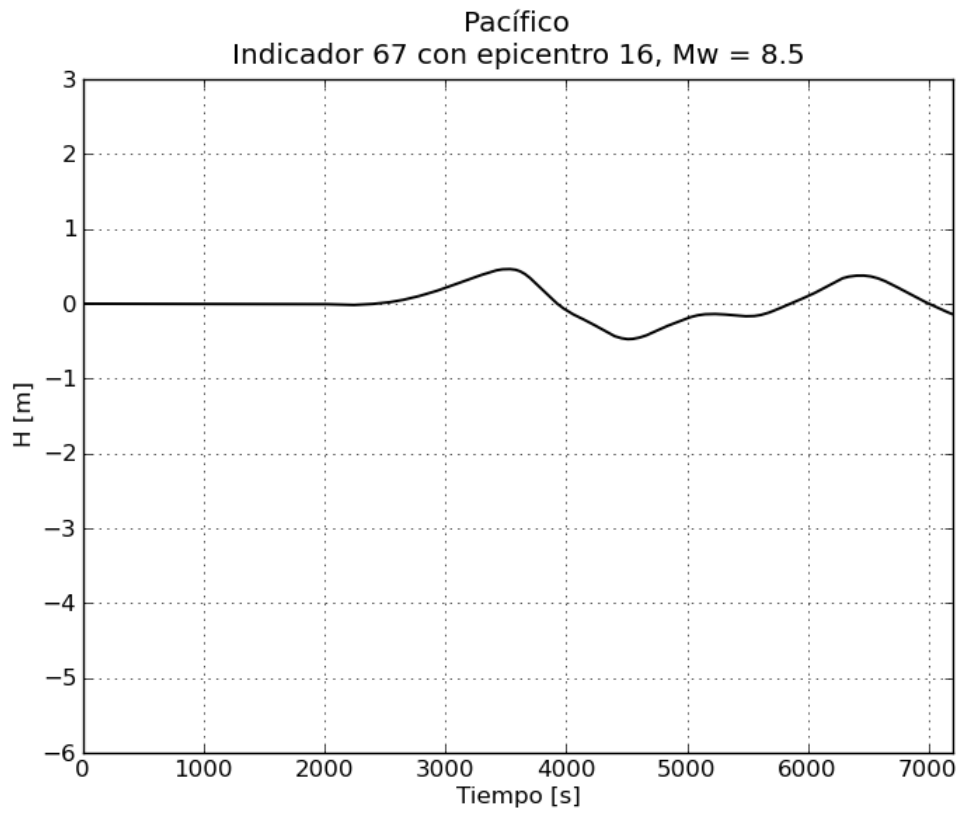
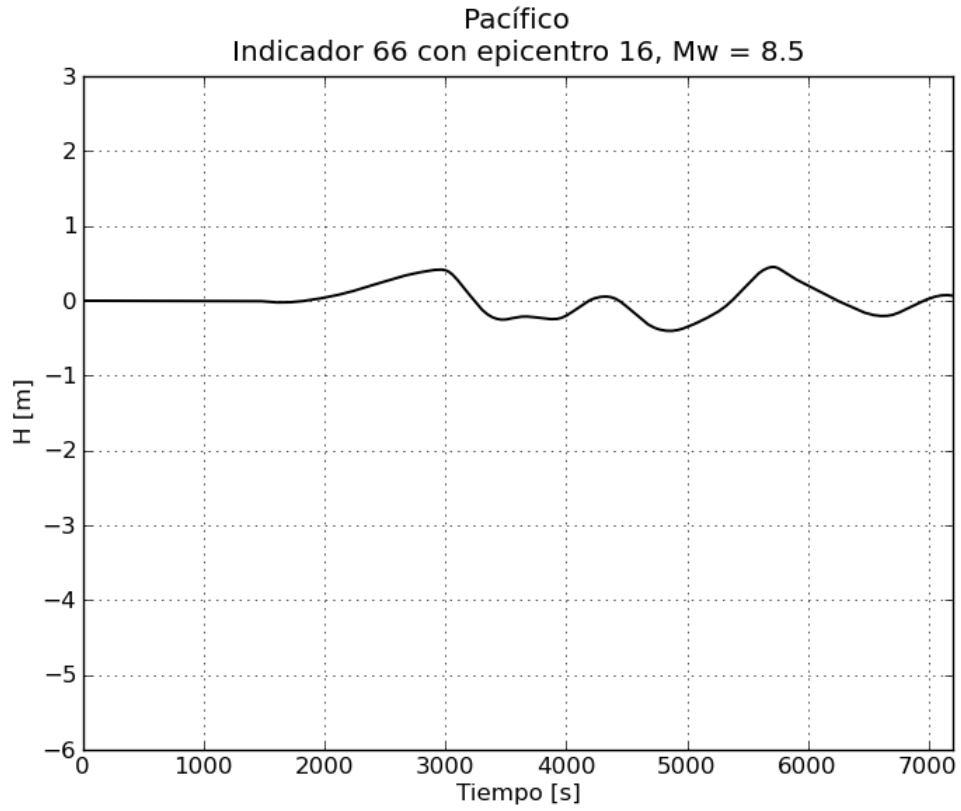
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

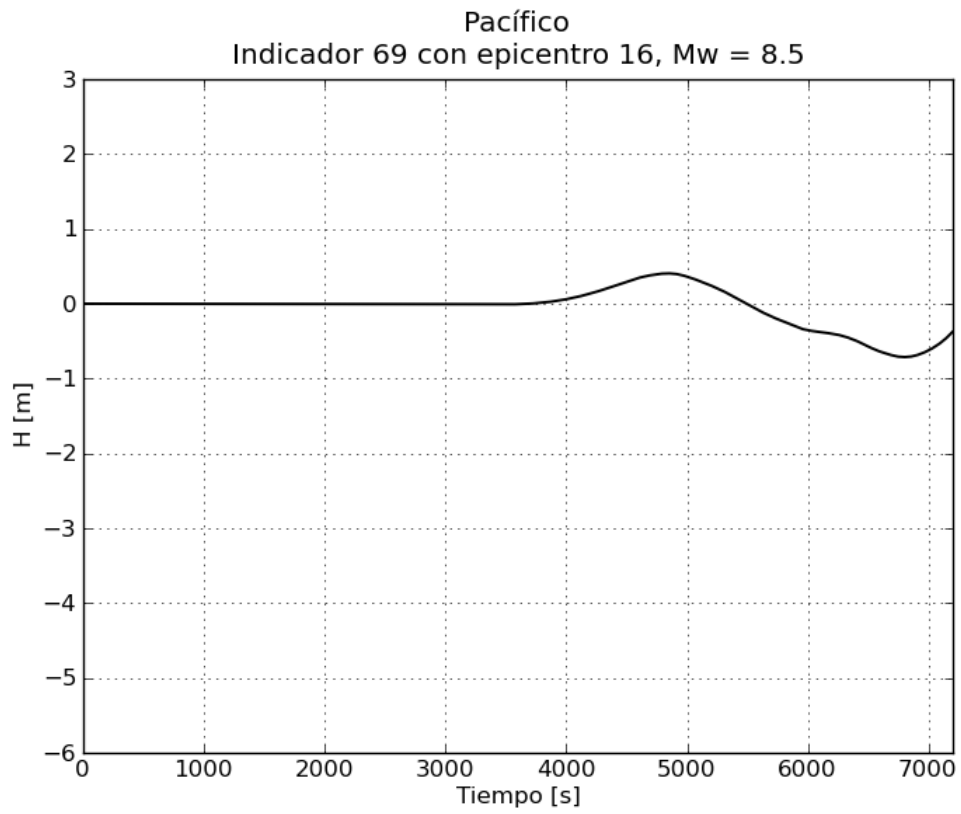
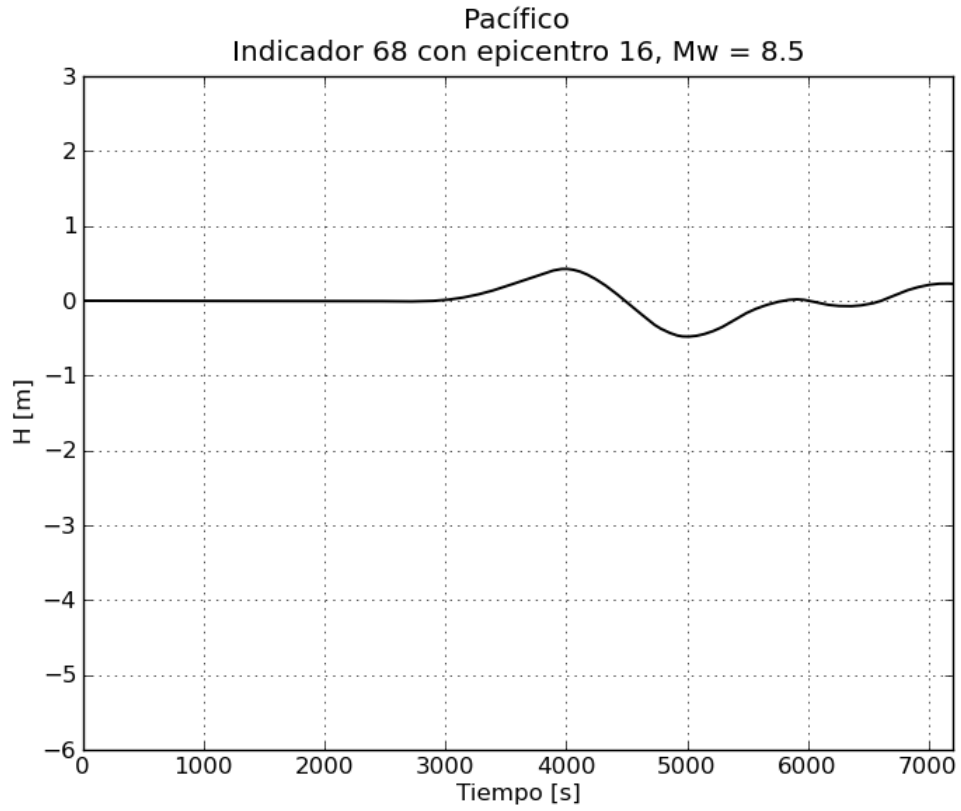


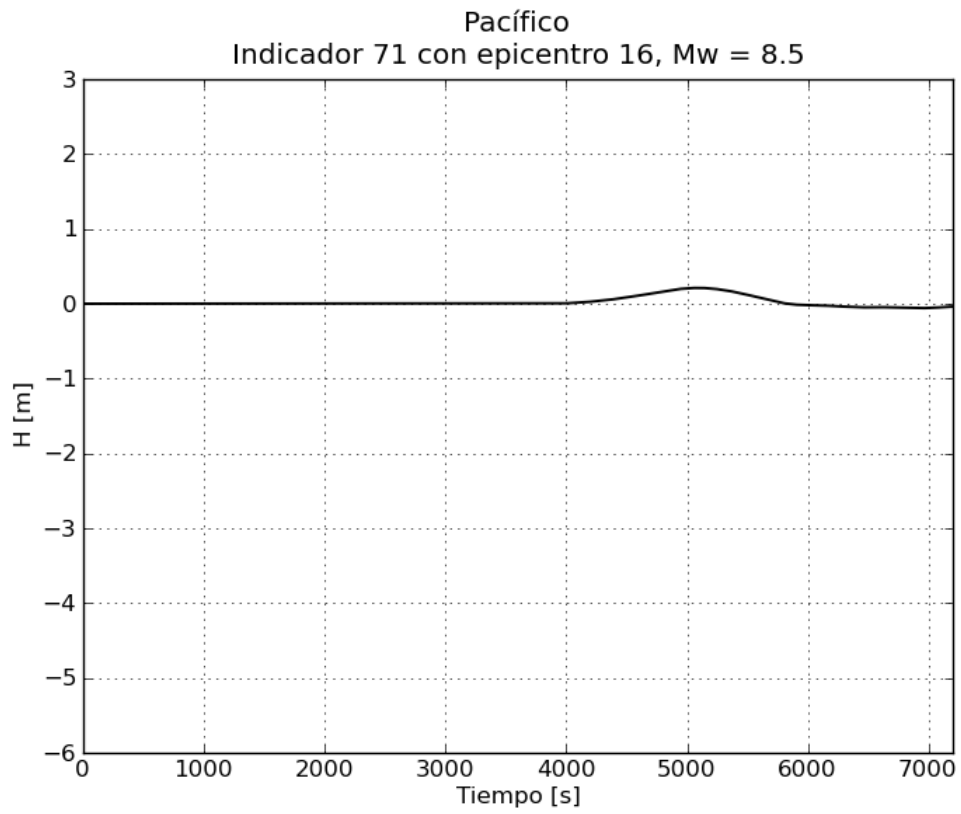
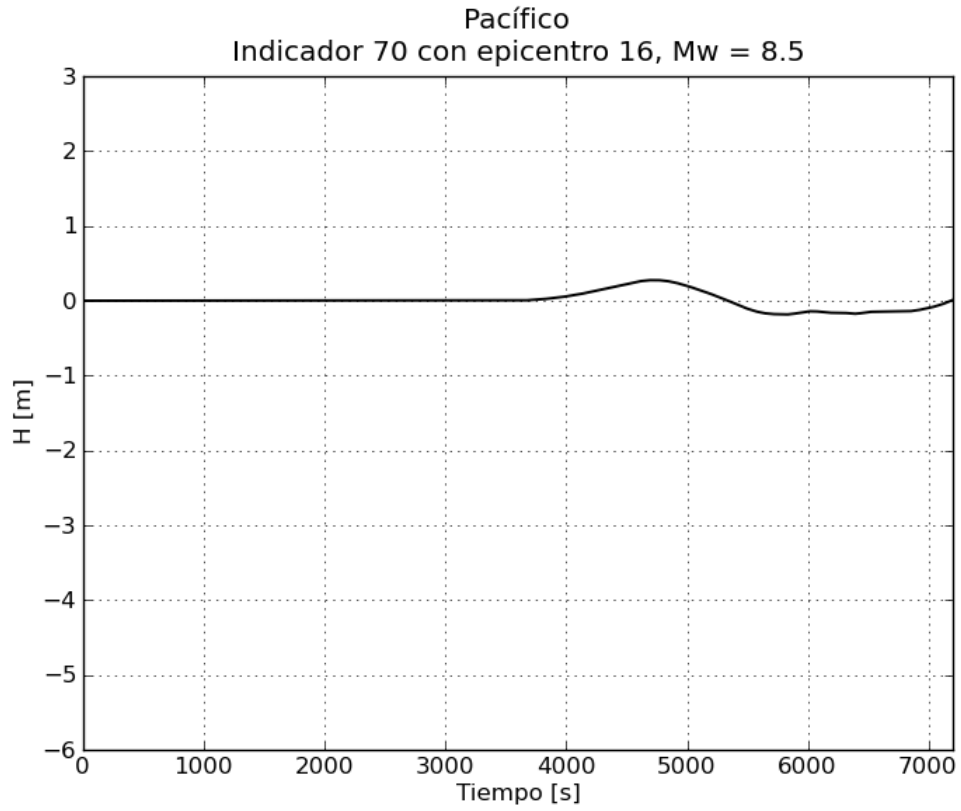


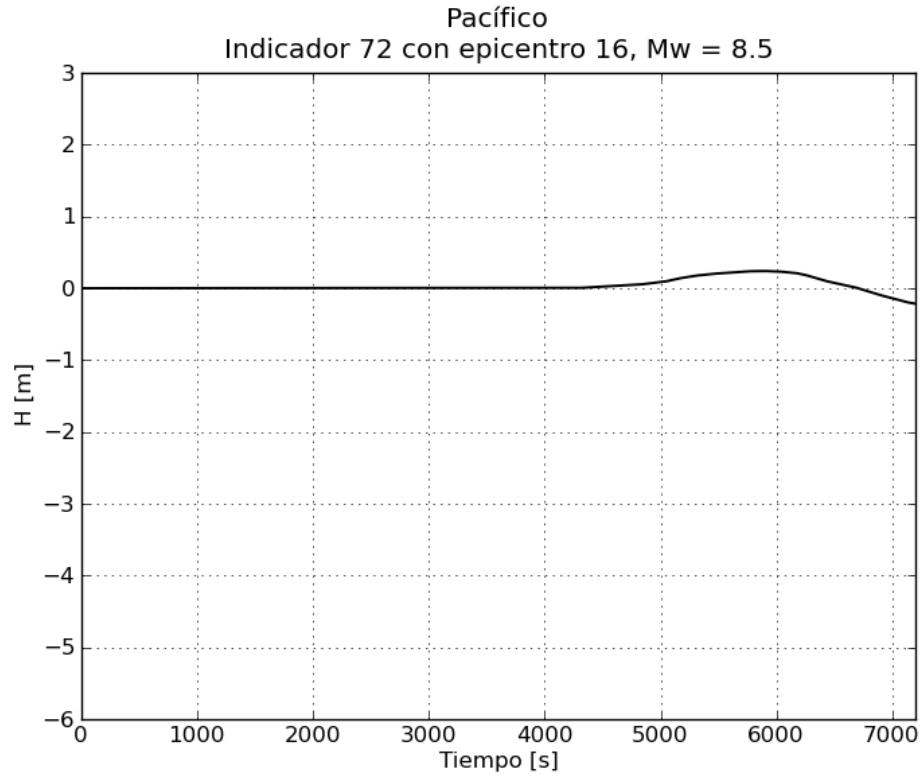




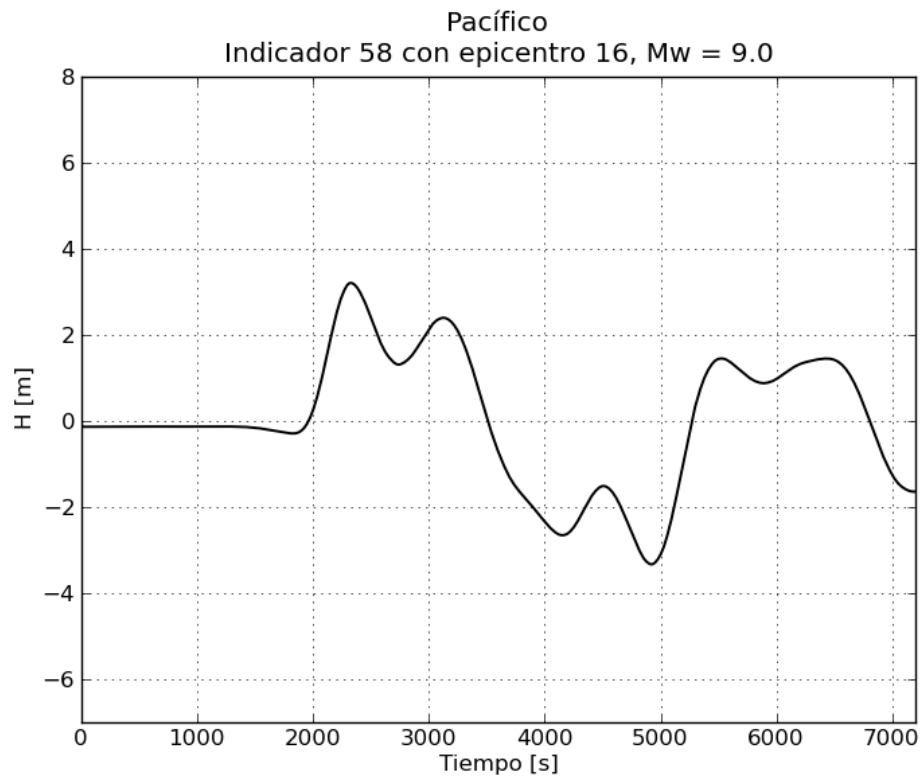


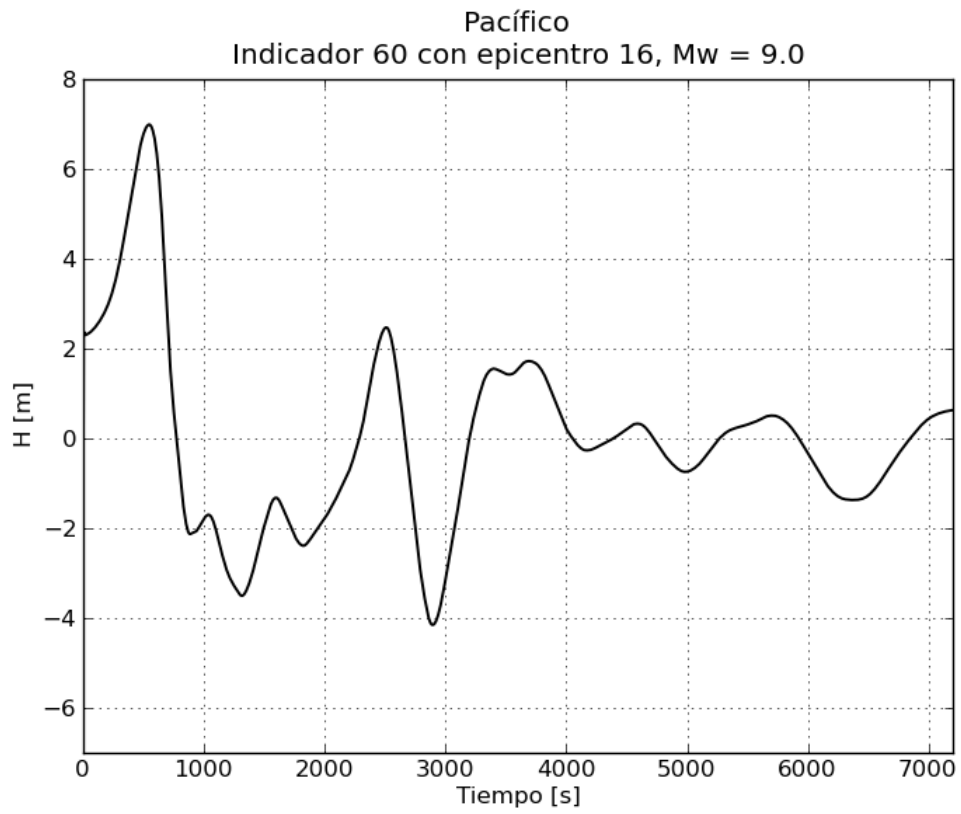
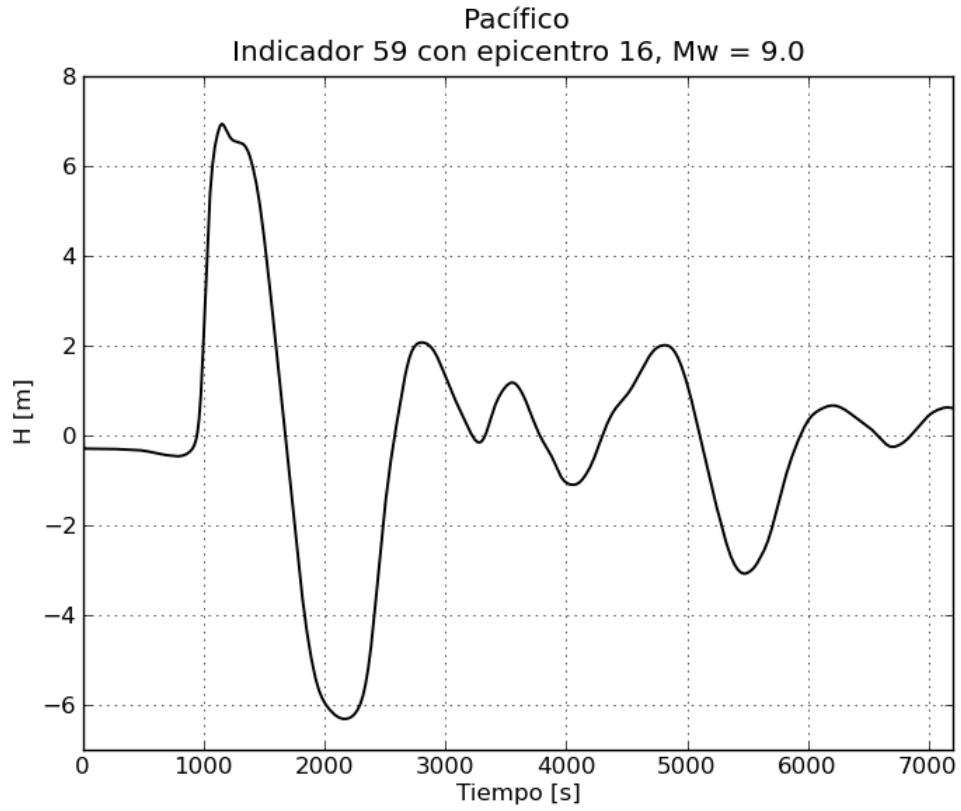


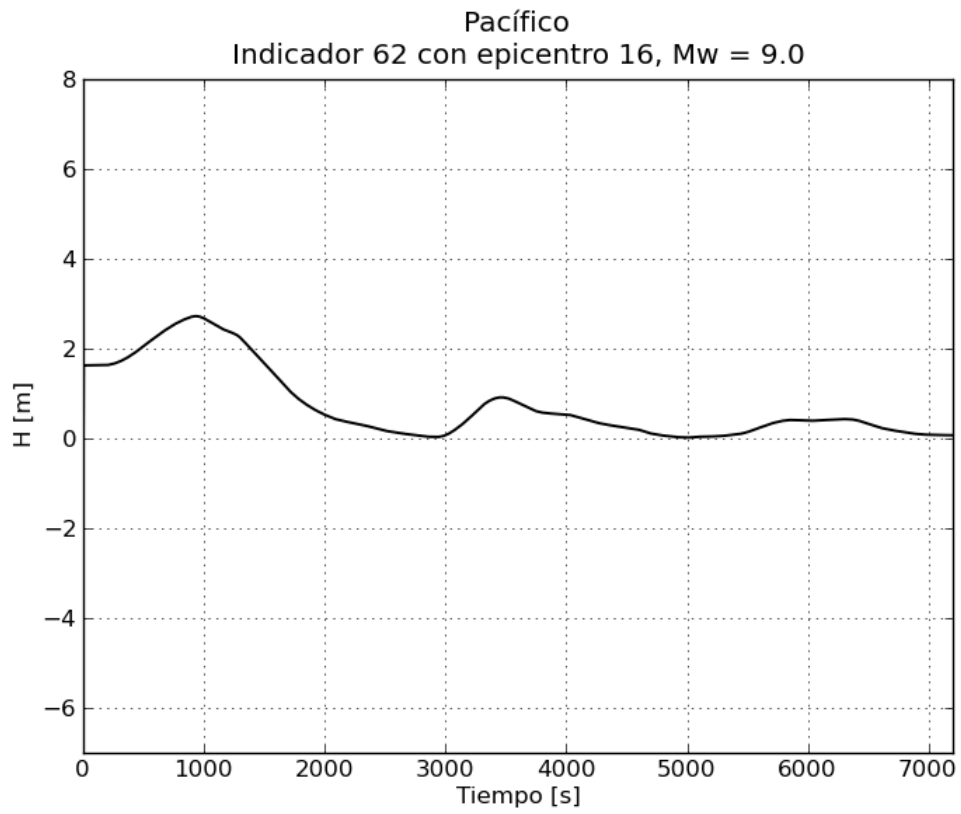
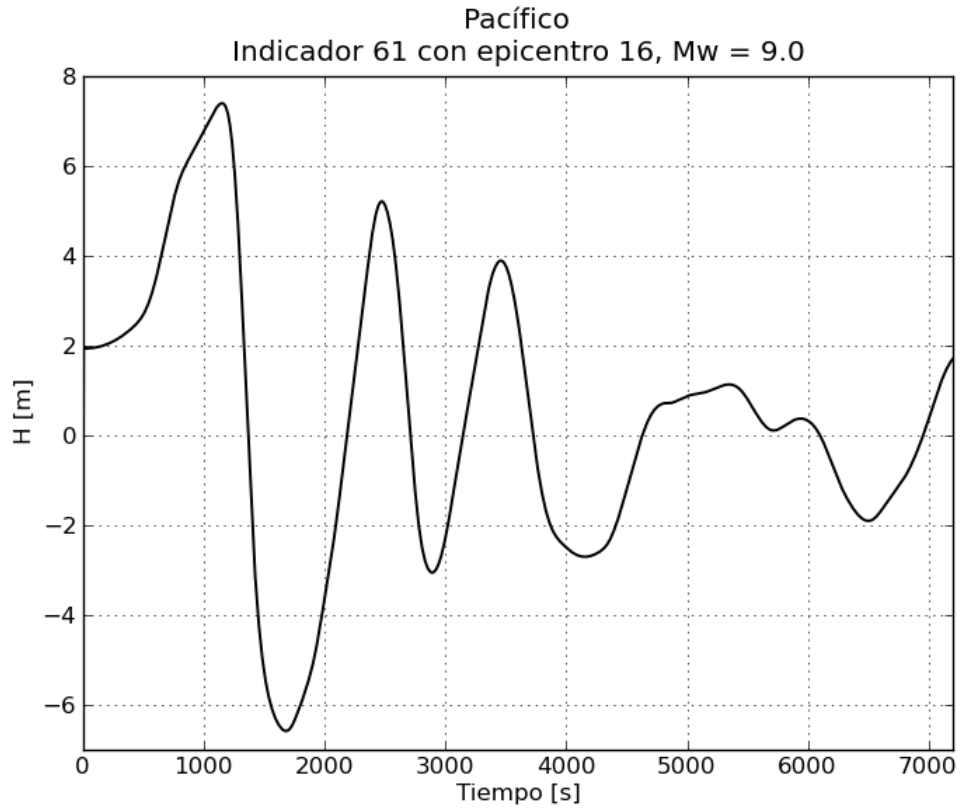


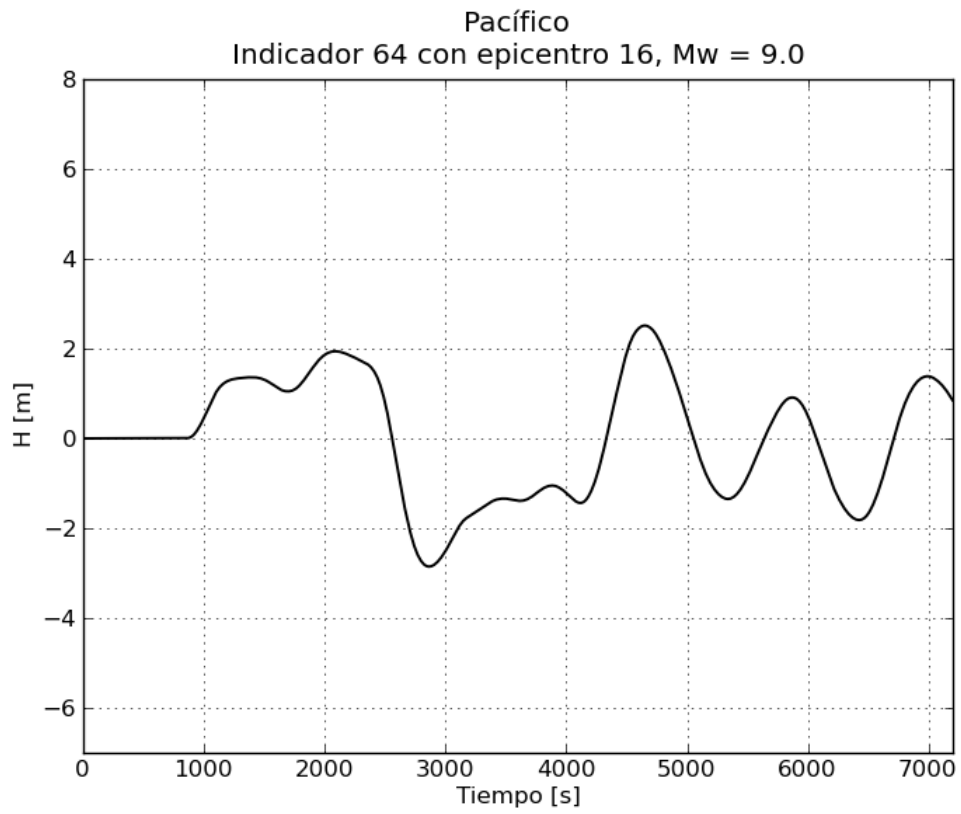
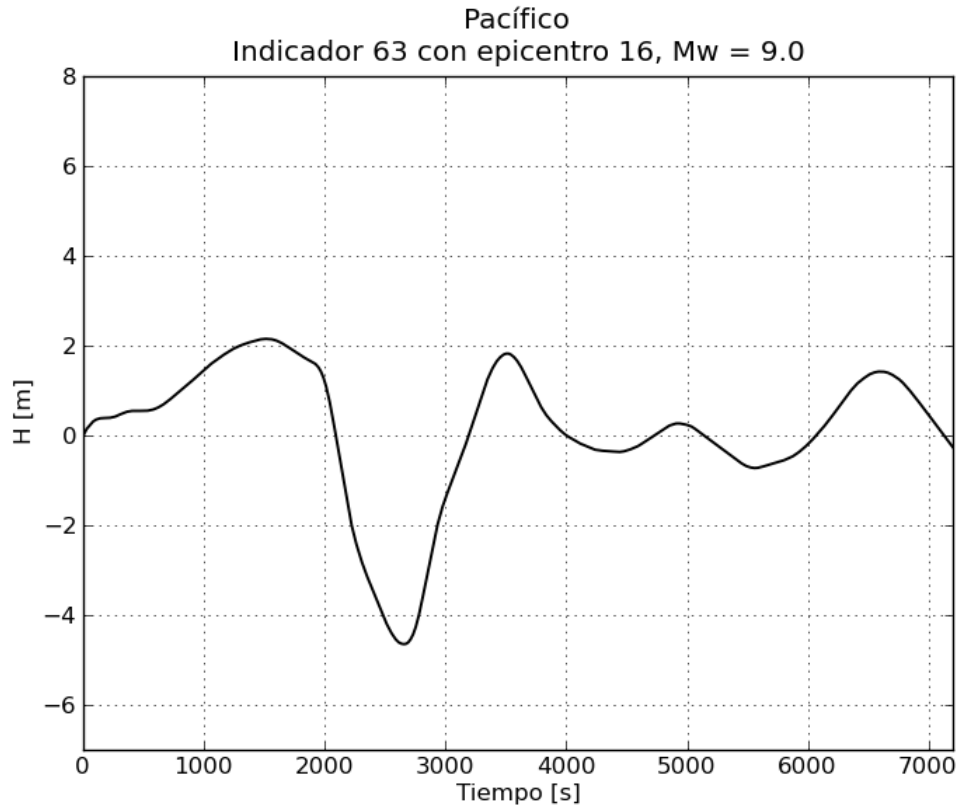


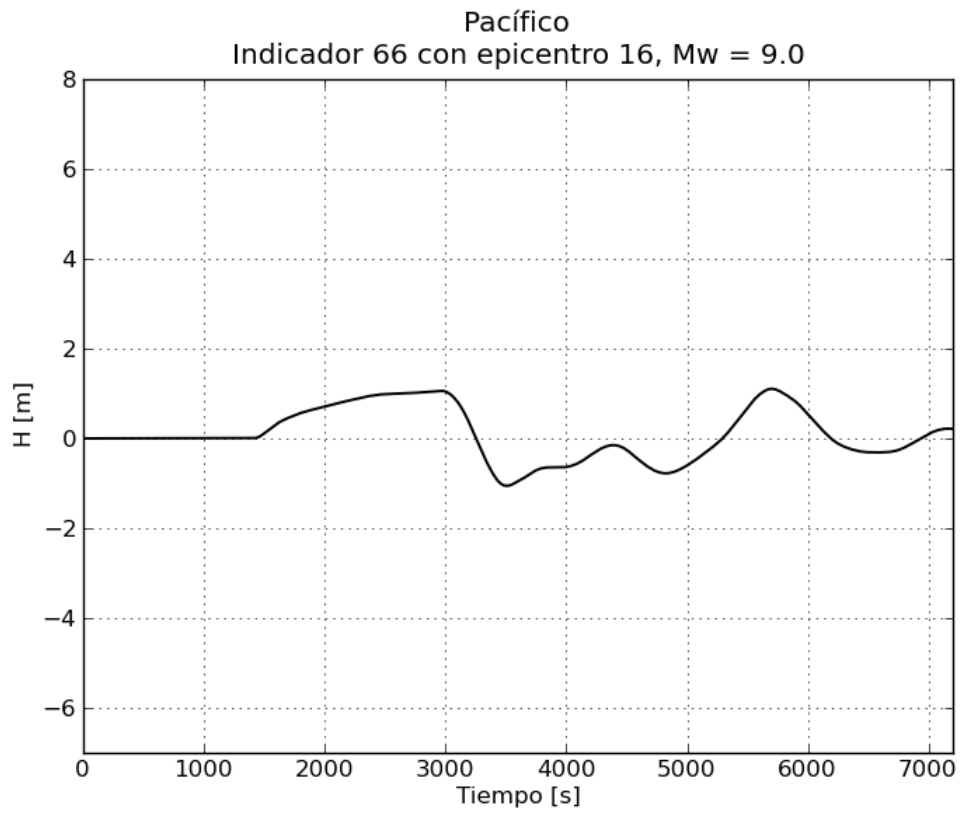
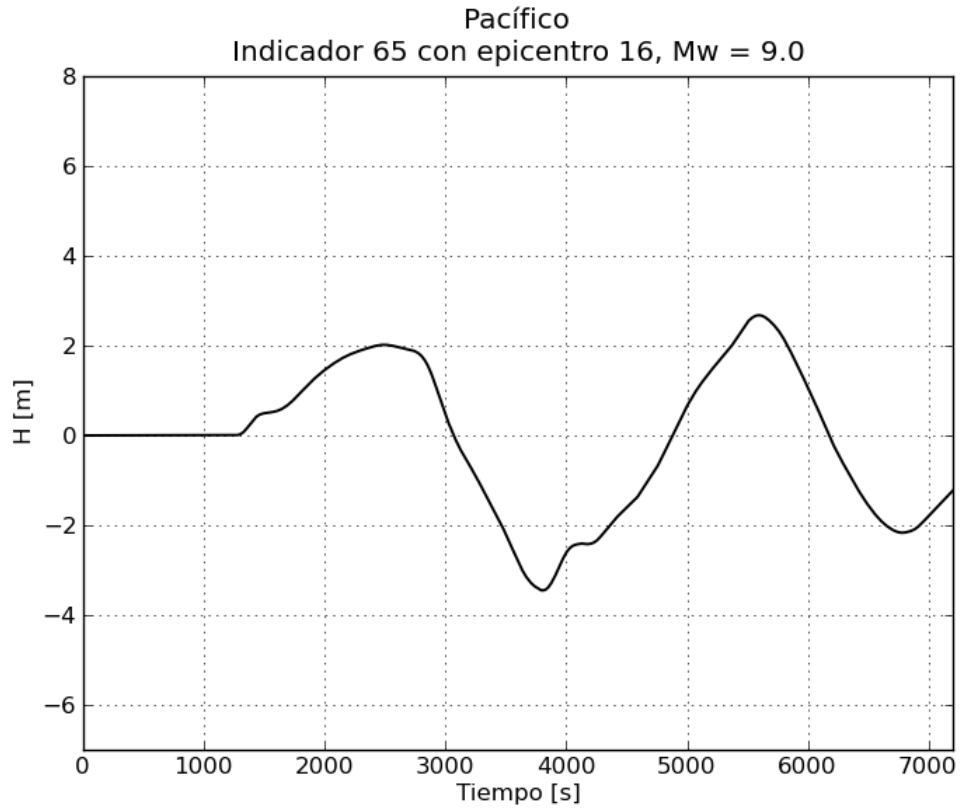
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

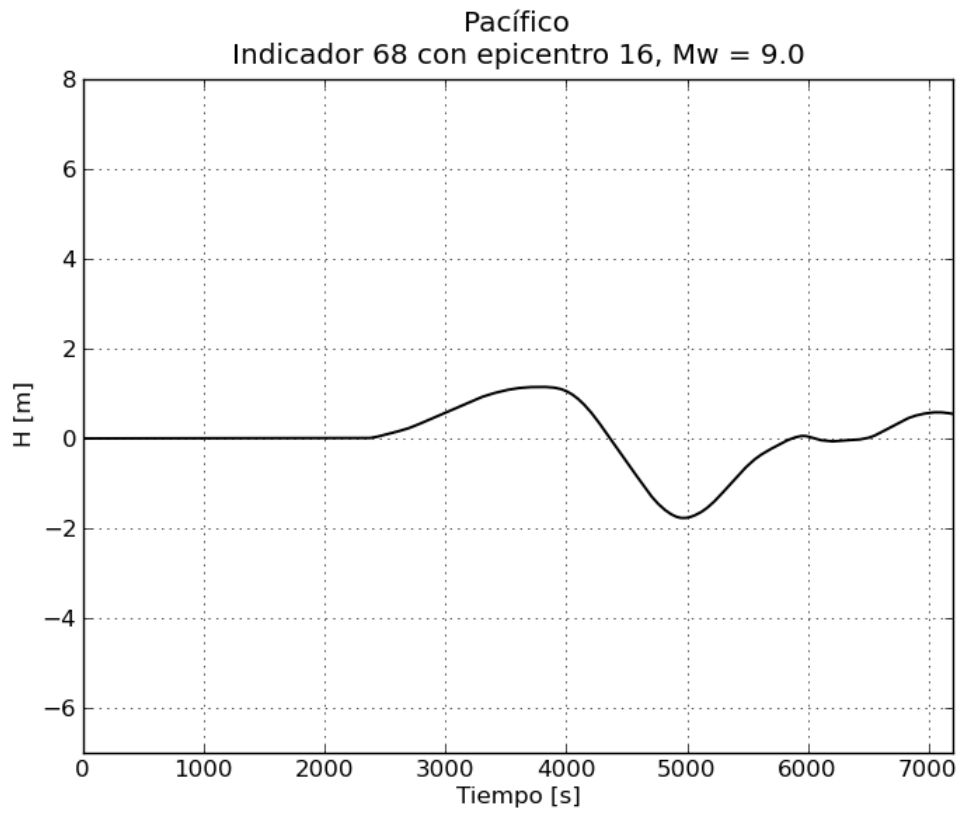
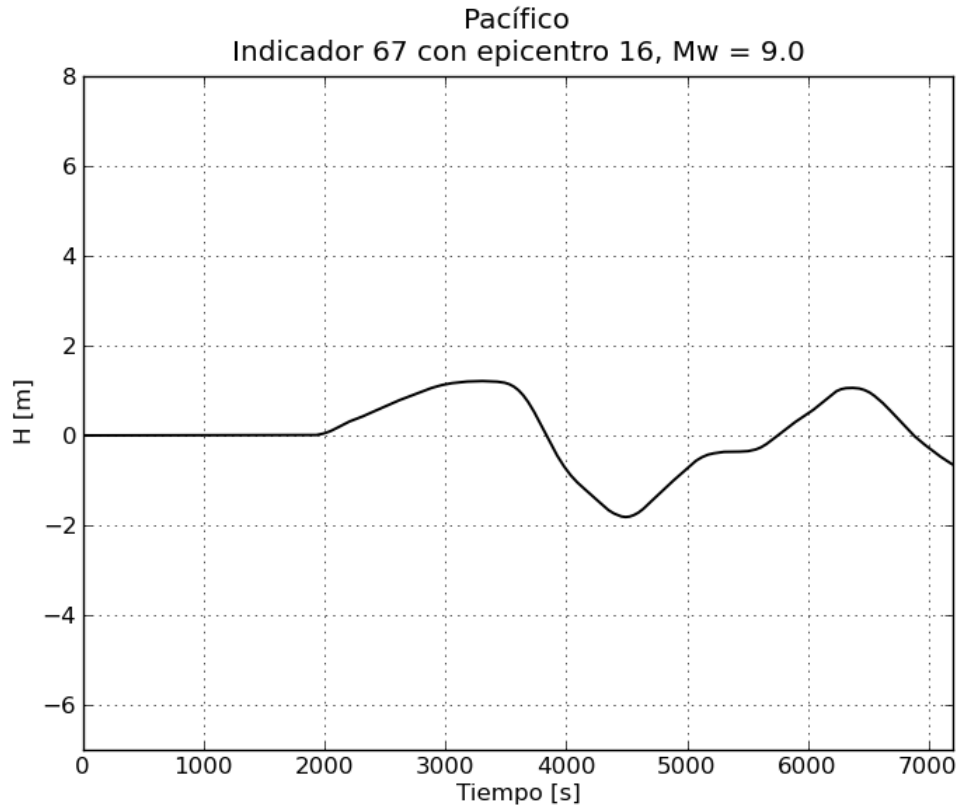


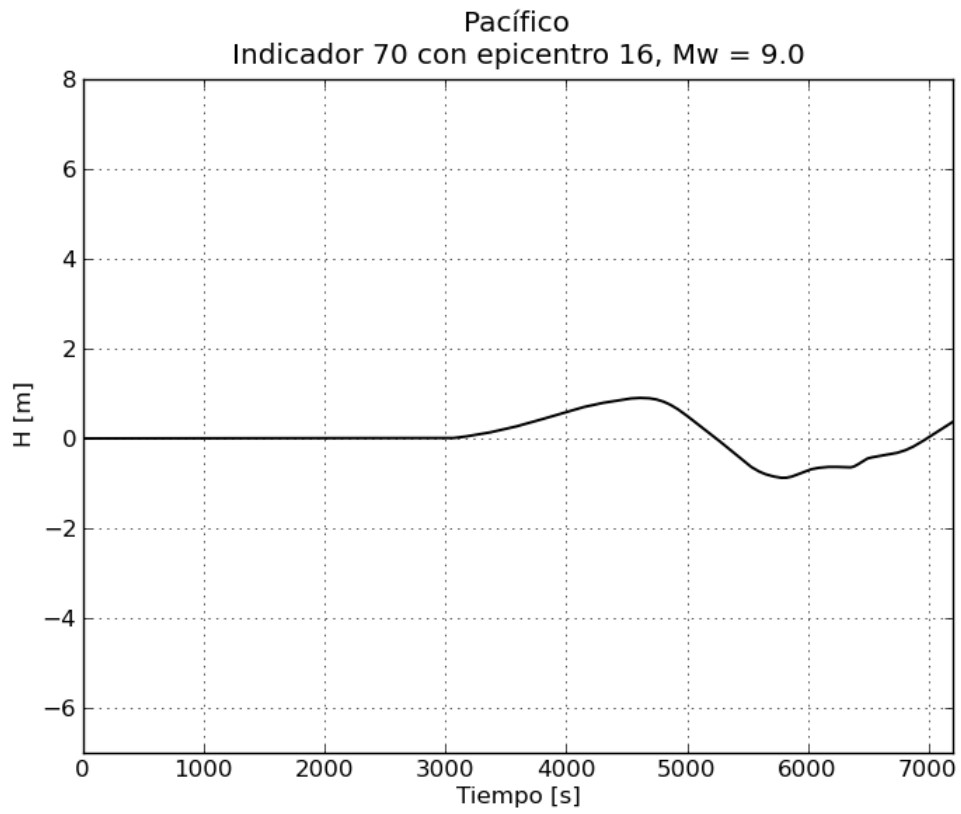
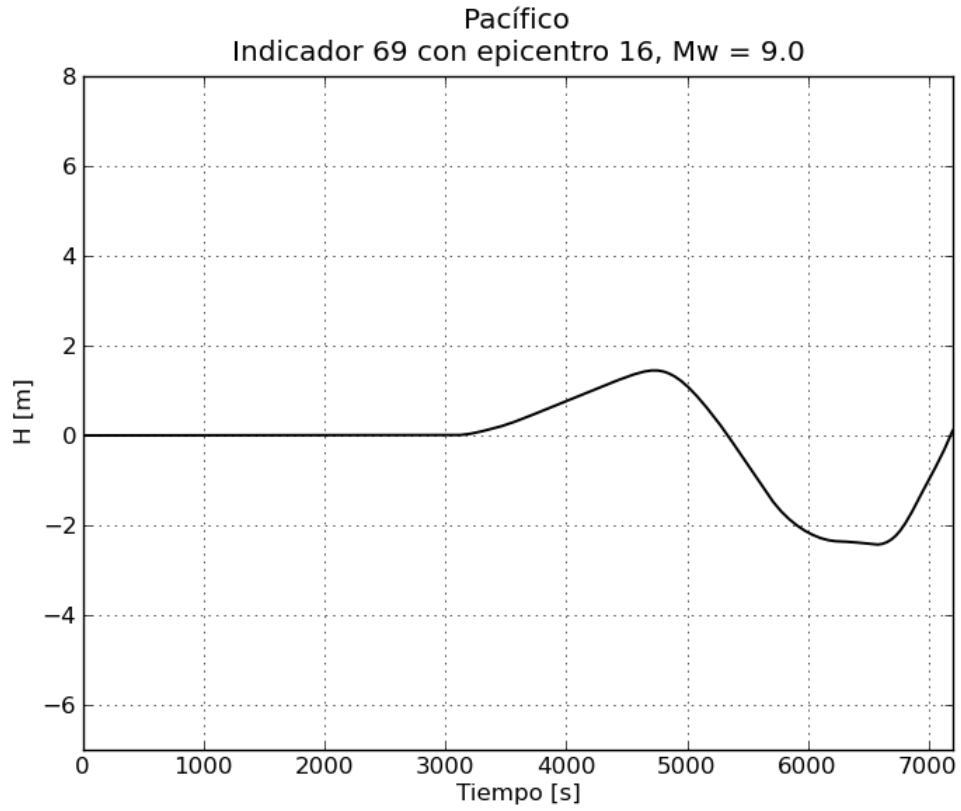


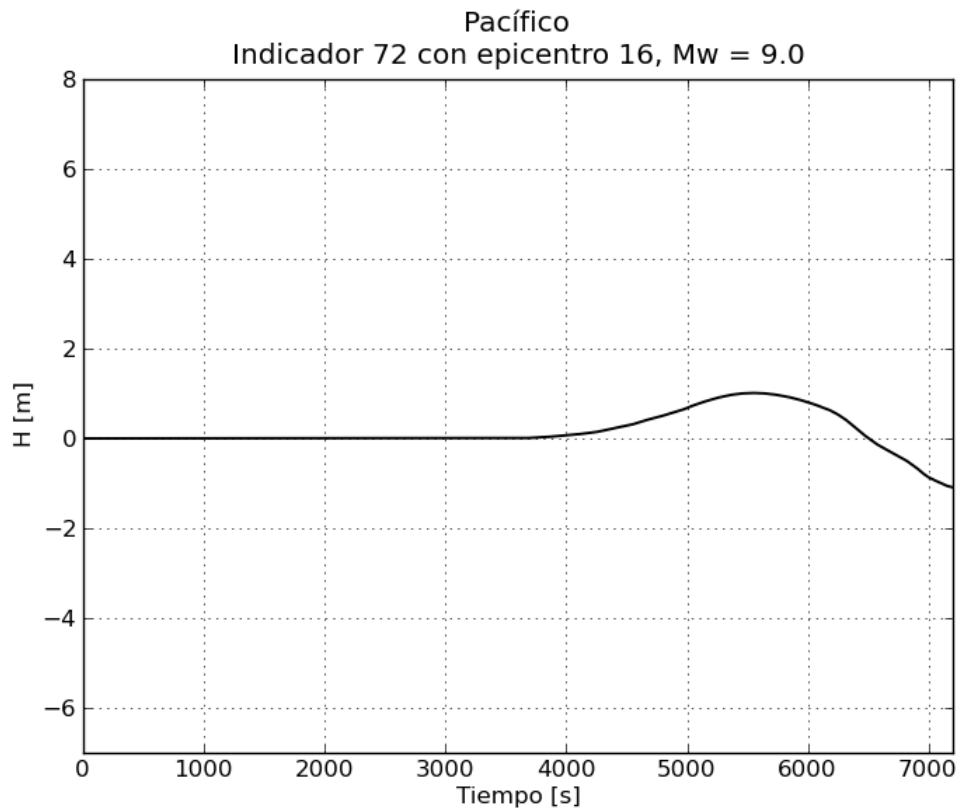
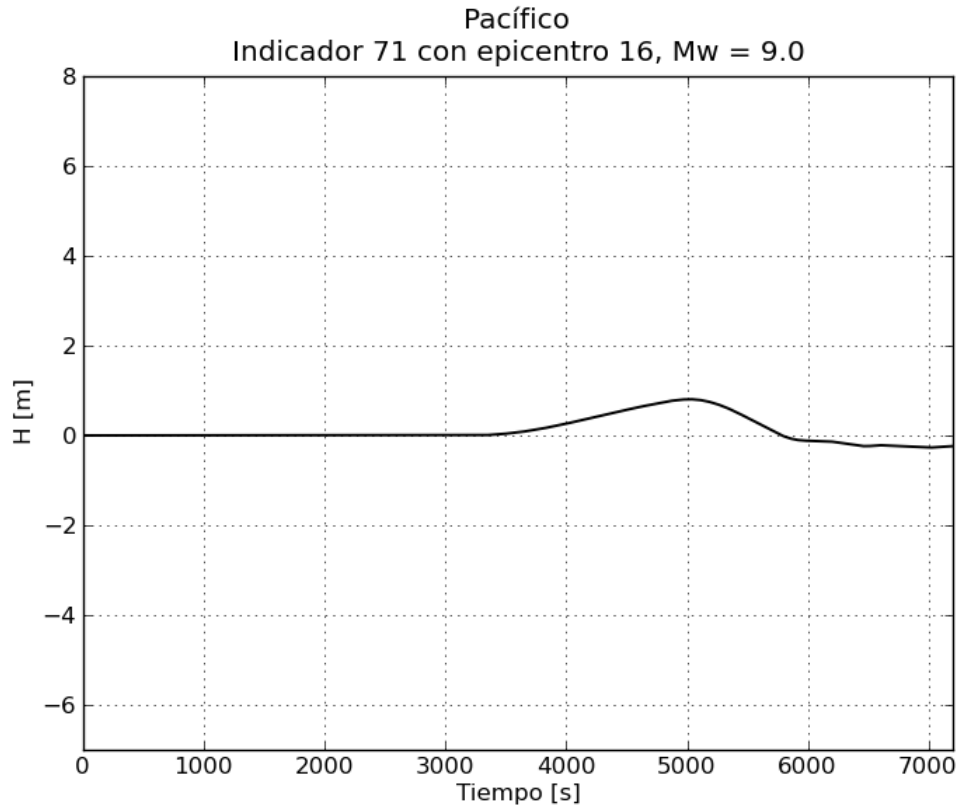




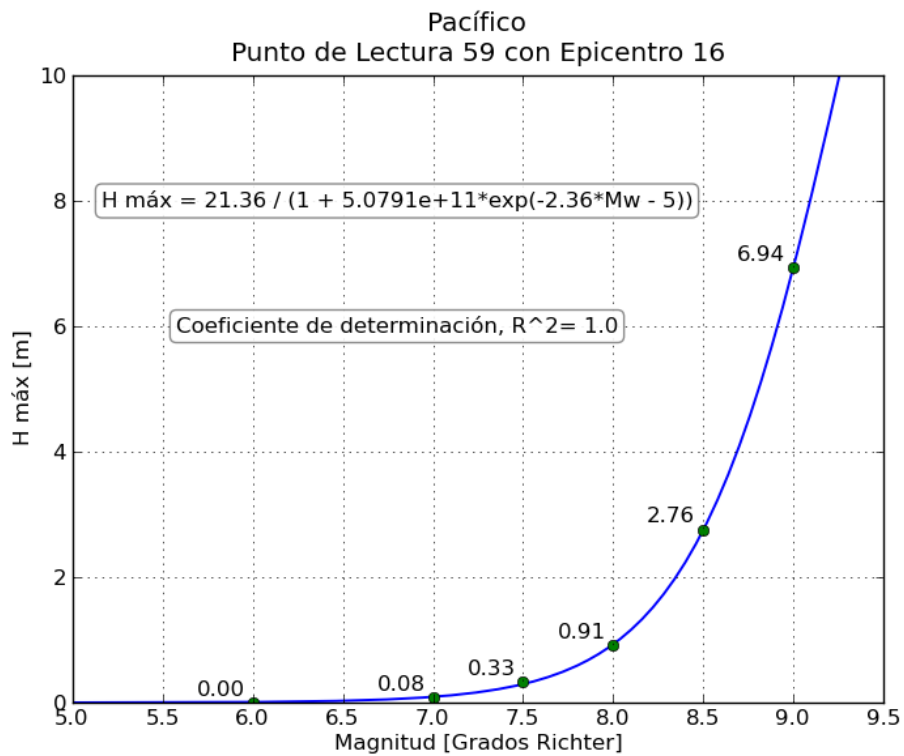
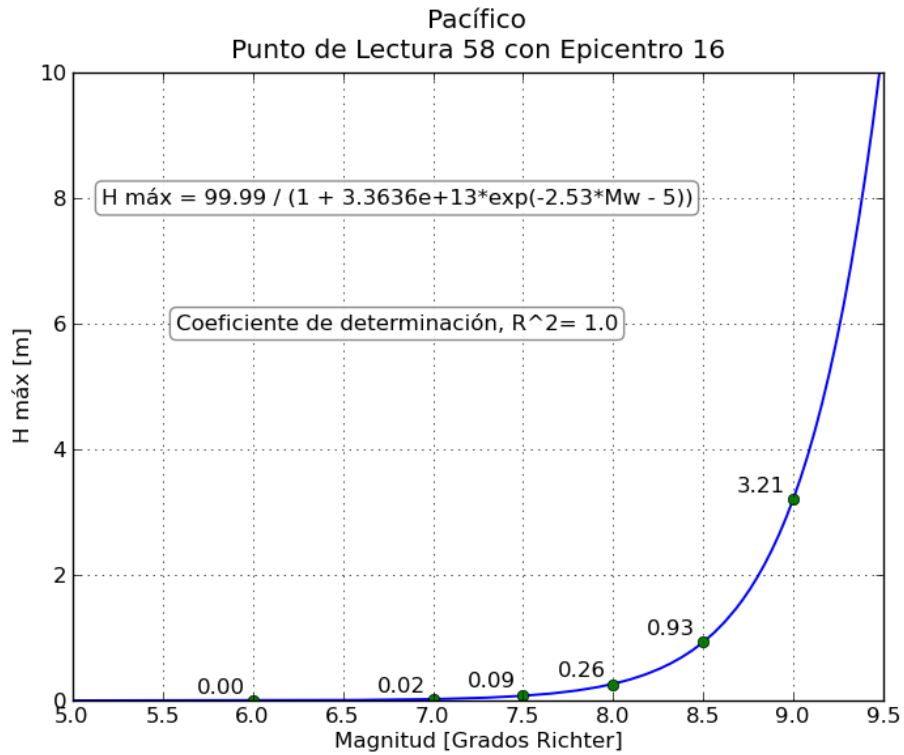


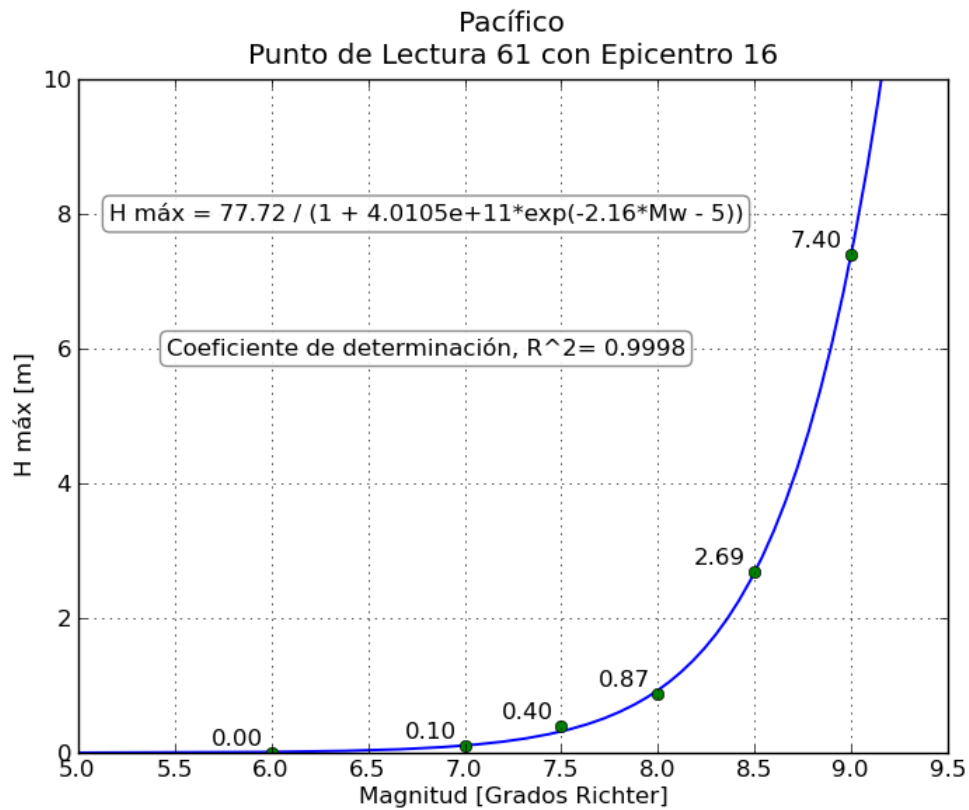
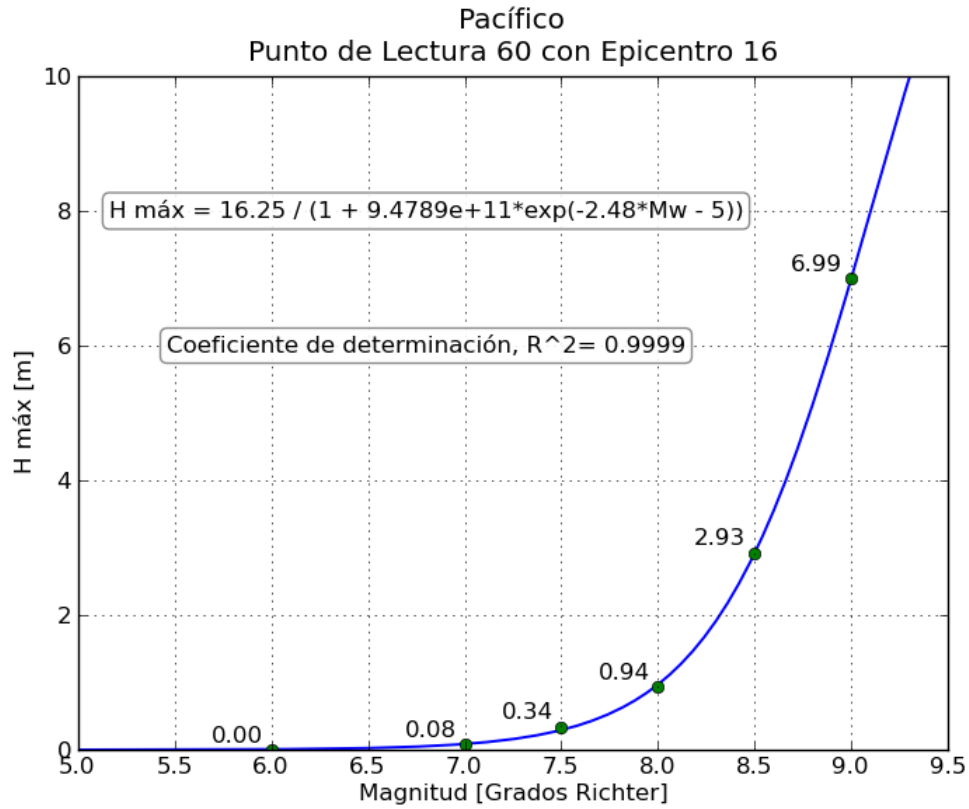


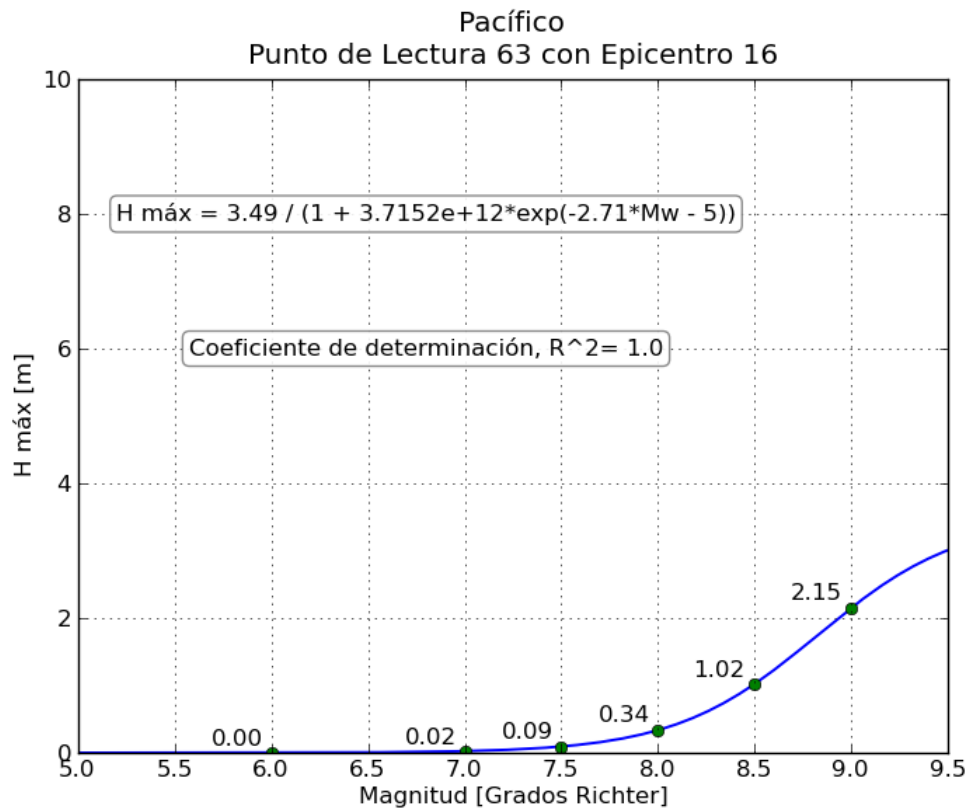
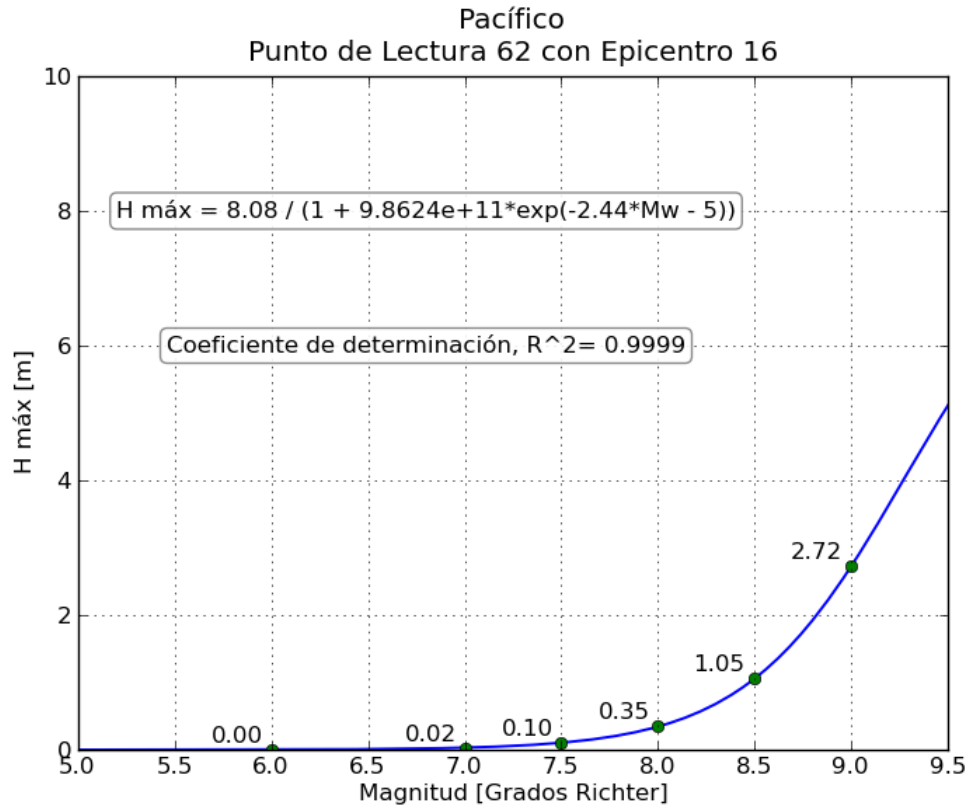


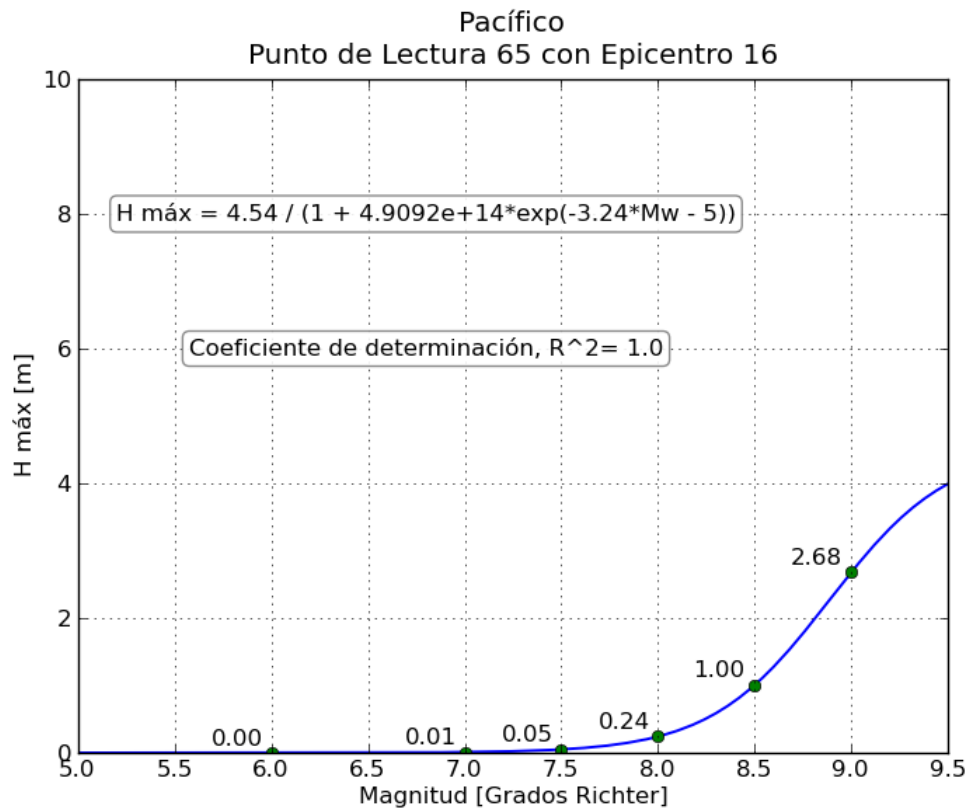
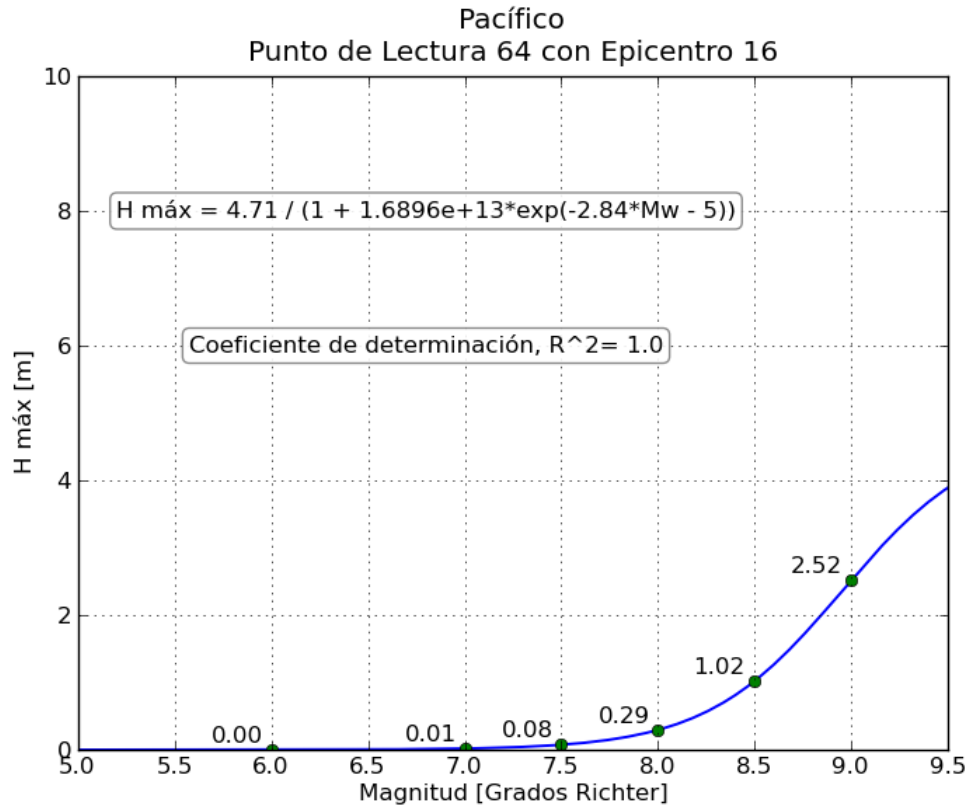


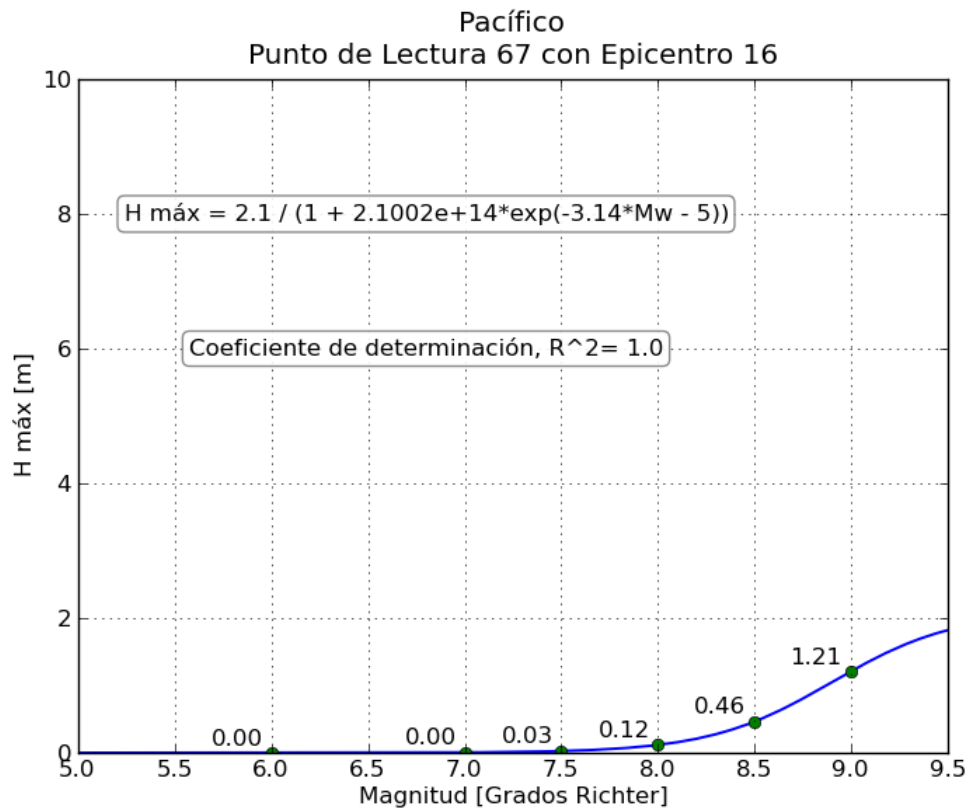
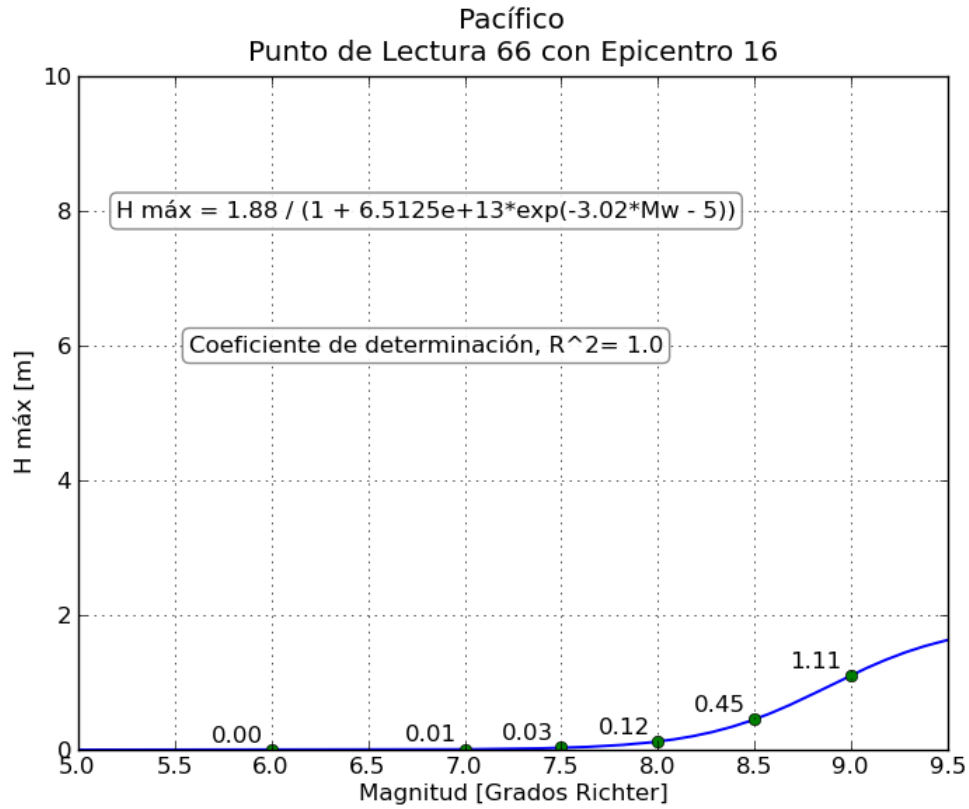
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

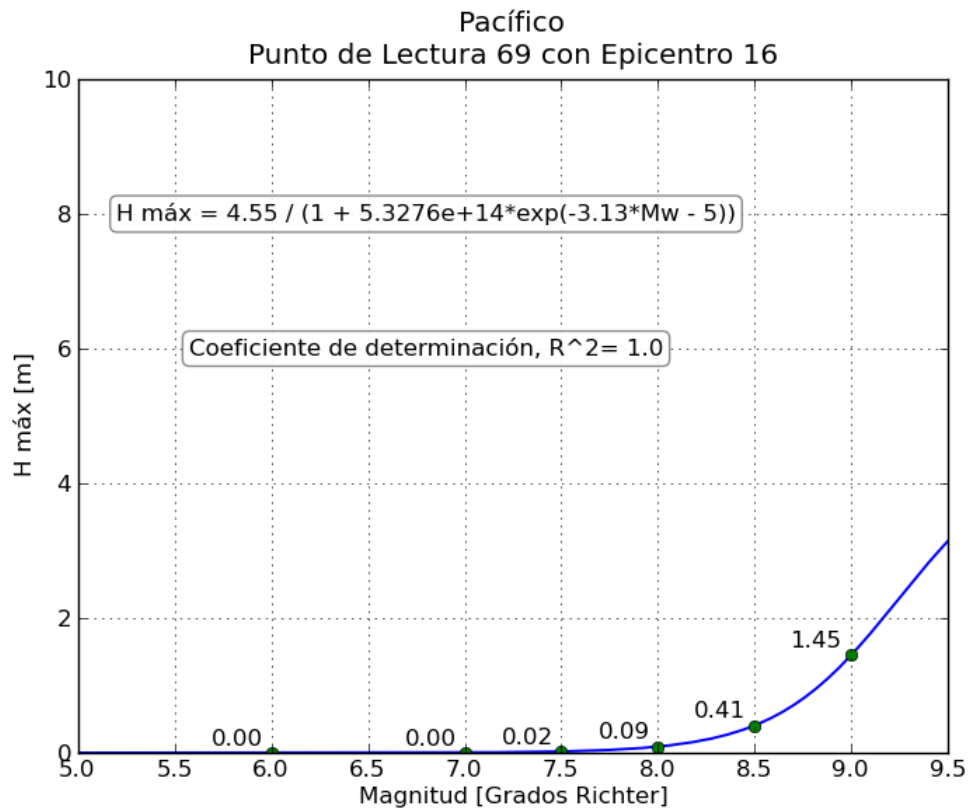
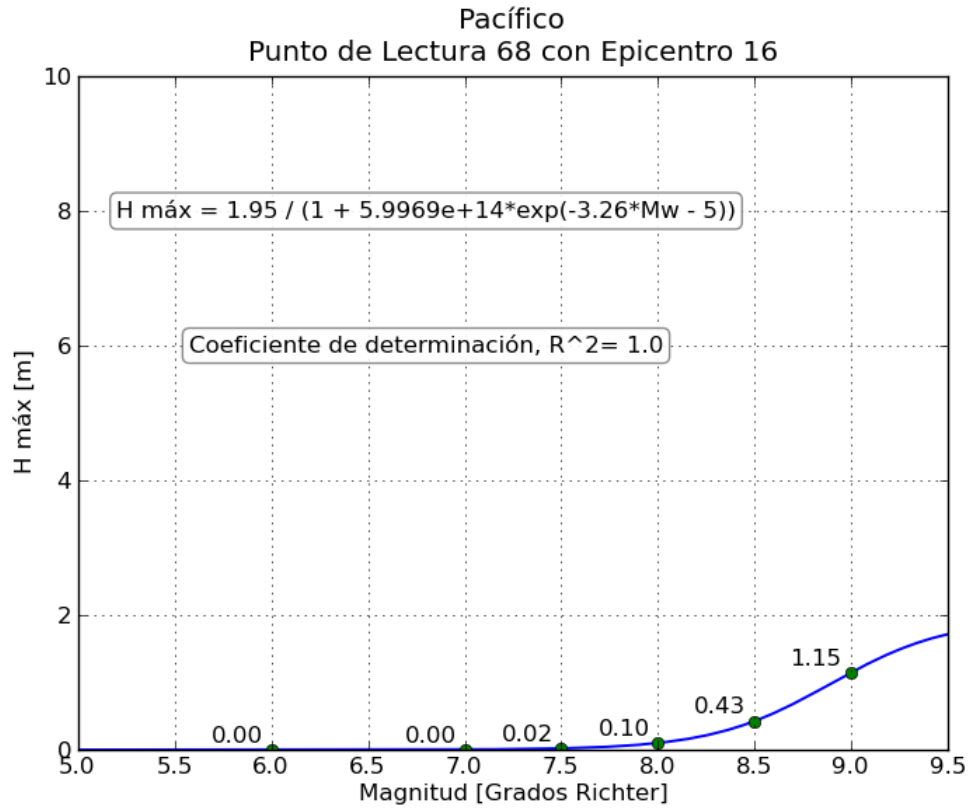


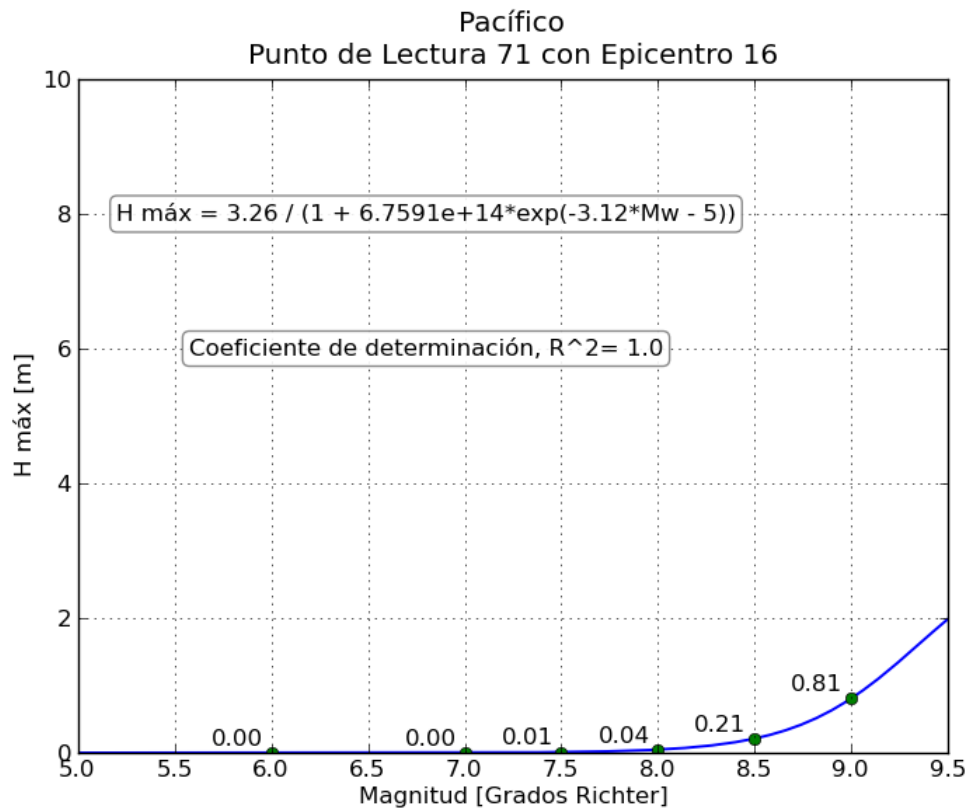
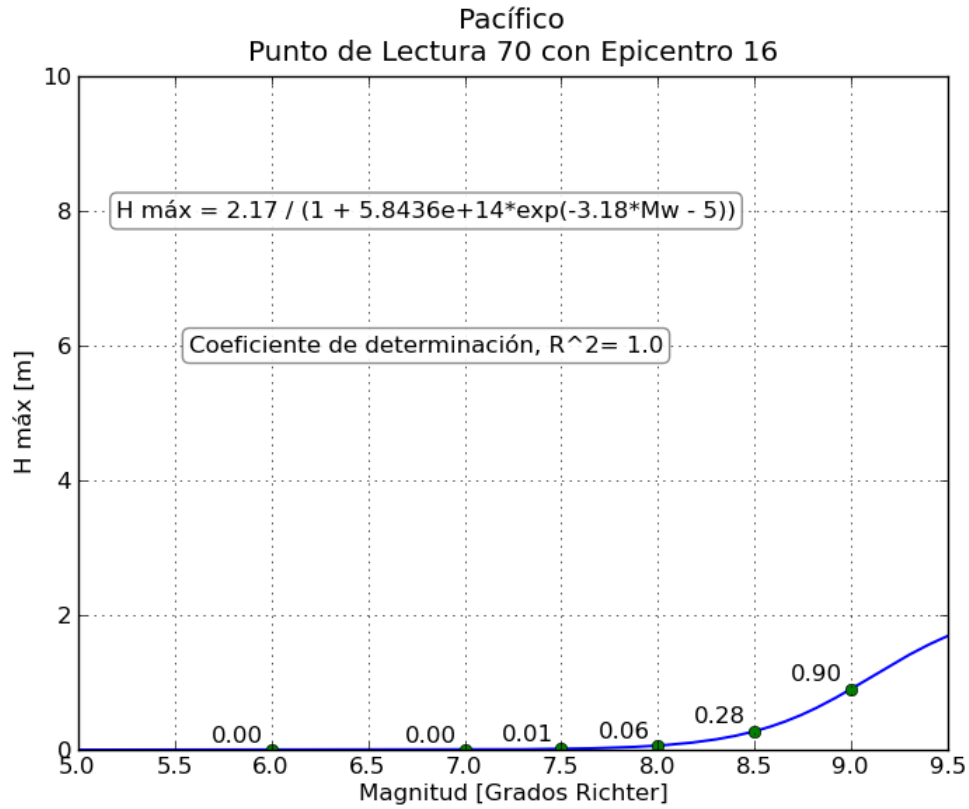


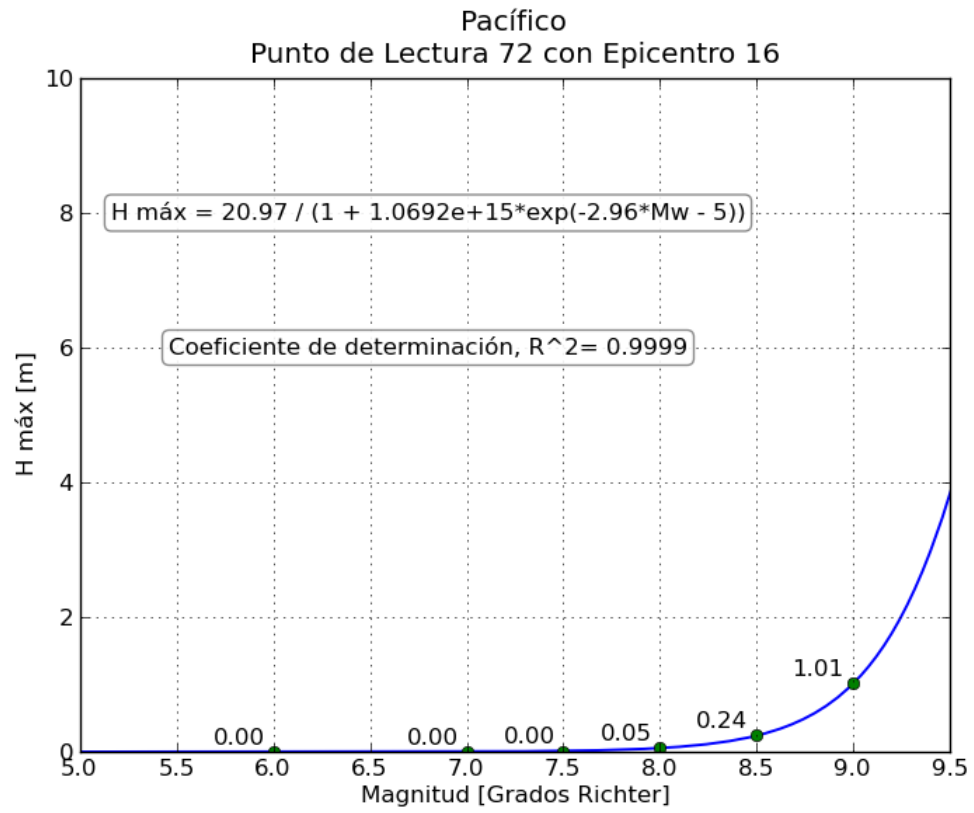






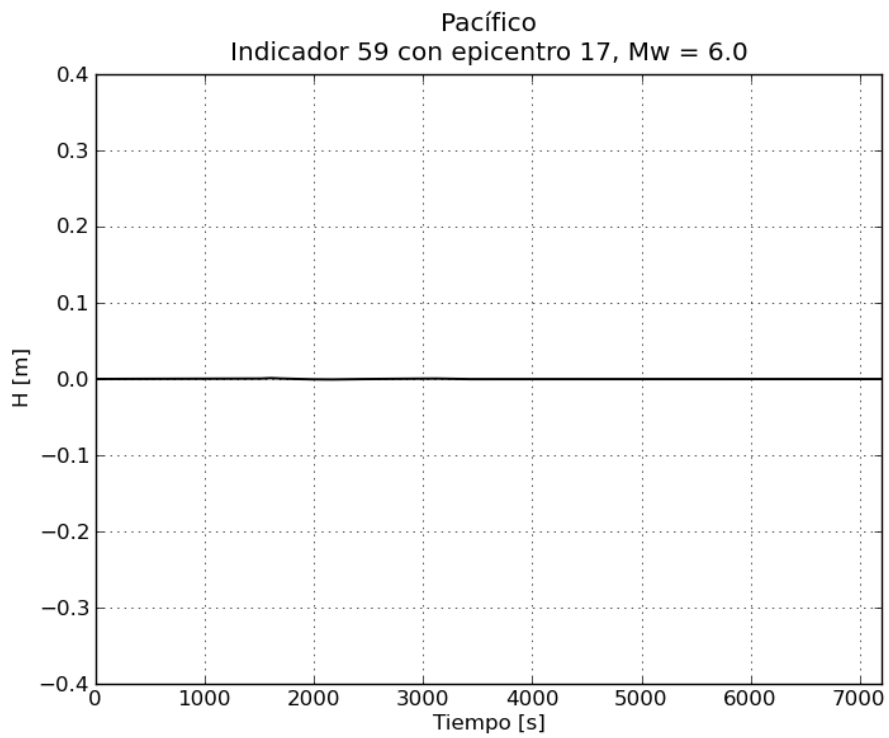
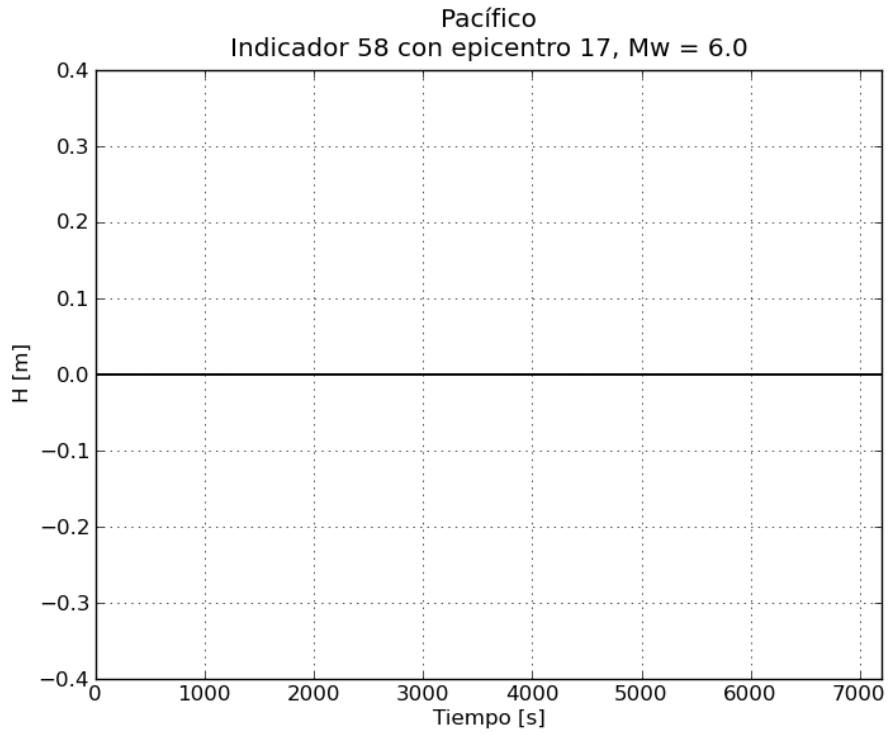


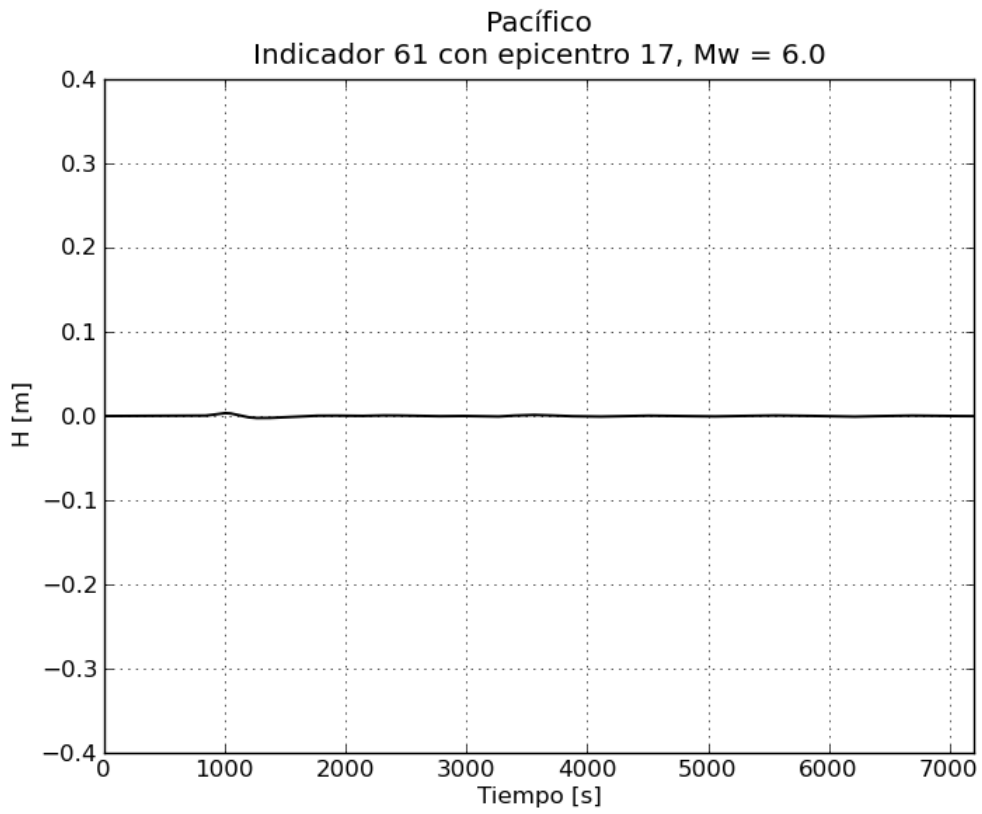
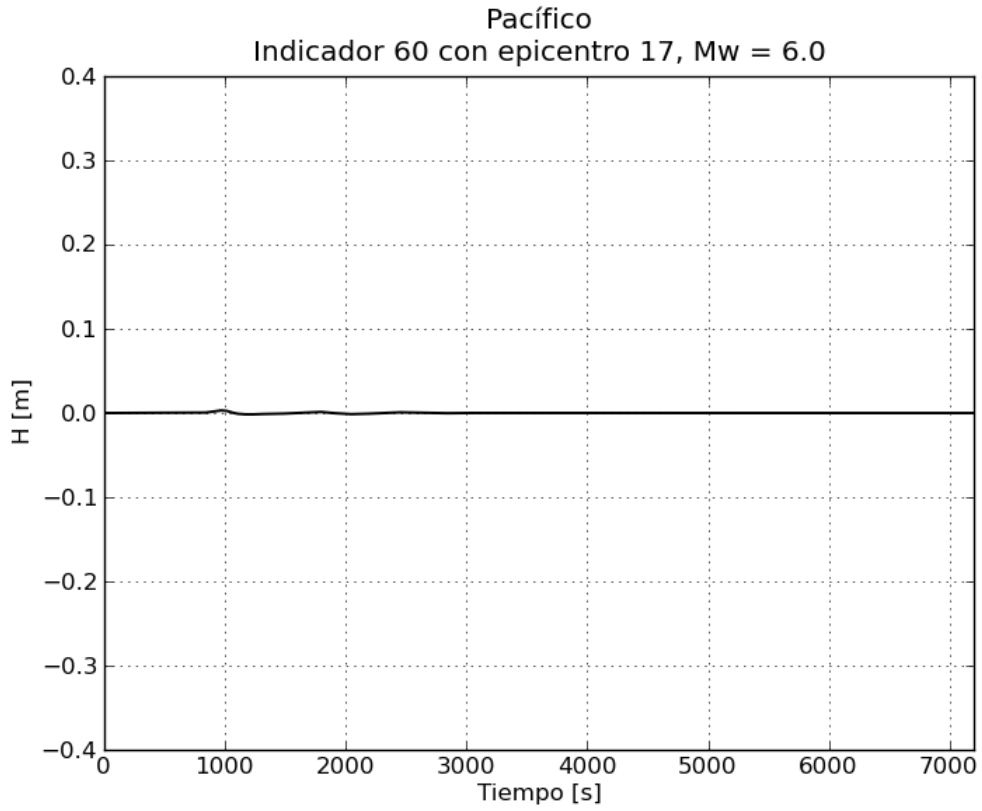


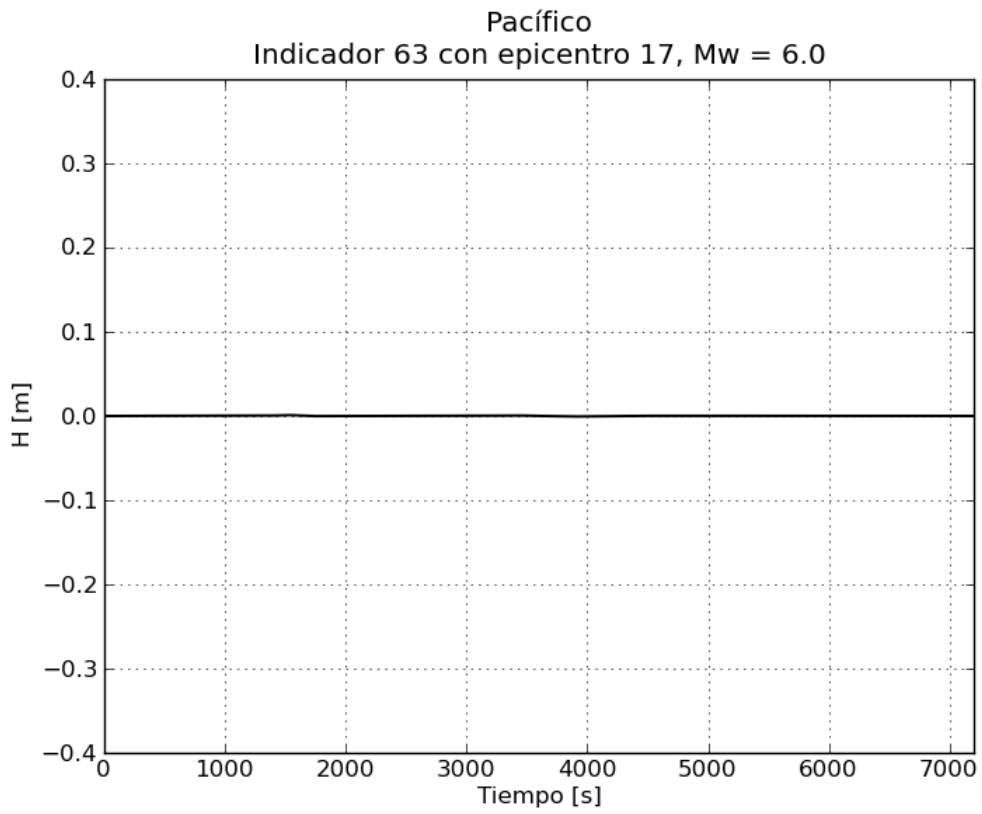
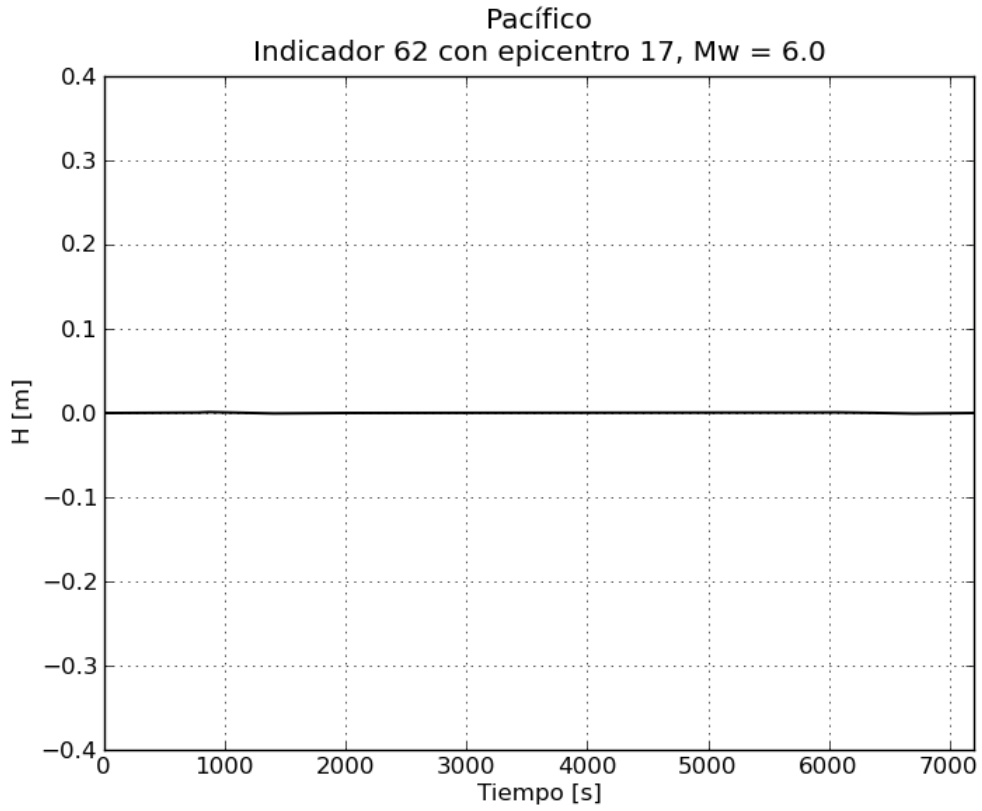


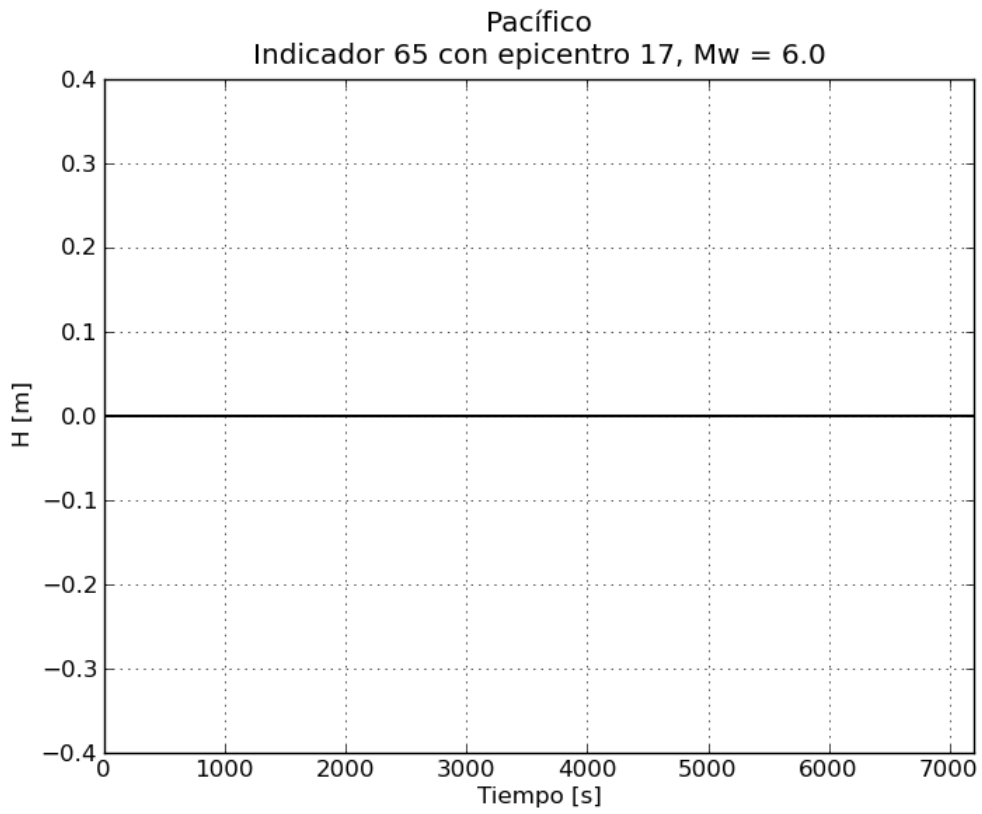
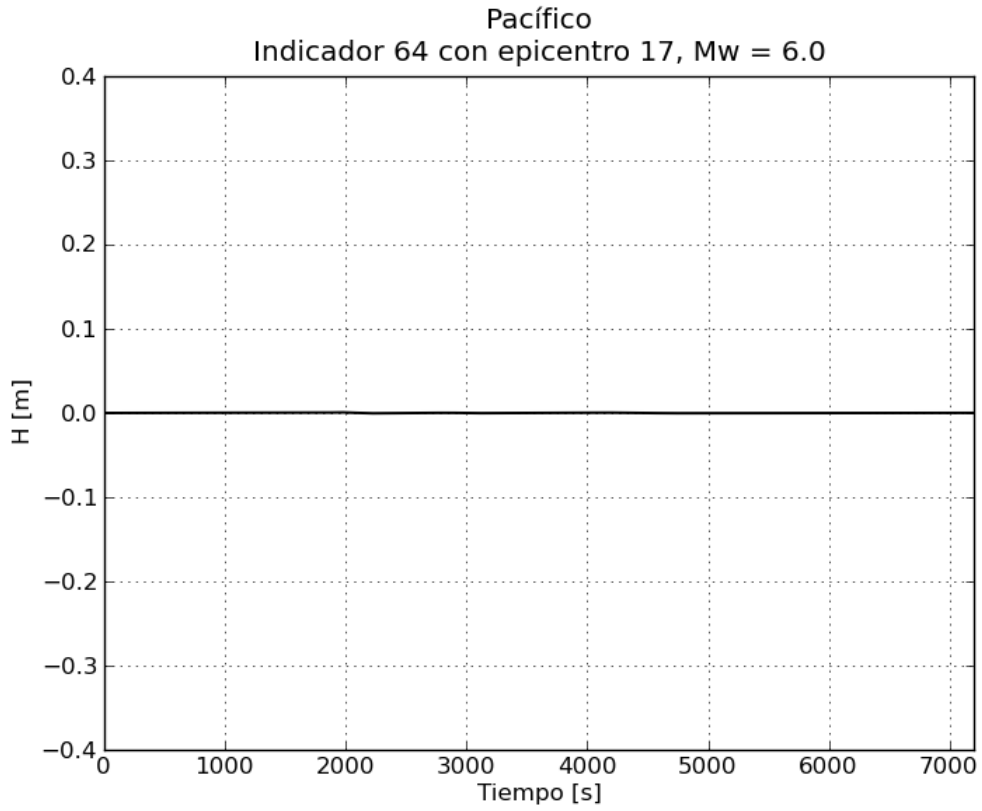
2. Epicentro 17 del Pacífico

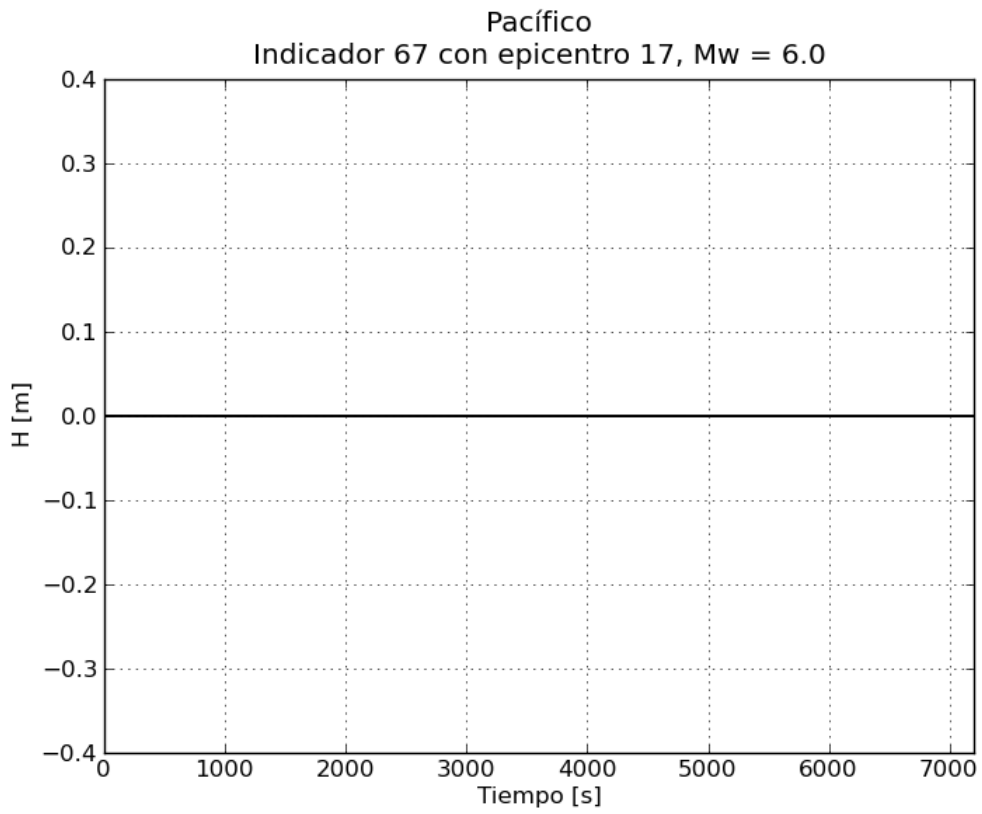
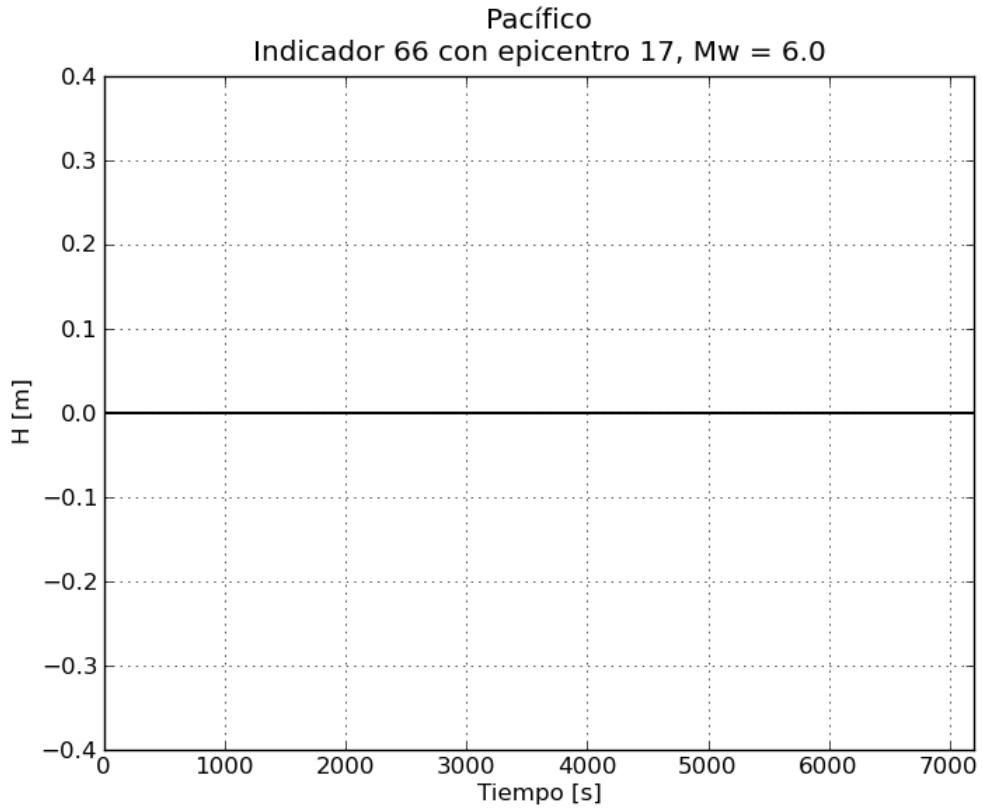
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

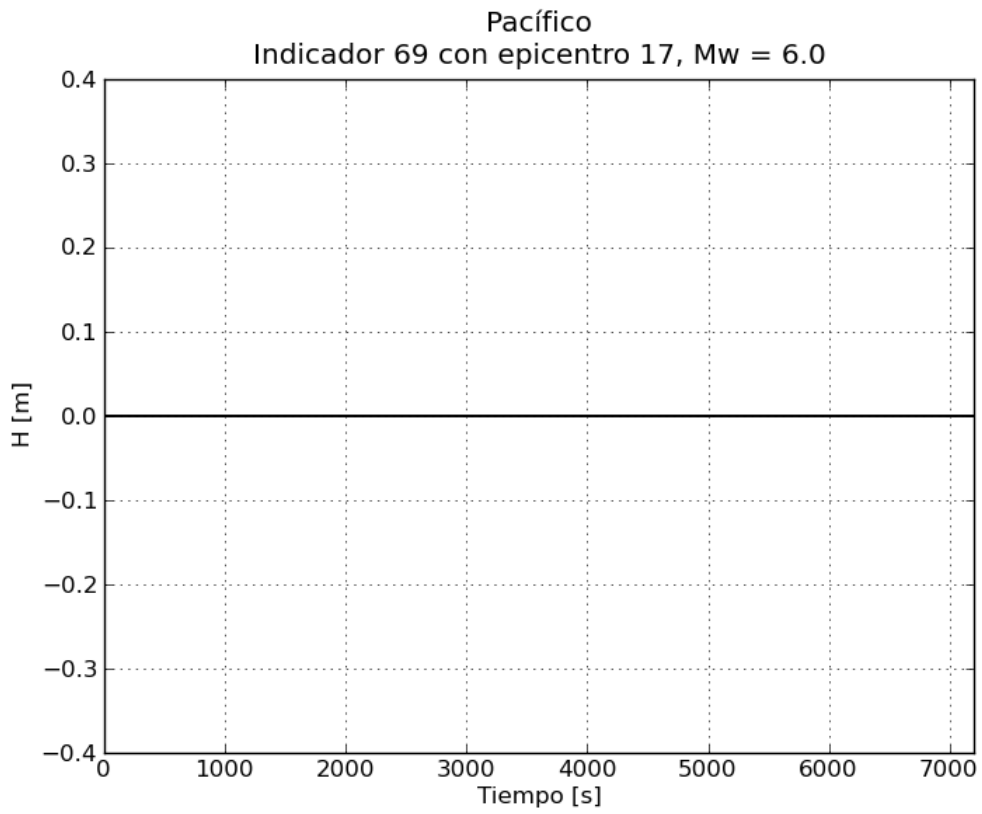
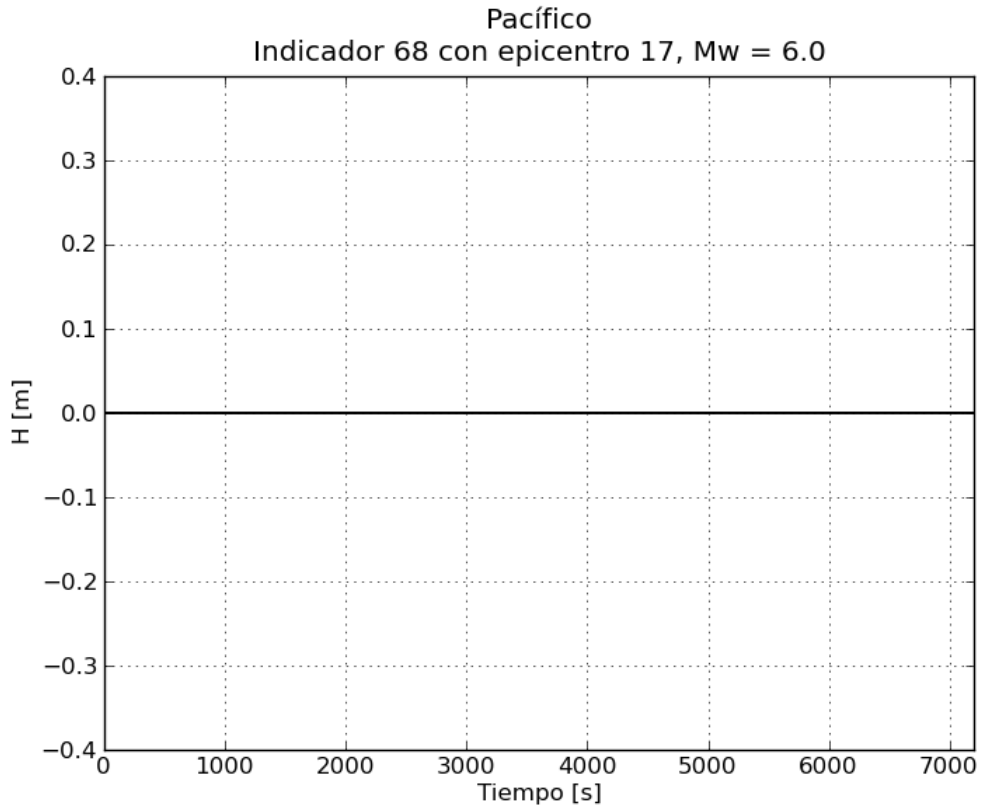


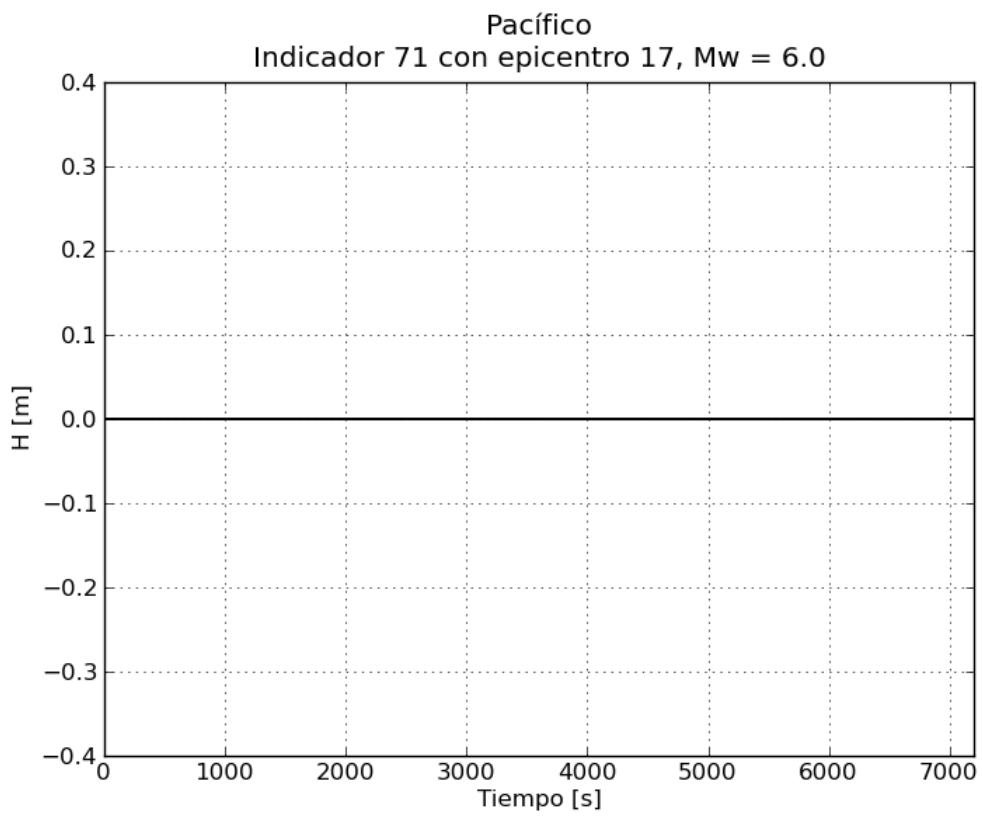
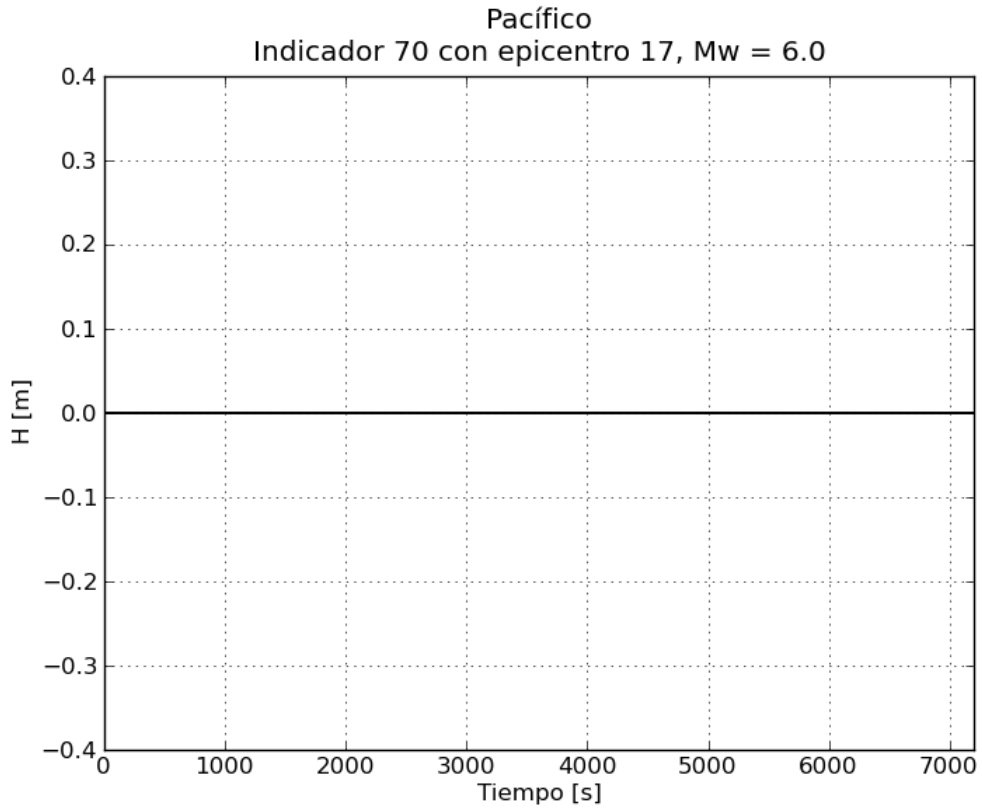


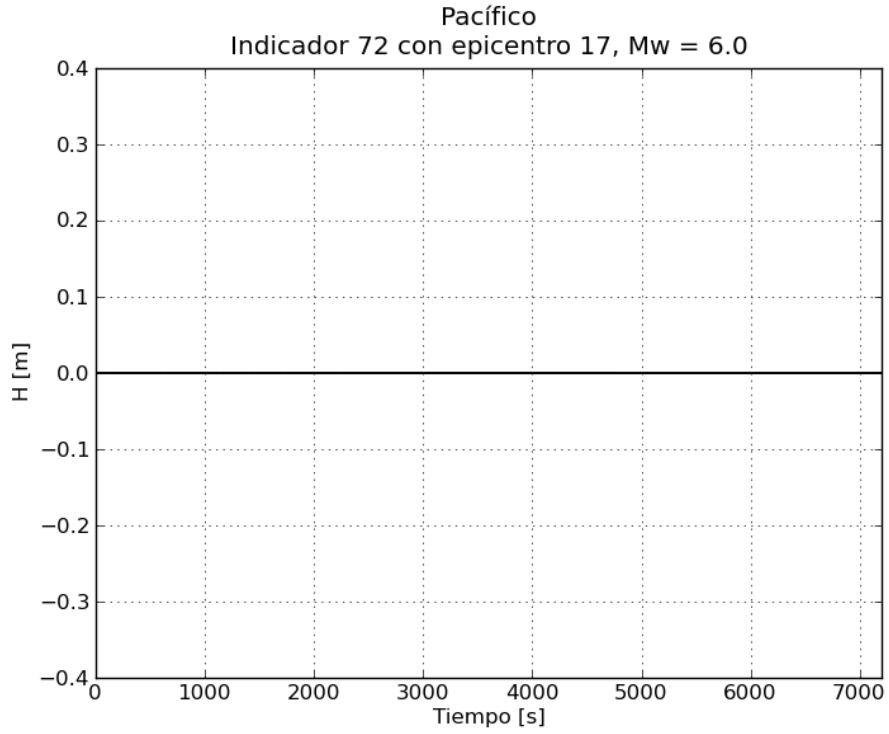




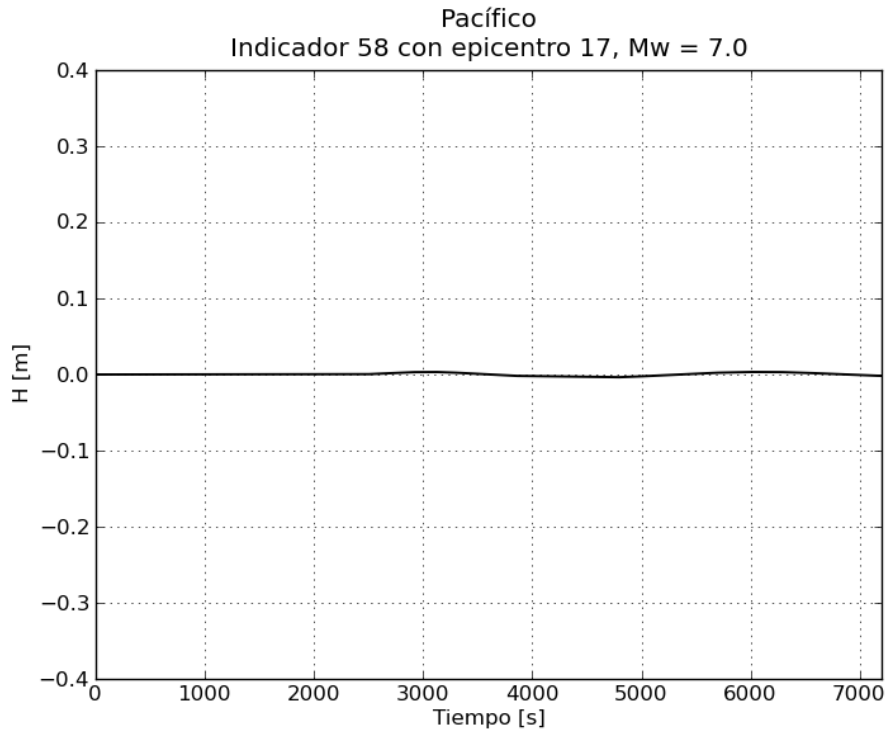


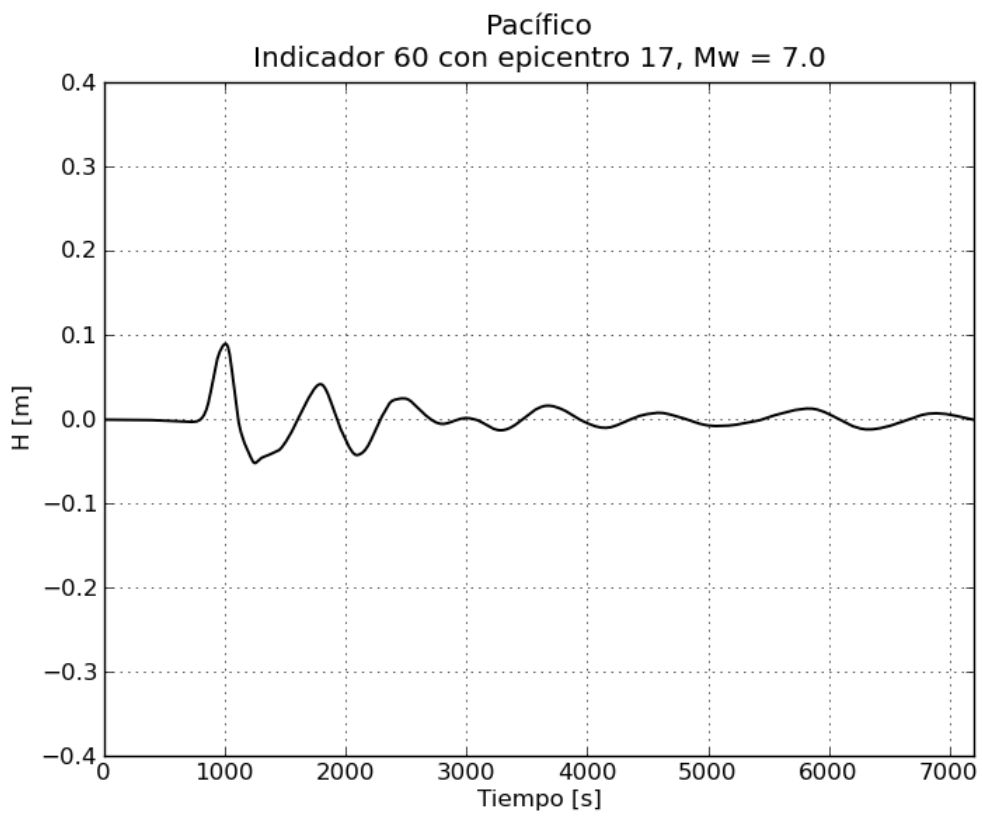
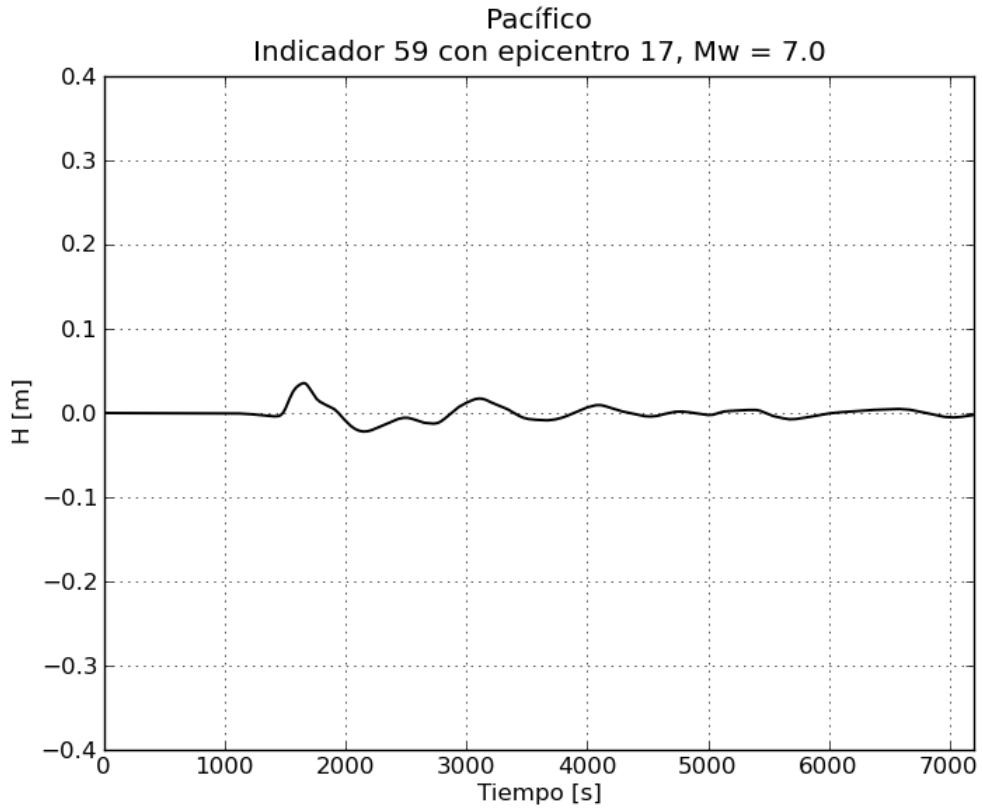


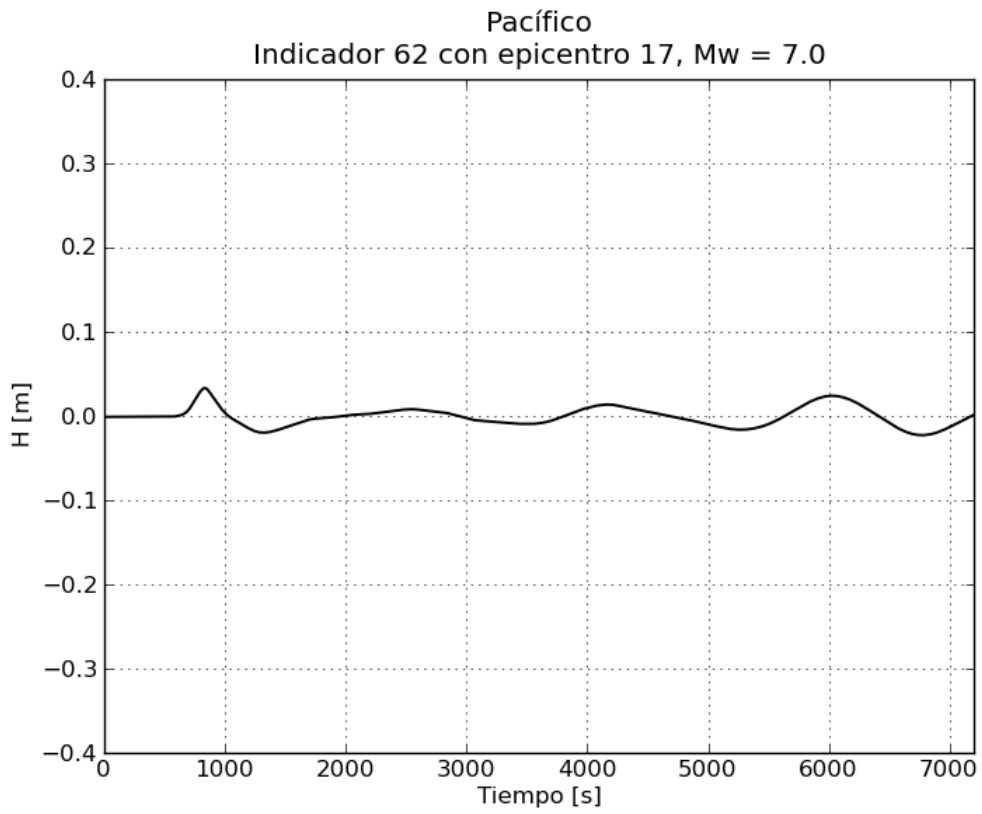
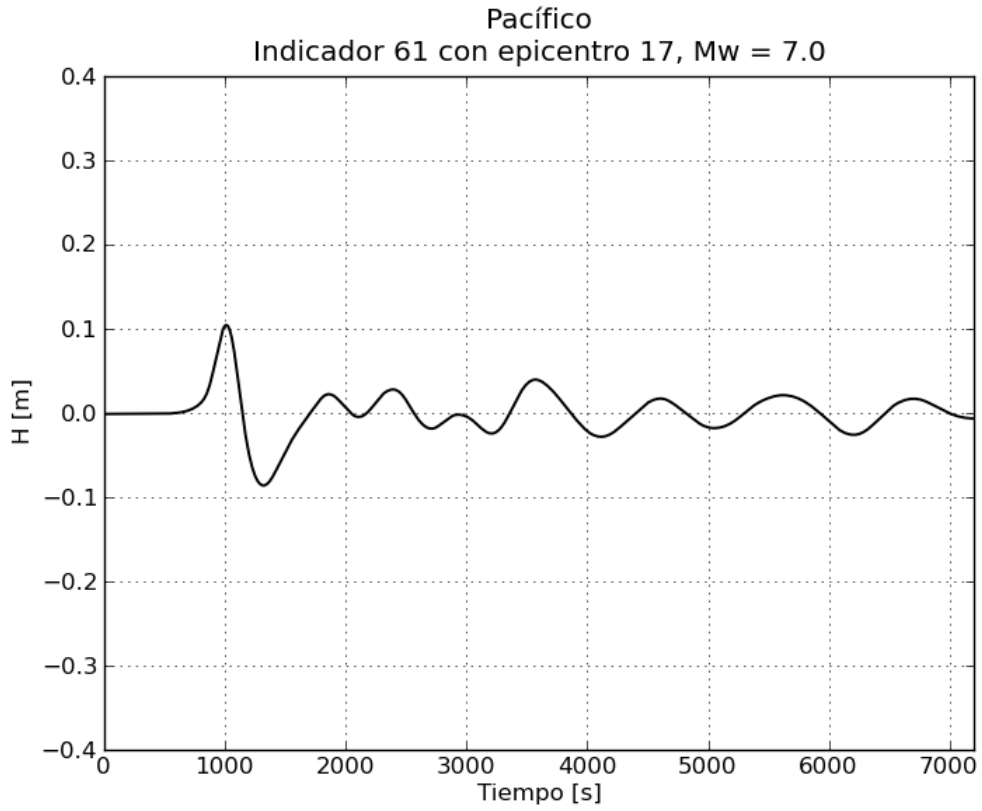


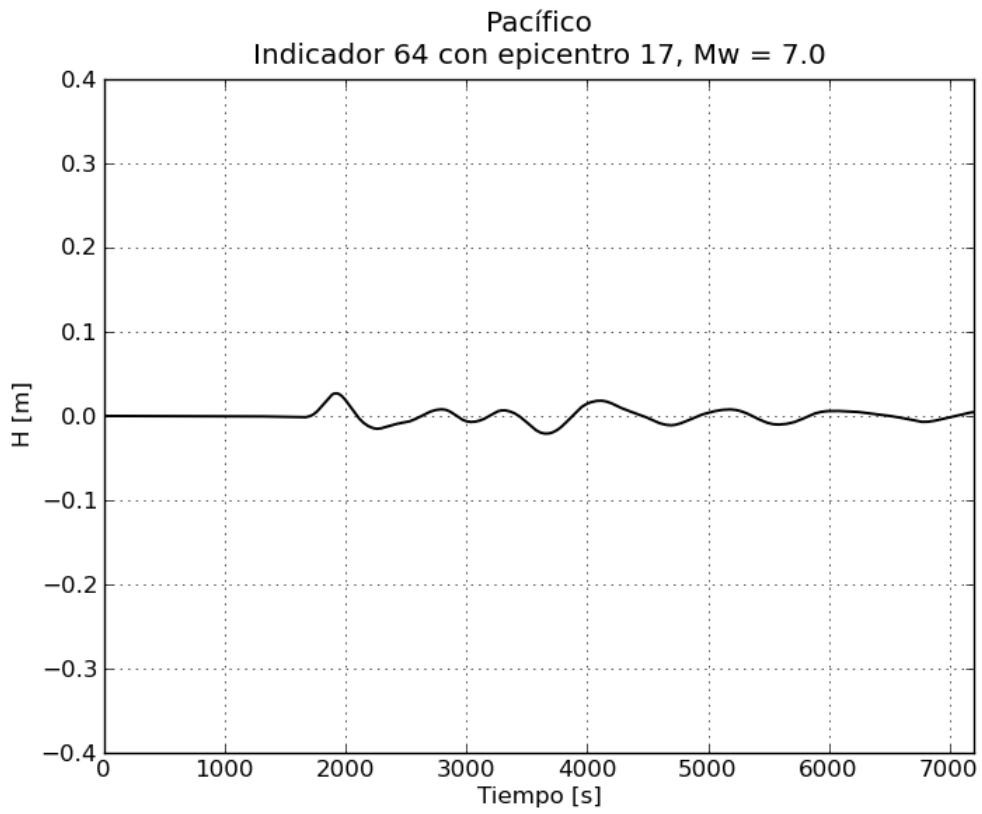
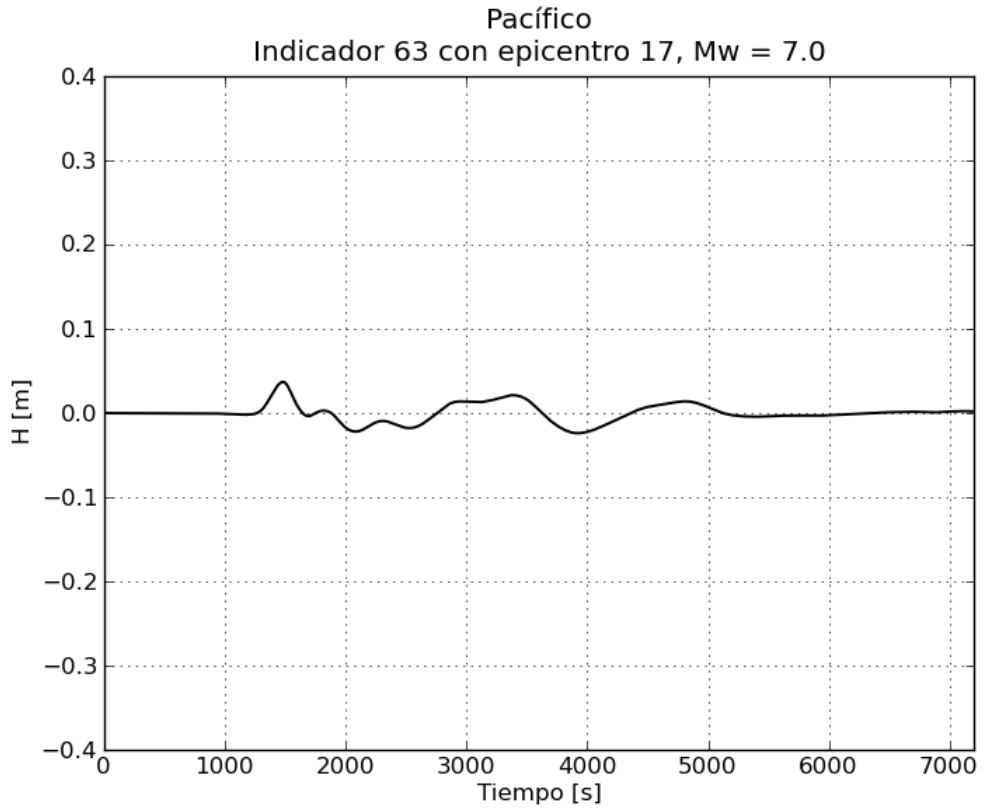


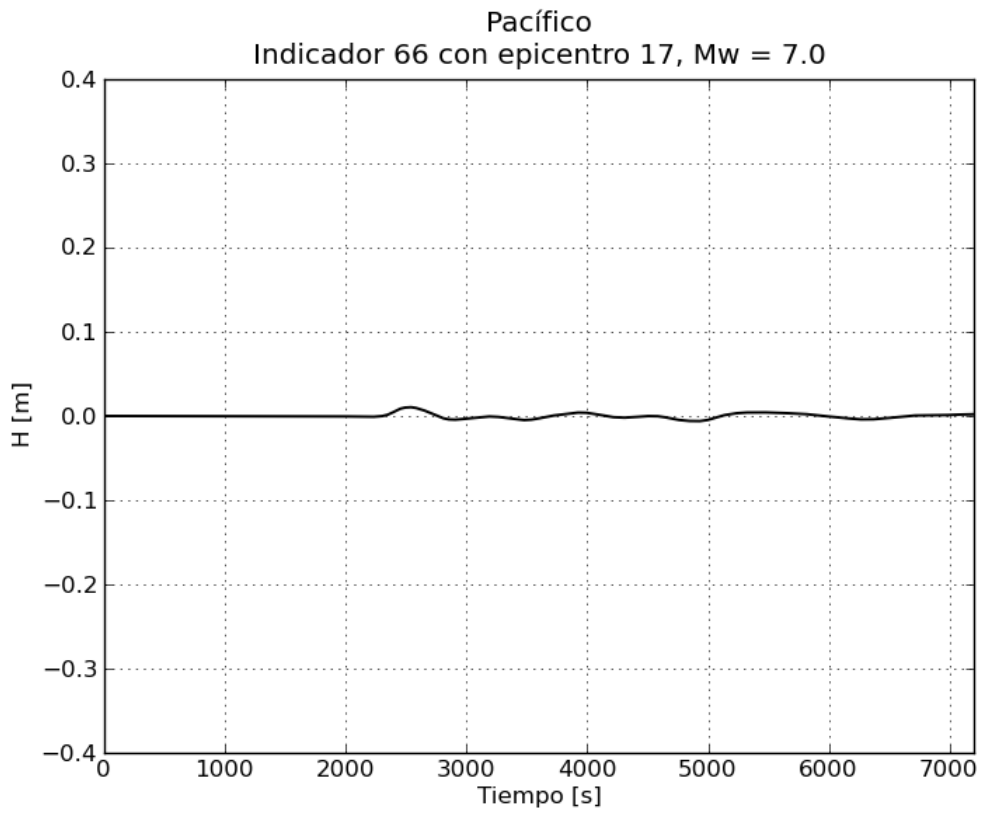
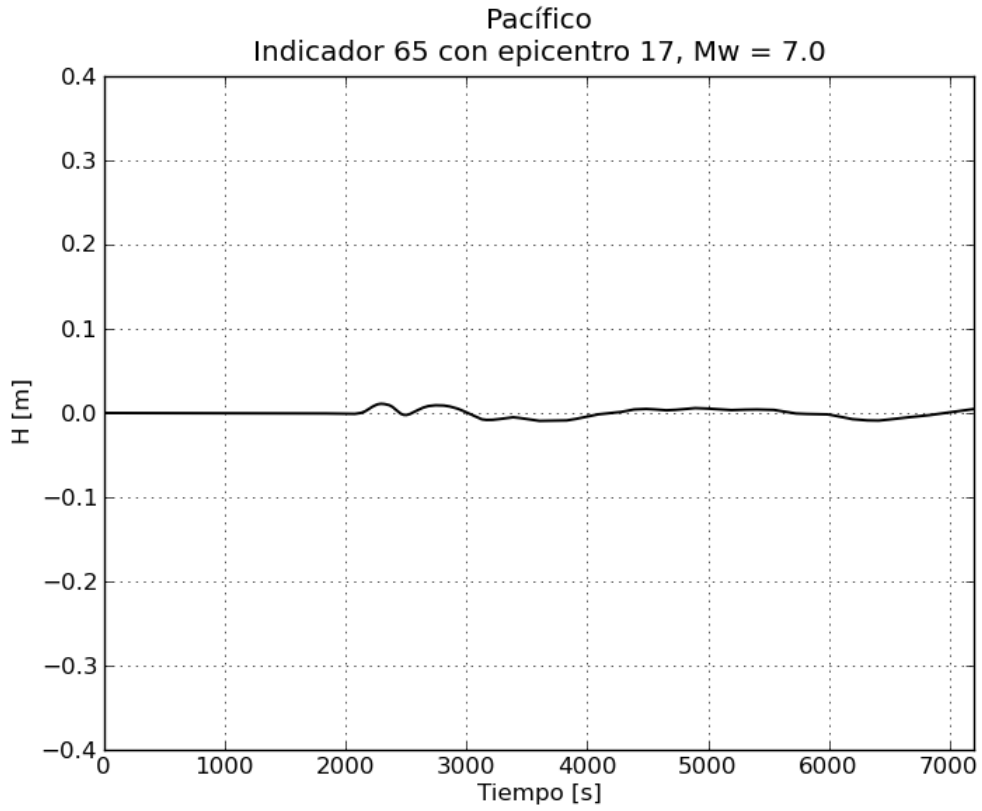
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

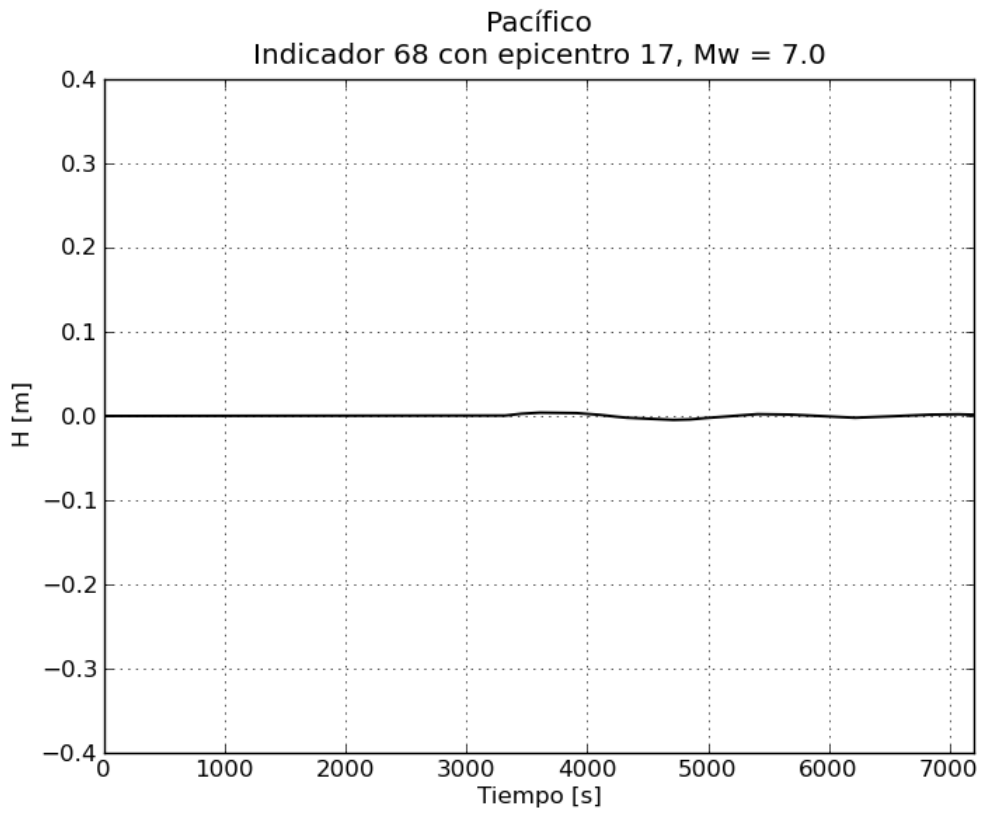
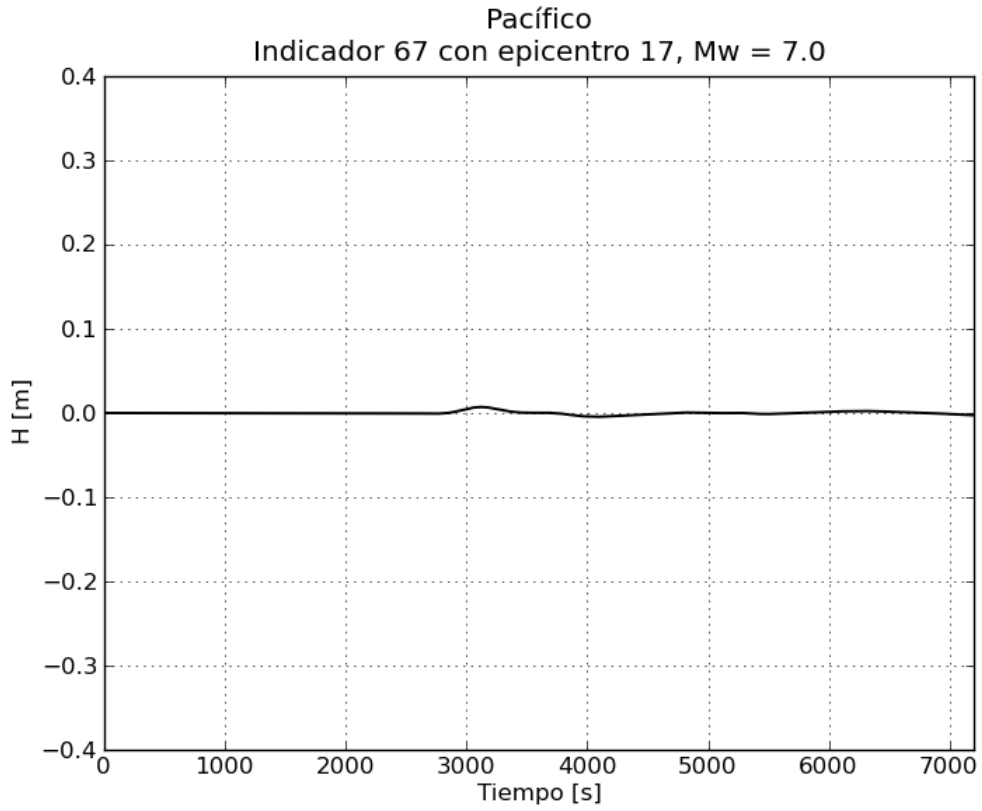


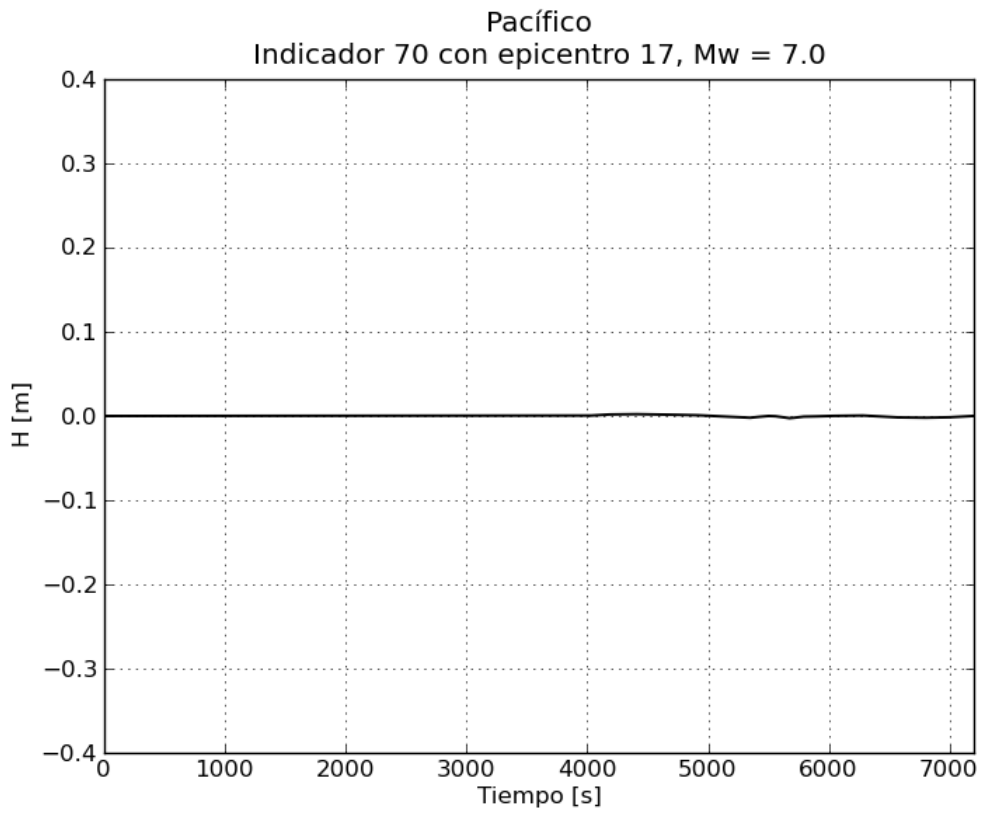
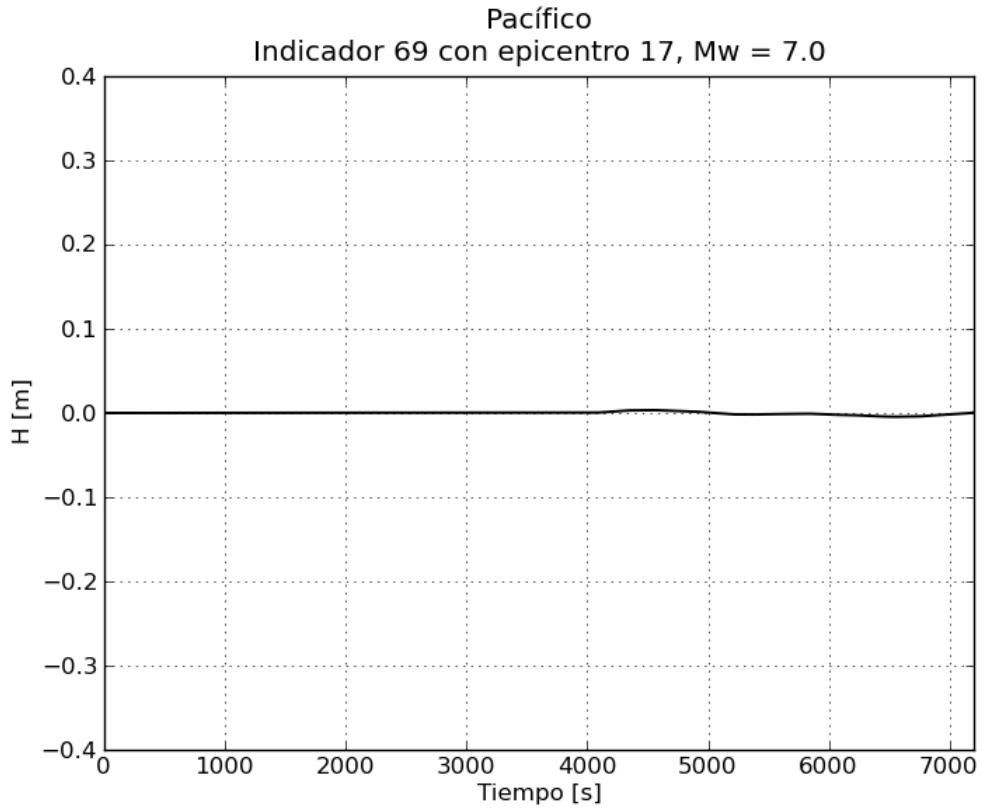


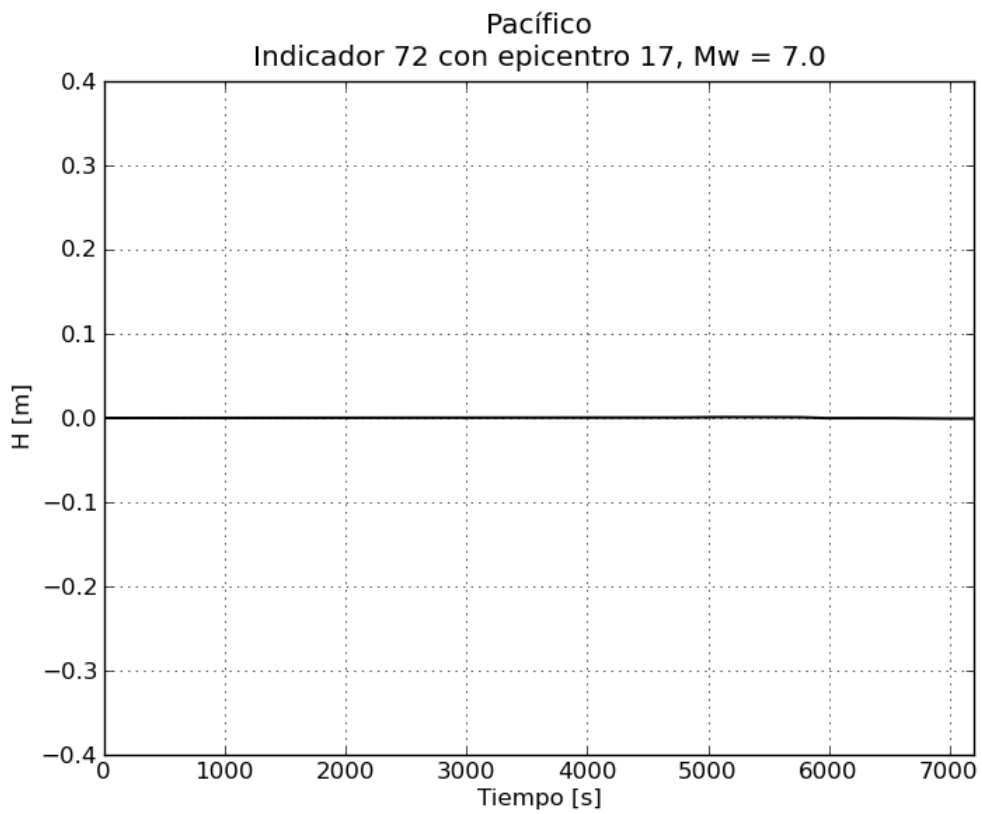
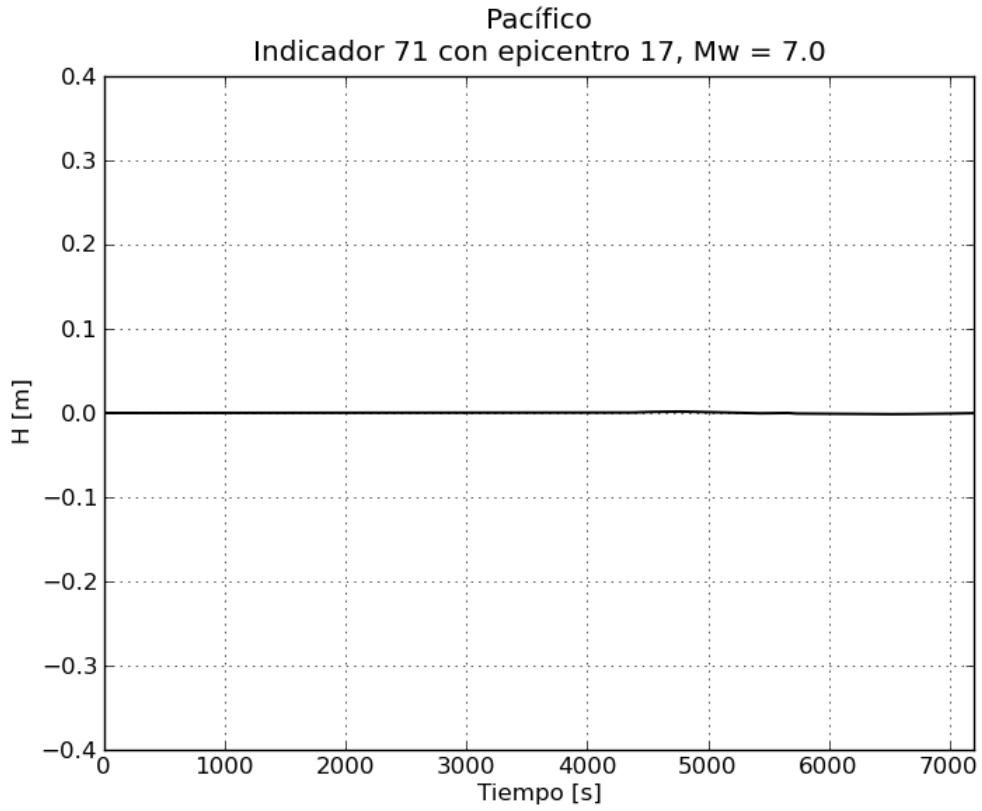




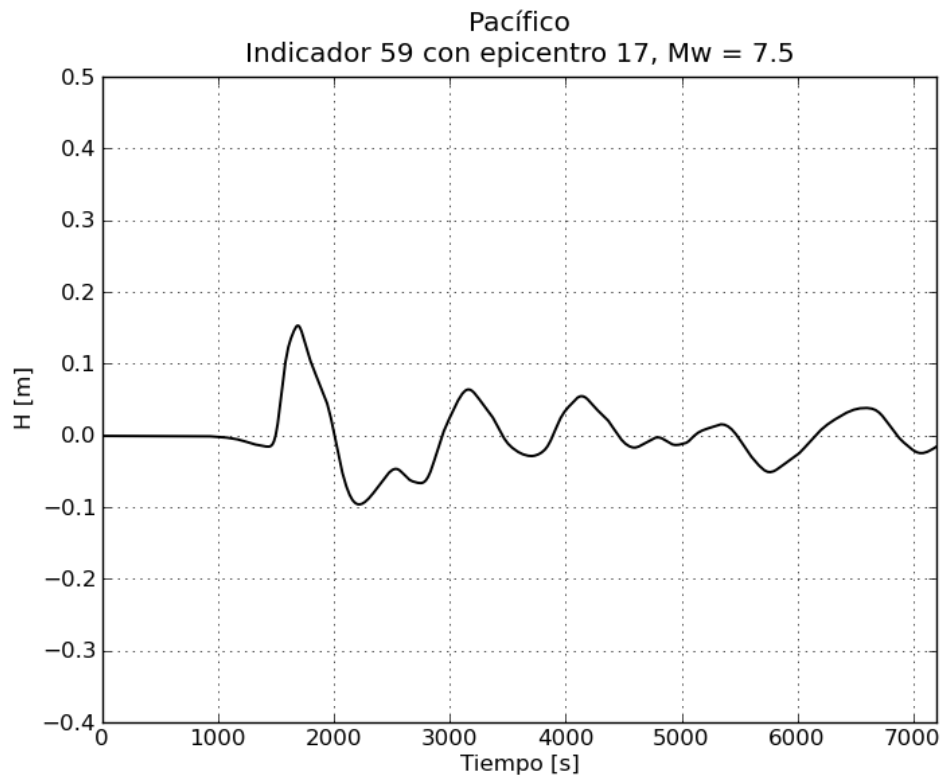
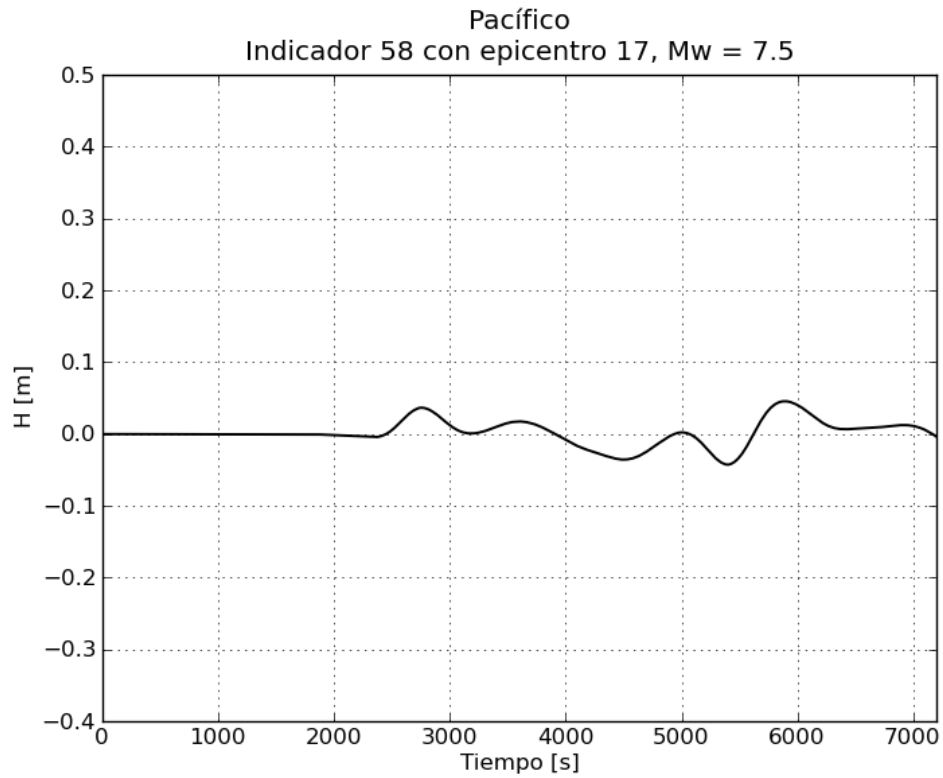


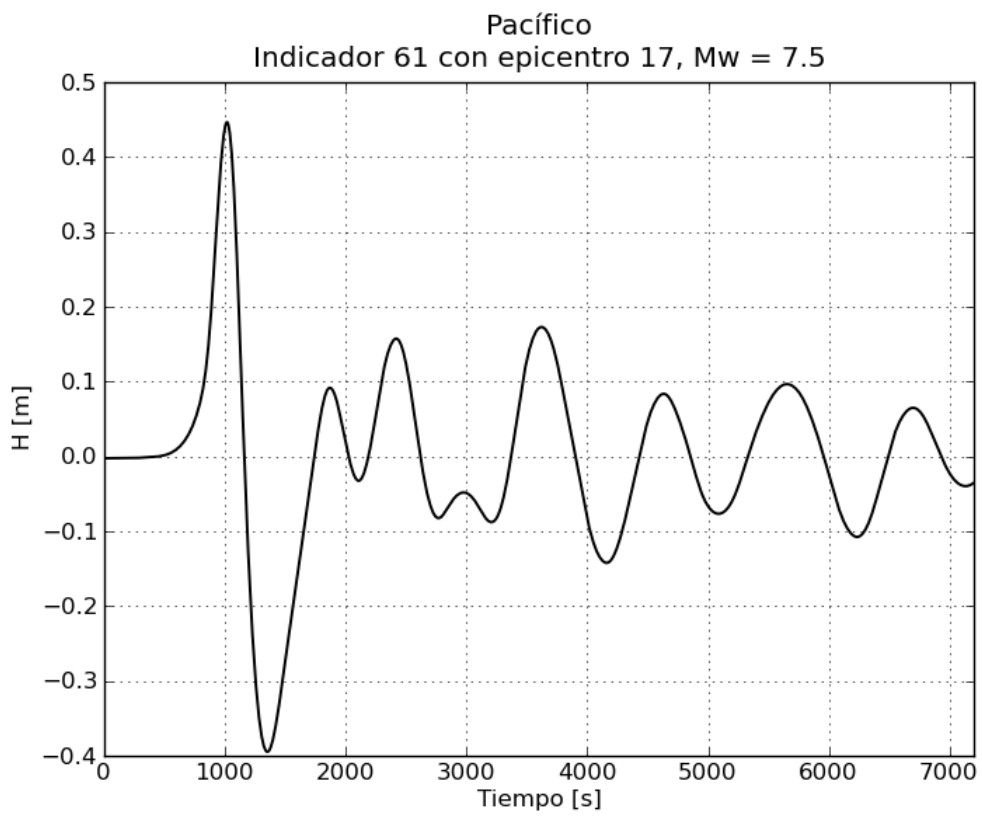
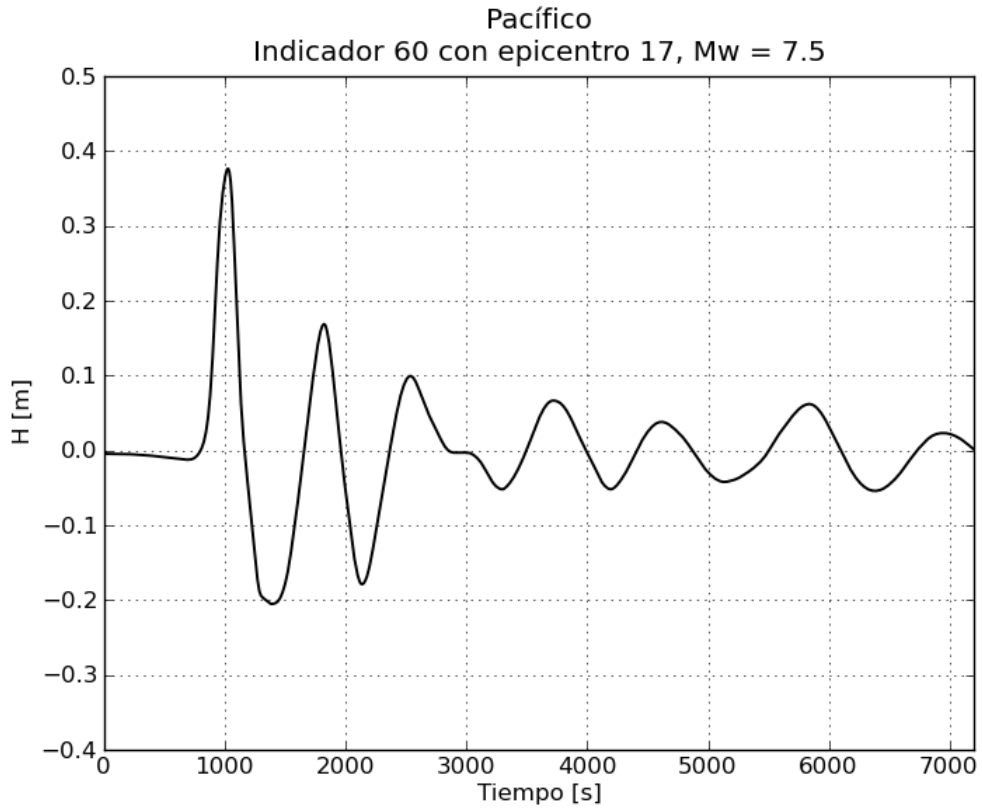


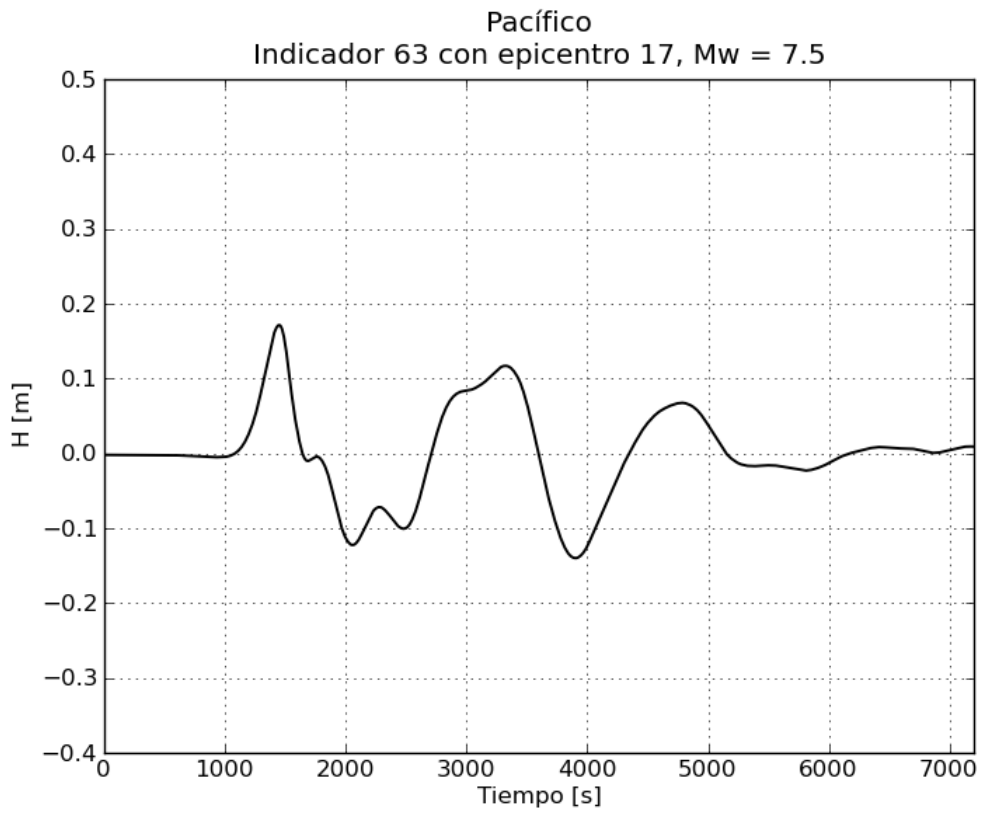
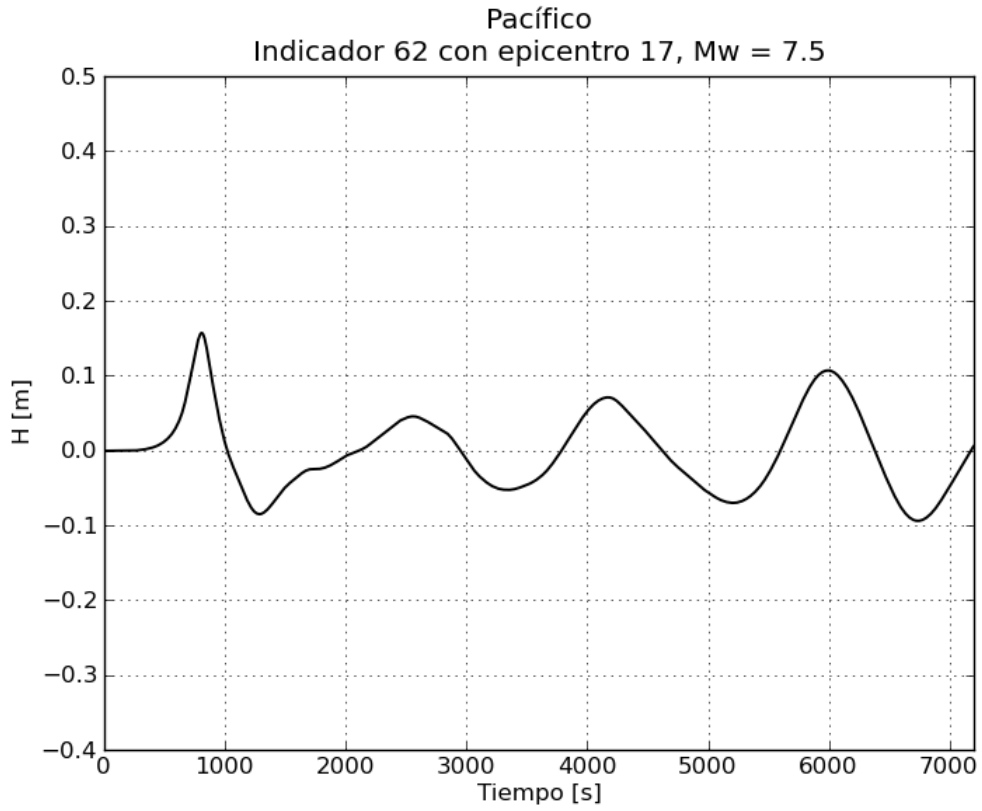


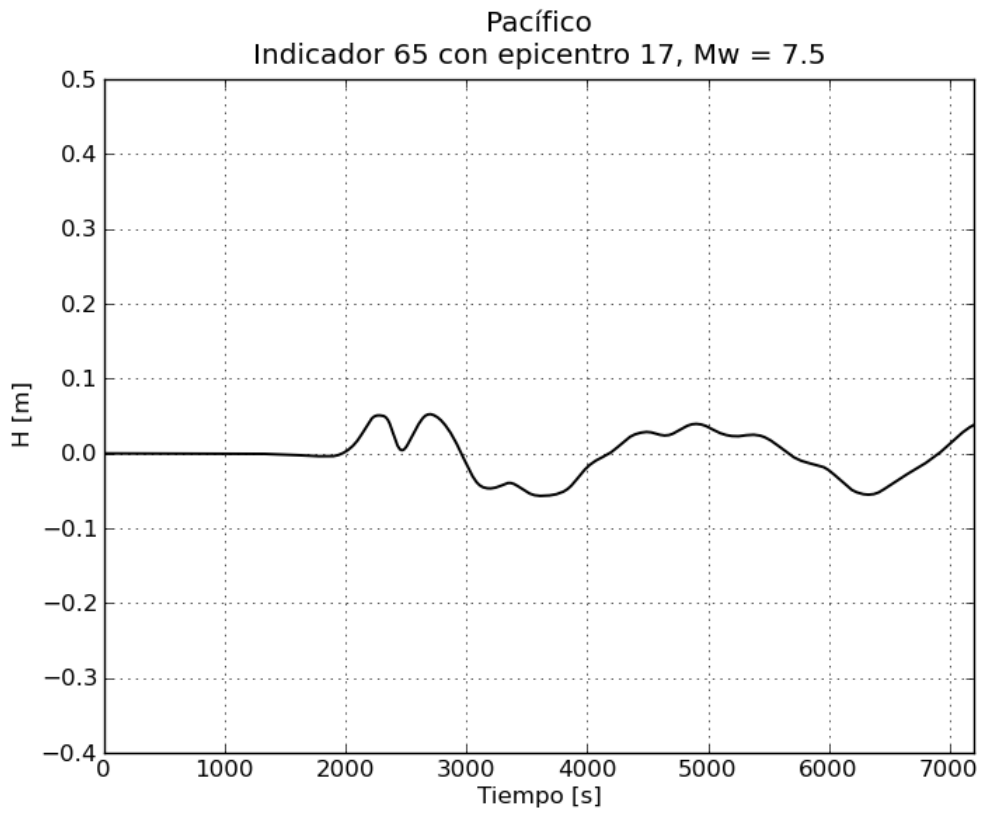
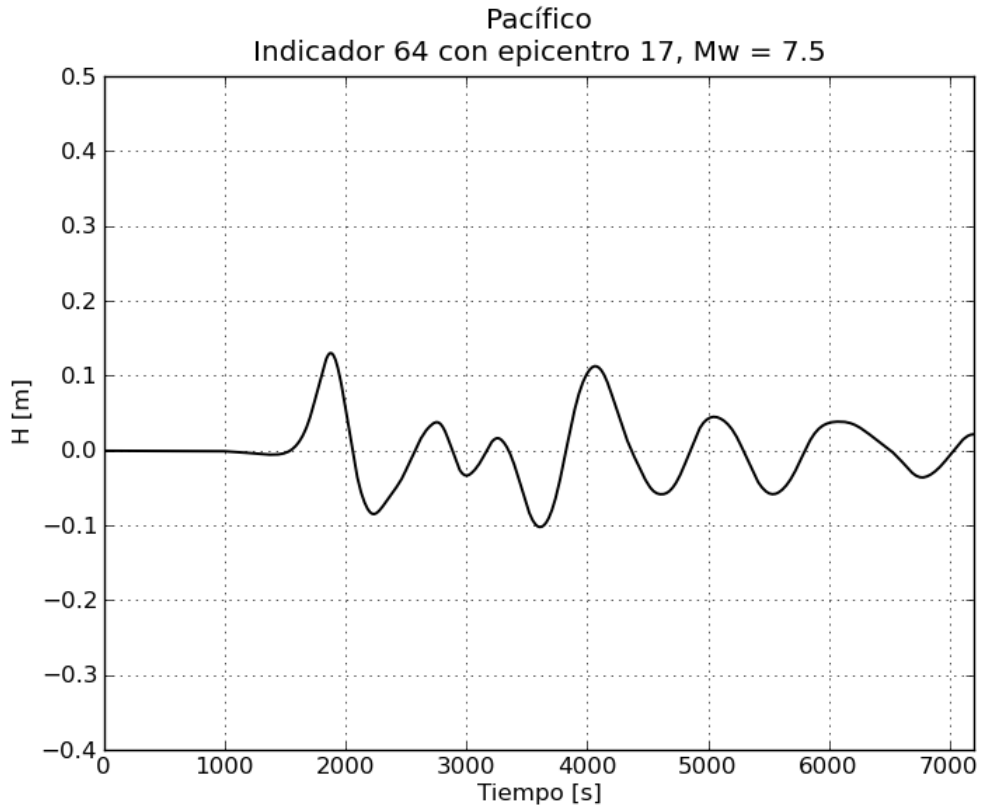


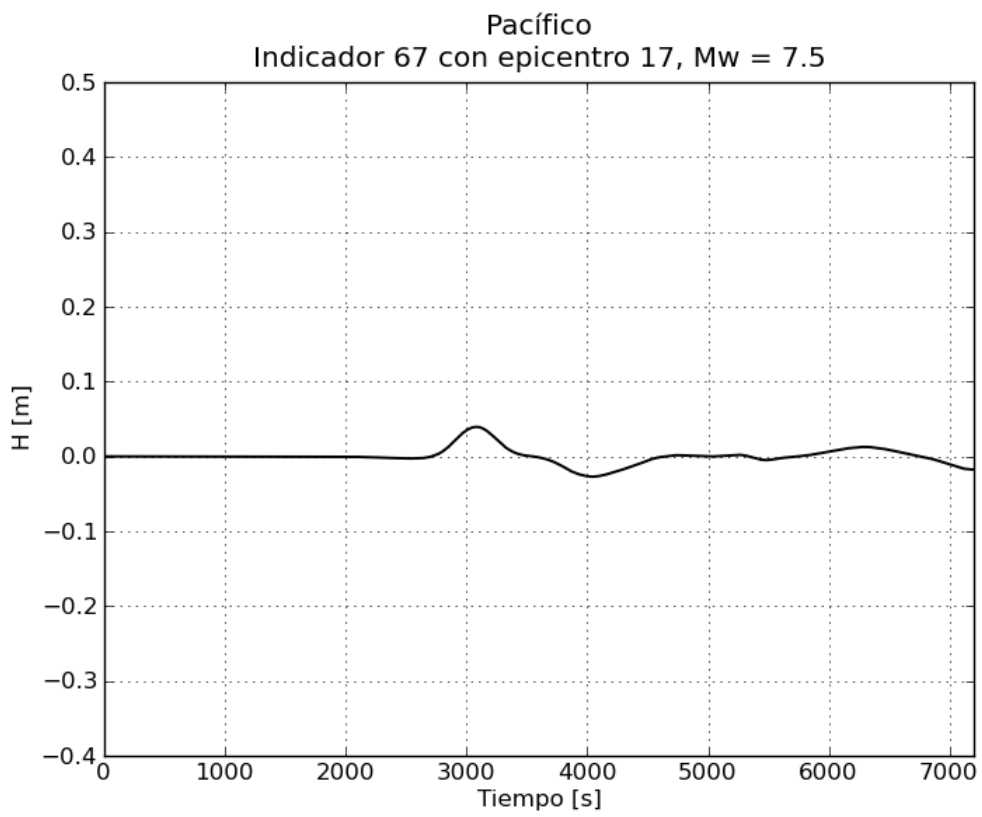
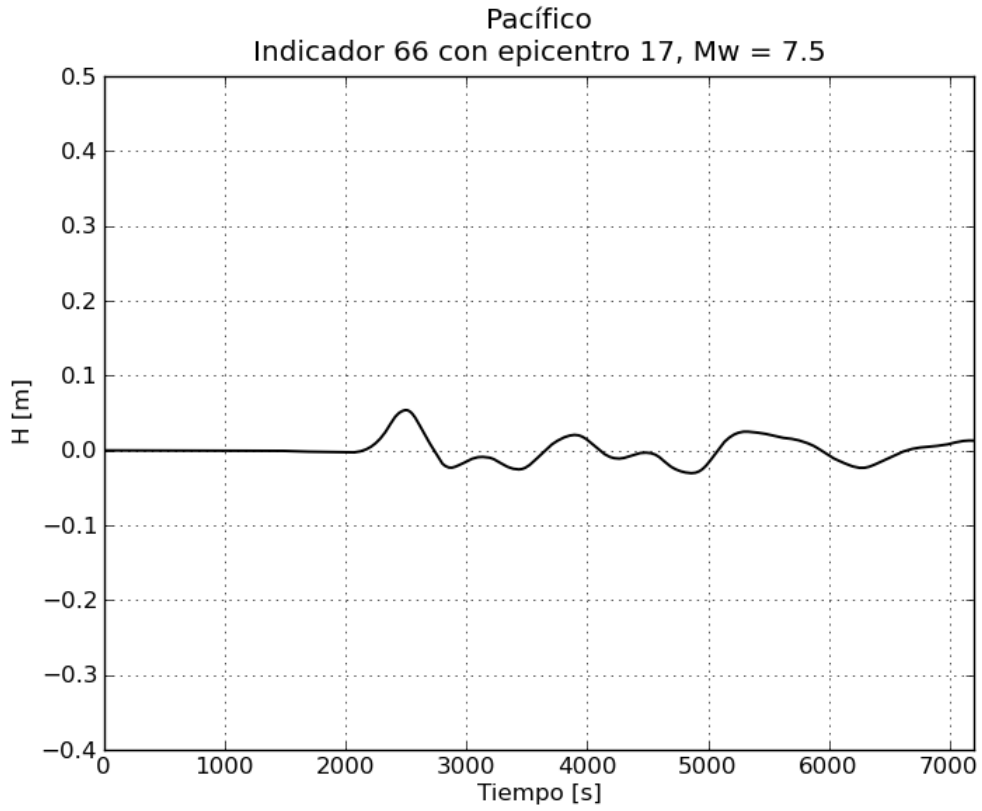
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

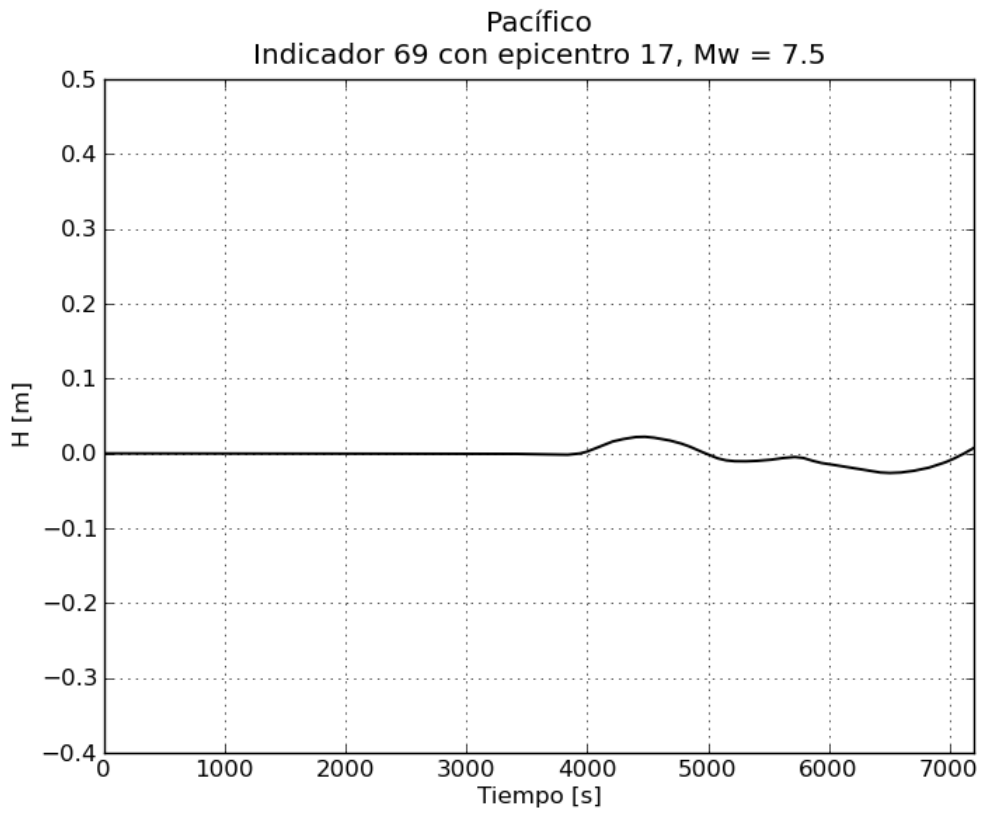
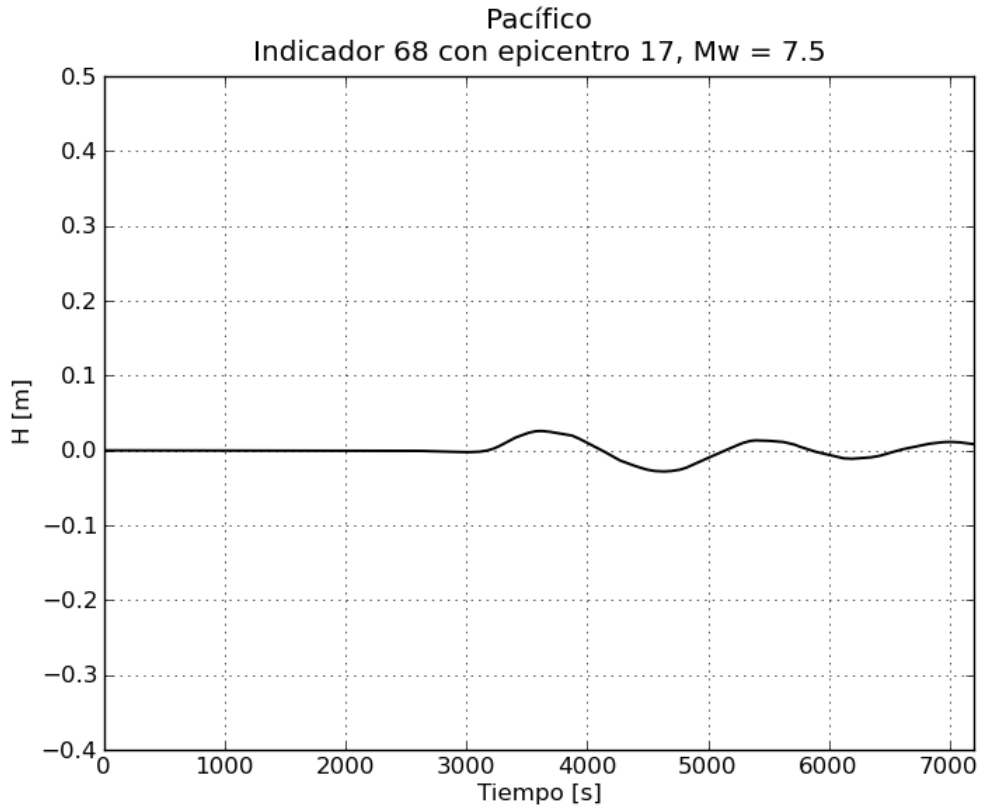


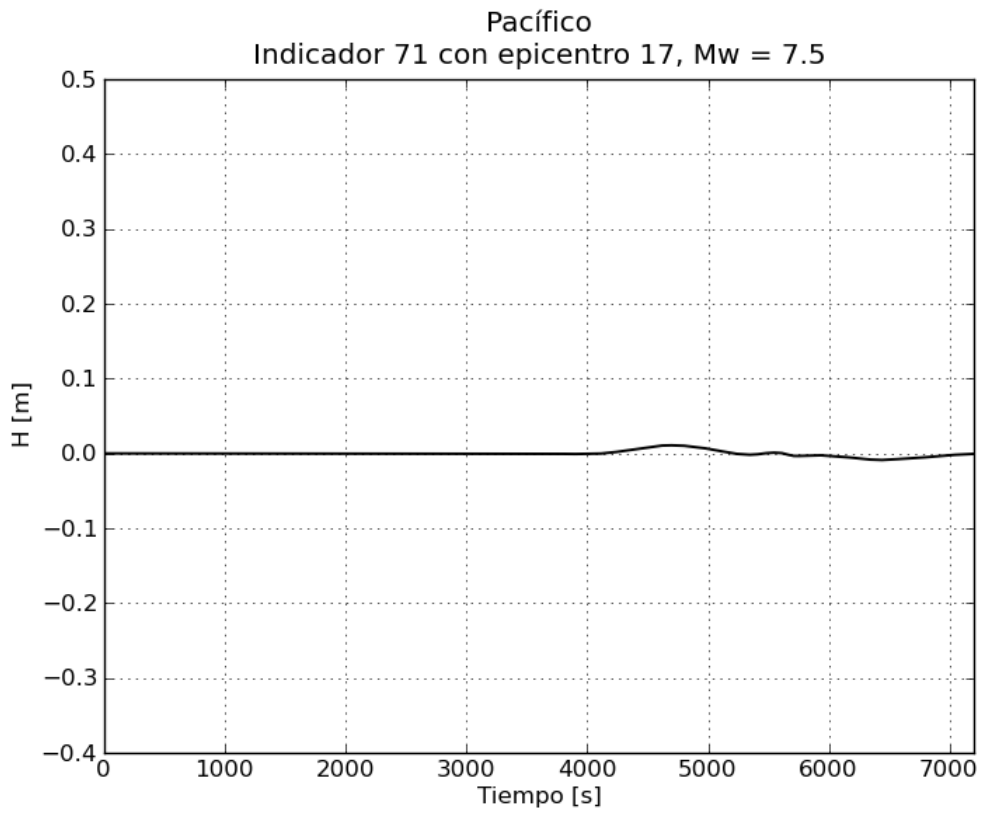
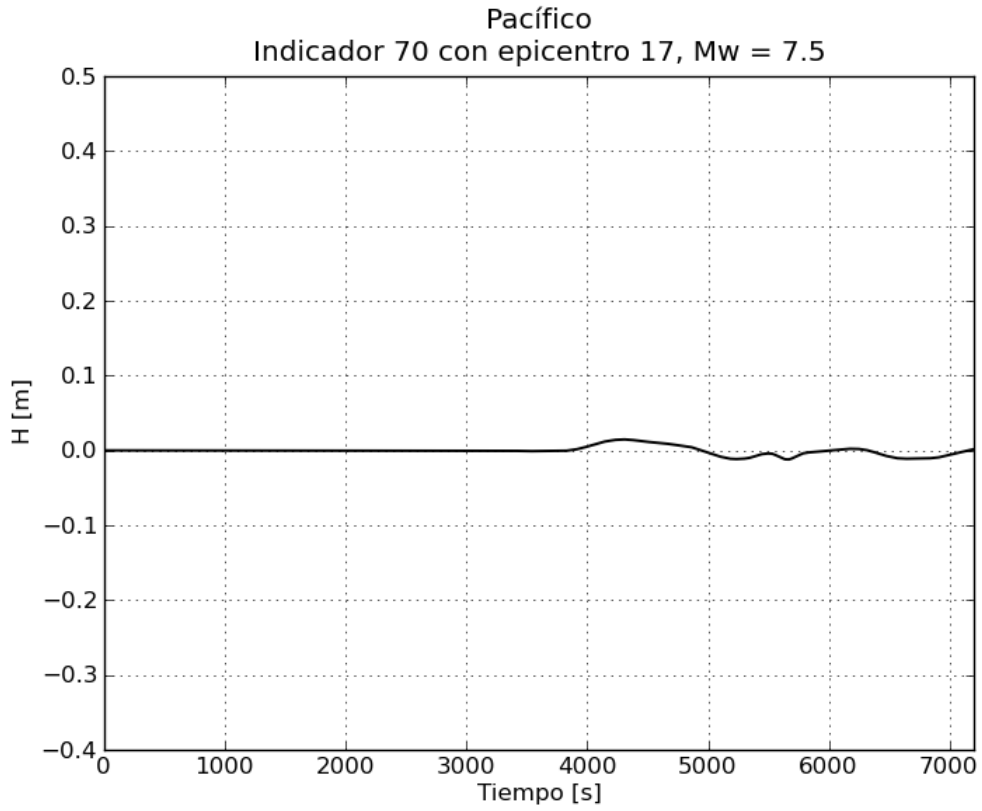


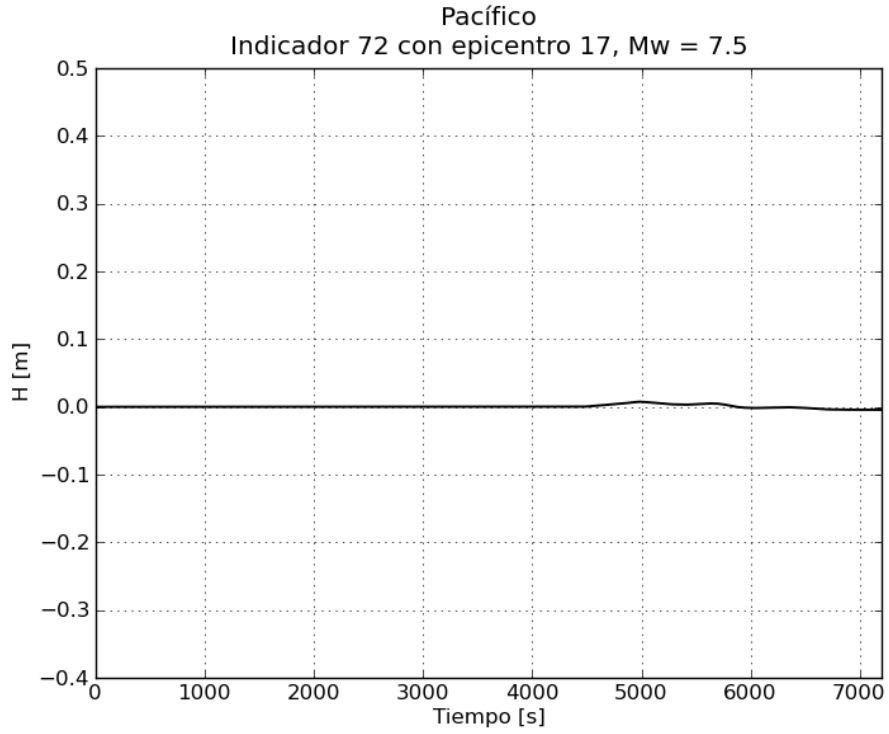




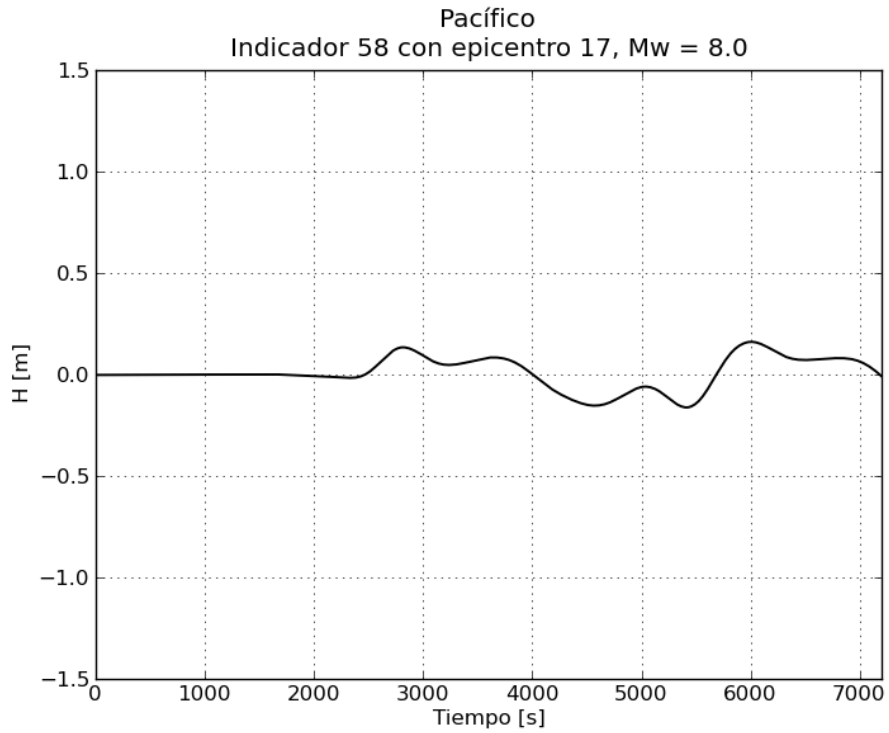


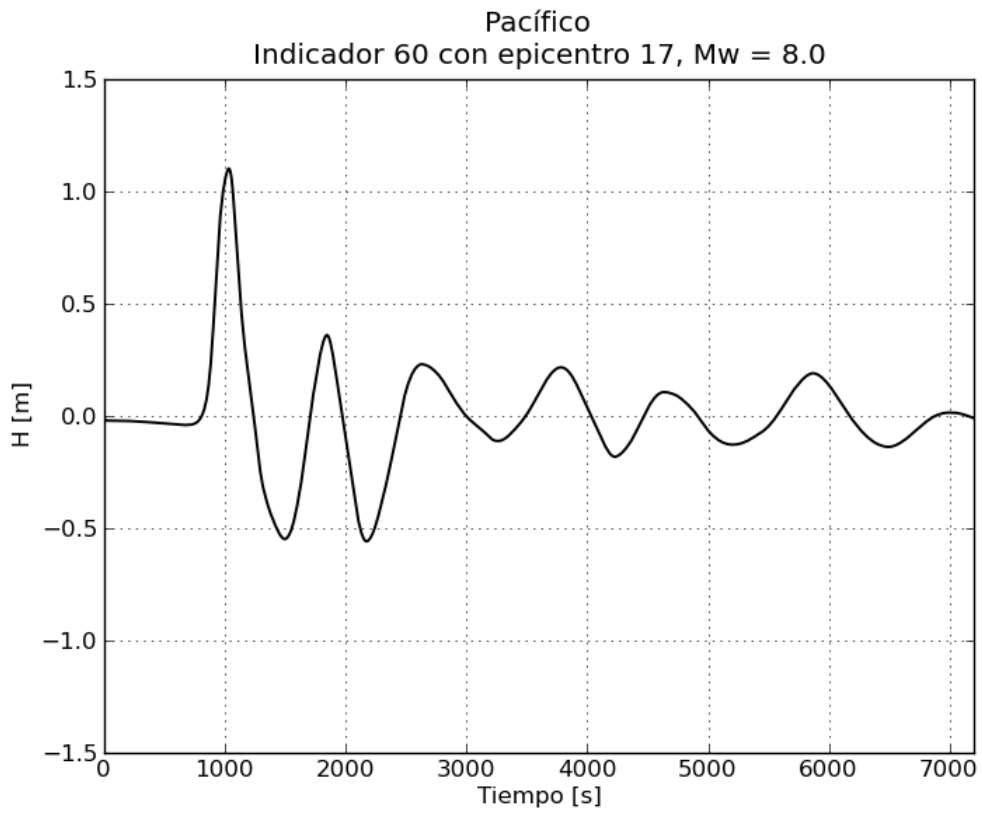
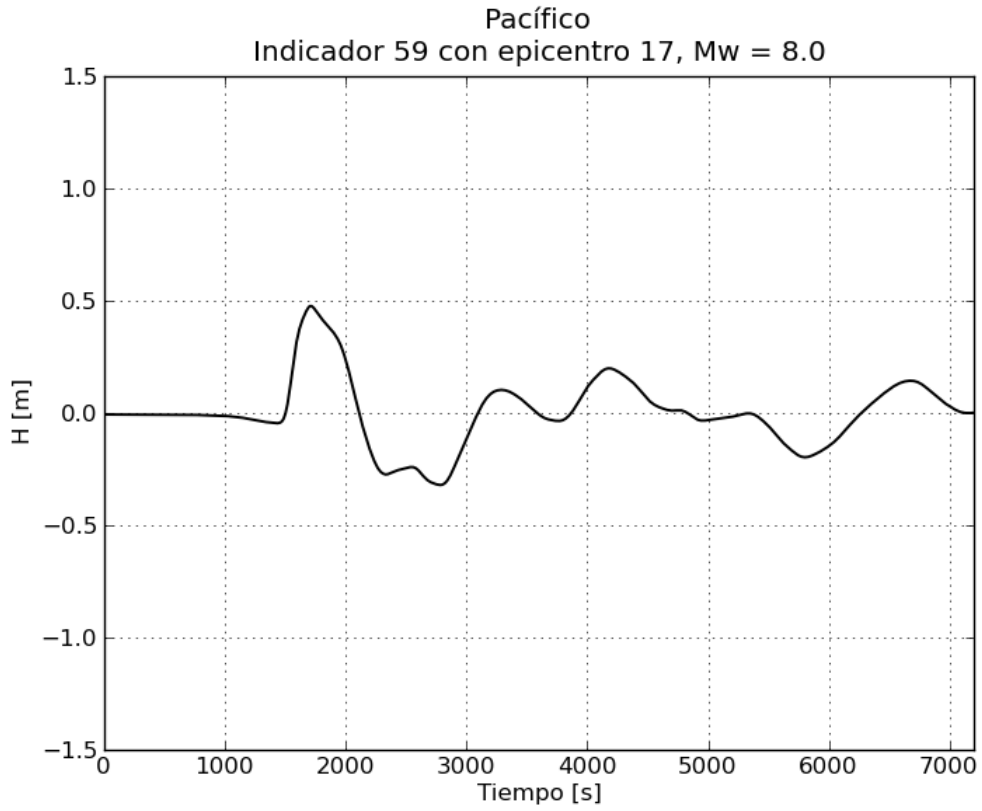


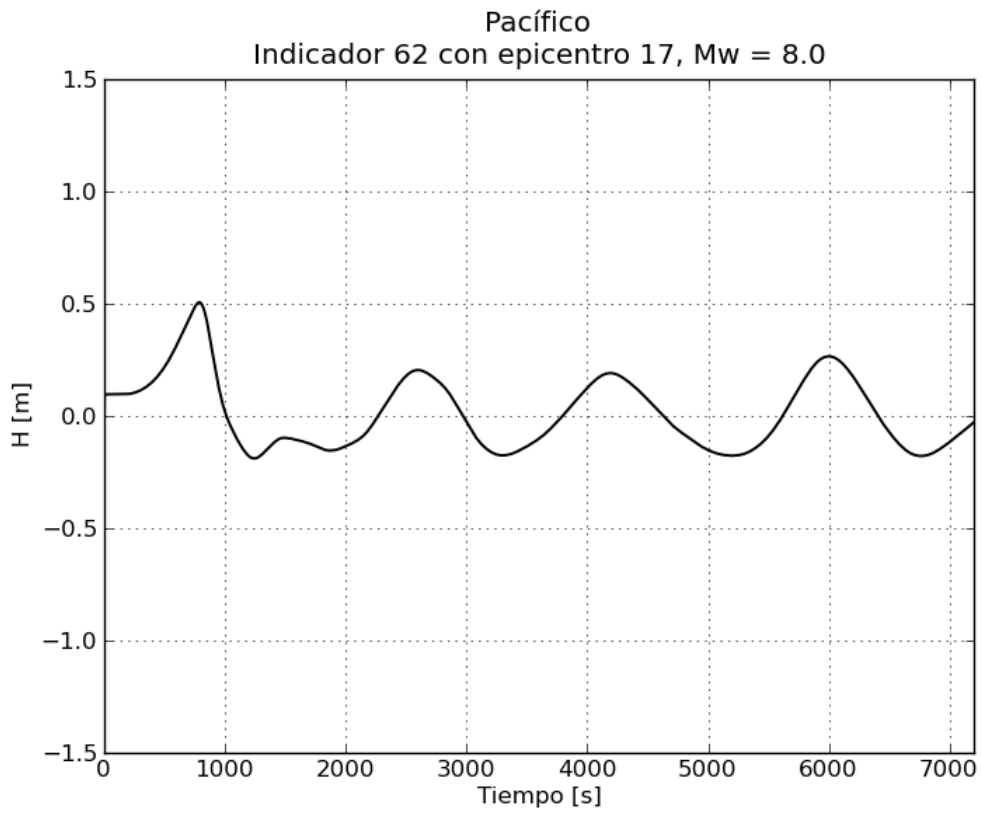
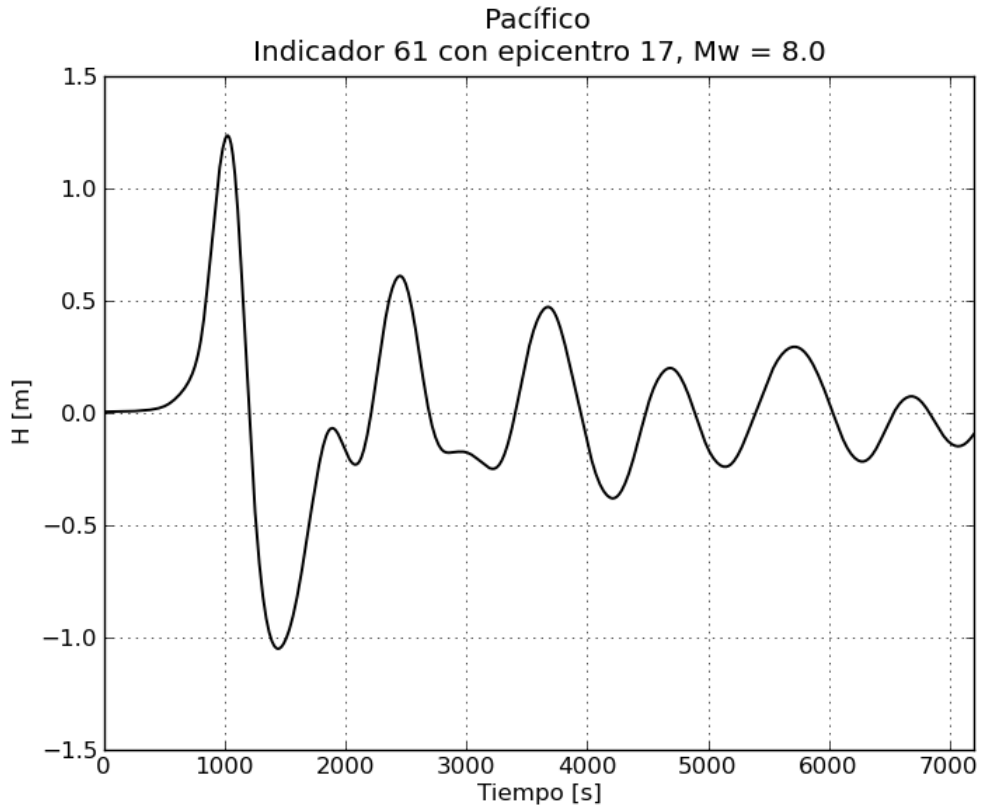


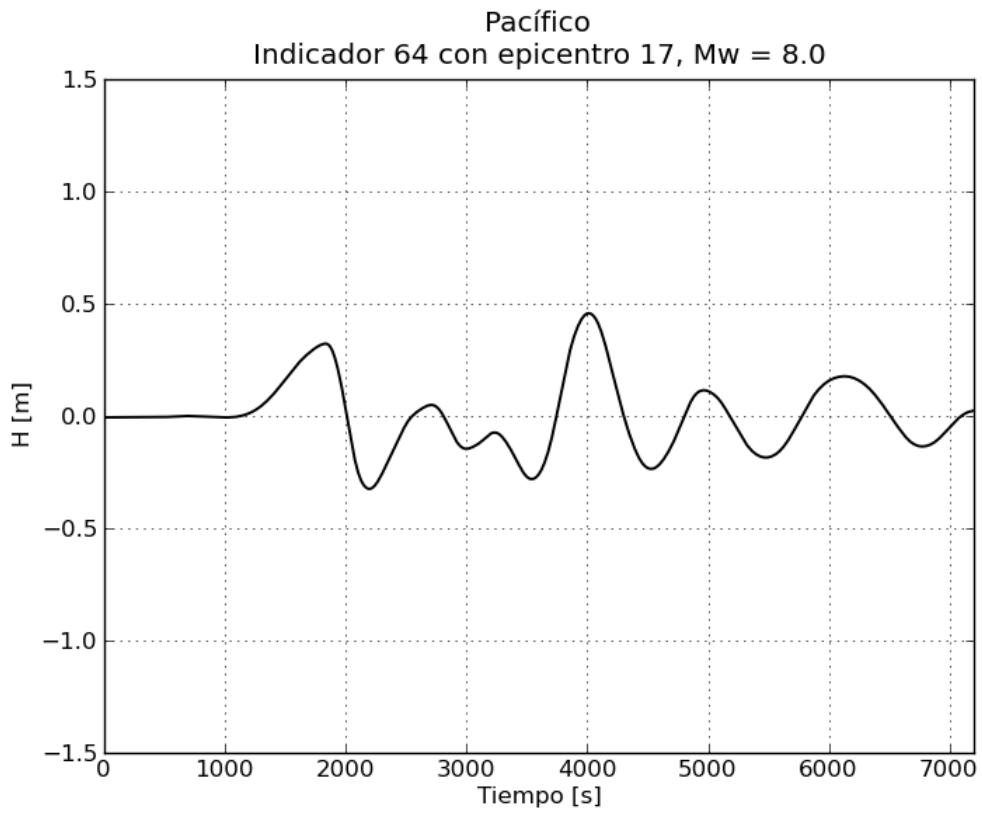
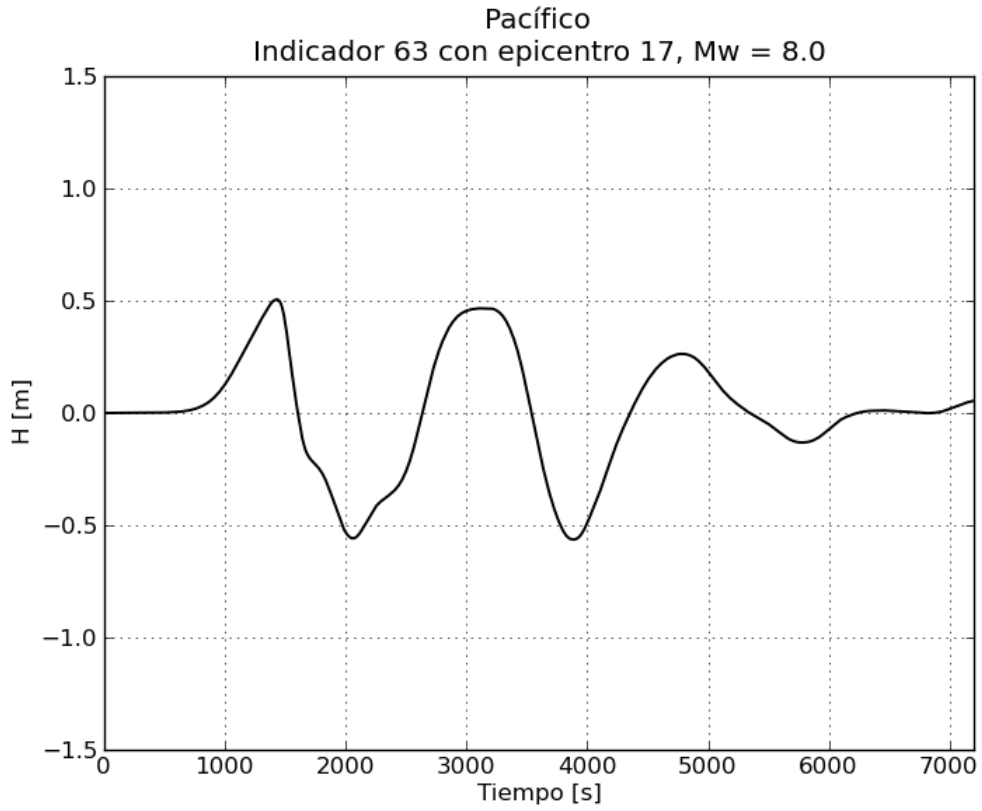


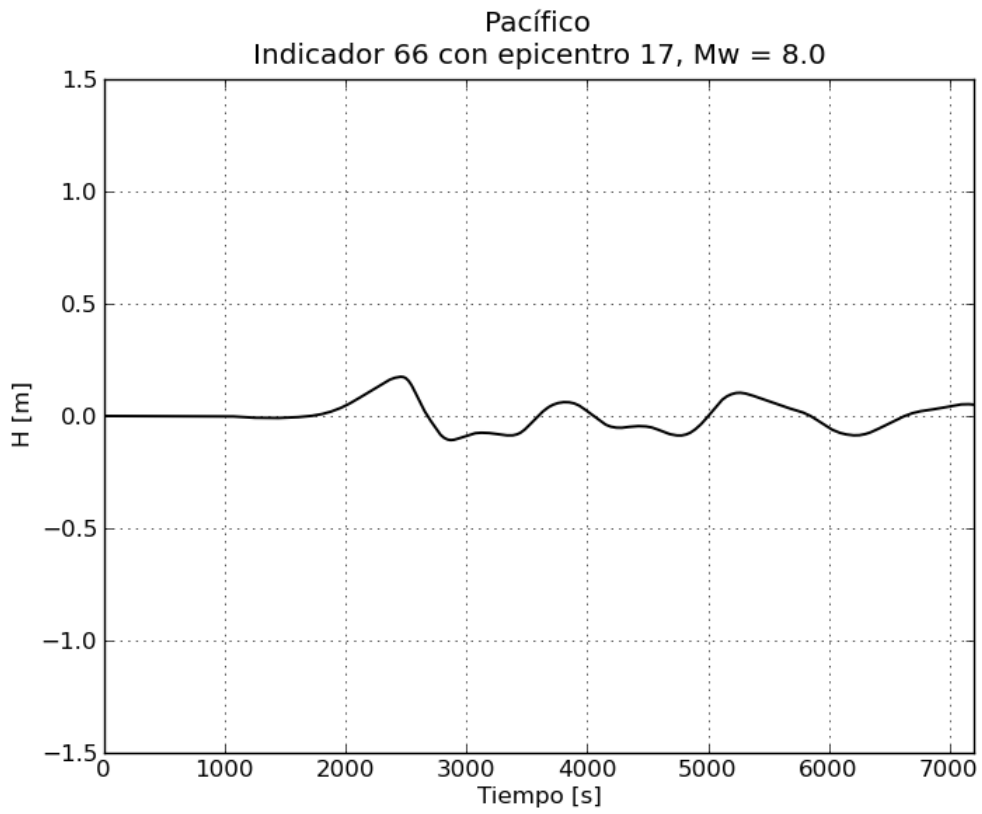
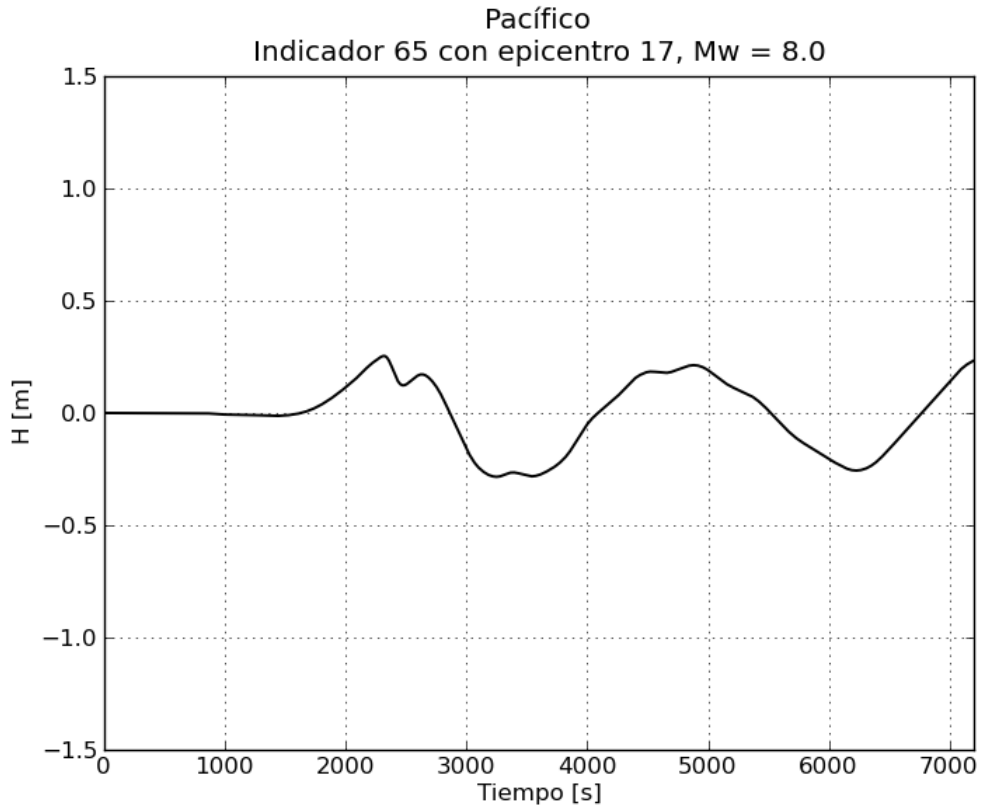
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

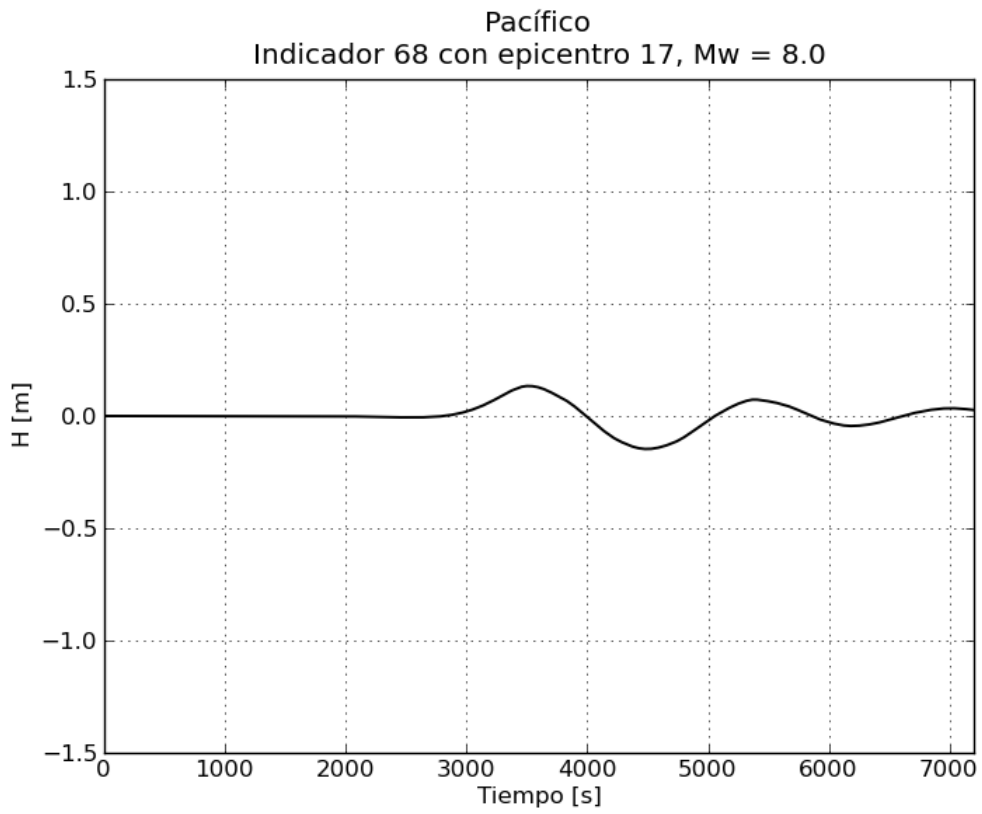
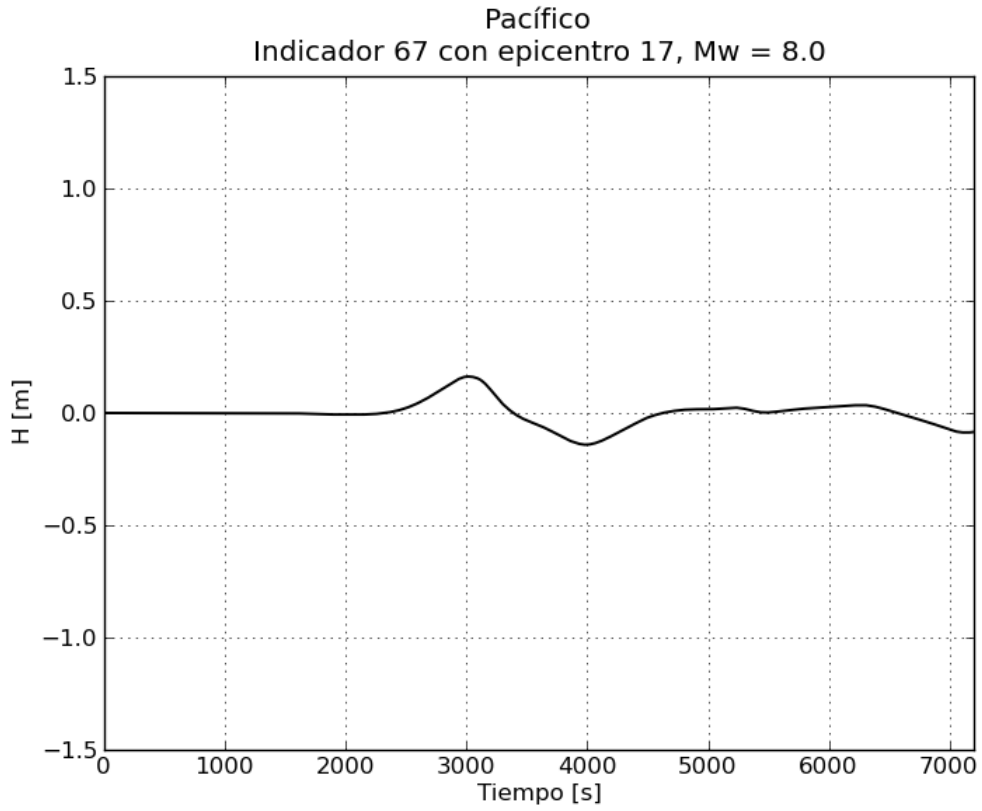


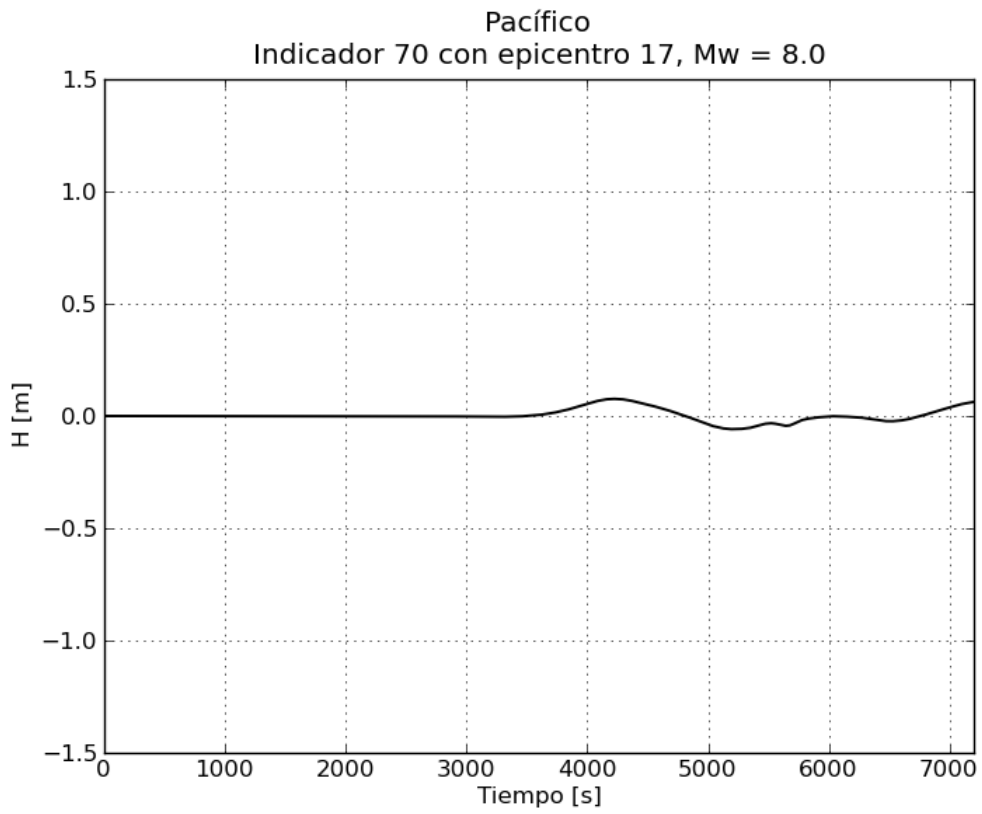
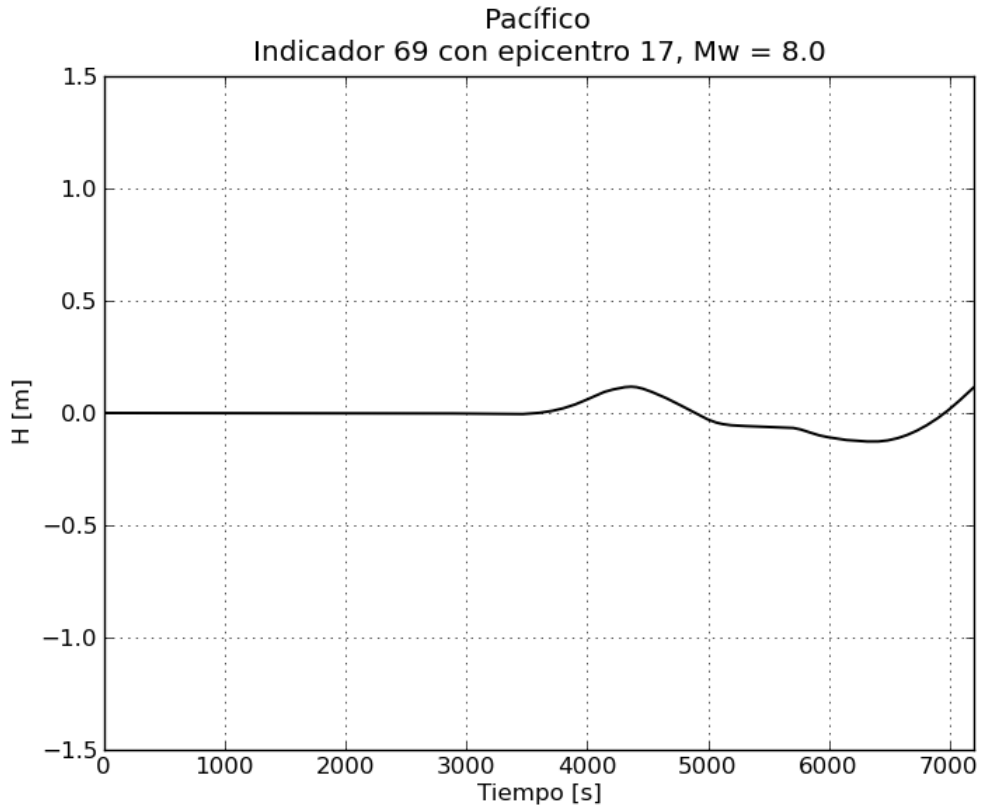


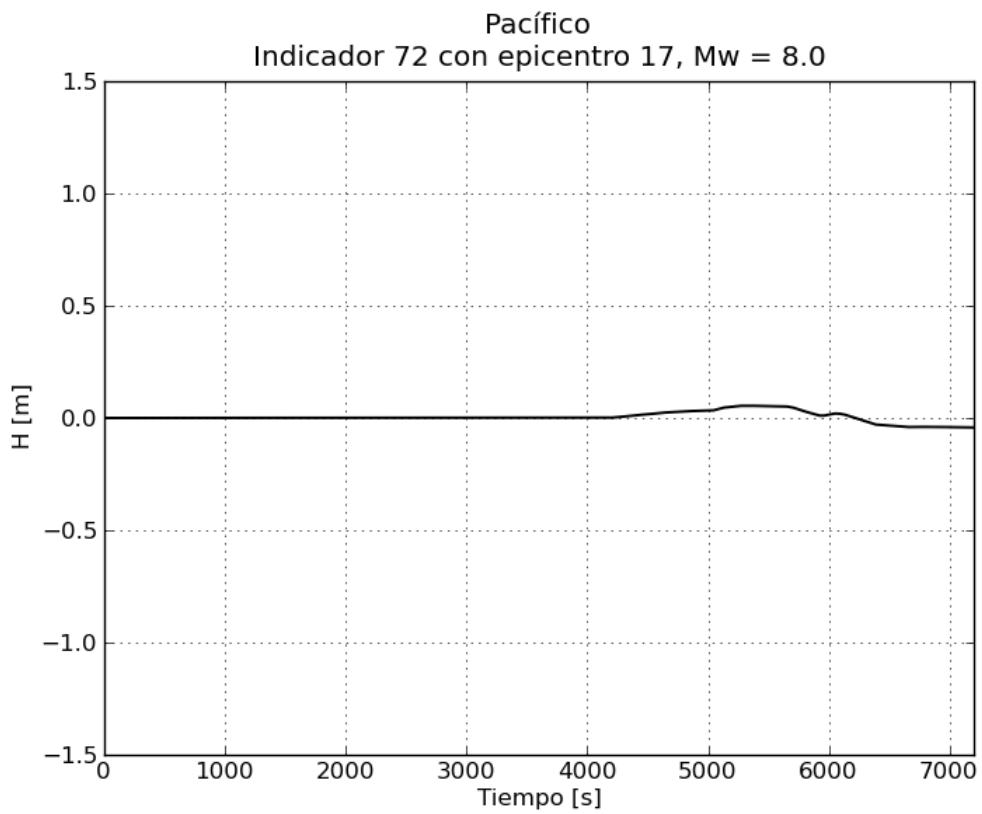
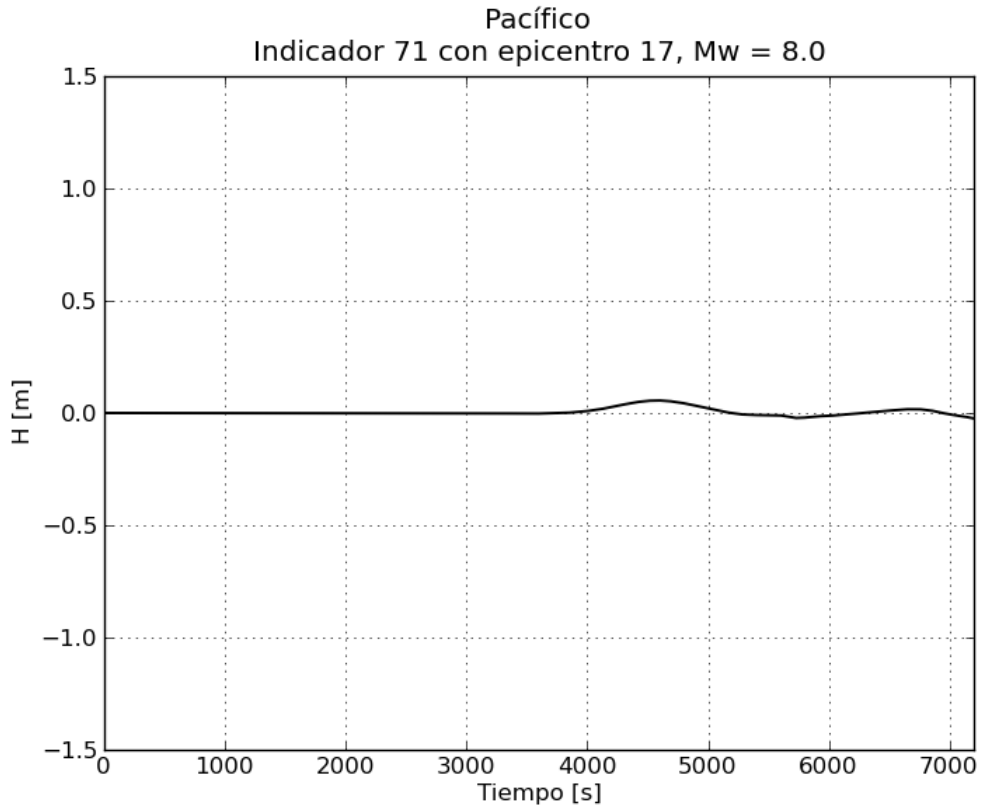




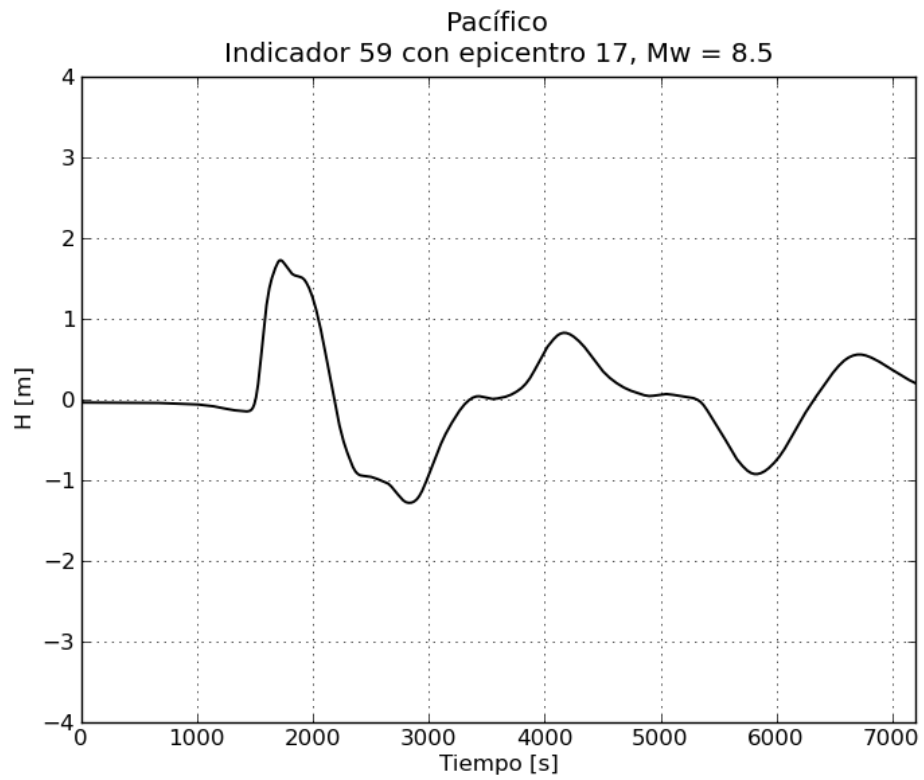
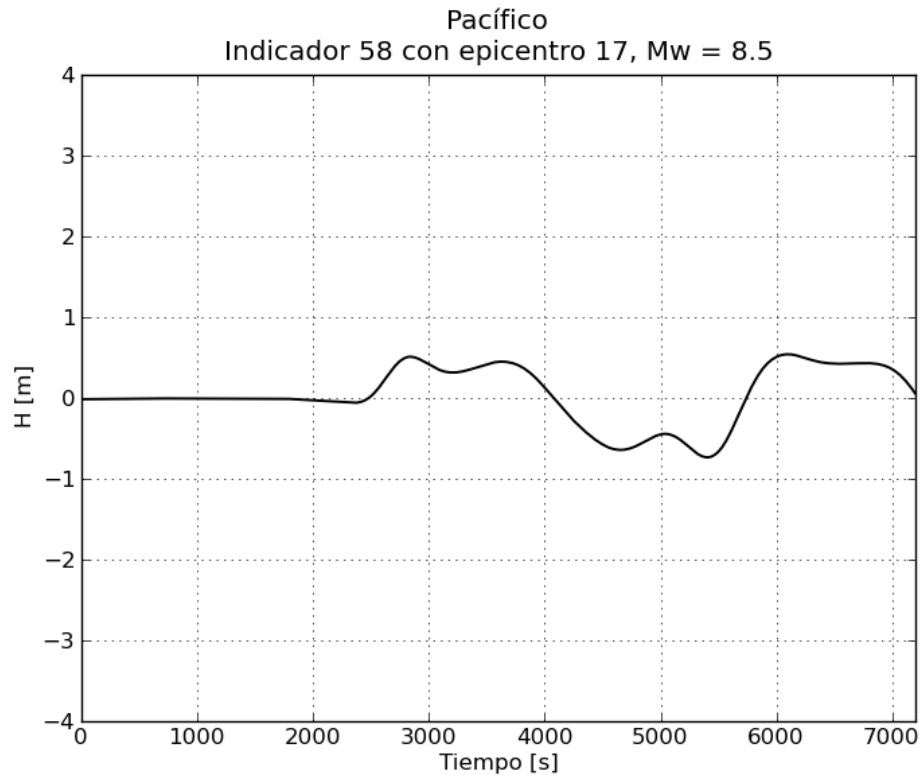


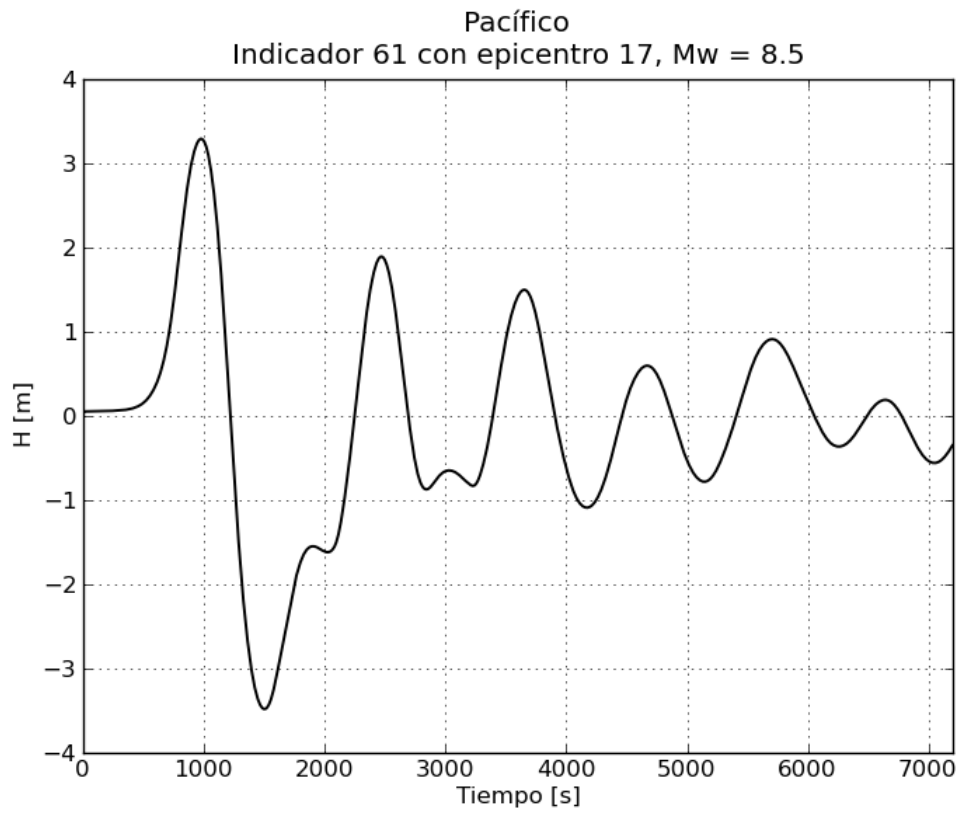
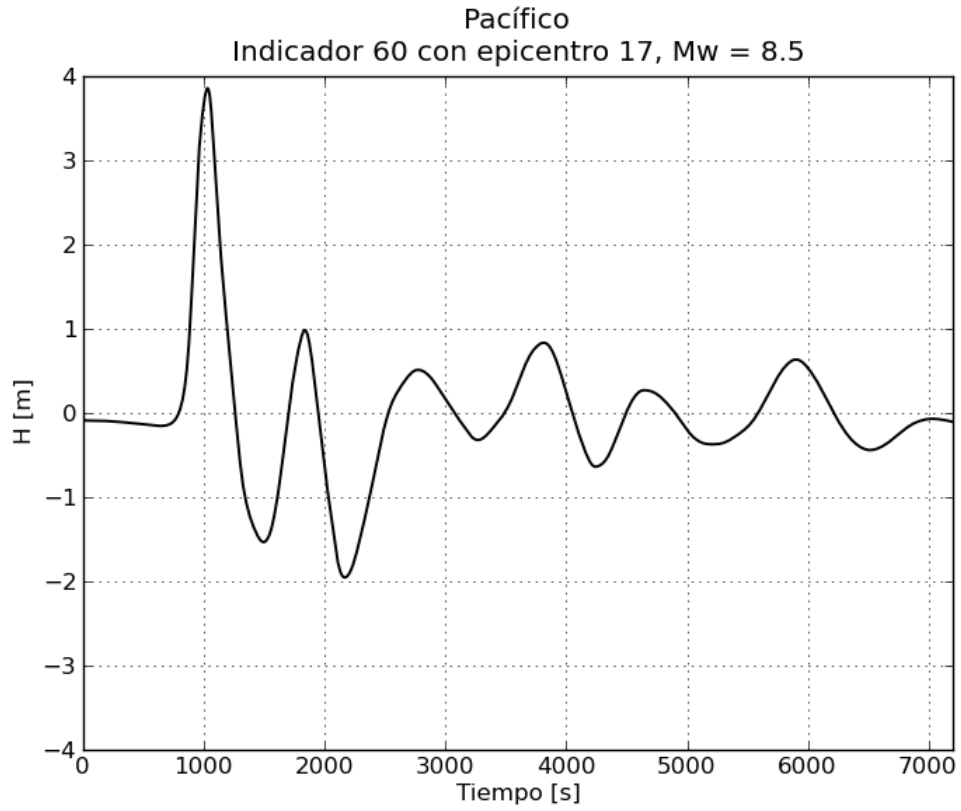


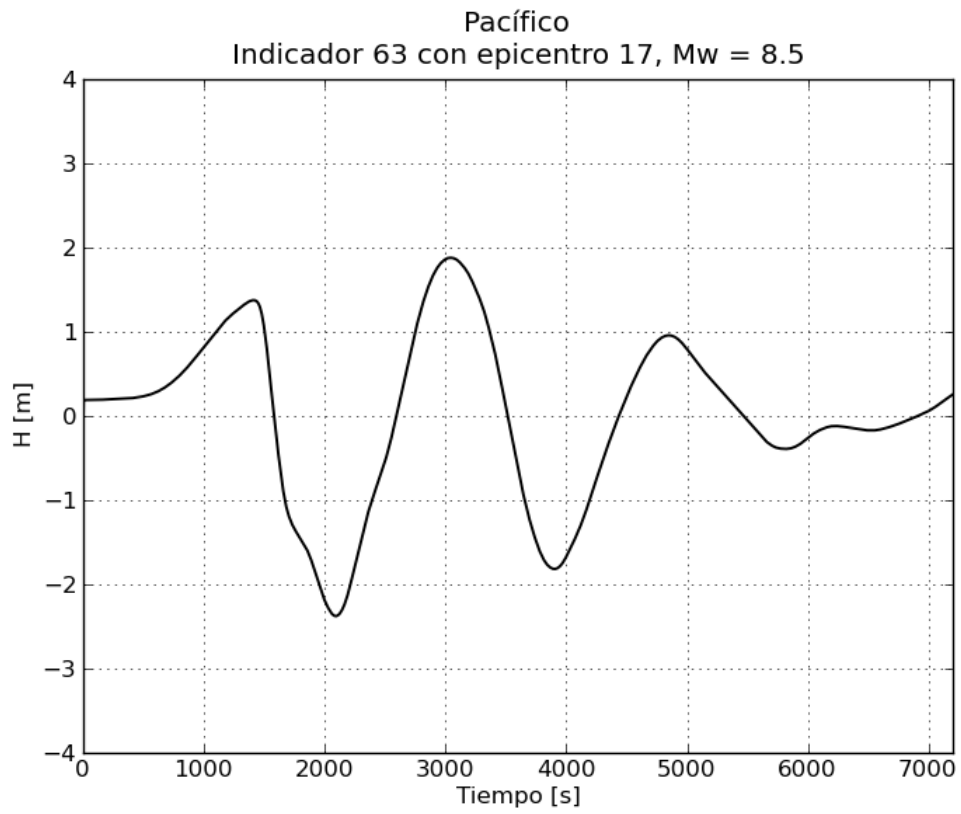
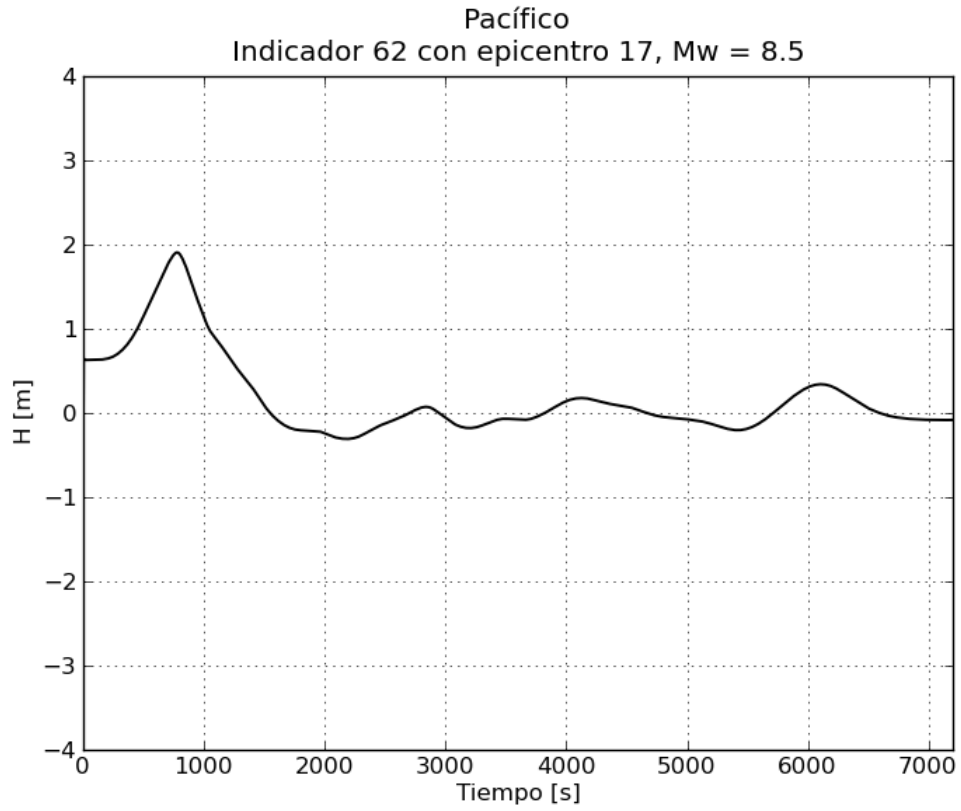


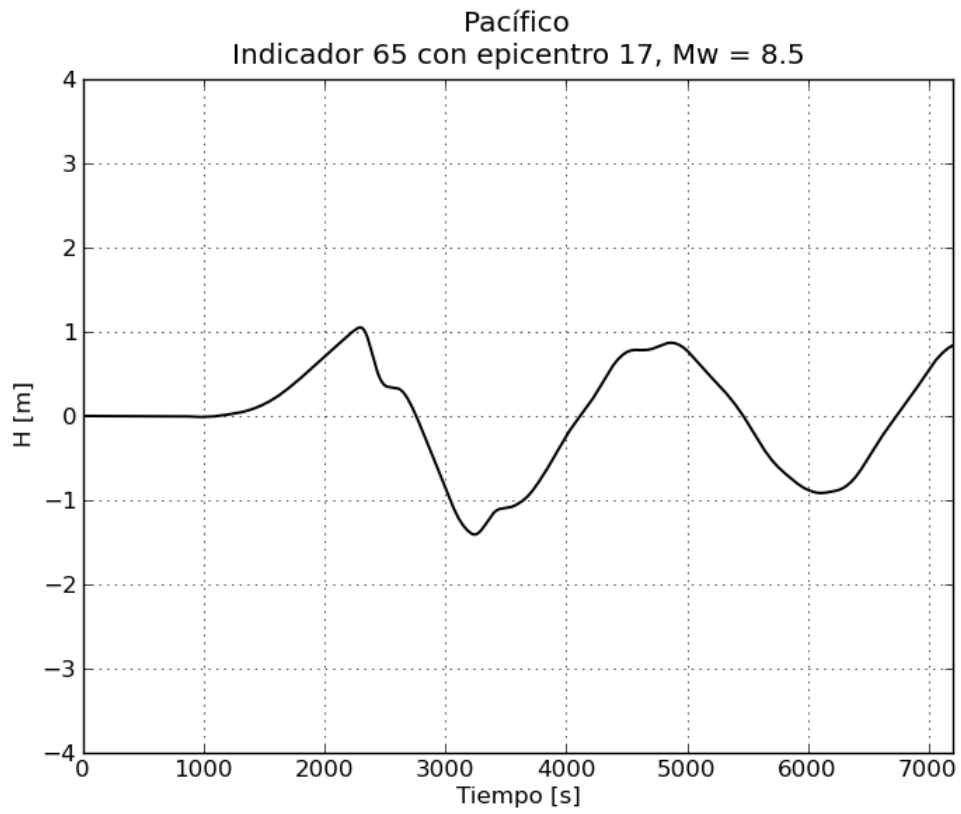
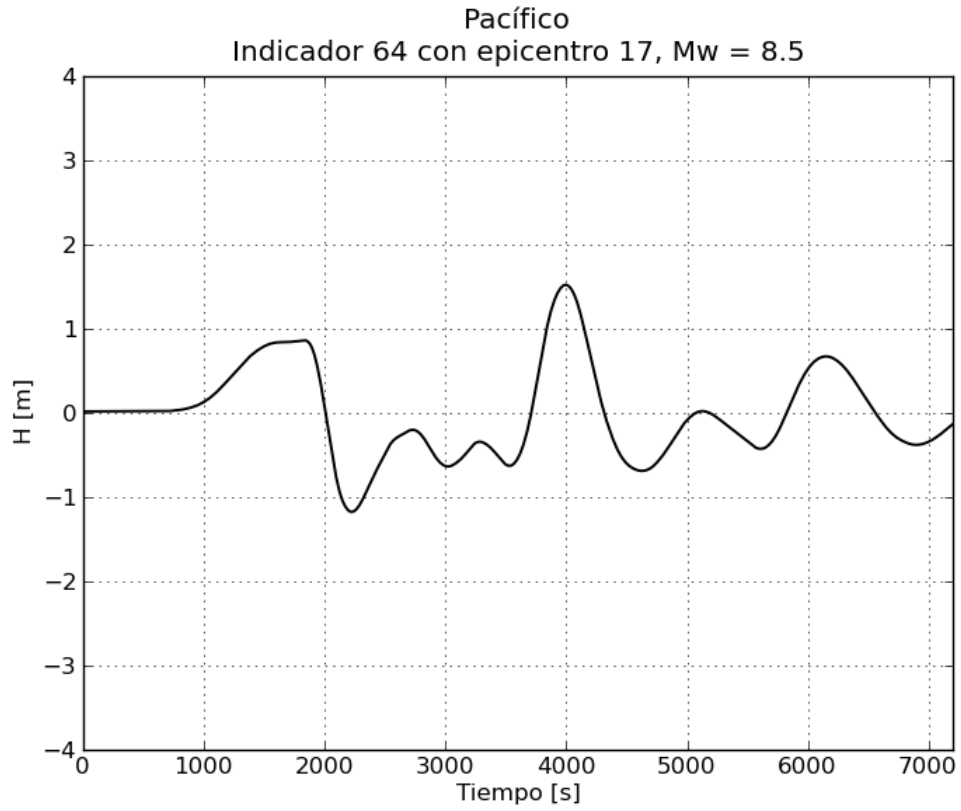


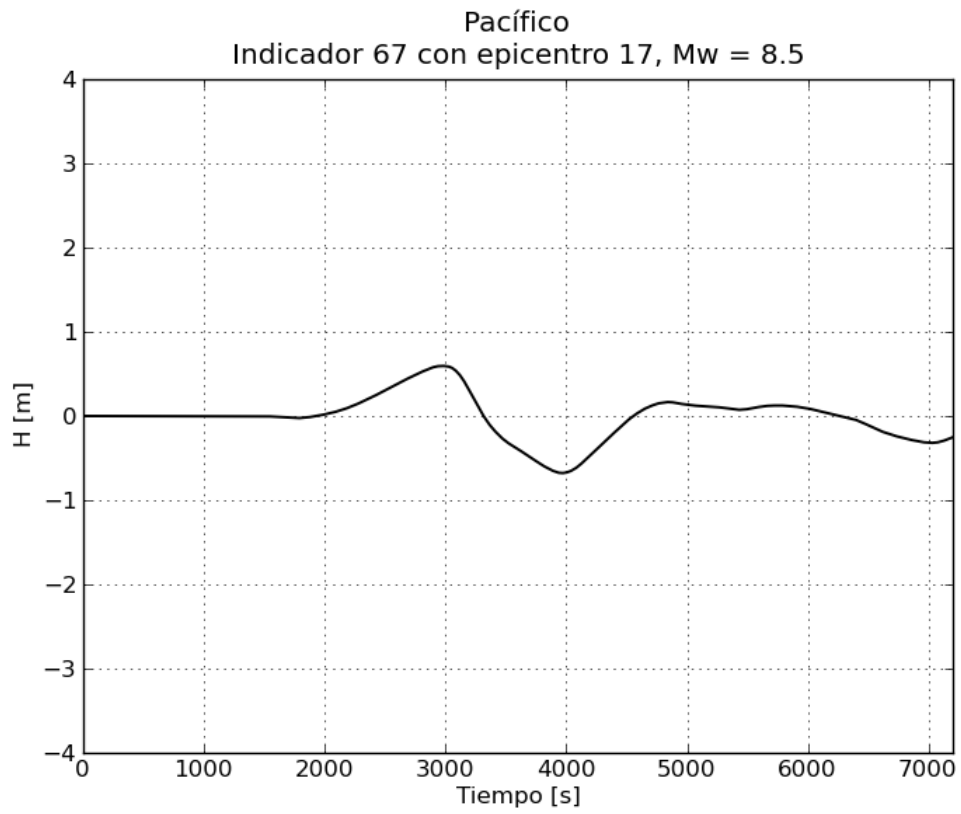
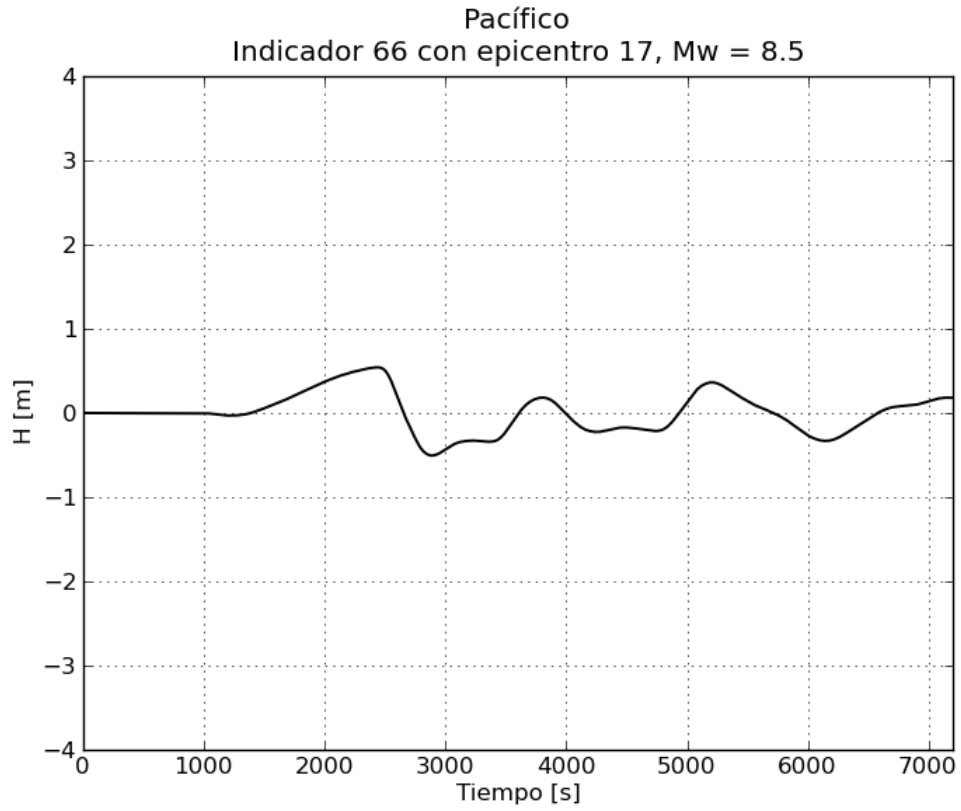
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

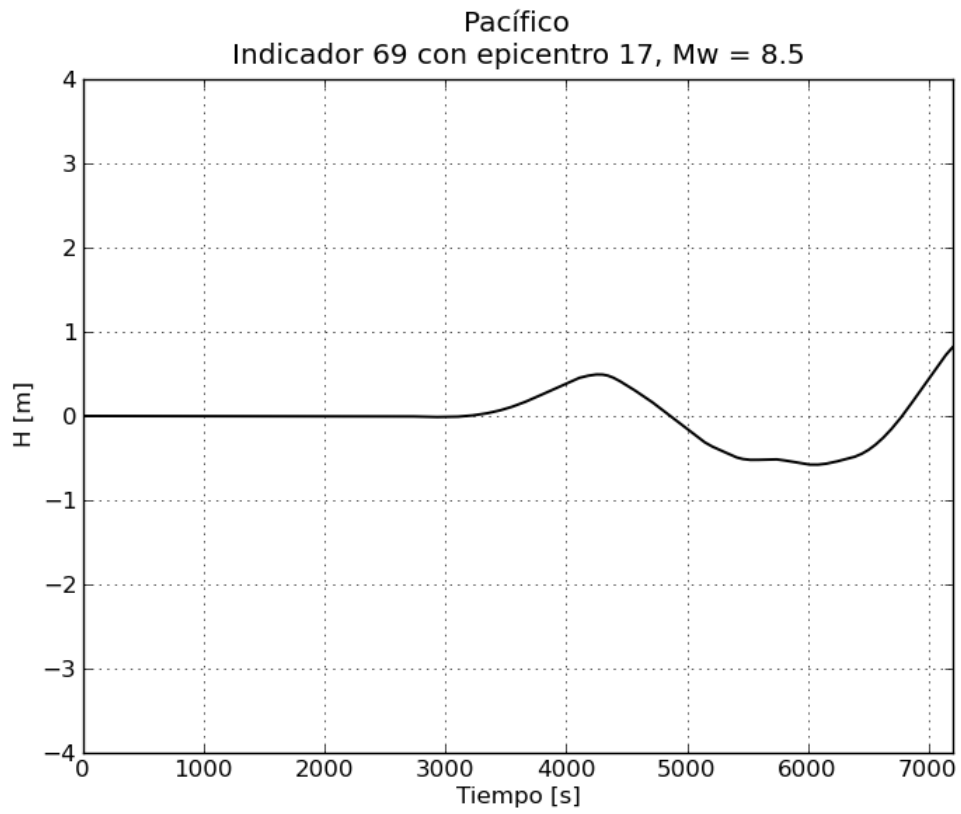
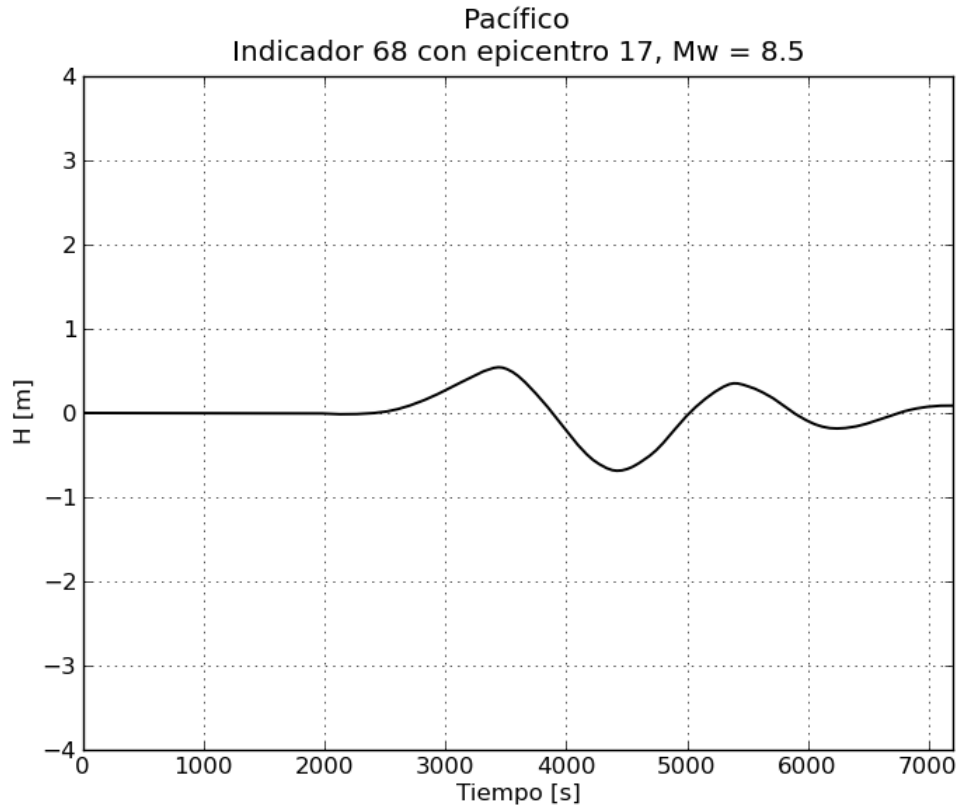


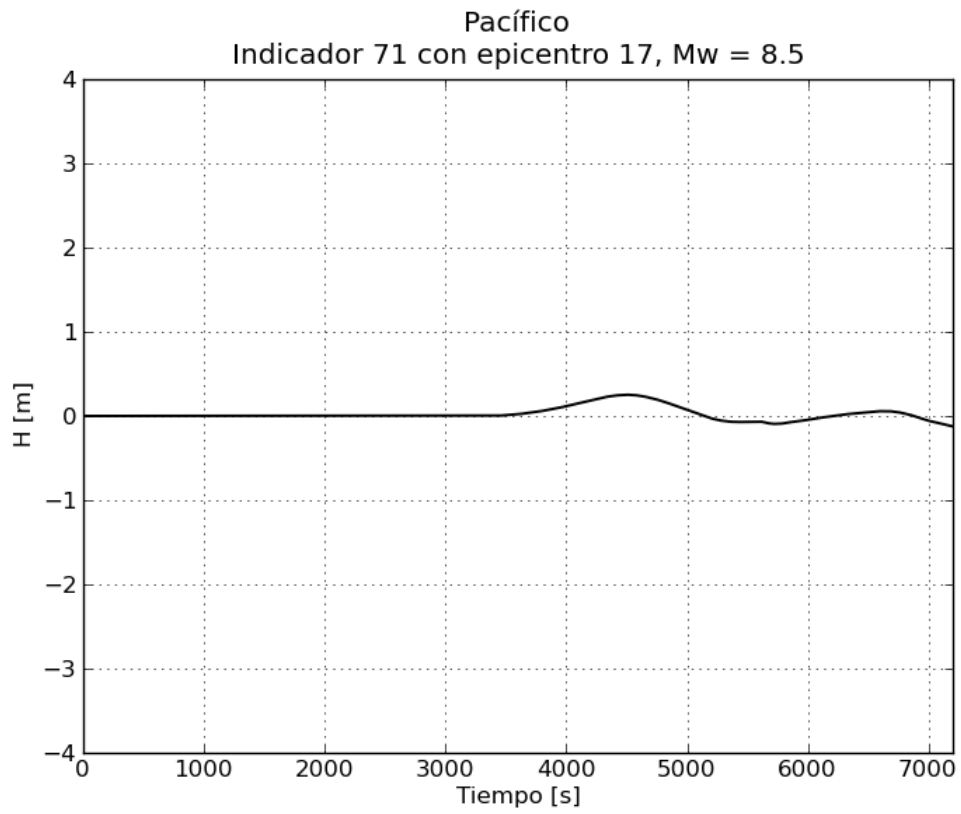
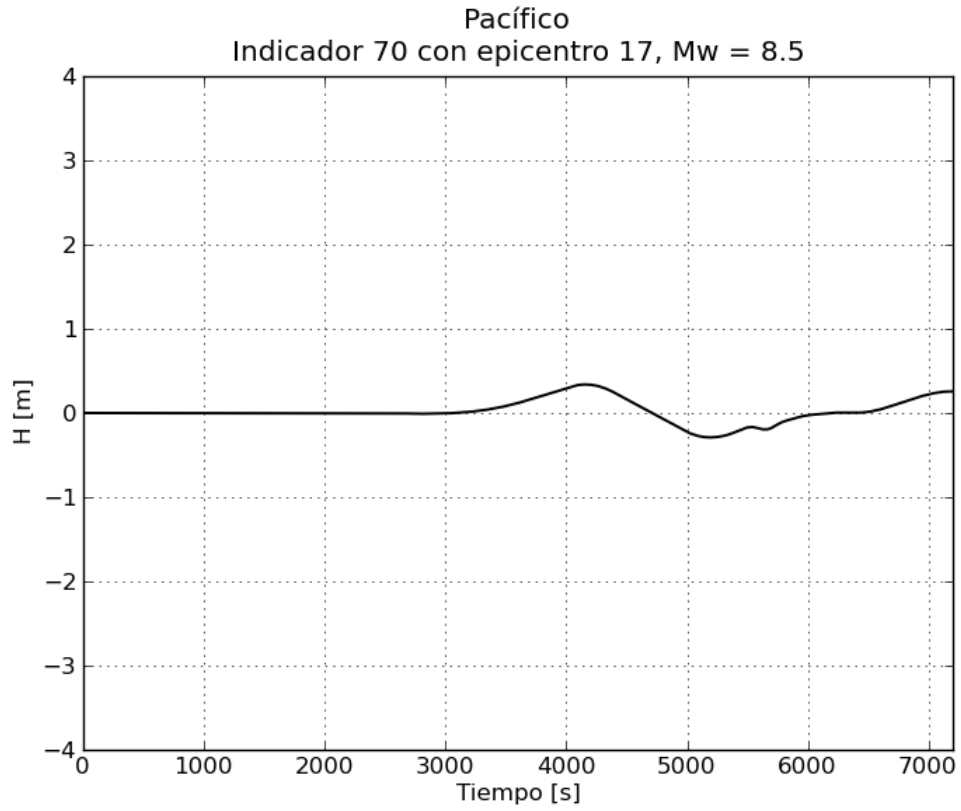


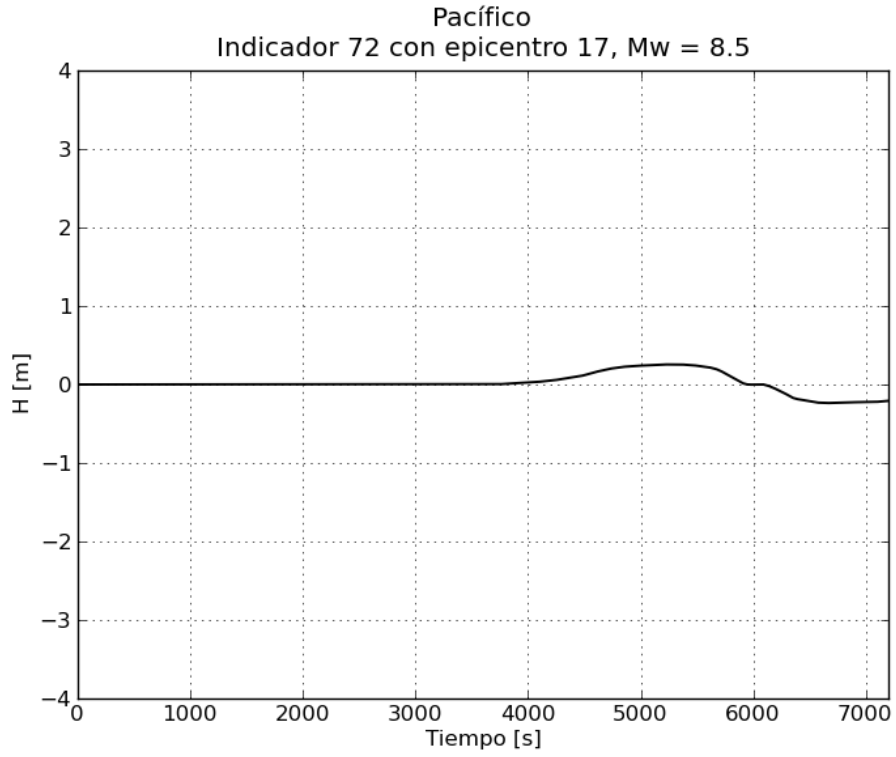




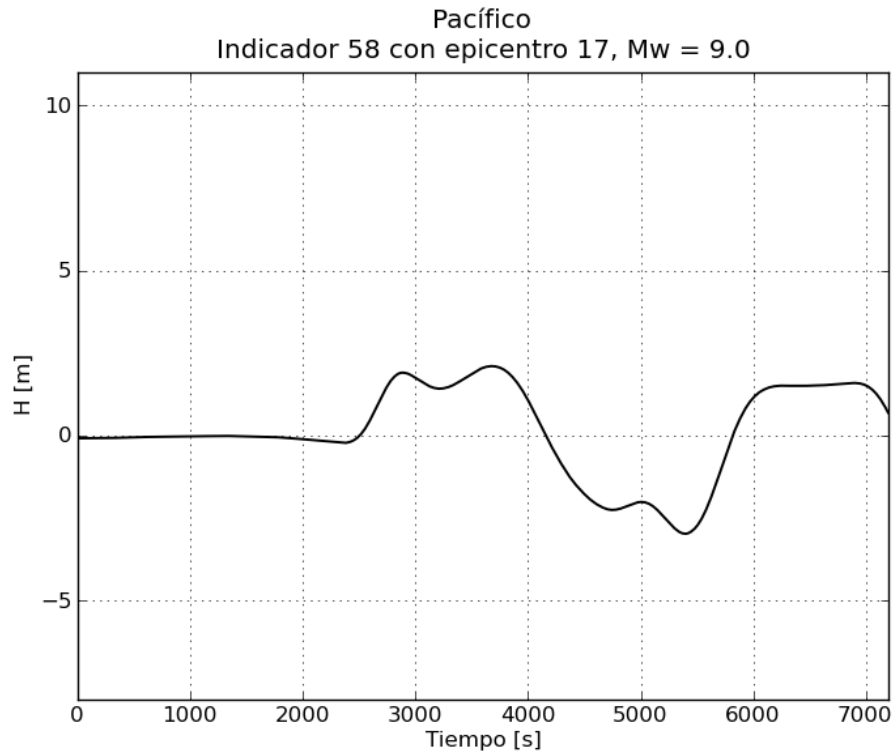


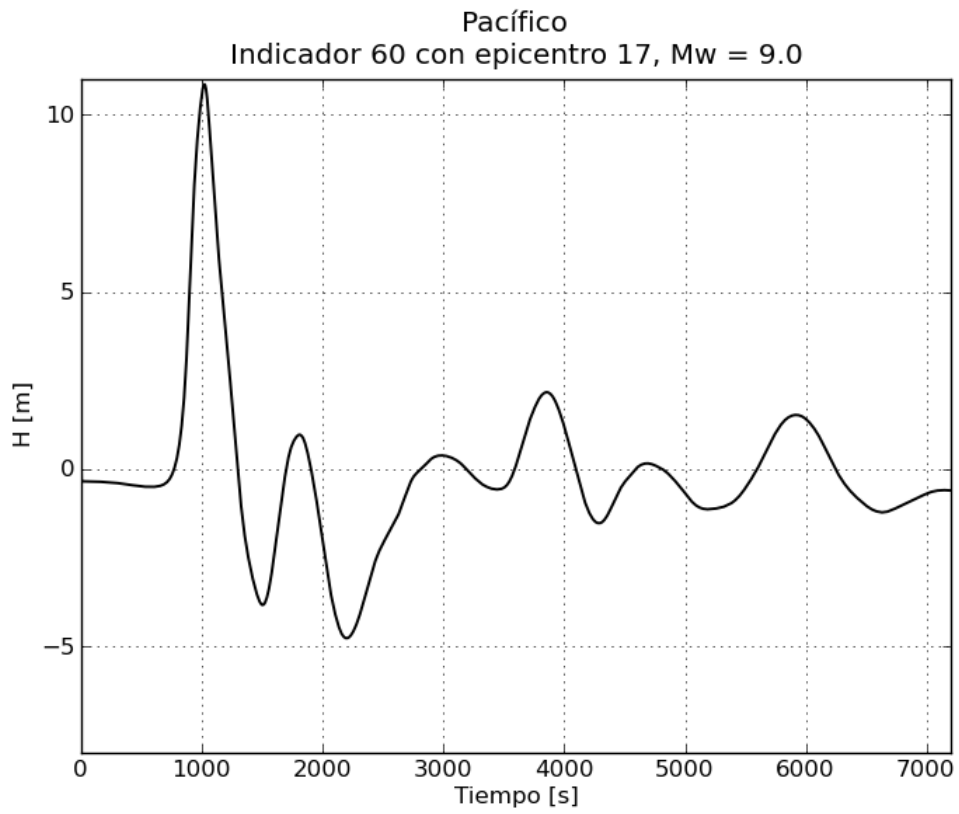
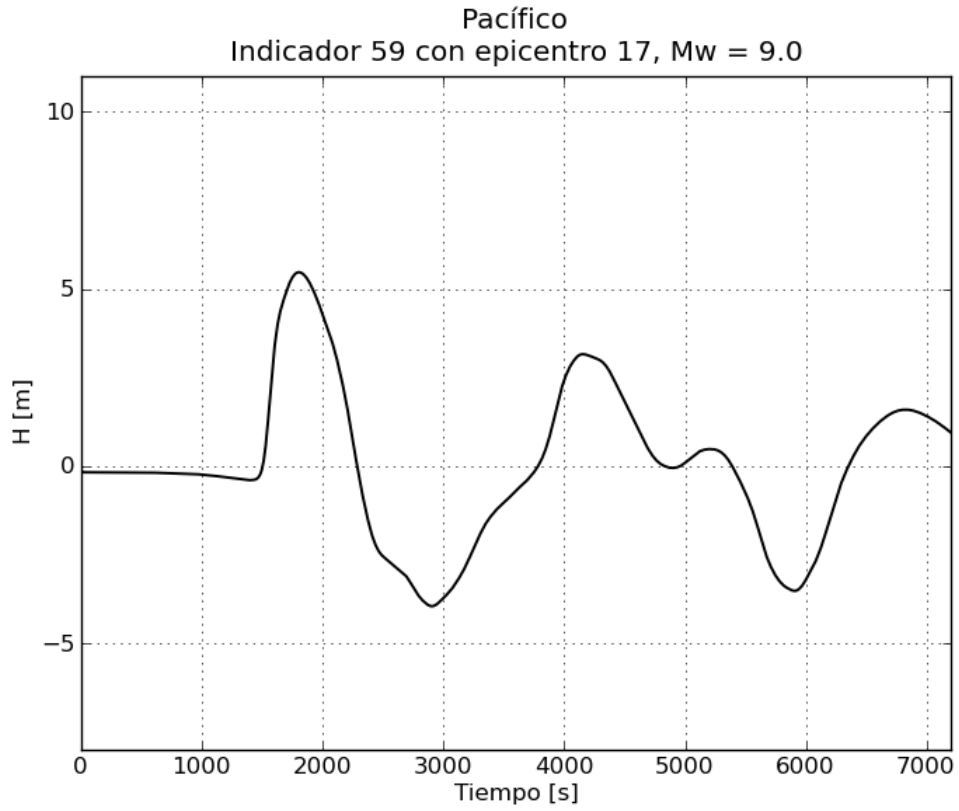


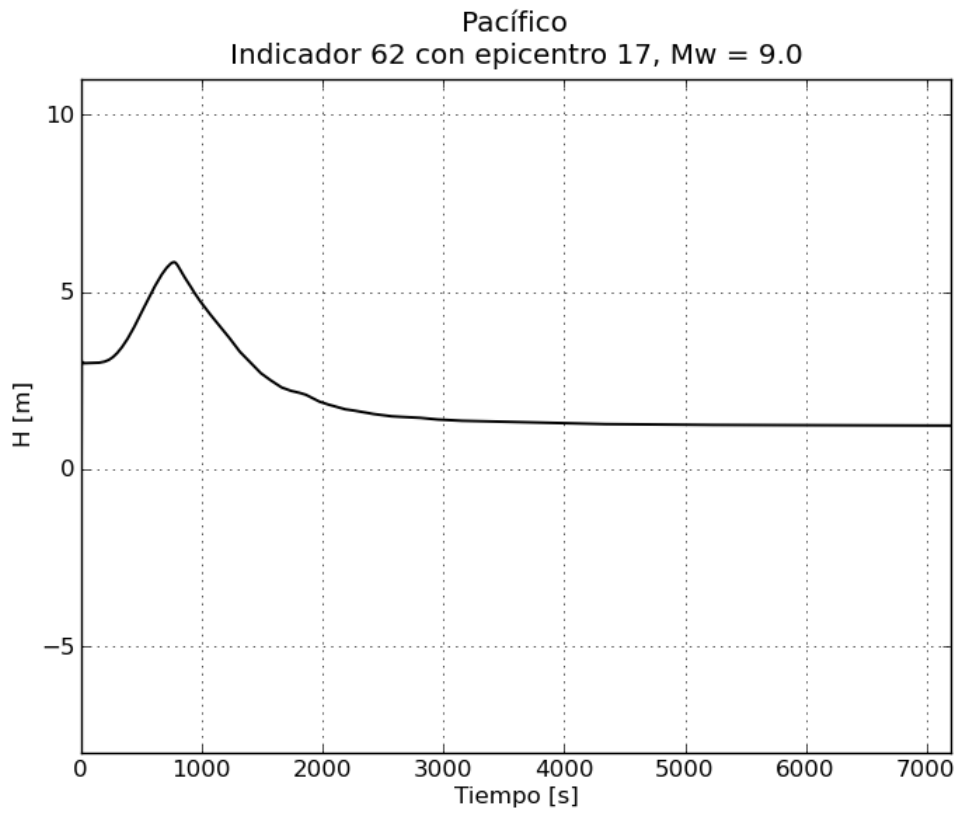
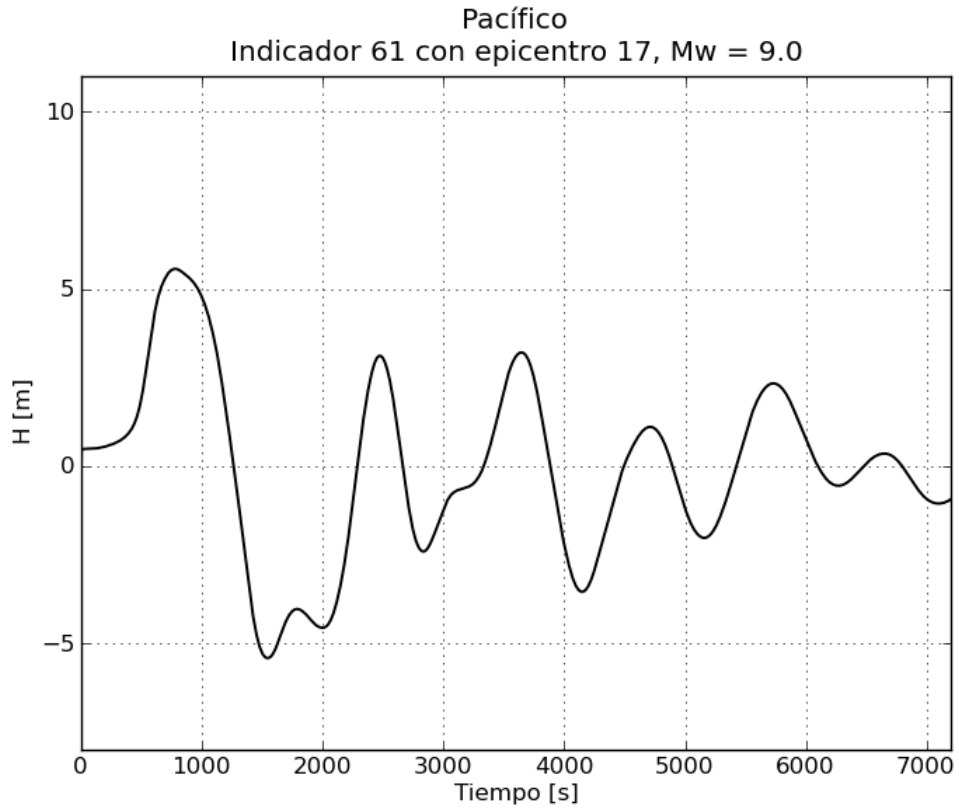


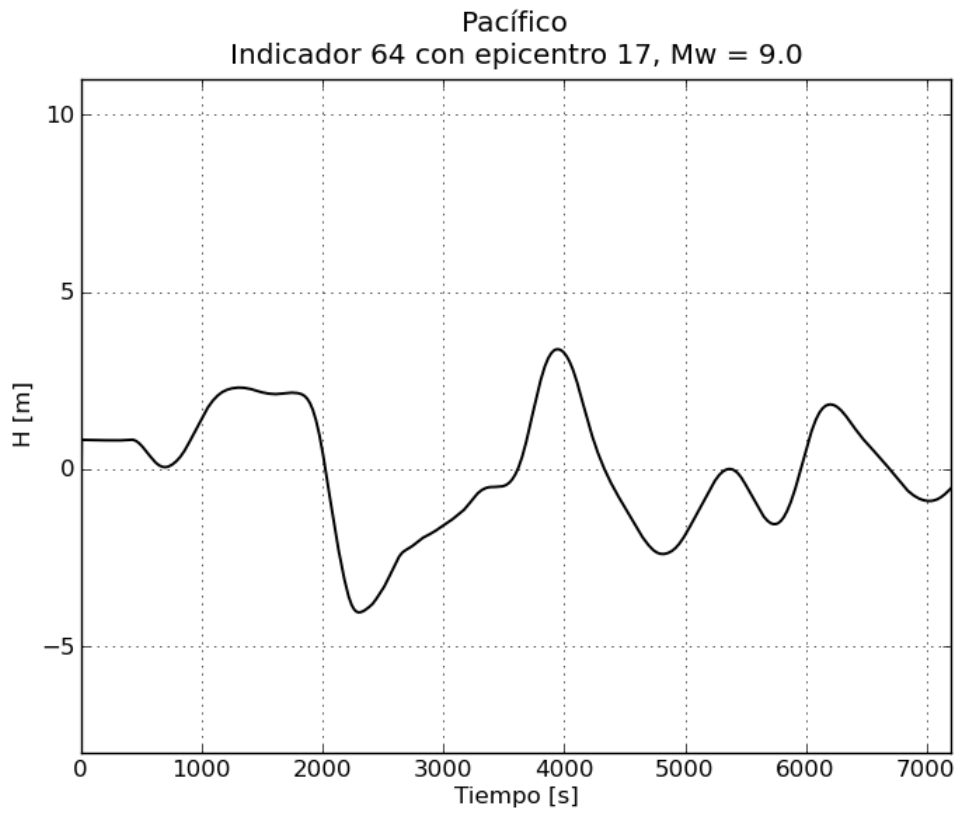
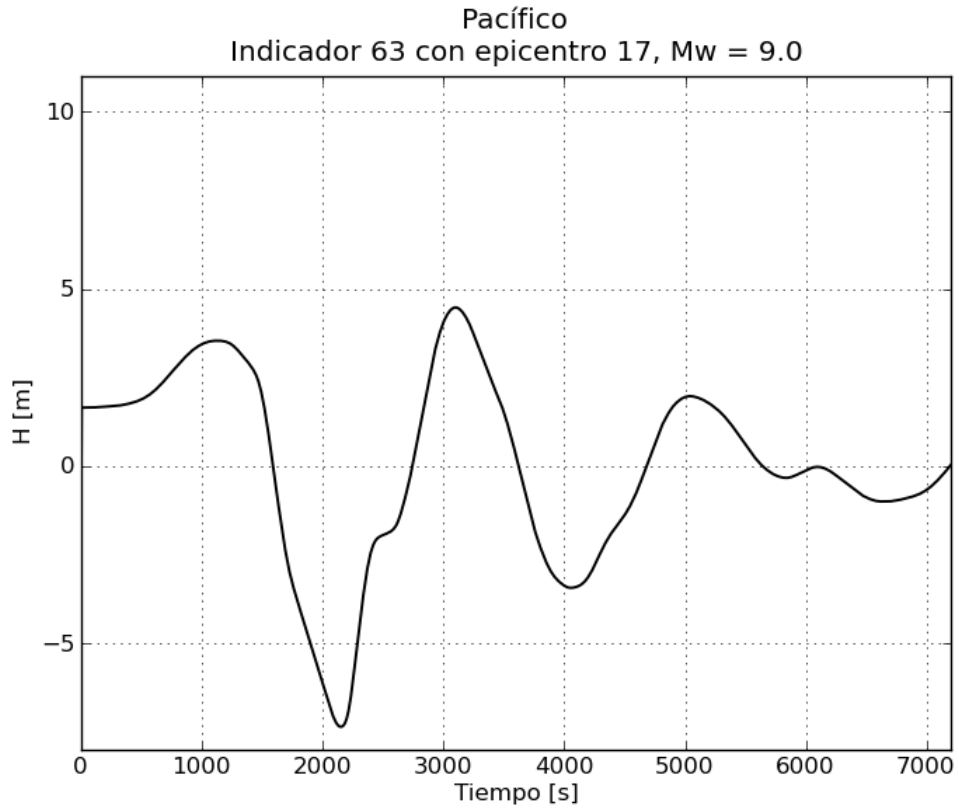


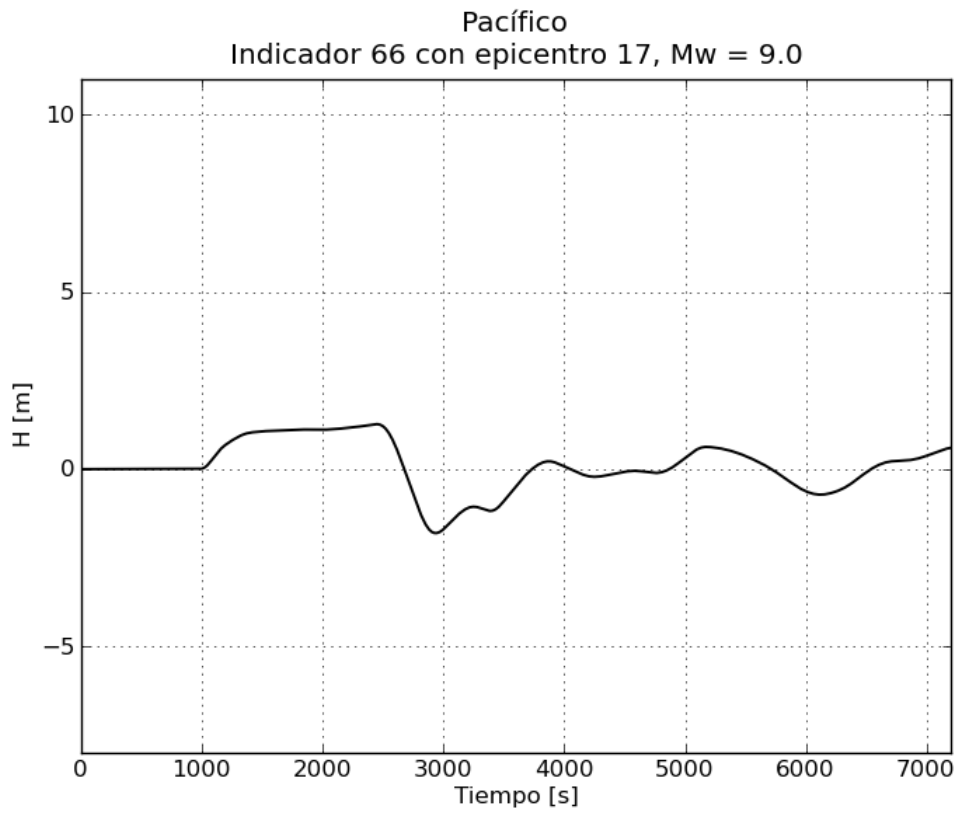
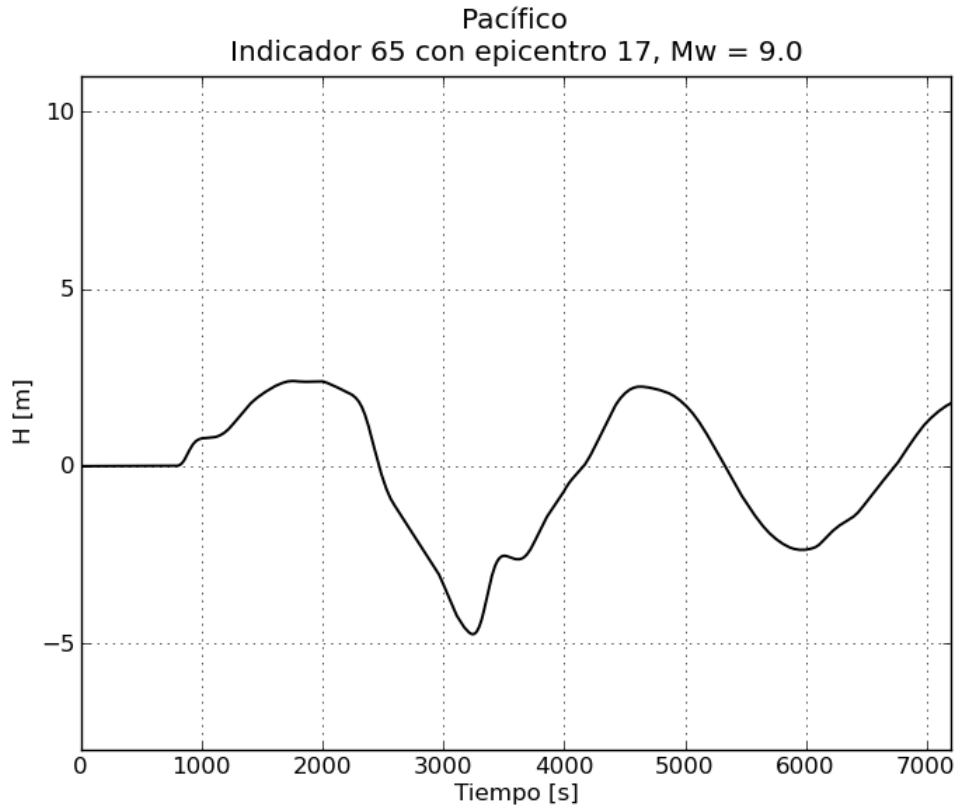
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

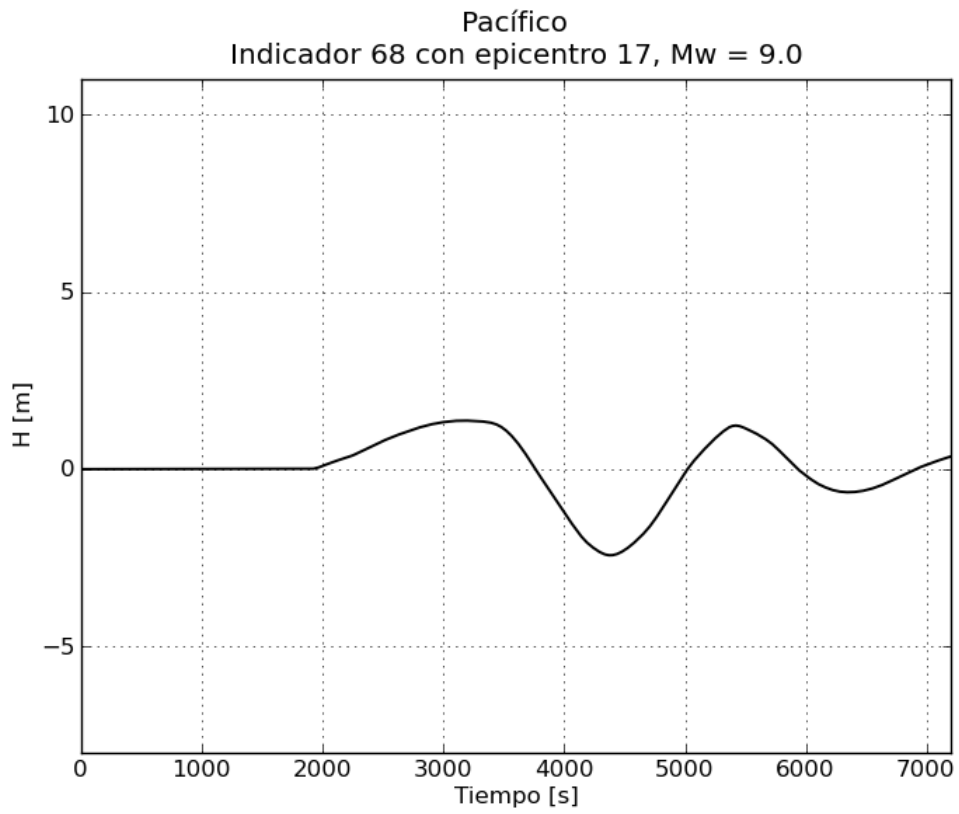
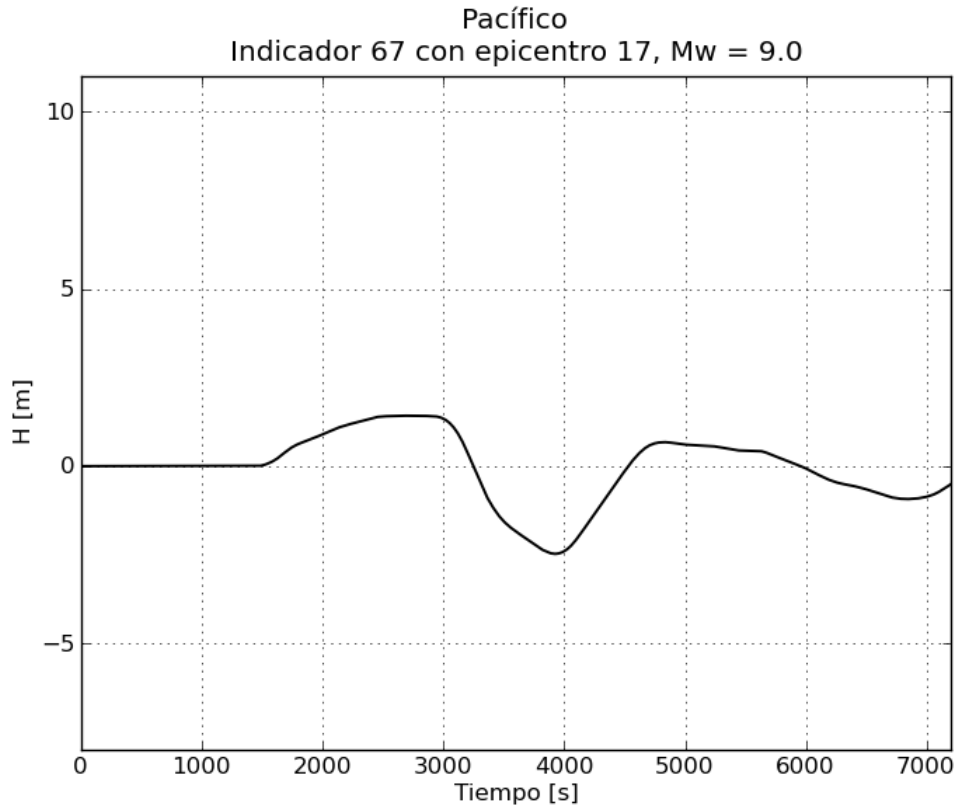


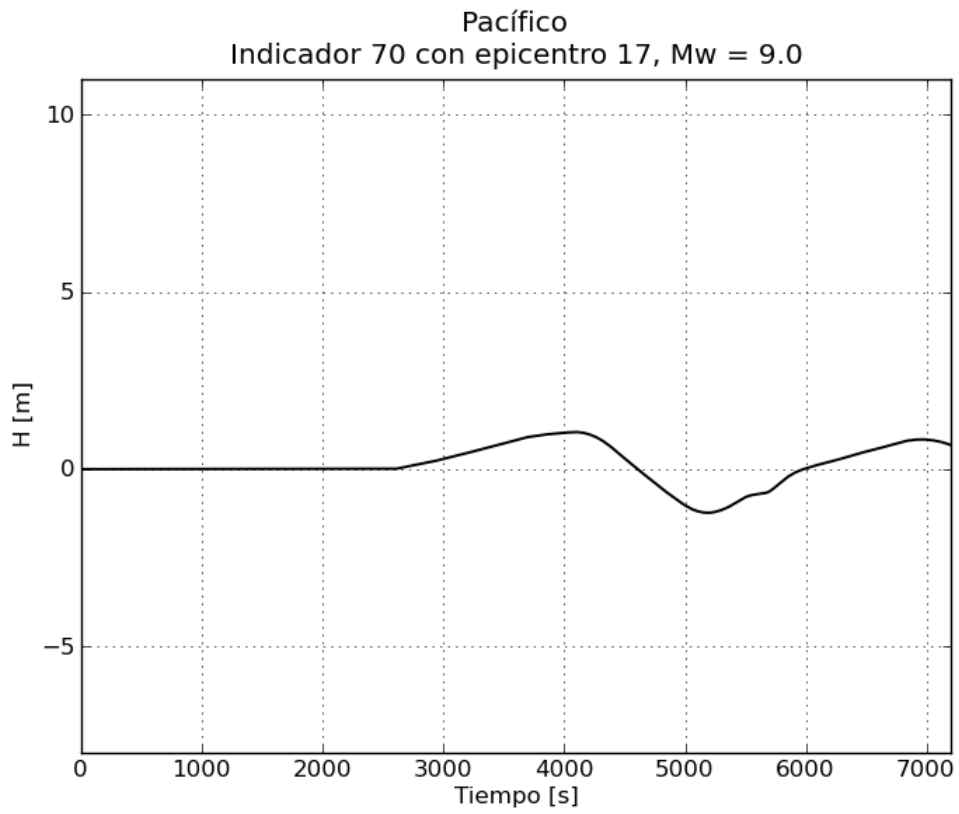
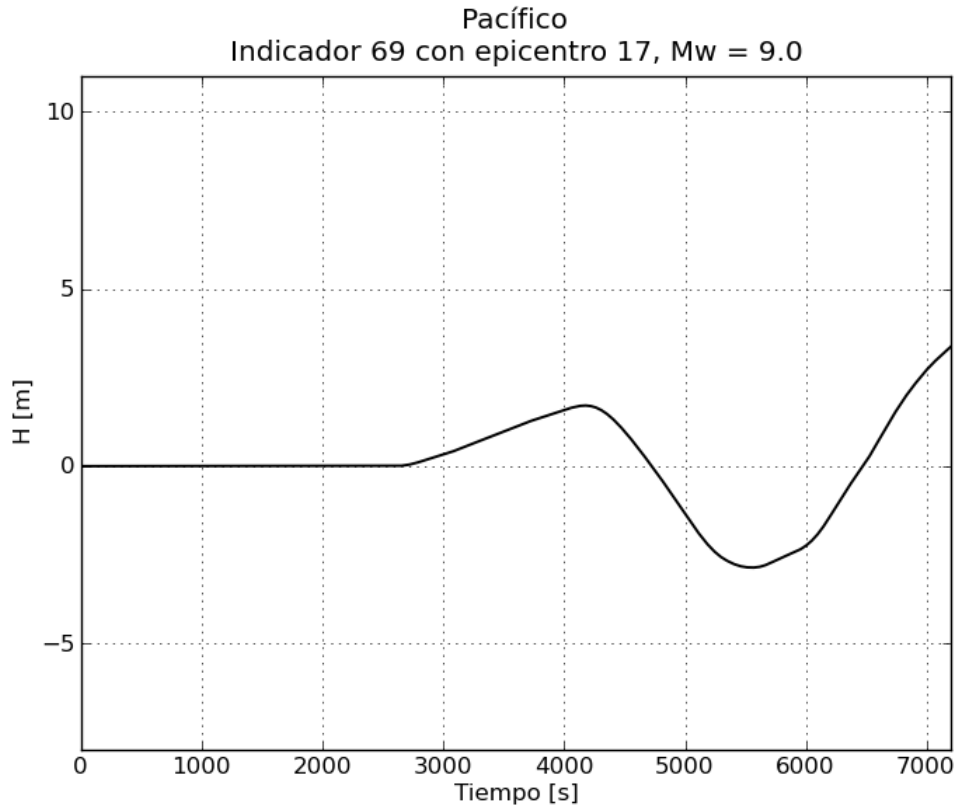


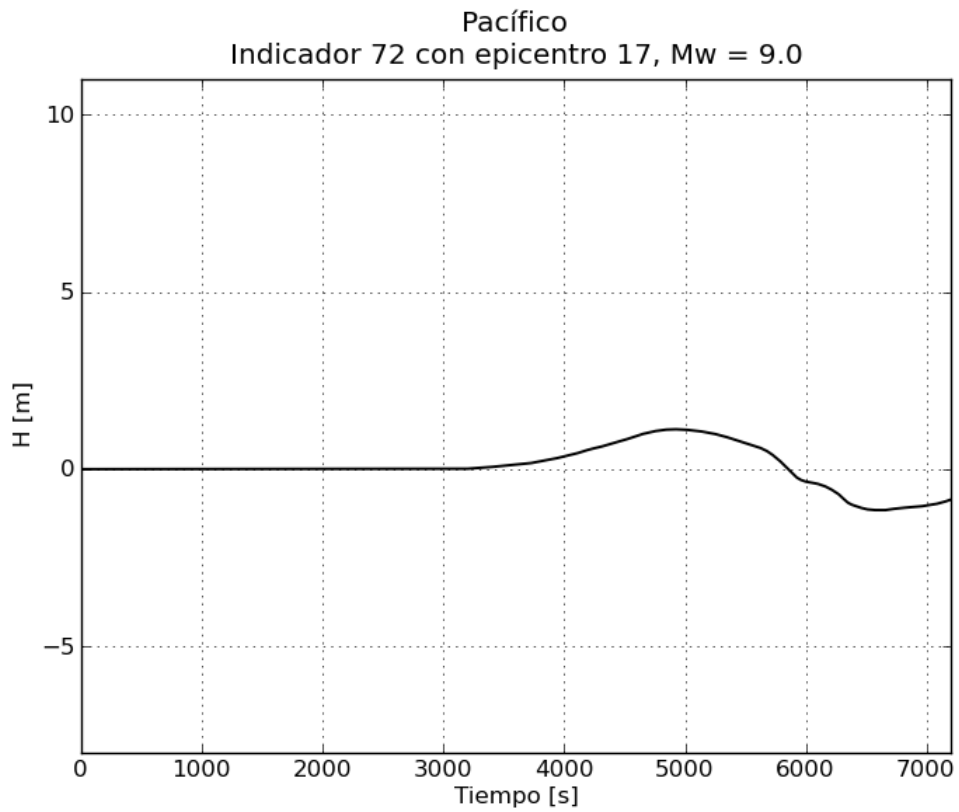
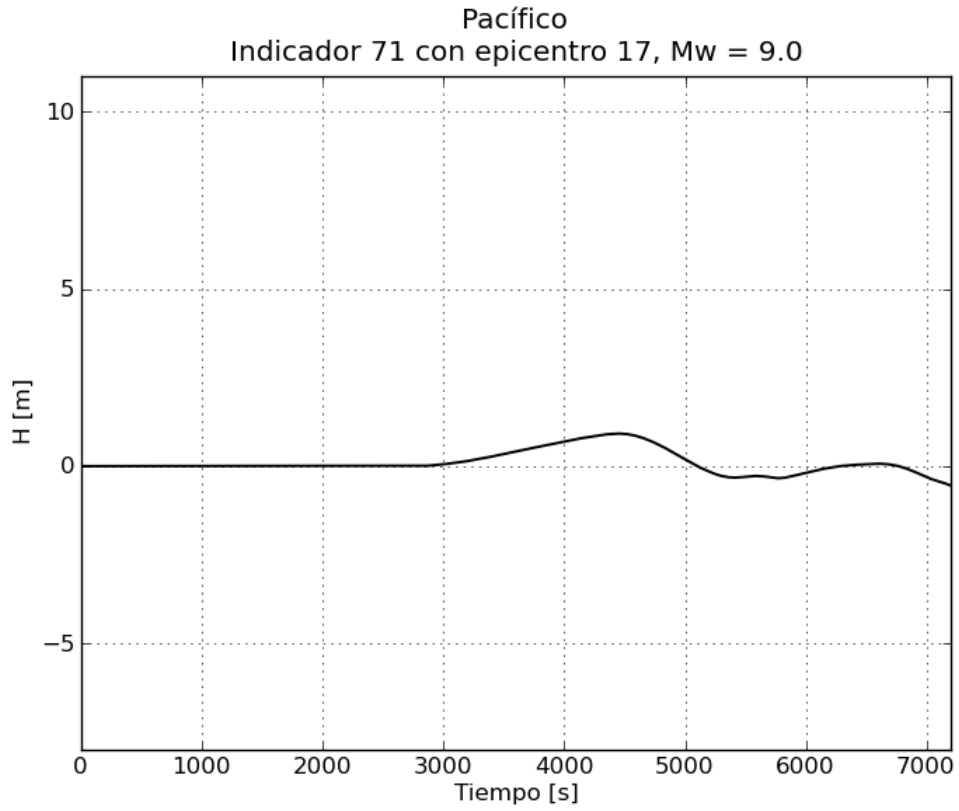




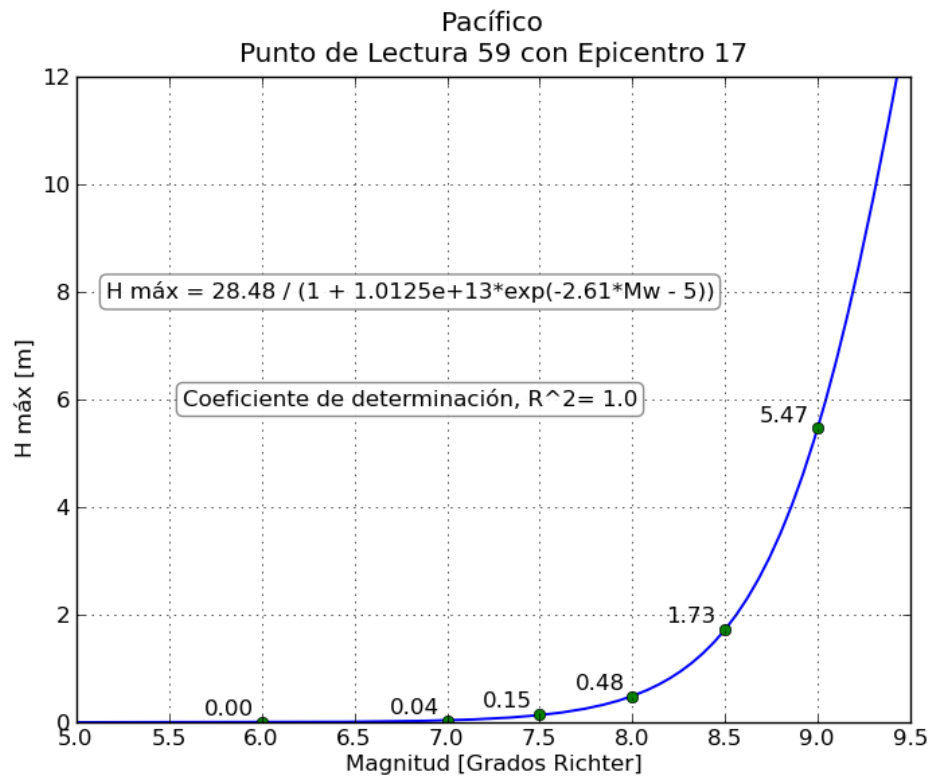
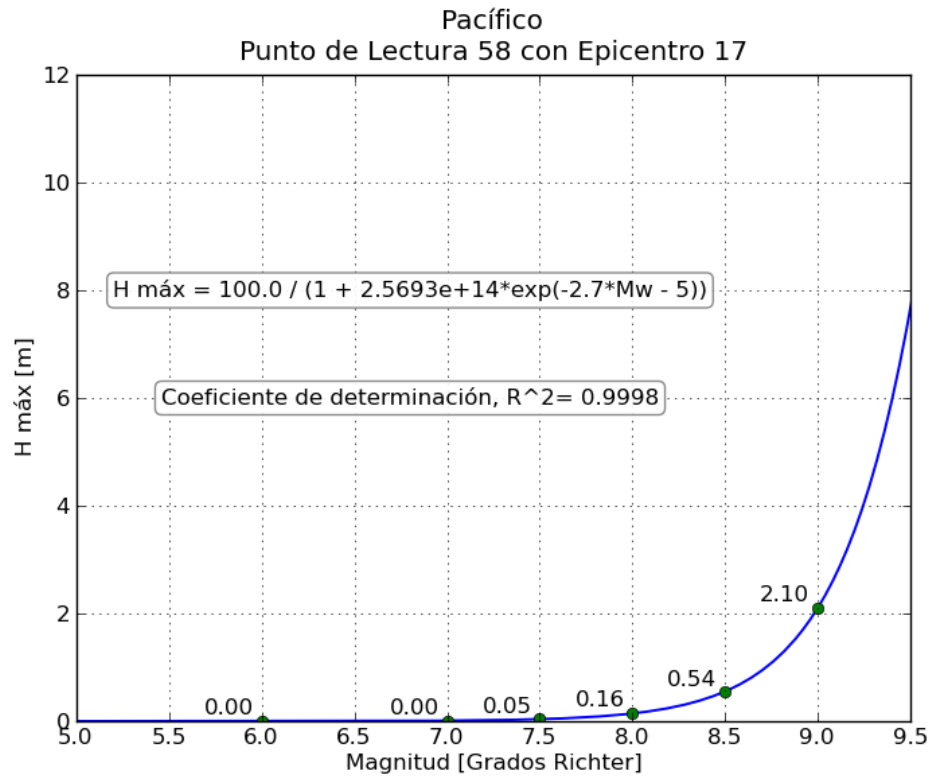


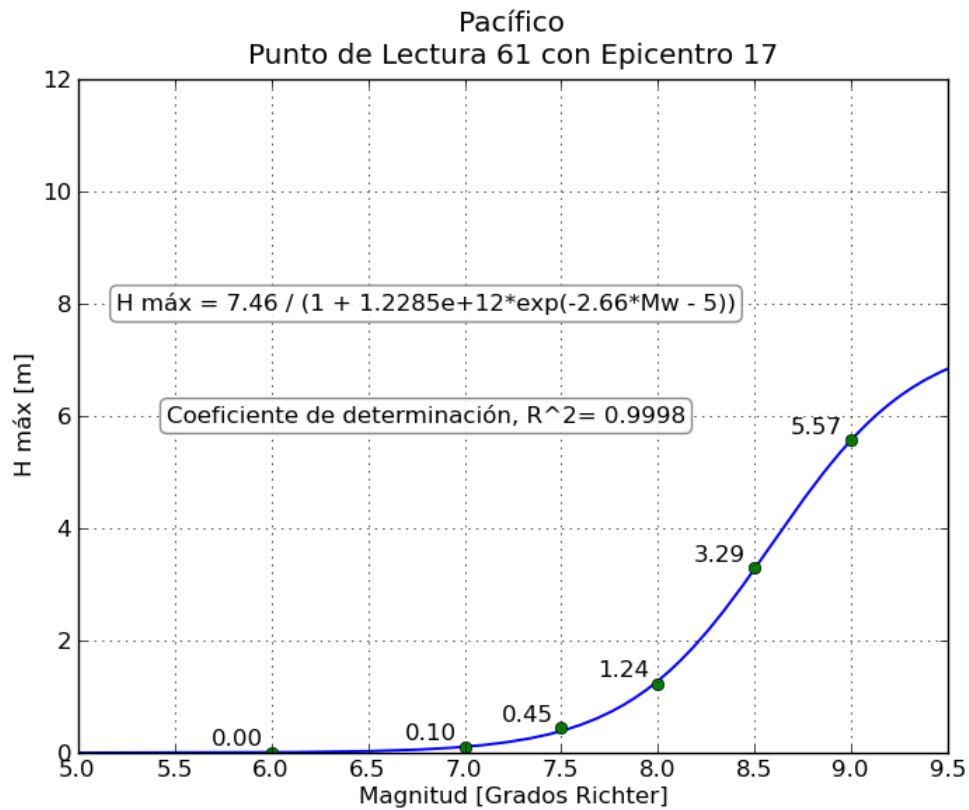
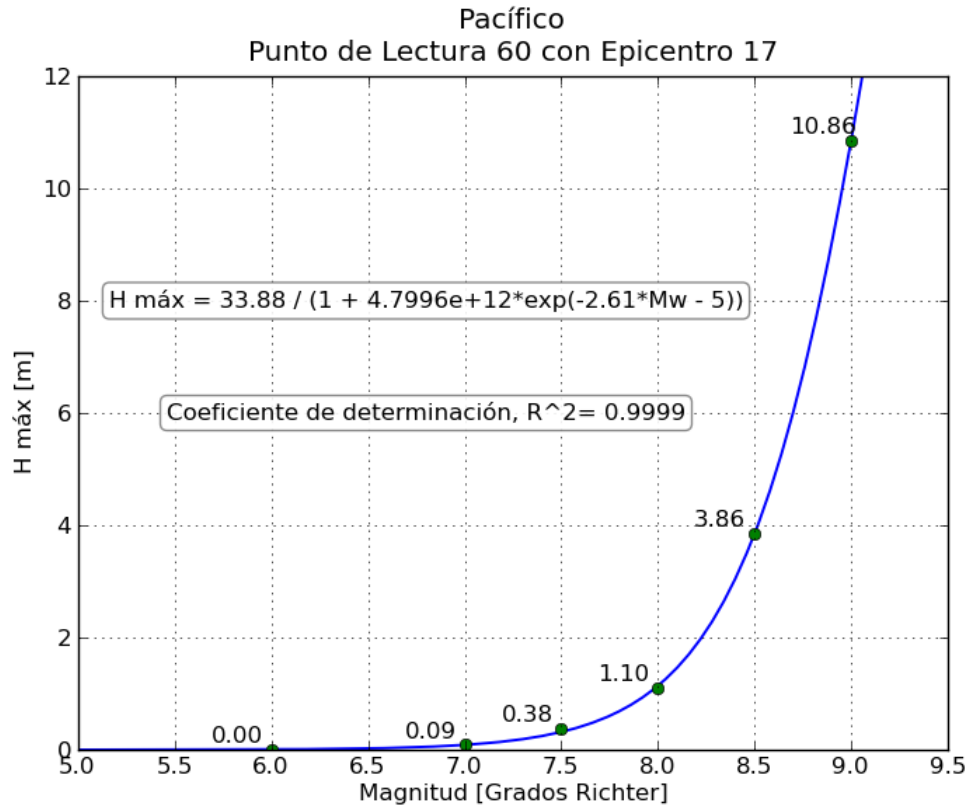


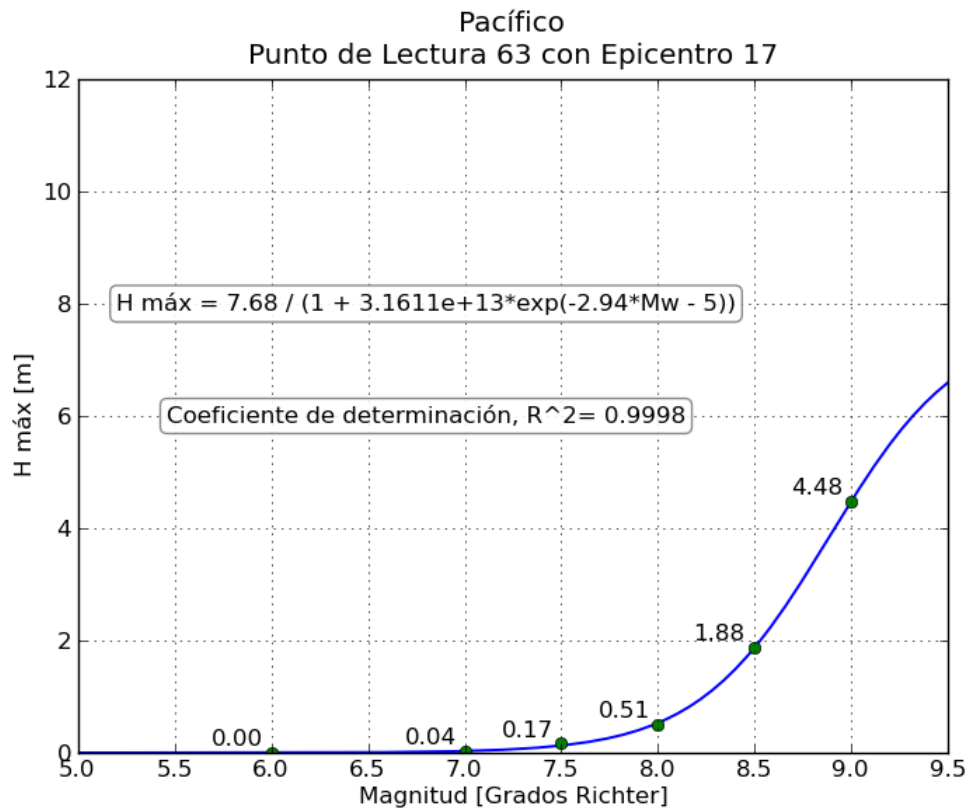
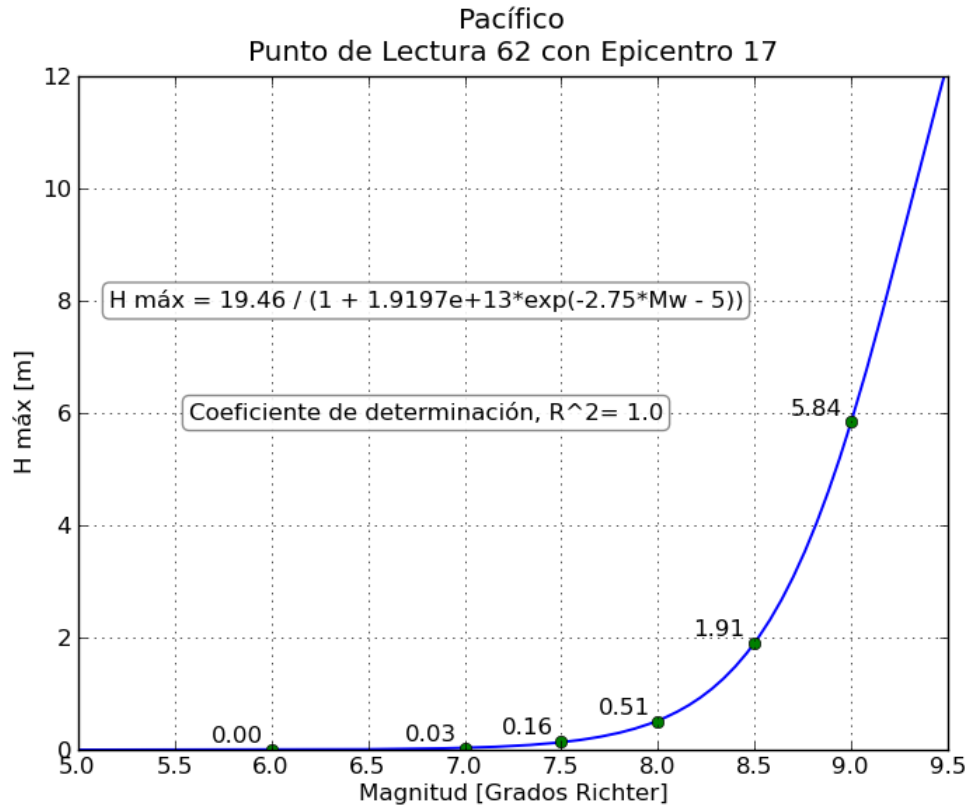


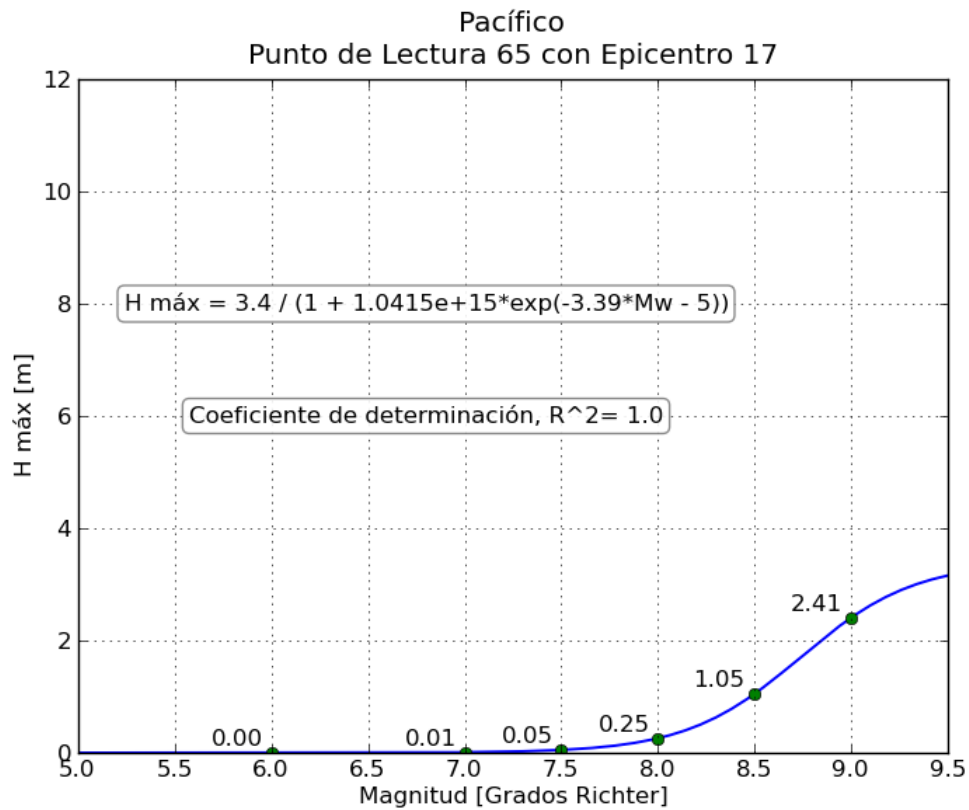
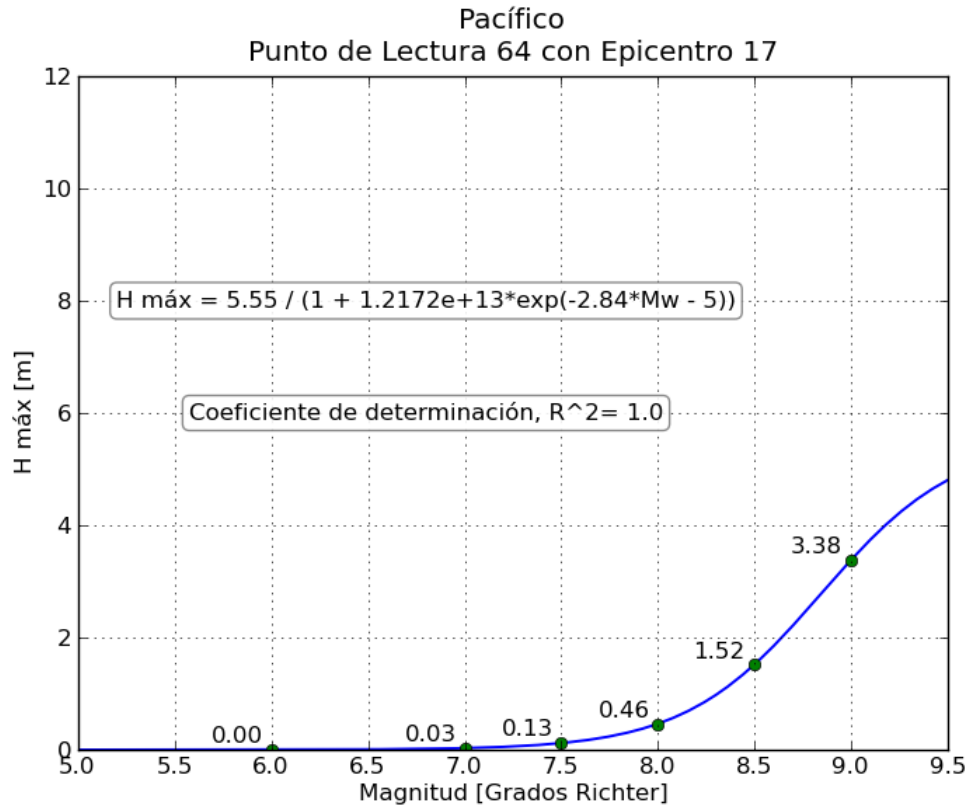


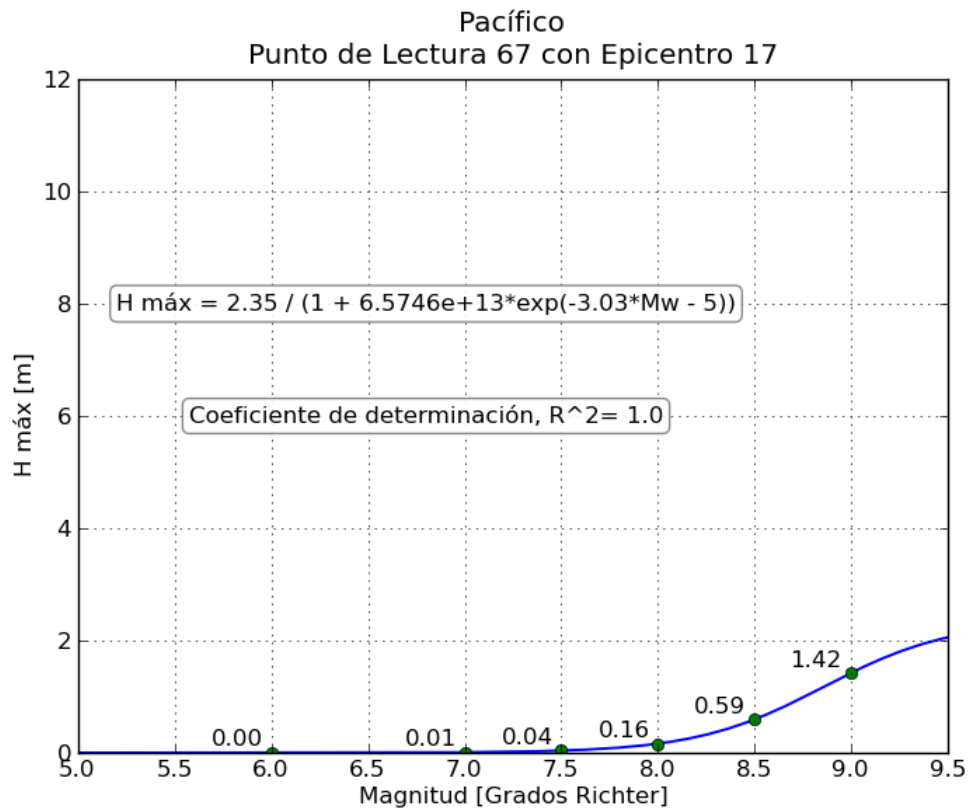
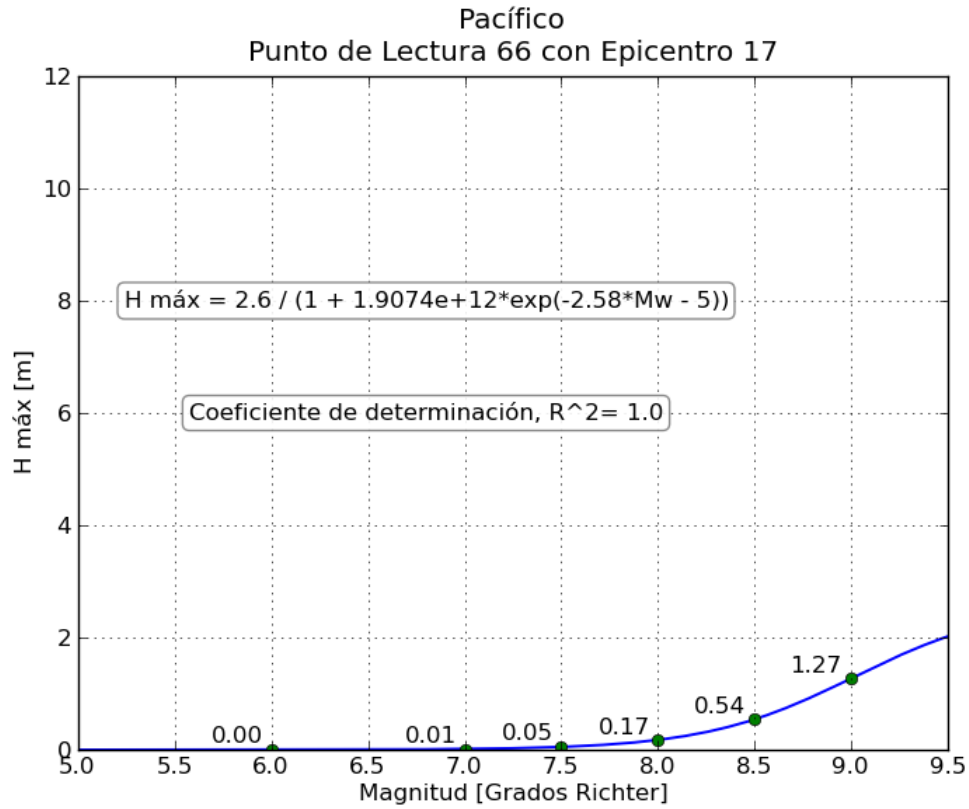
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

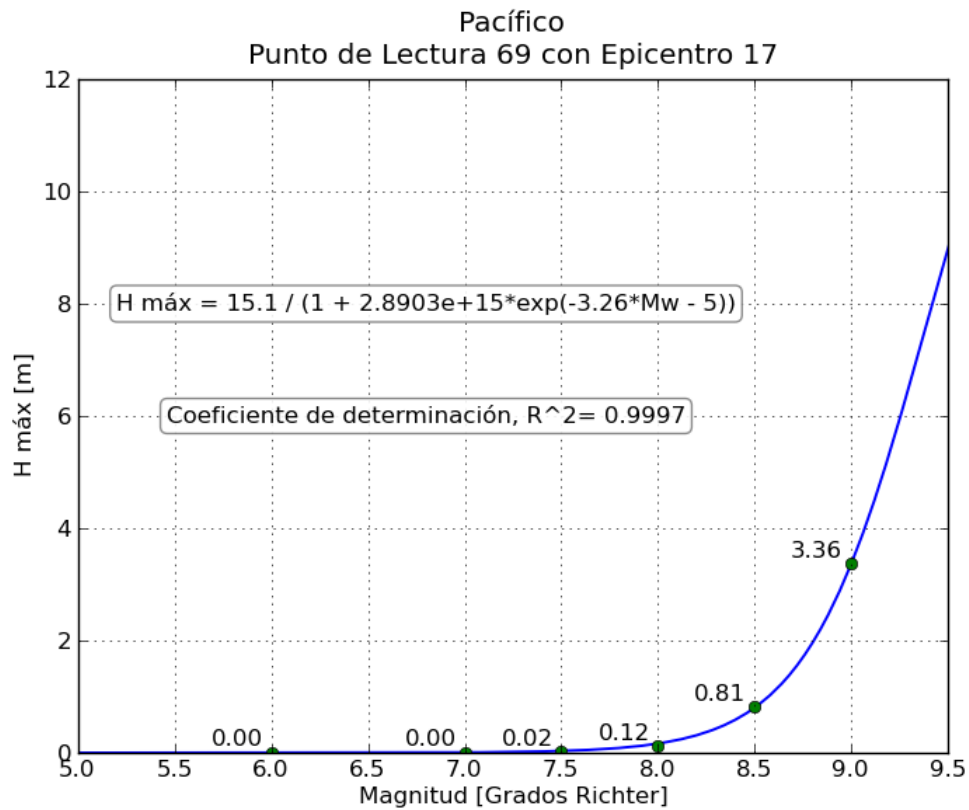
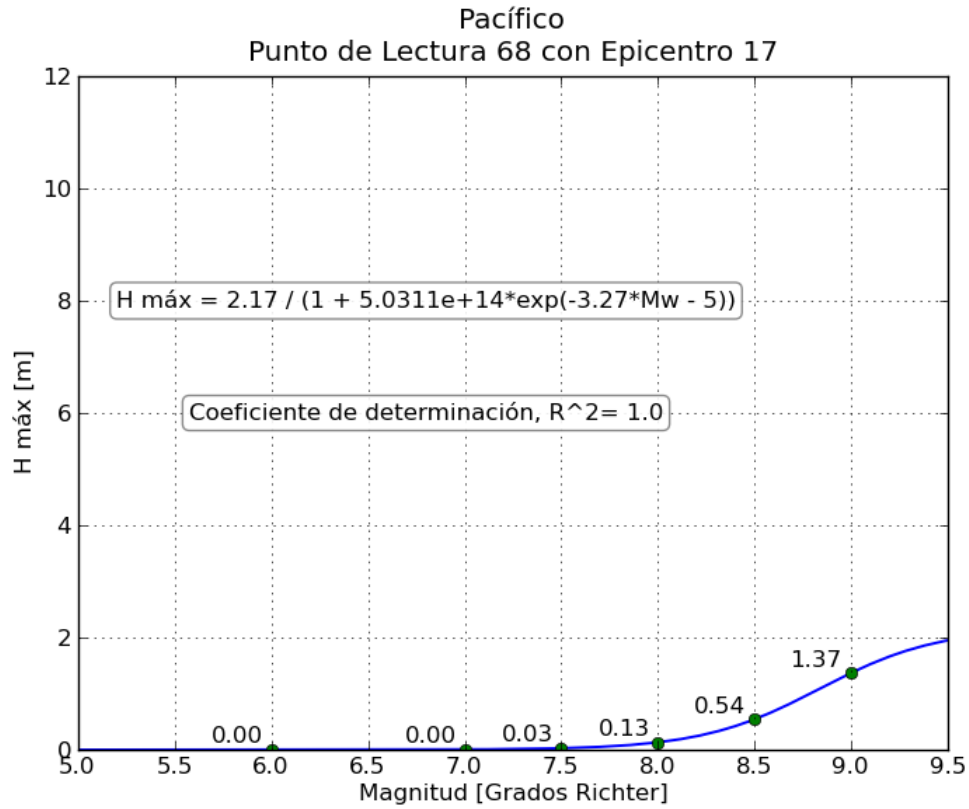


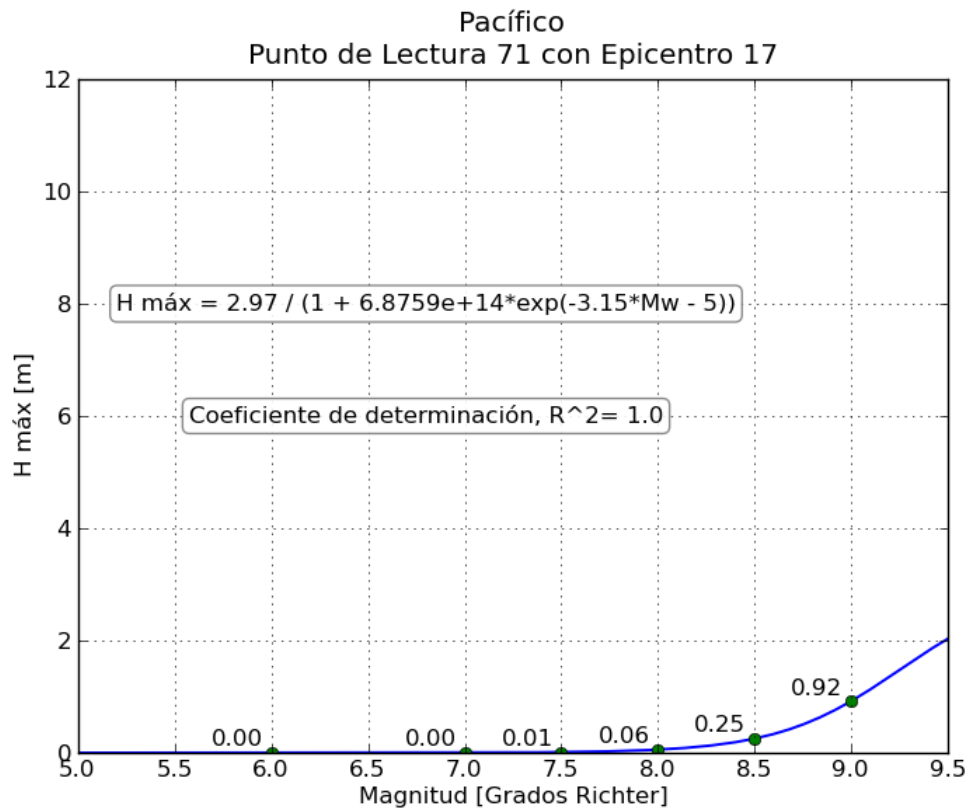
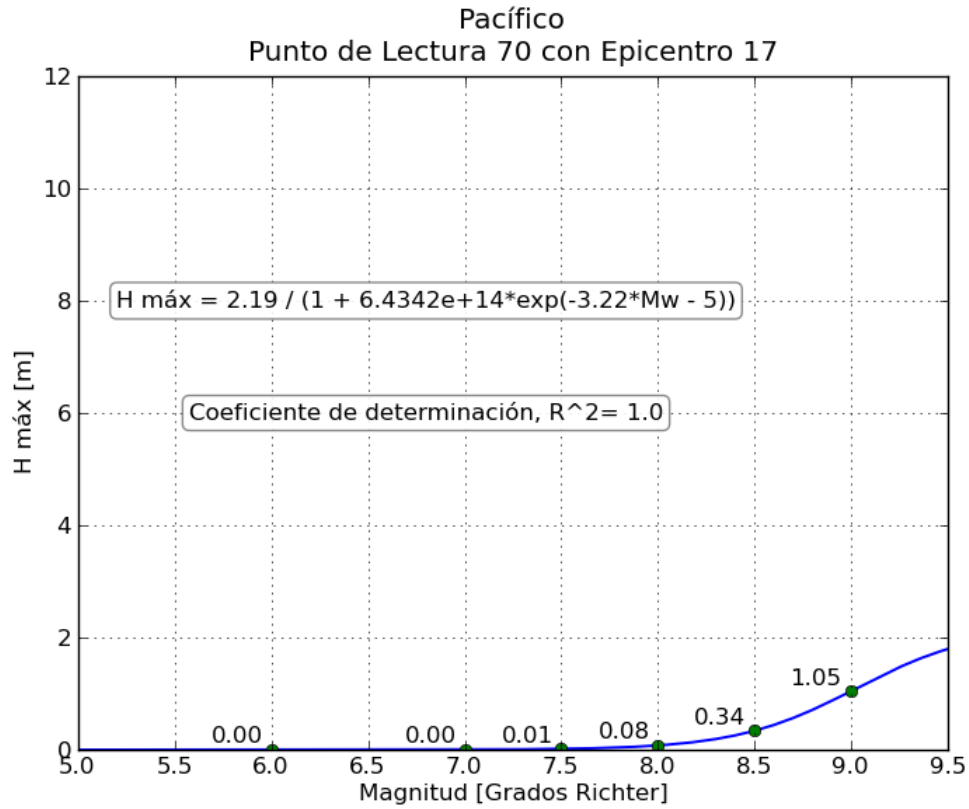


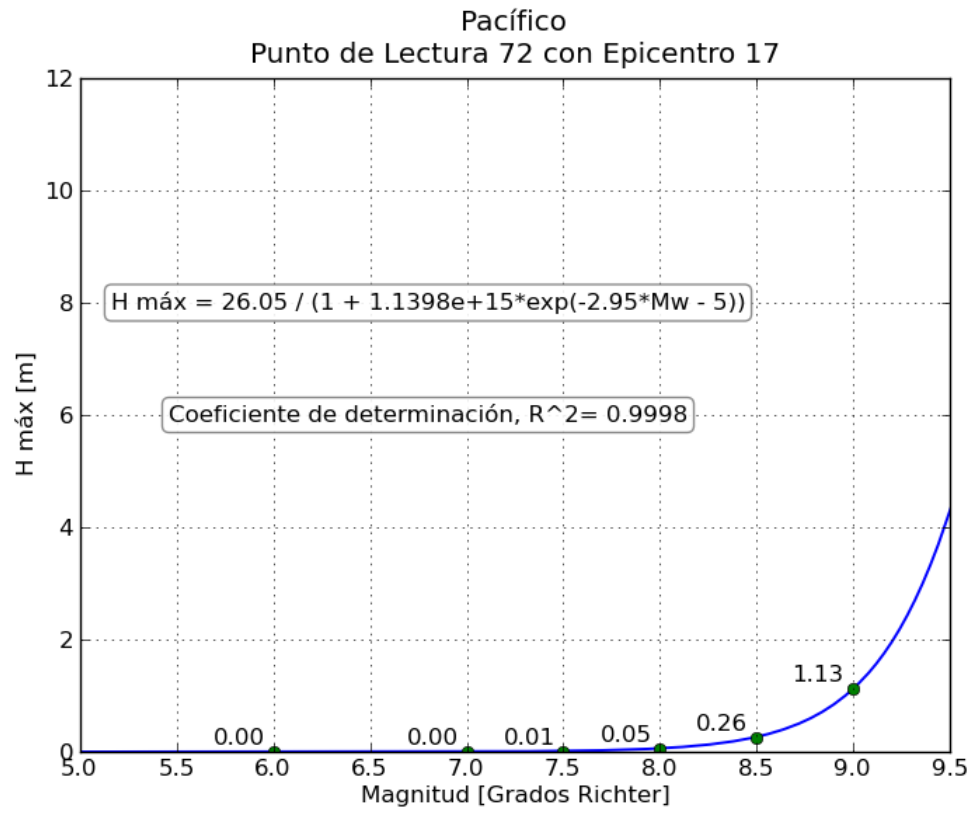






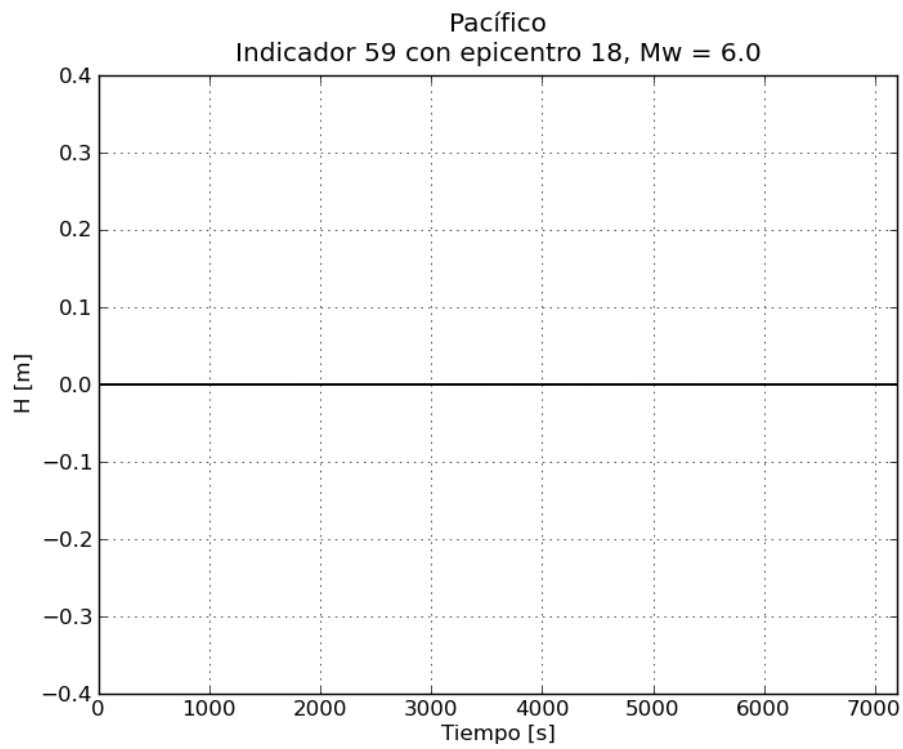
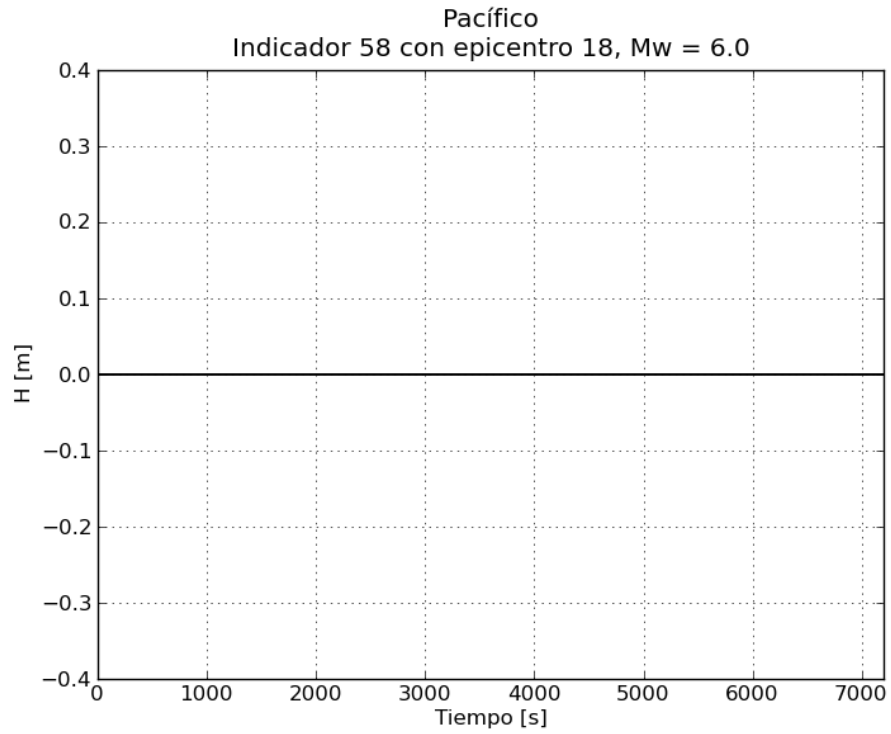


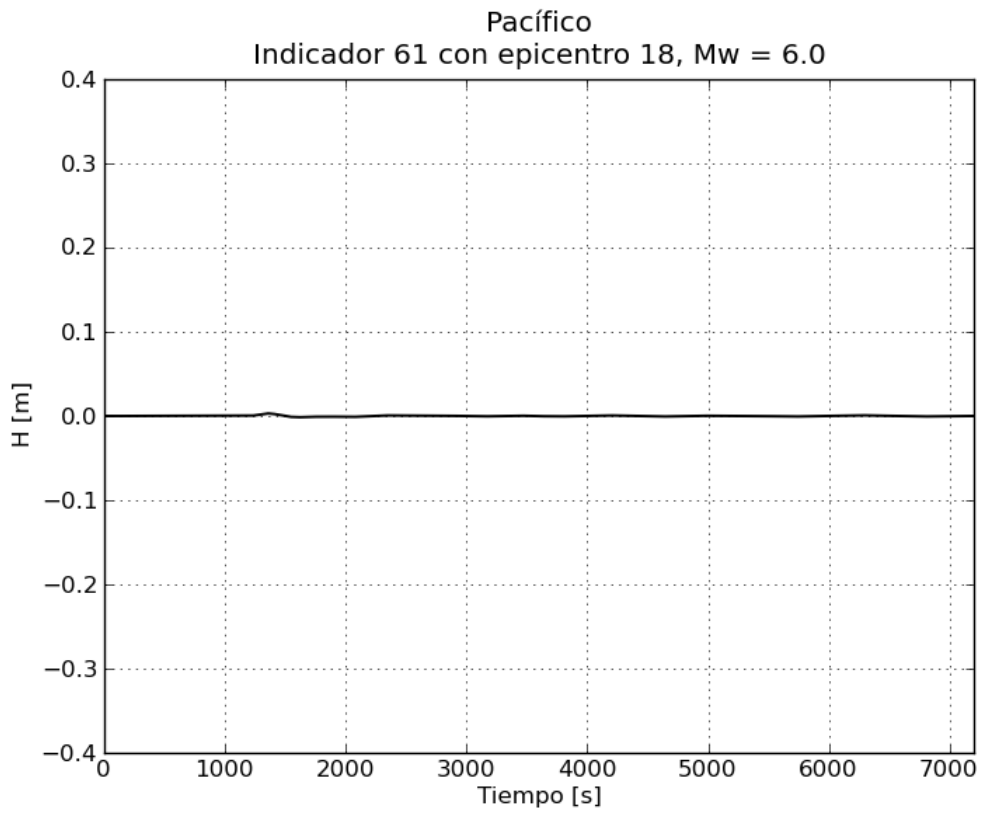
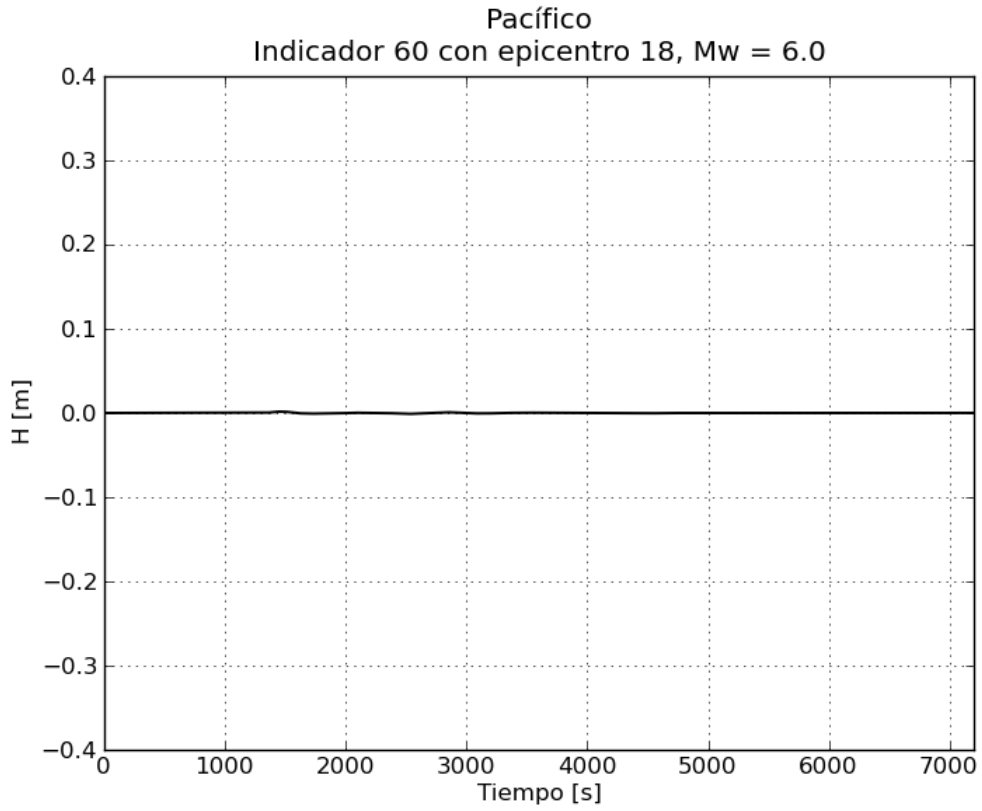


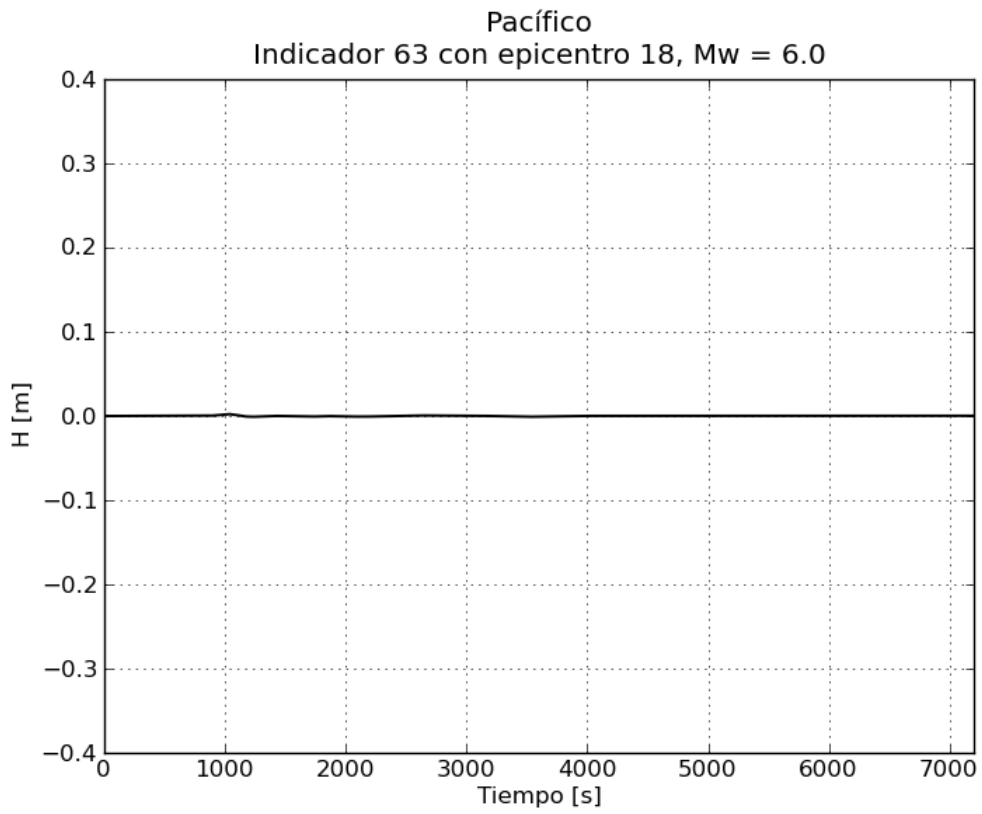
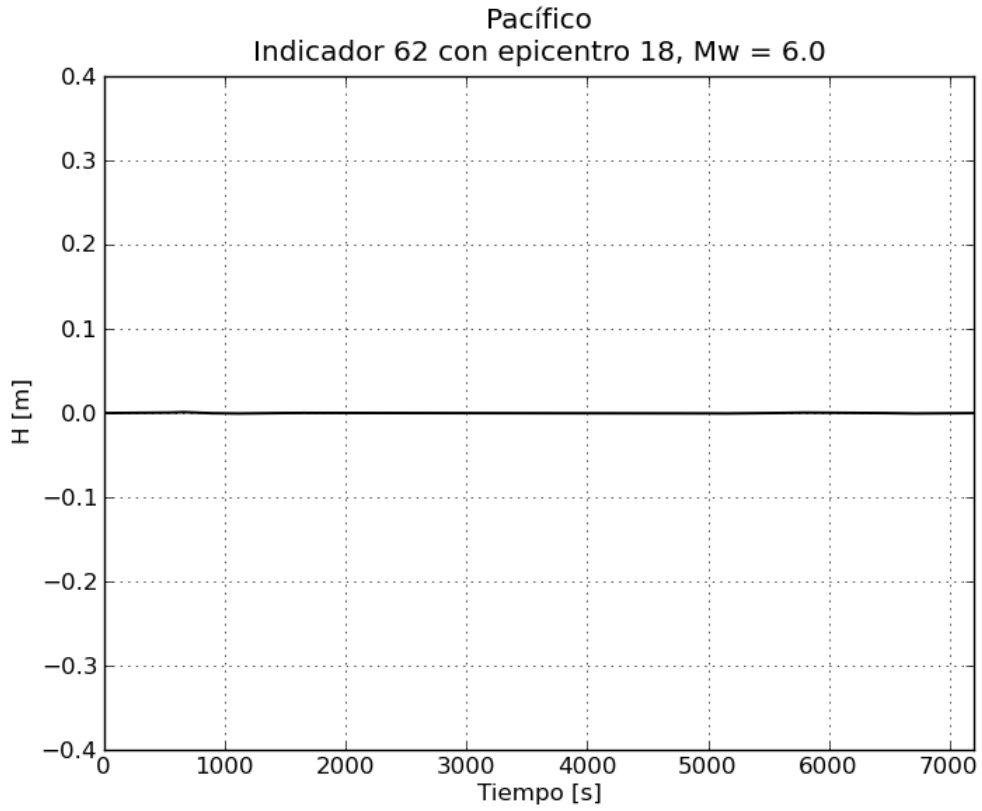


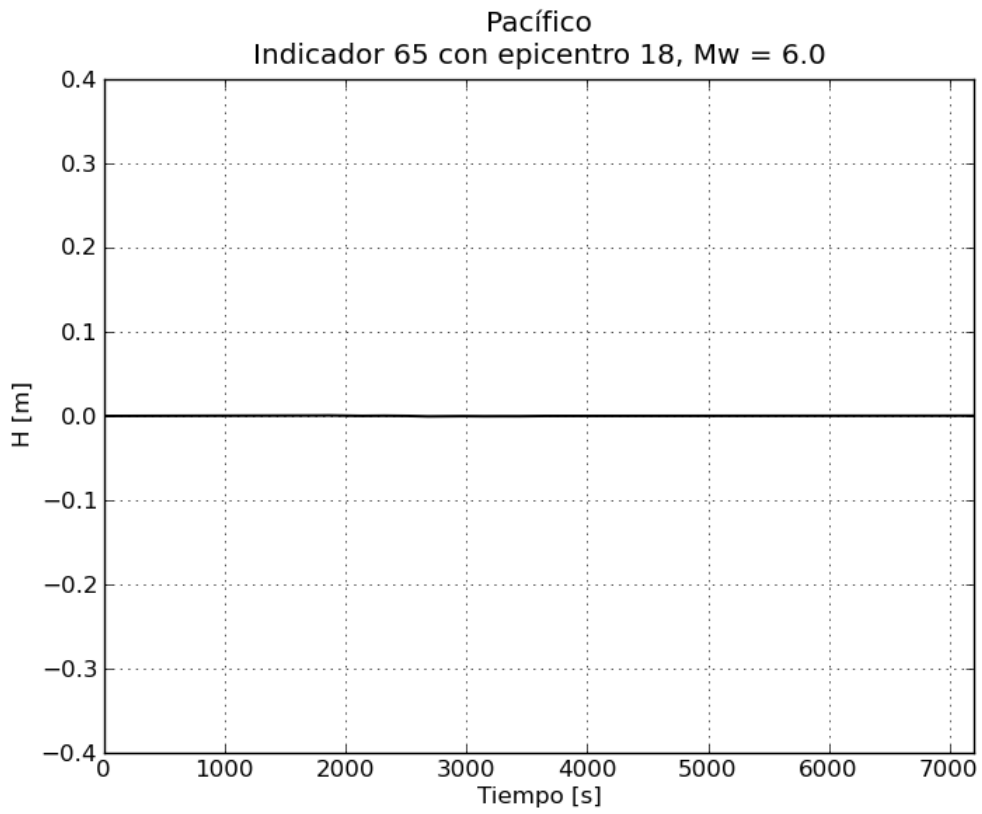
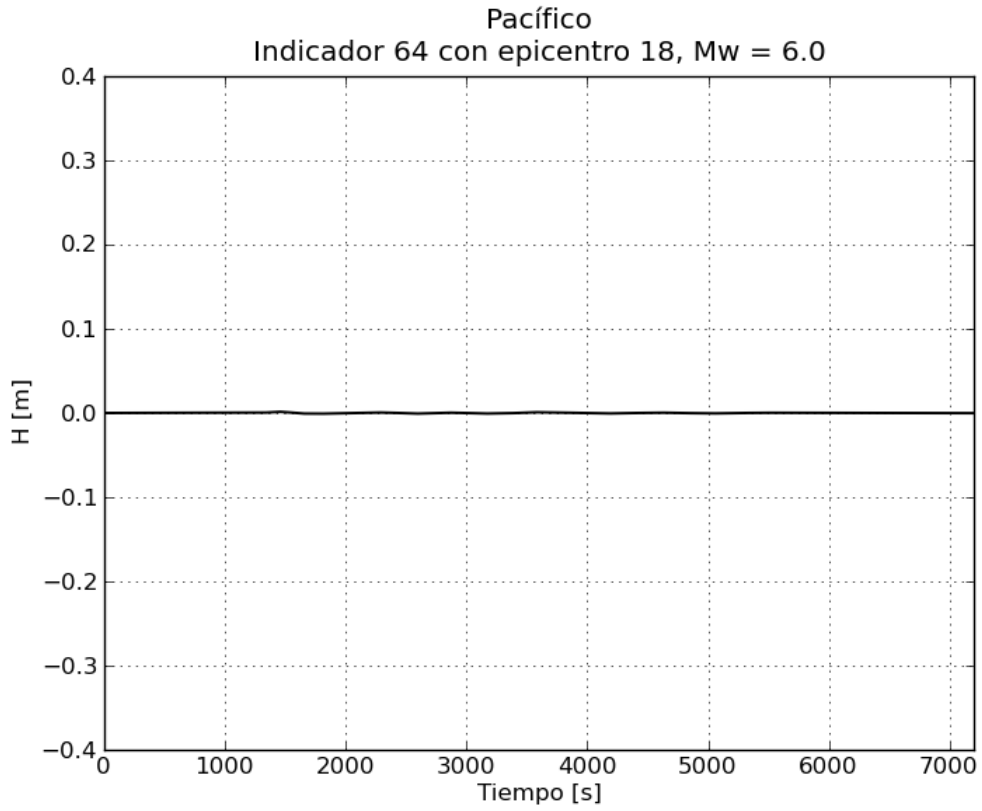
3. Epicentro 18 del Pacífico

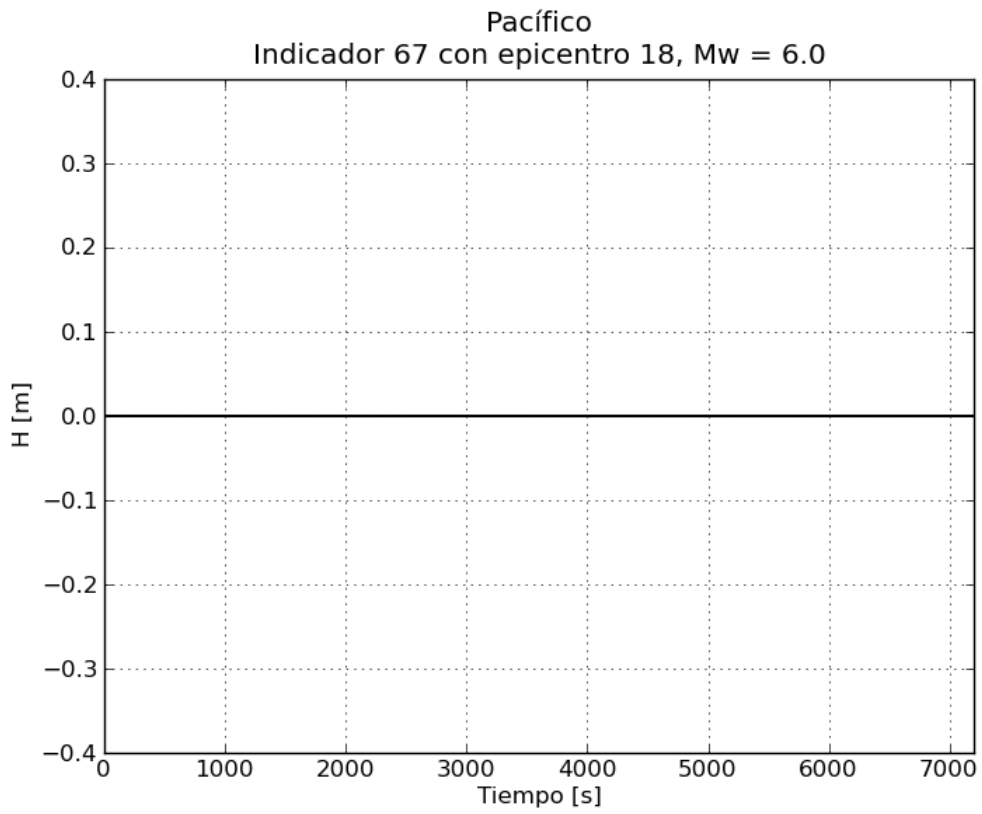
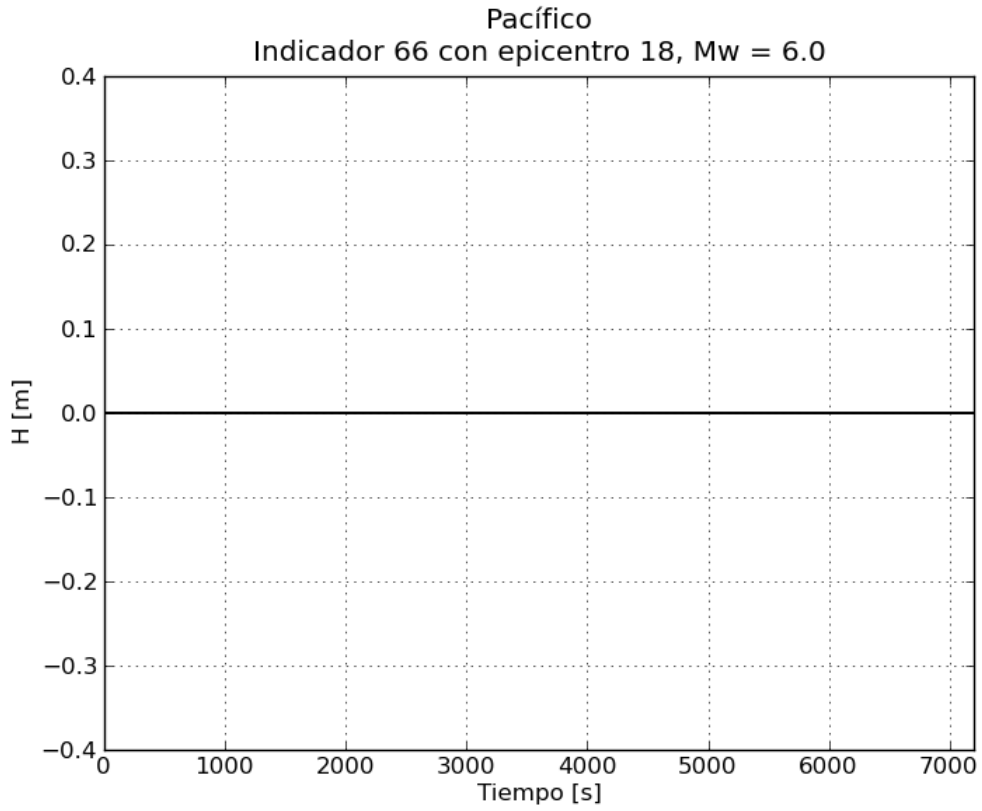
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

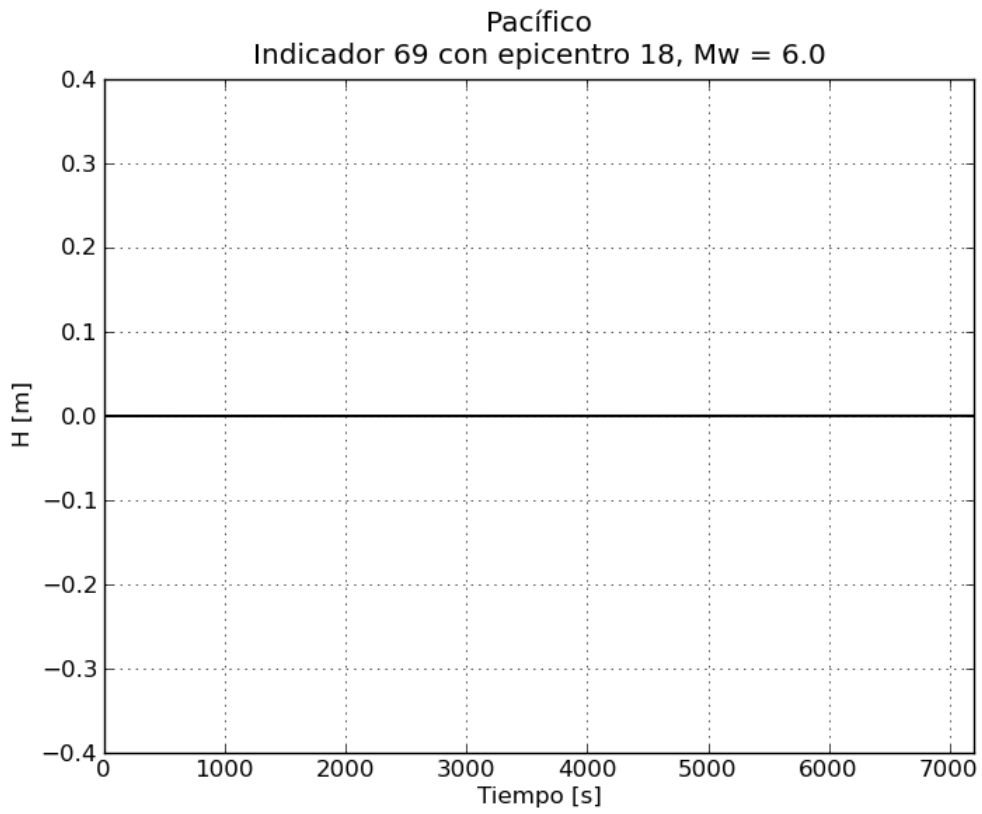
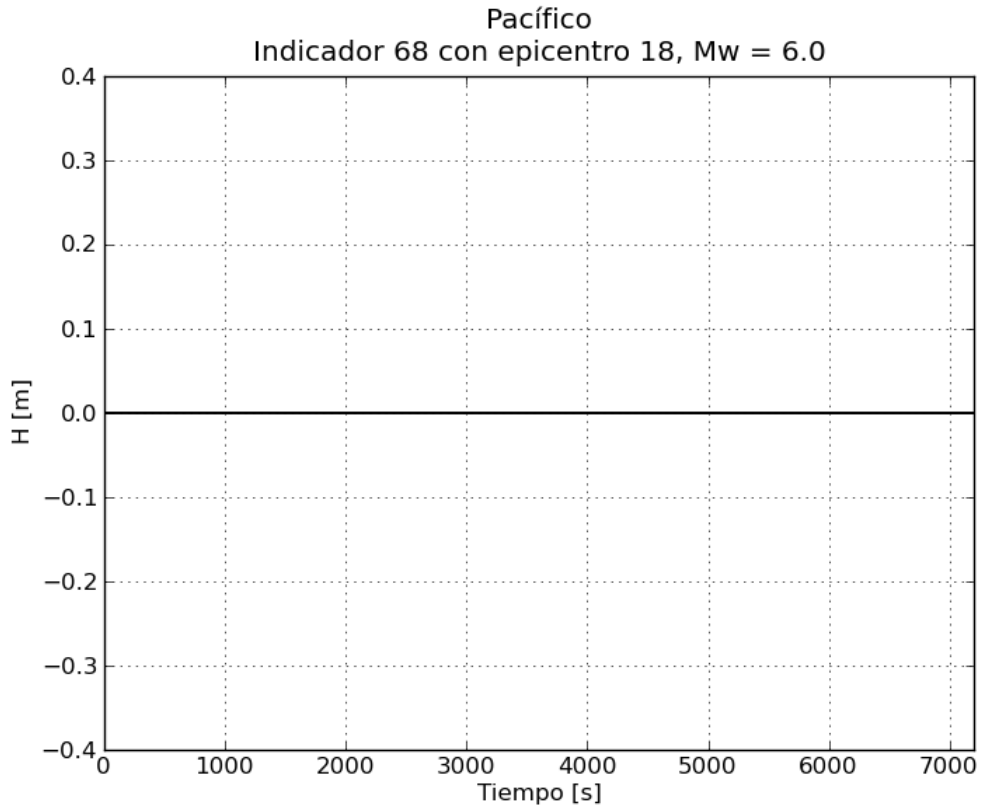


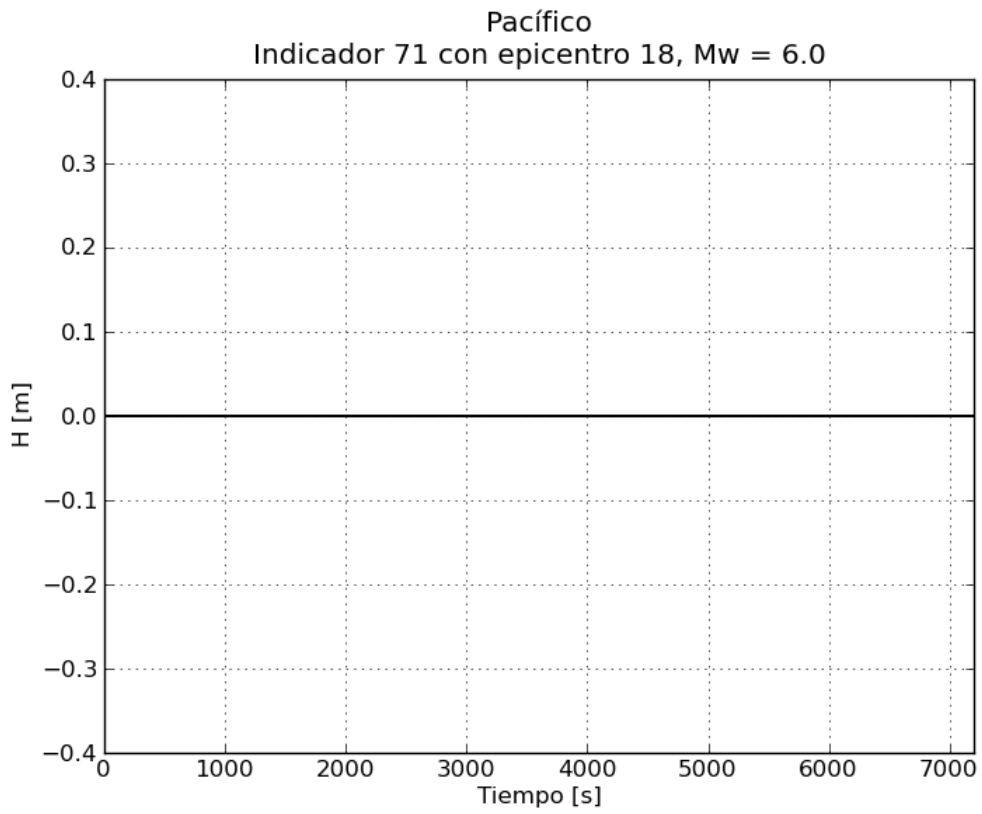
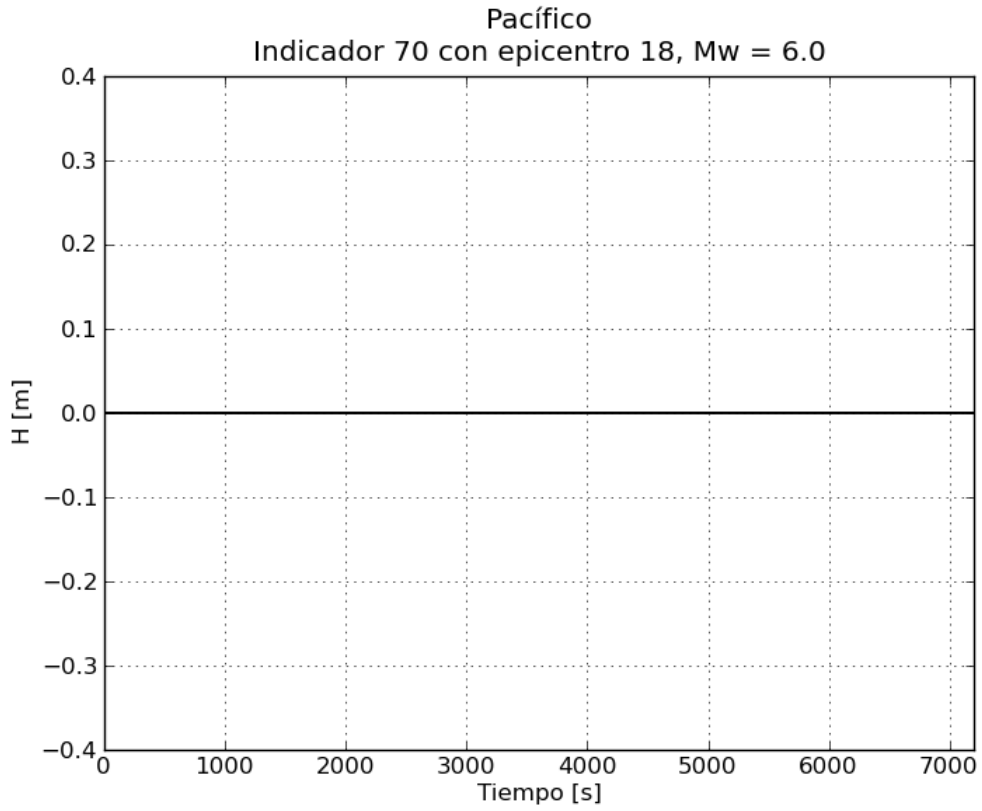


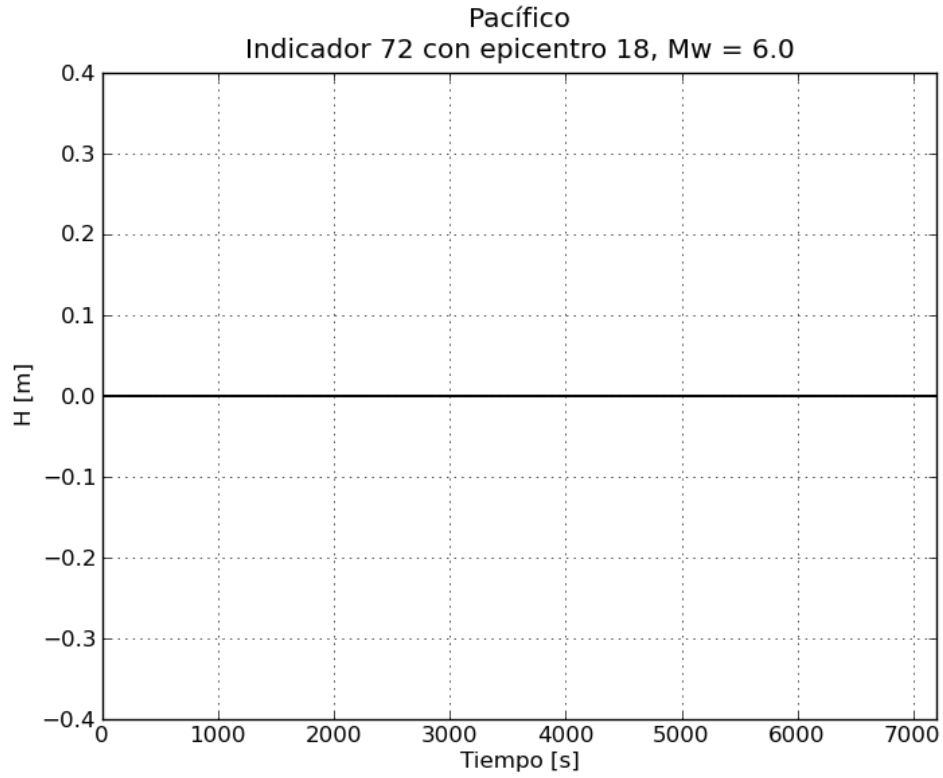




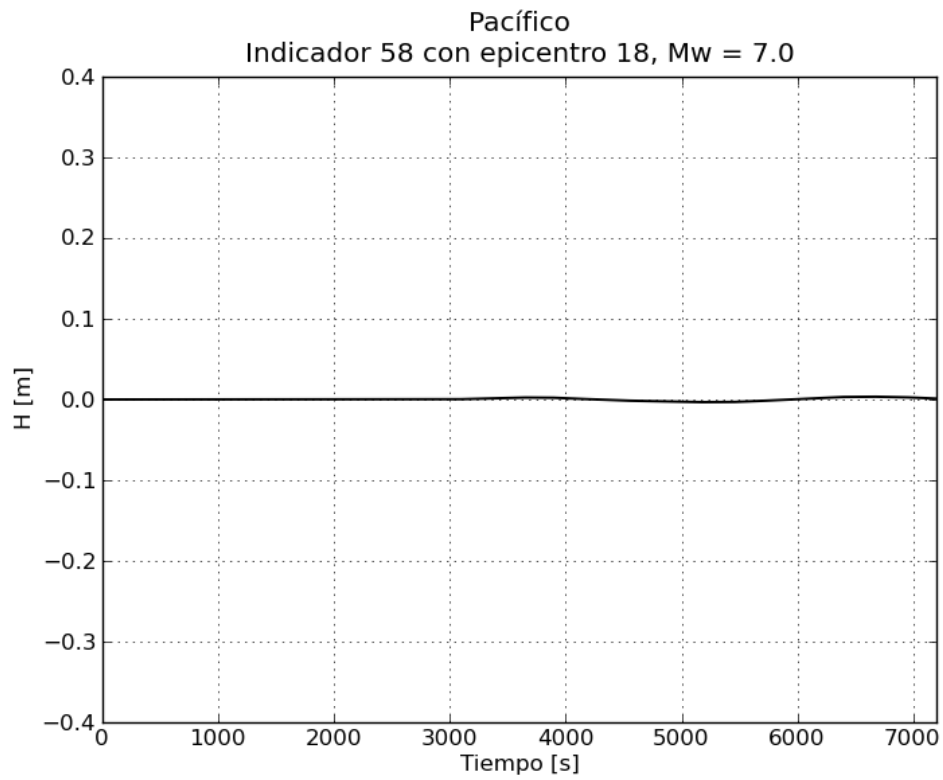


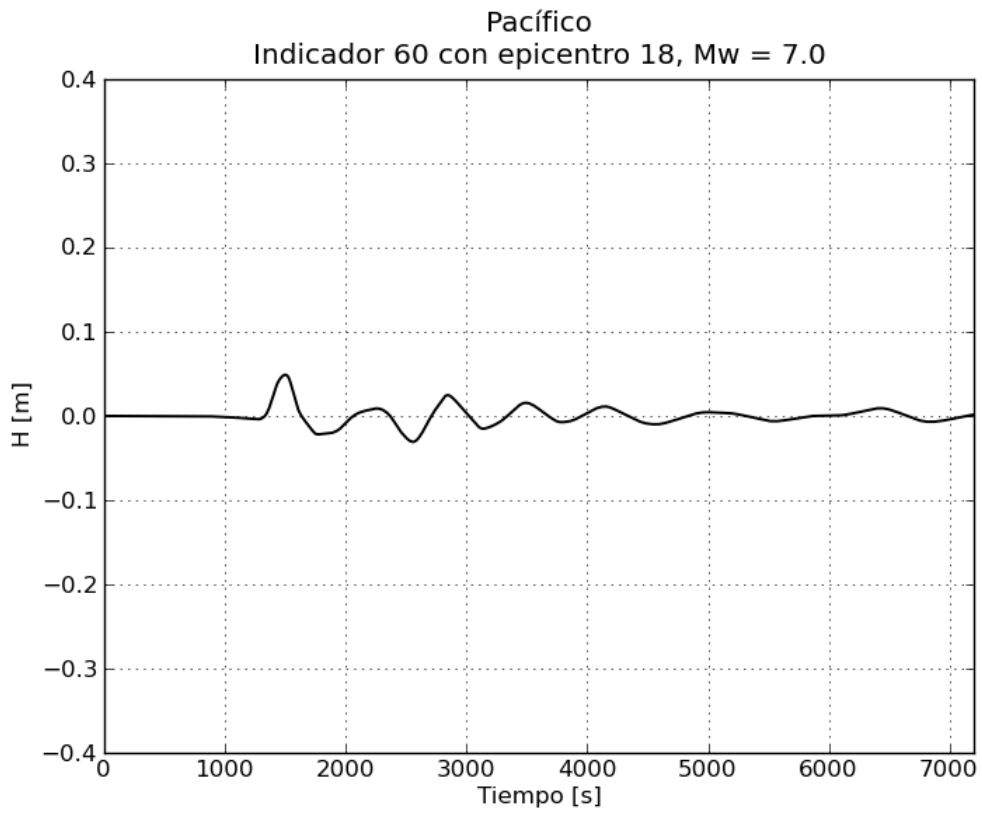
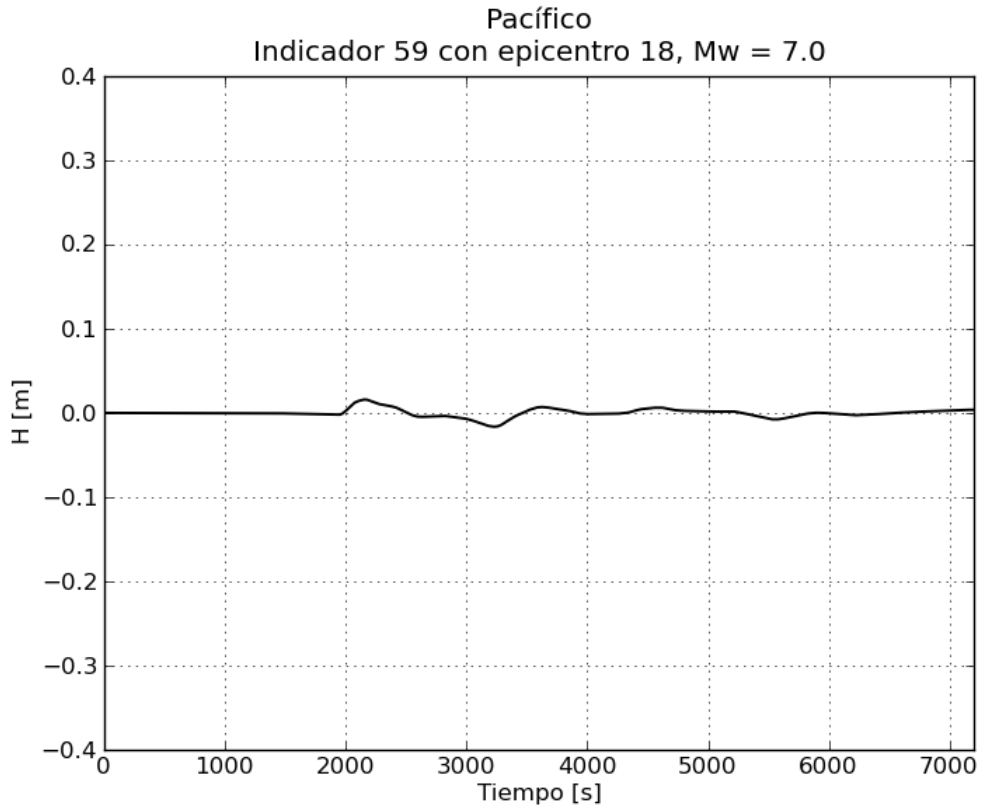


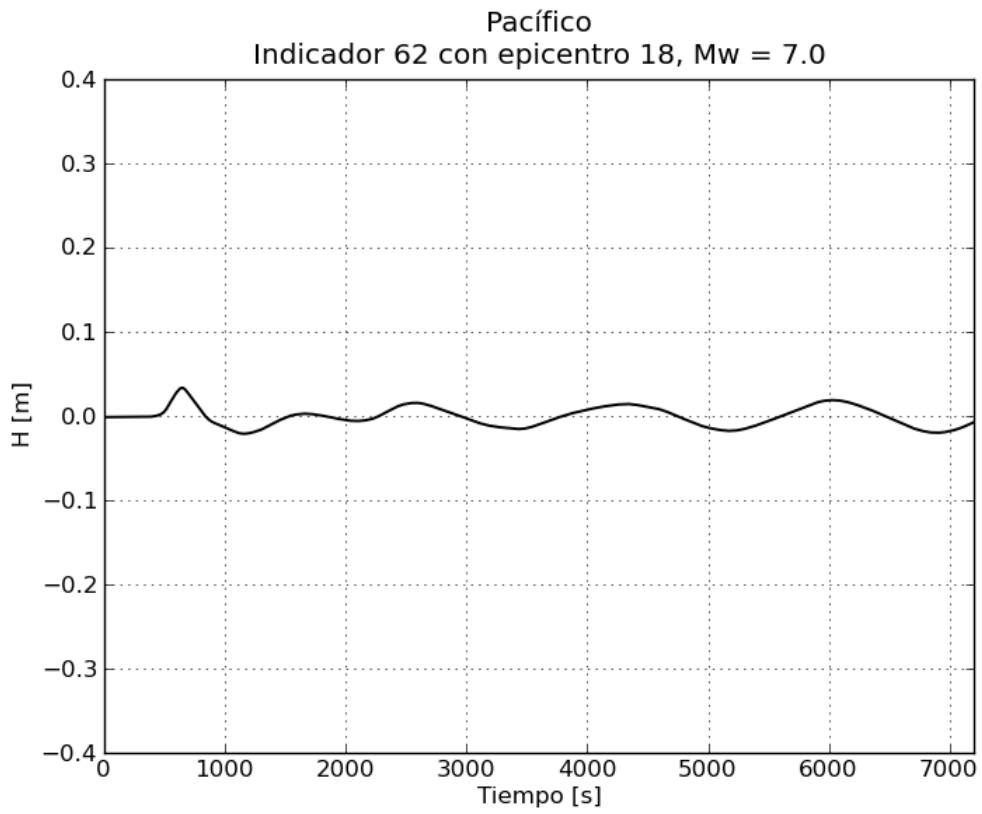
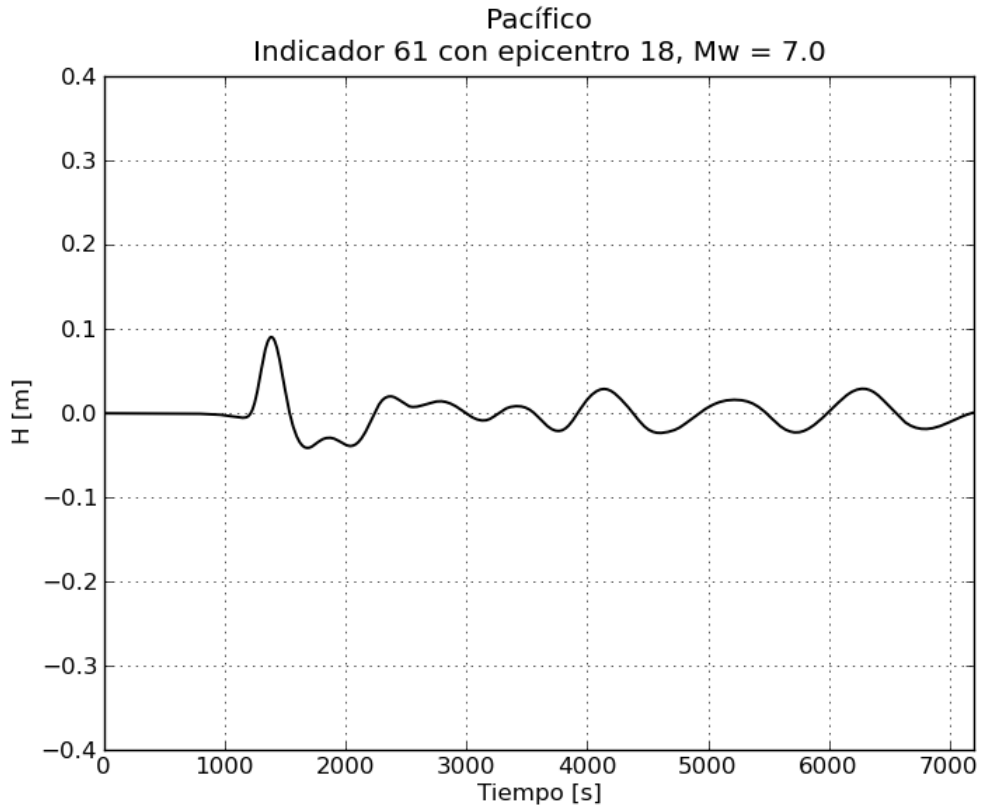


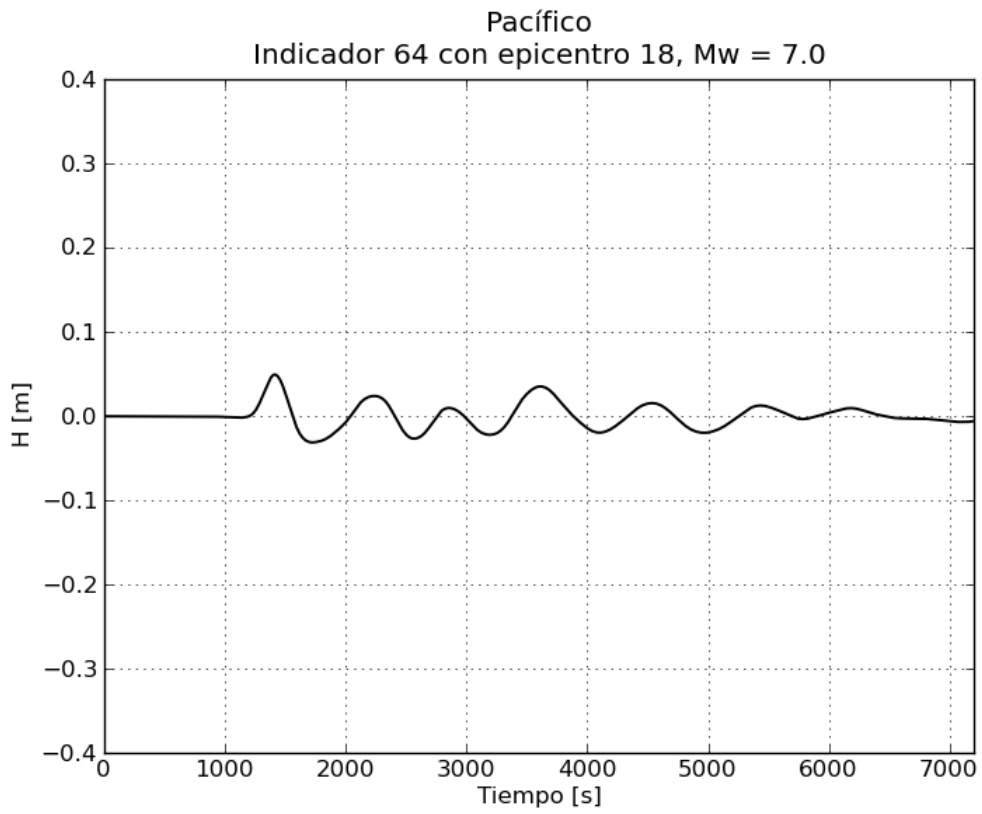
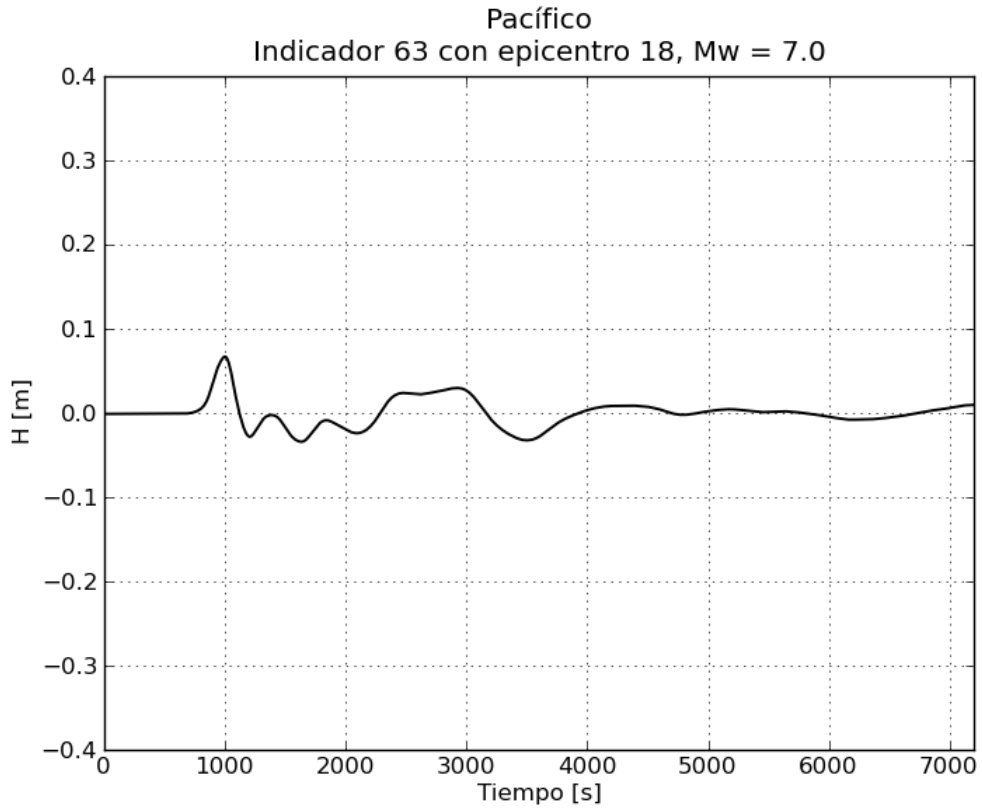


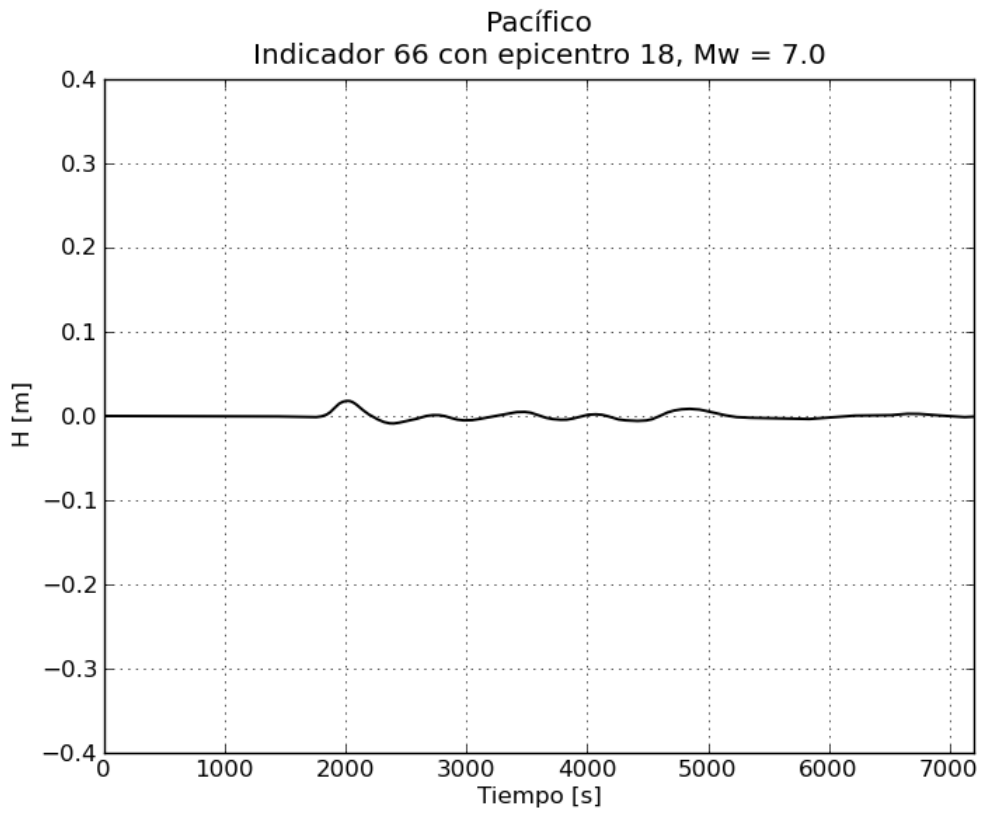
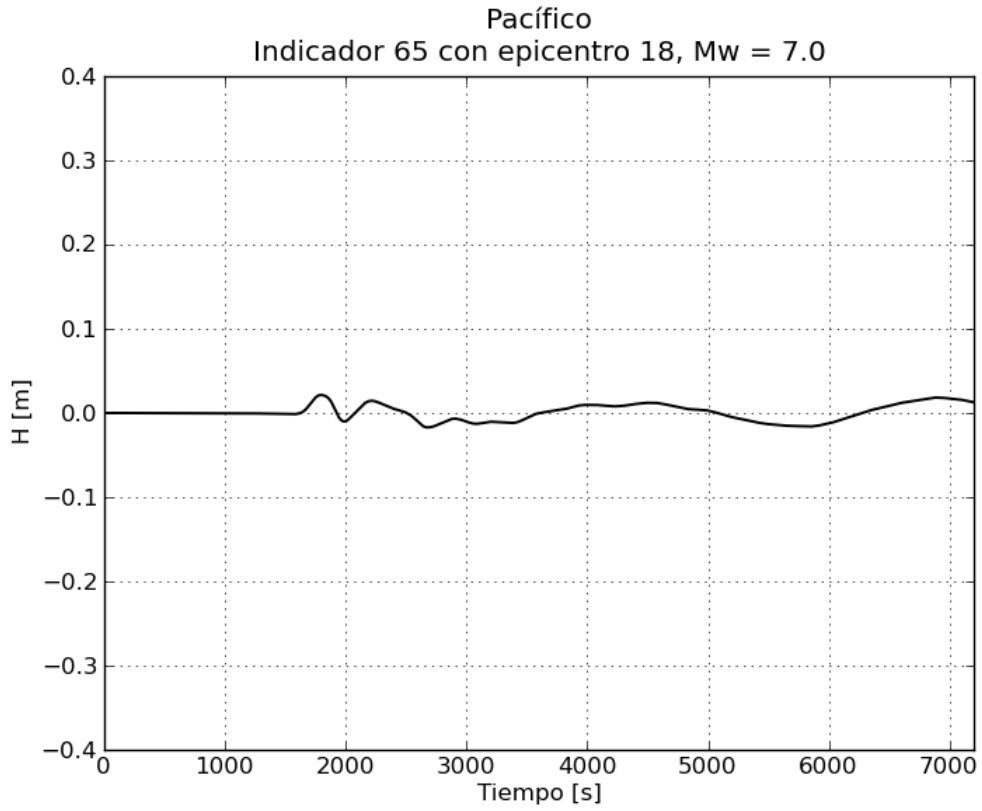
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

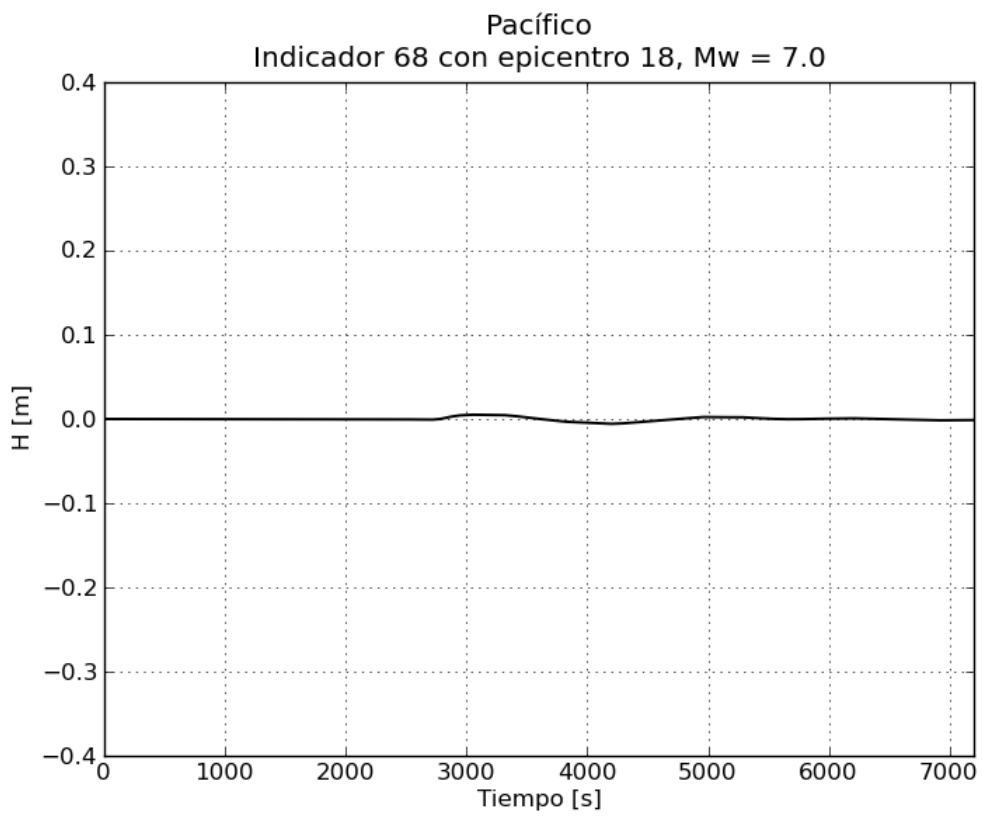
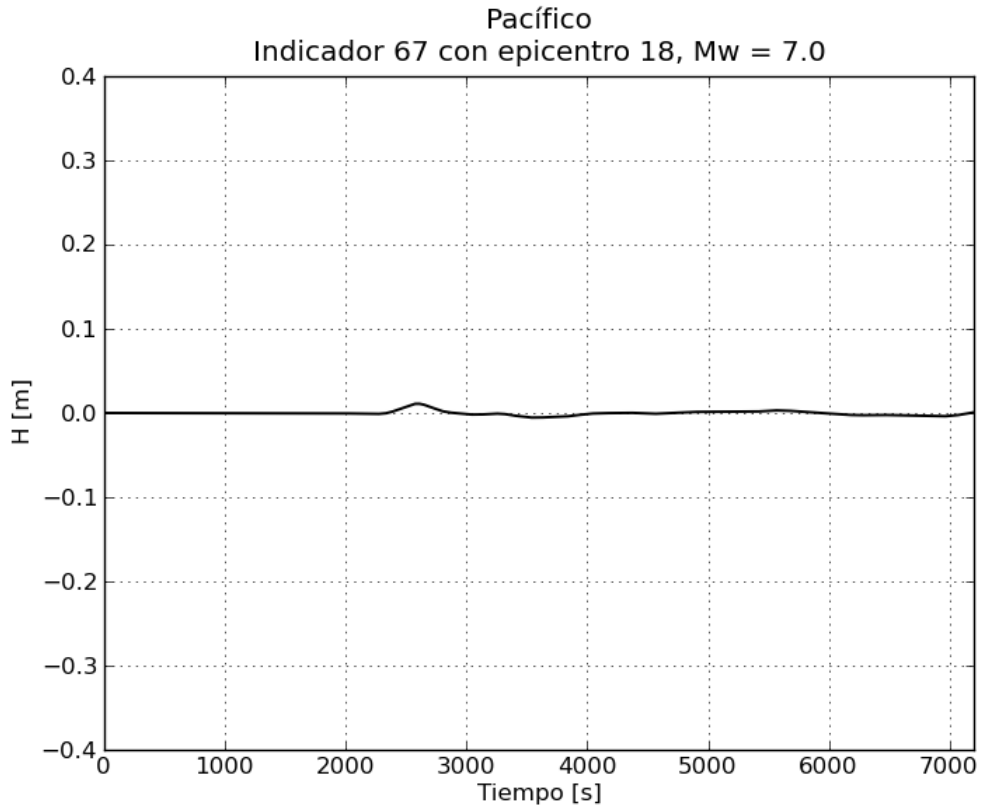


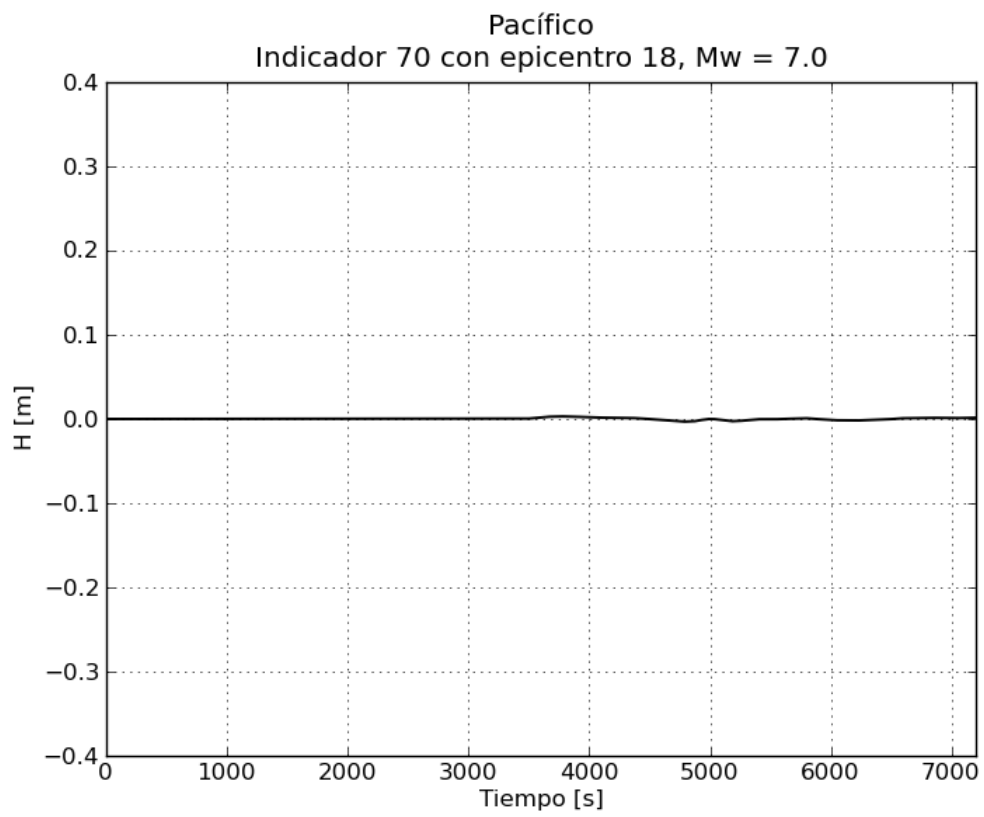
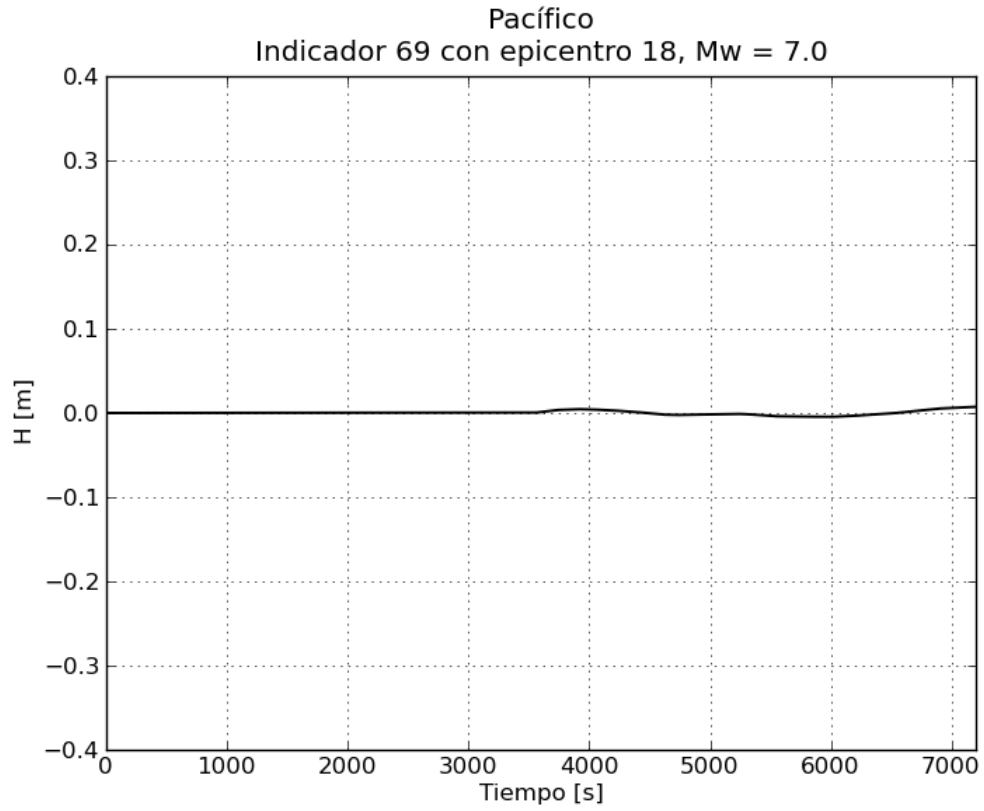


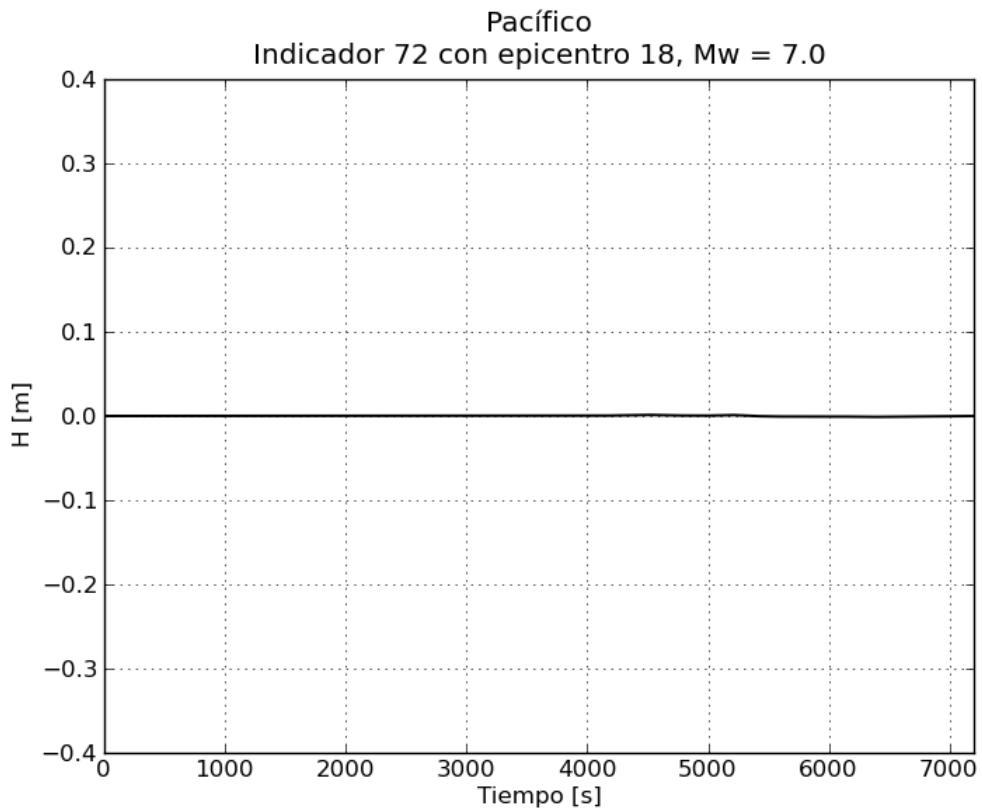
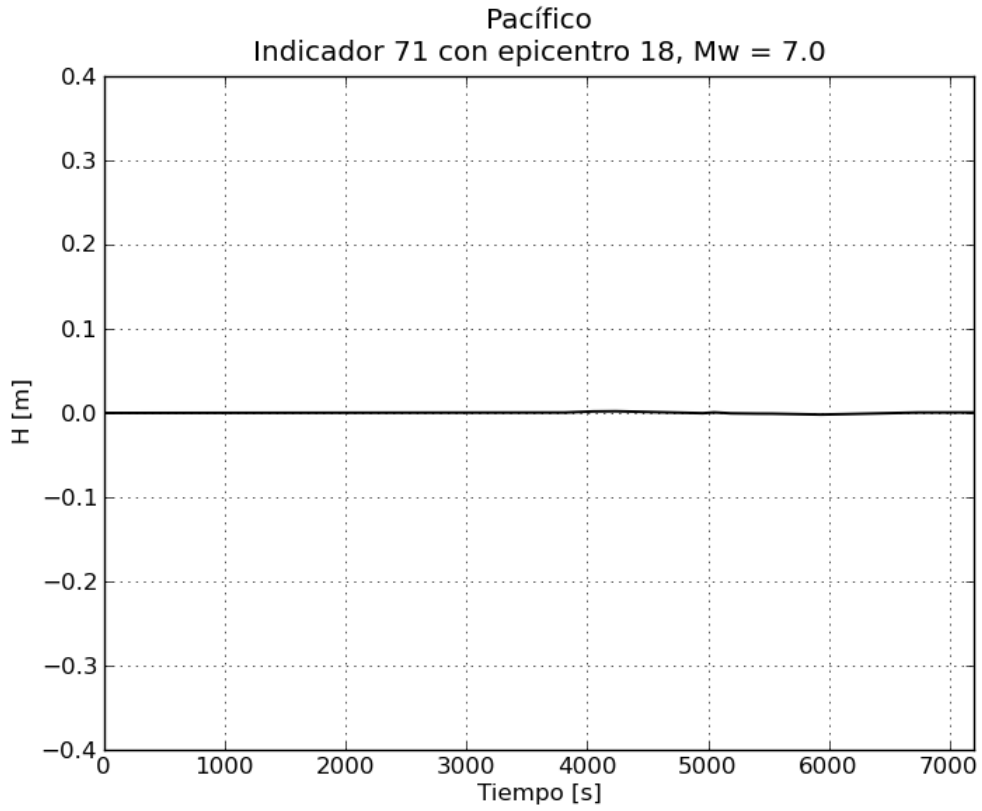




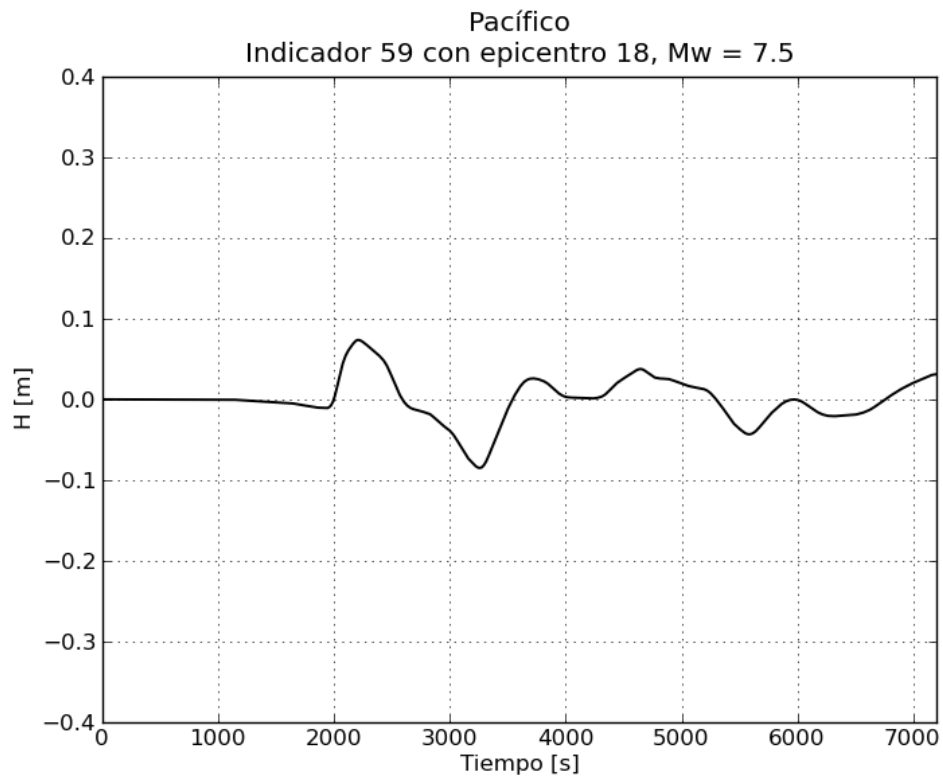
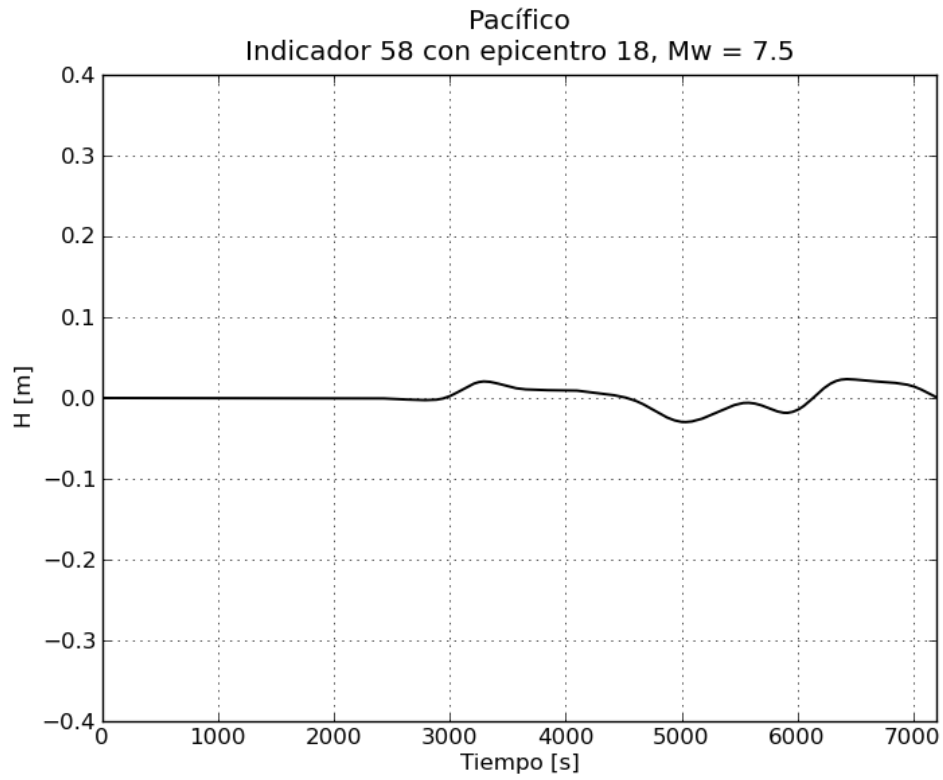


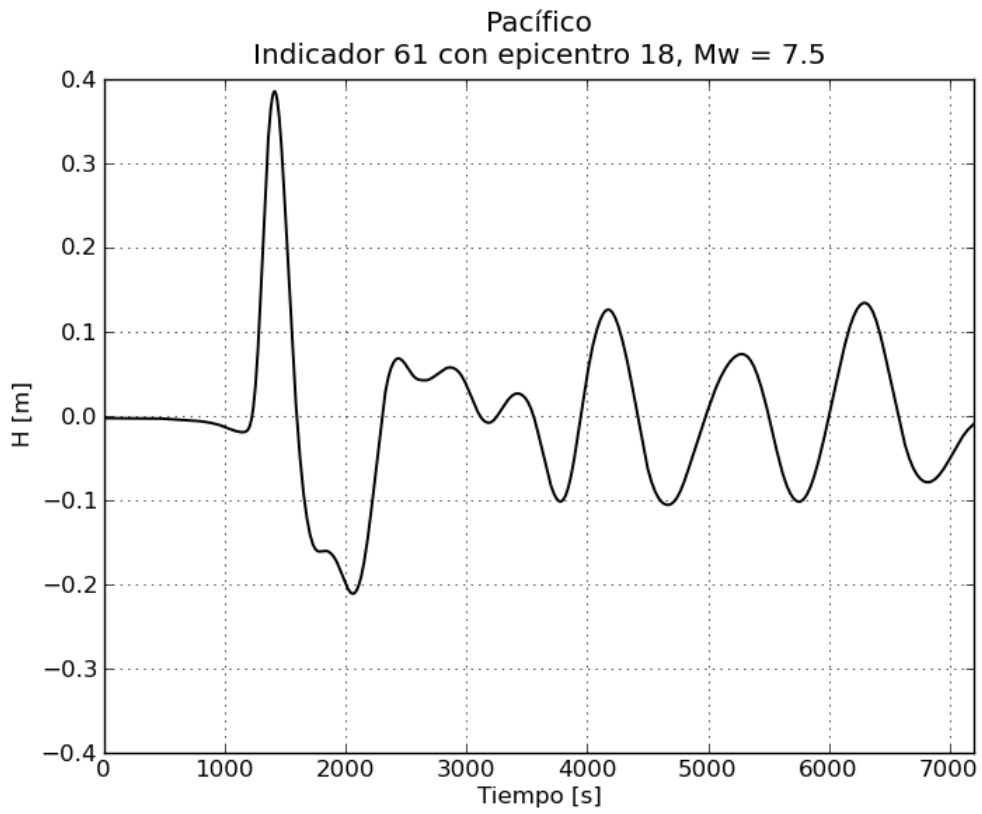
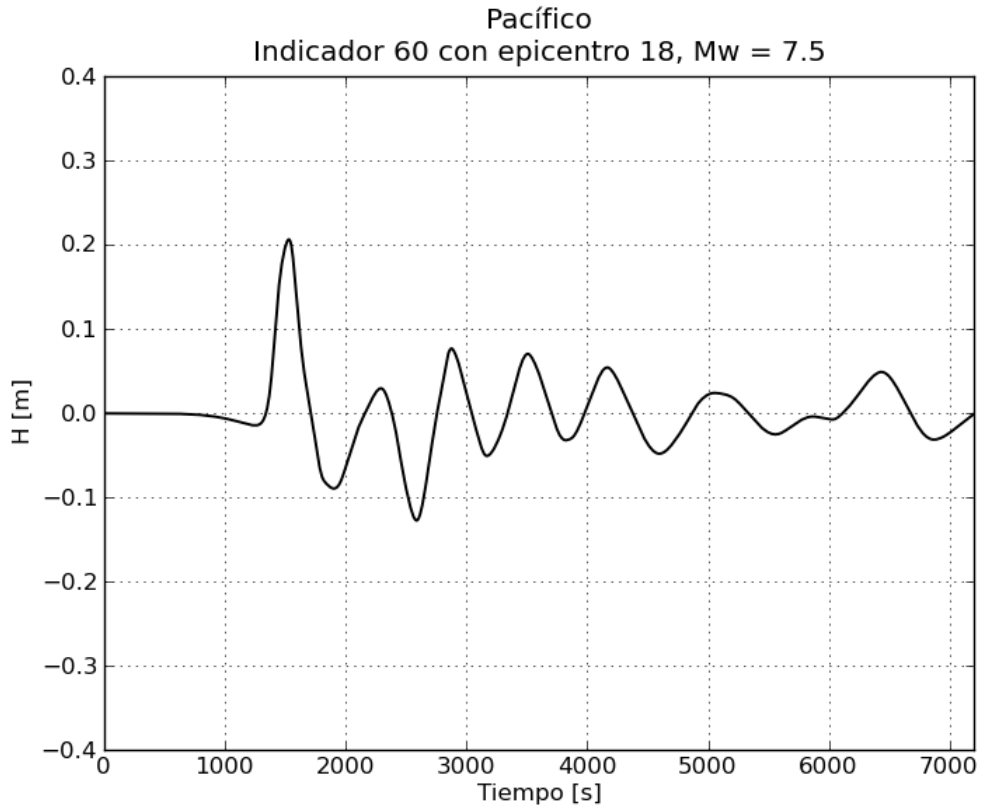


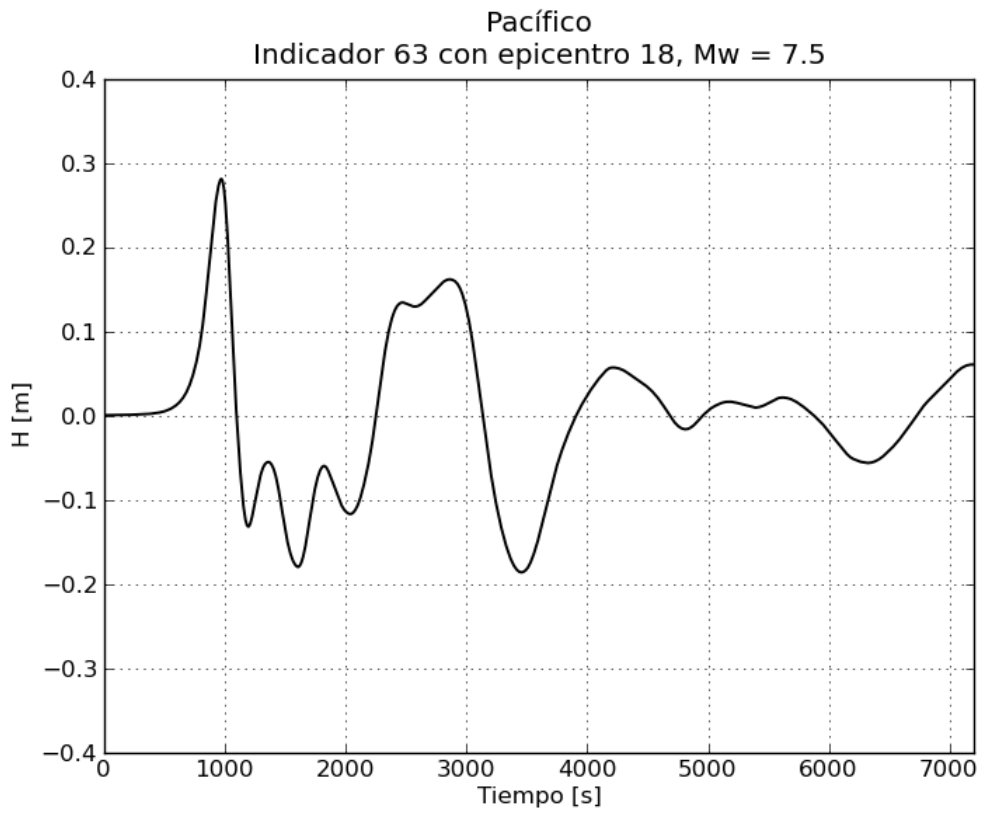
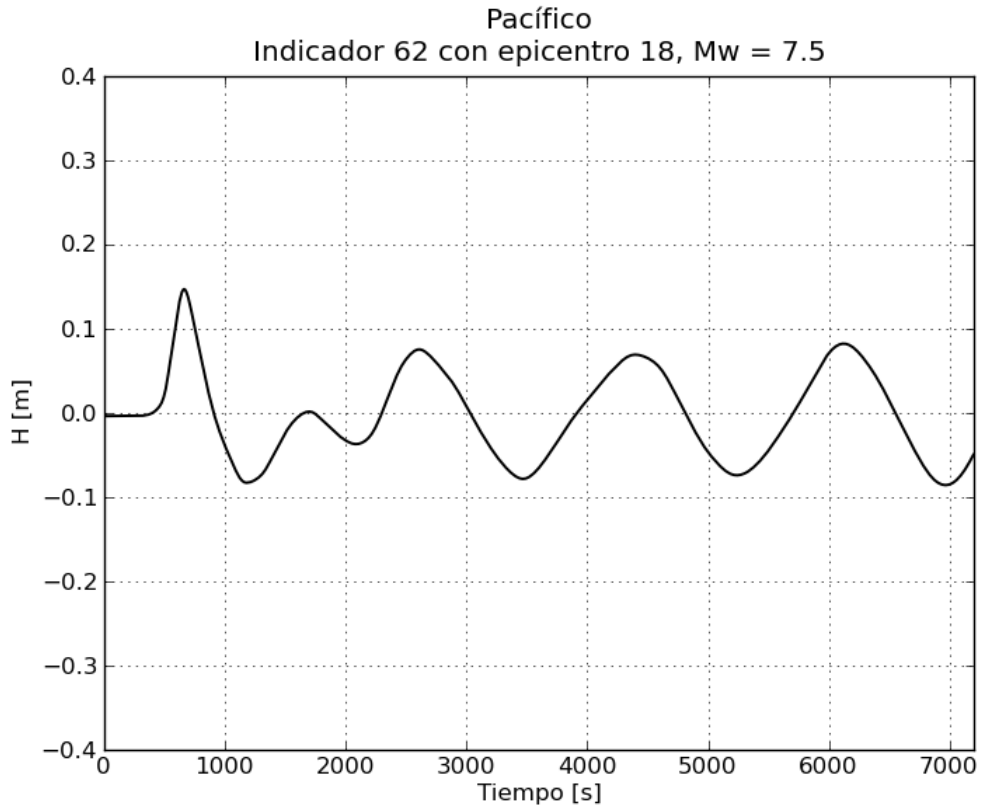


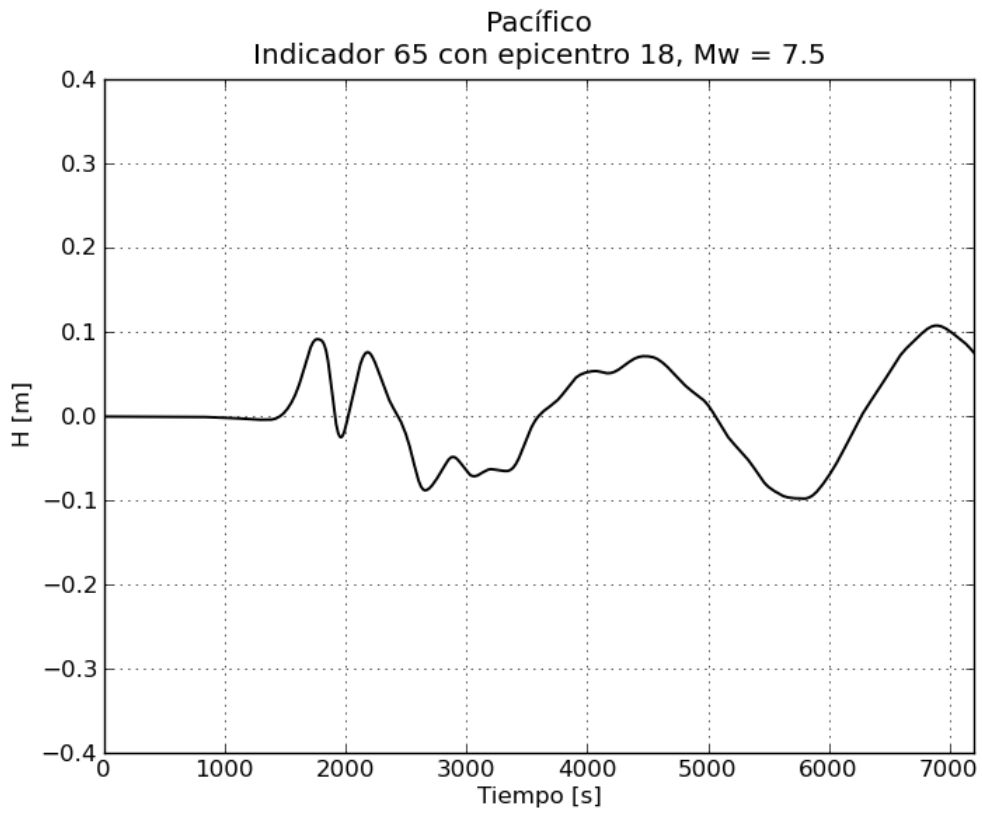
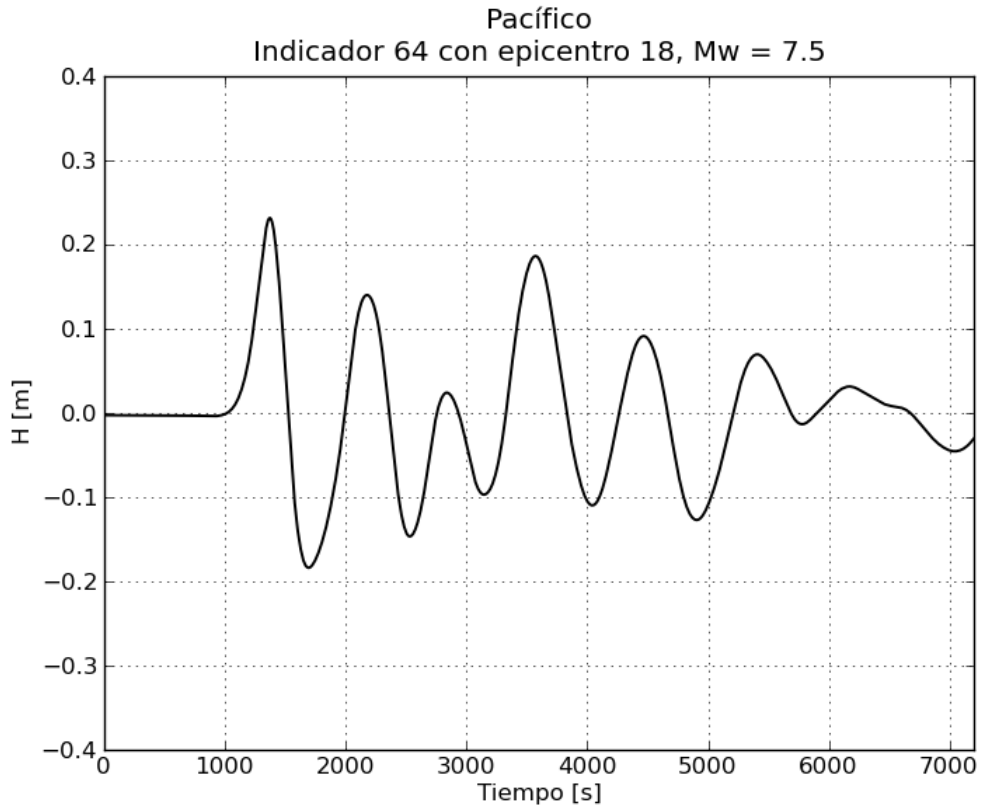


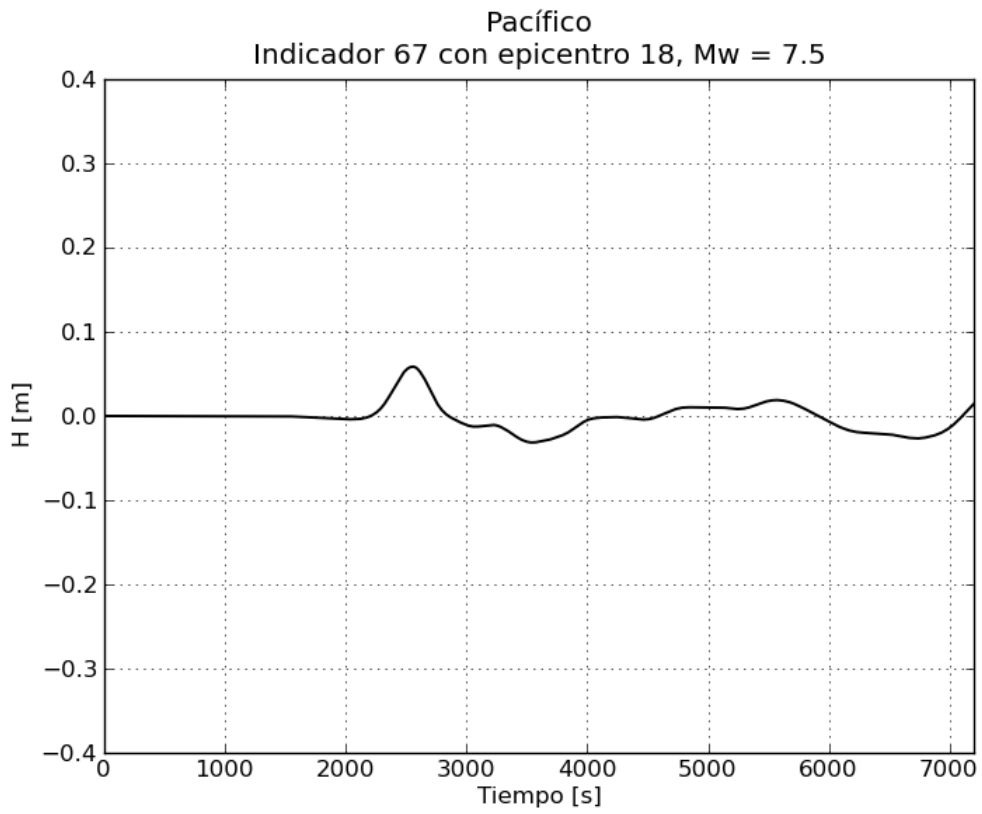
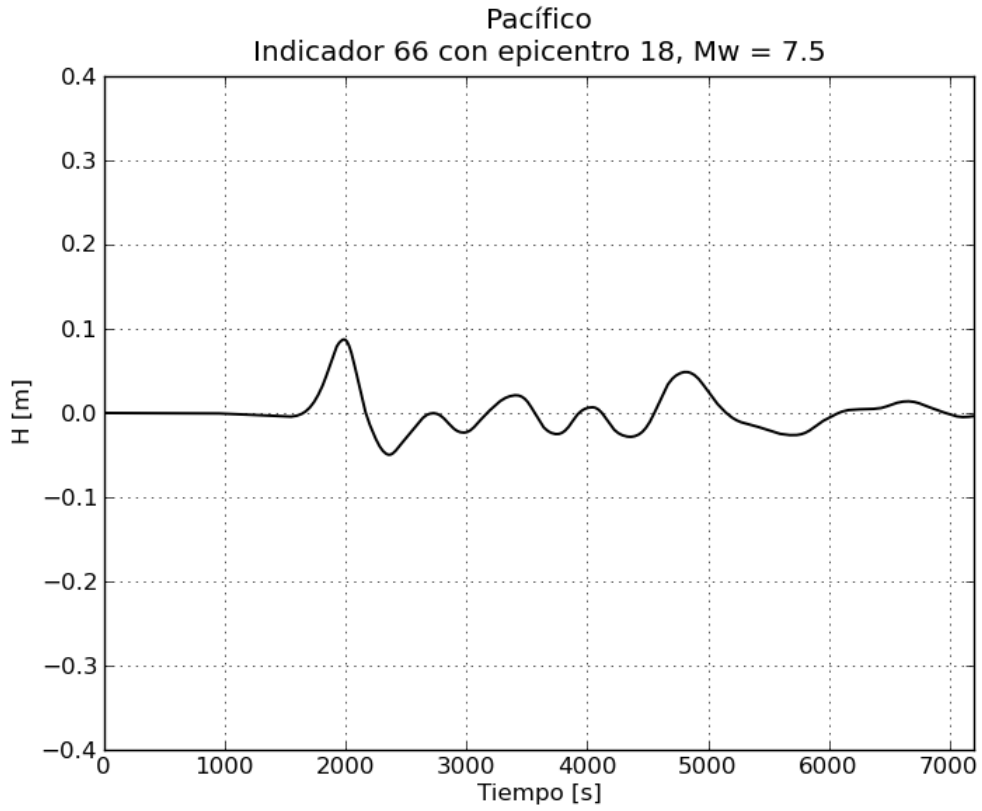
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

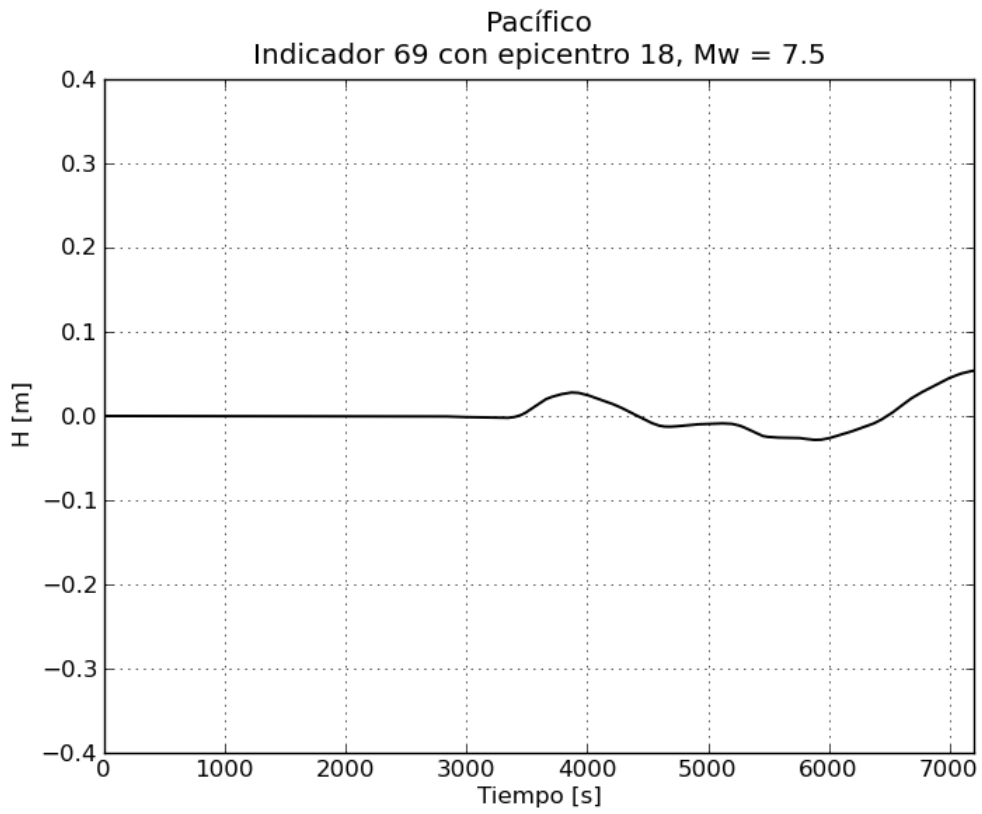
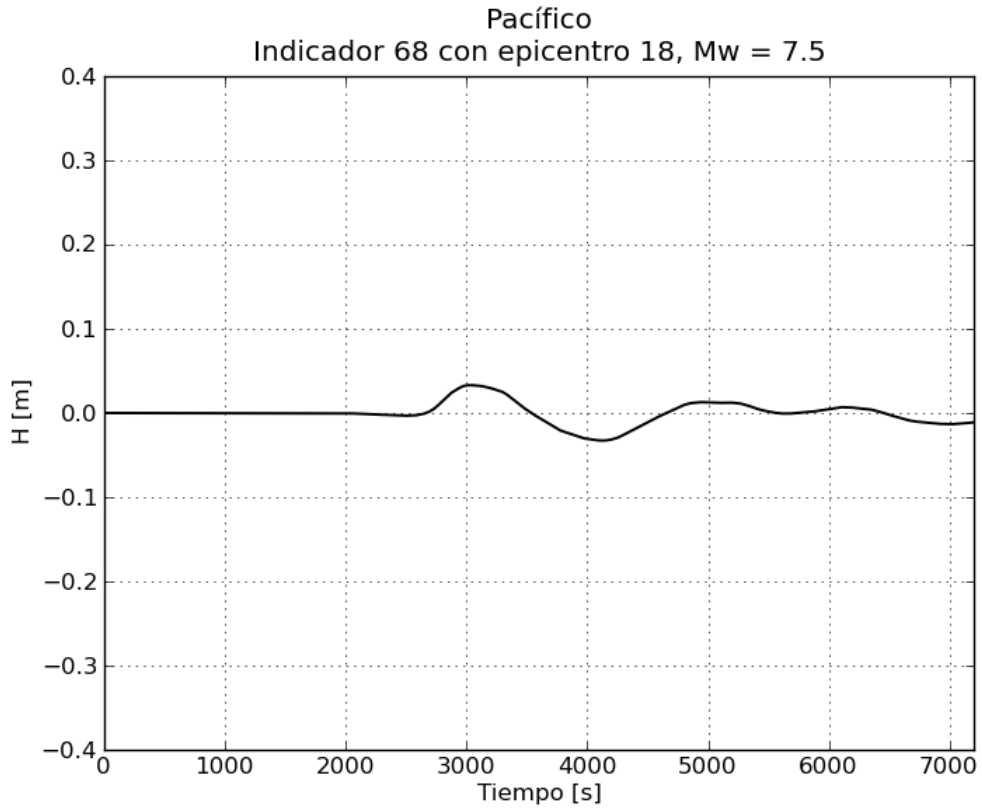


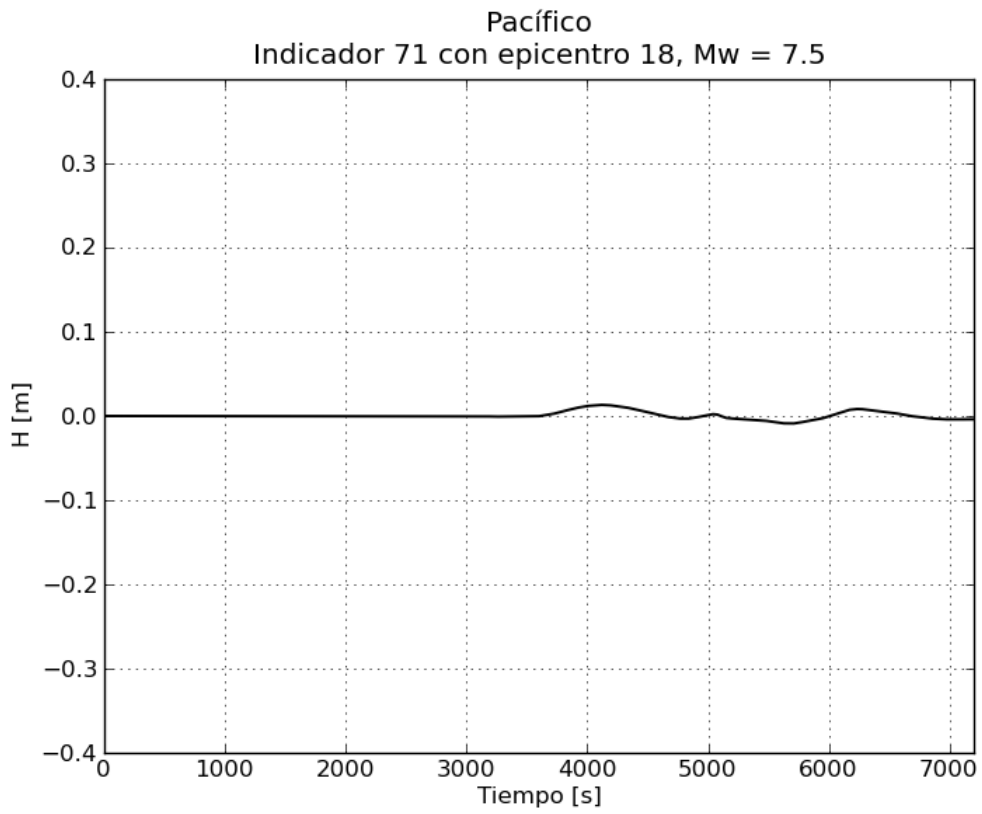
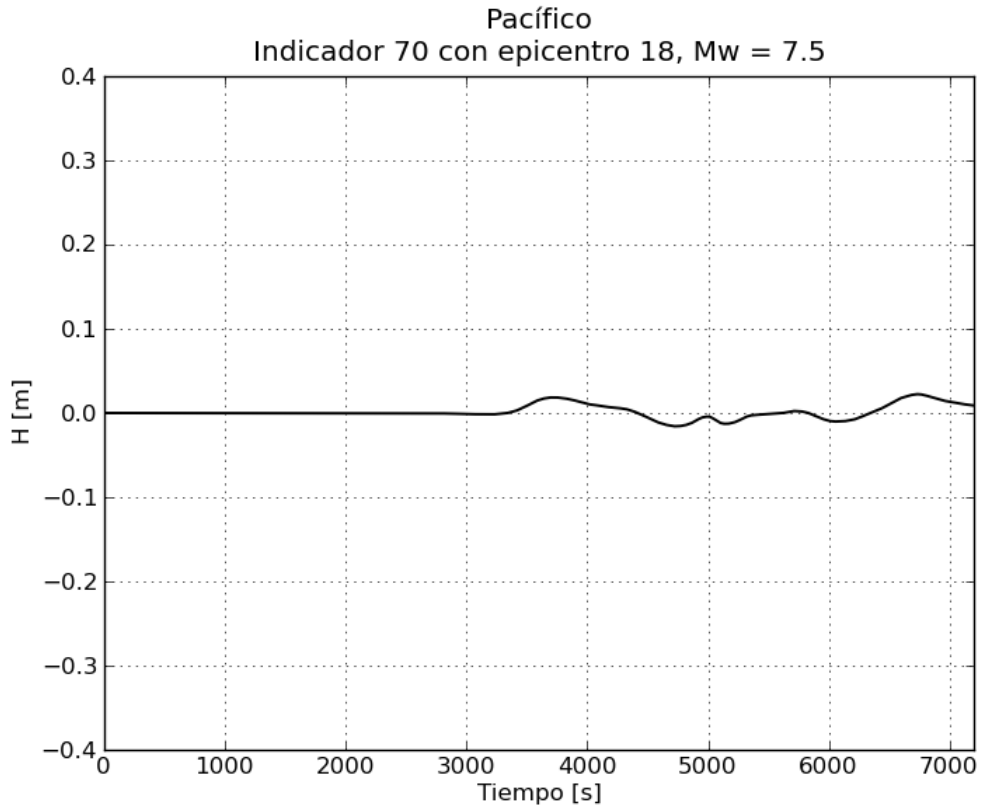


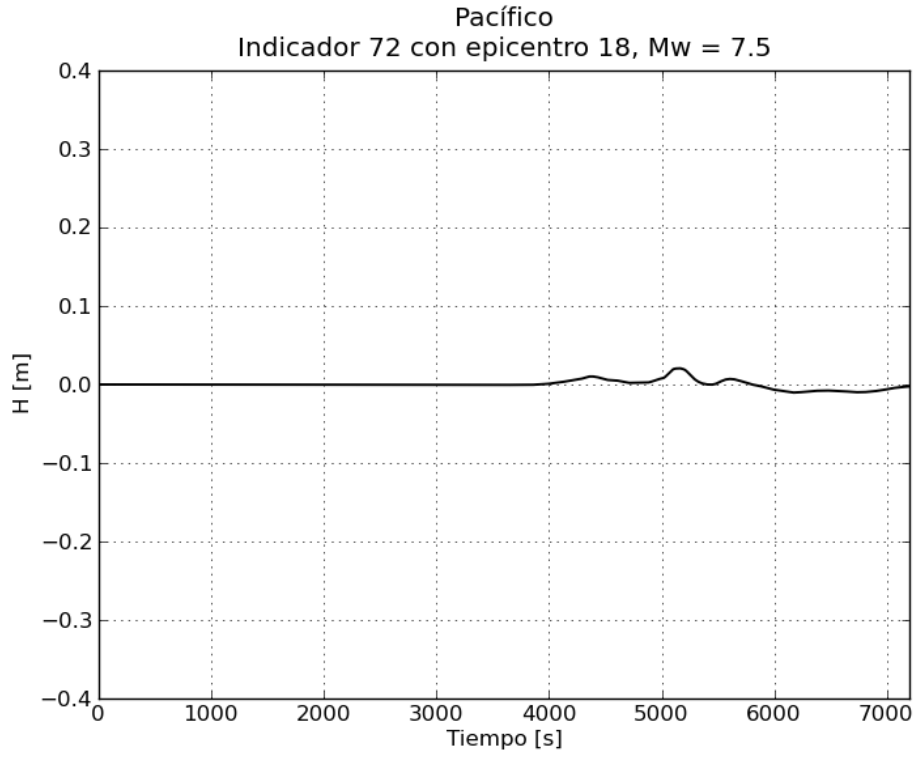




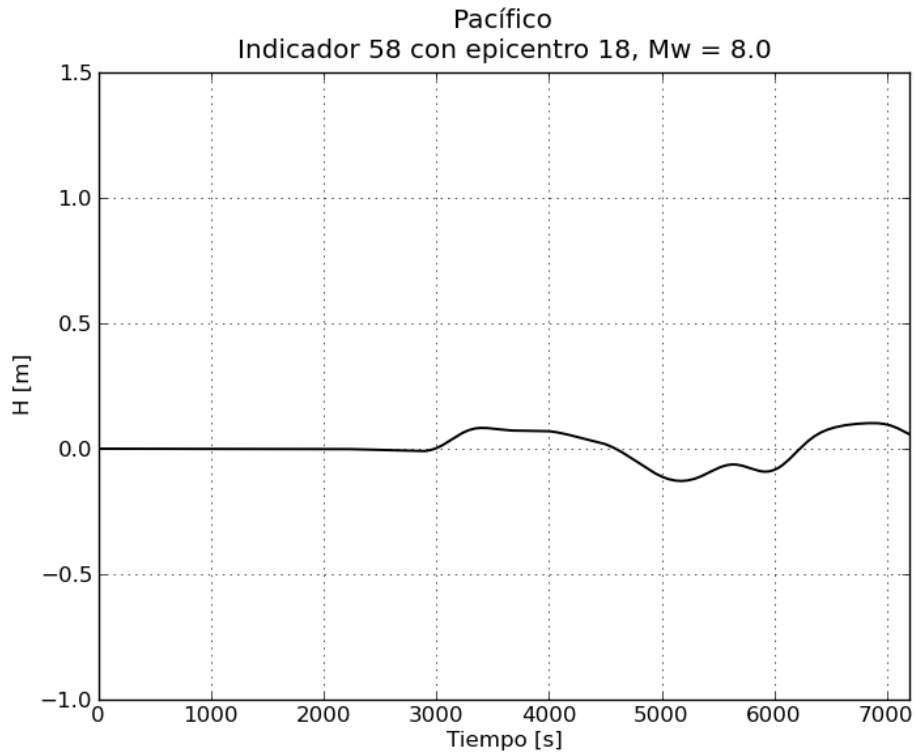


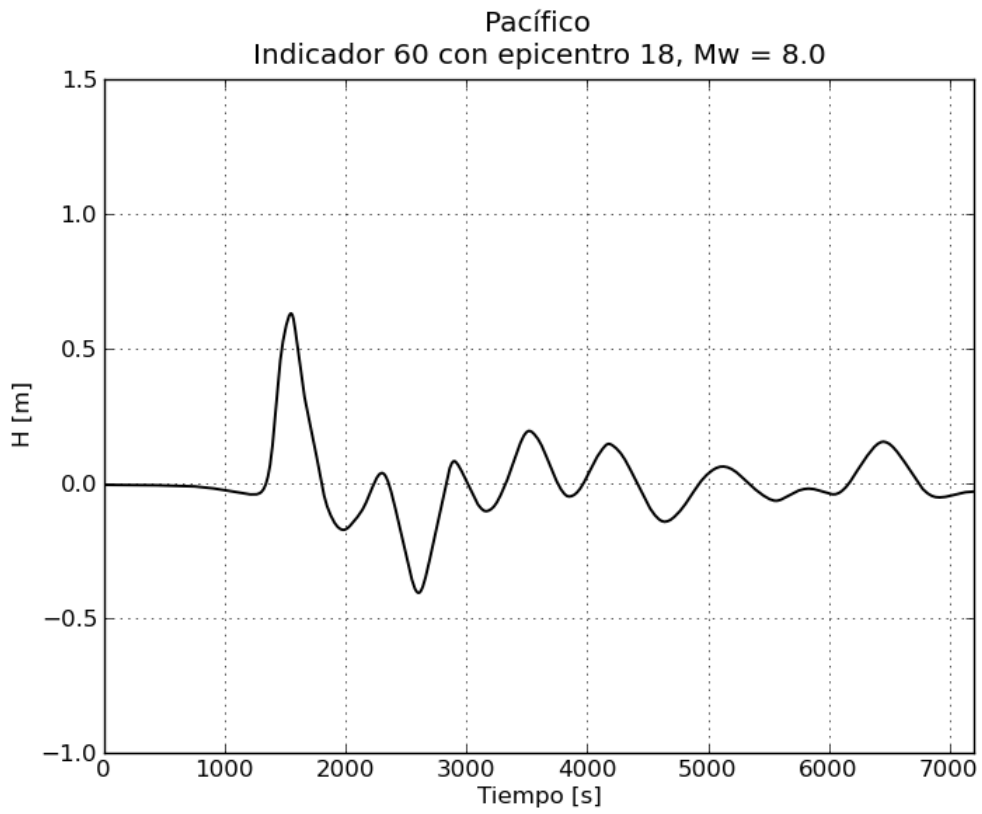
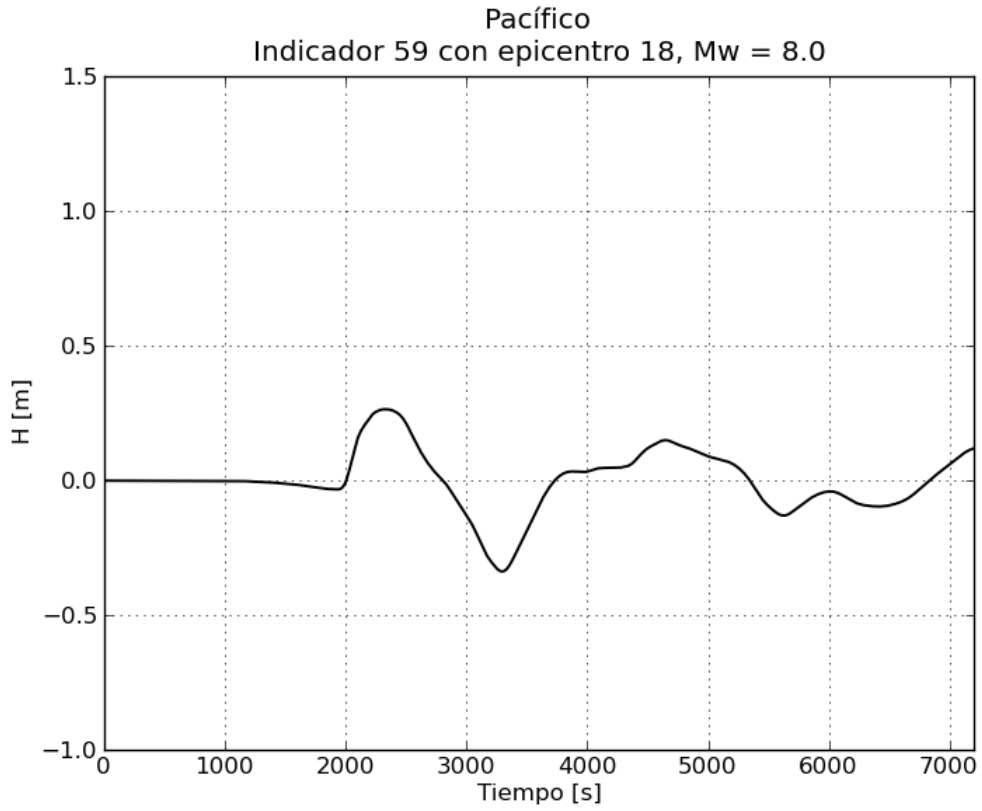


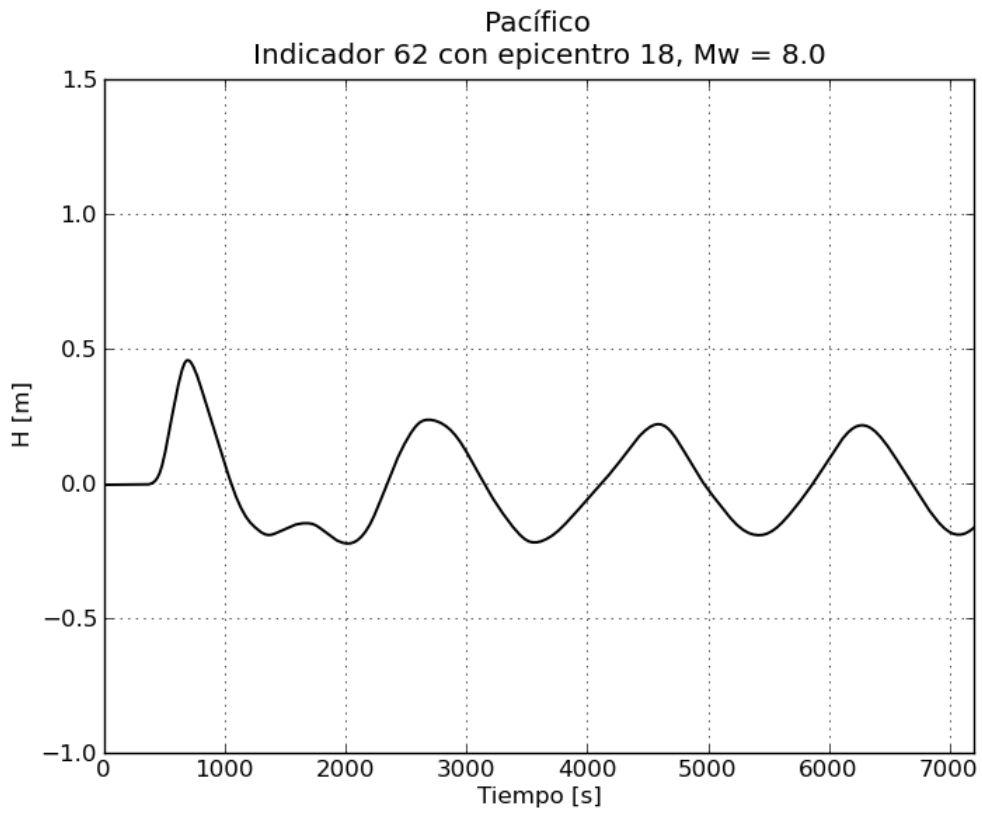
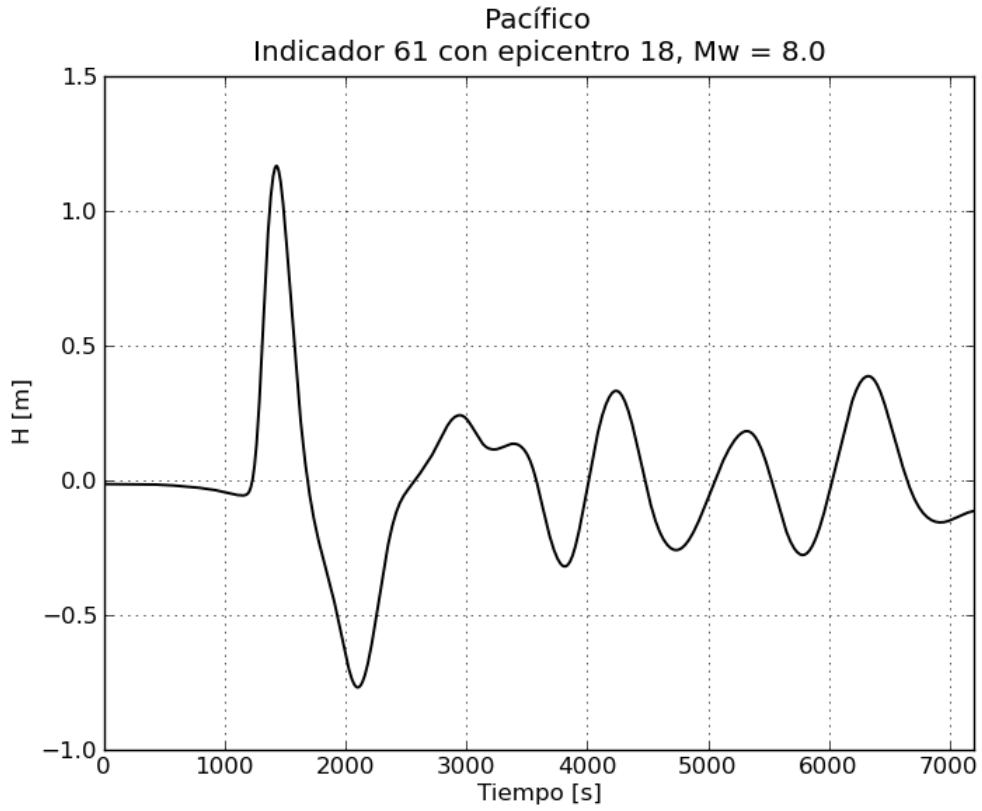


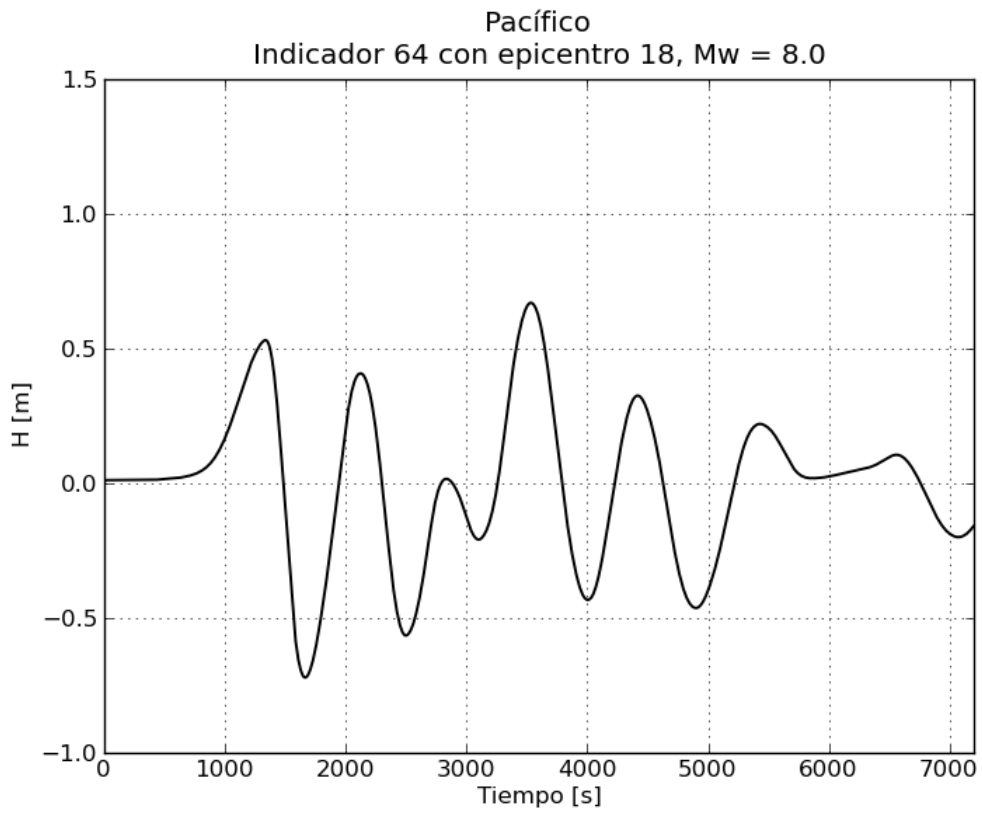
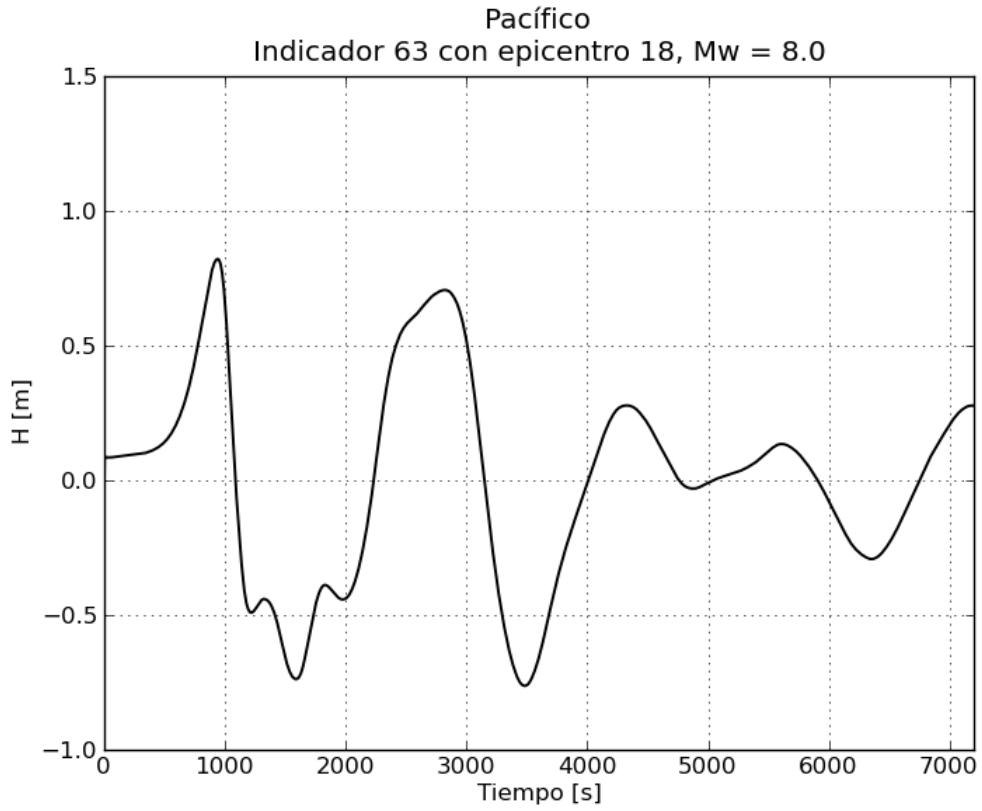


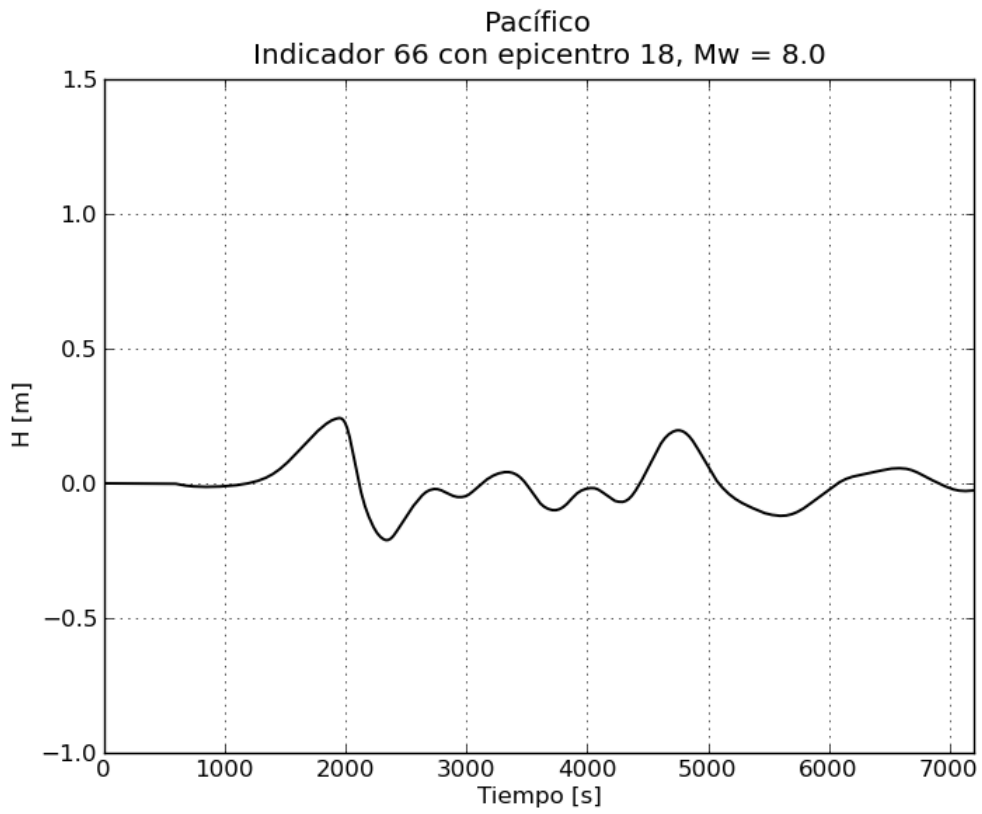
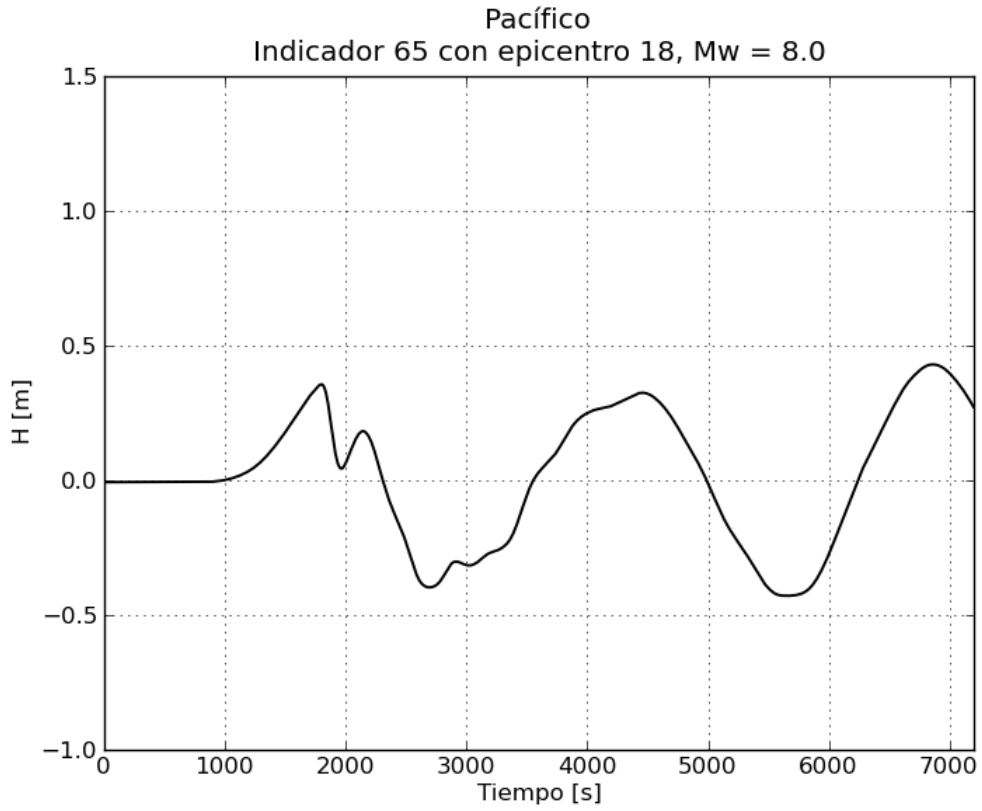
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

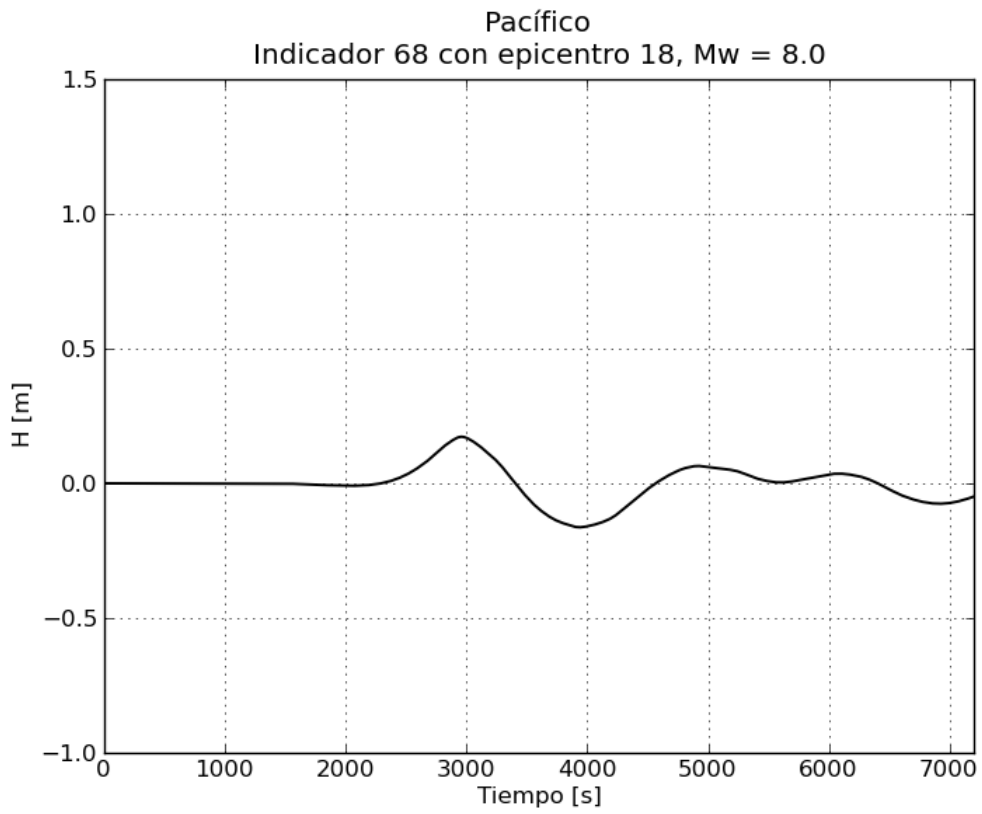
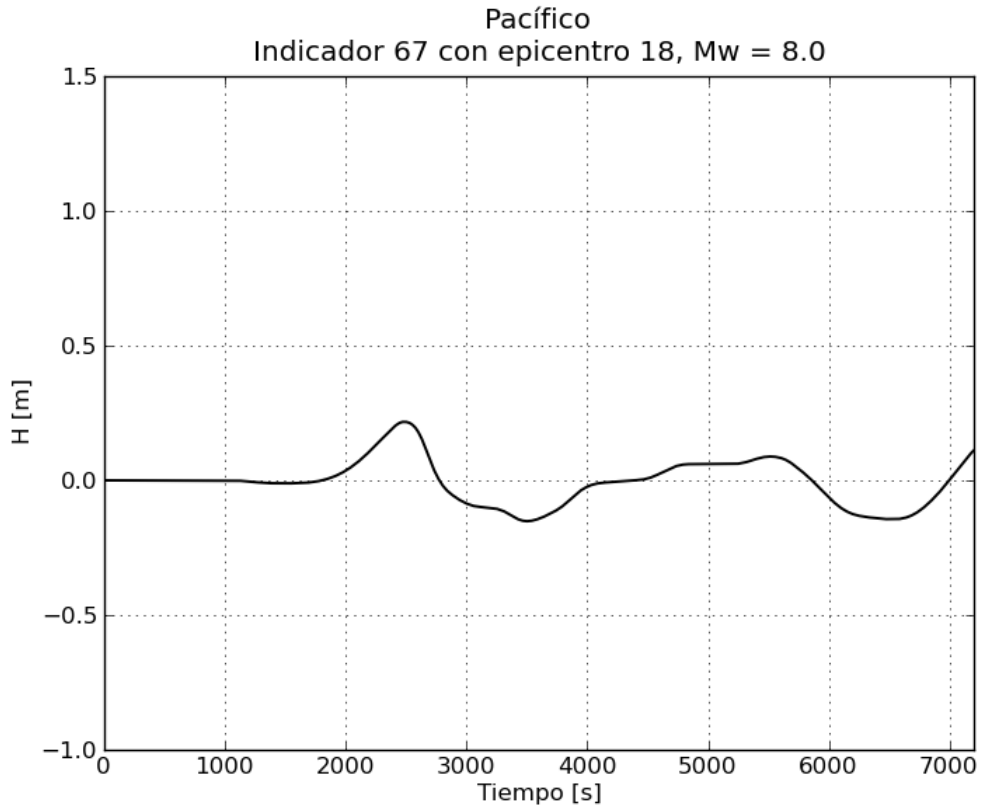


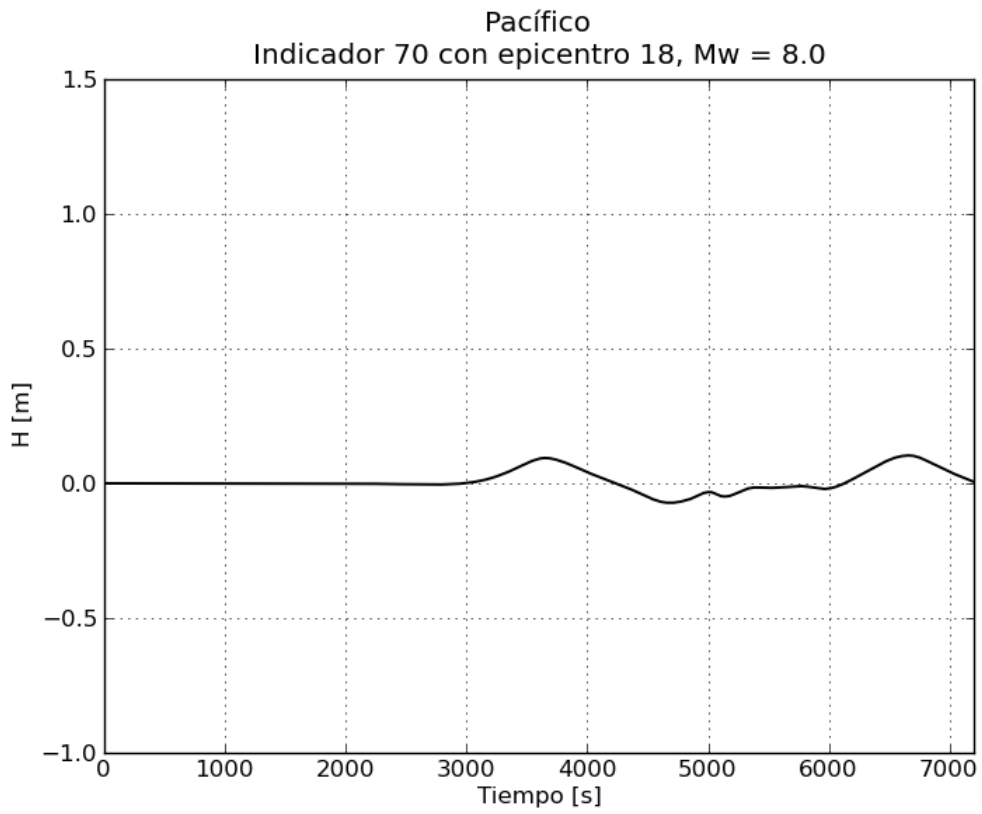
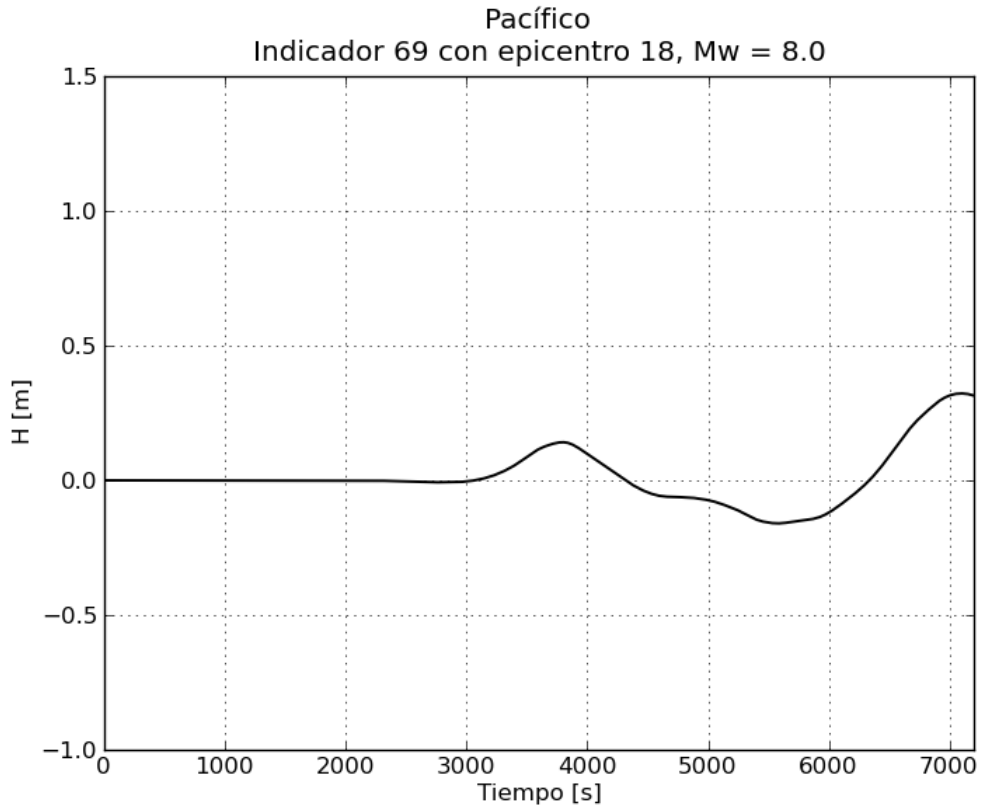


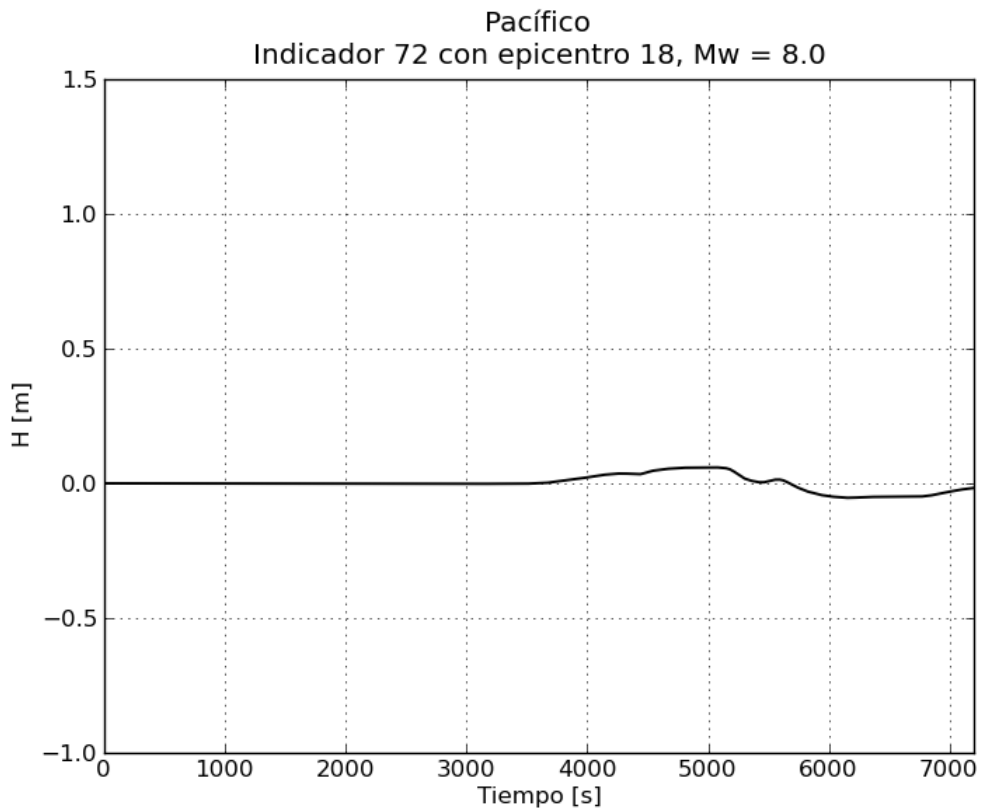
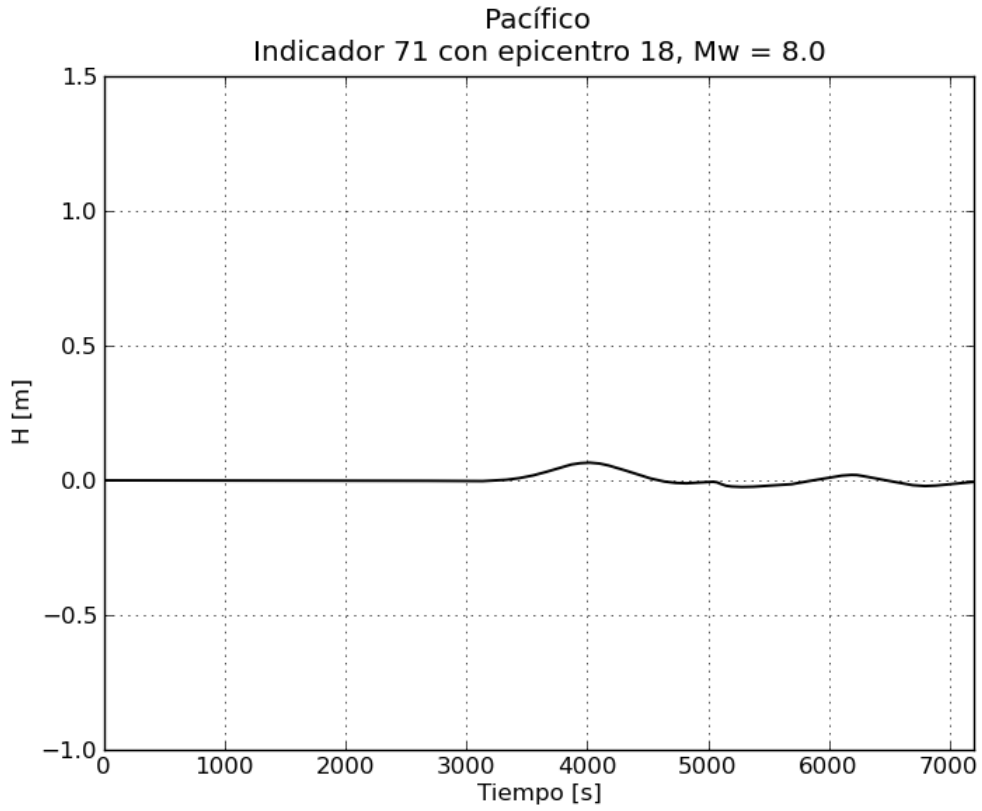




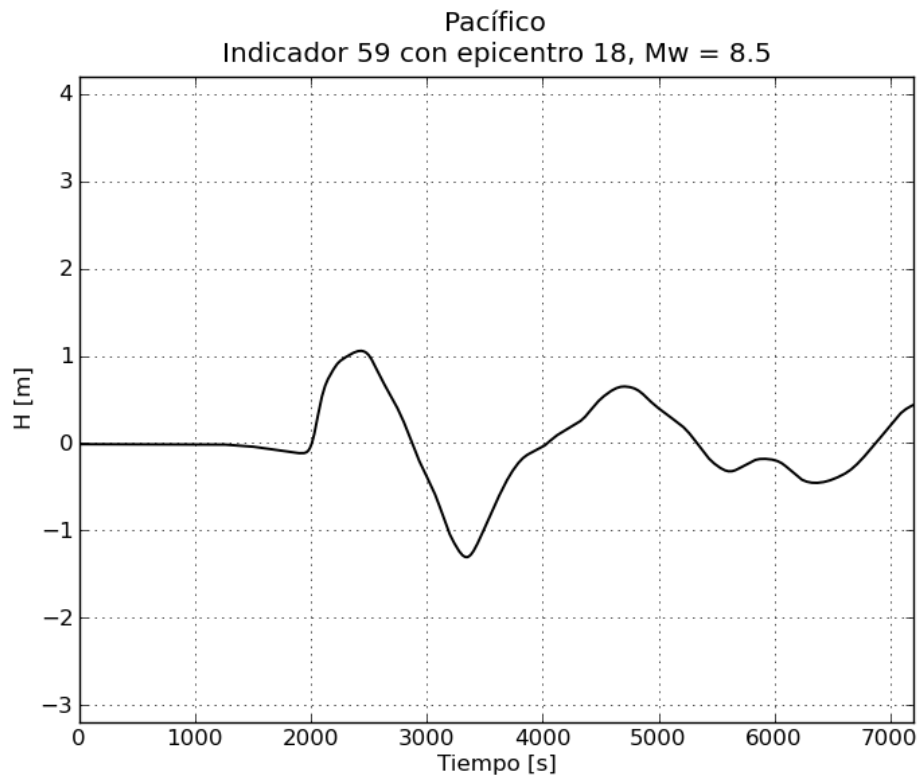
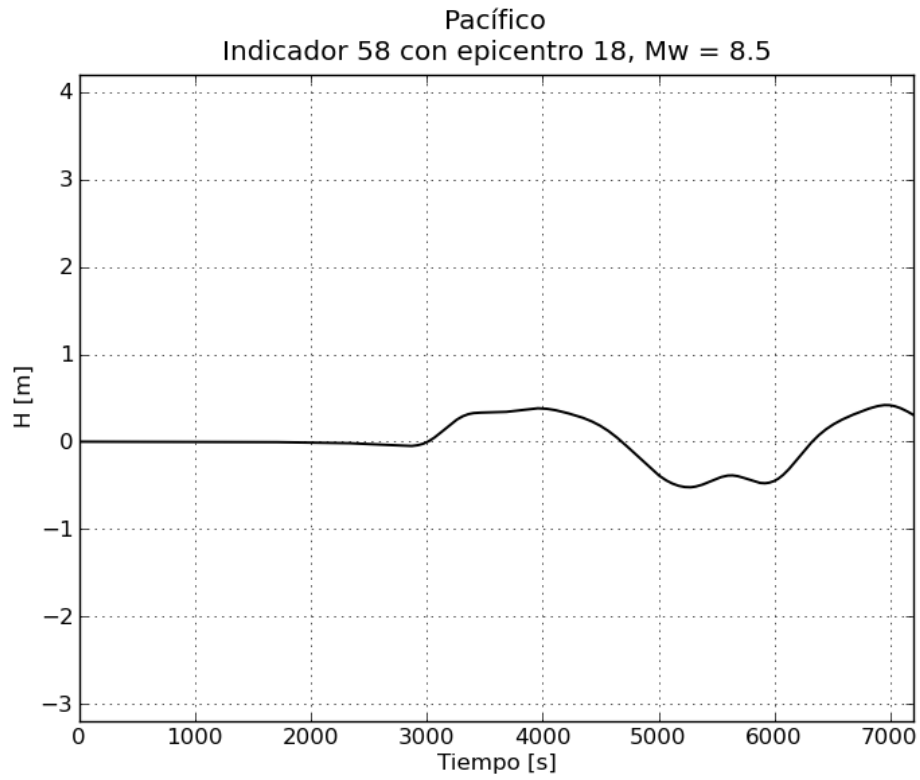


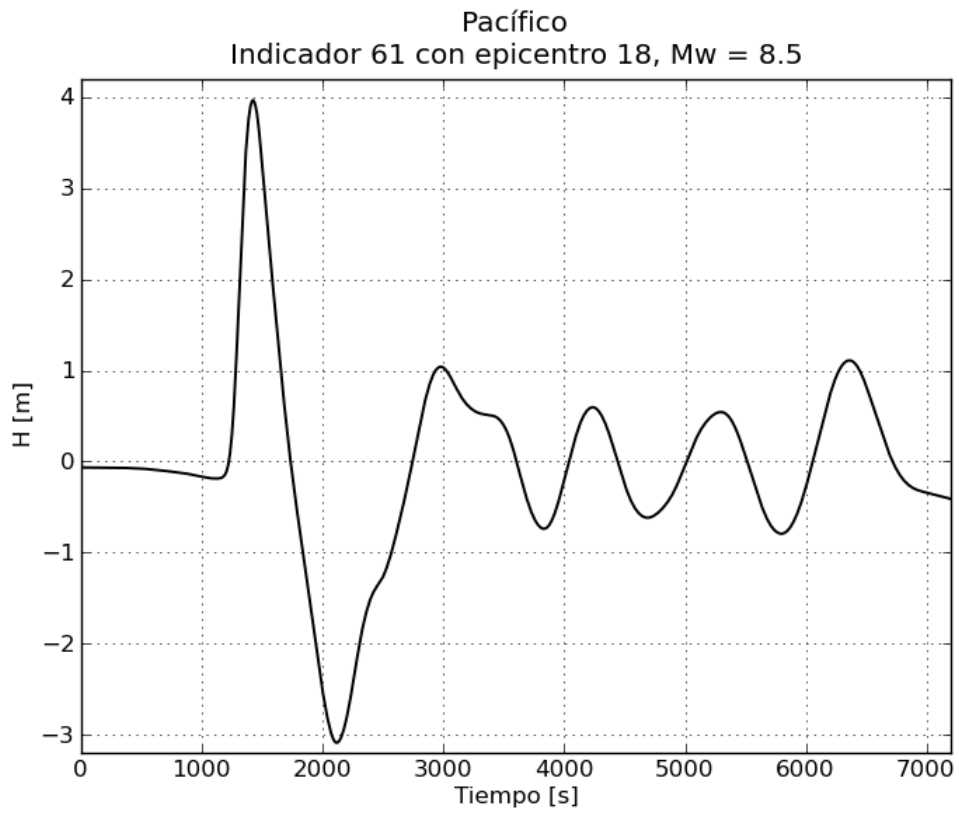
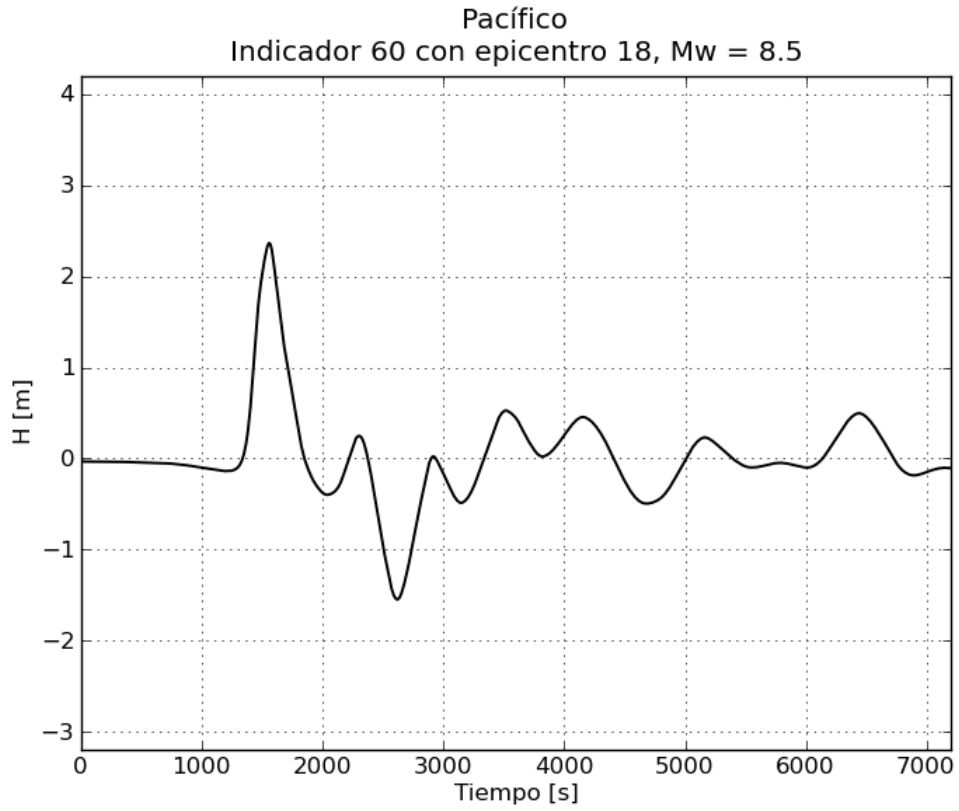


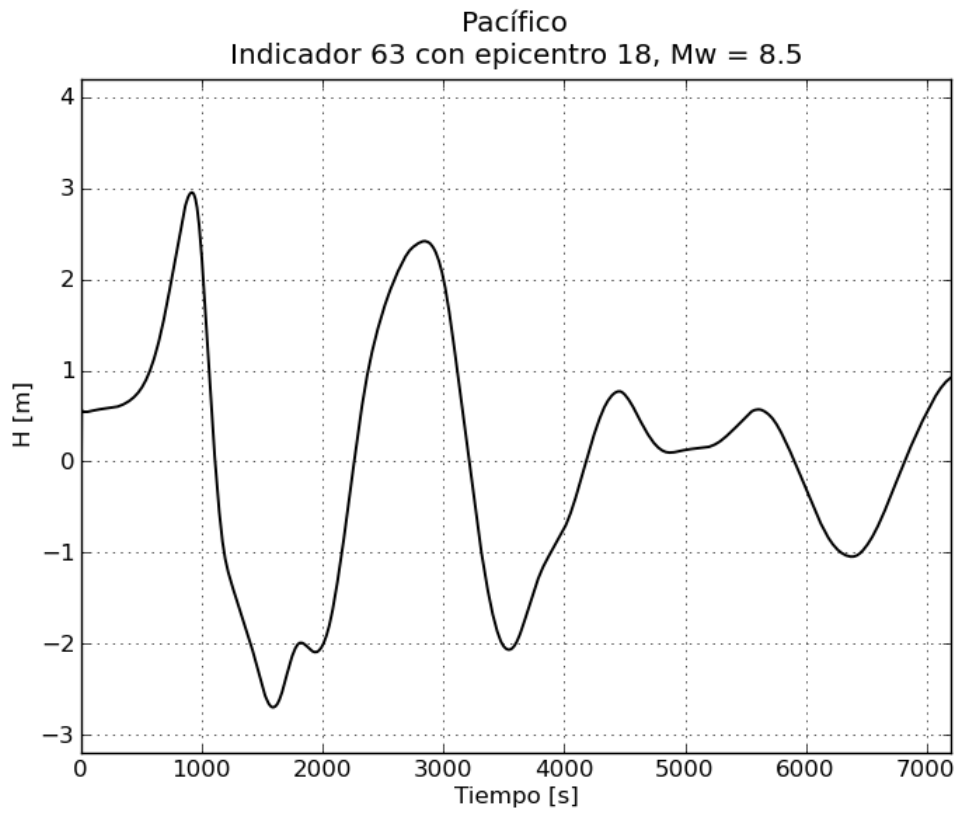
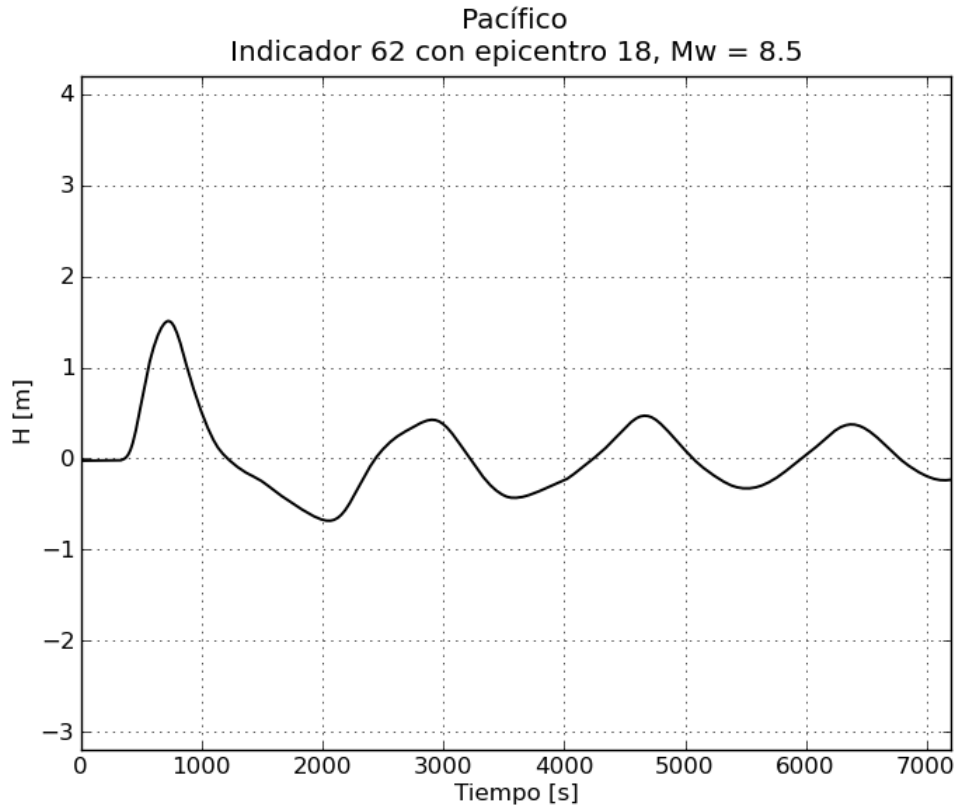


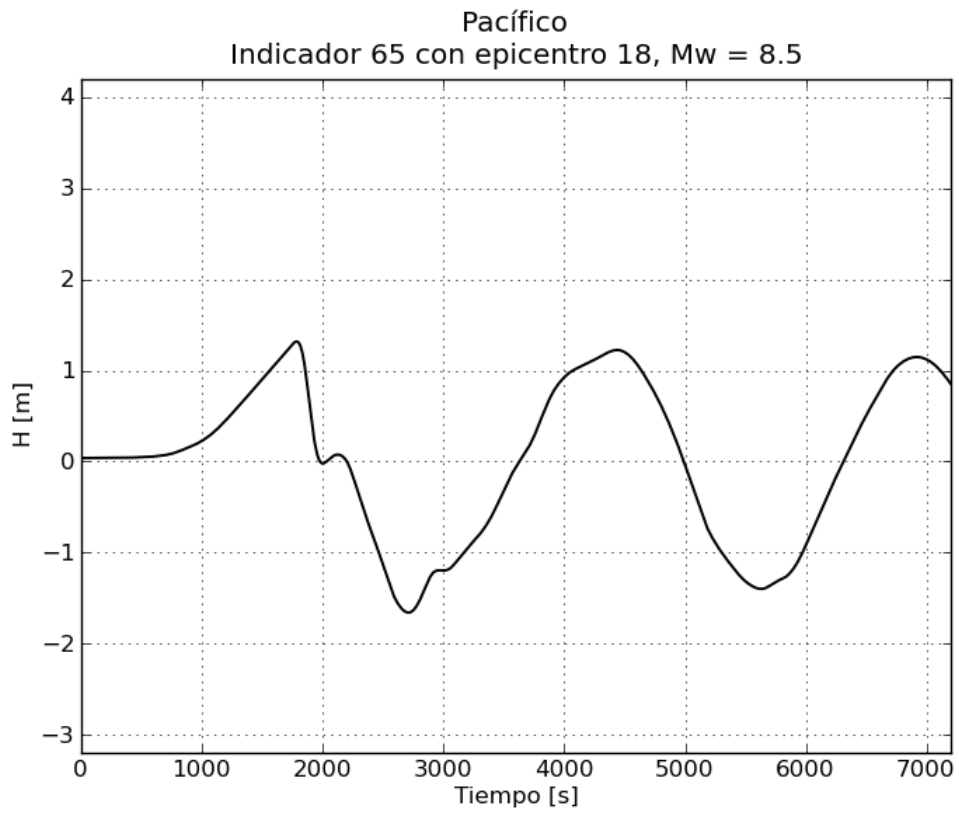
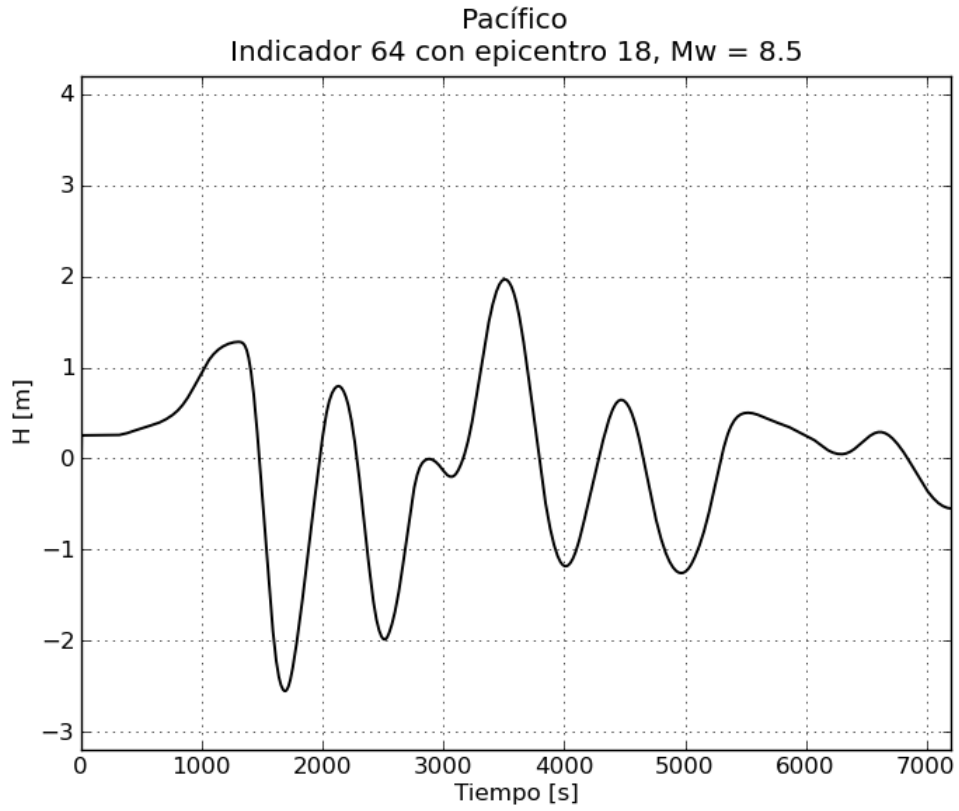


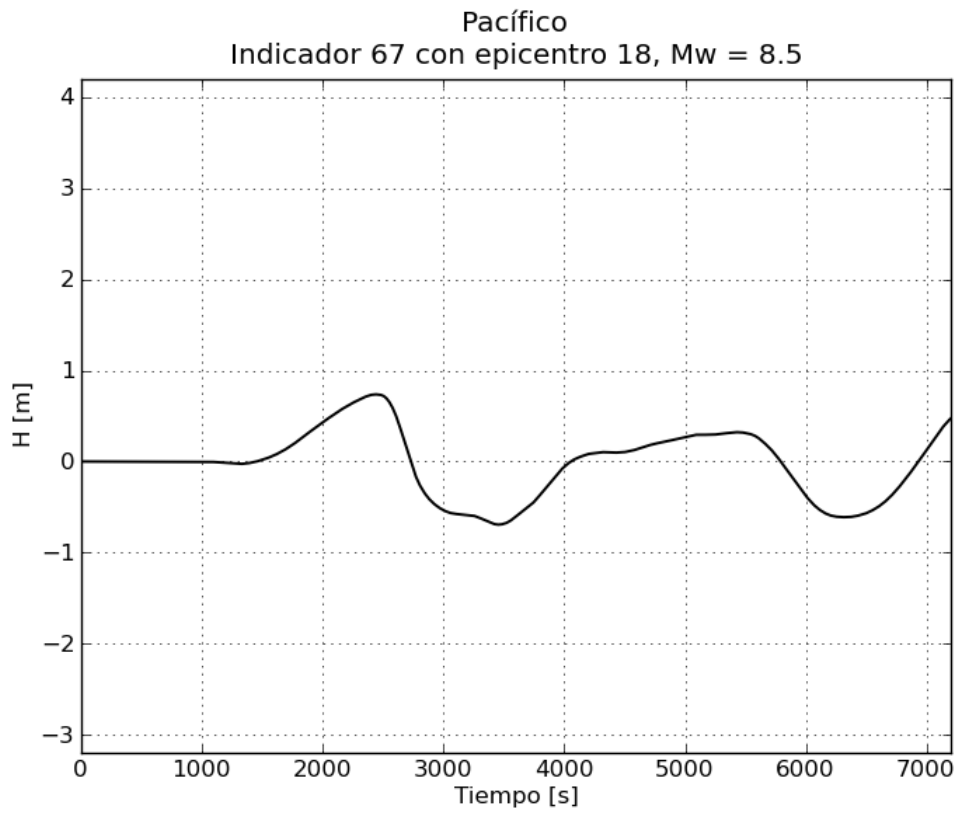
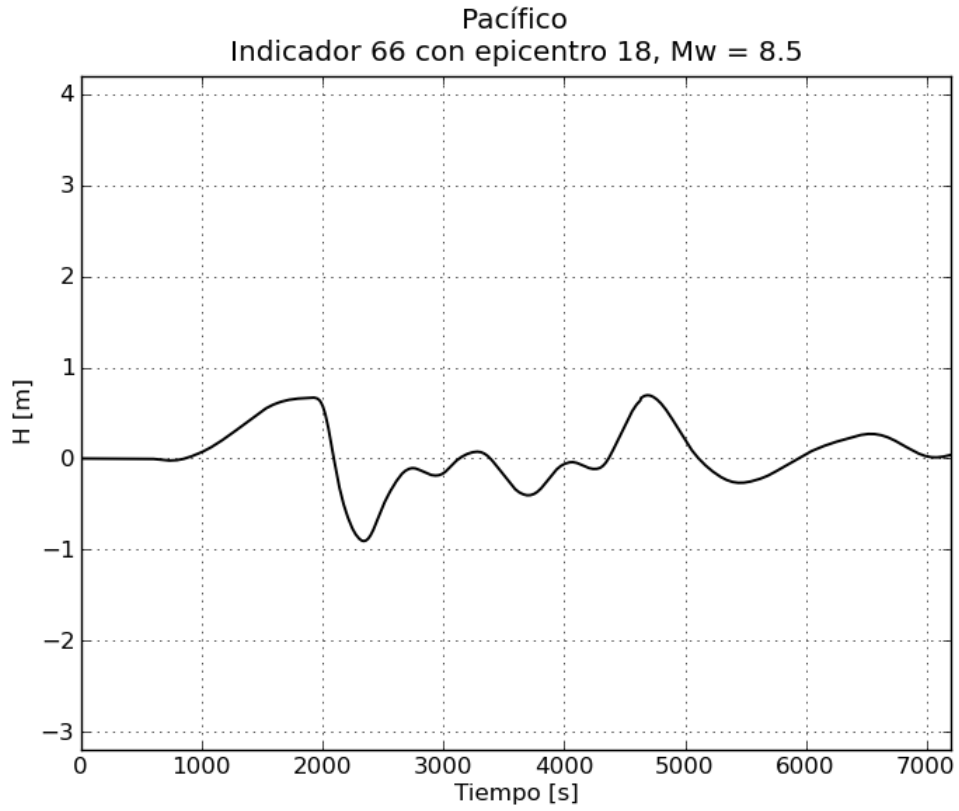
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

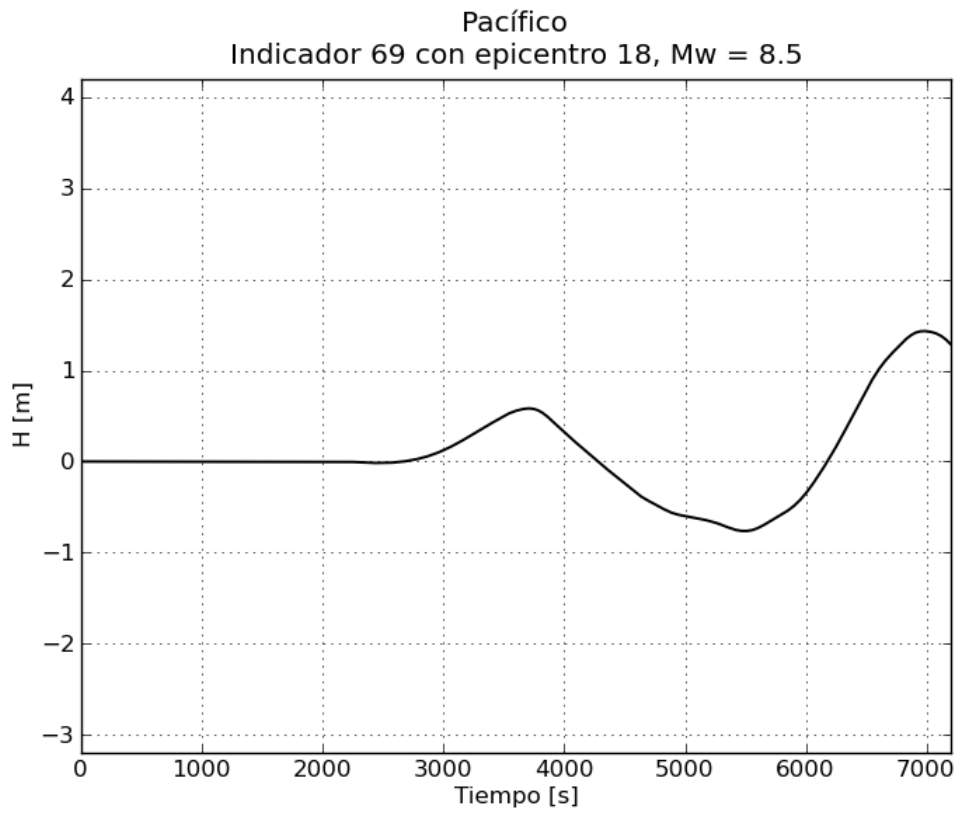
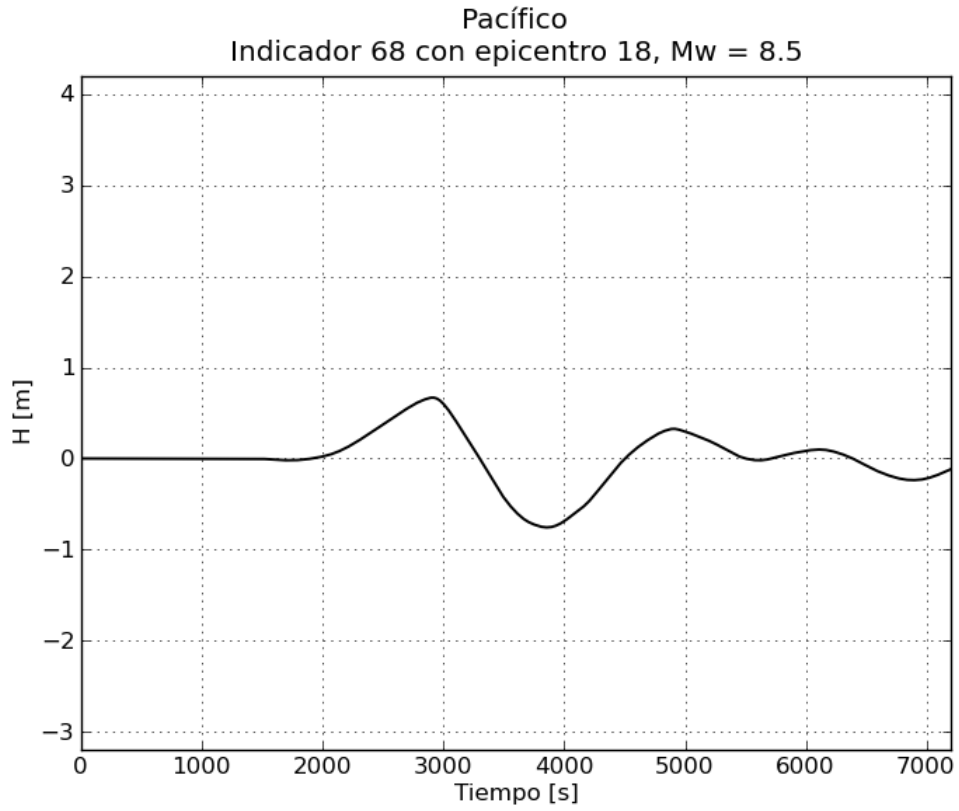


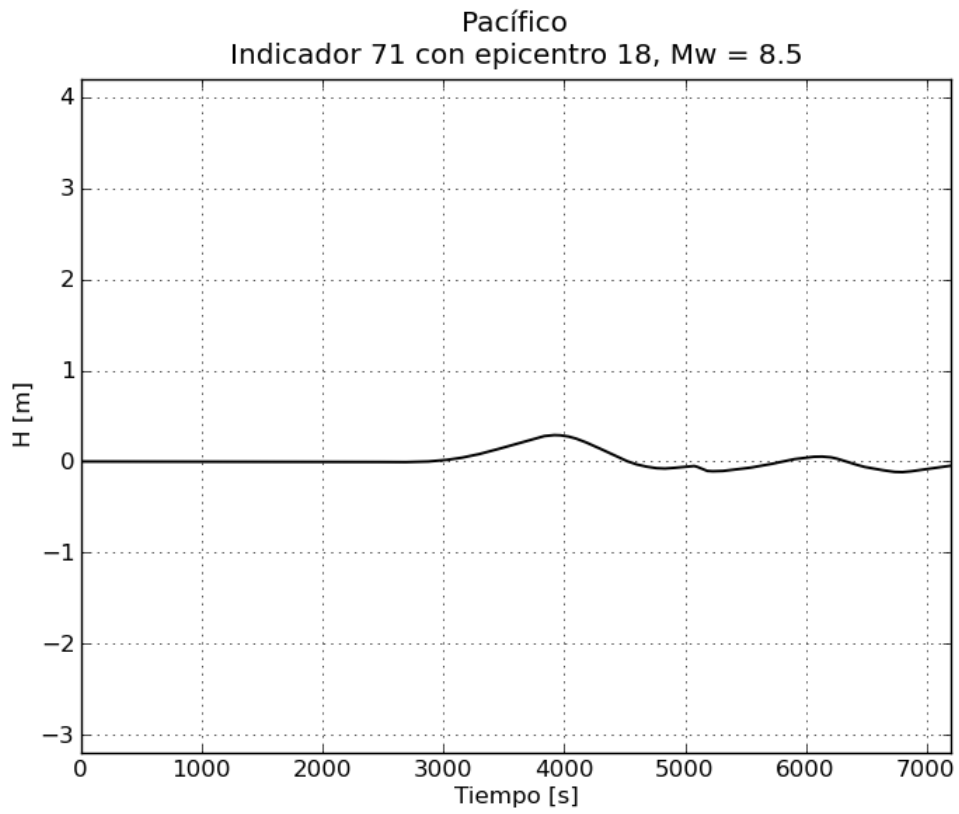
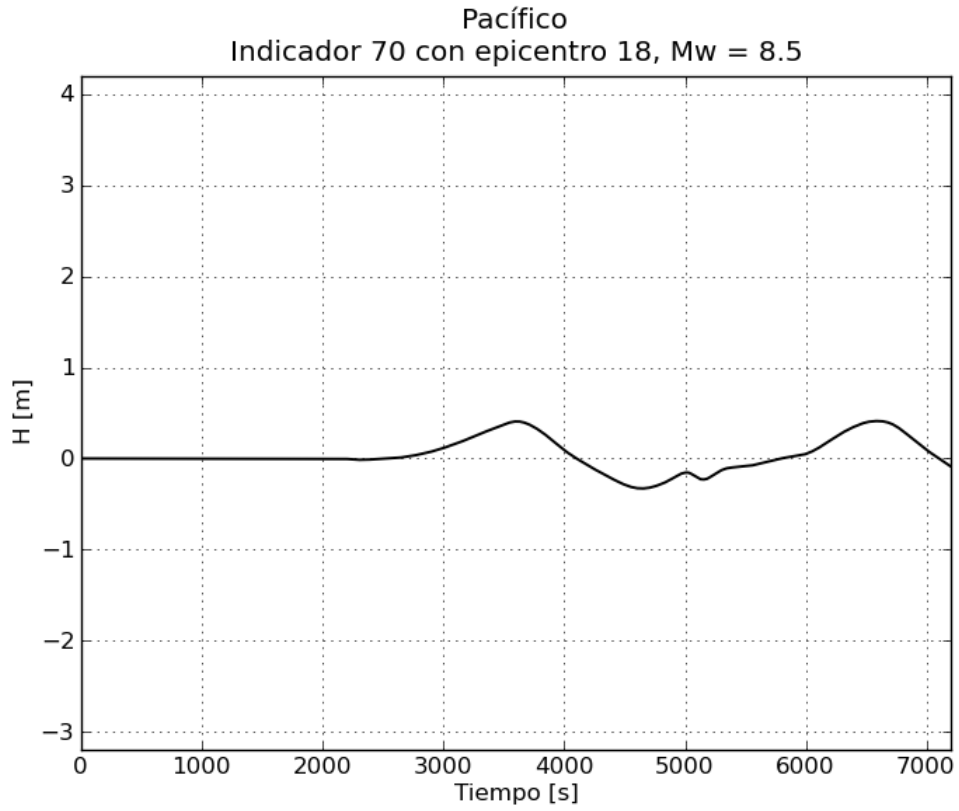


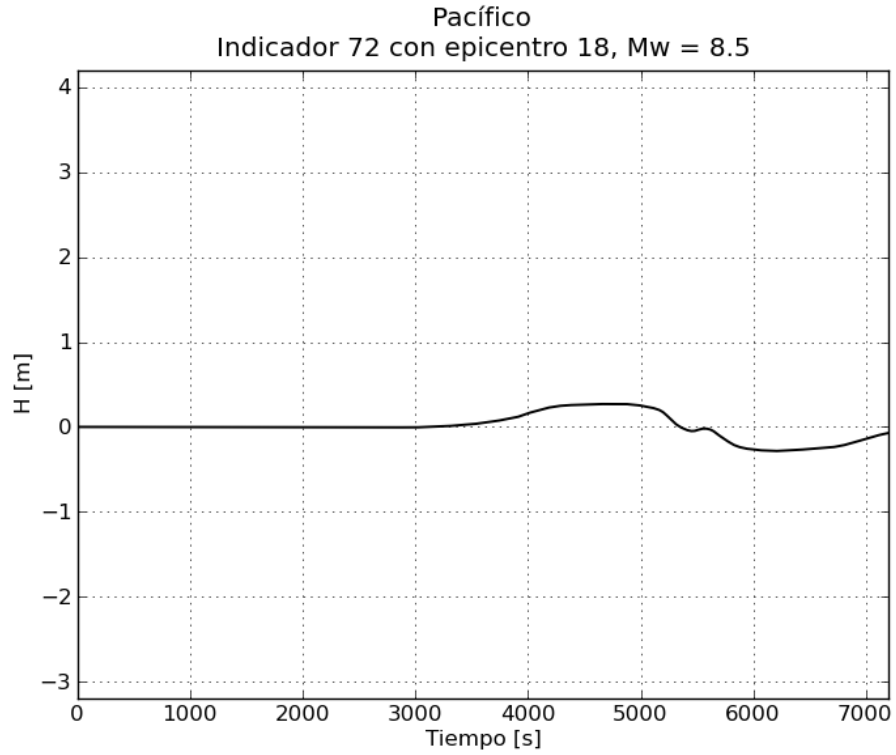




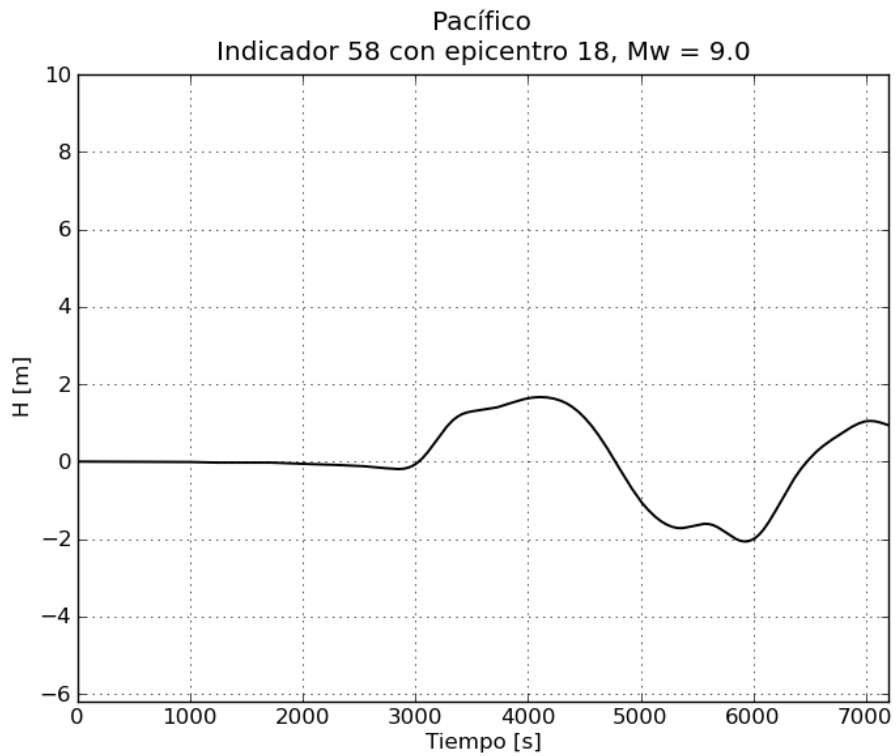


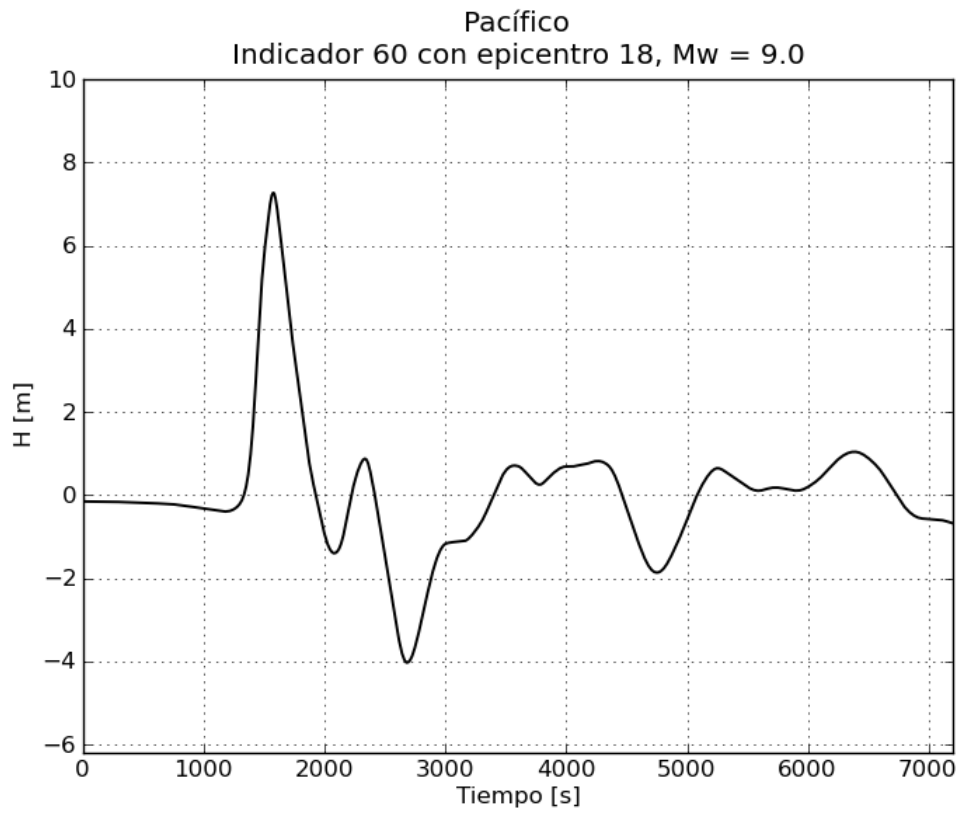
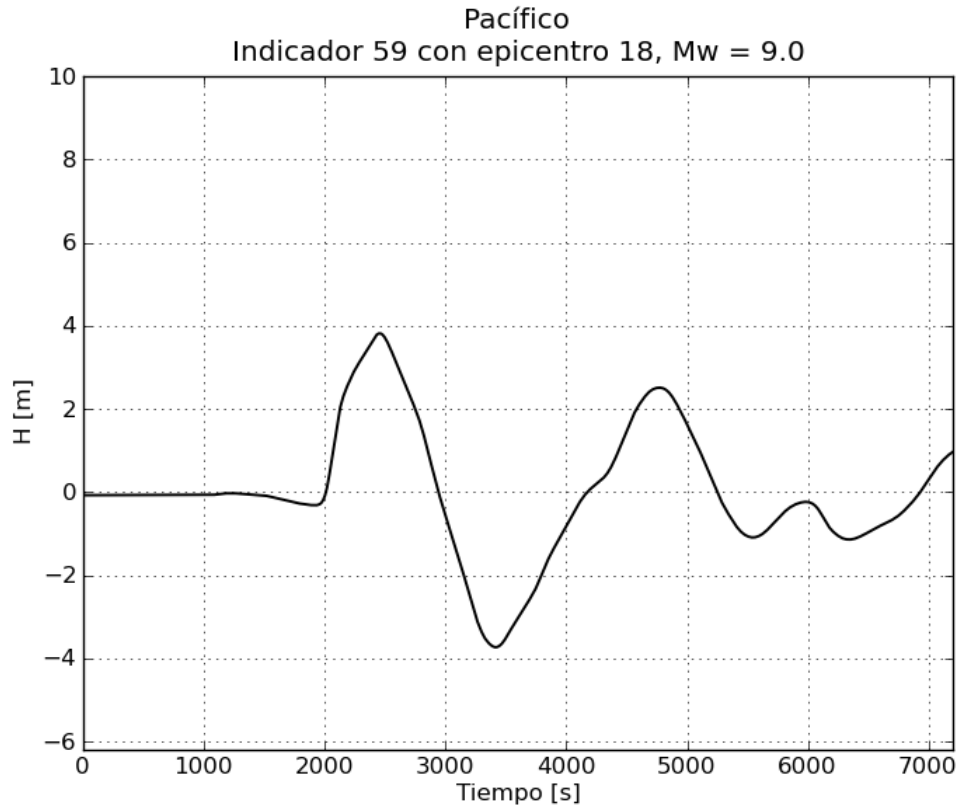


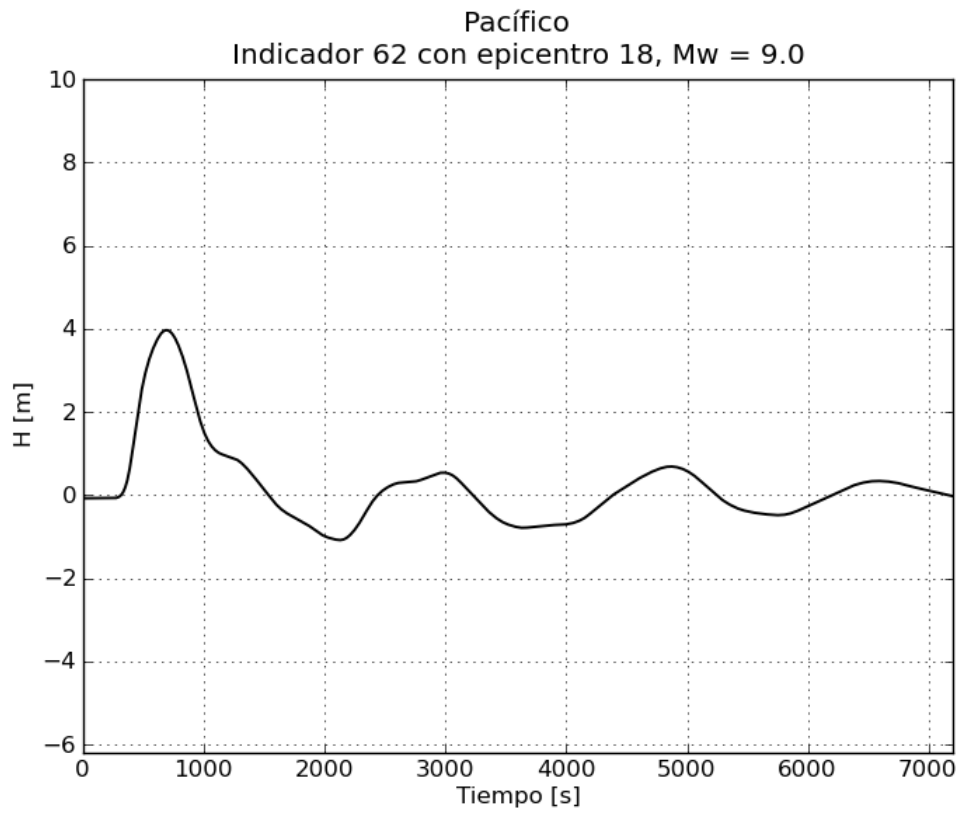
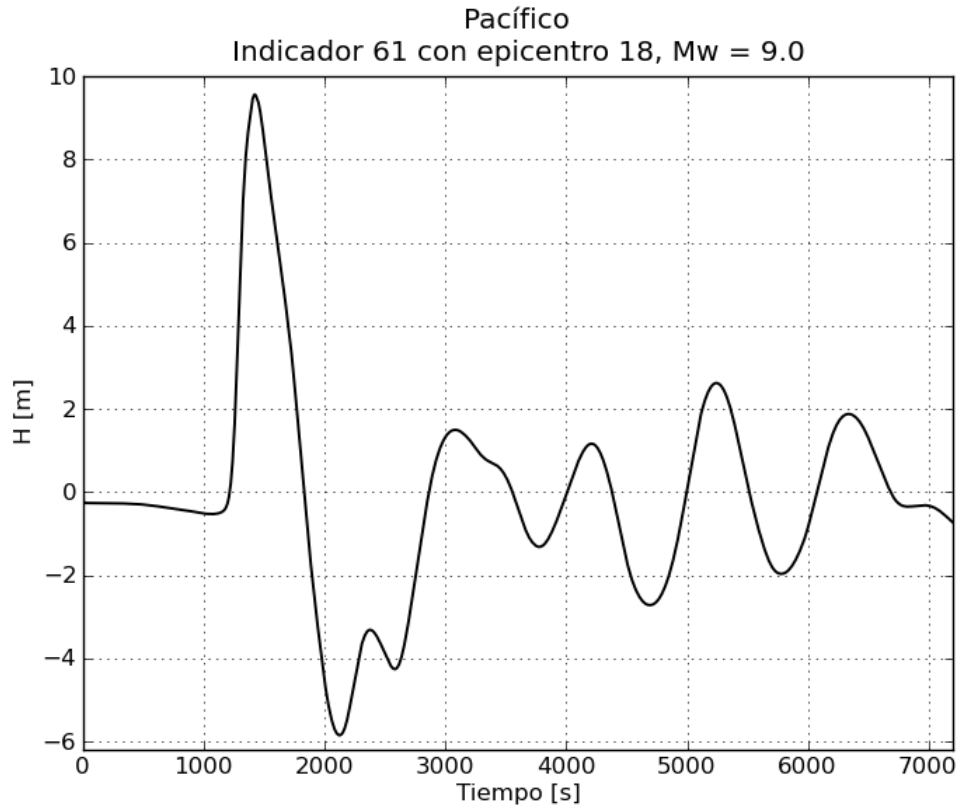


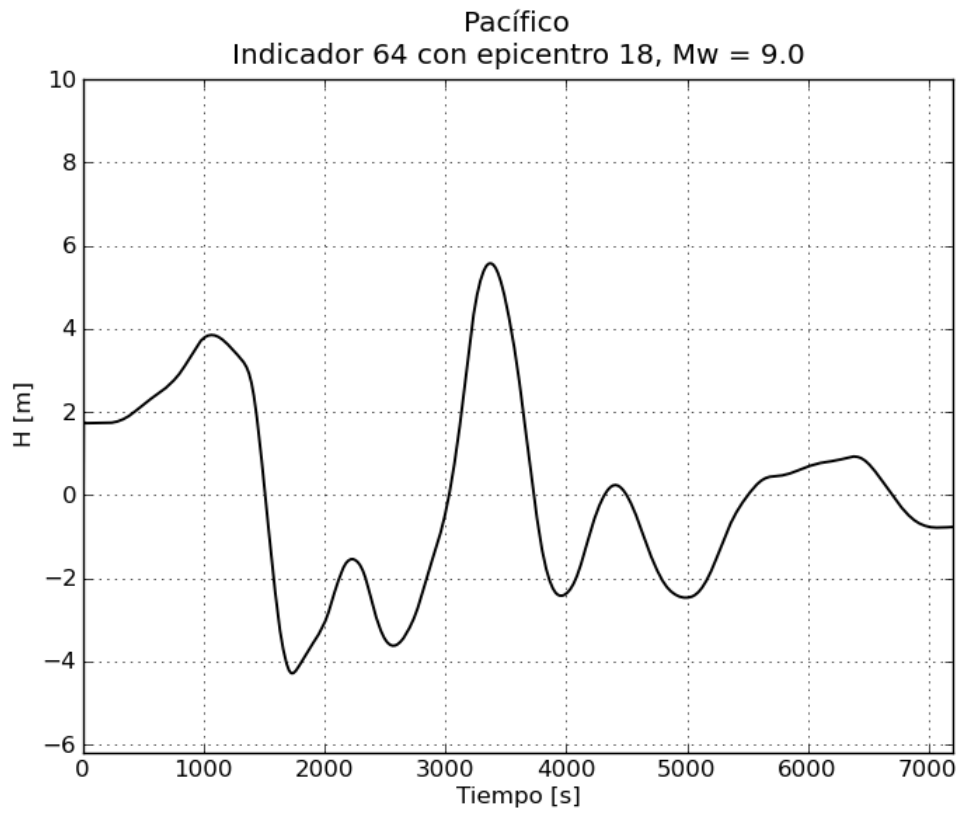
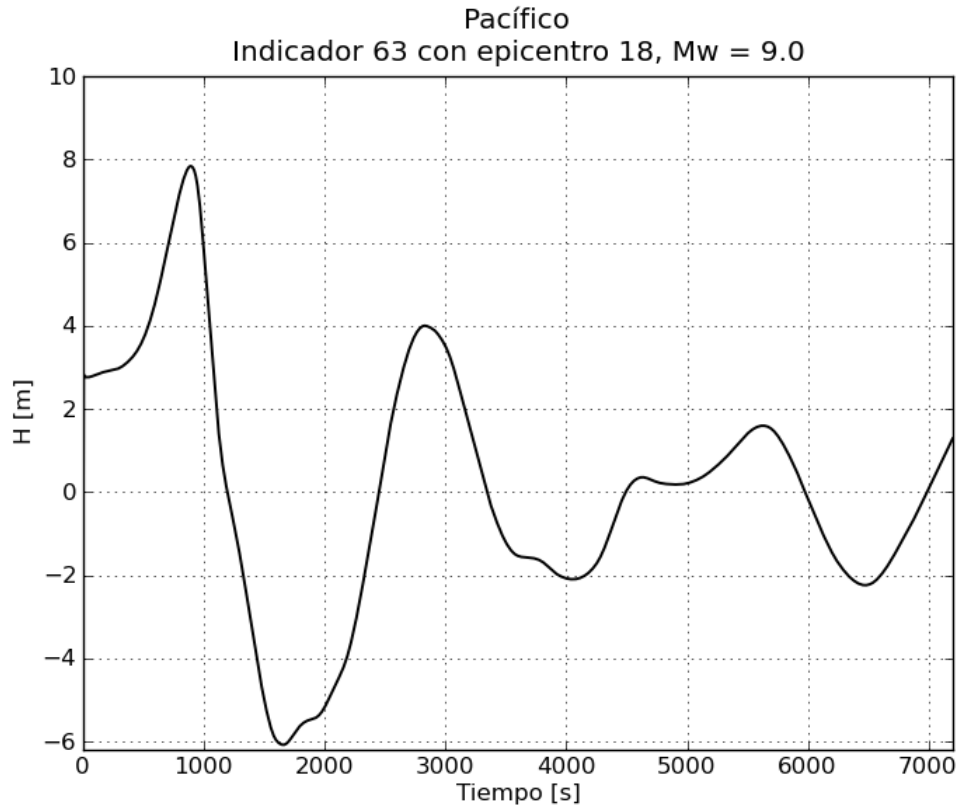


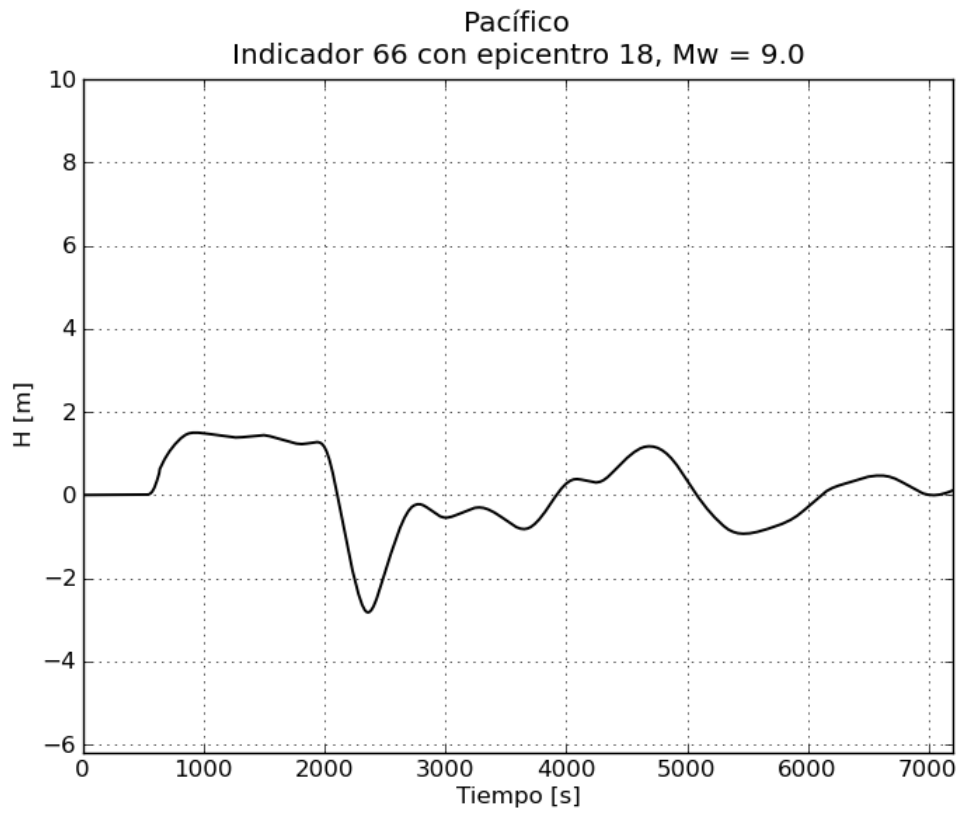
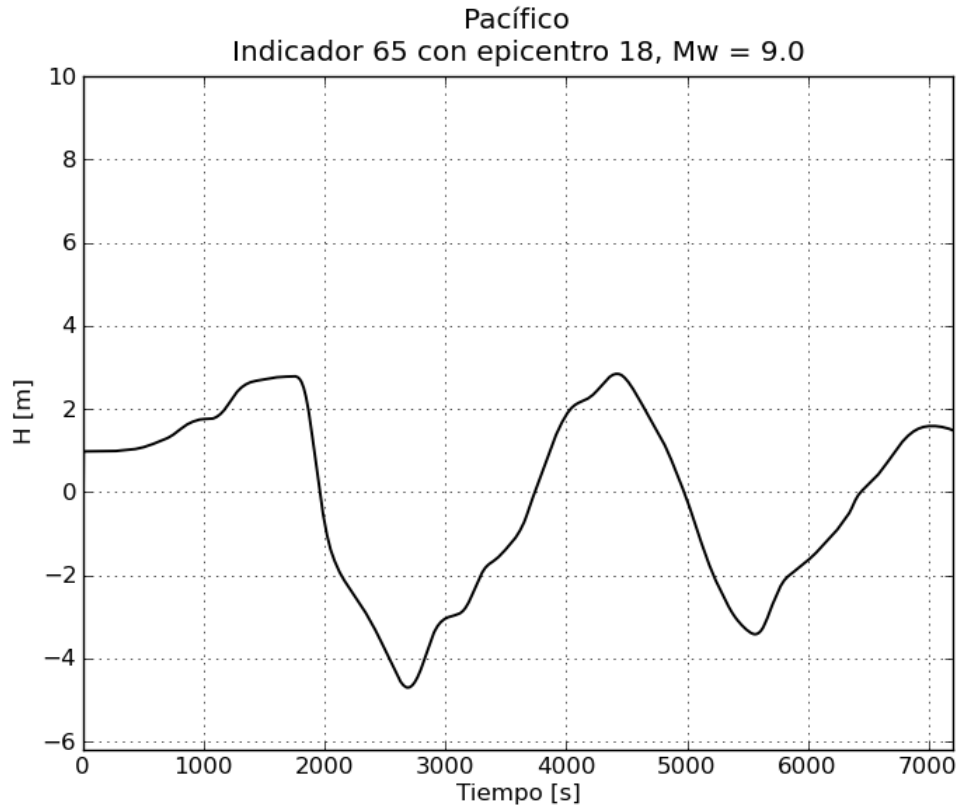
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

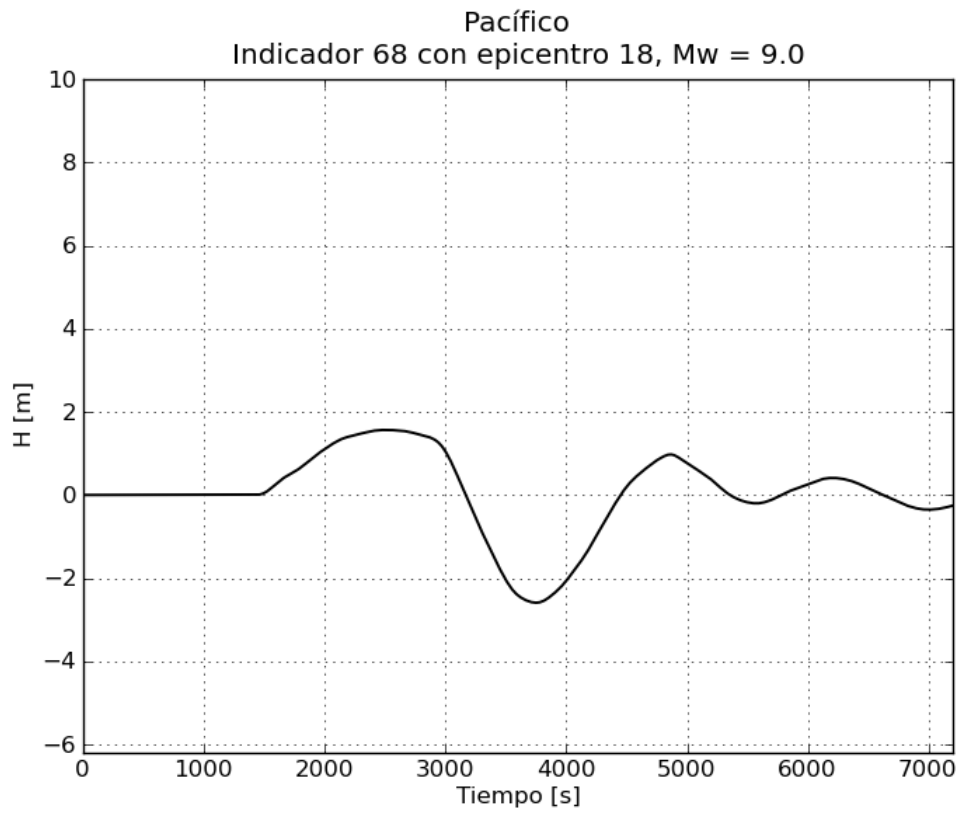
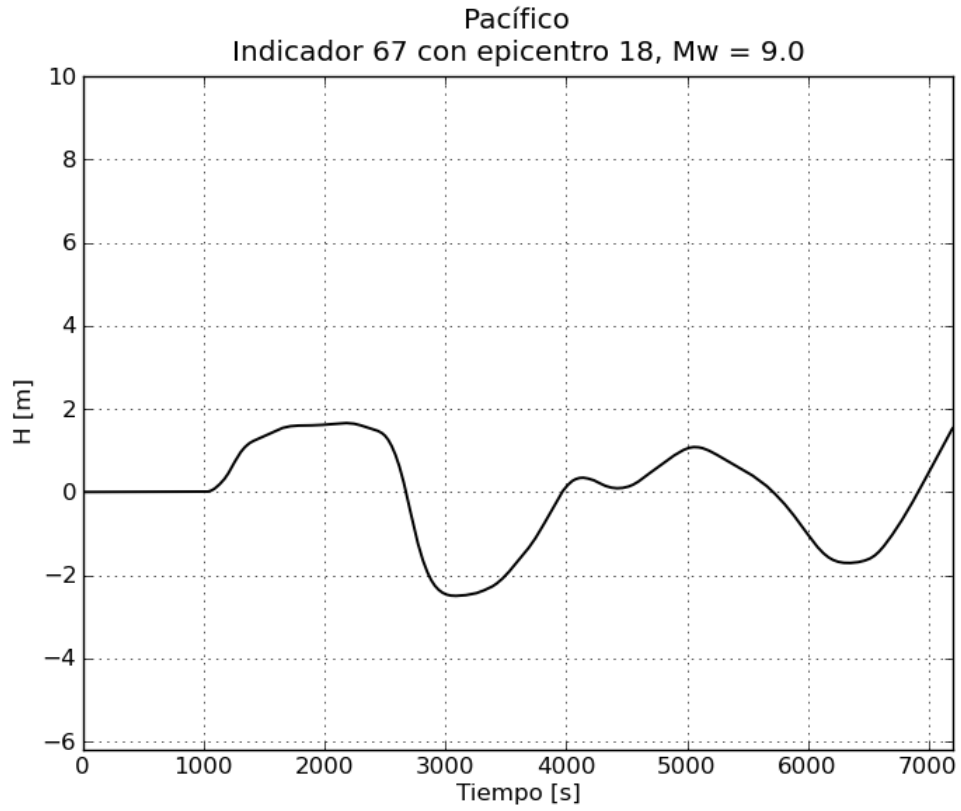


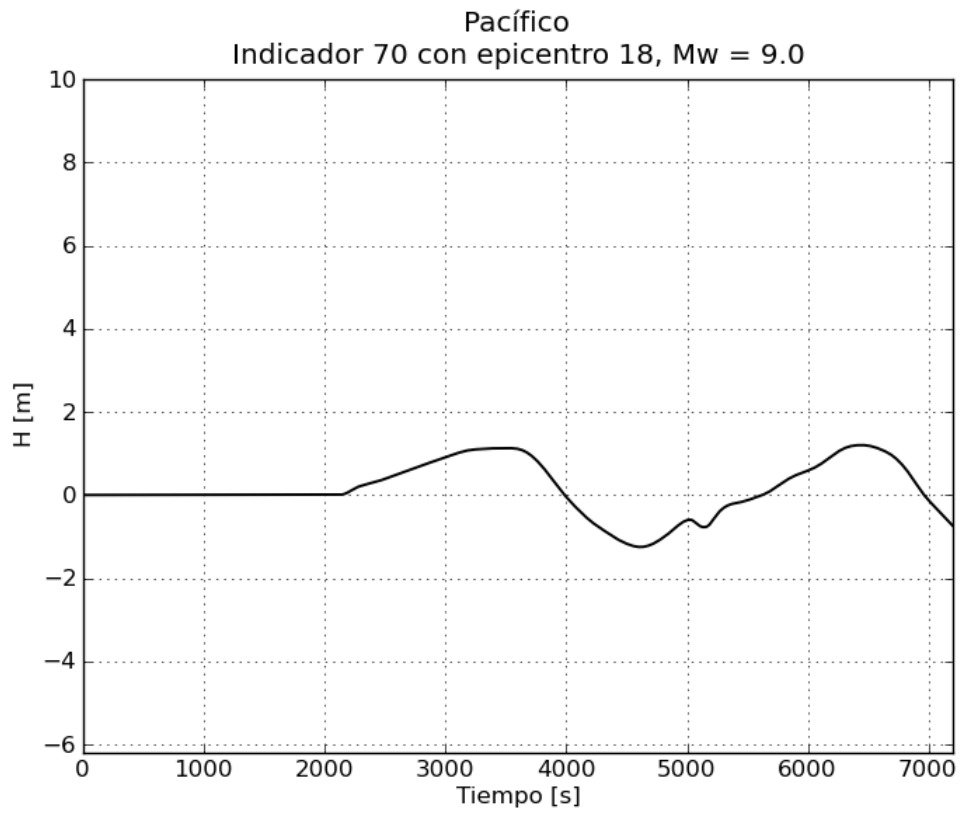
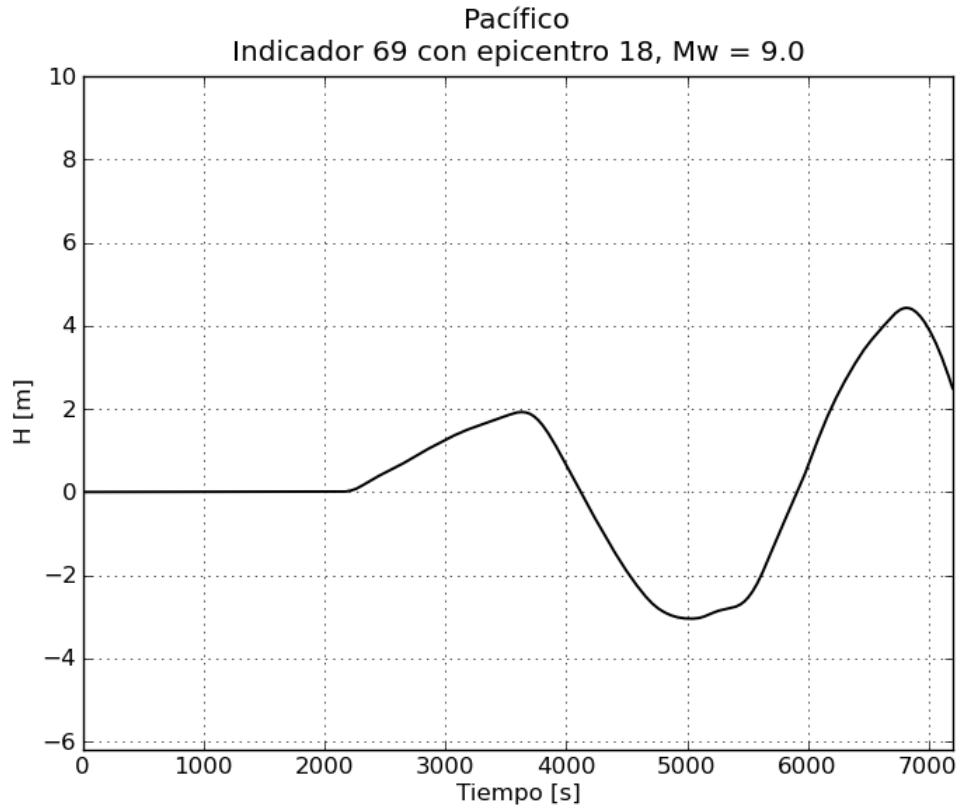


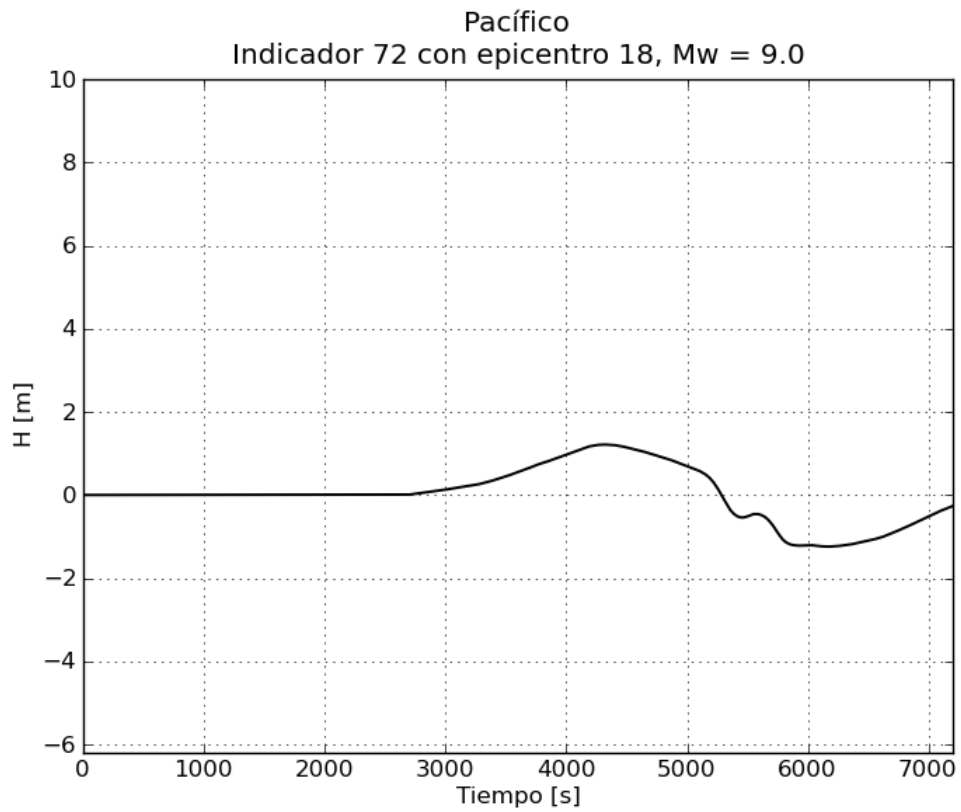
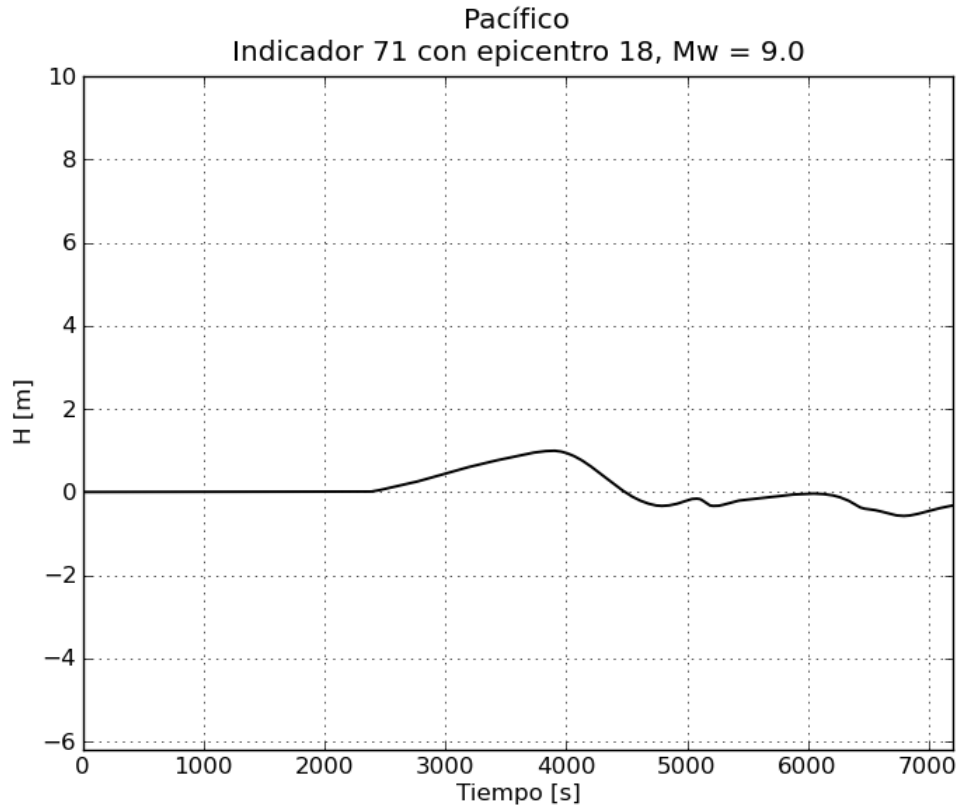




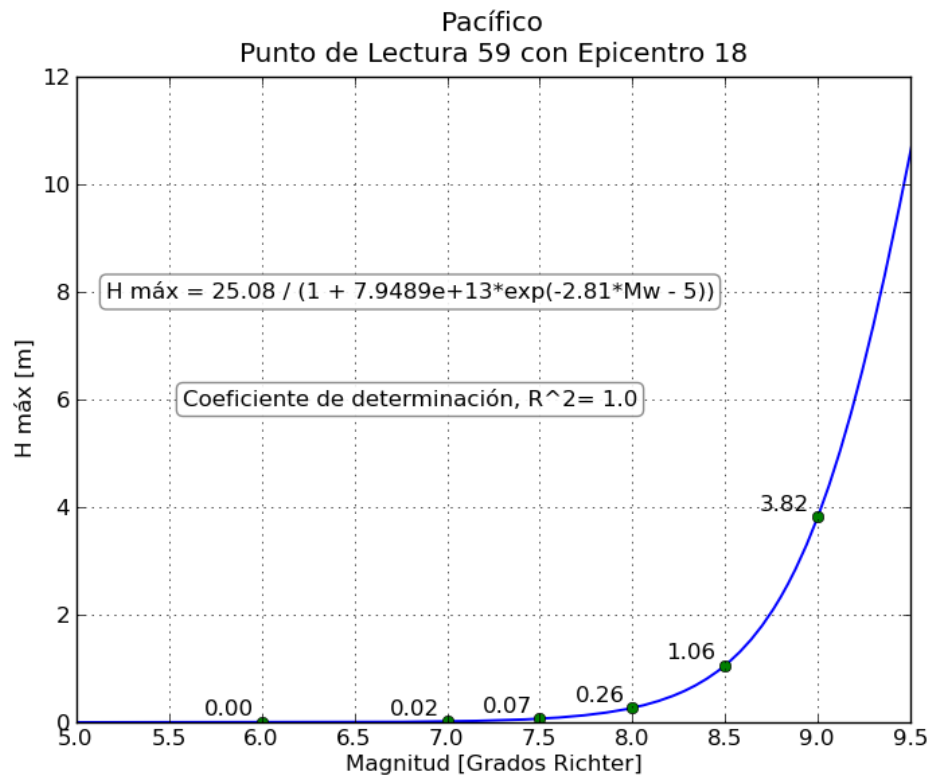
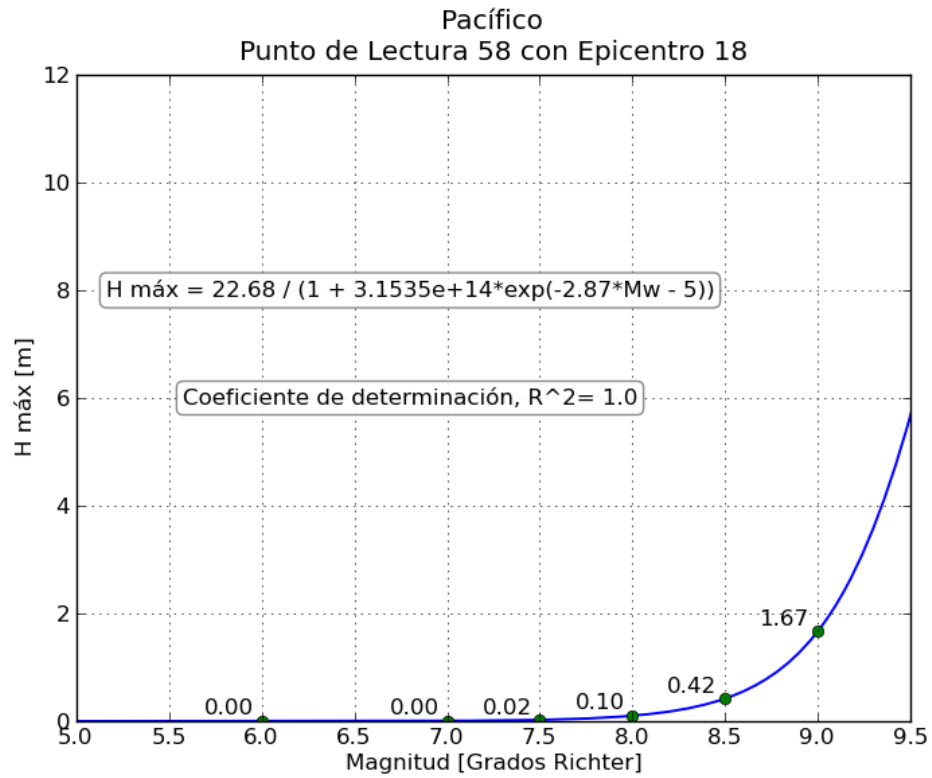


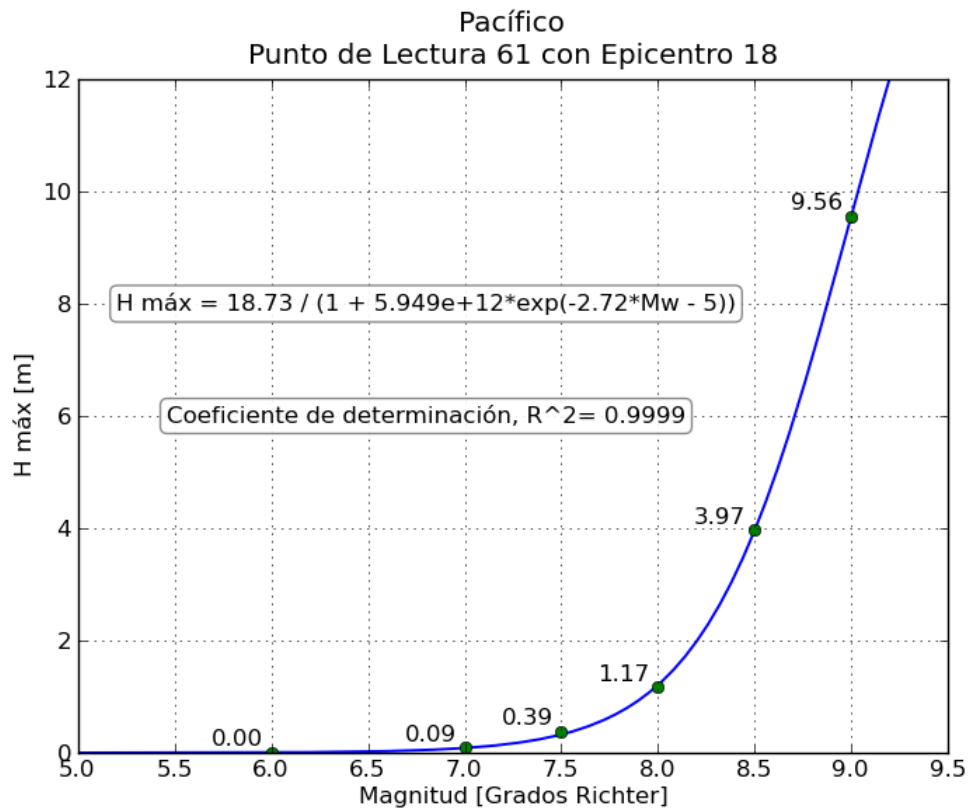
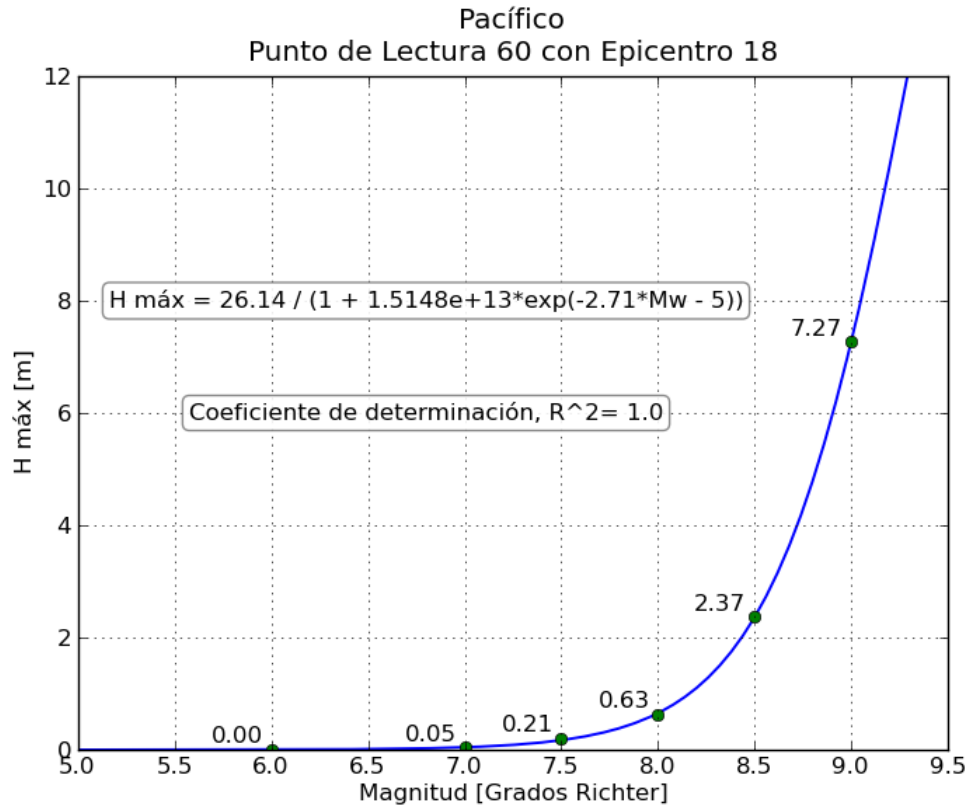


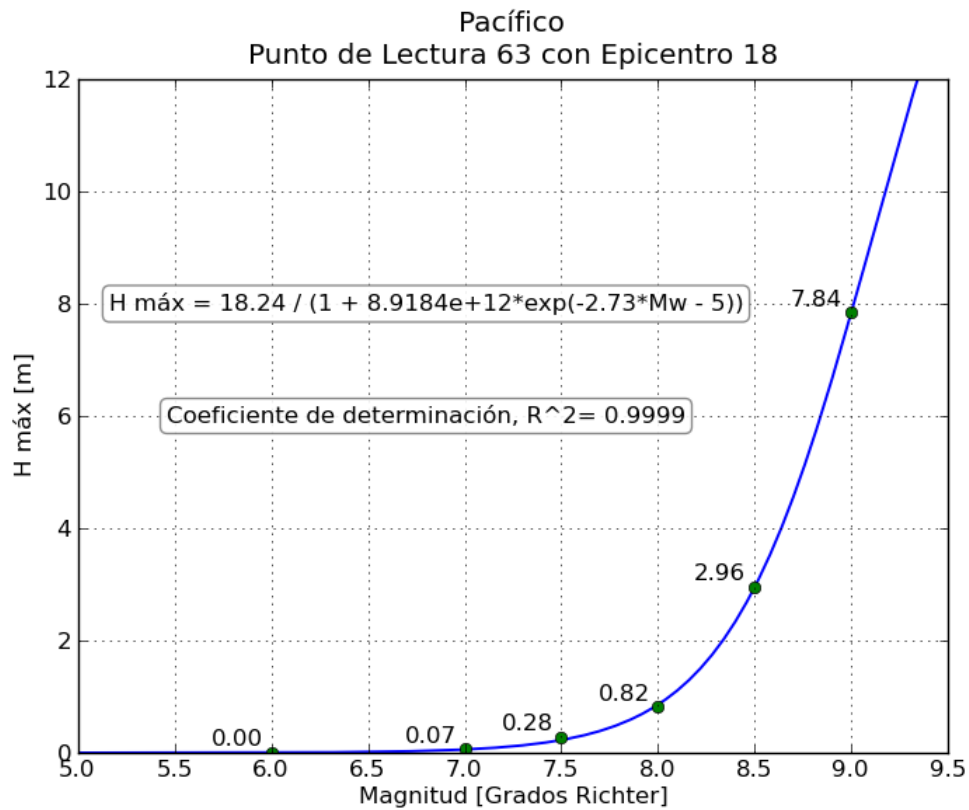
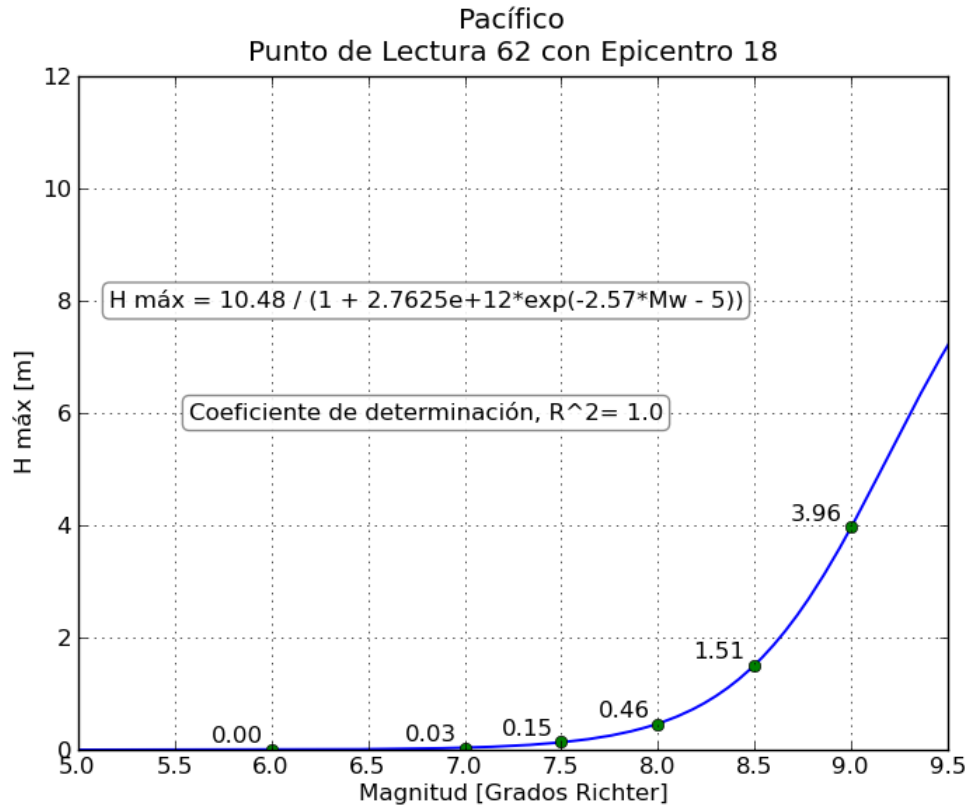


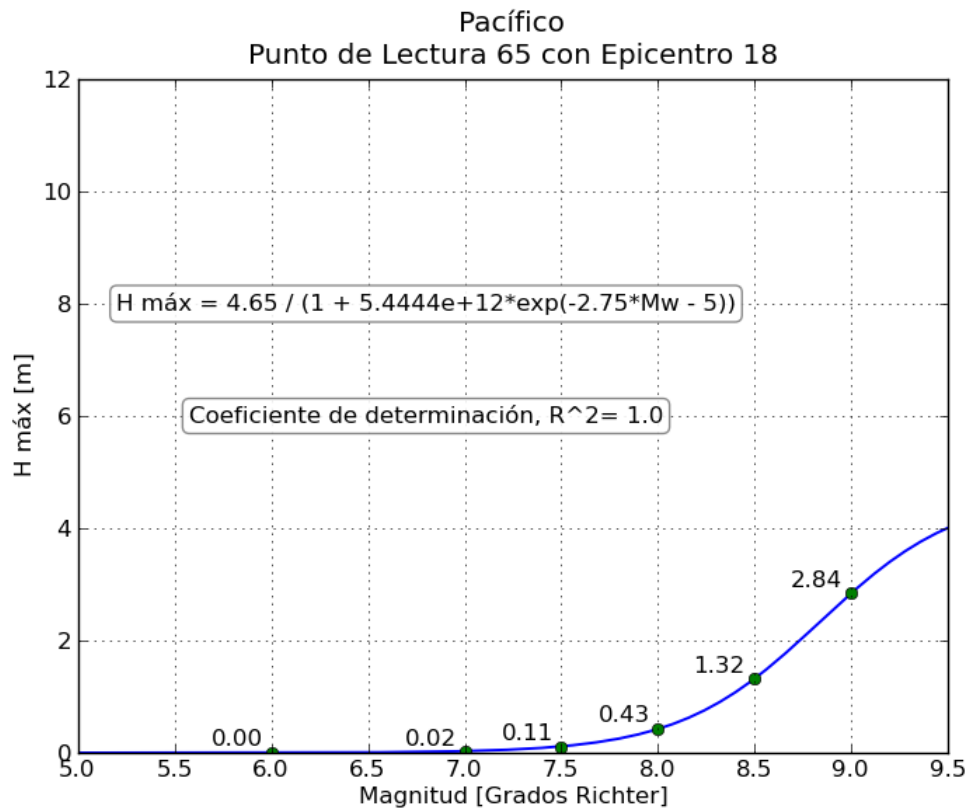
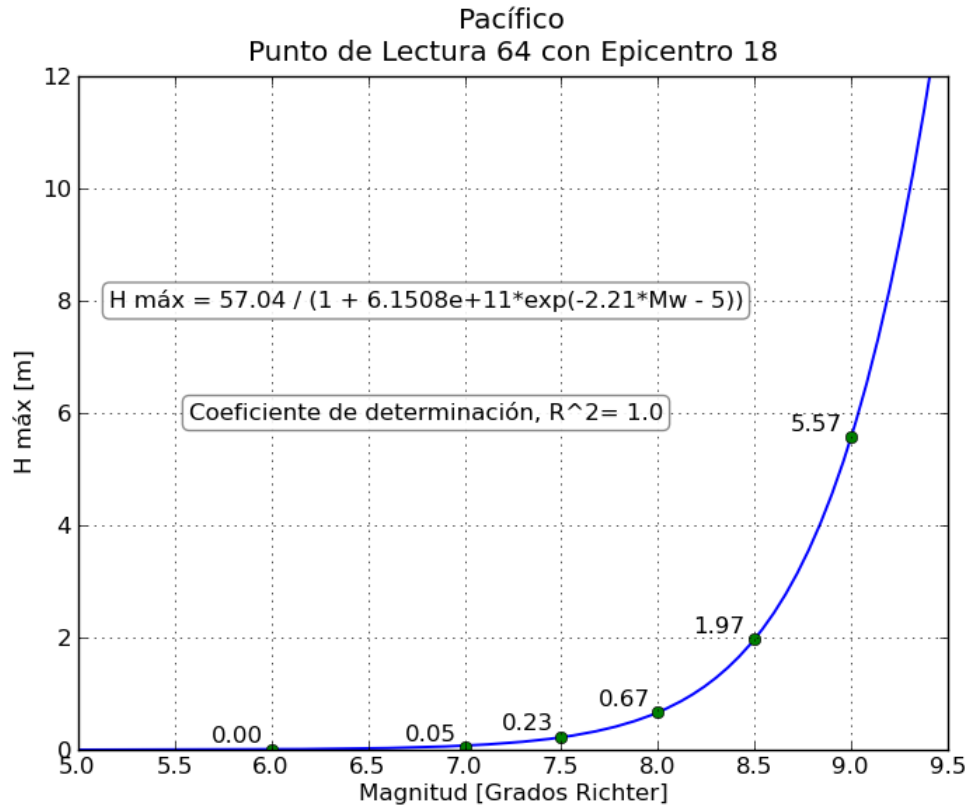


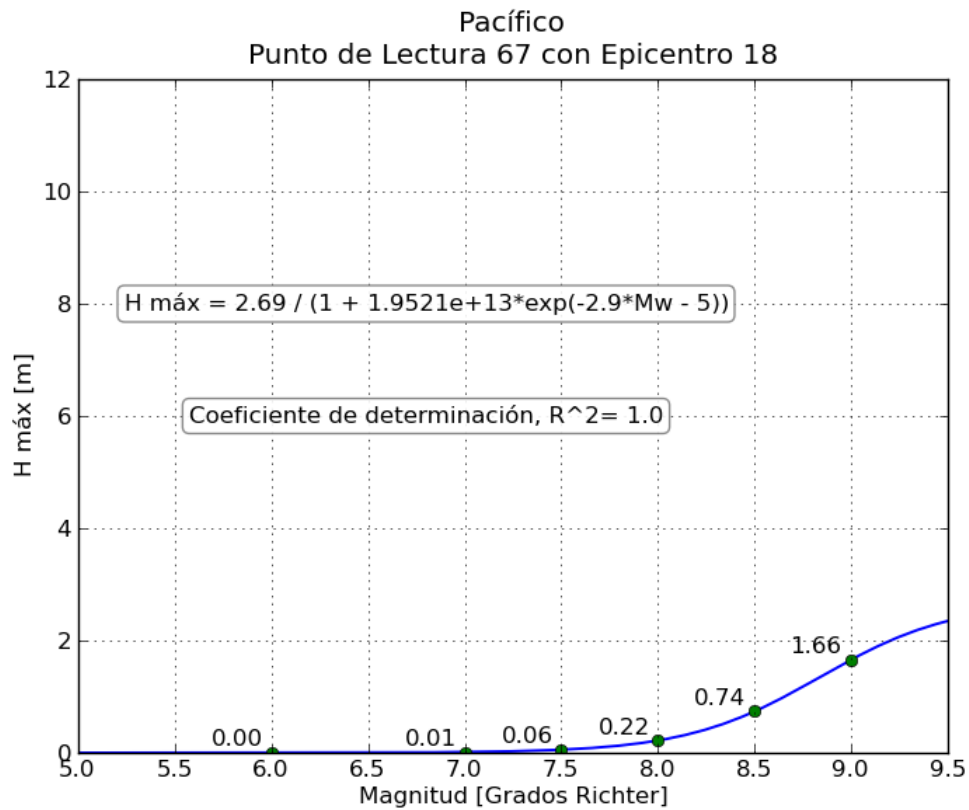
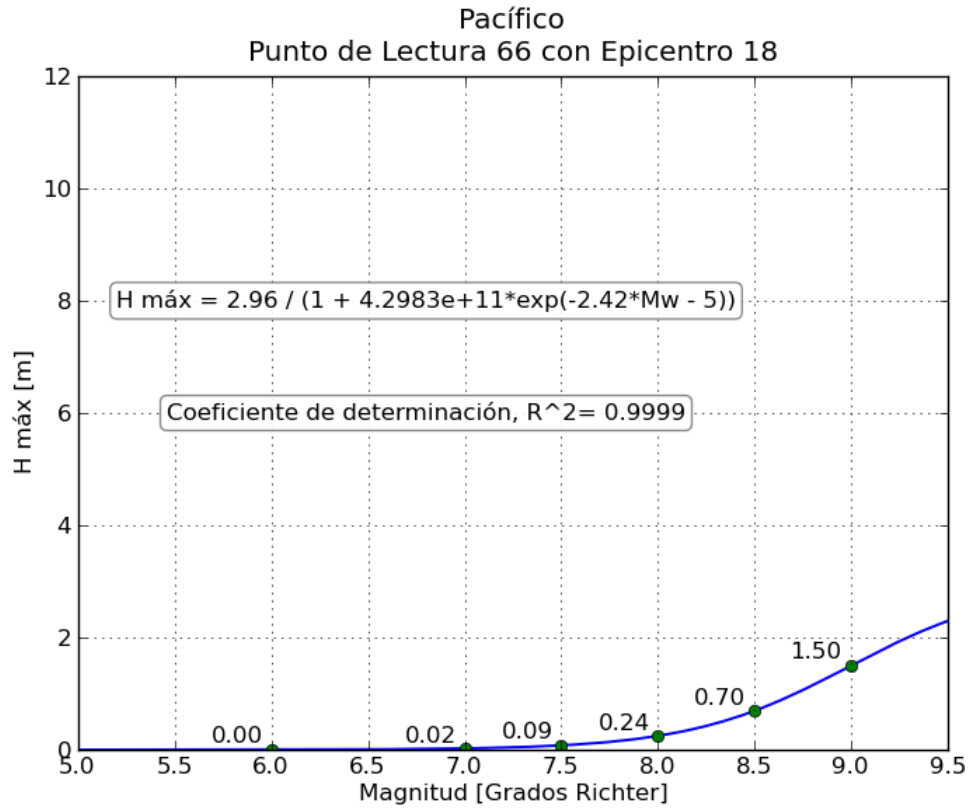
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

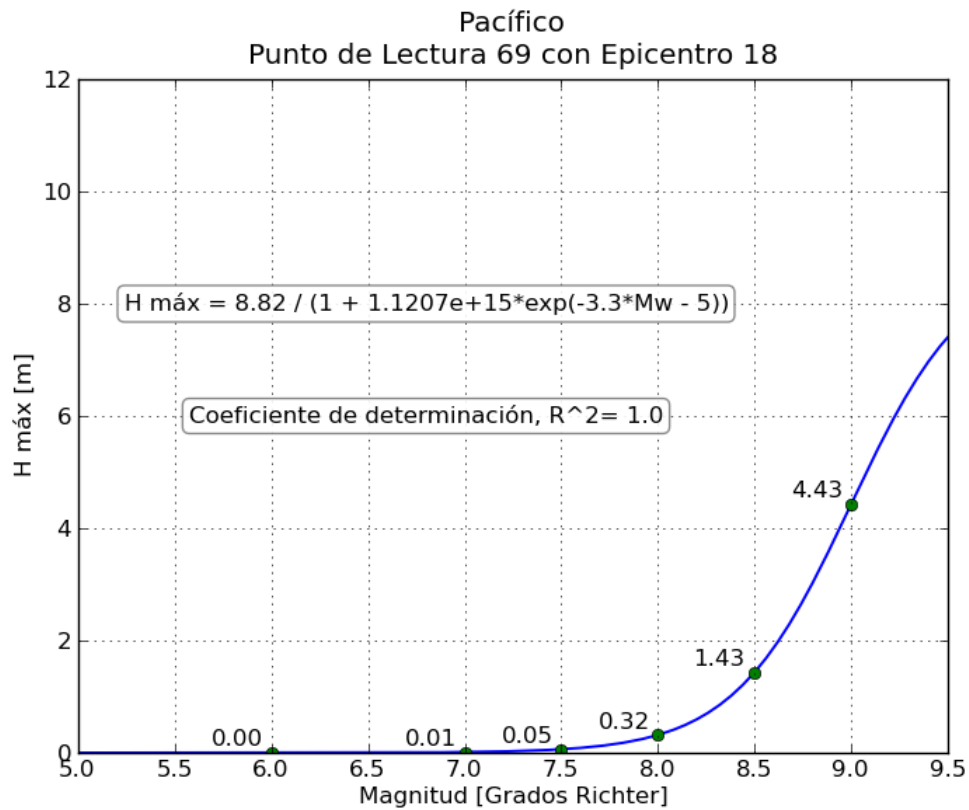
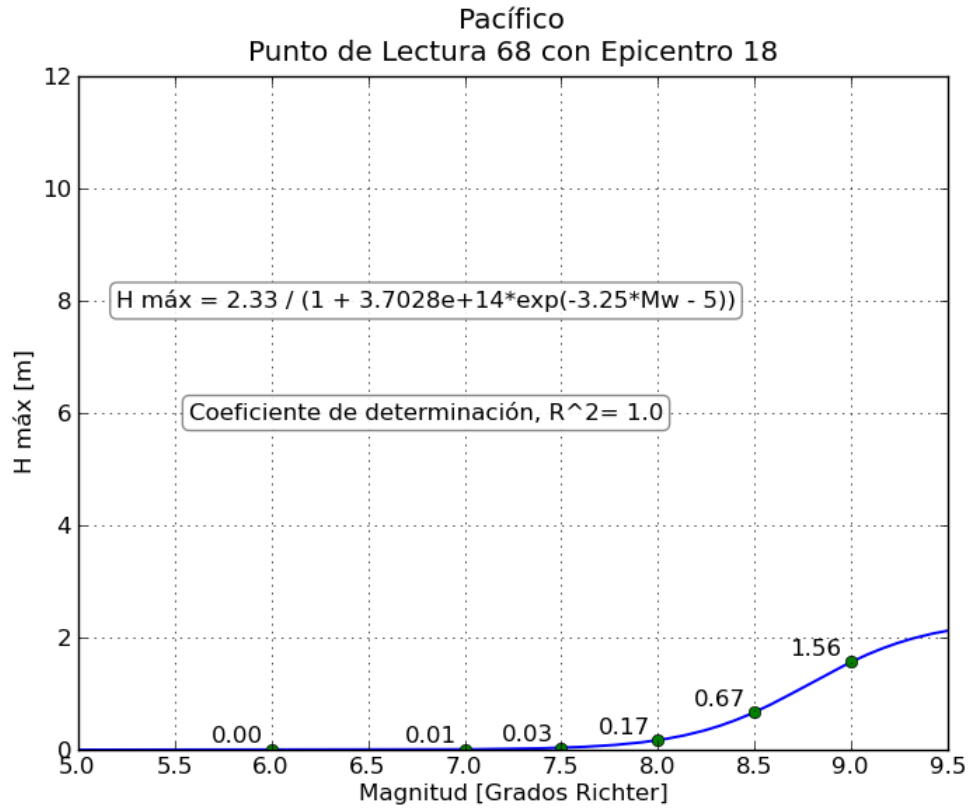


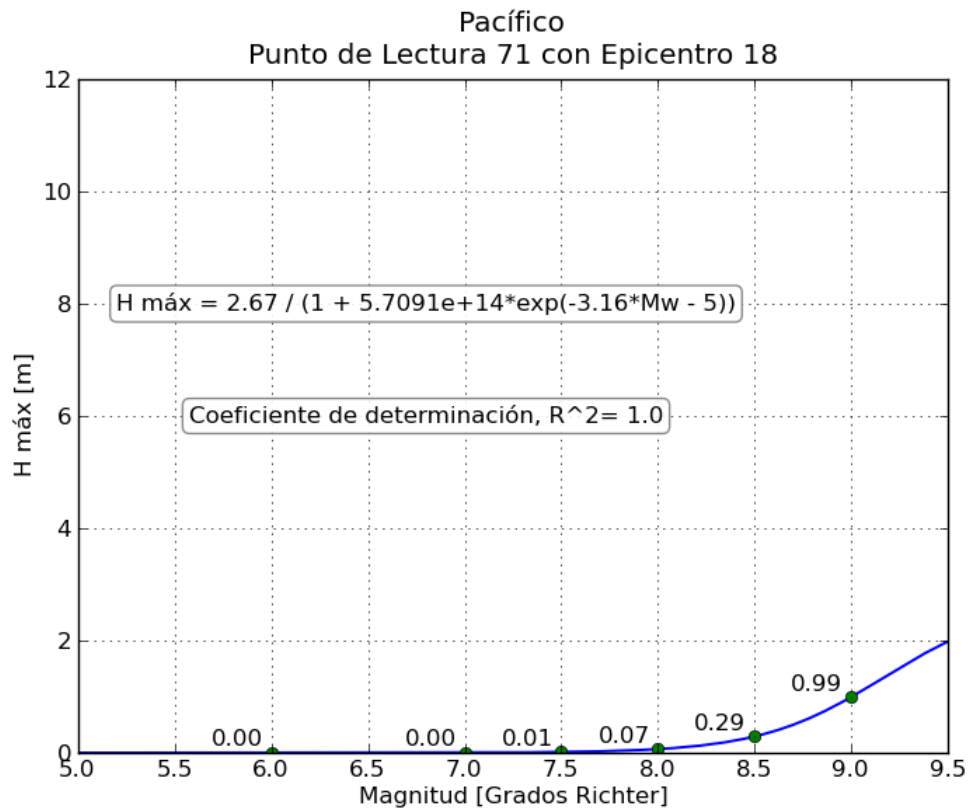
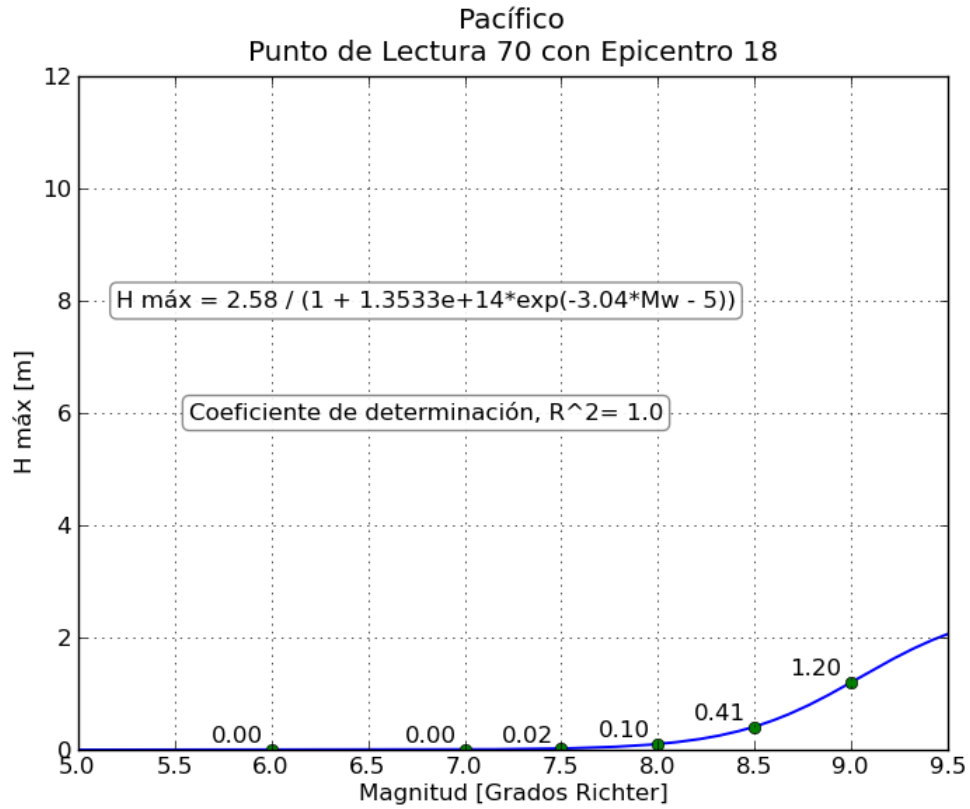


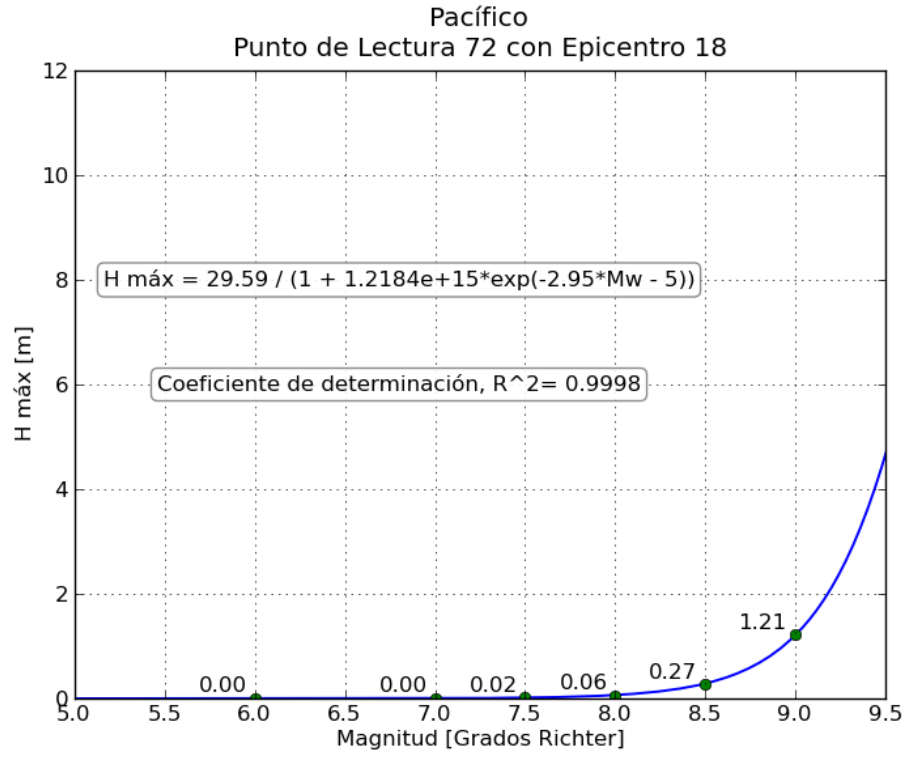






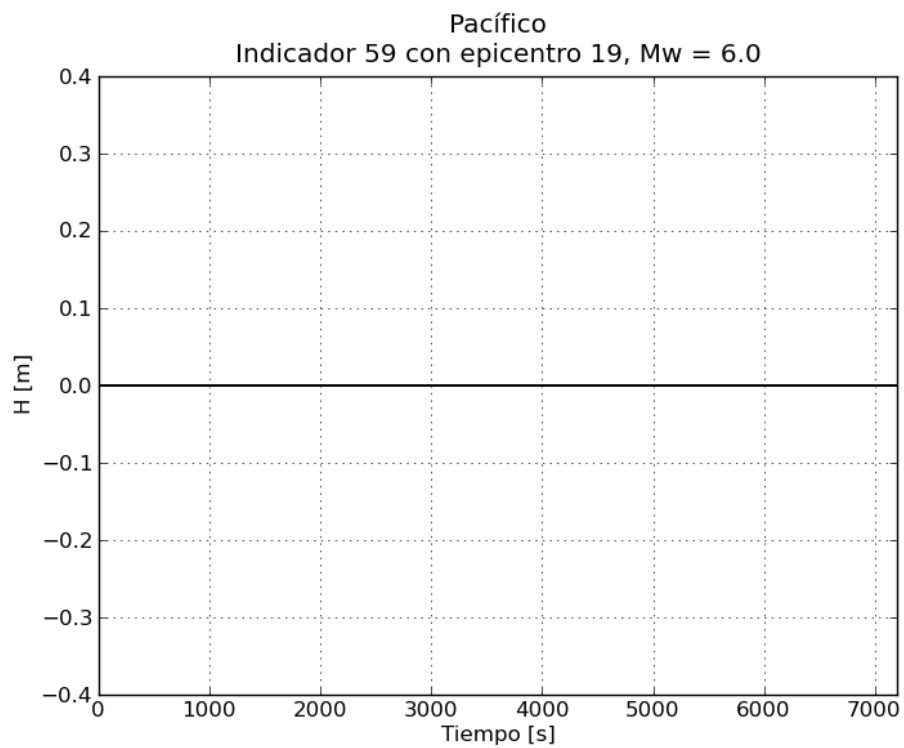
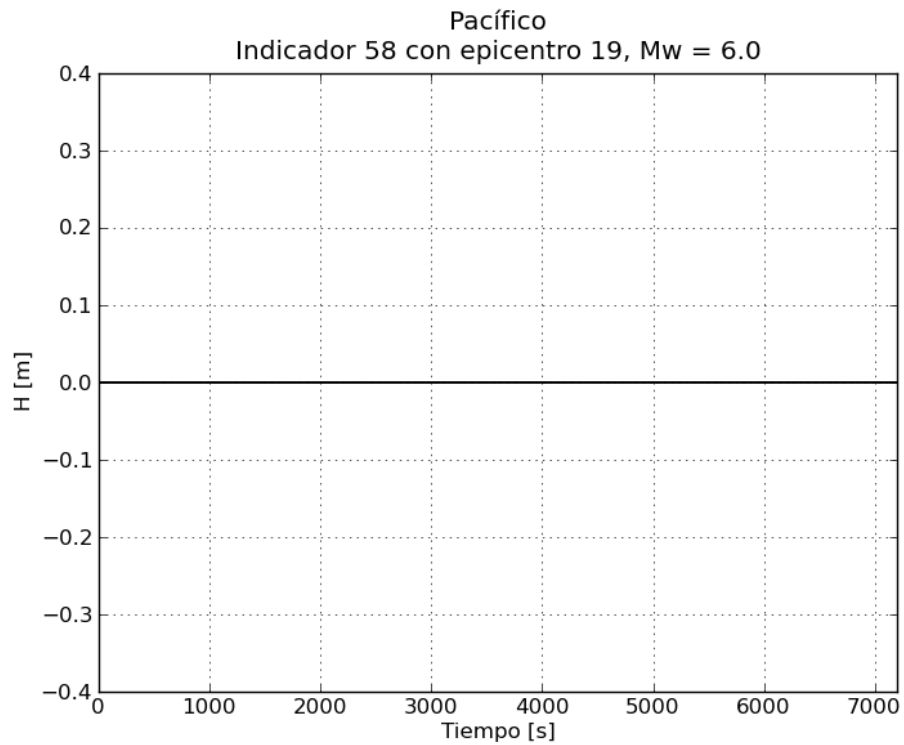


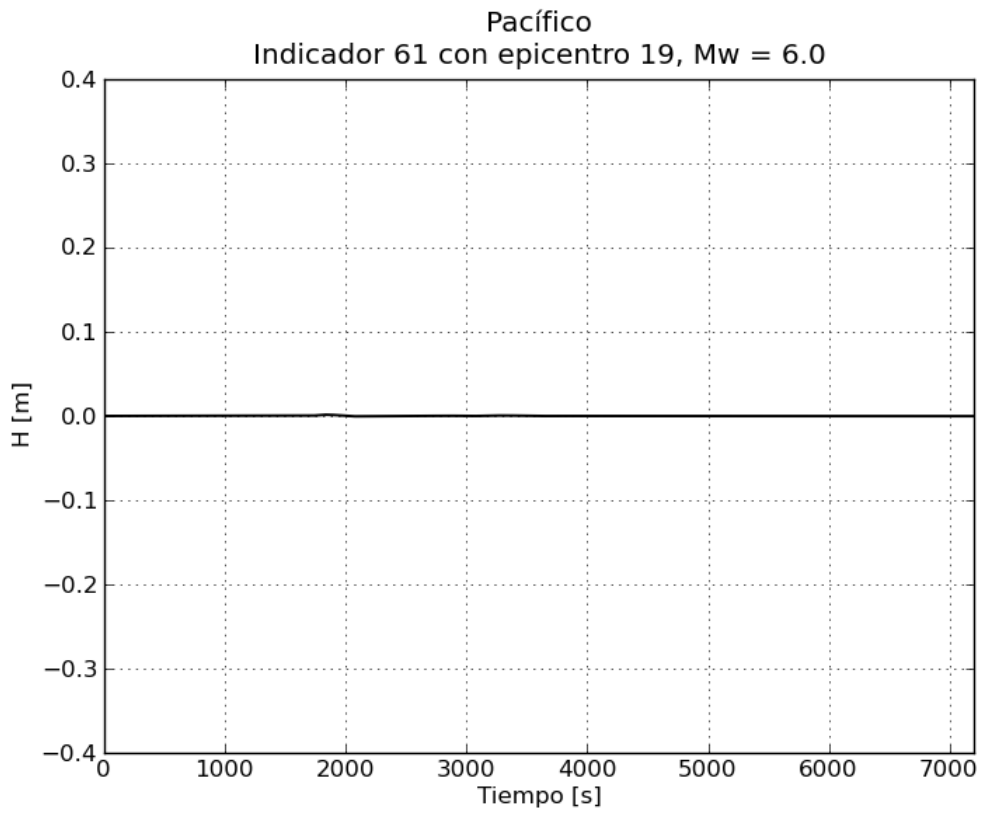
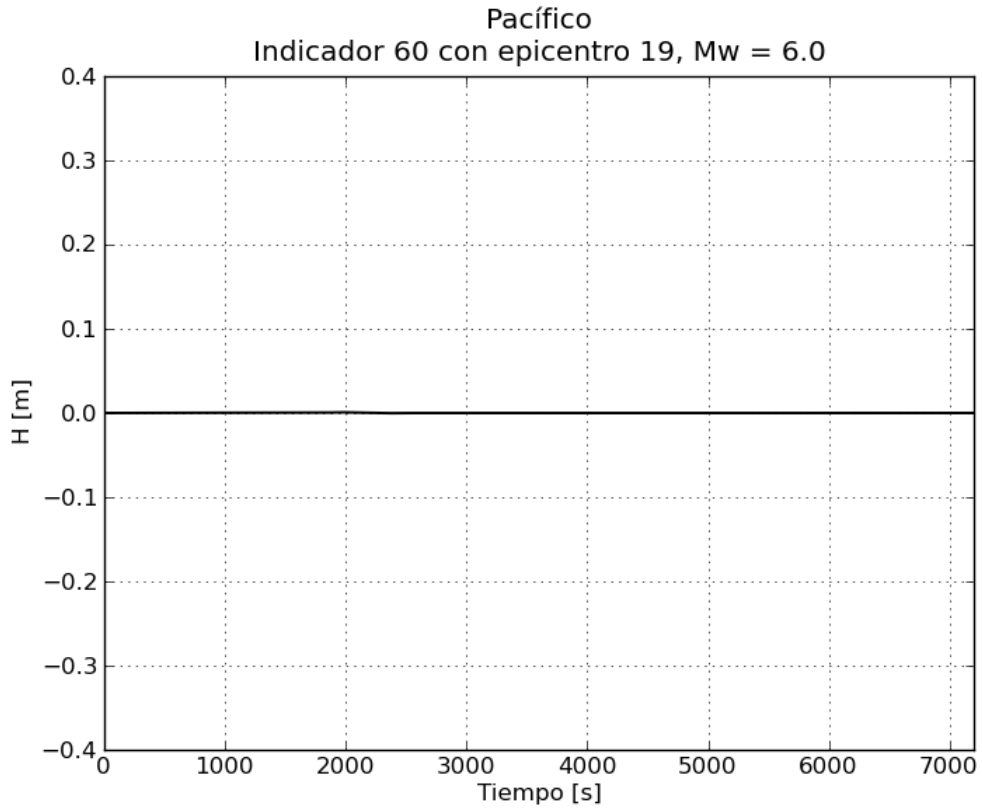


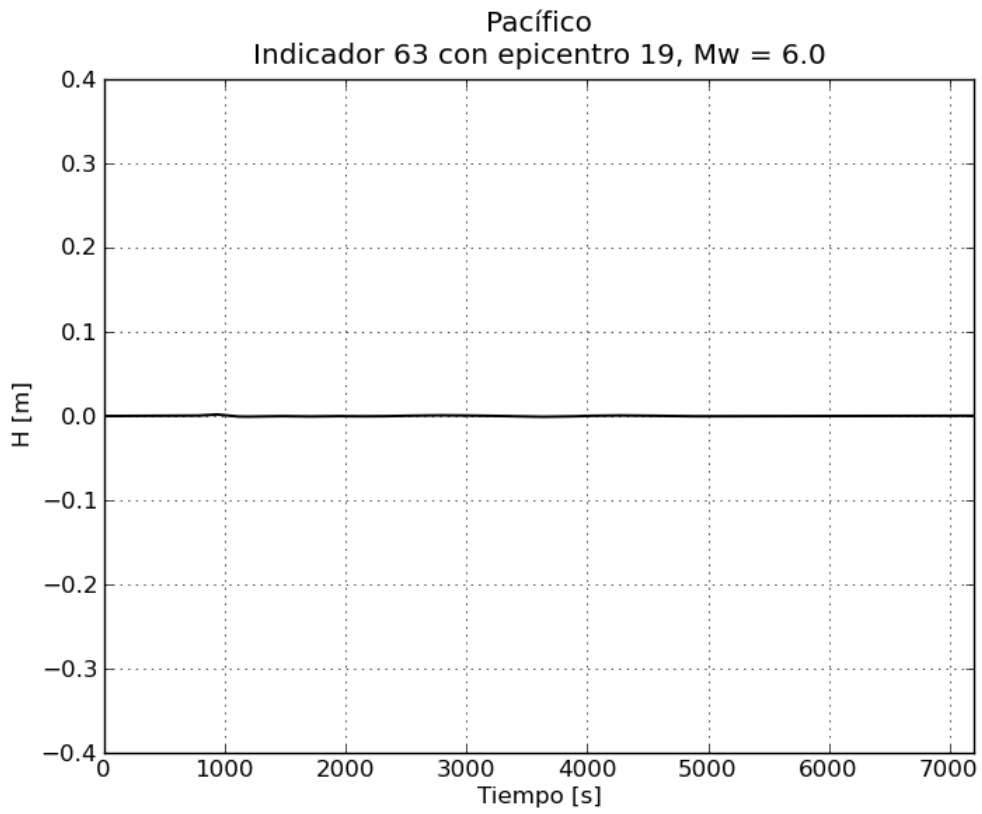
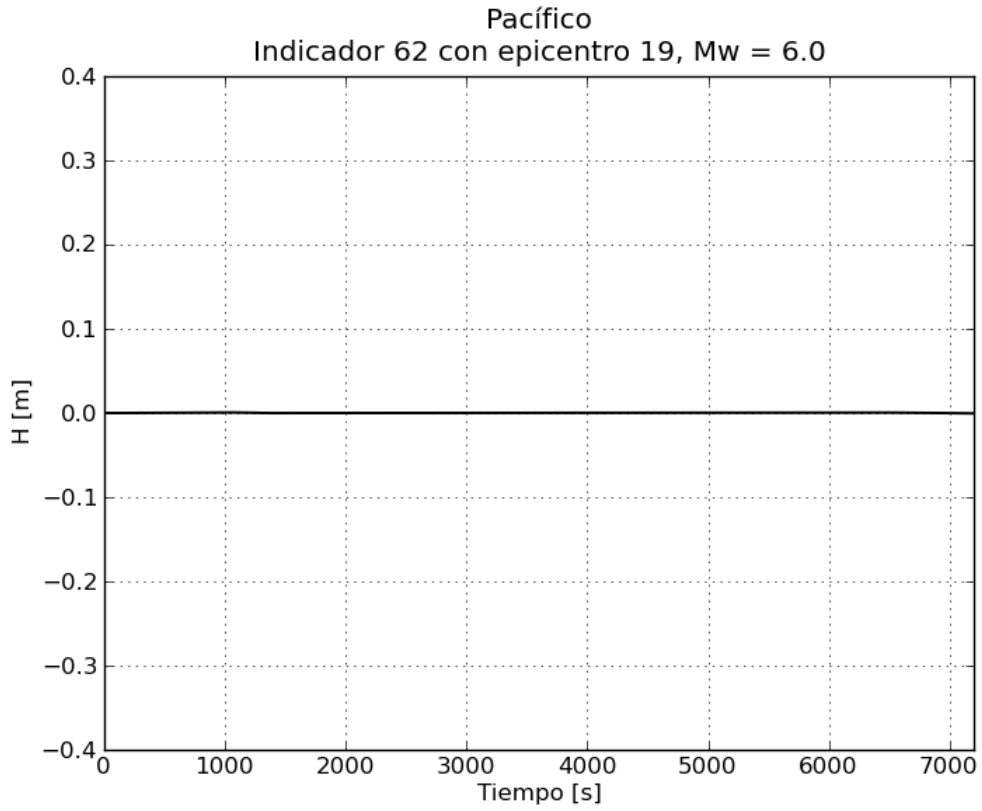


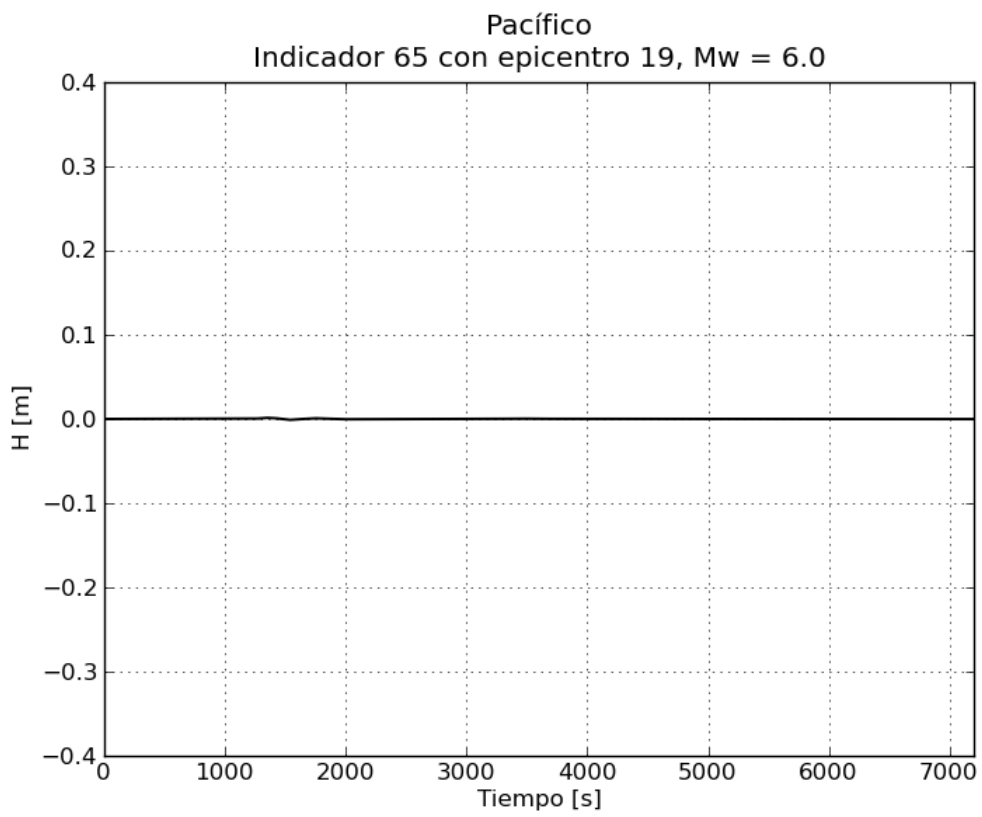
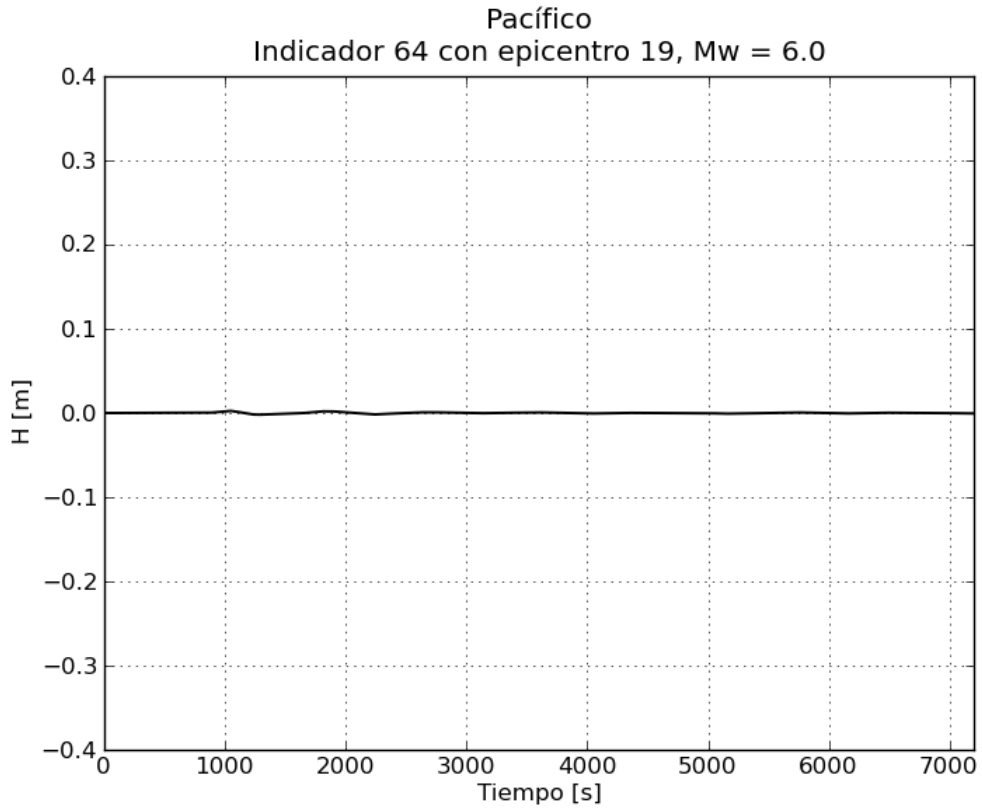
4. Epicentro 19 del Pacífico

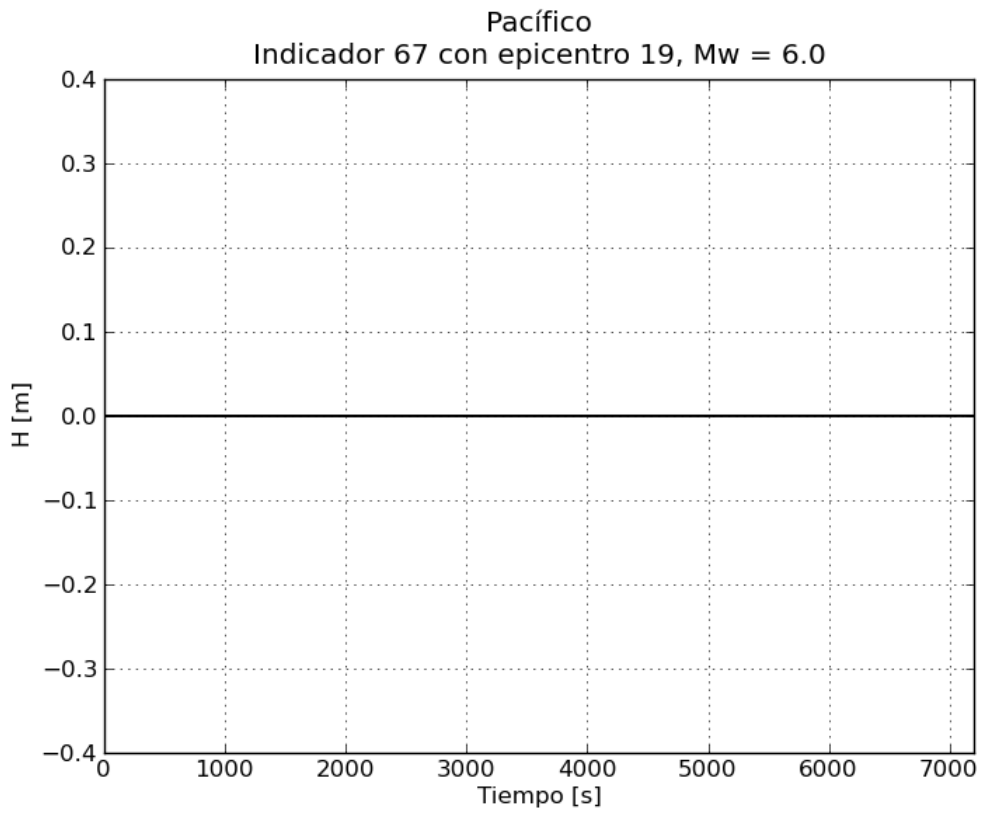
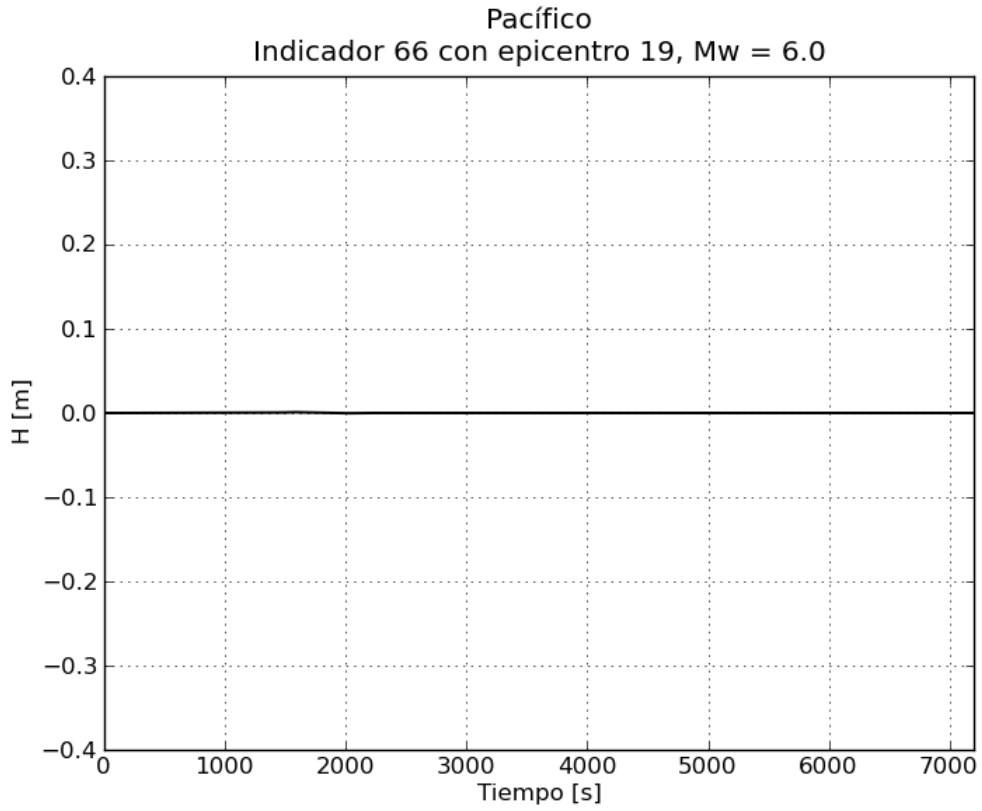
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

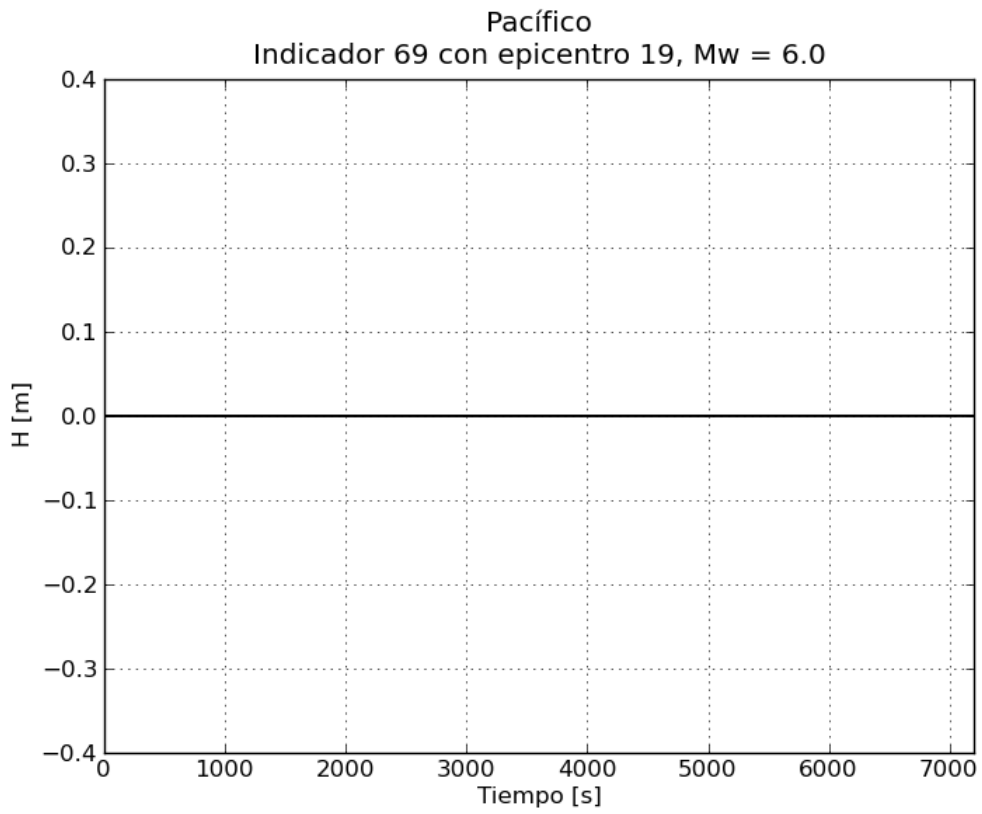
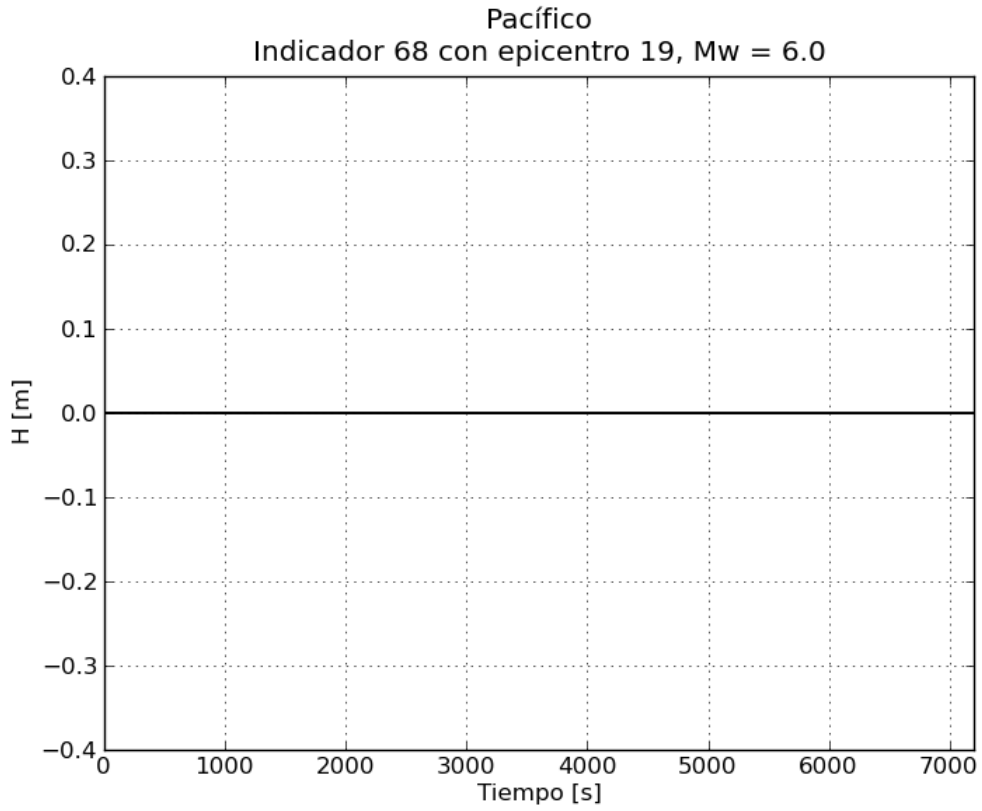


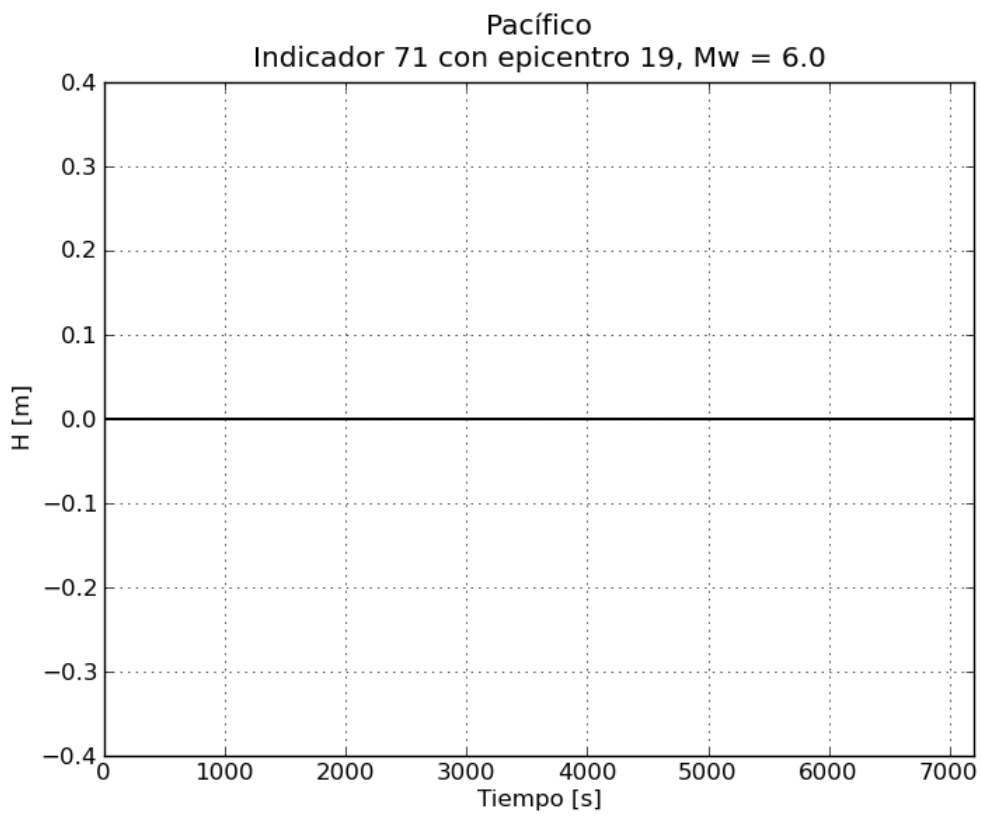
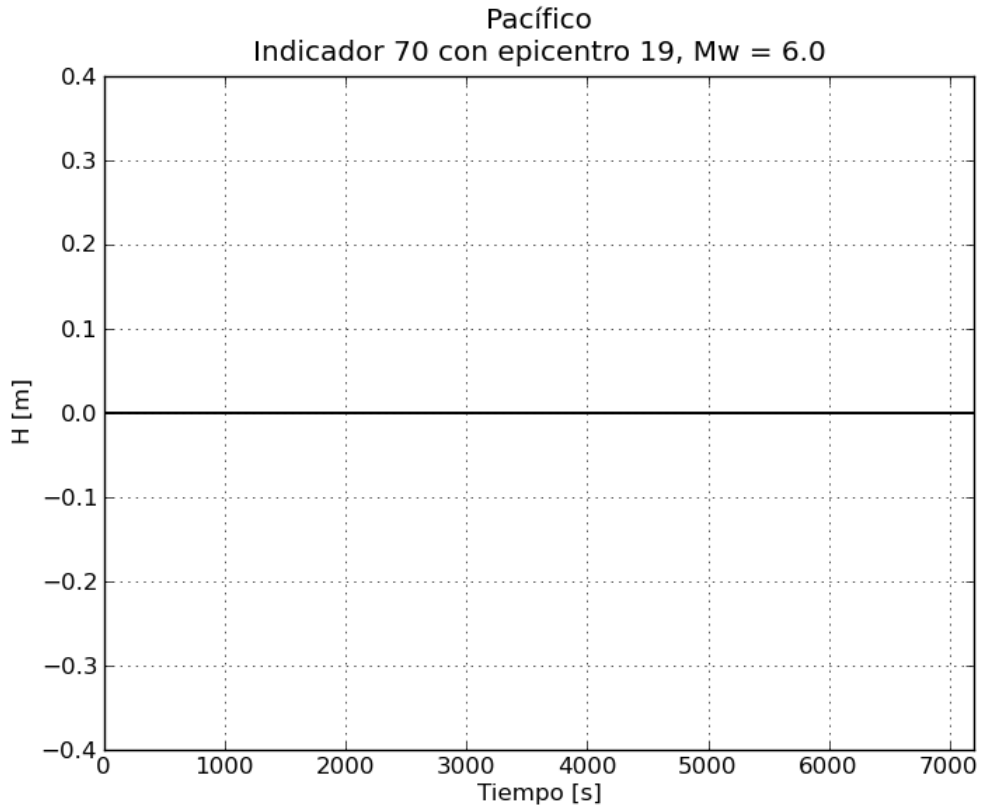


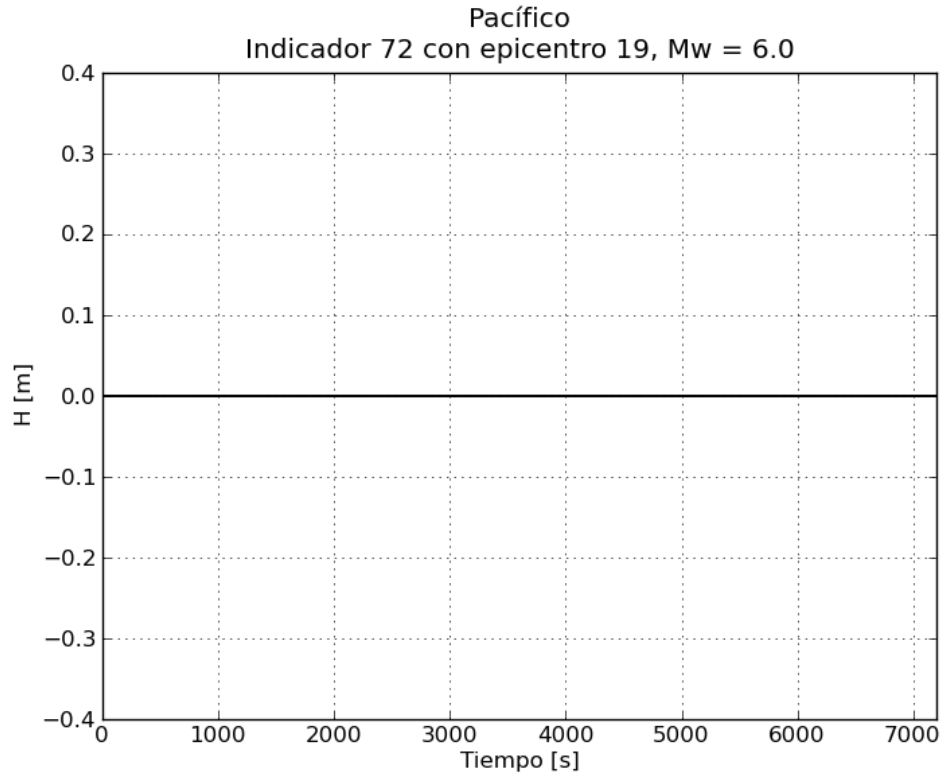




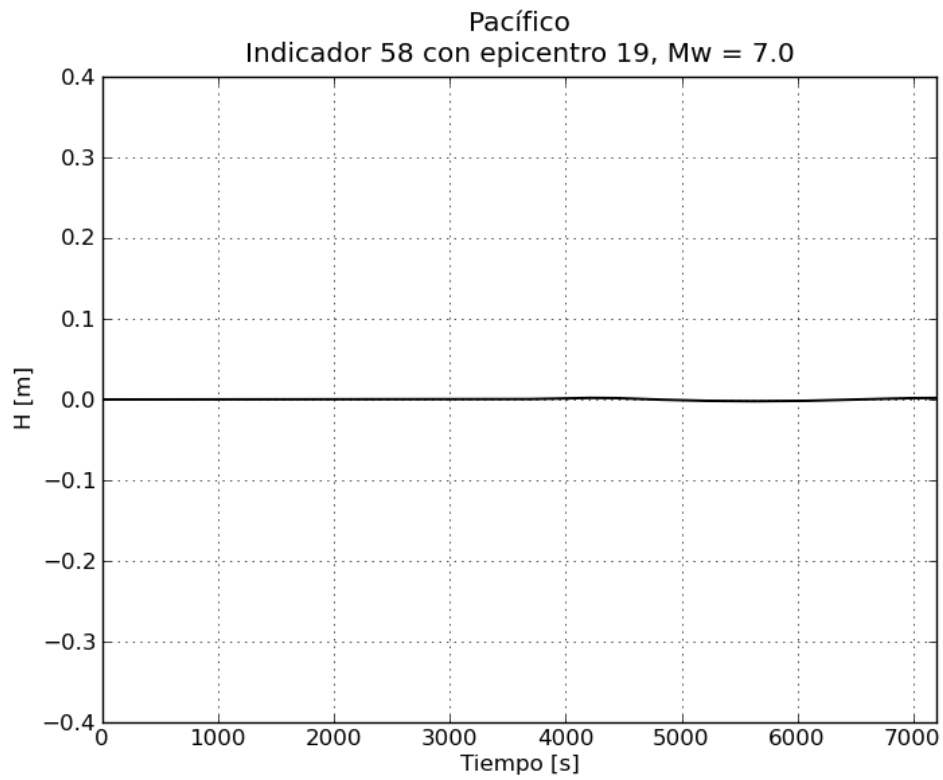


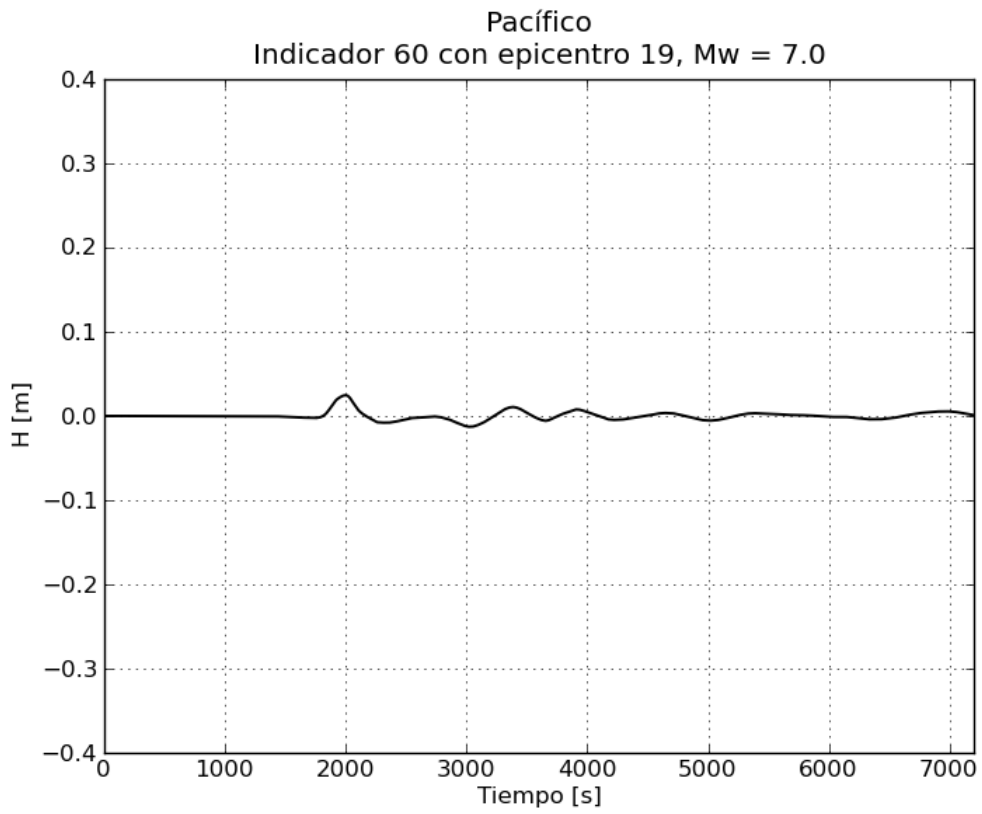
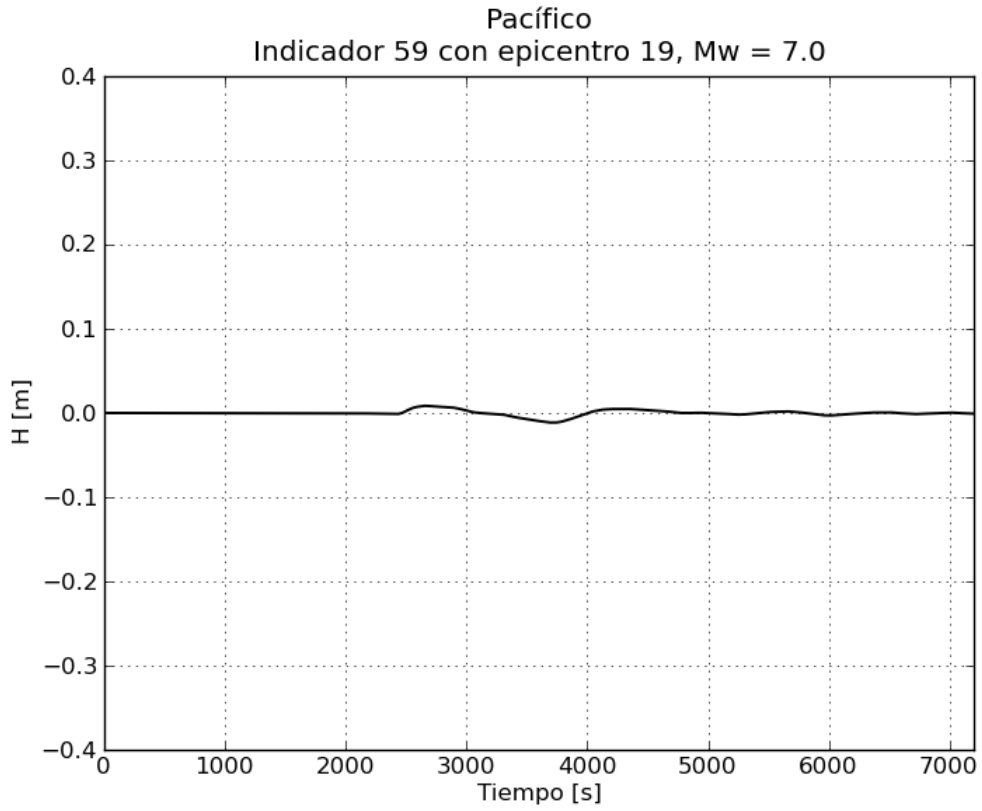


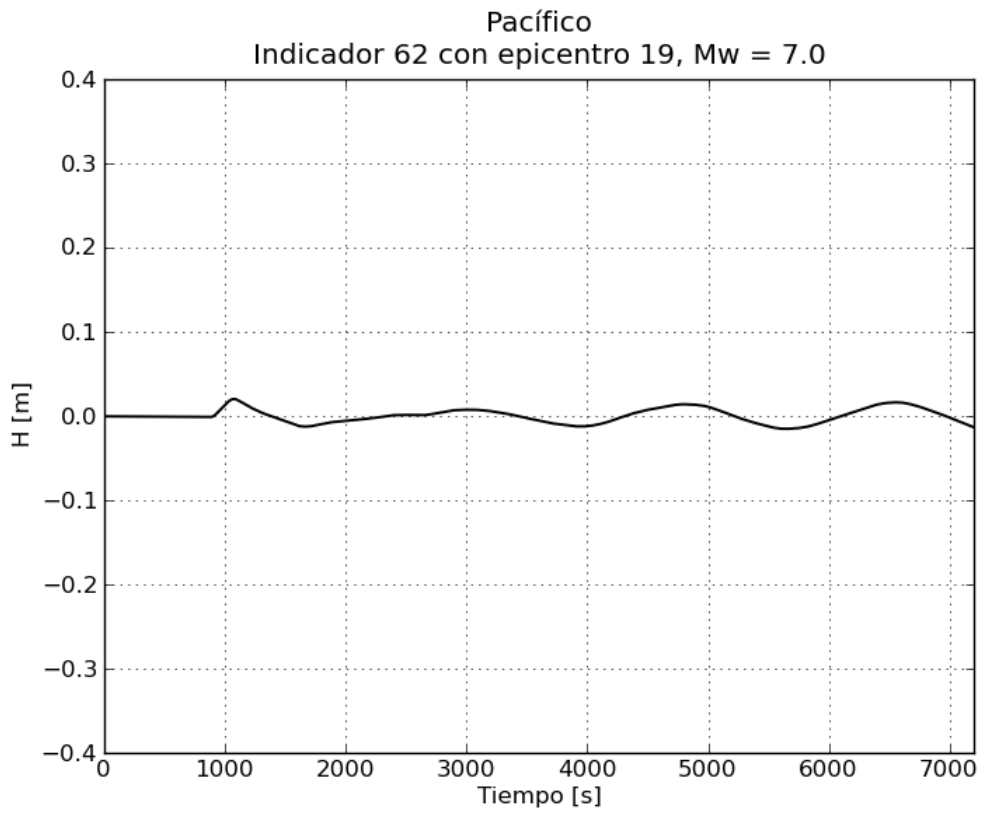
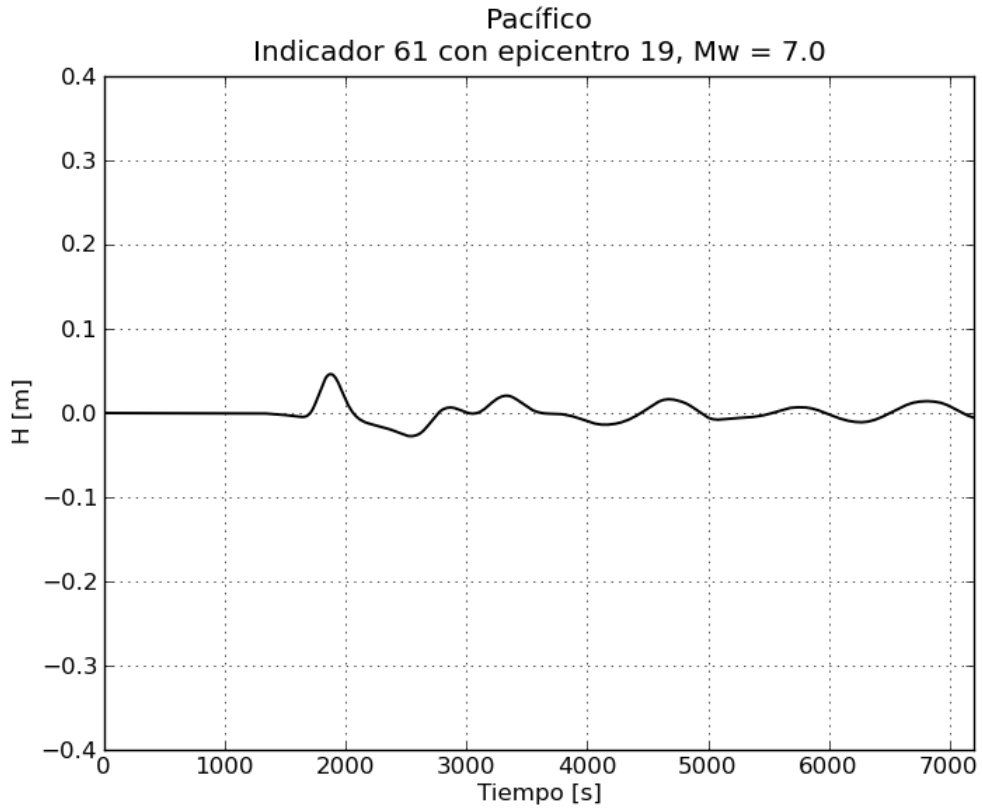


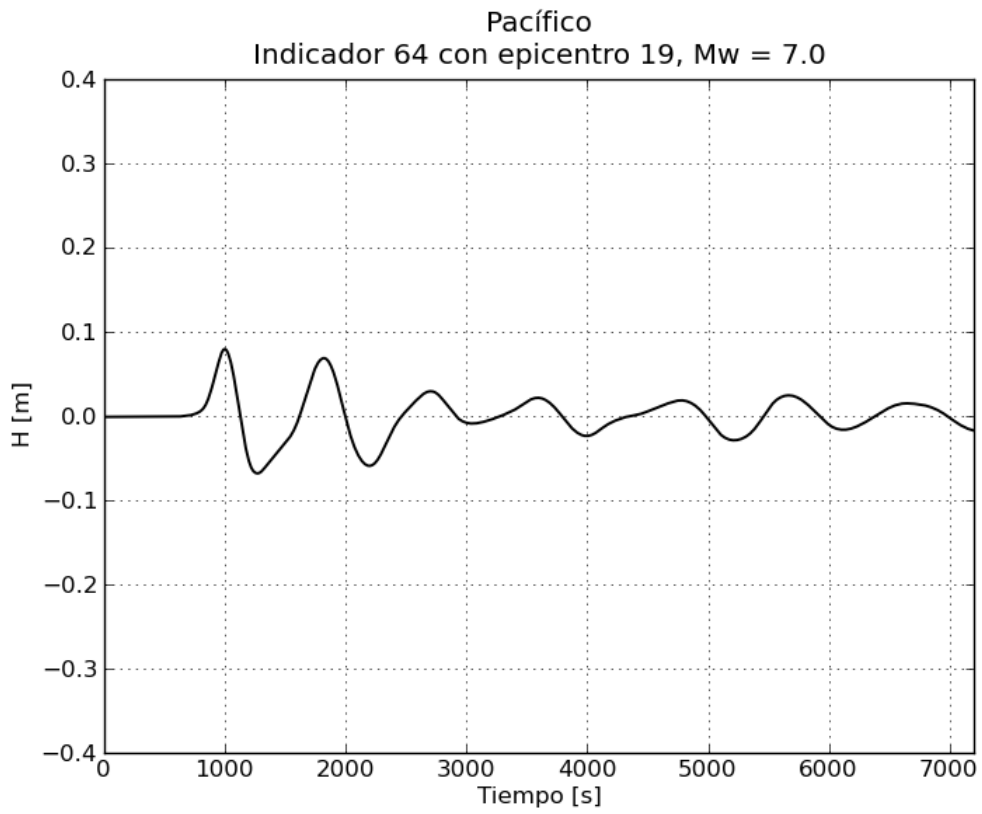
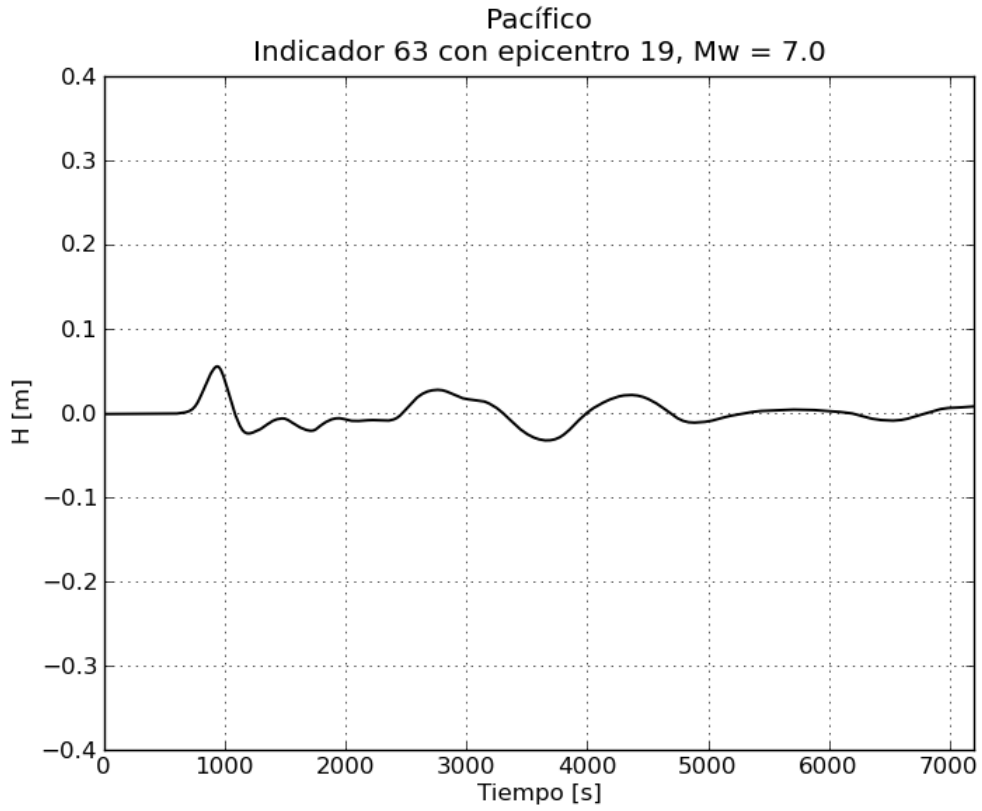


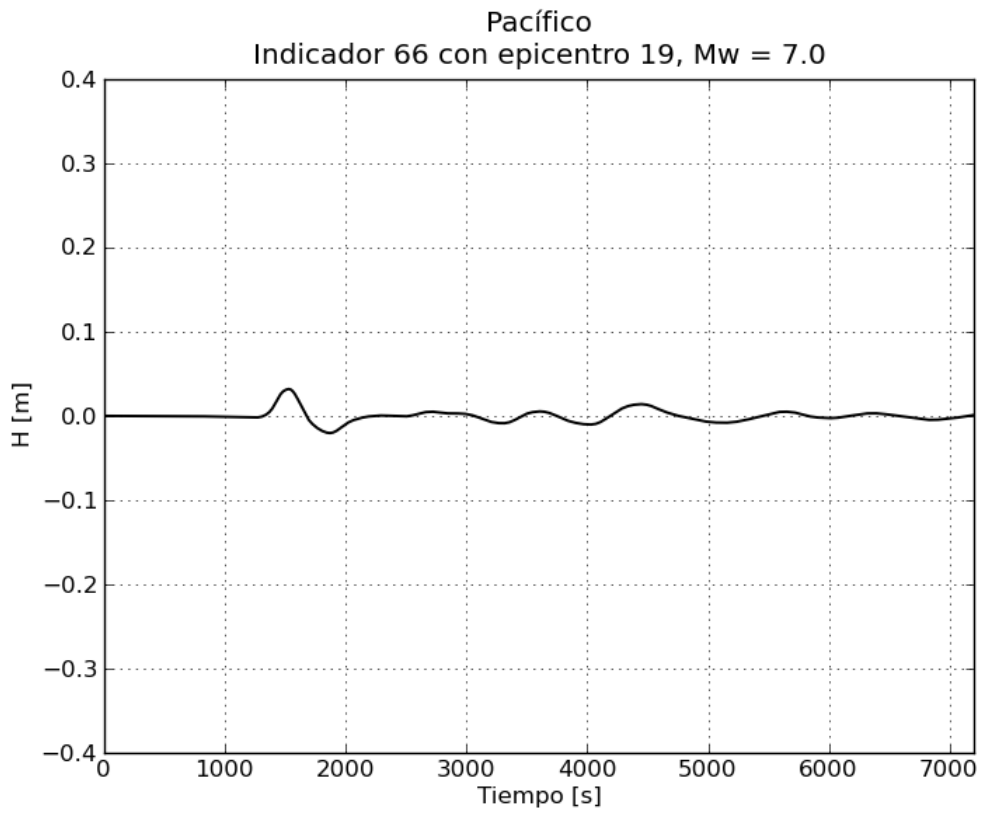
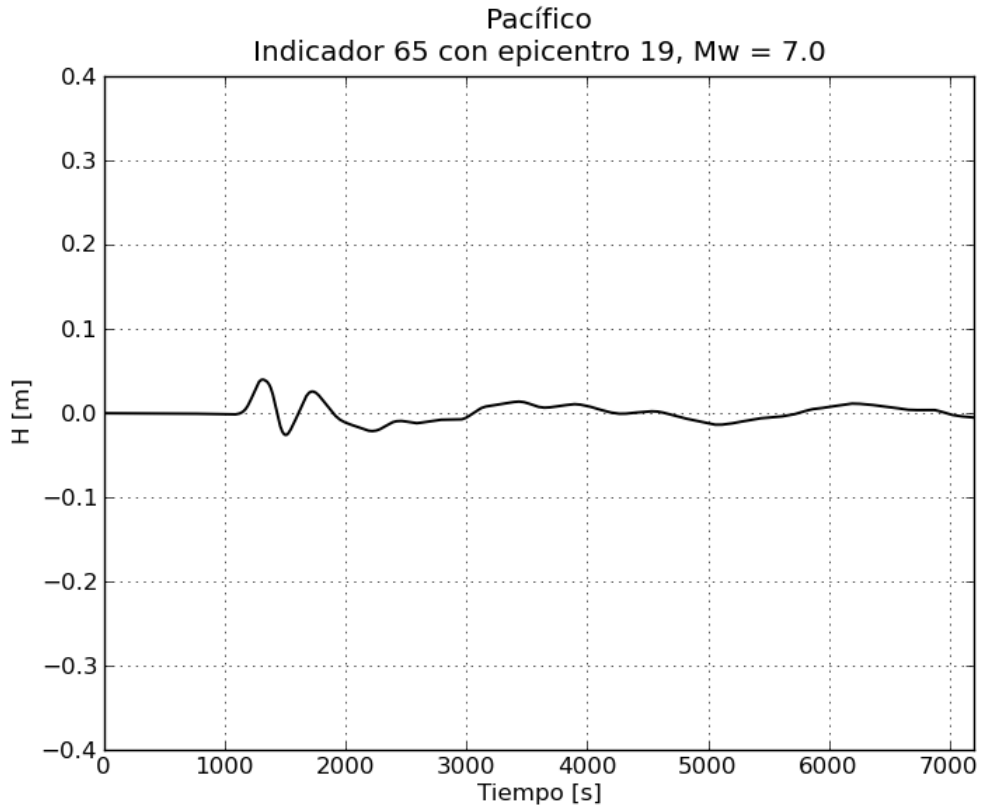
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

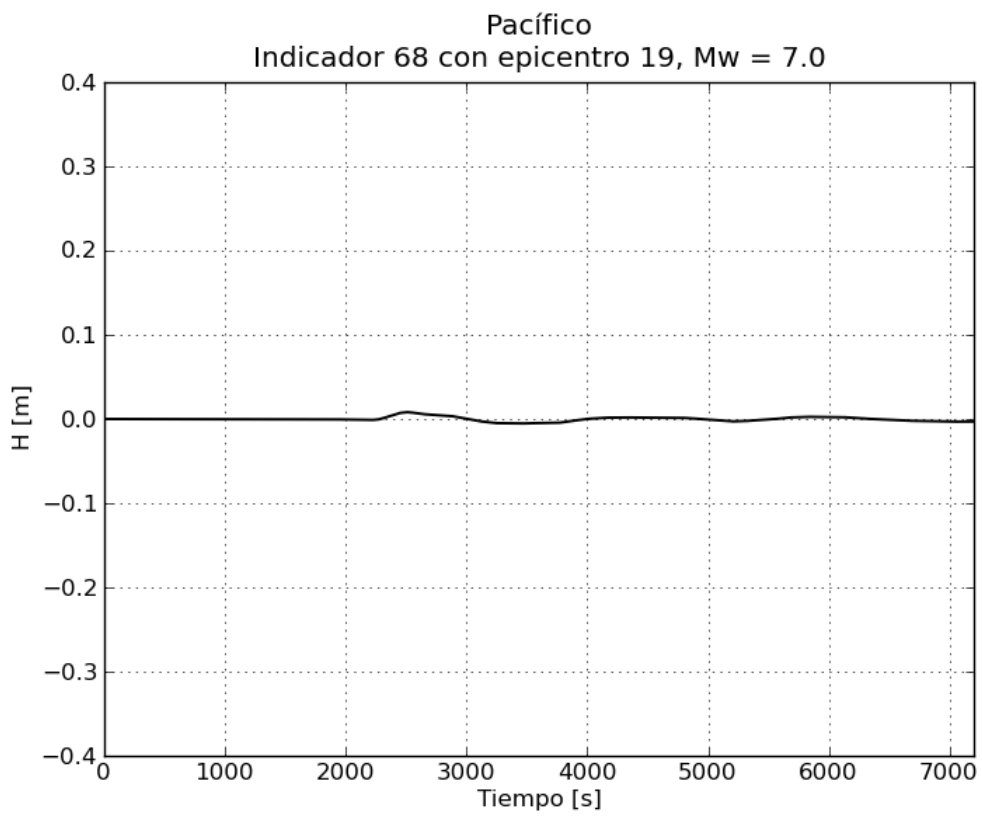
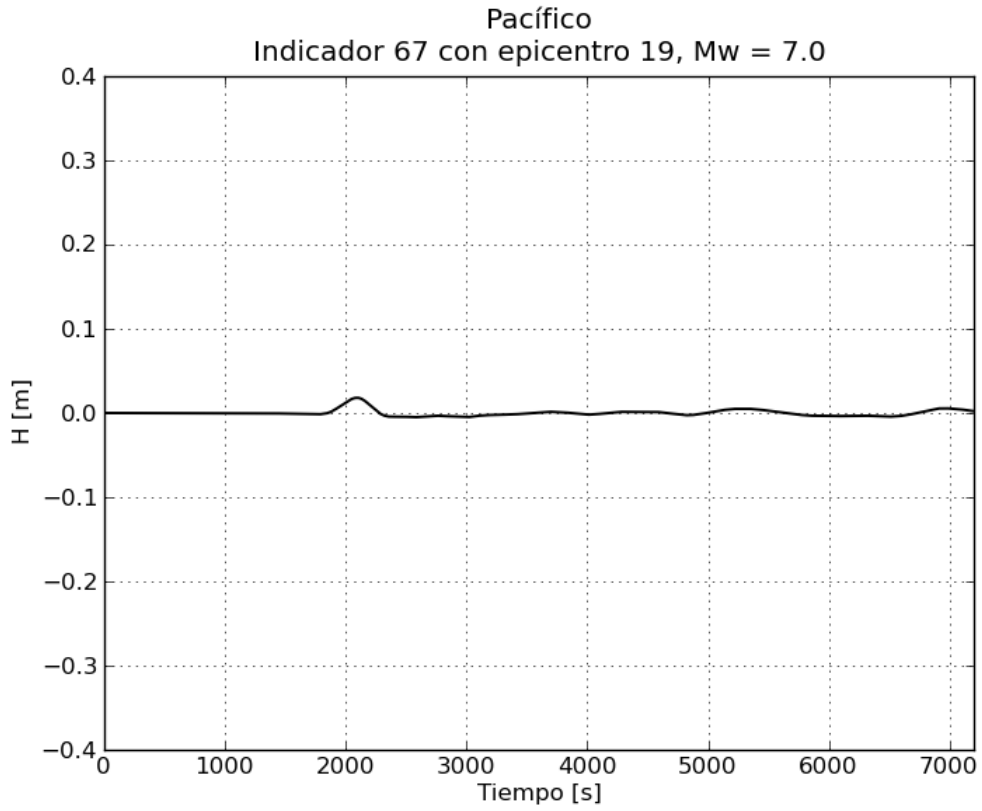


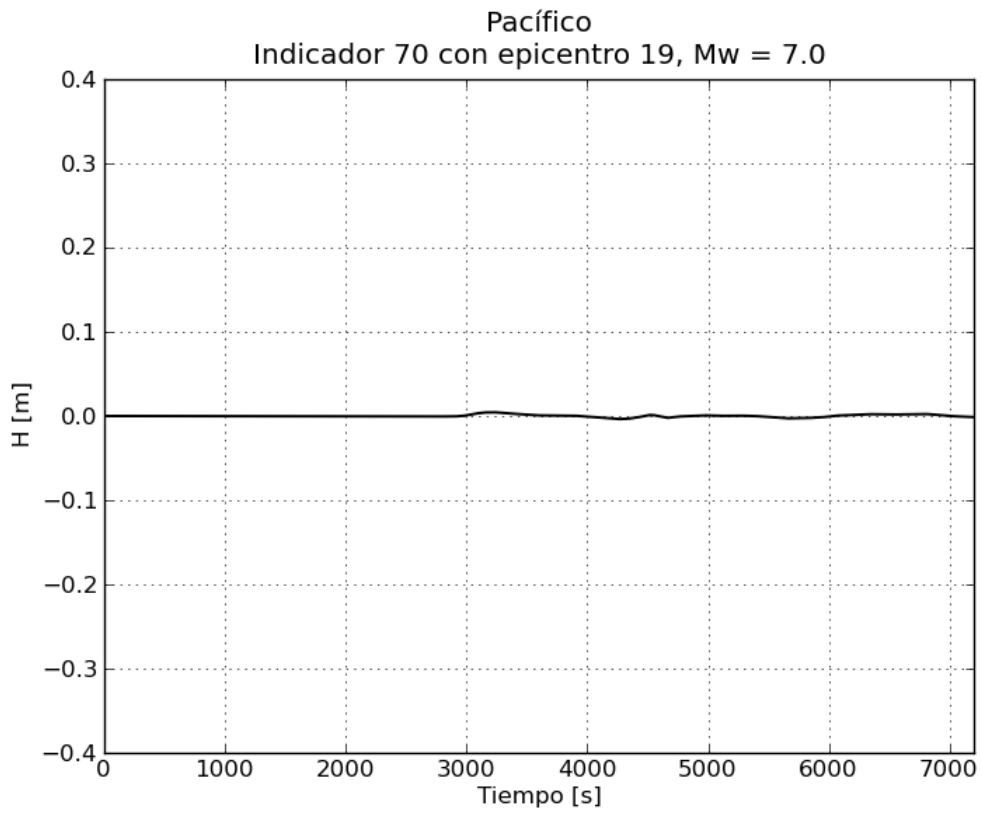
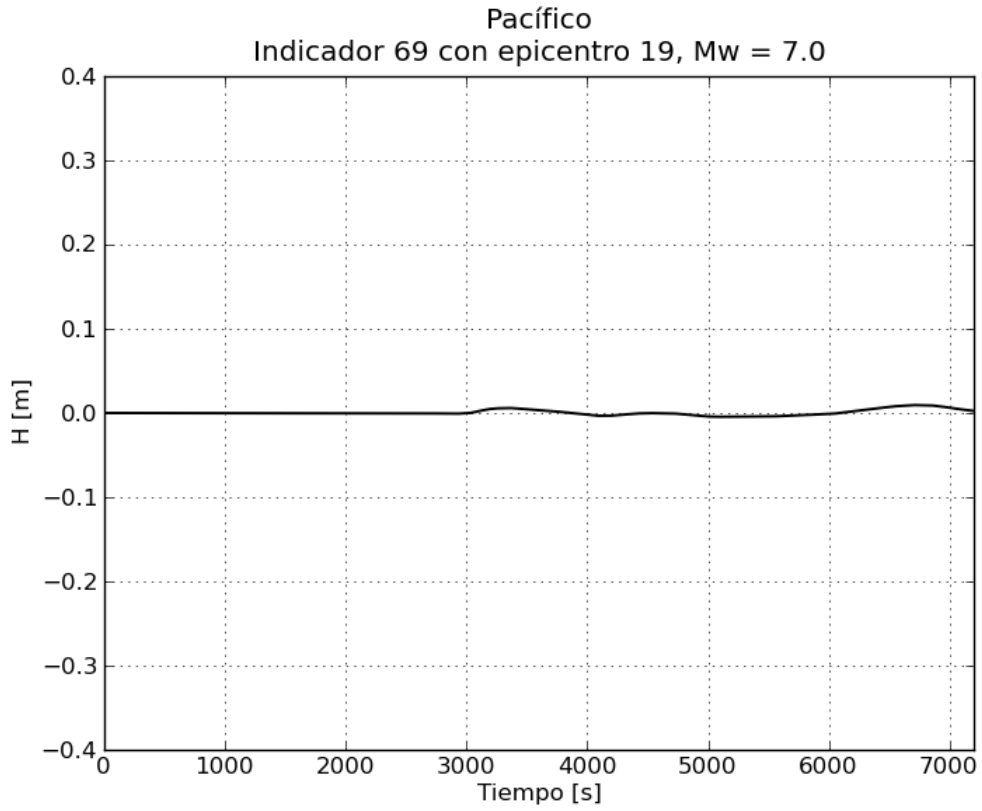


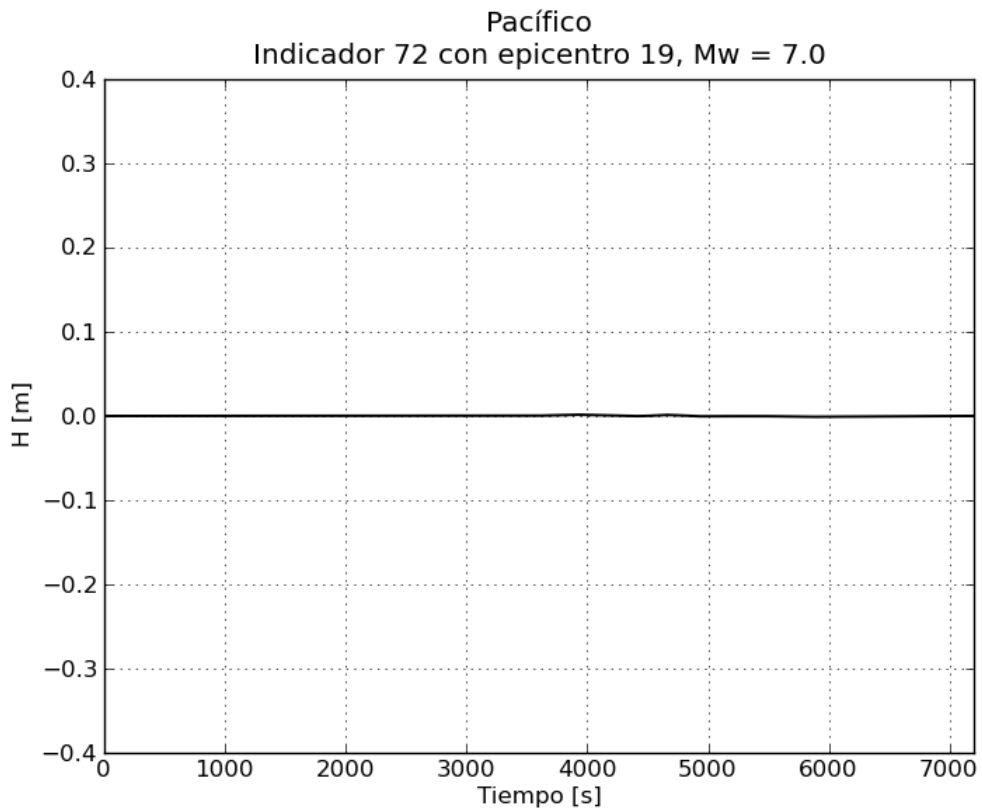
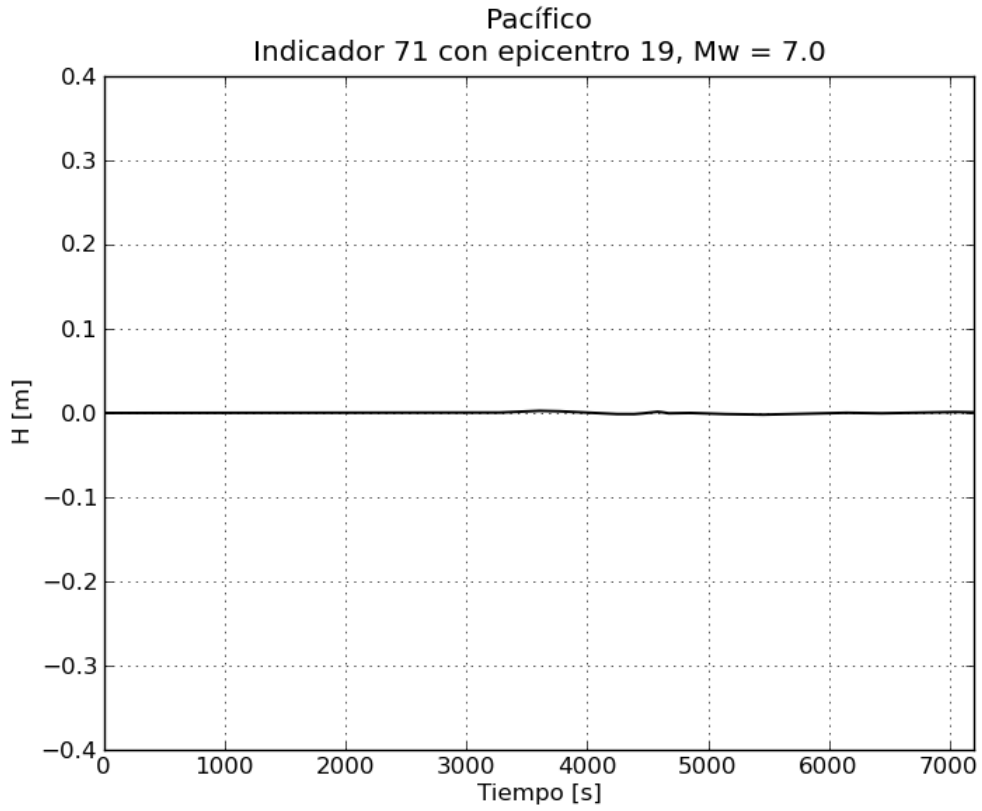




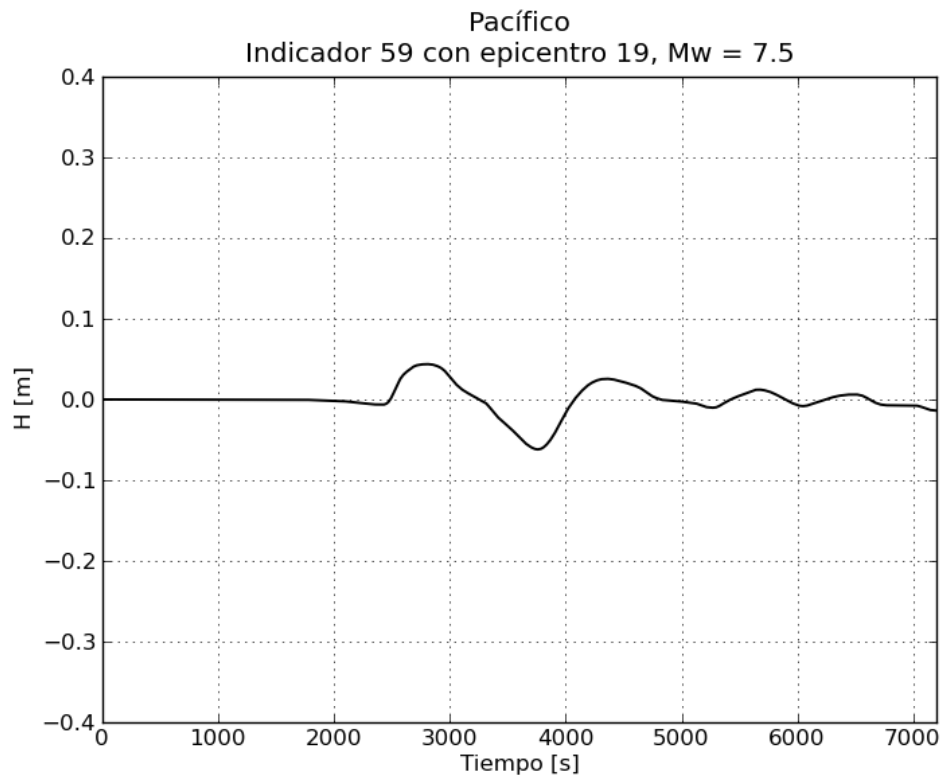
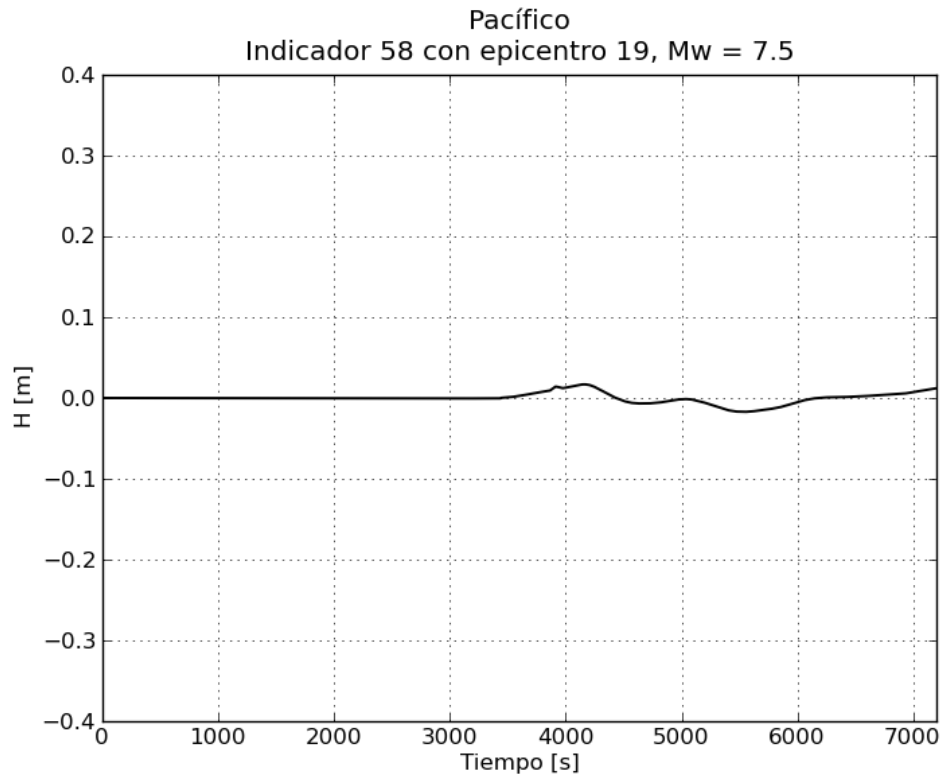


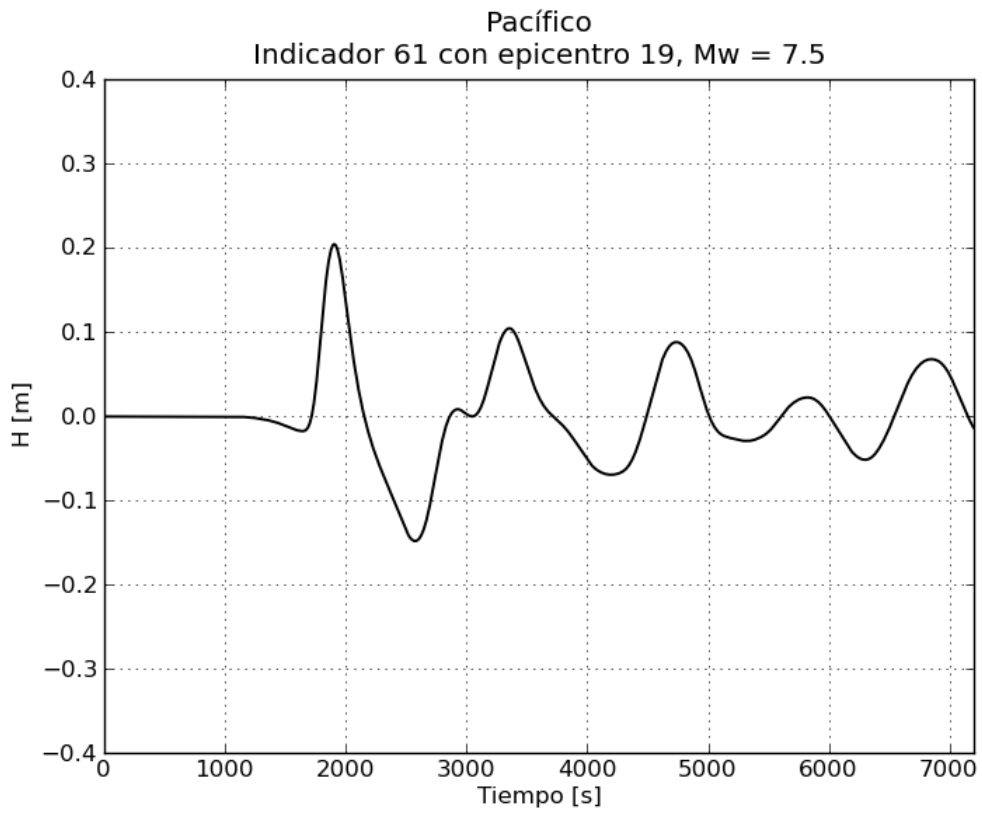
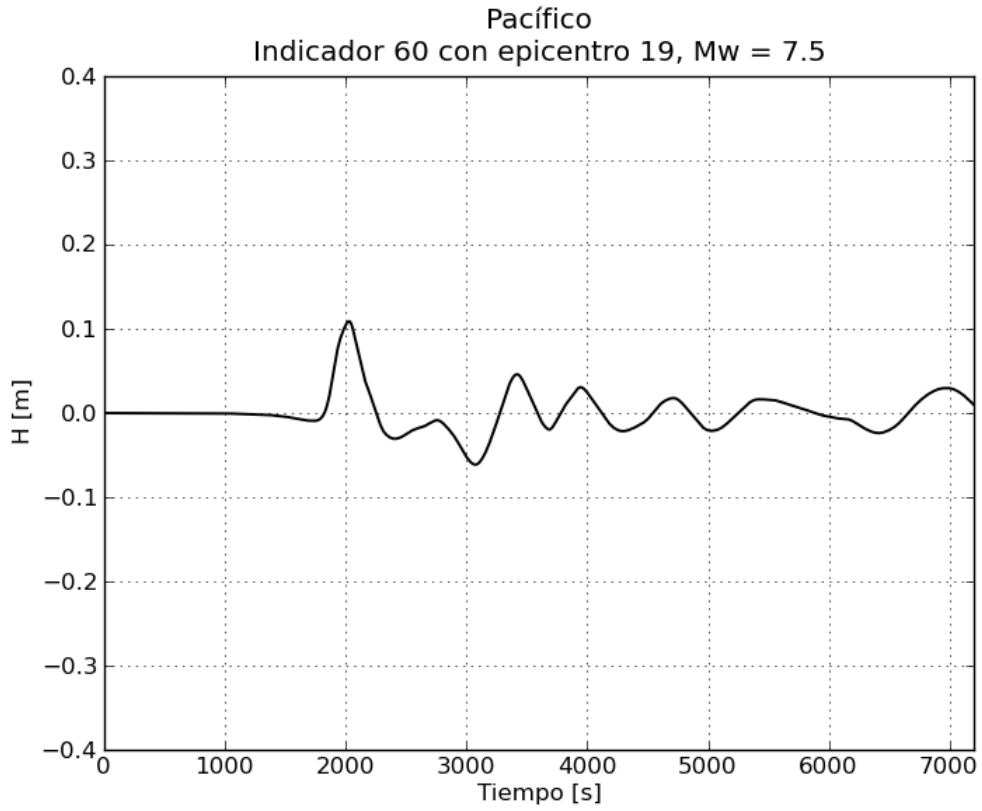


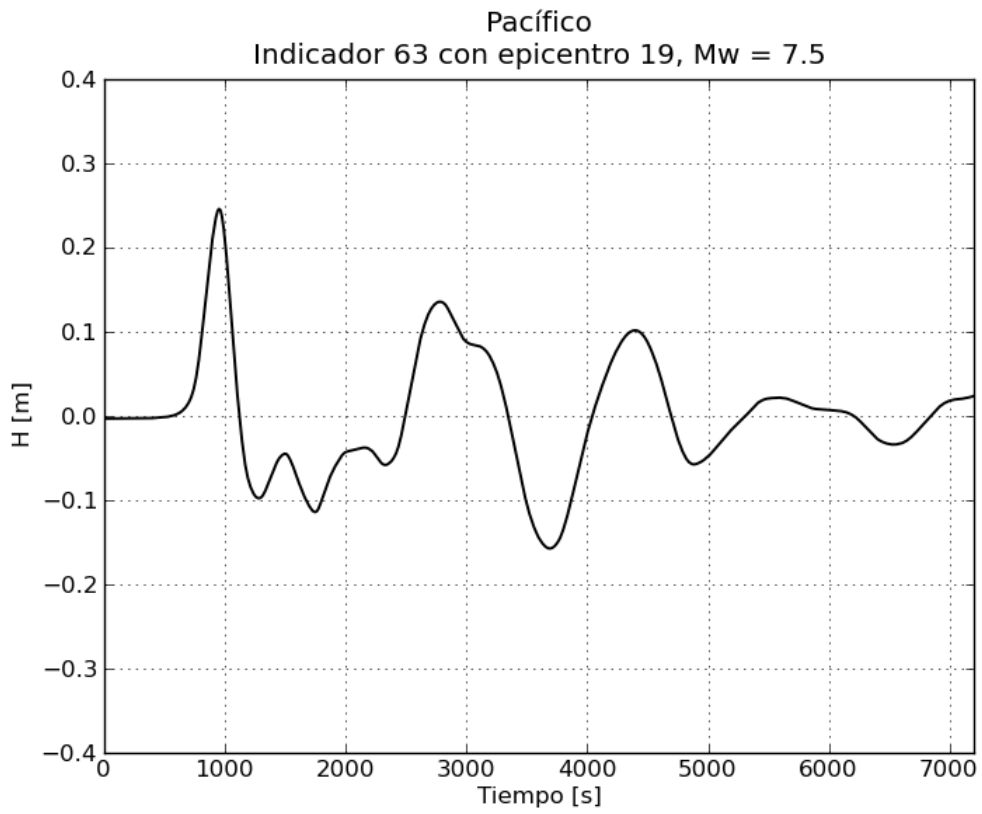
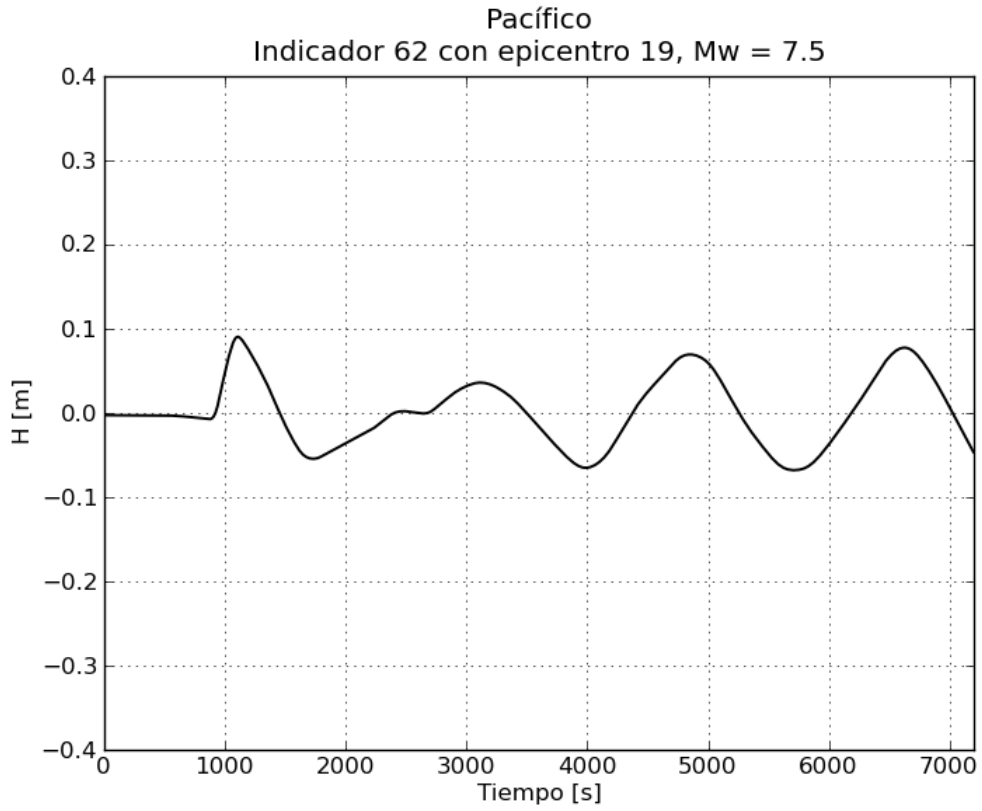


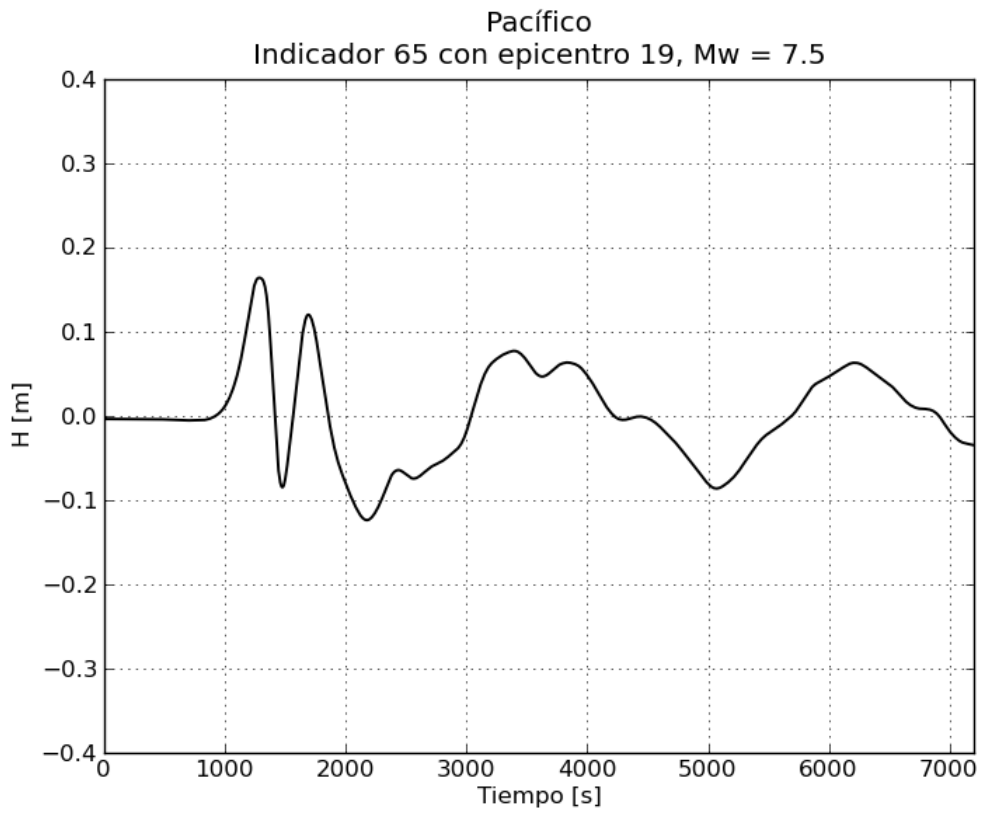
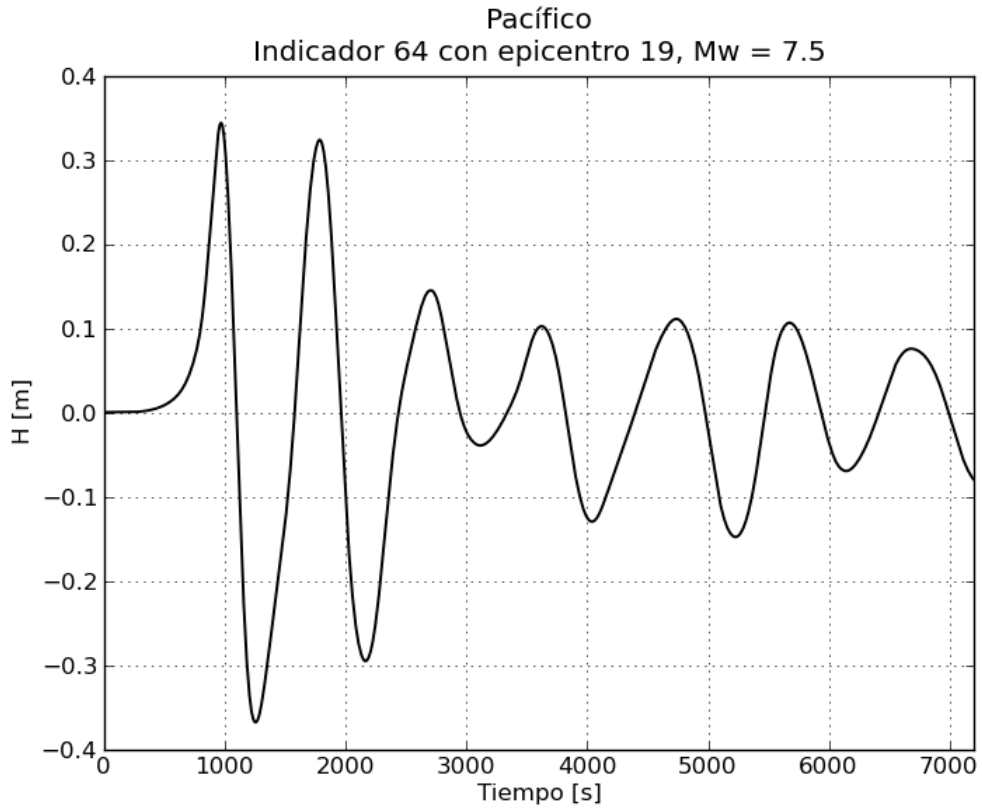


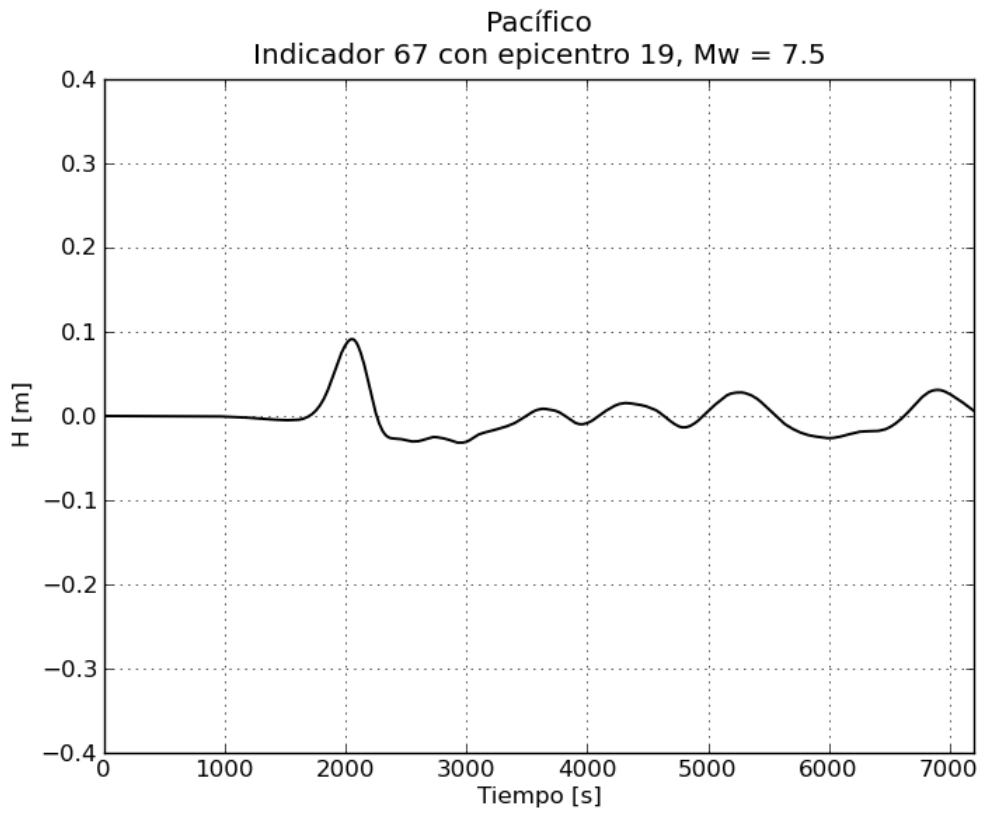
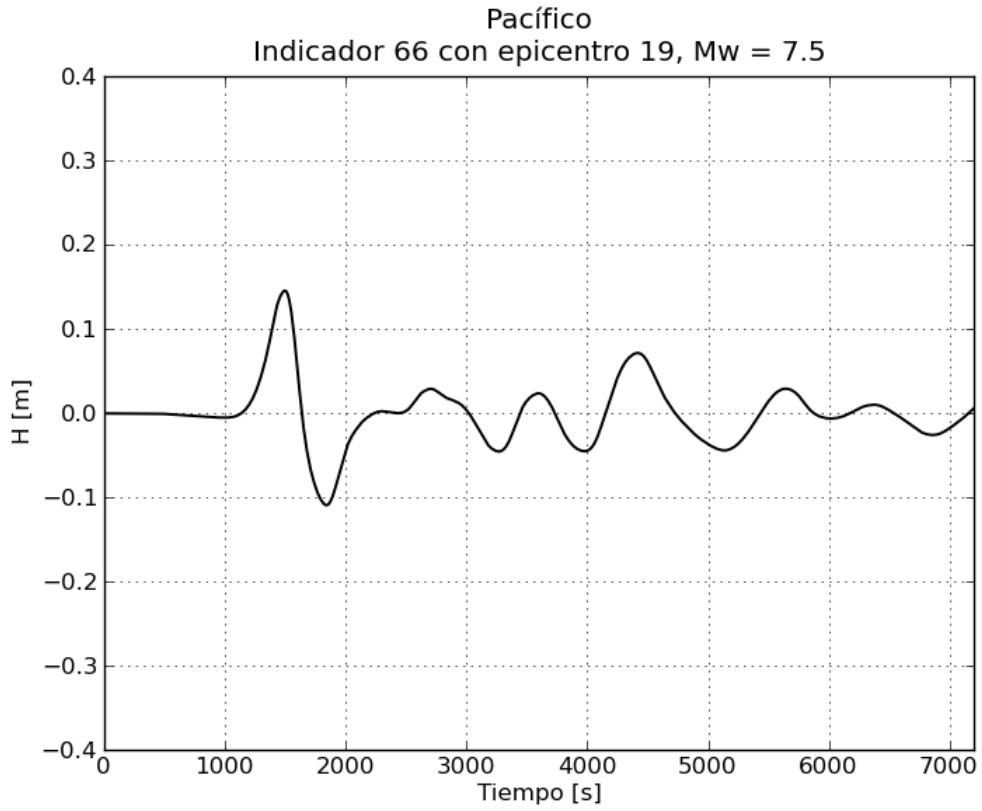
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

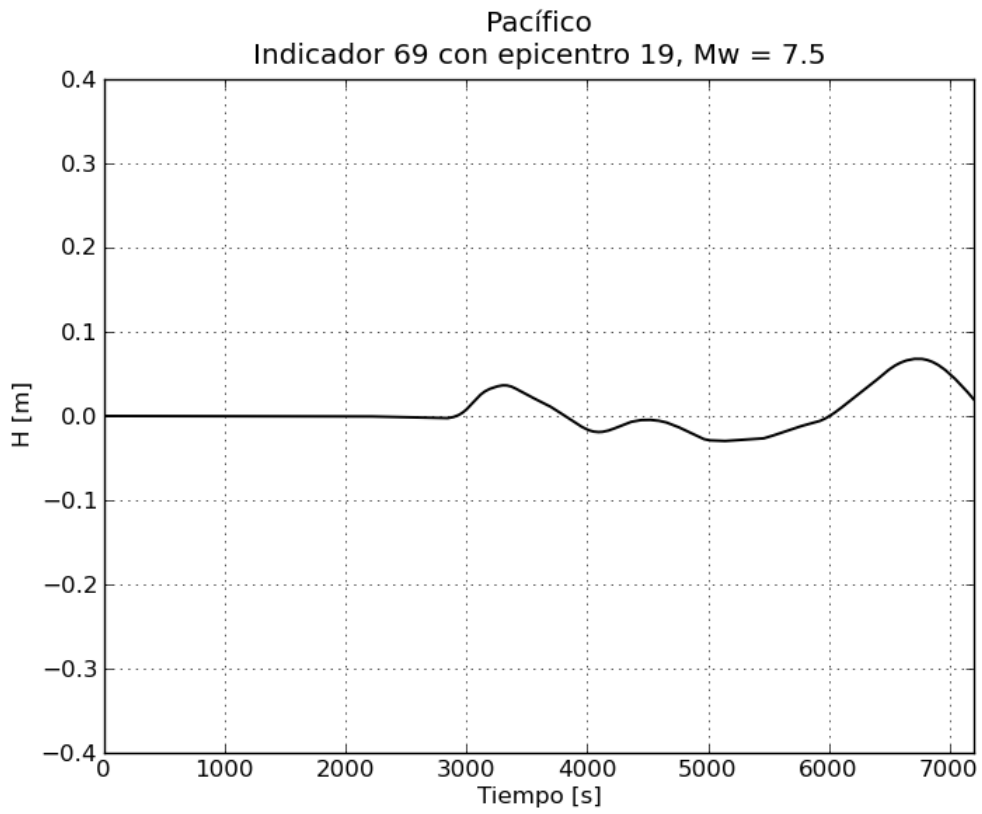
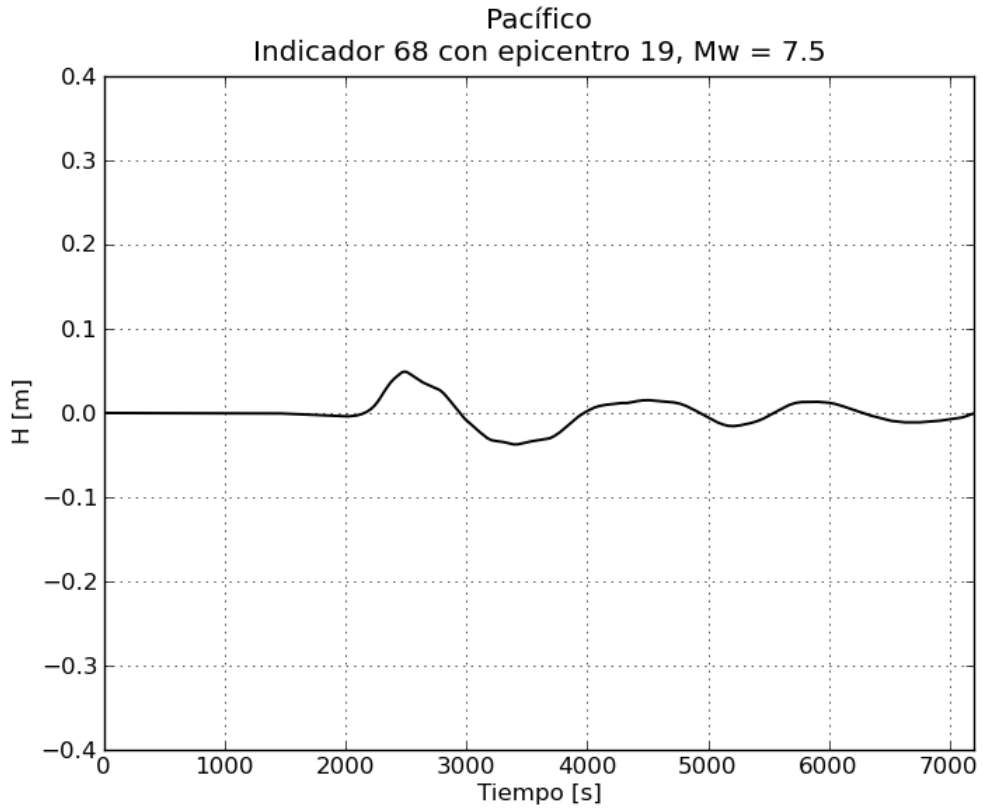


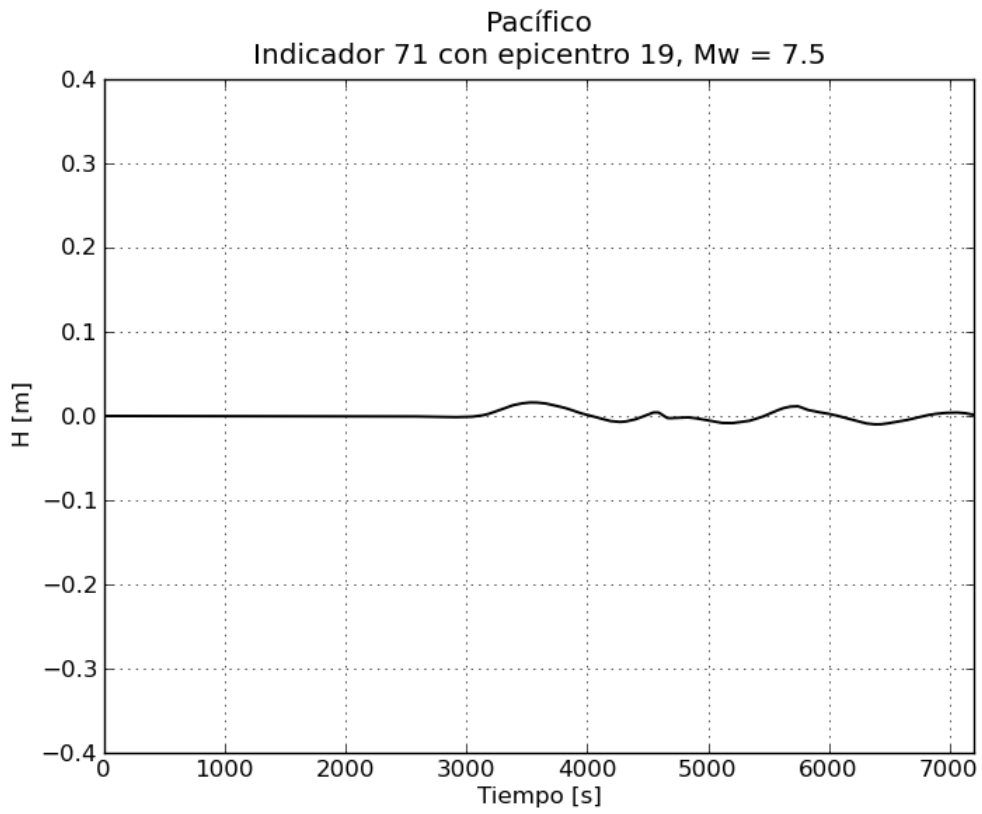
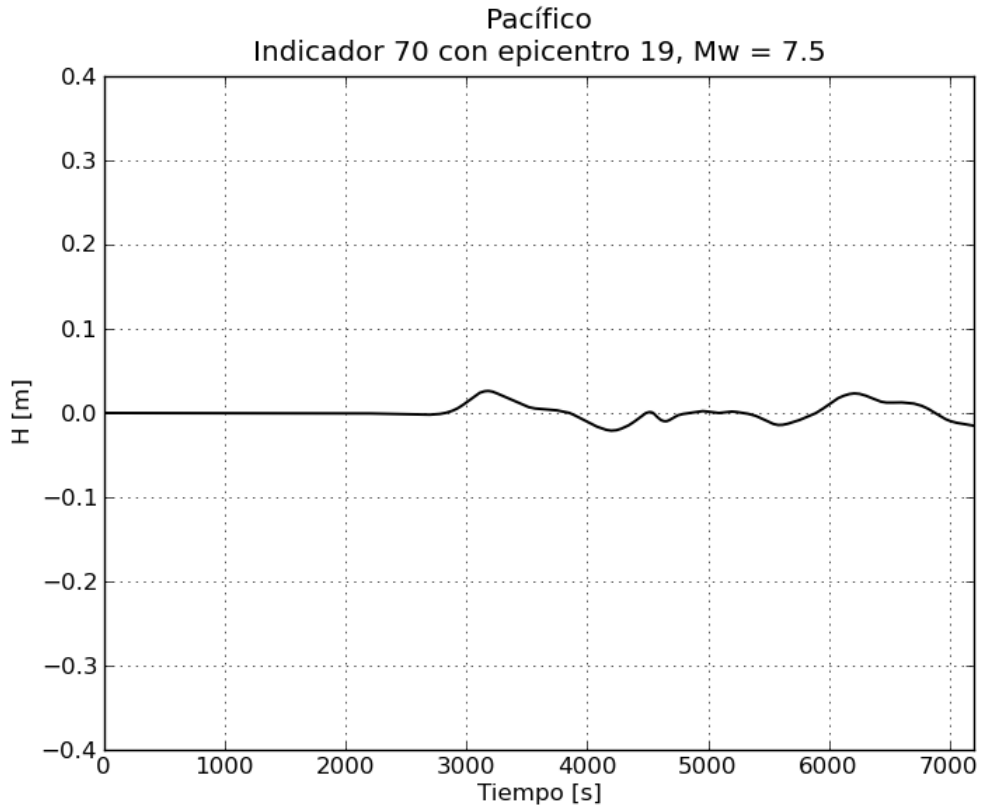


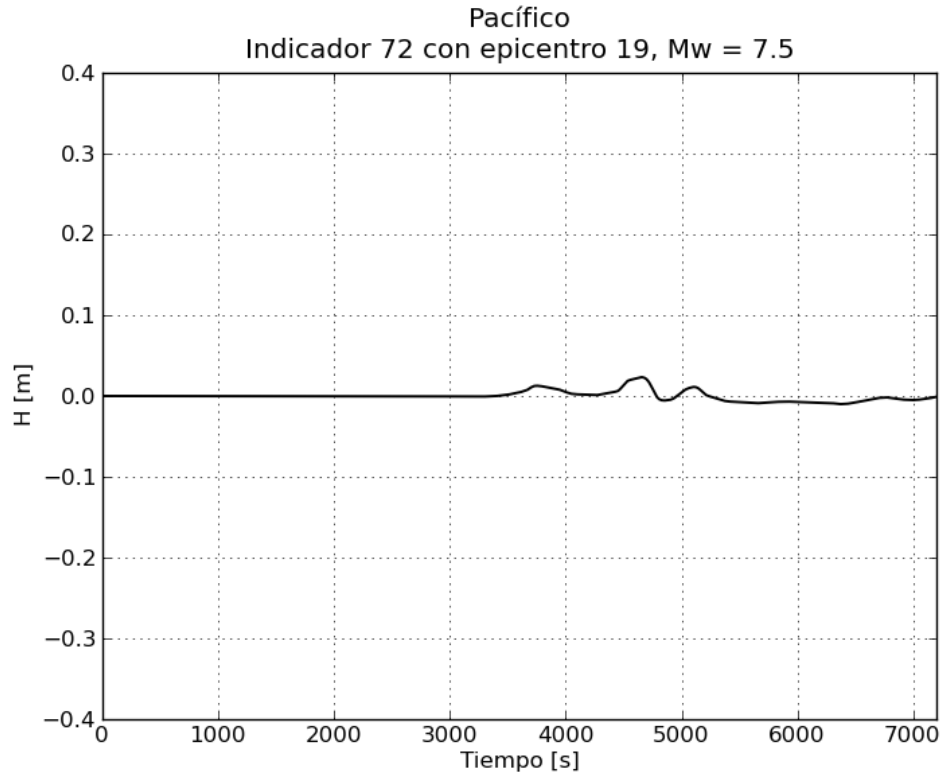




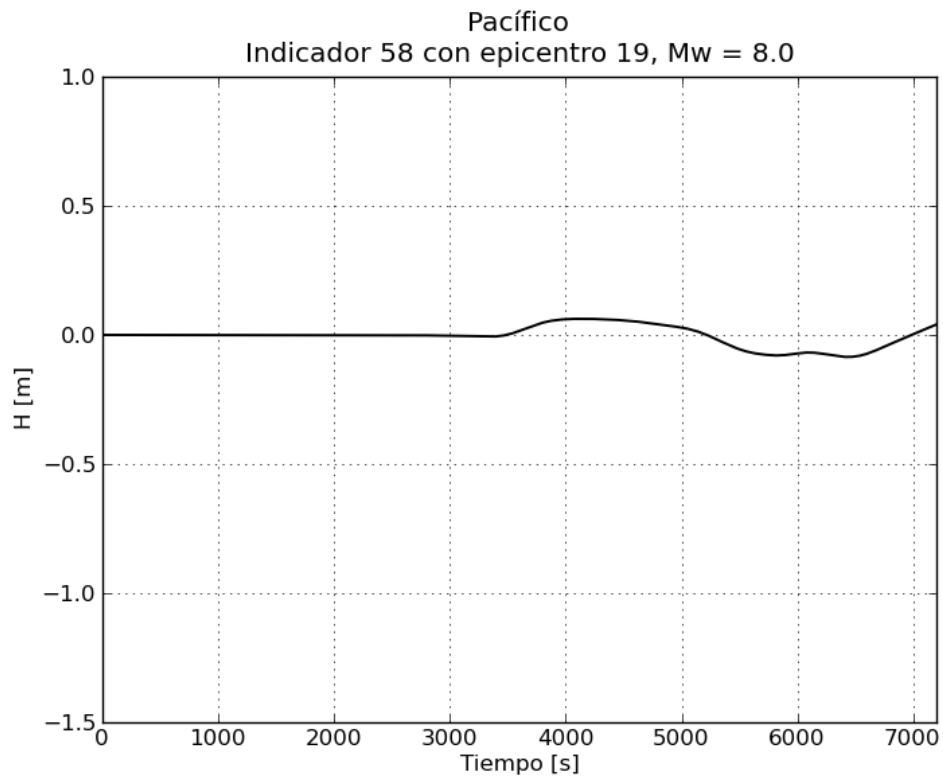


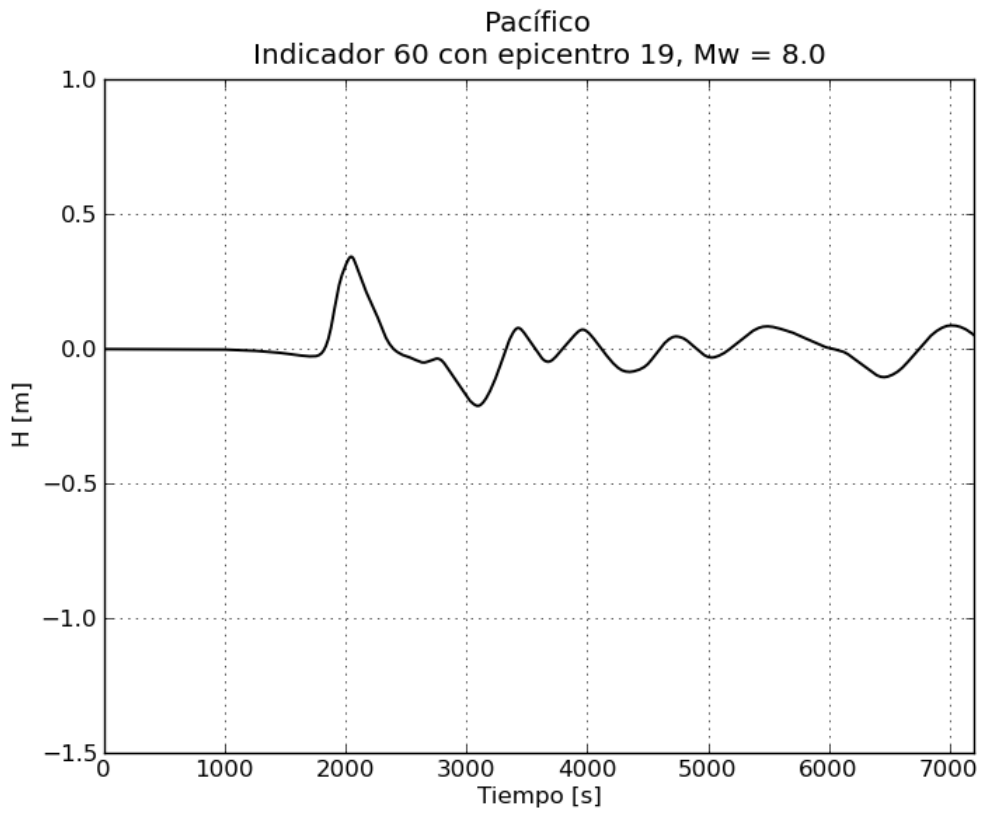
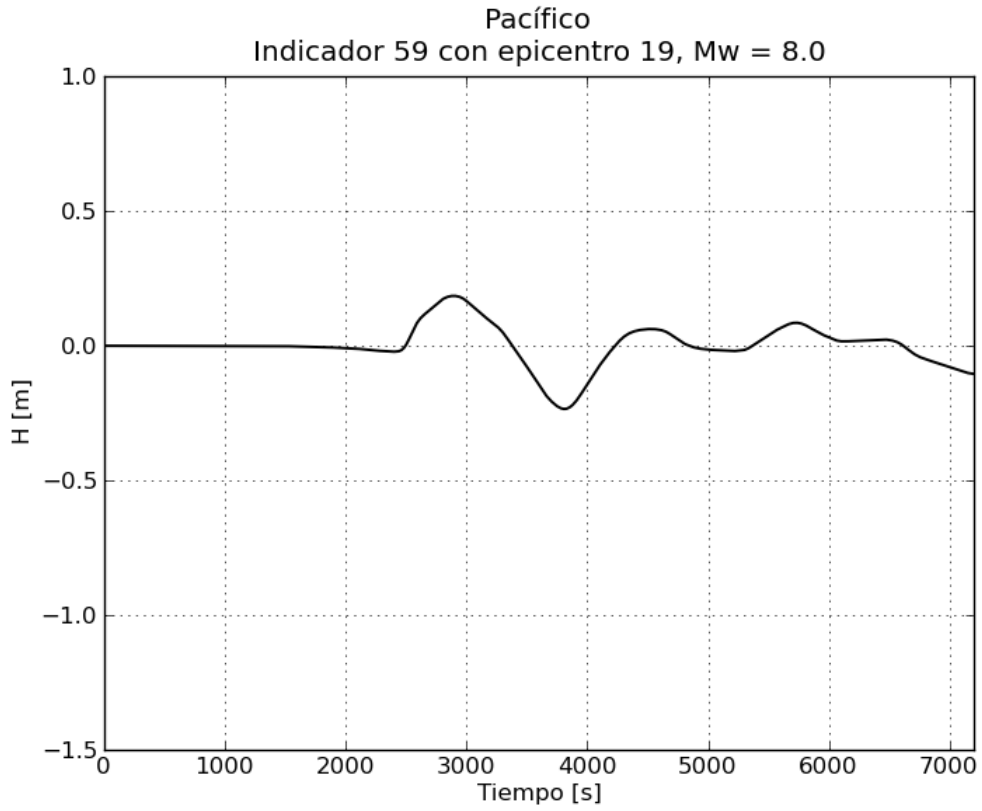


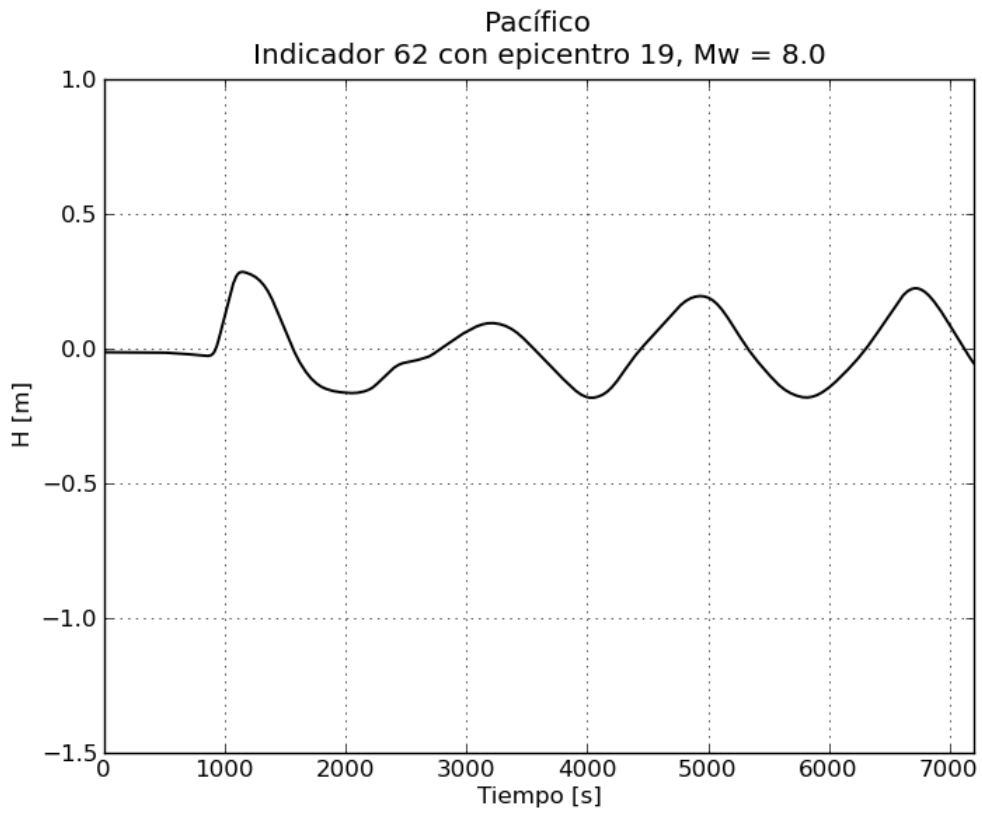
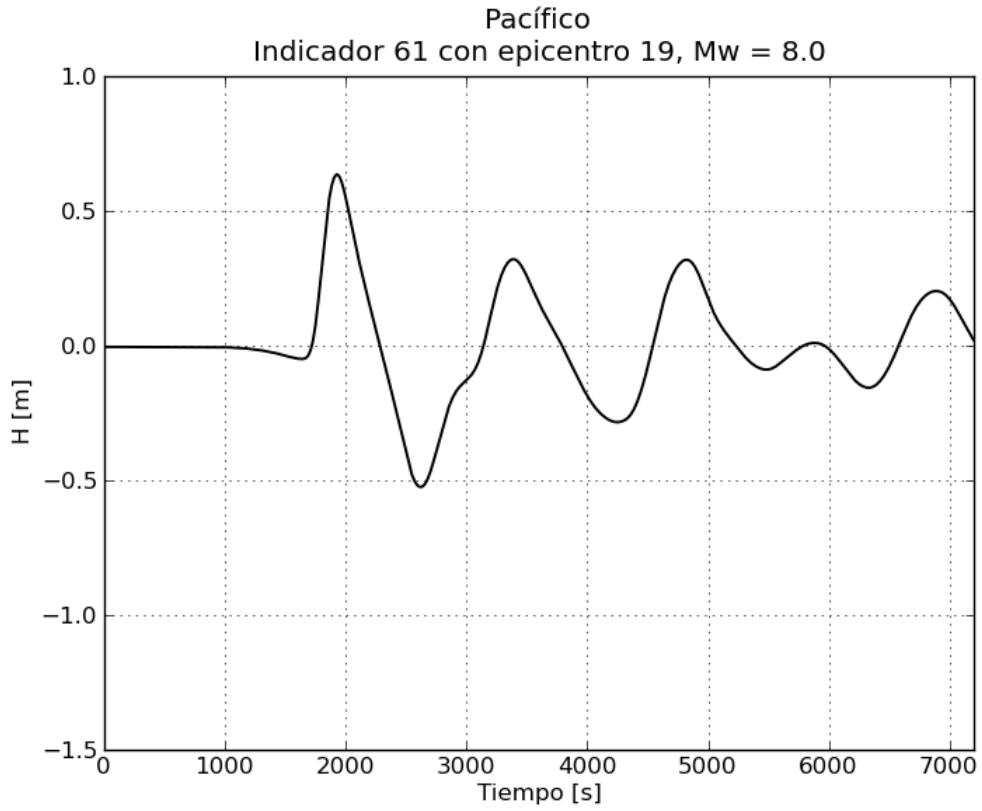


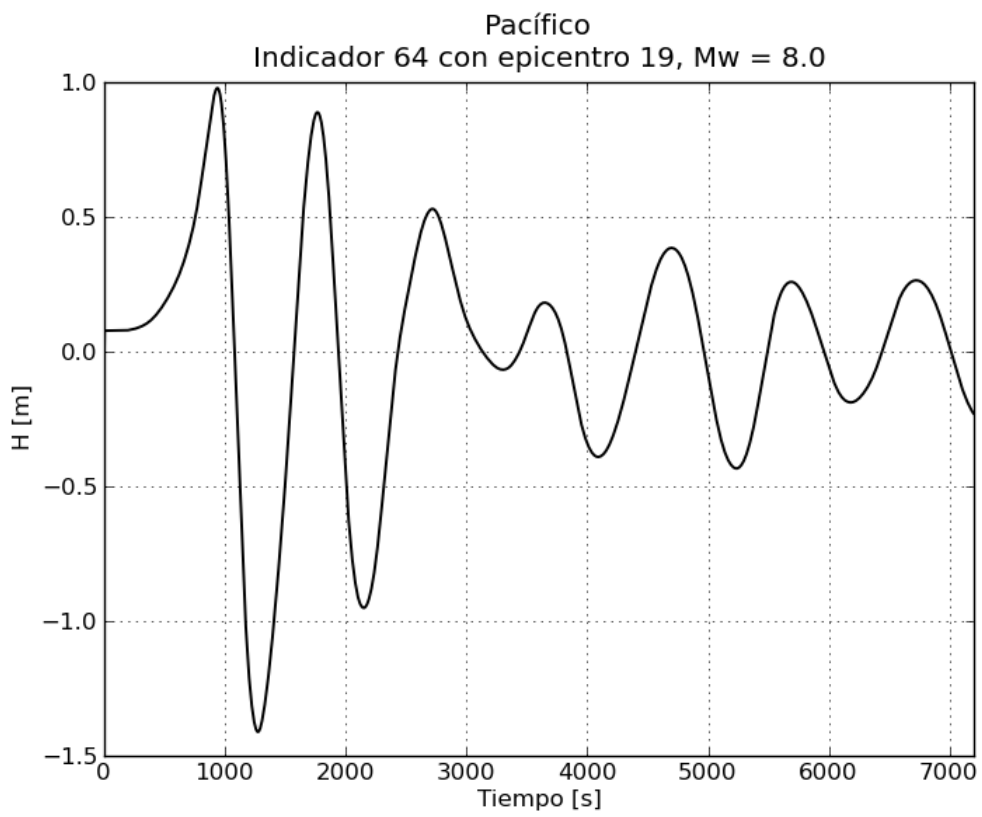
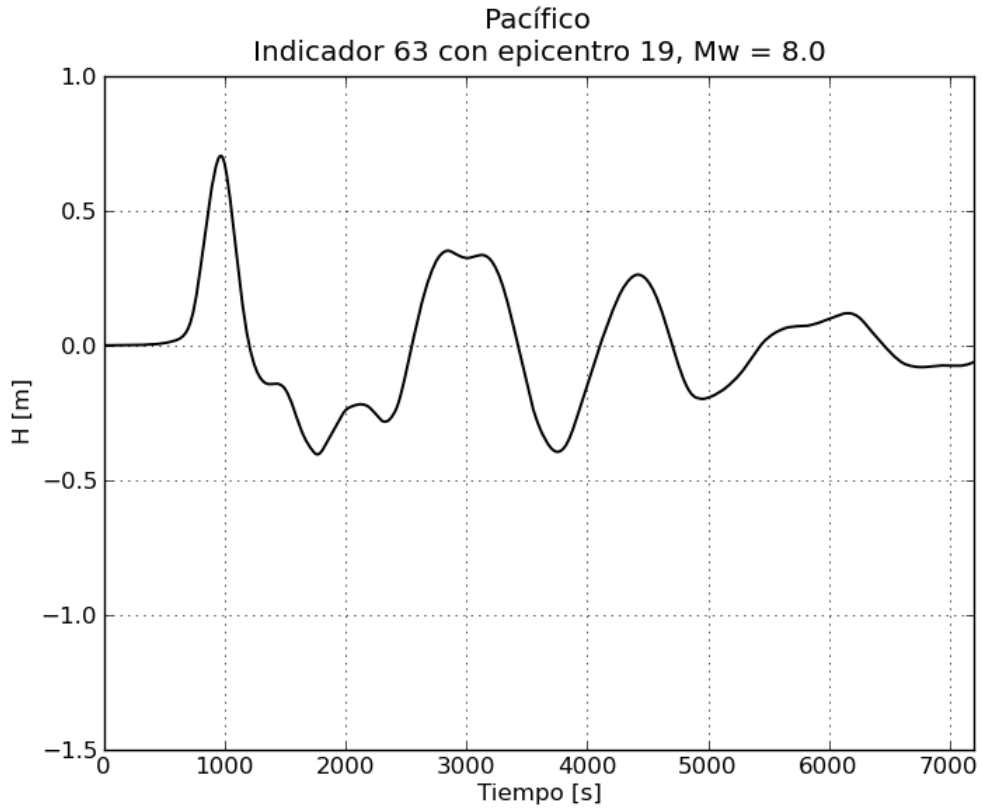


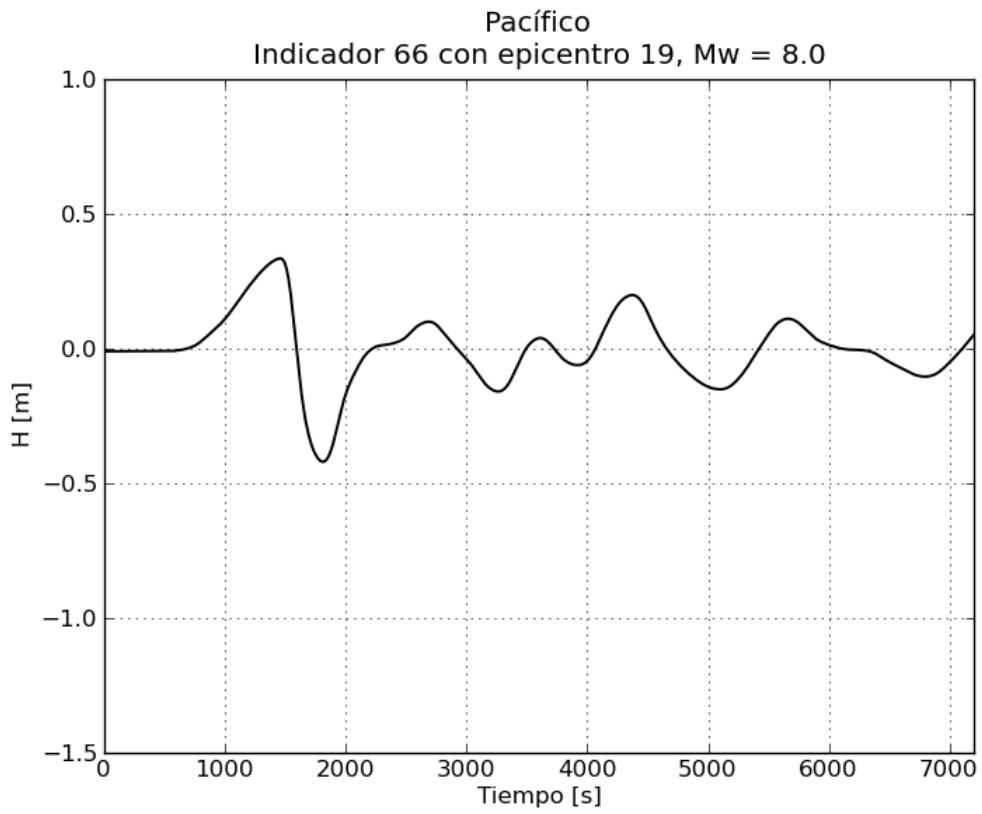
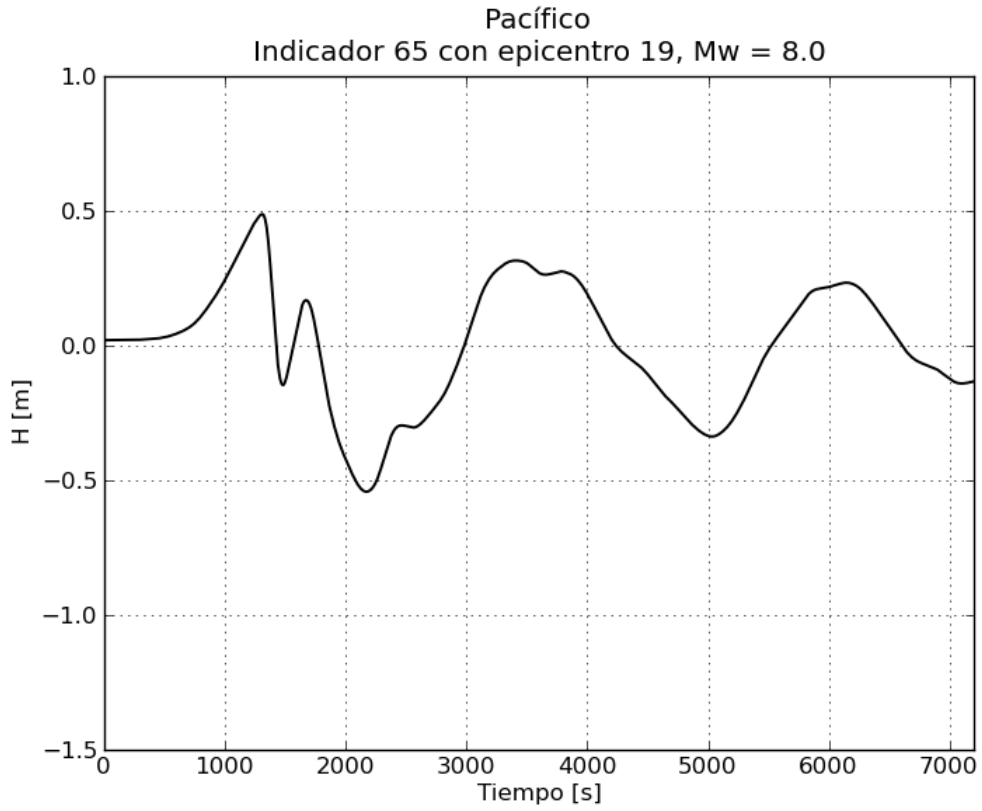
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

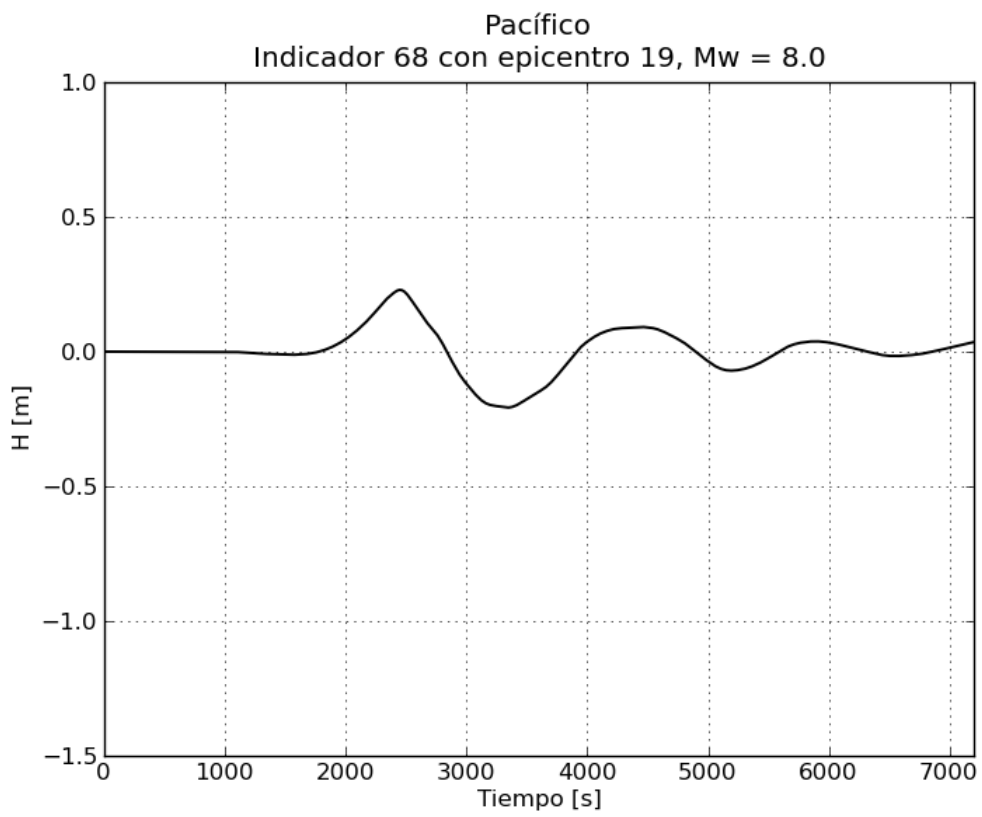
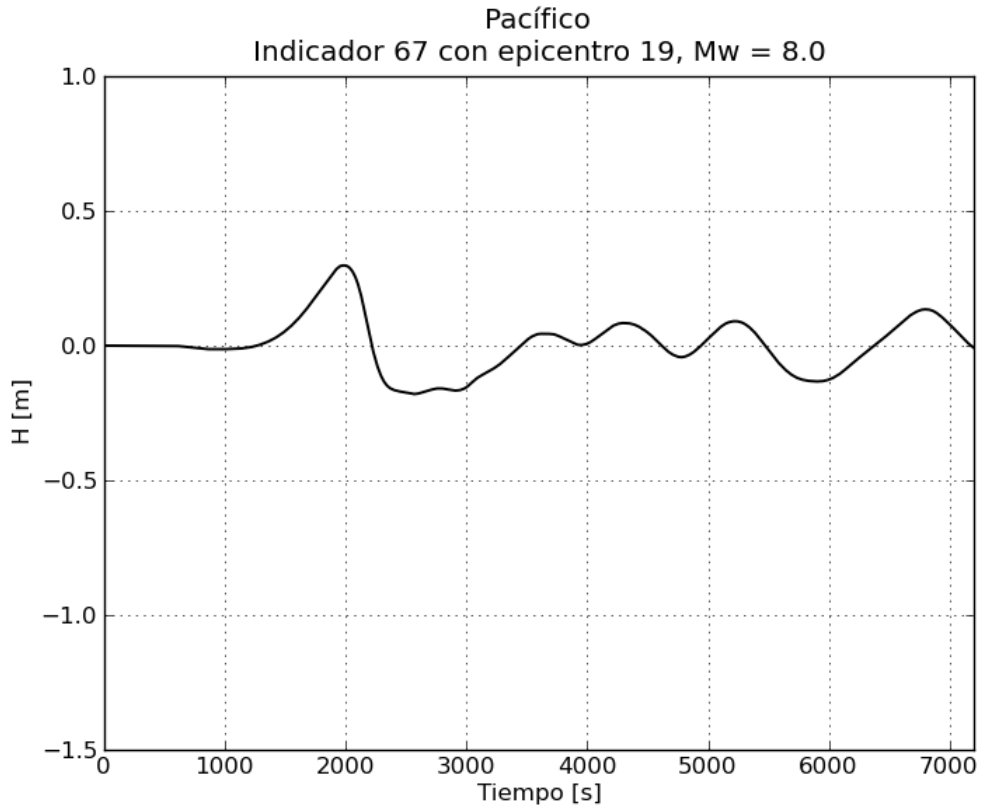


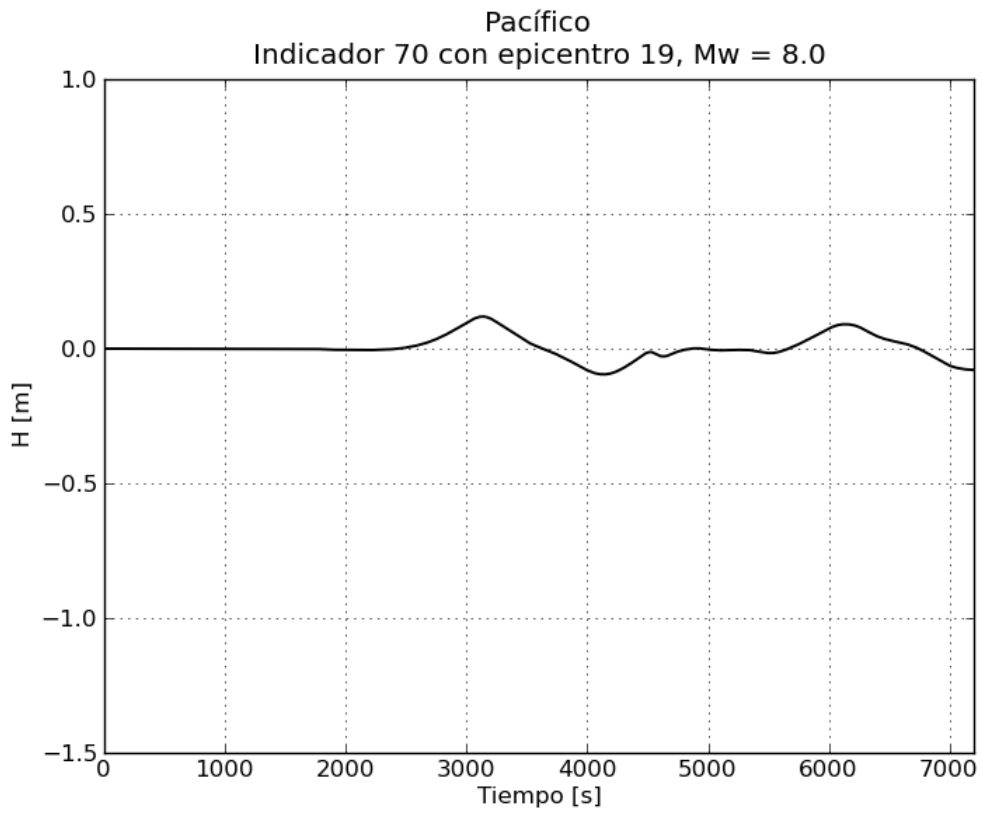
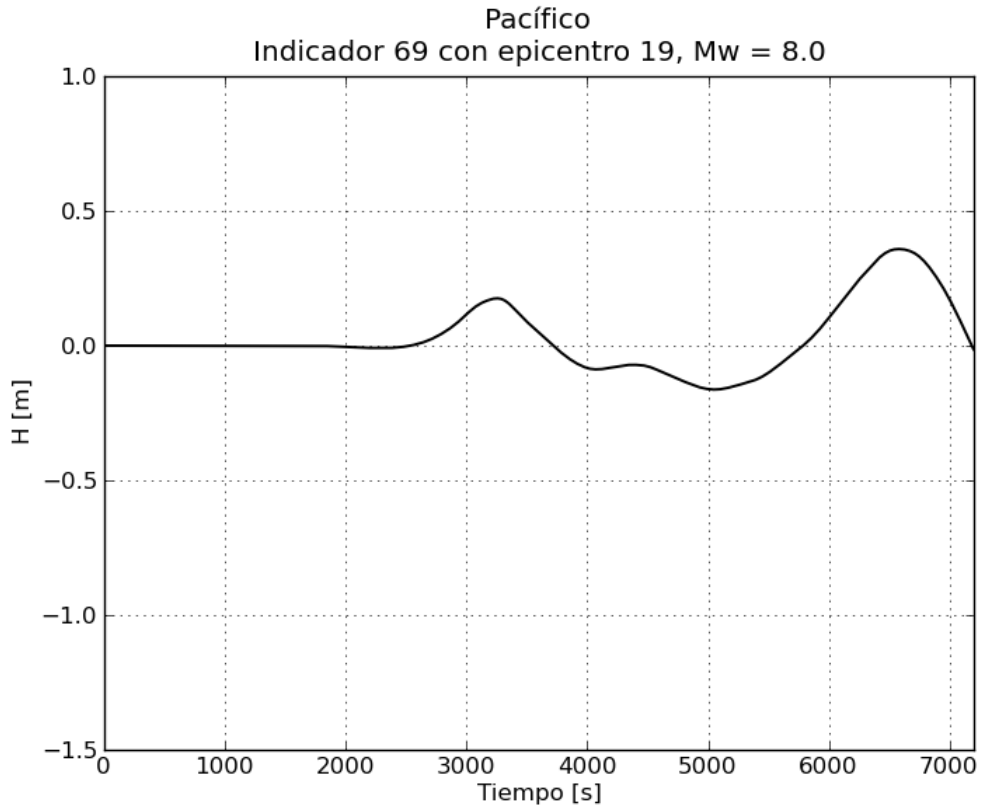


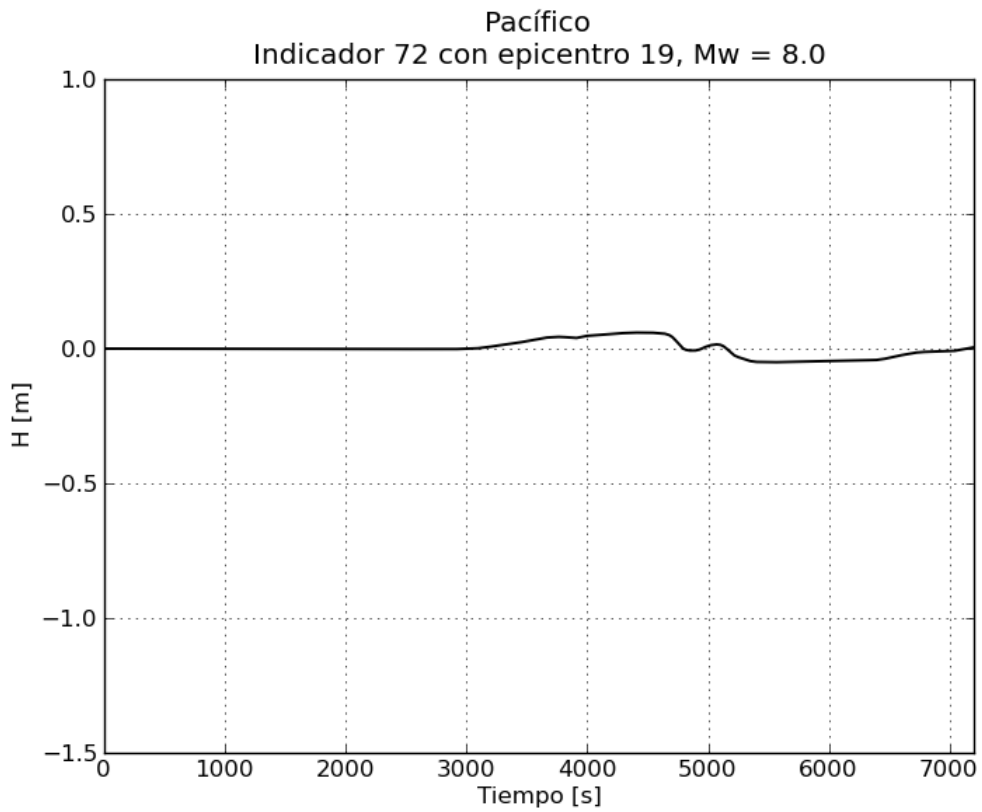
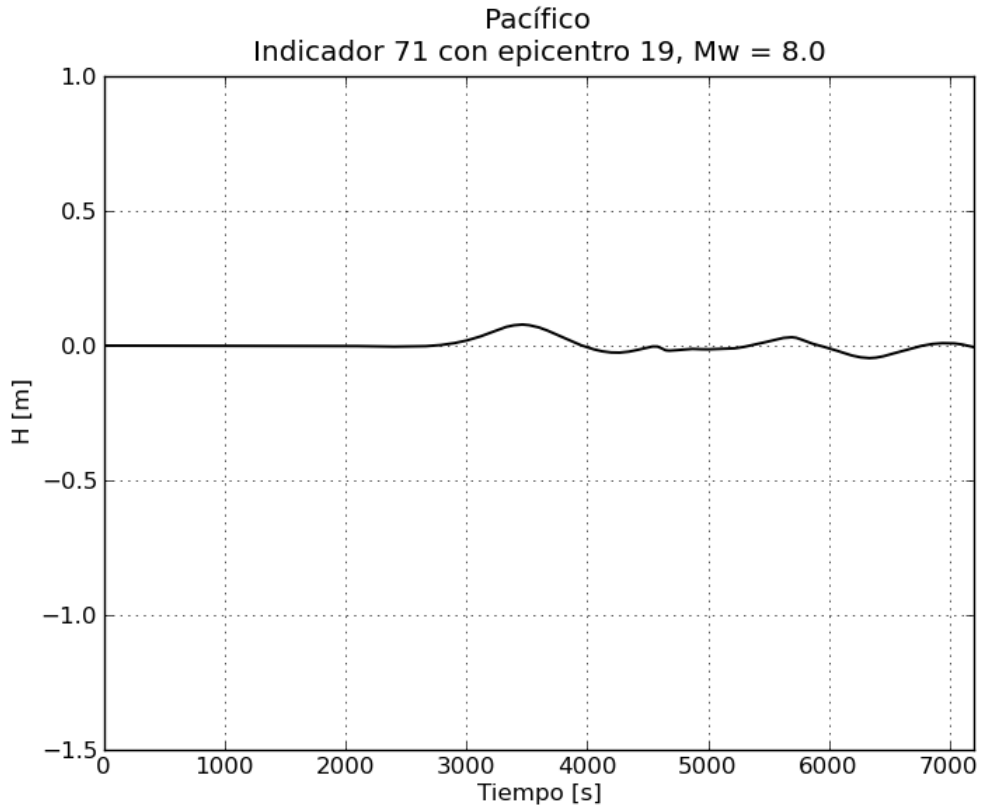




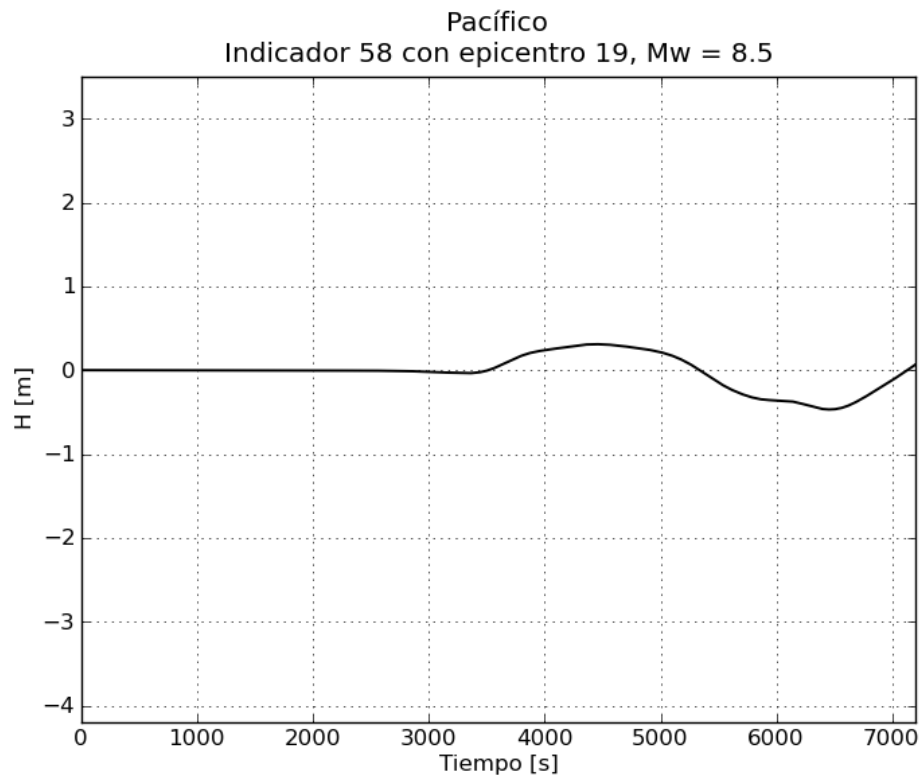
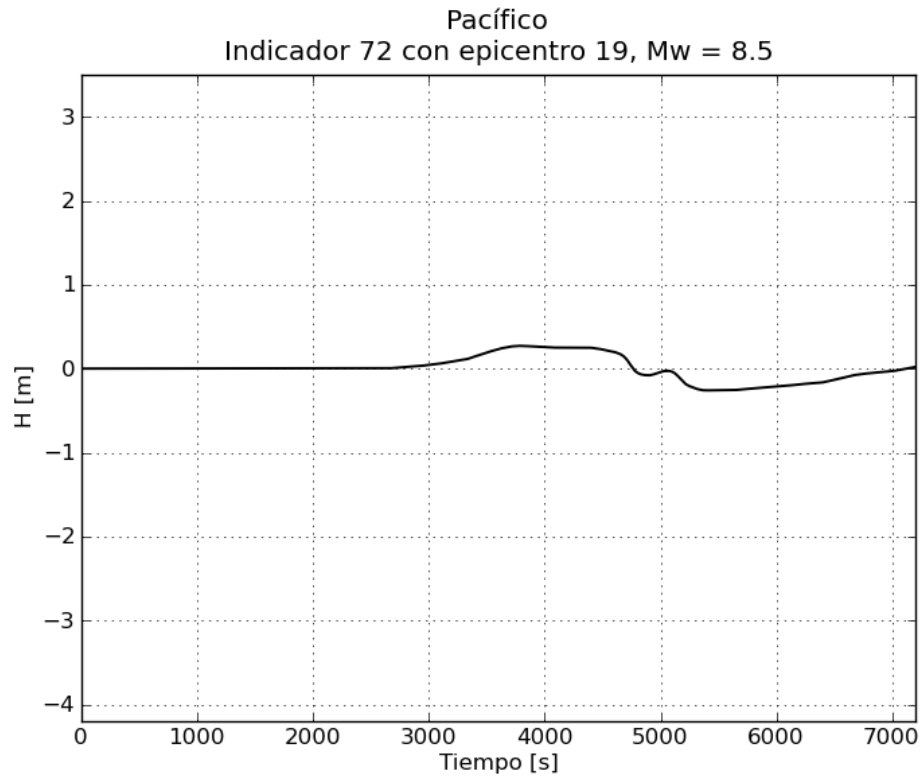




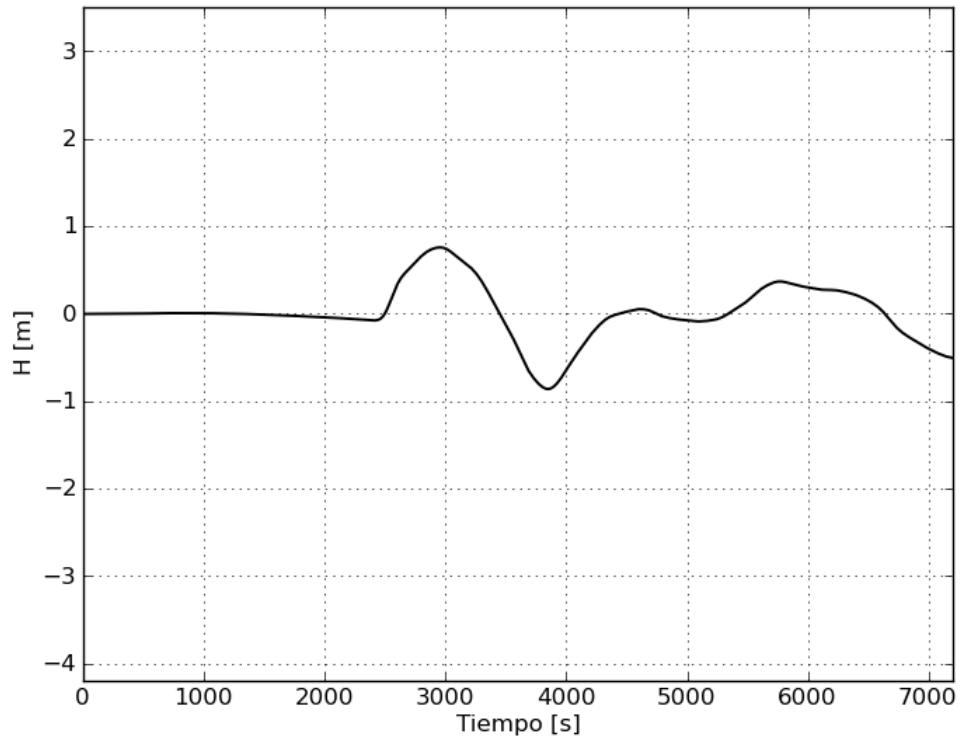




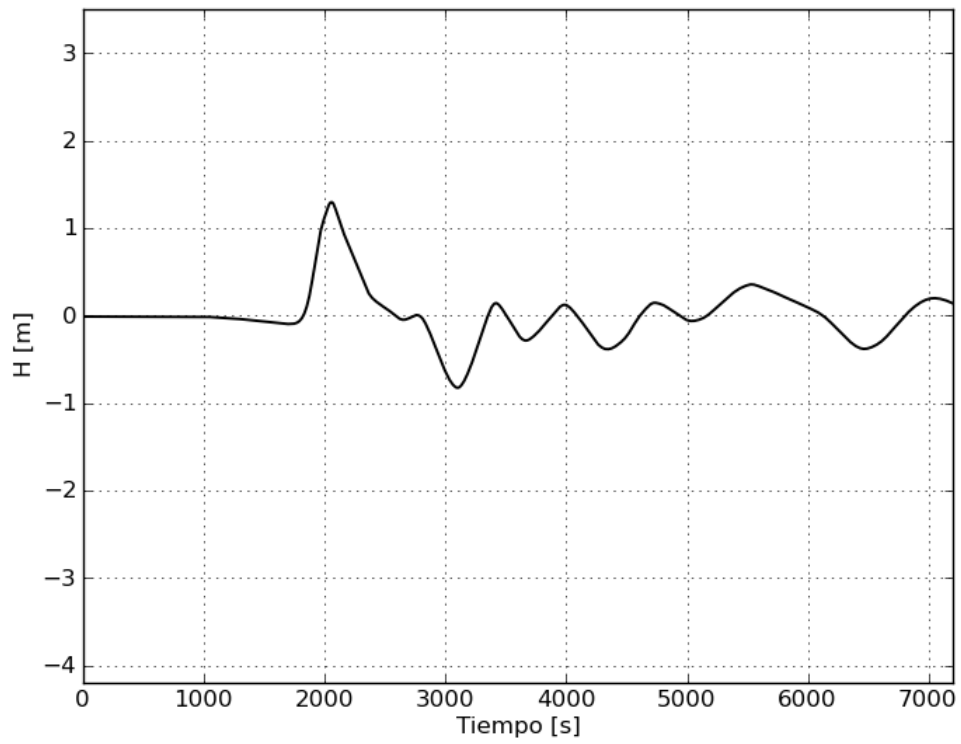
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

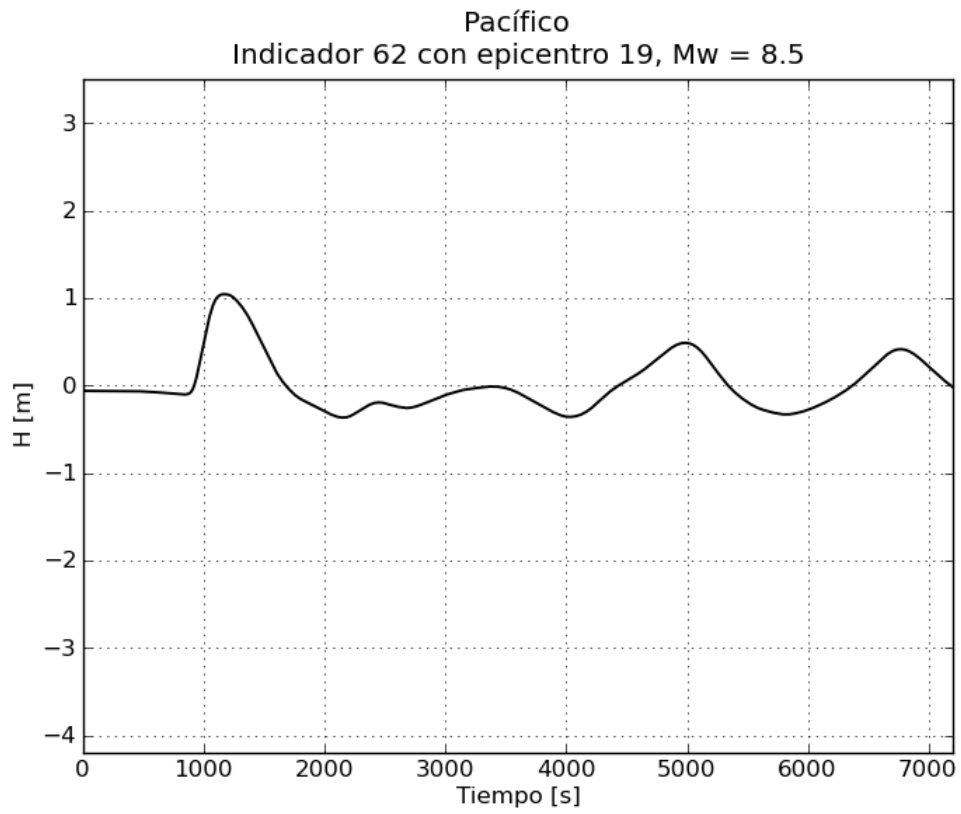
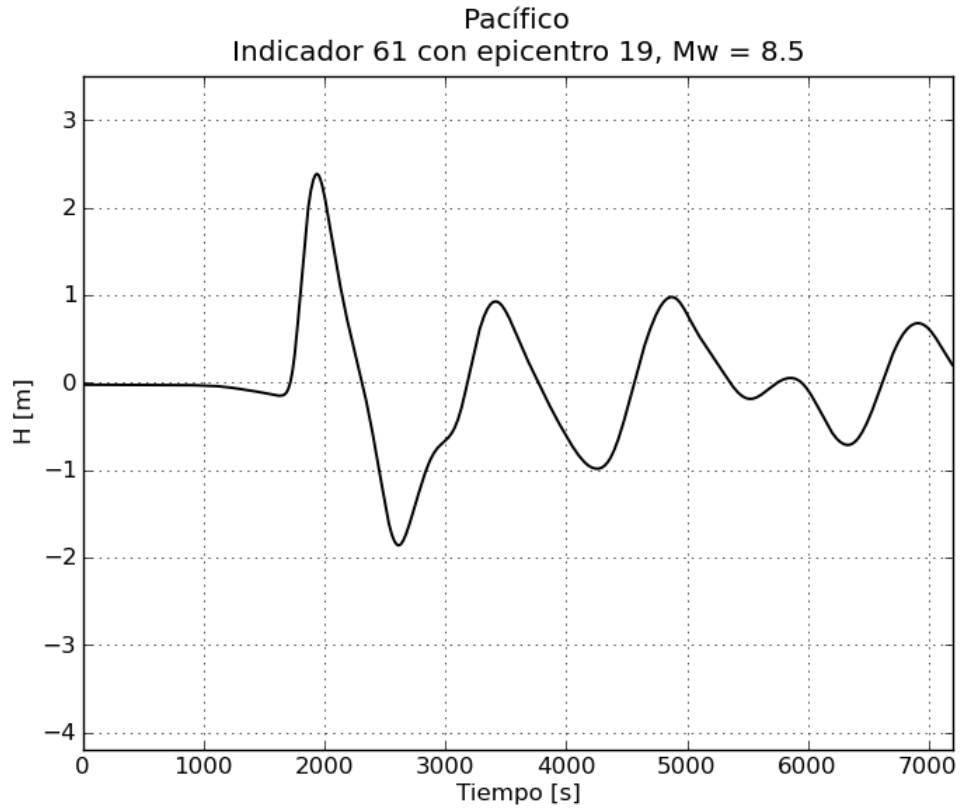


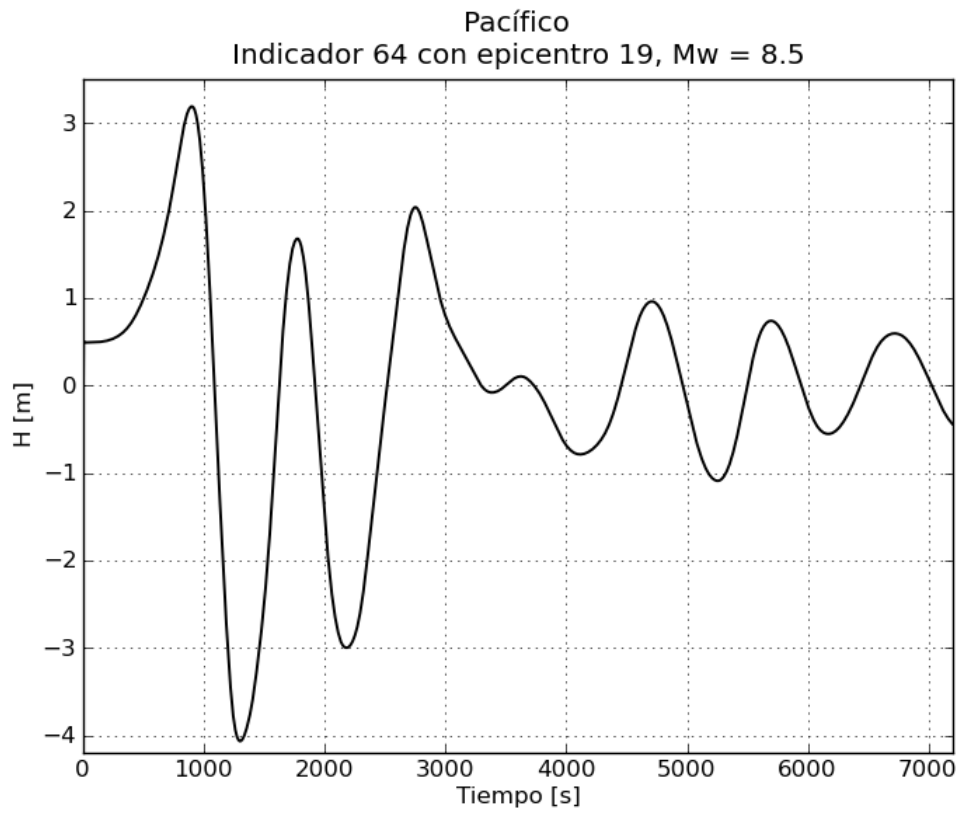
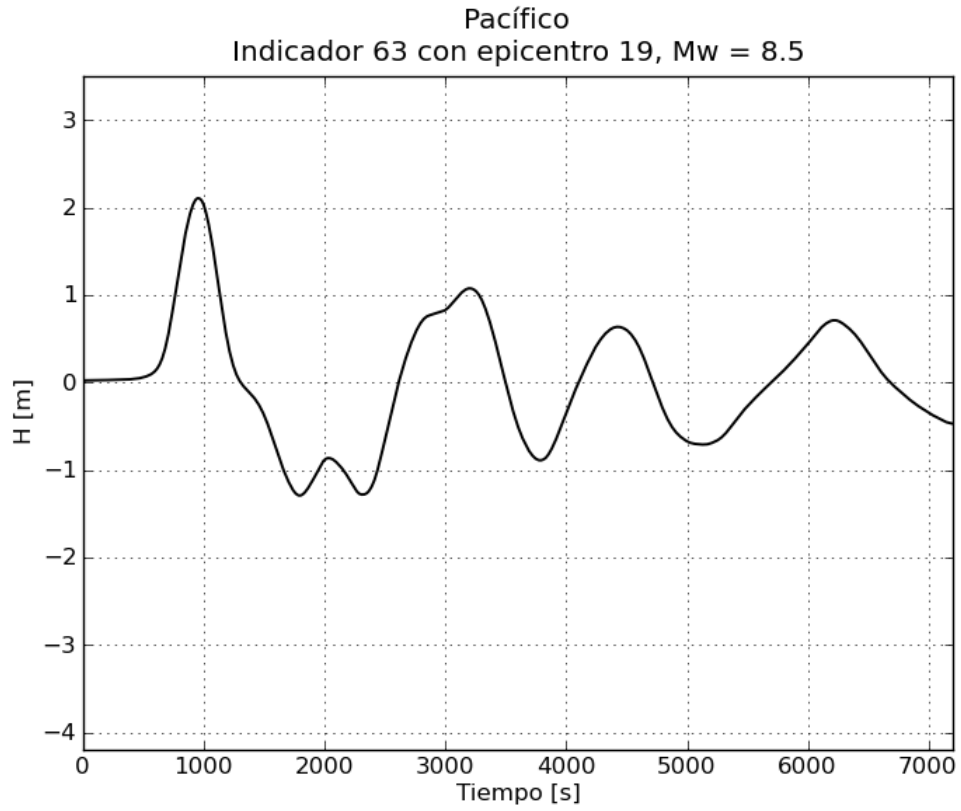
Pacífico
Indicador 59 con epicentro 19, Mw = 8.5

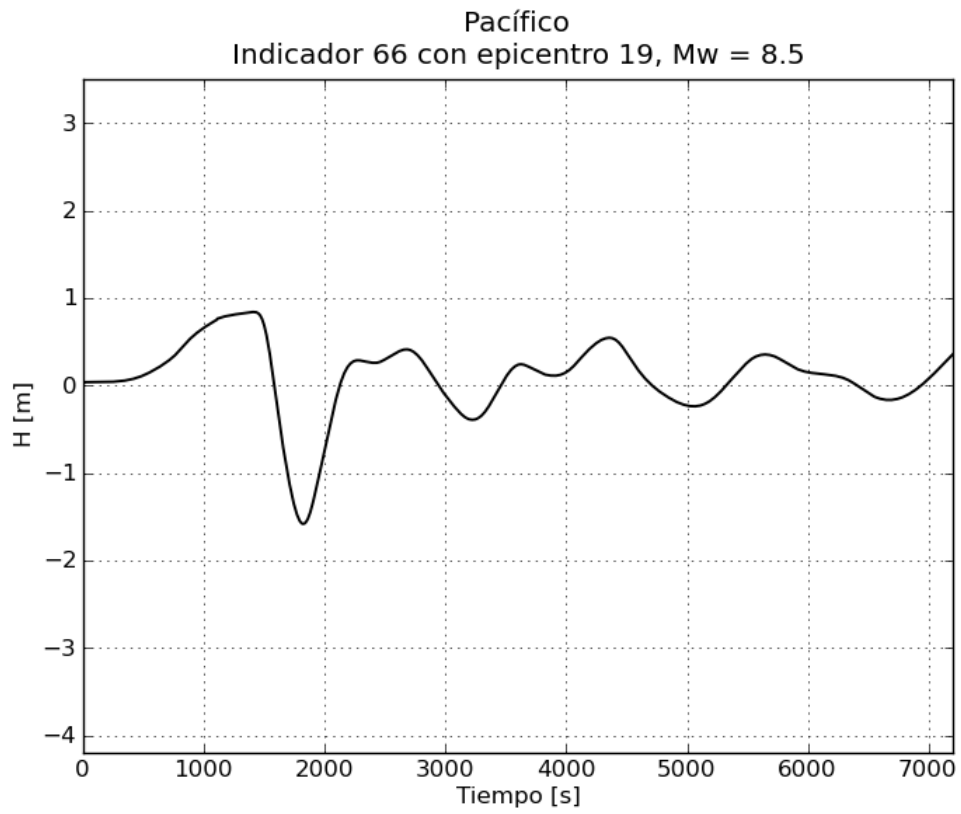
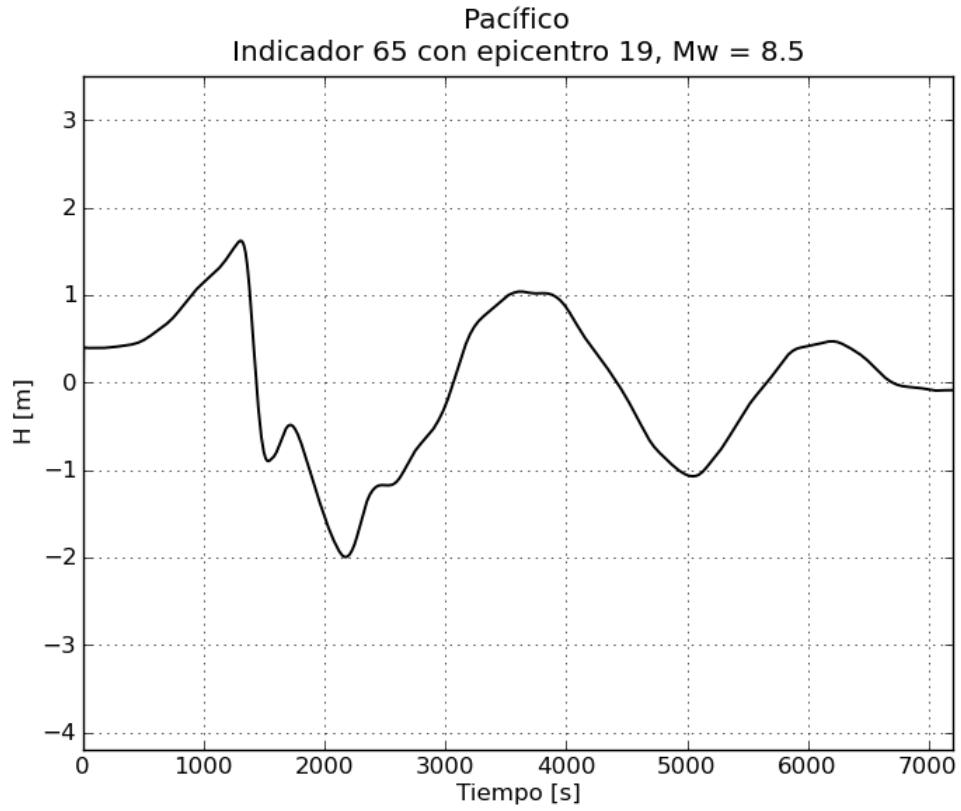


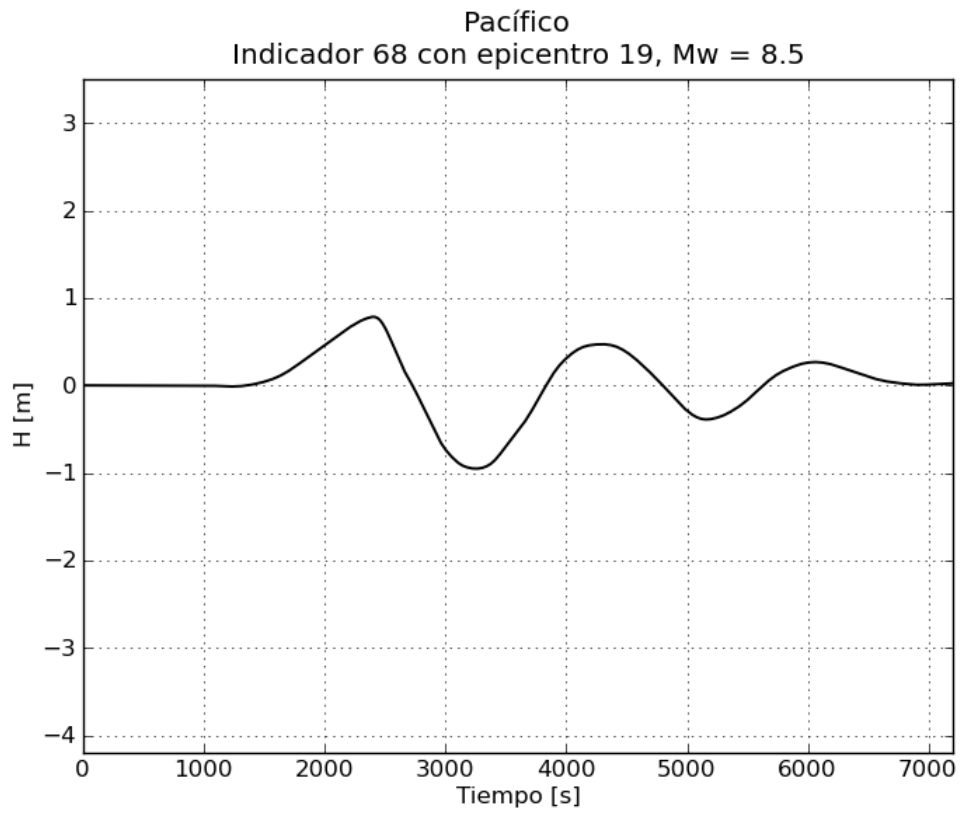
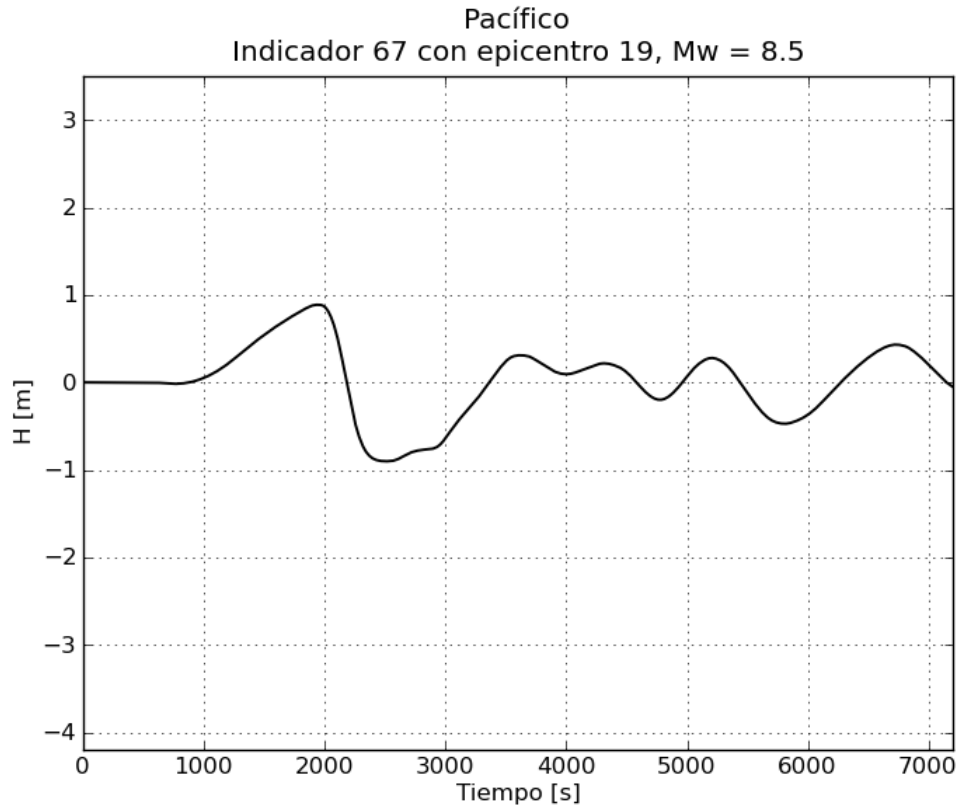
Pacífico
Indicador 60 con epicentro 19, Mw = 8.5



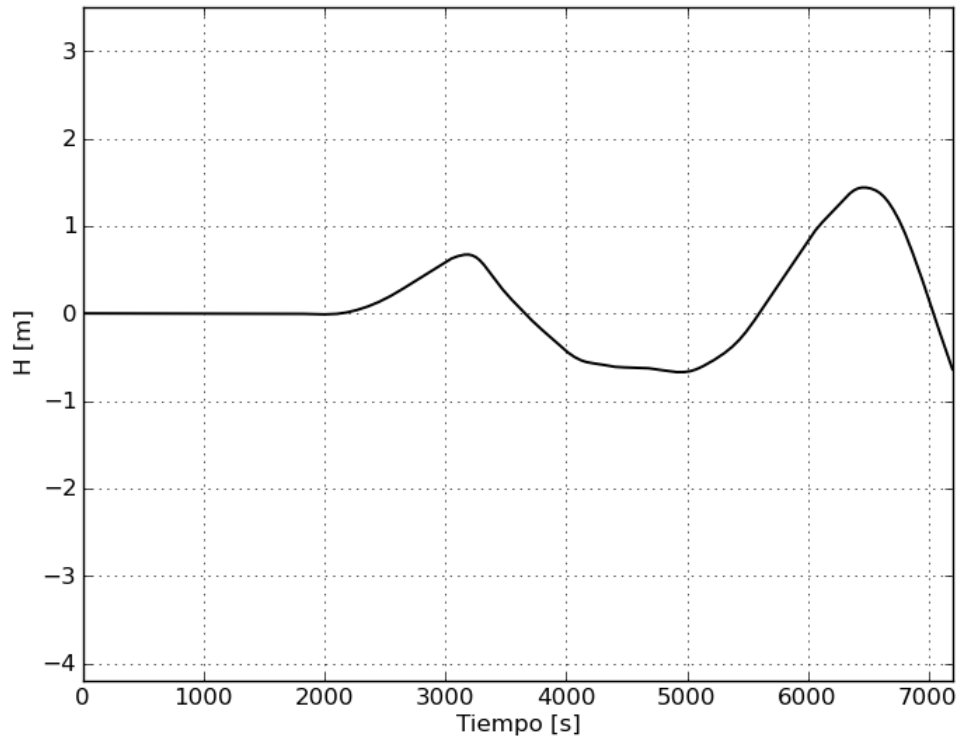




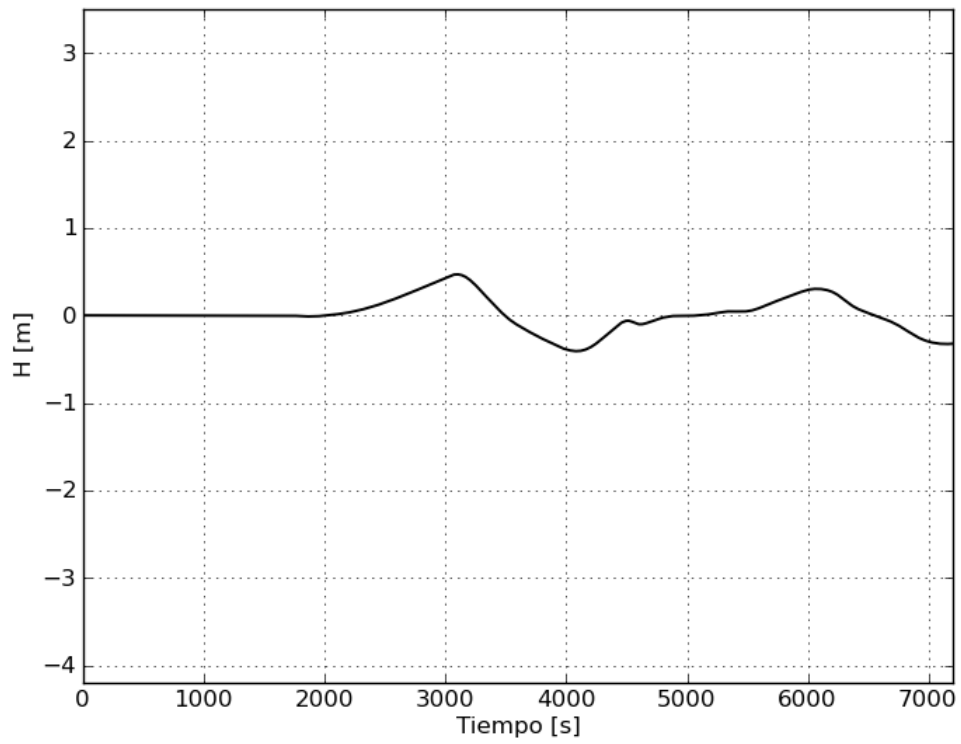


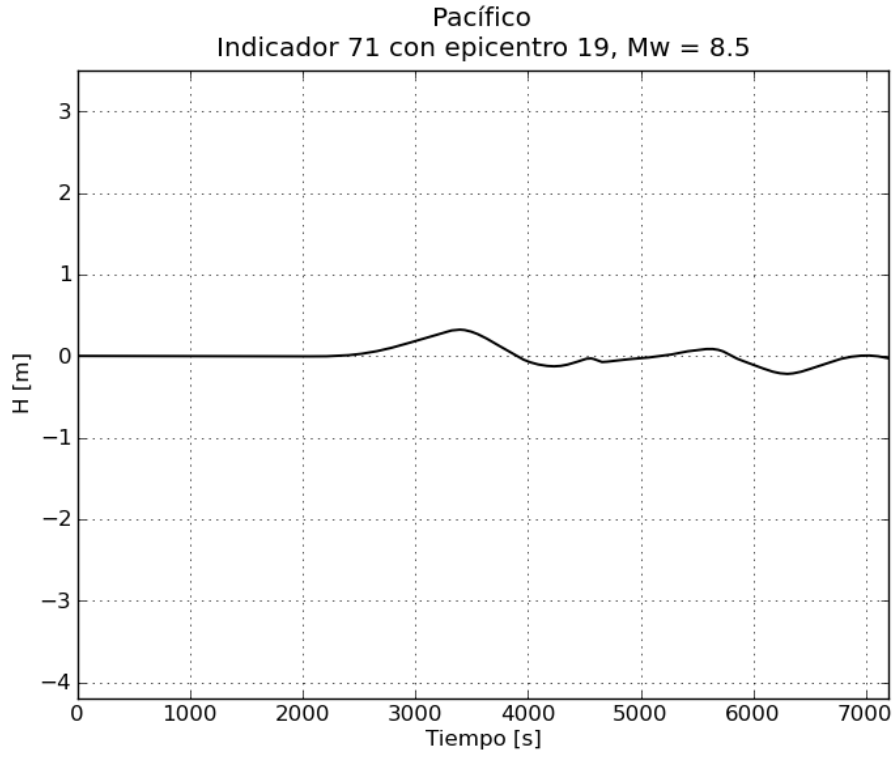


Pacífico
Indicador 69 con epicentro 19, Mw = 8.5

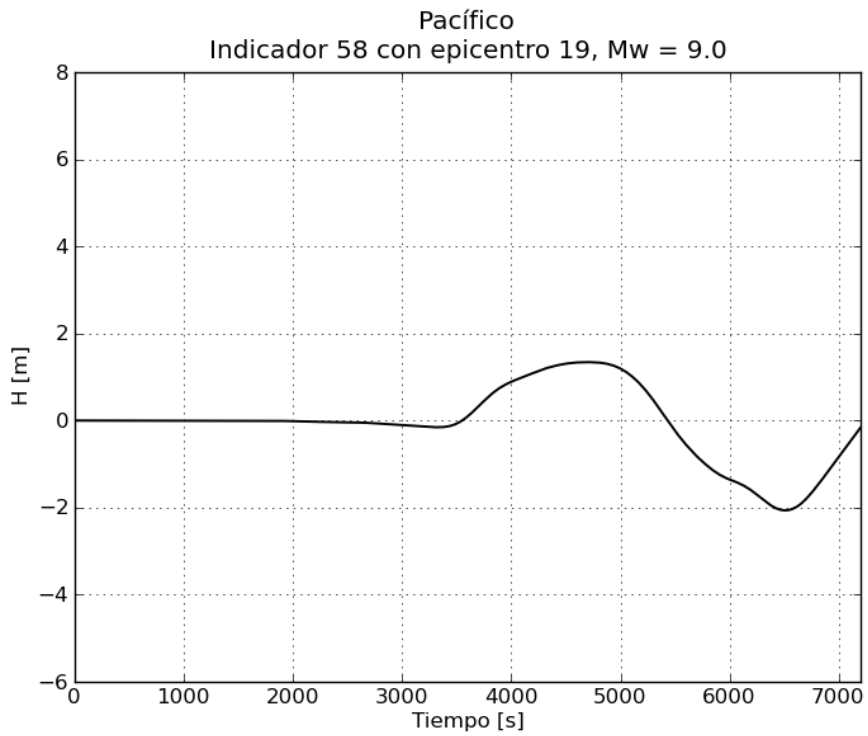


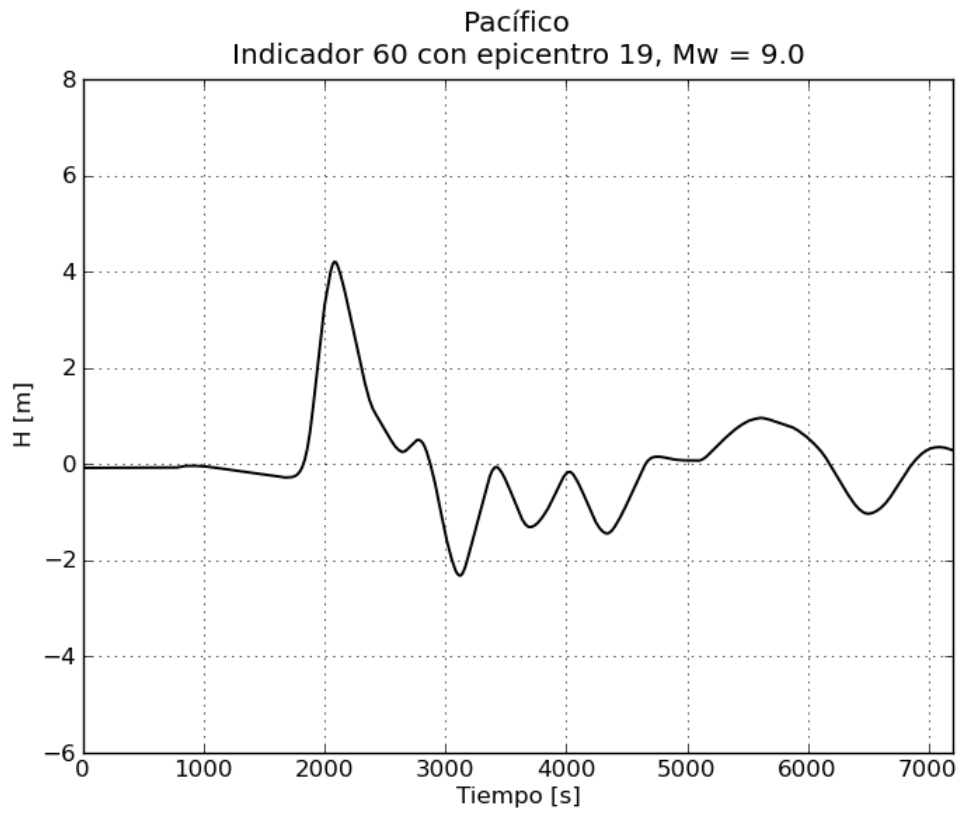
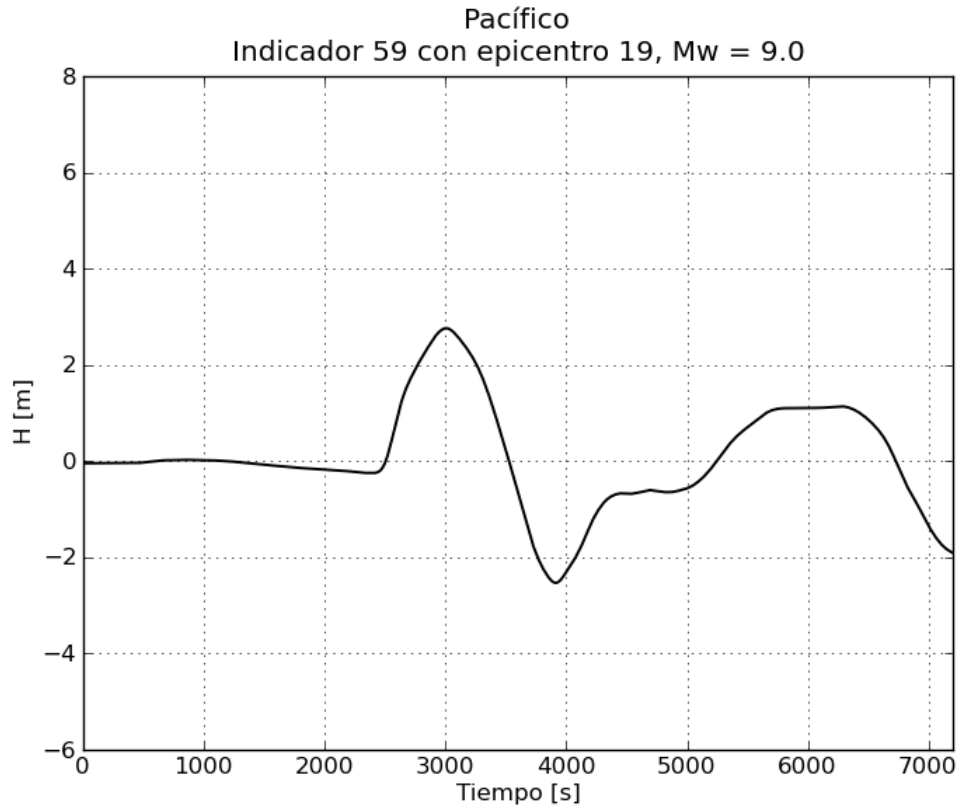
Pacífico
Indicador 70 con epicentro 19, Mw = 8.5

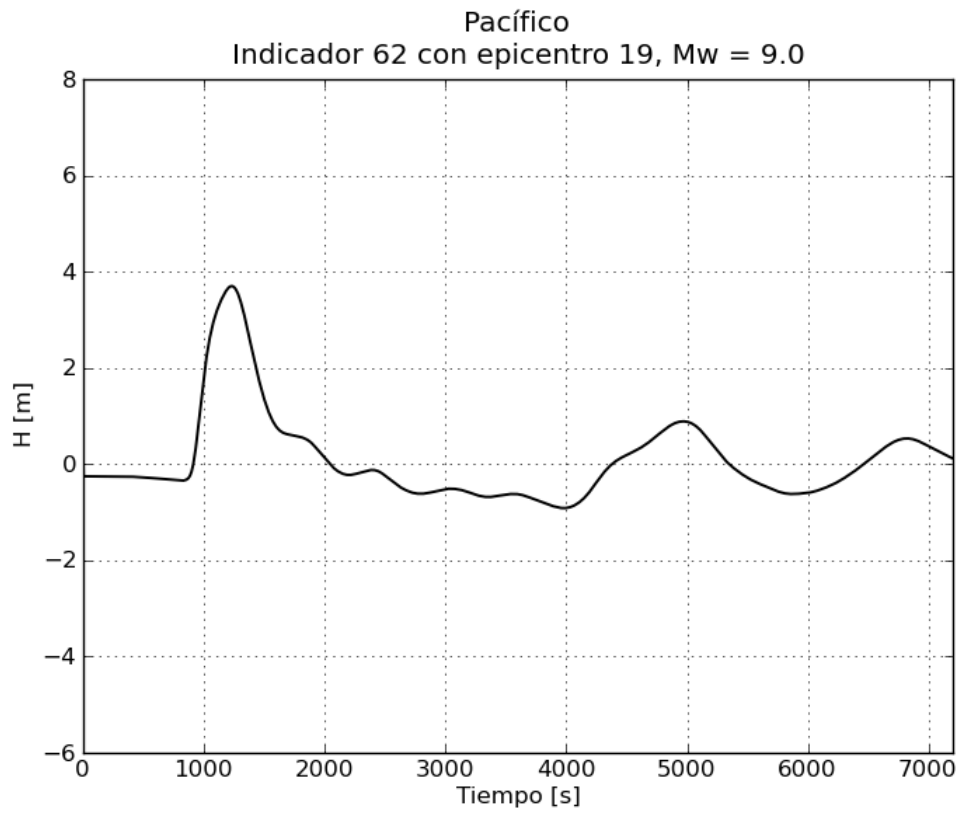
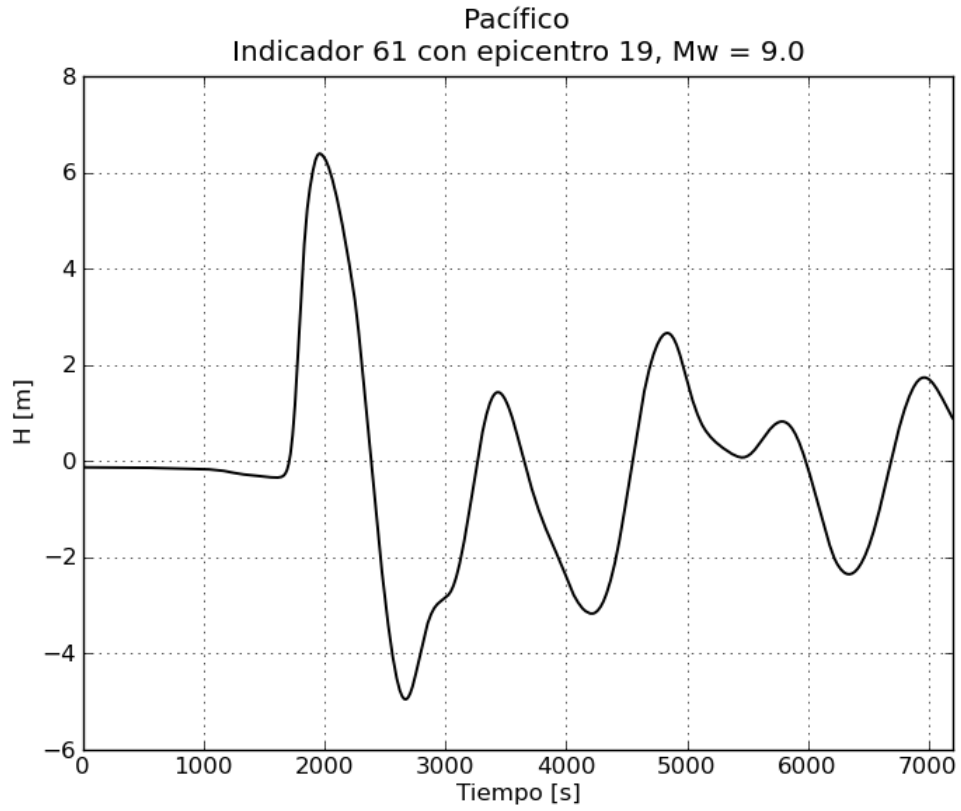


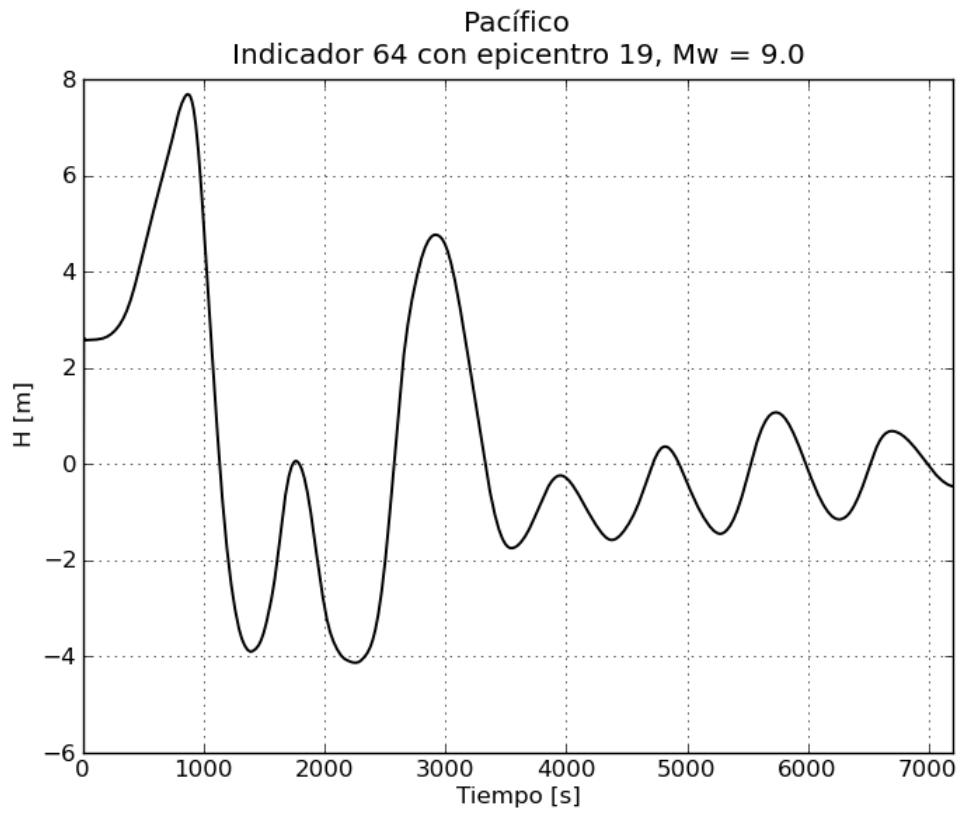
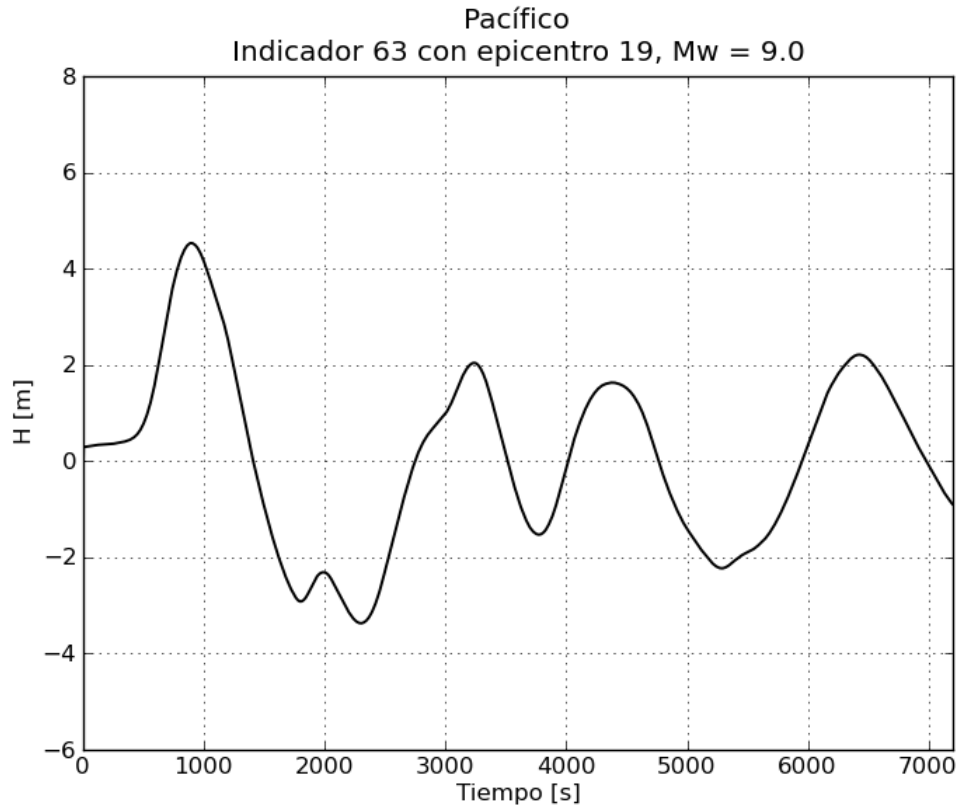


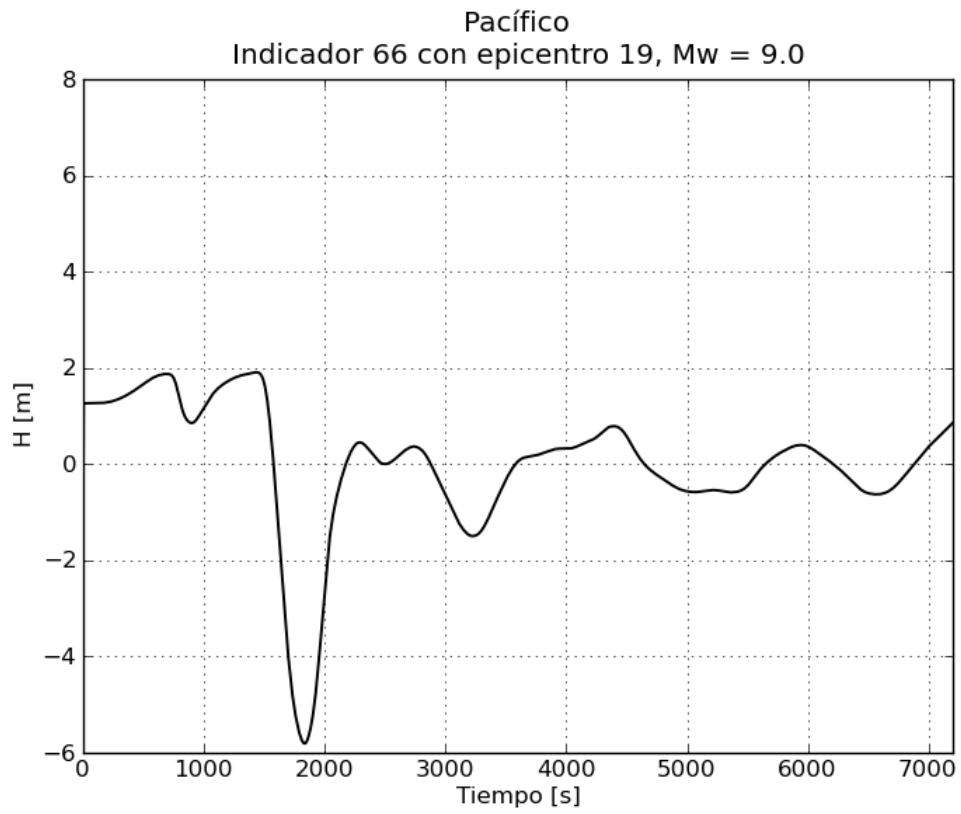
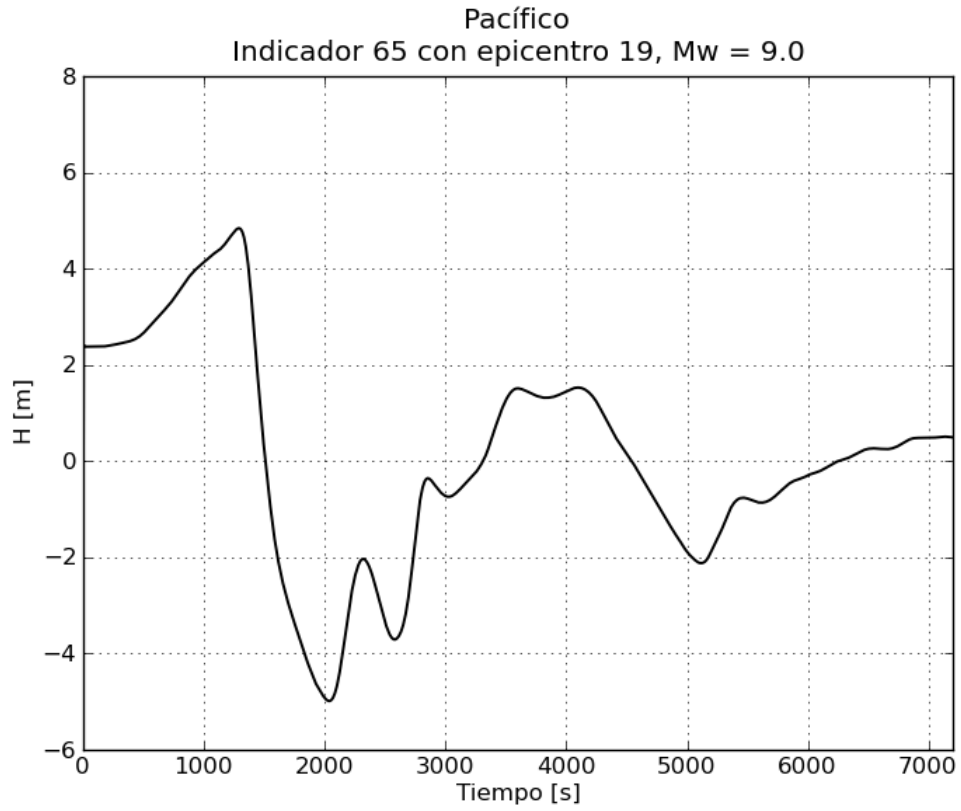
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

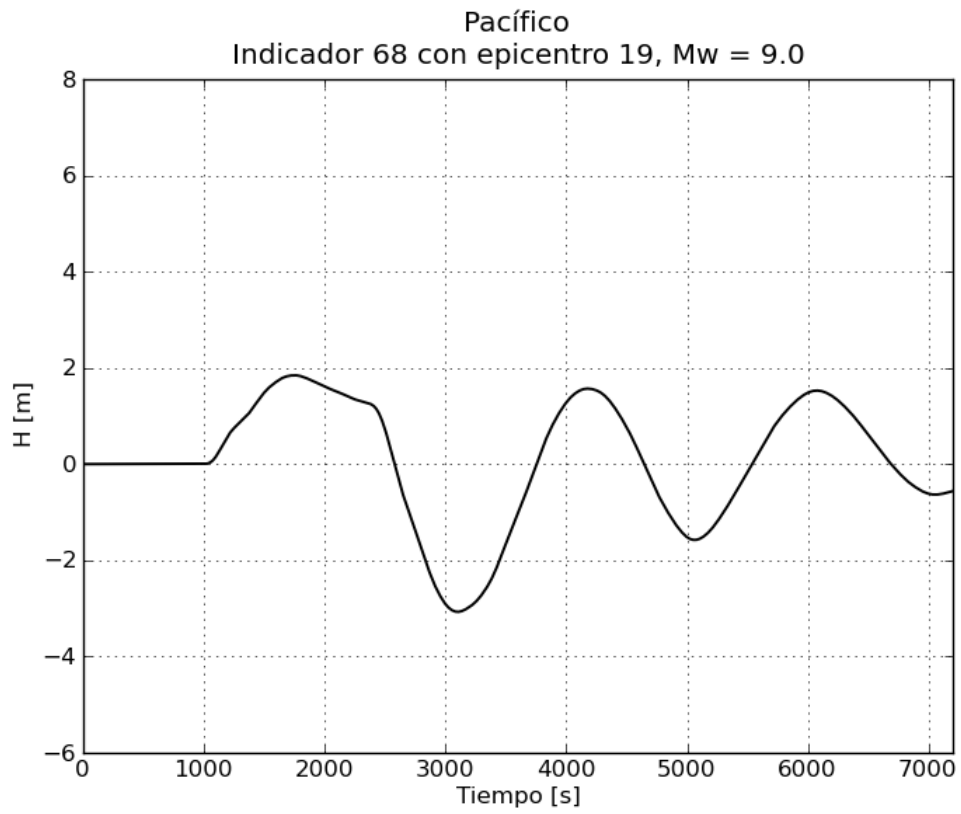
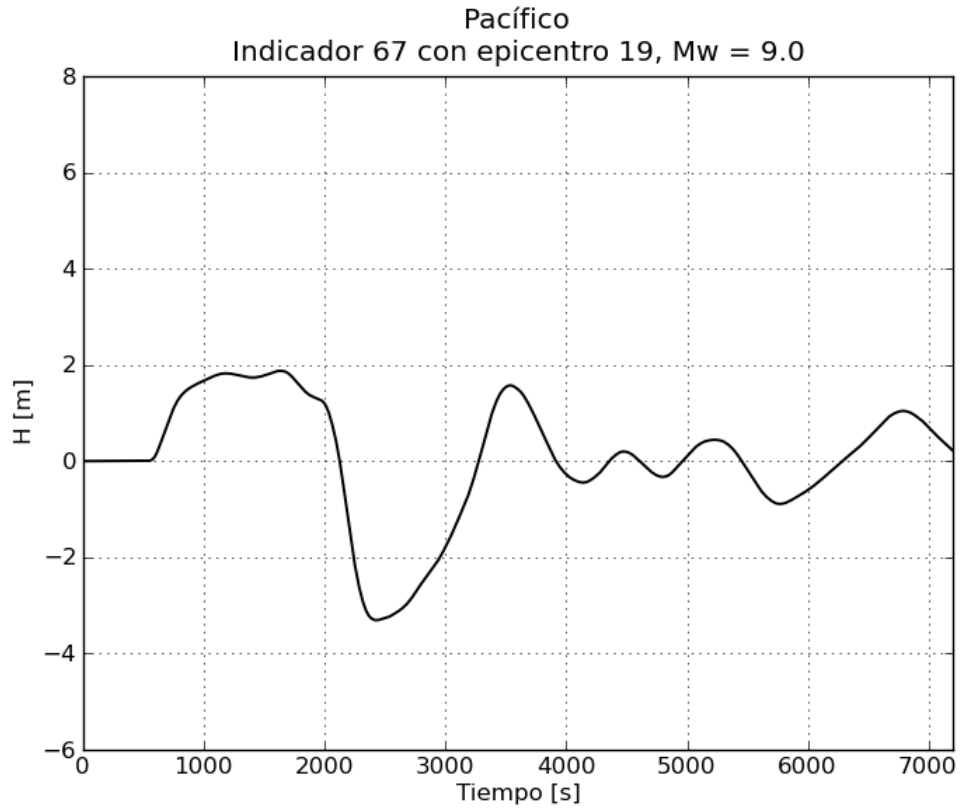


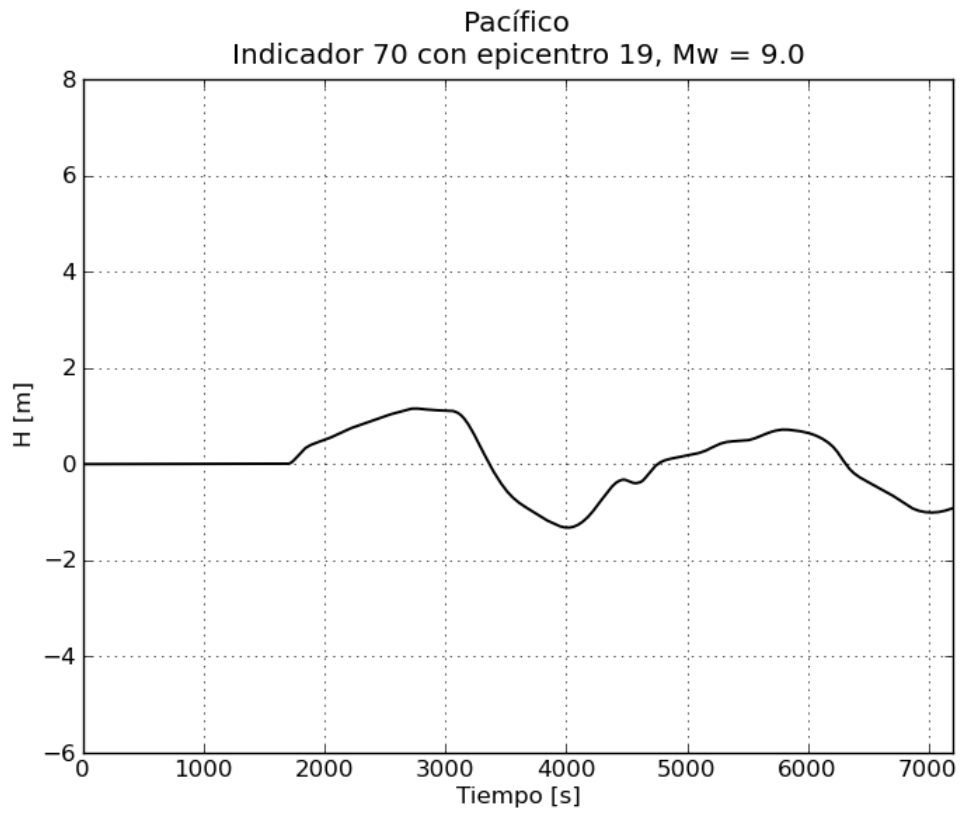
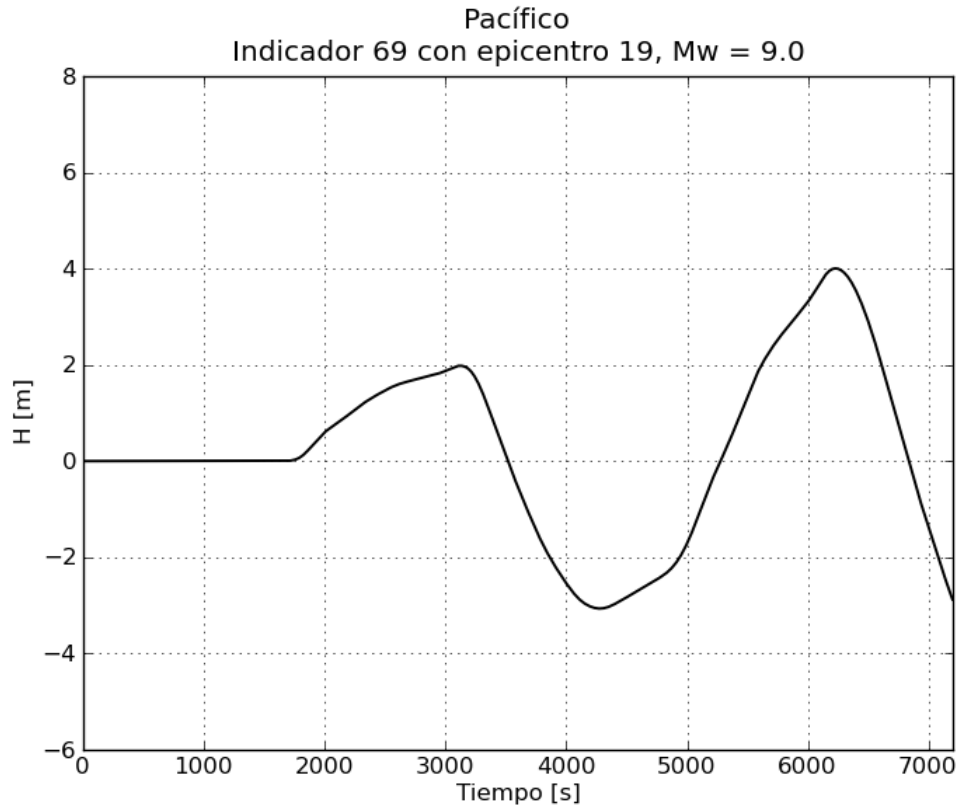


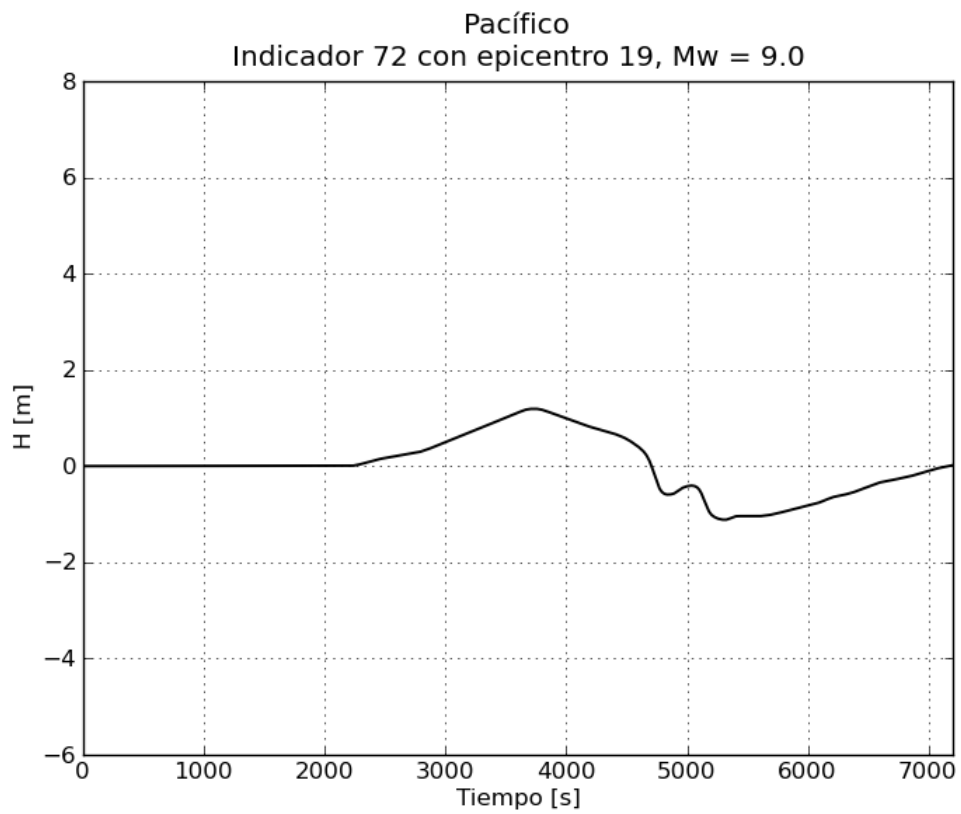
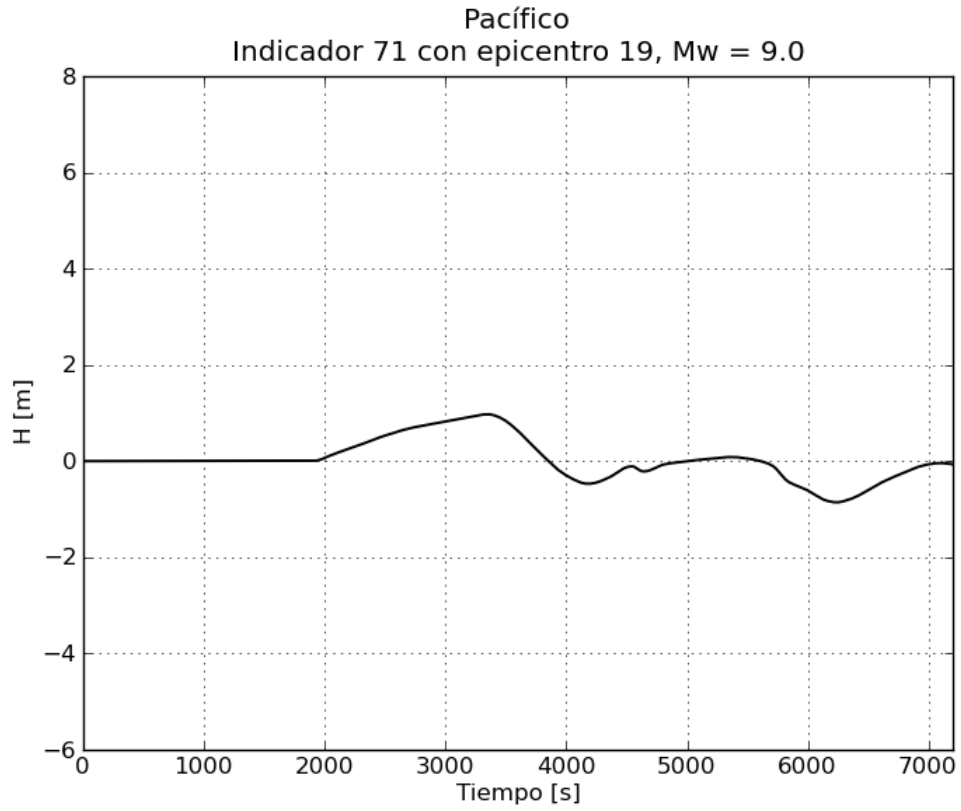




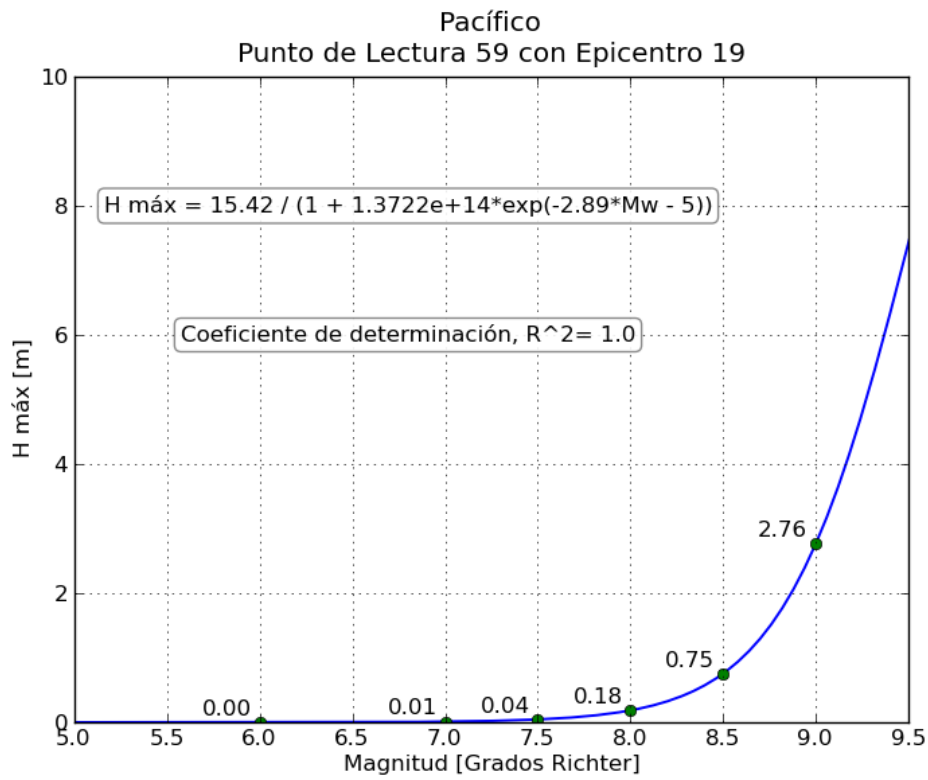
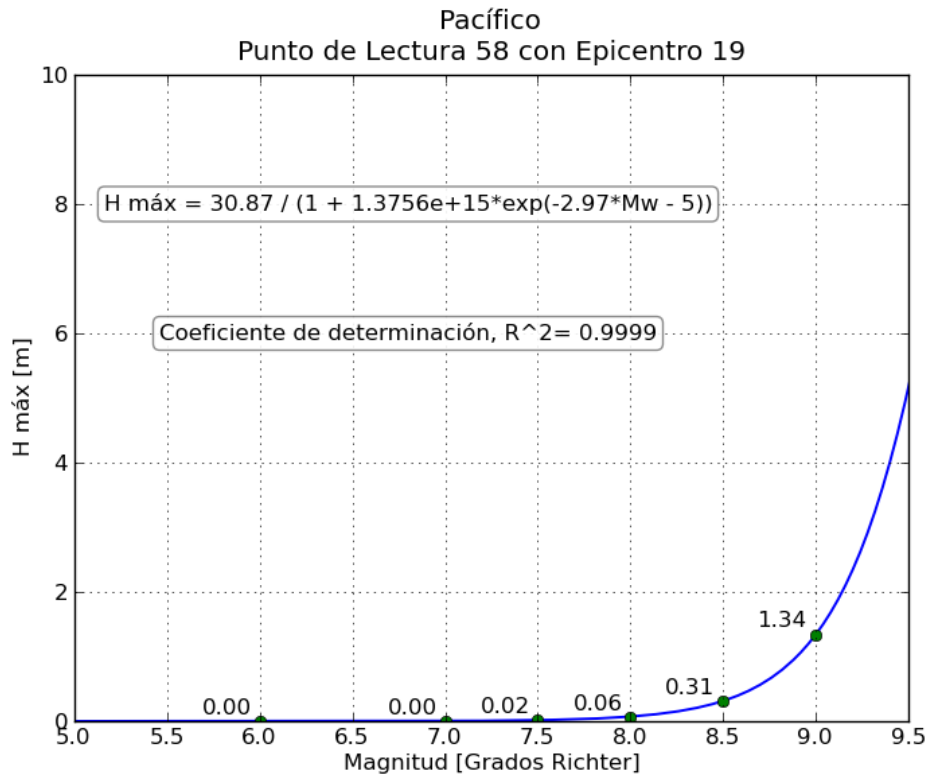


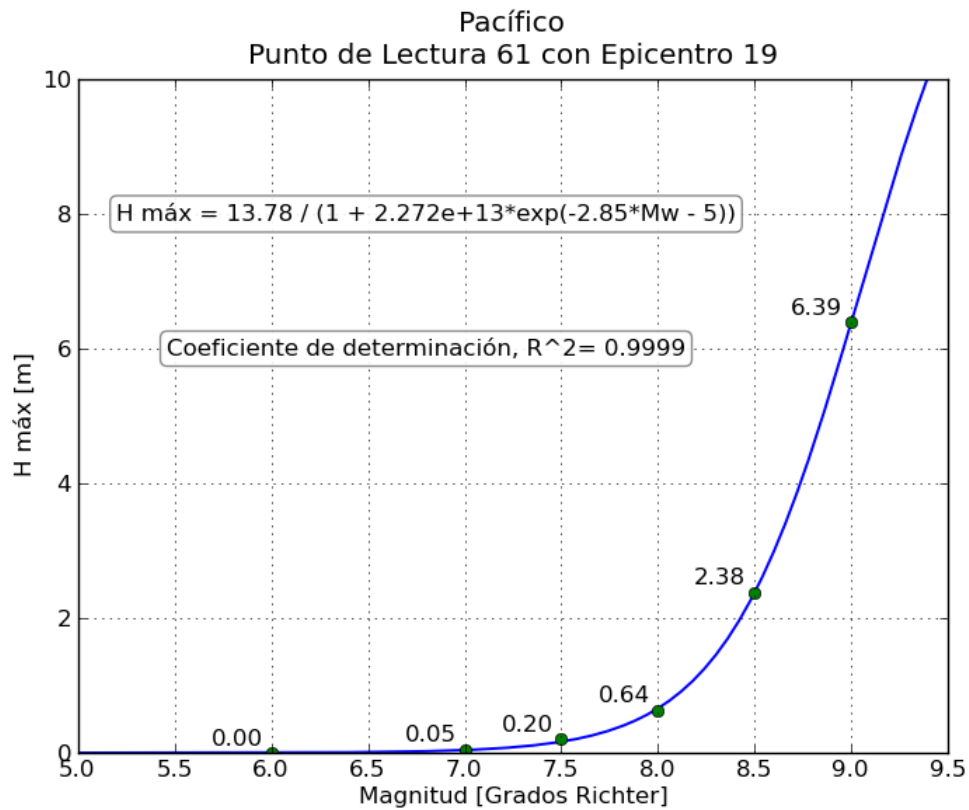
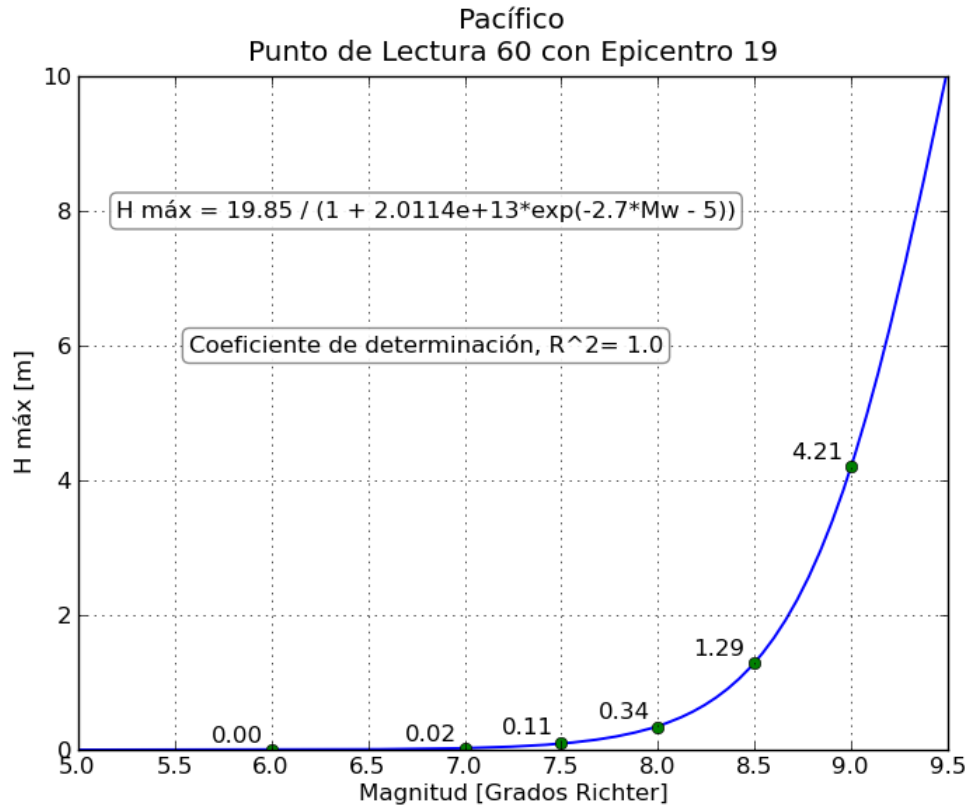


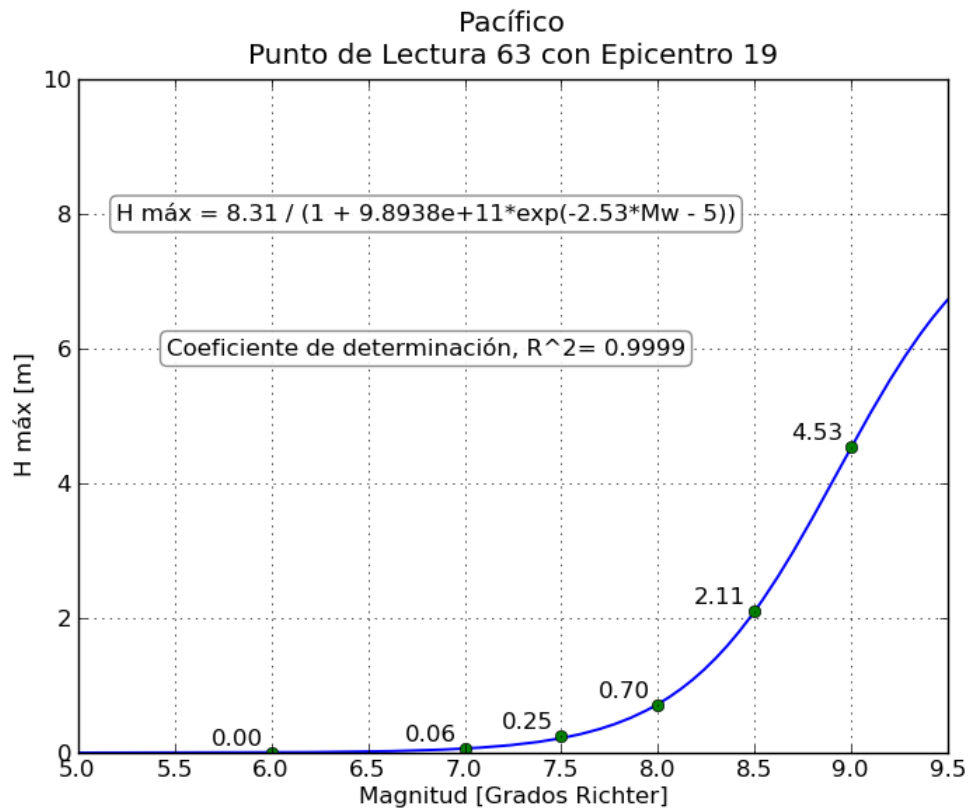
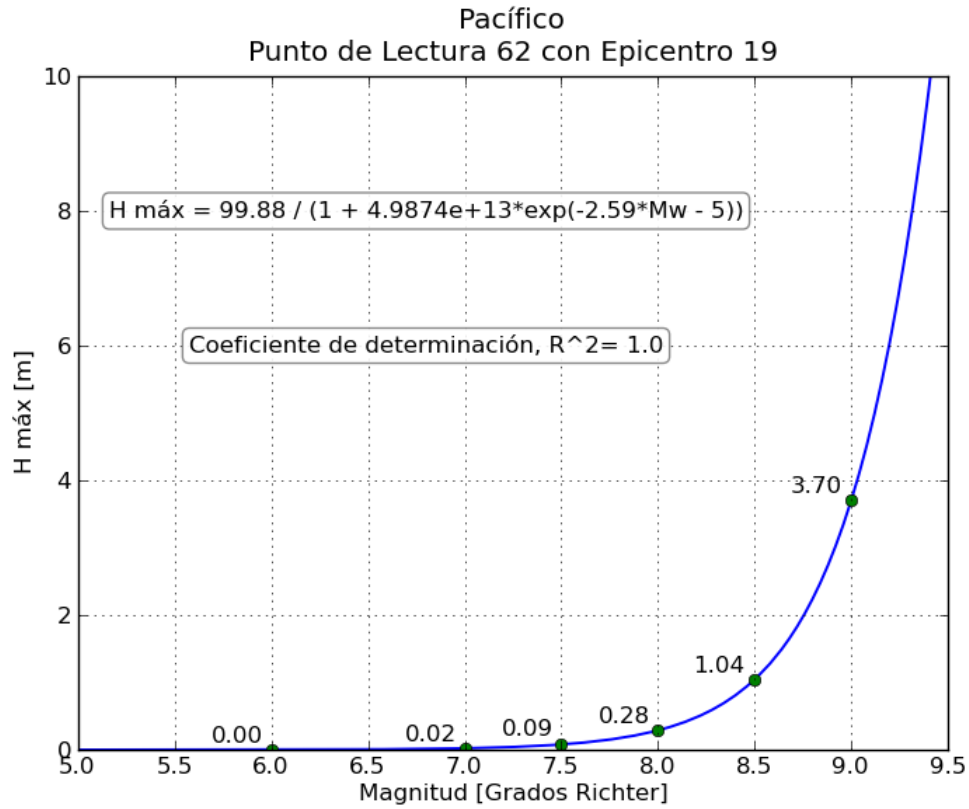


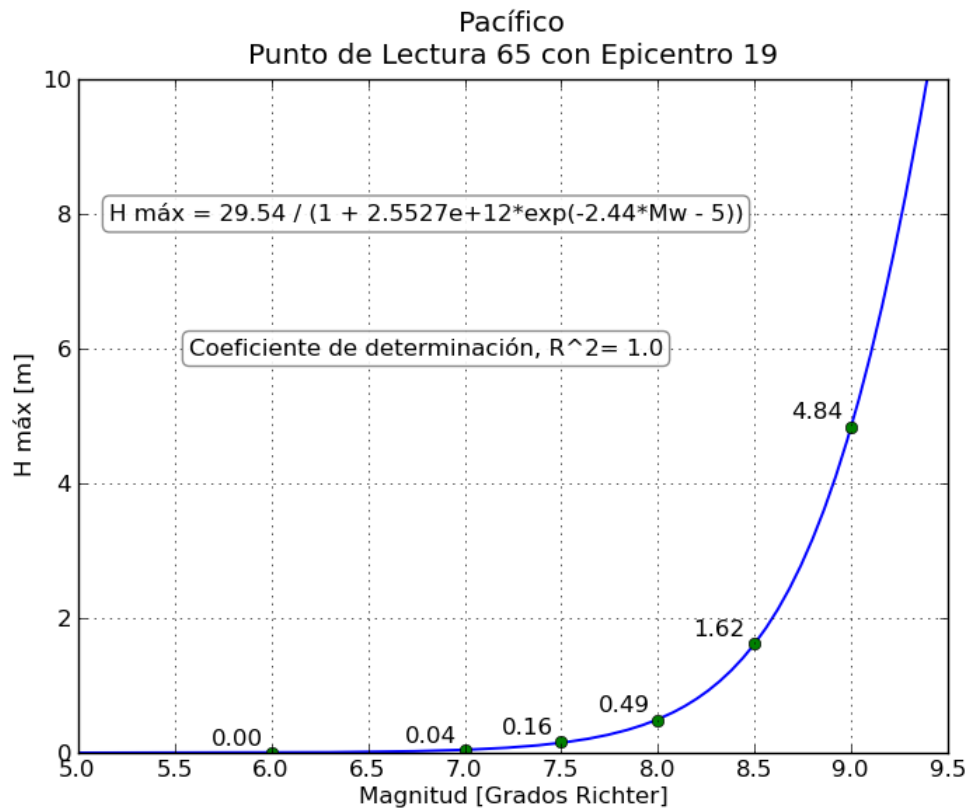
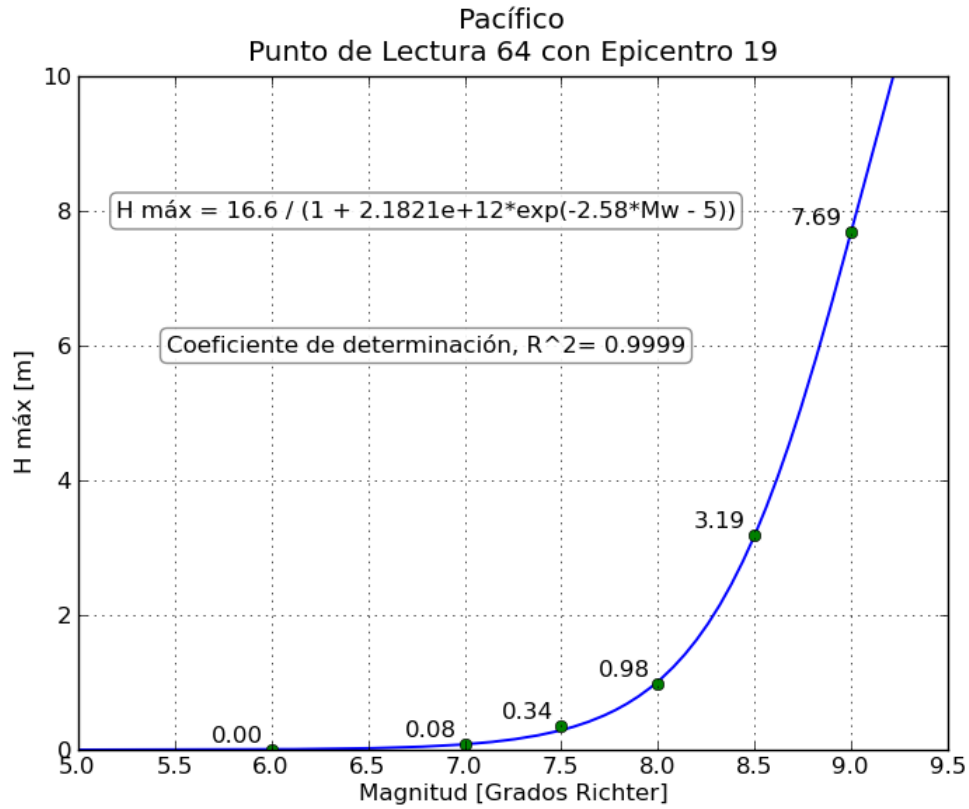


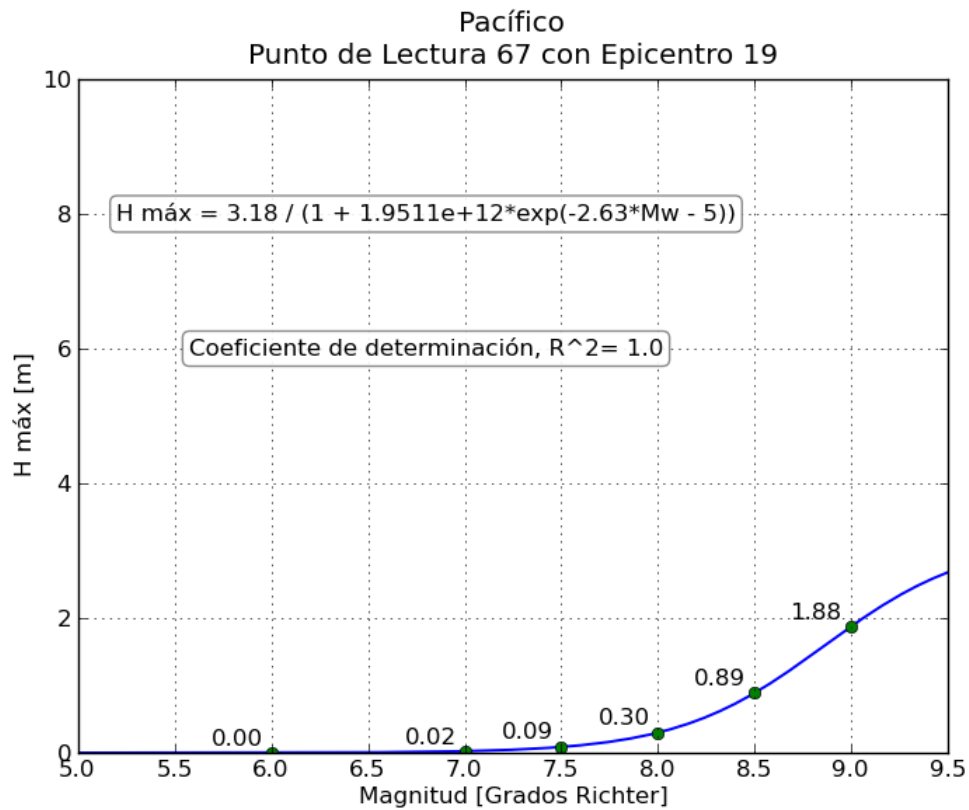
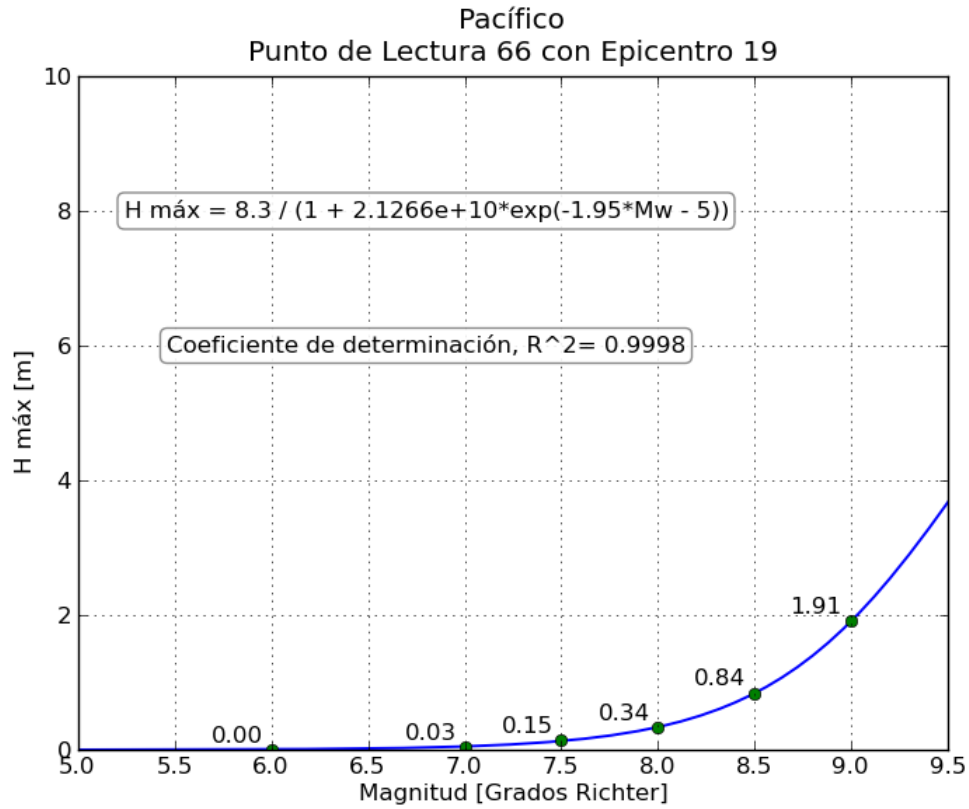
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

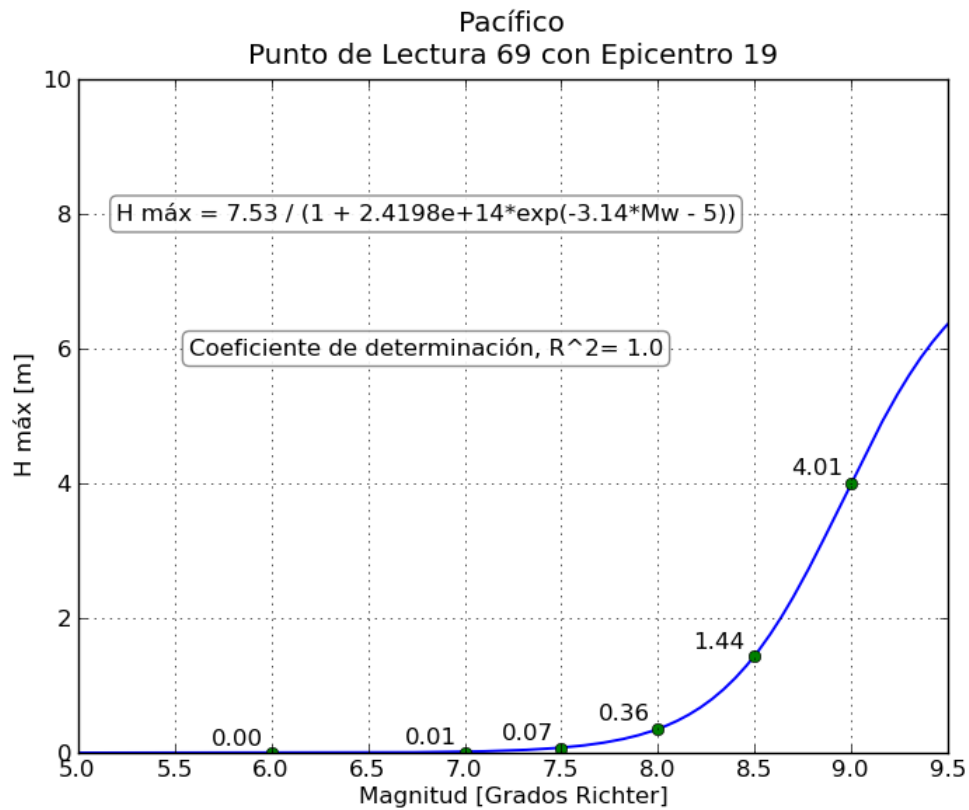
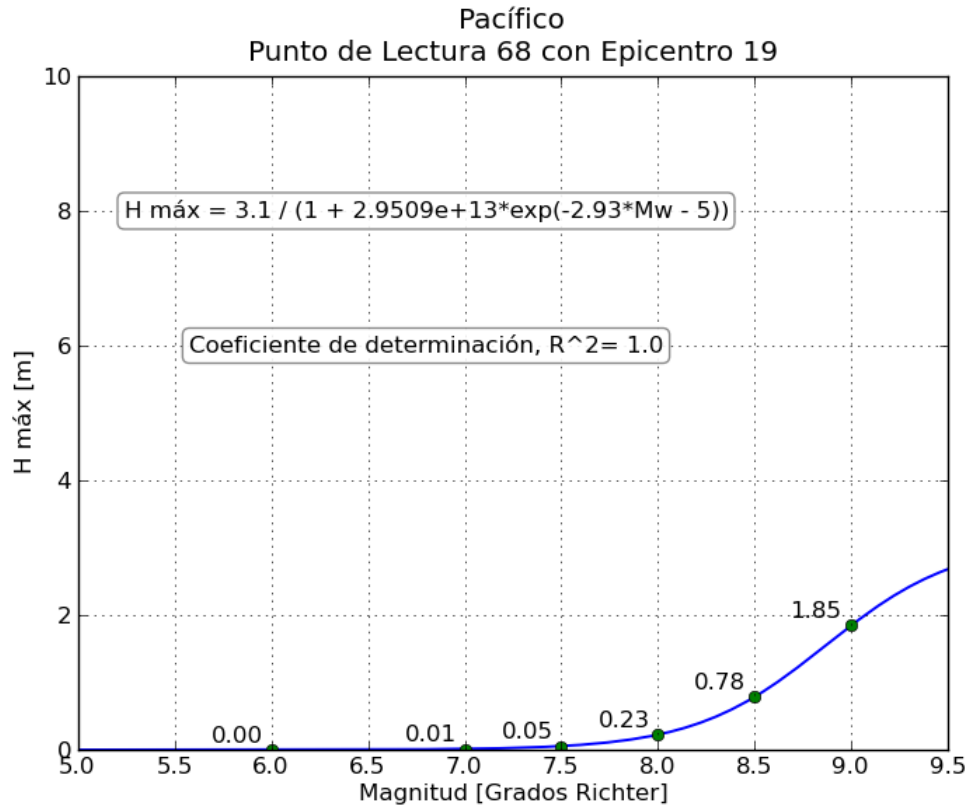


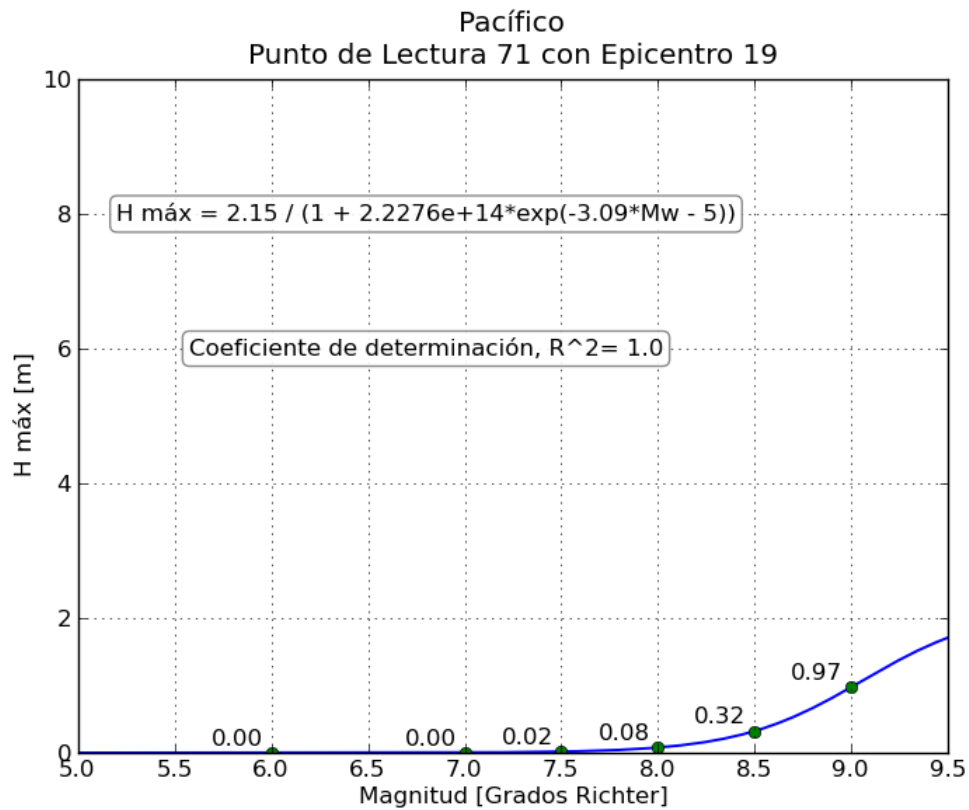
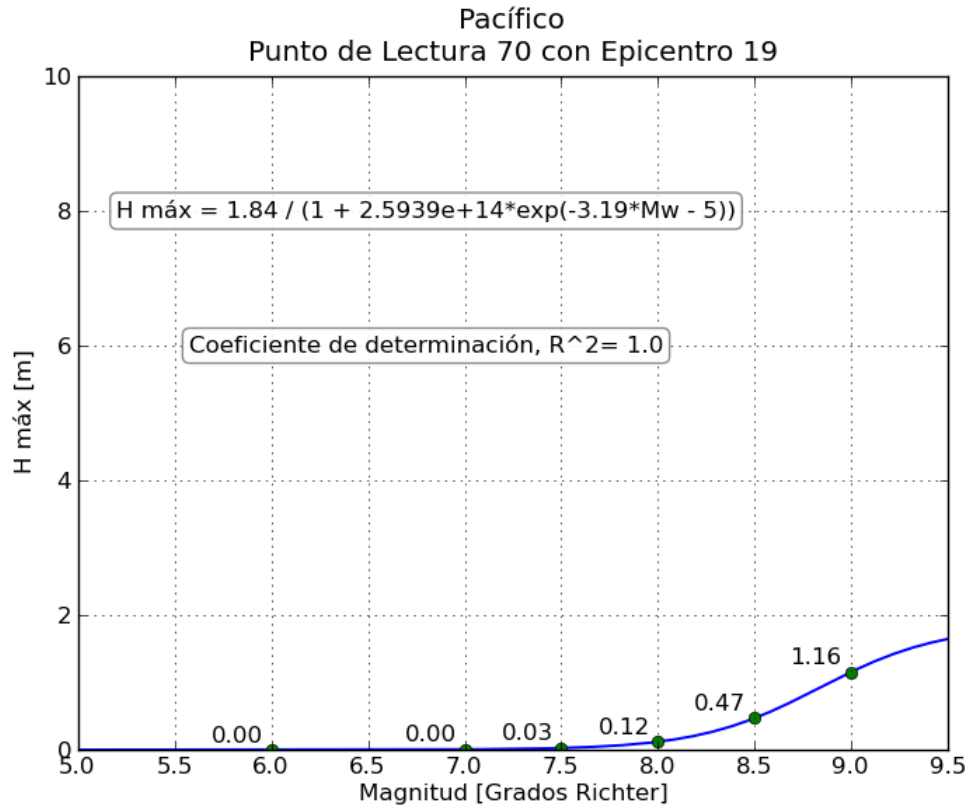


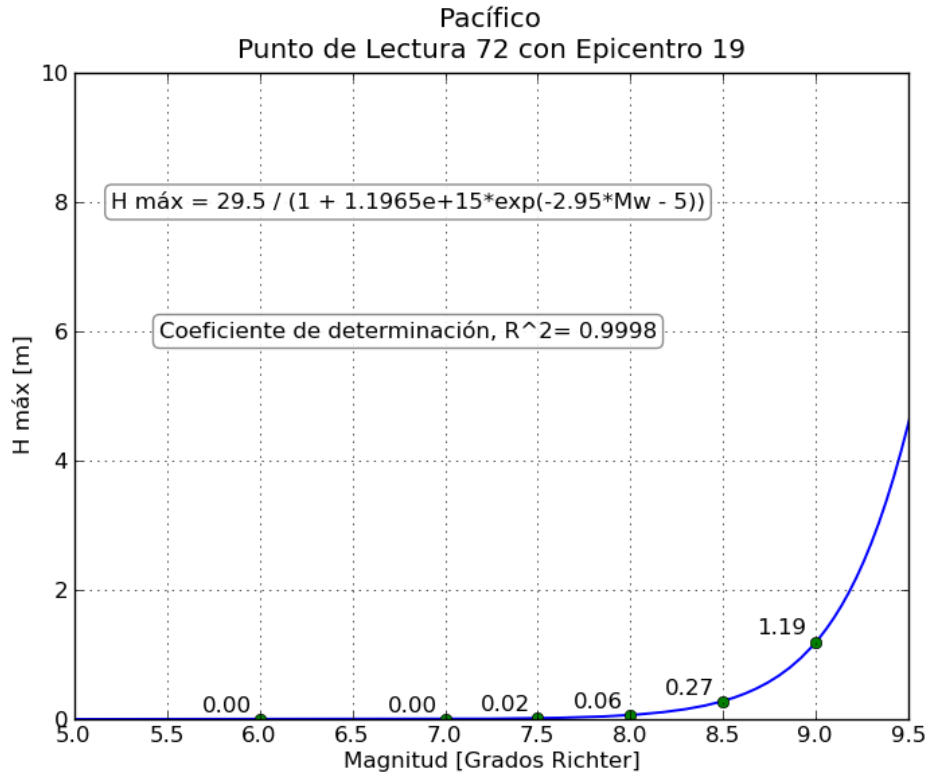






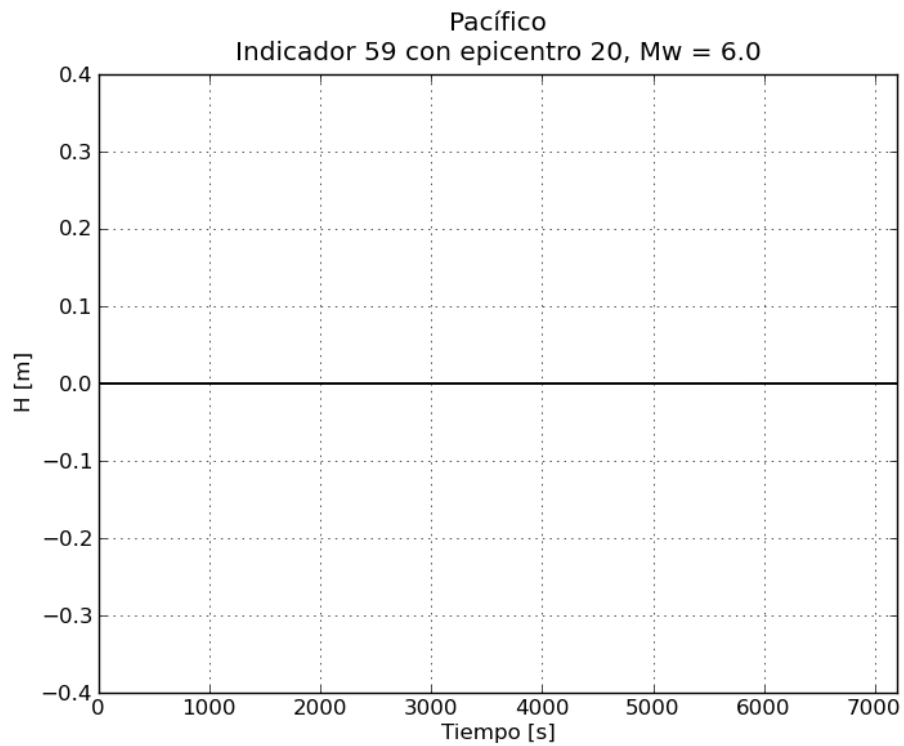
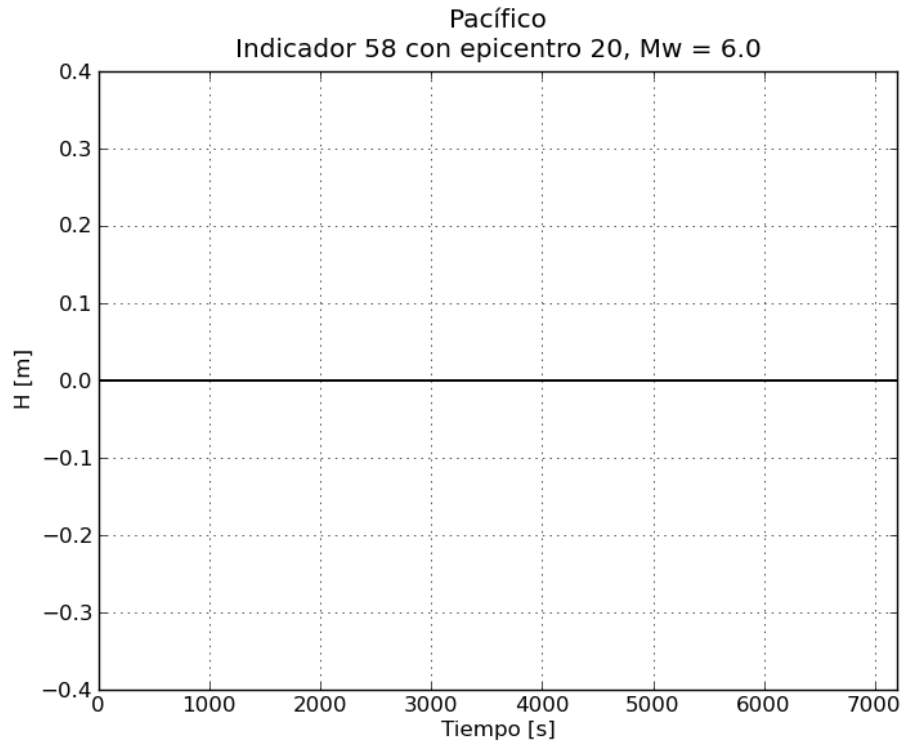


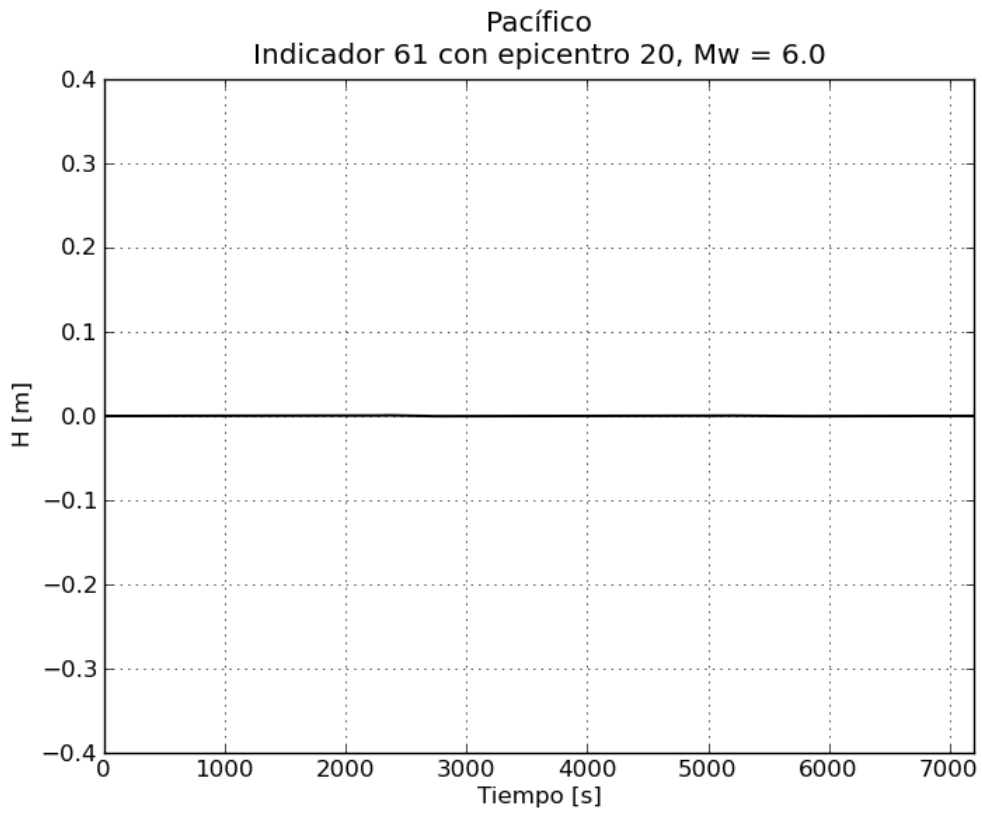
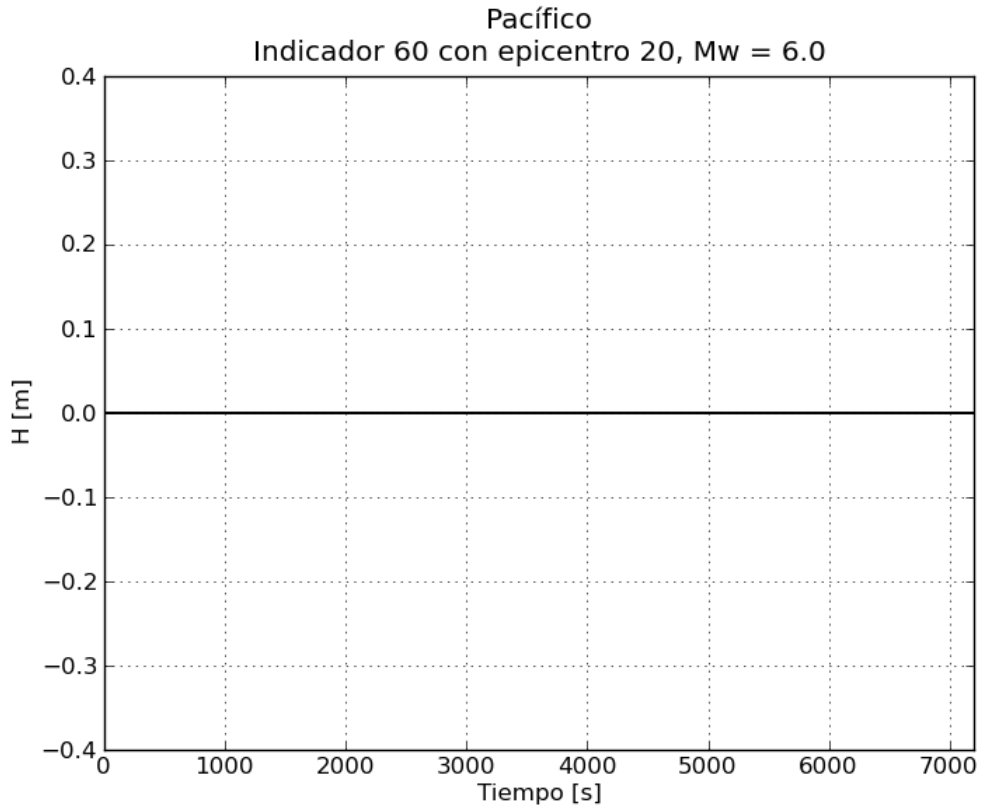


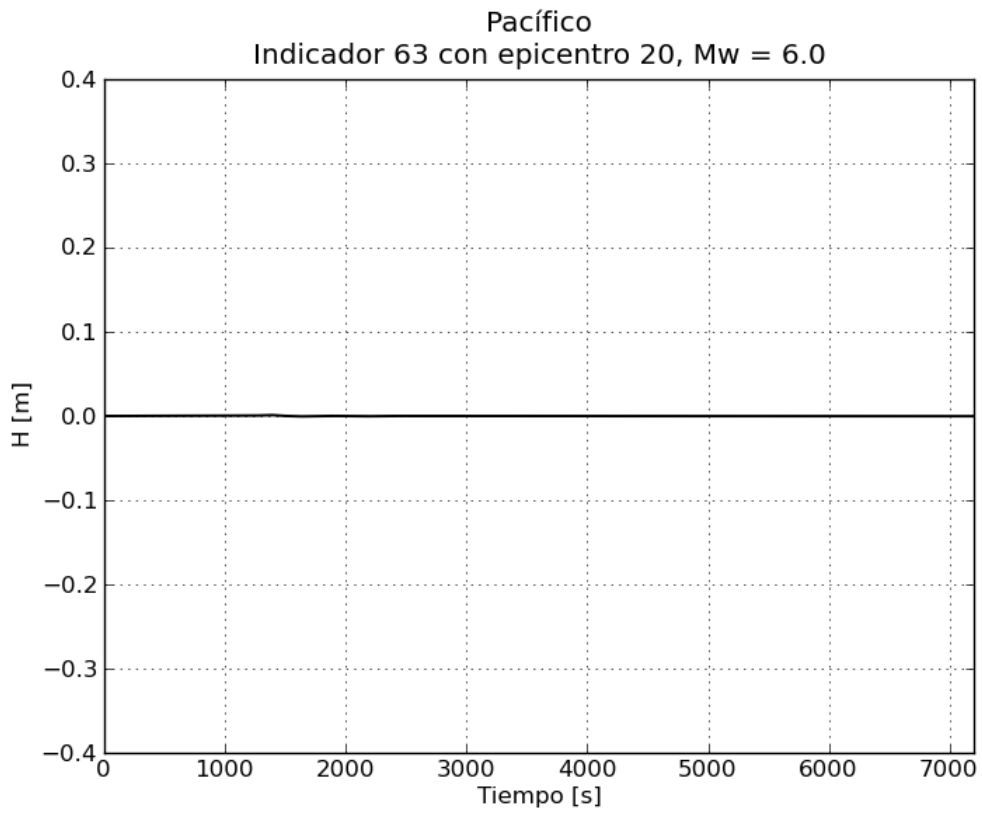
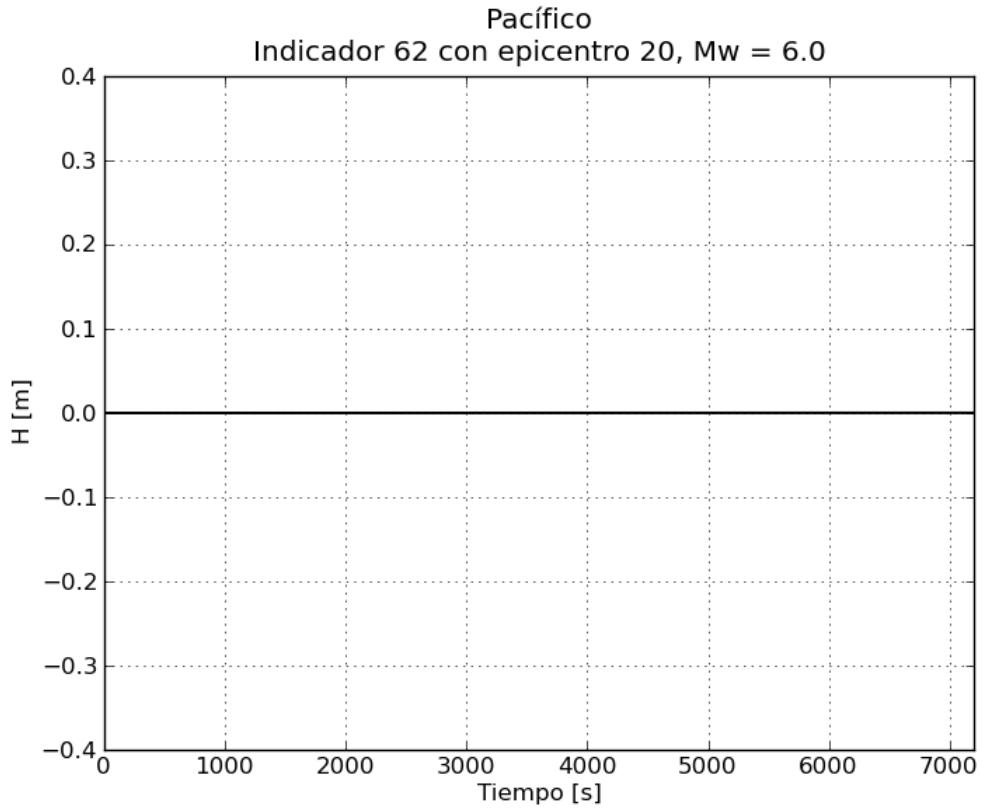


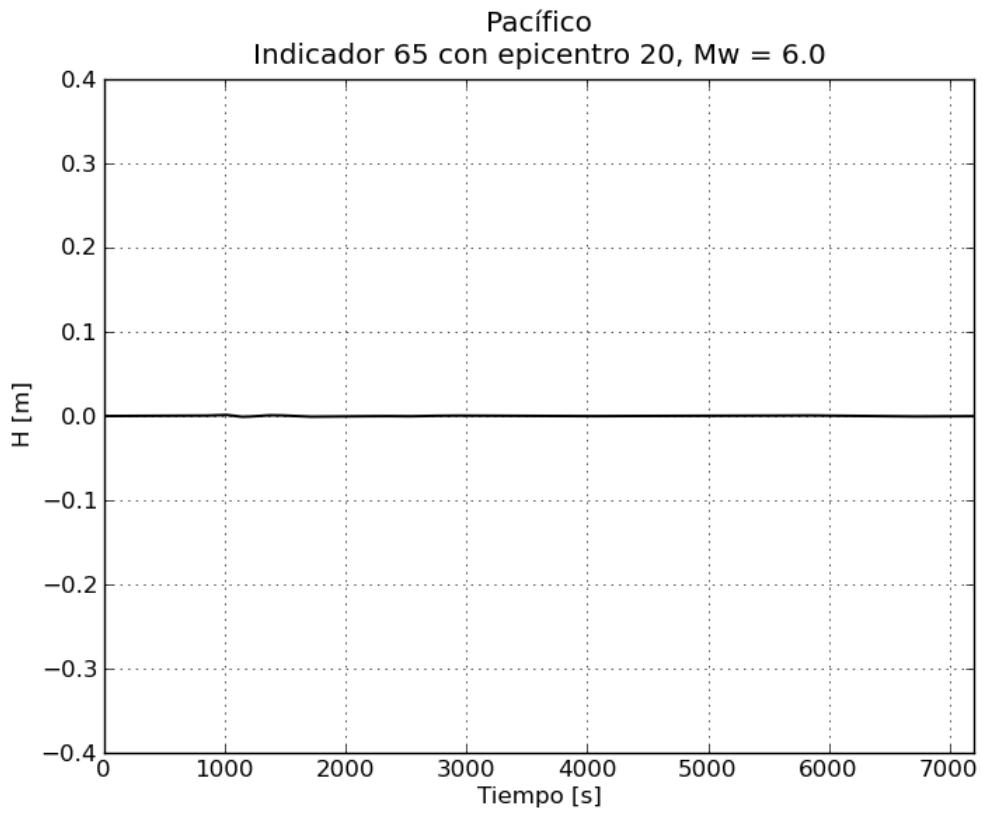
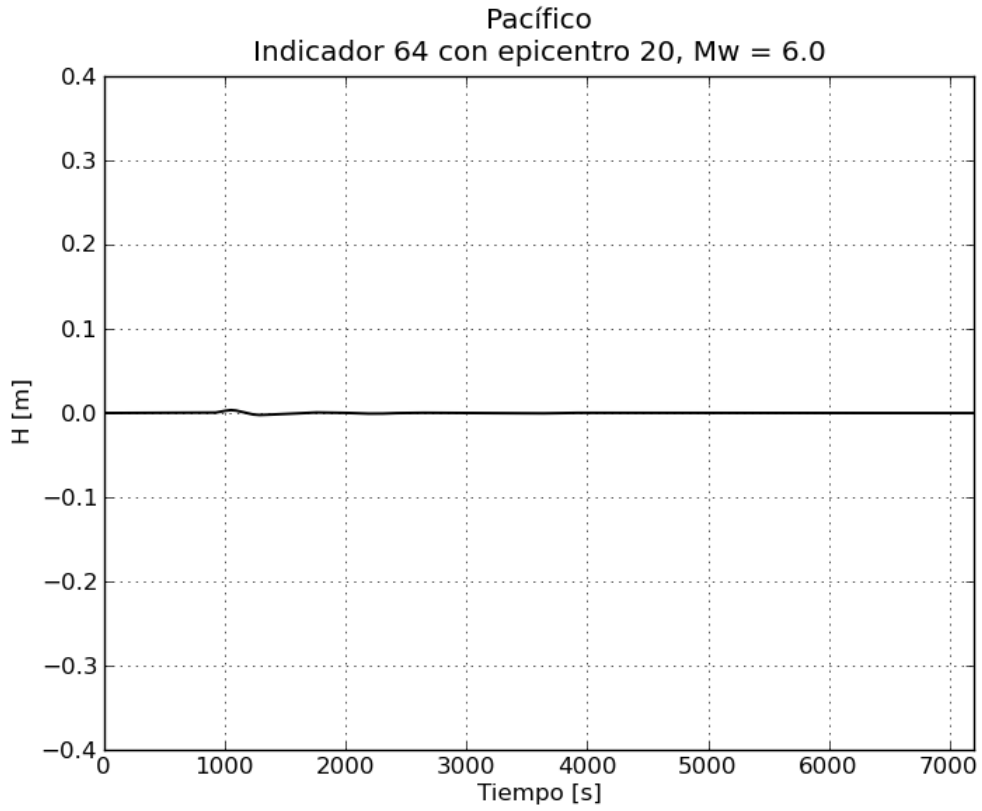
5. Epicentro 20 del Pacífico

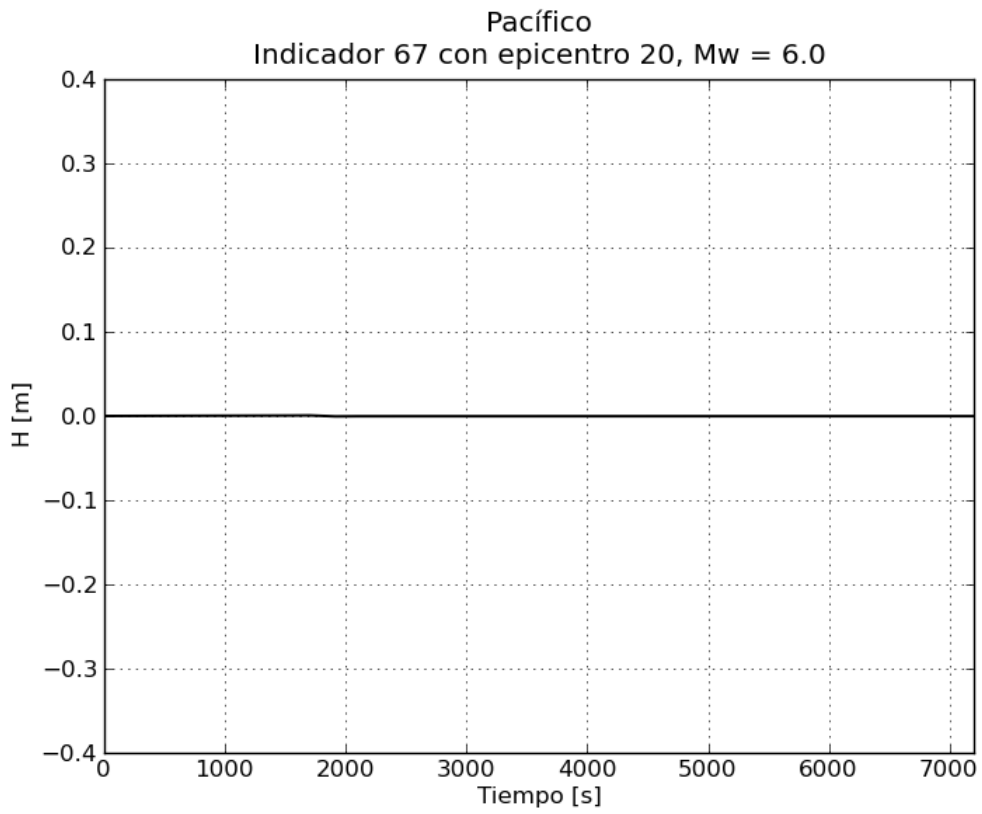
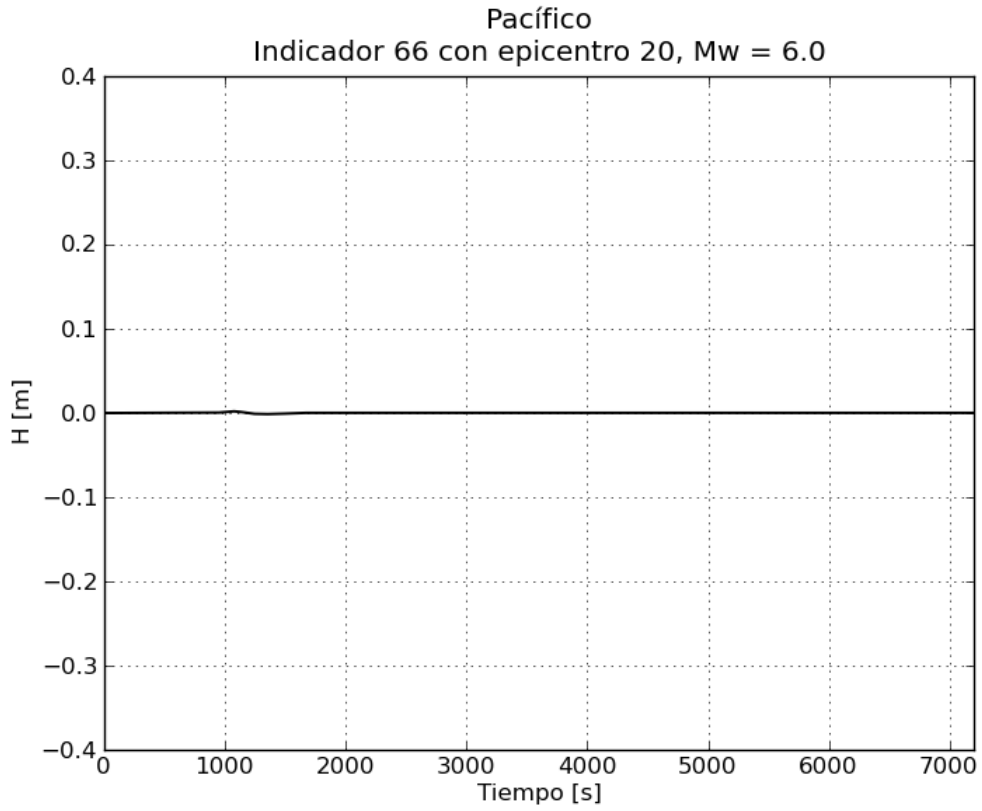
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

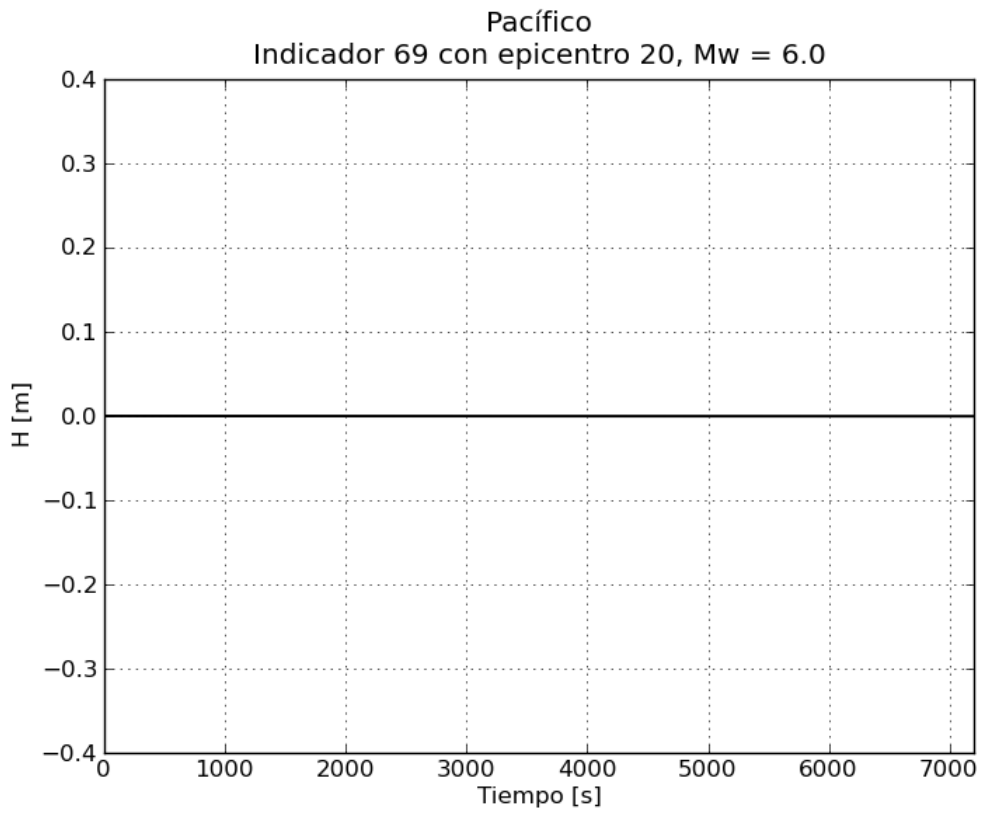
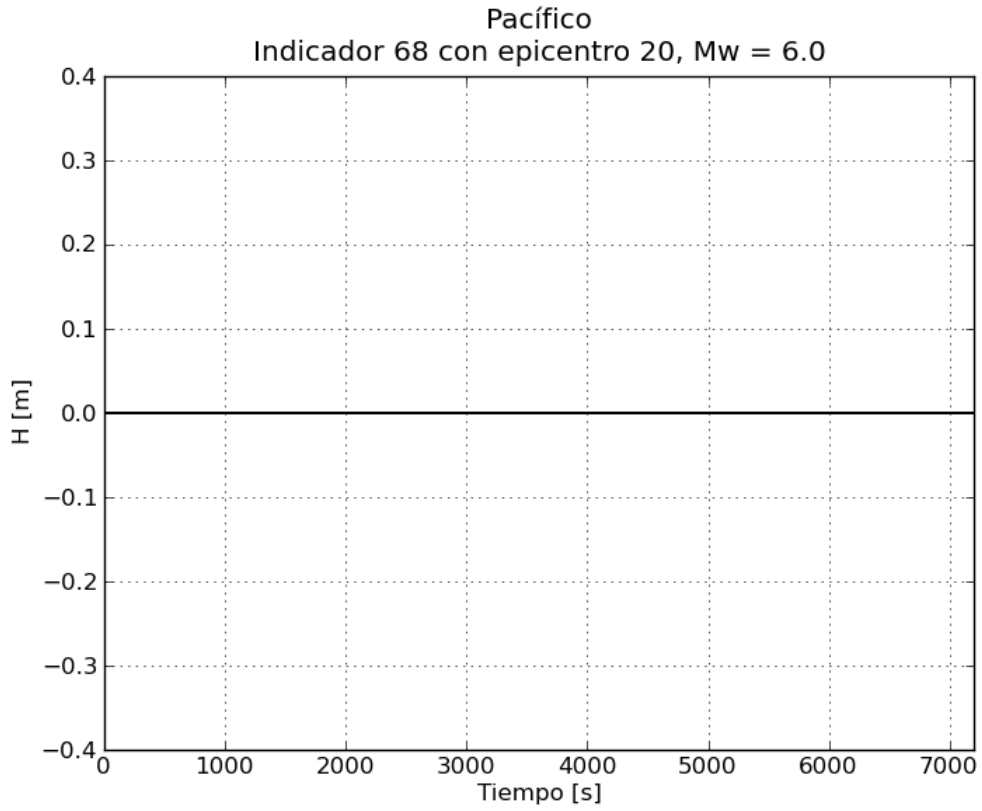


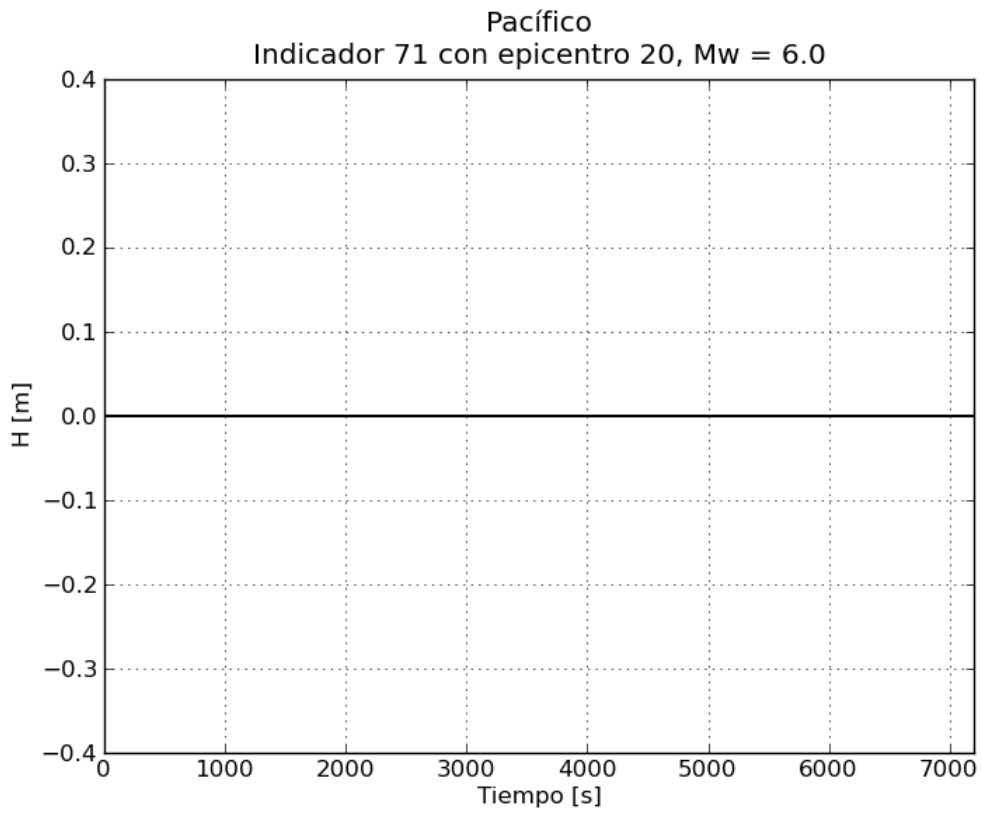
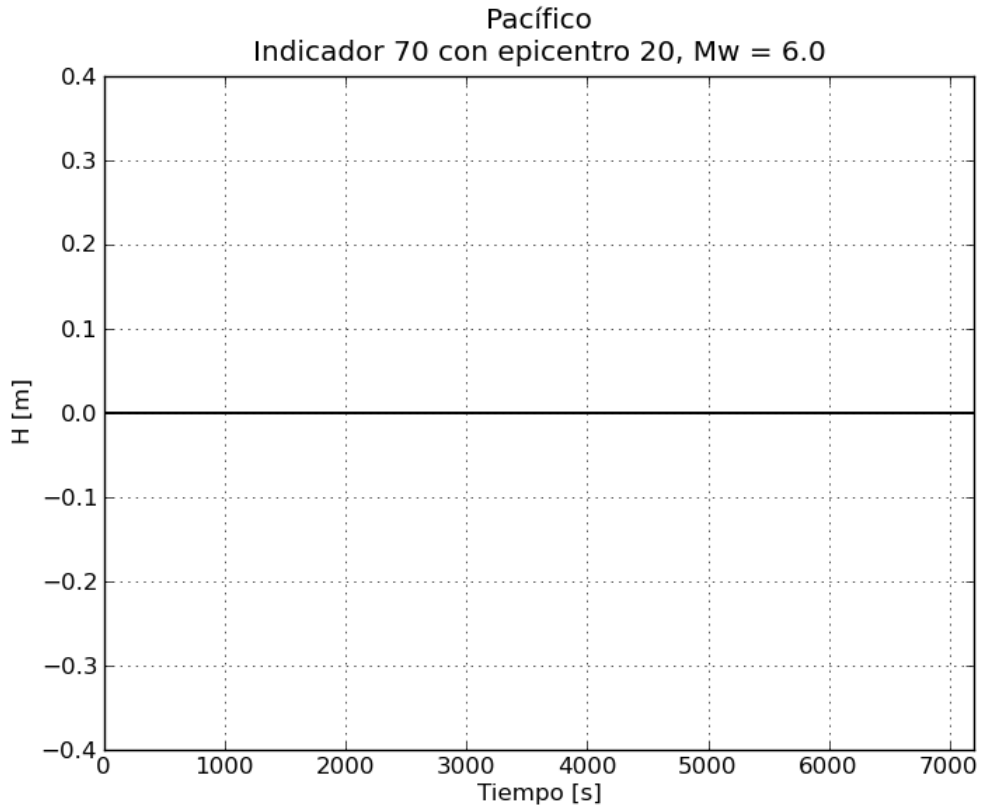


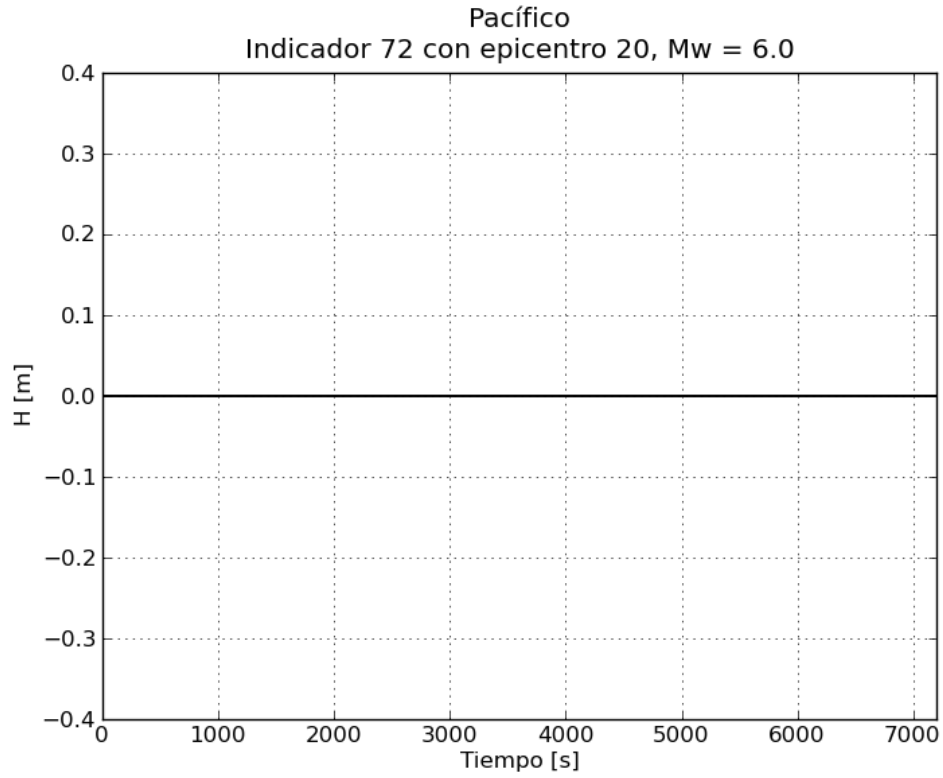




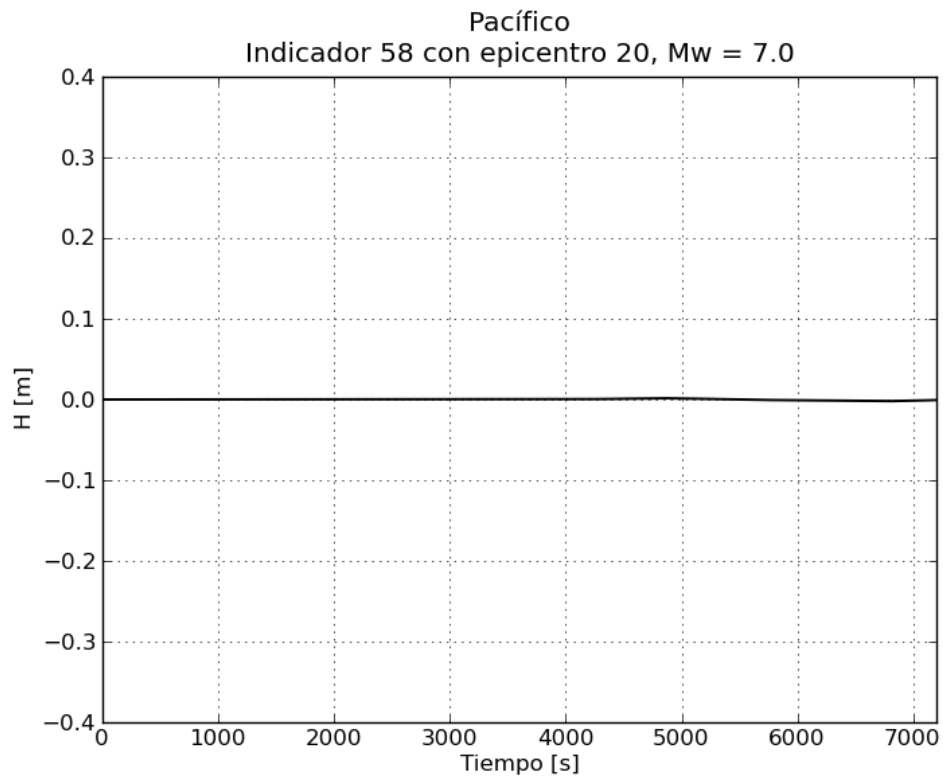


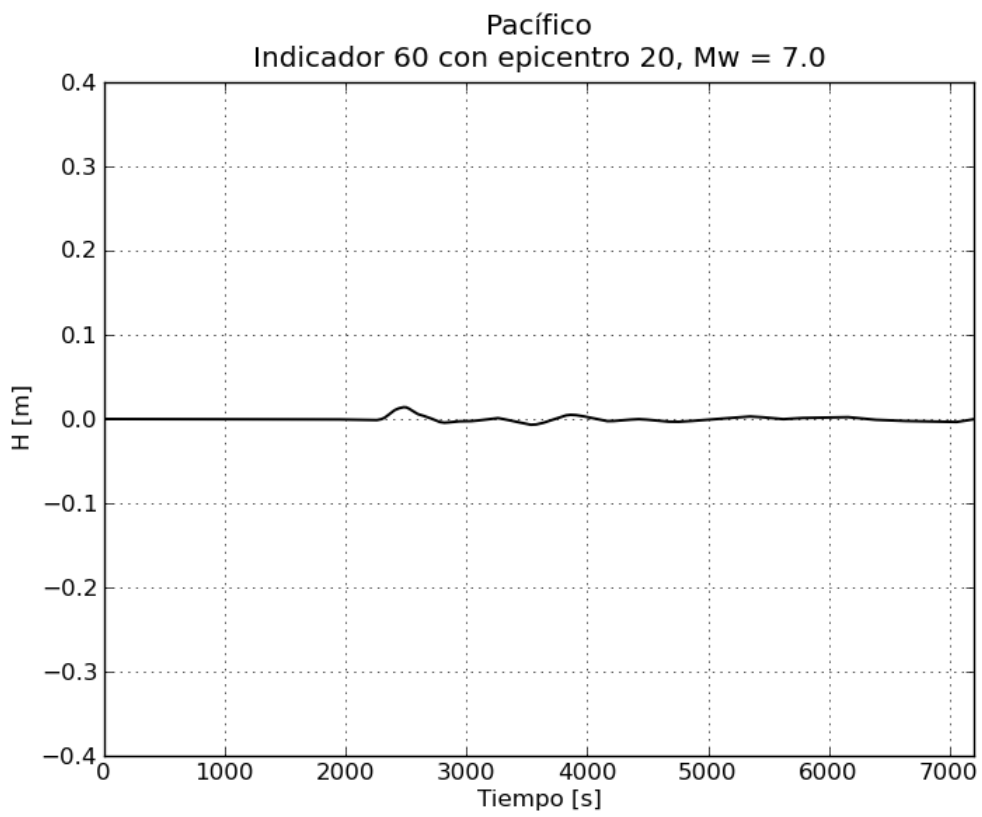
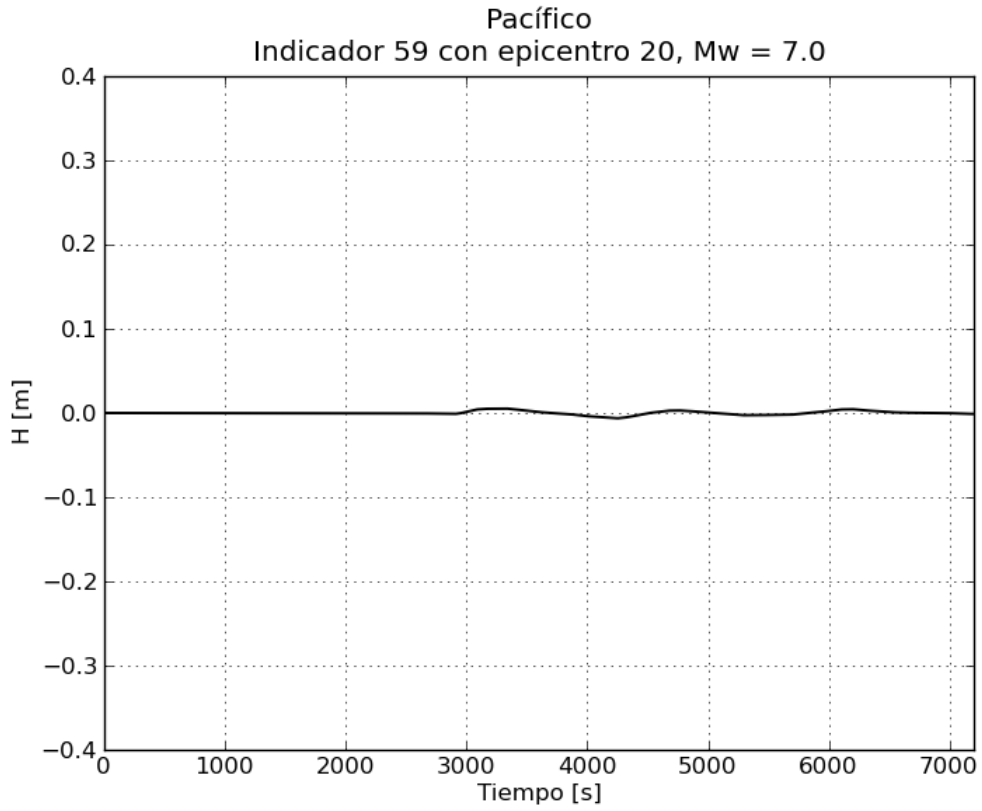


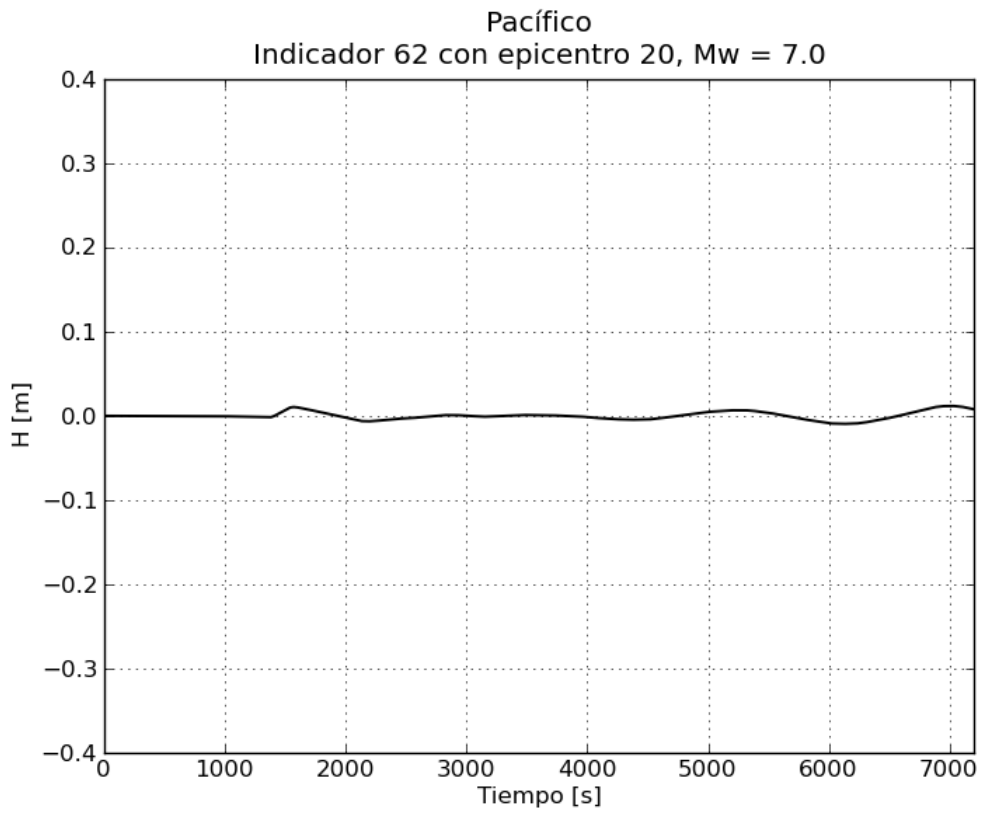
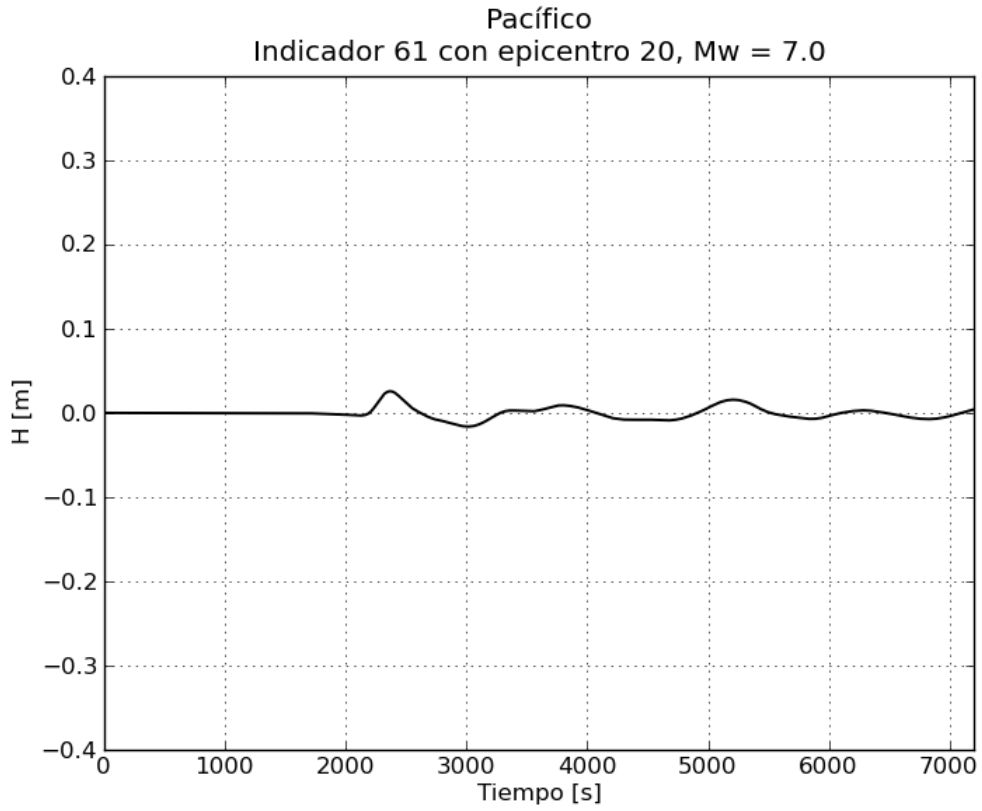


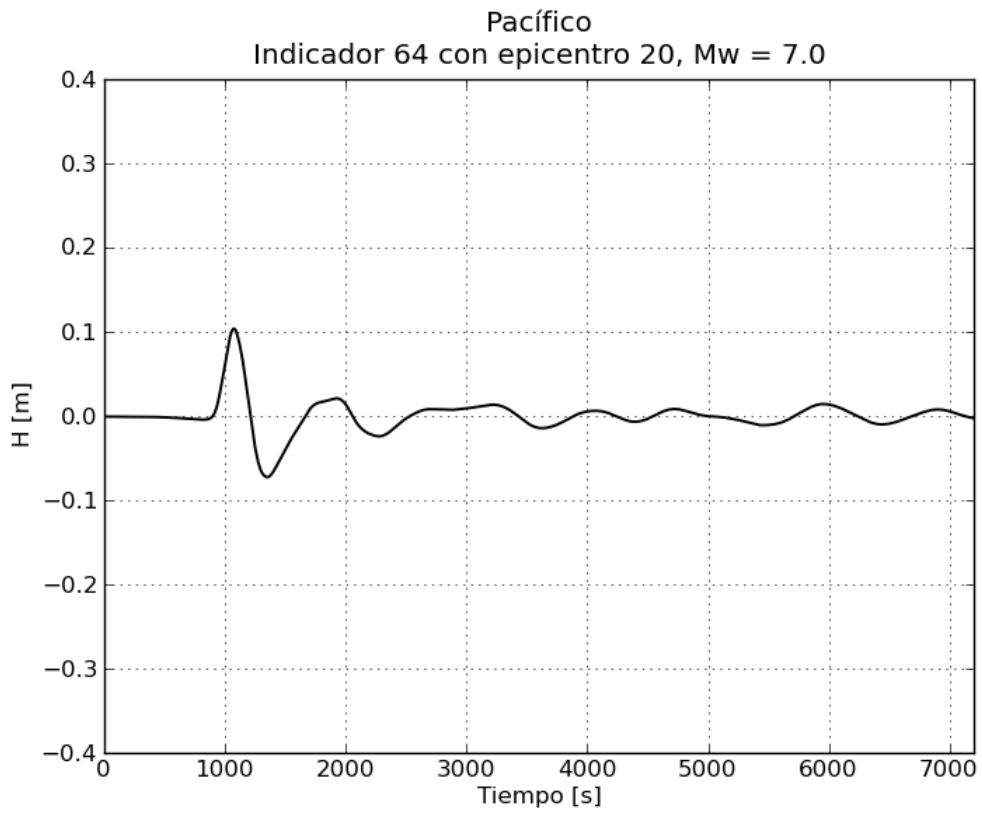
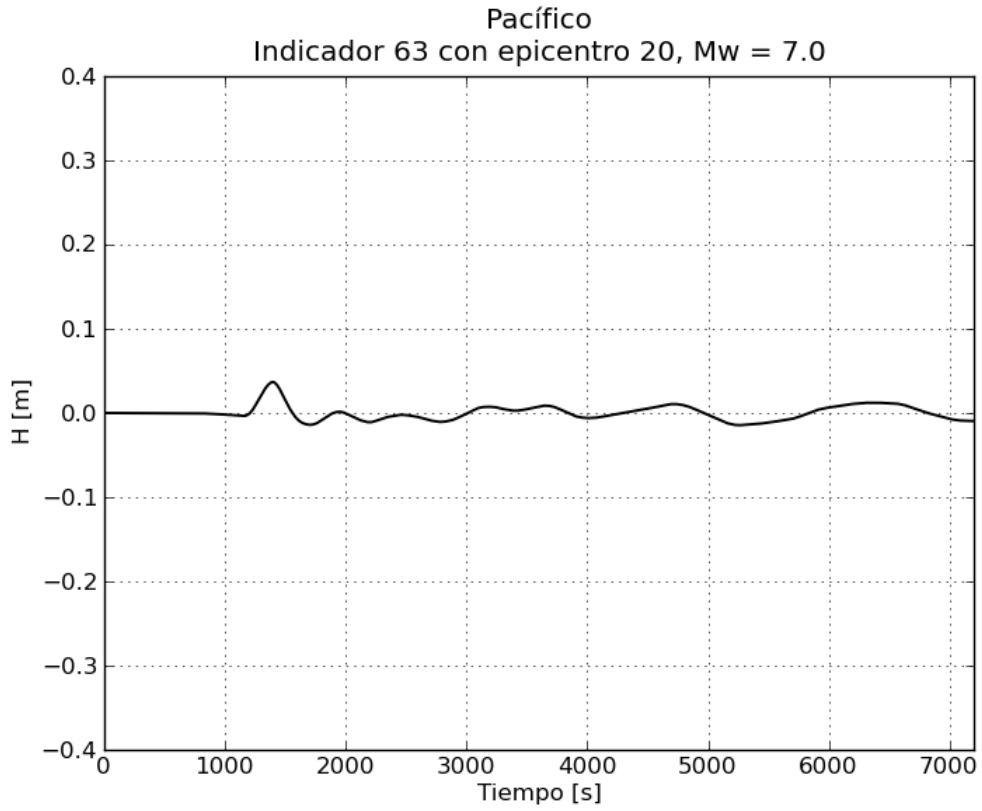


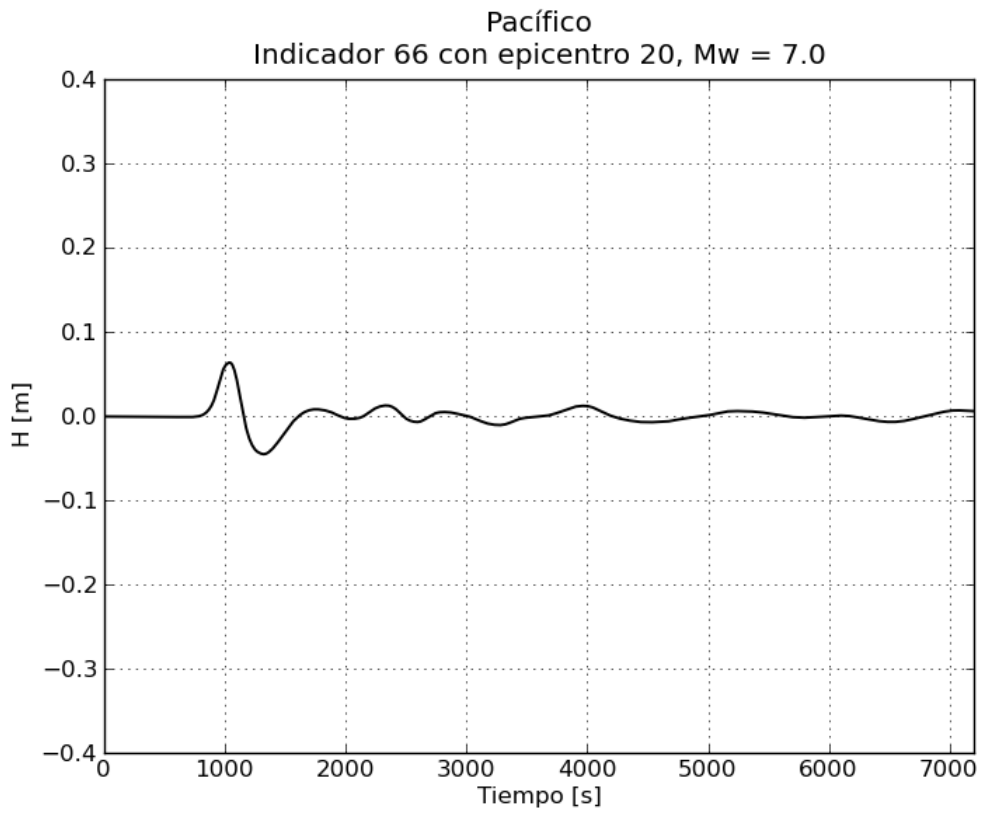
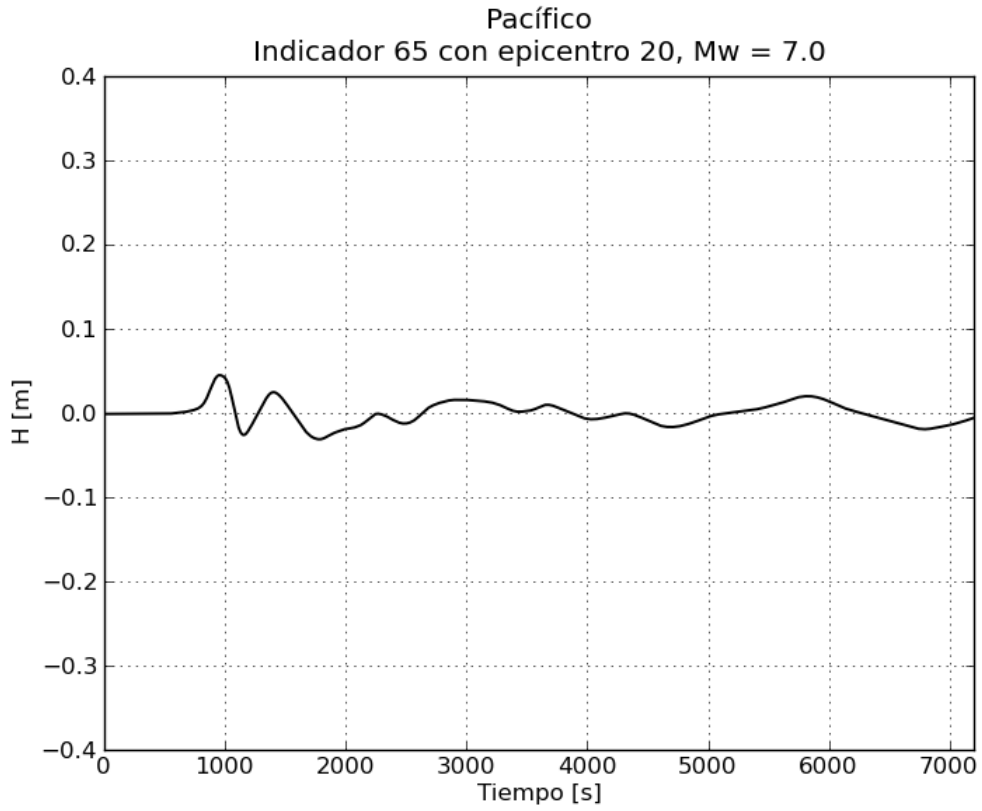
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

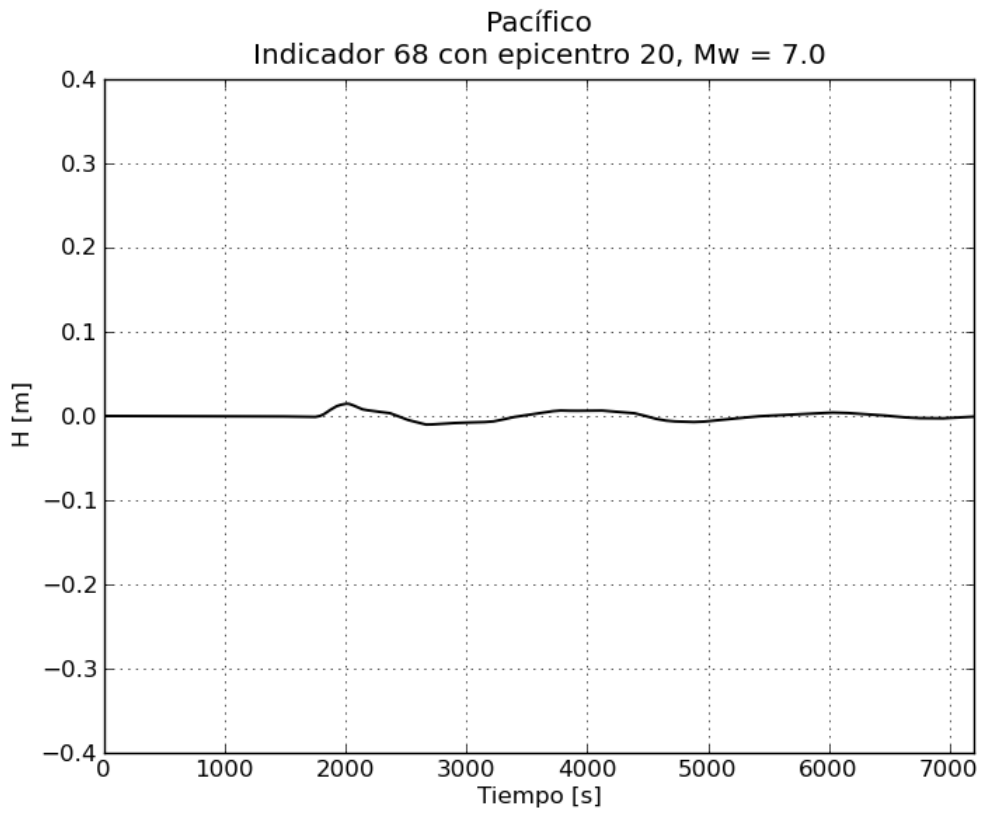
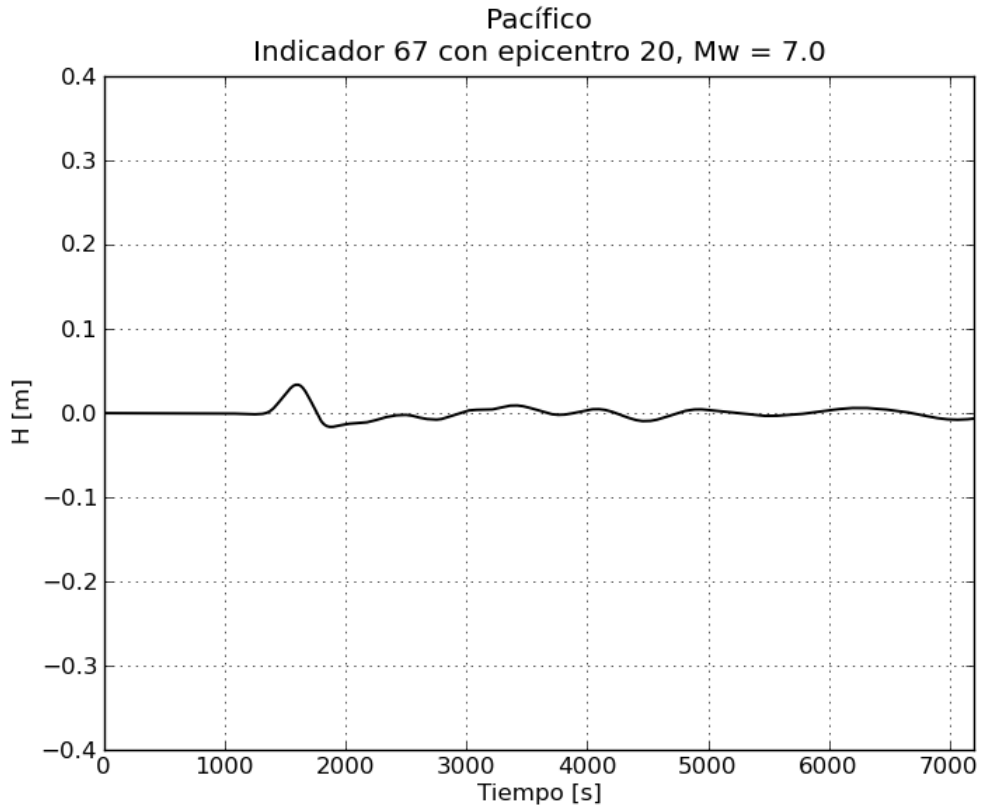


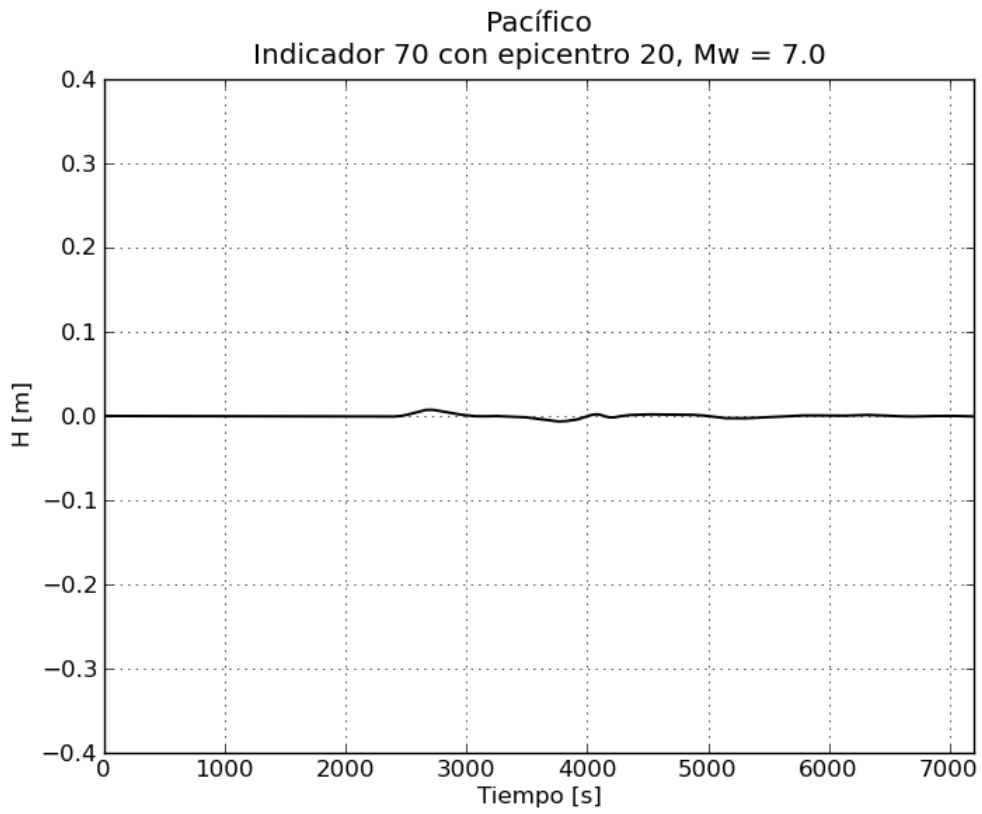
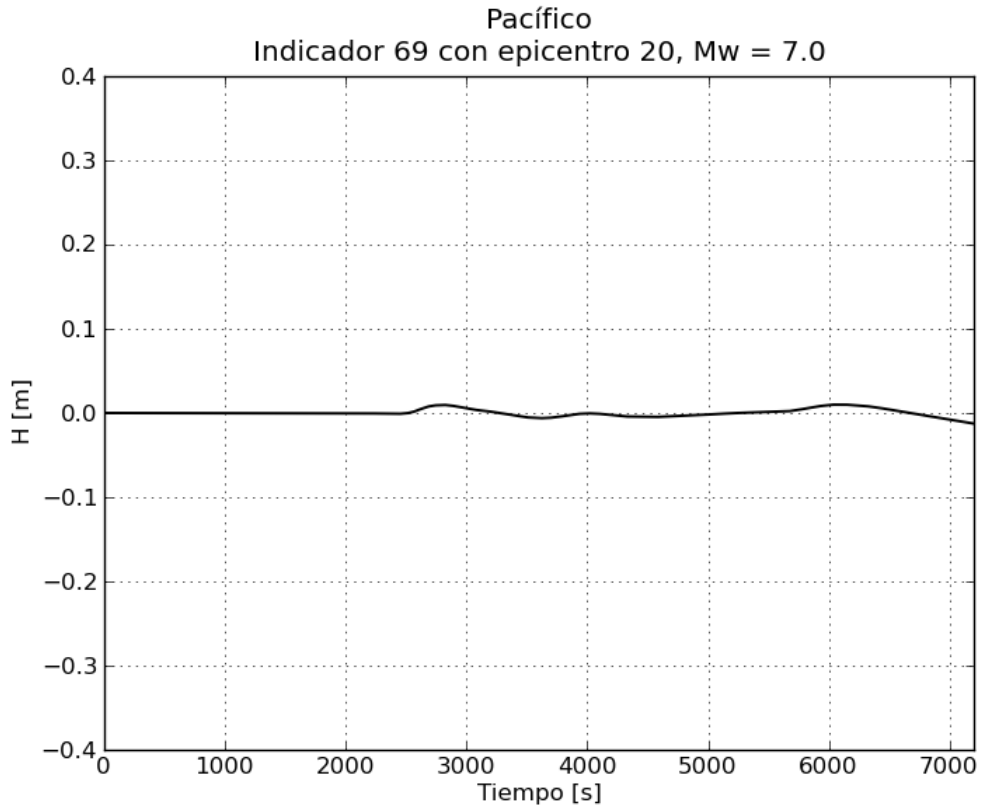


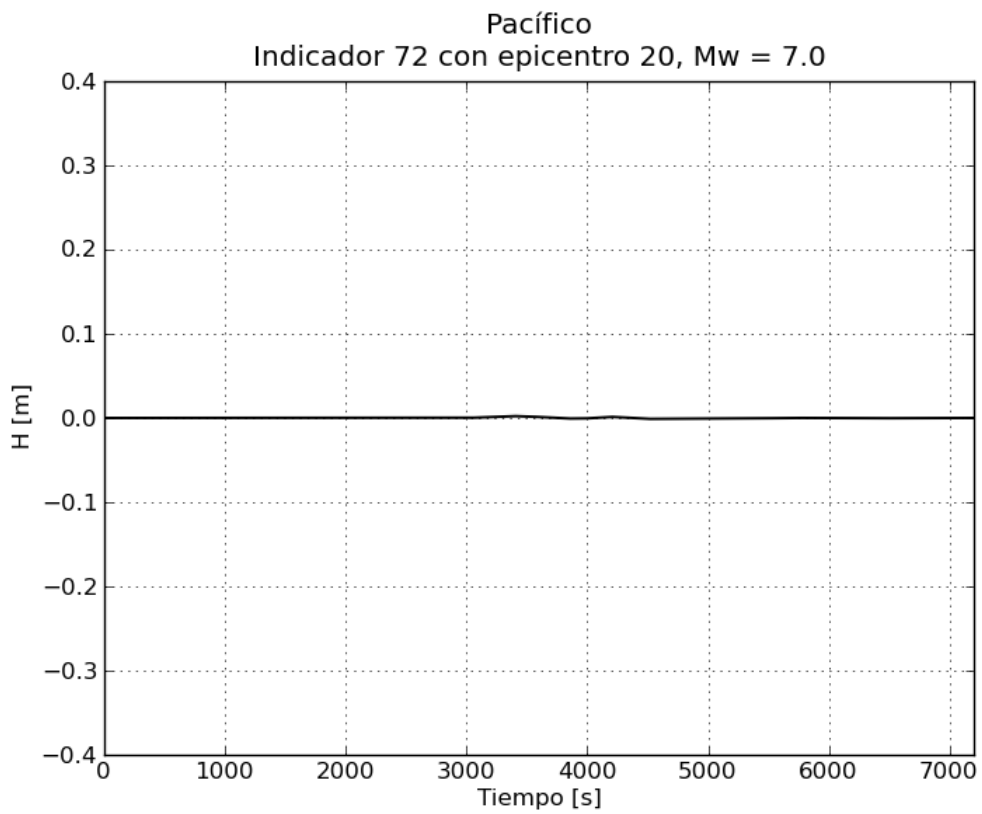
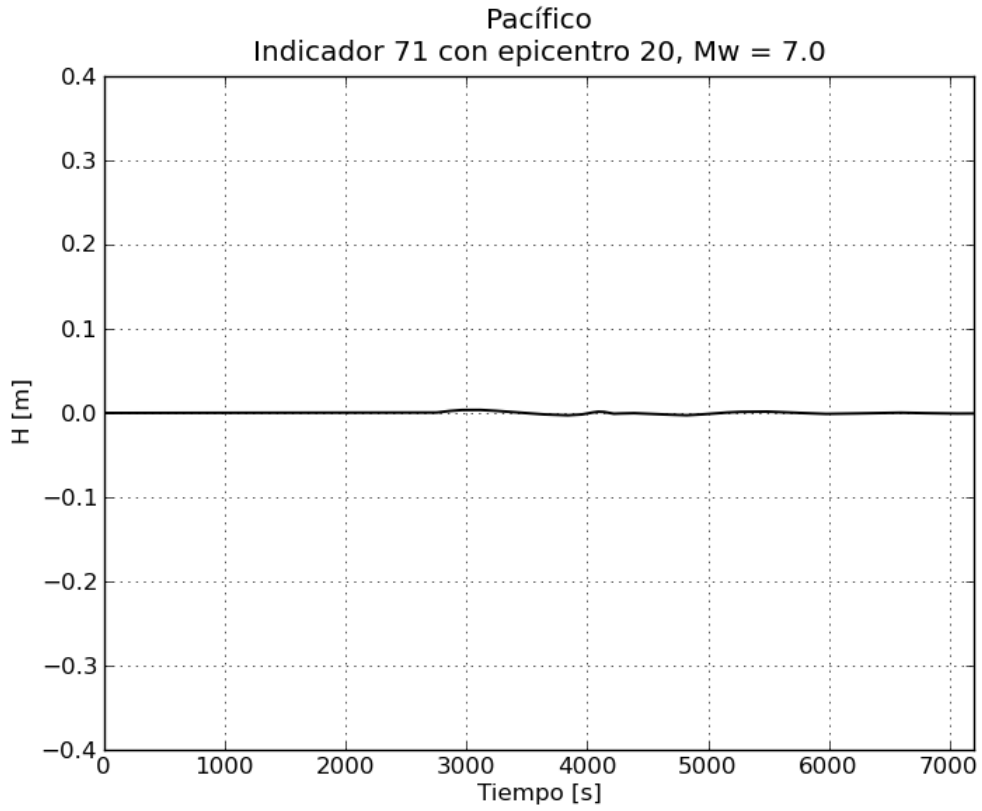




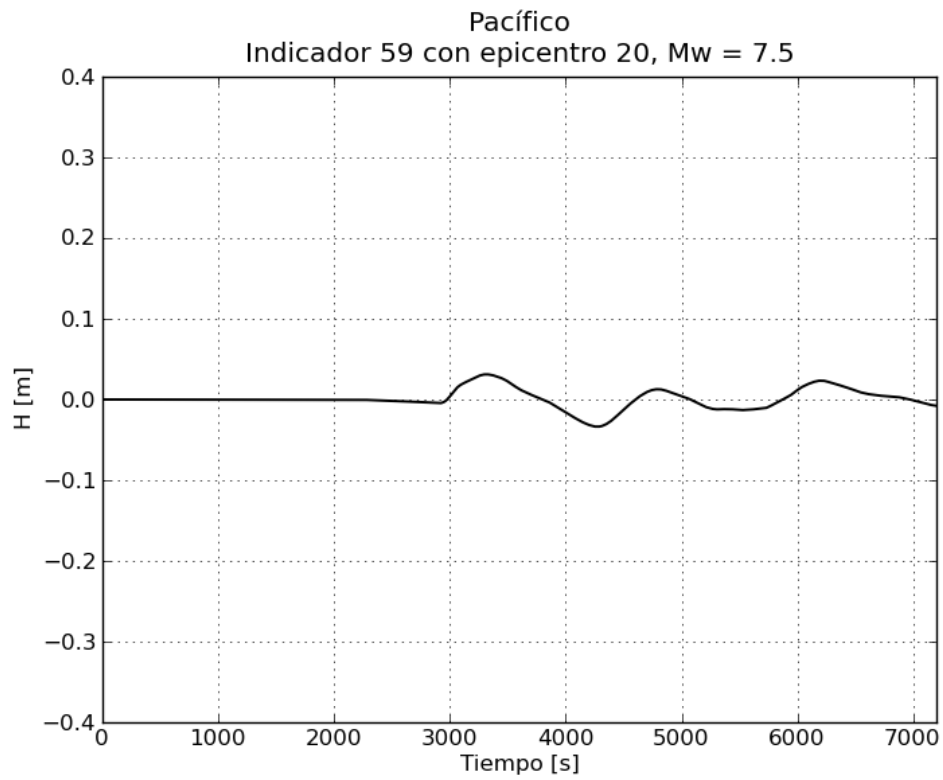
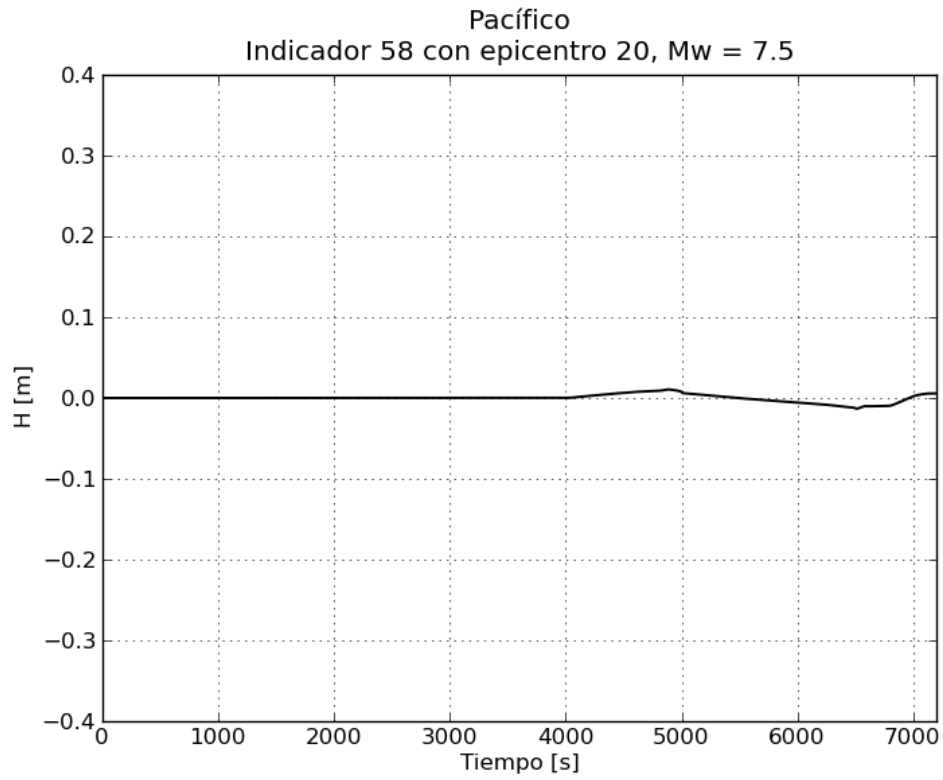


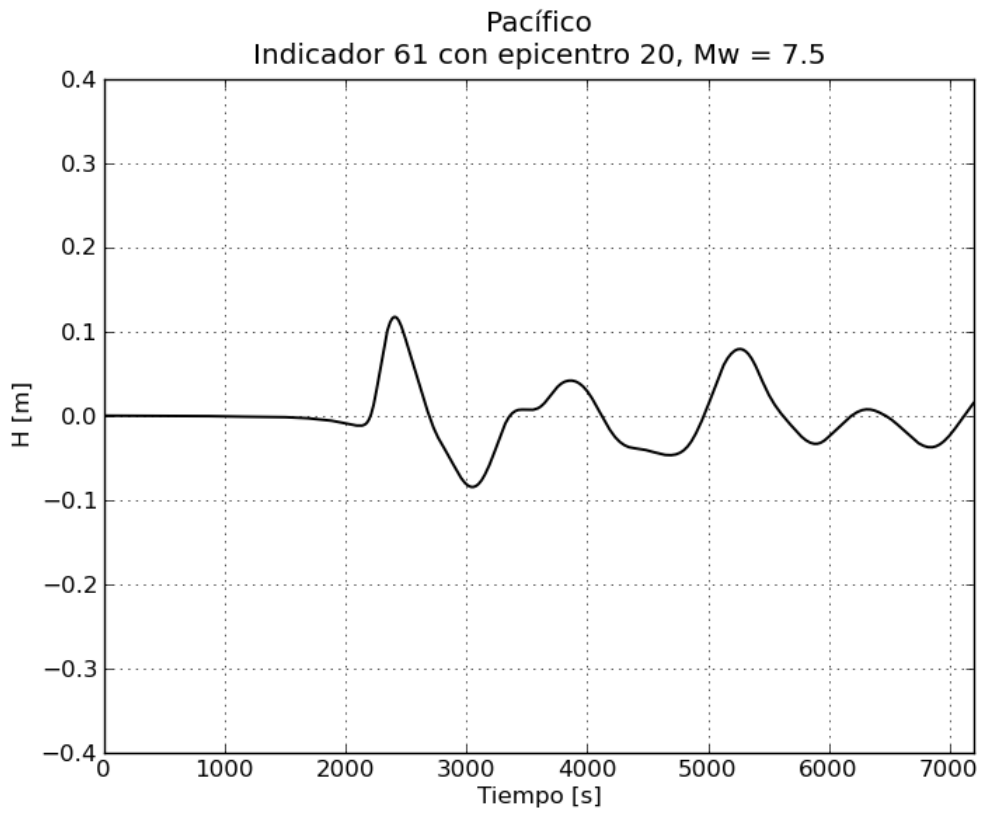
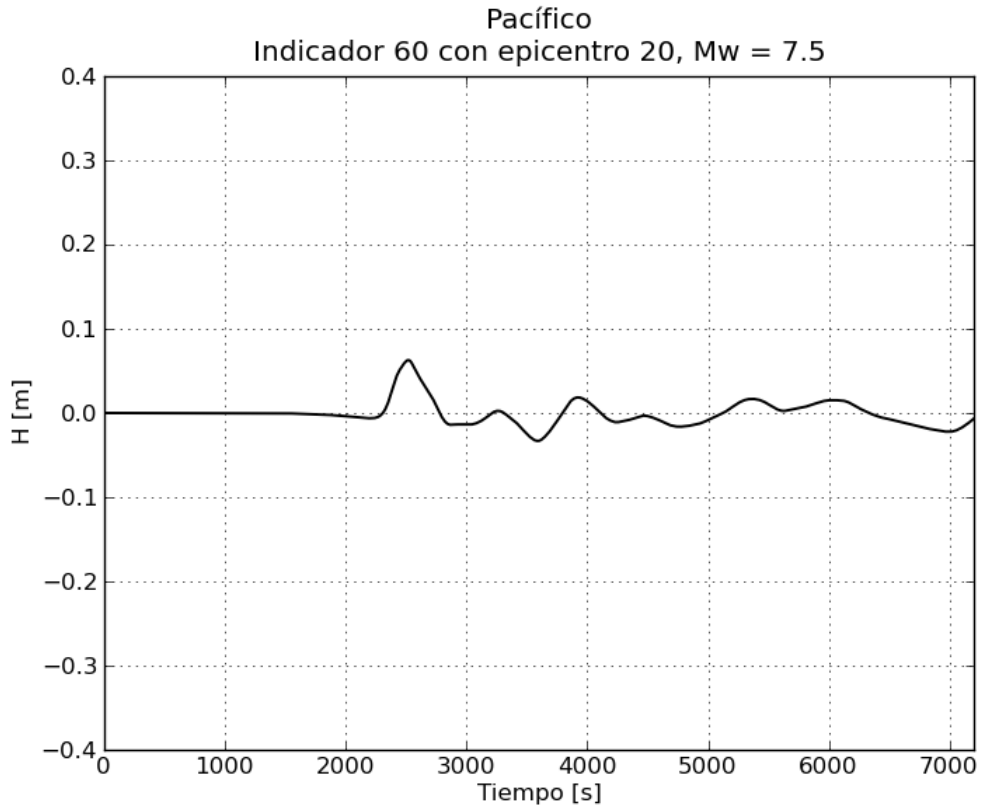


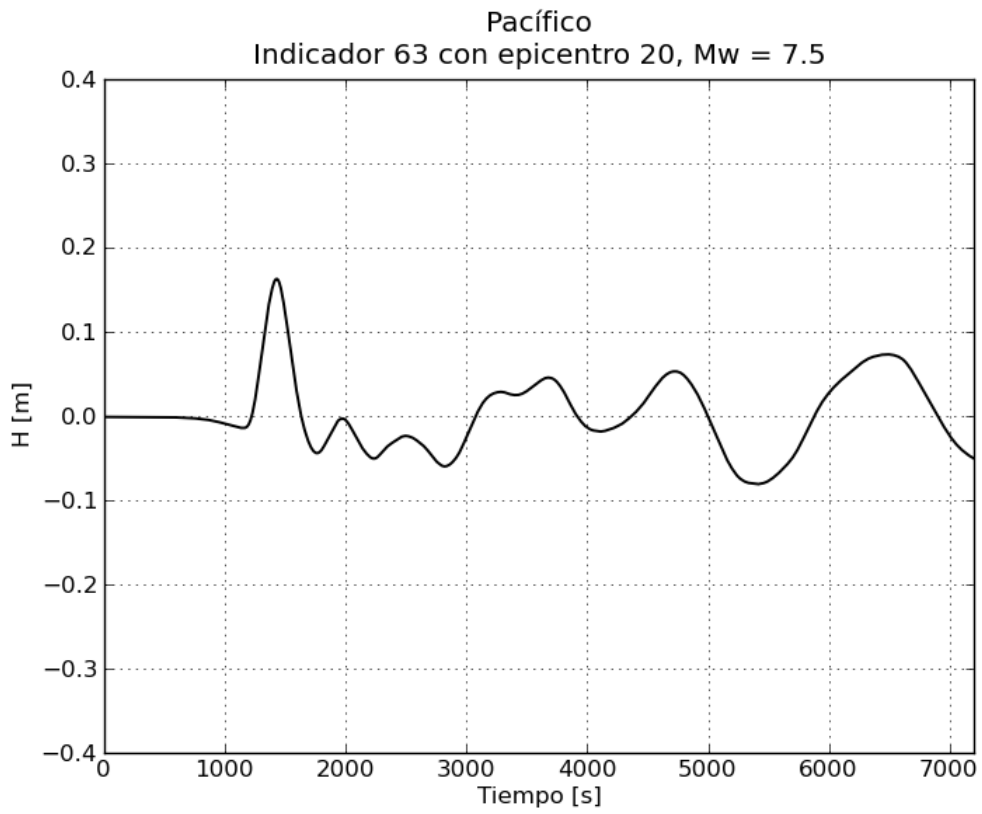
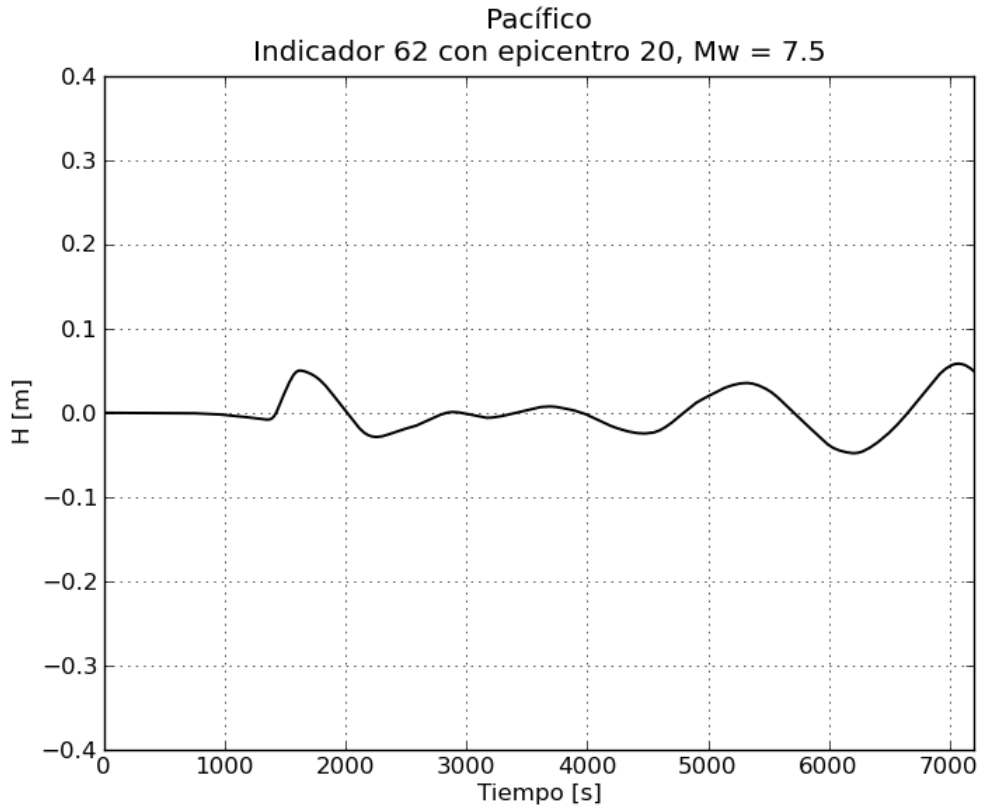


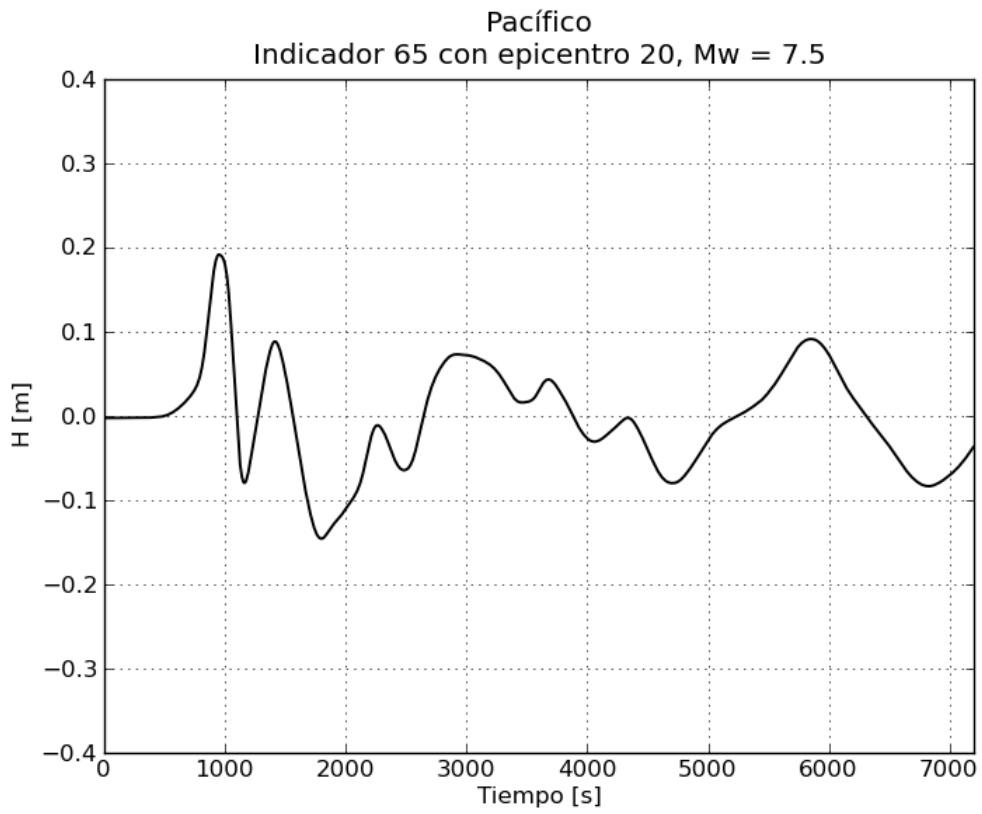
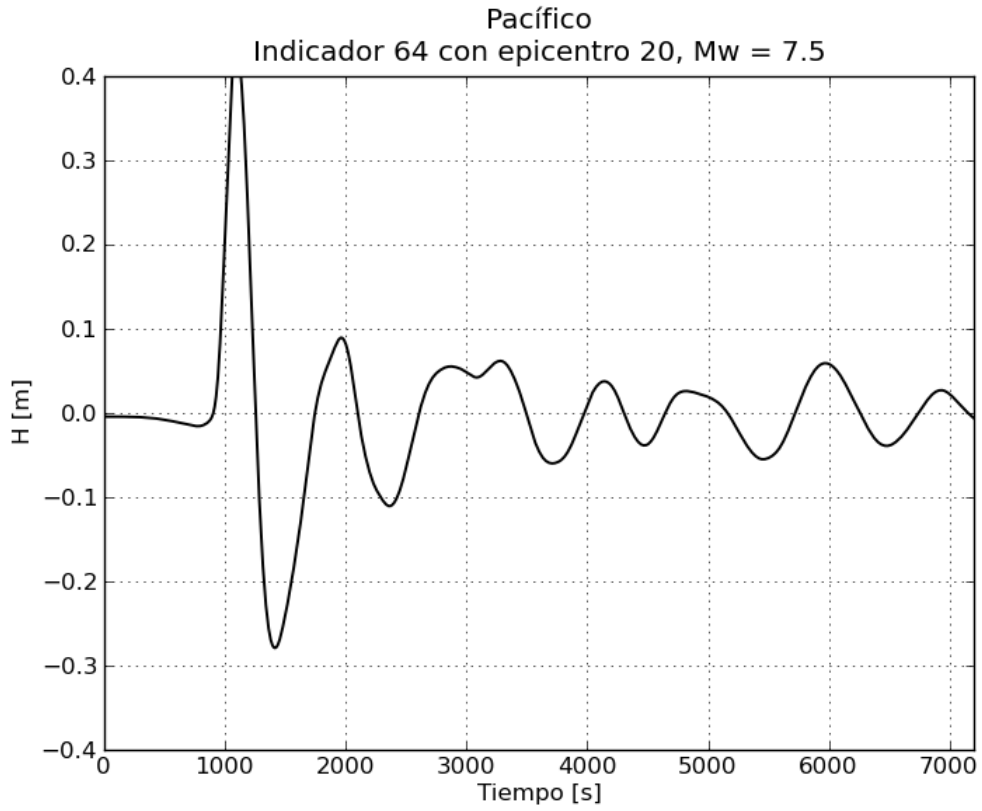


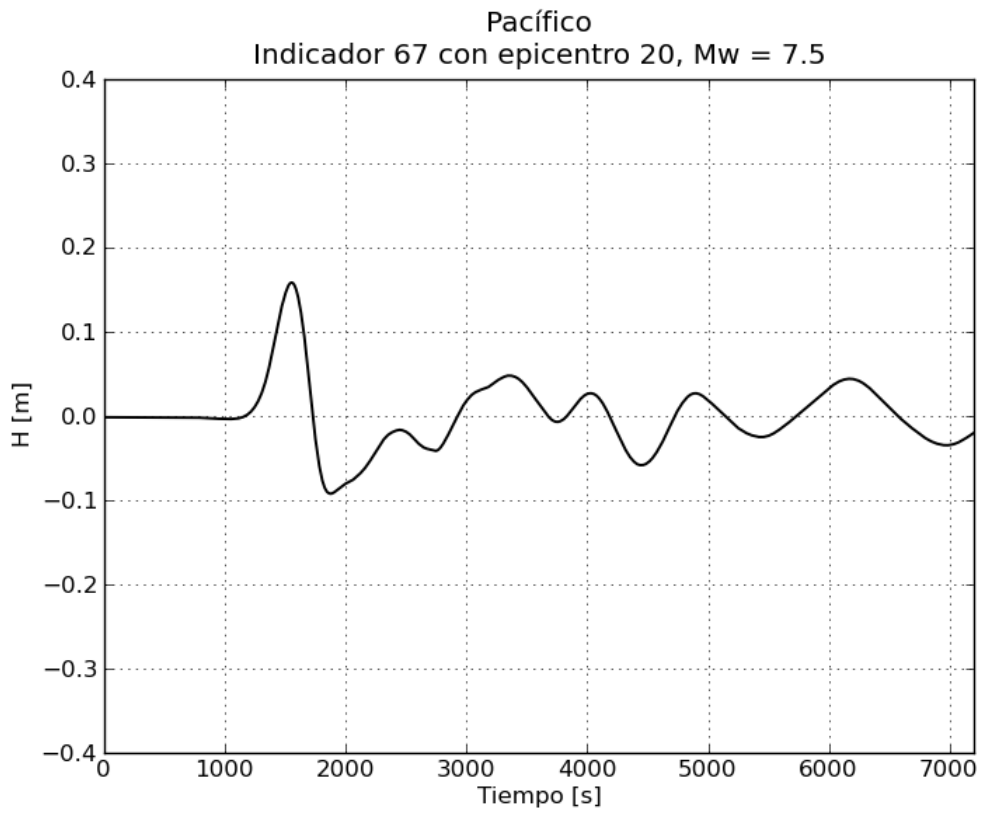
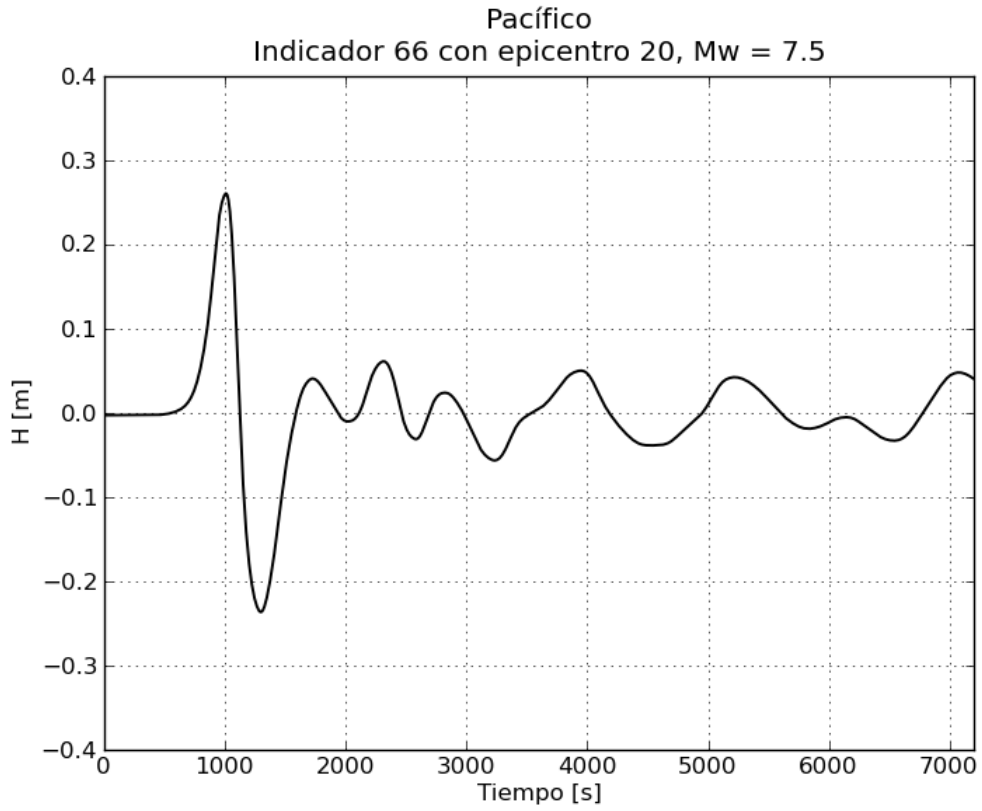
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

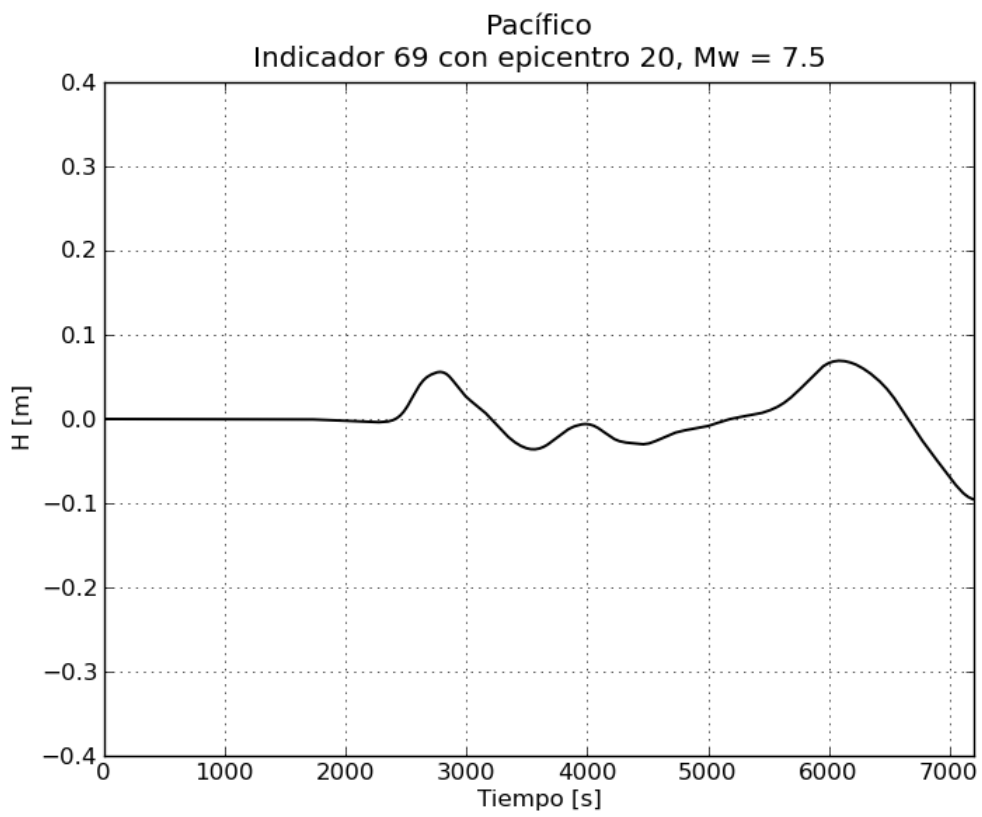
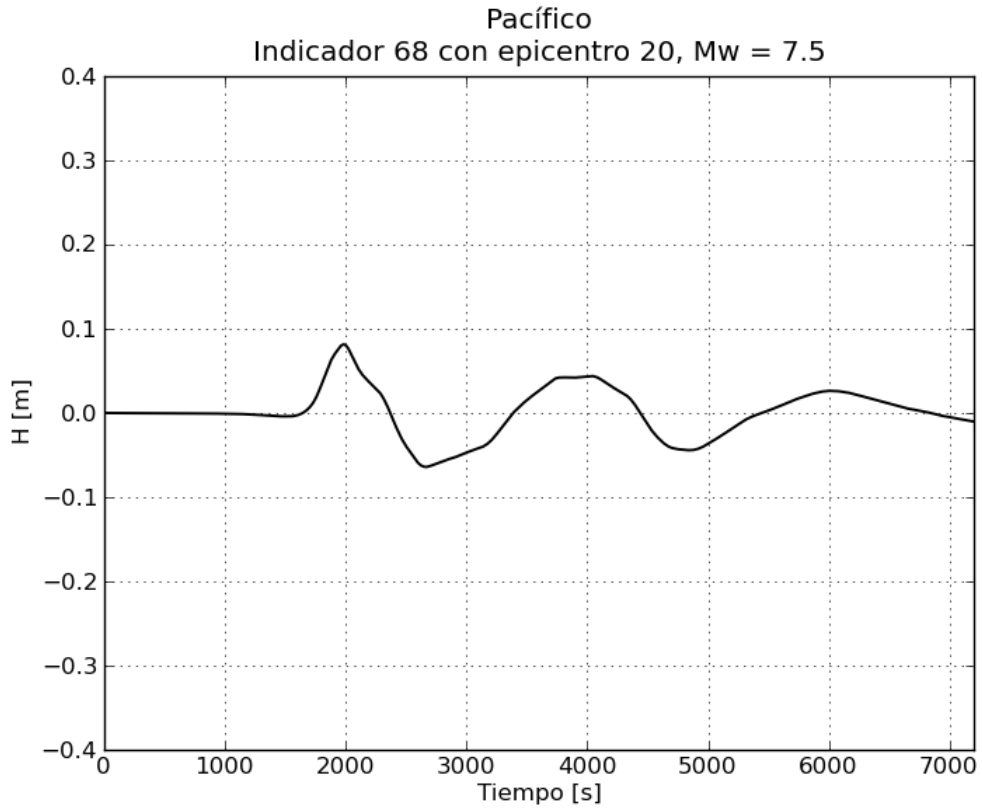


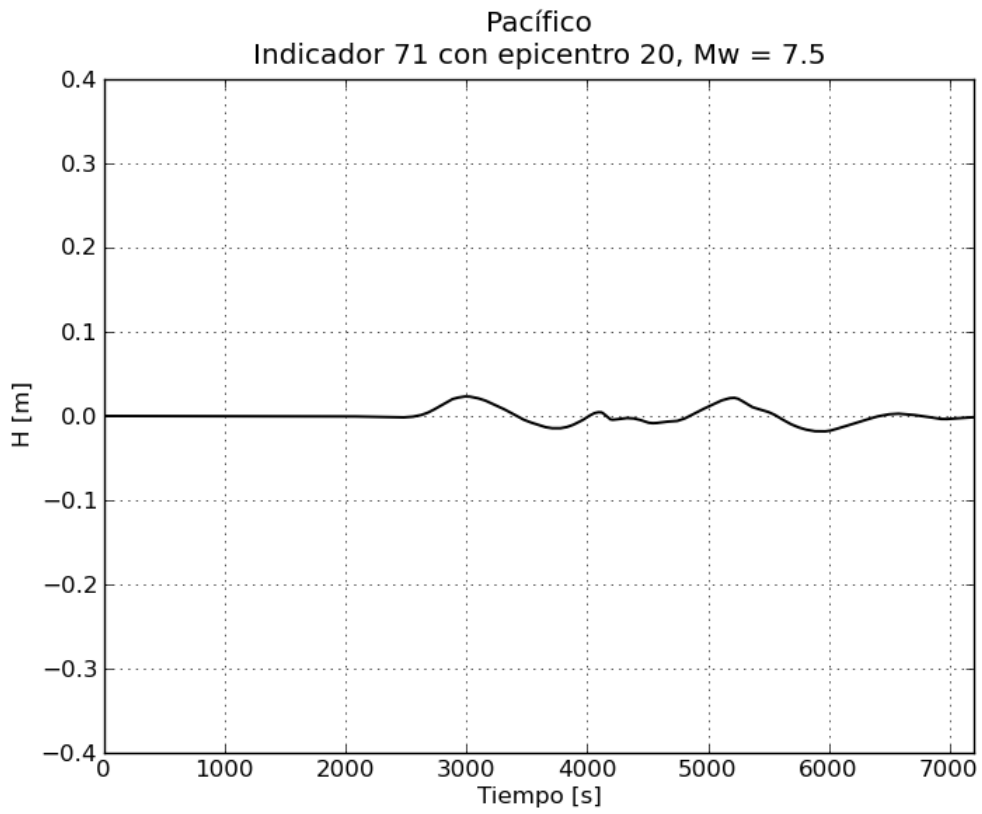
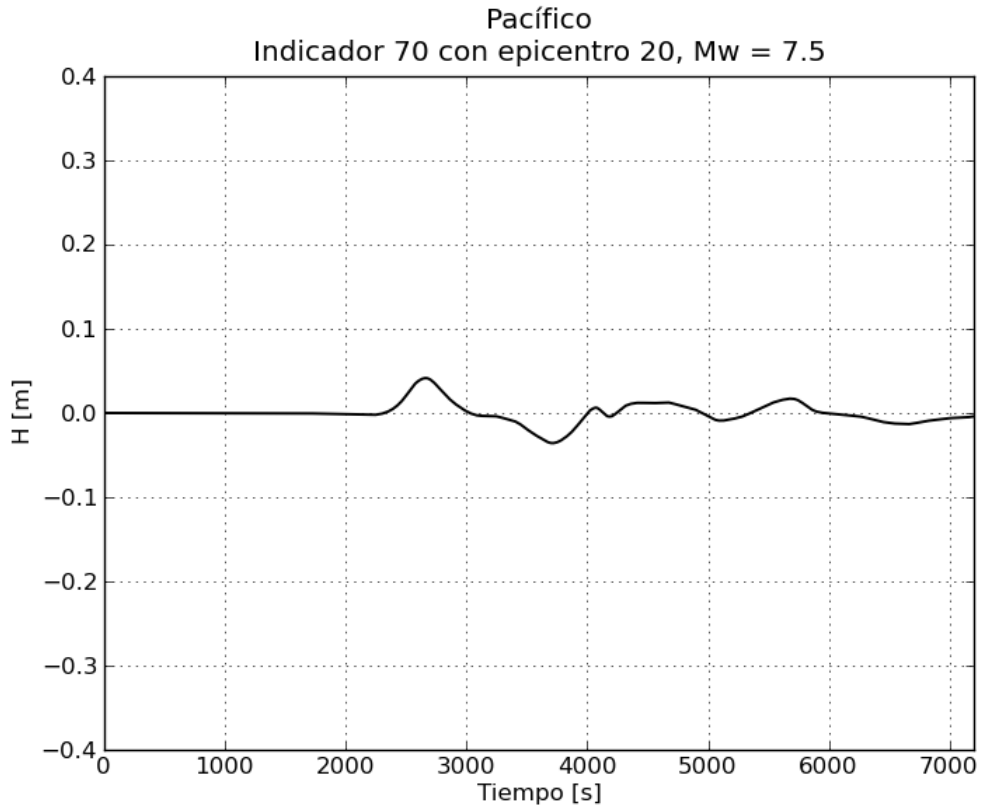


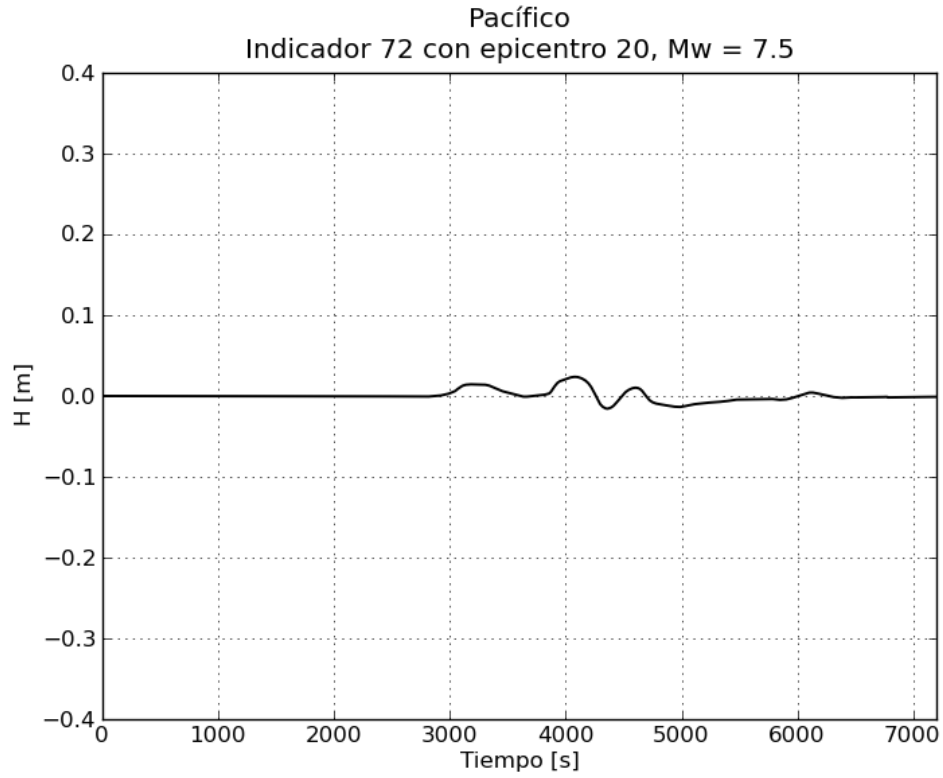




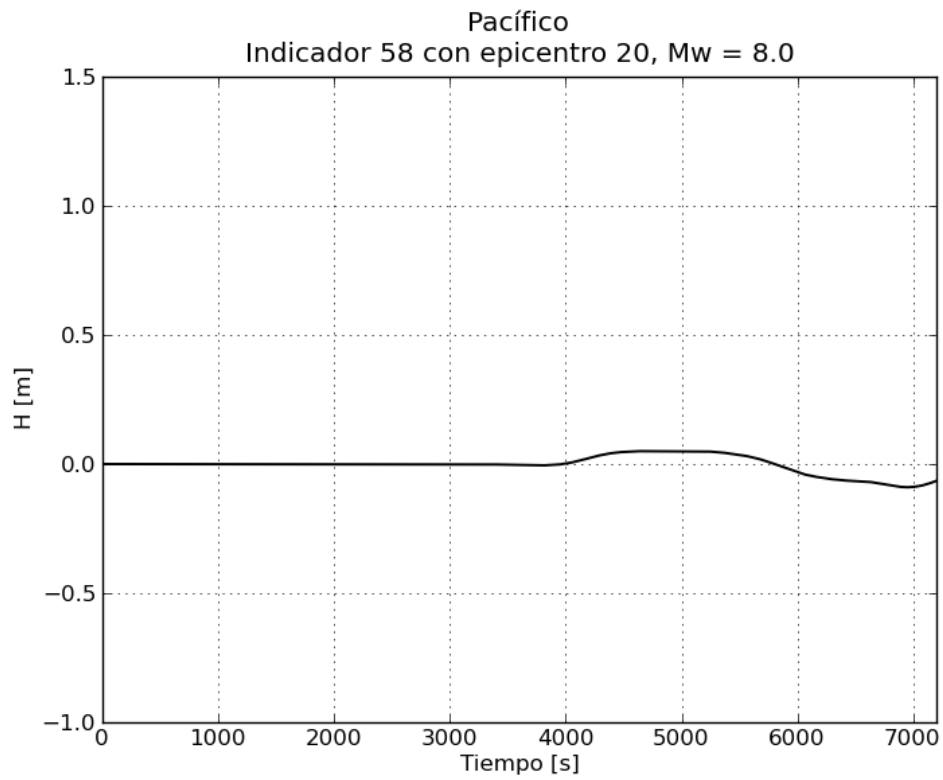


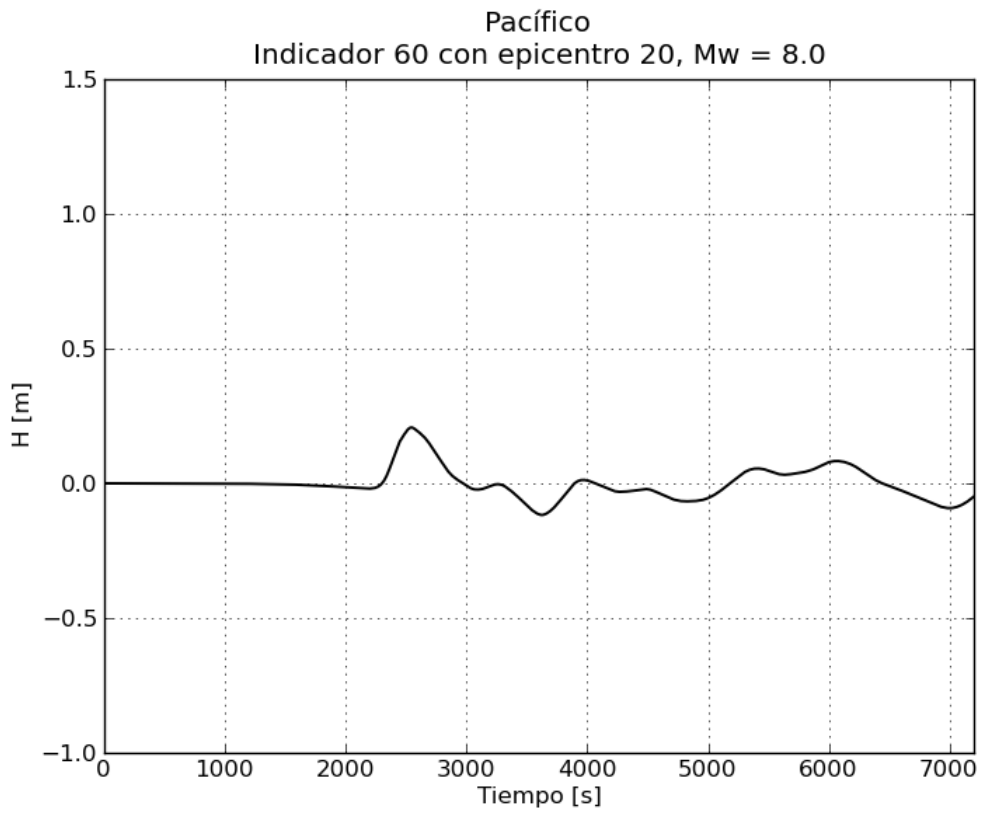
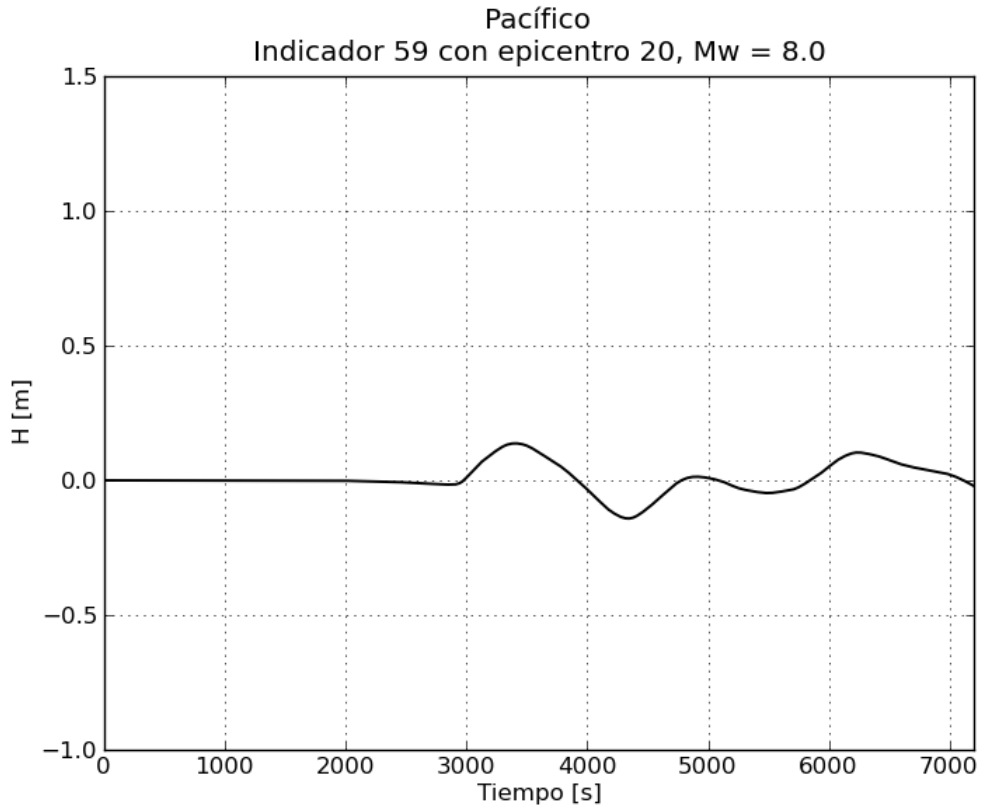


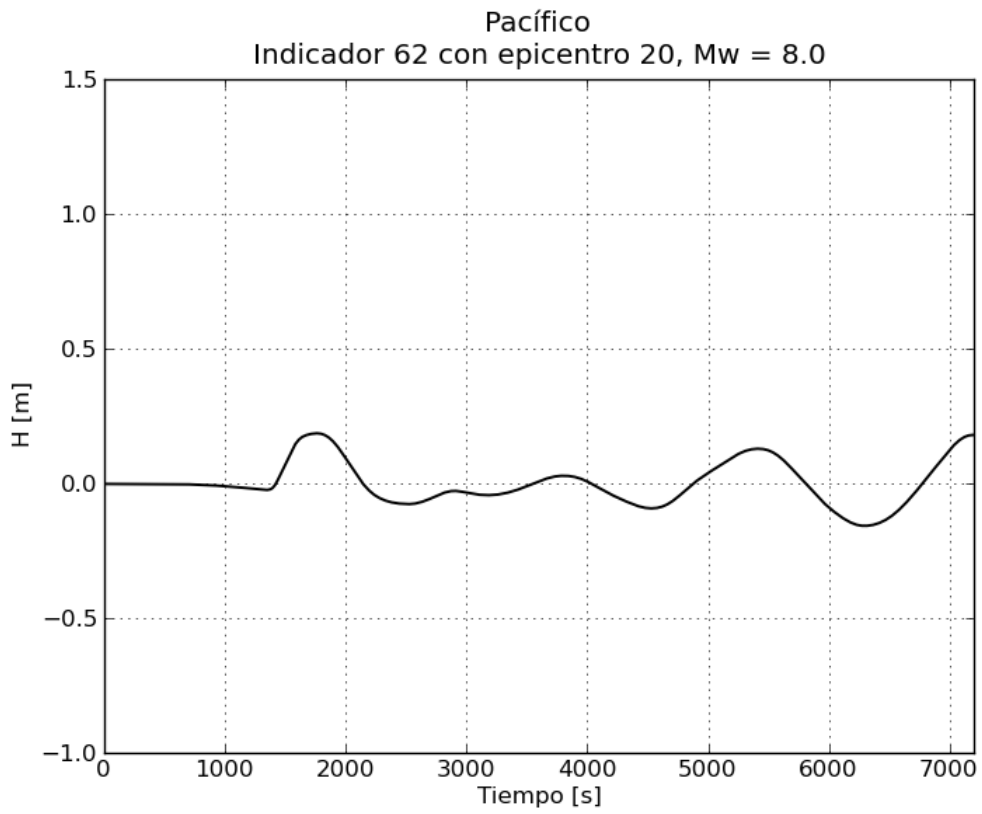
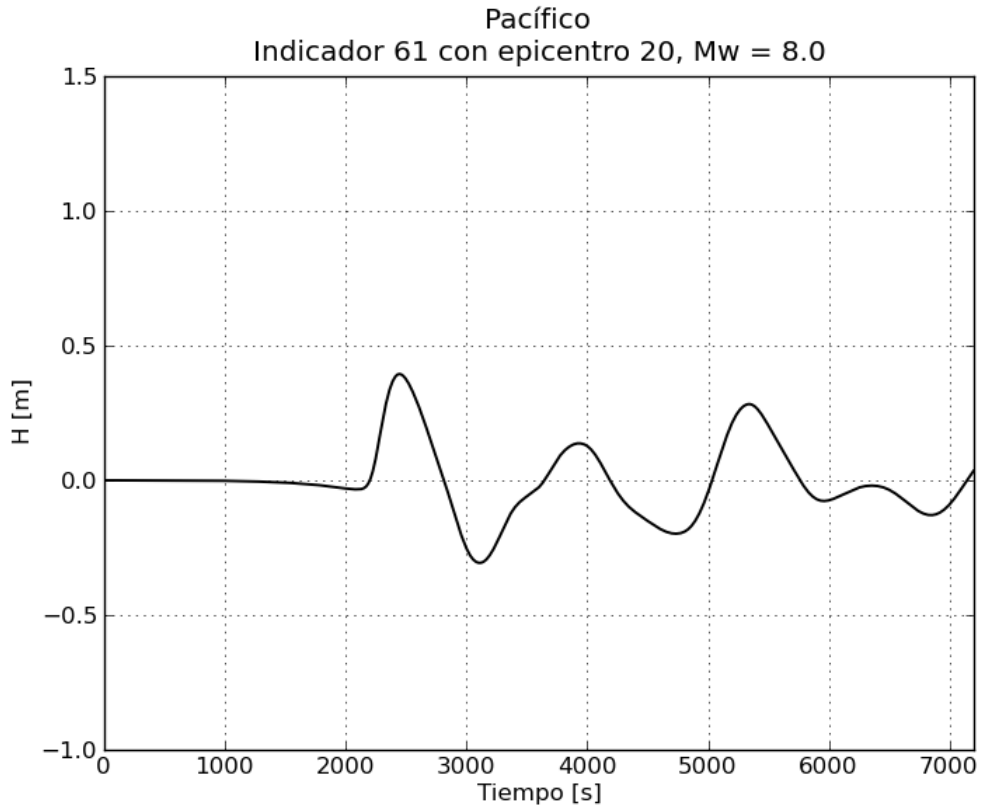


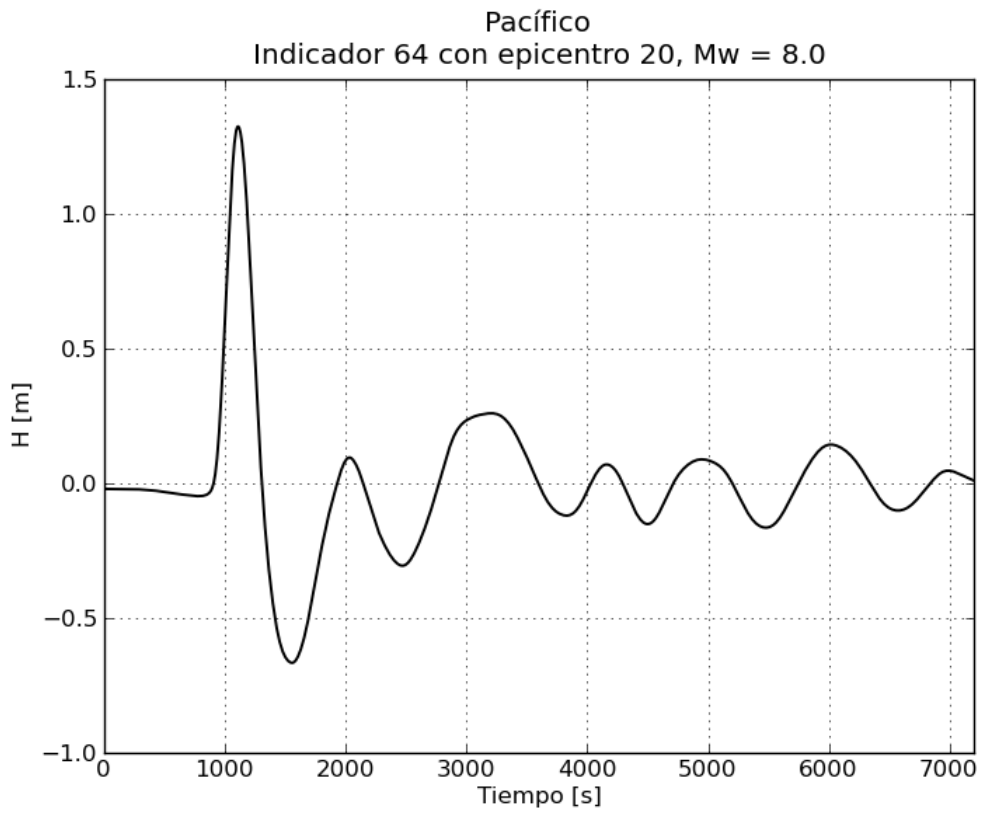
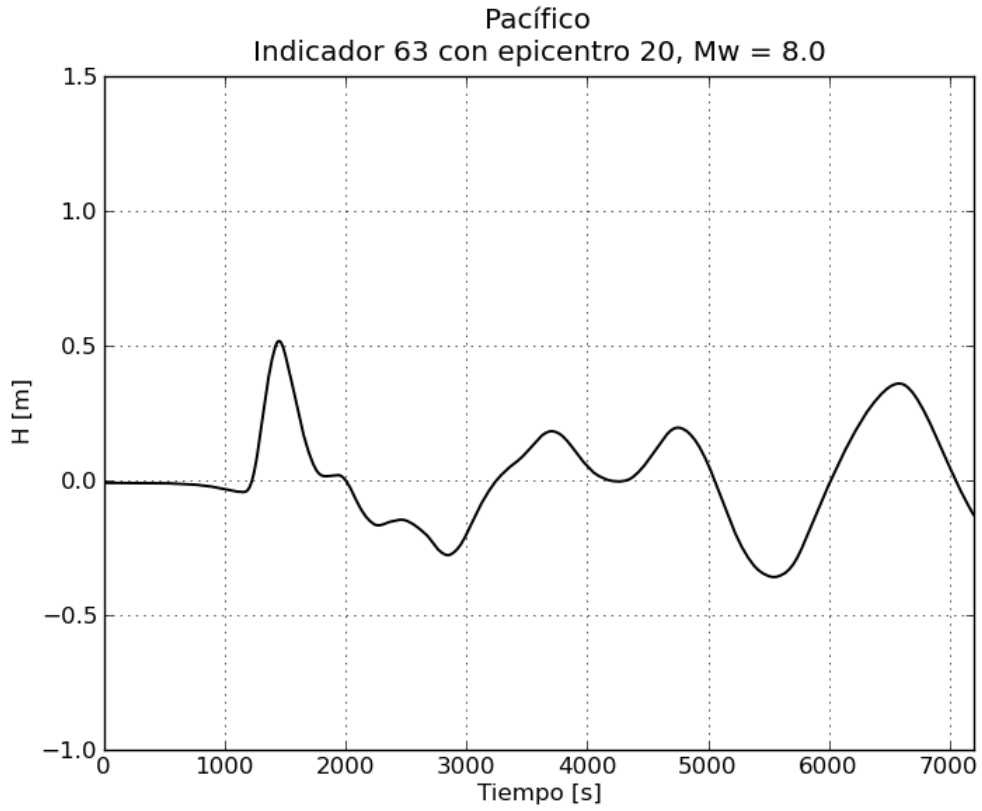


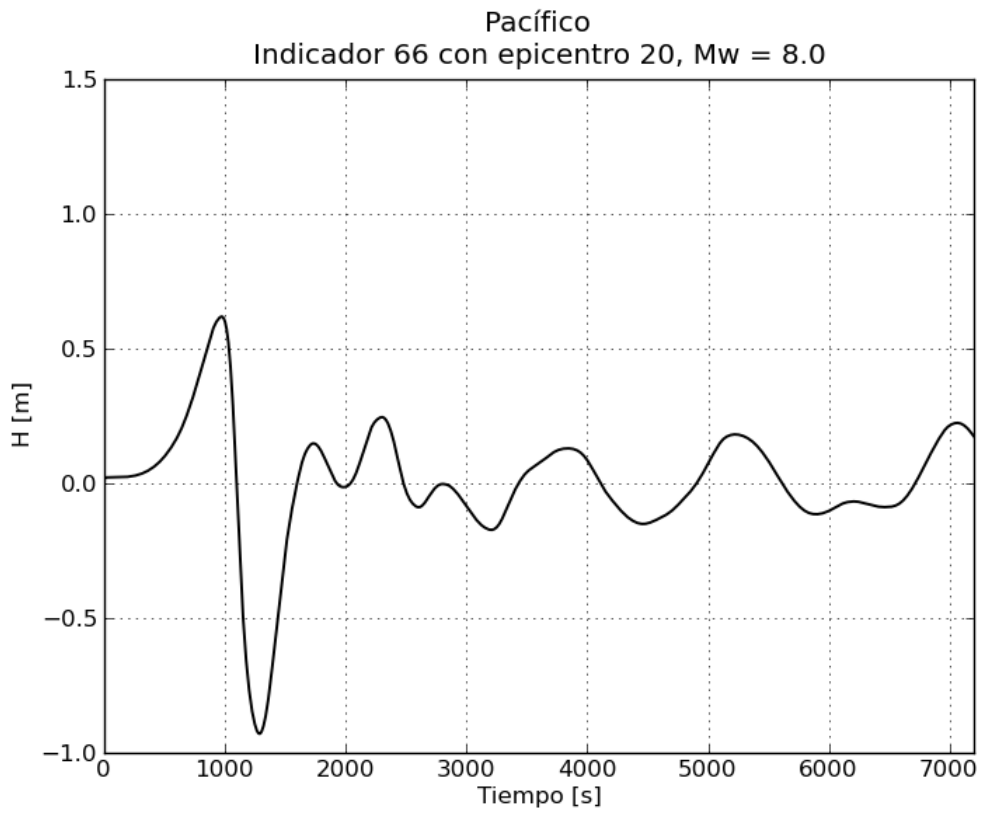
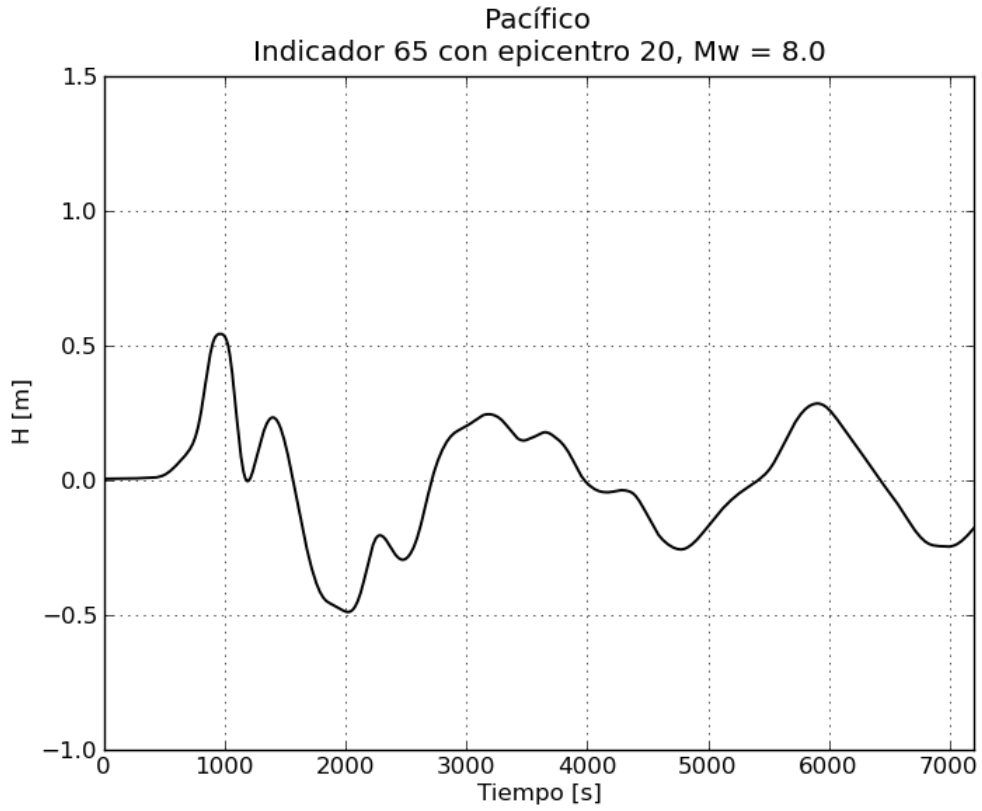
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

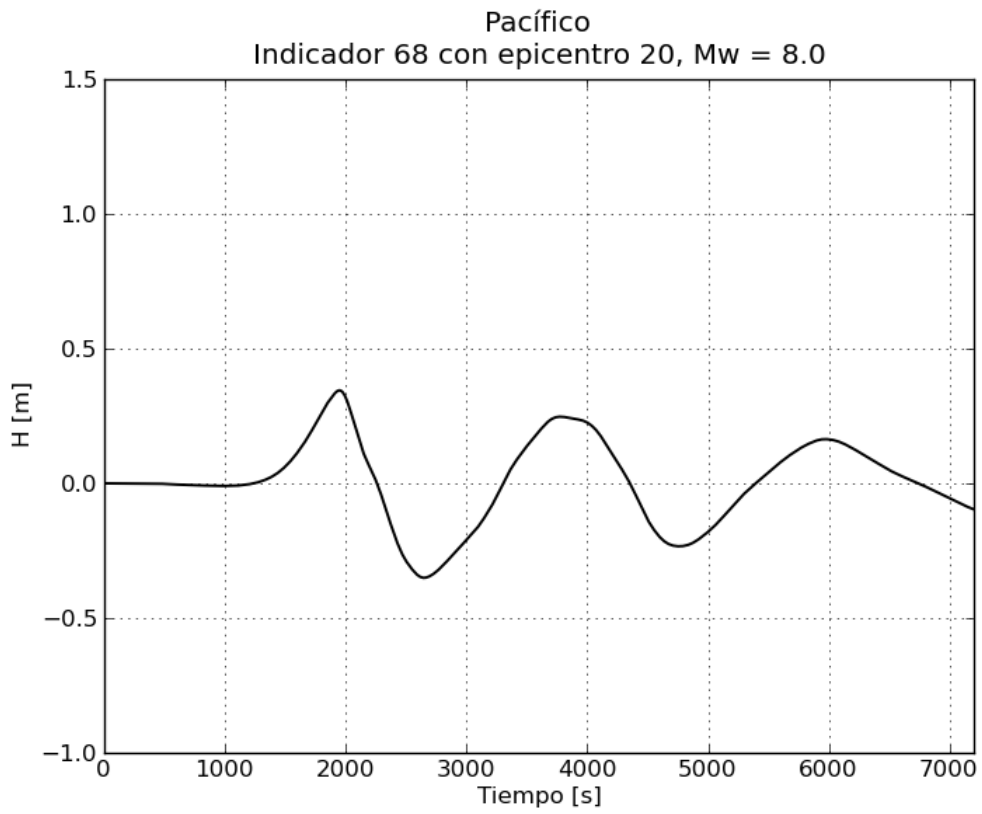
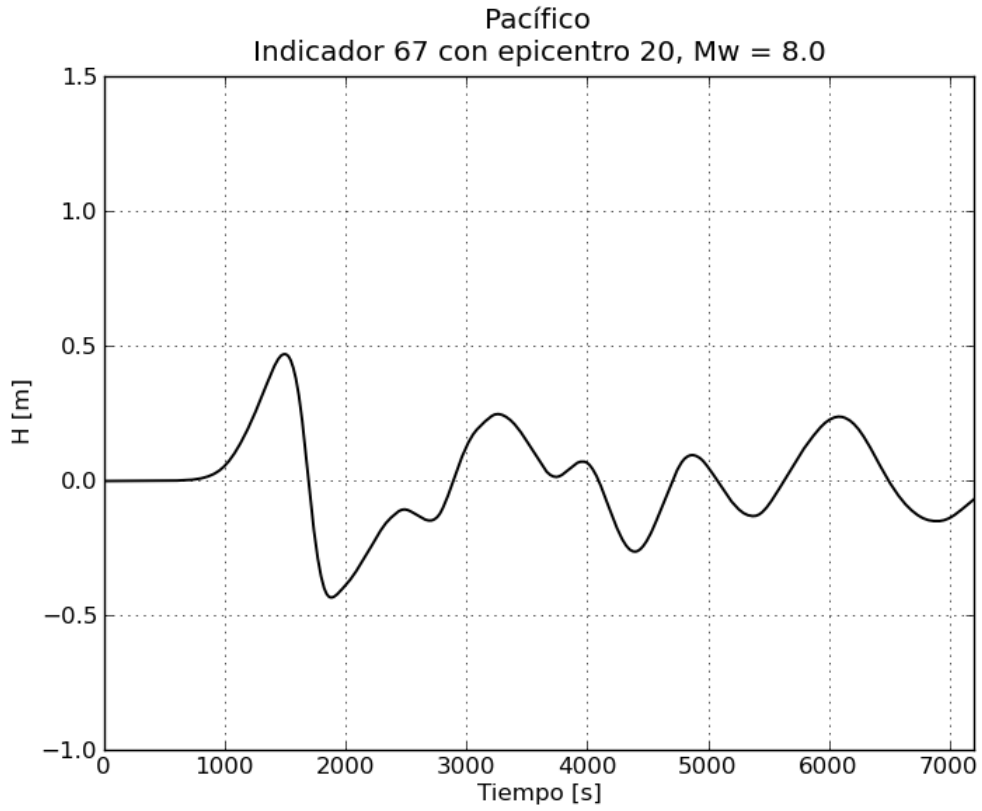


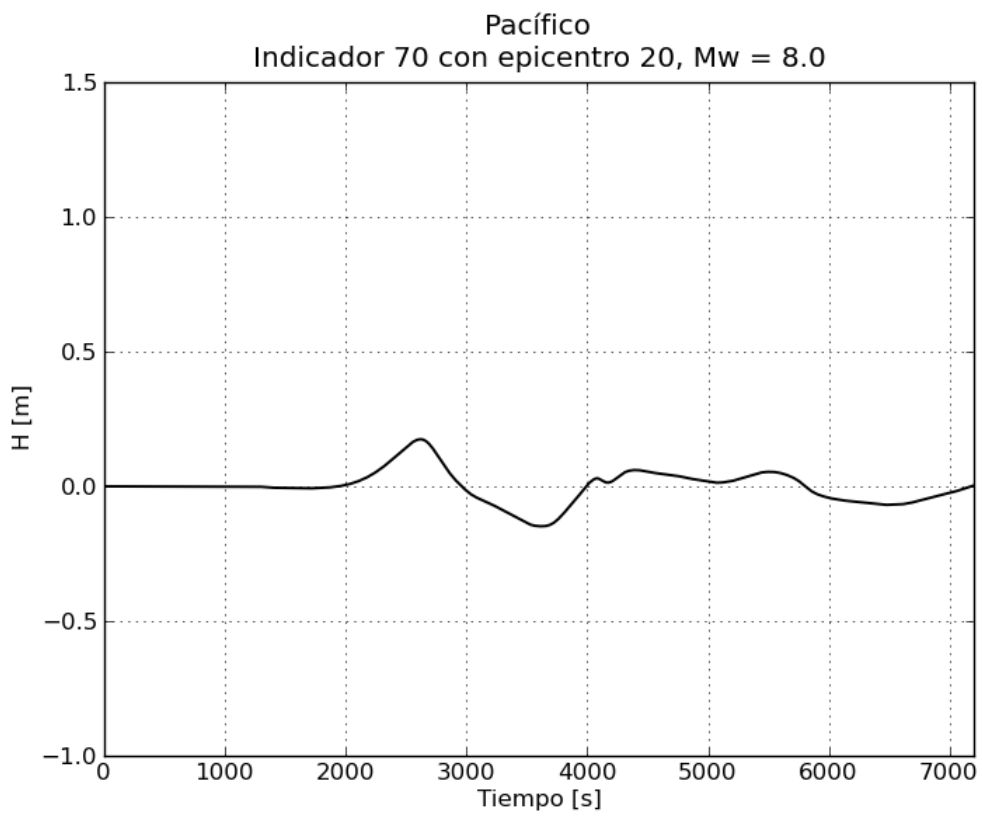
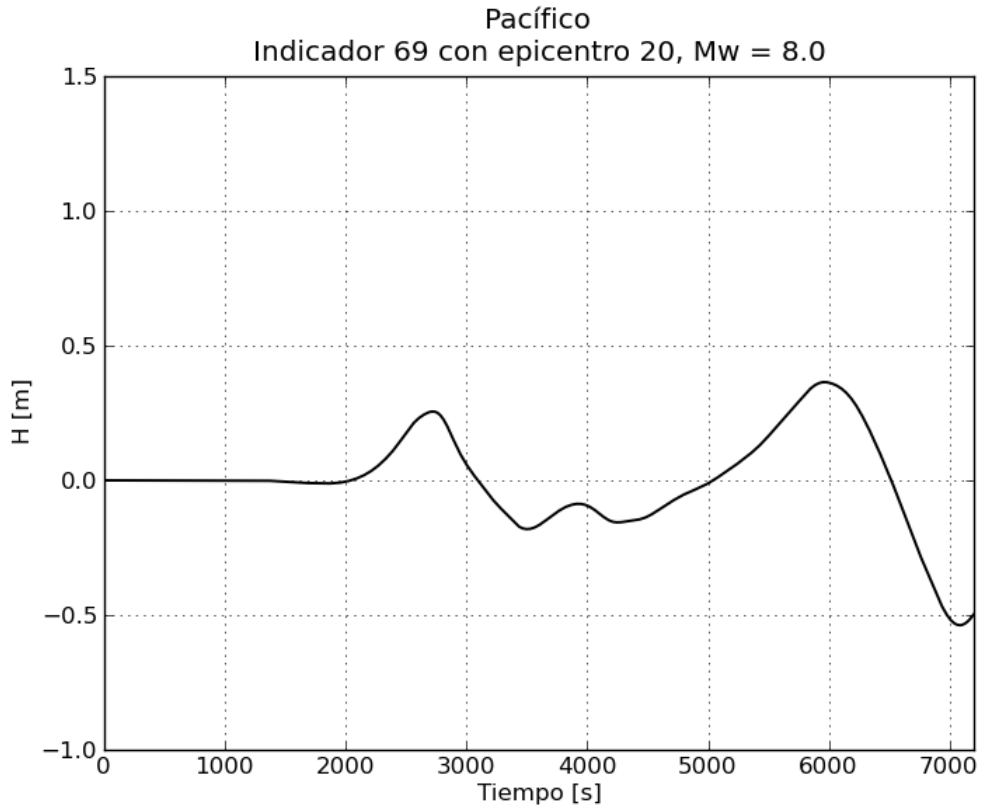


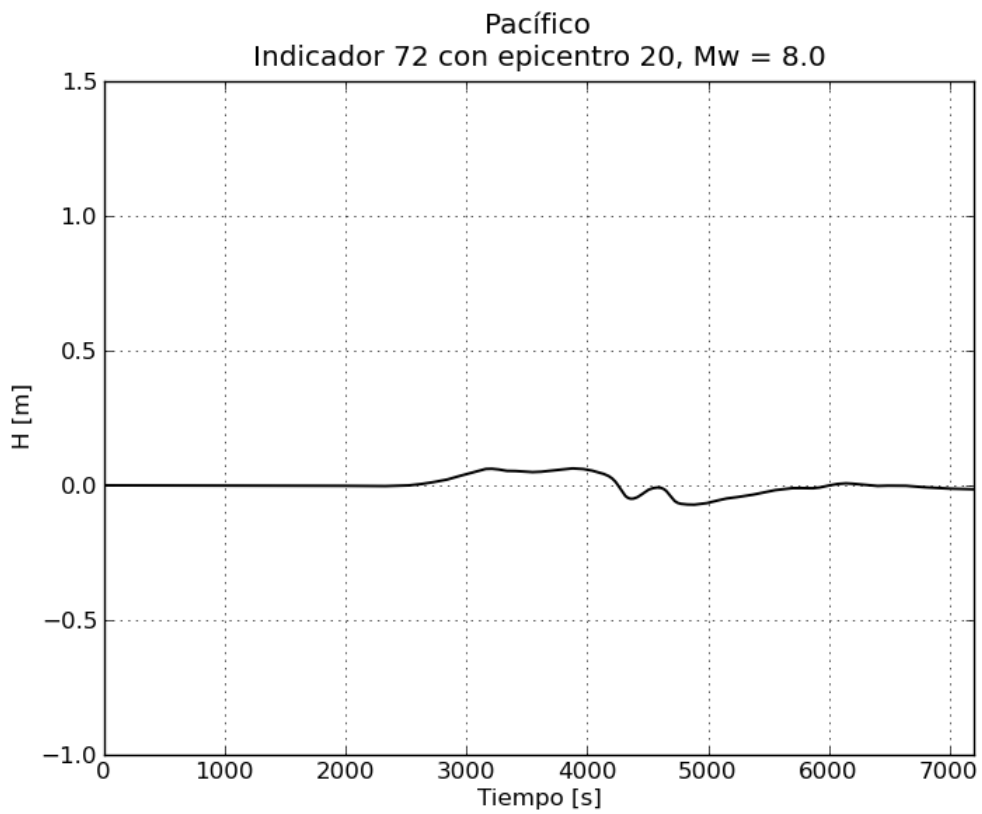
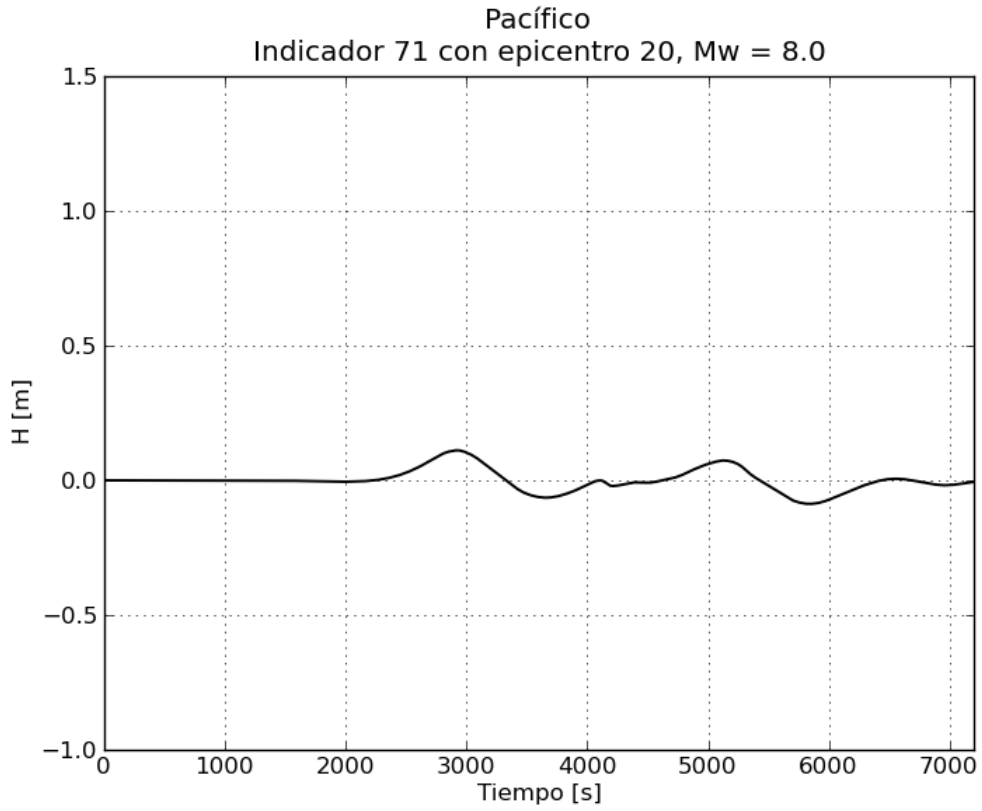




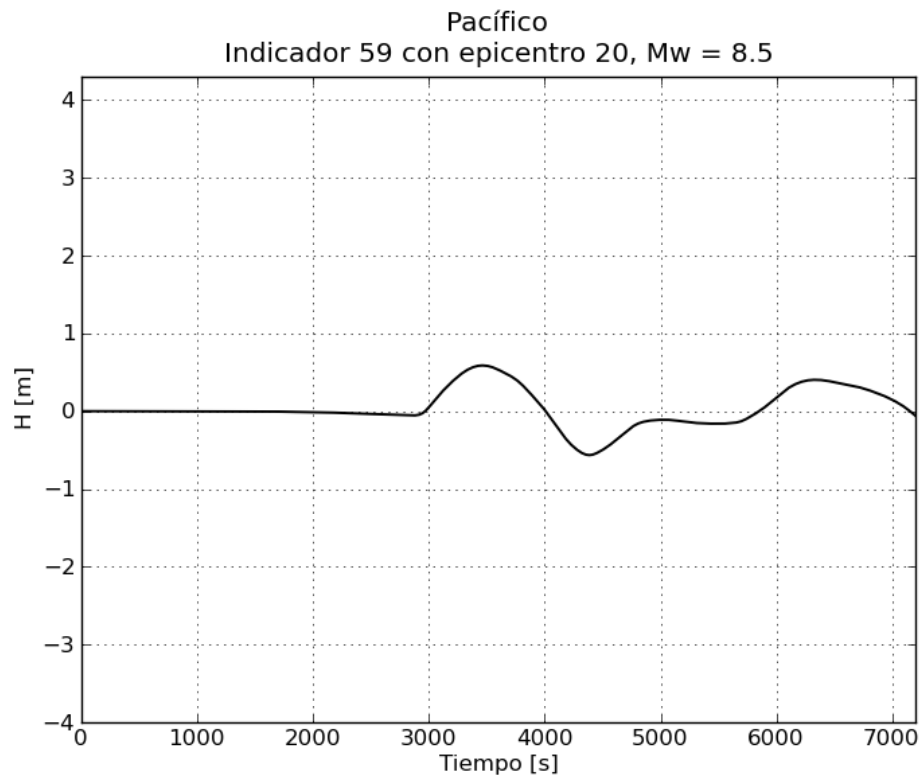
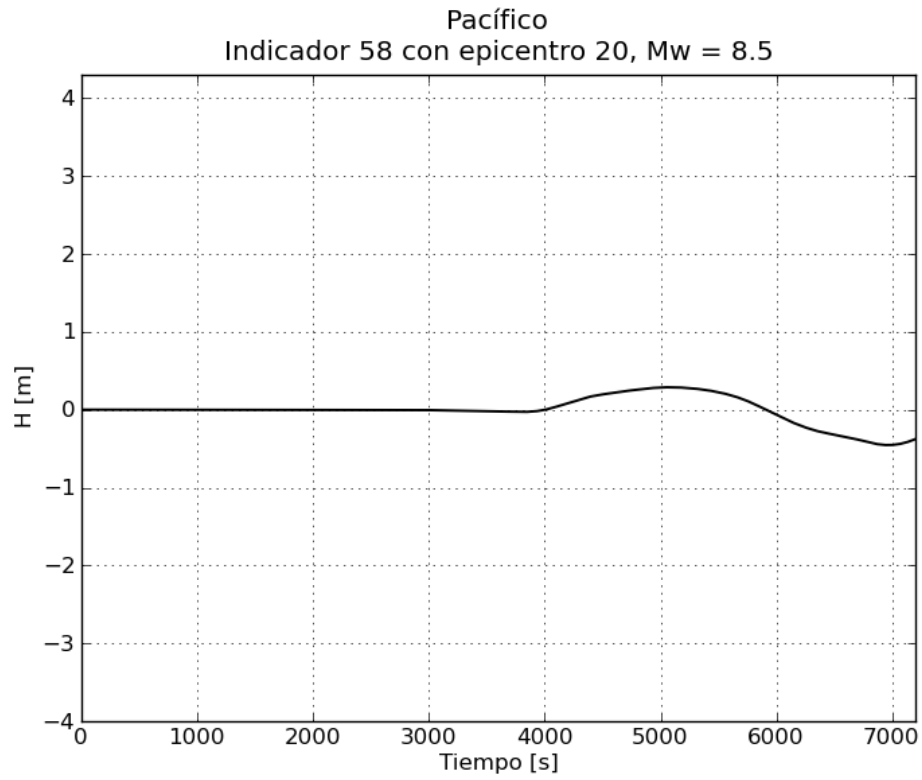


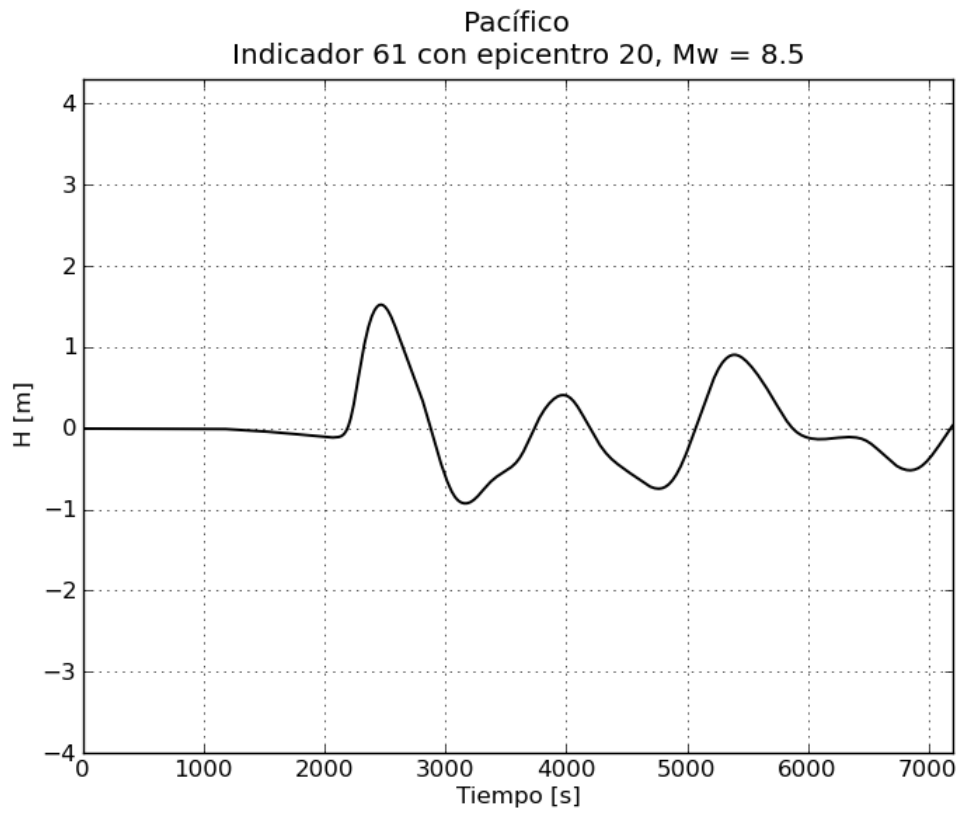
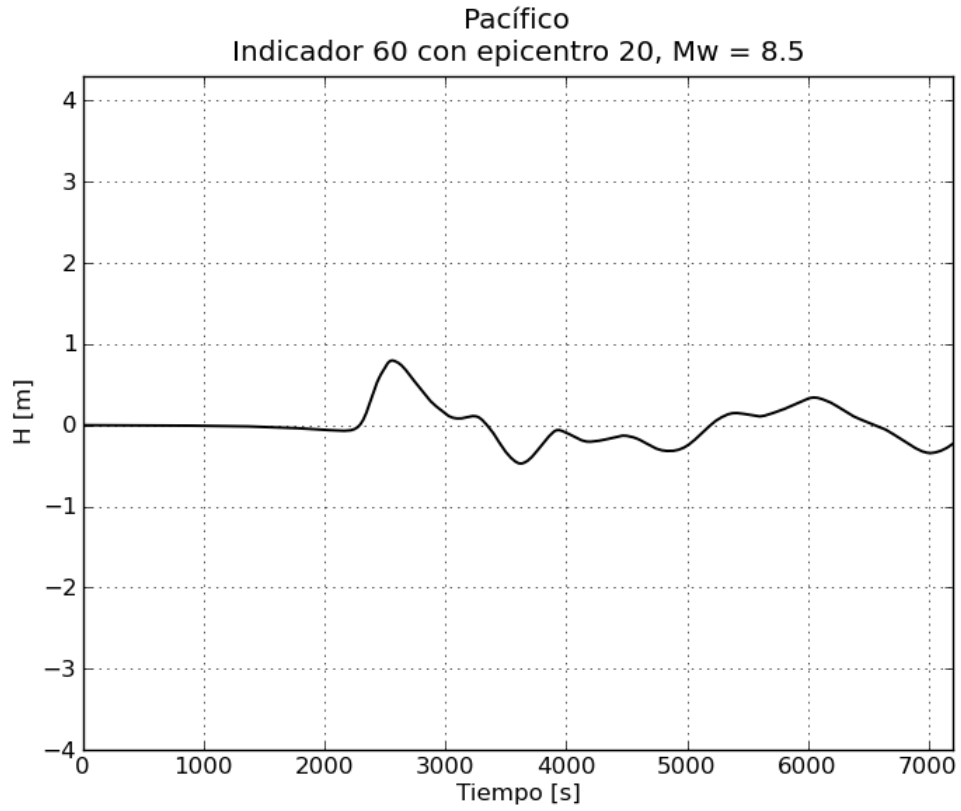


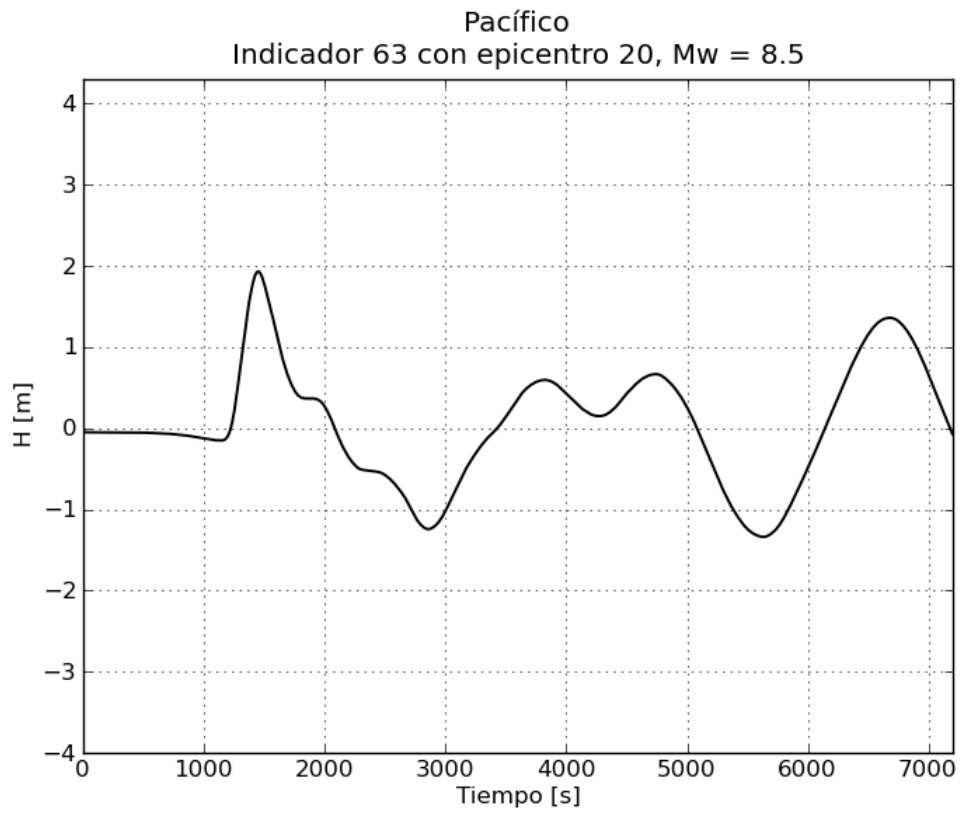
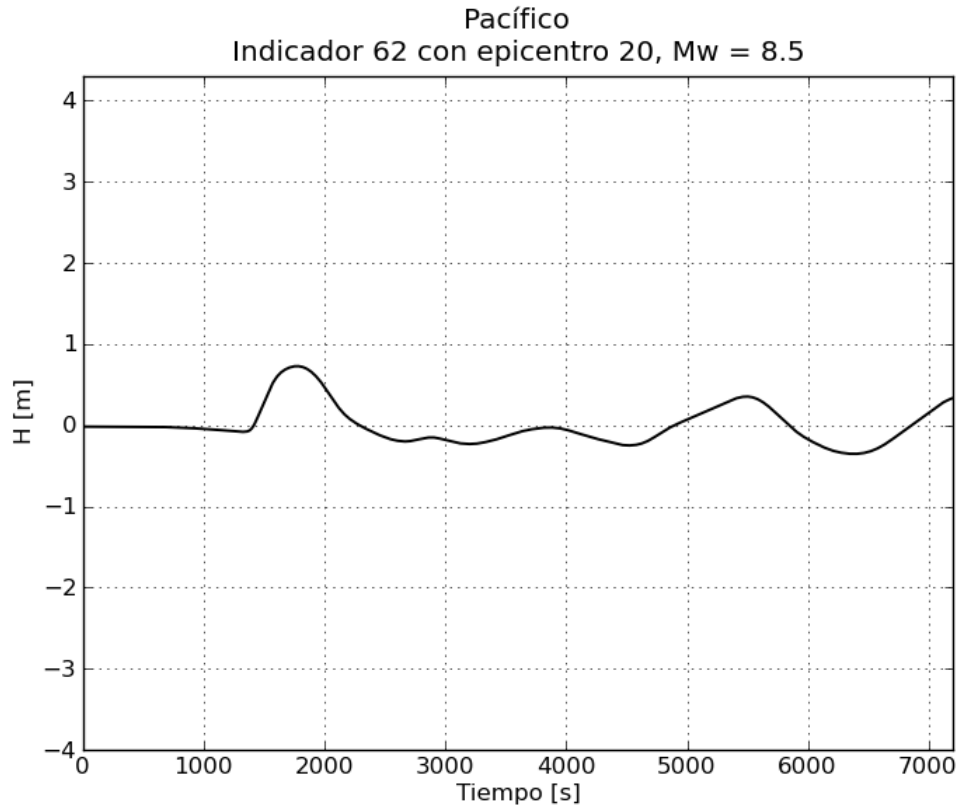


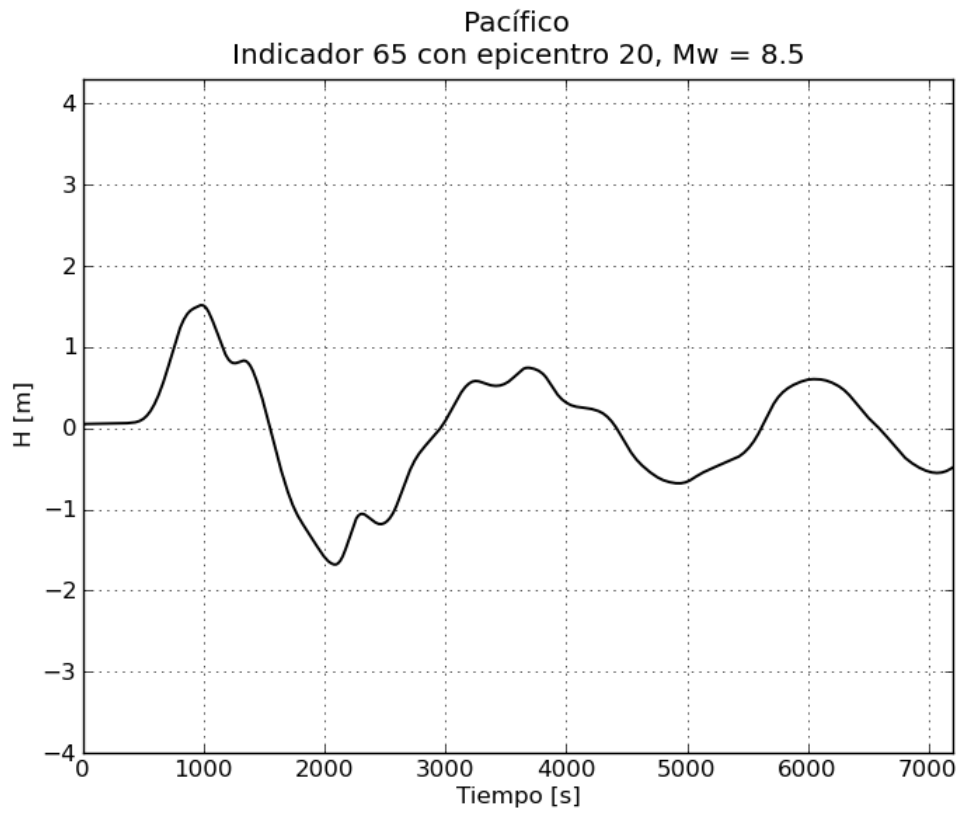
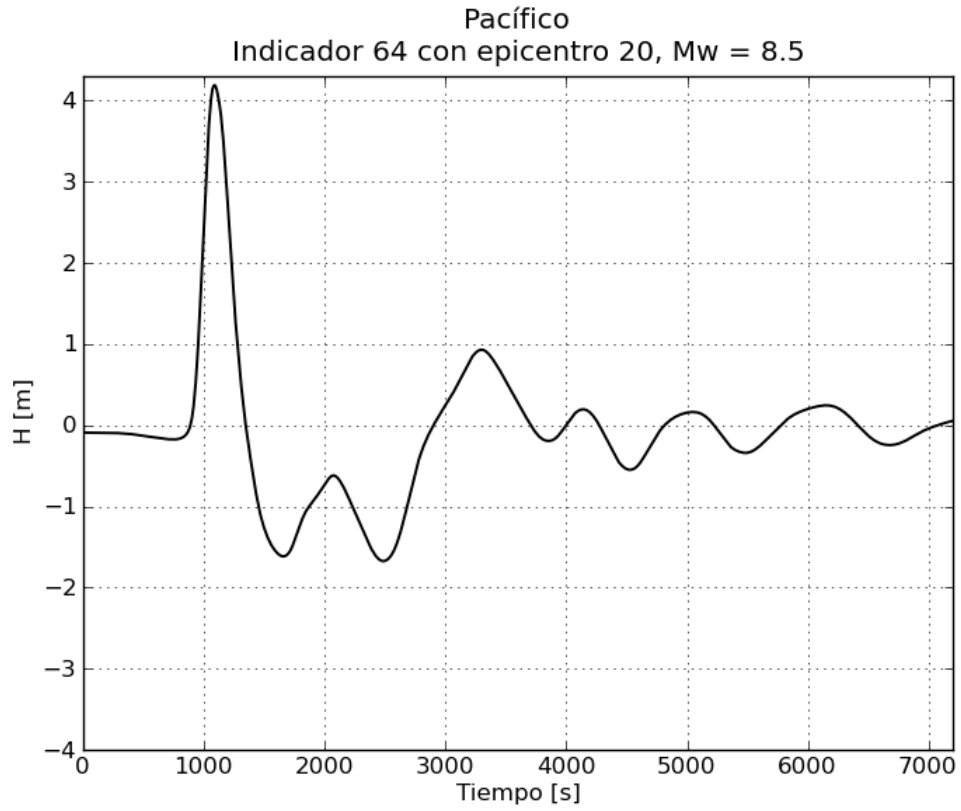


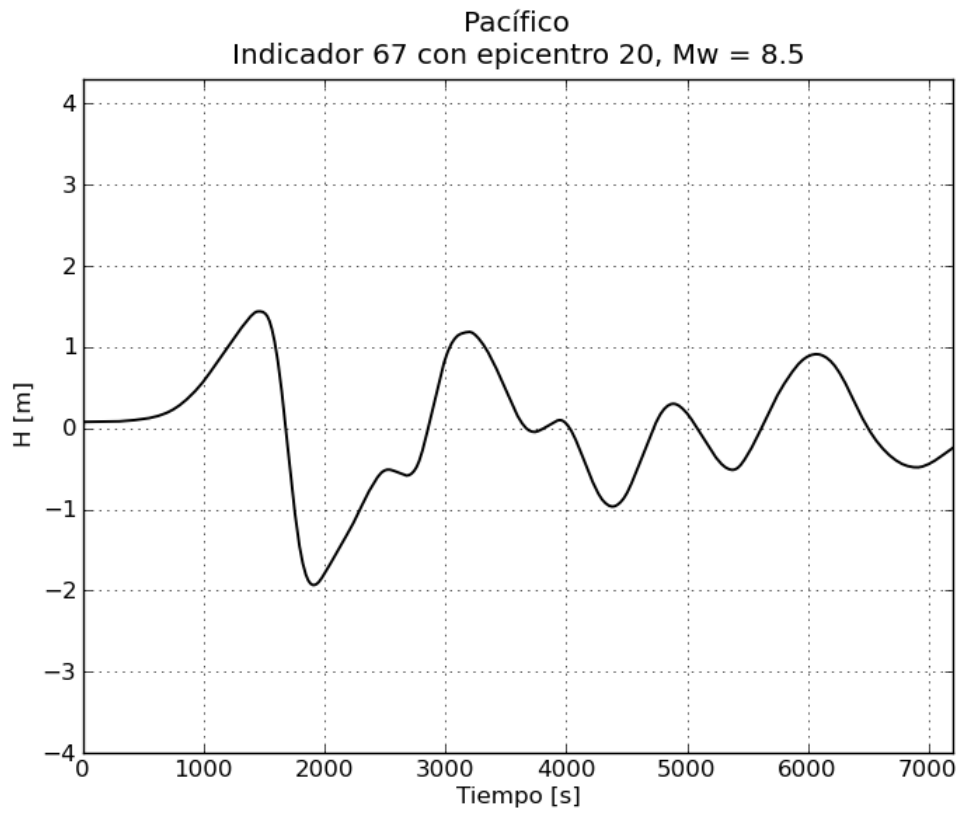
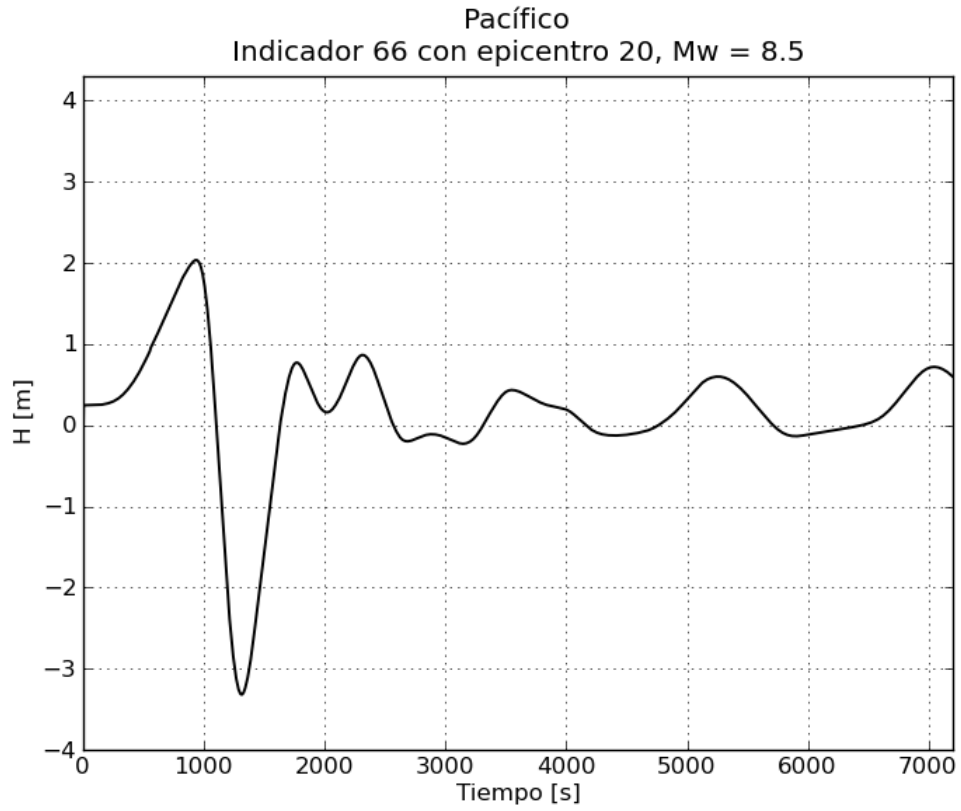
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

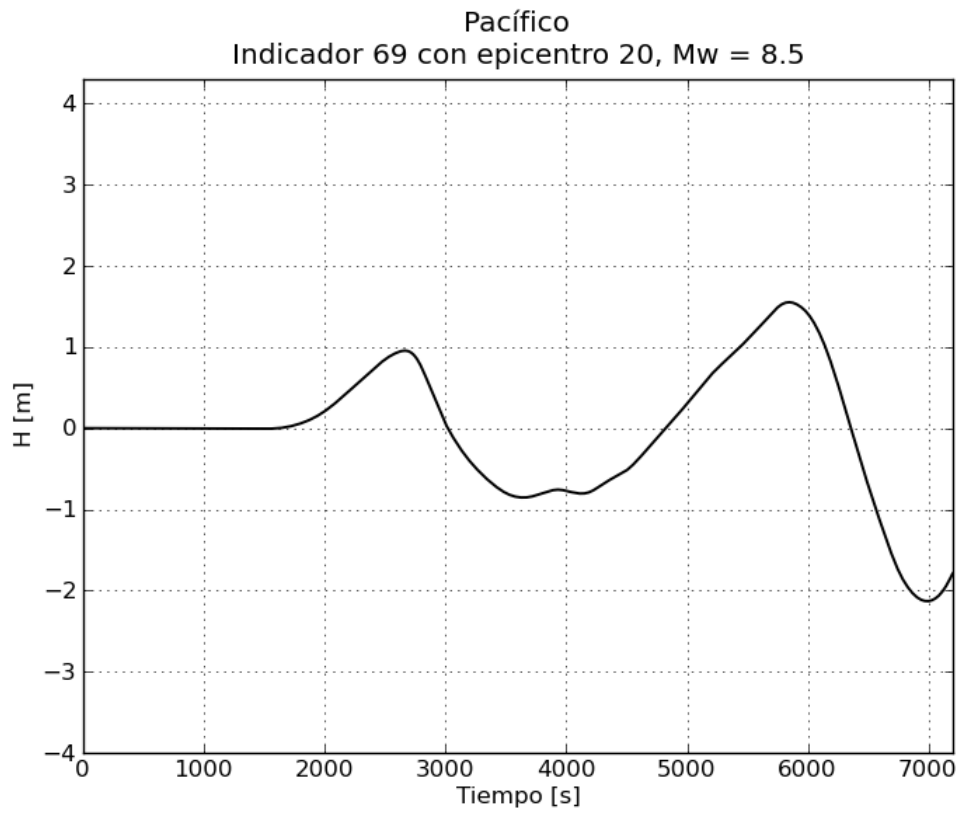
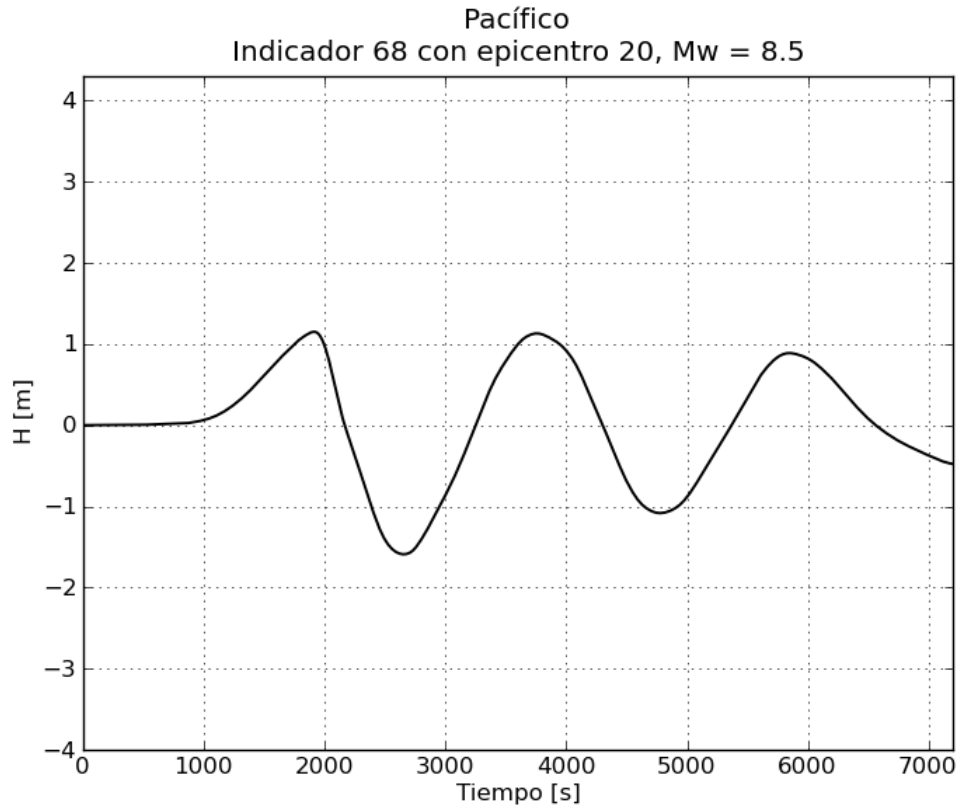


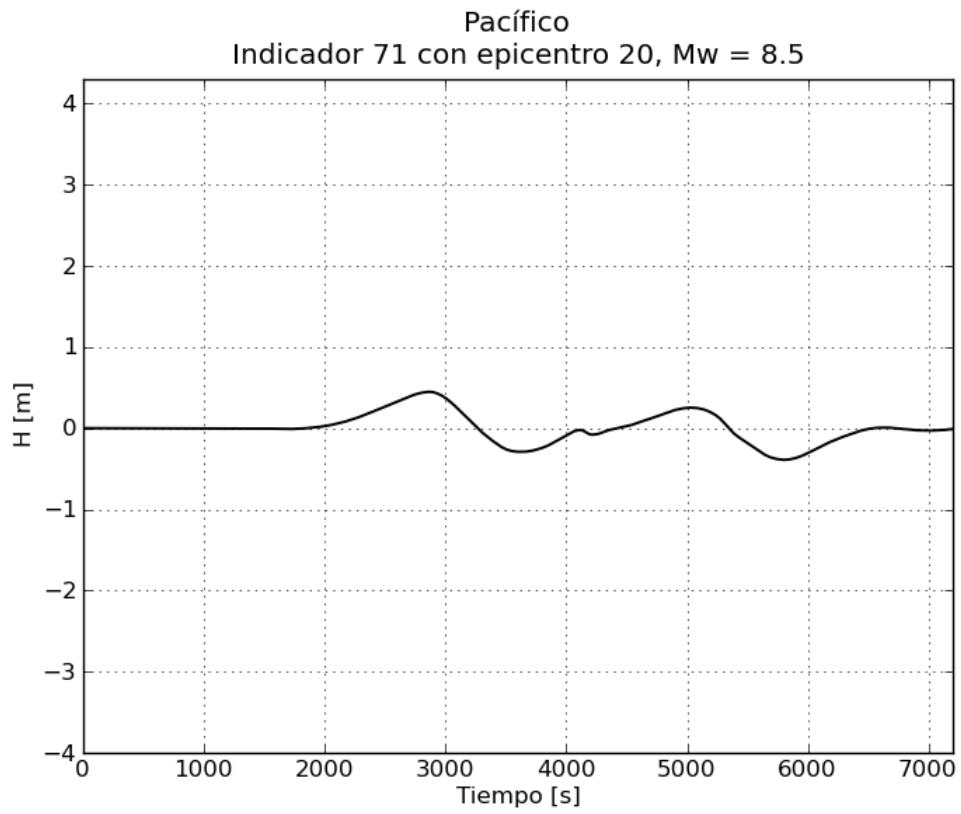
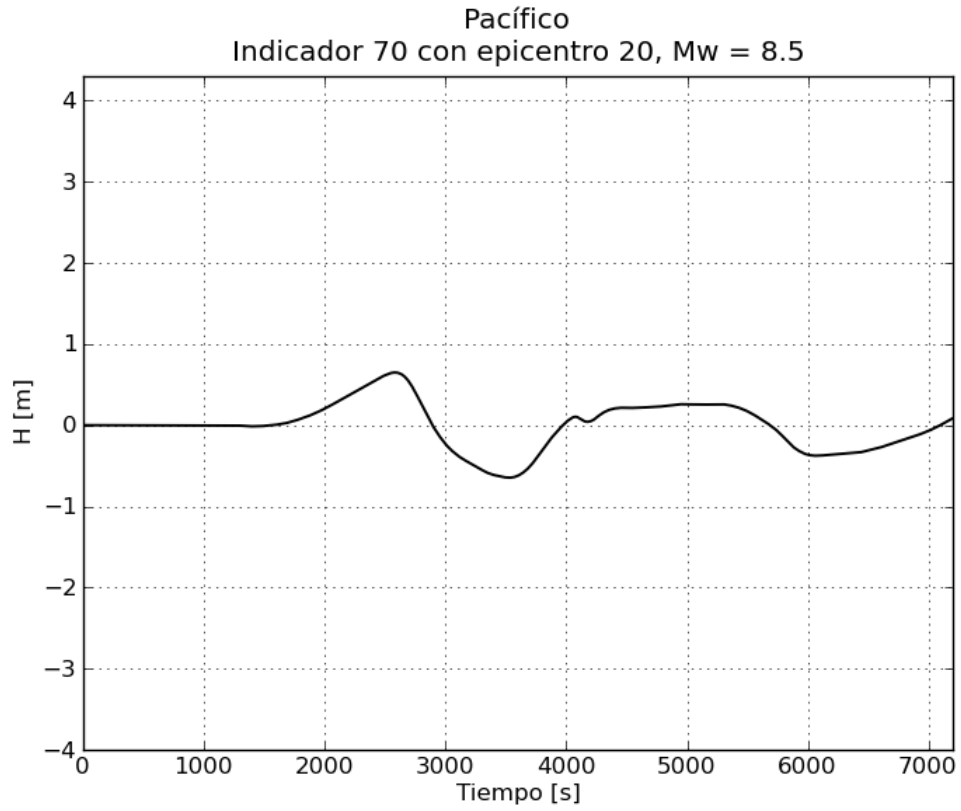


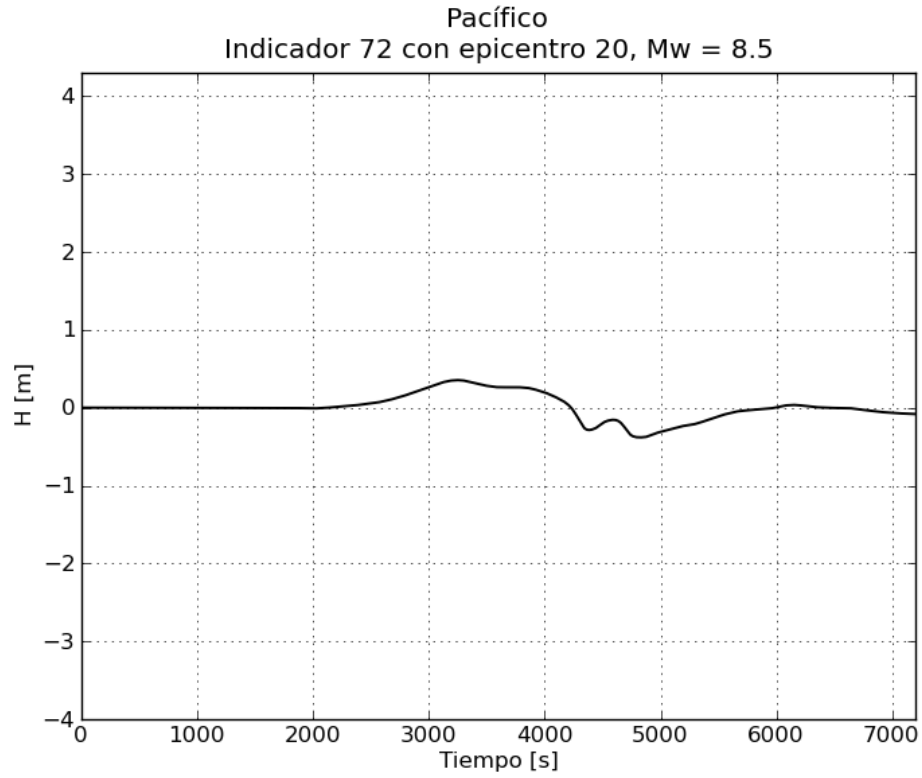




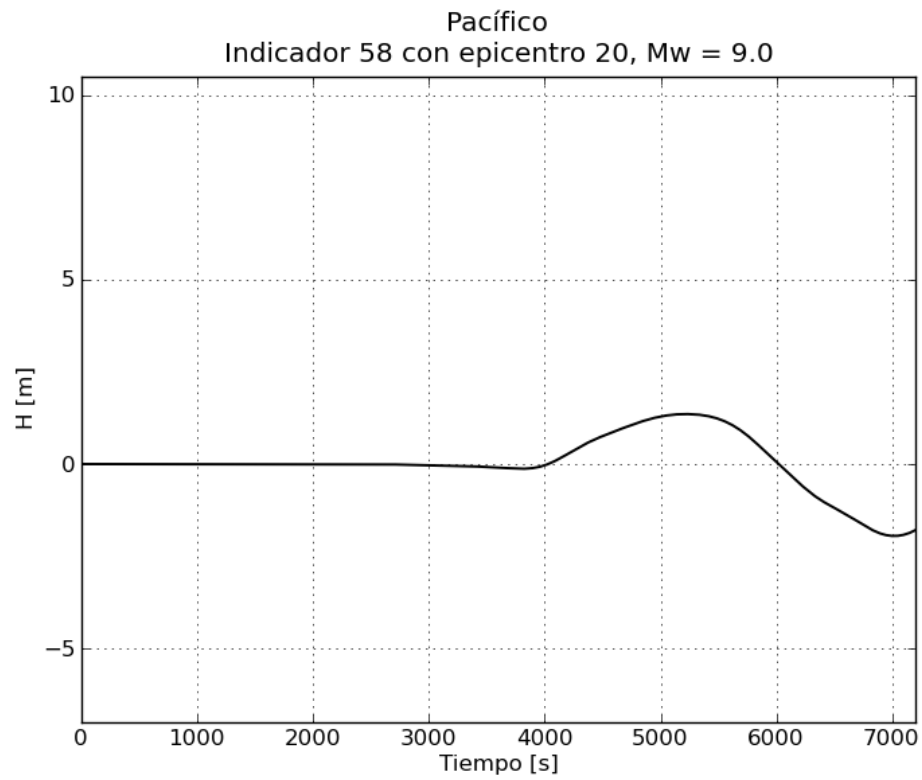


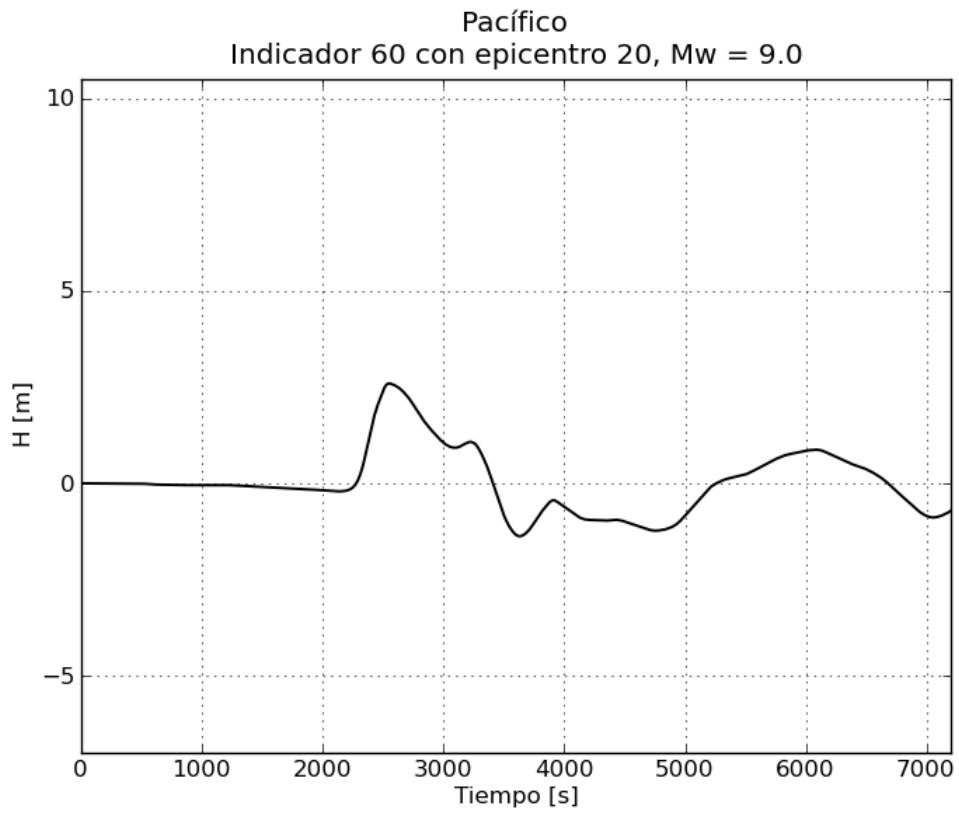
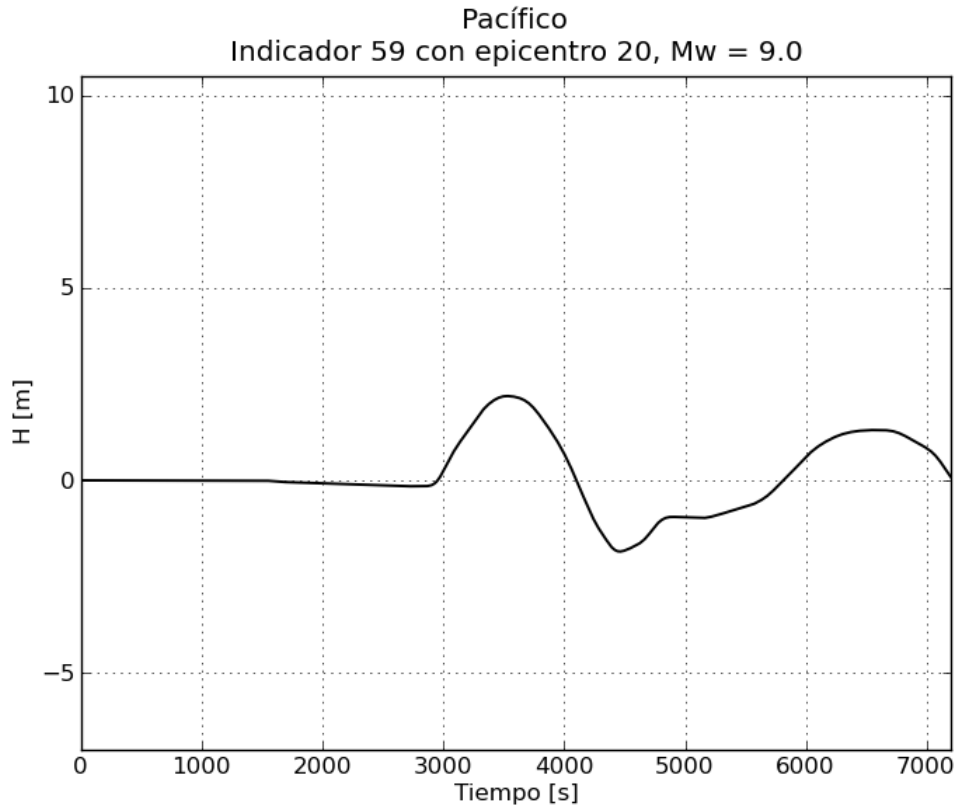


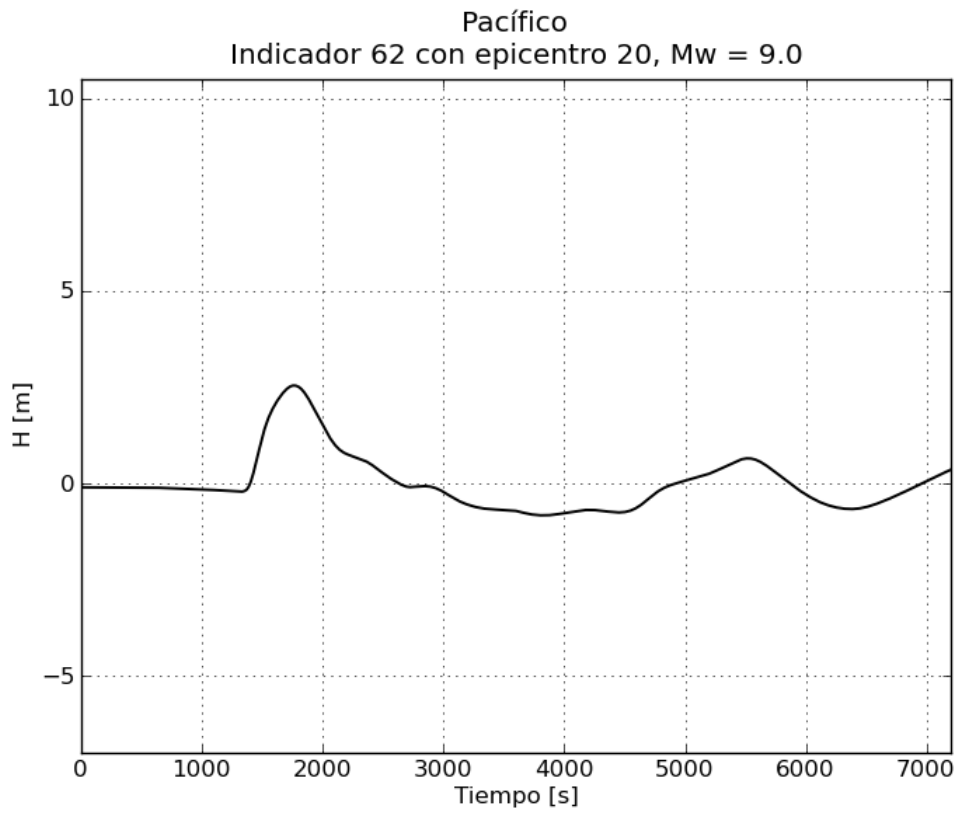
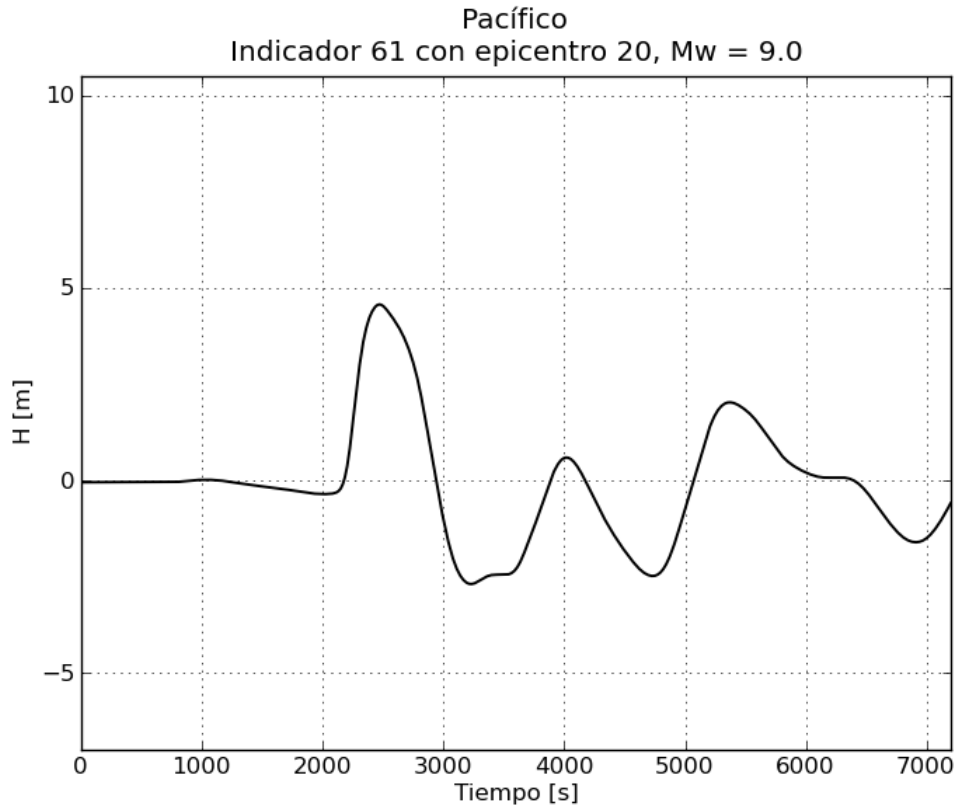


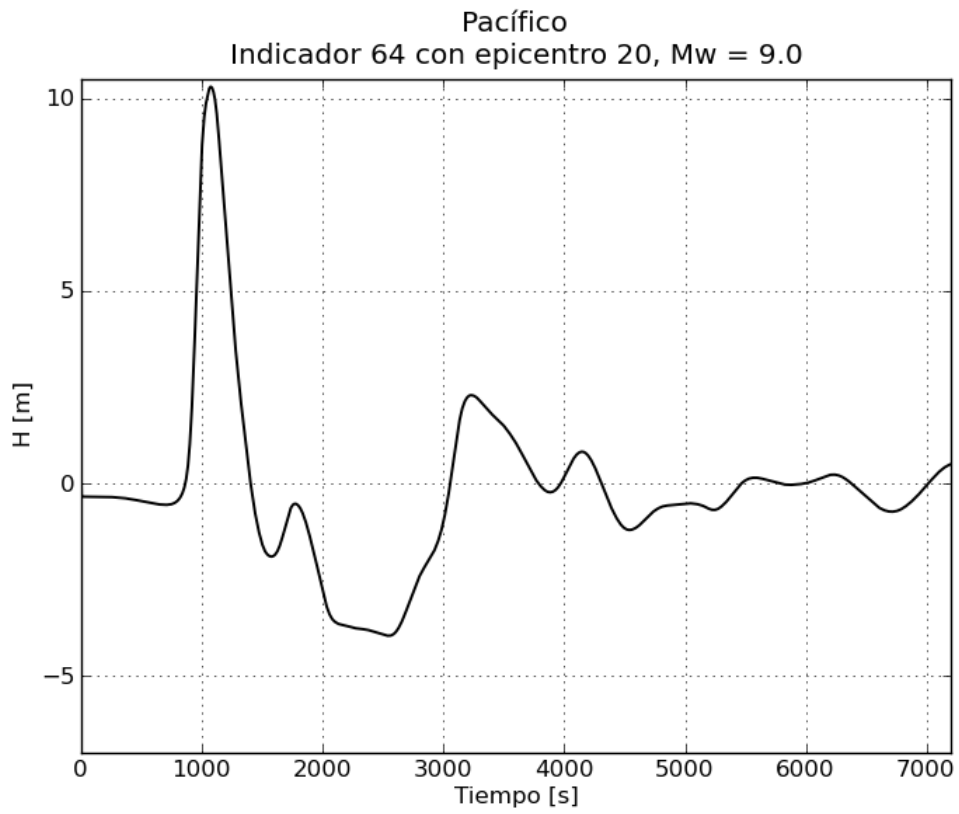
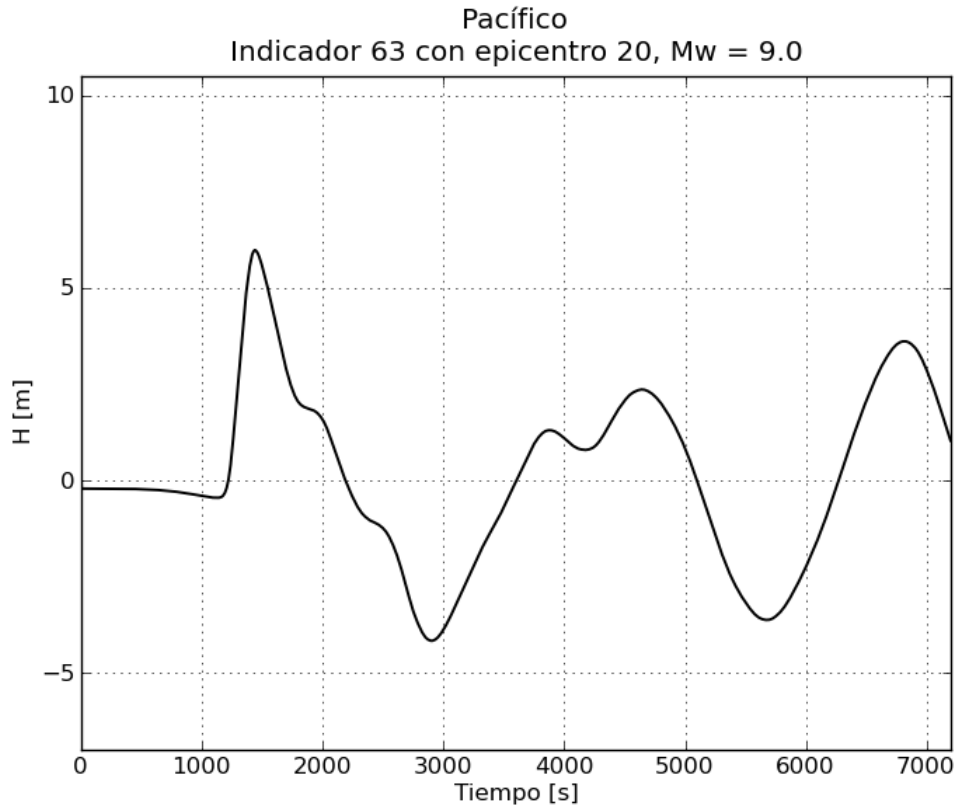


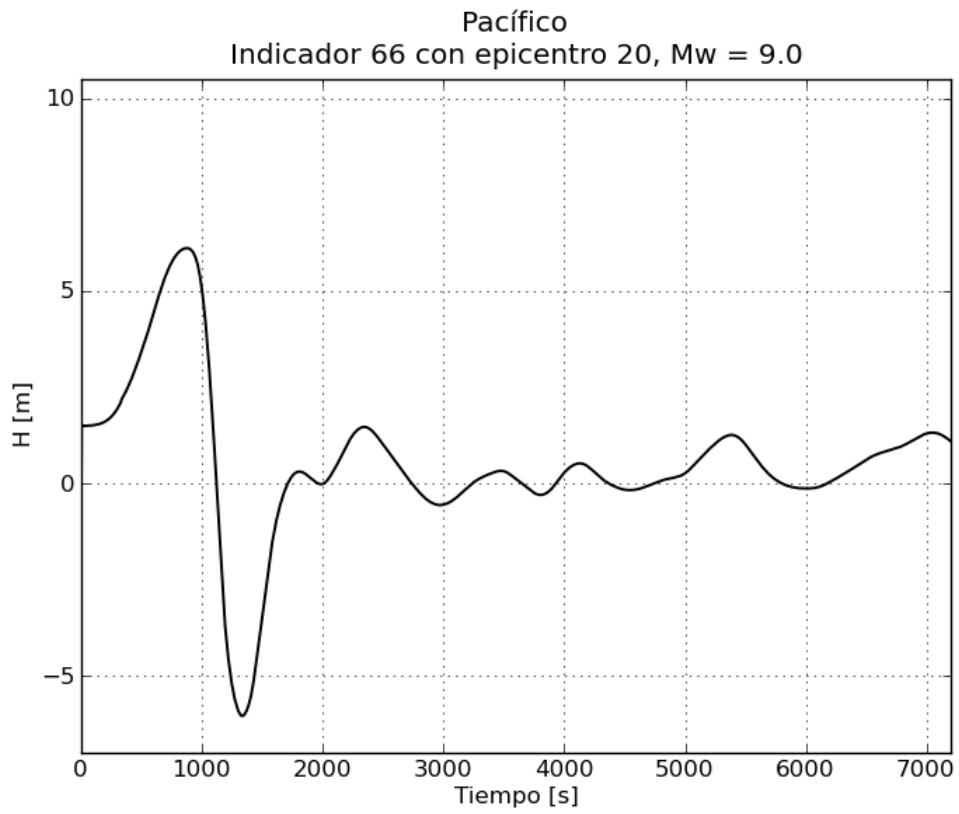
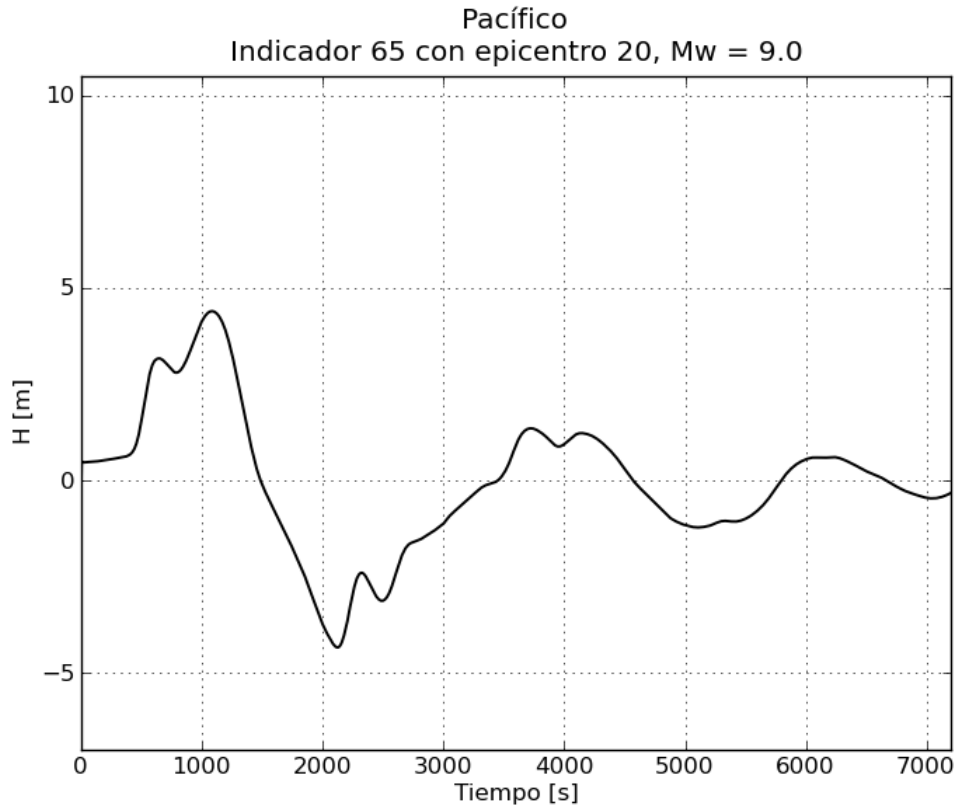
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

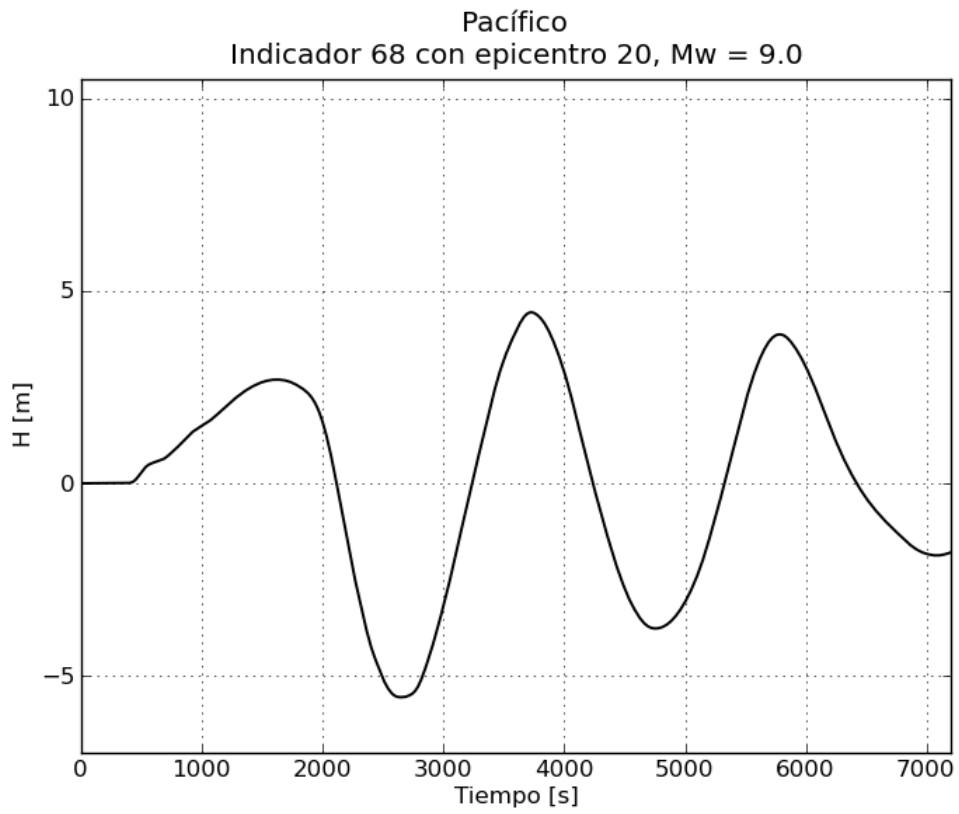
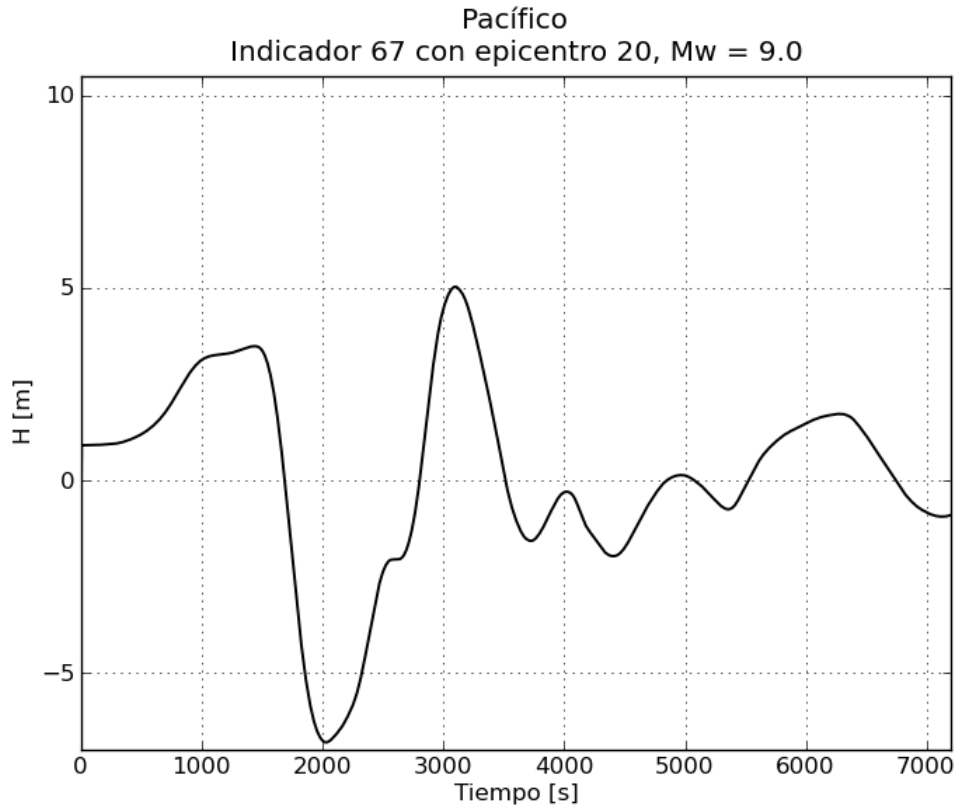


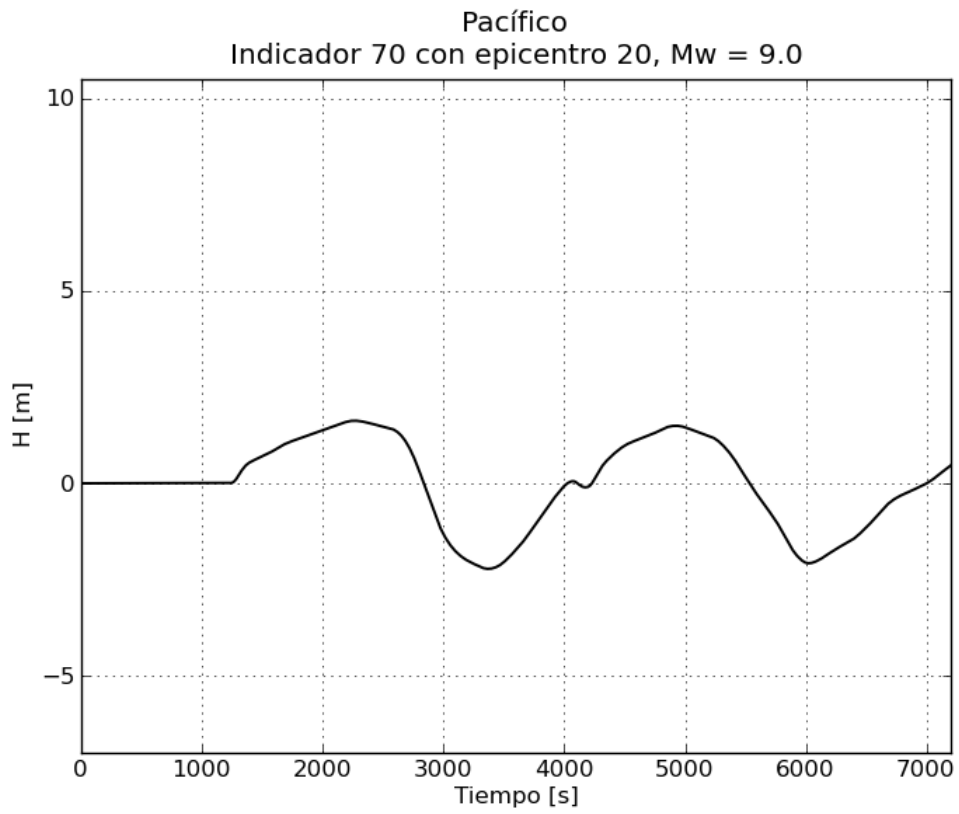
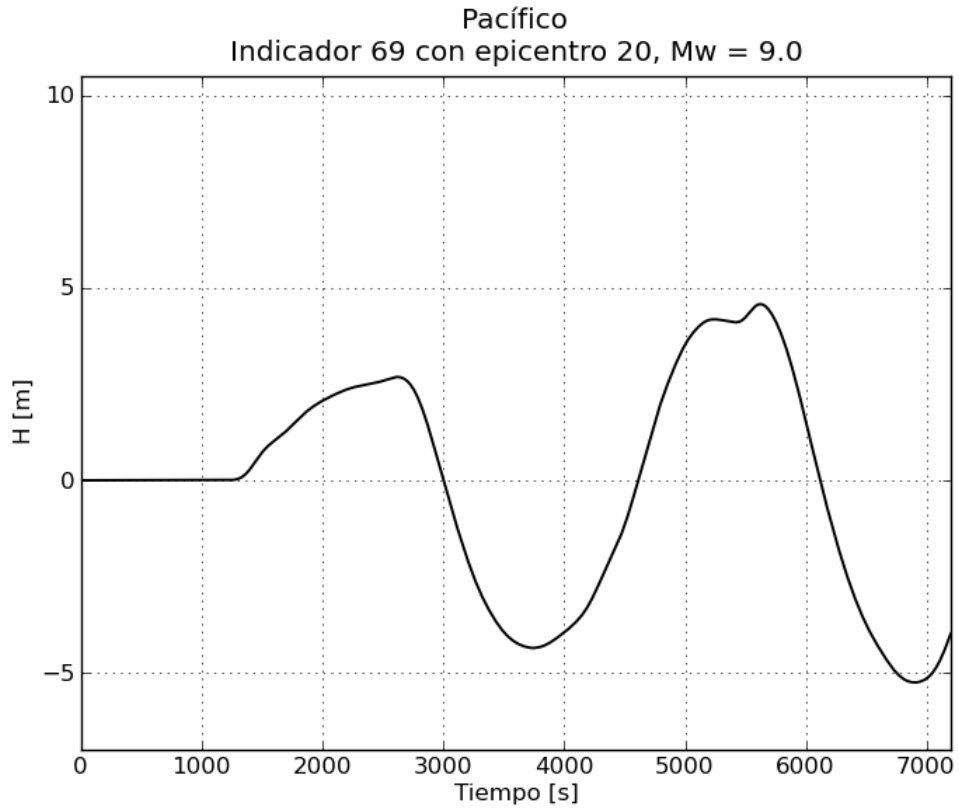


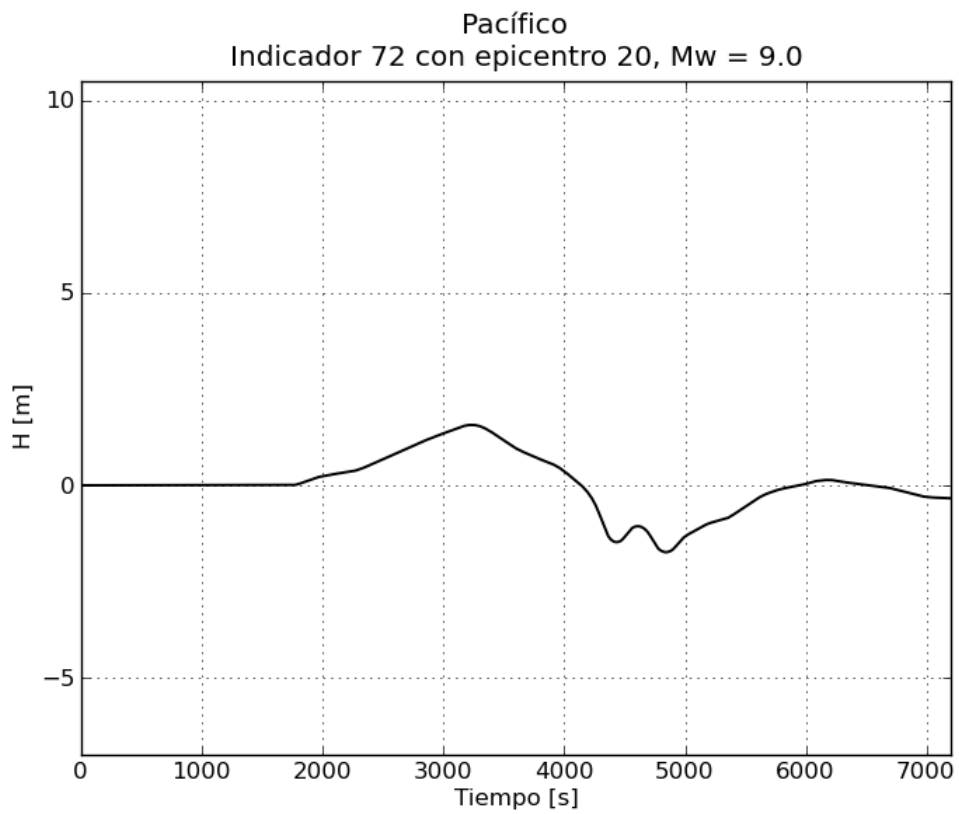
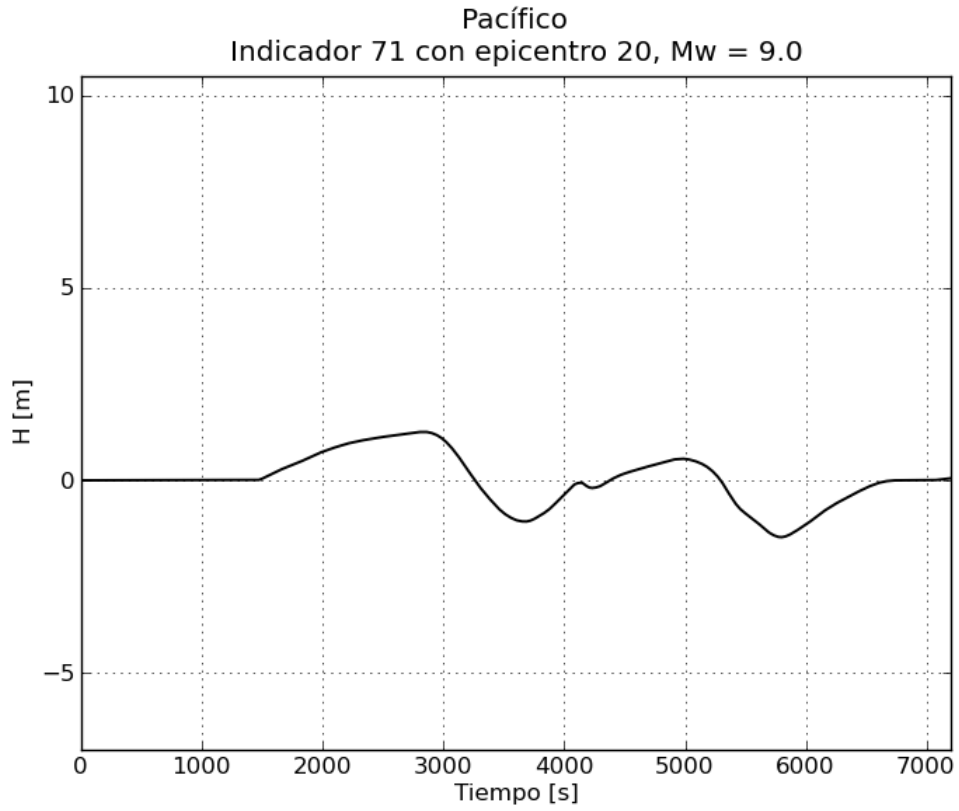




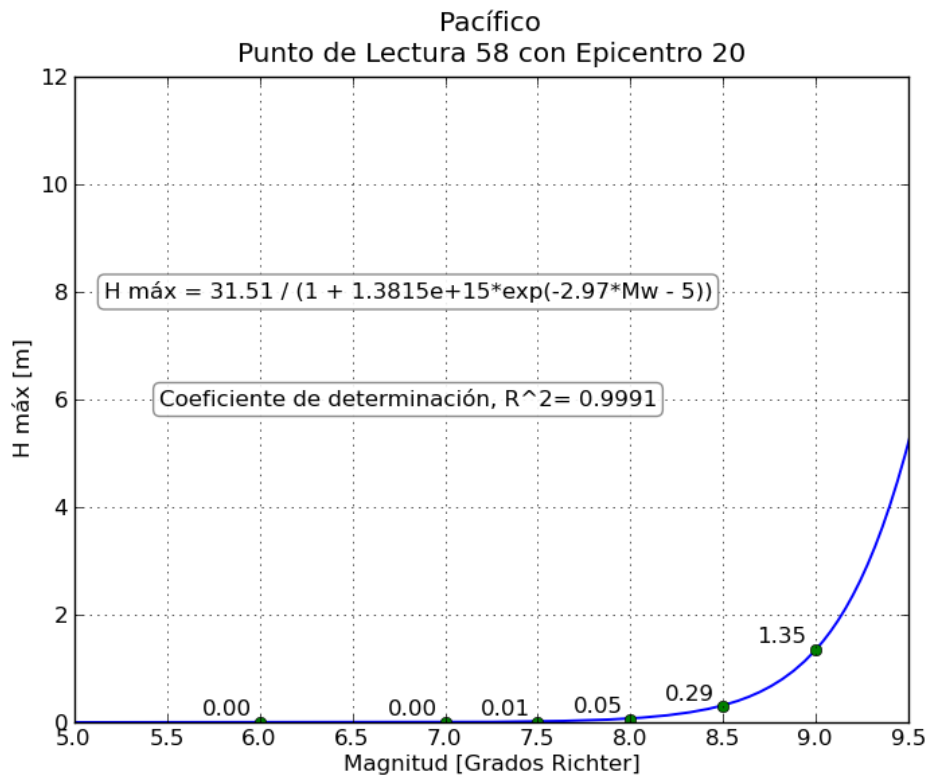
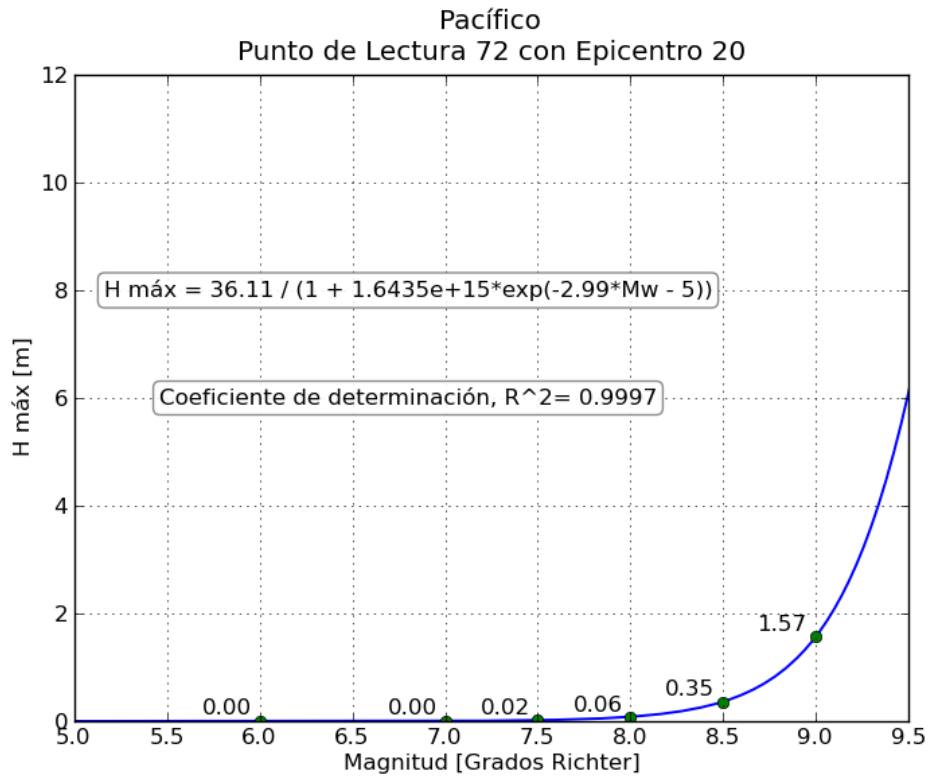


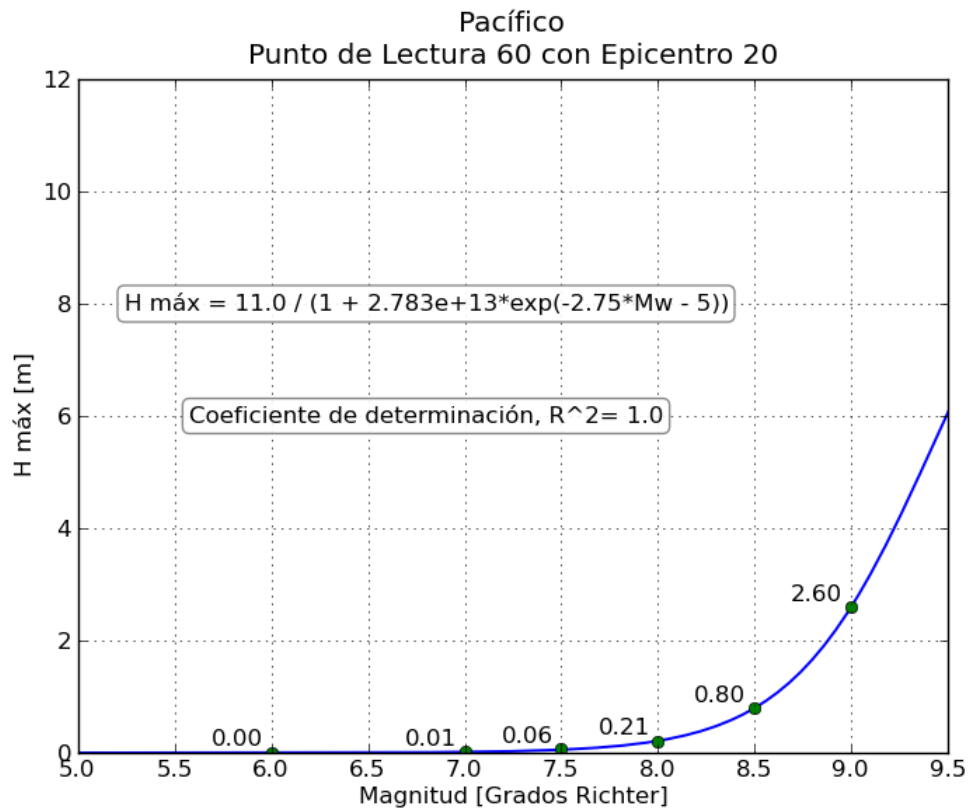
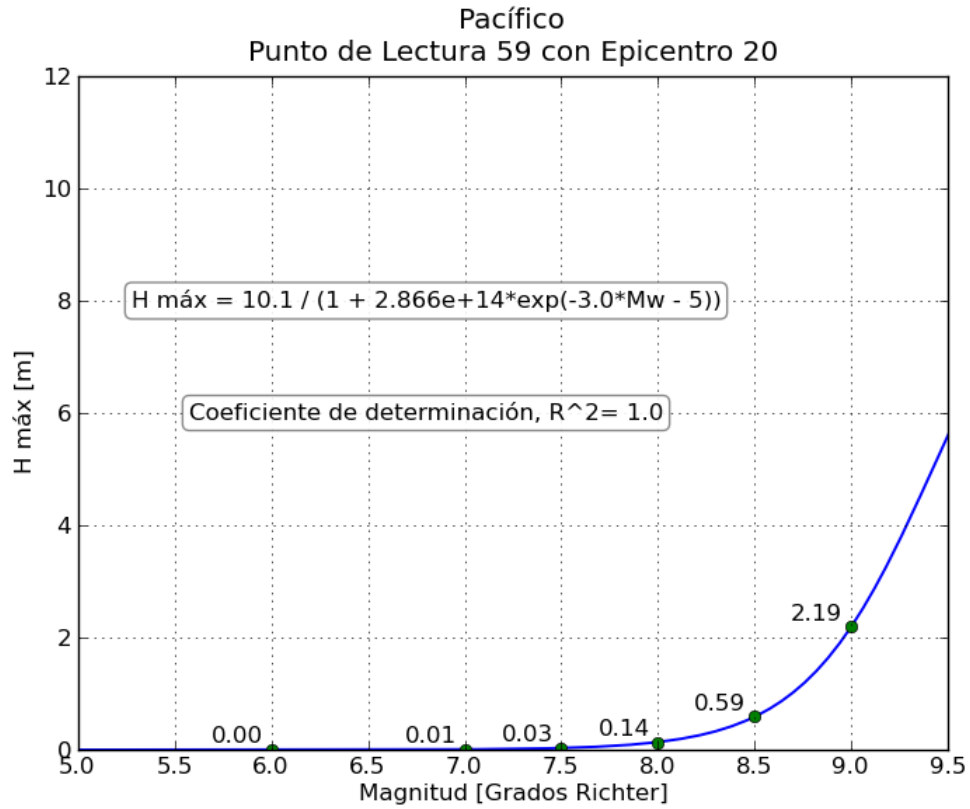


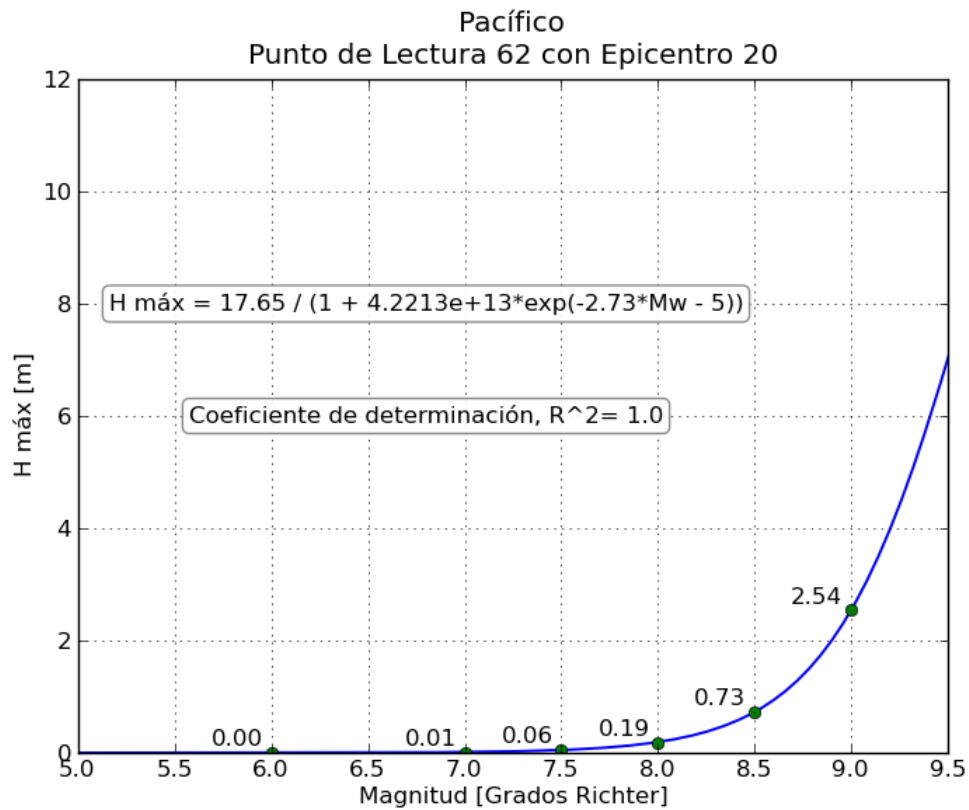
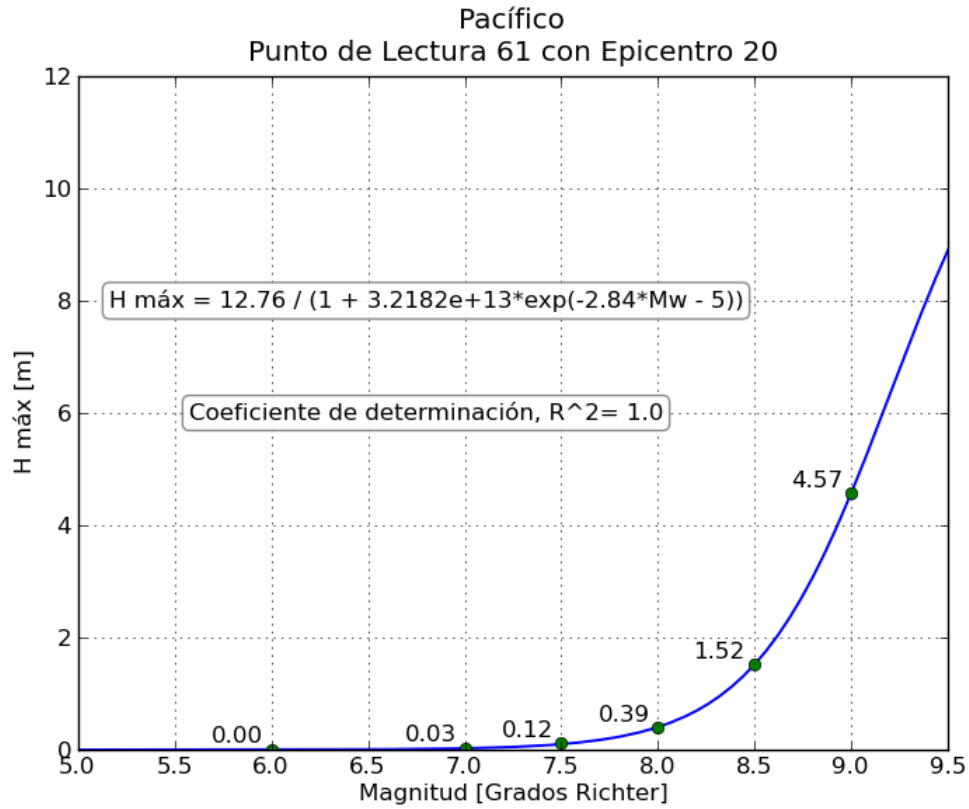


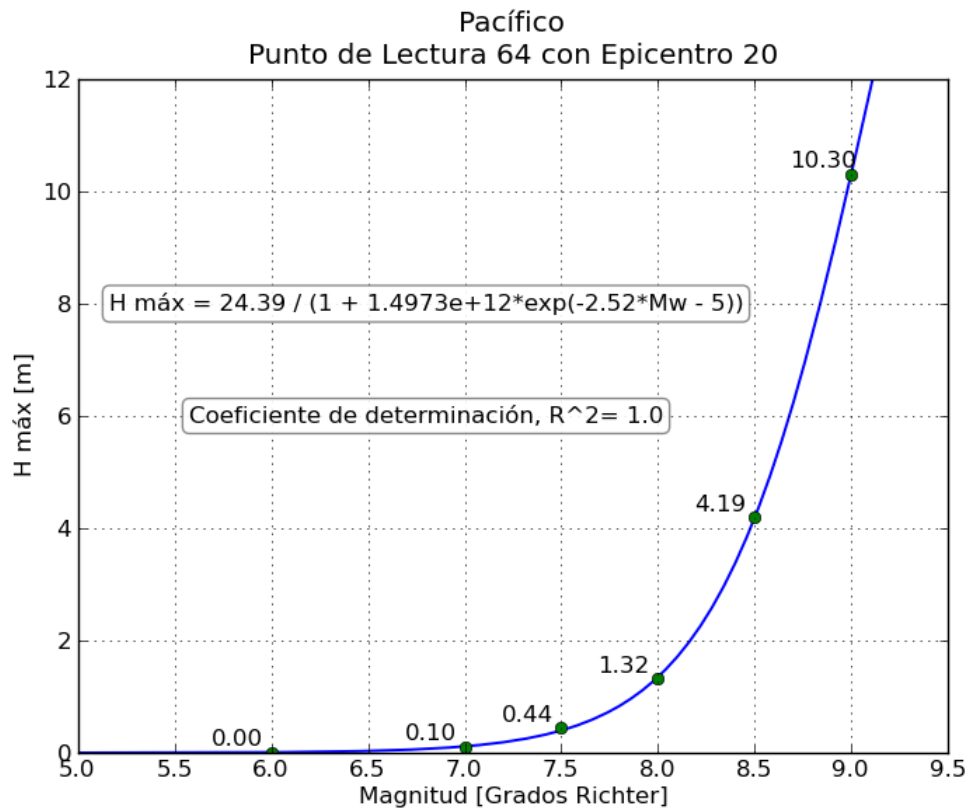
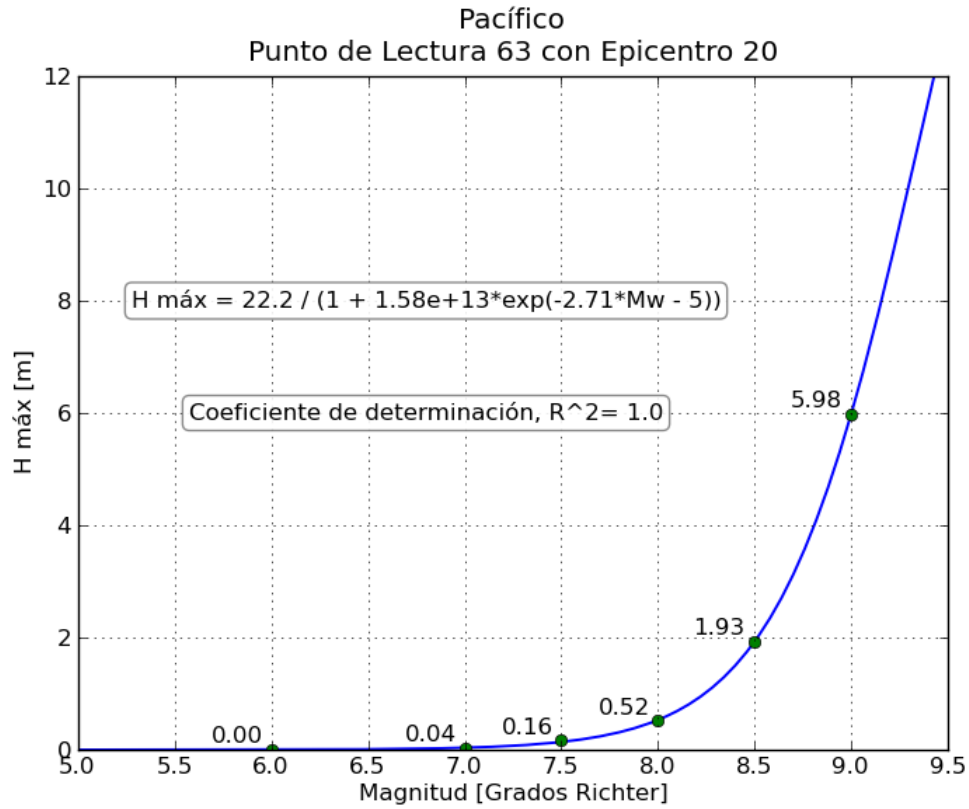


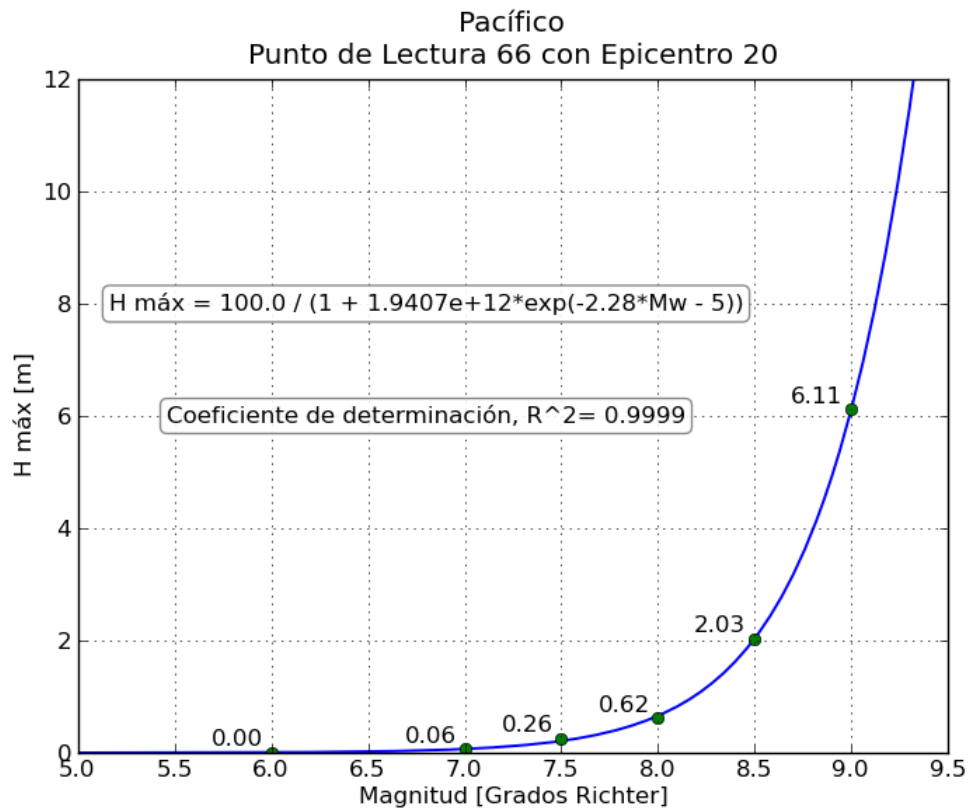
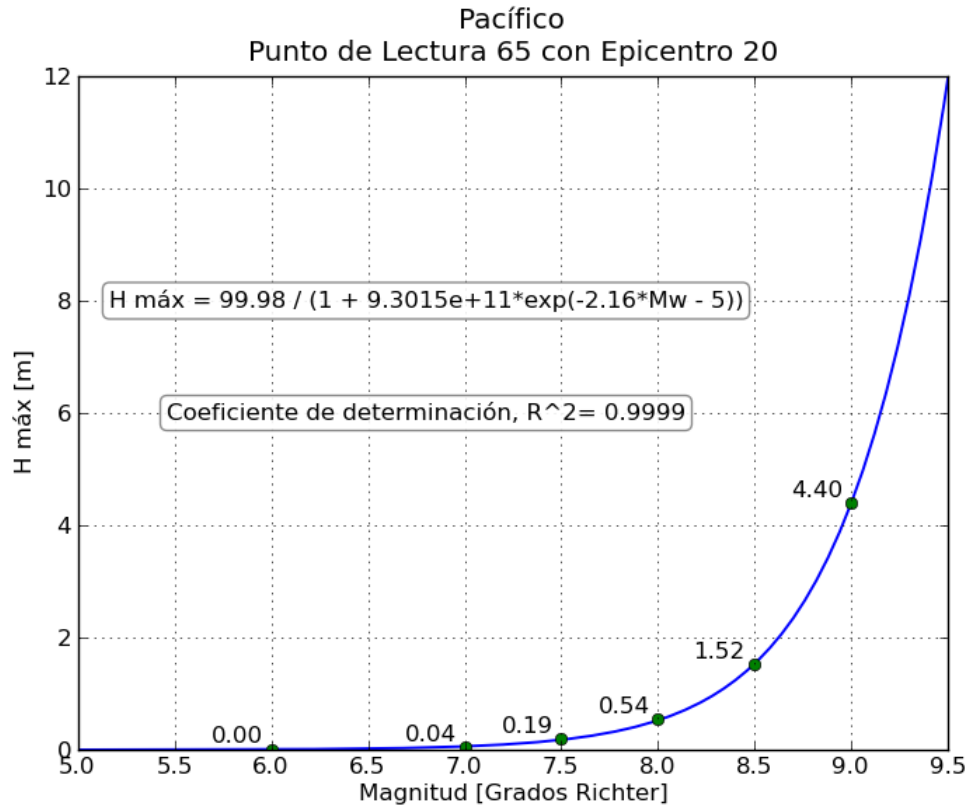
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

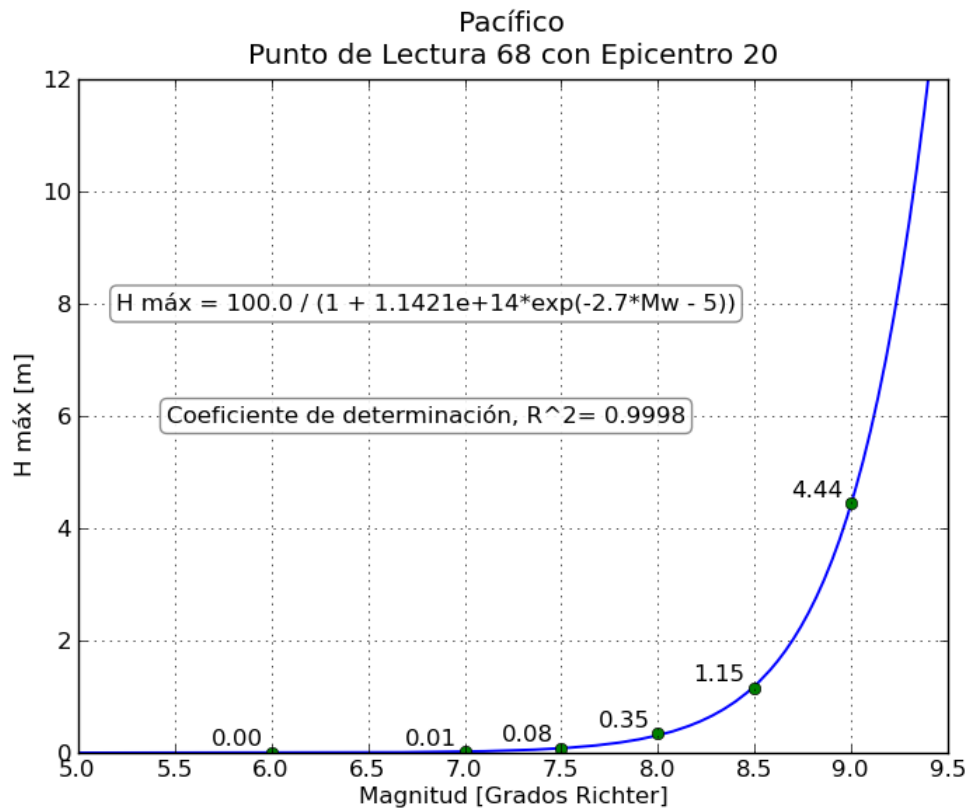
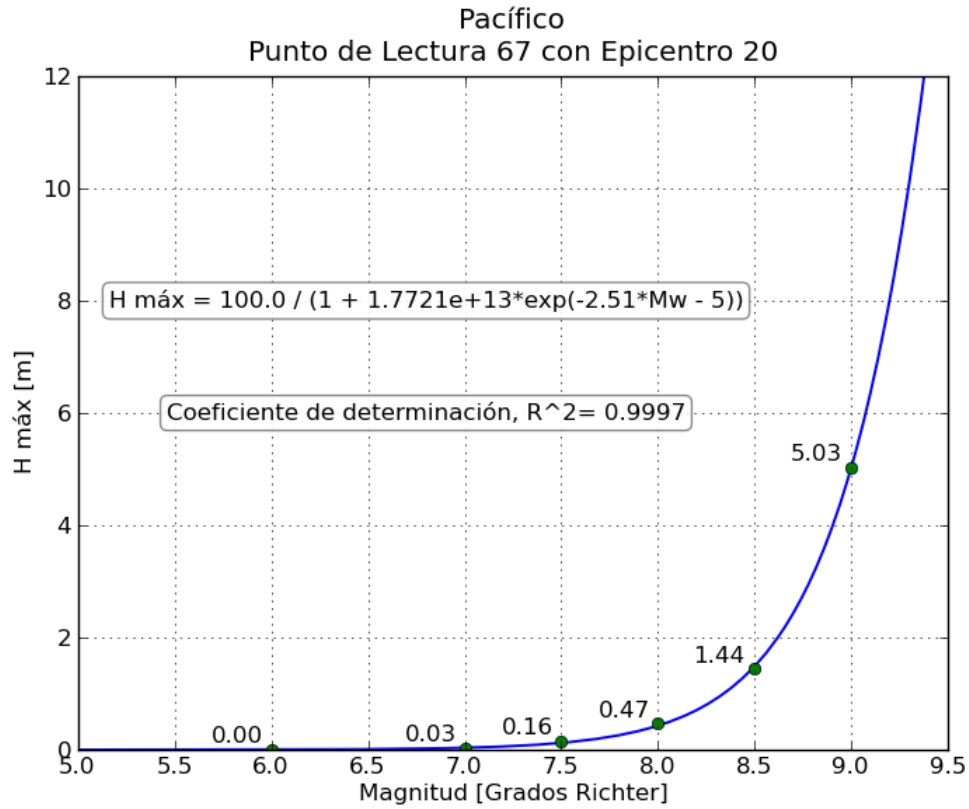


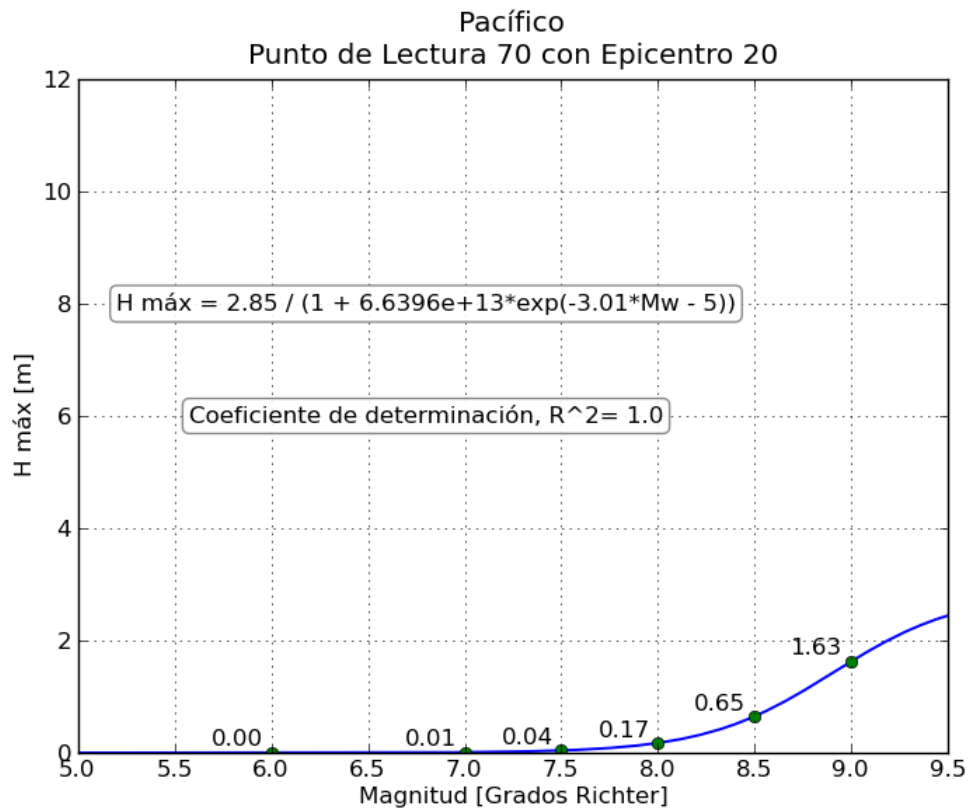
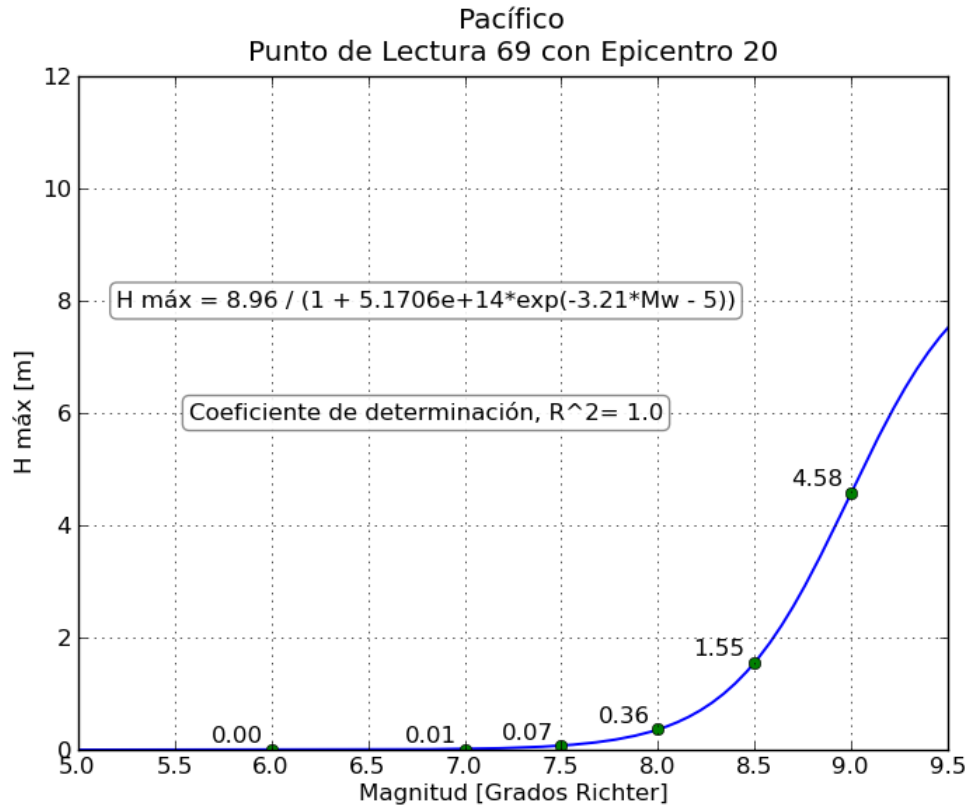


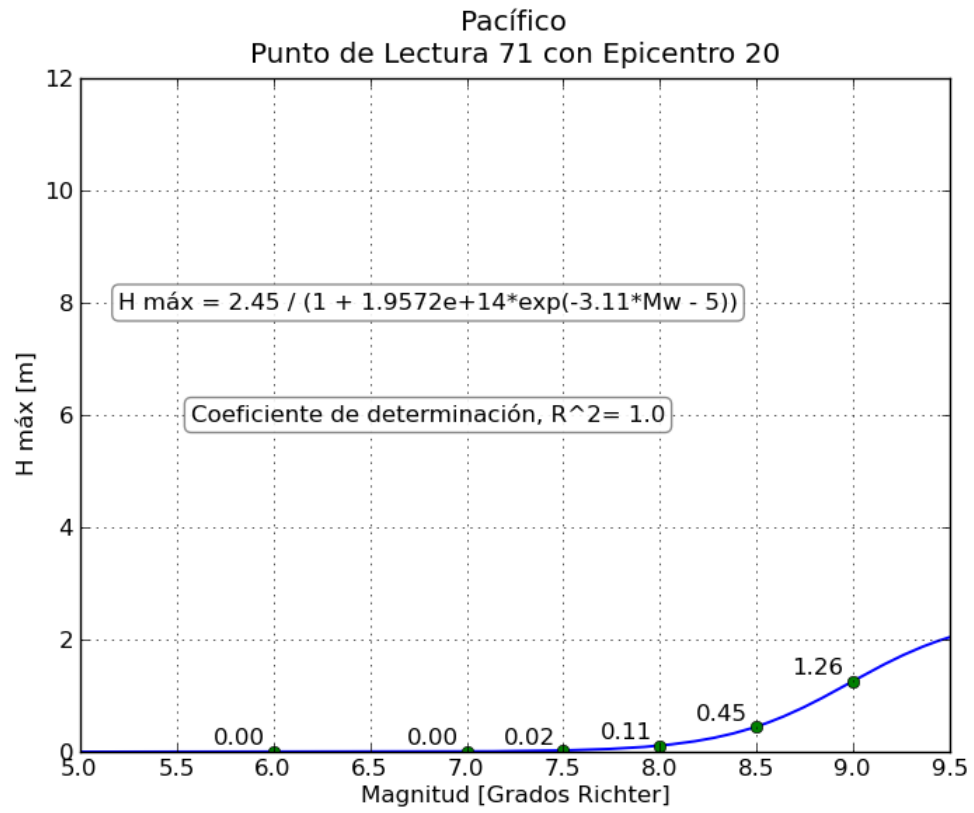






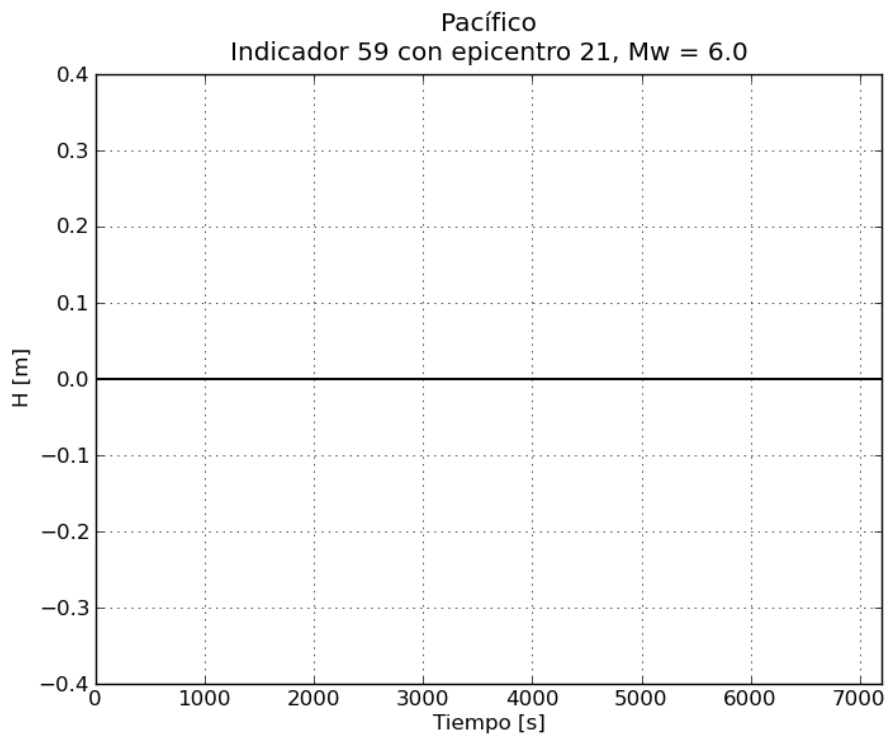
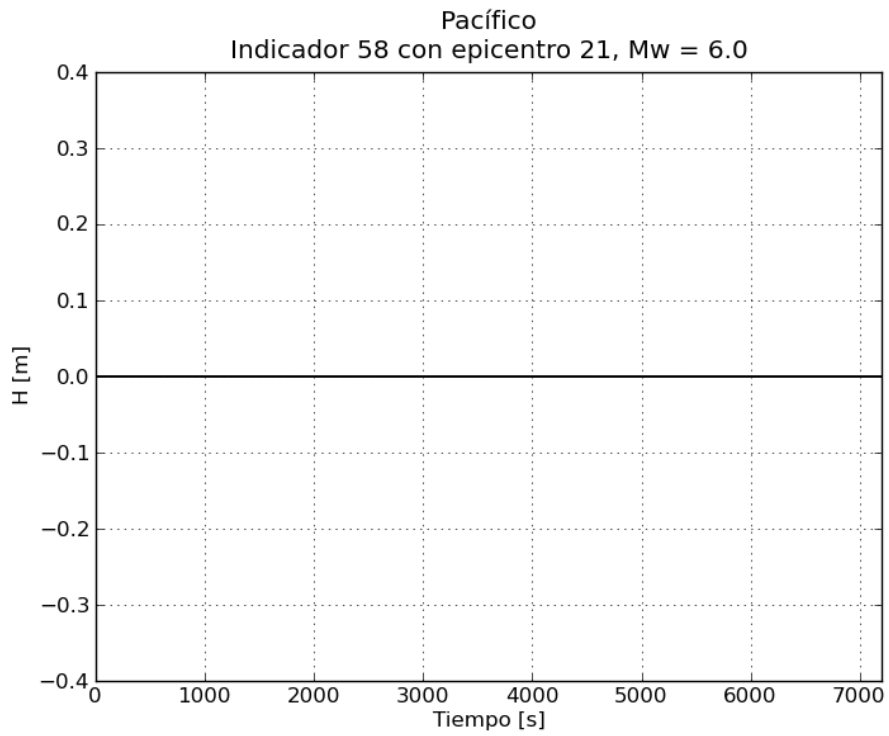


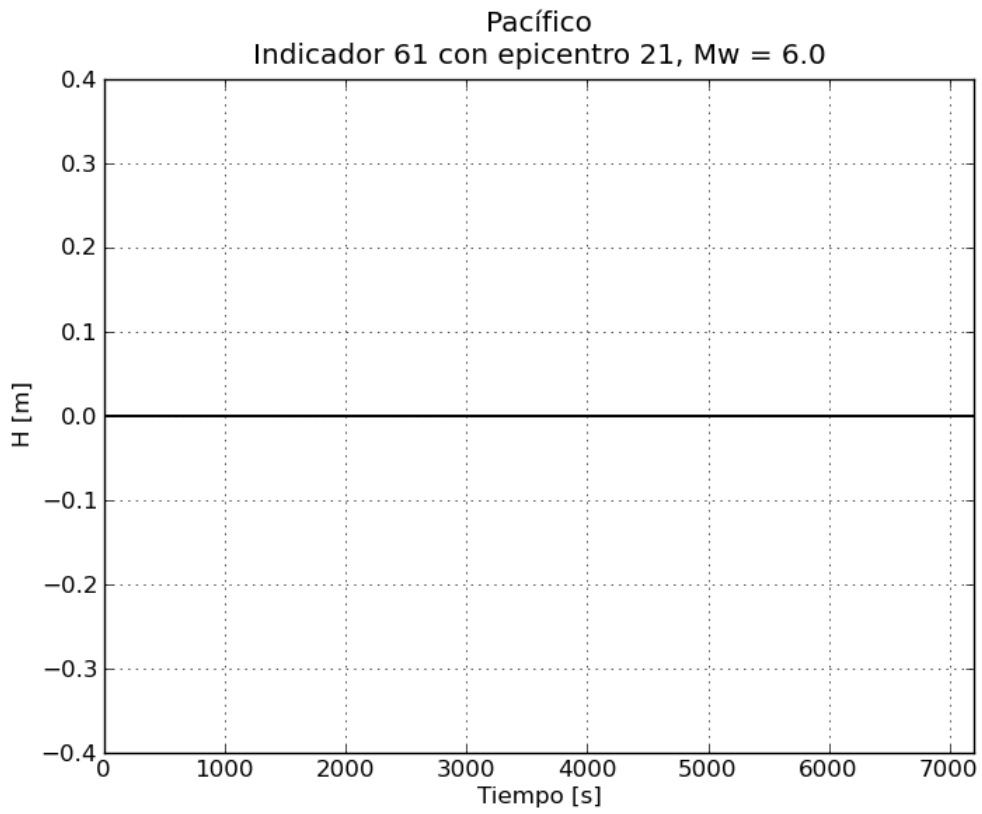
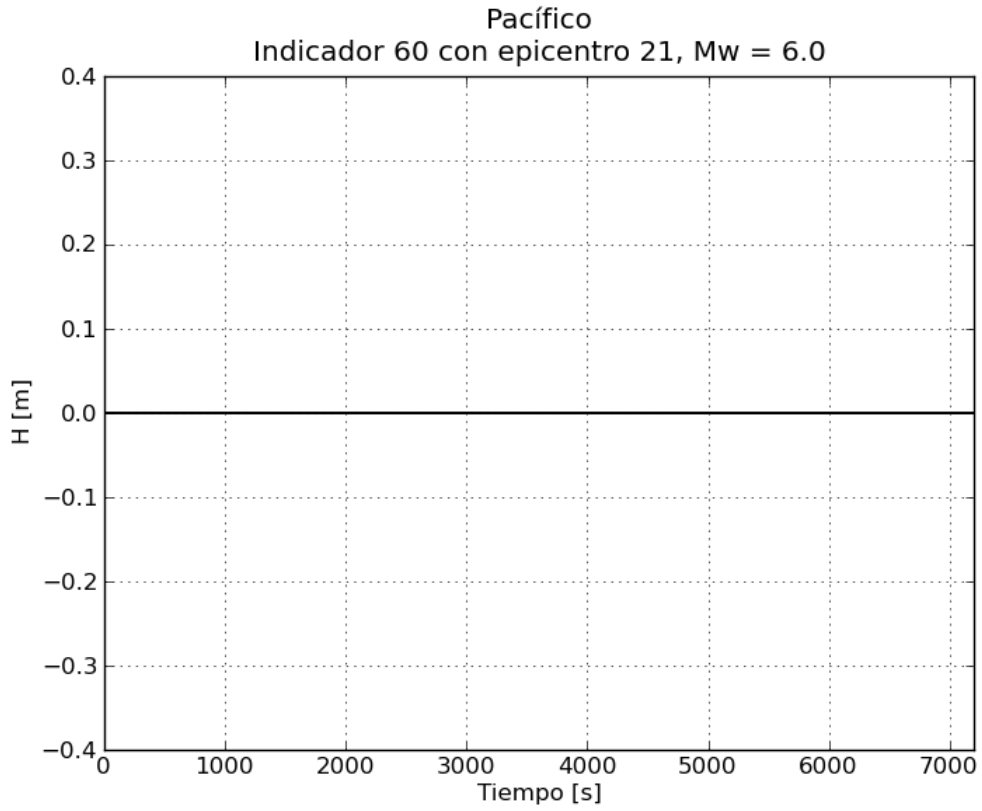


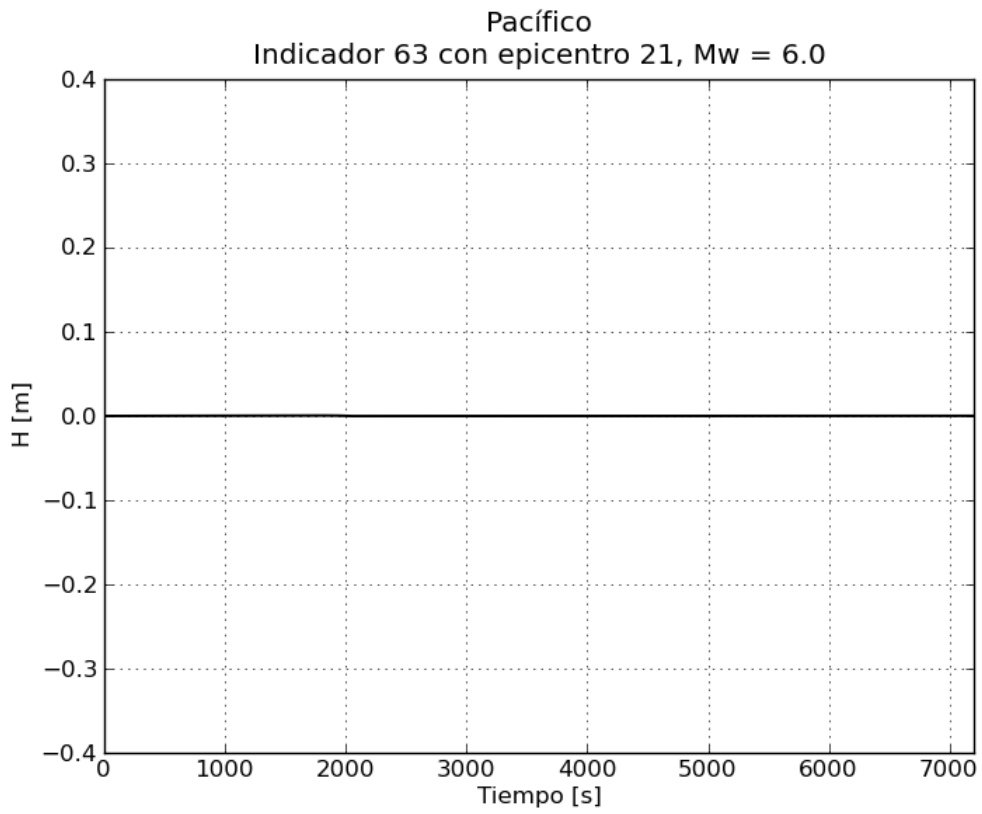
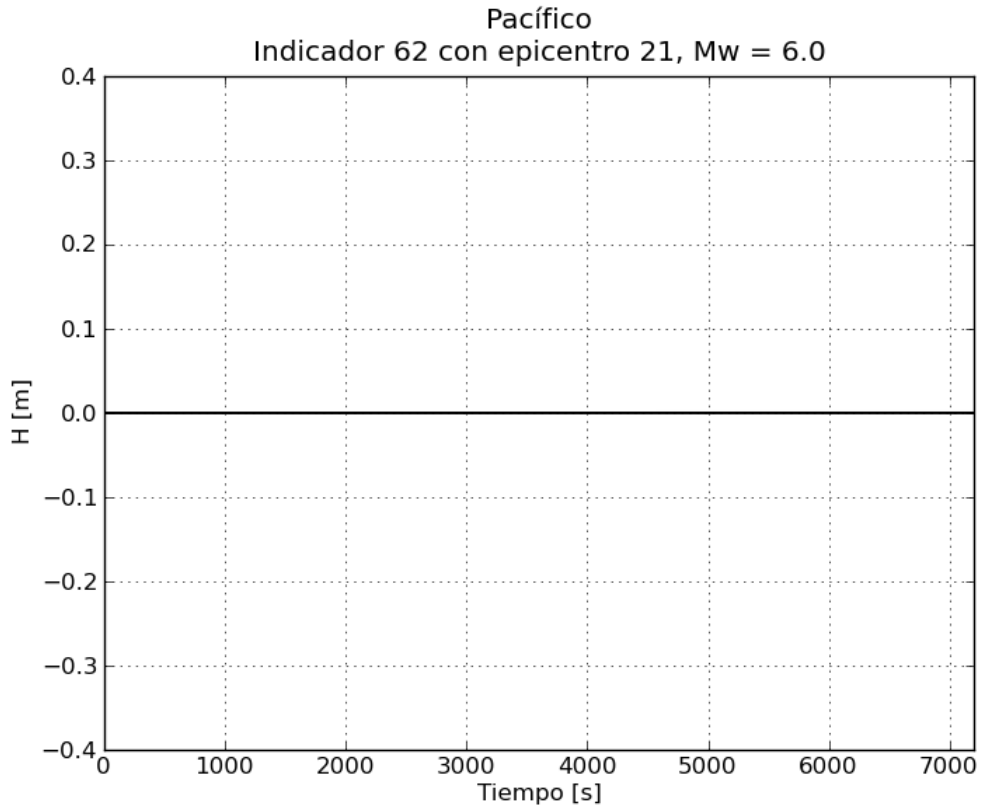


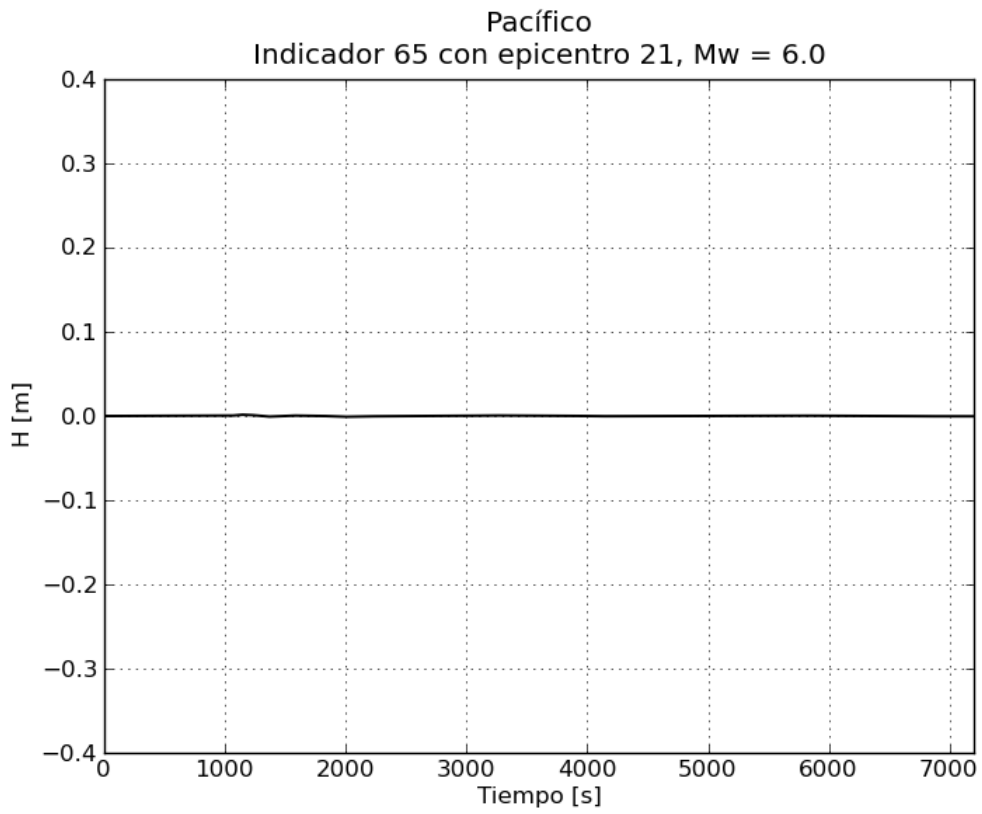
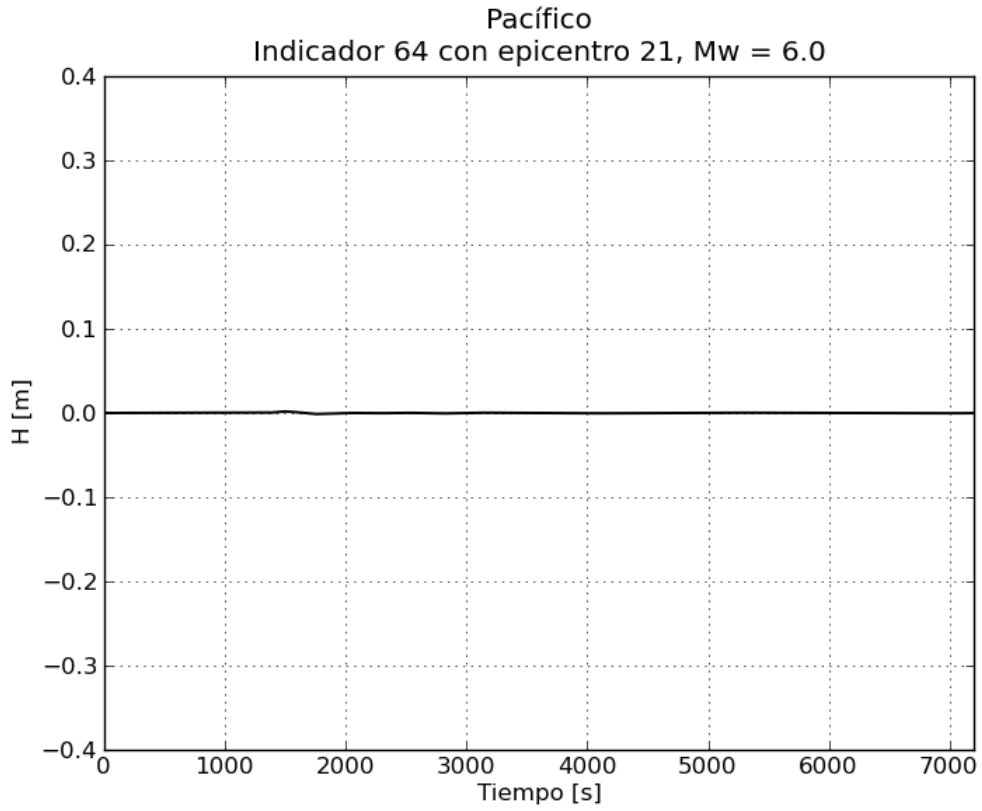
6. Epicentro 21 del Pacífico

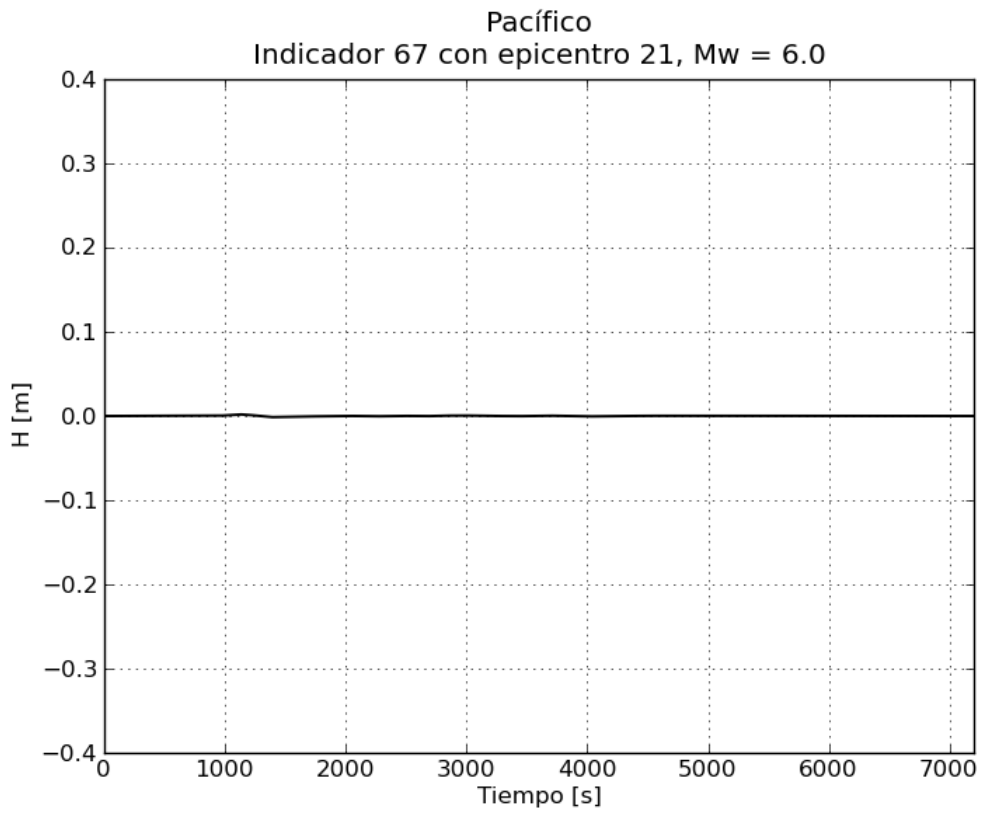
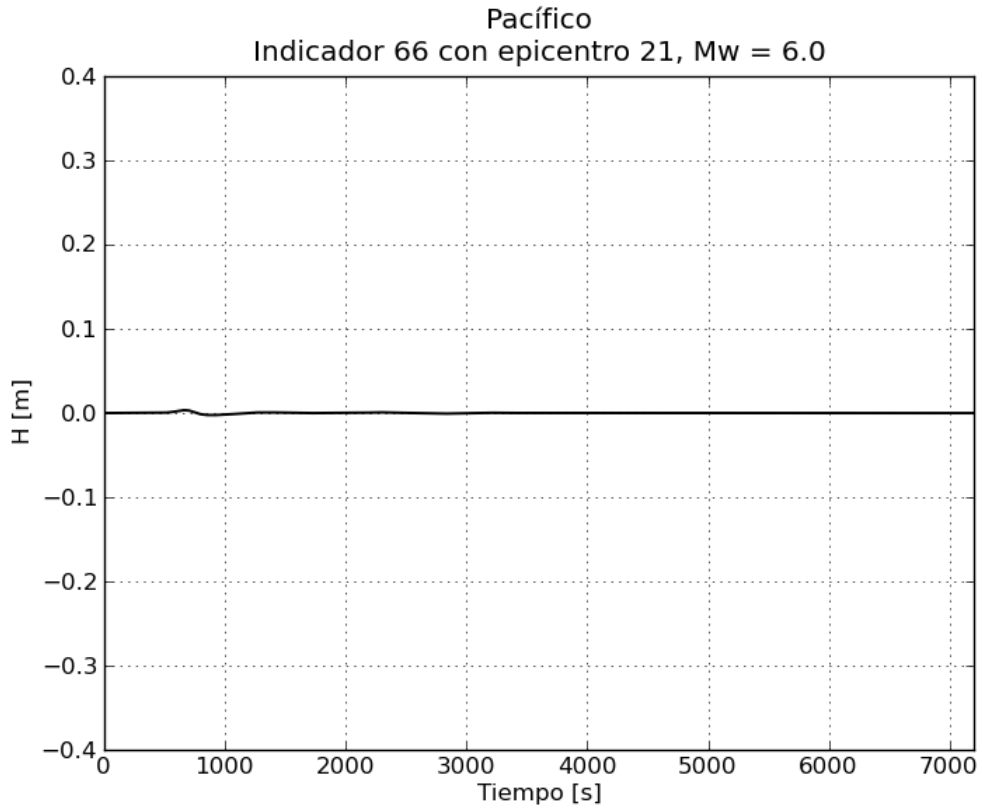
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

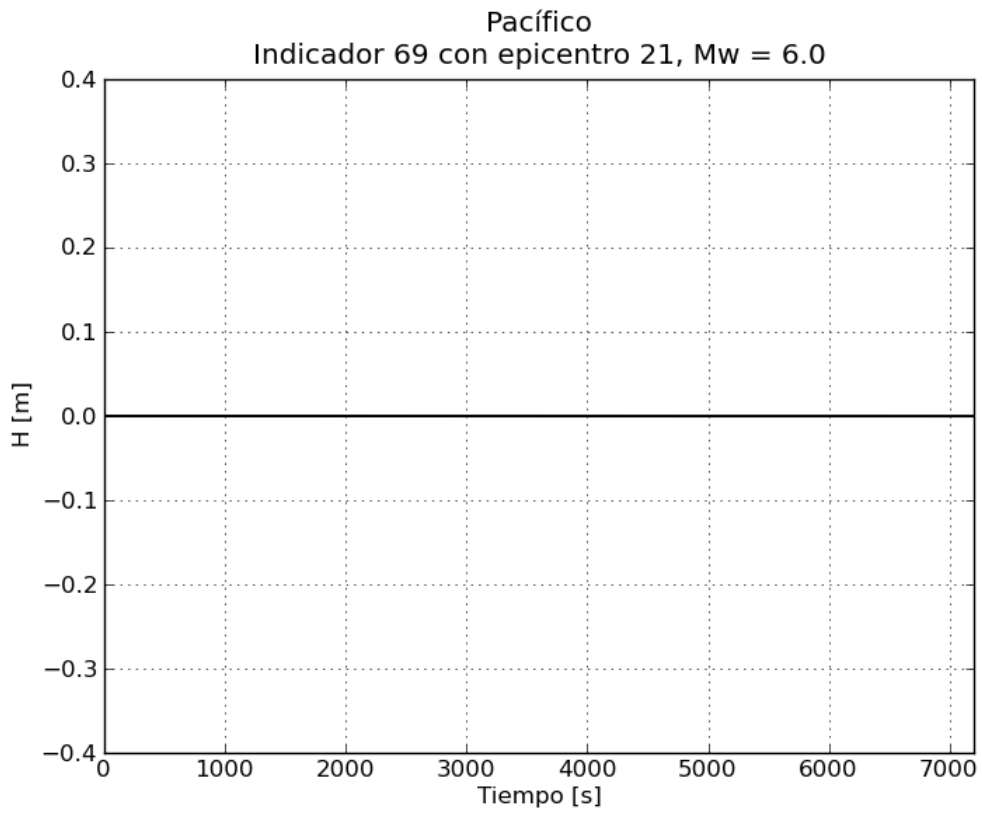
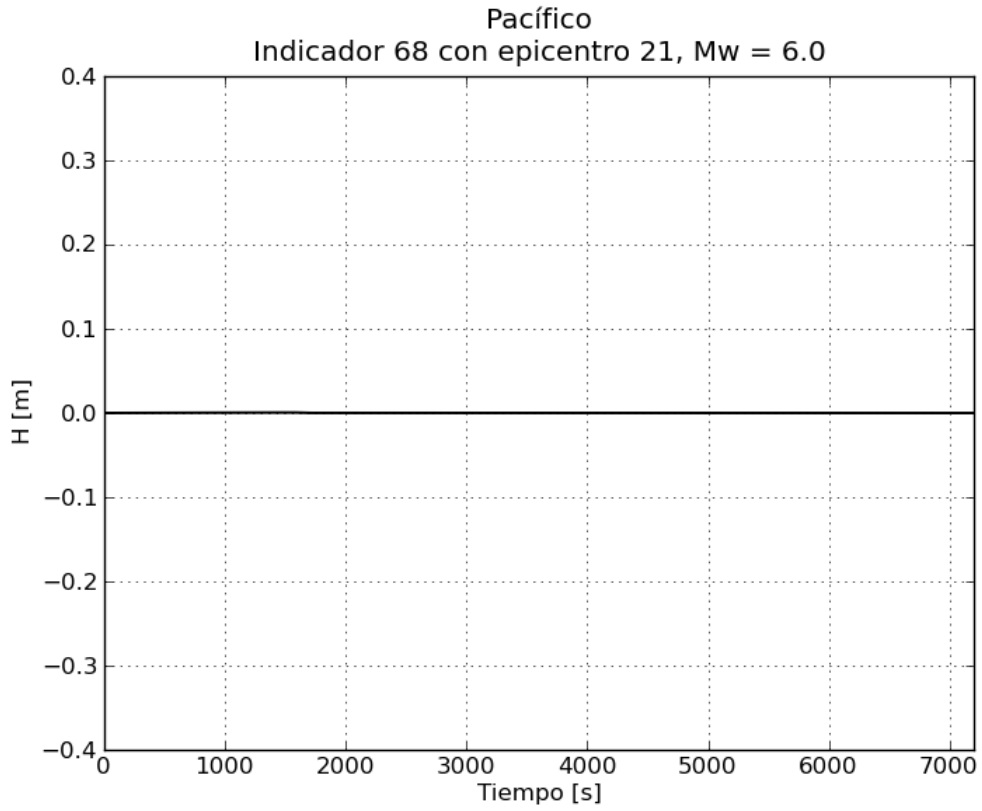


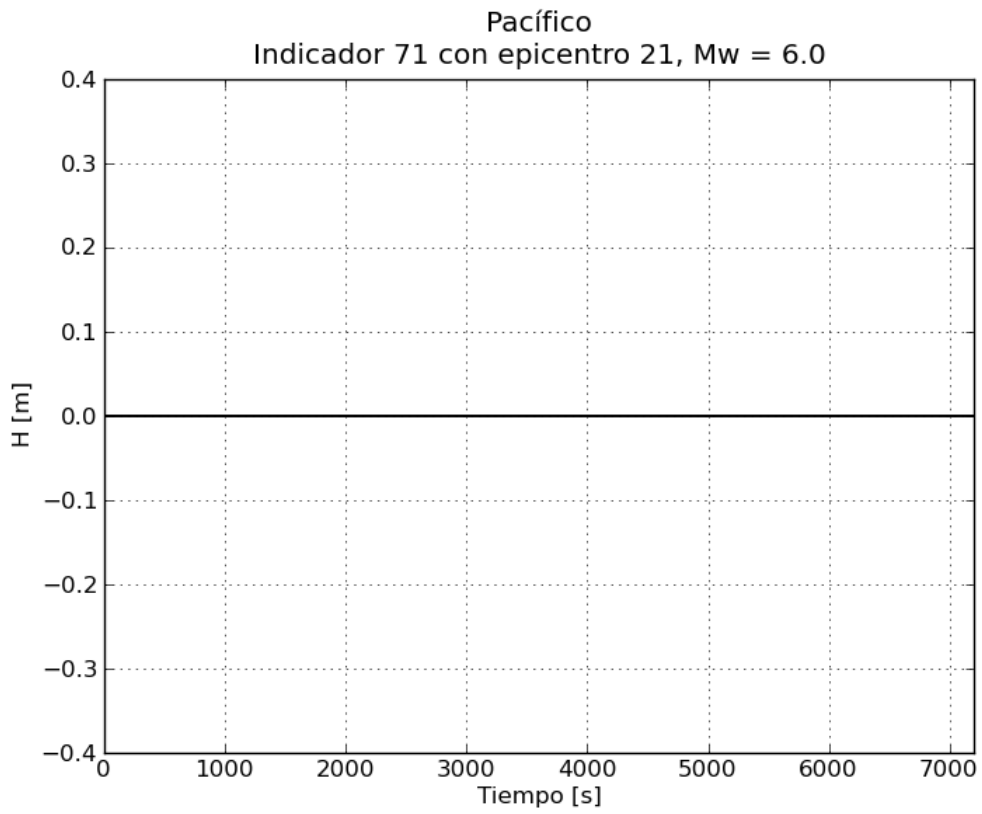
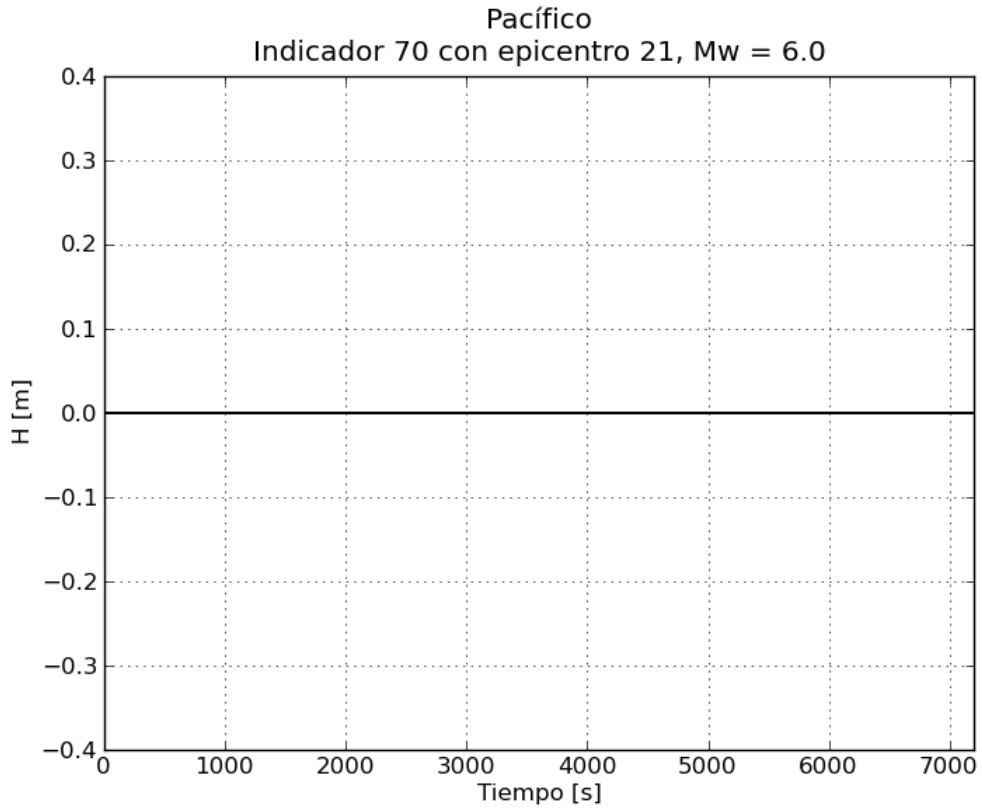


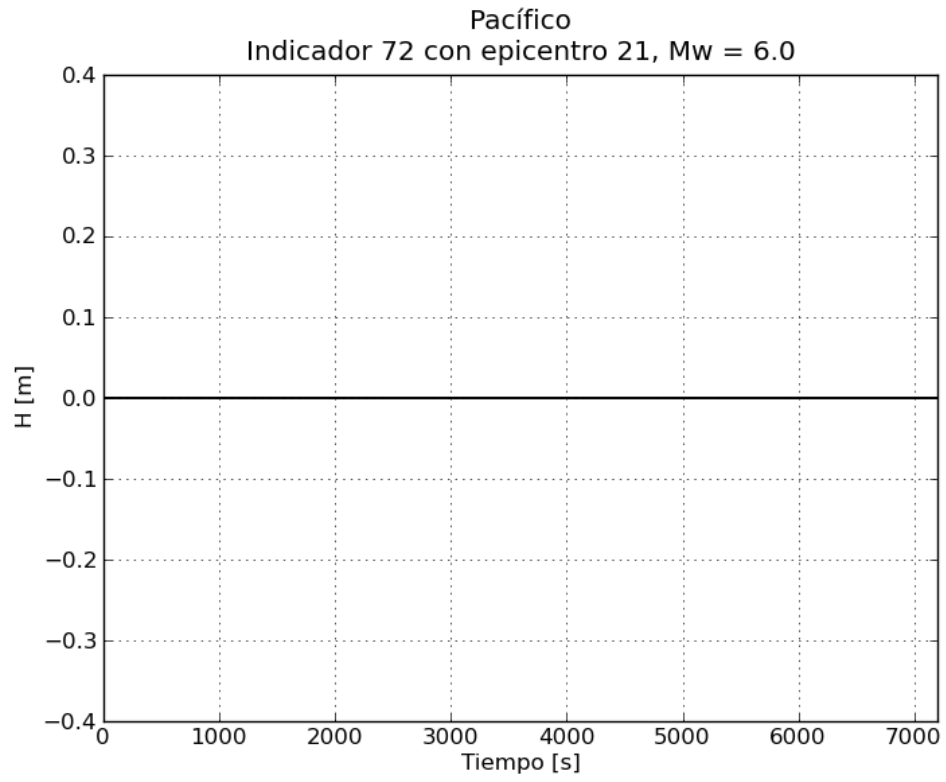




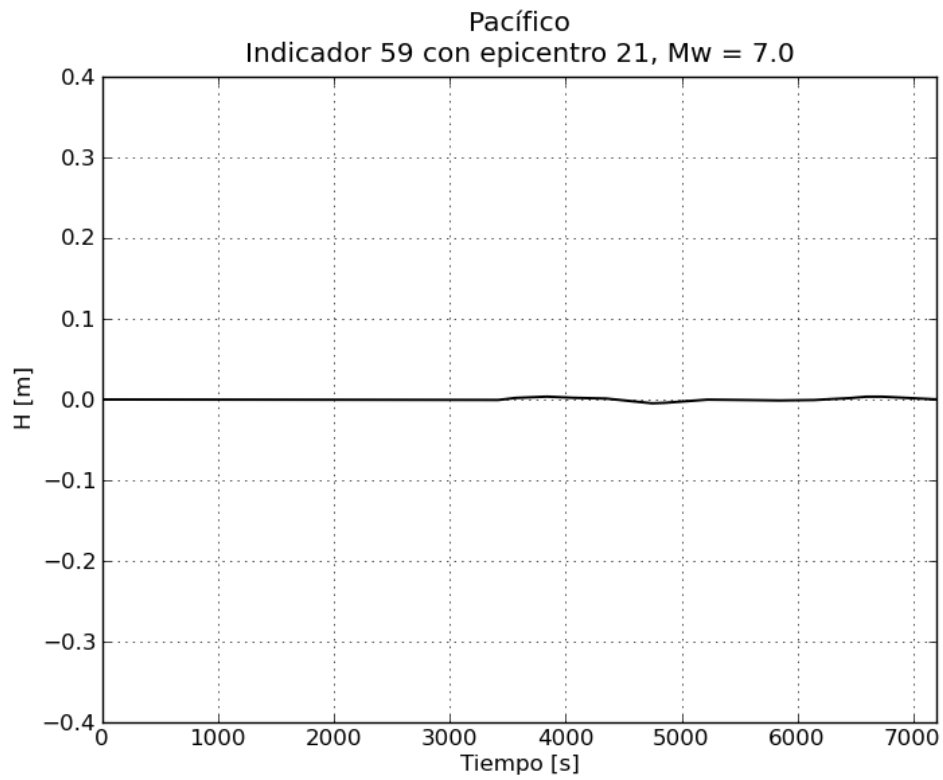
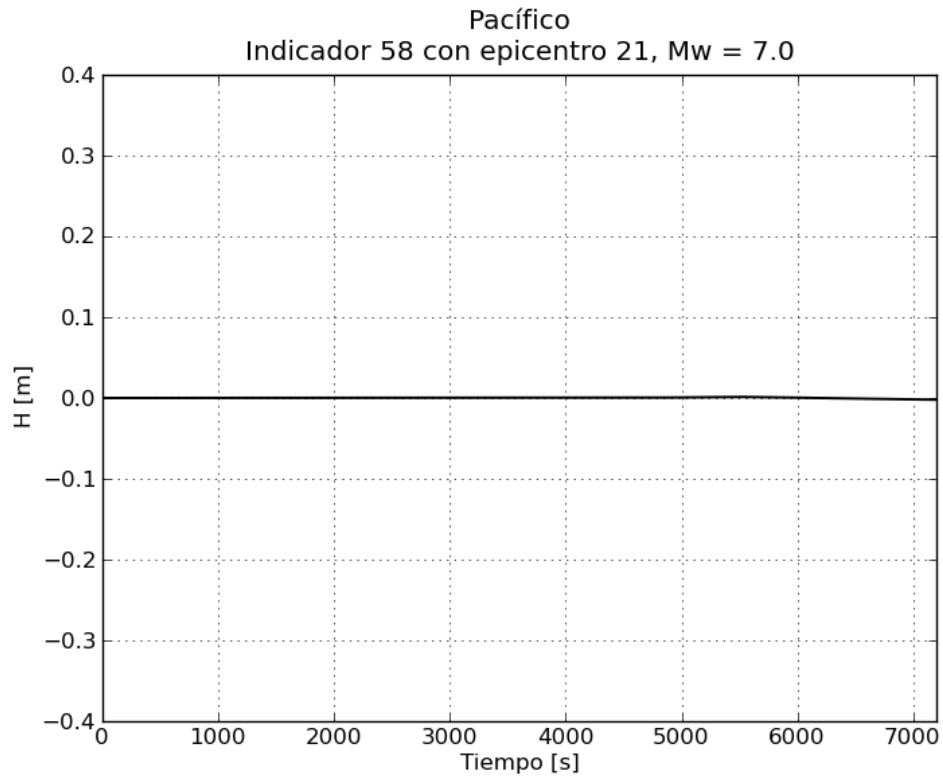


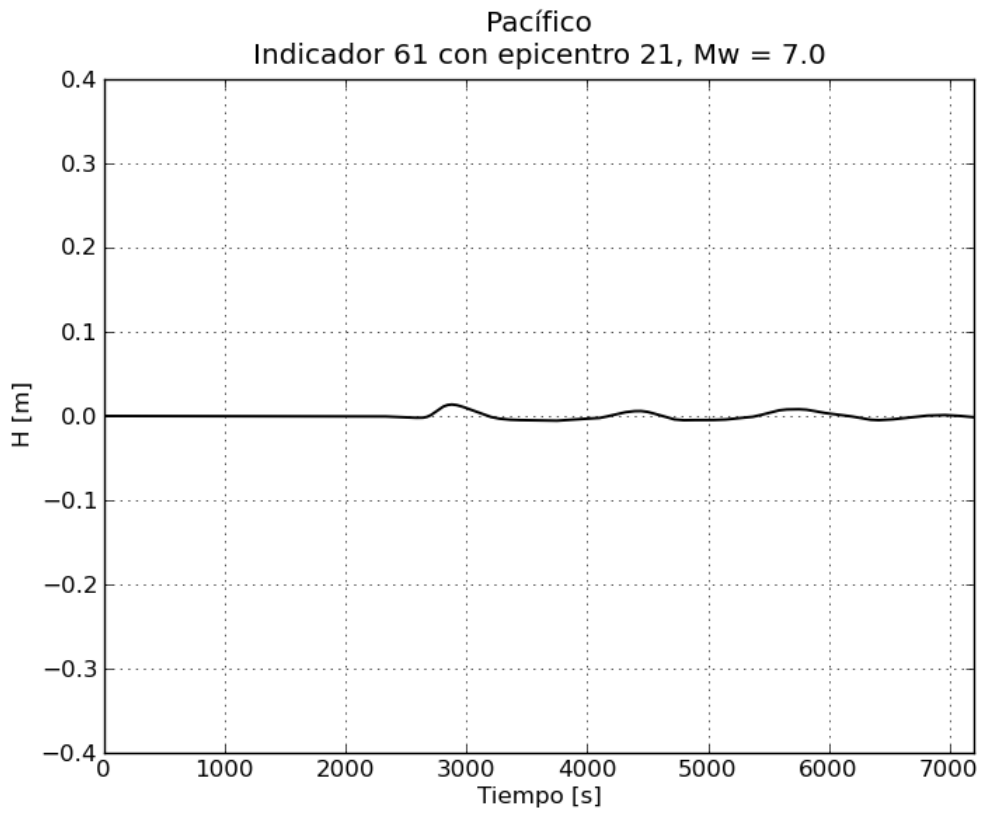
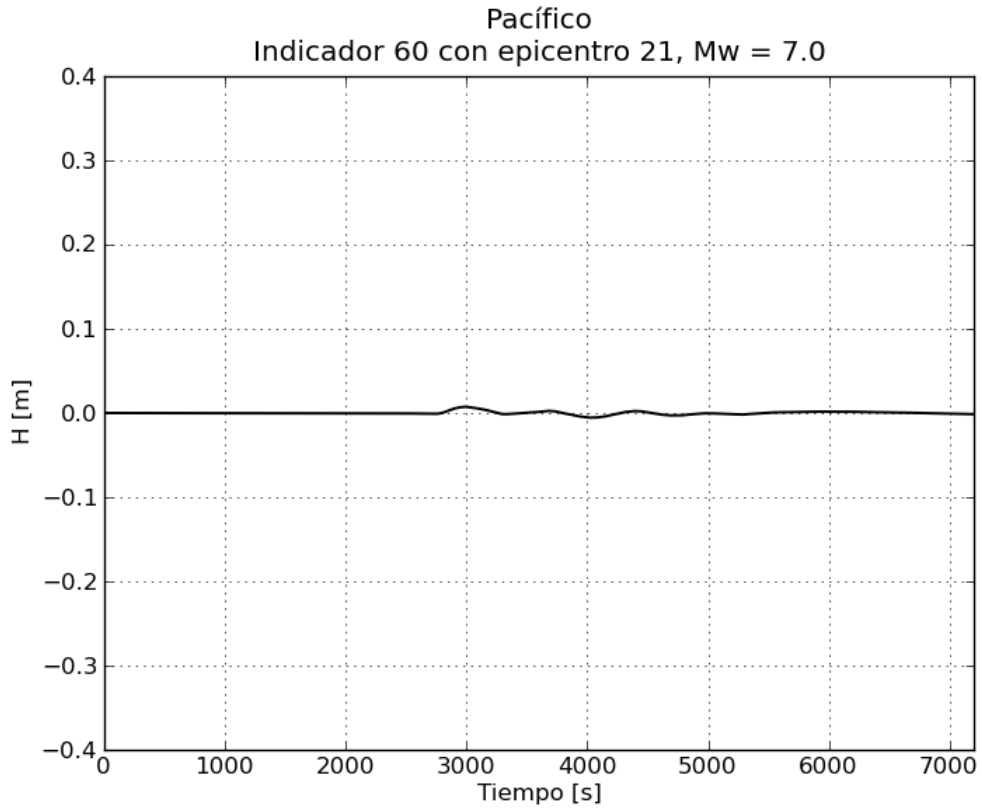


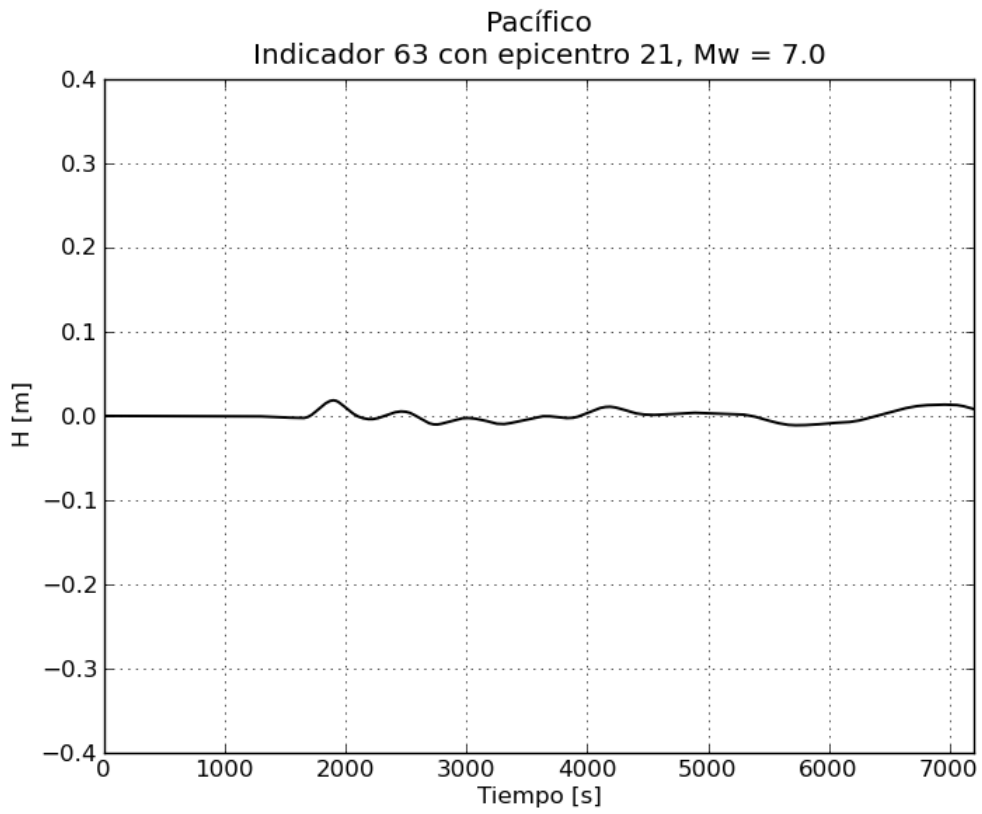
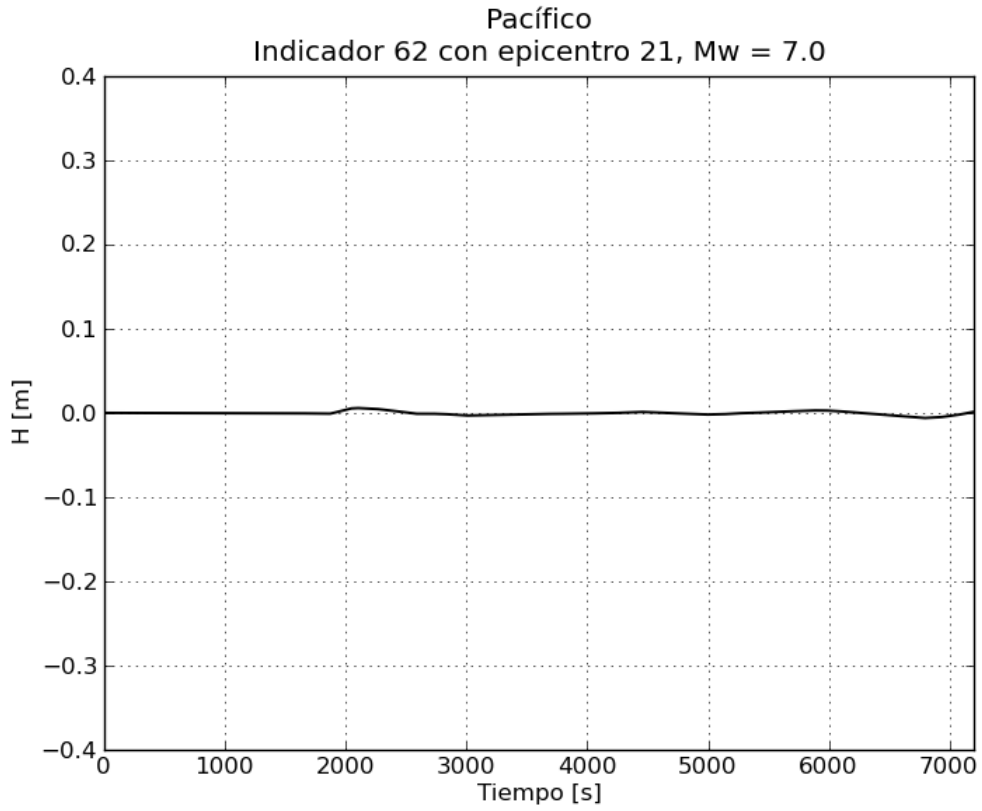


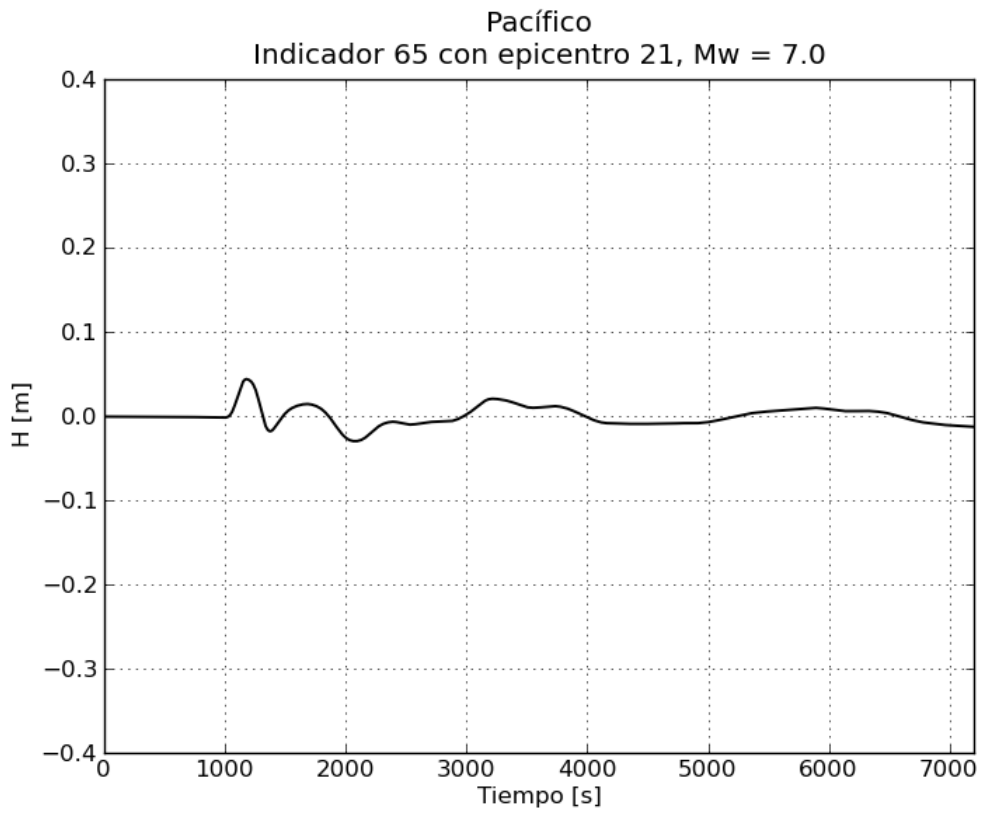
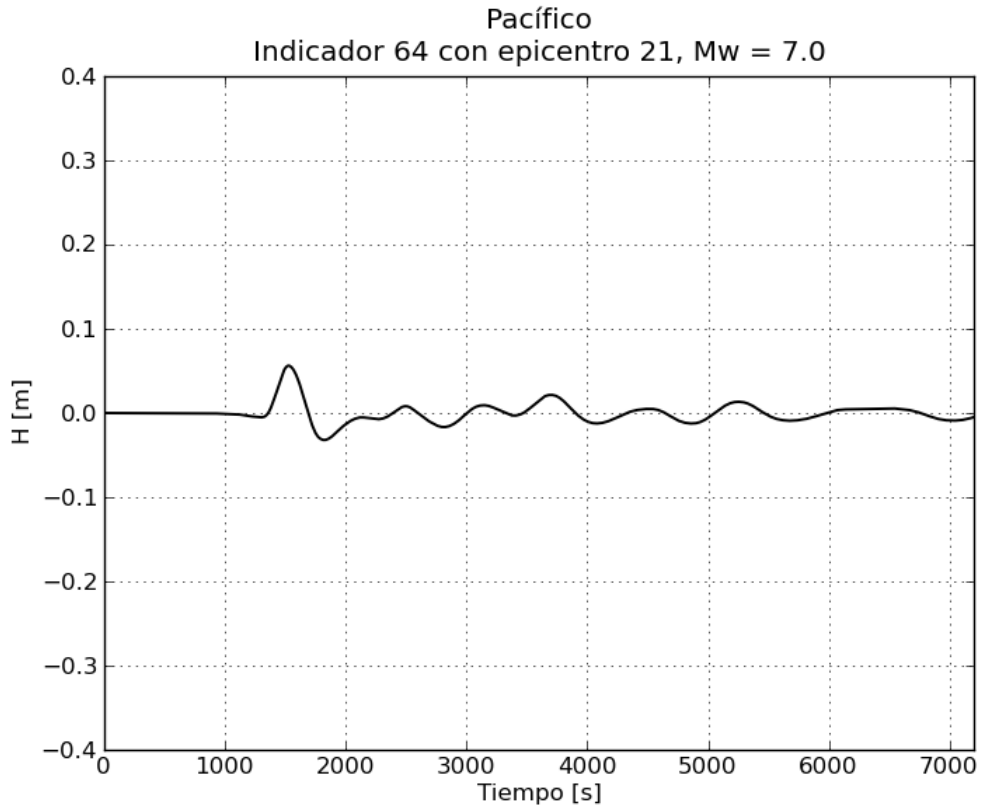


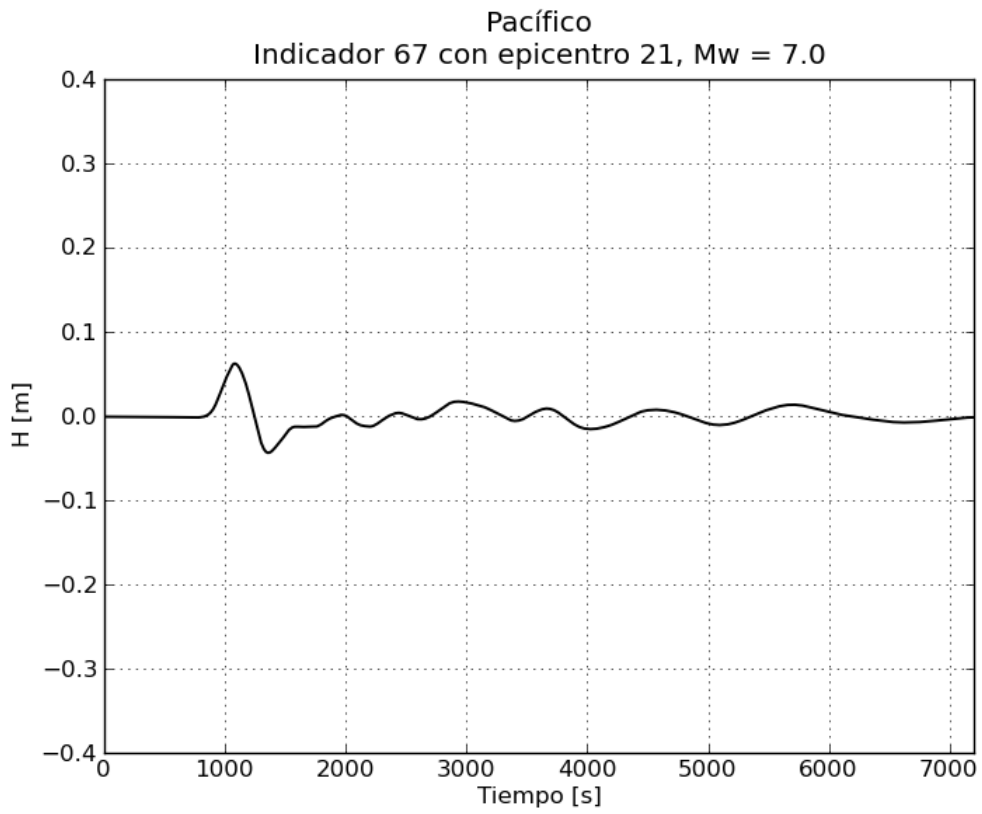
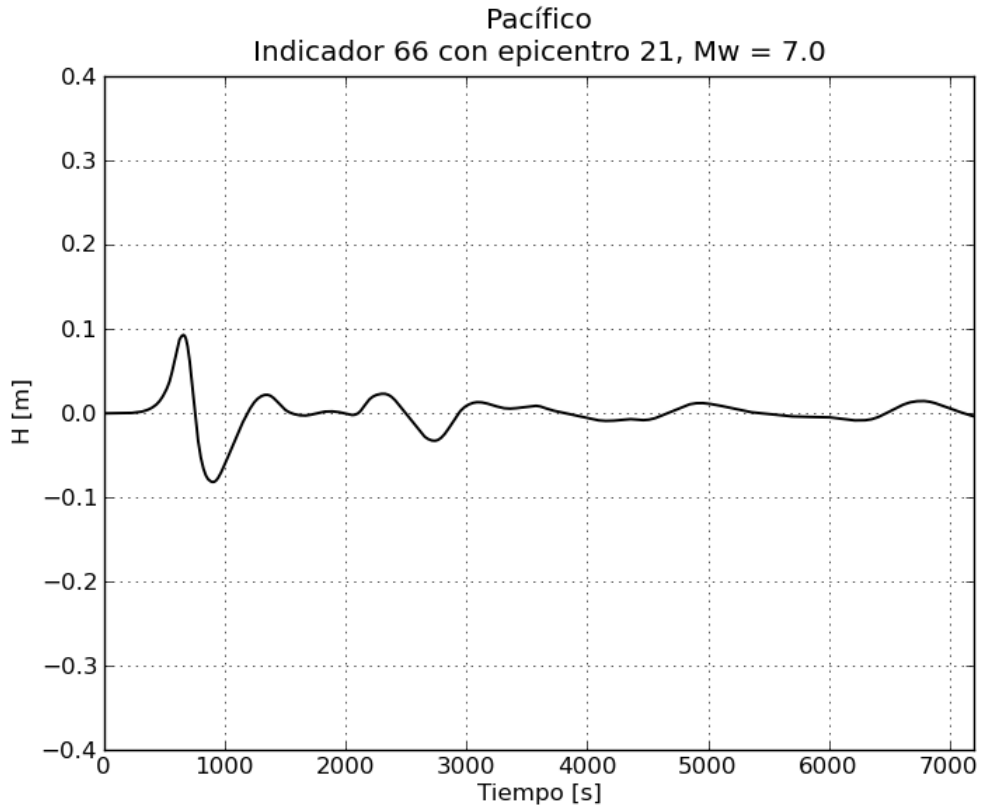
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

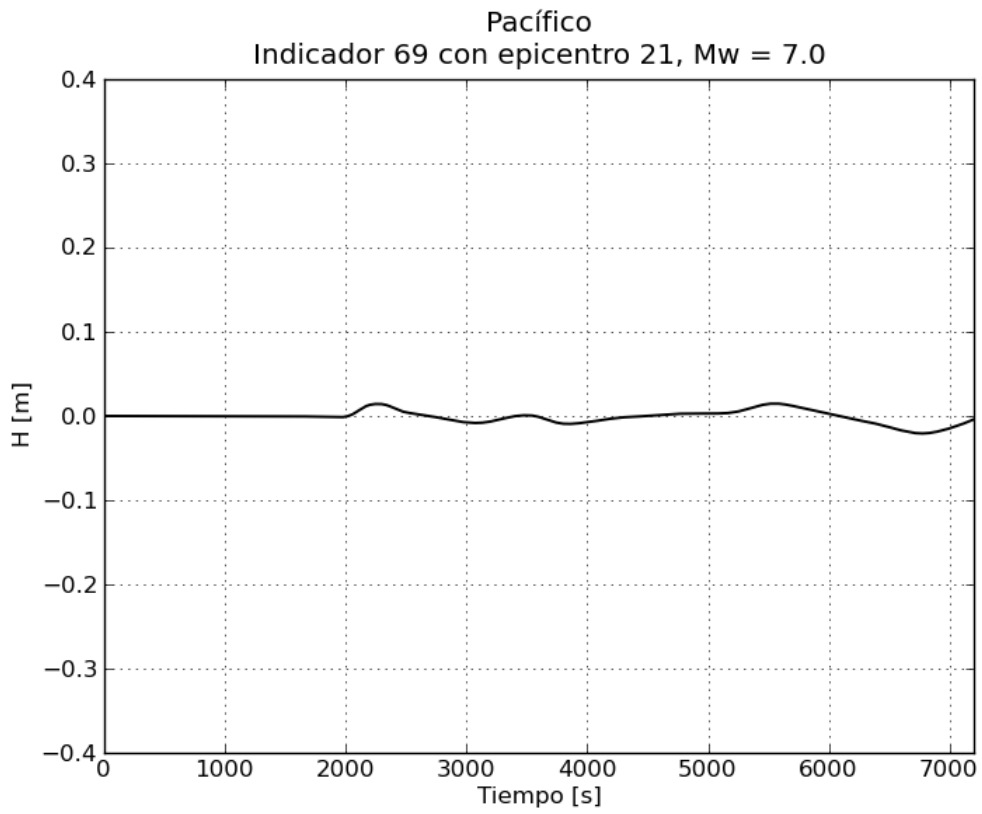
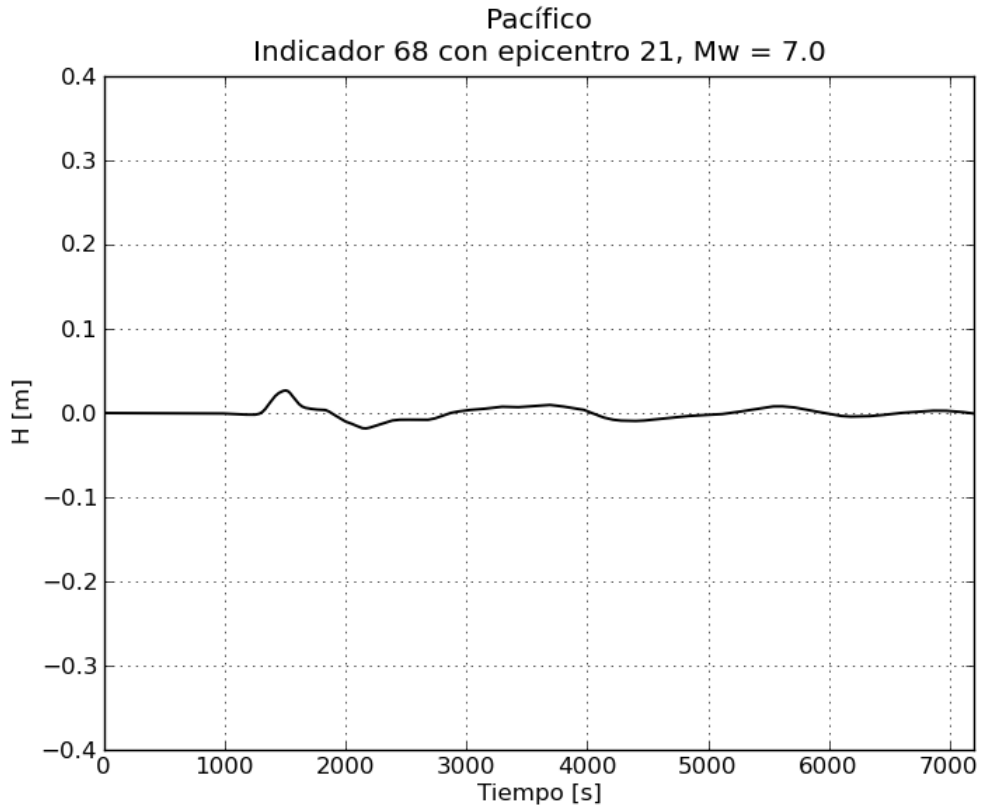


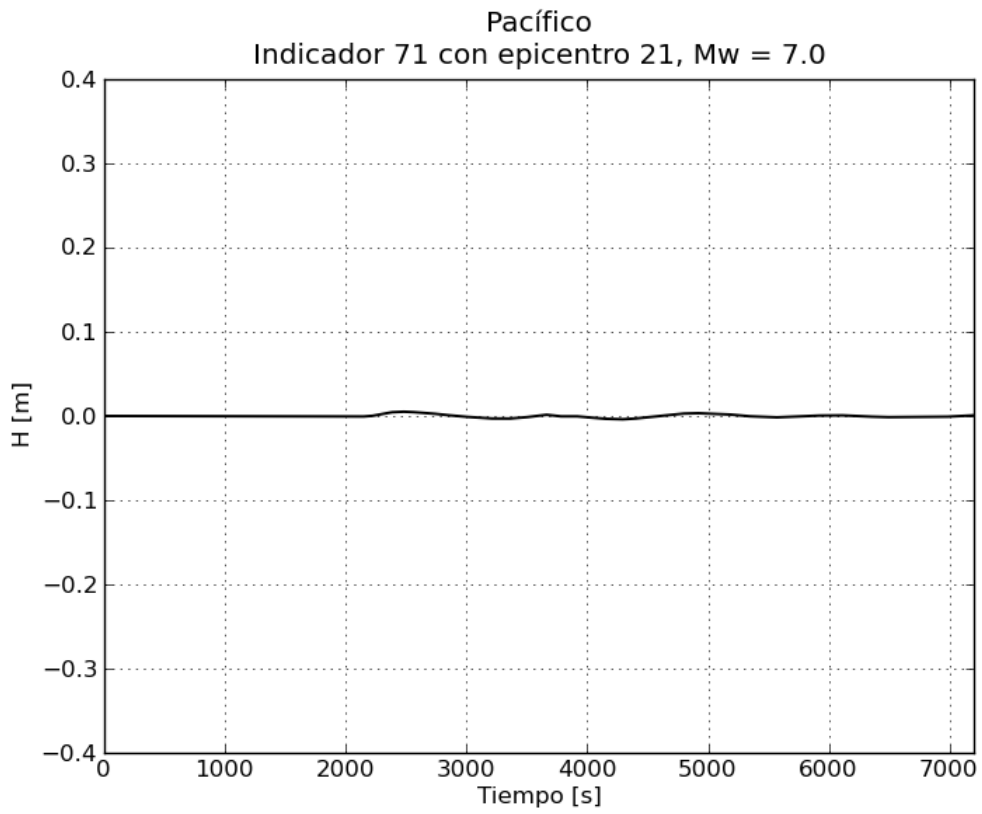
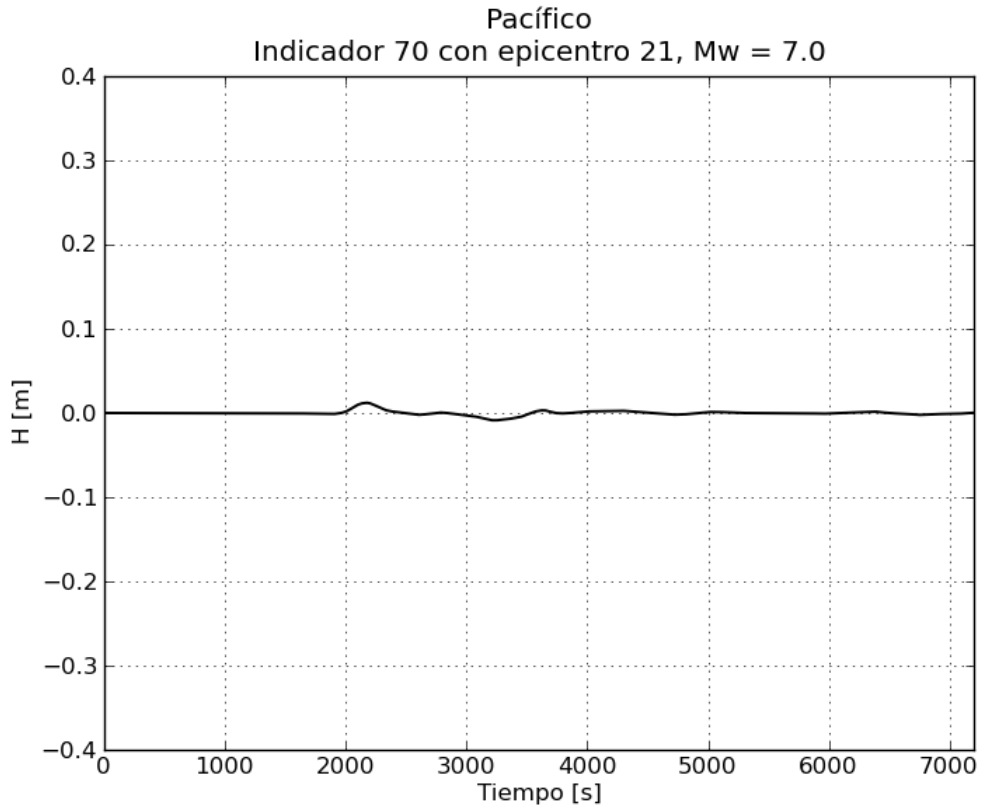


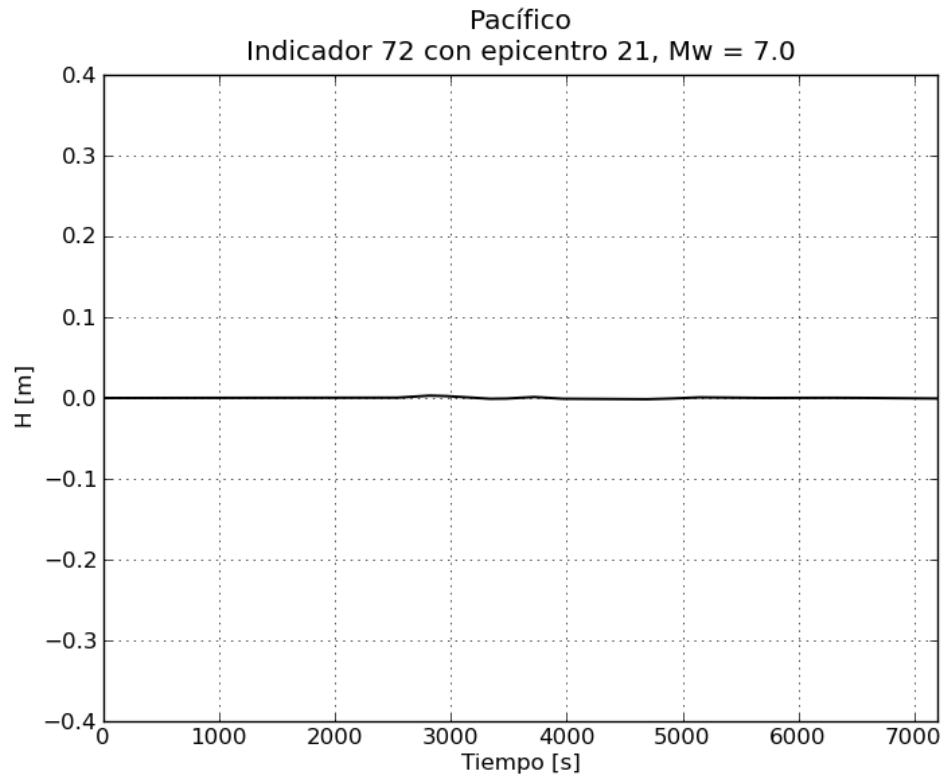




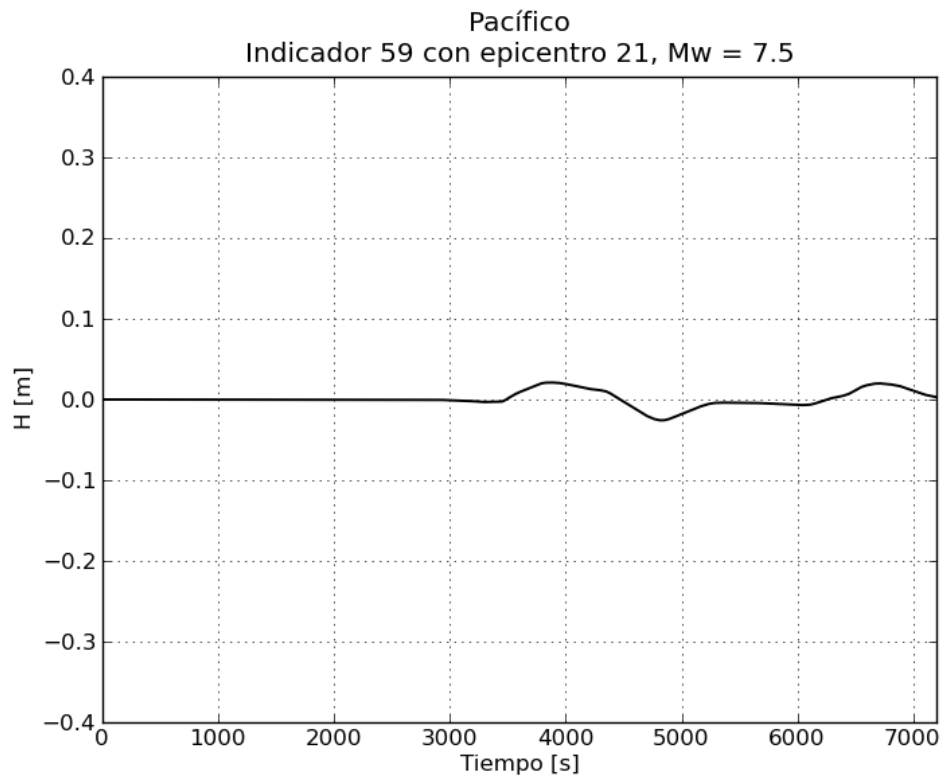
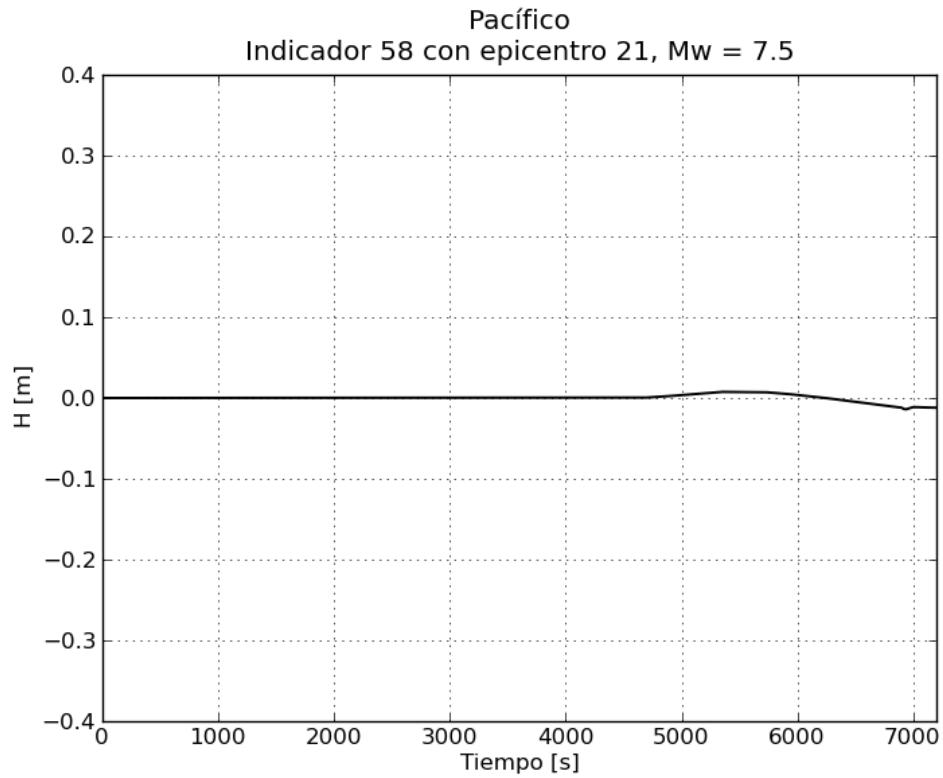


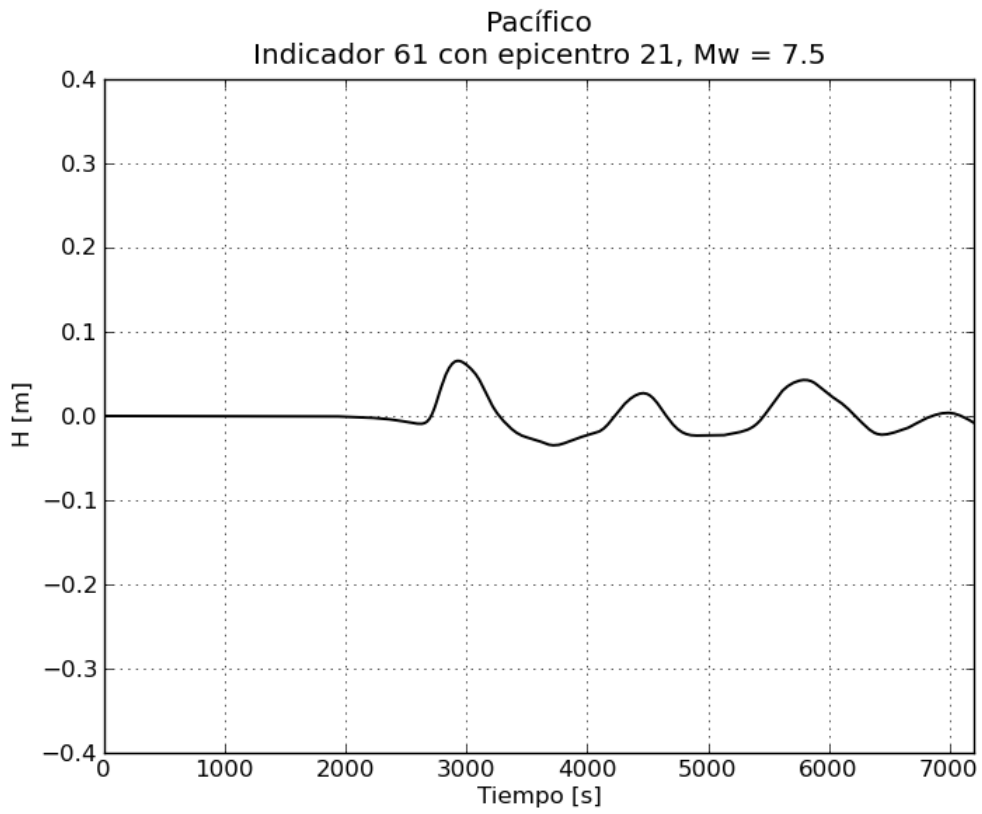
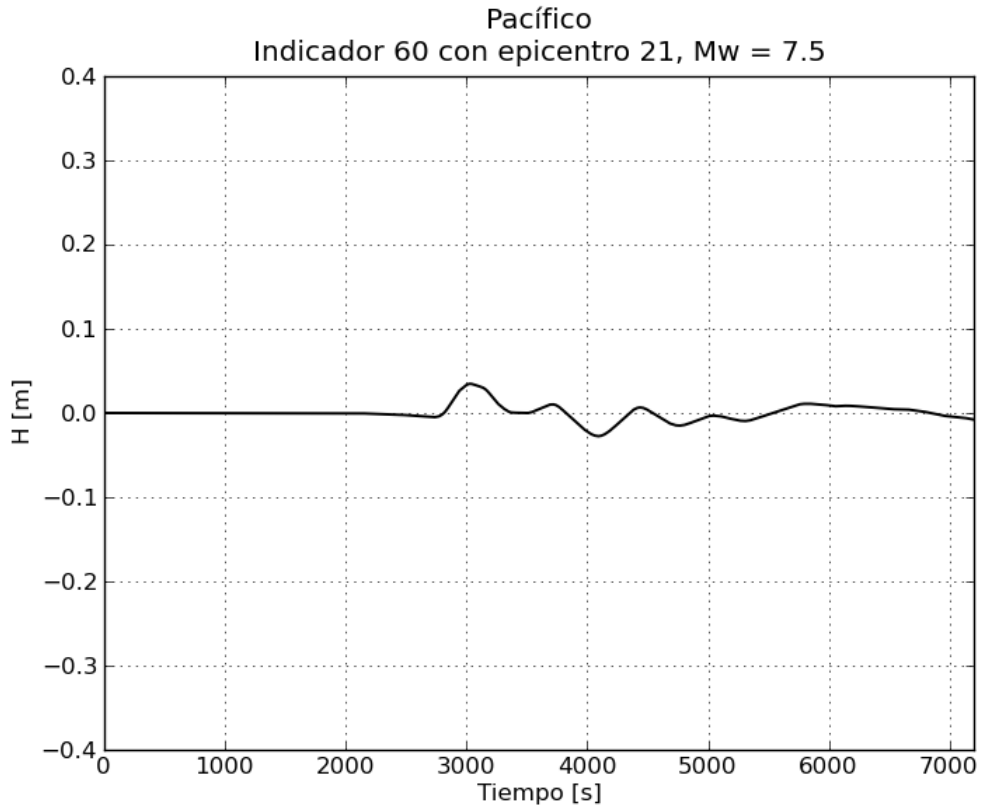


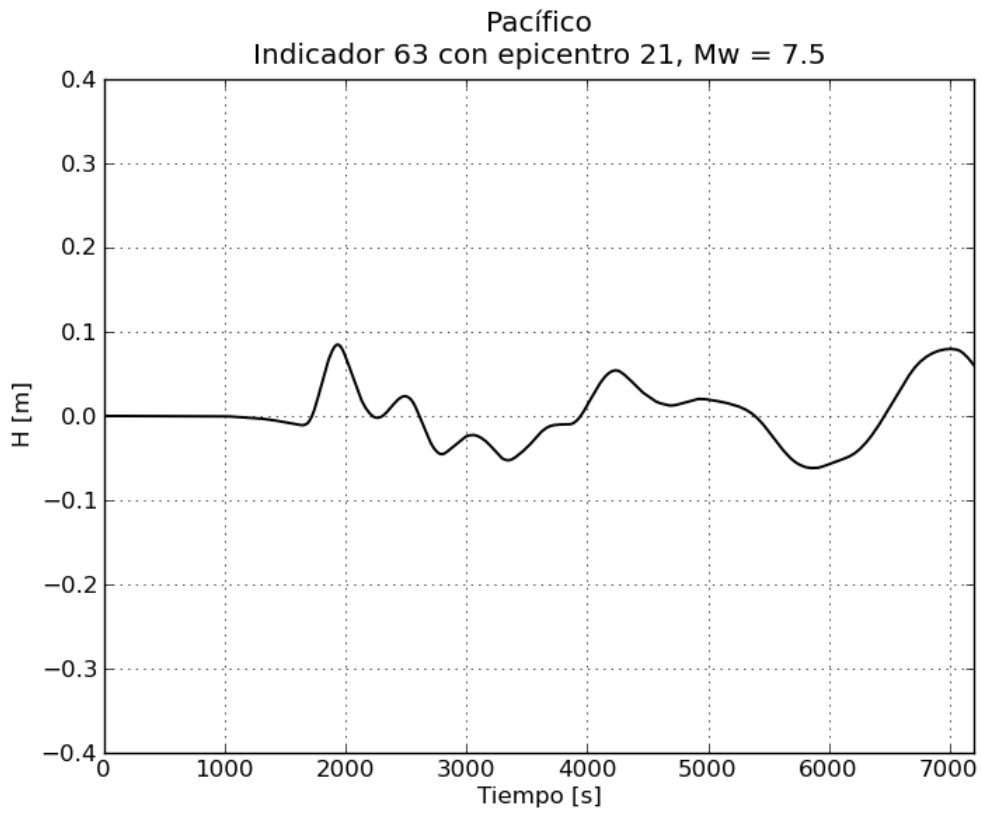
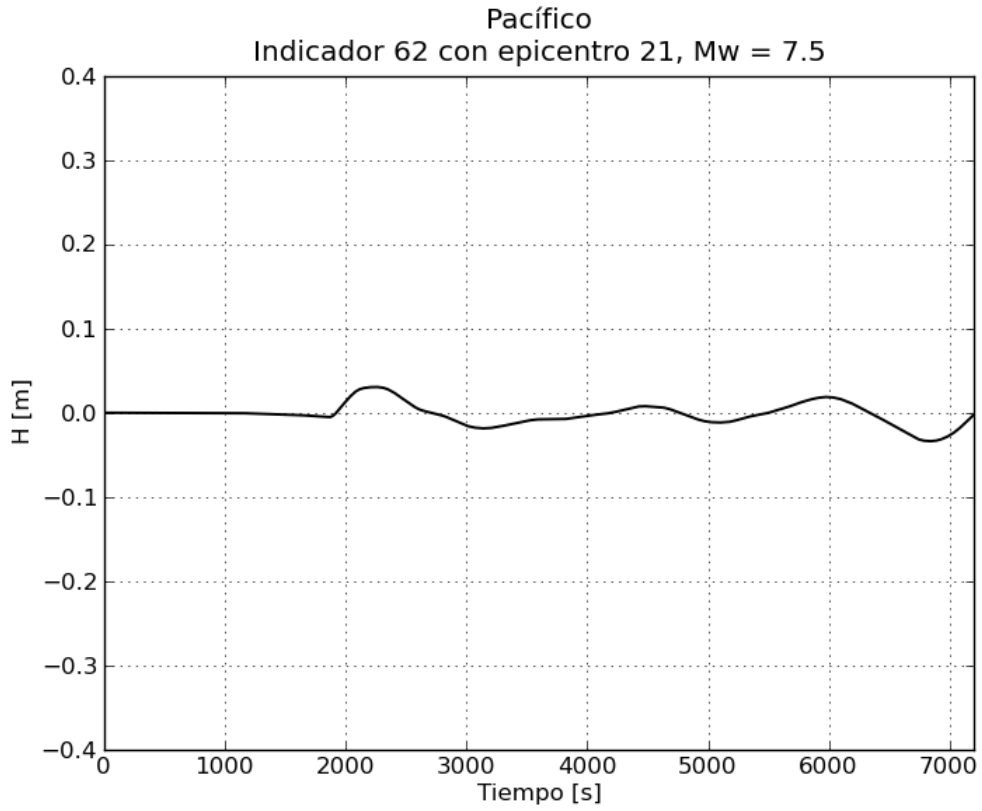


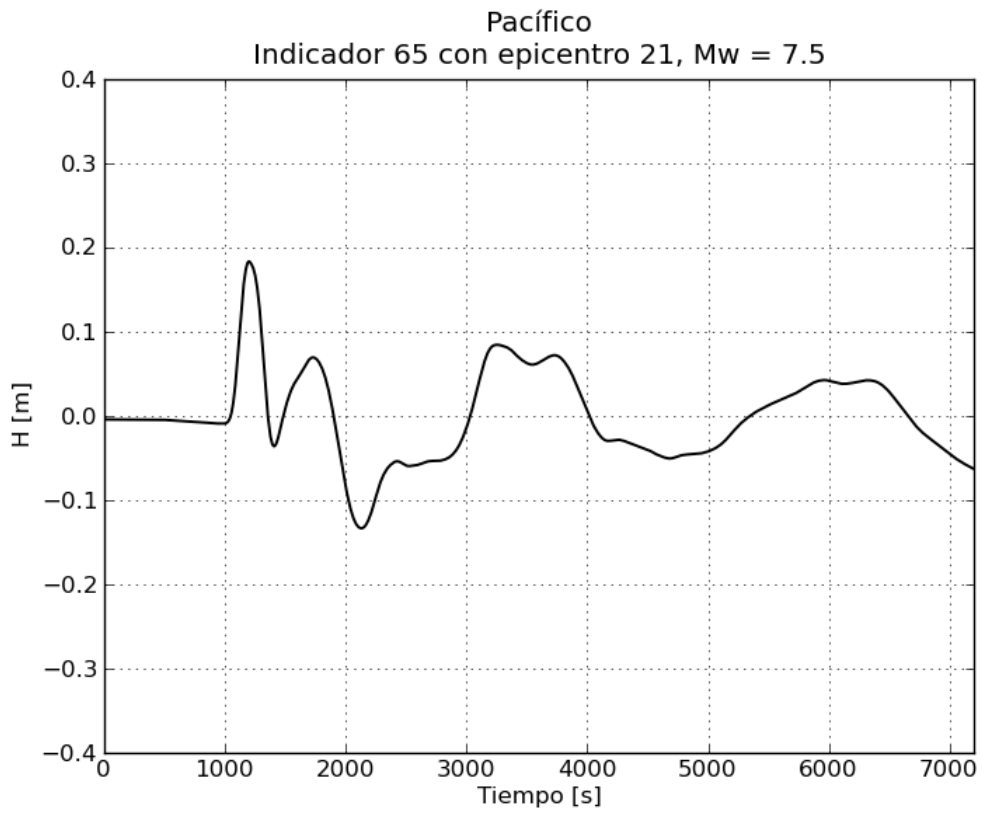
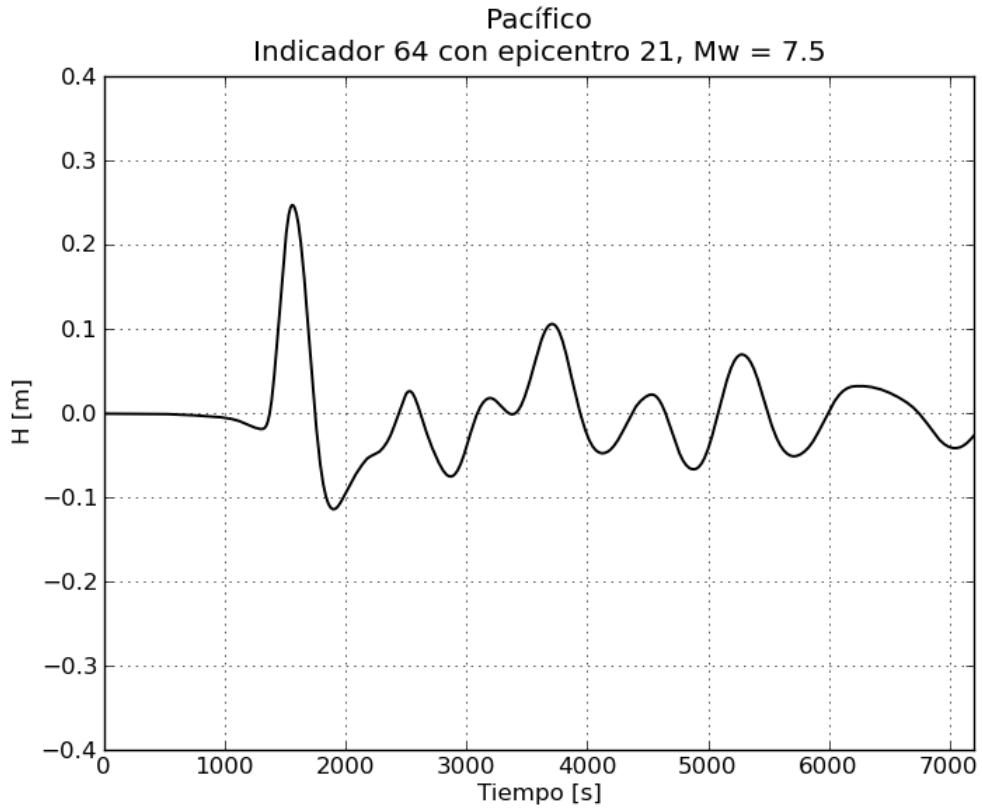


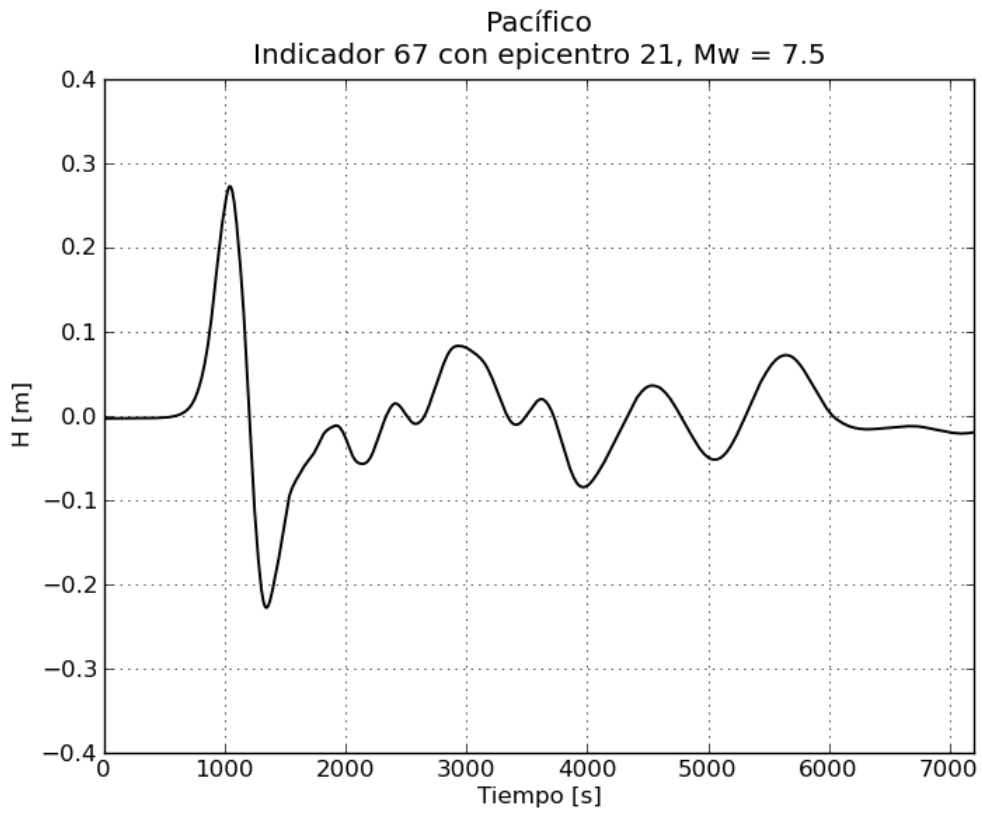
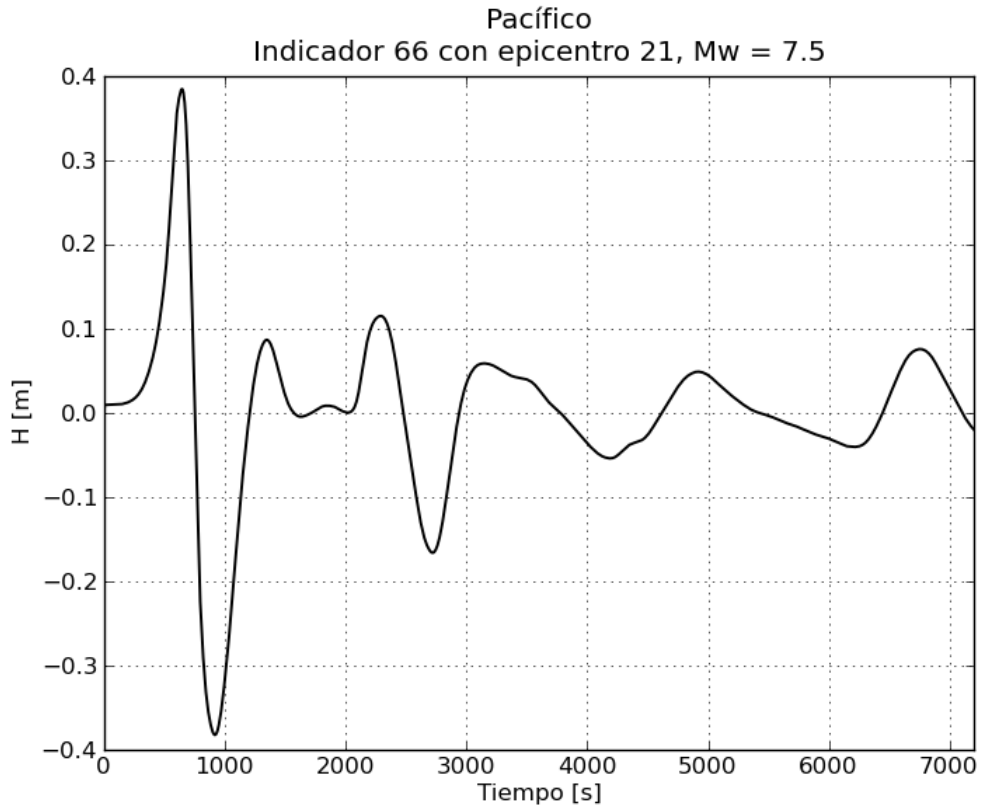
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

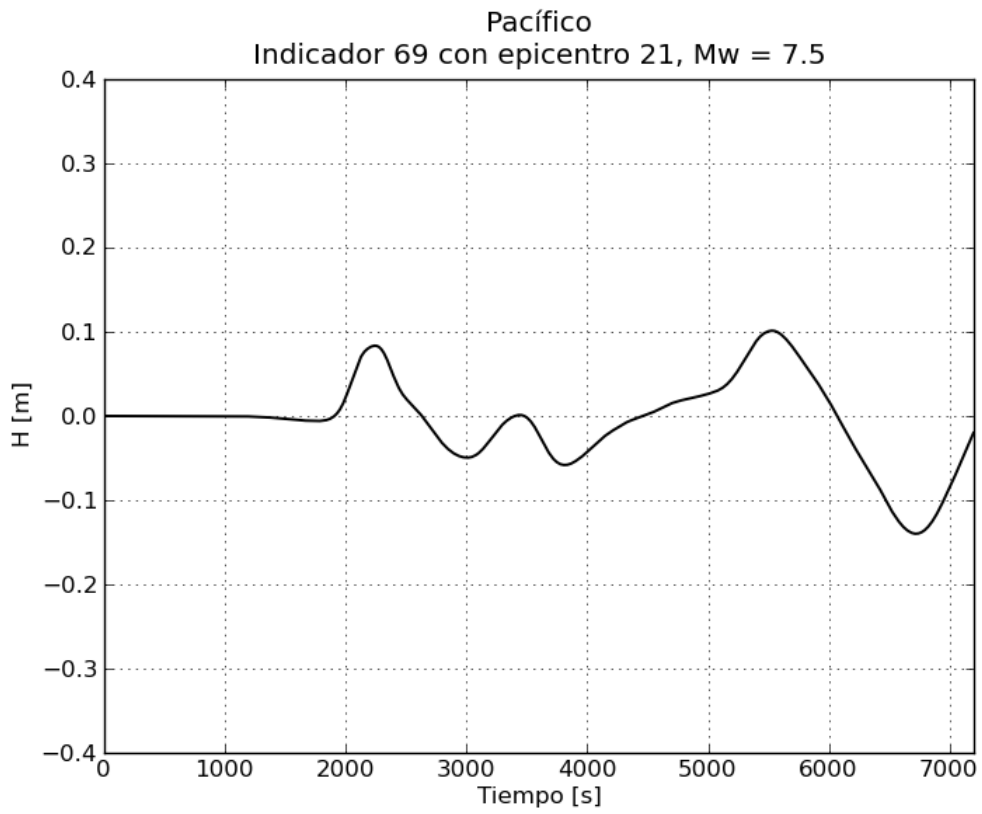
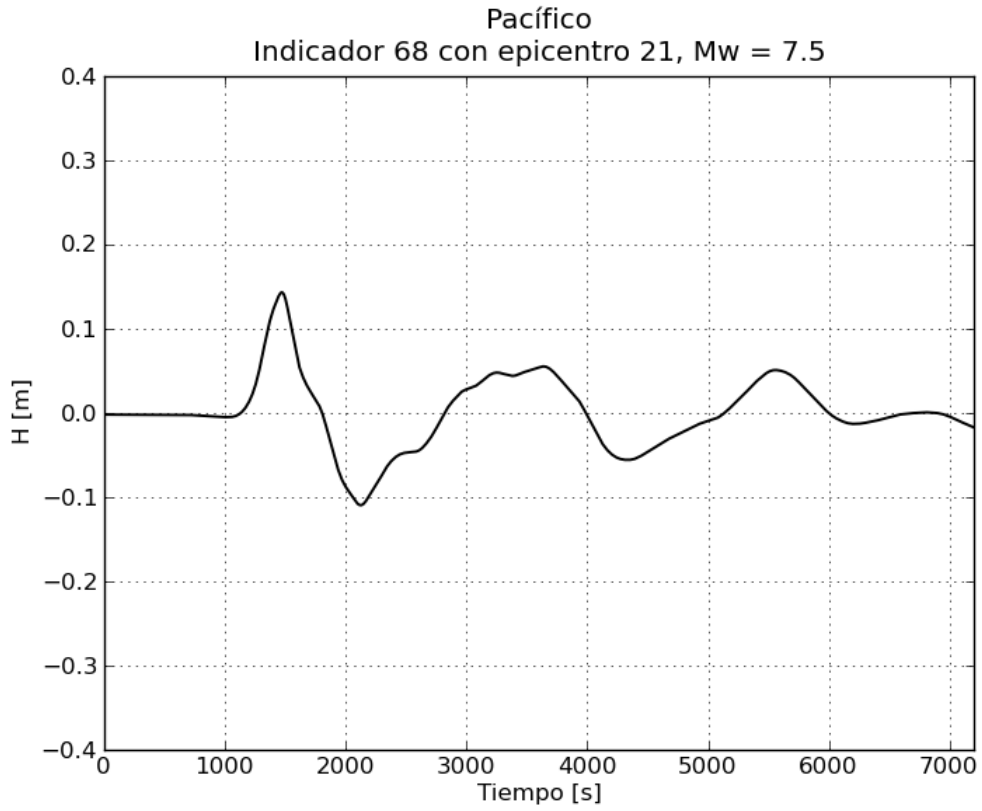


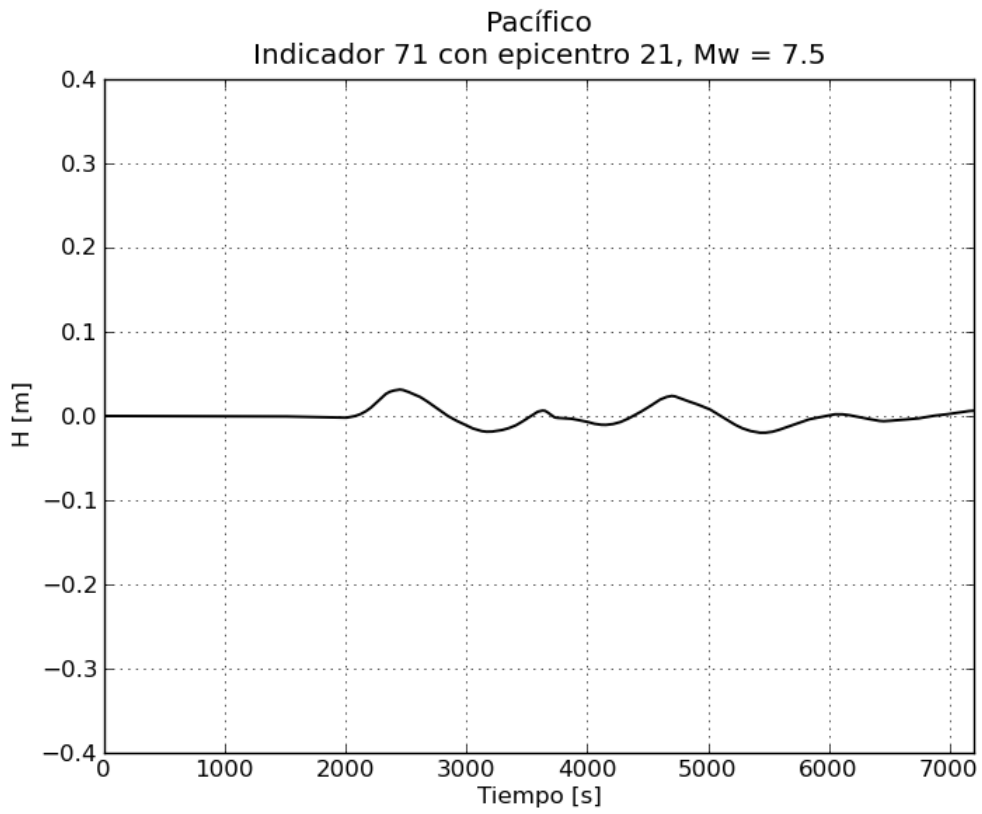
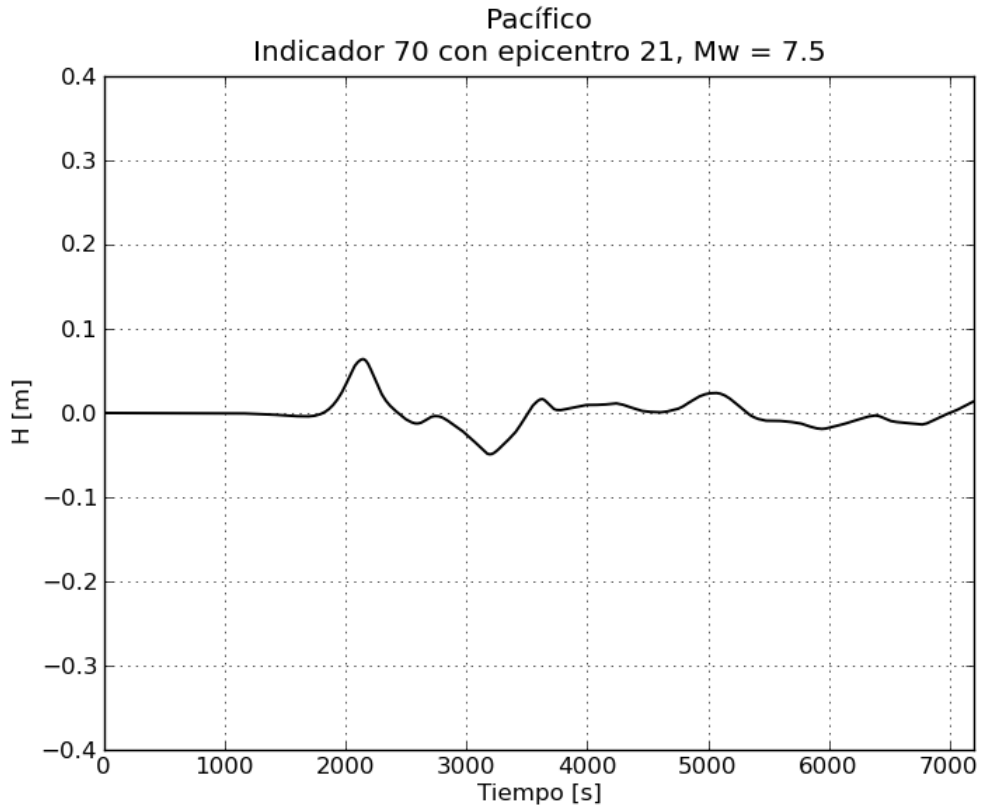


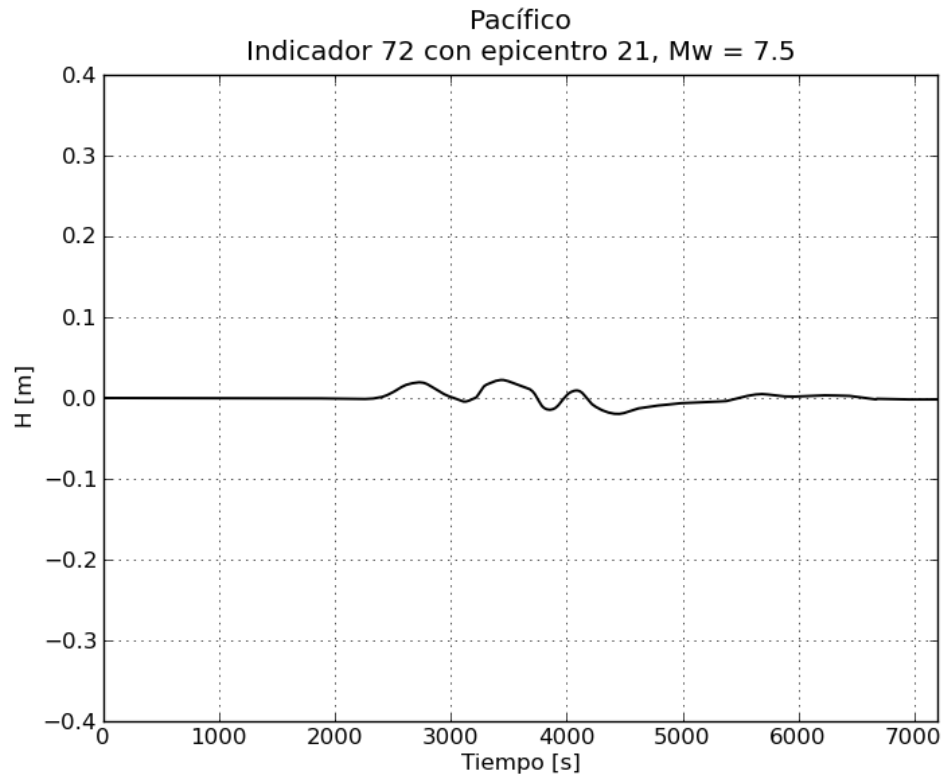




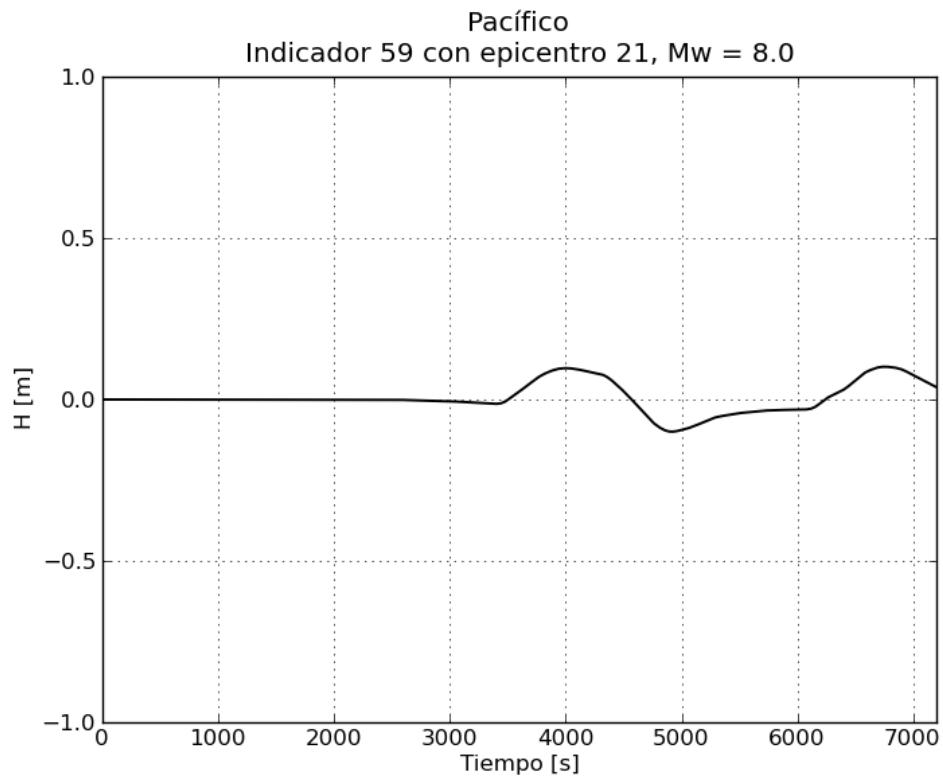
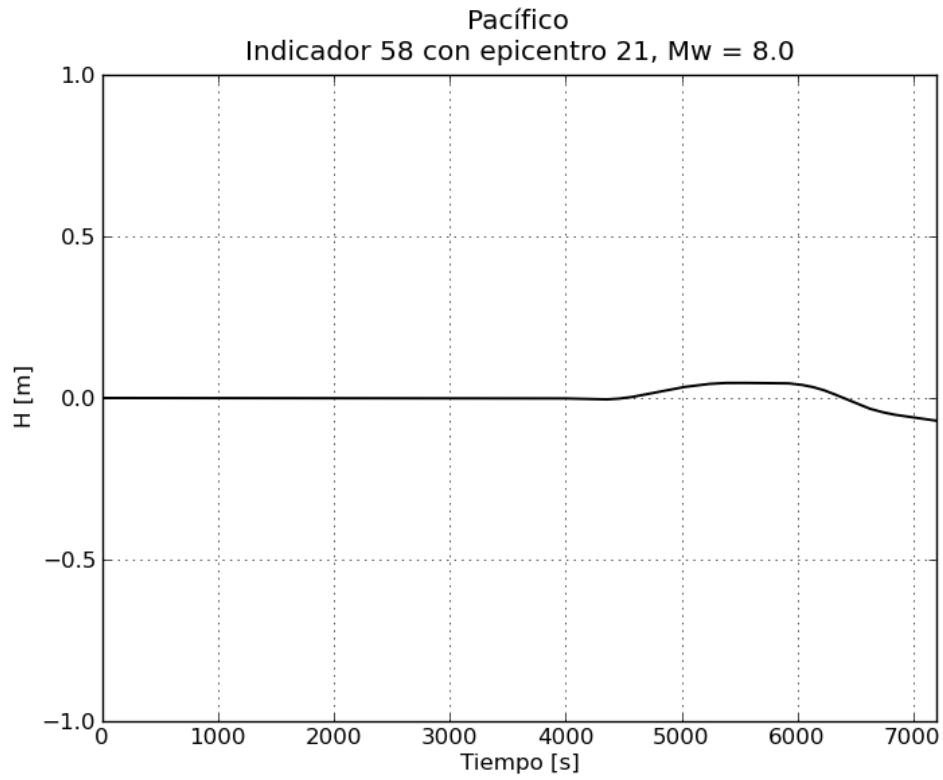


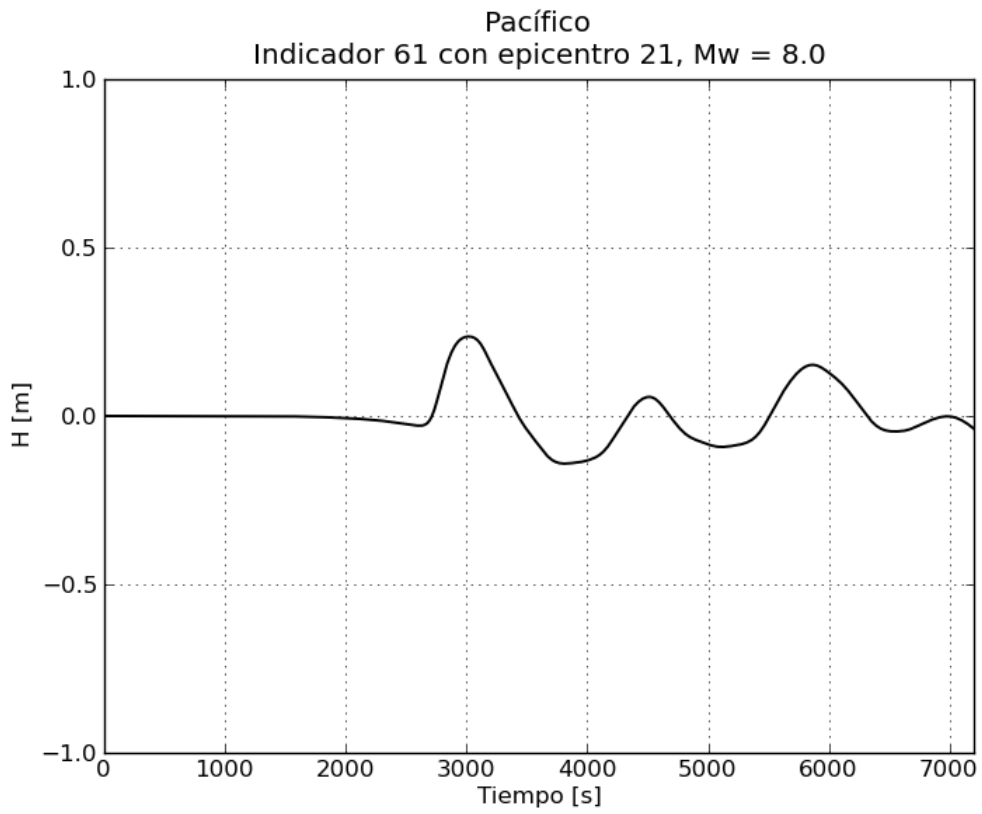
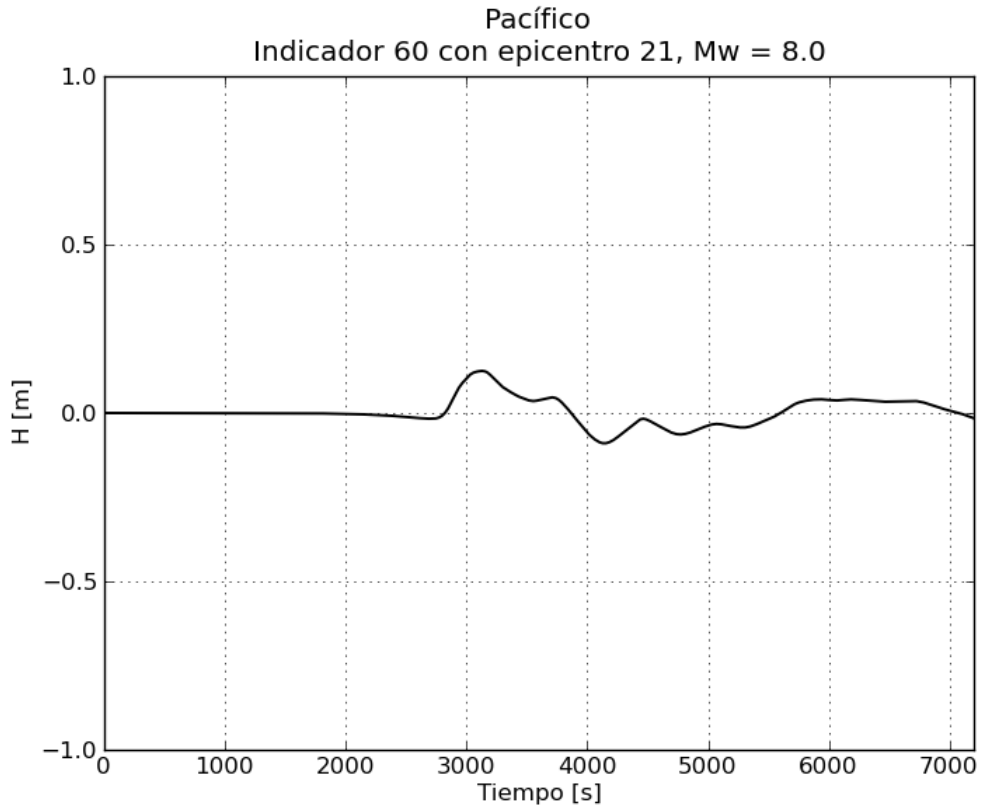


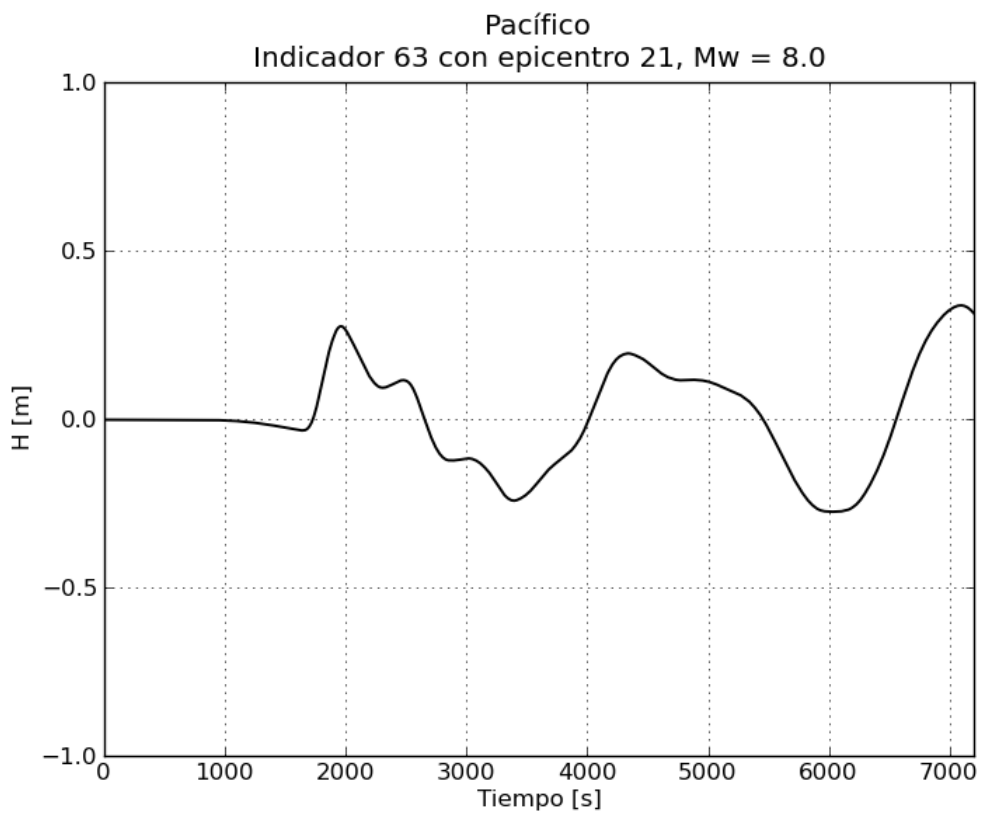
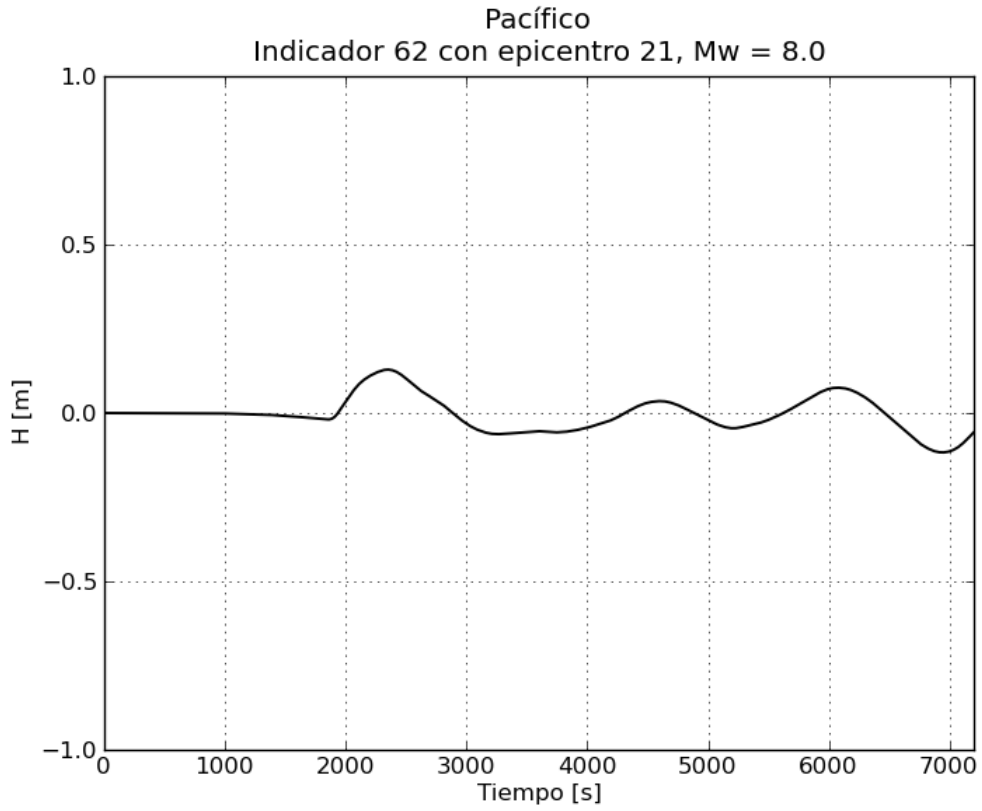


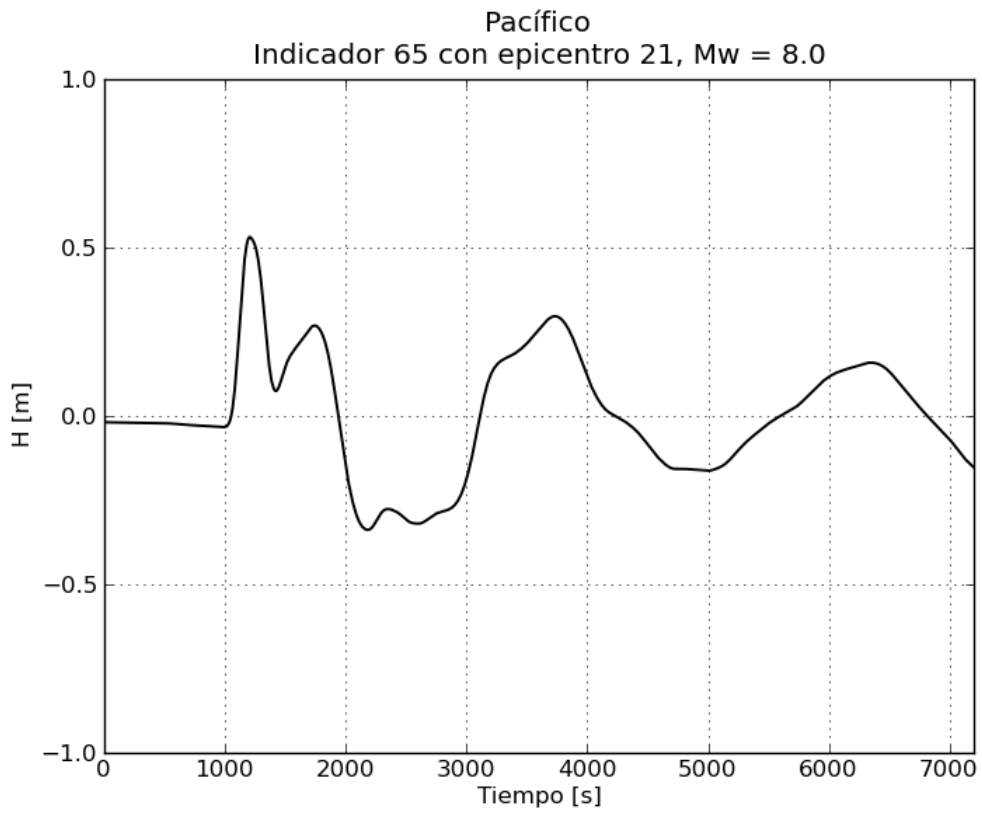
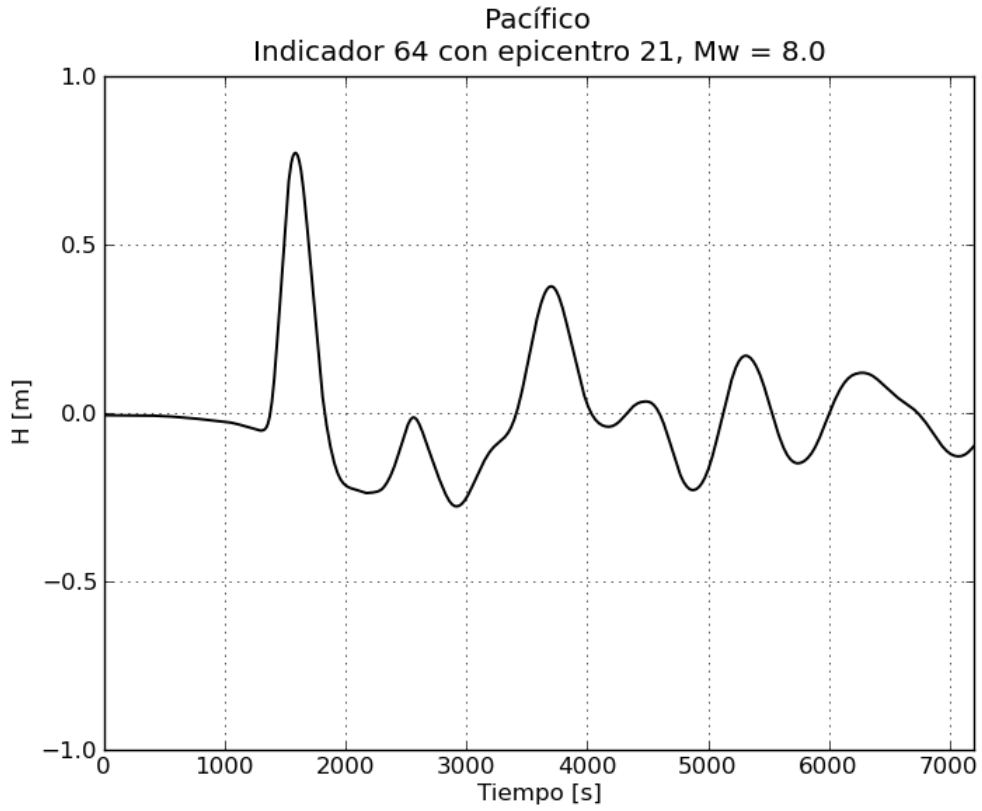


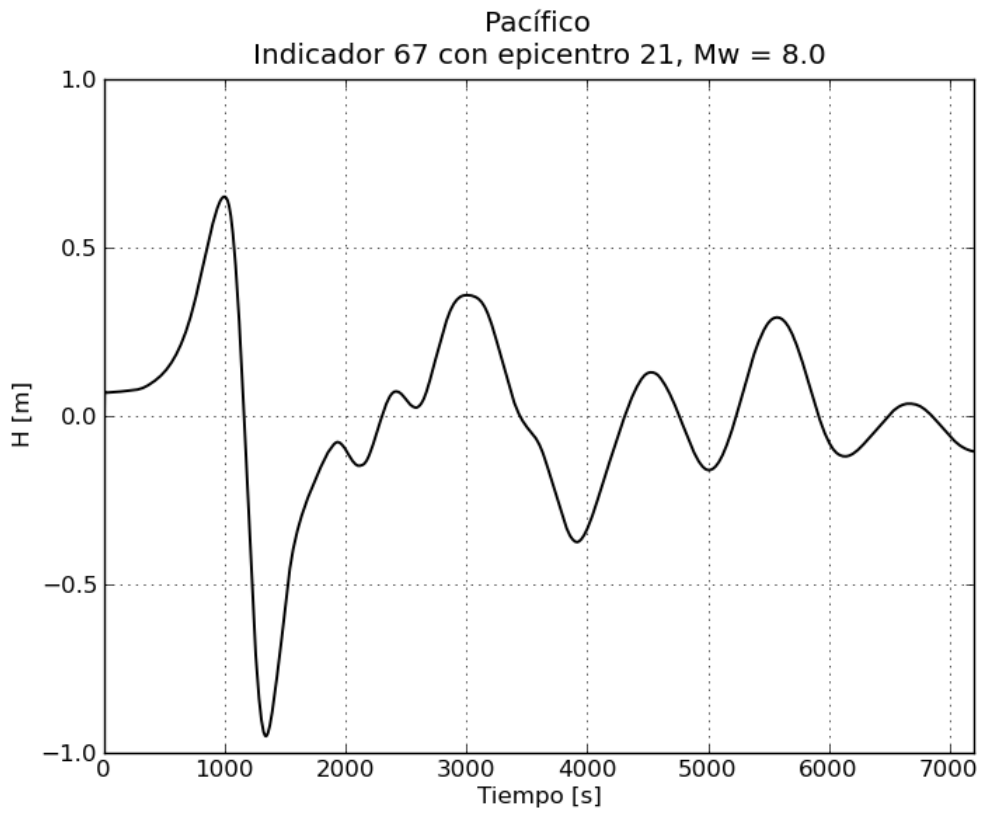
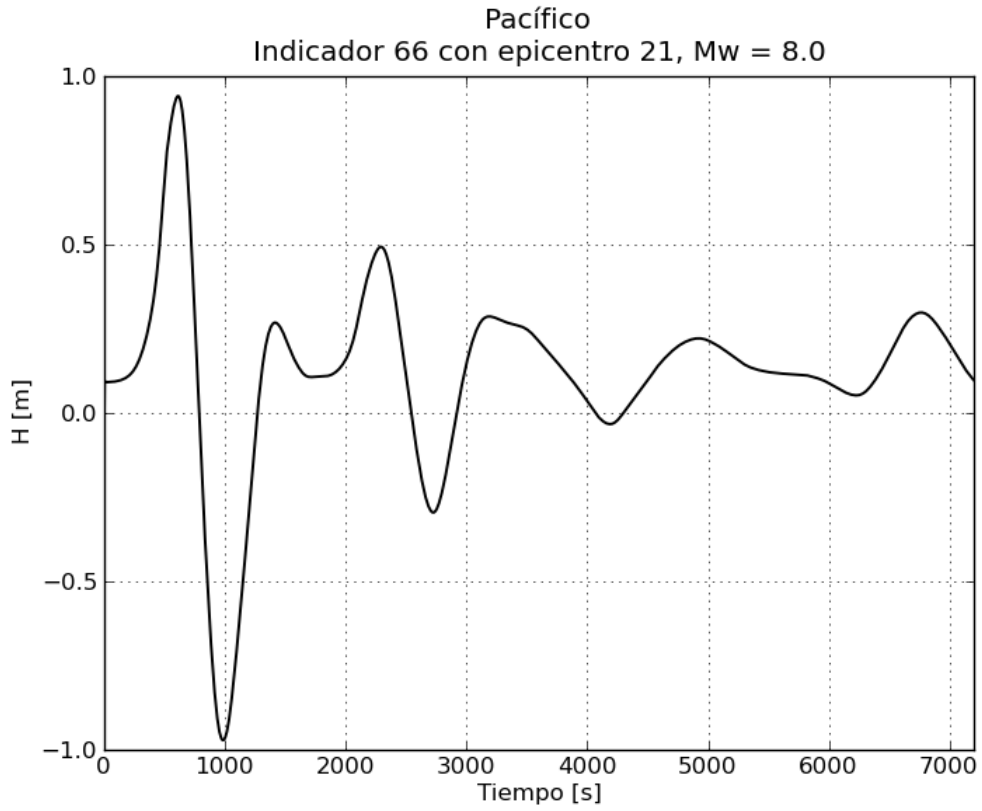
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

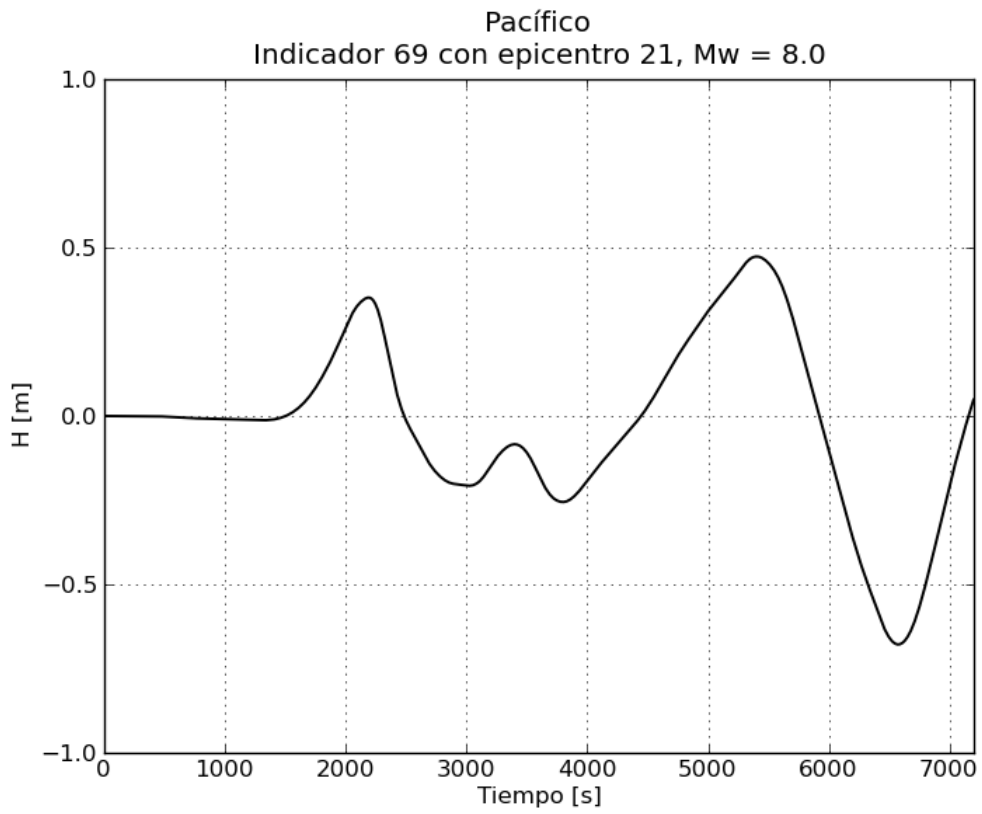
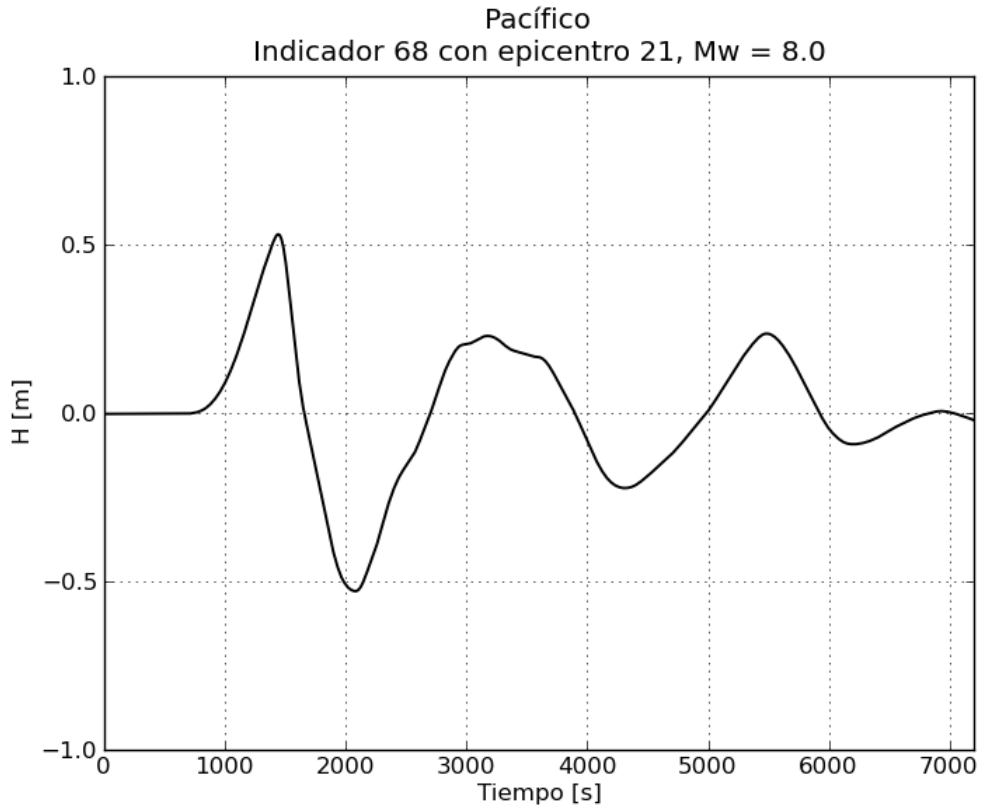


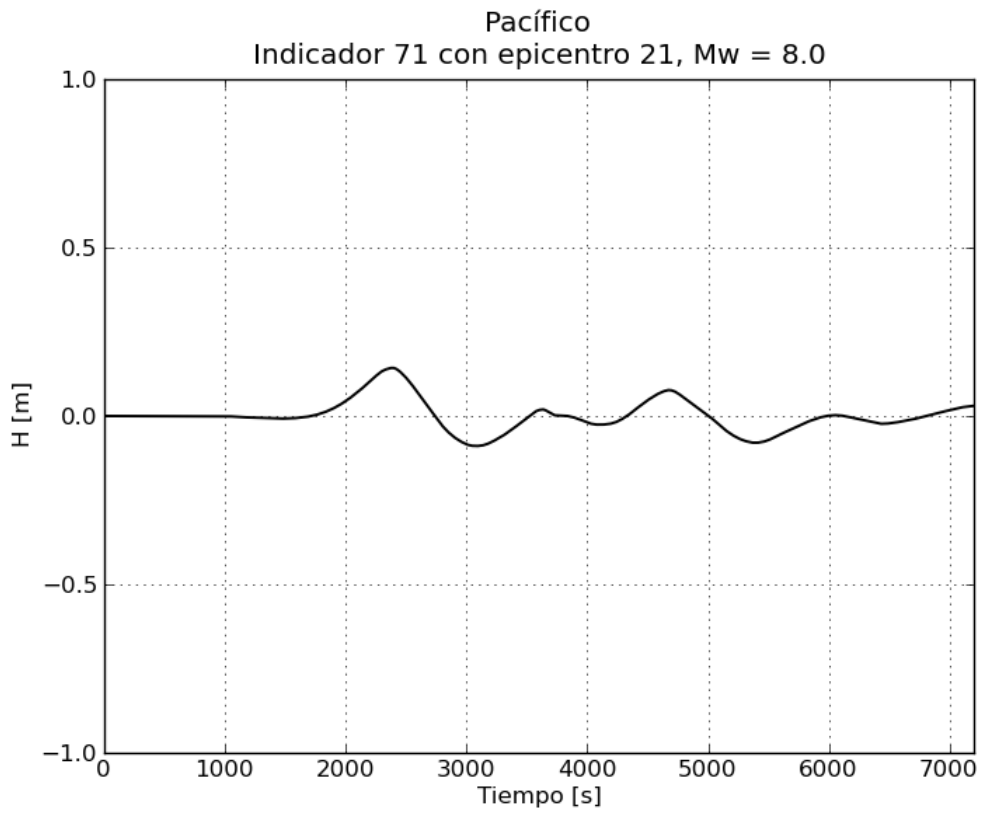
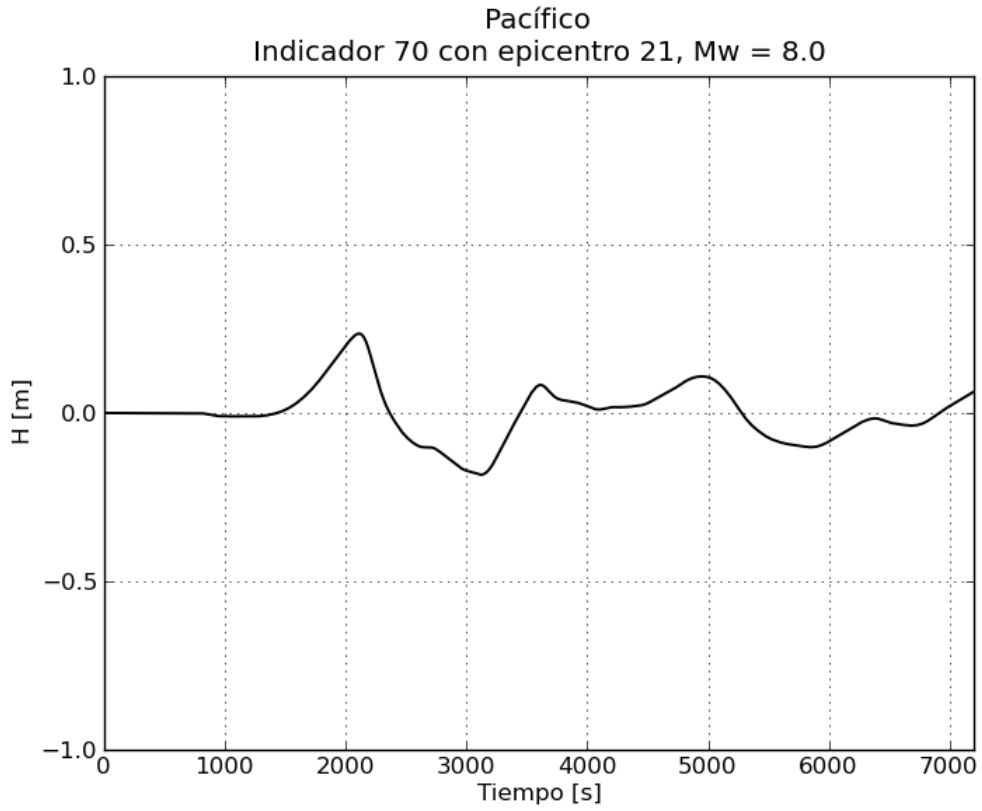


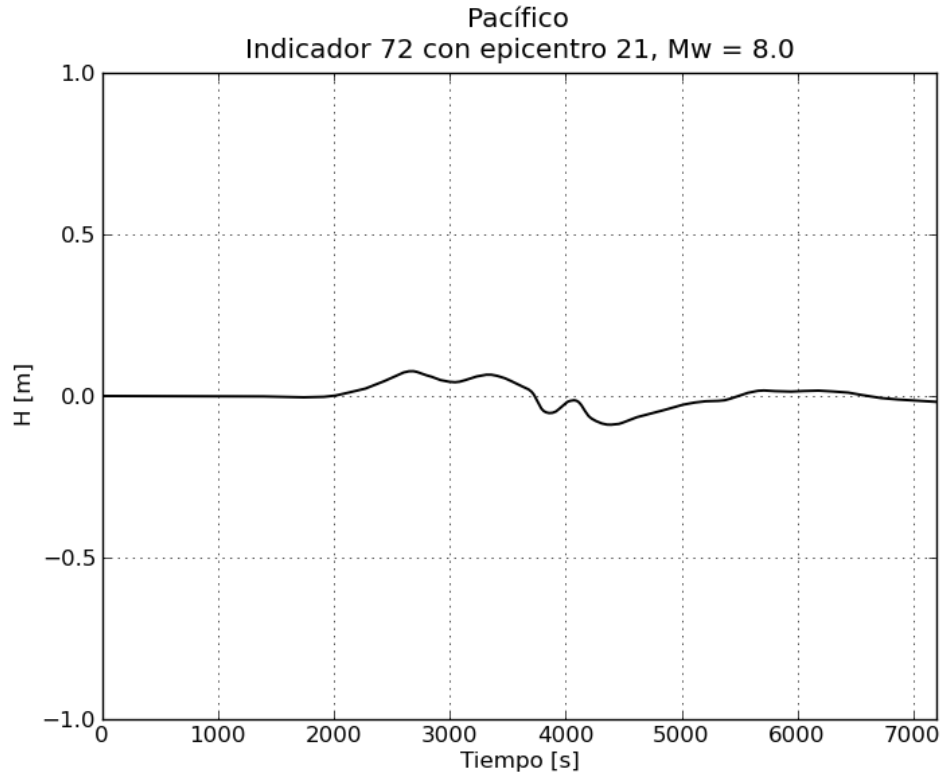




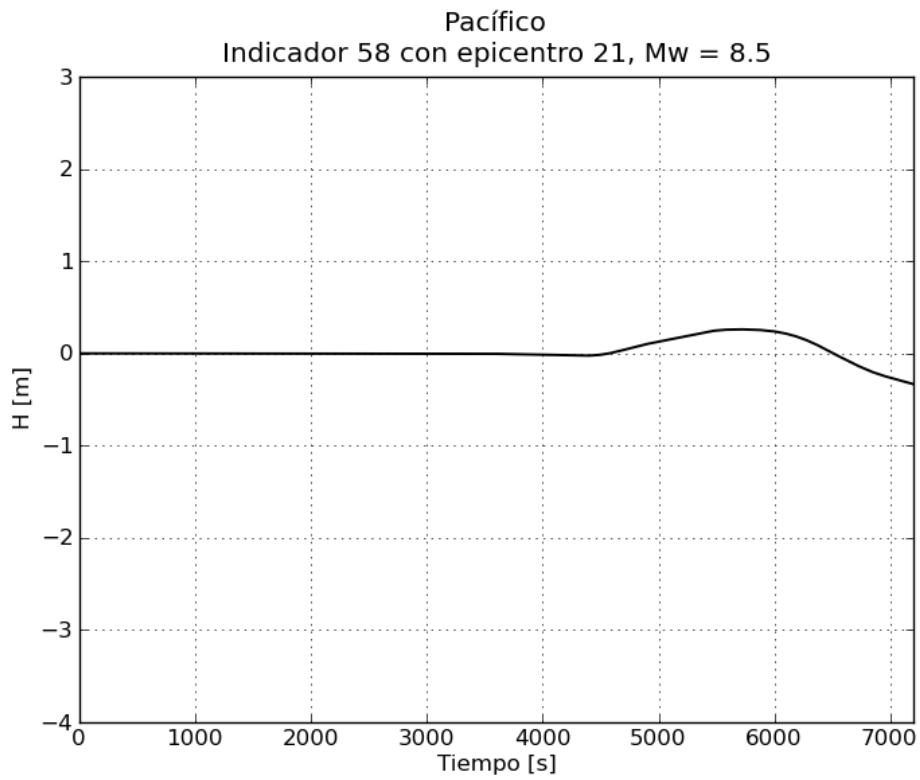


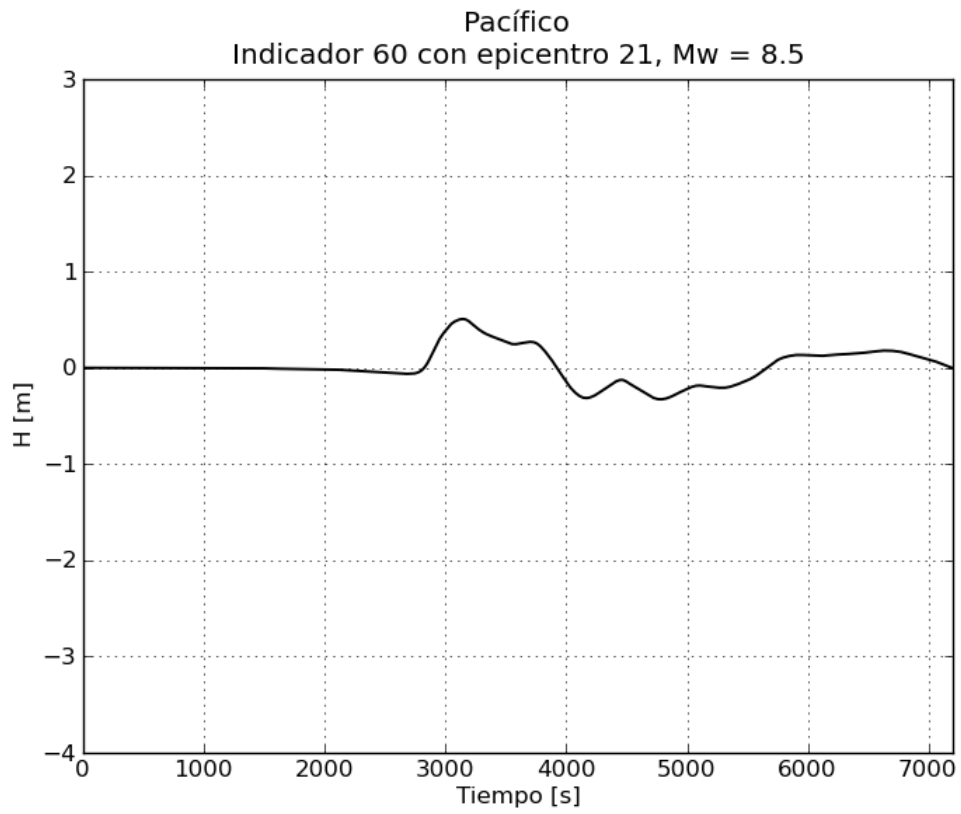
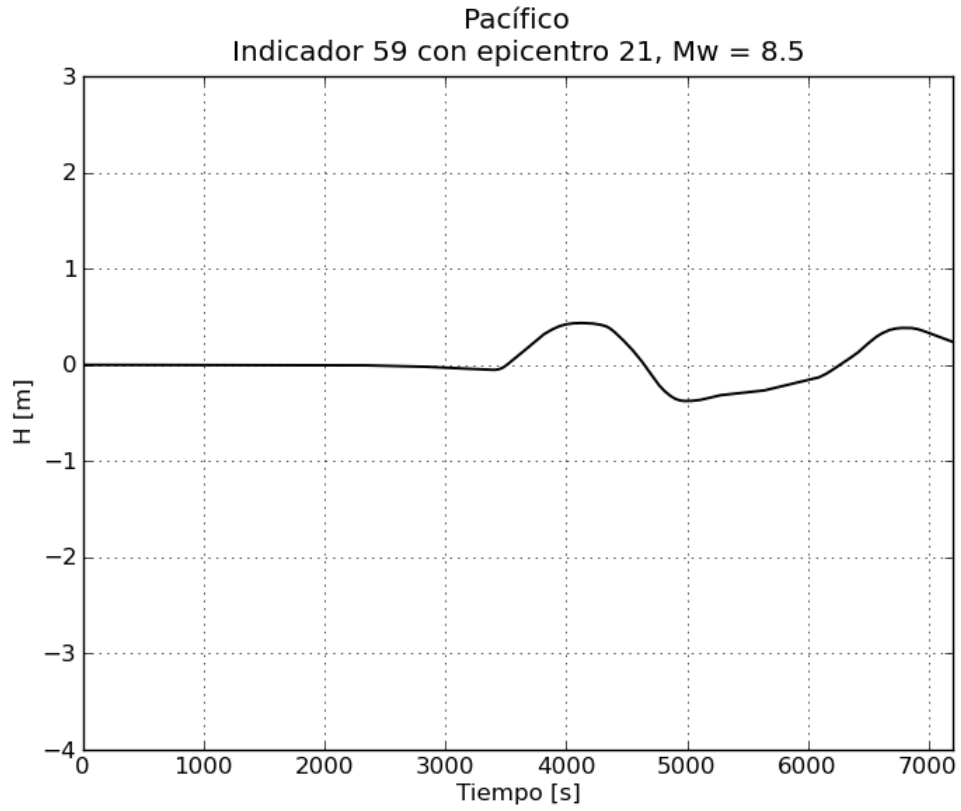


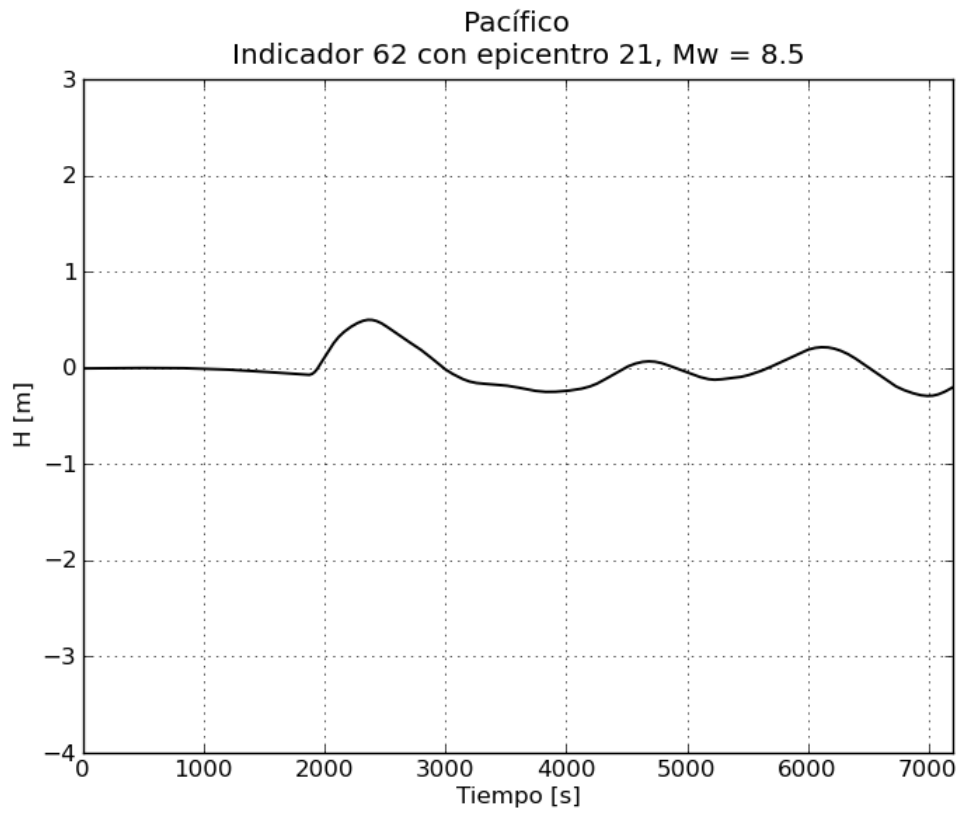
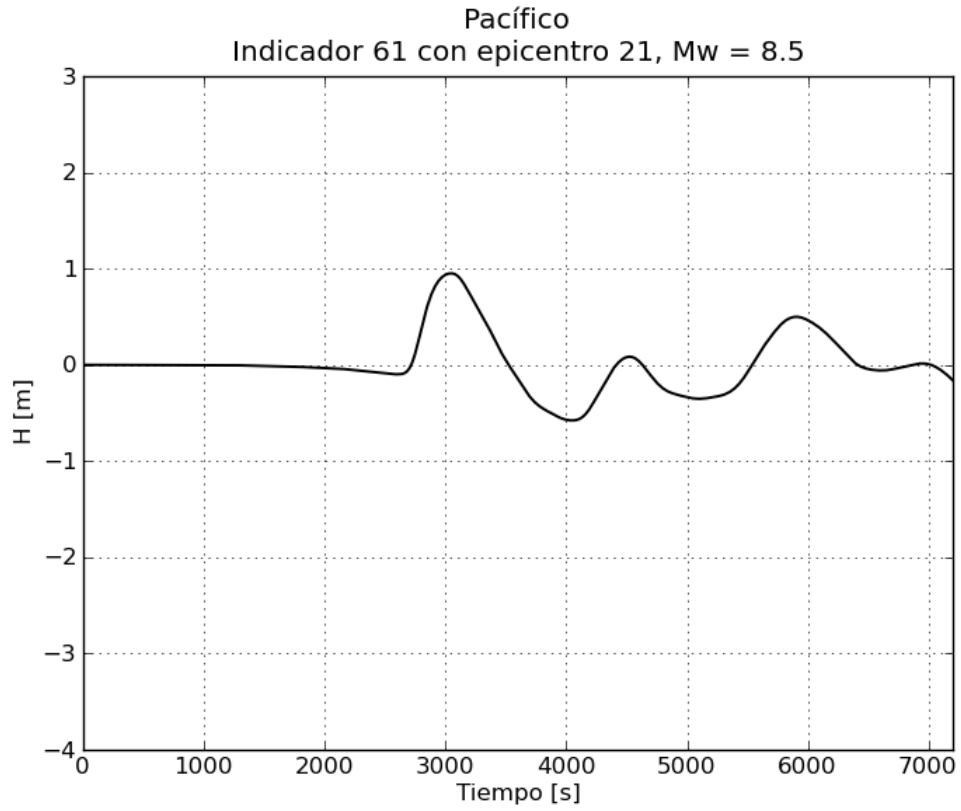


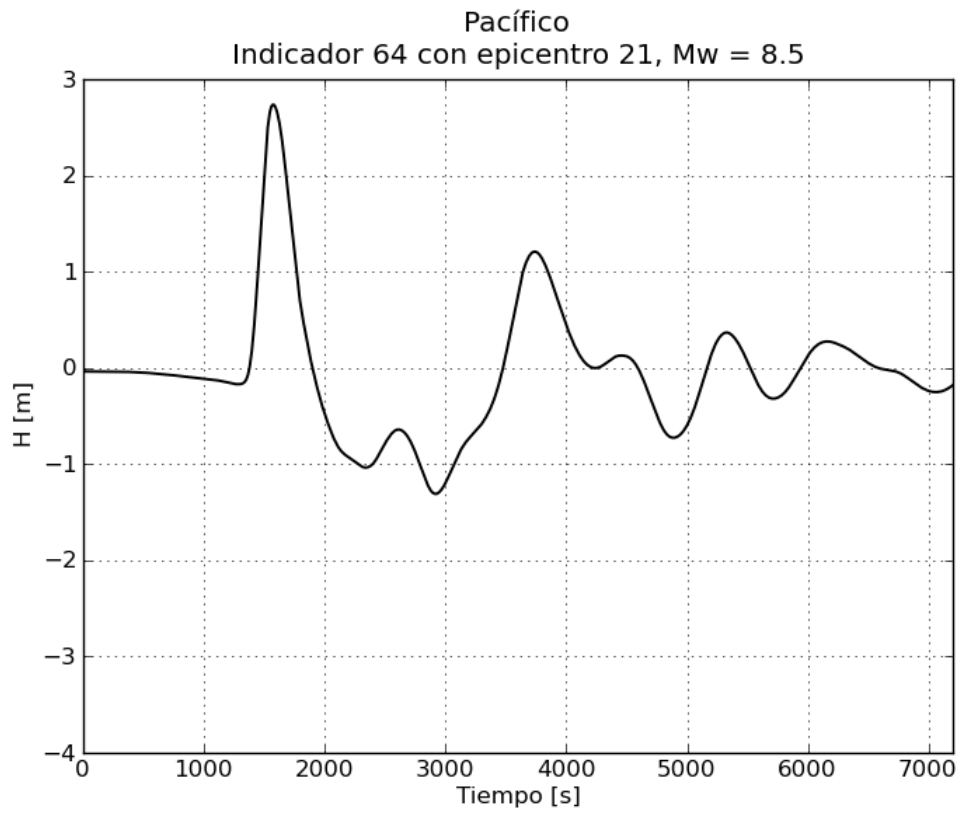
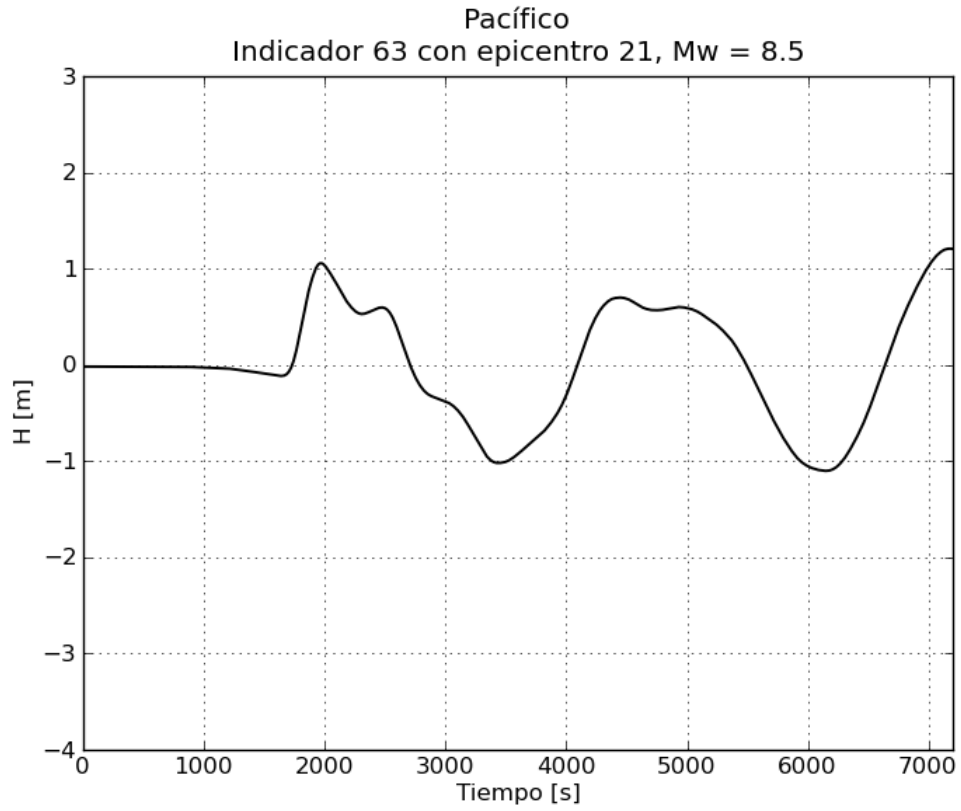


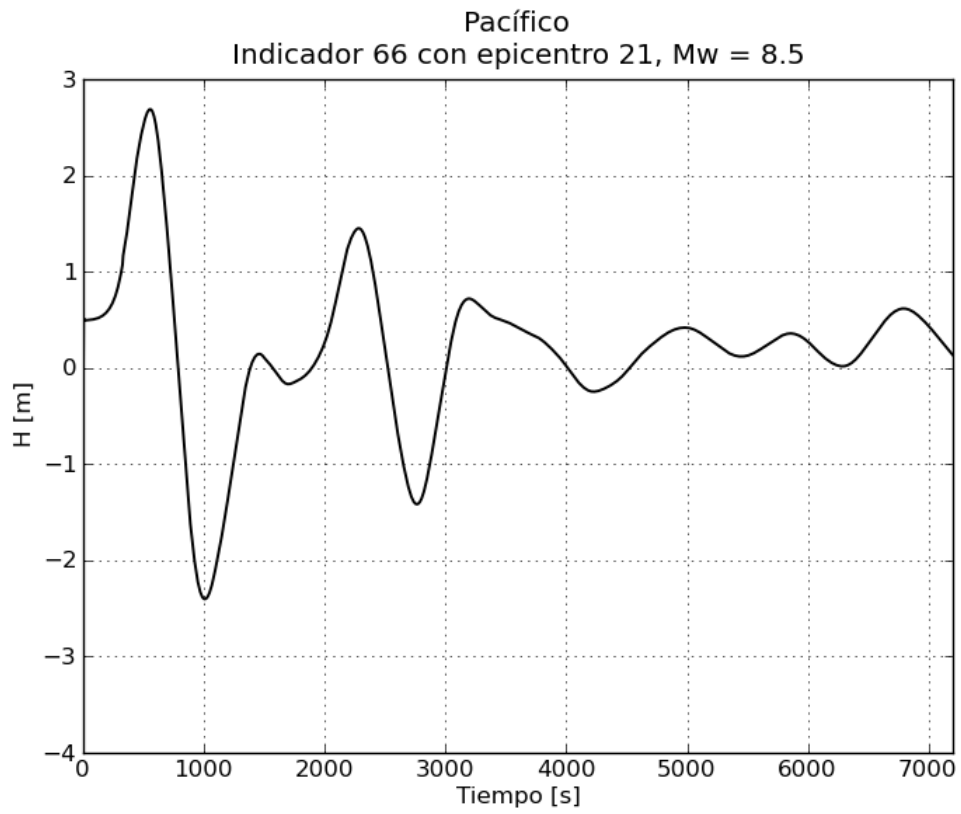
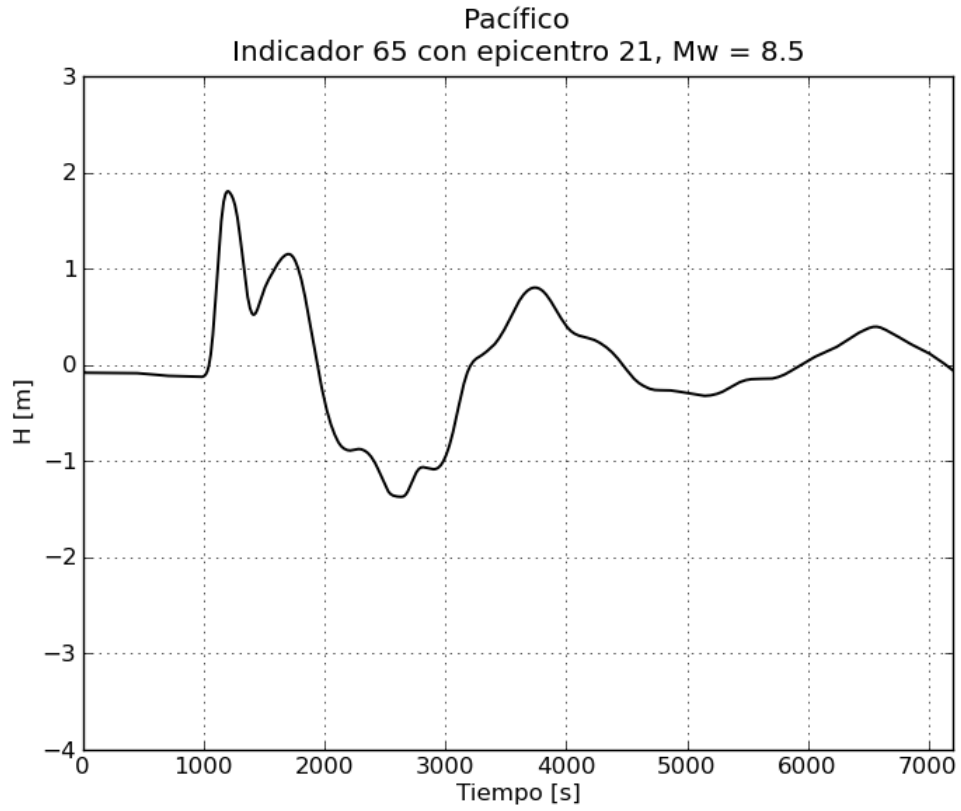
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

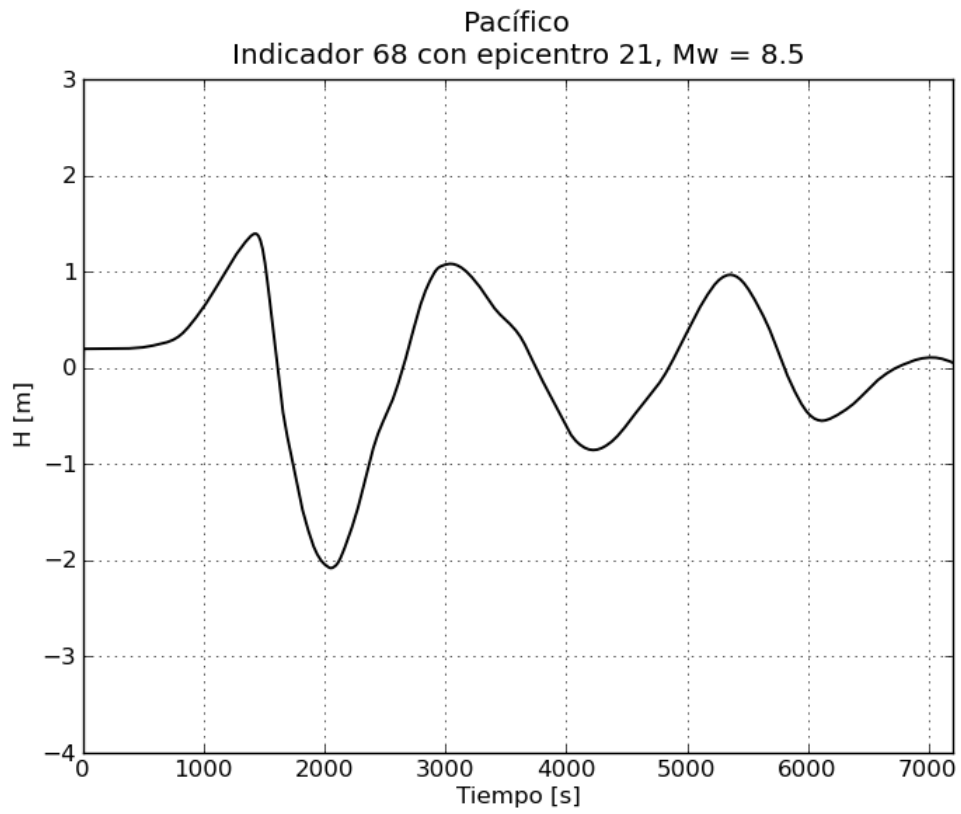
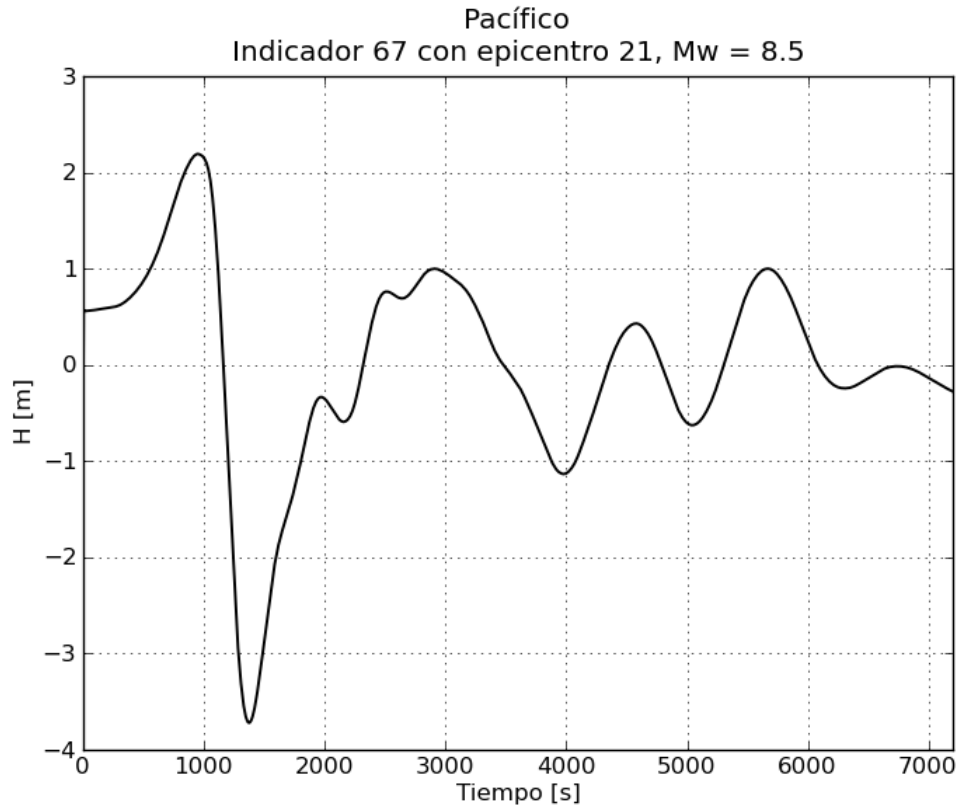


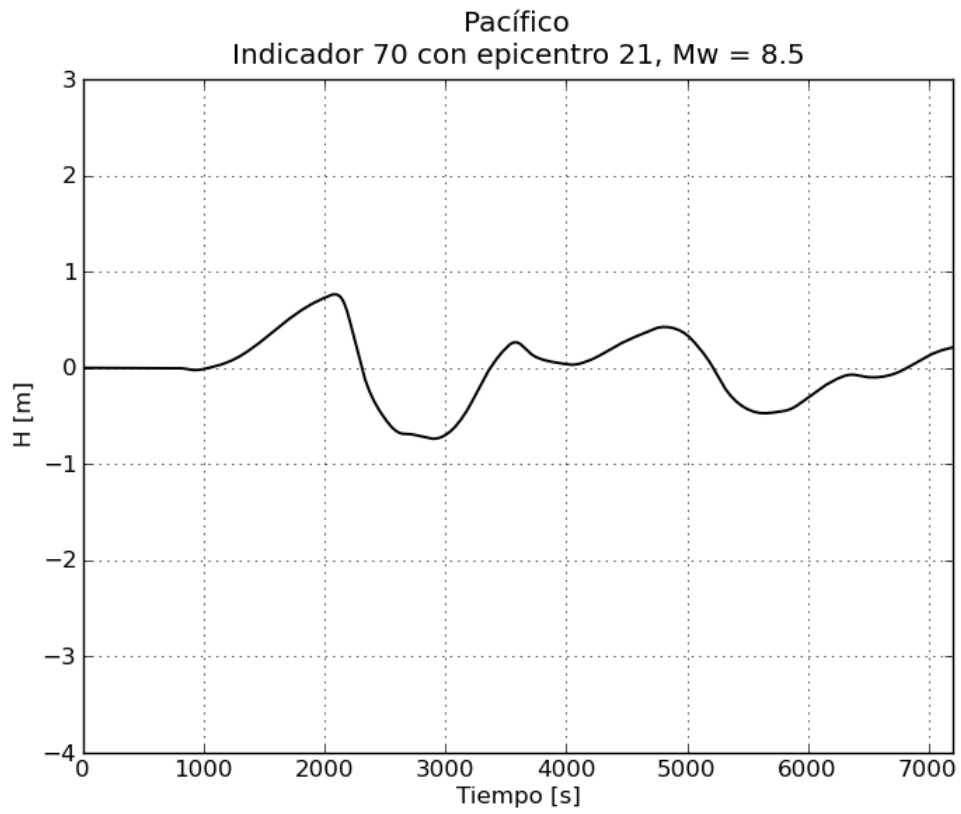
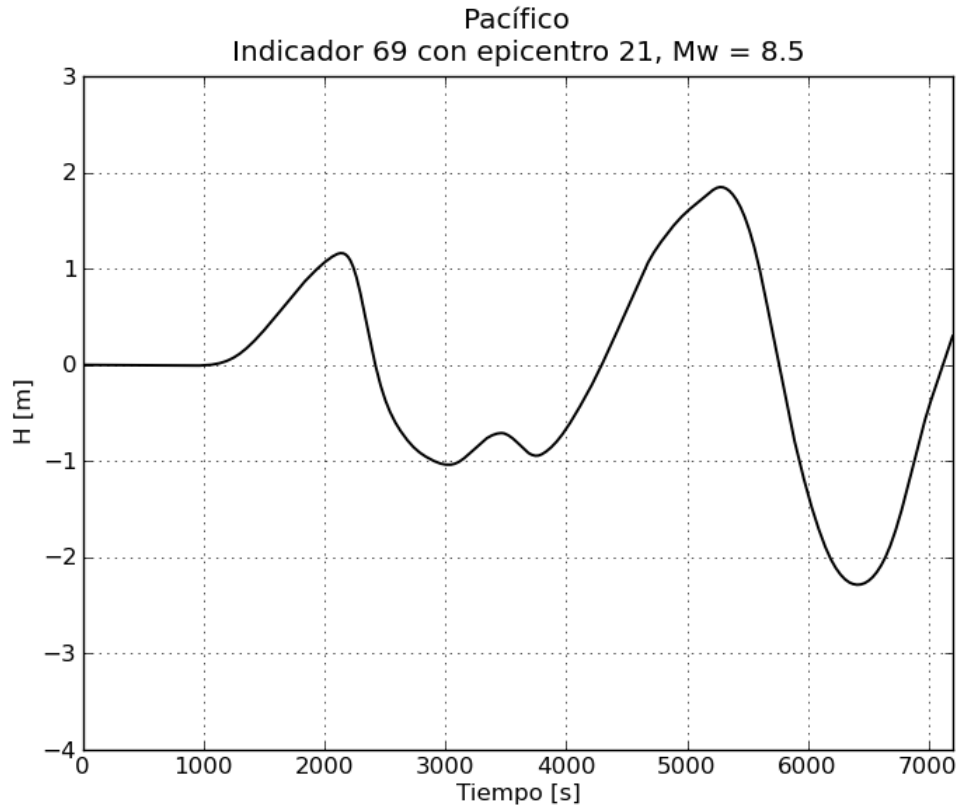


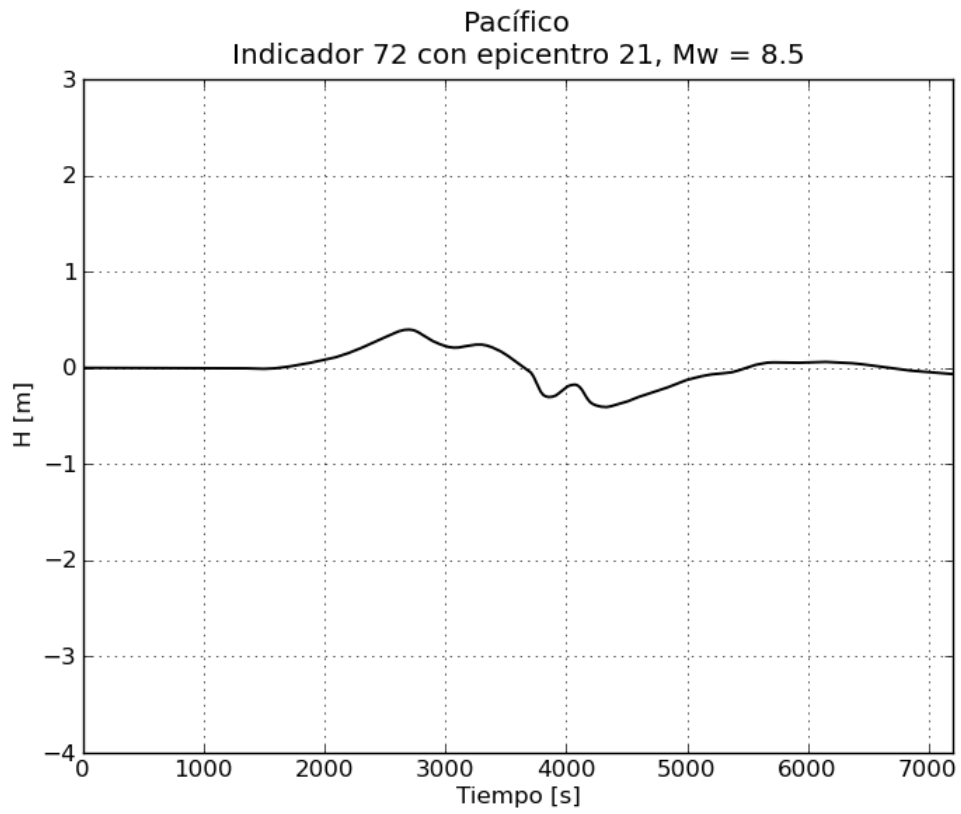
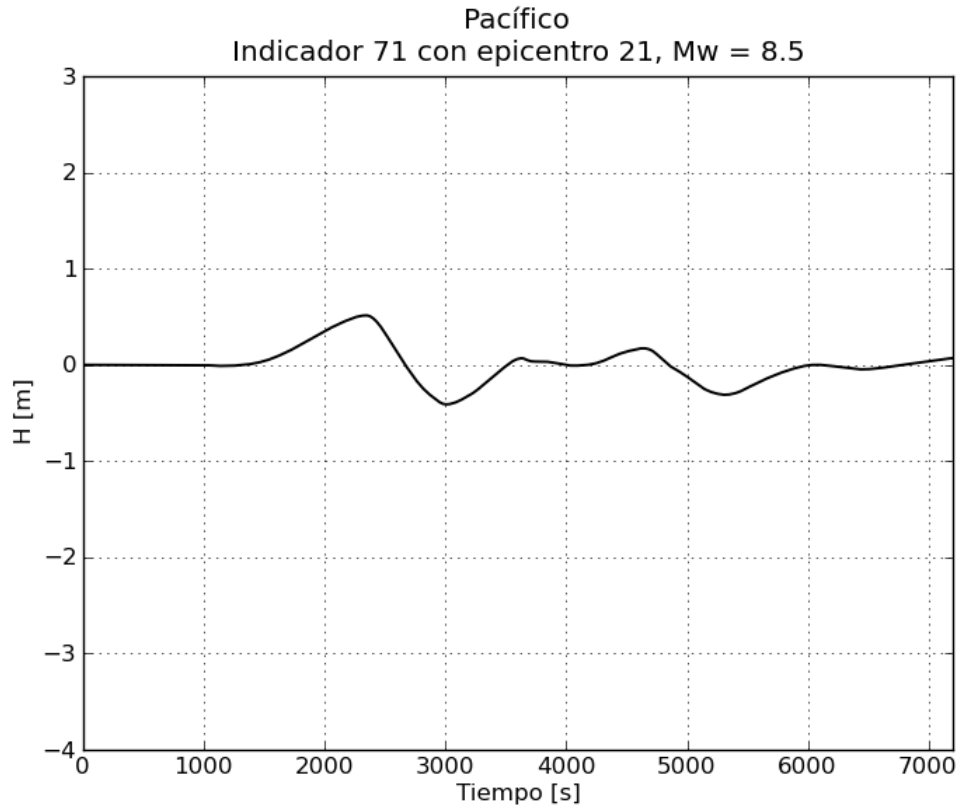




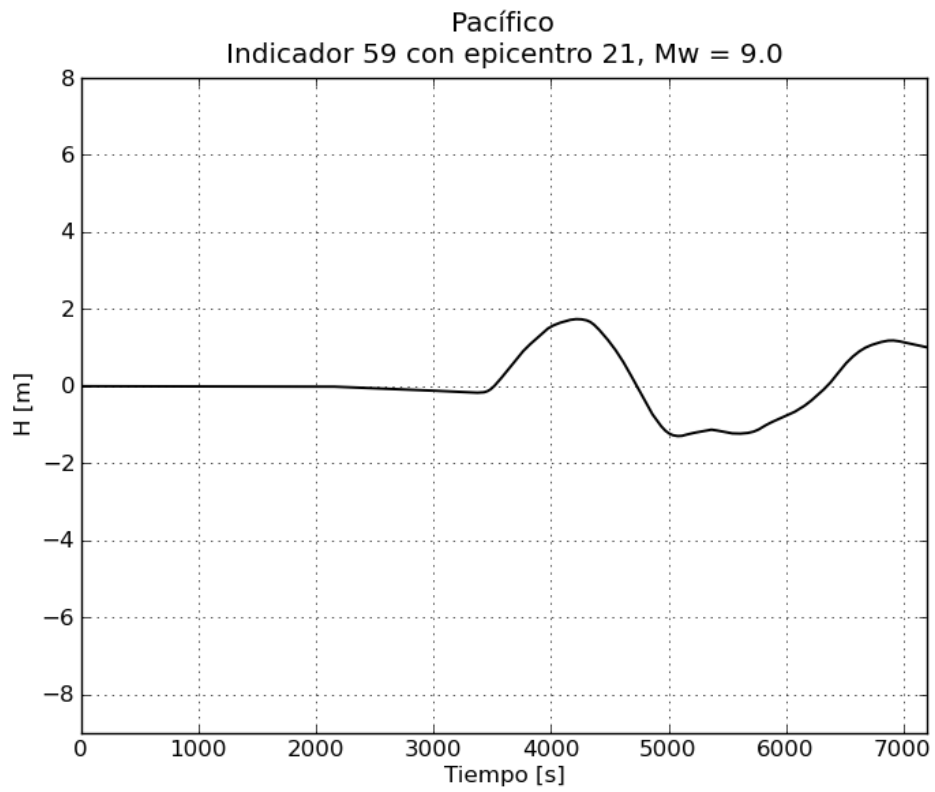
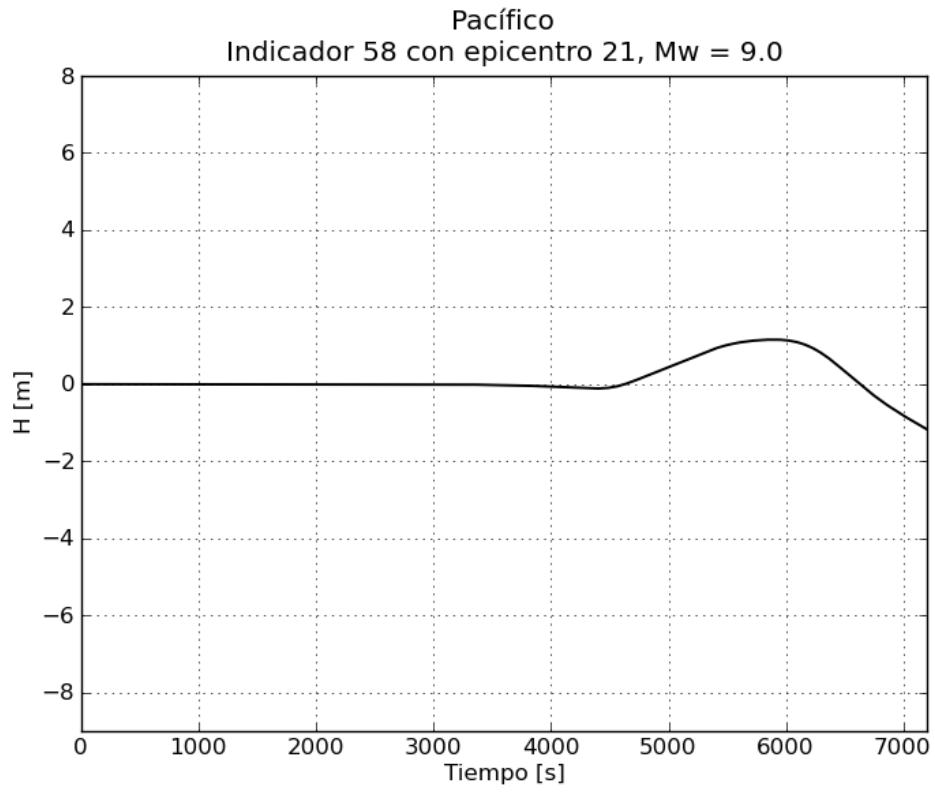


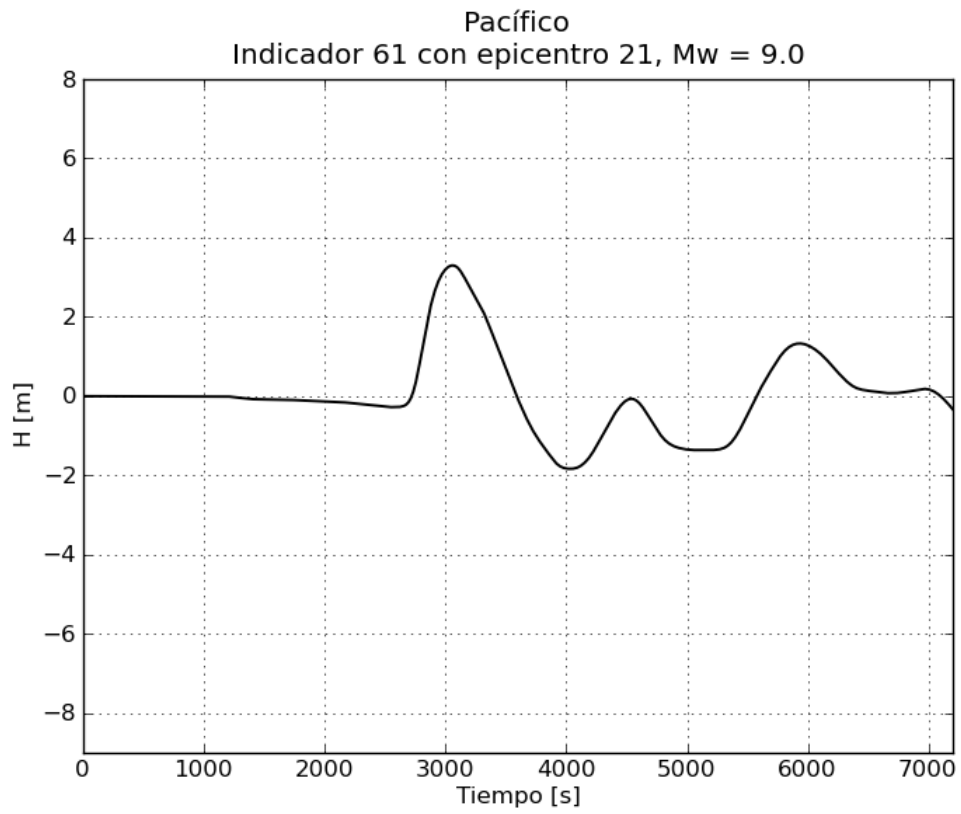
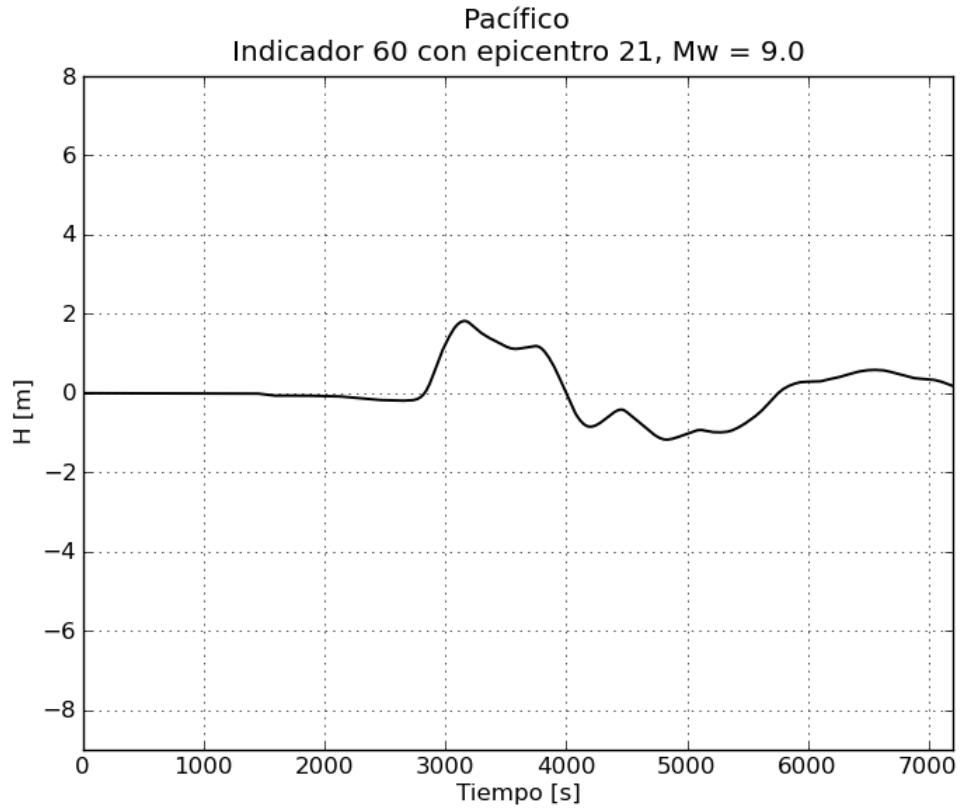


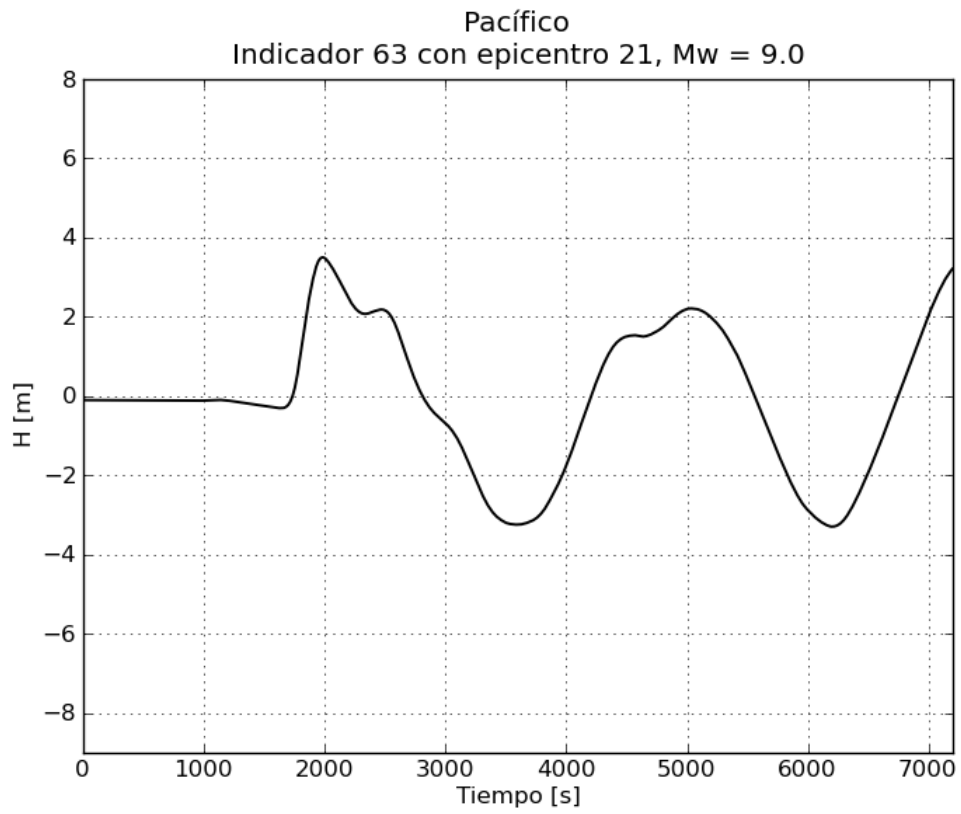
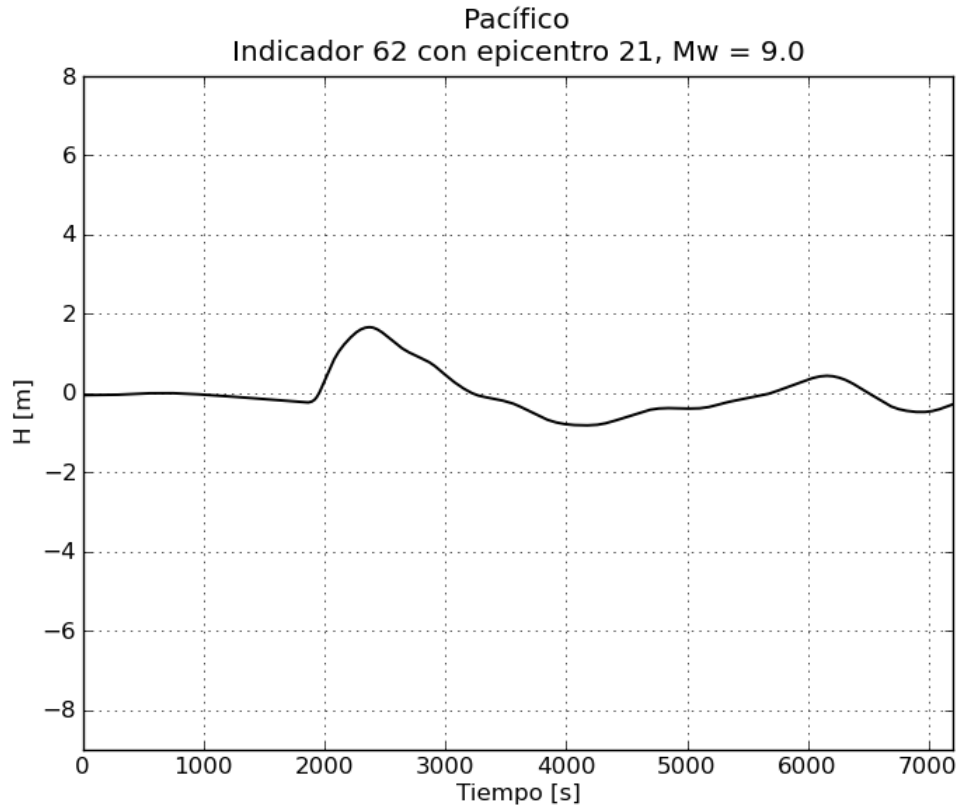


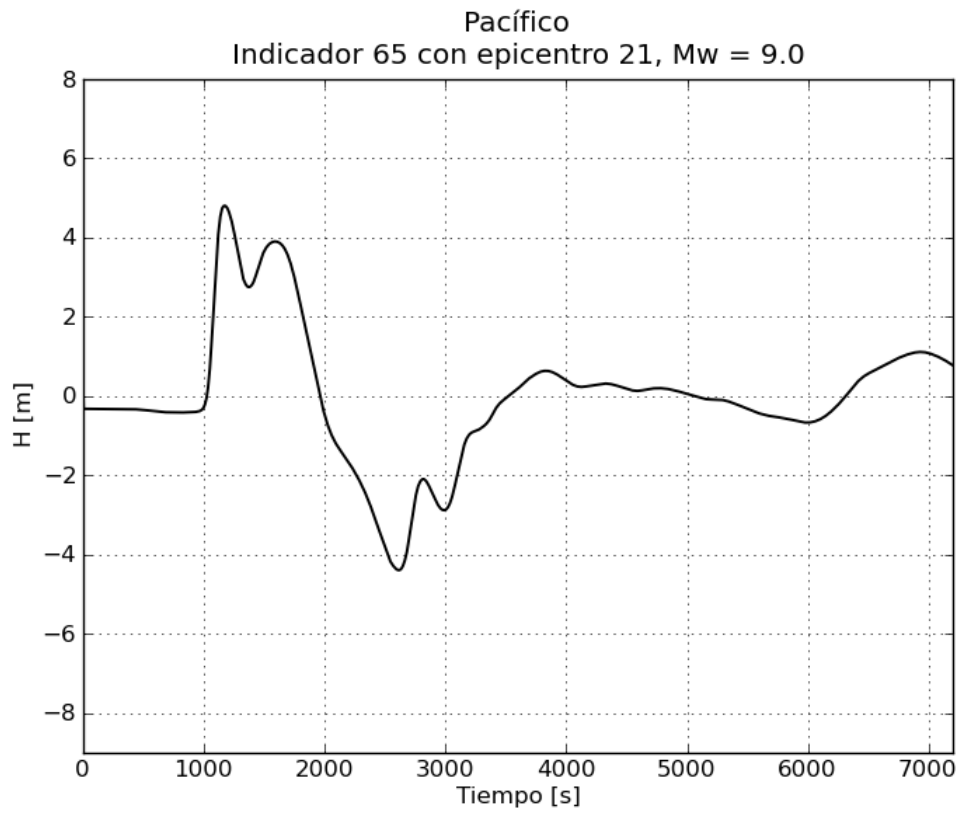
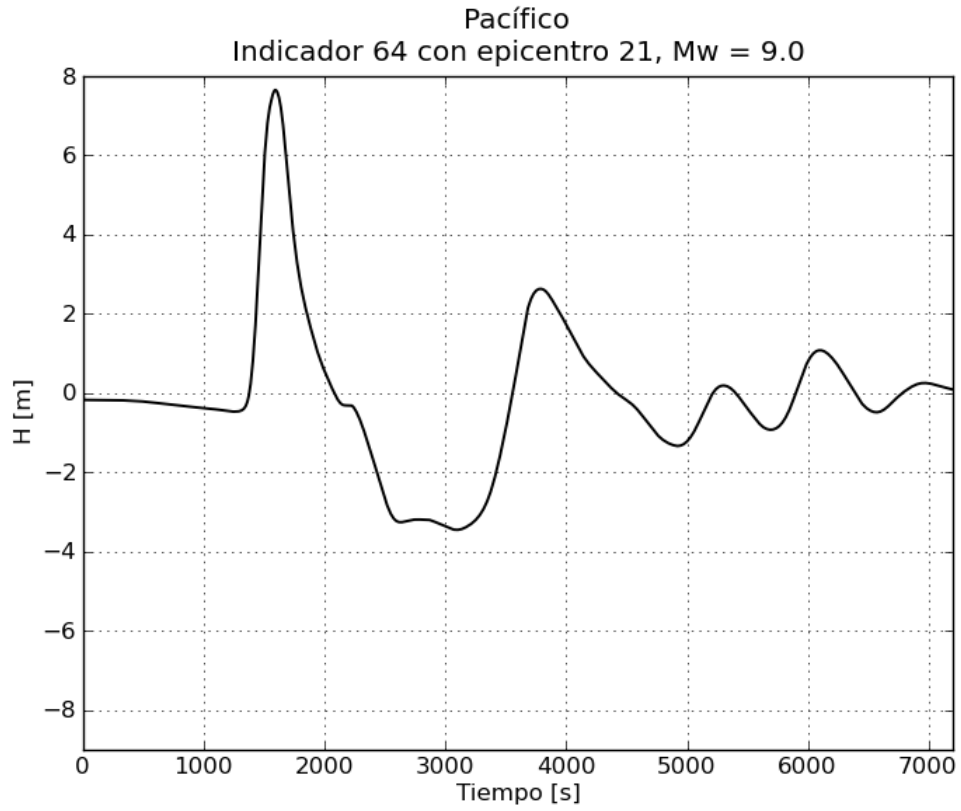


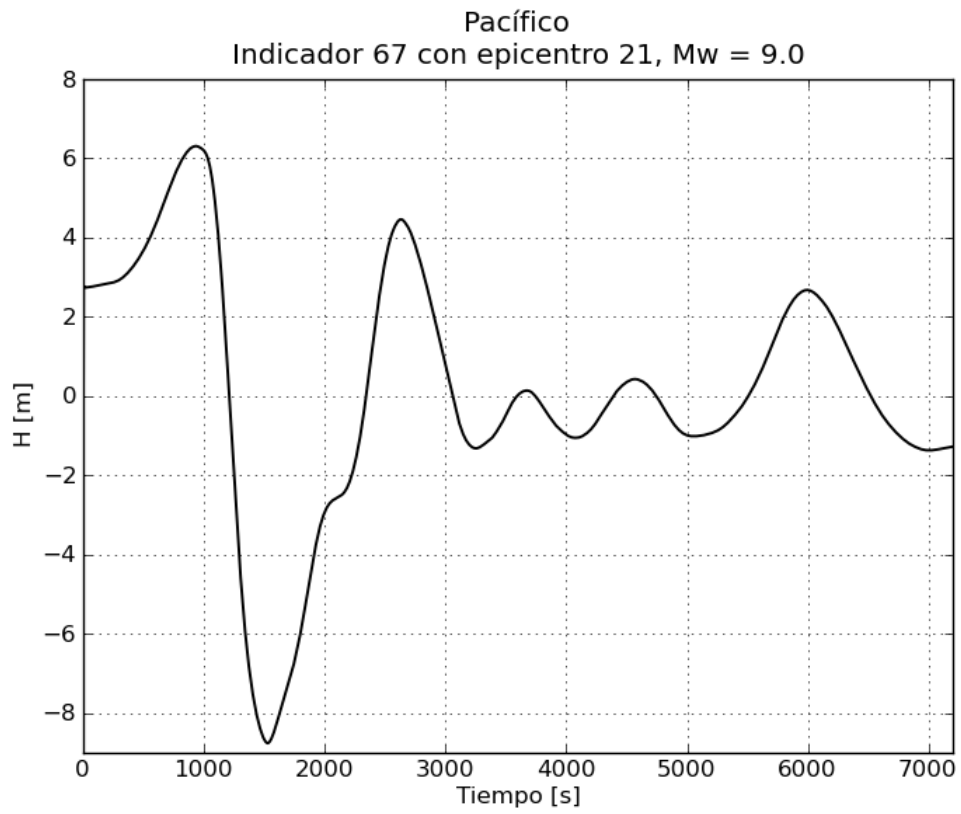
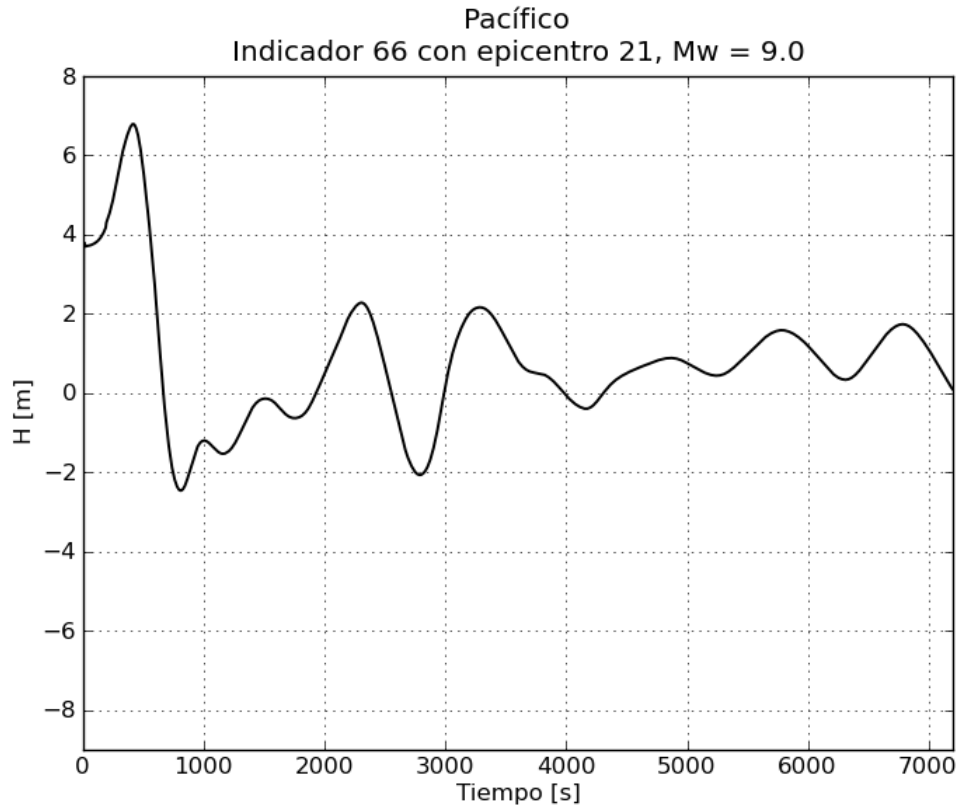
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

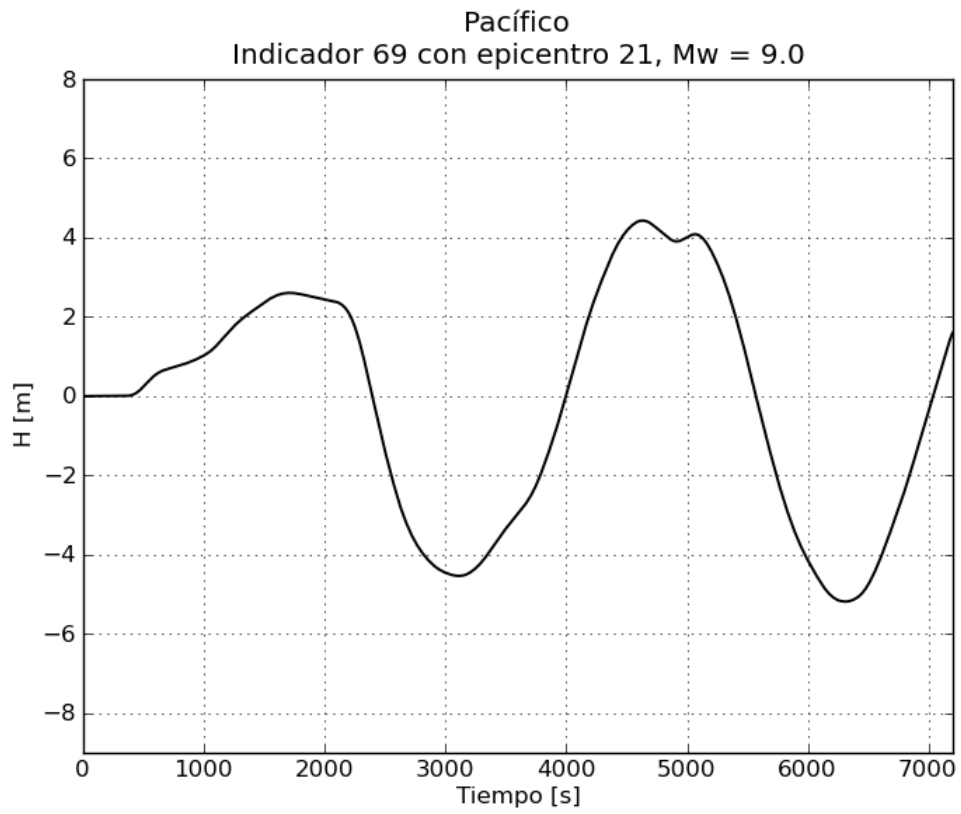
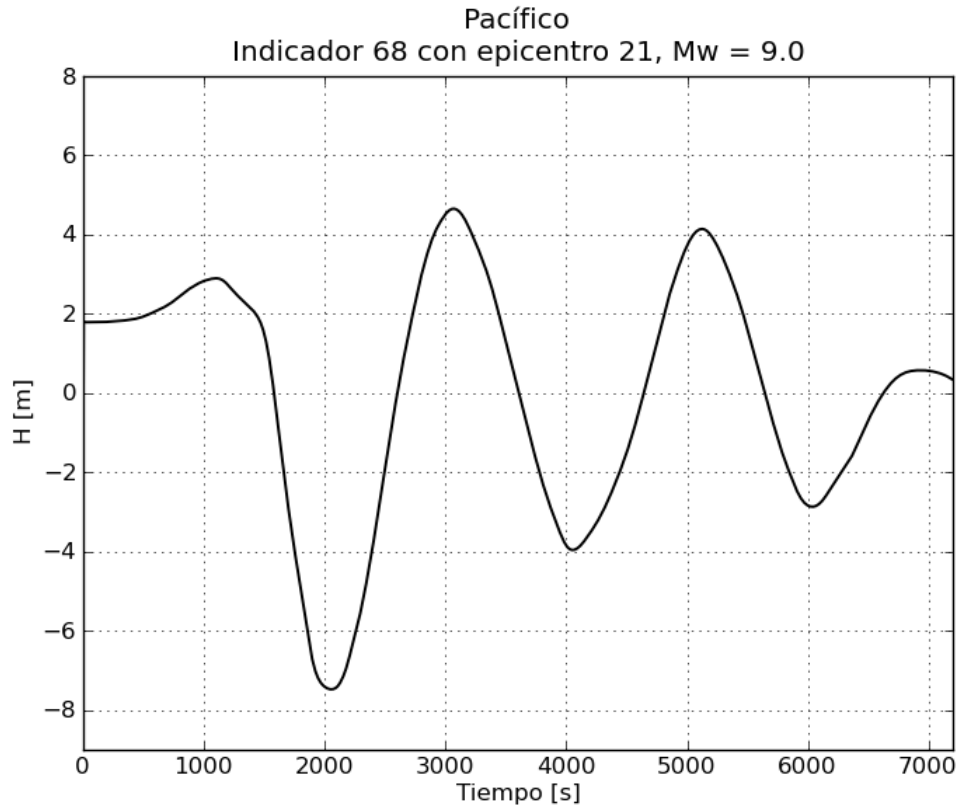


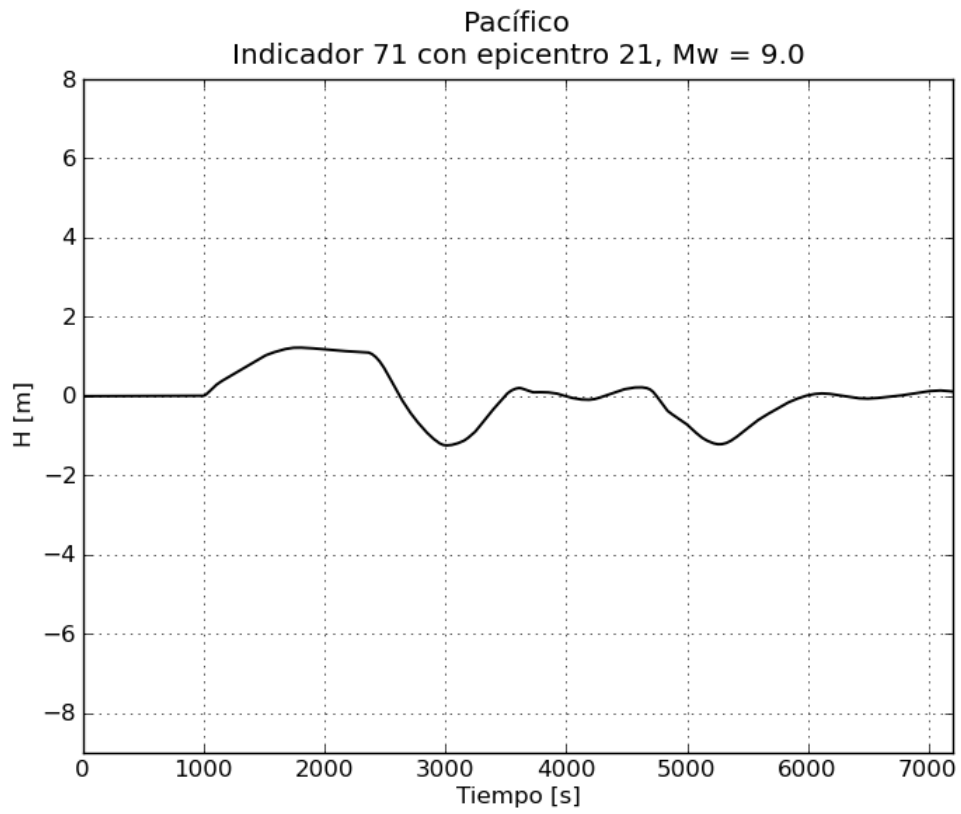
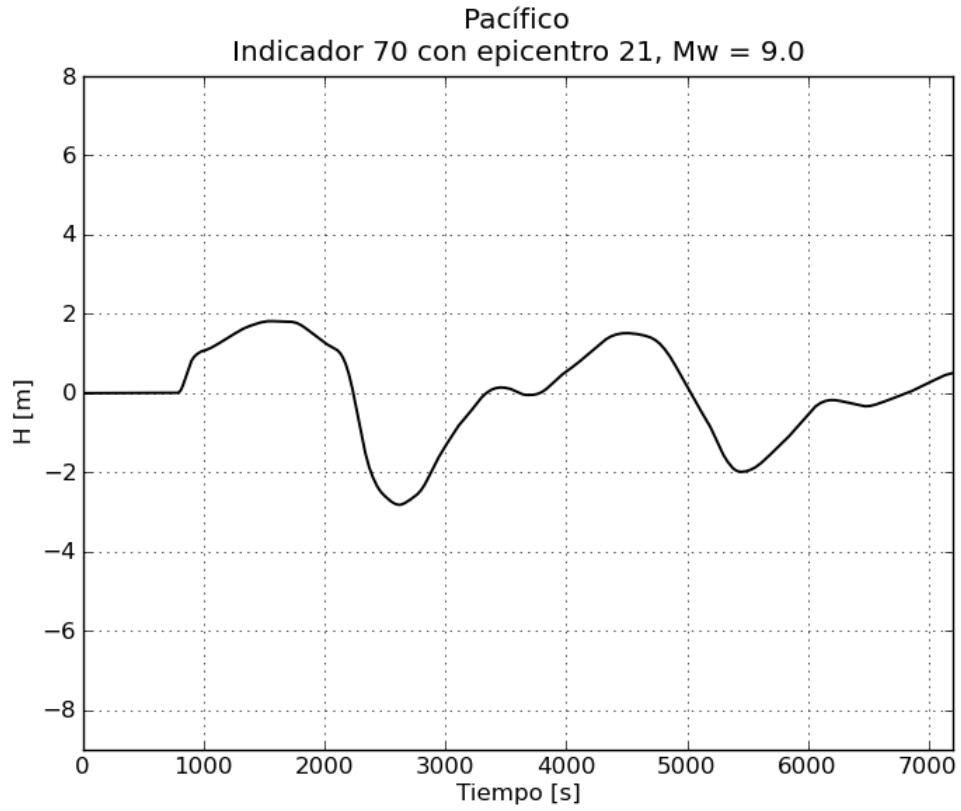


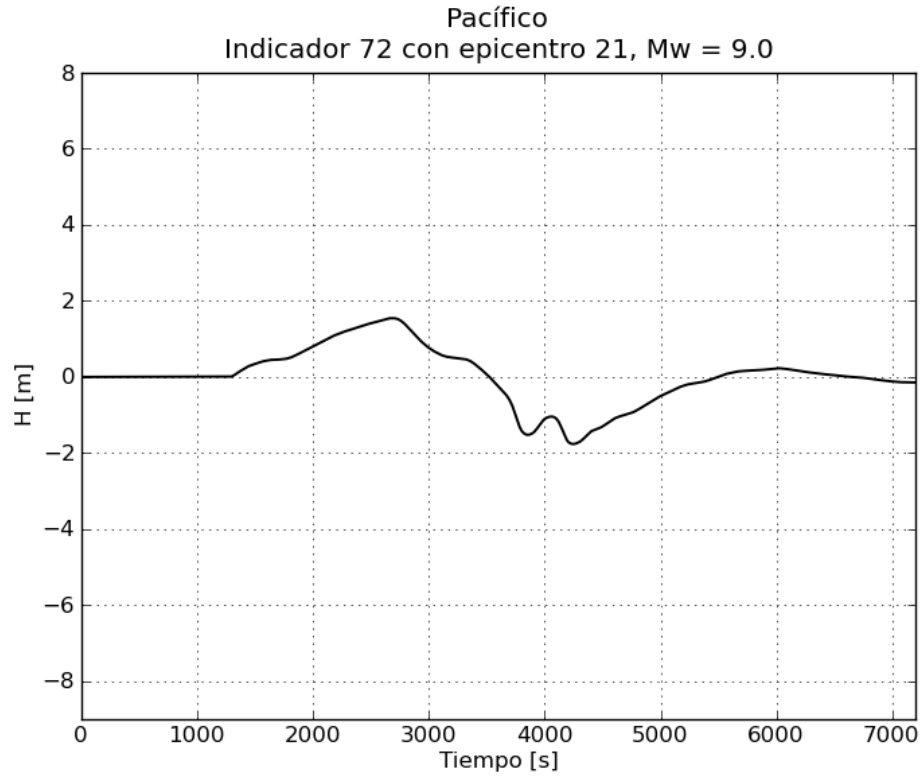




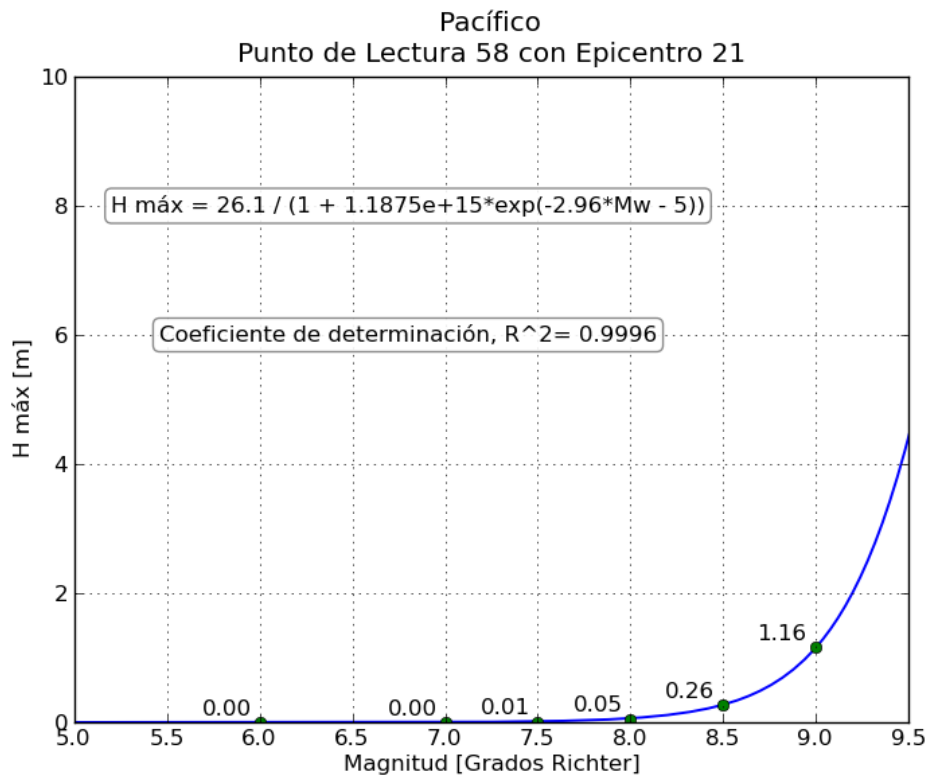


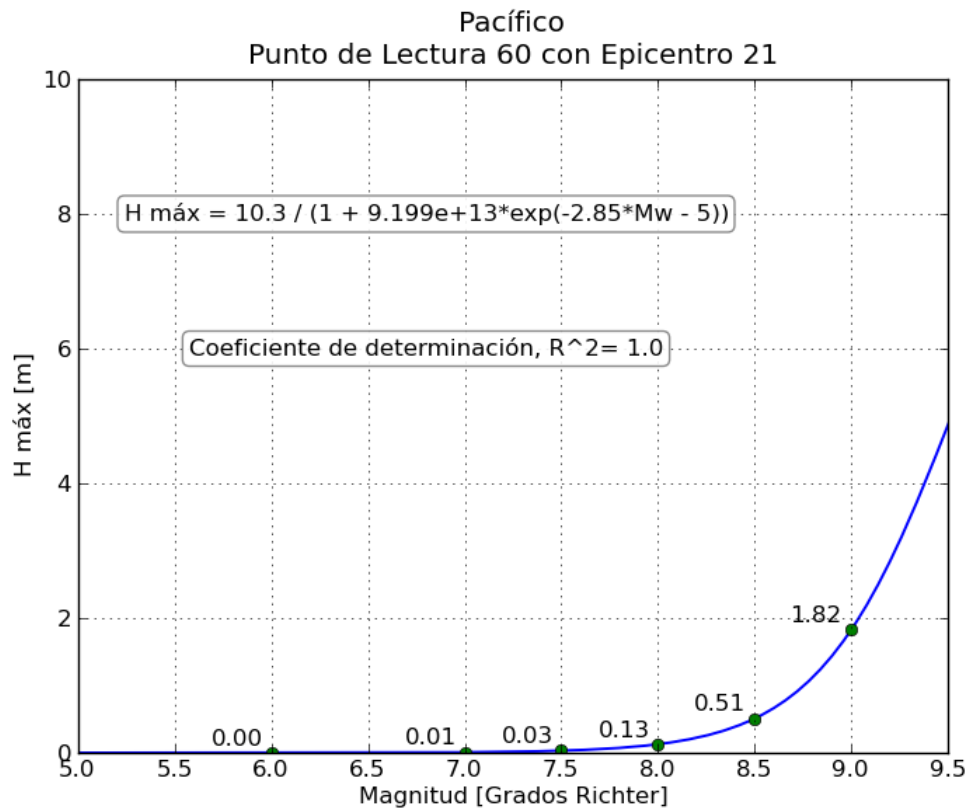
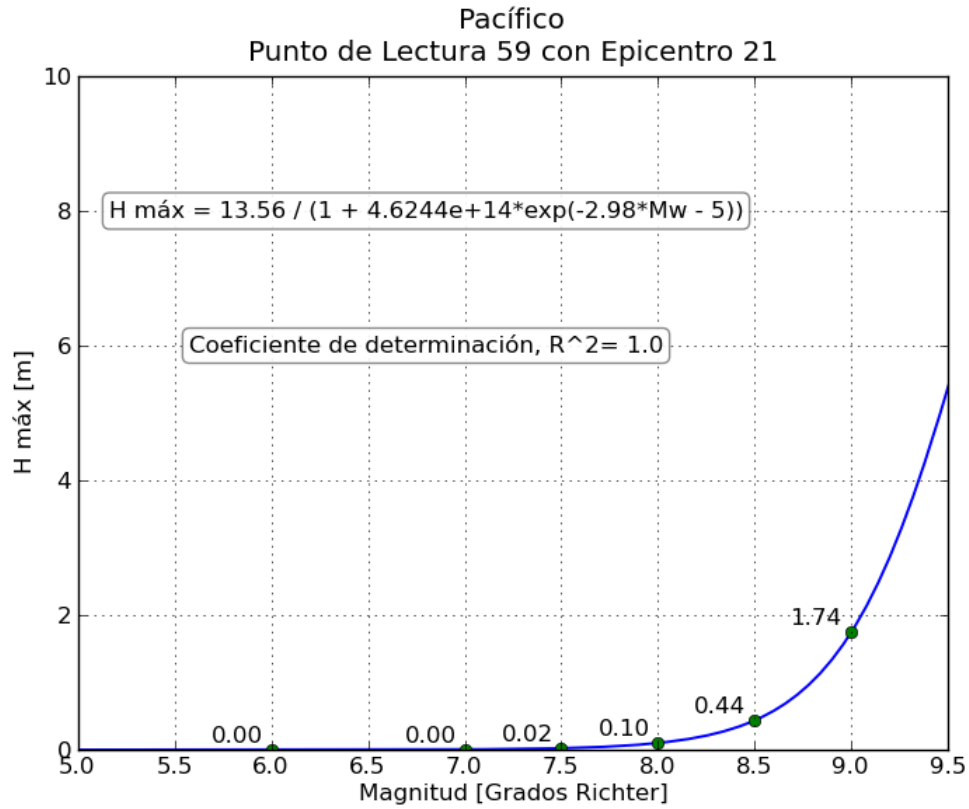


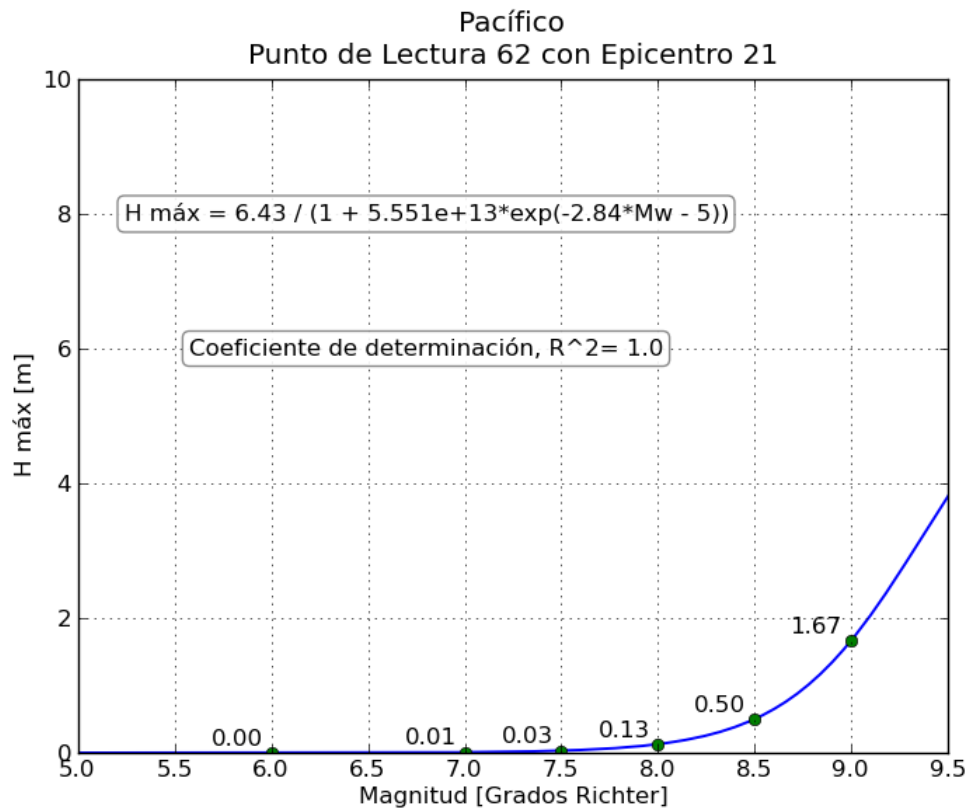
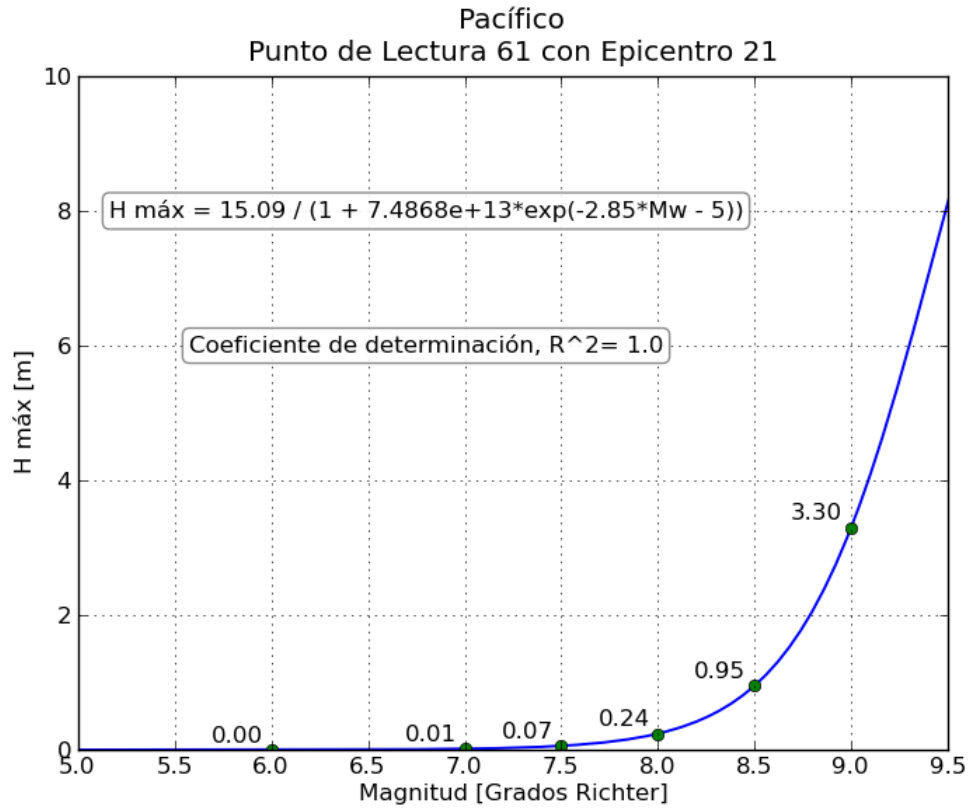


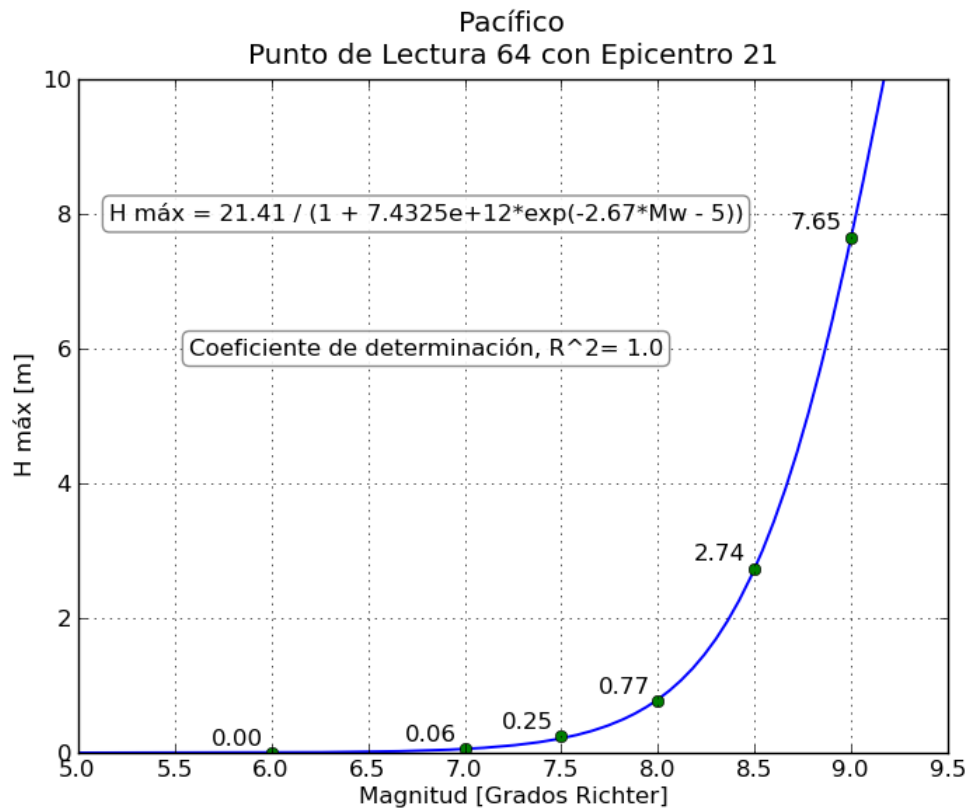
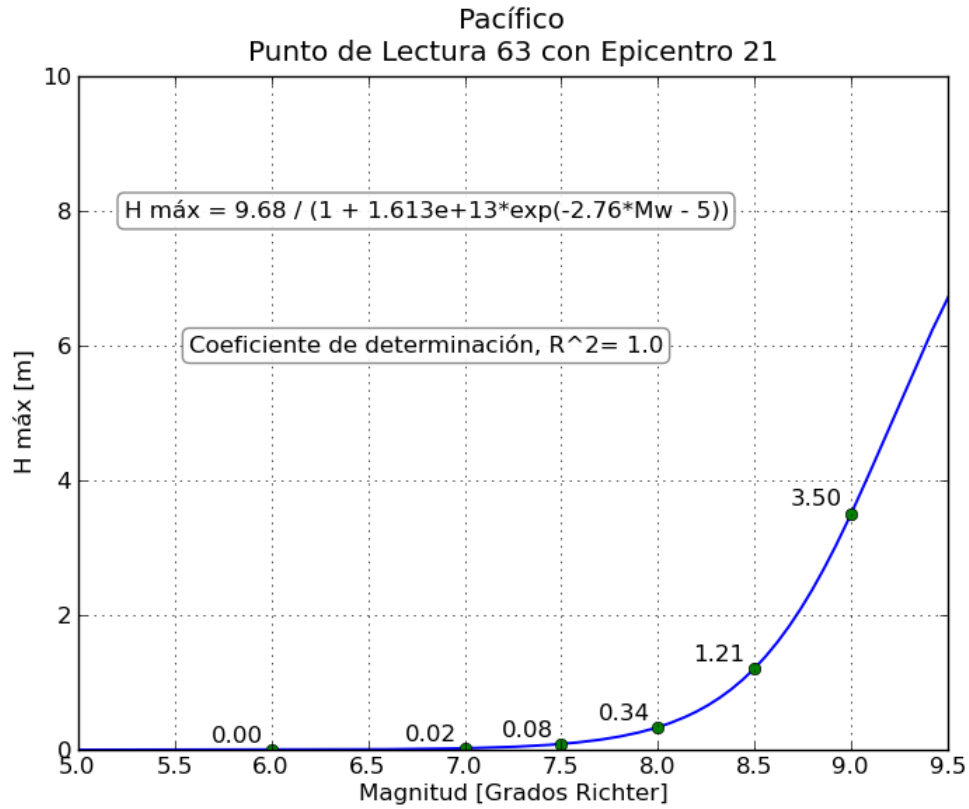


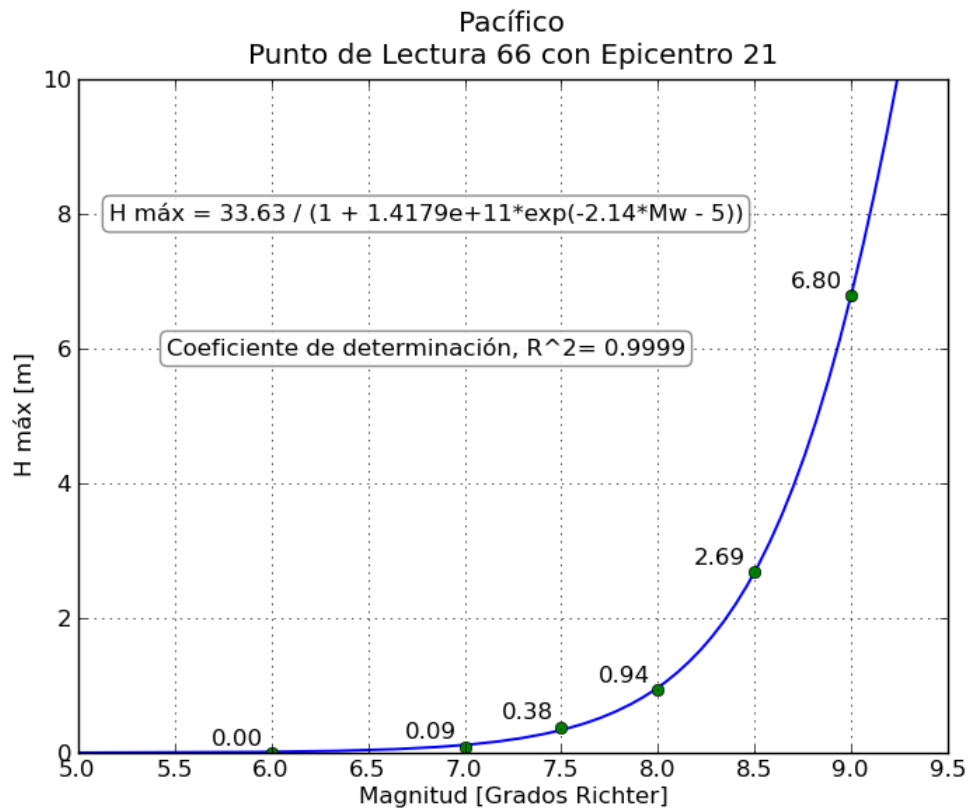
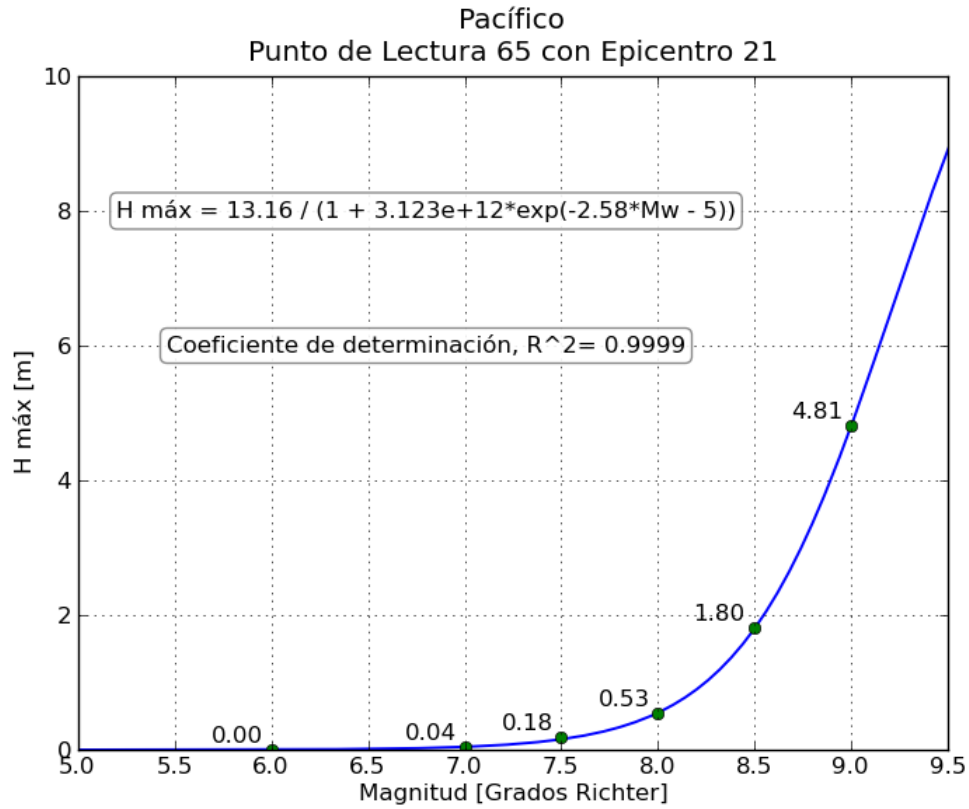
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

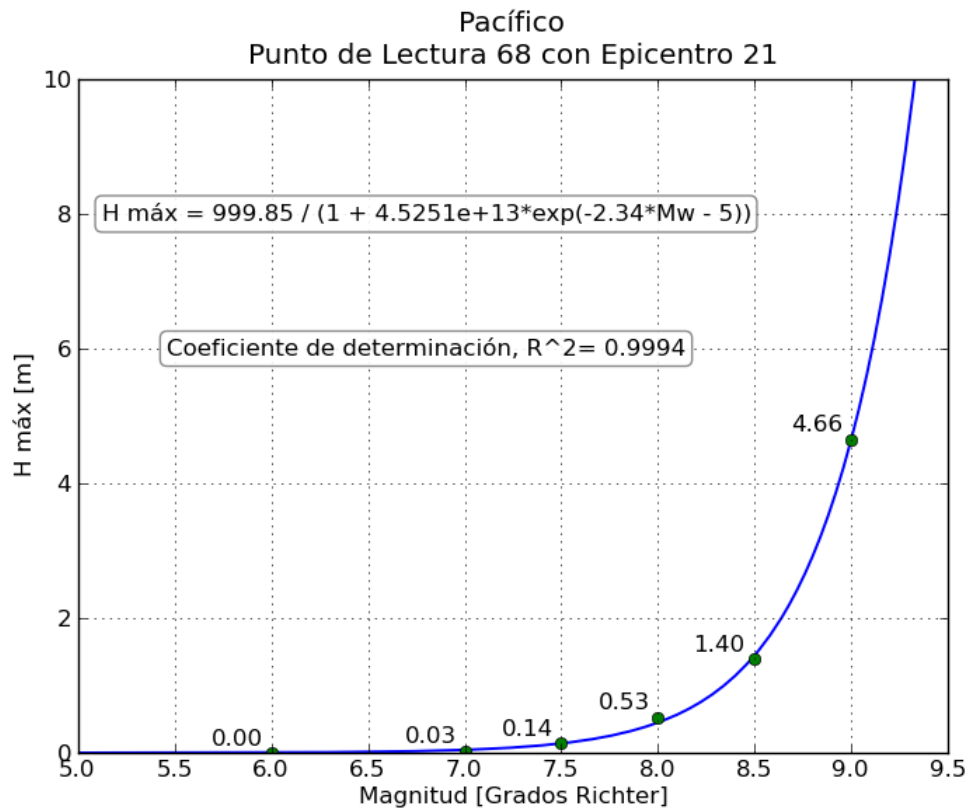
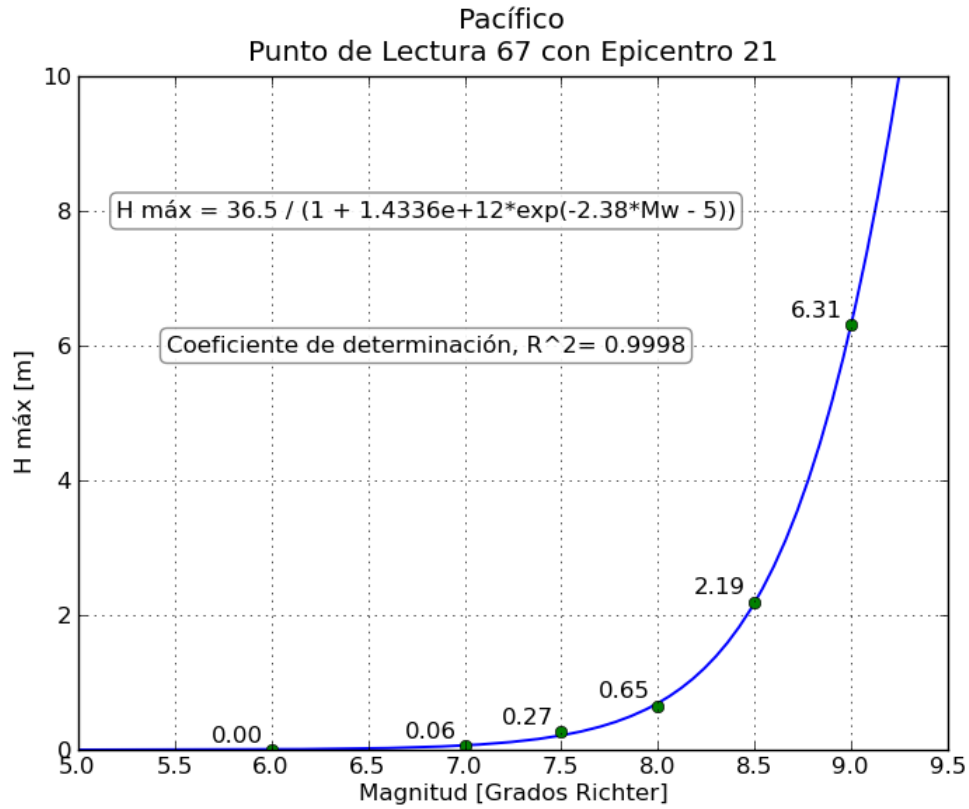


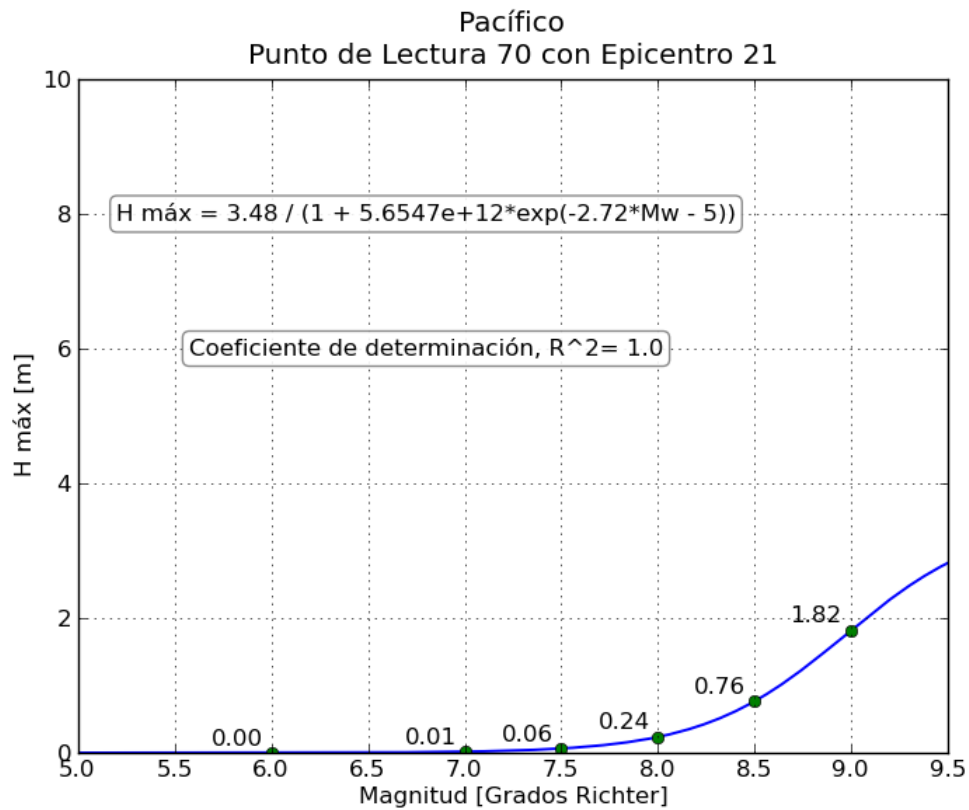
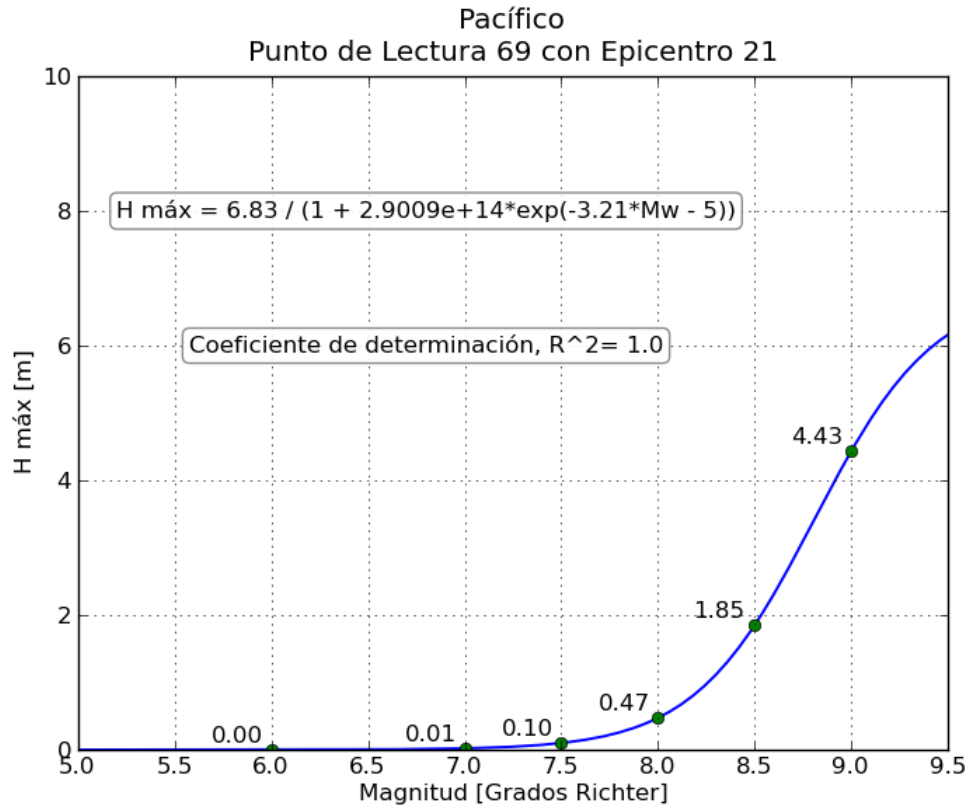


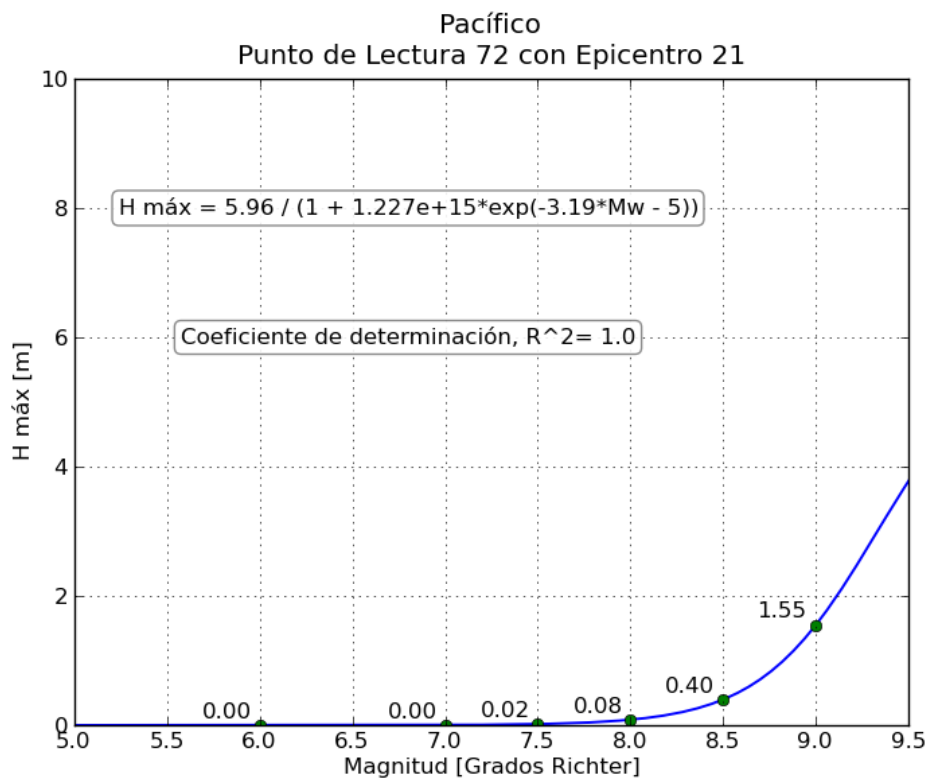
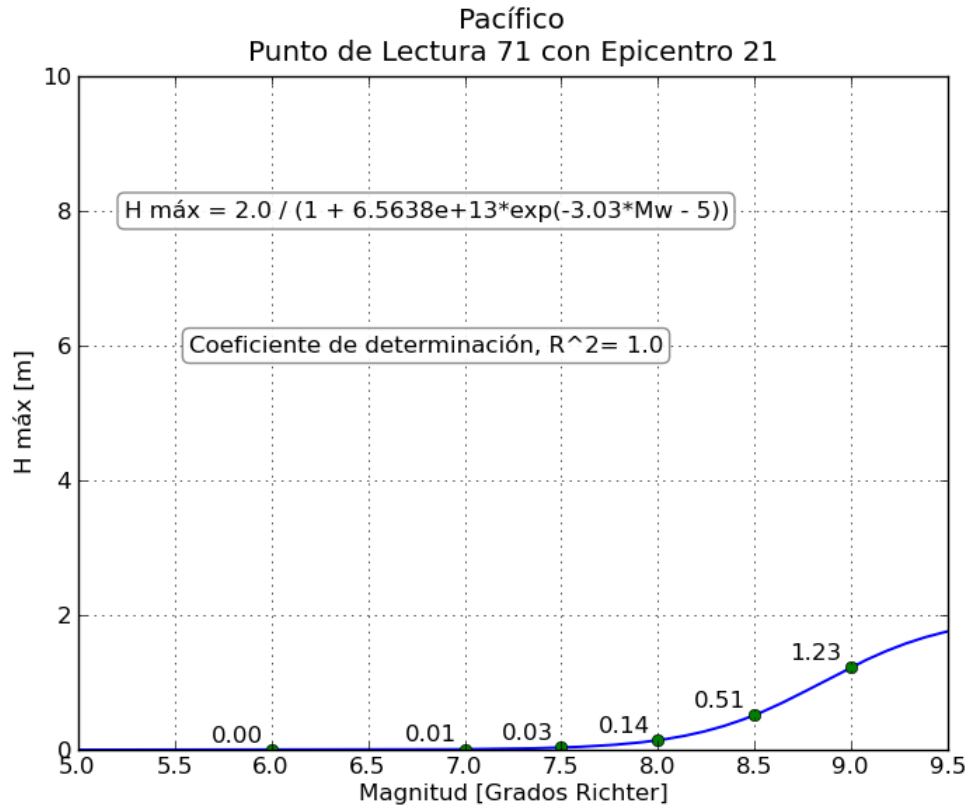






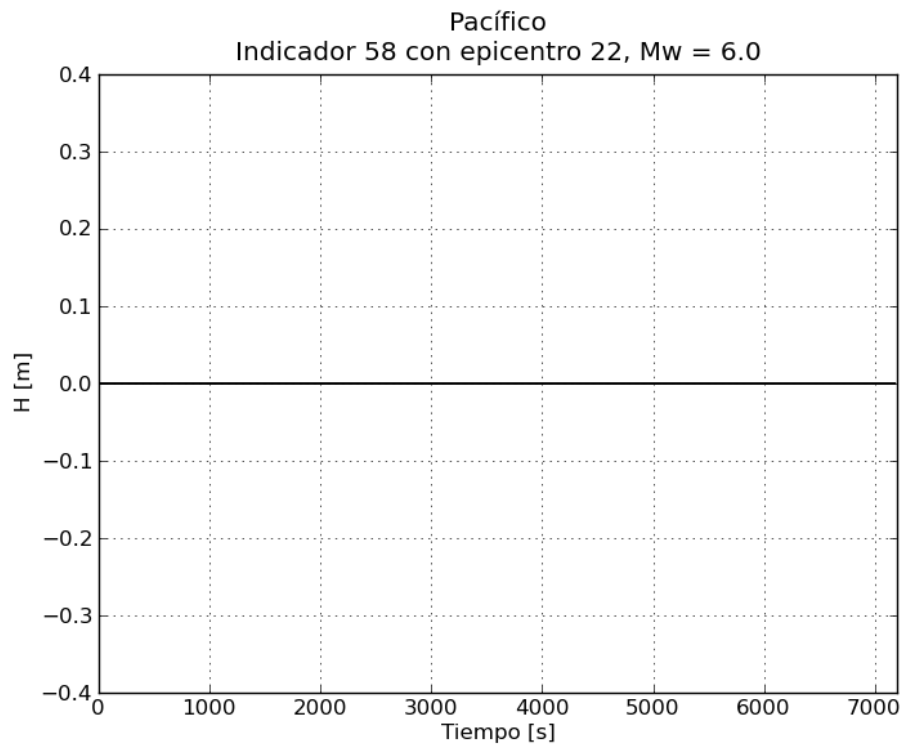
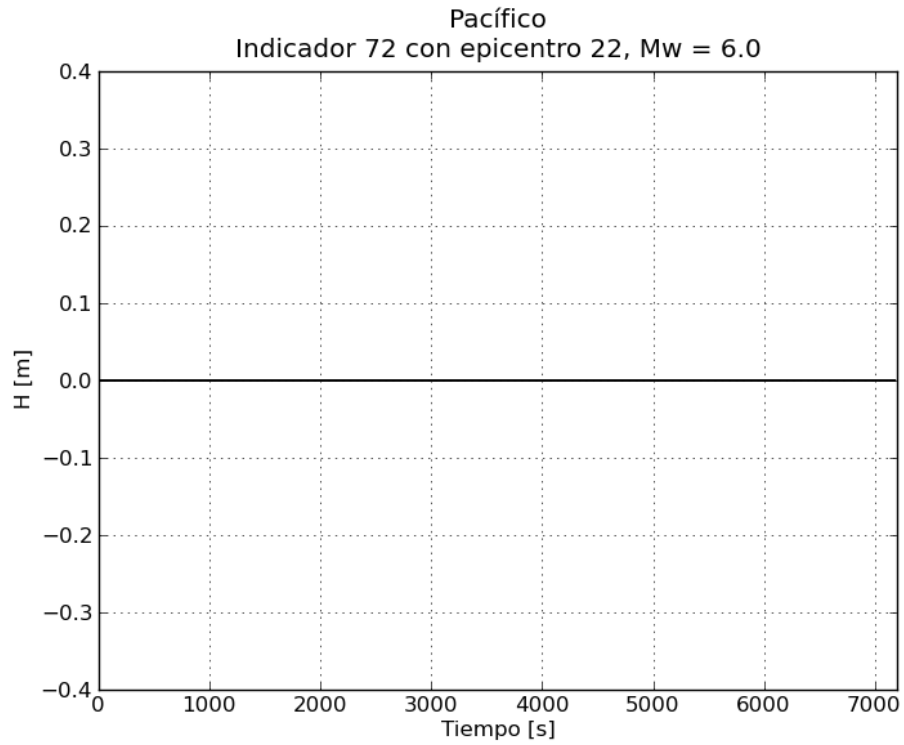


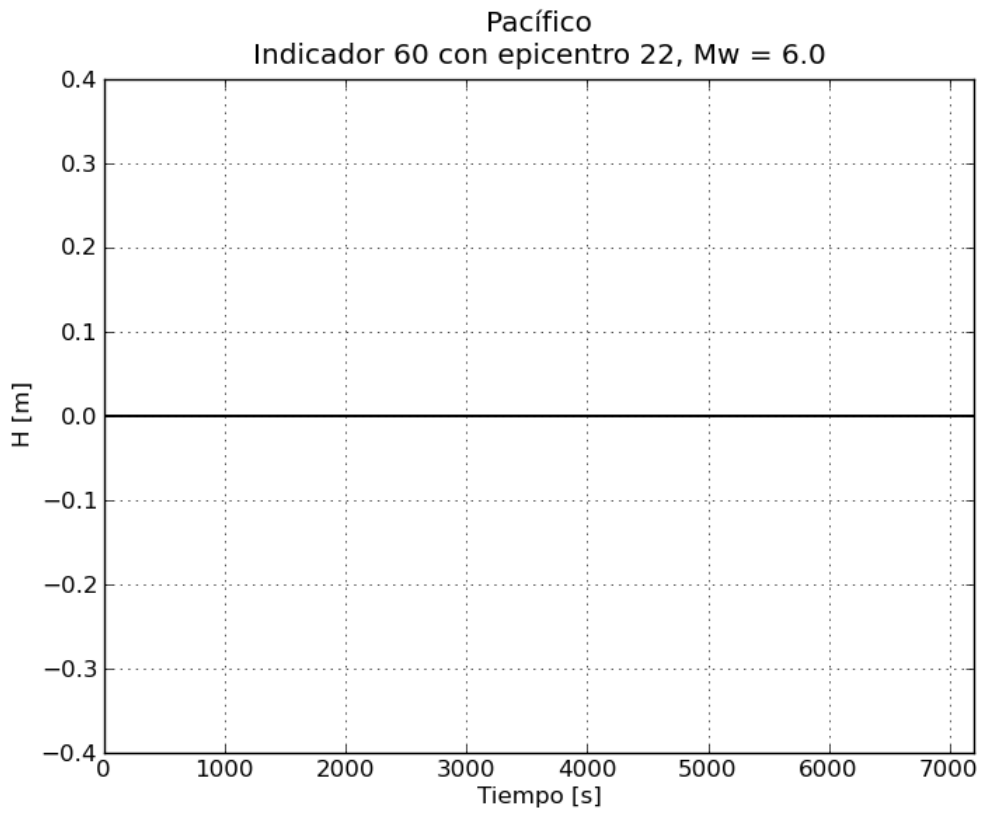
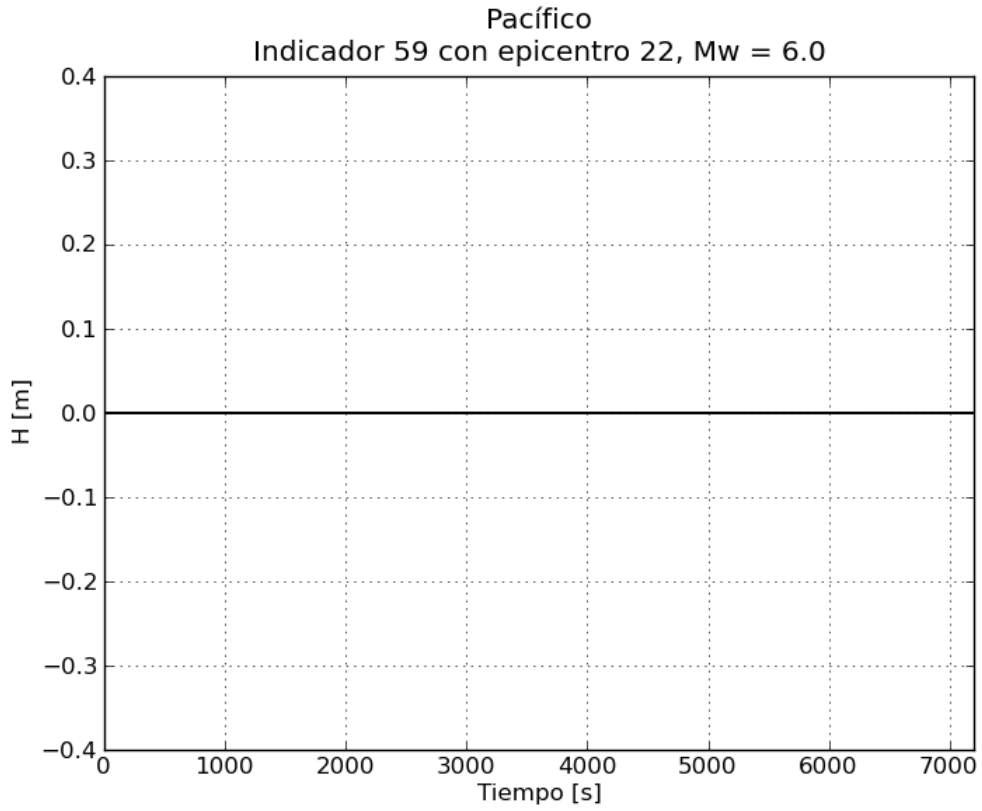


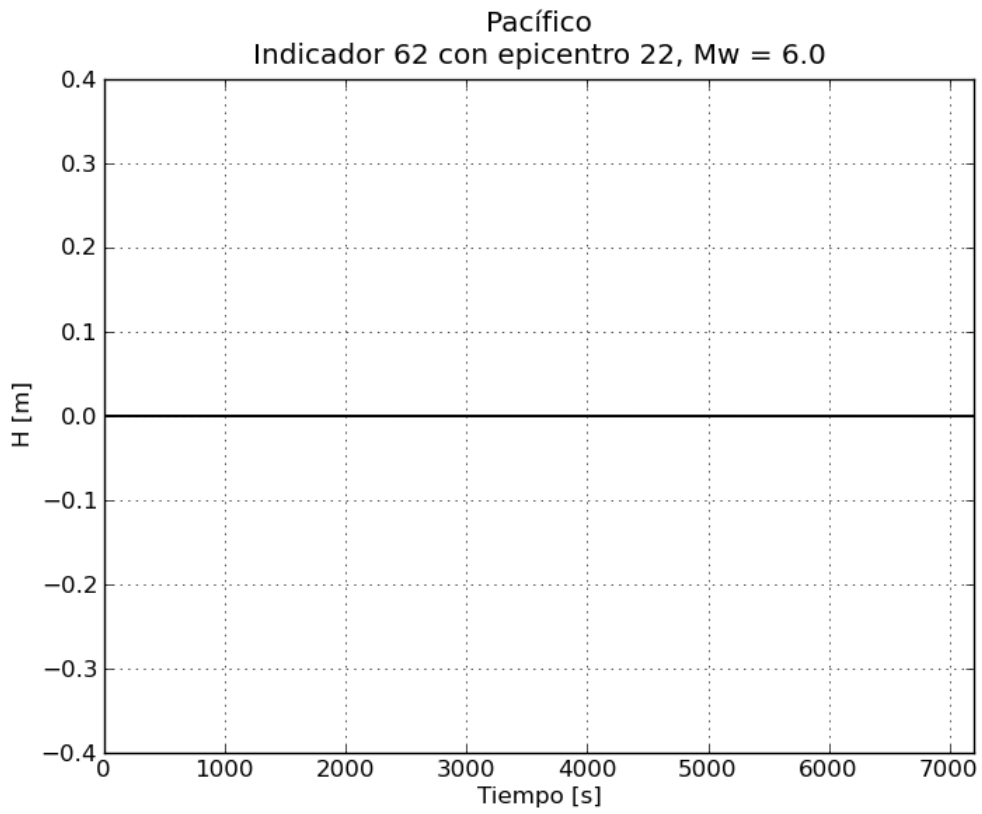
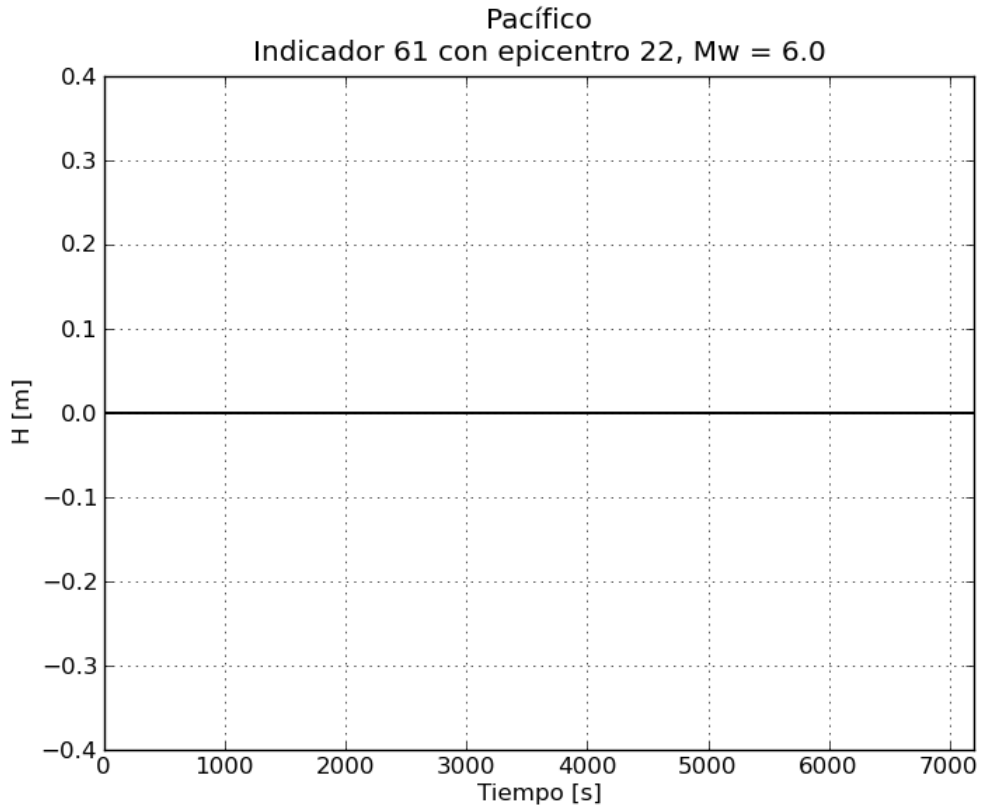


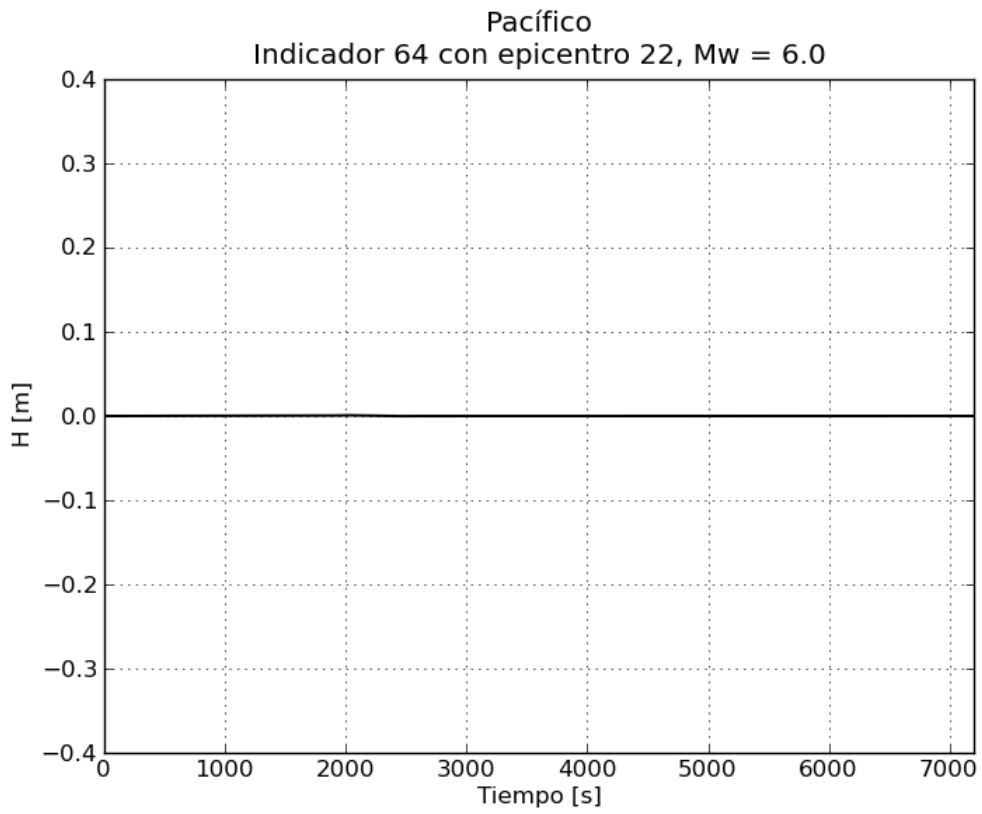
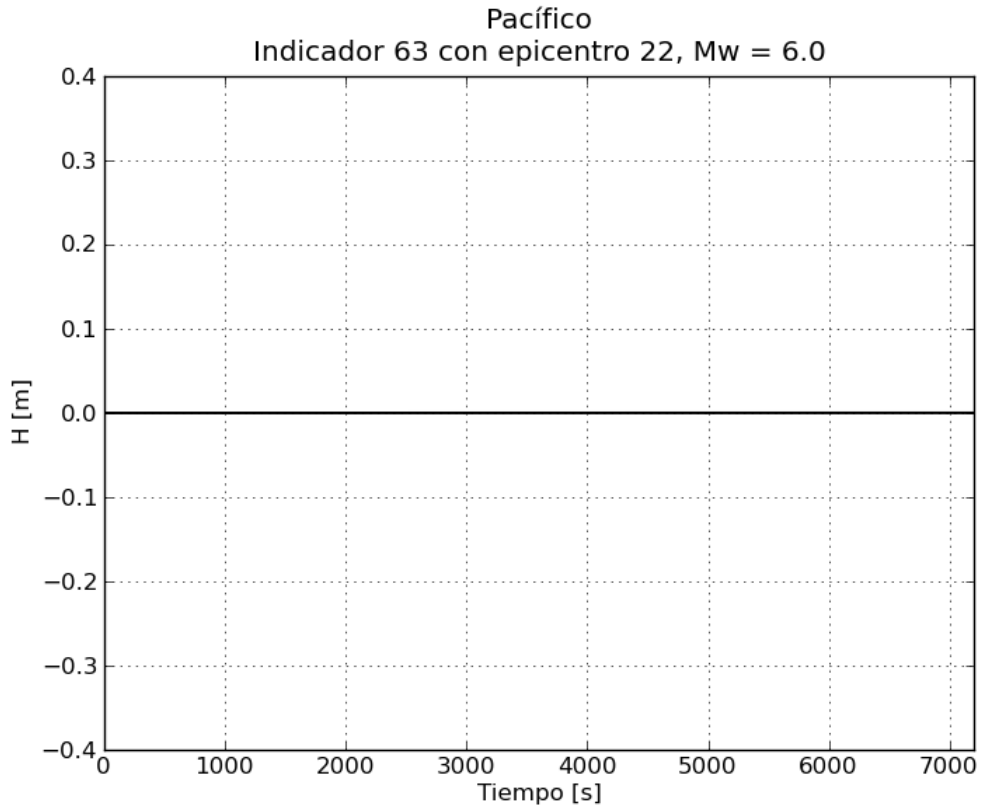
7. Epicentro 22 del Pacífico

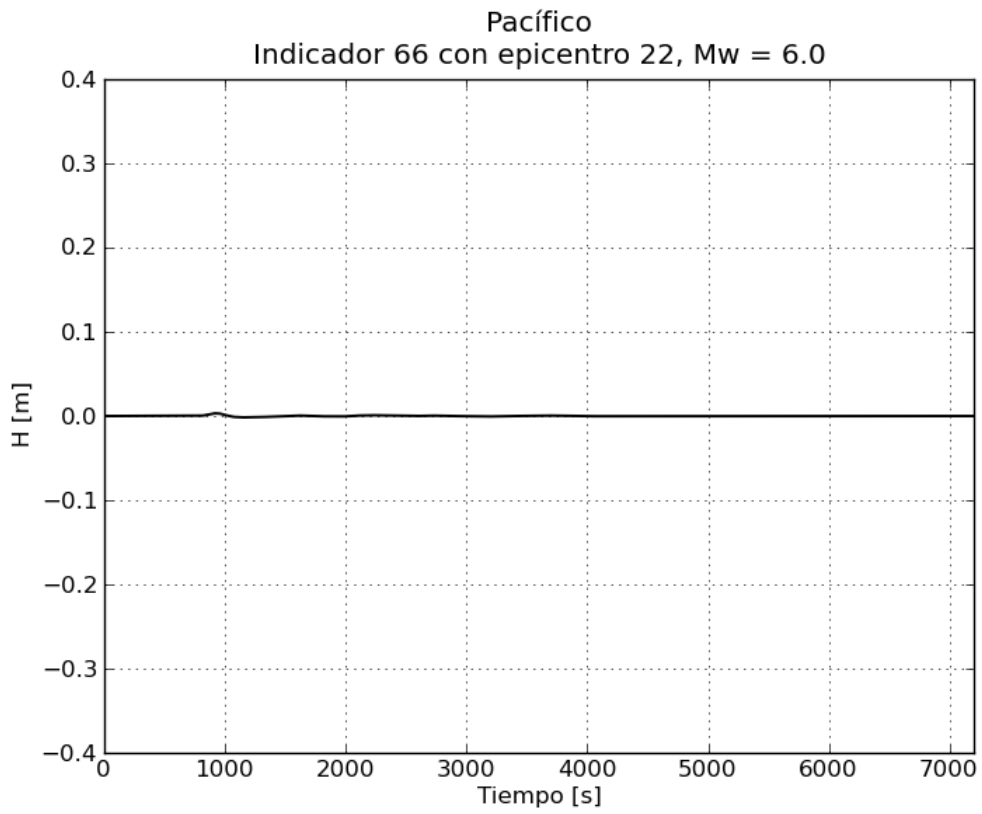
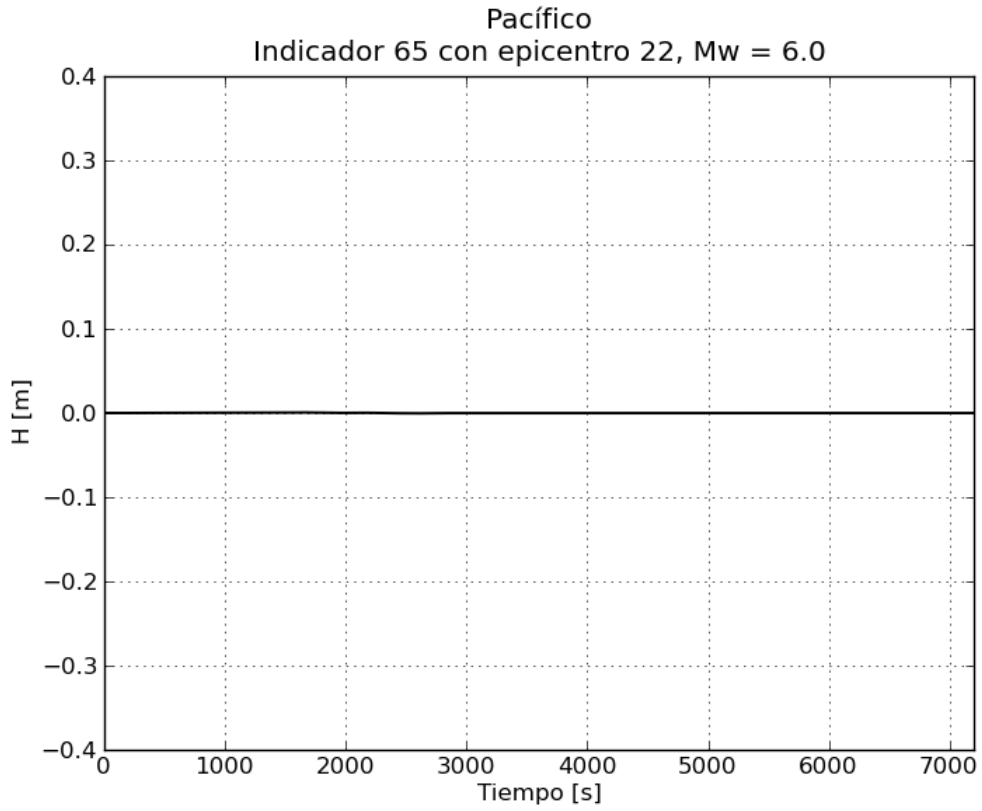
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

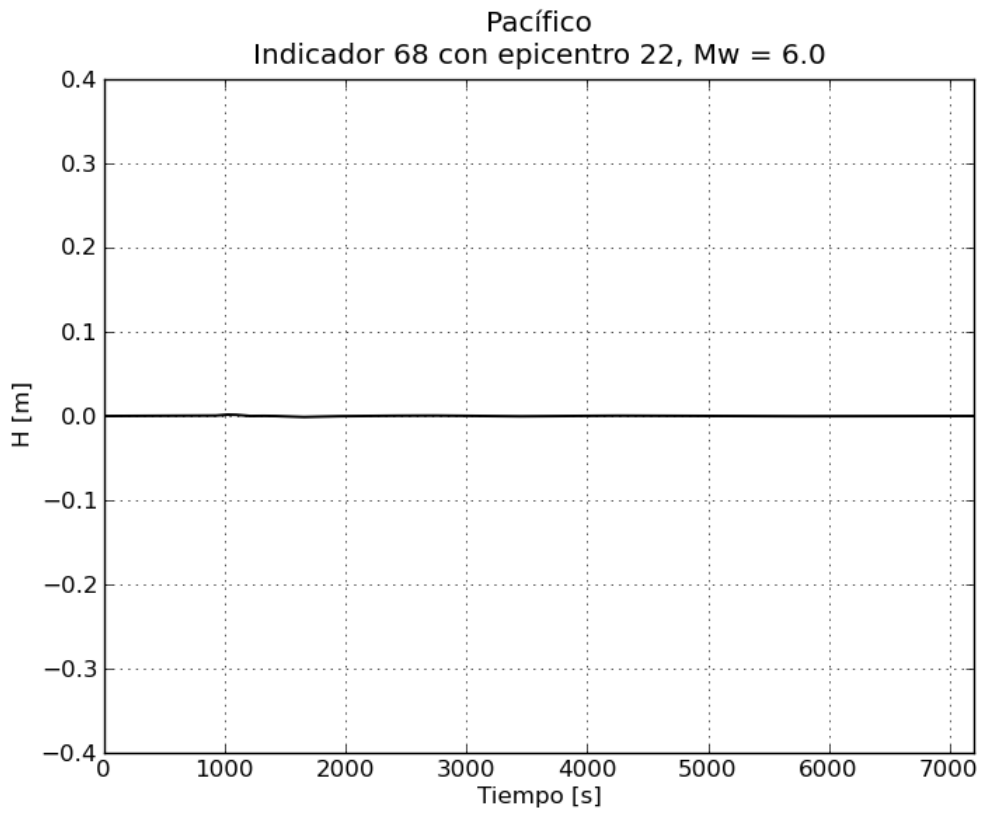
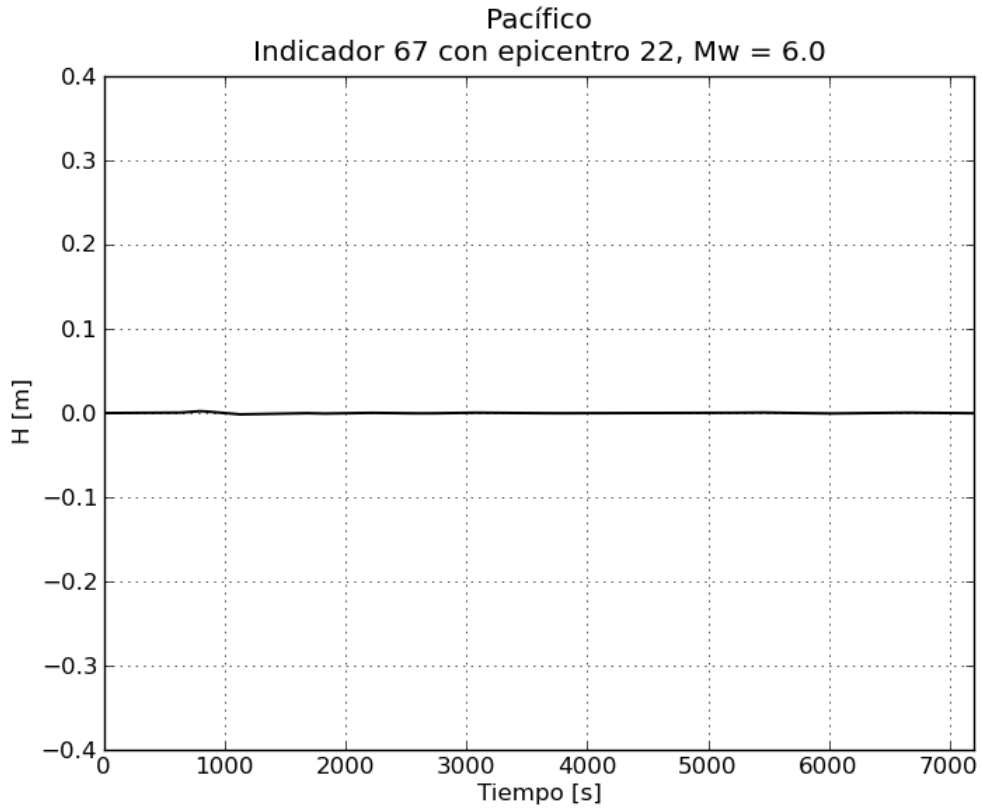


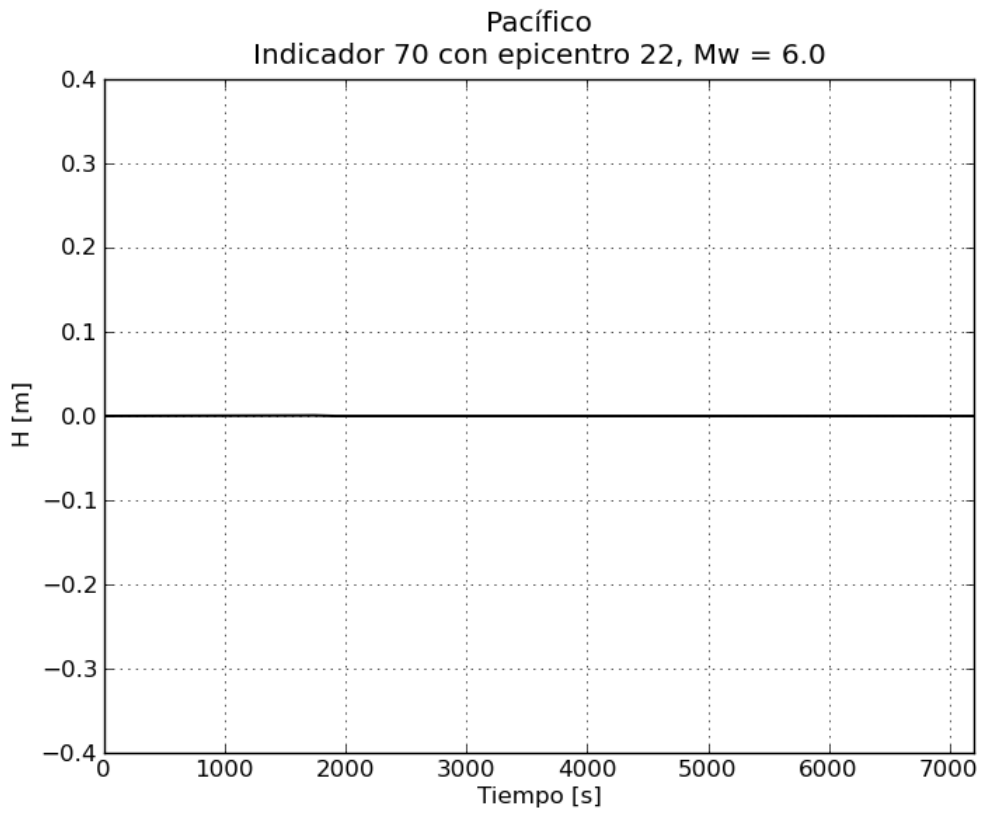
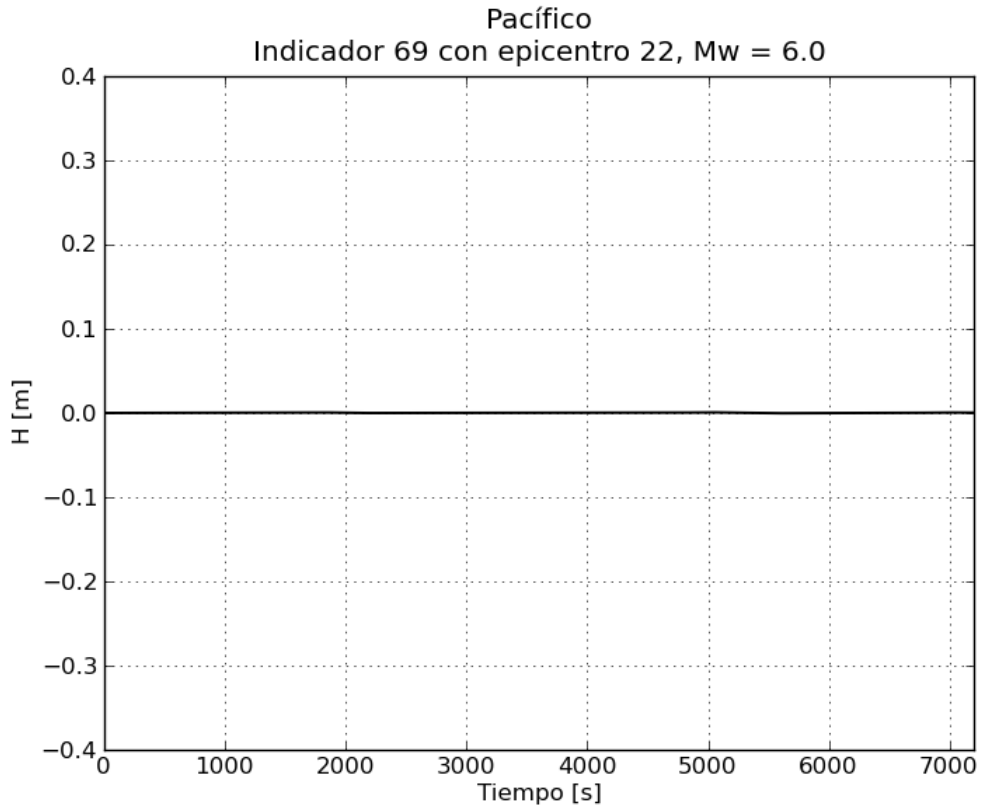


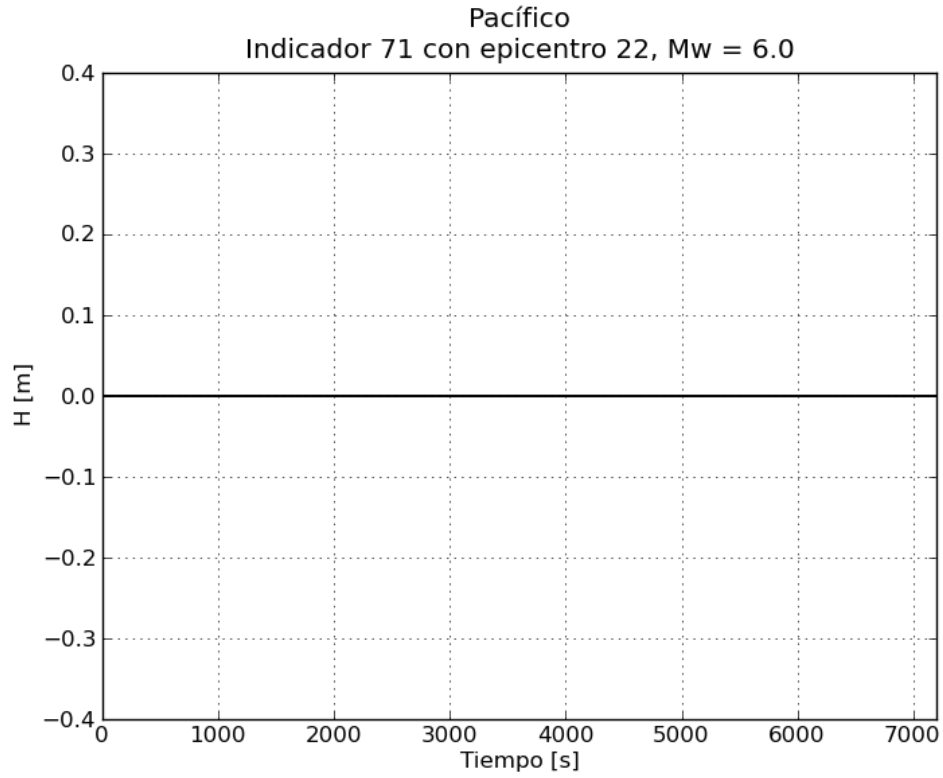




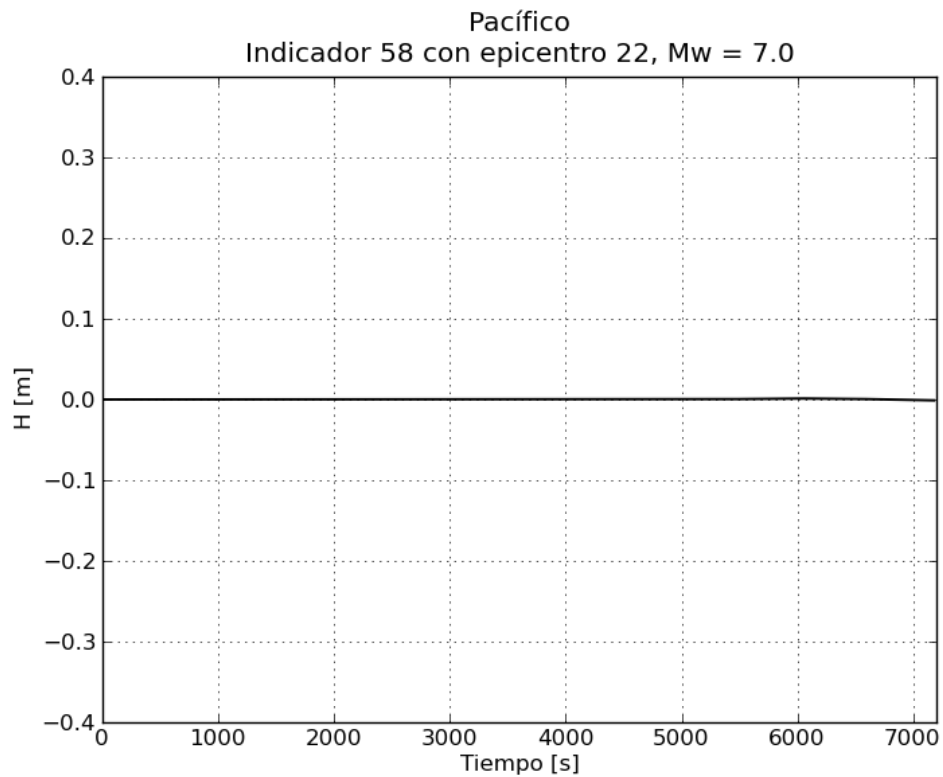


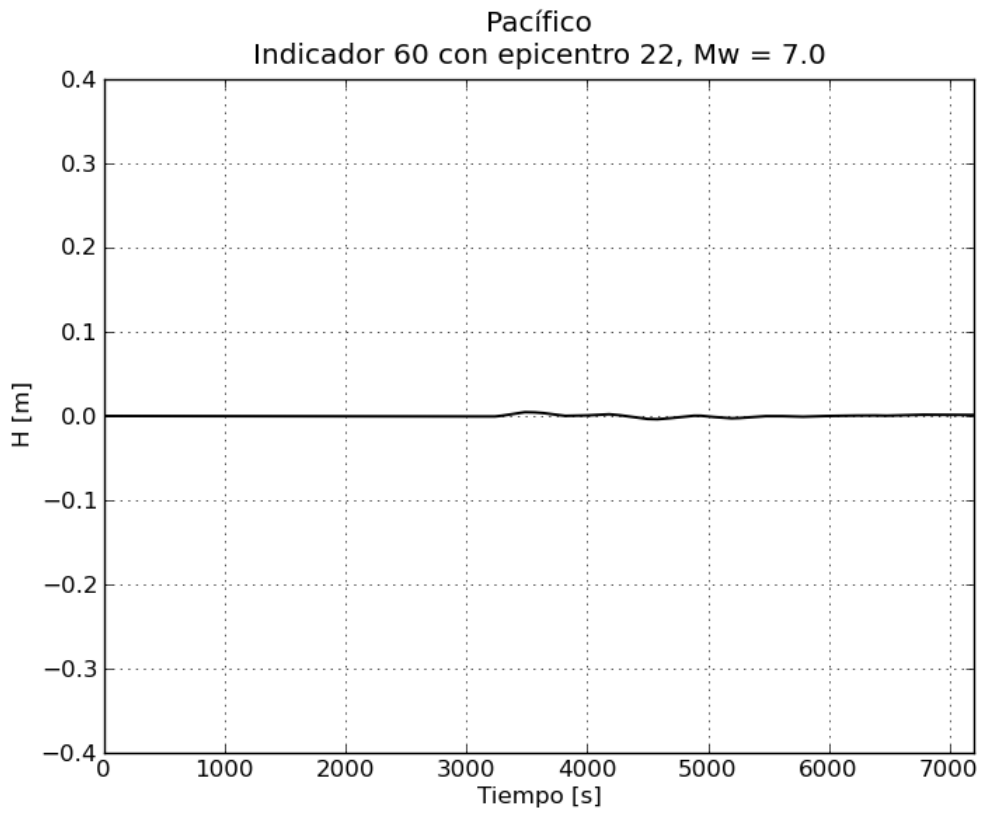
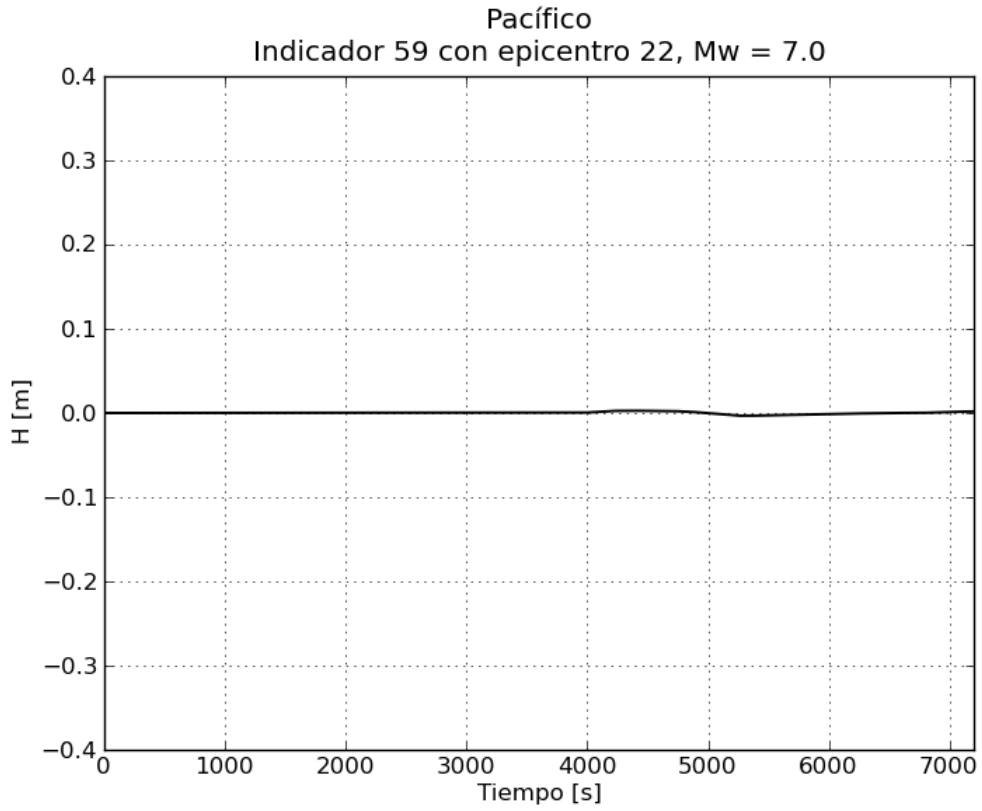


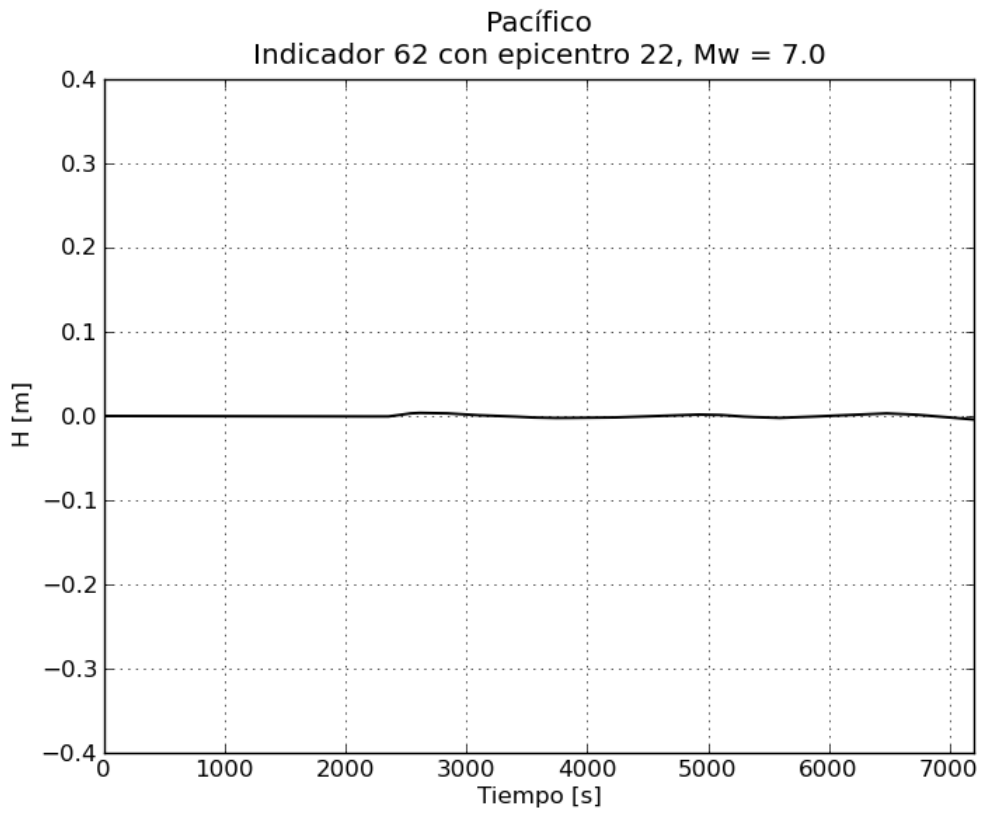
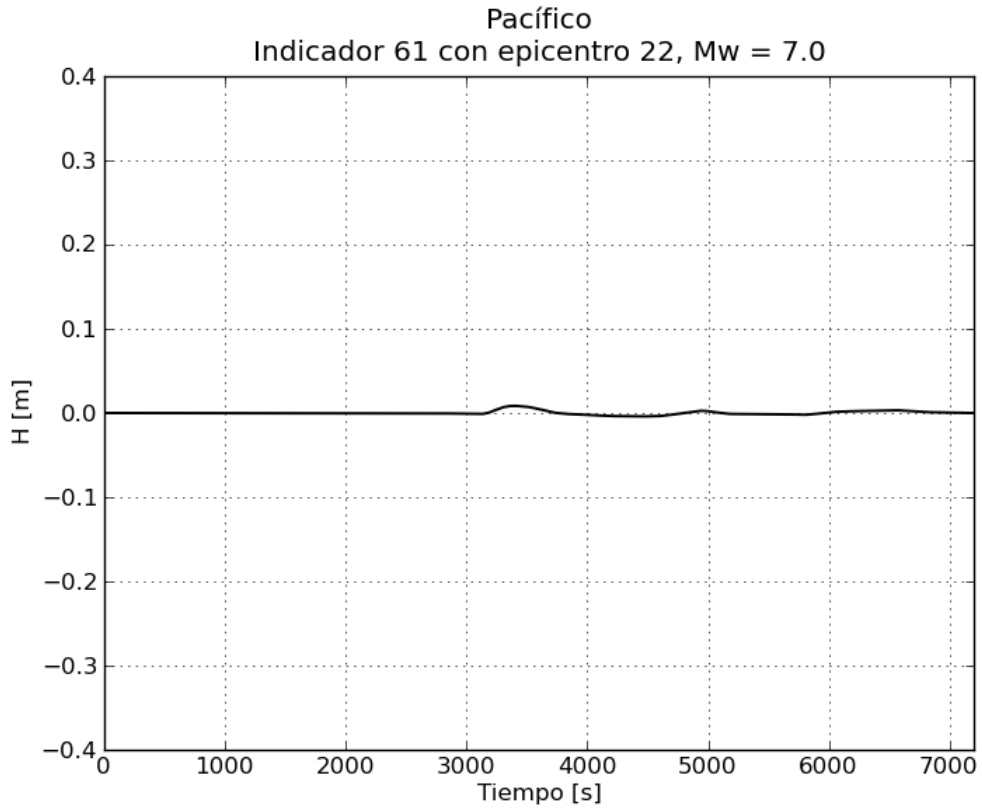


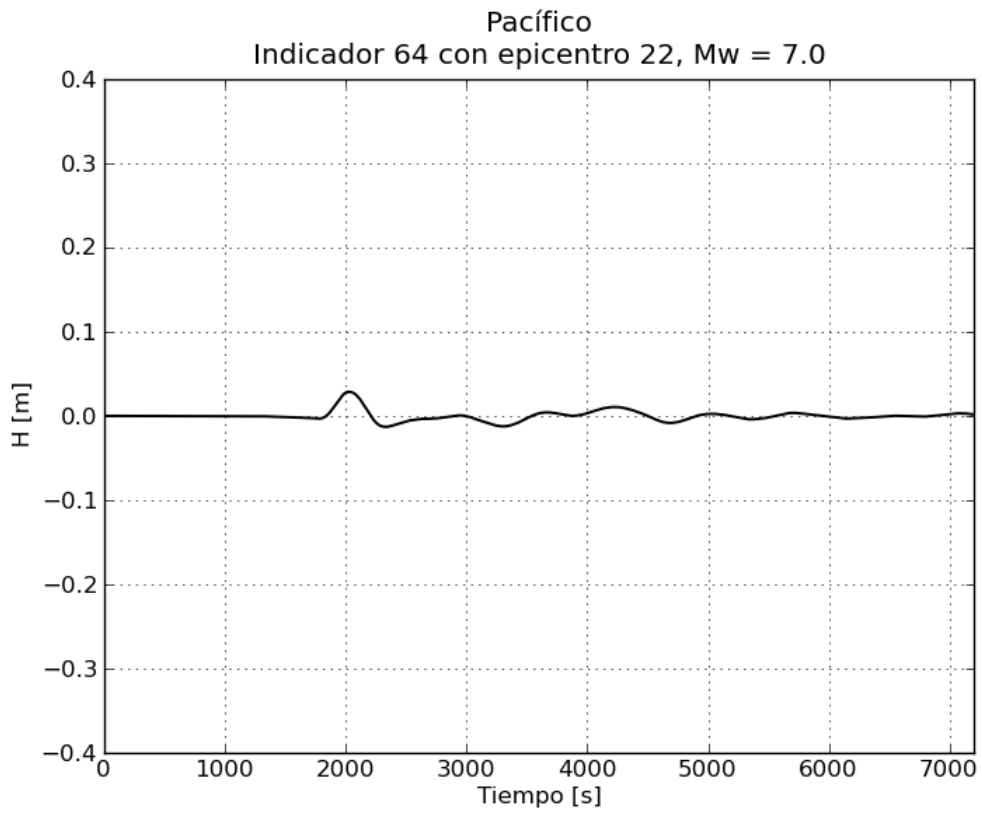
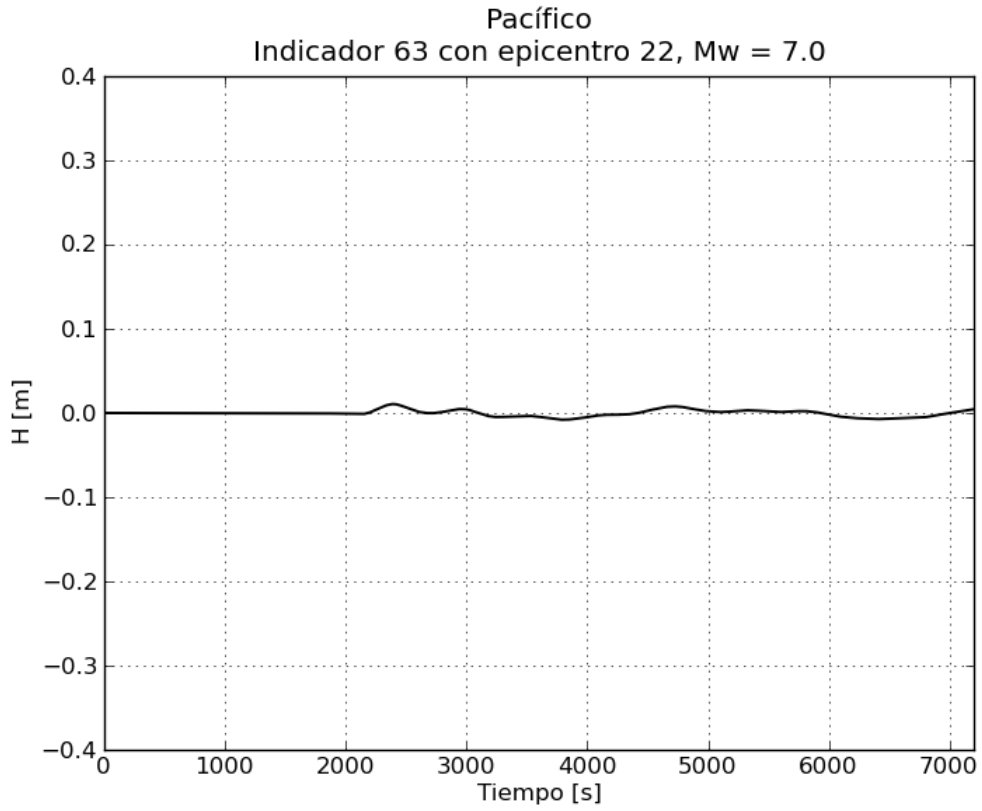


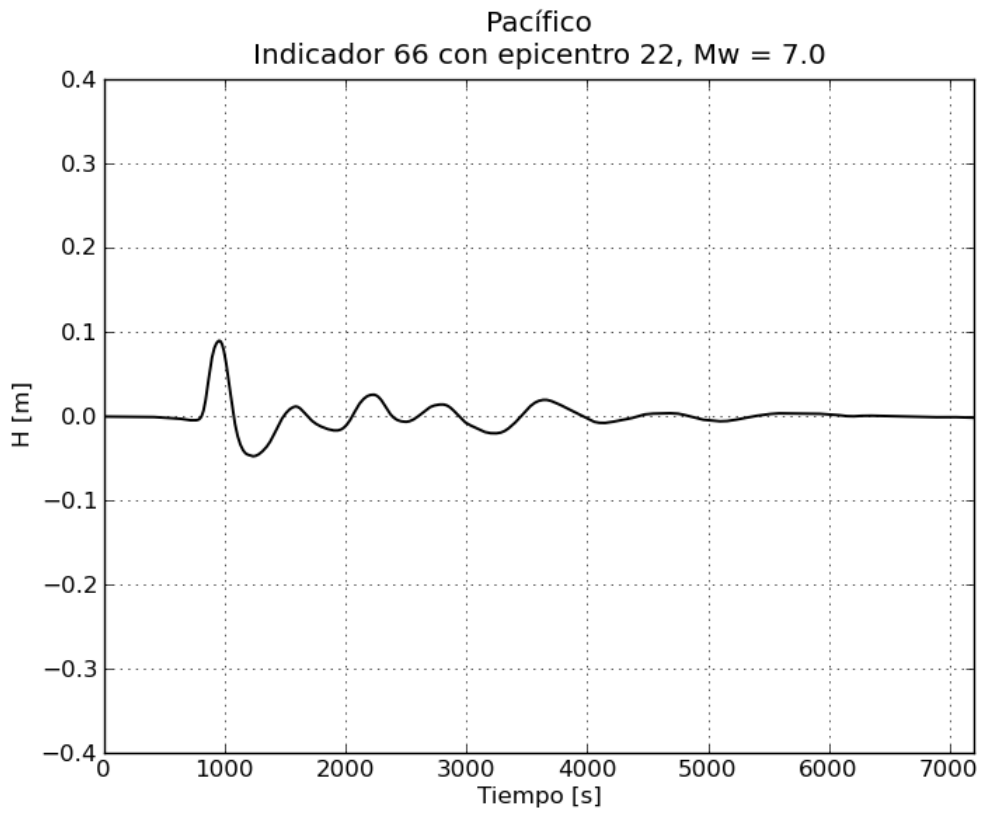
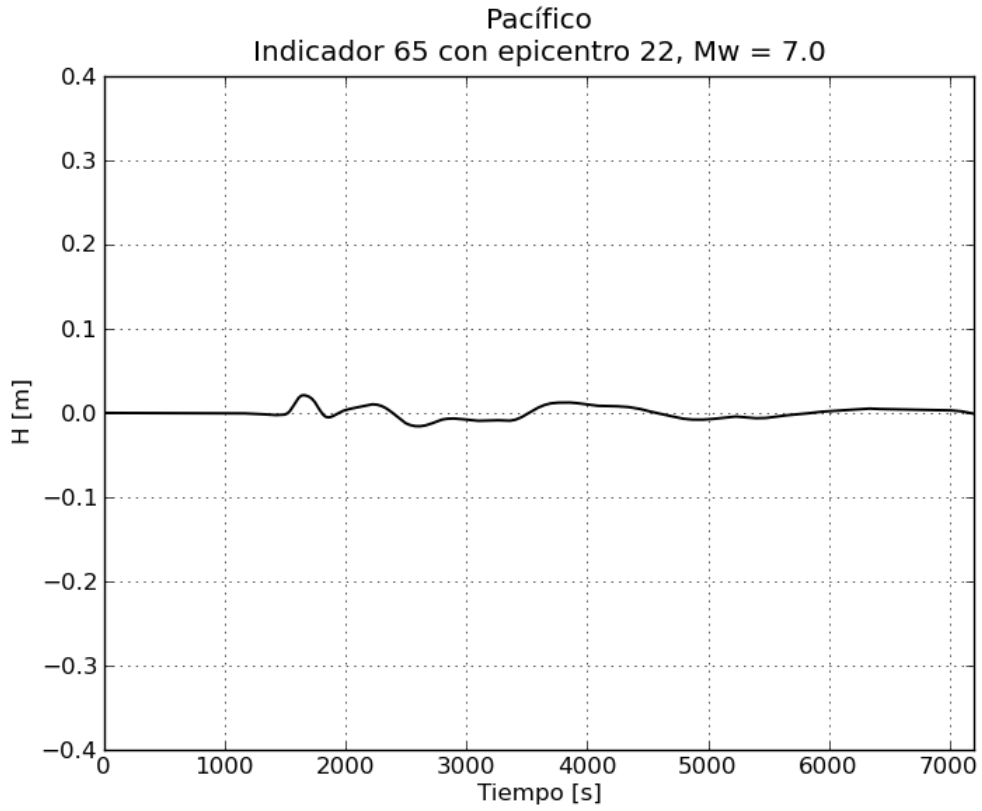
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

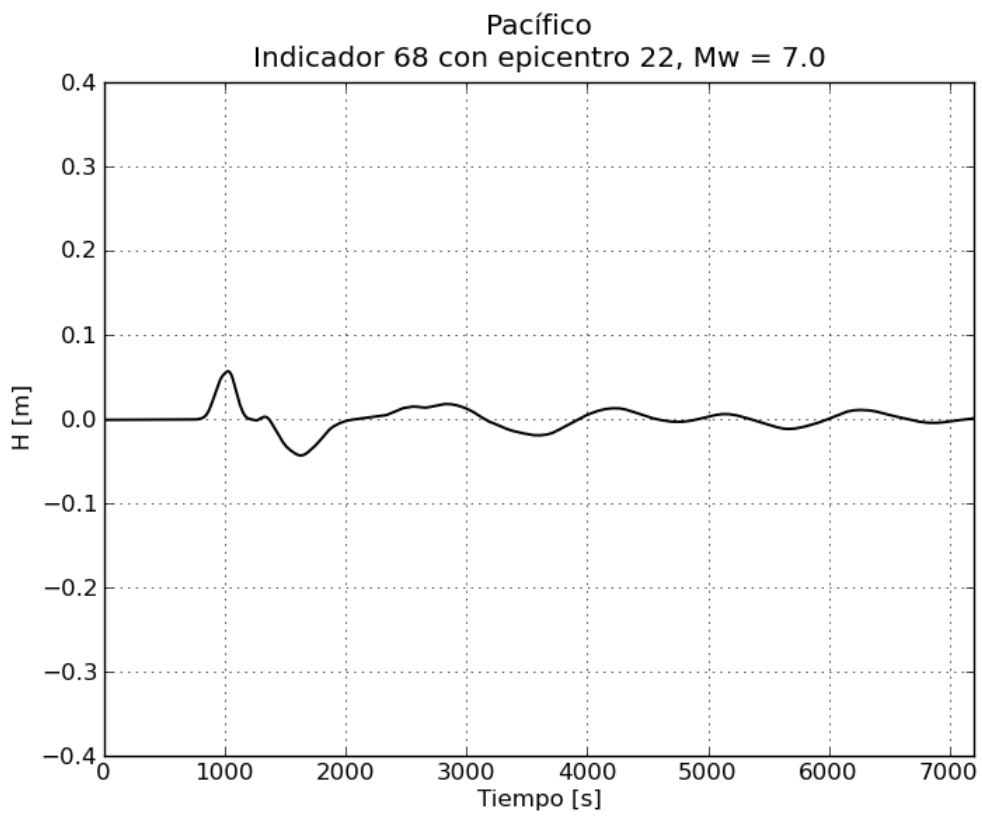
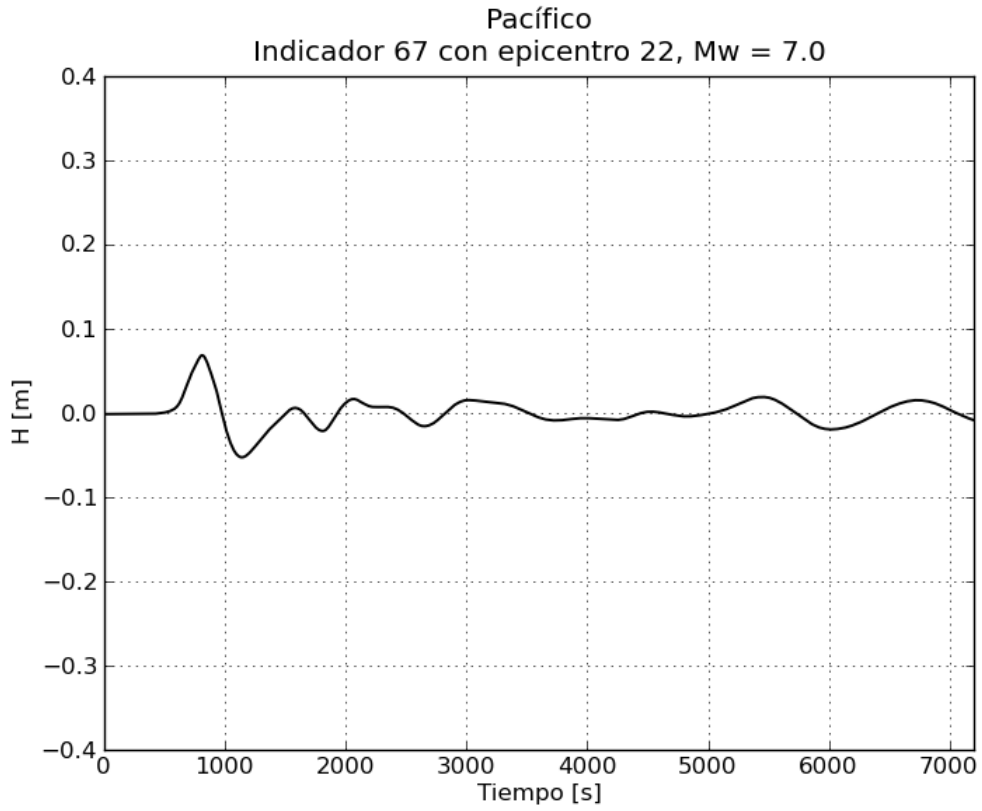


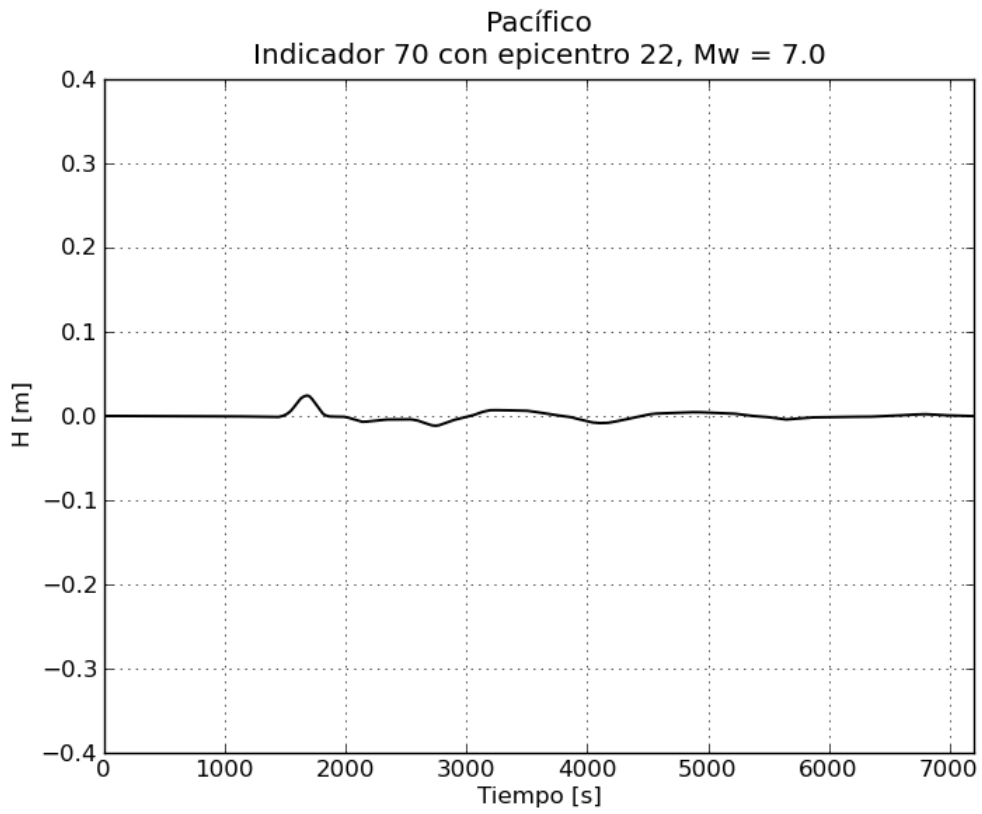
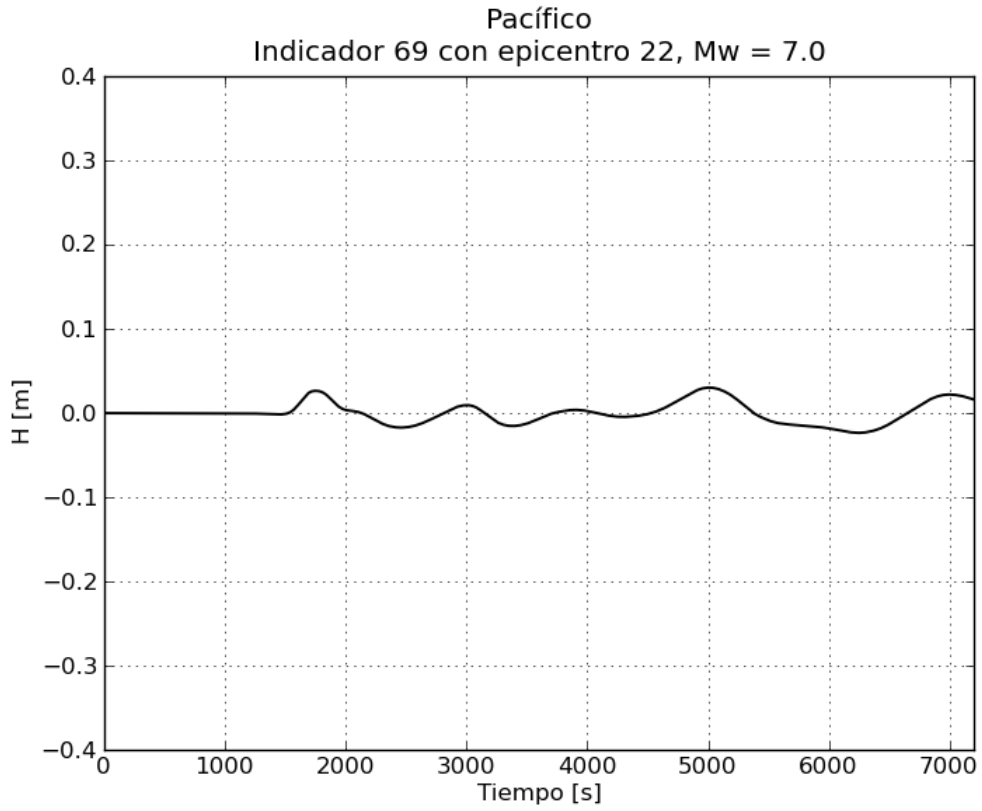


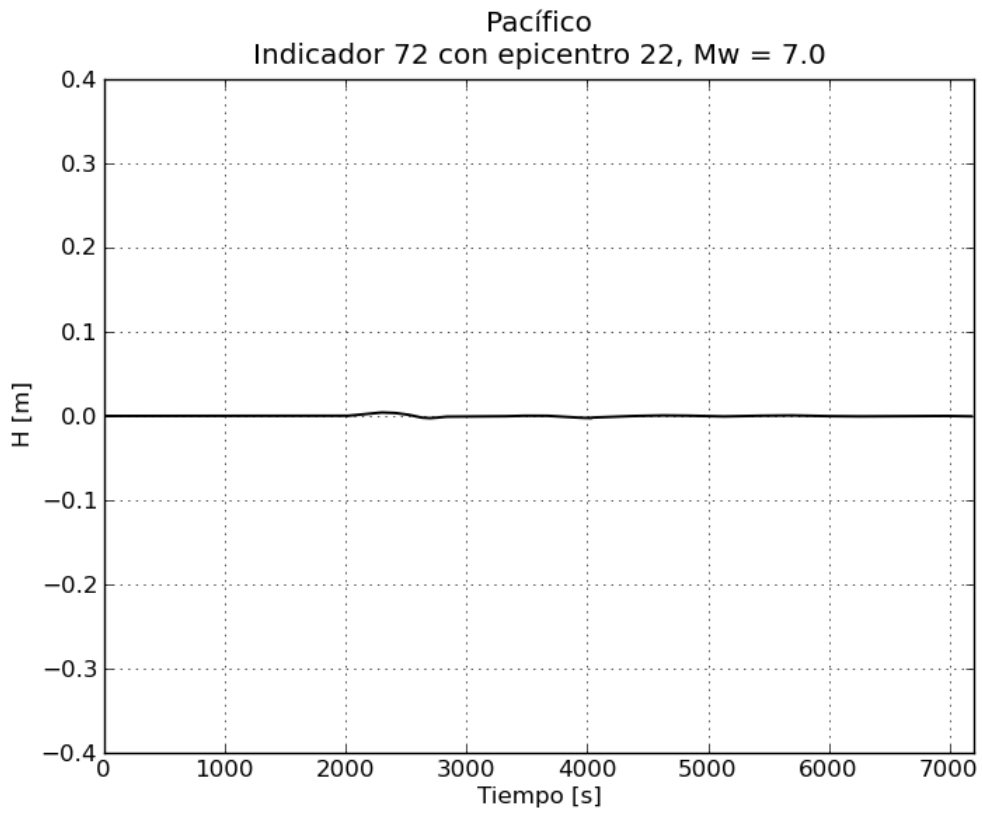
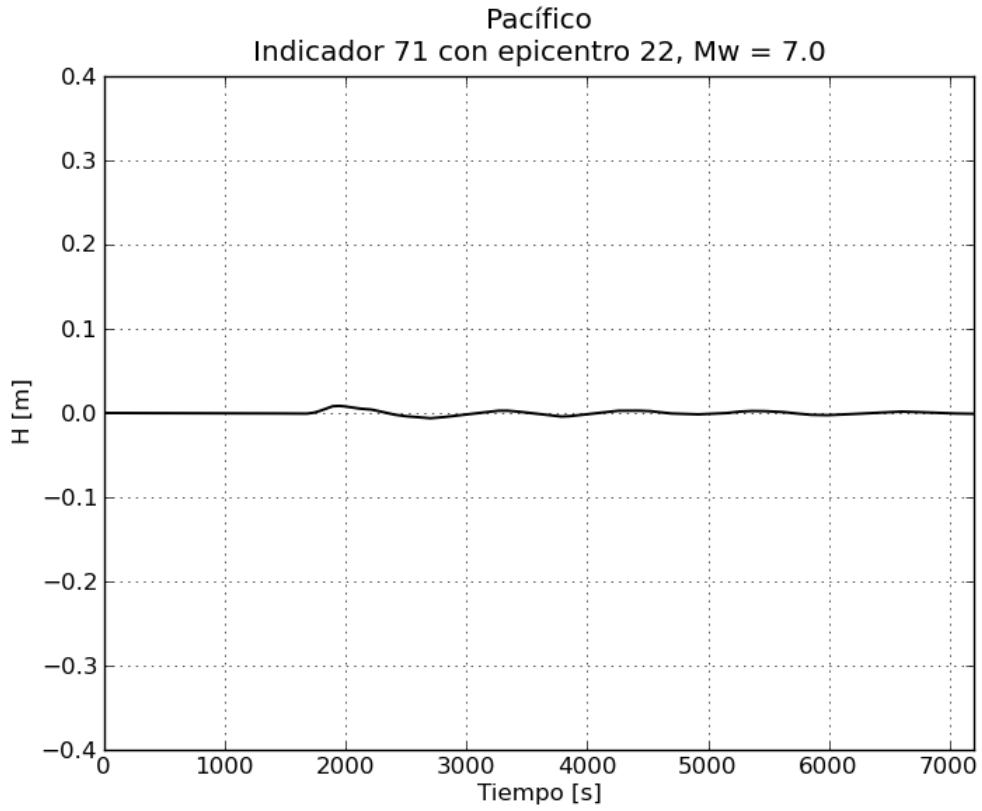




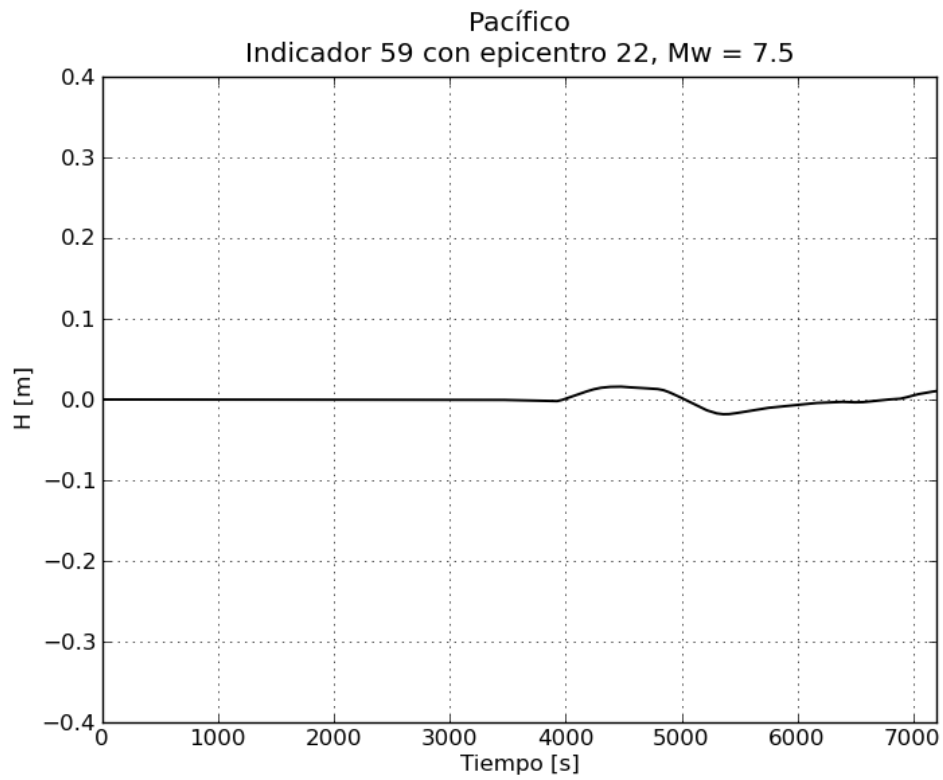
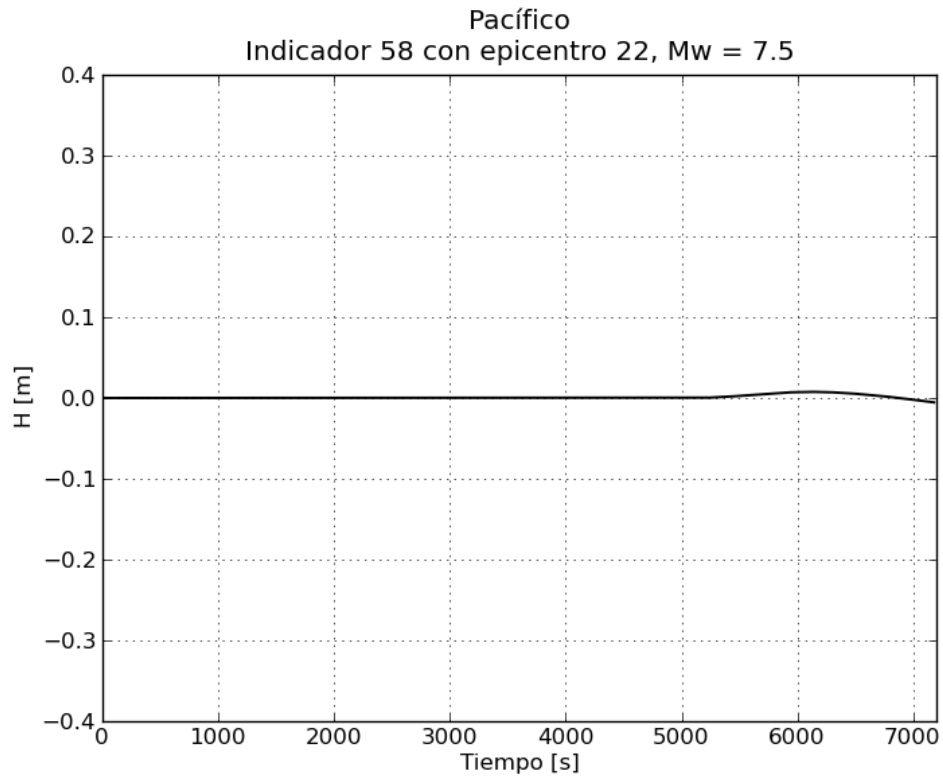


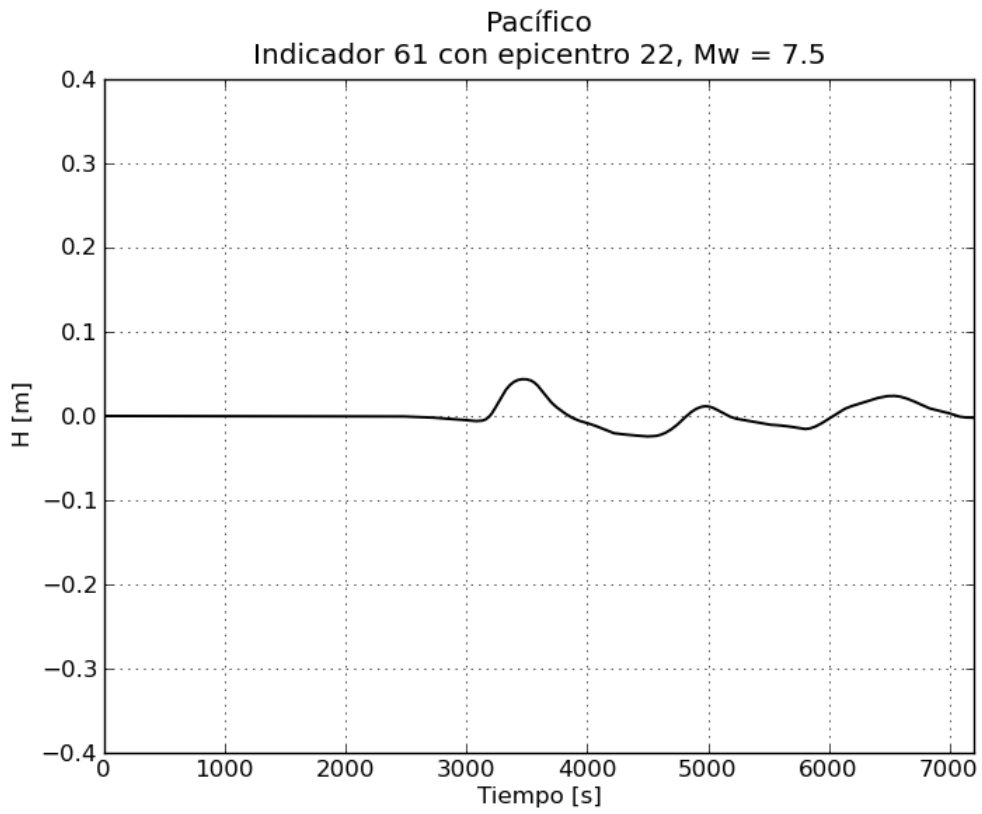
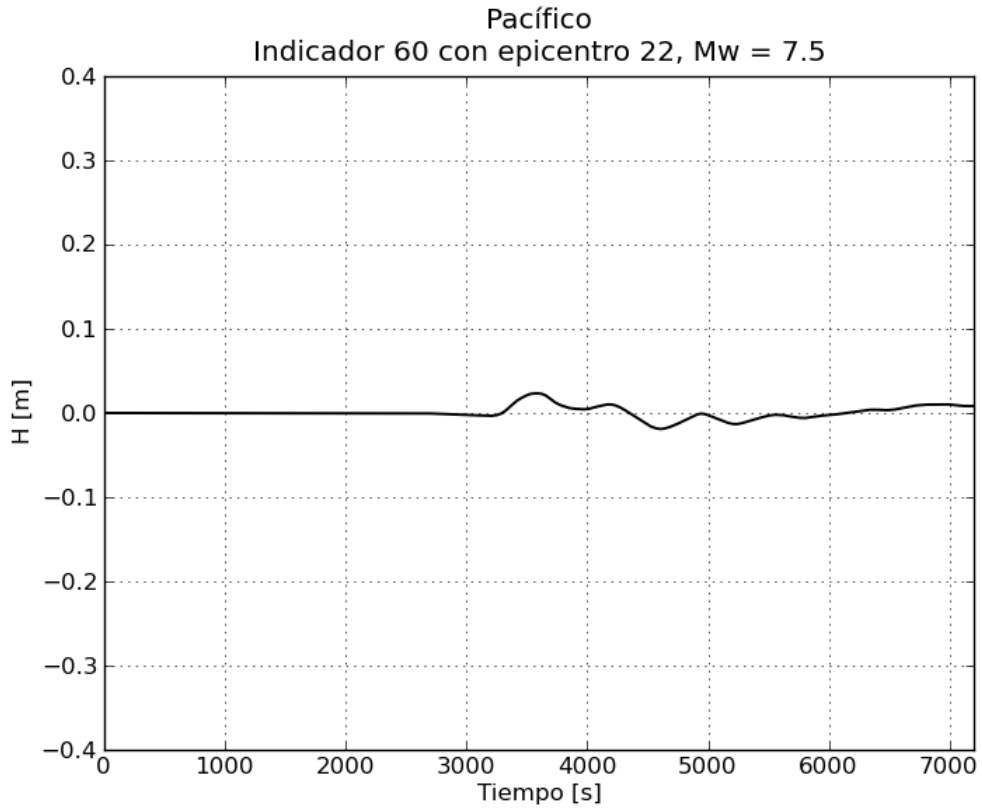


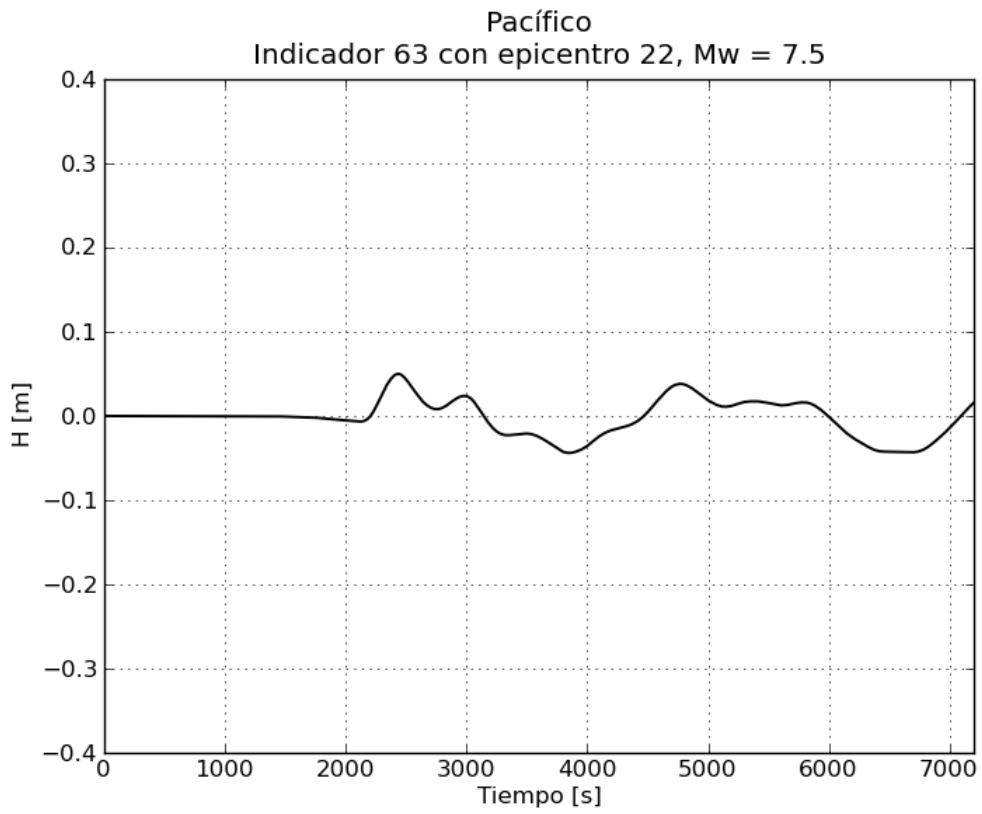
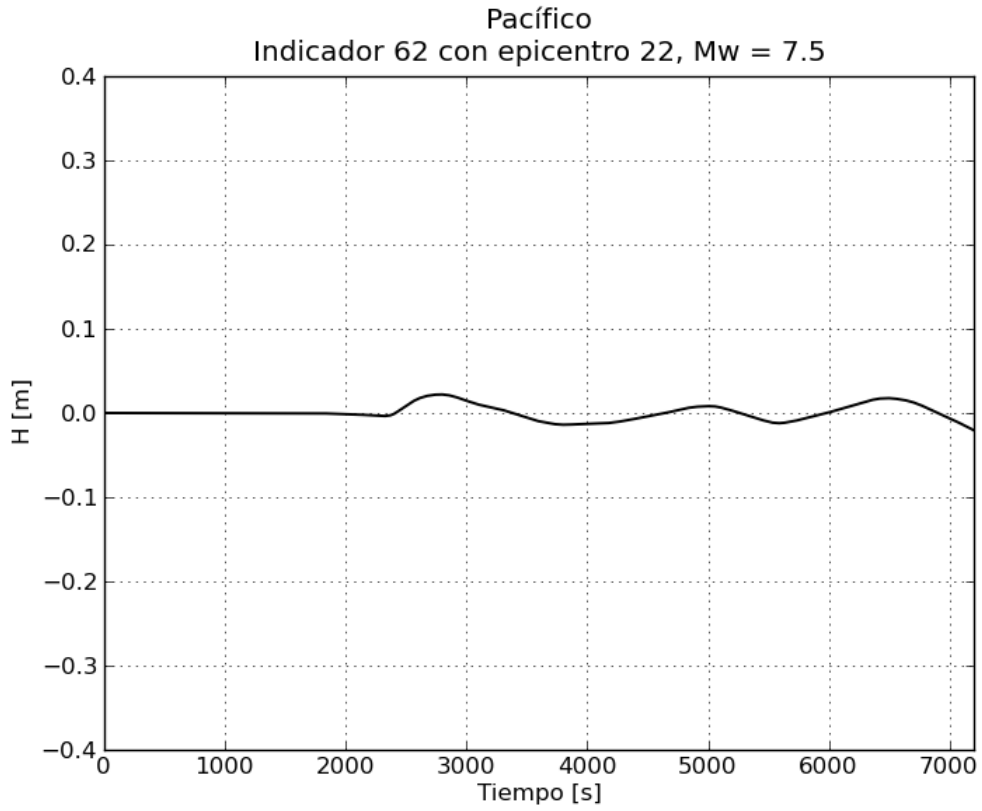


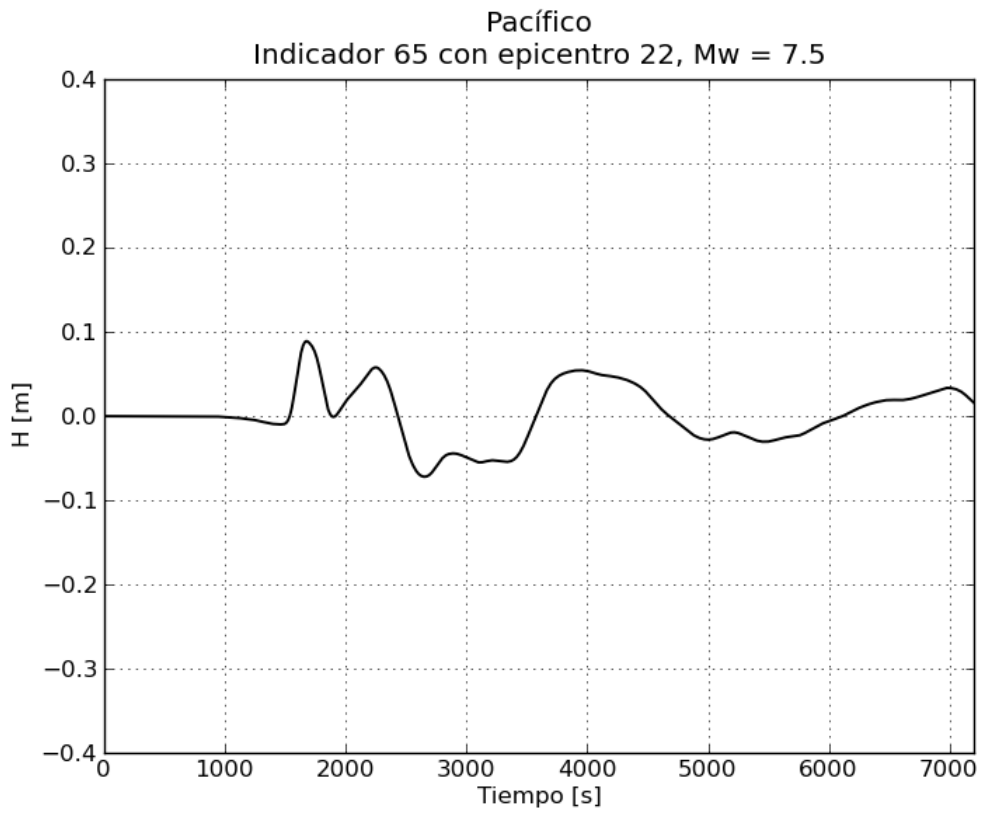
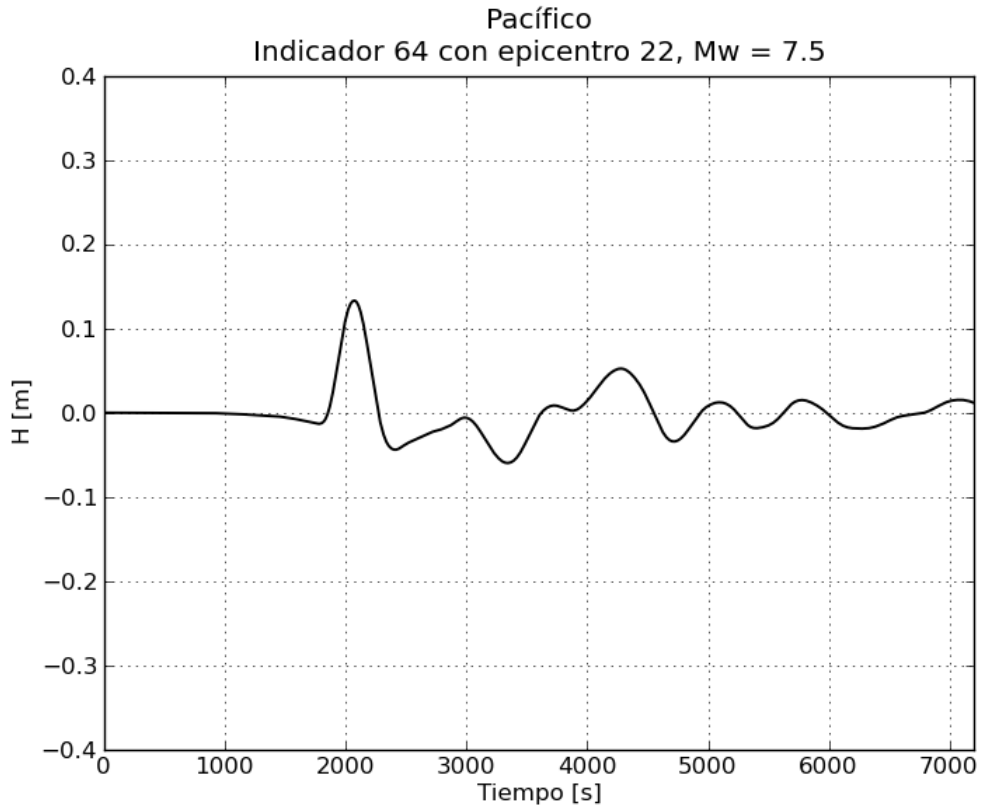


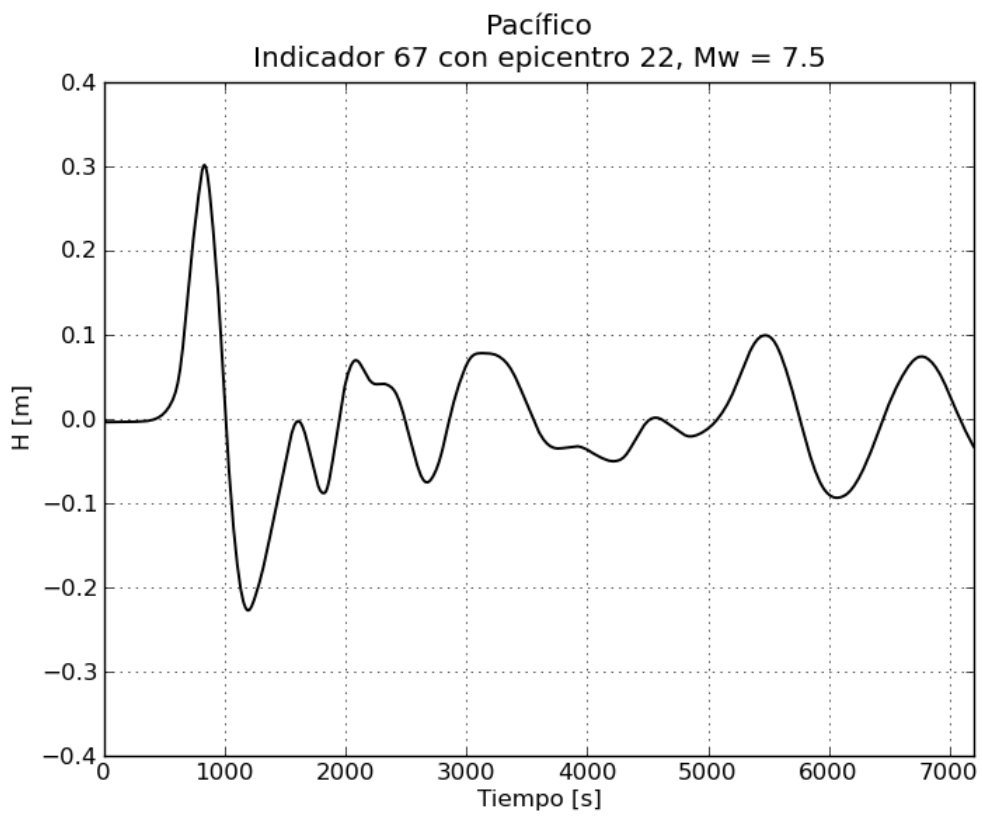
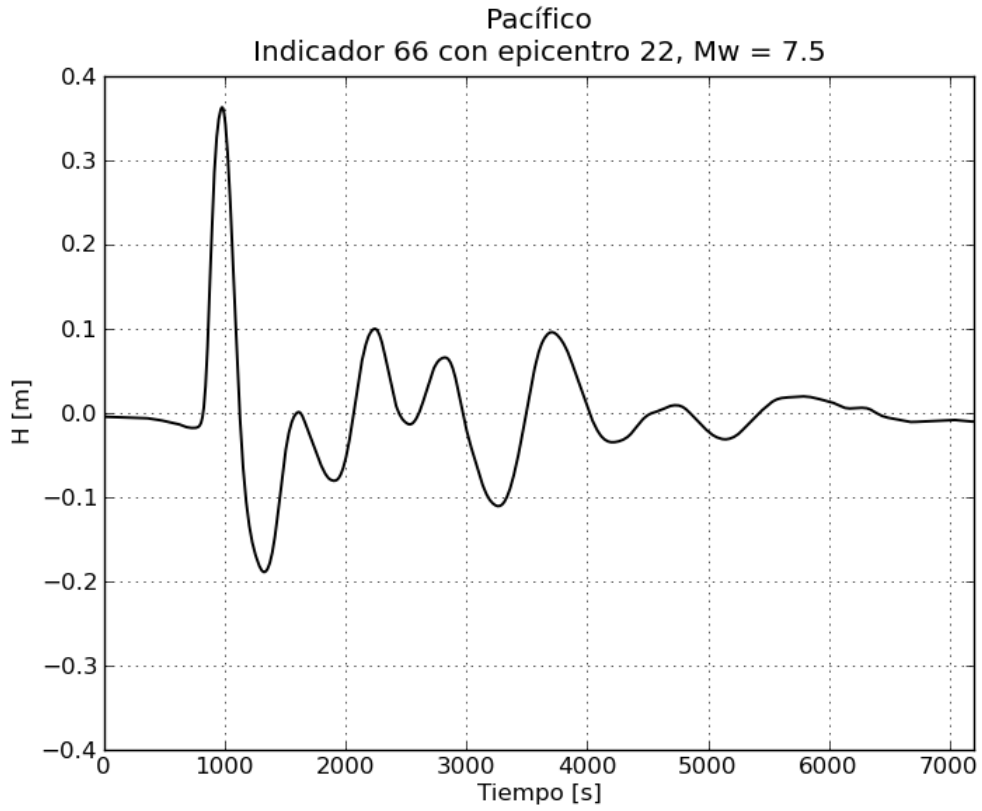
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

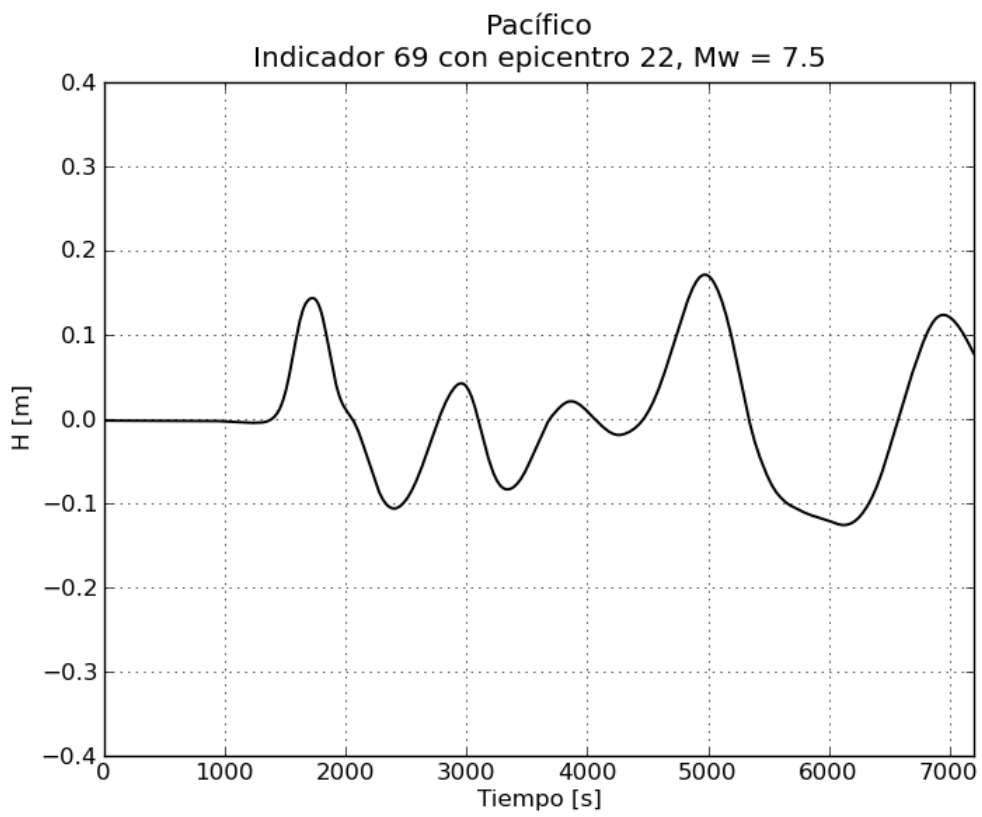
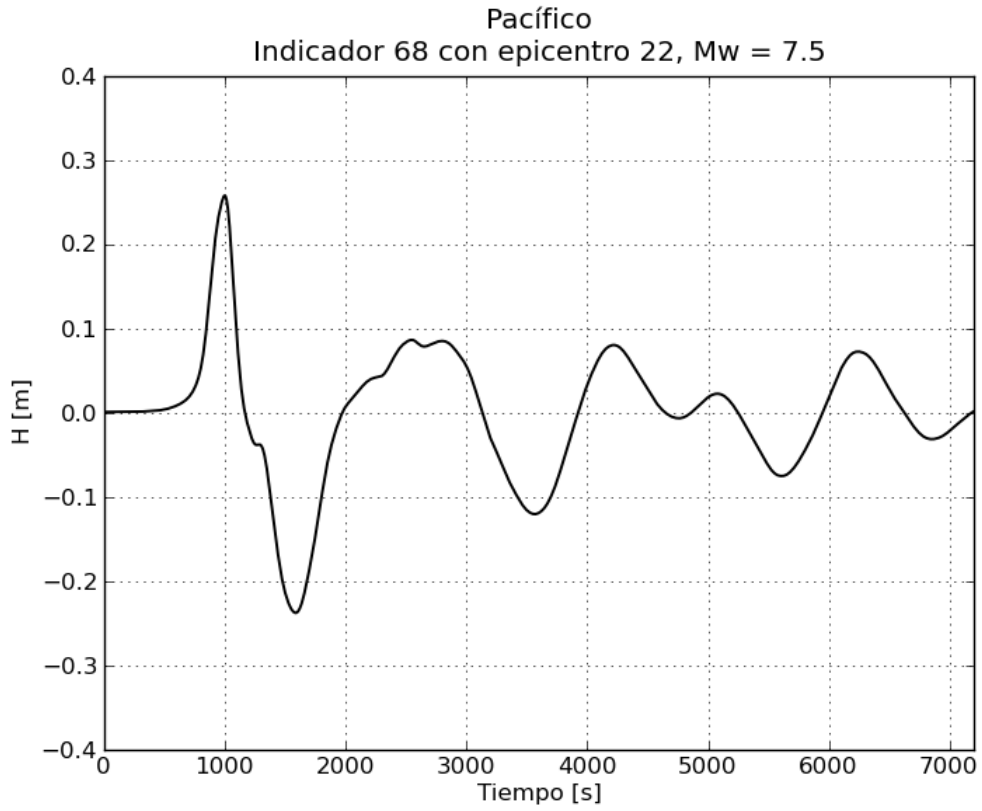


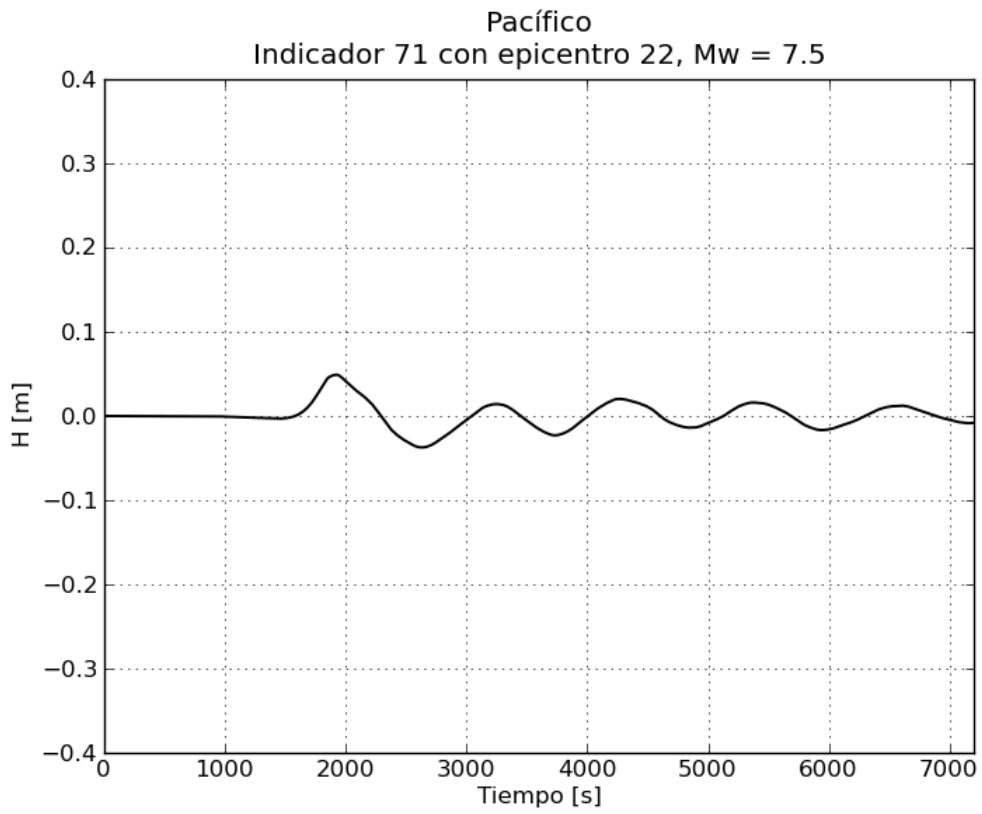
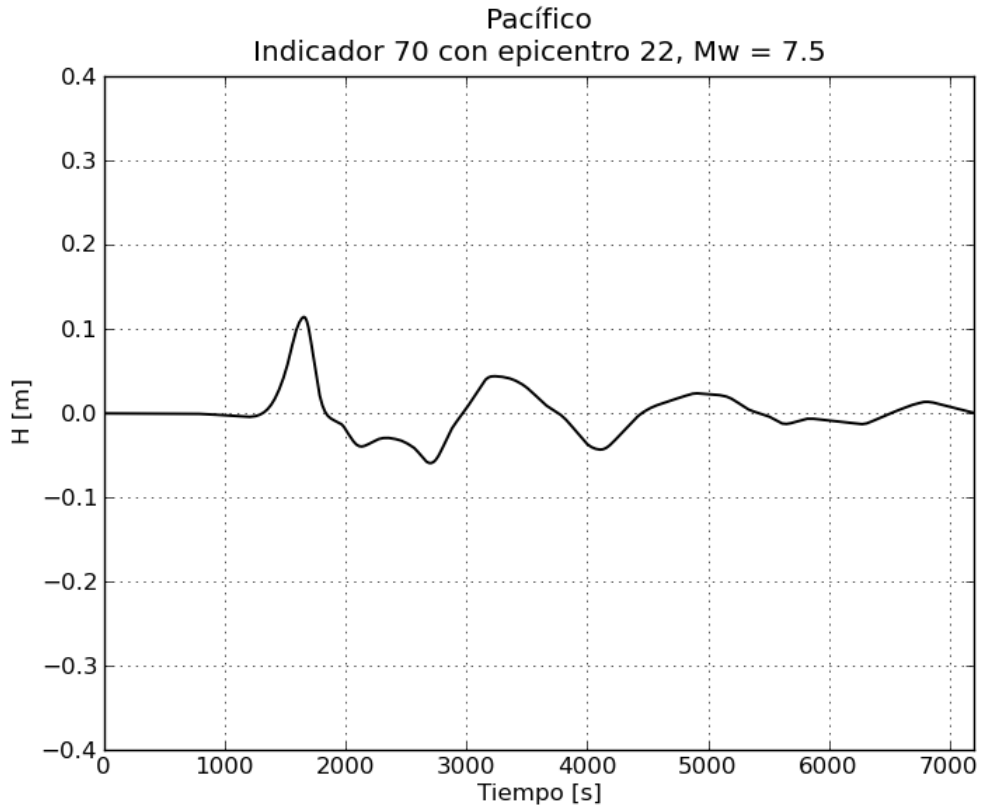


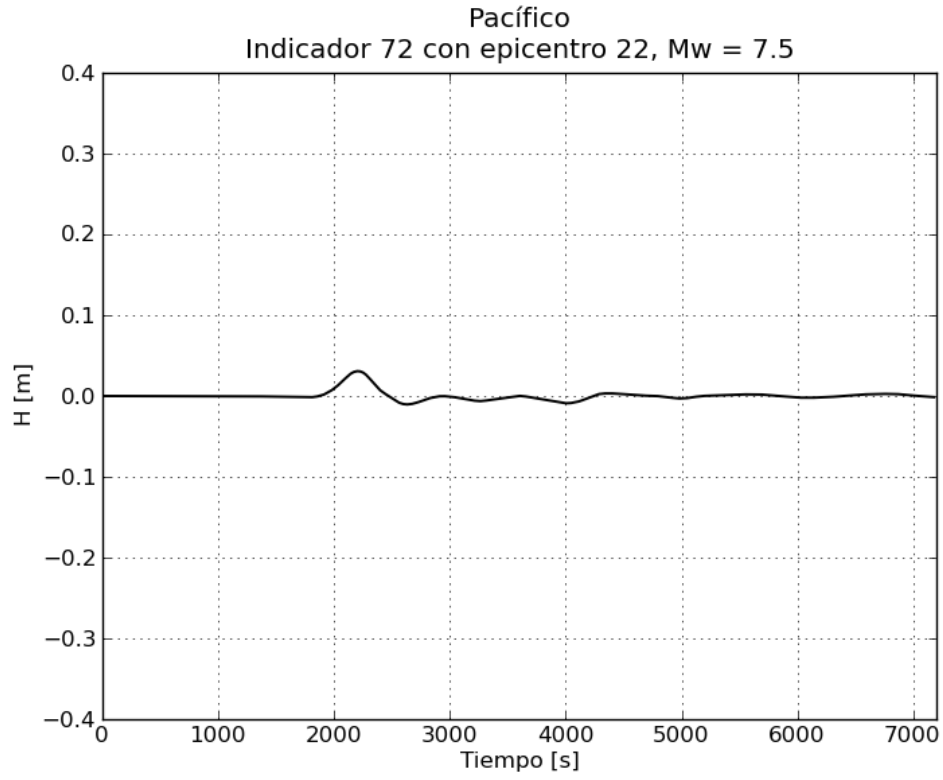




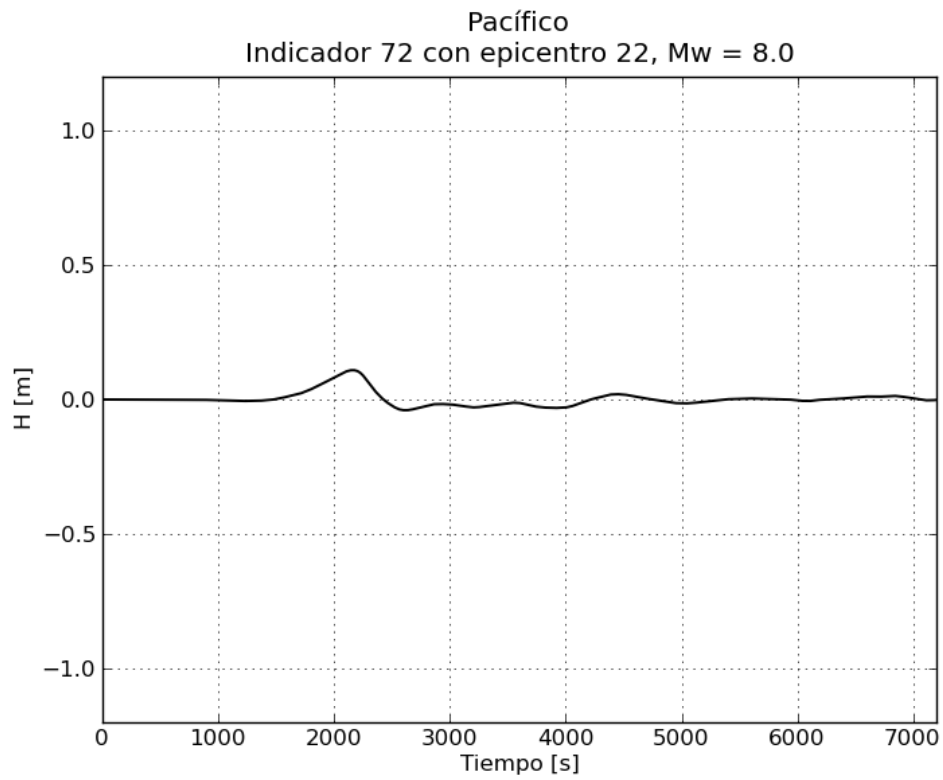


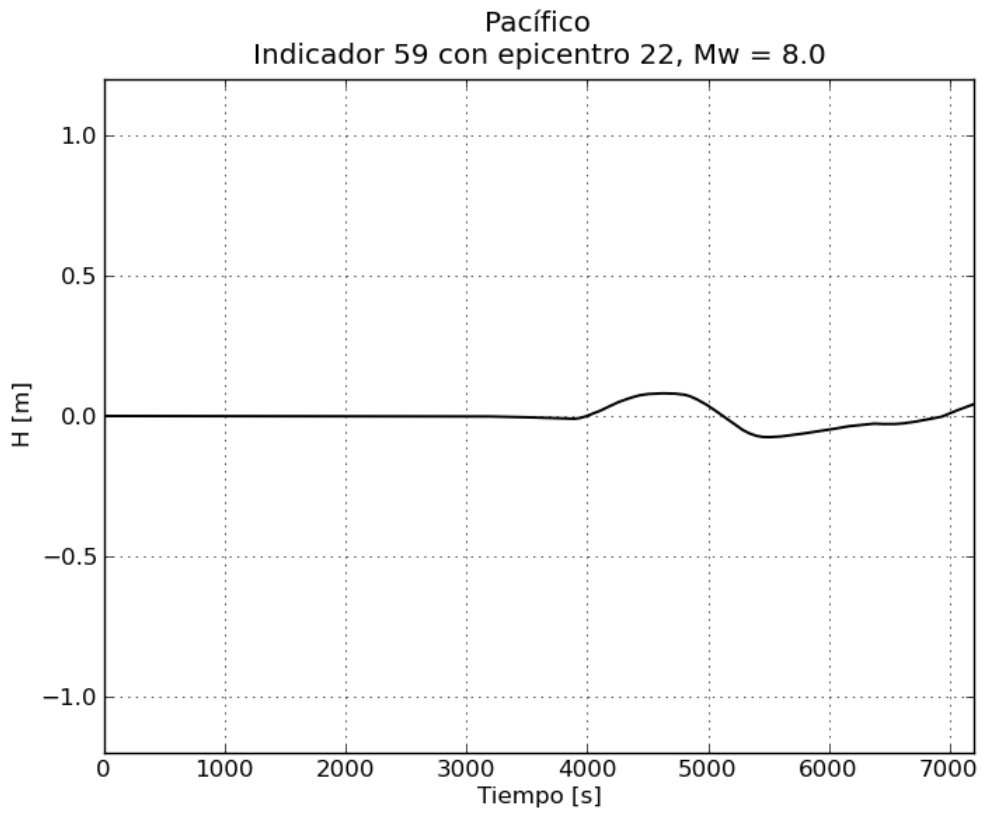
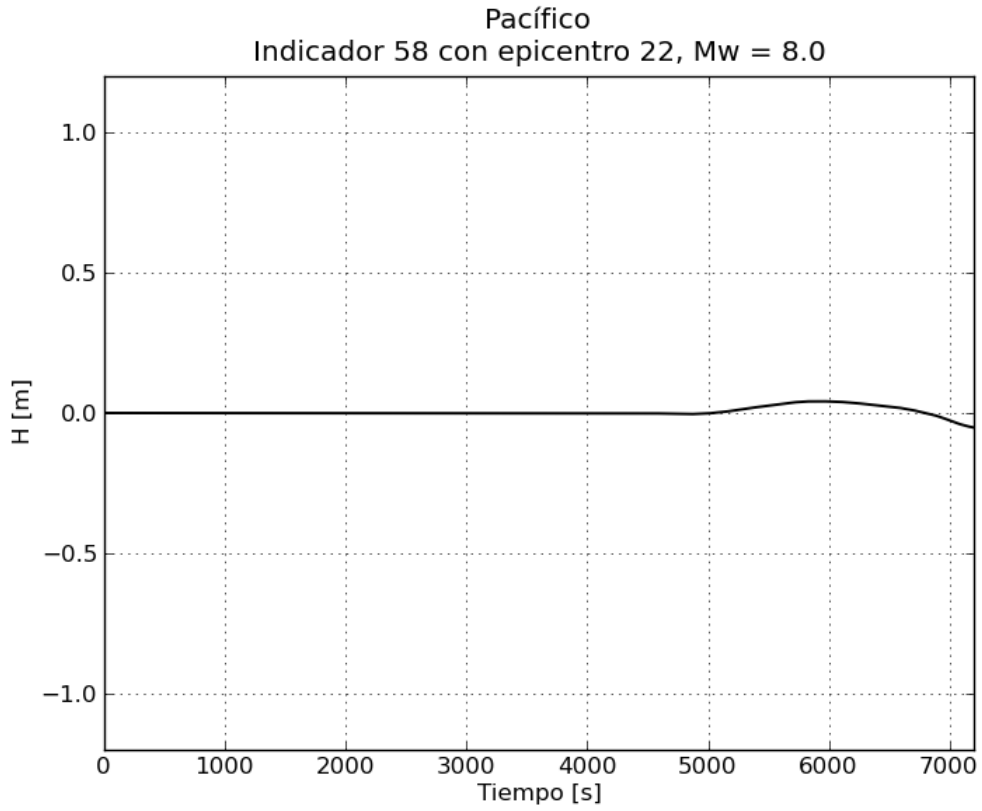


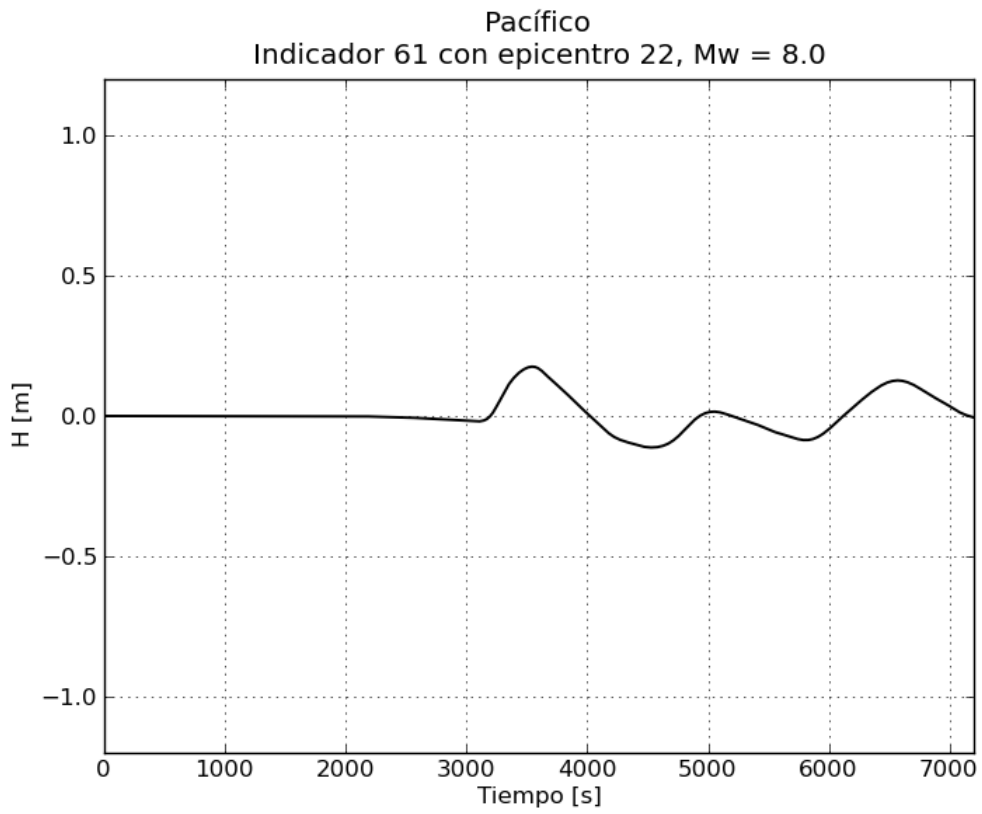
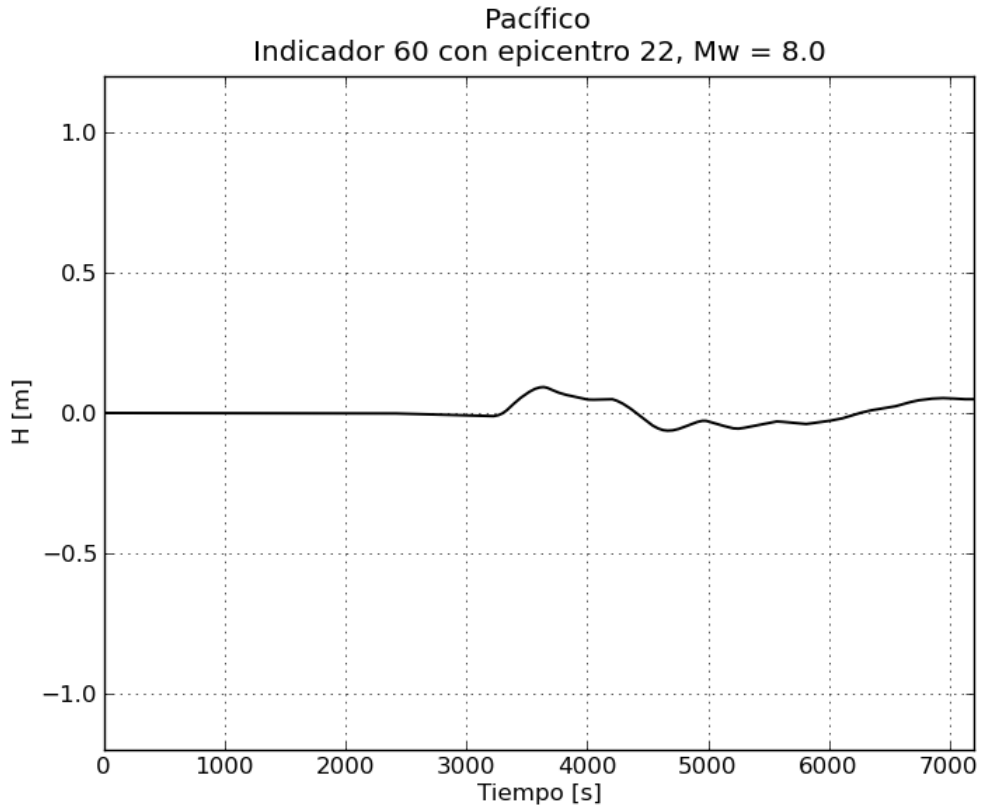


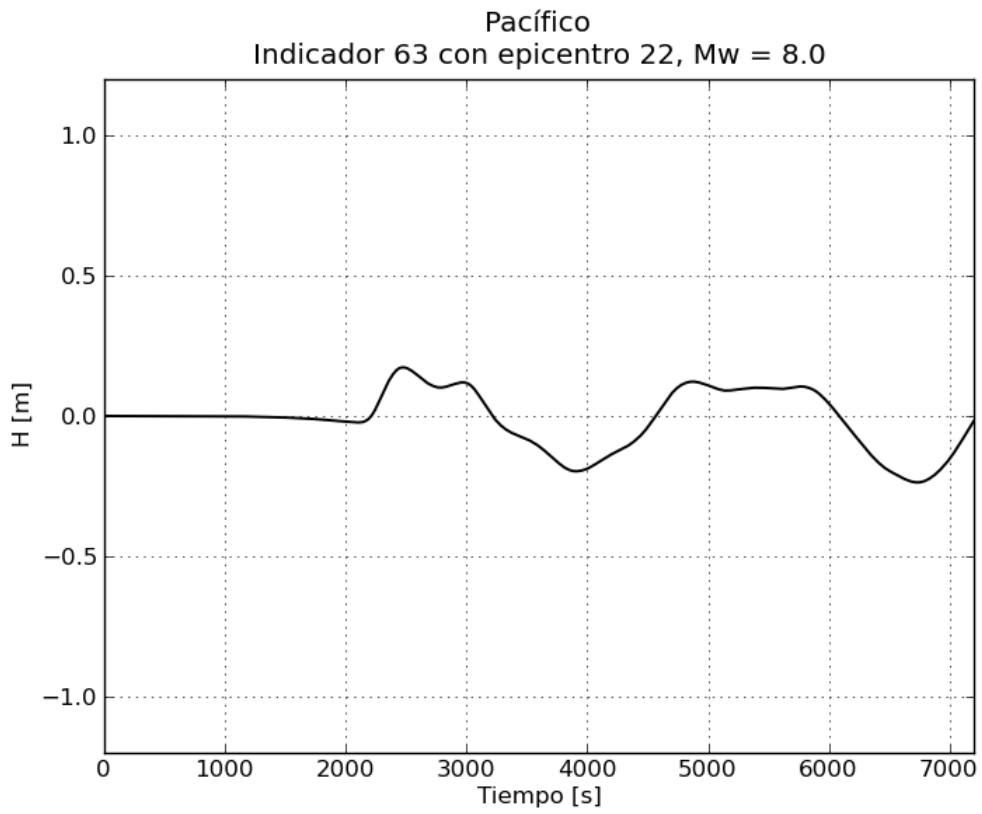
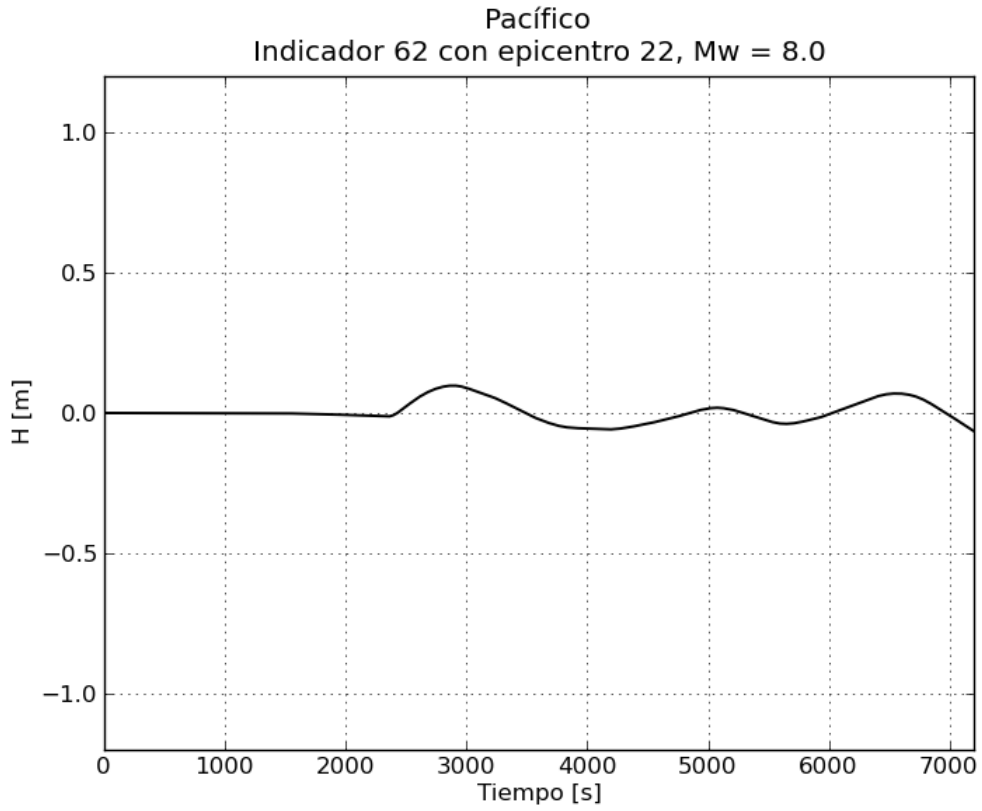


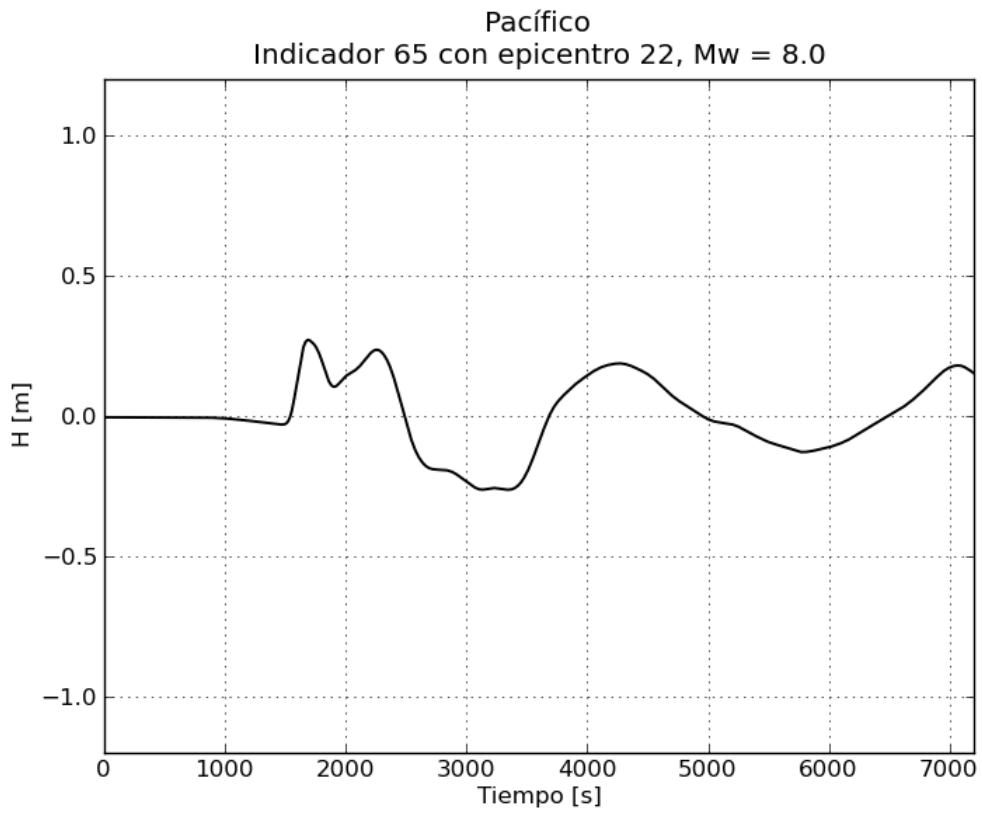
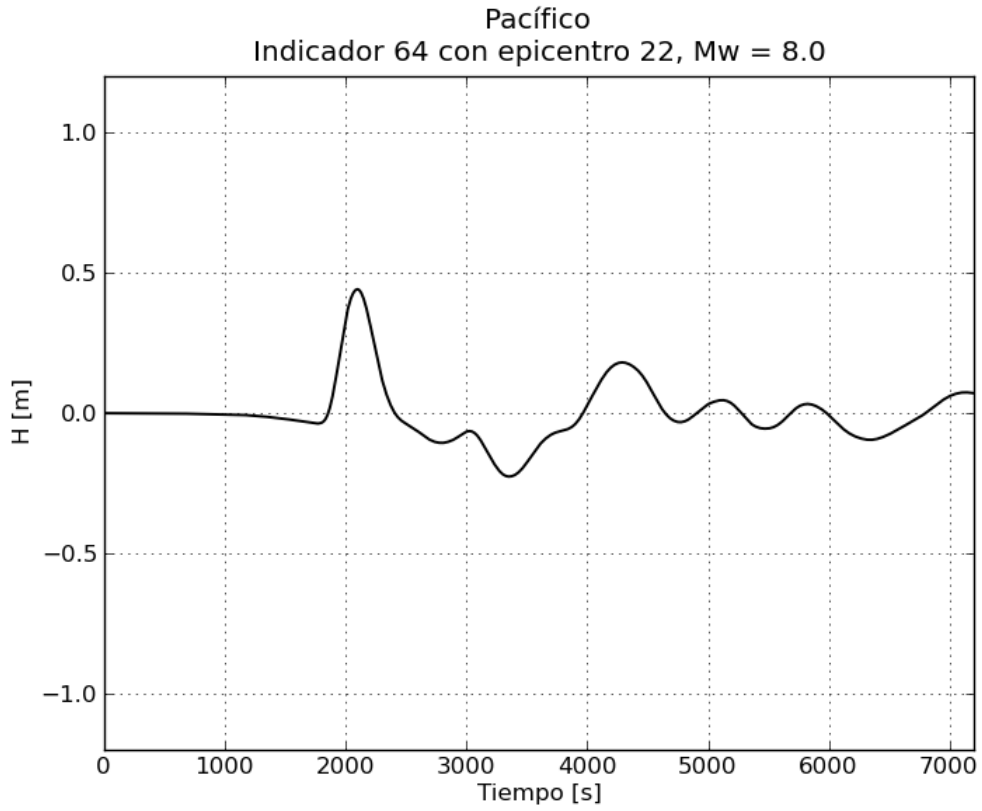
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

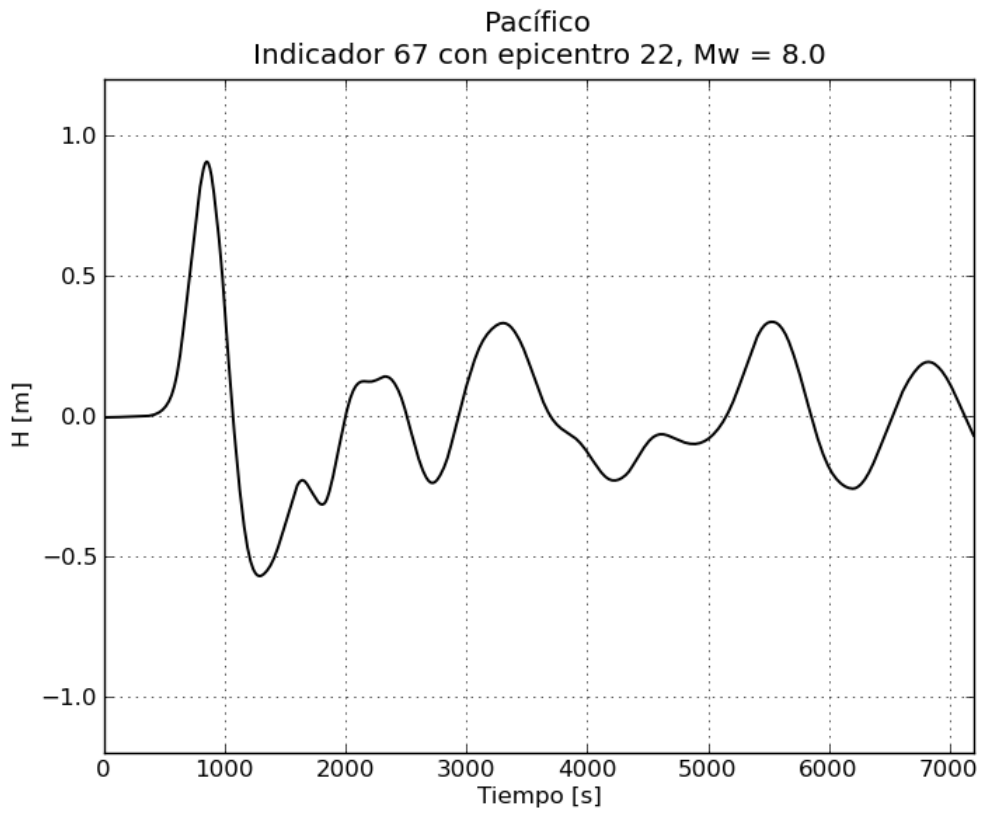
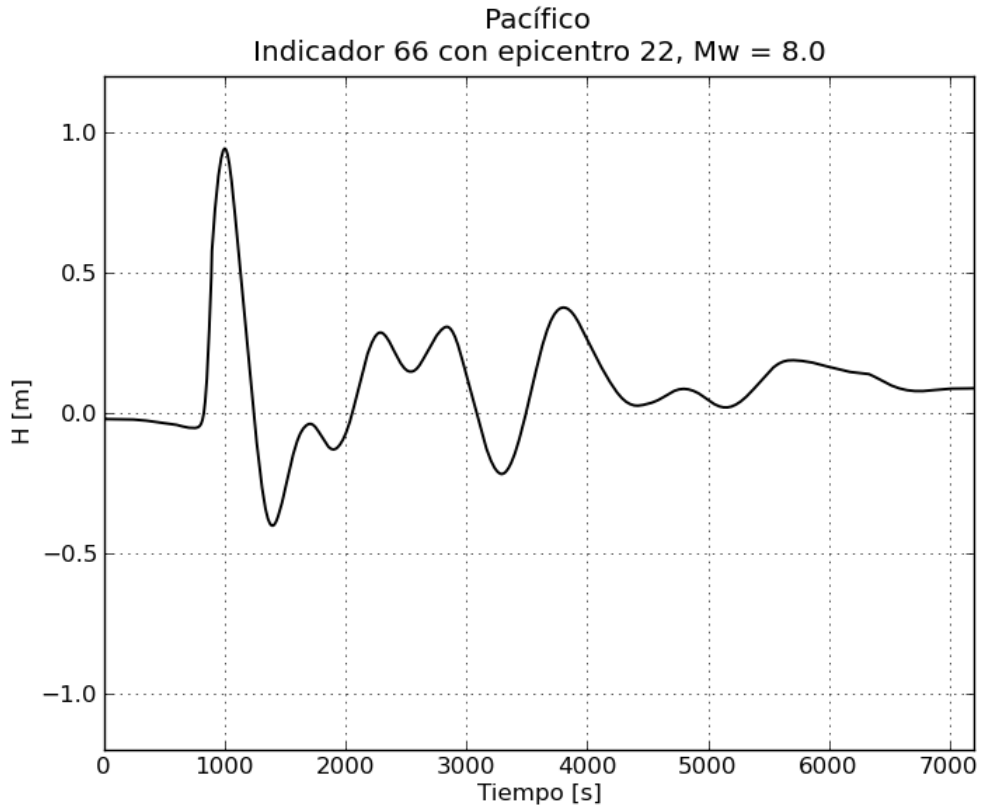


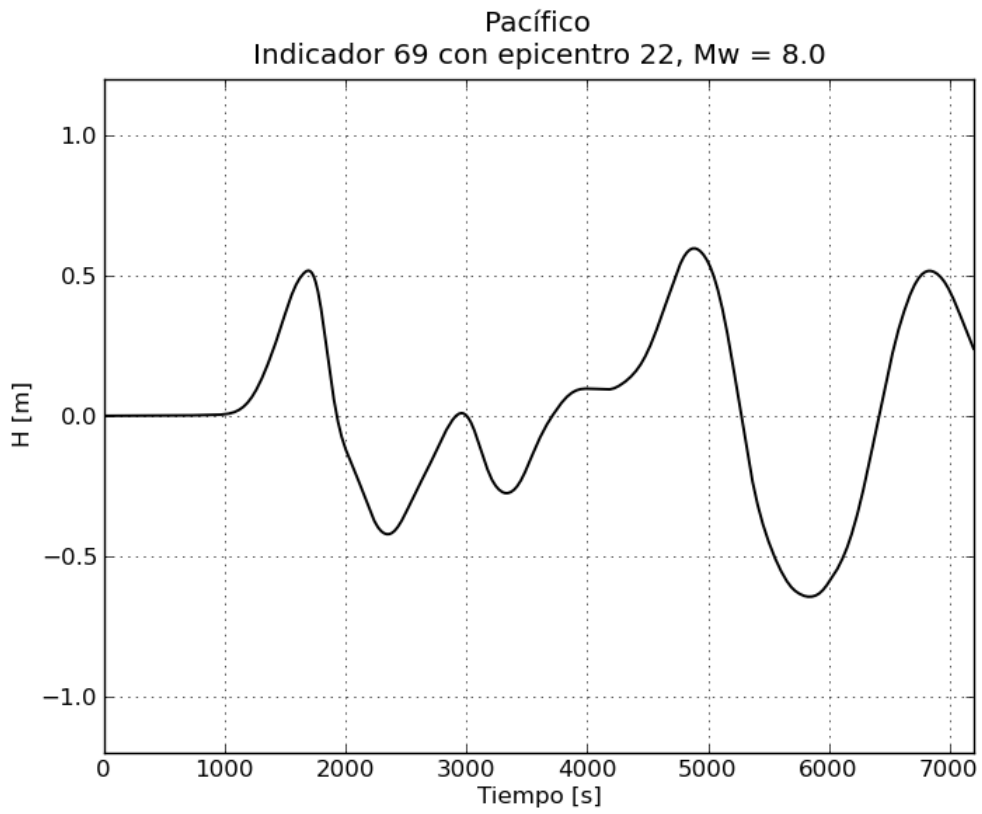
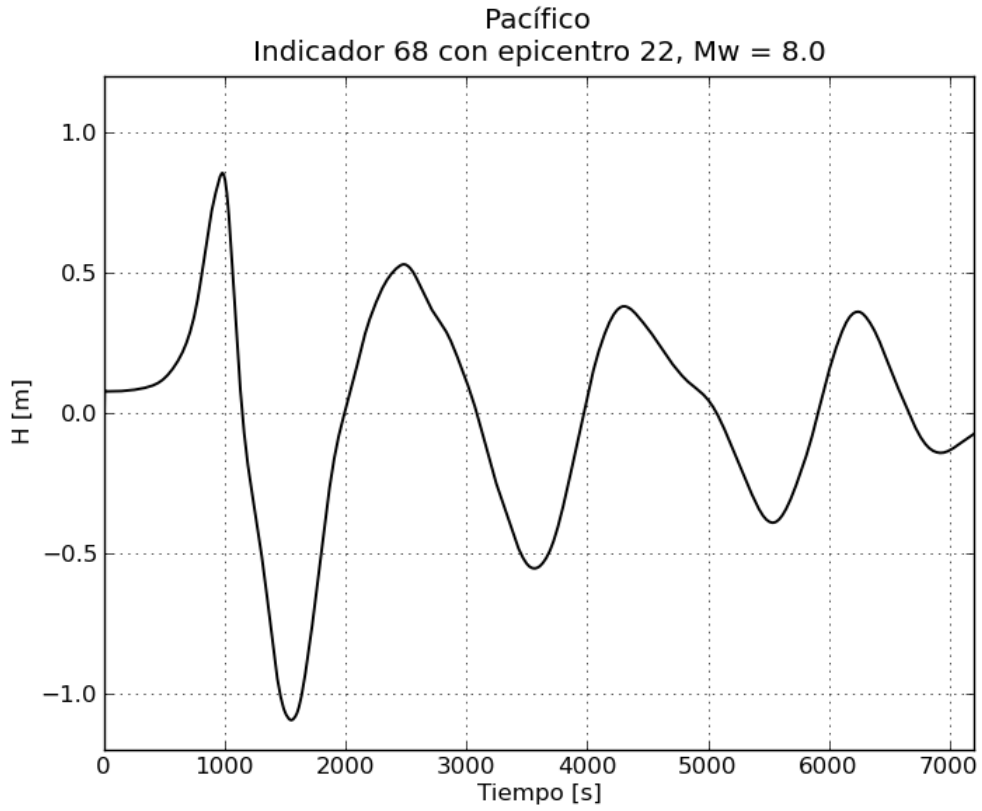


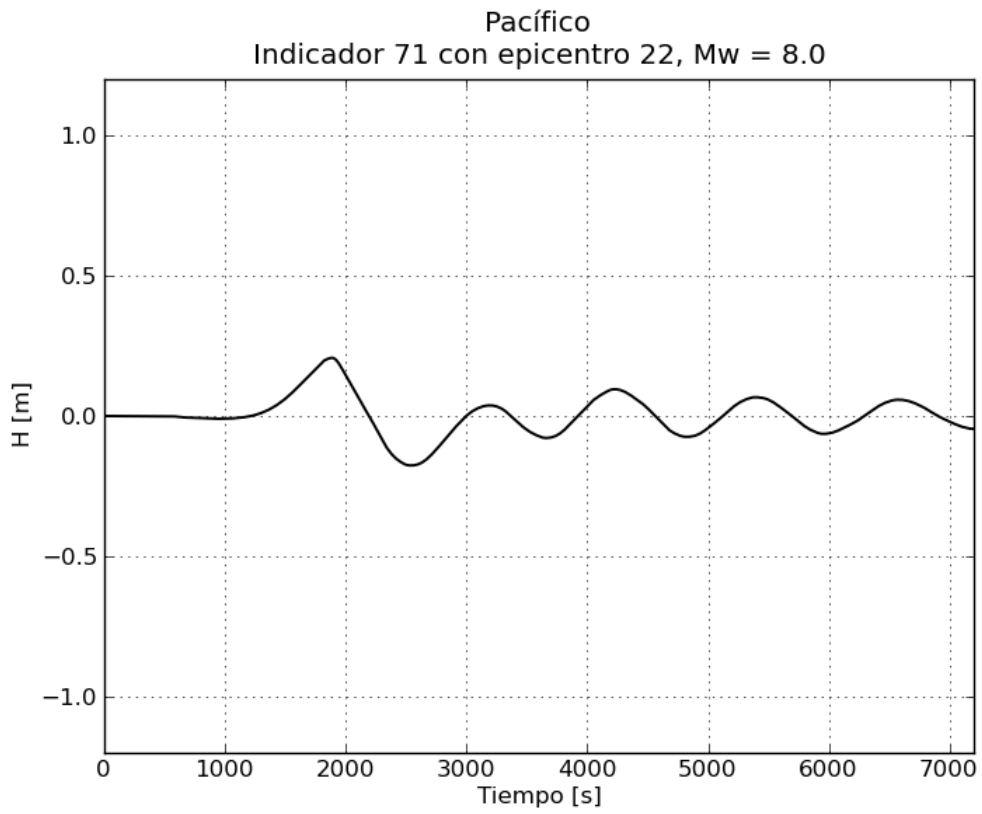
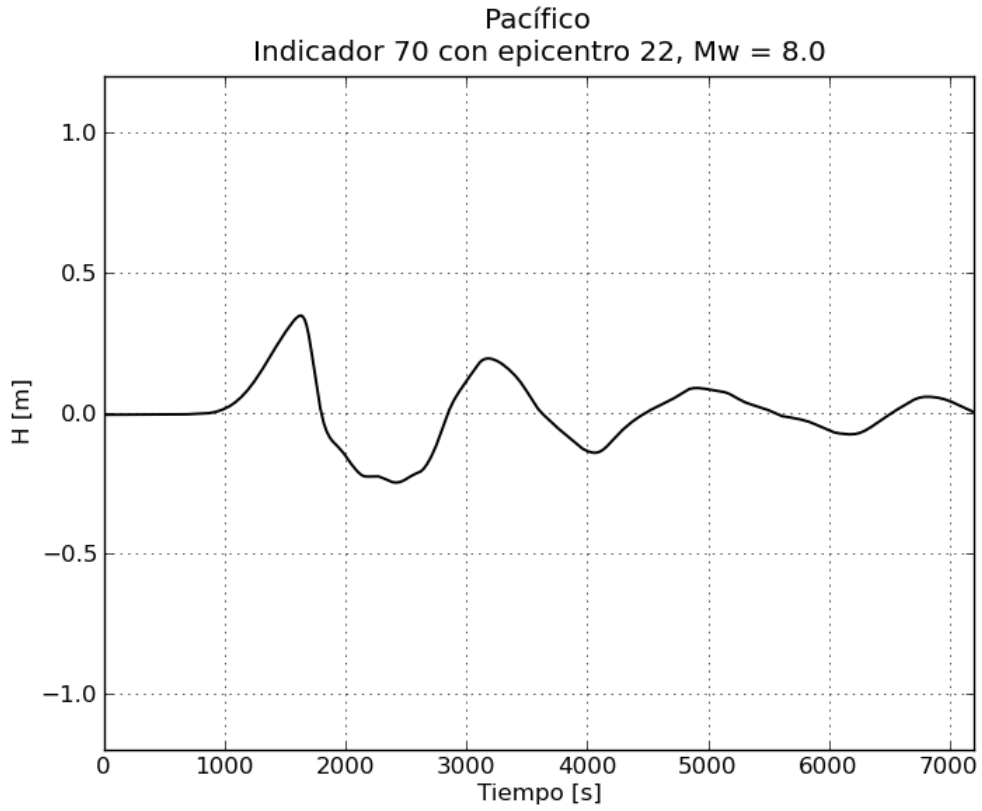




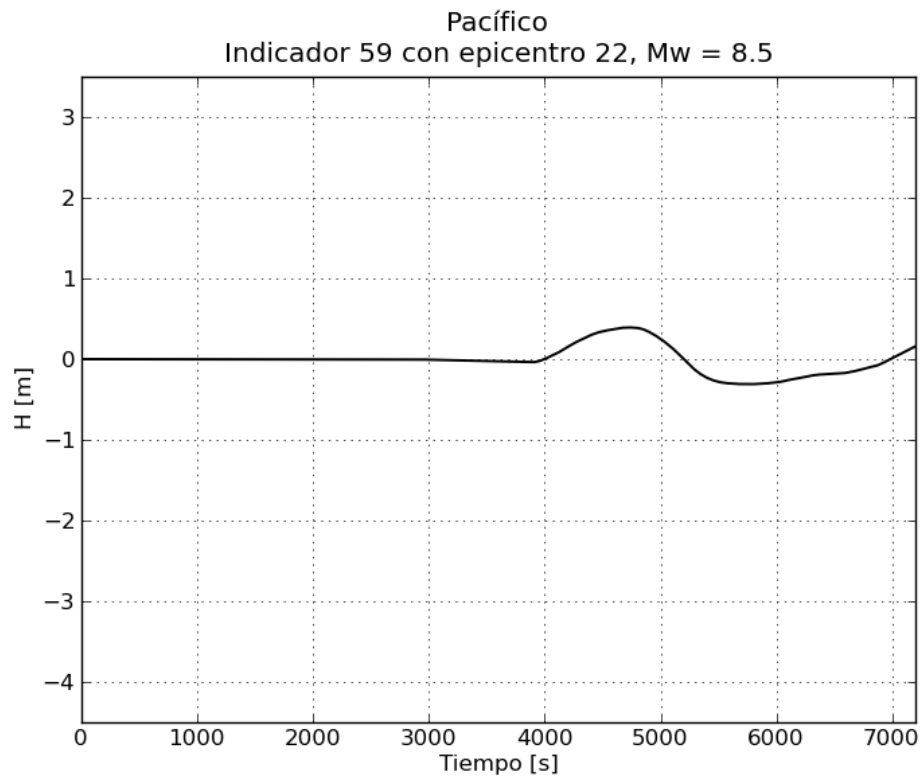
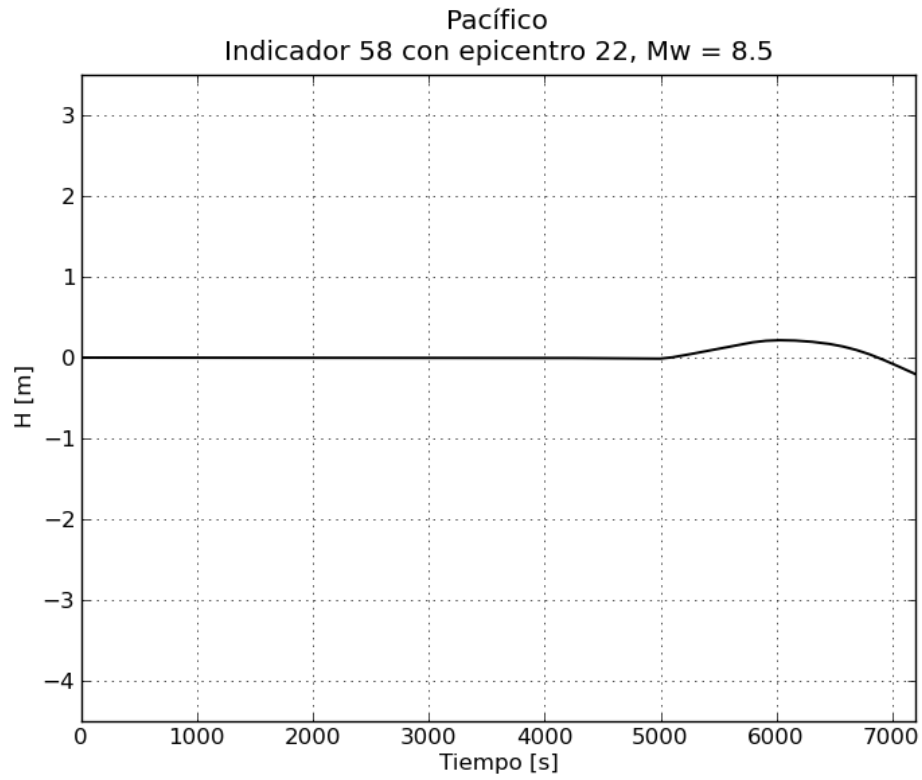


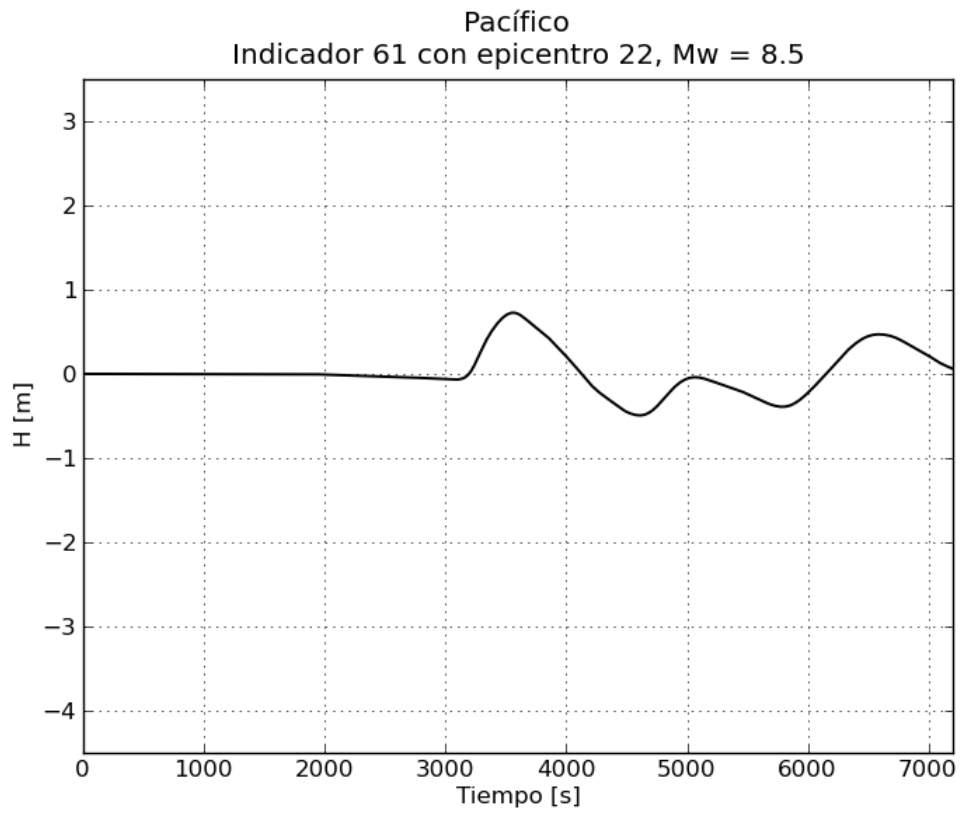
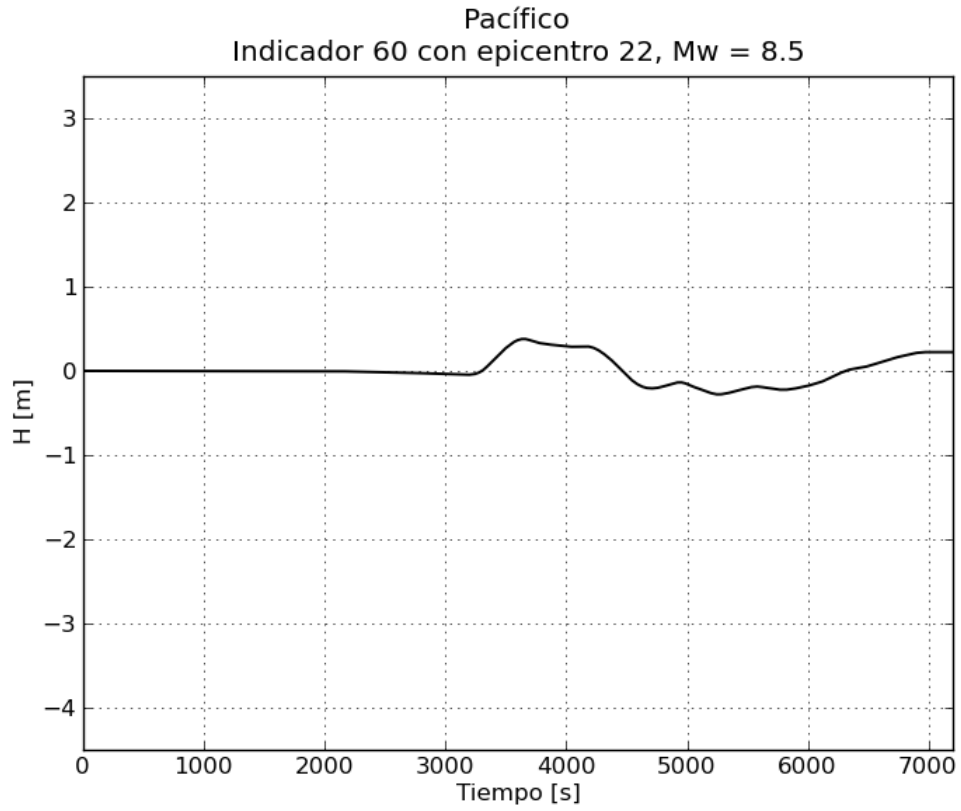


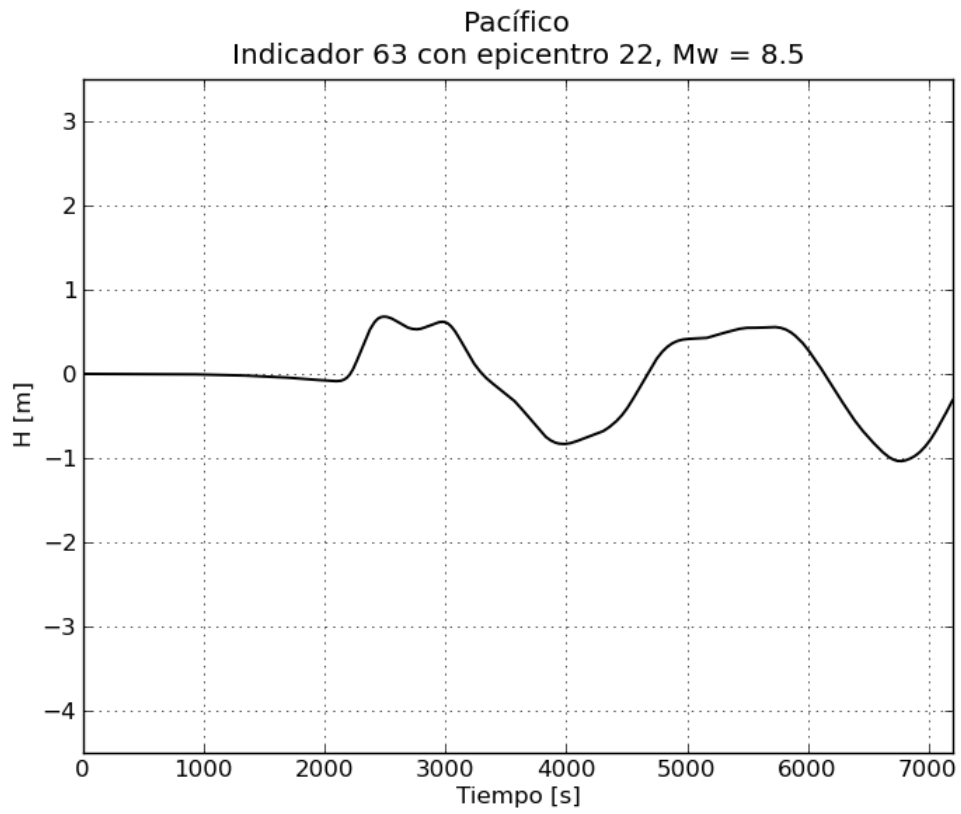
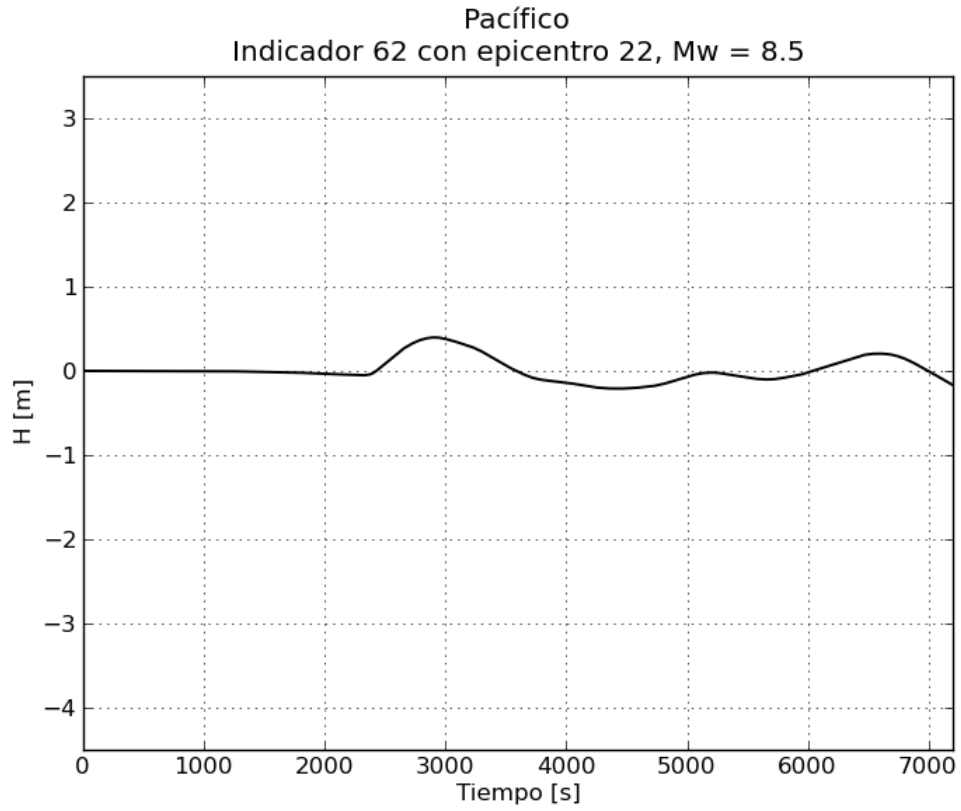


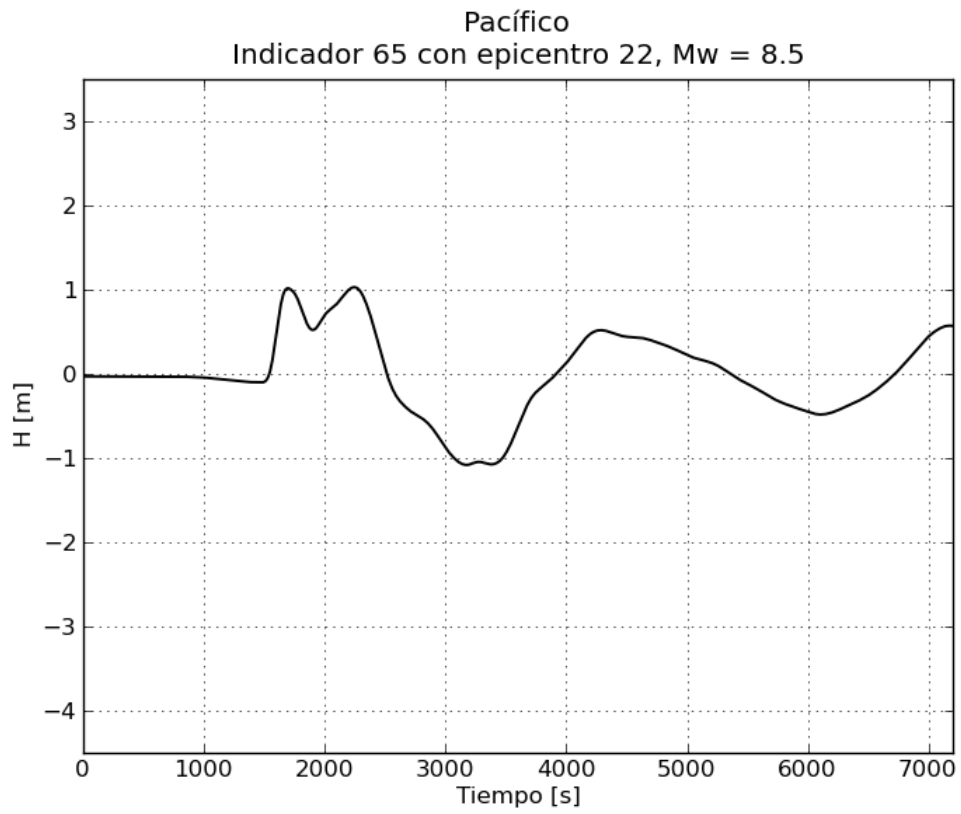
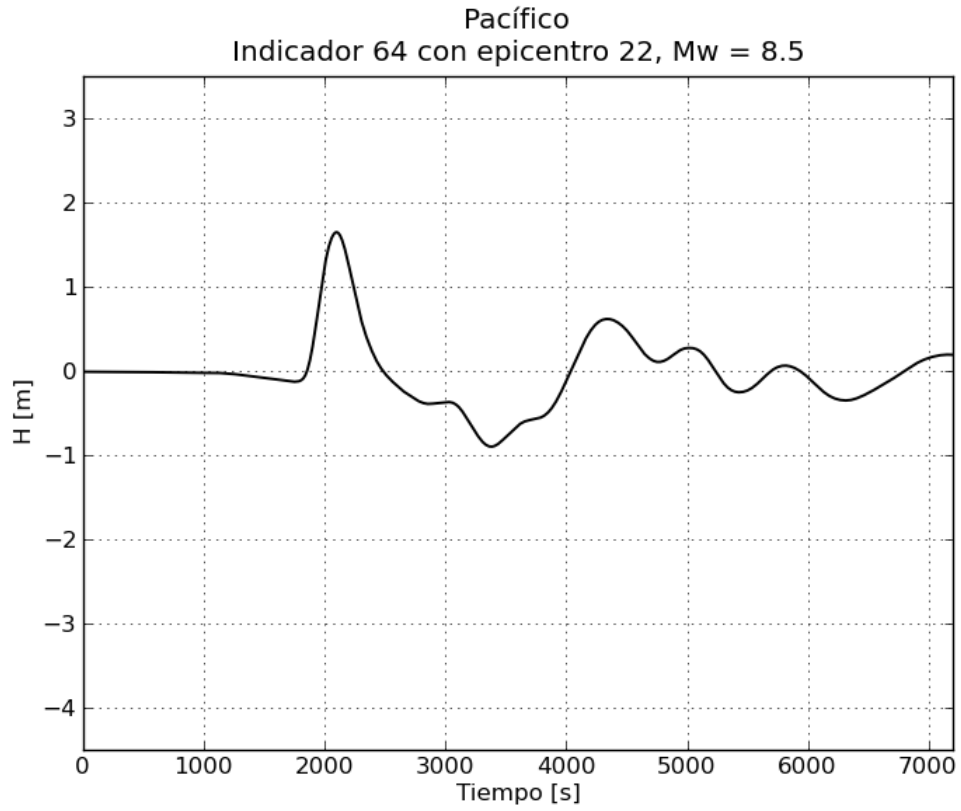


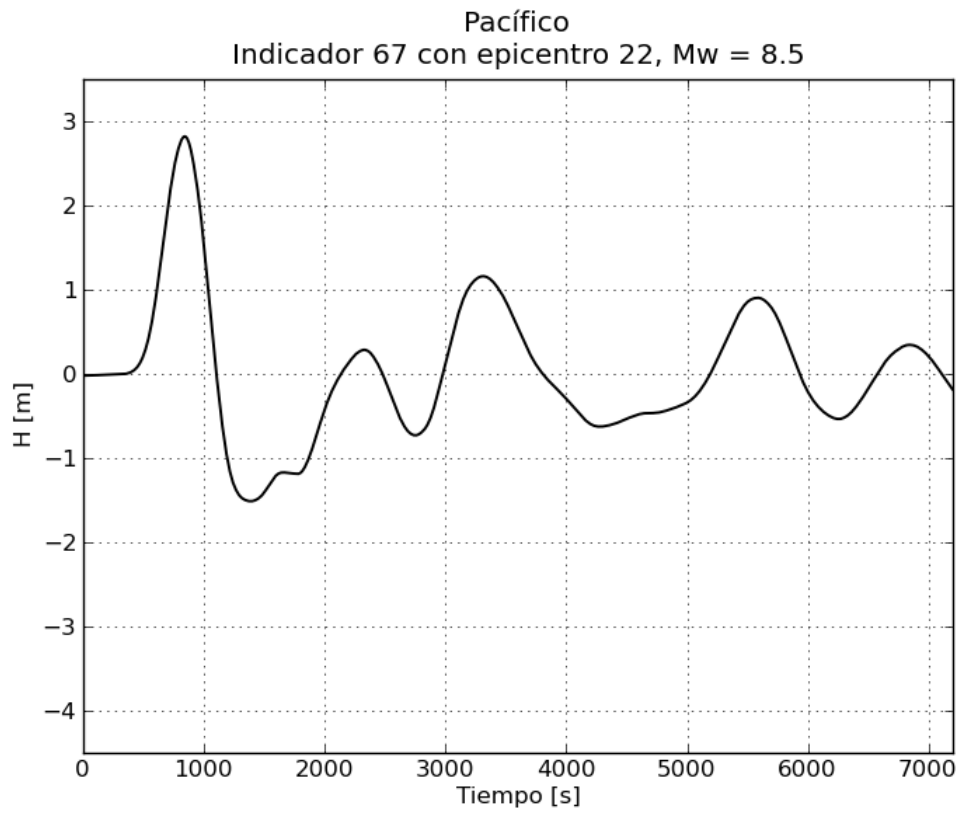
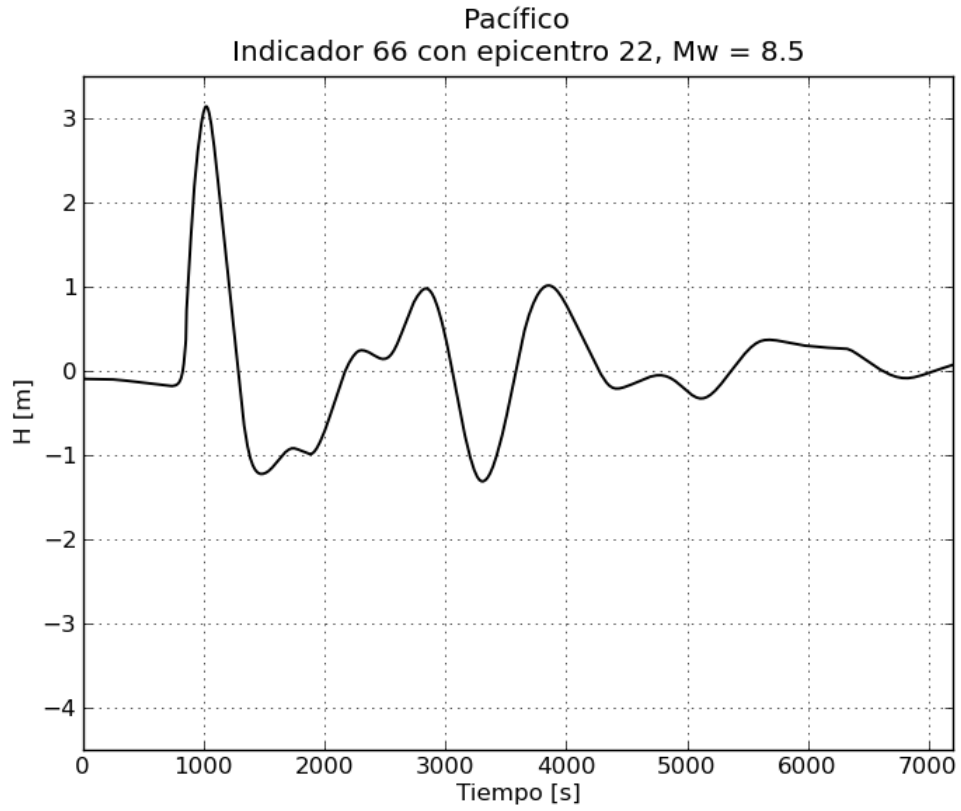
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

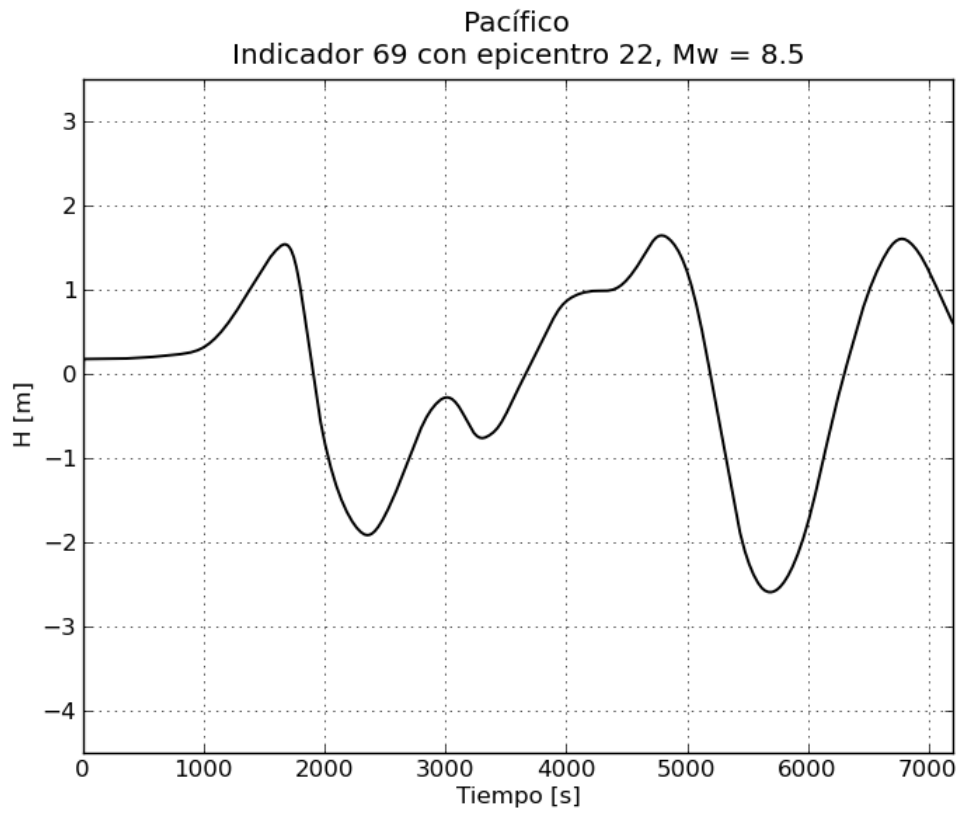
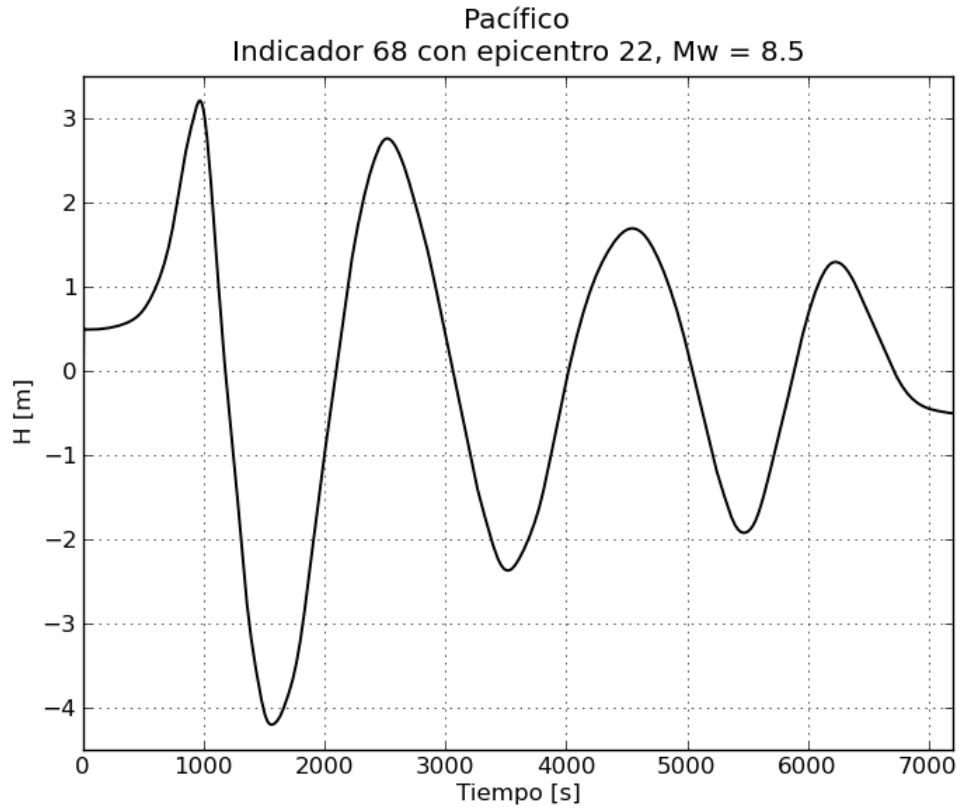




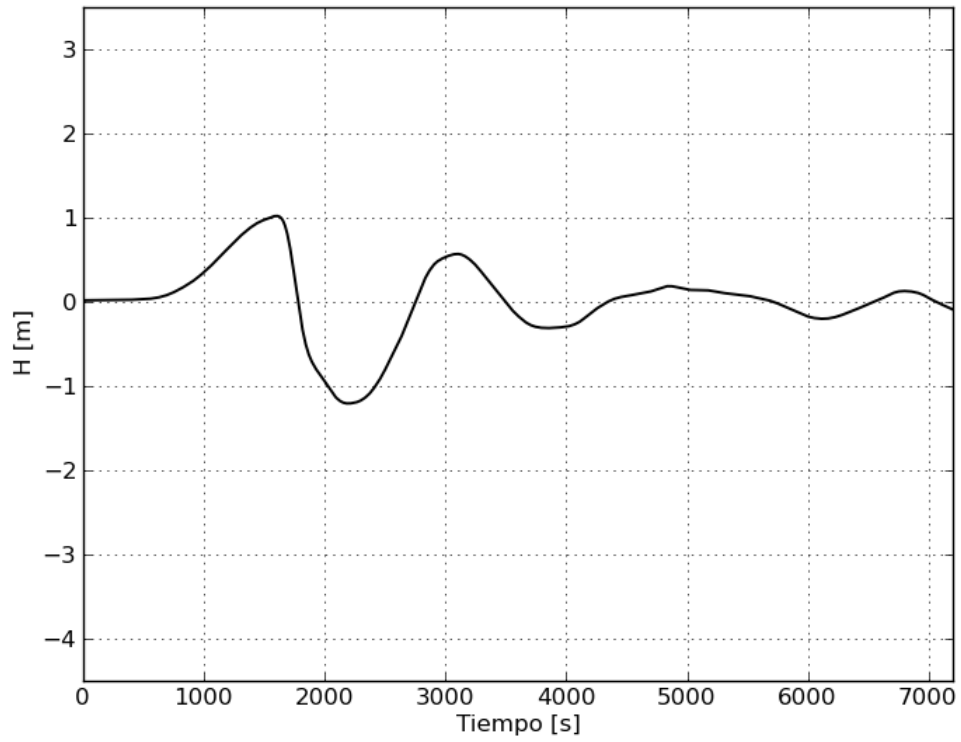




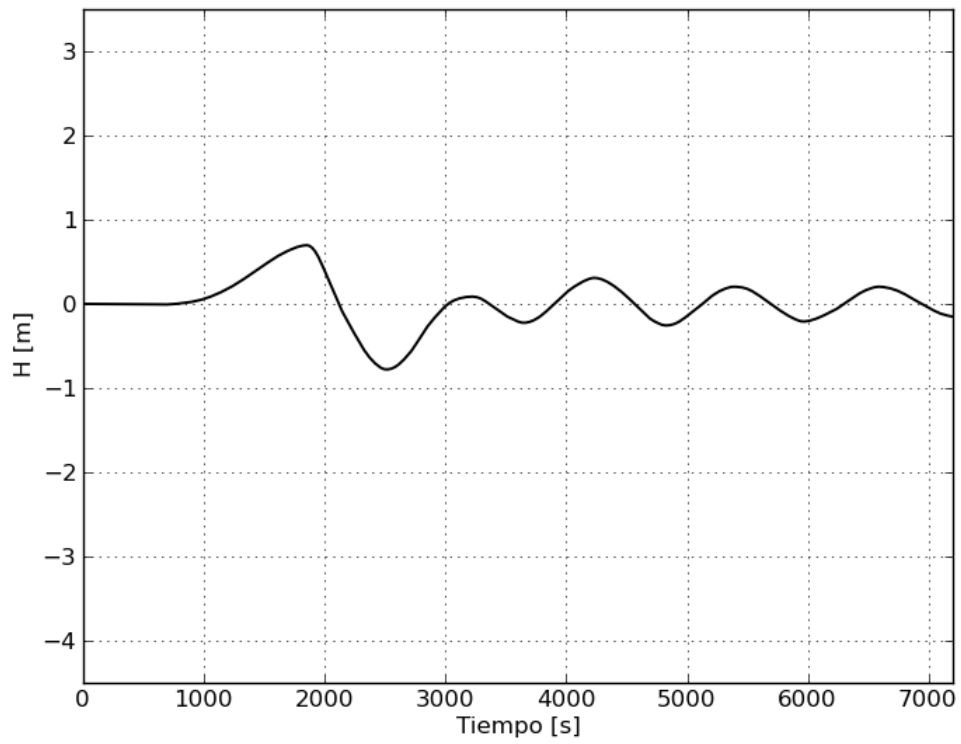


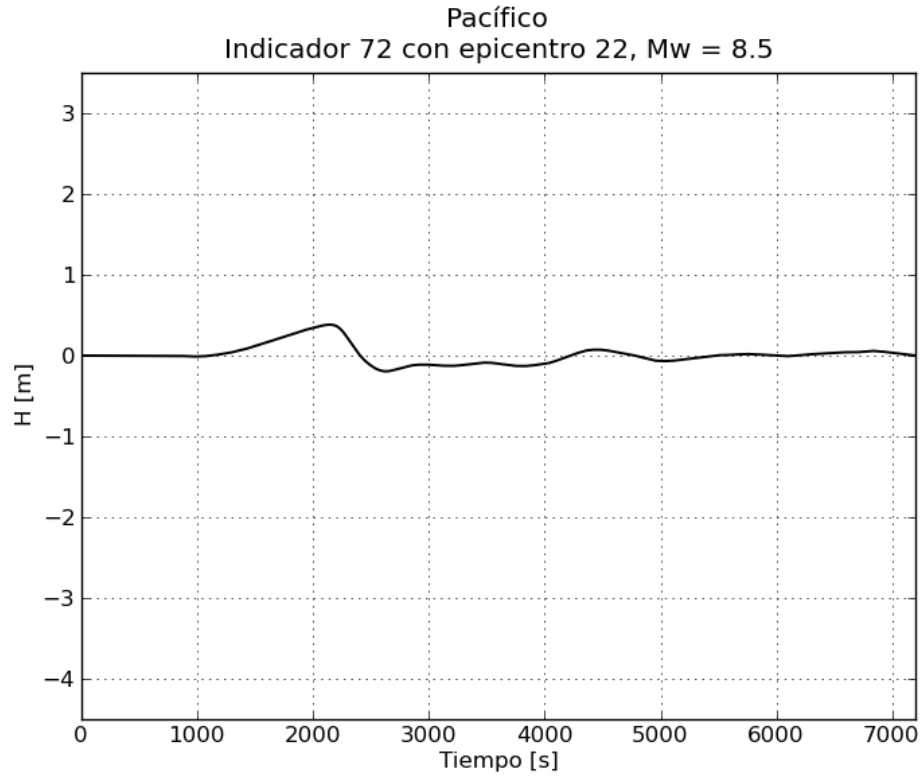


Pacífico
Indicador 70 con epicentro 22, Mw = 8.5

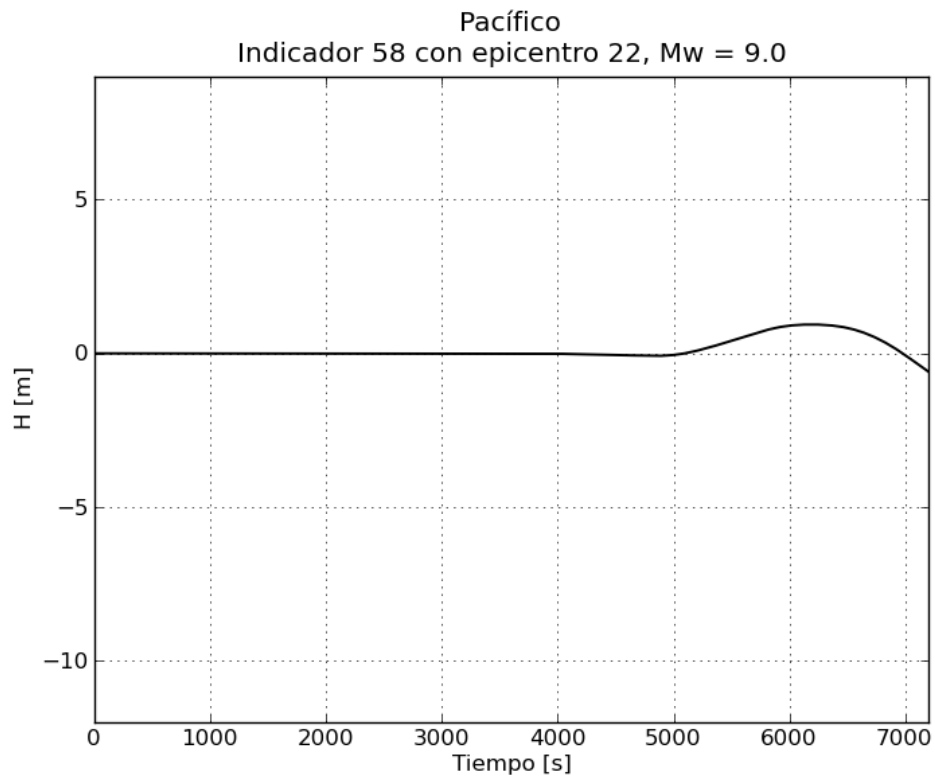


Pacífico
Indicador 71 con epicentro 22, Mw = 8.5

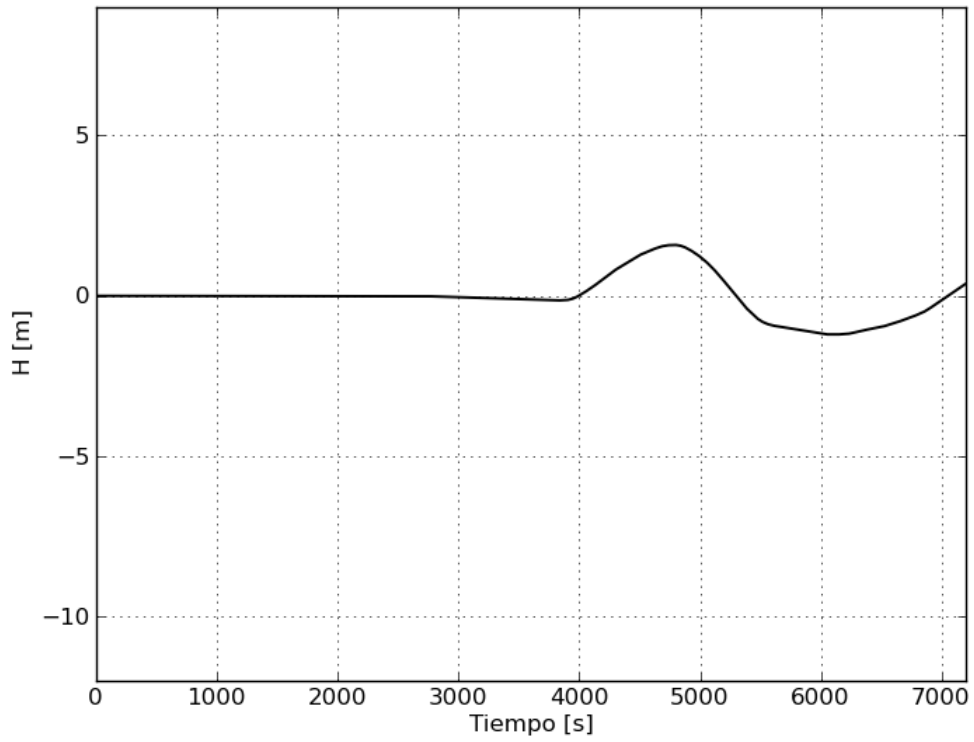




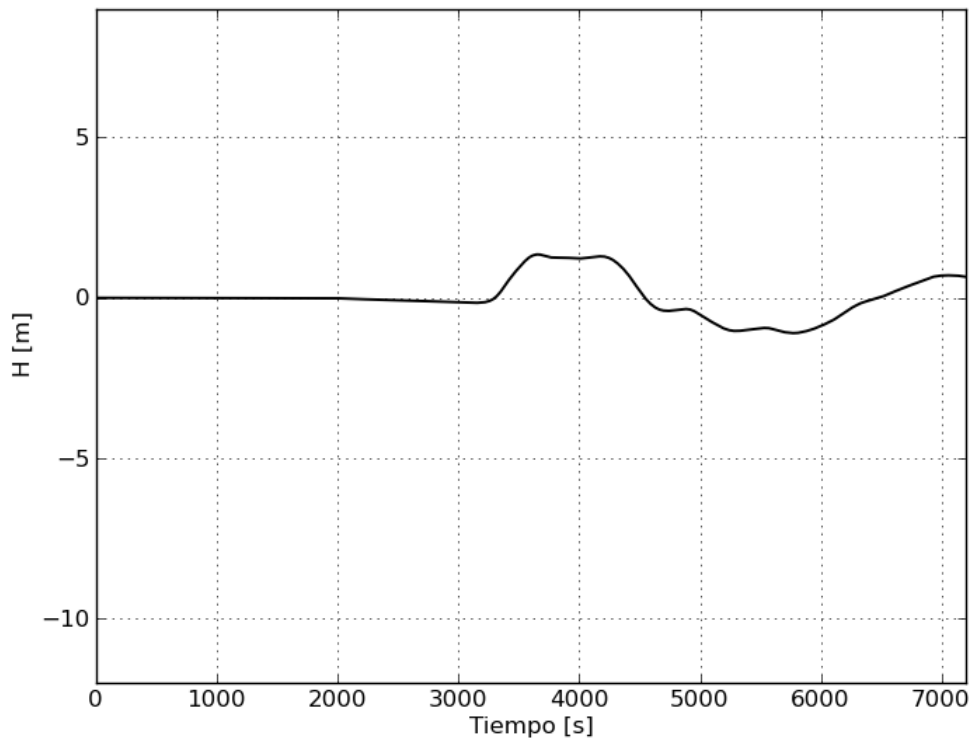
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$



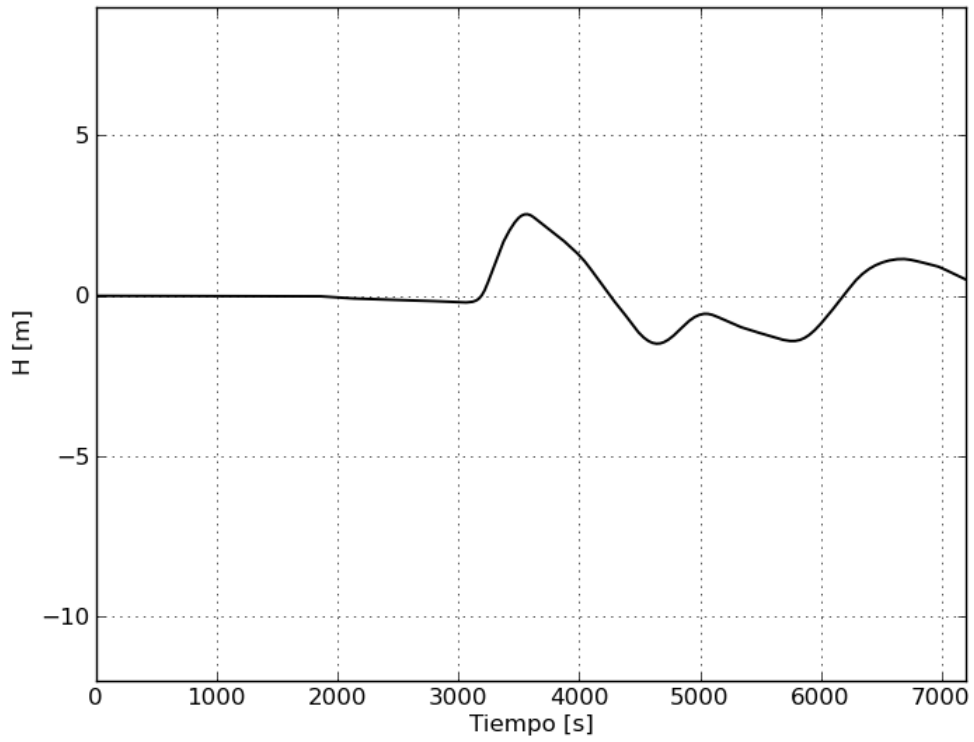
Pacífico
Indicador 59 con epicentro 22, Mw = 9.0



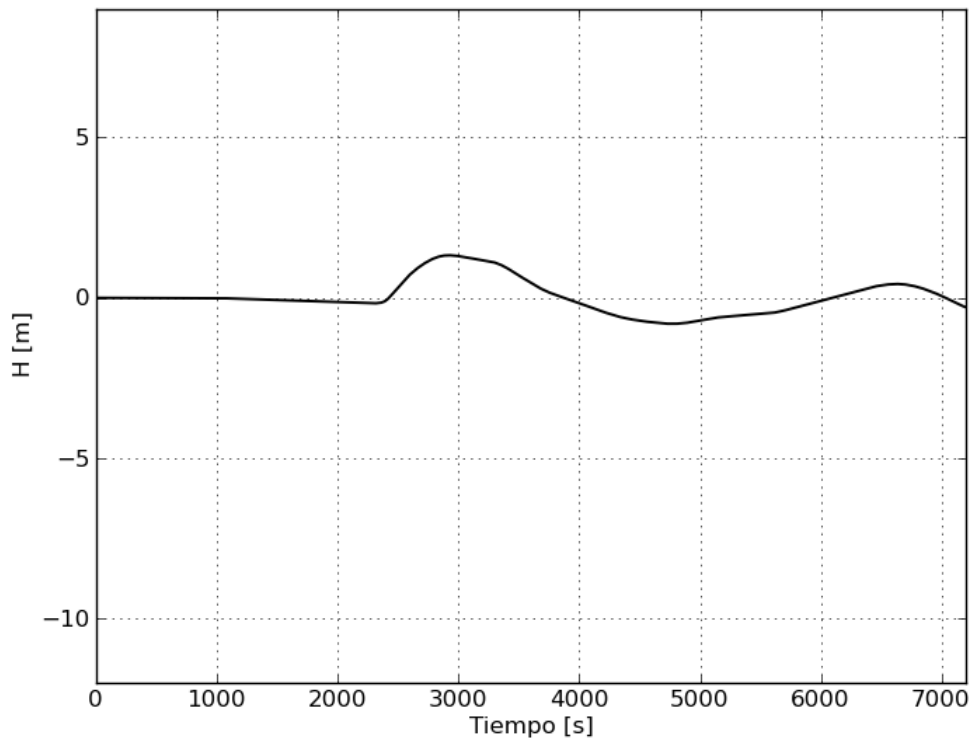
Pacífico
Indicador 60 con epicentro 22, Mw = 9.0



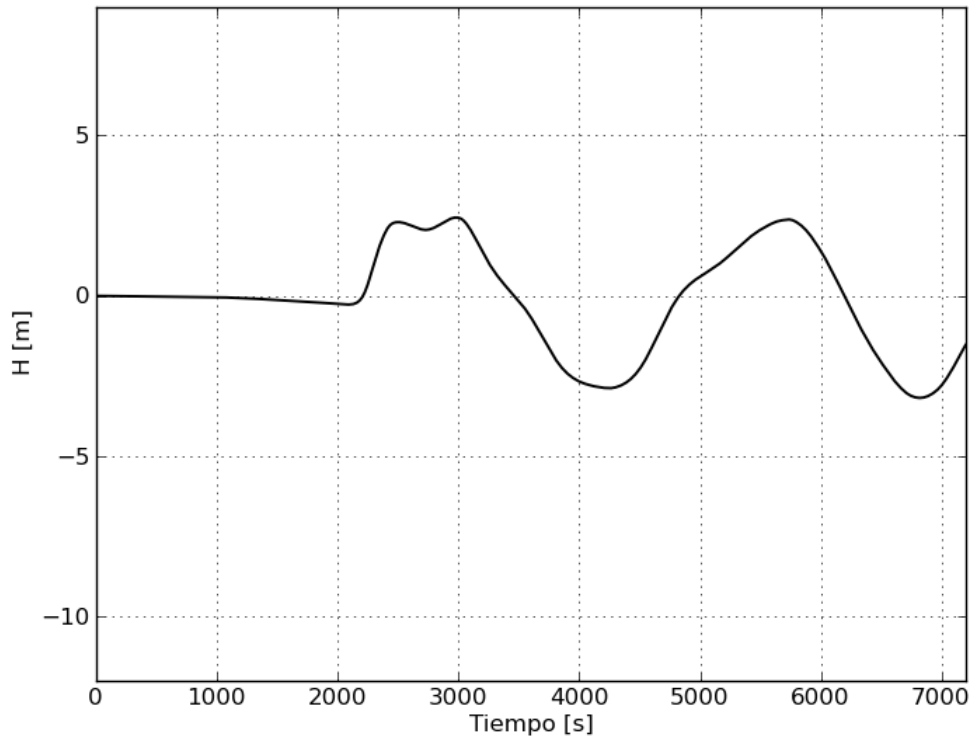
Pacífico
Indicador 61 con epicentro 22, Mw = 9.0



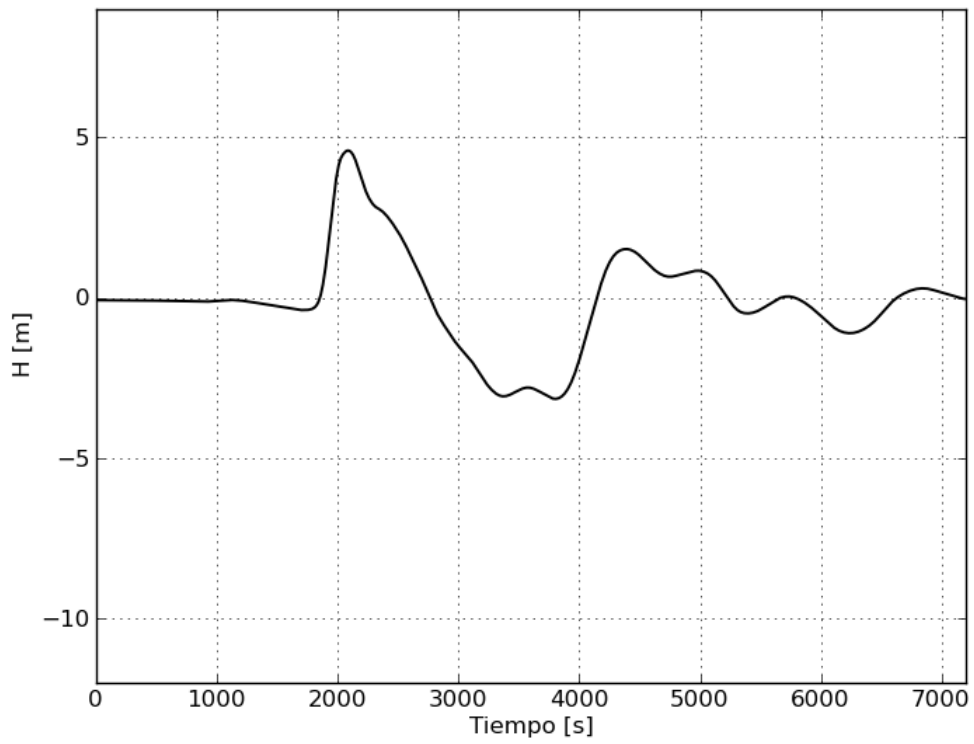
Pacífico
Indicador 62 con epicentro 22, Mw = 9.0



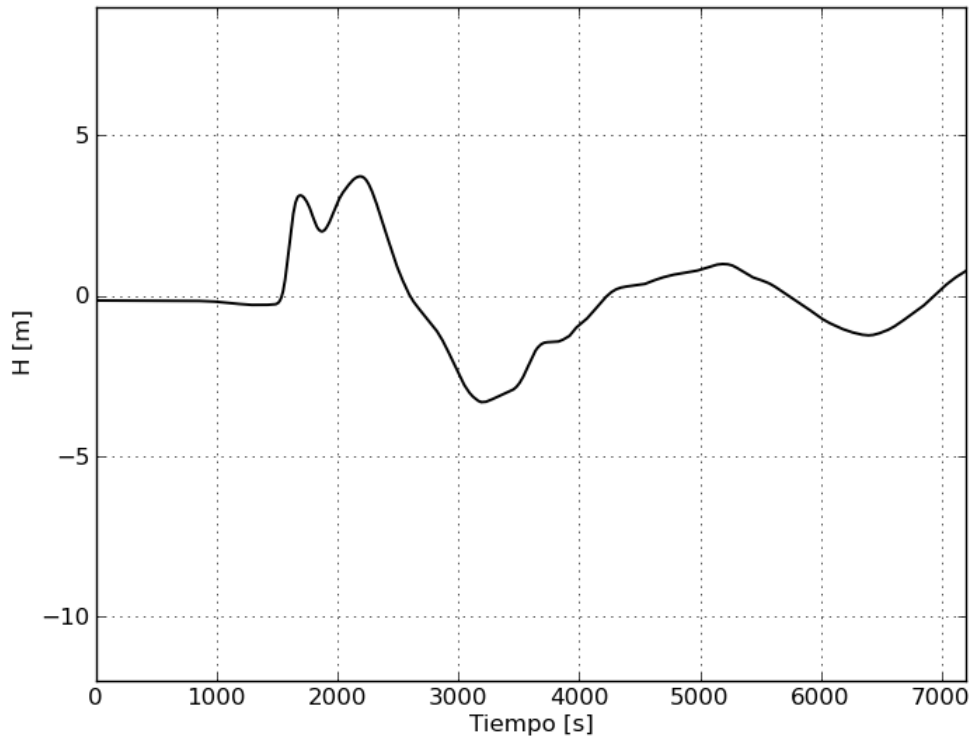
Pacífico
Indicador 63 con epicentro 22, Mw = 9.0



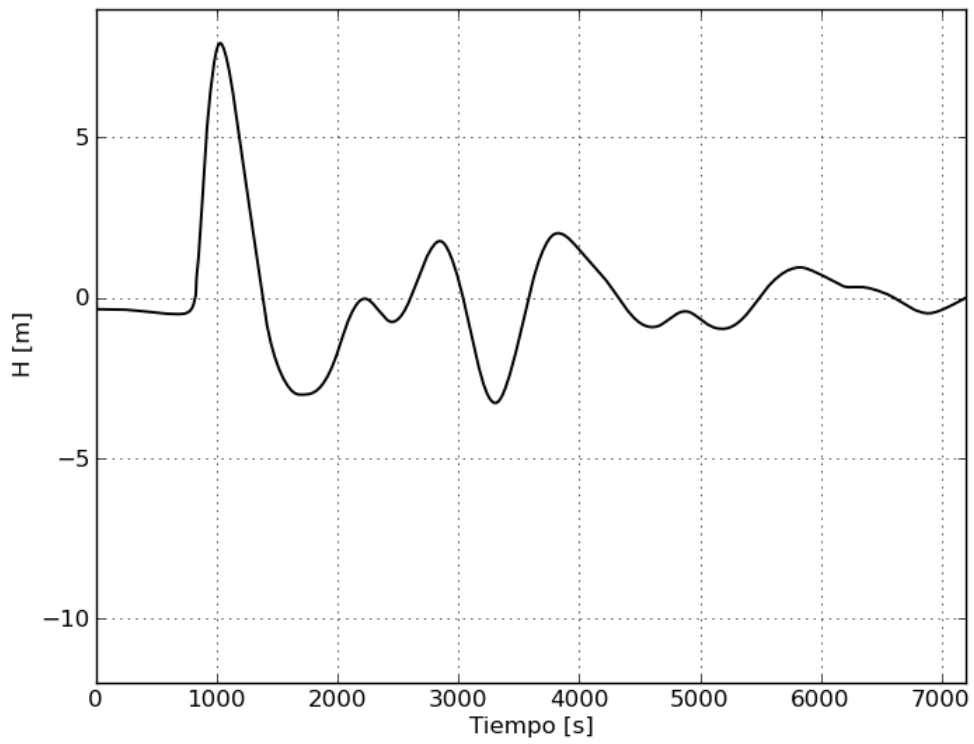
Pacífico
Indicador 64 con epicentro 22, Mw = 9.0



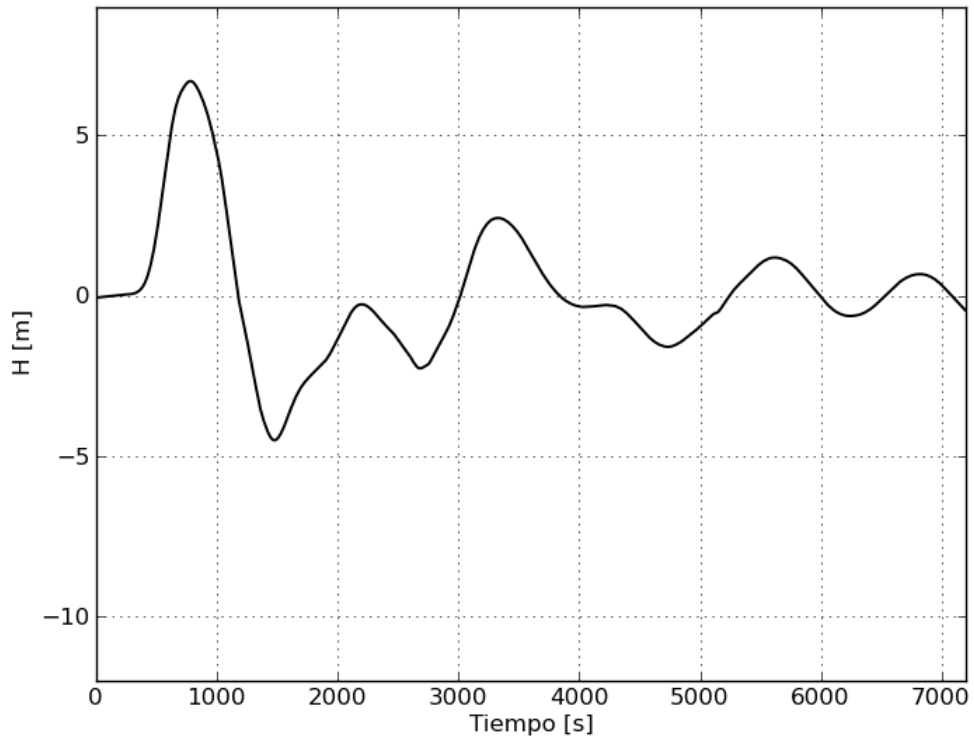
Pacífico
Indicador 65 con epicentro 22, Mw = 9.0



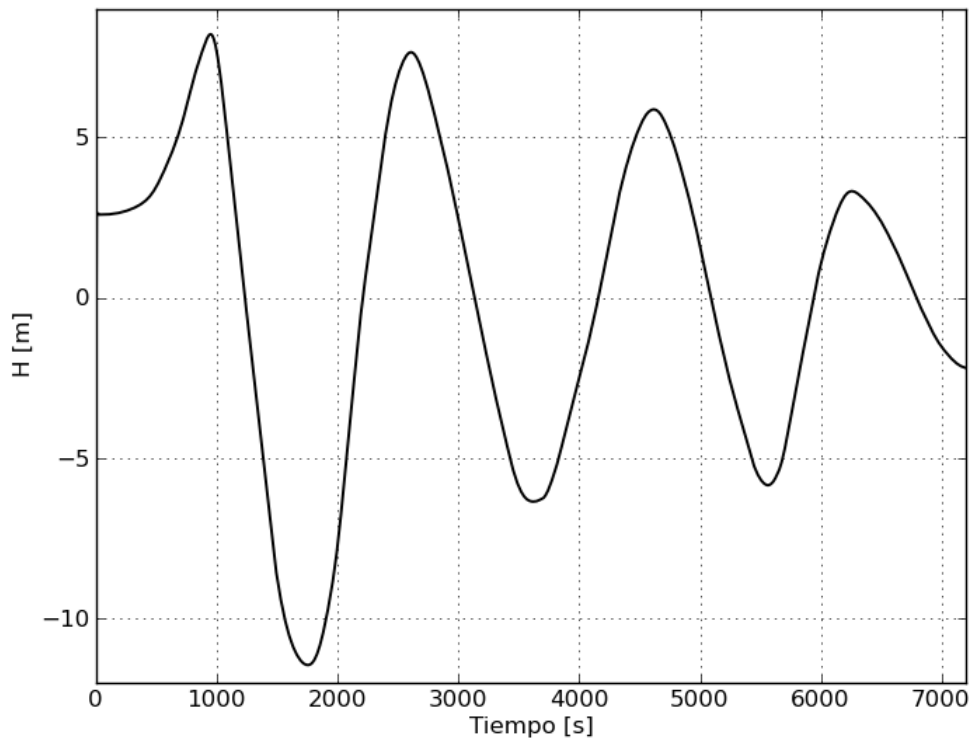
Pacífico
Indicador 66 con epicentro 22, Mw = 9.0



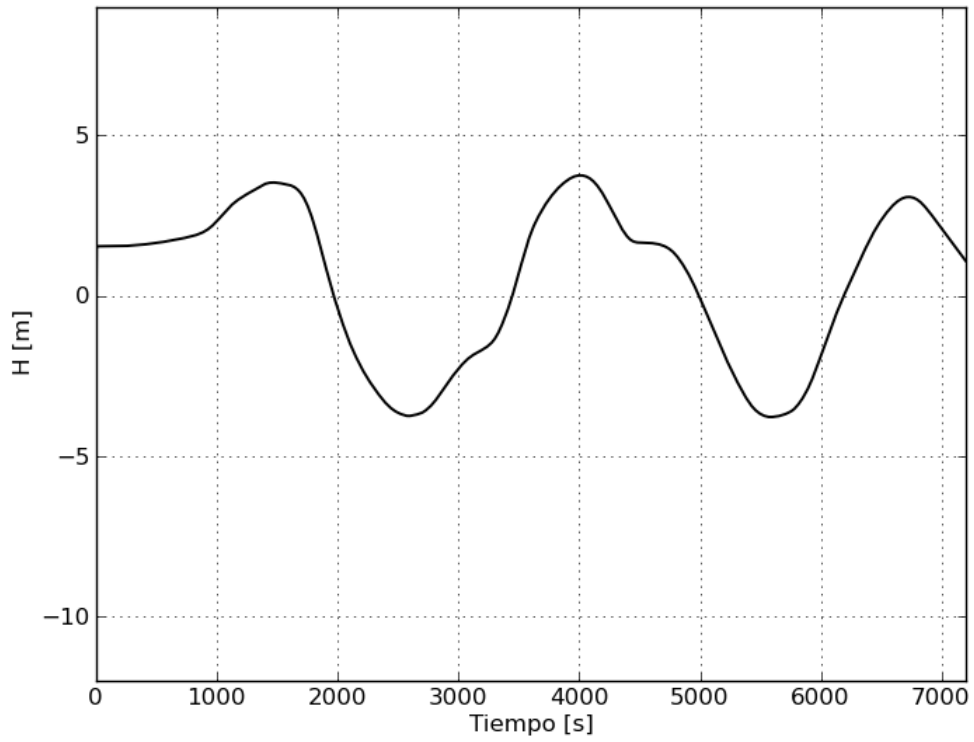
Pacífico
Indicador 67 con epicentro 22, Mw = 9.0



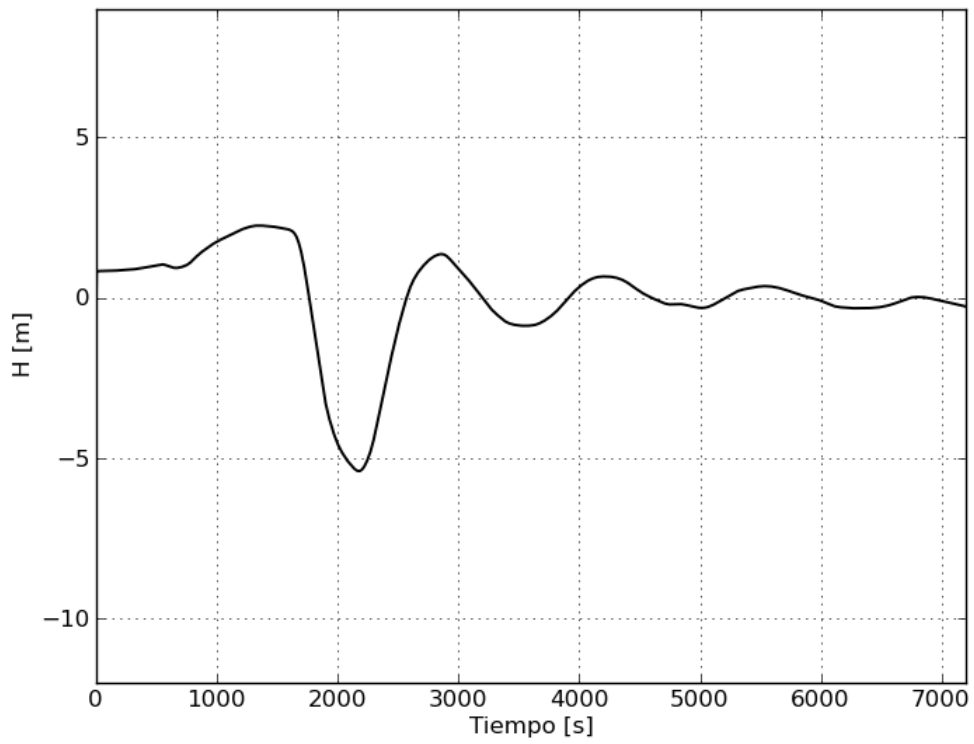
Pacífico
Indicador 68 con epicentro 22, Mw = 9.0



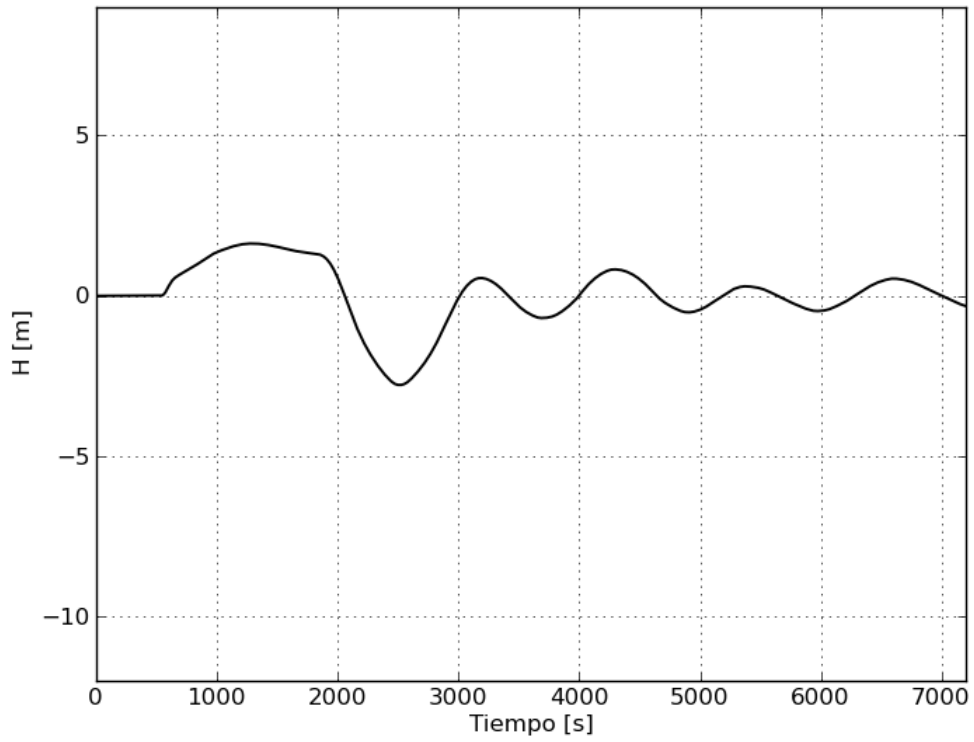
Pacífico
Indicador 69 con epicentro 22, Mw = 9.0



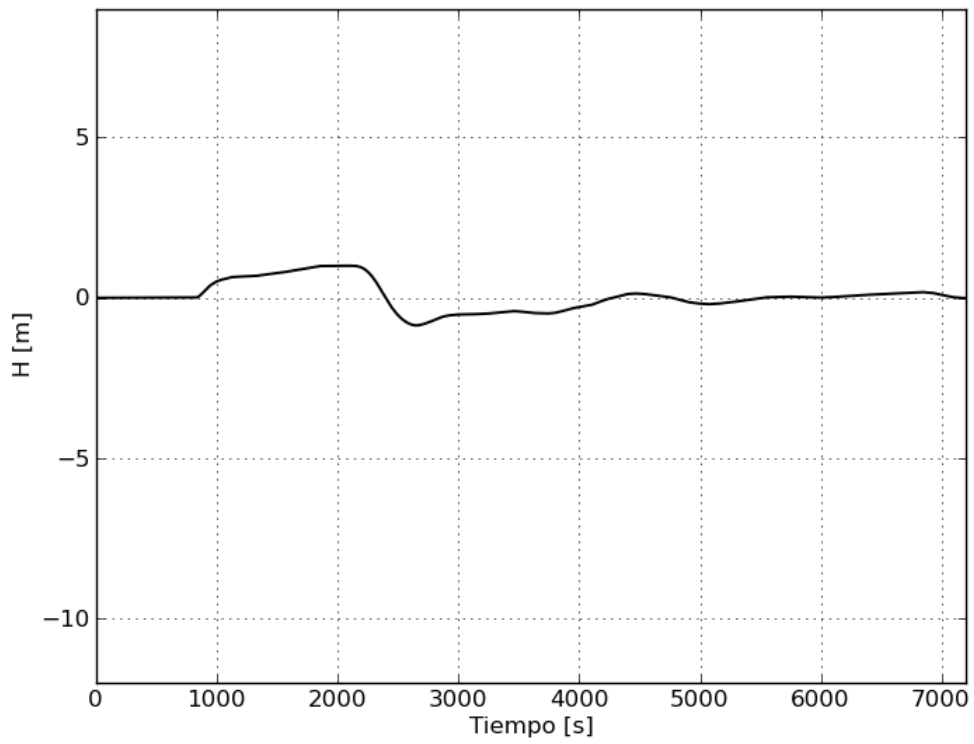
Pacífico
Indicador 70 con epicentro 22, Mw = 9.0



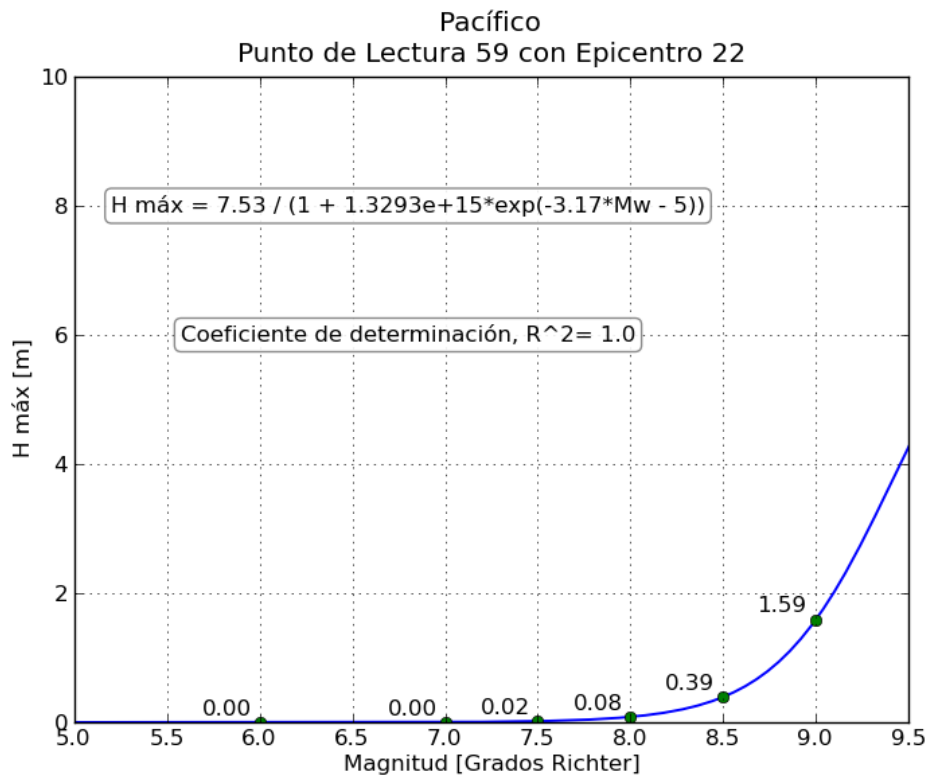
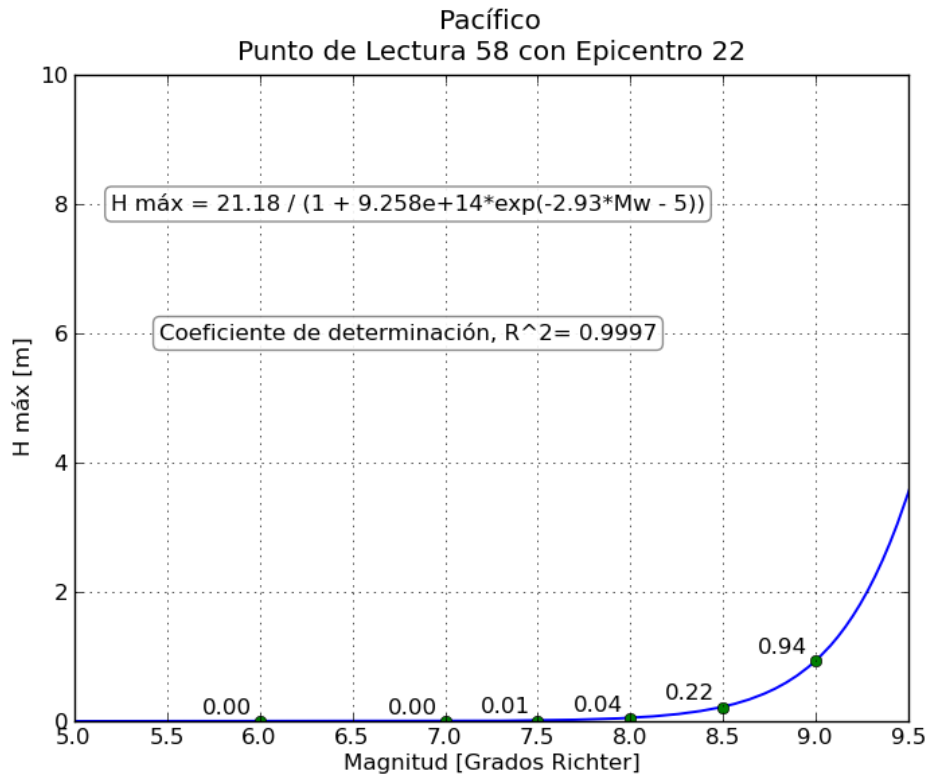
Pacífico
Indicador 71 con epicentro 22, Mw = 9.0

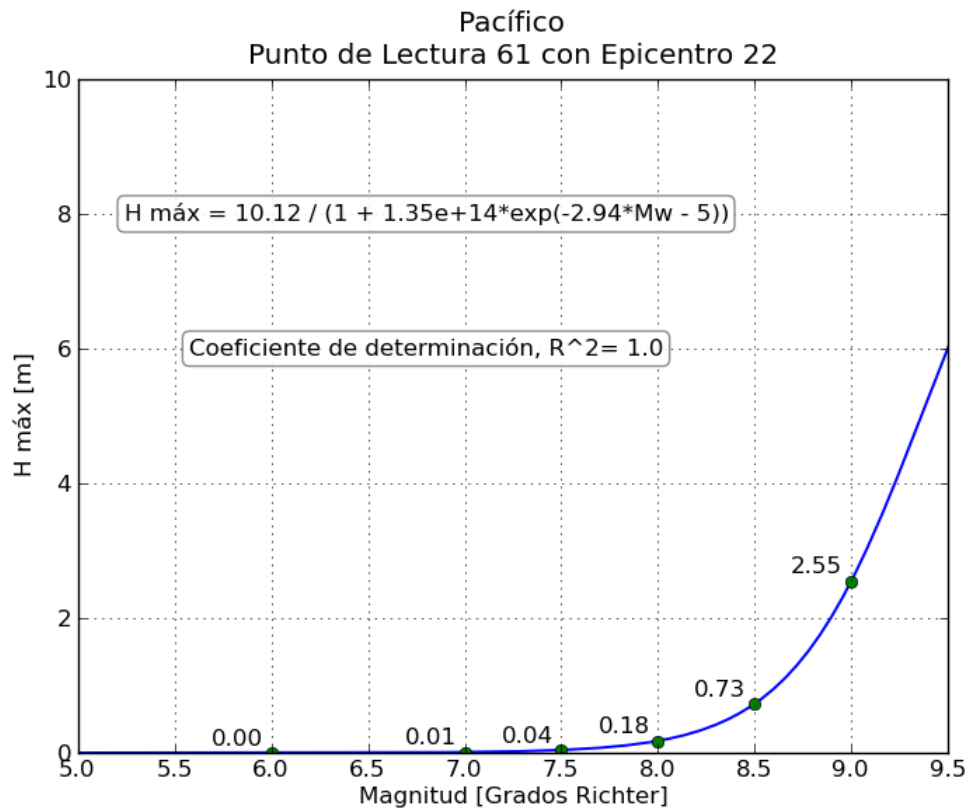
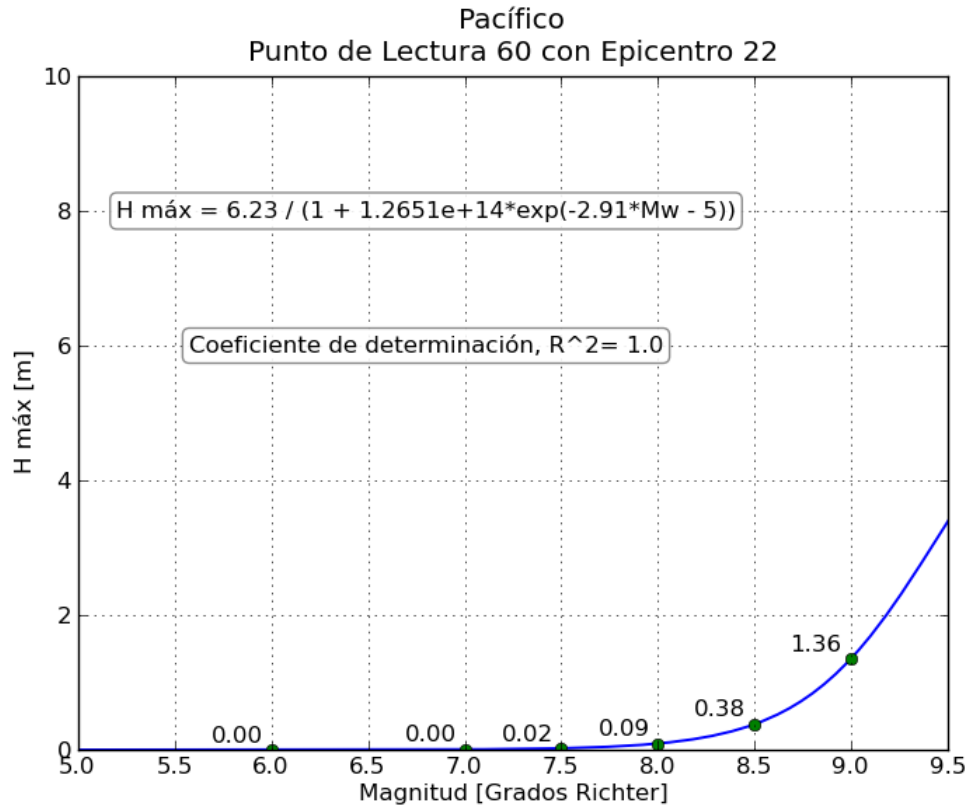


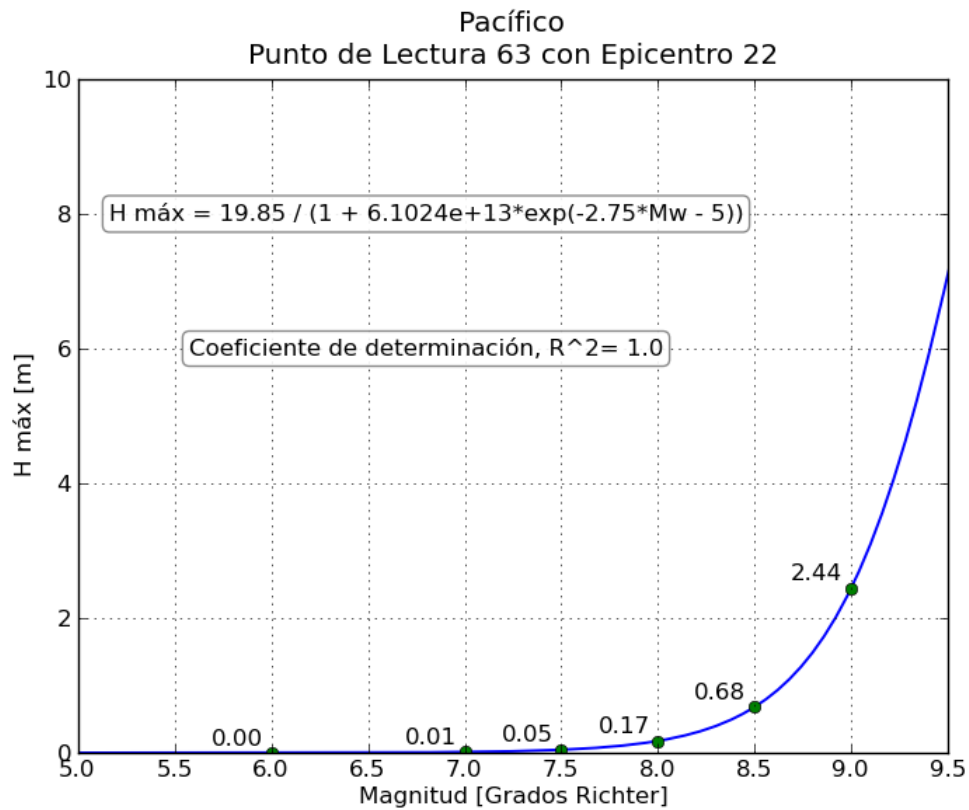
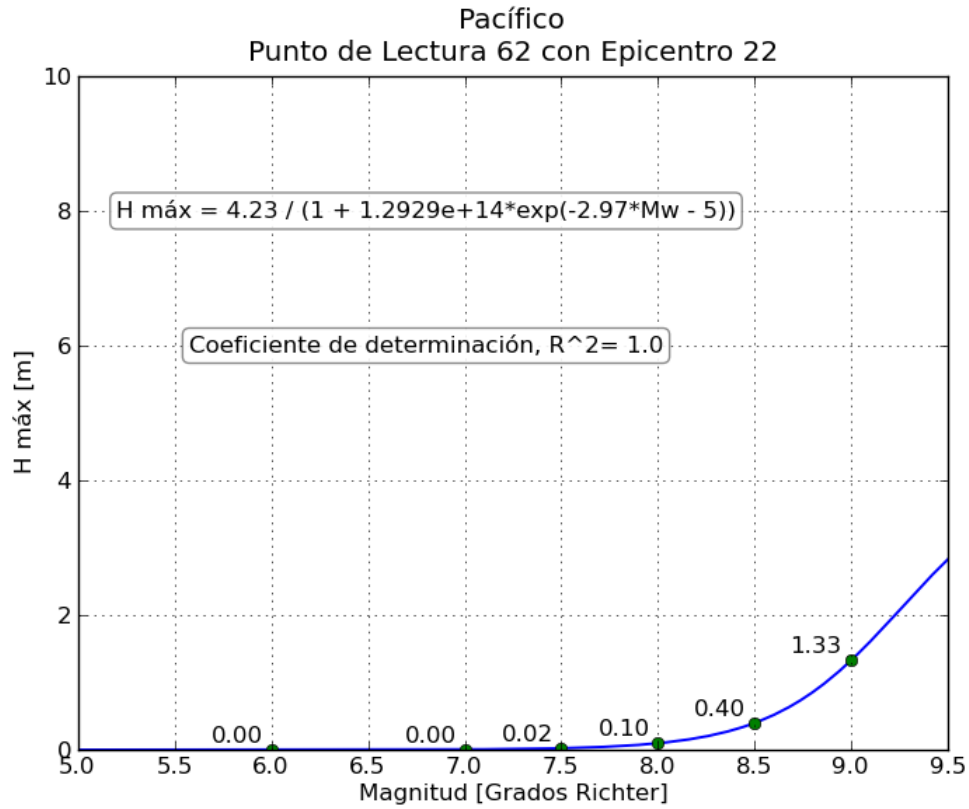
Pacífico
Indicador 72 con epicentro 22, Mw = 9.0

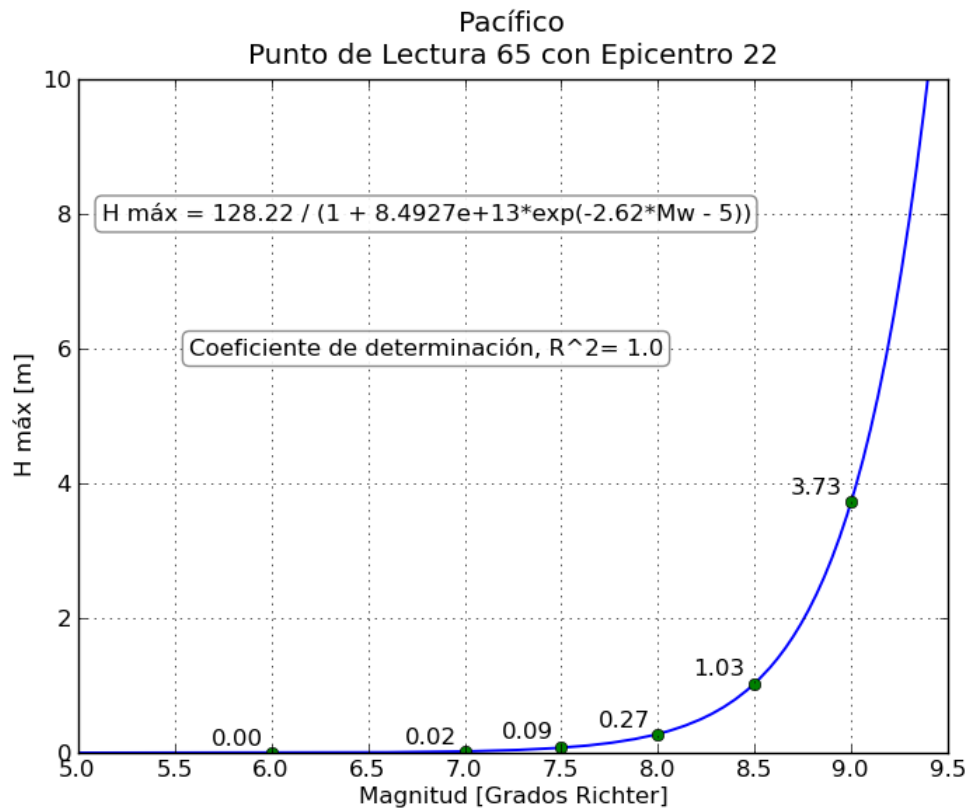
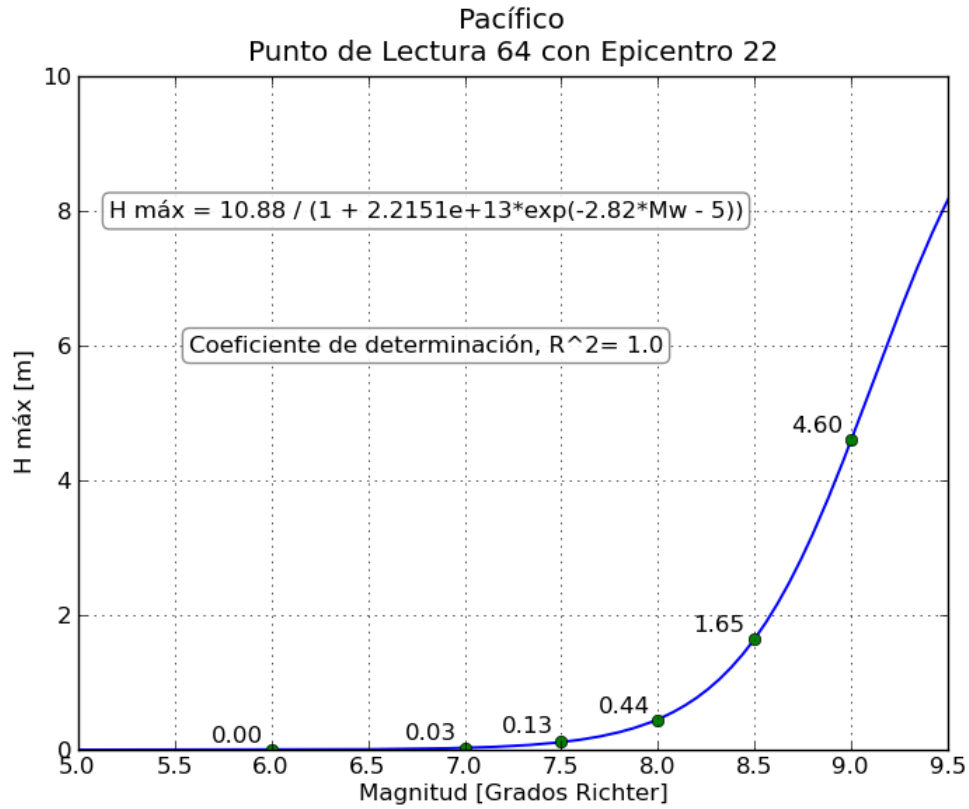


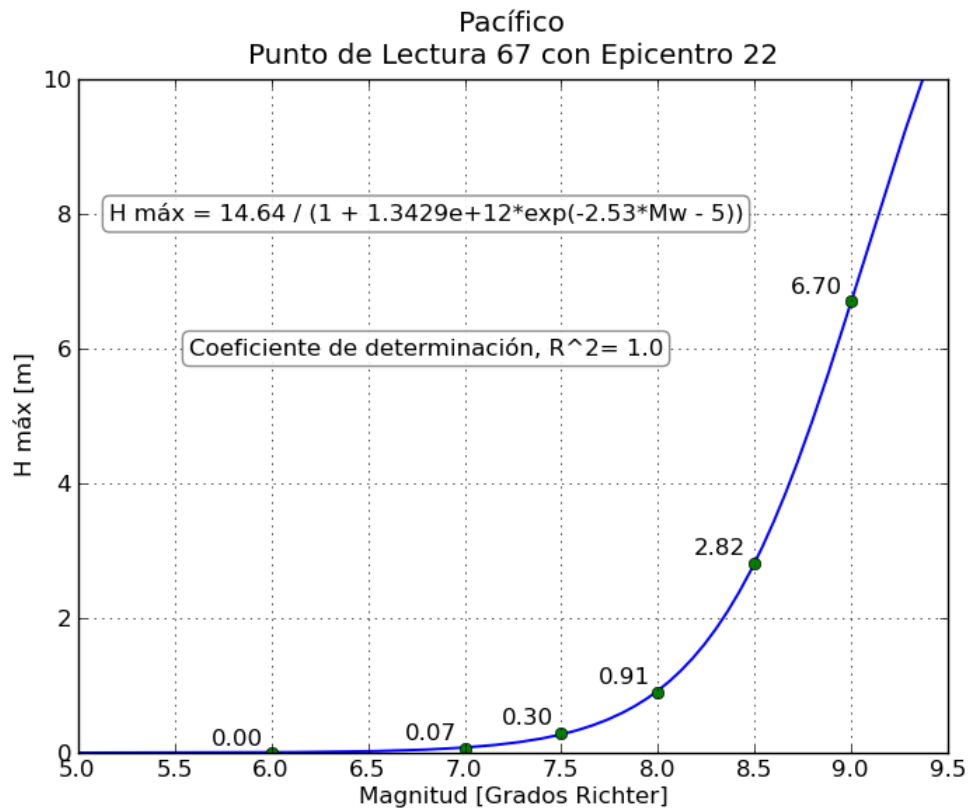
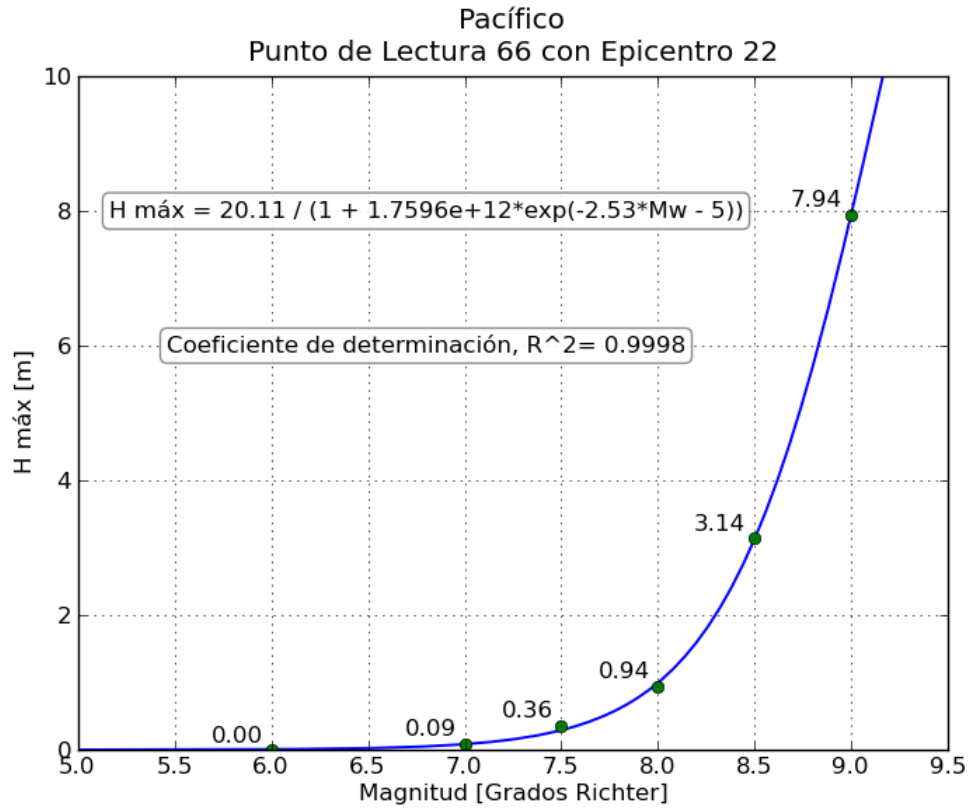
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

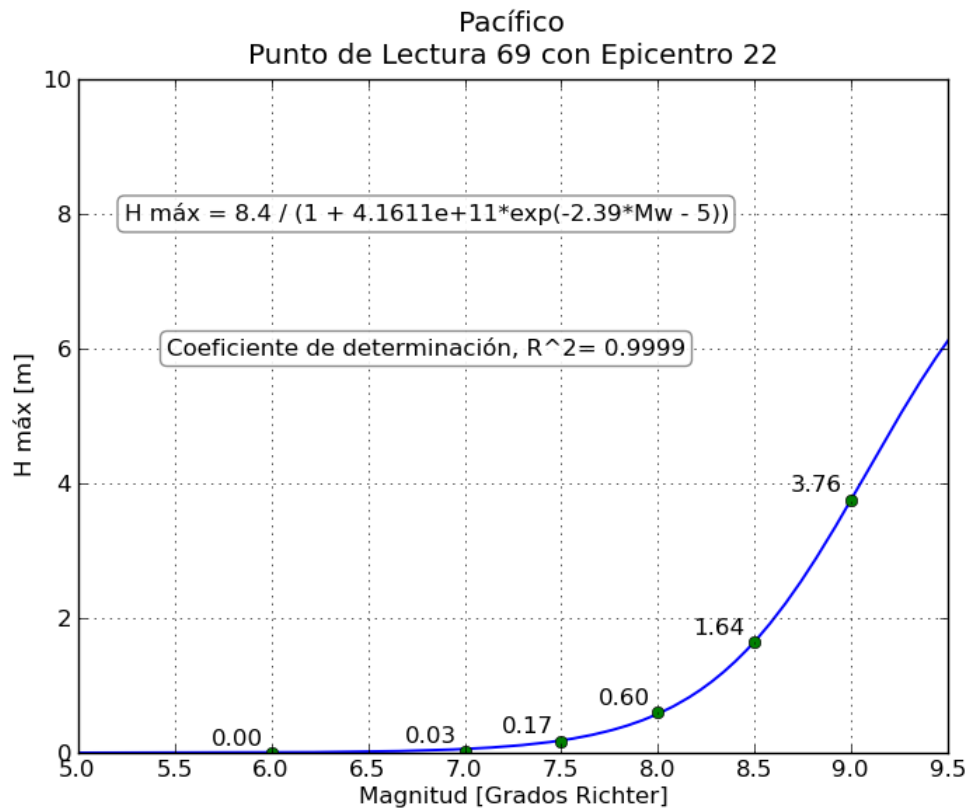
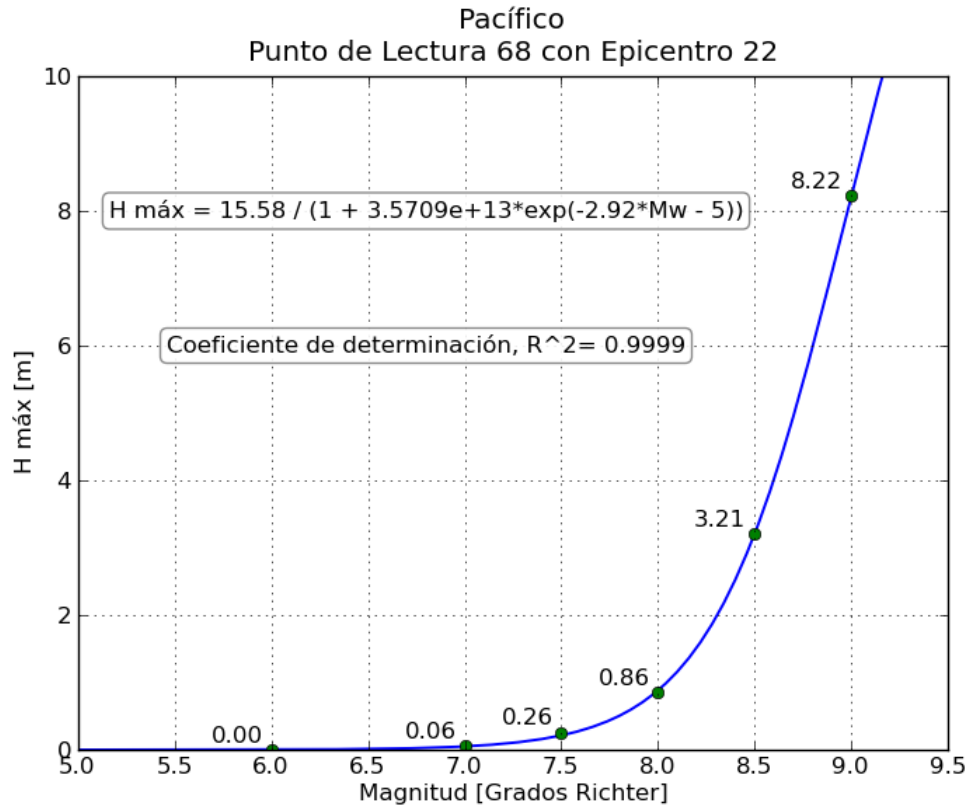


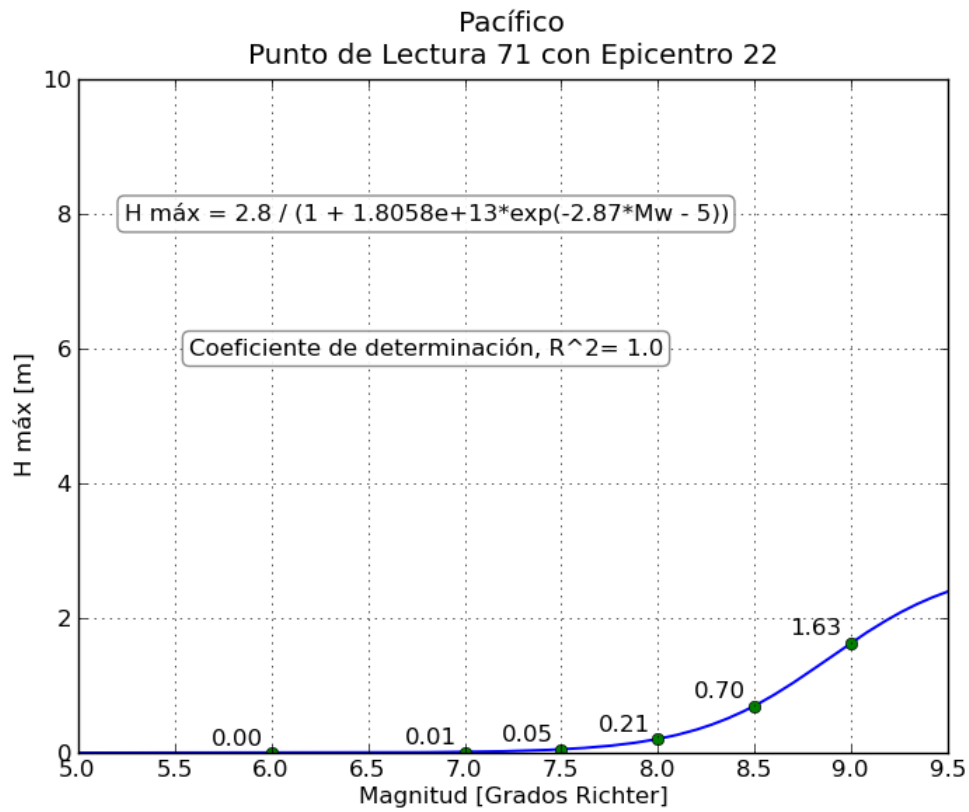
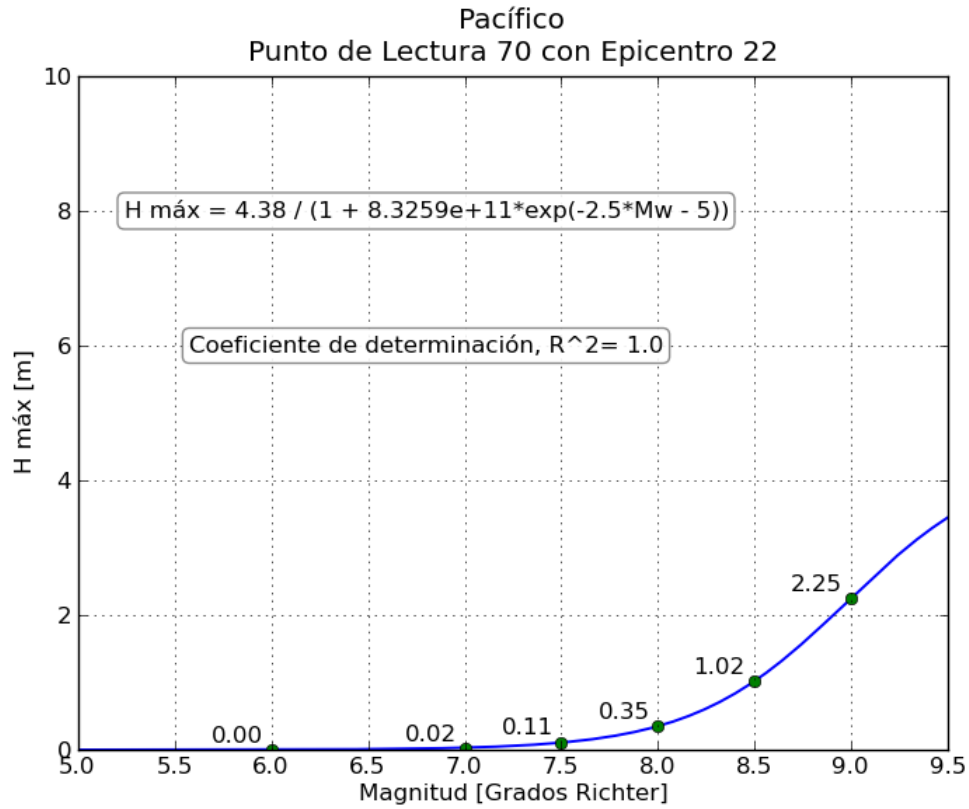


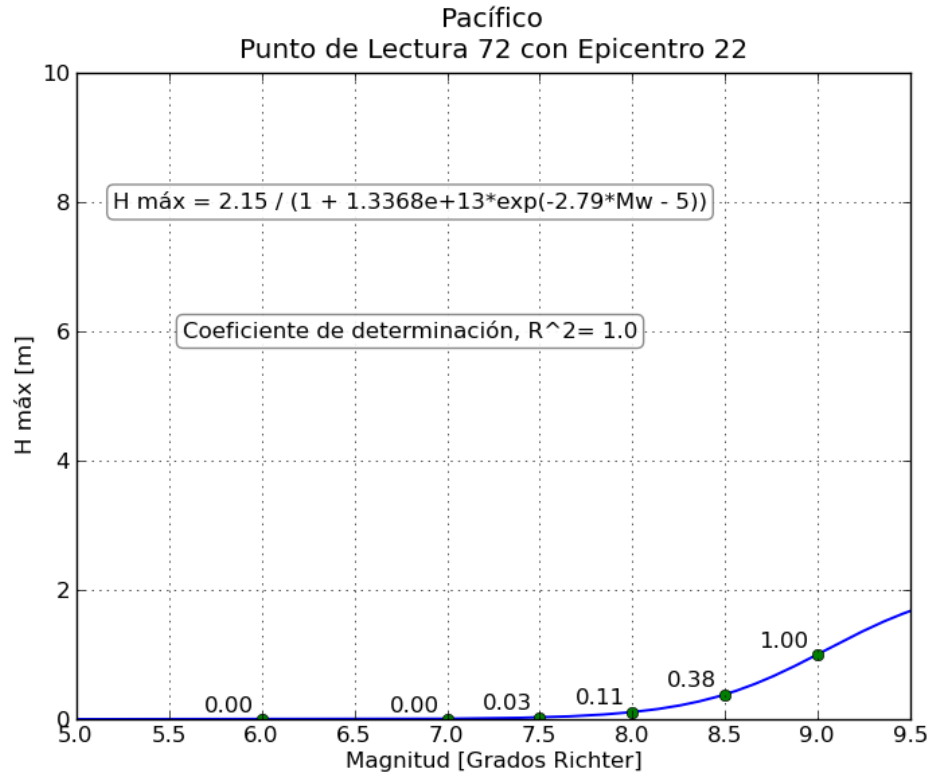






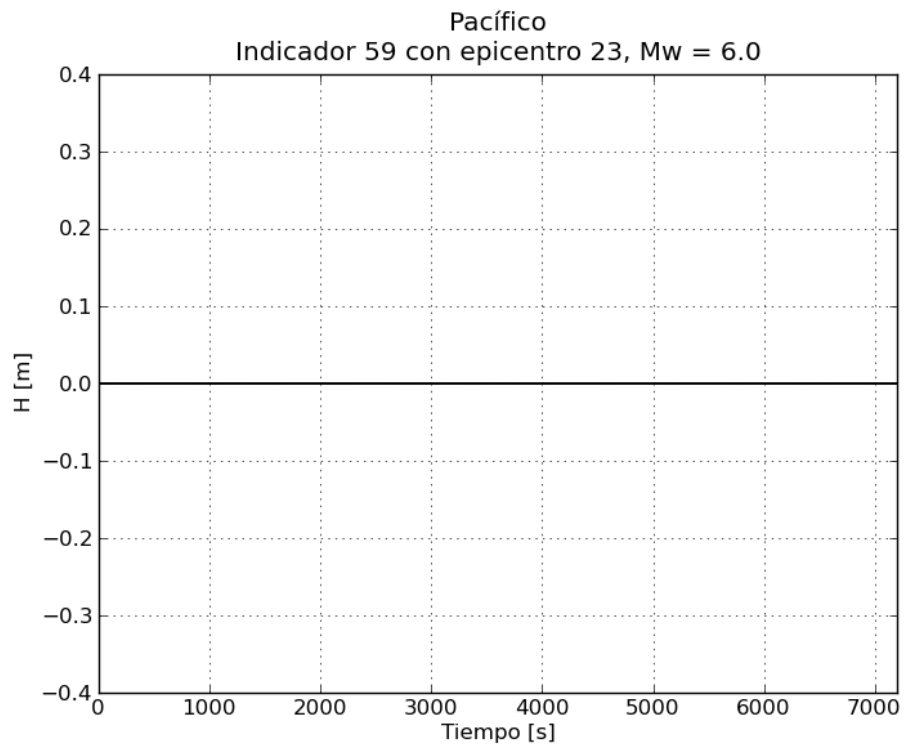
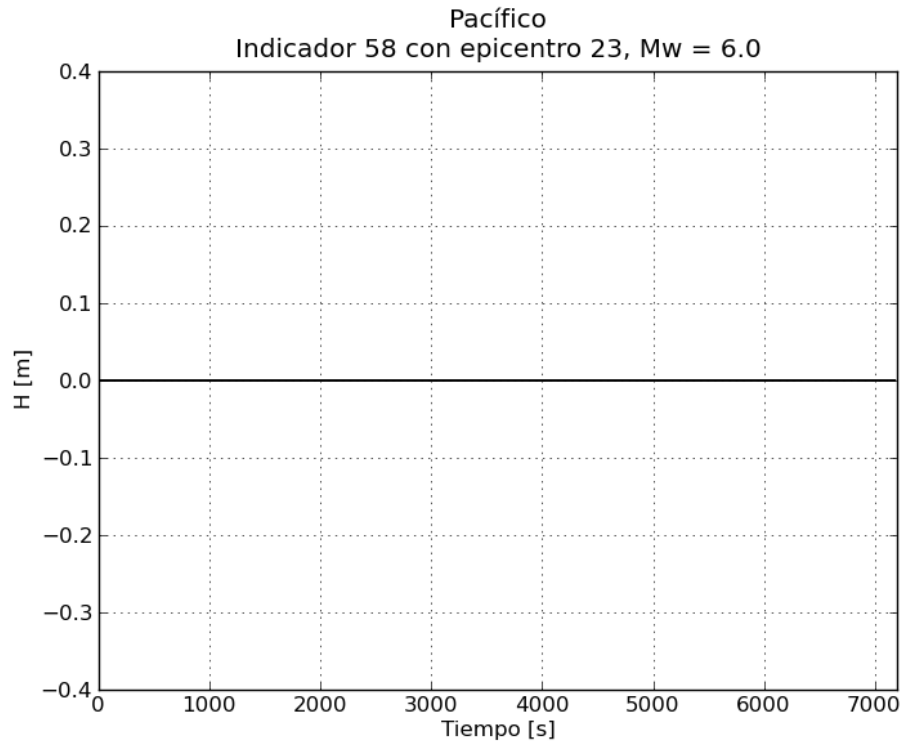


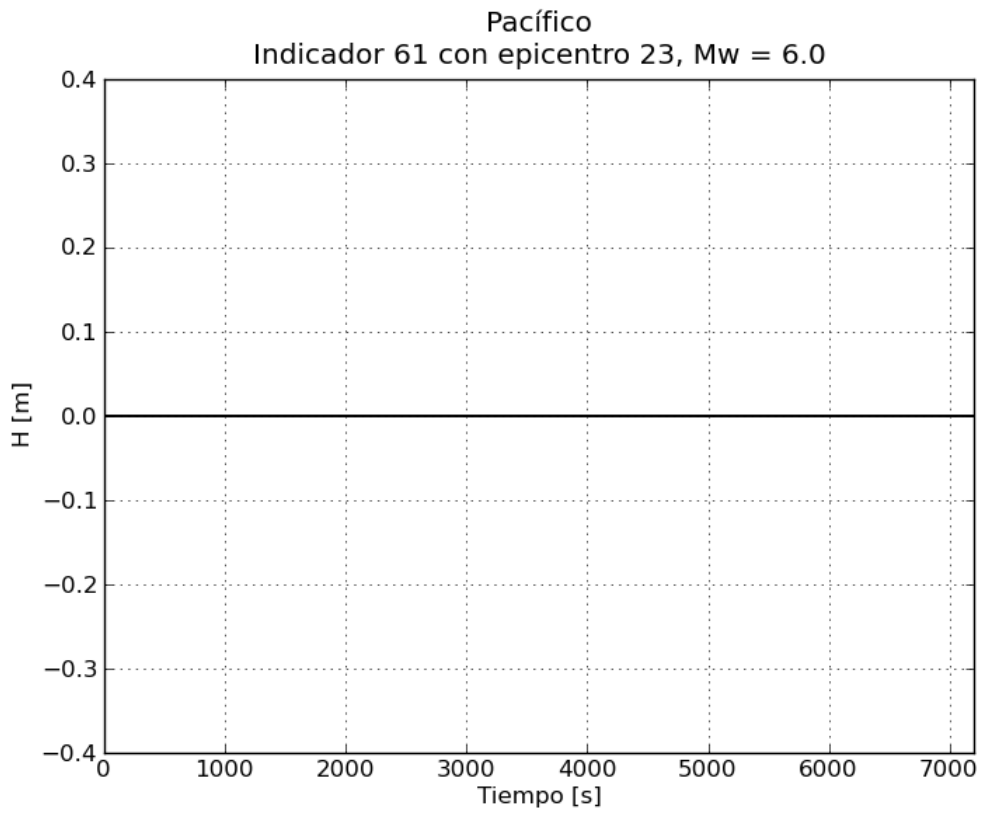
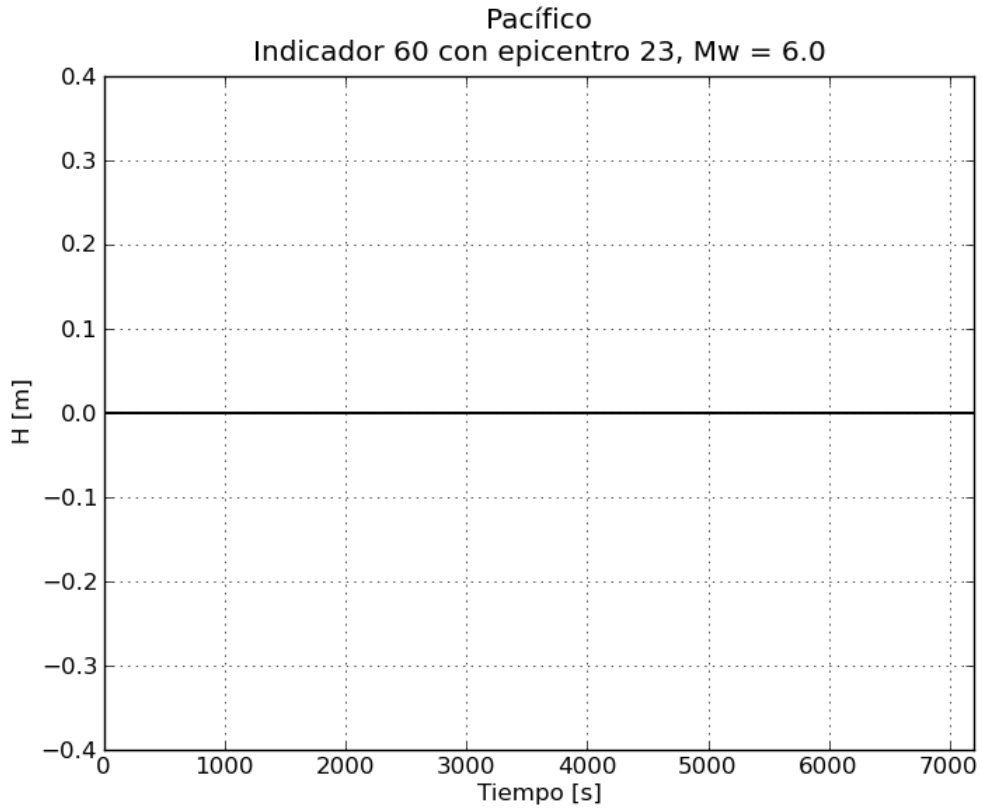


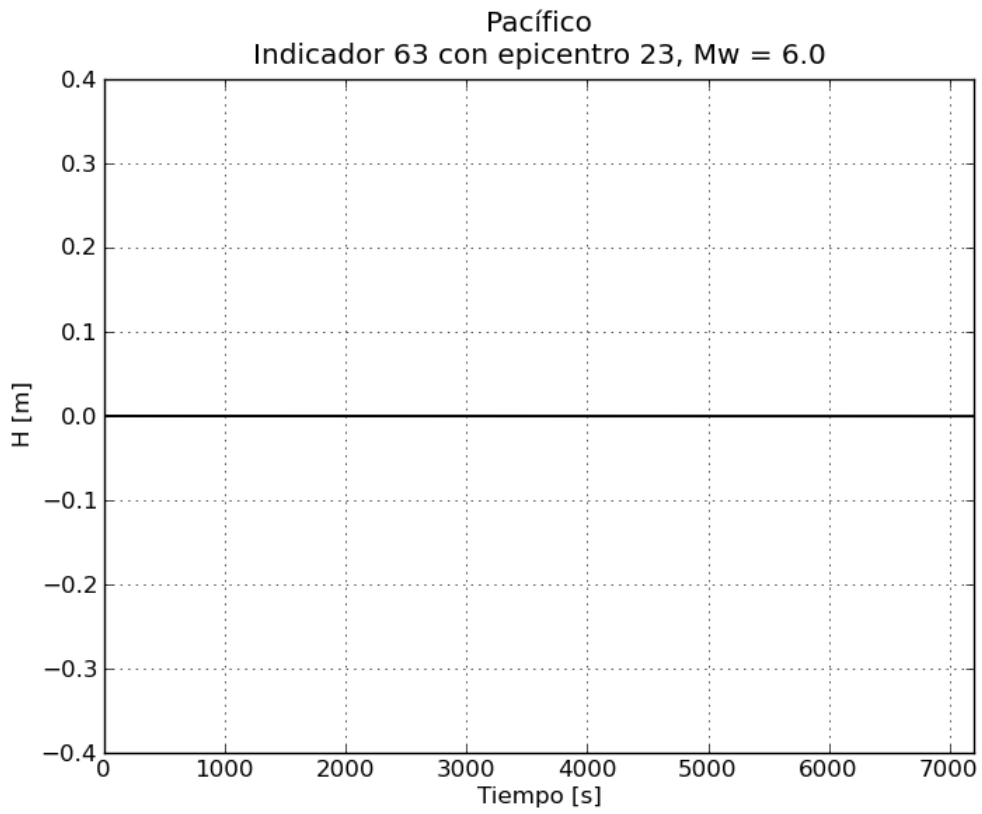
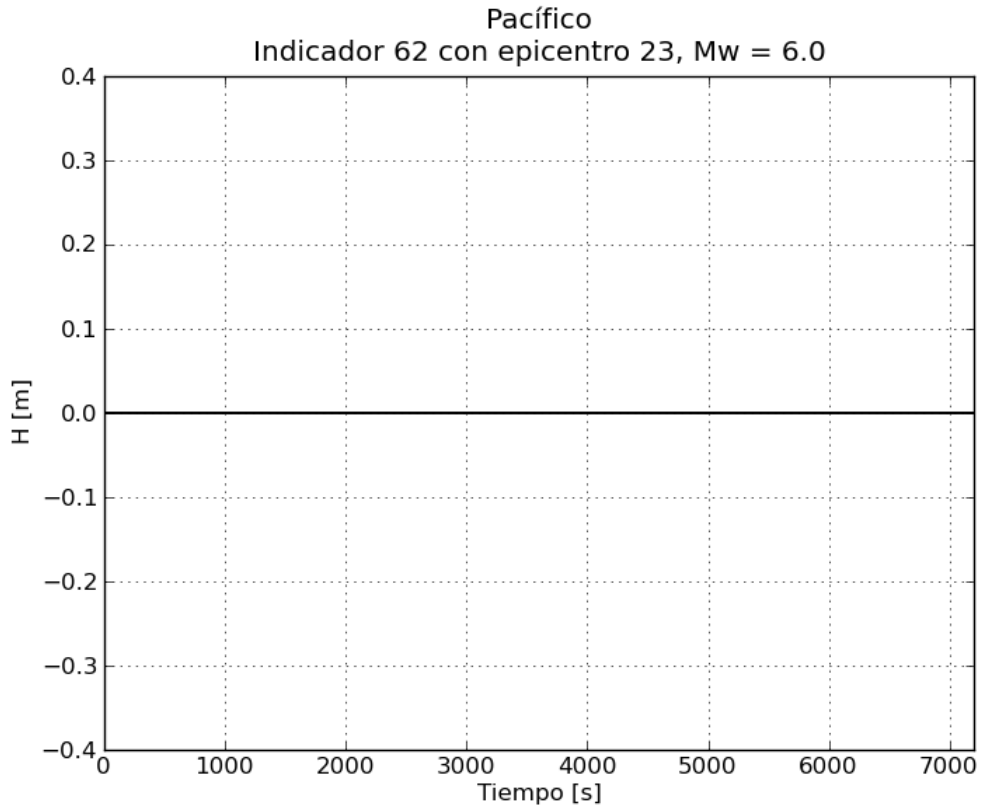


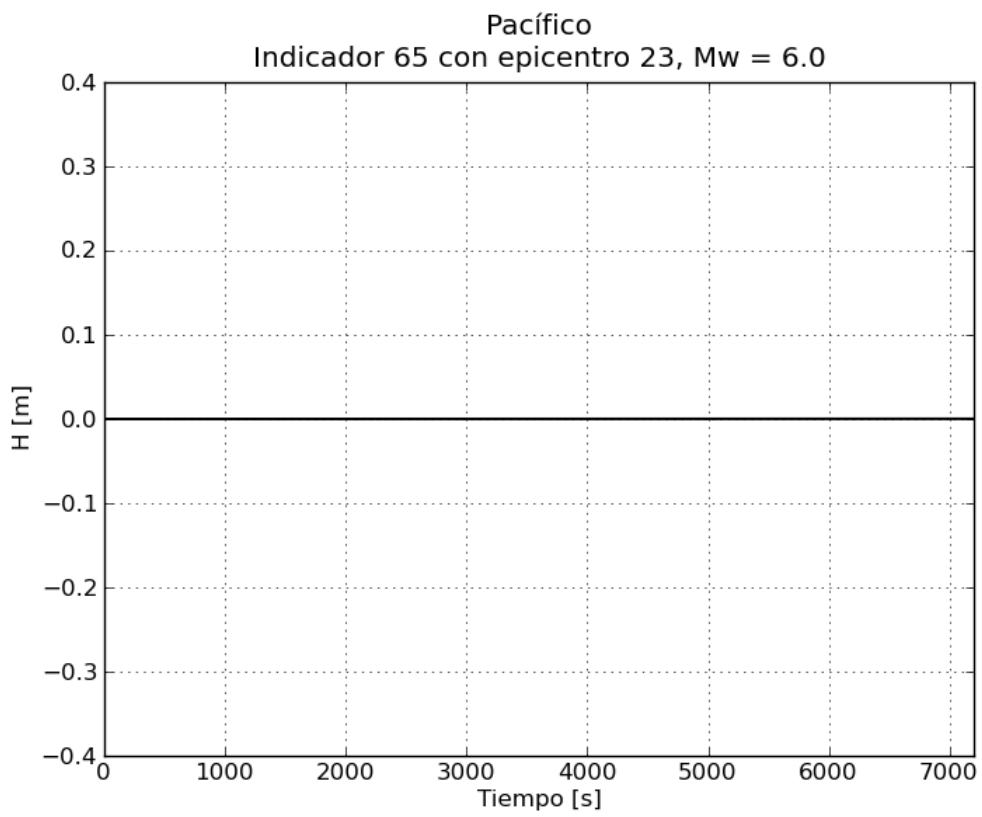
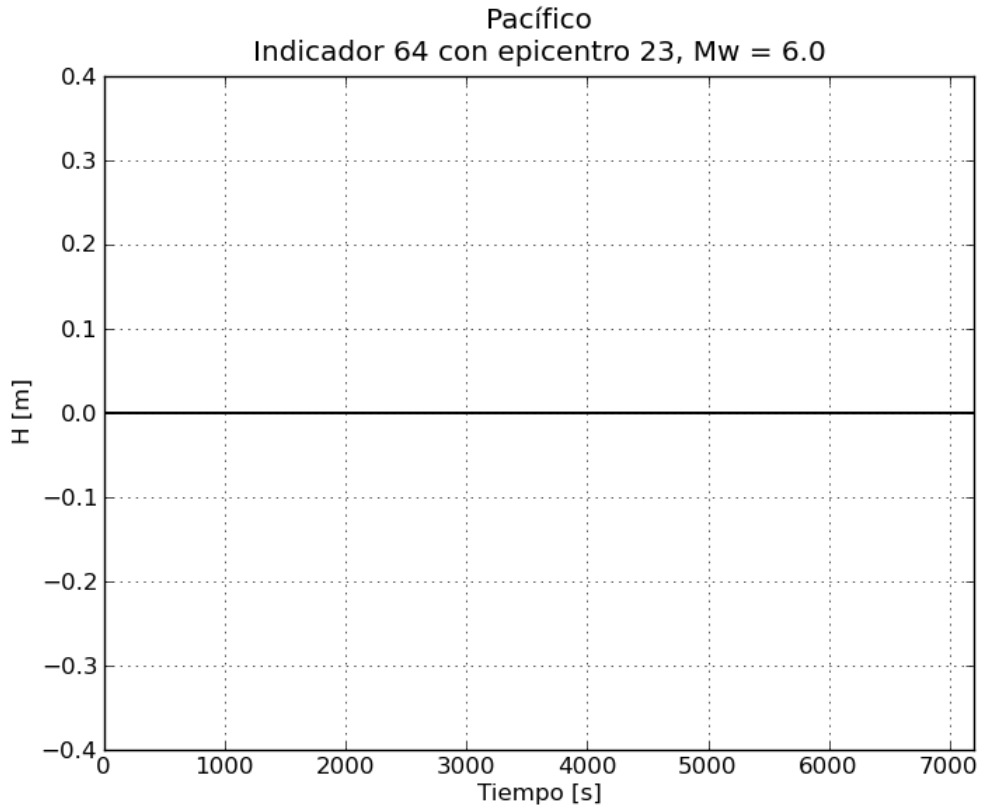
8. Epicentro 23 del Pacífico

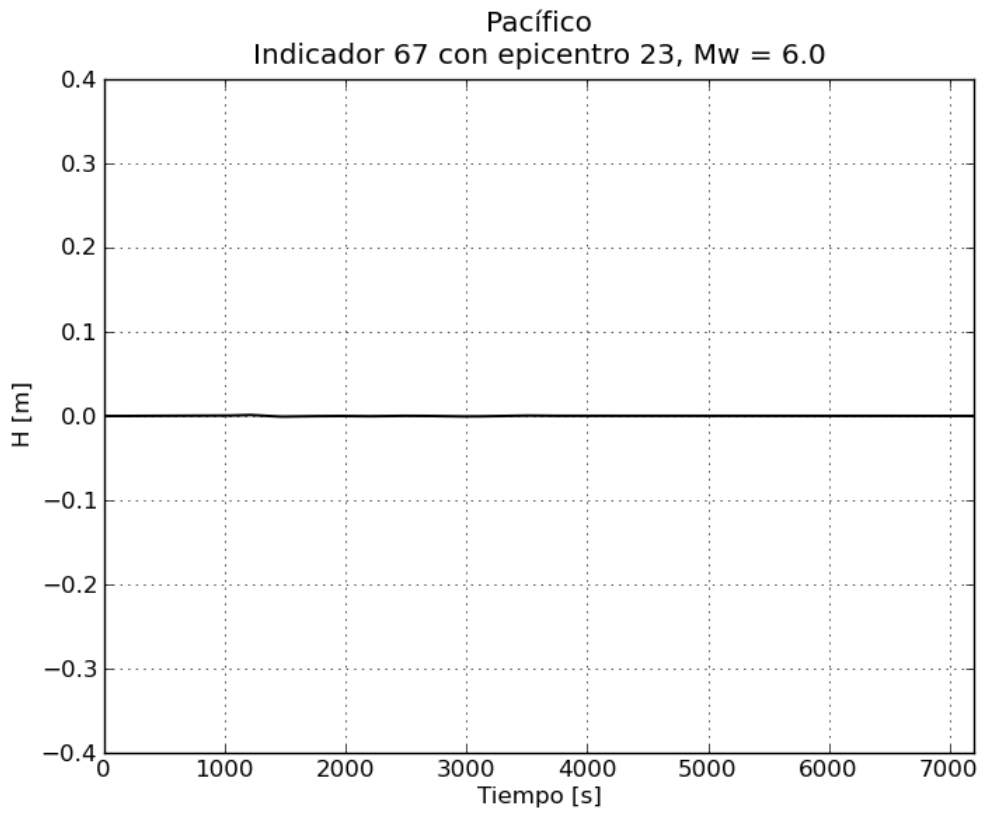
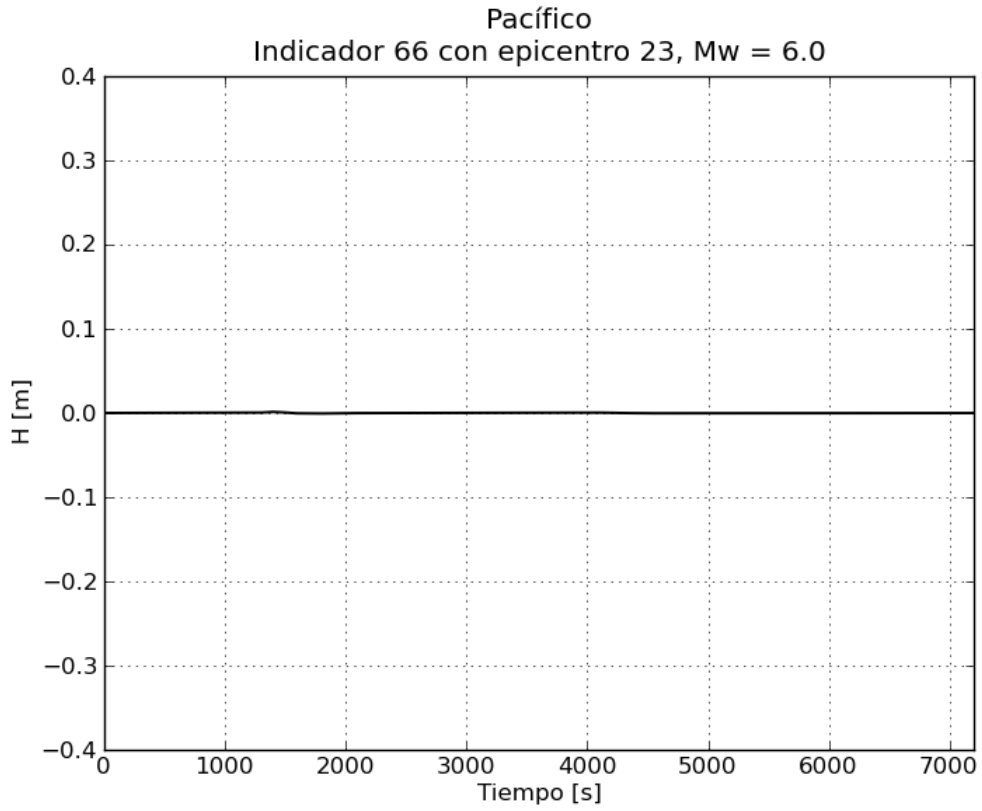
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

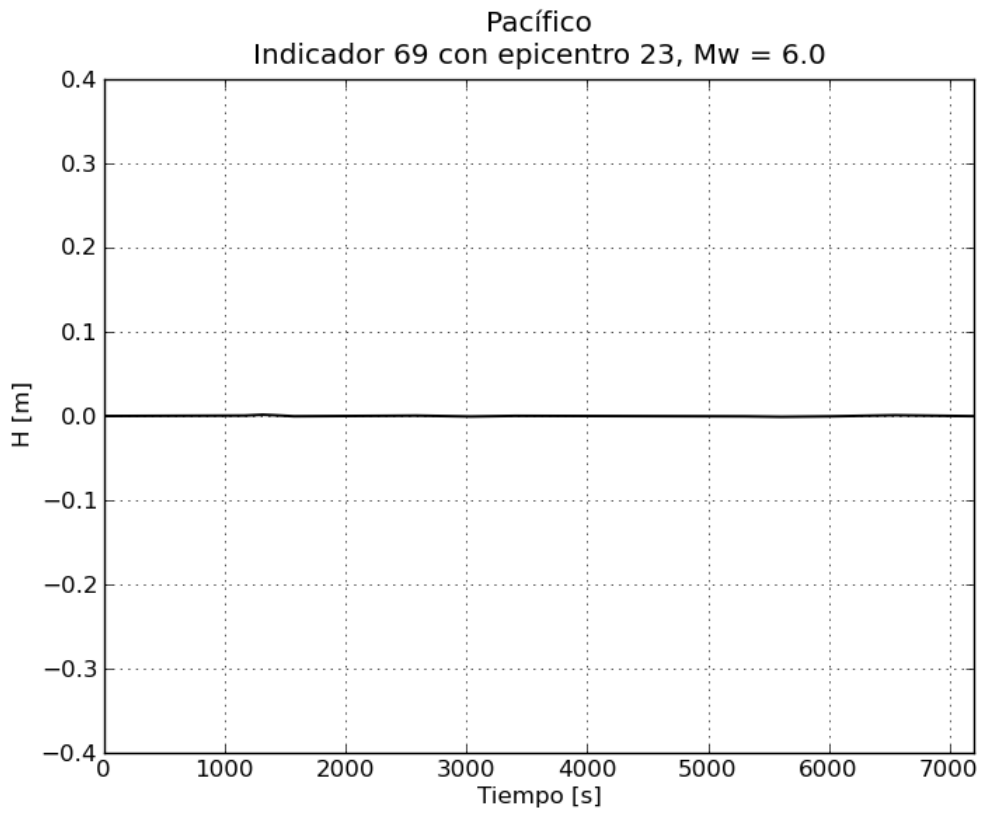
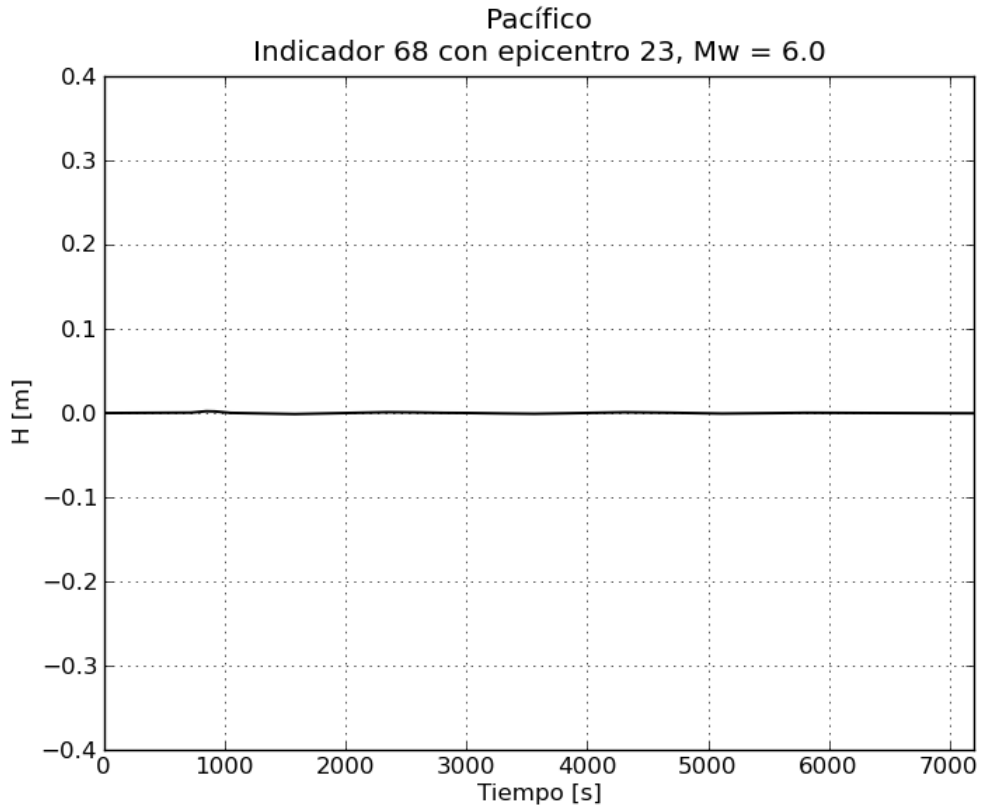


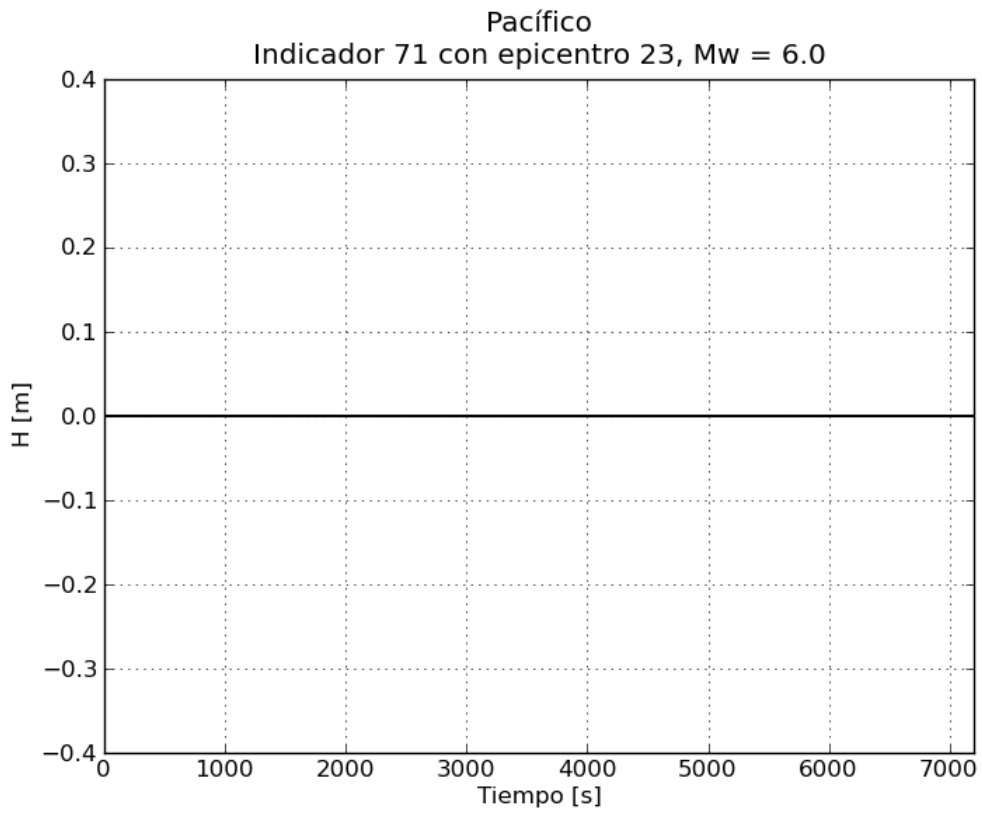
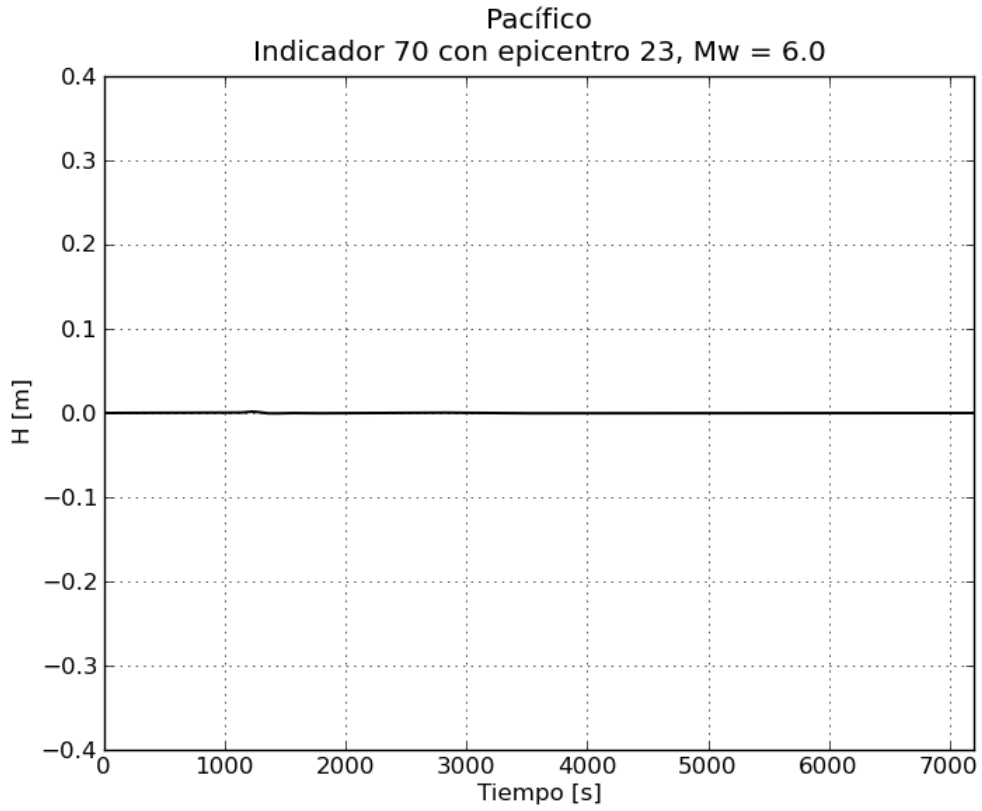


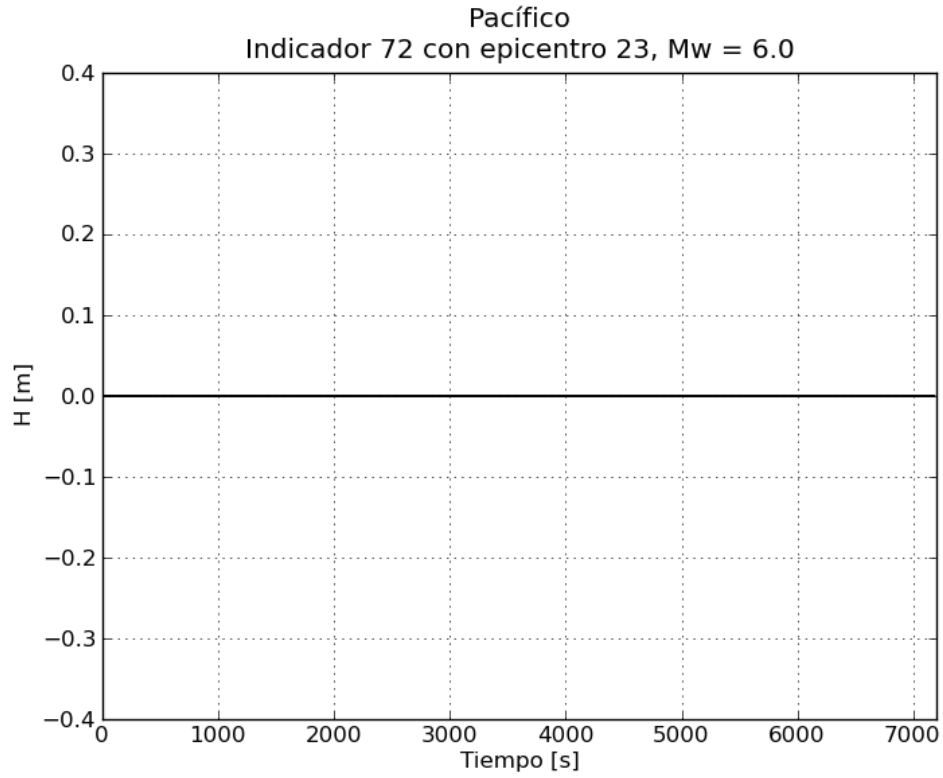




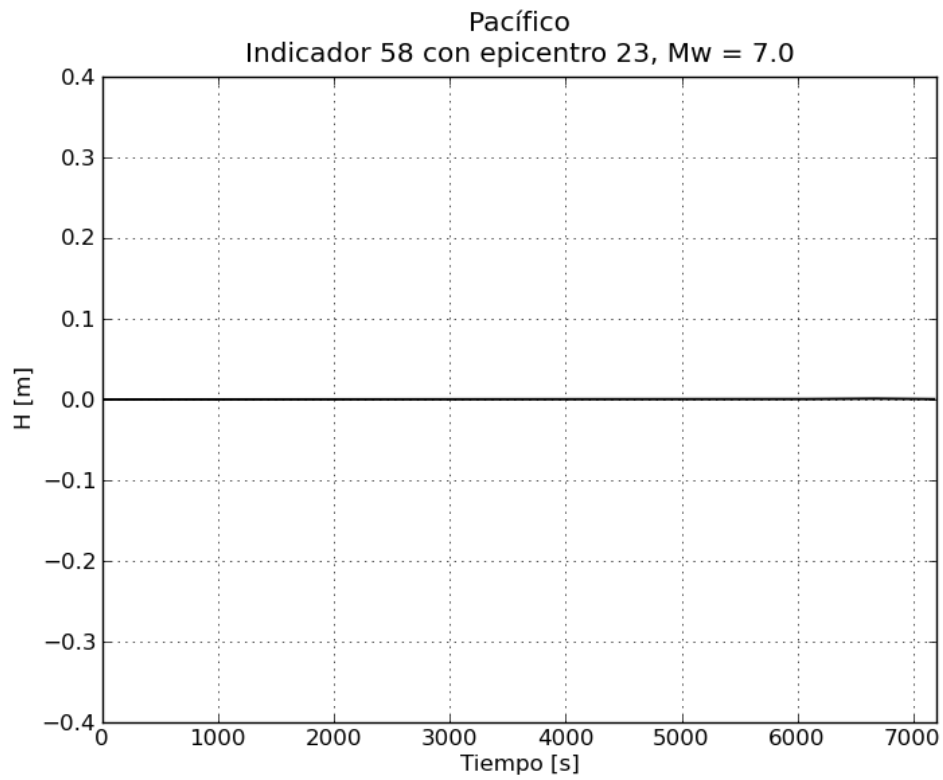


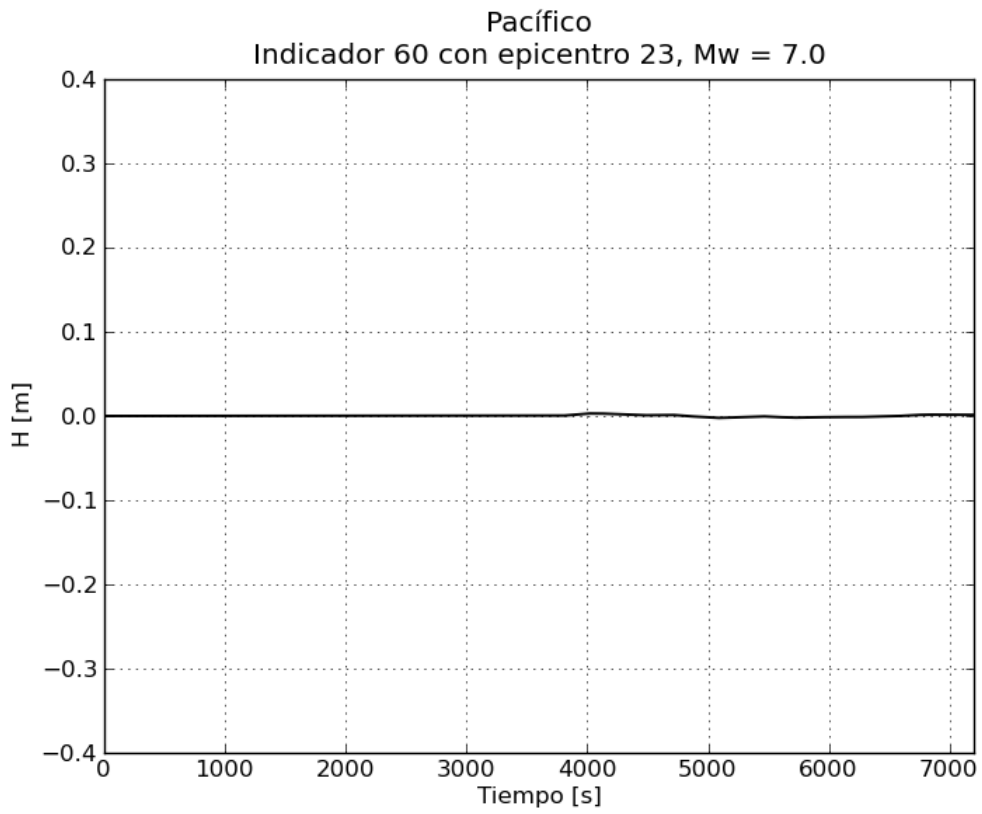
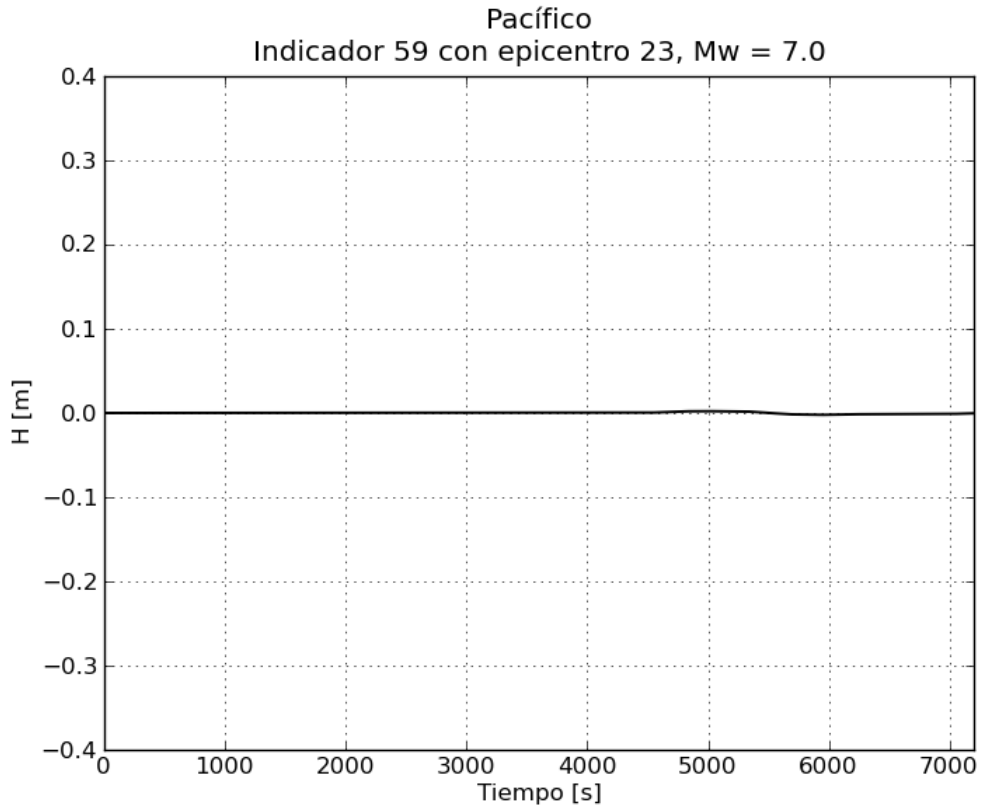


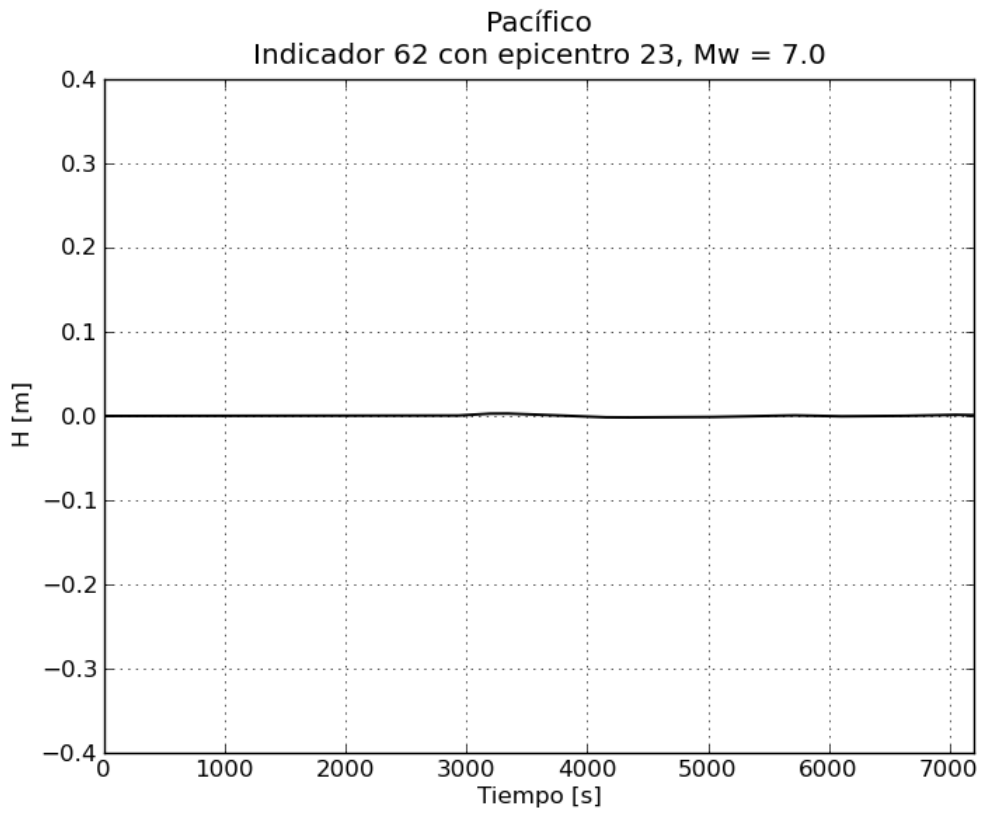
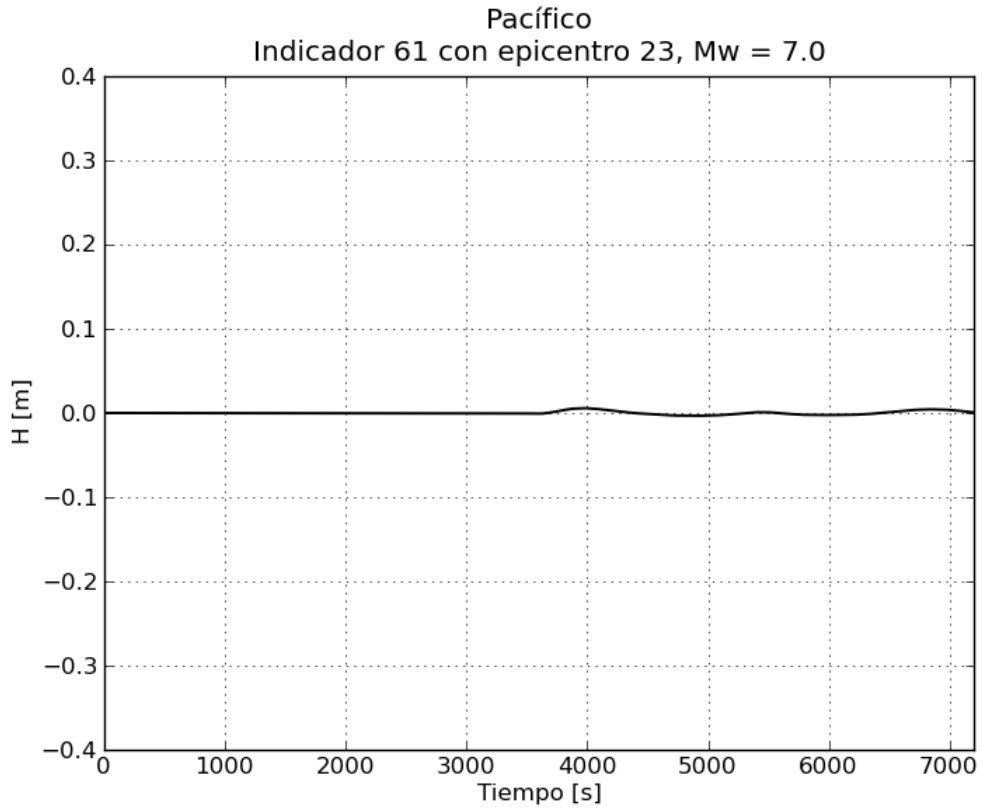


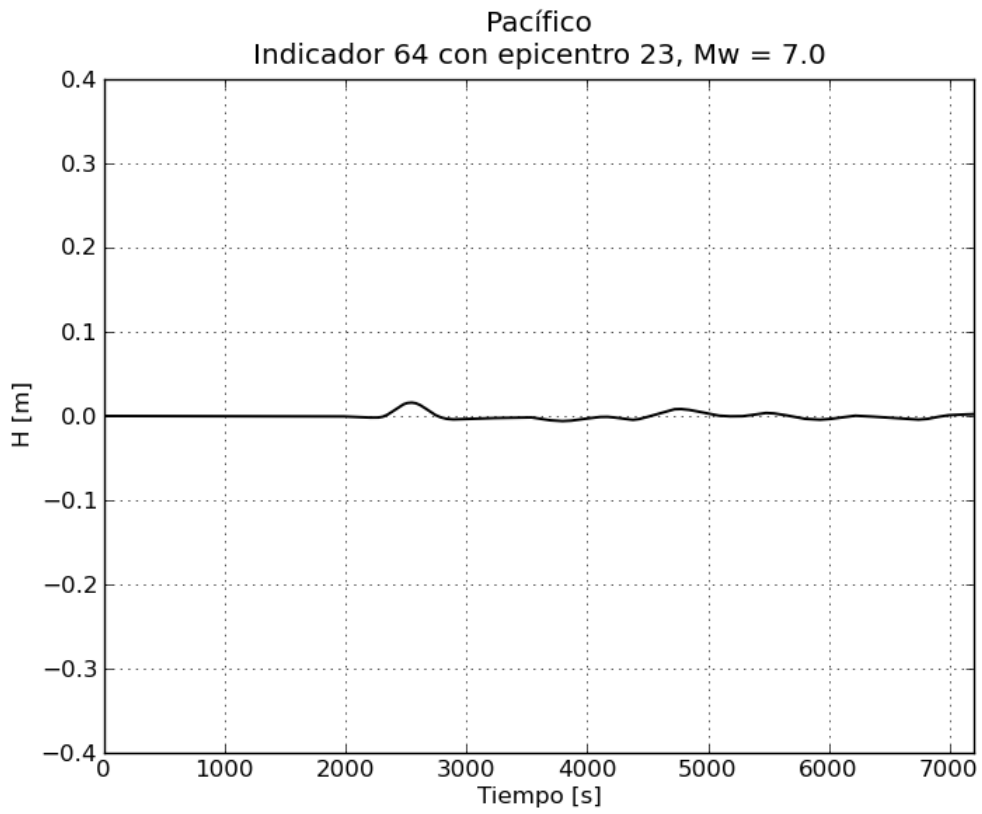
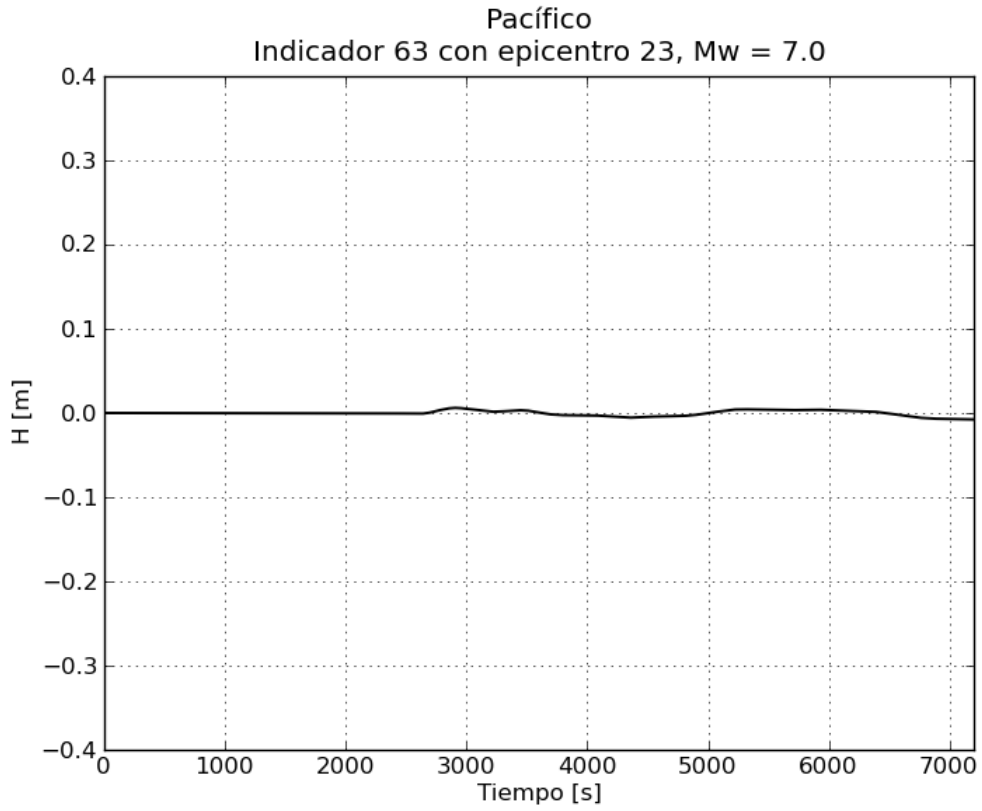


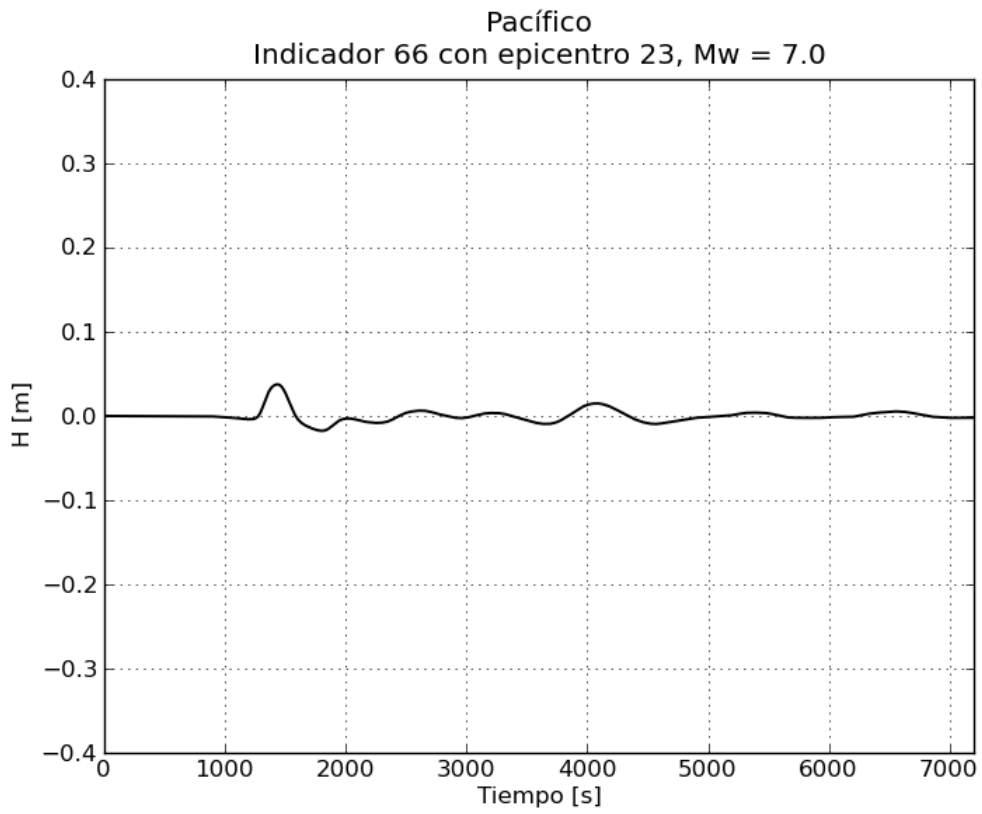
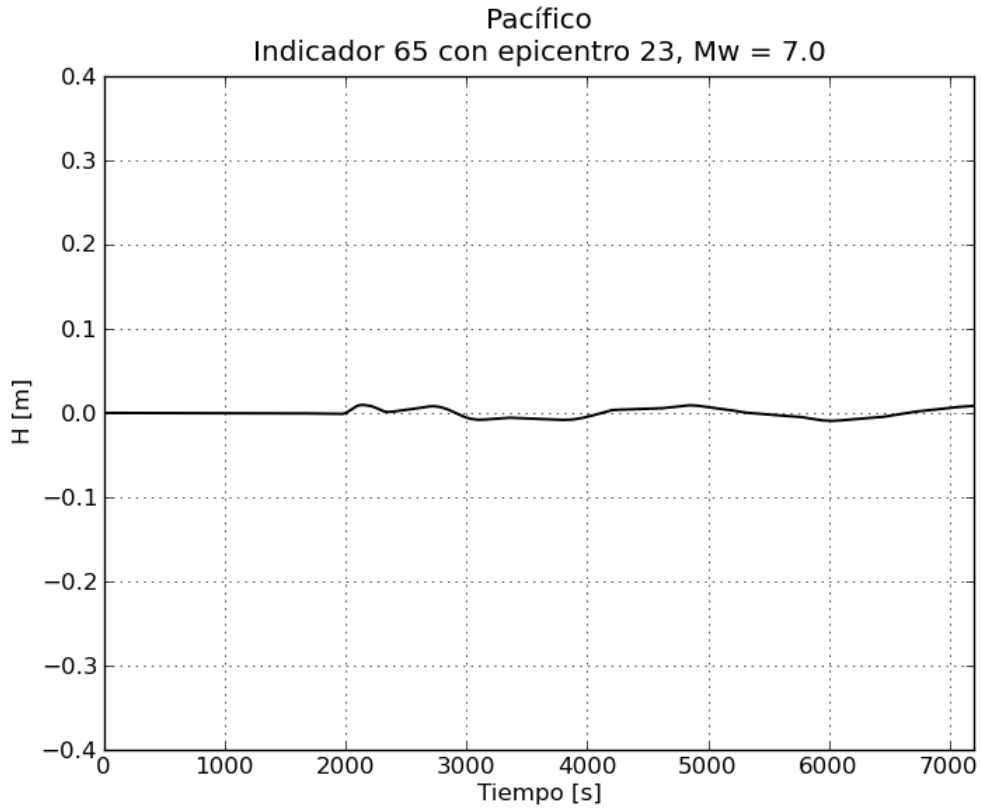
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

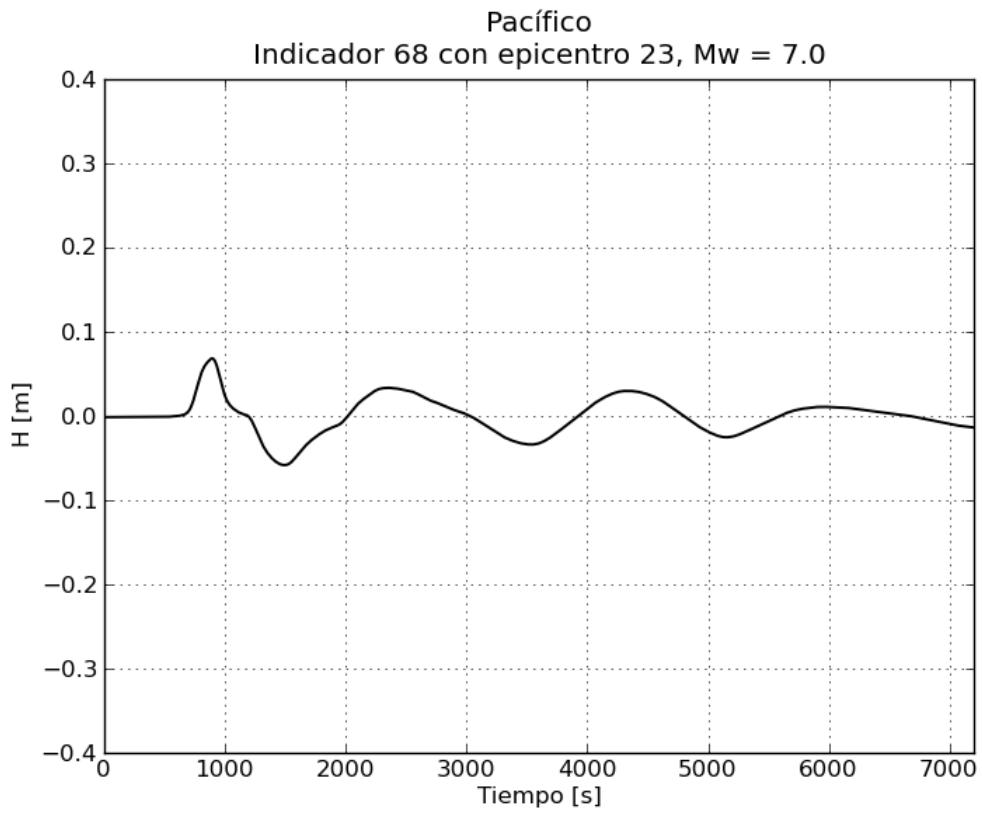
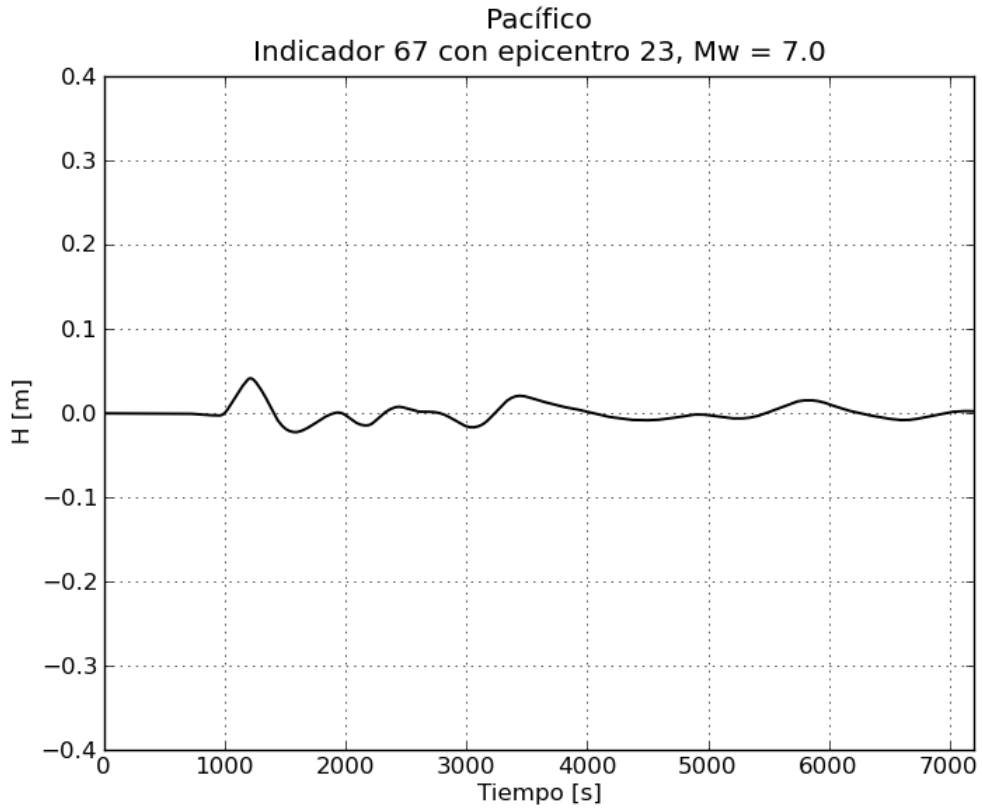


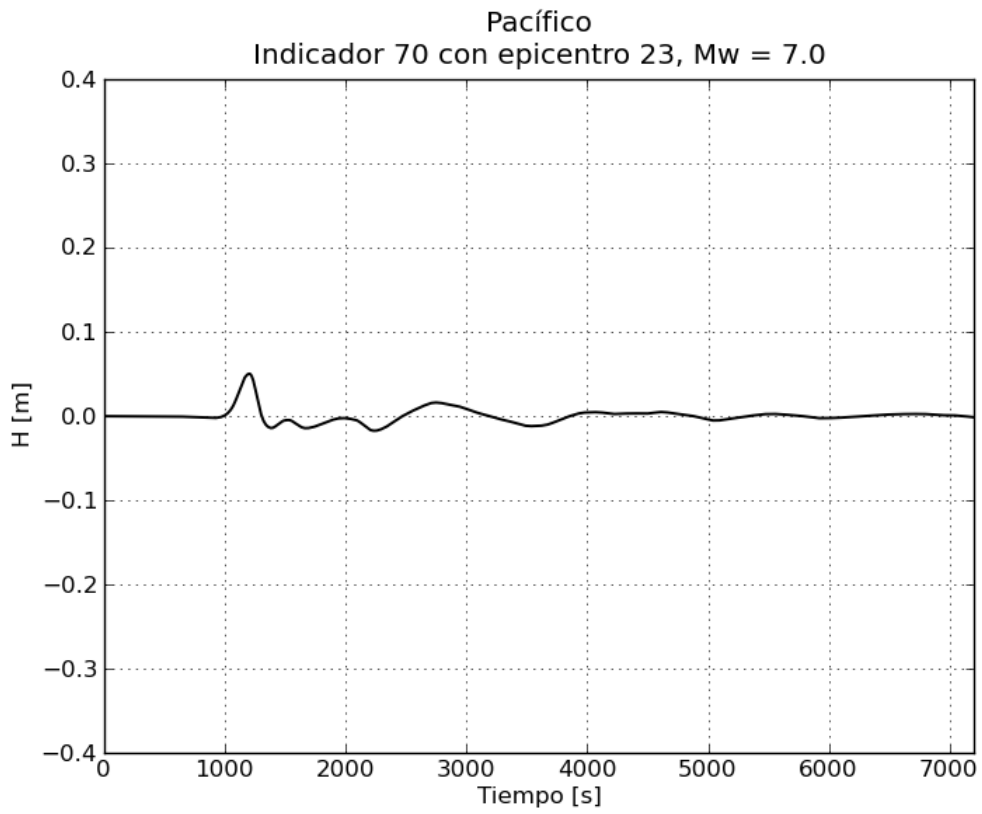
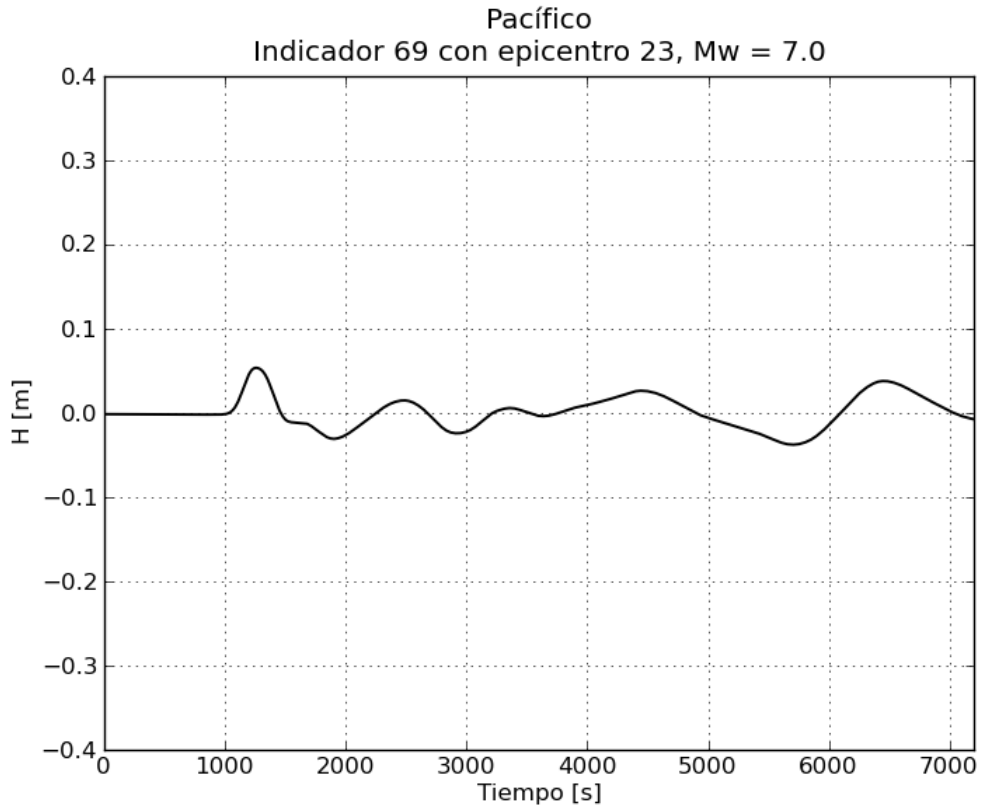


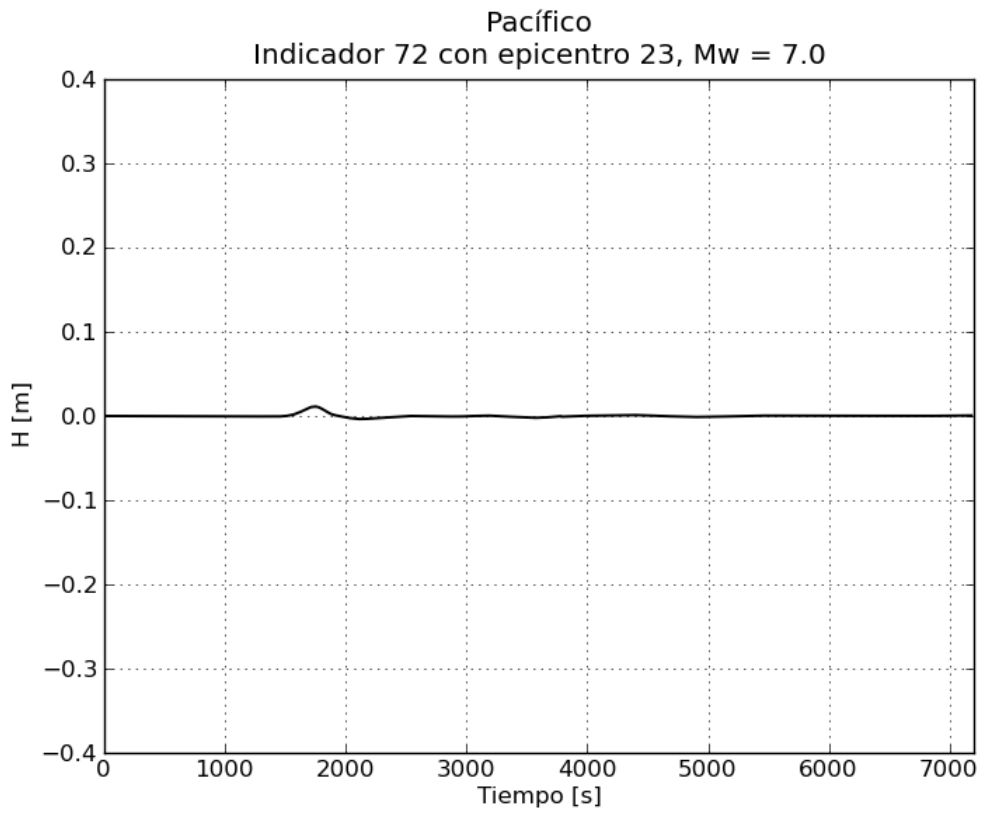
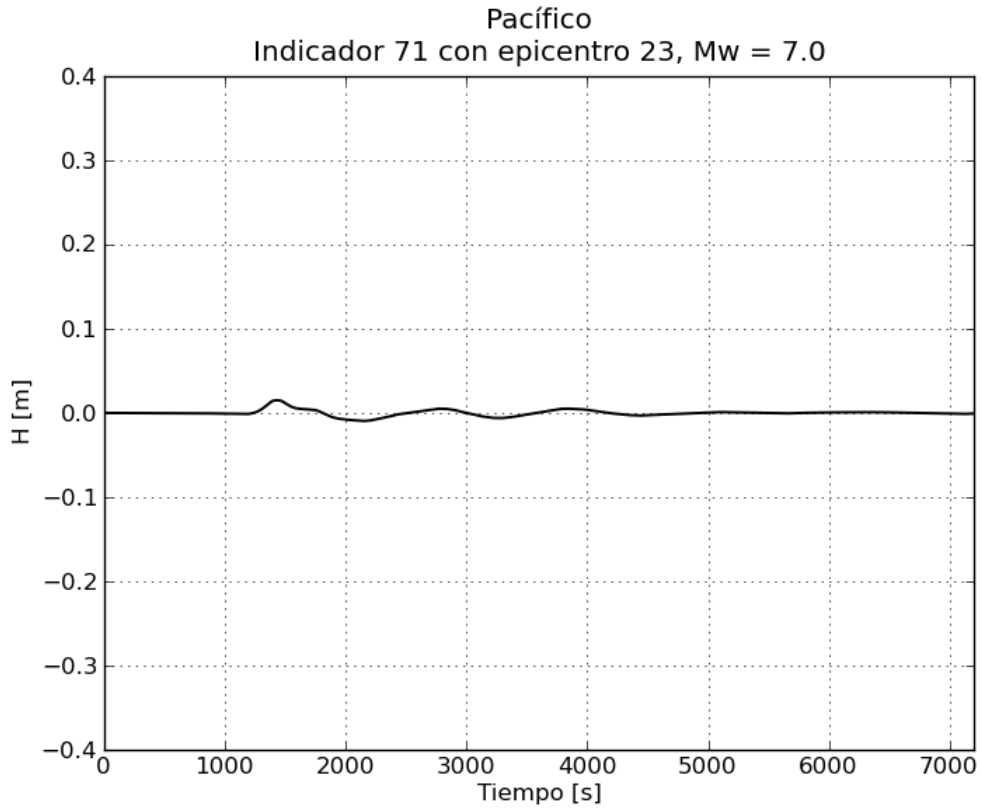




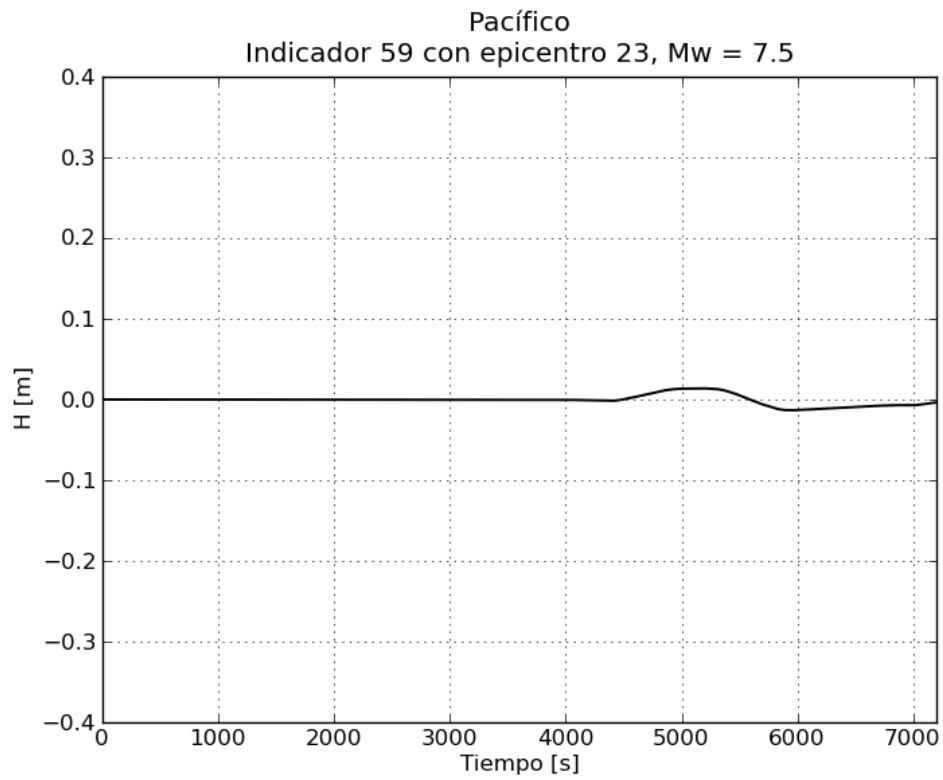
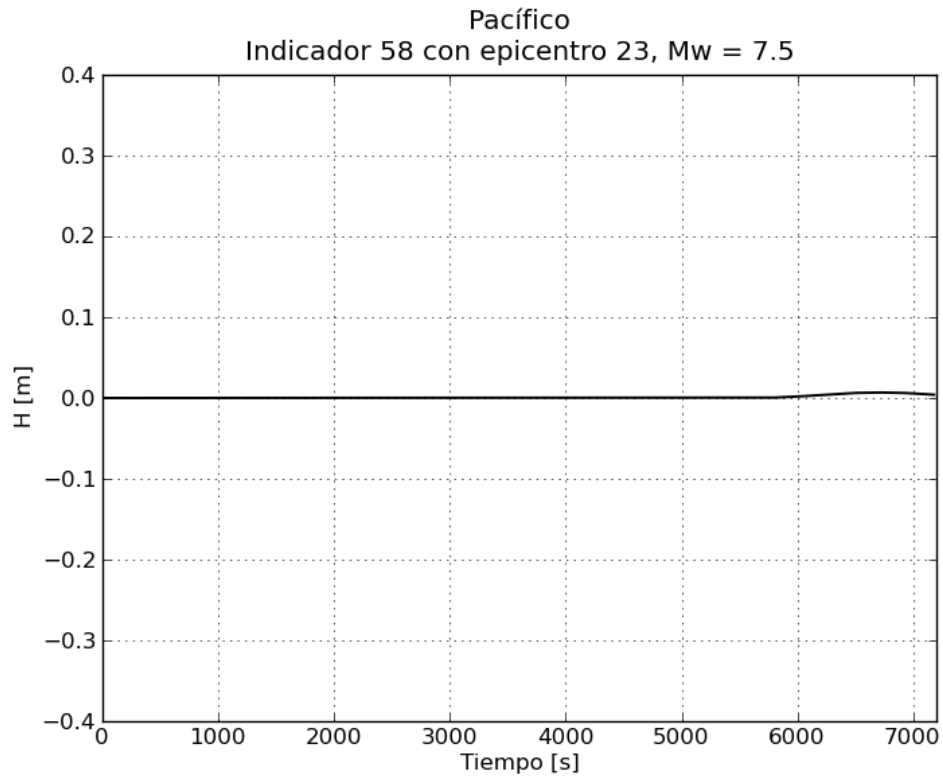


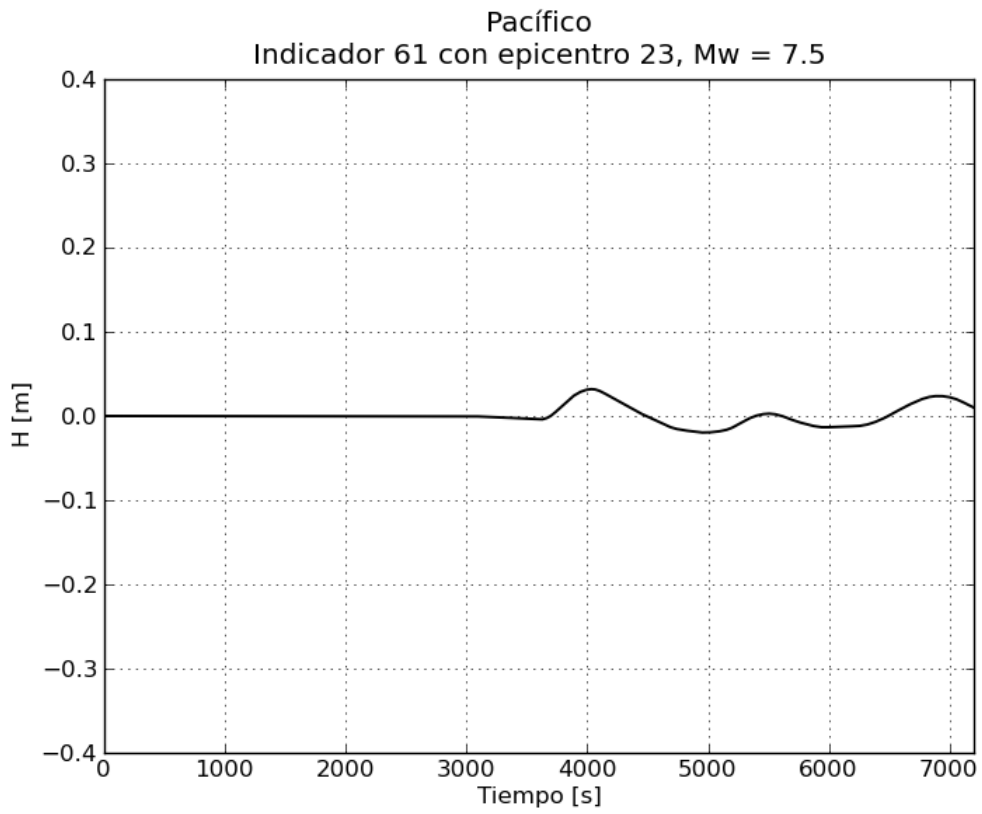
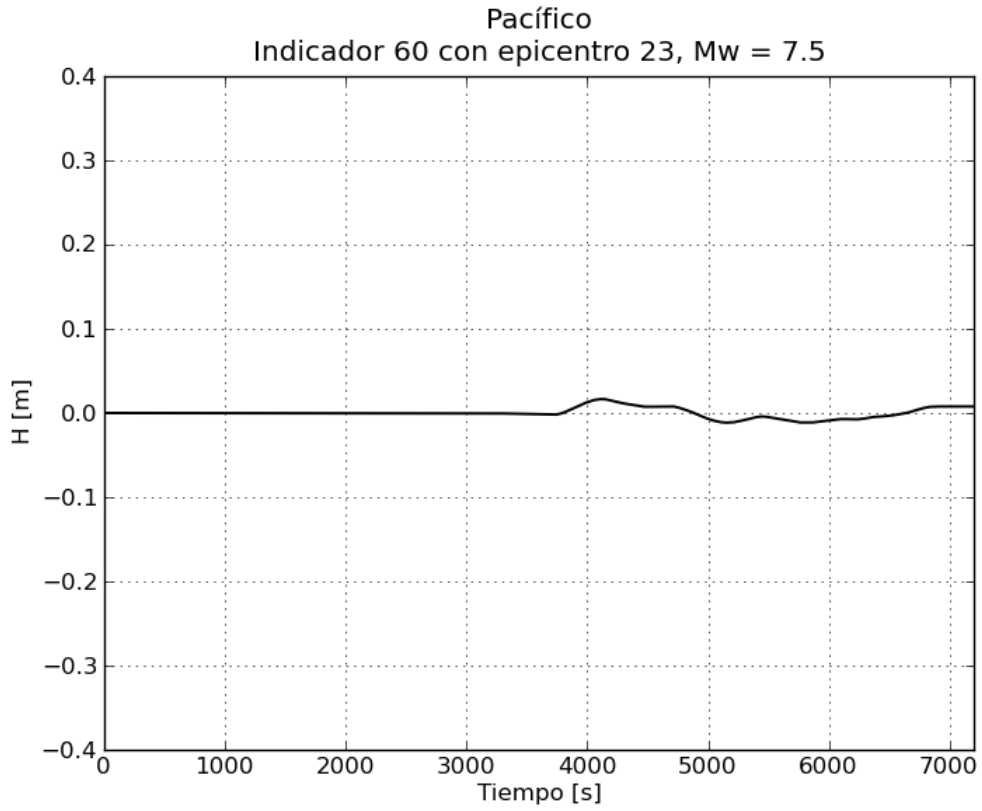


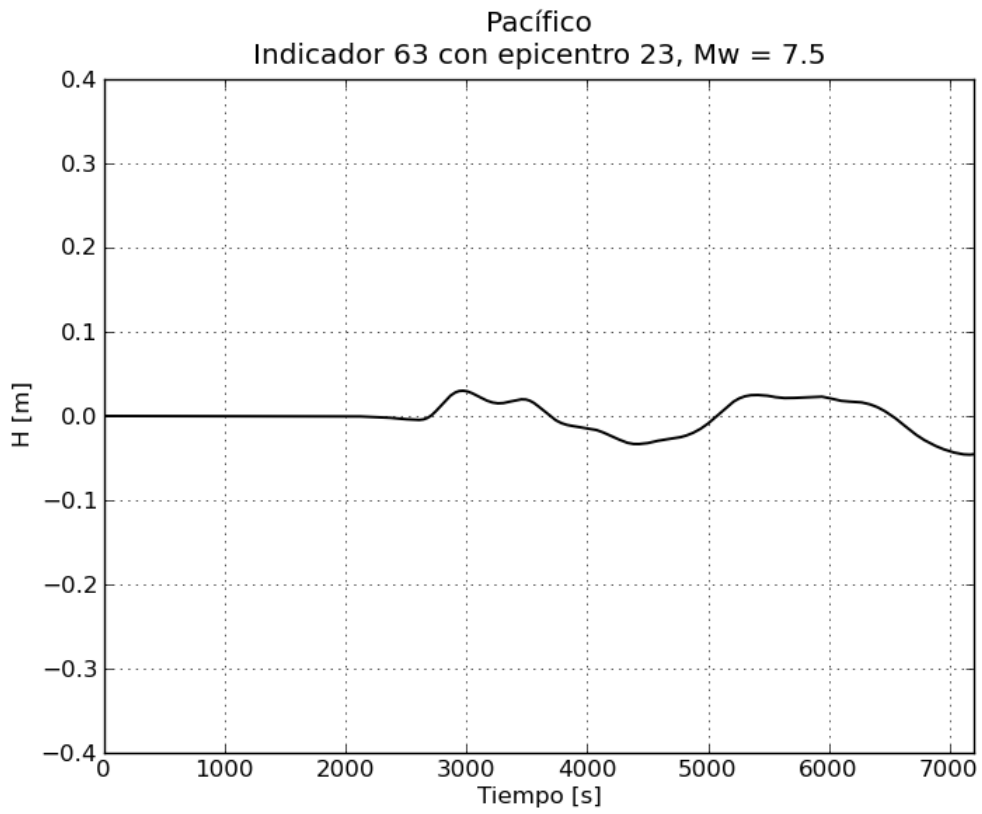
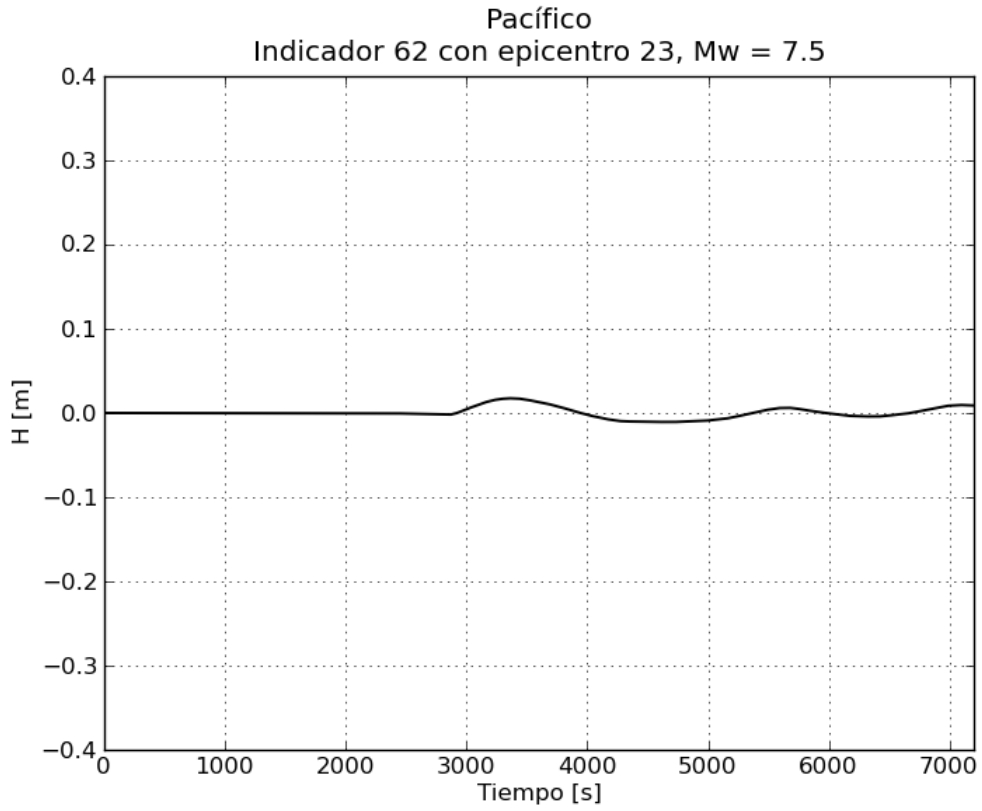


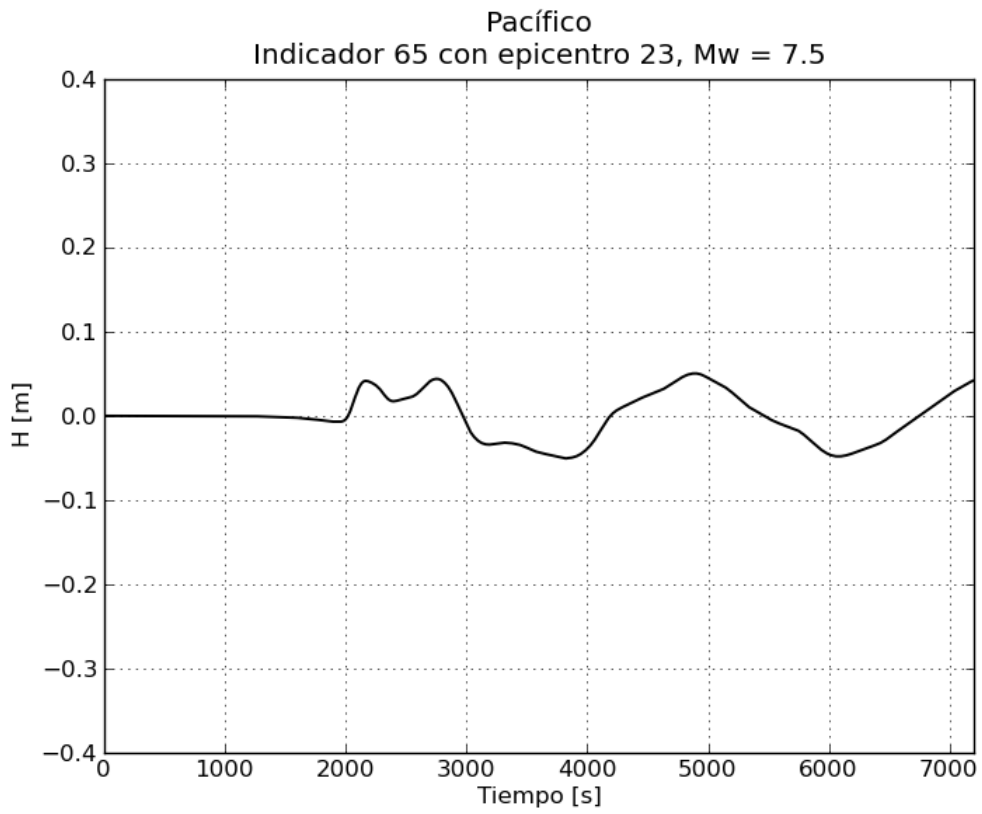
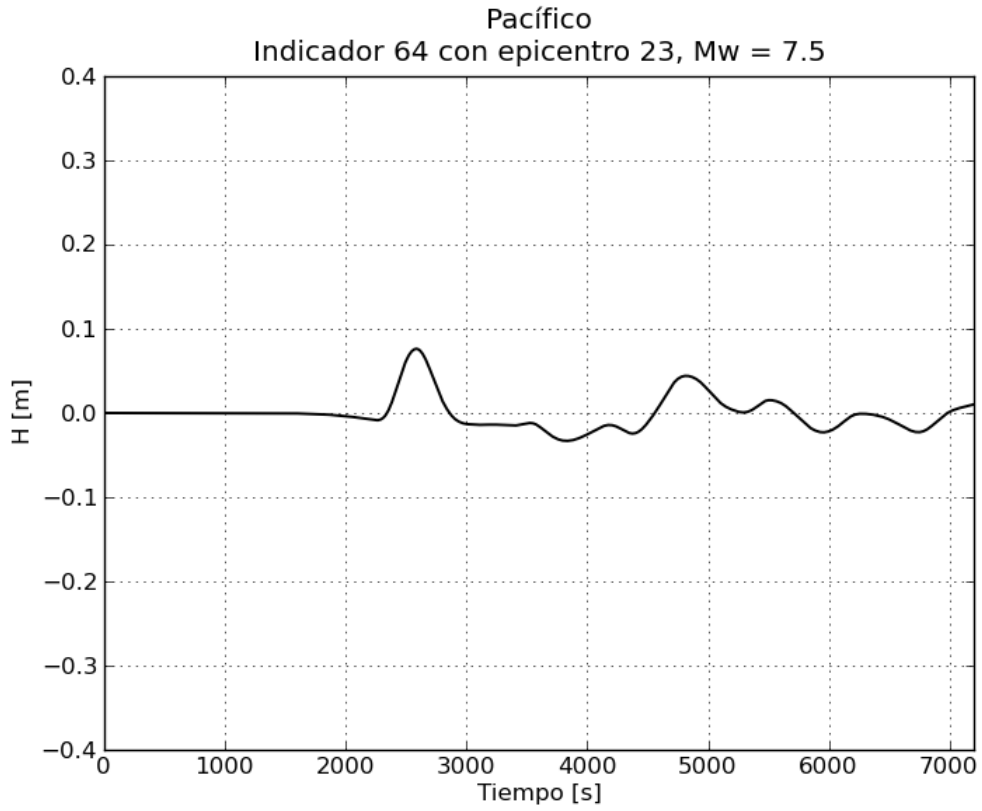


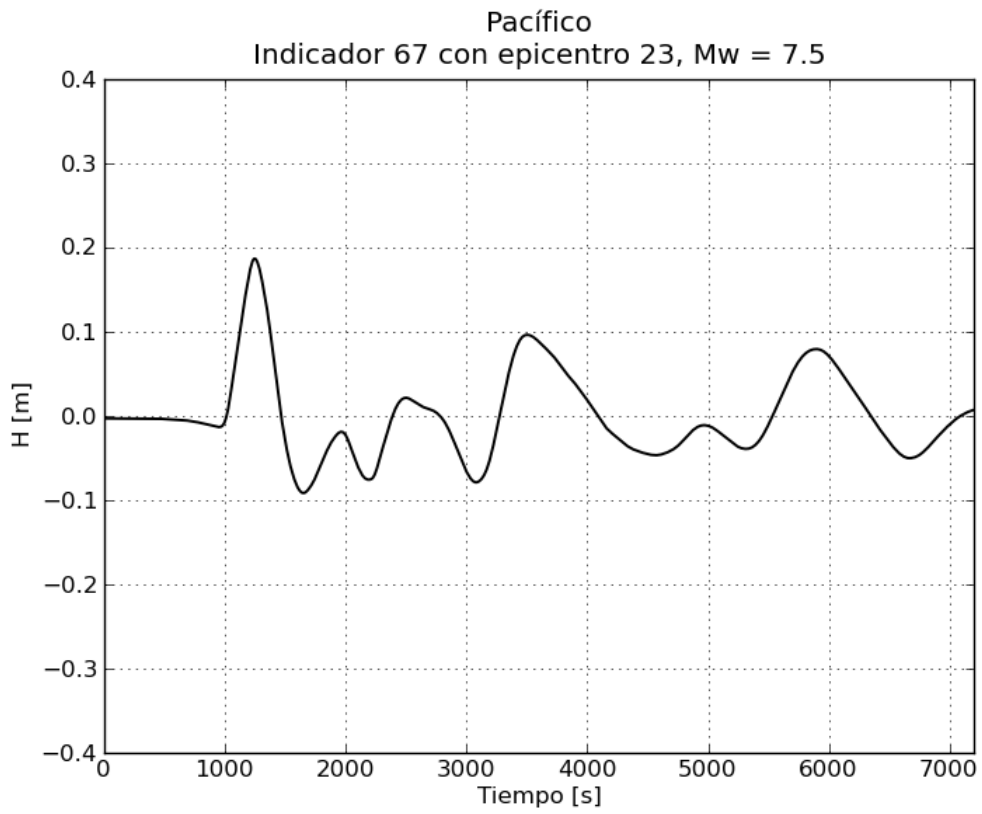
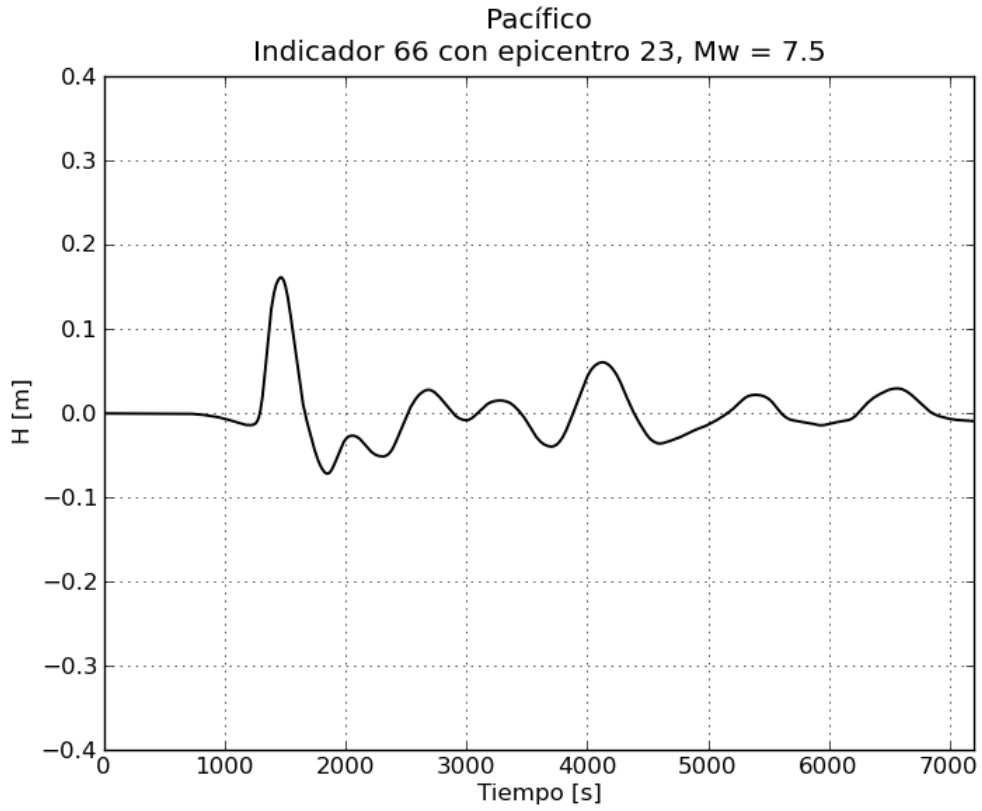
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

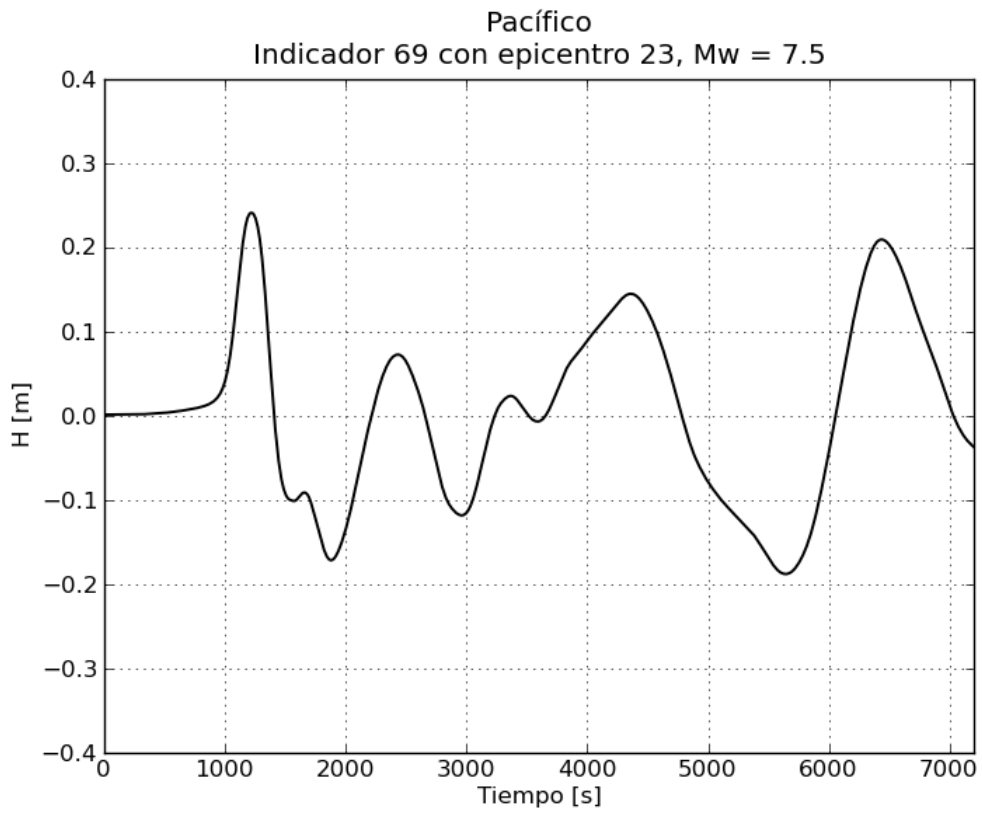
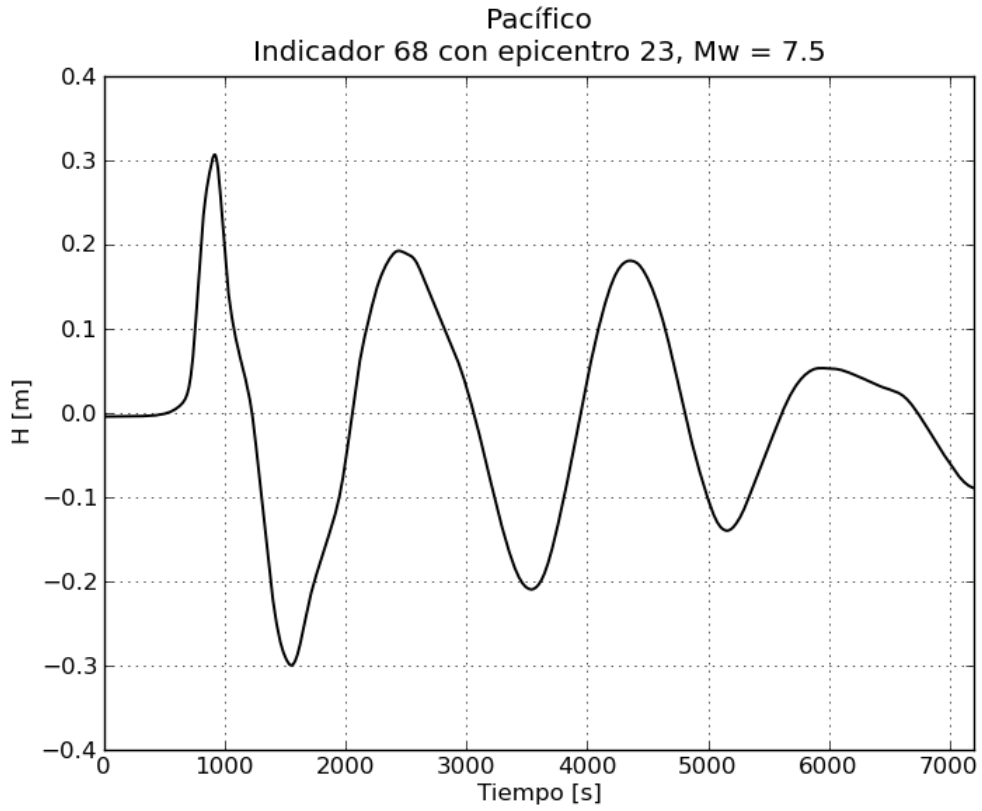


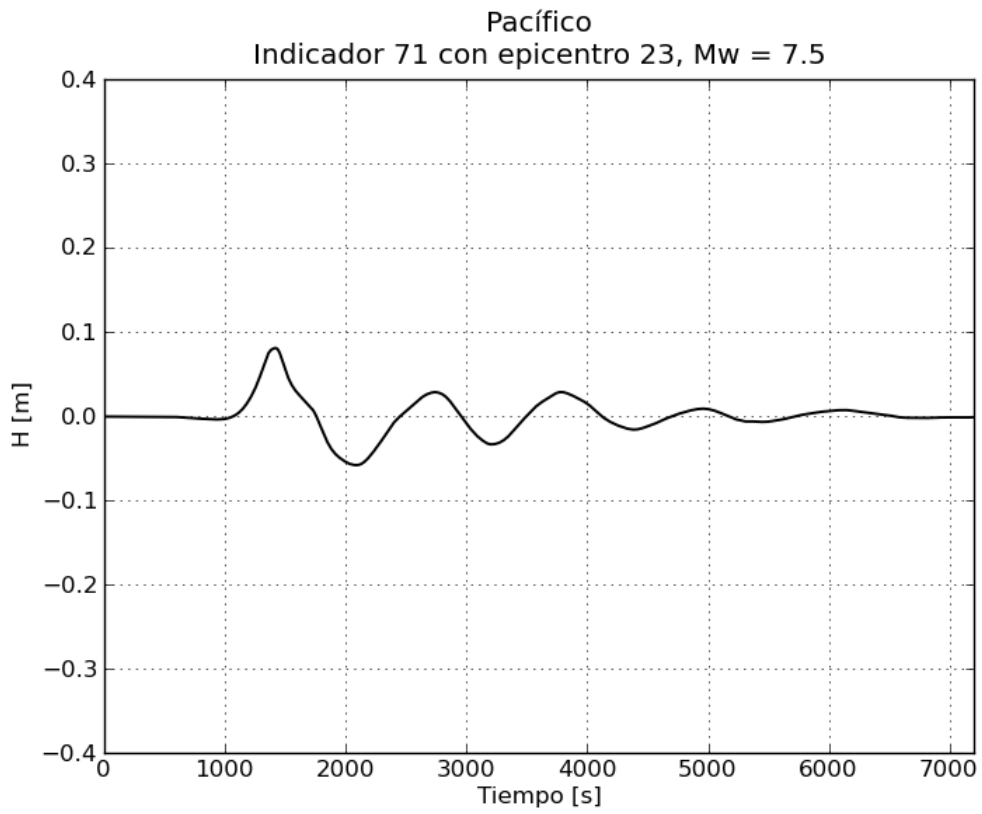
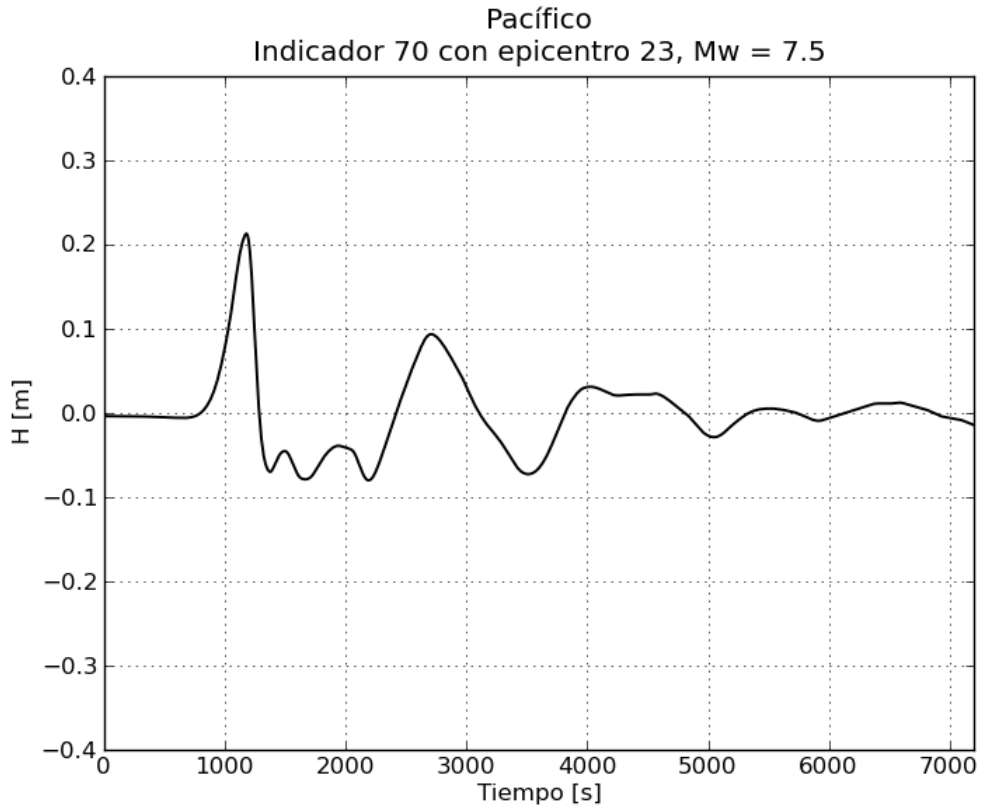


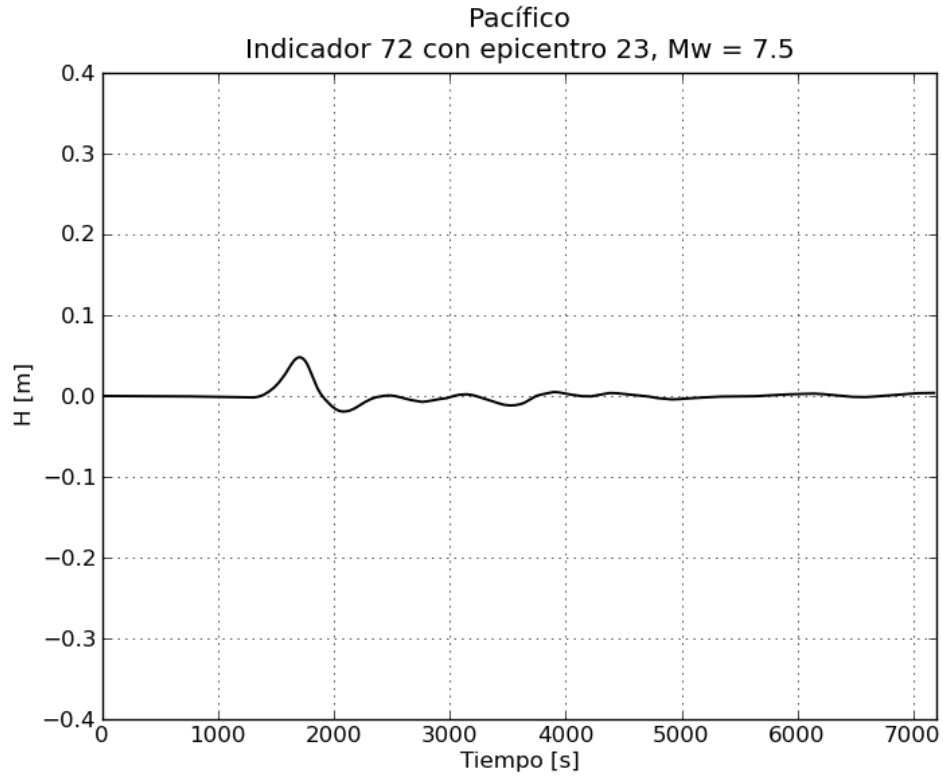




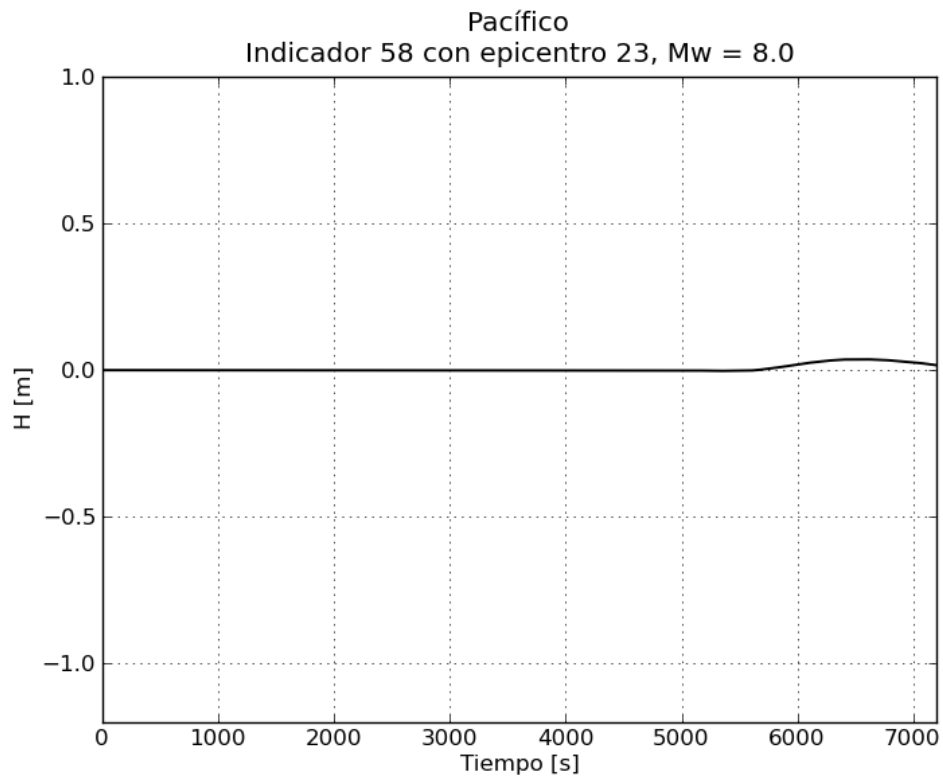


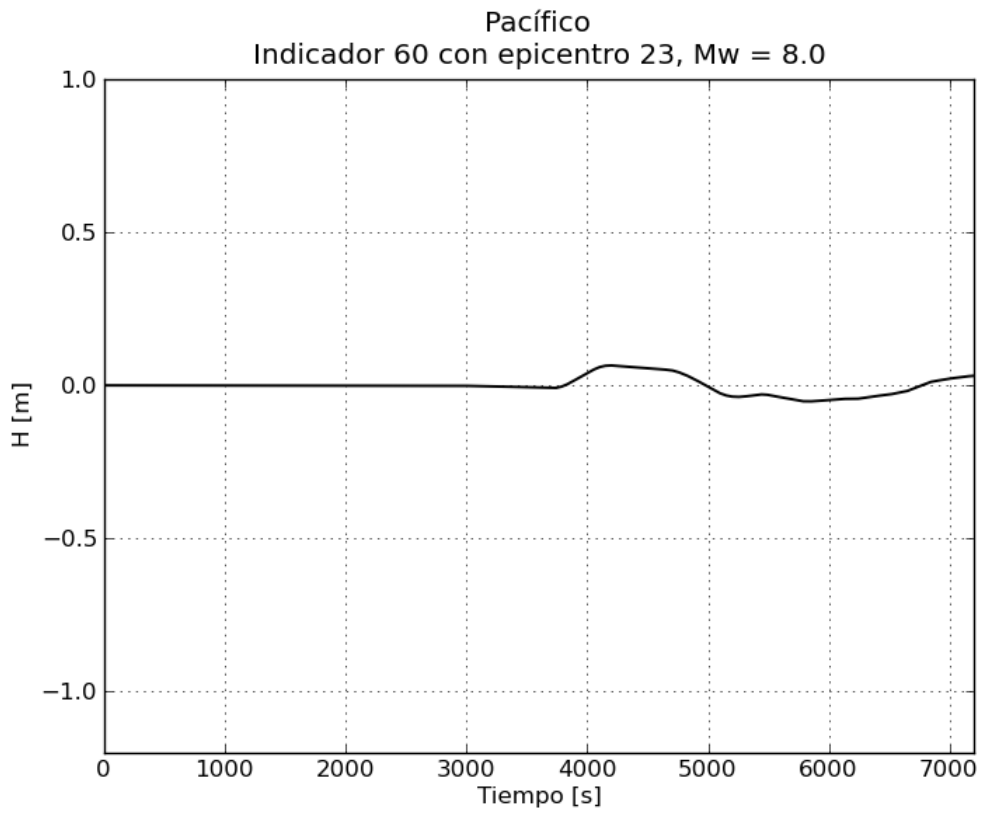
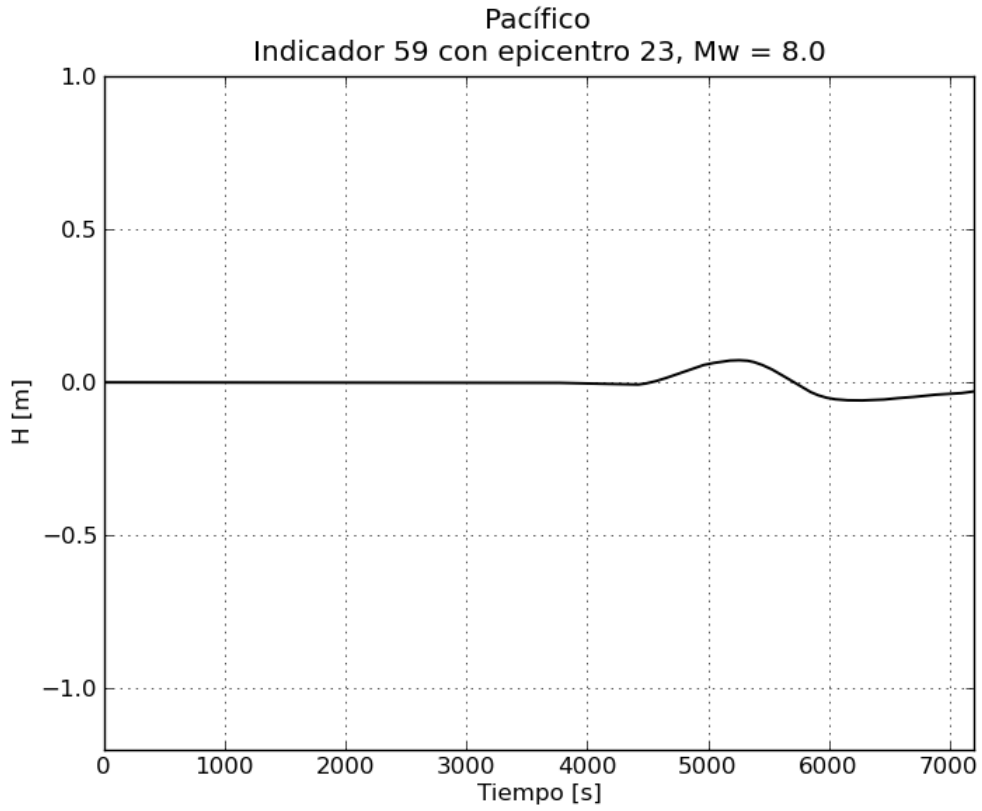


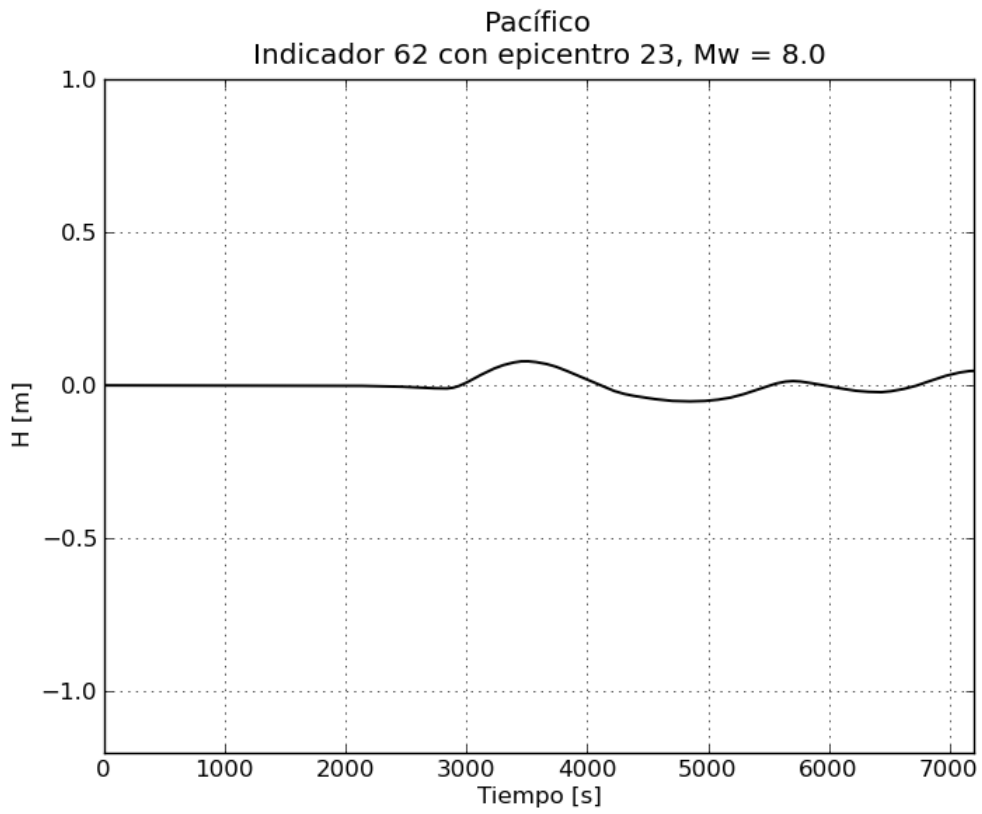
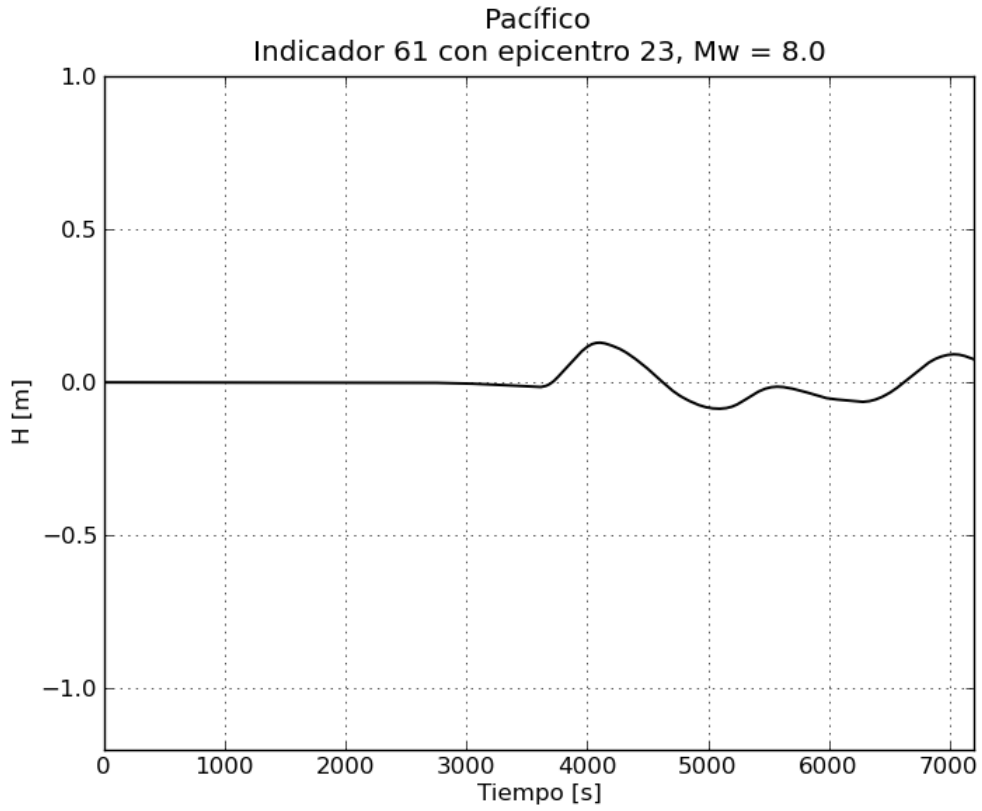


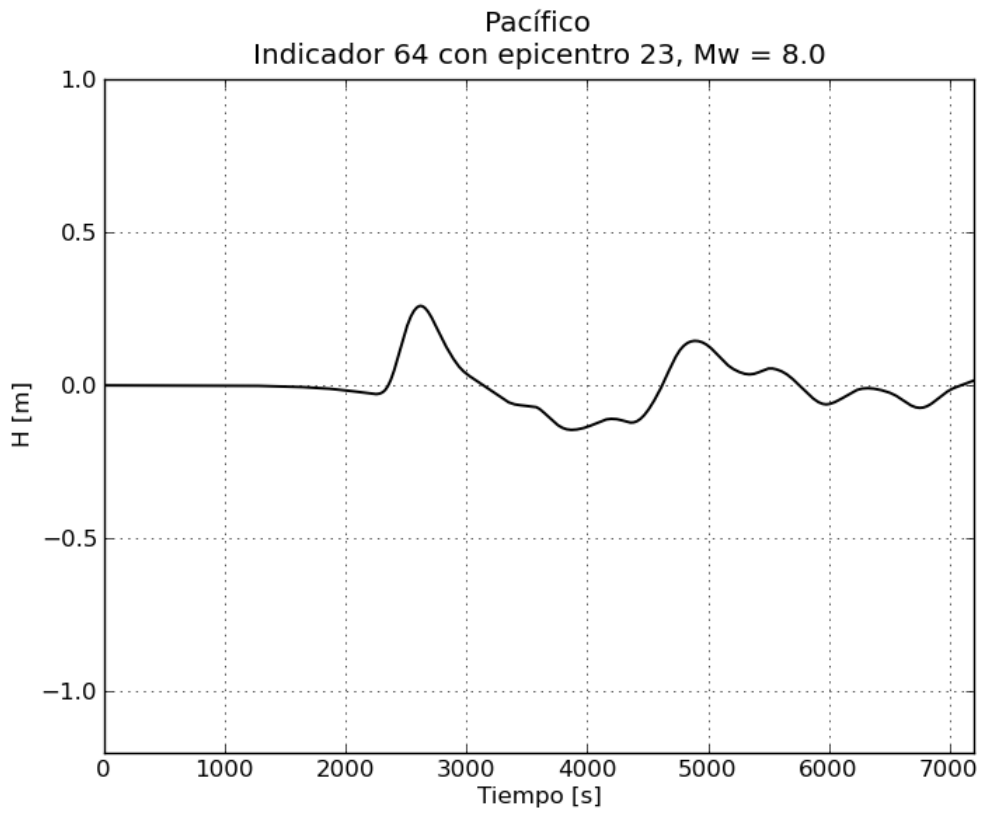
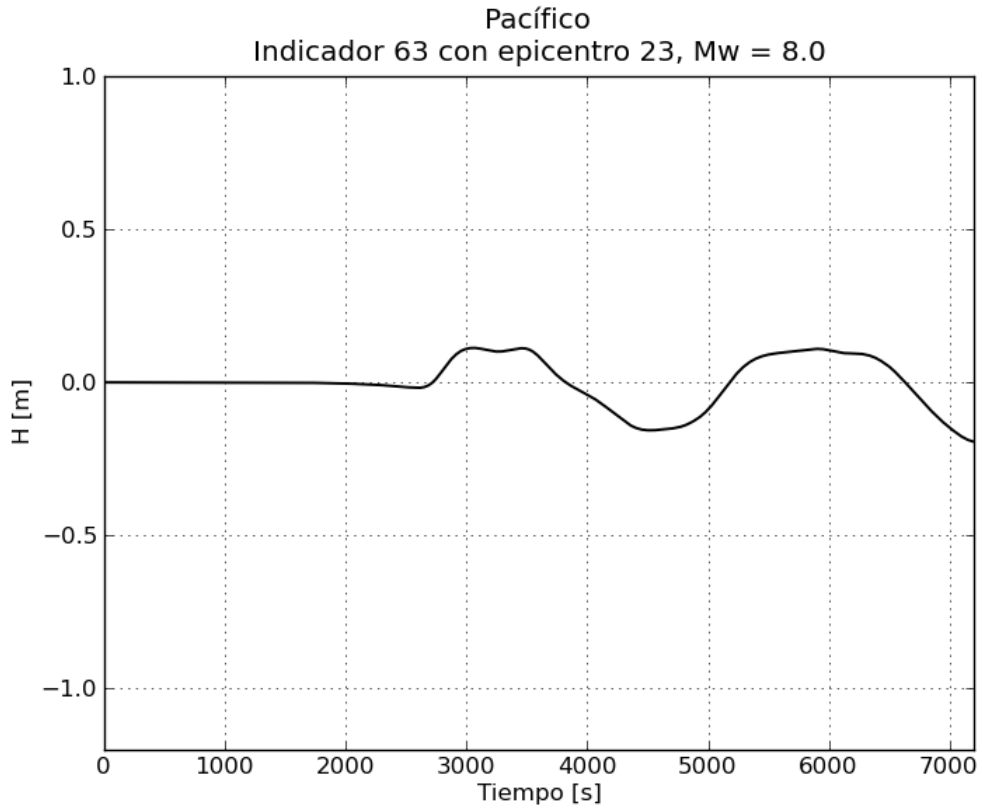


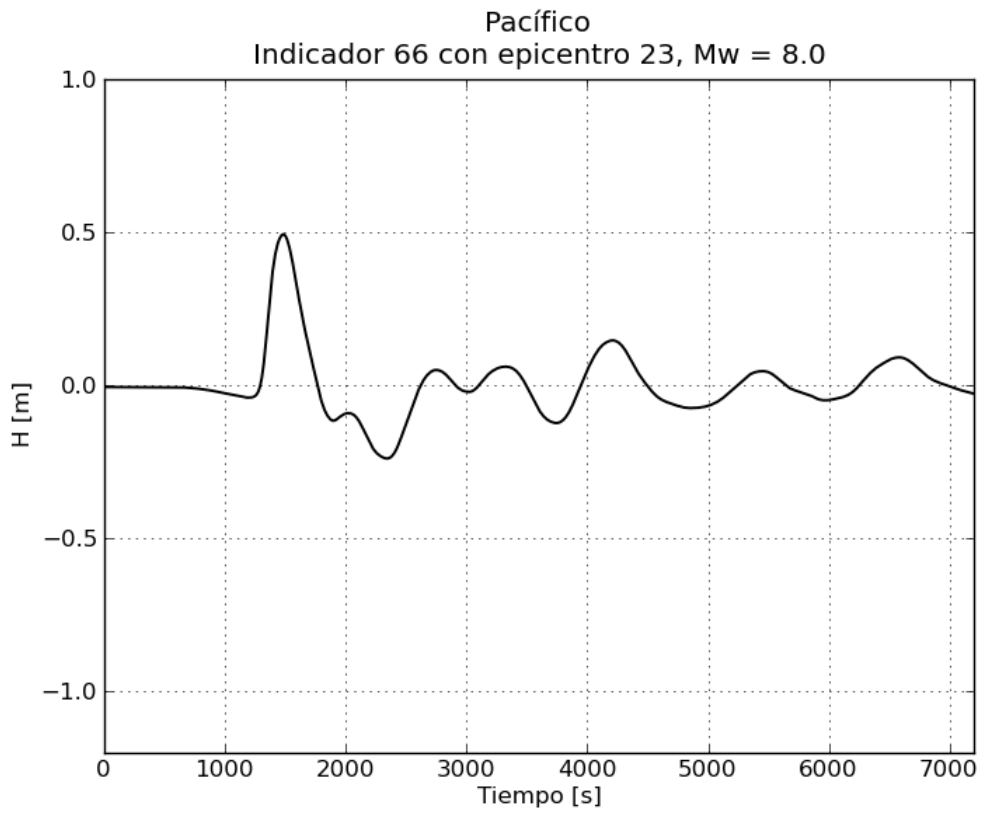
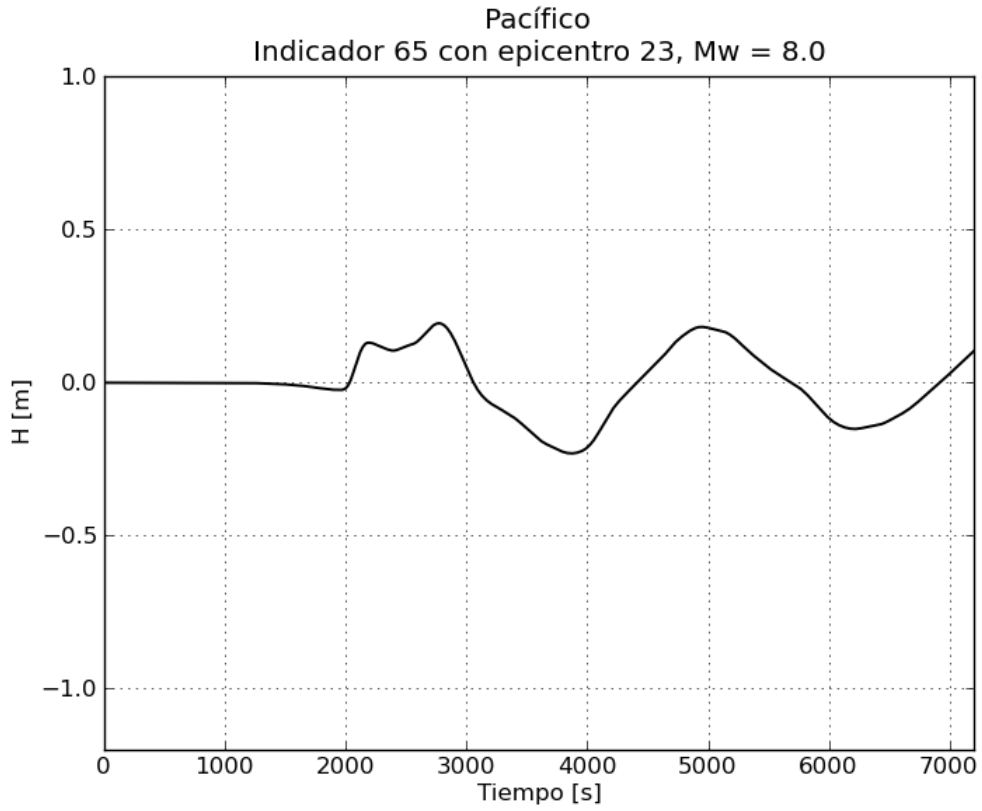
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

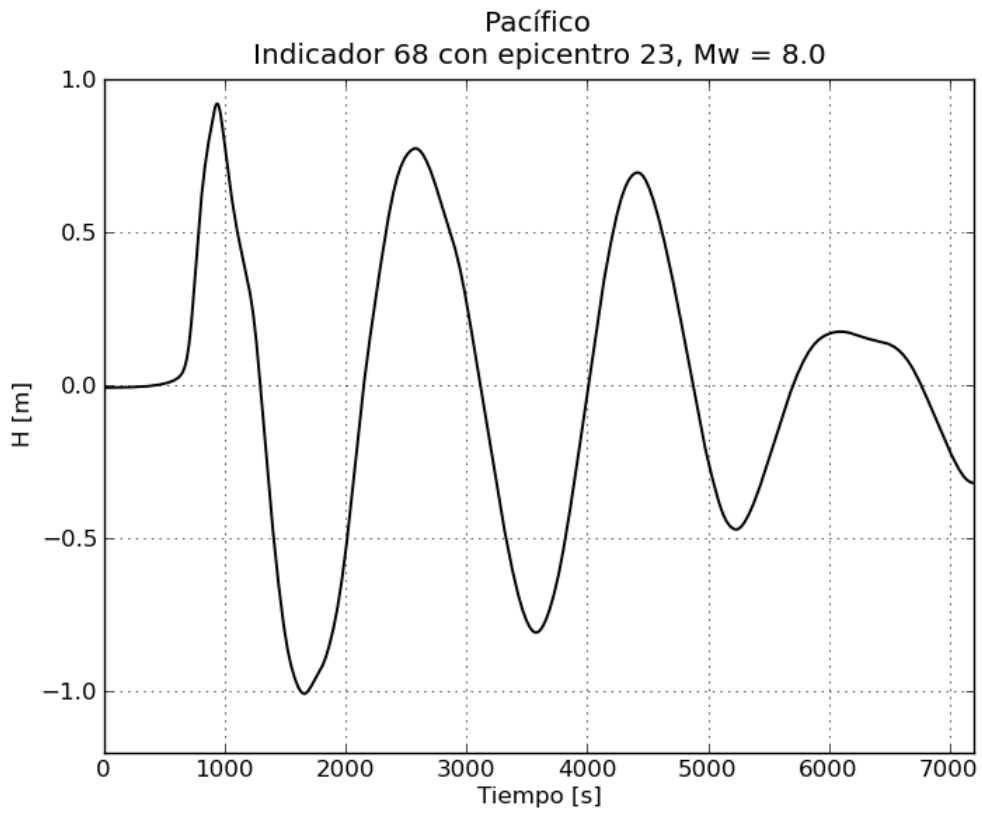
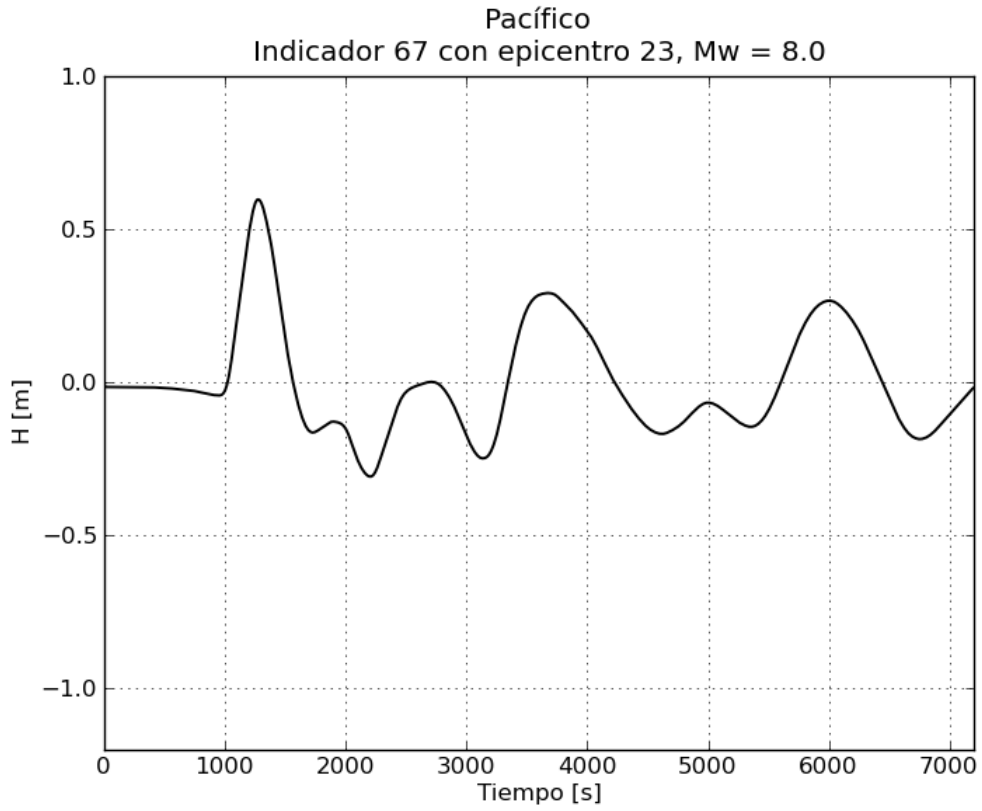


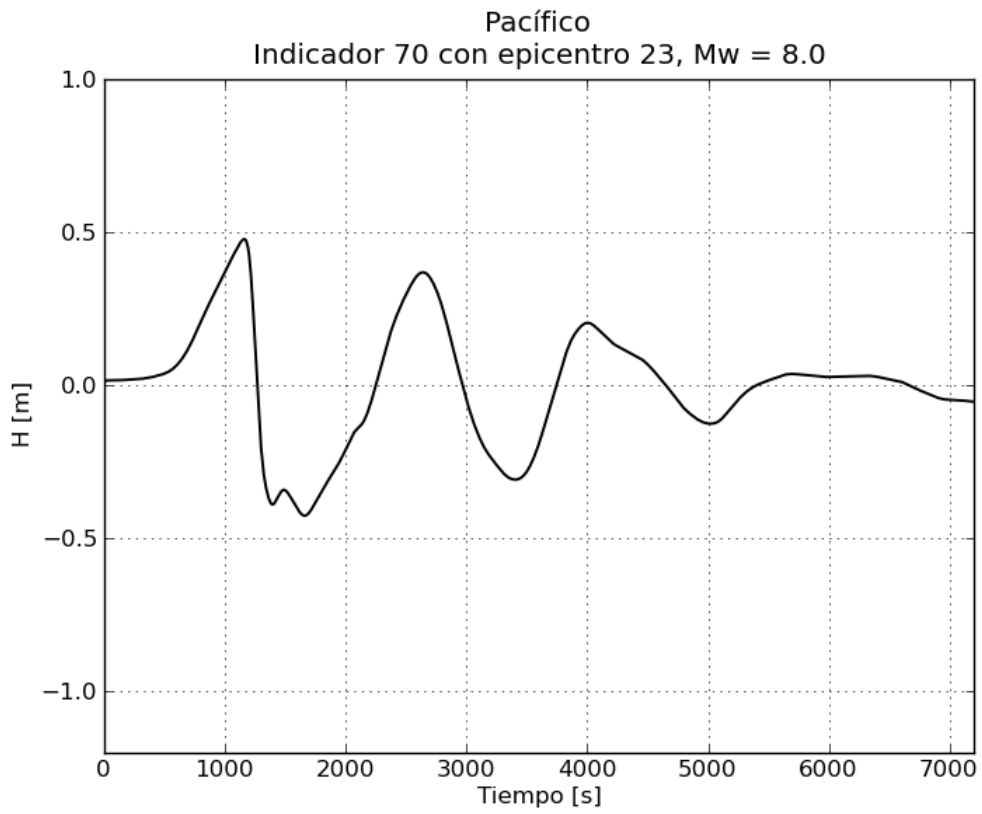
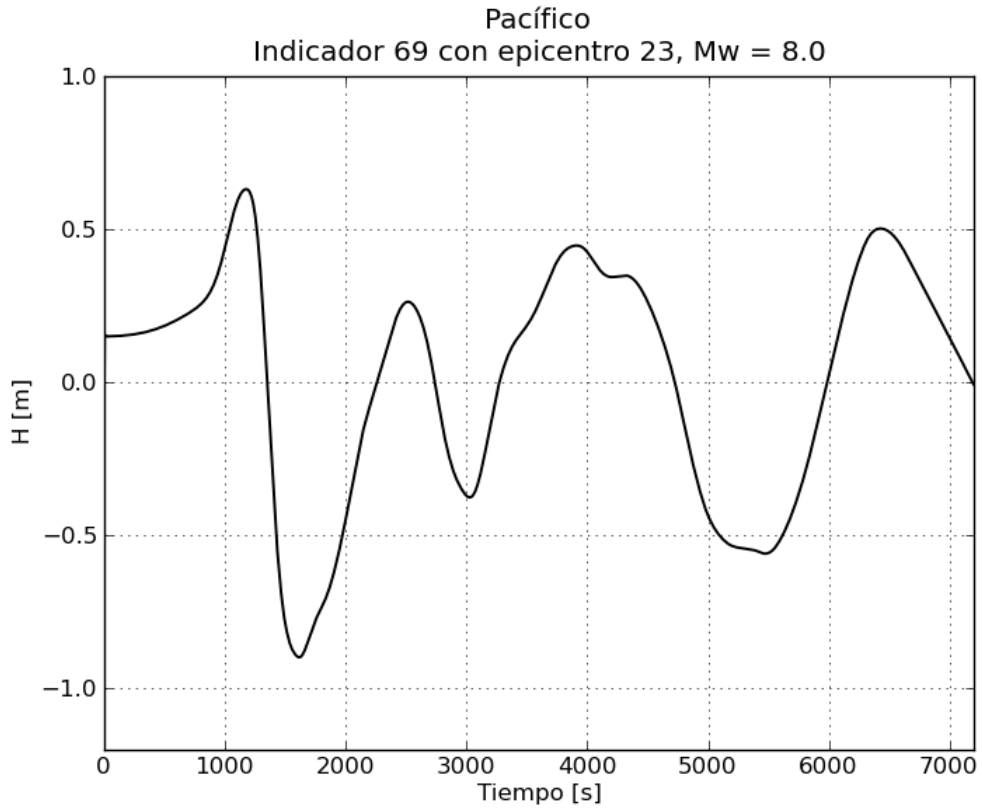


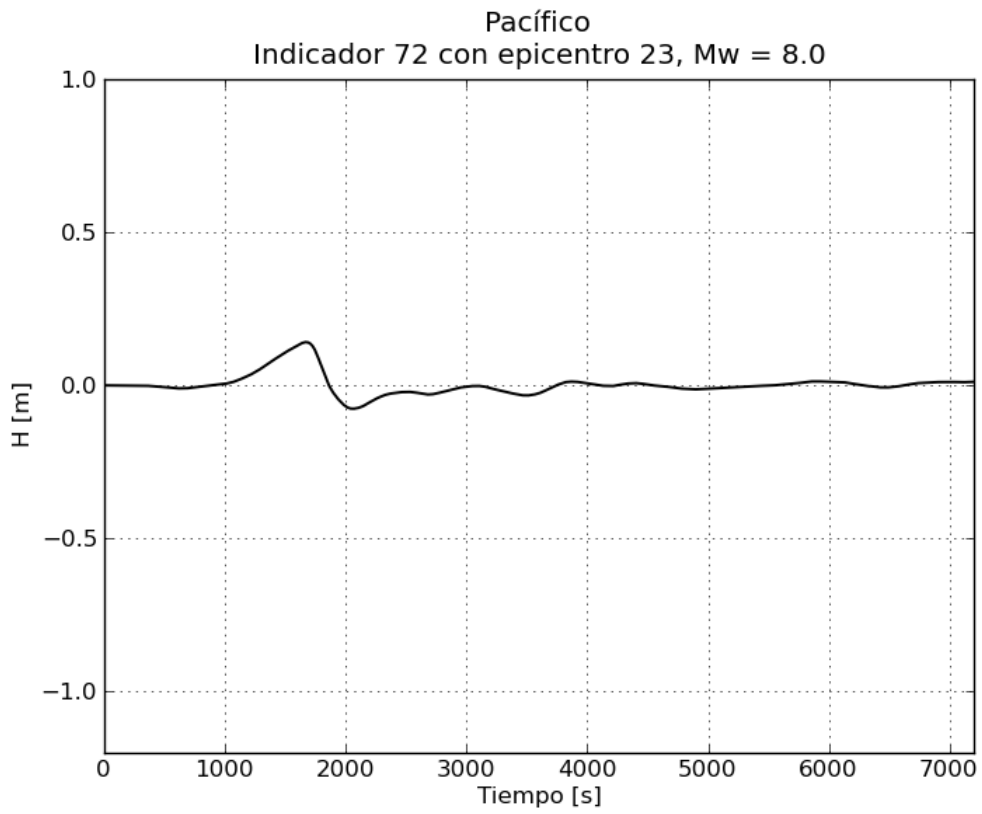
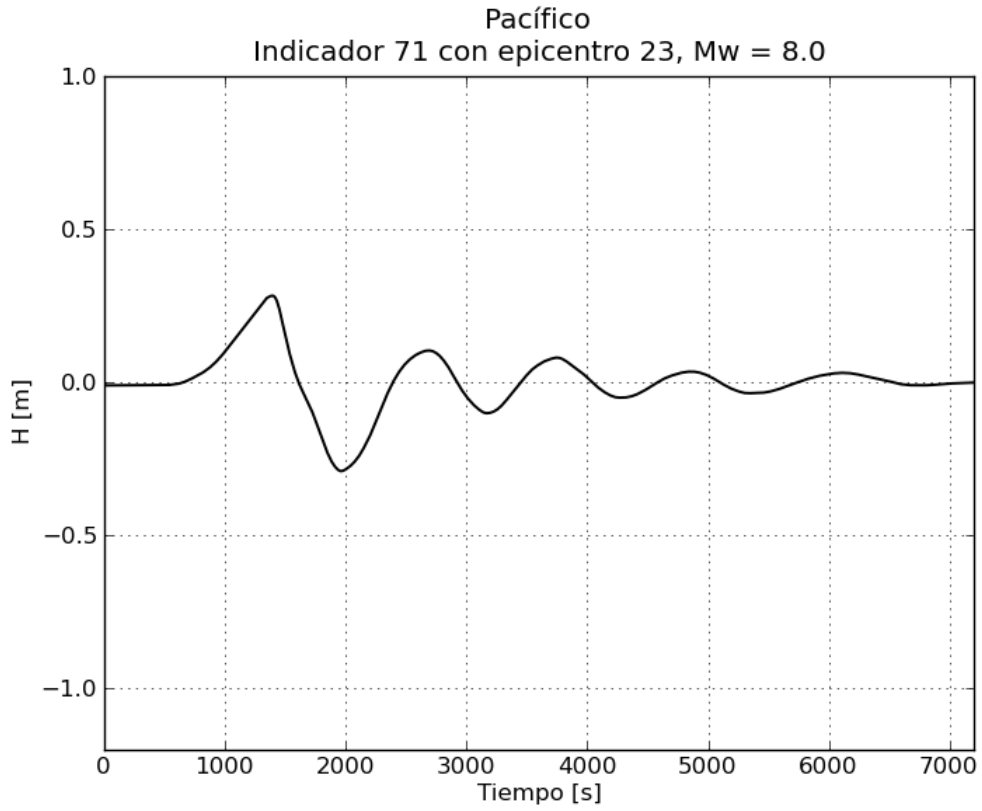




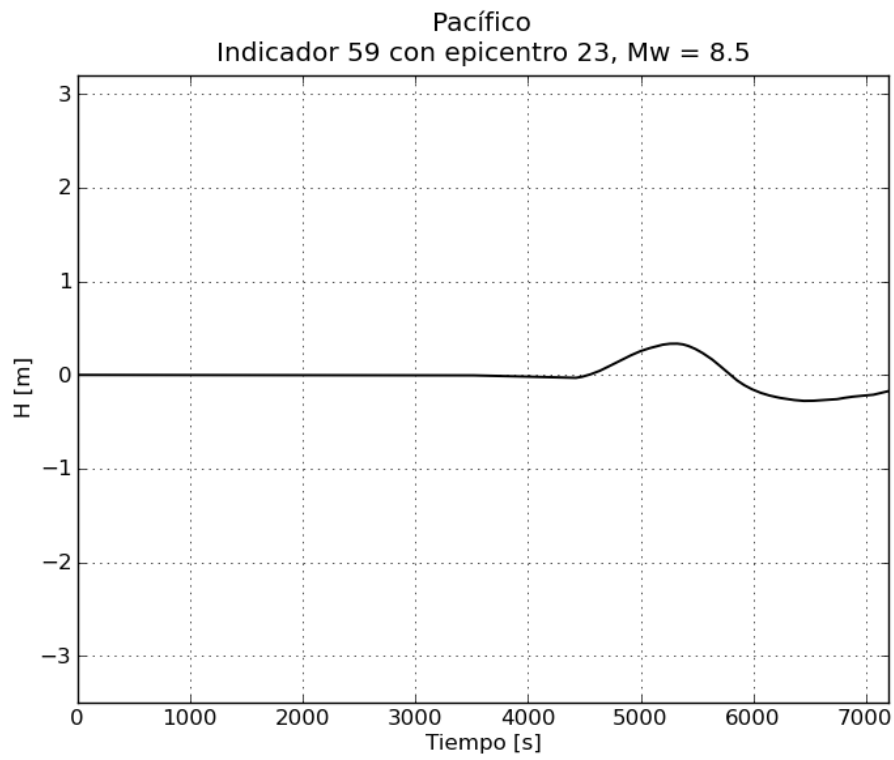
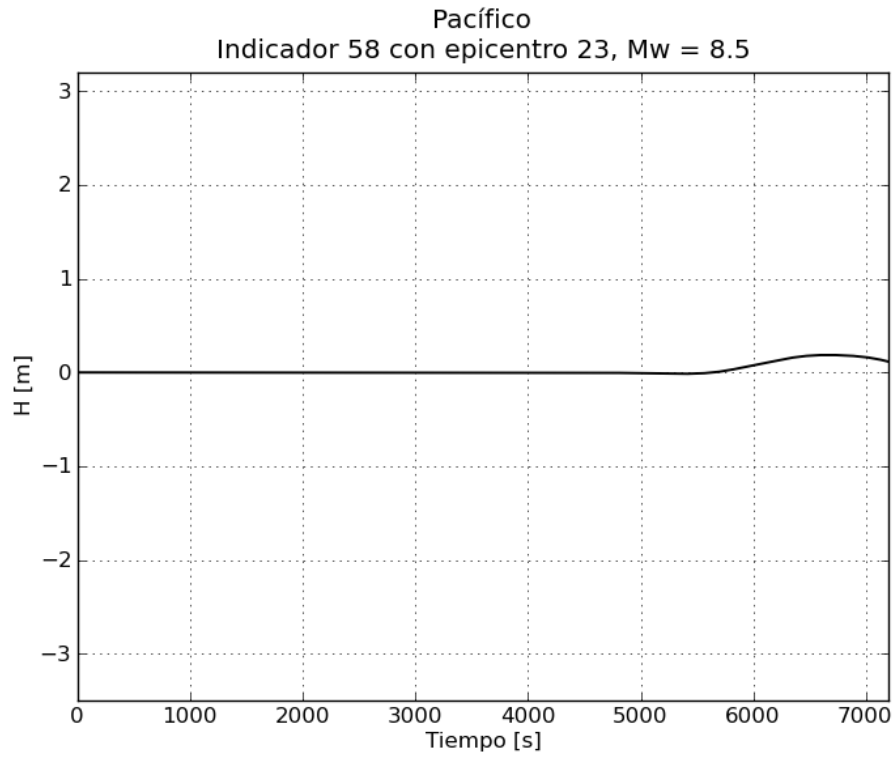


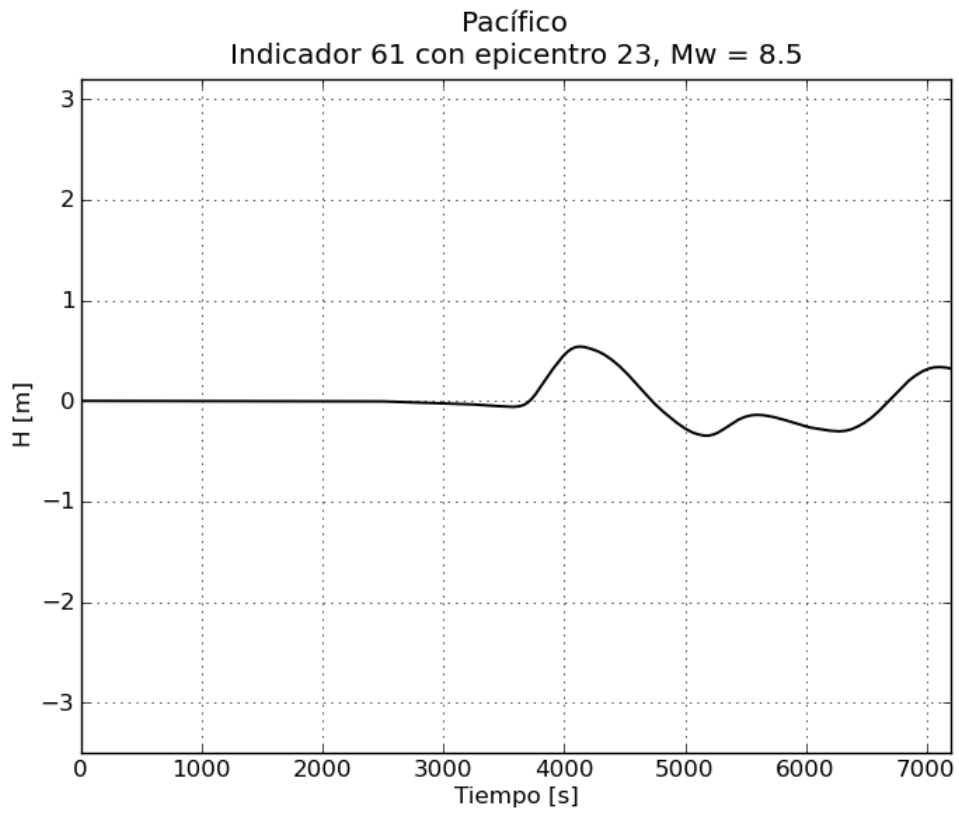
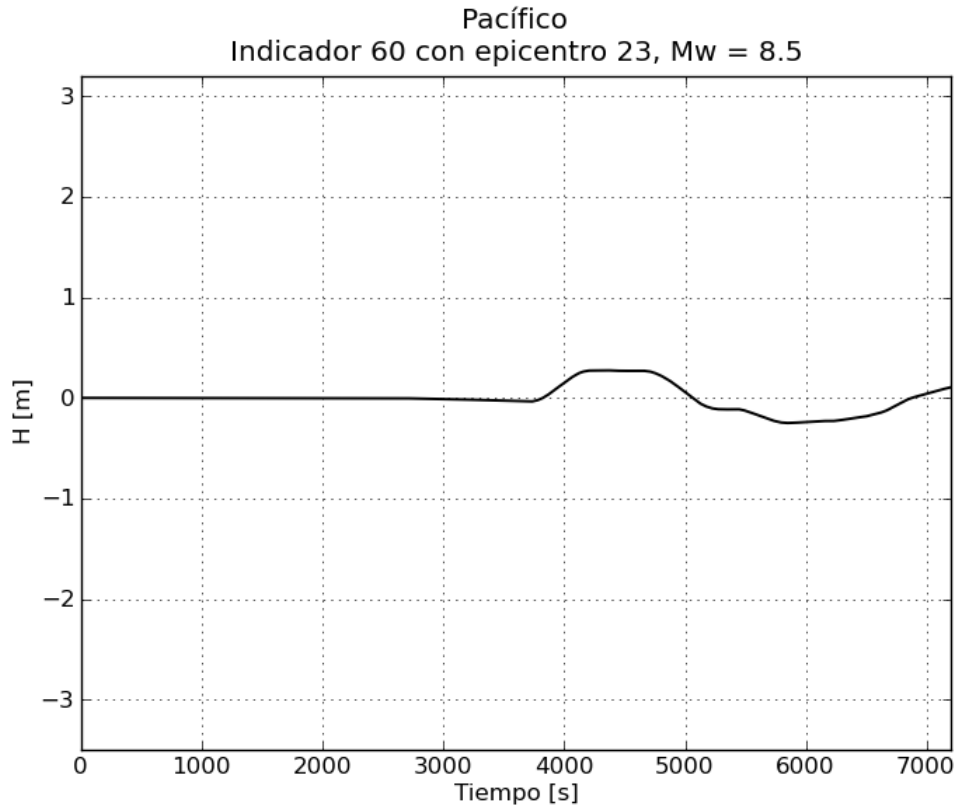


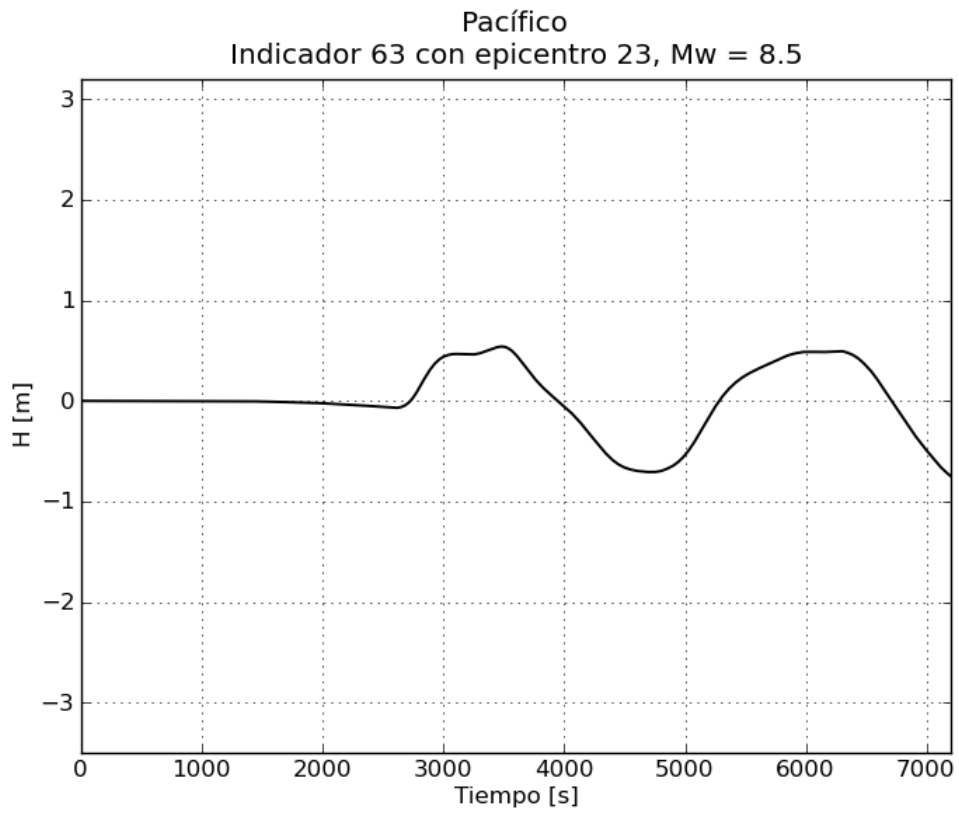
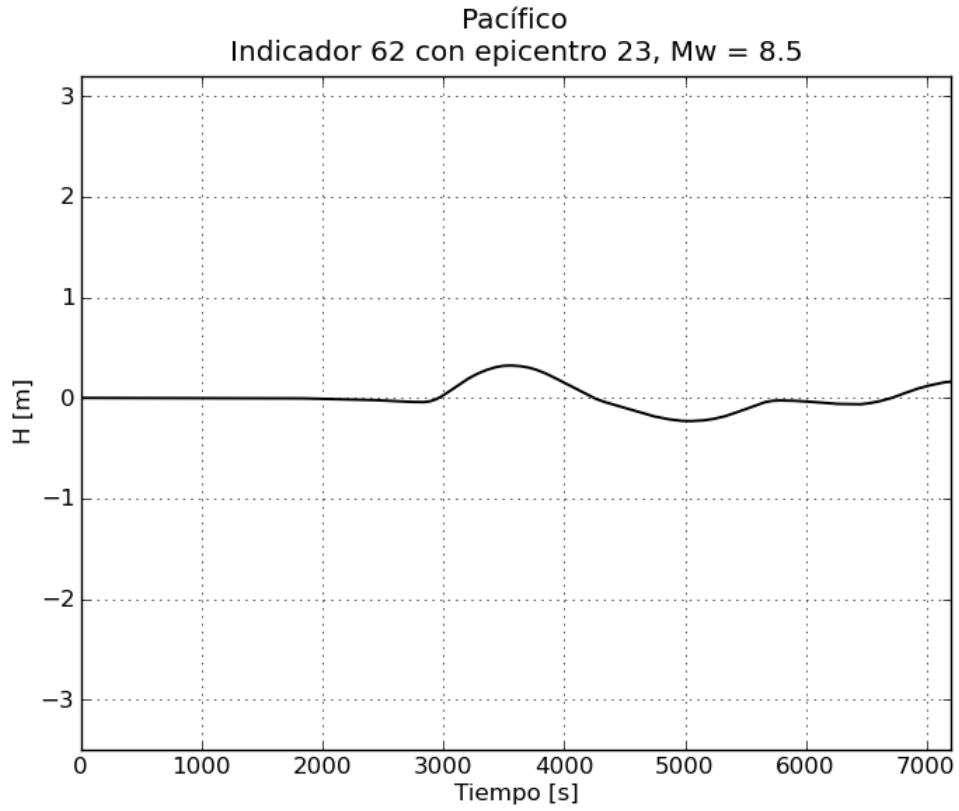


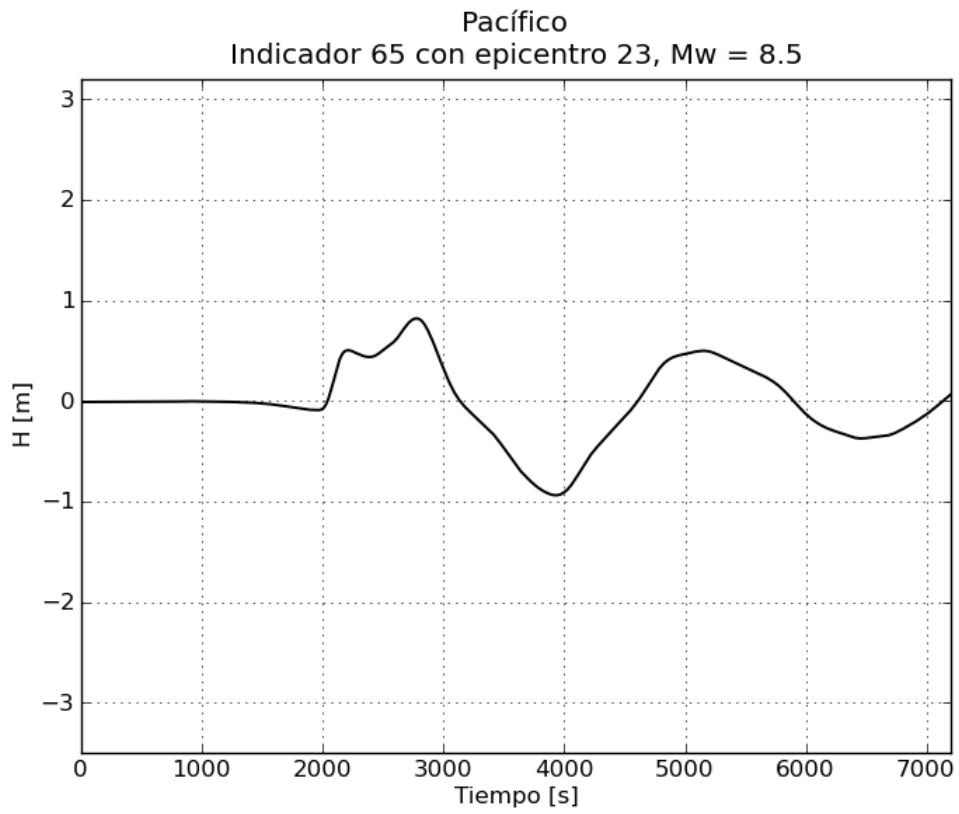
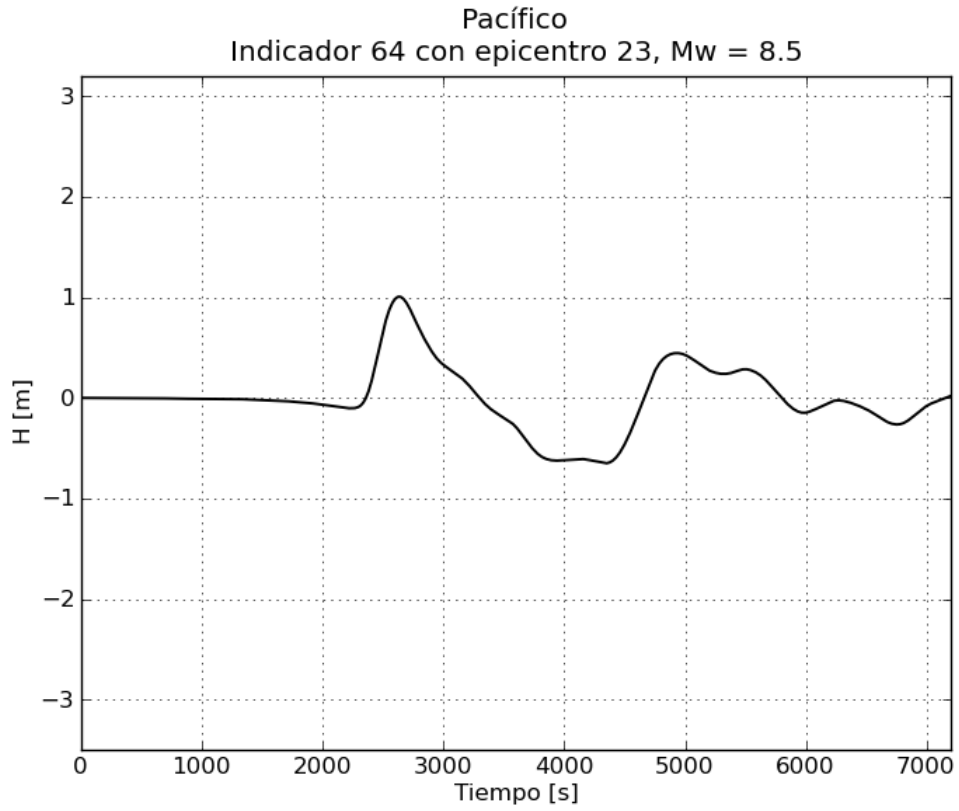


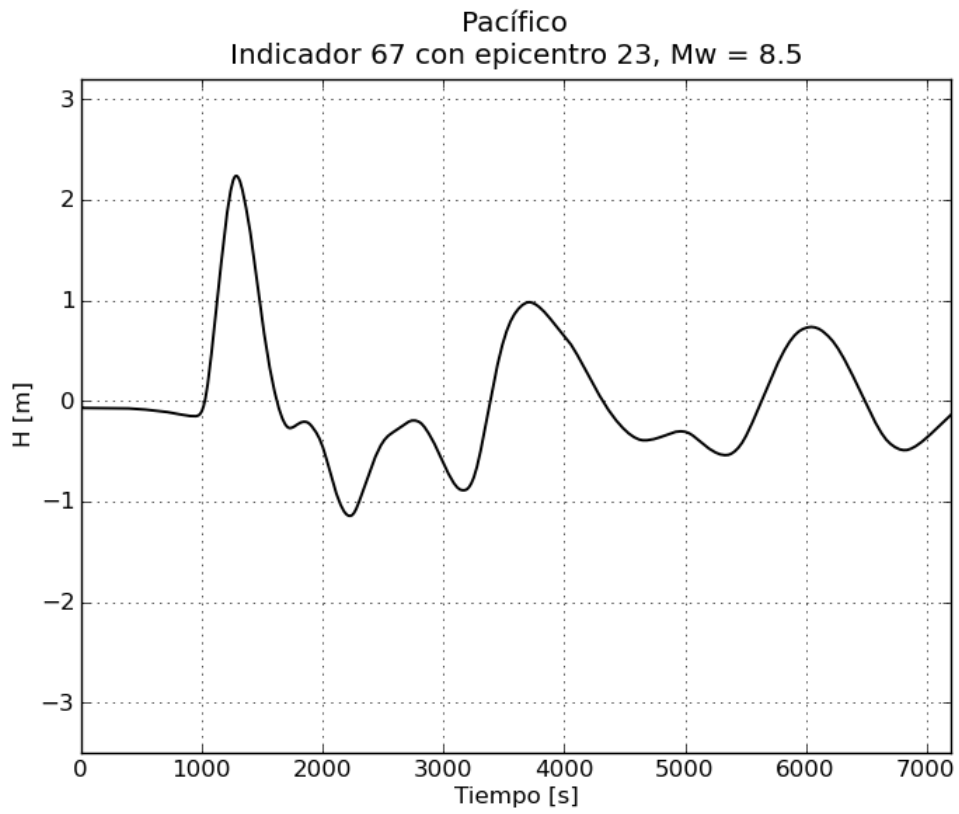
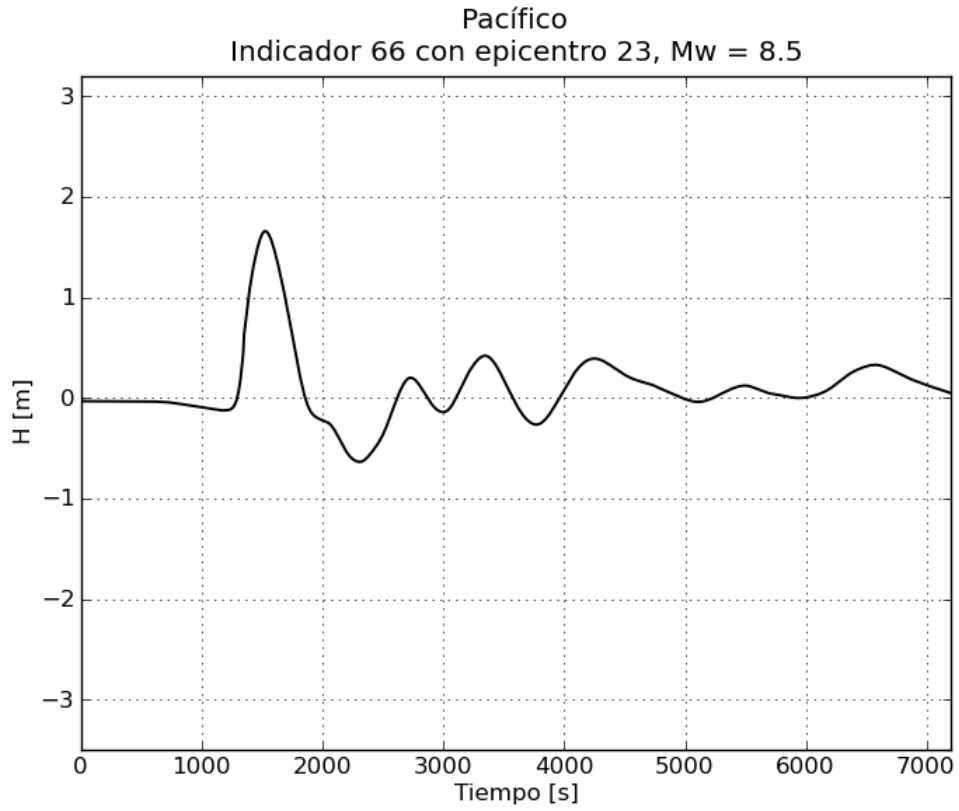
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

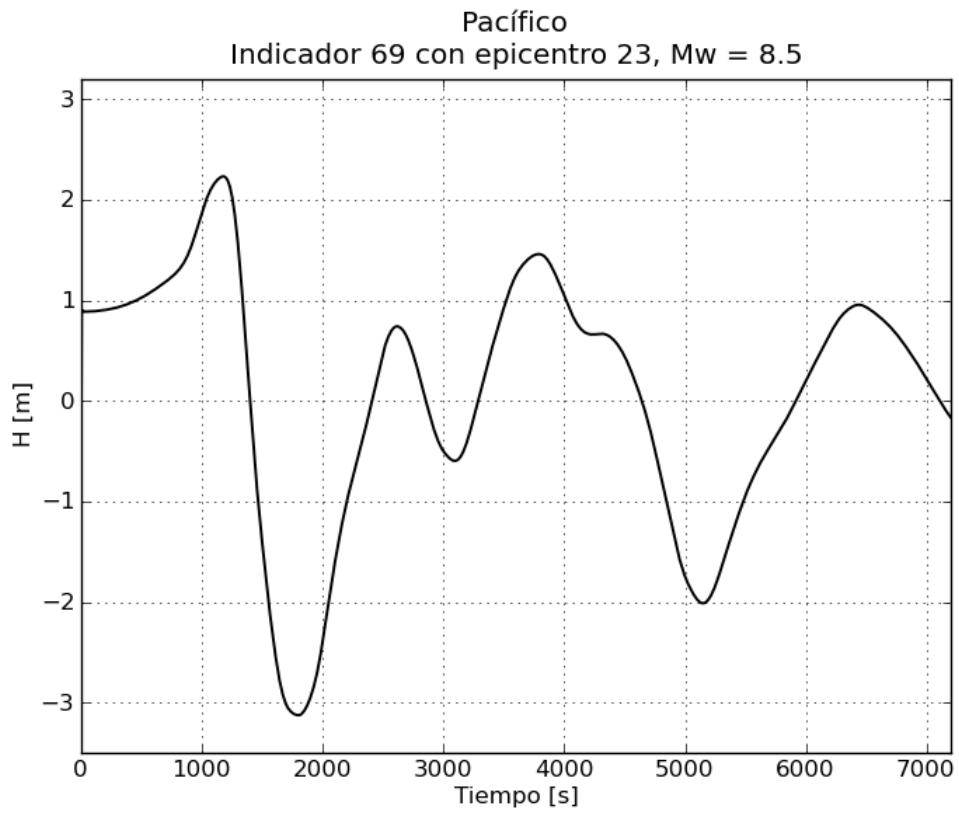
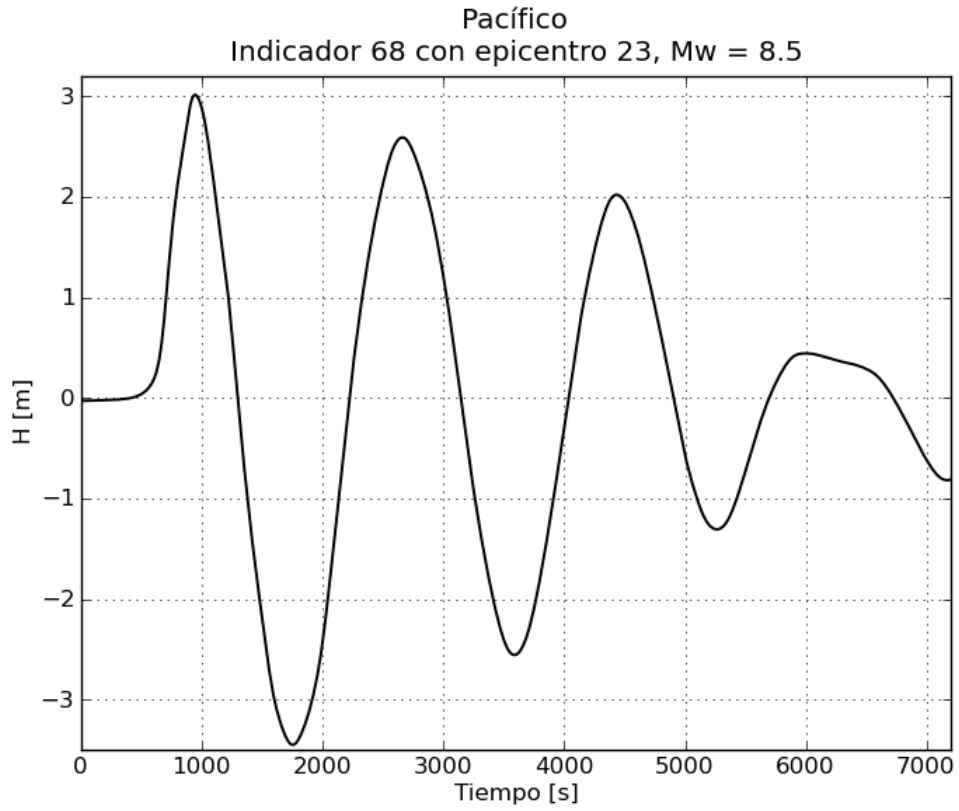


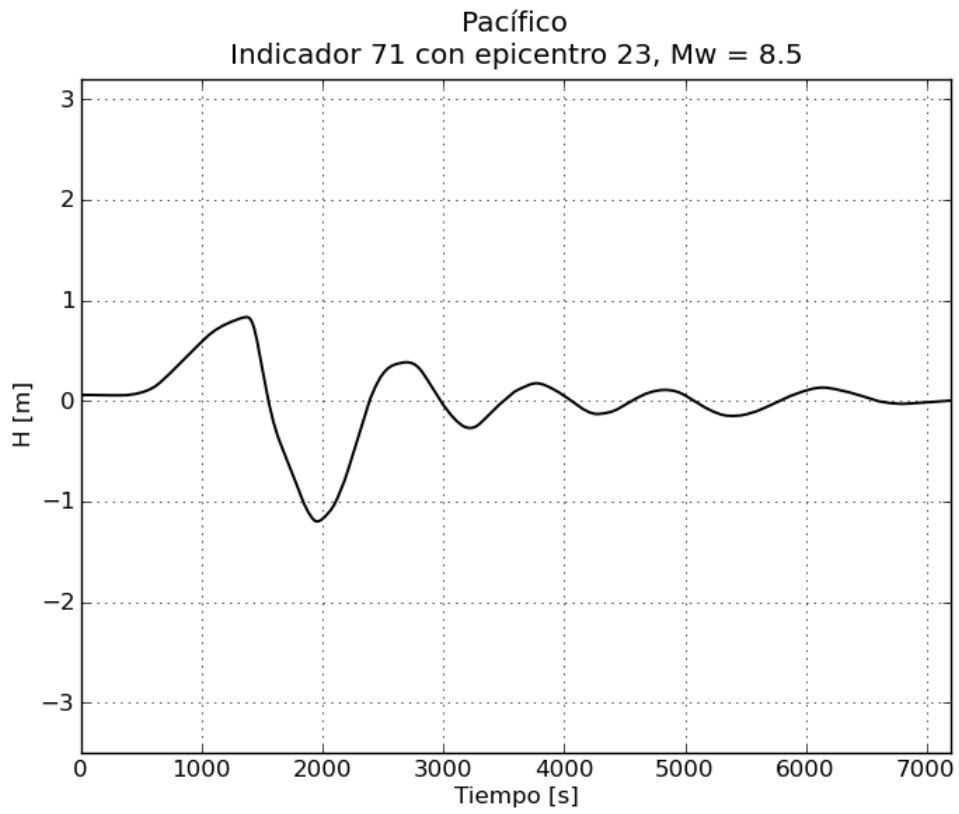
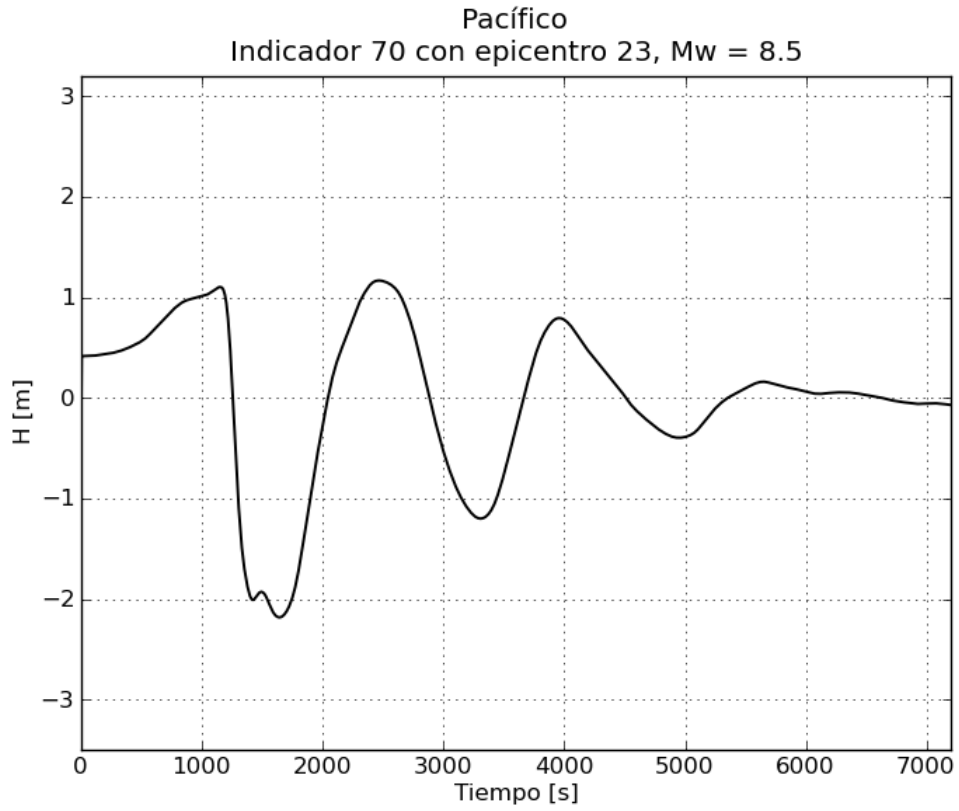


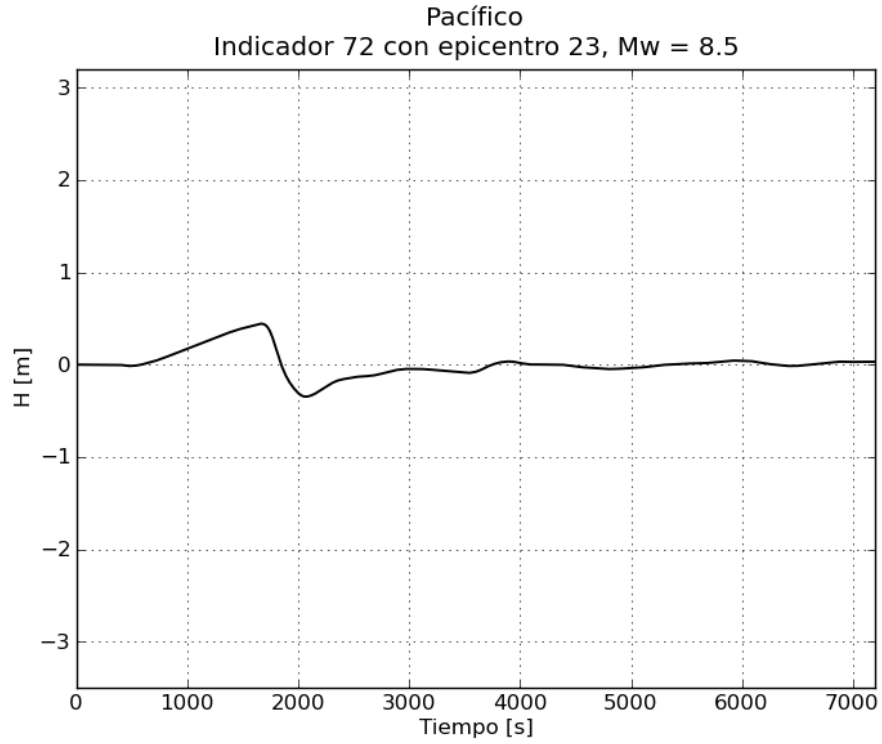




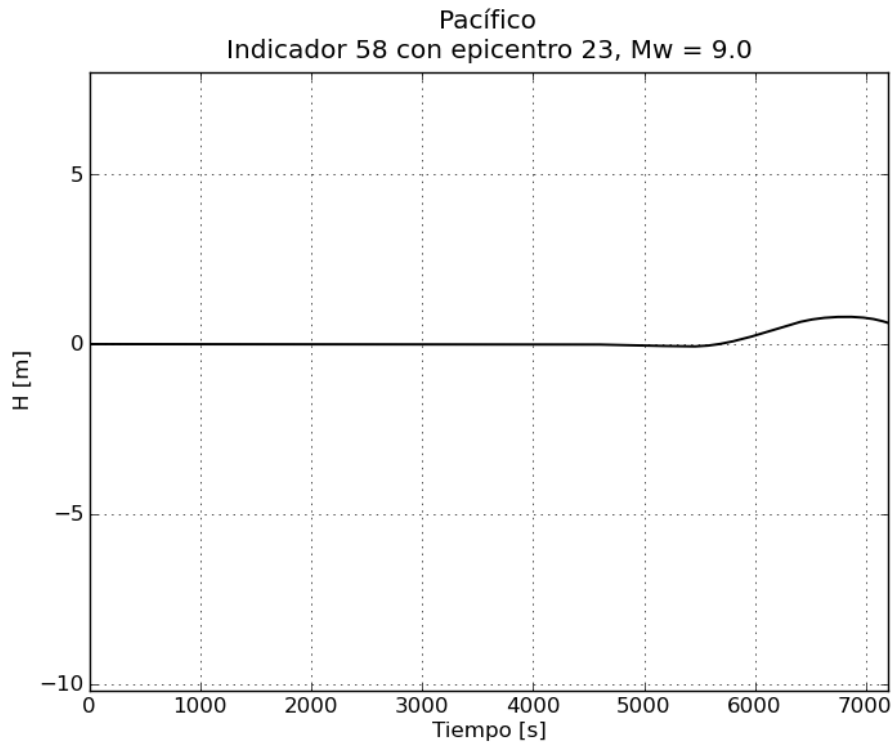




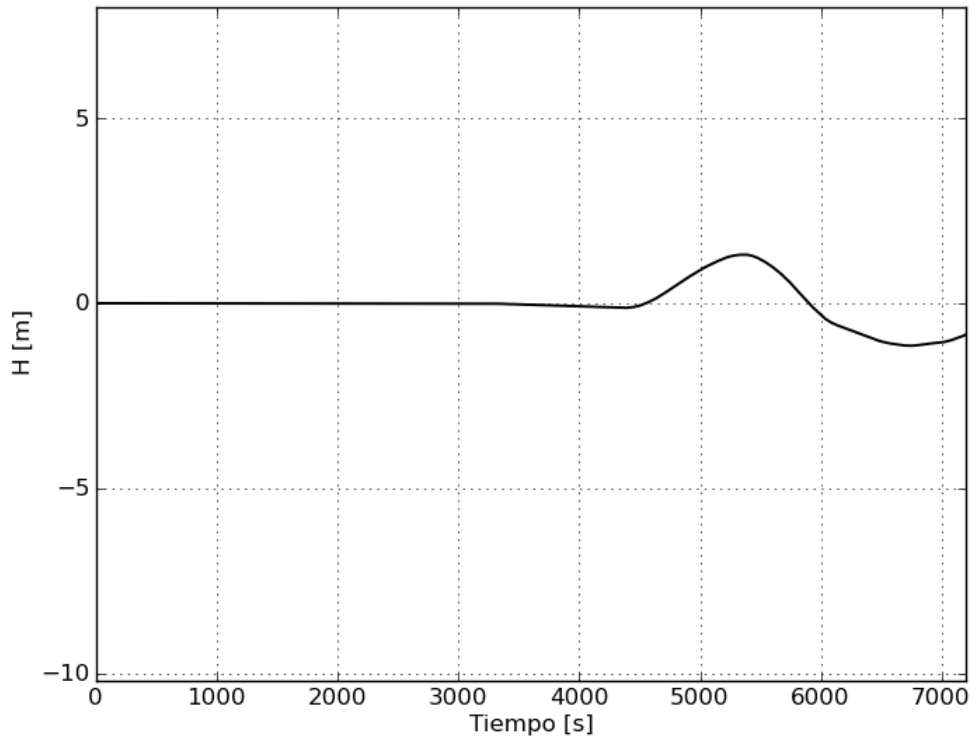




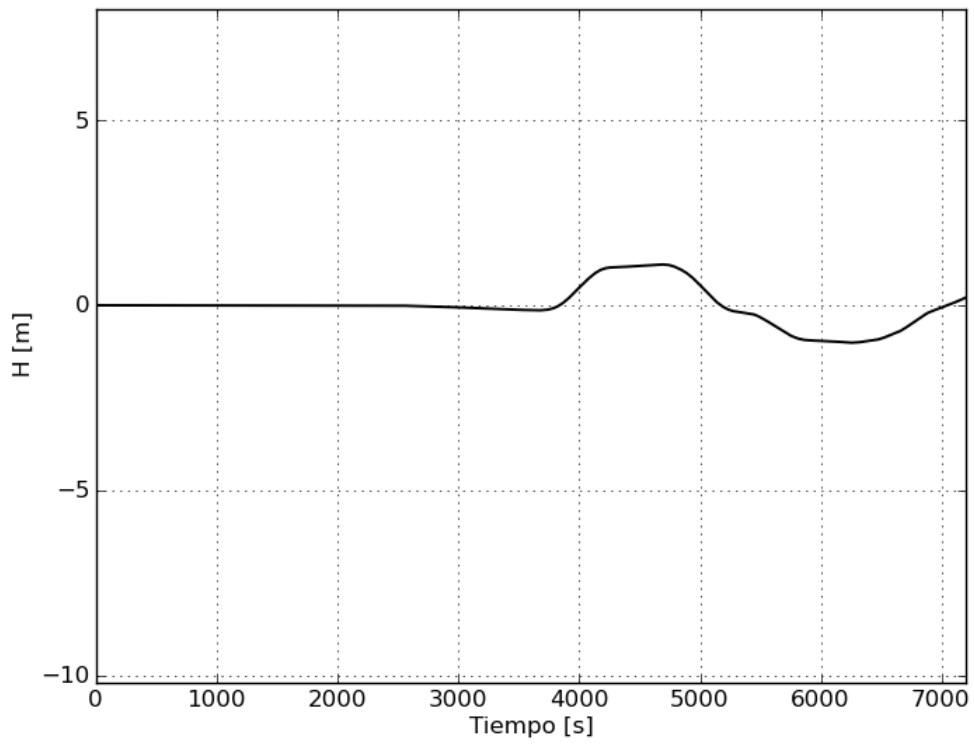
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$

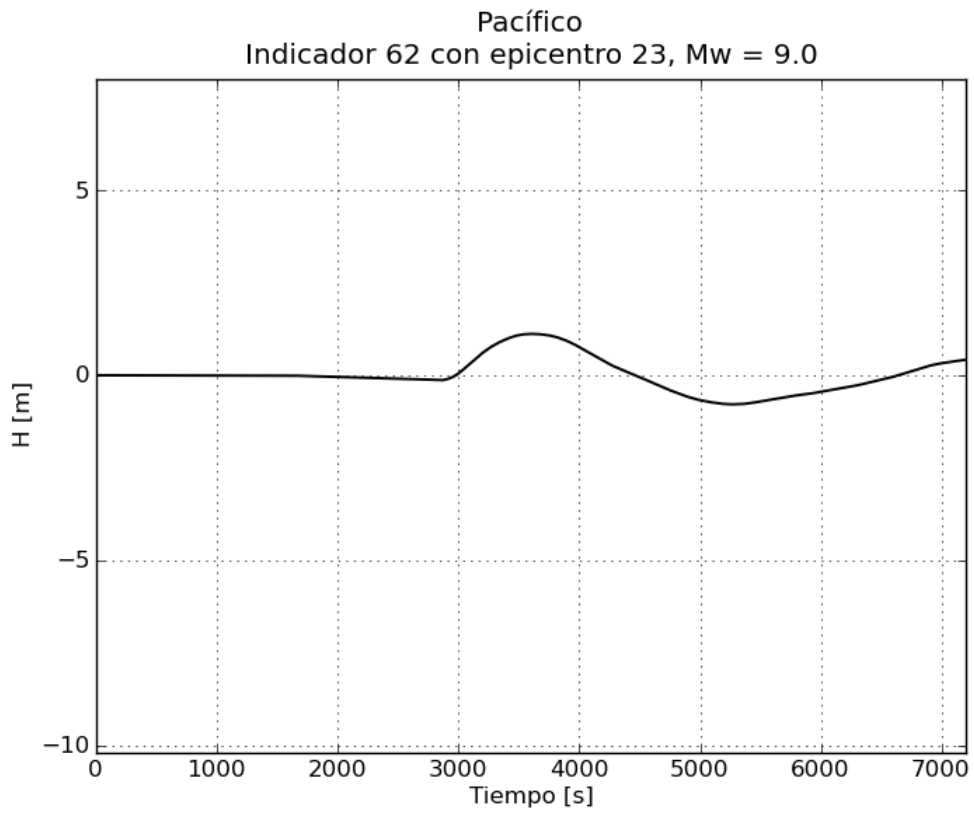
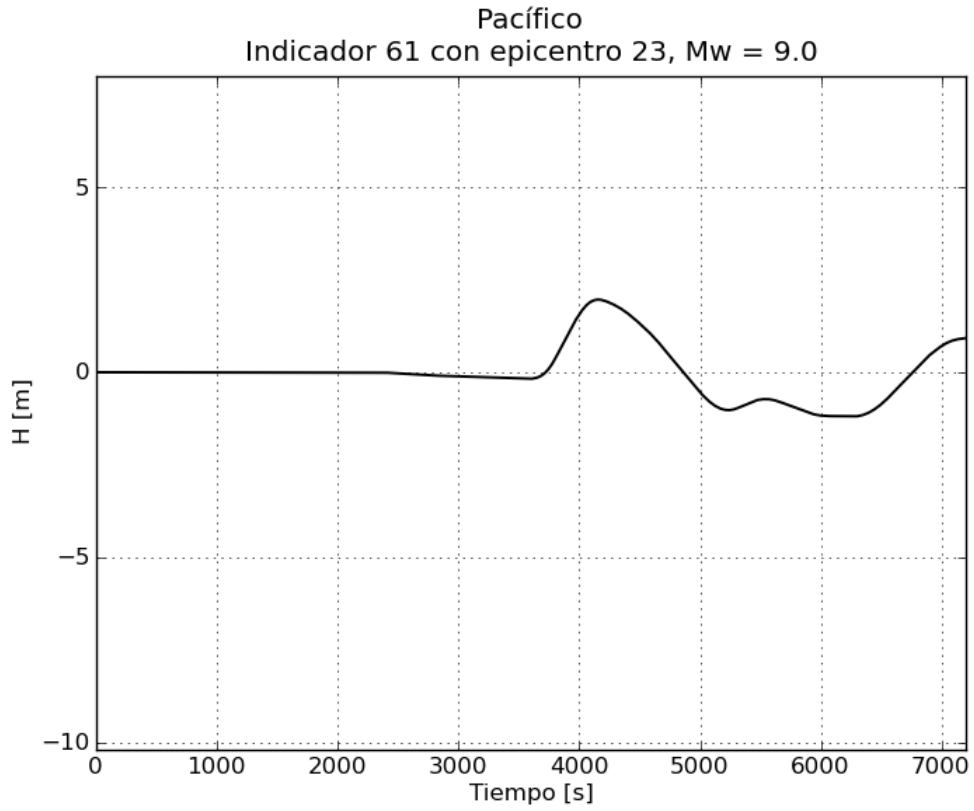


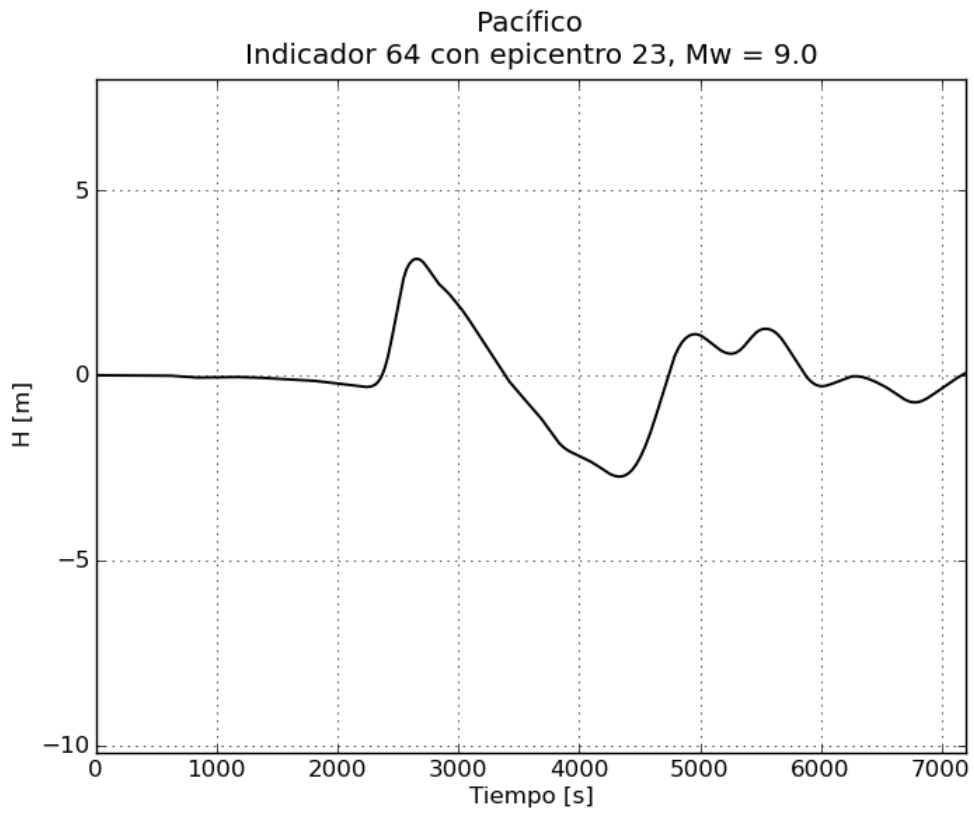
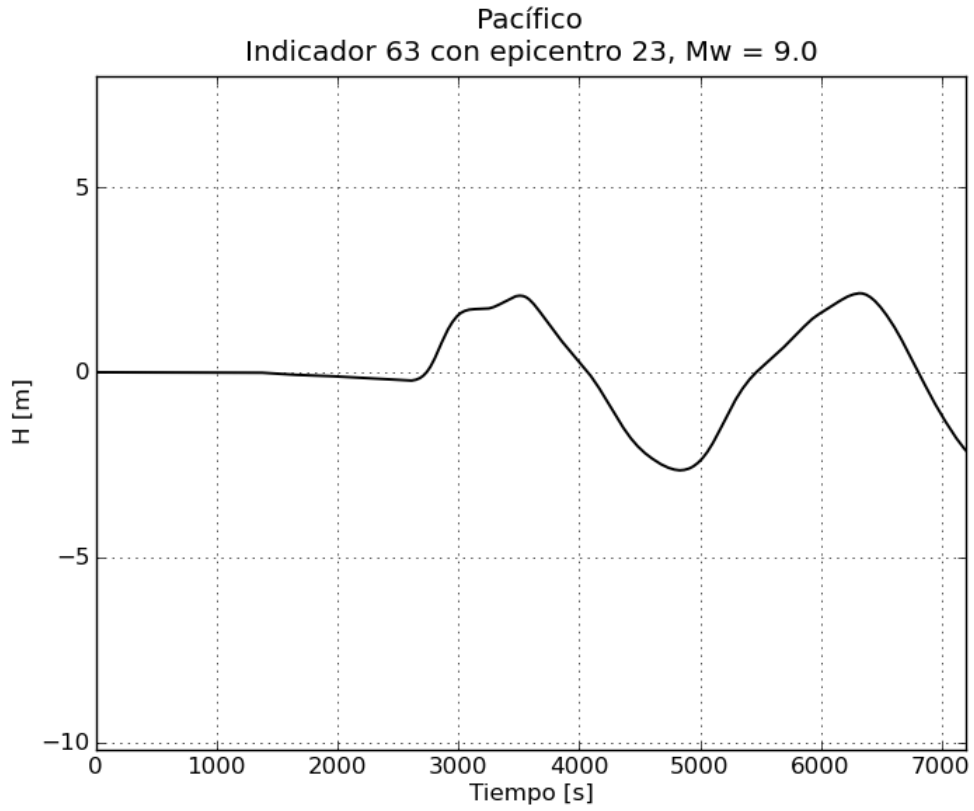
Pacífico
Indicador 59 con epicentro 23, Mw = 9.0

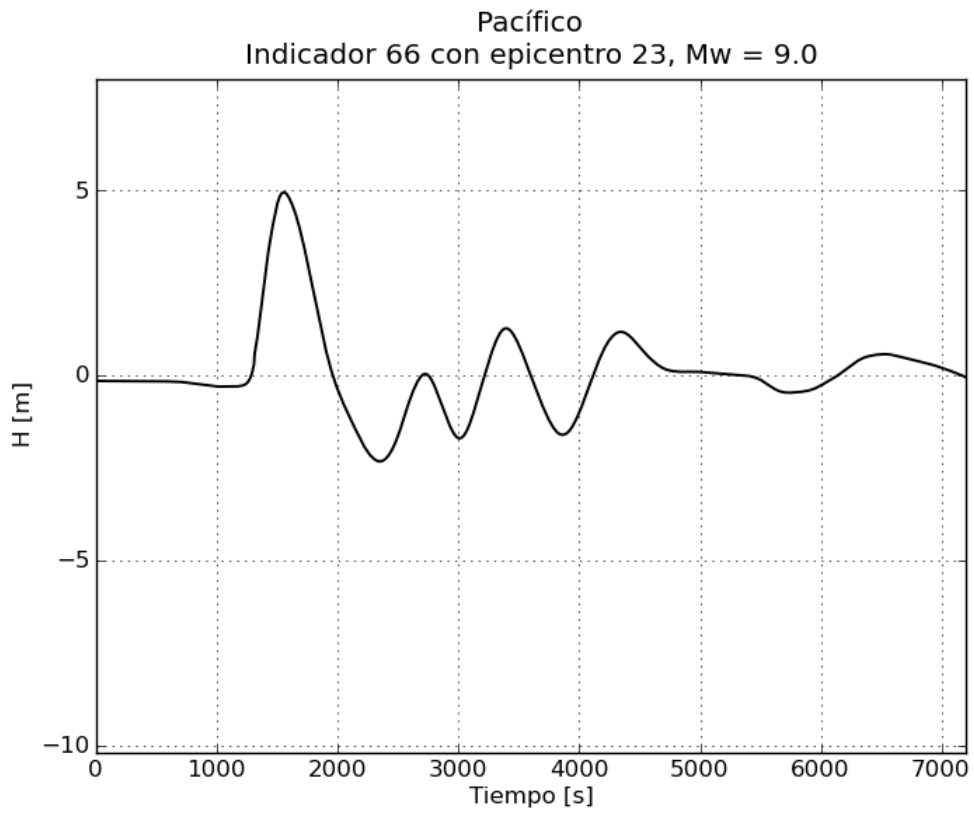
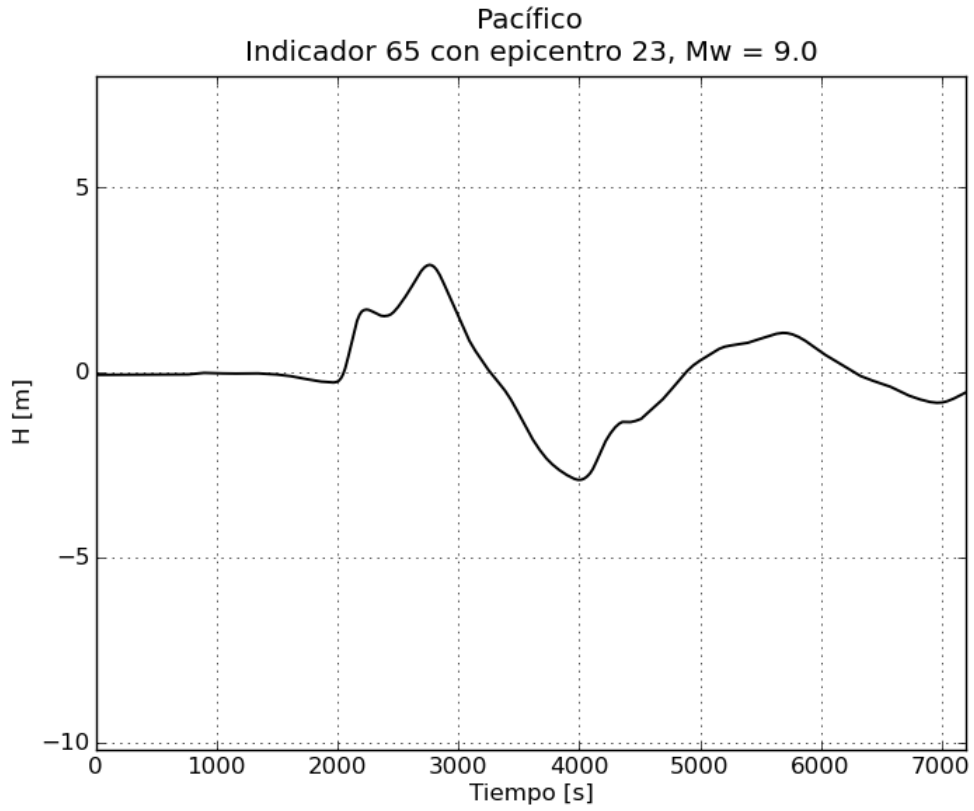


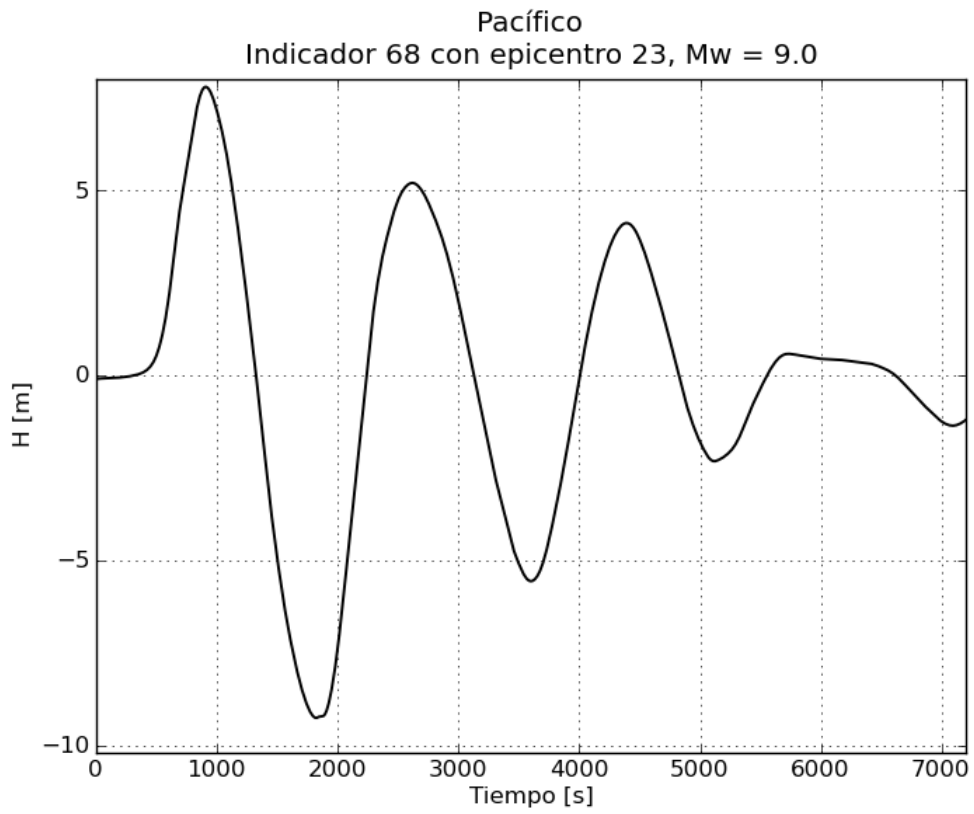
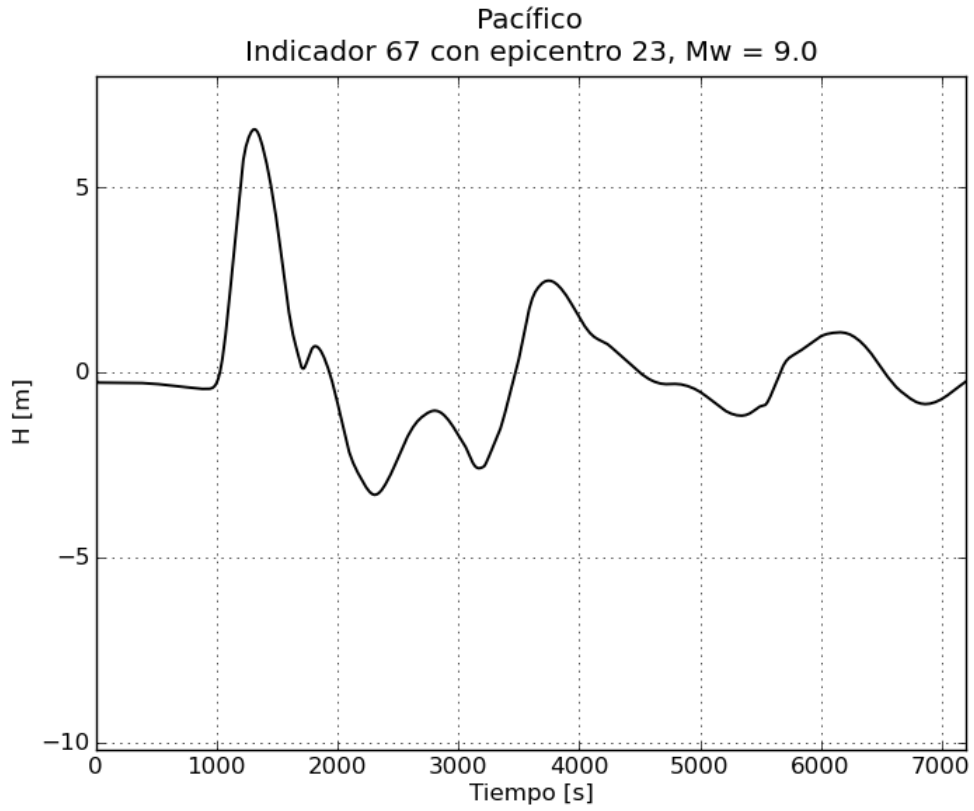
Pacífico
Indicador 60 con epicentro 23, Mw = 9.0

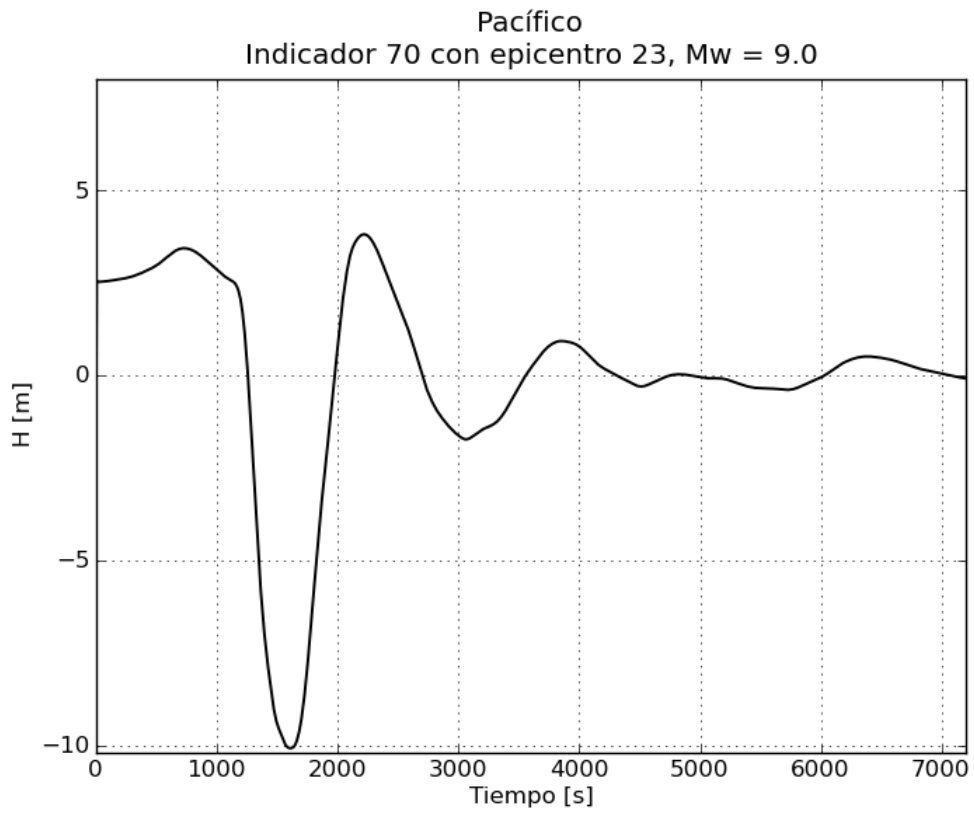
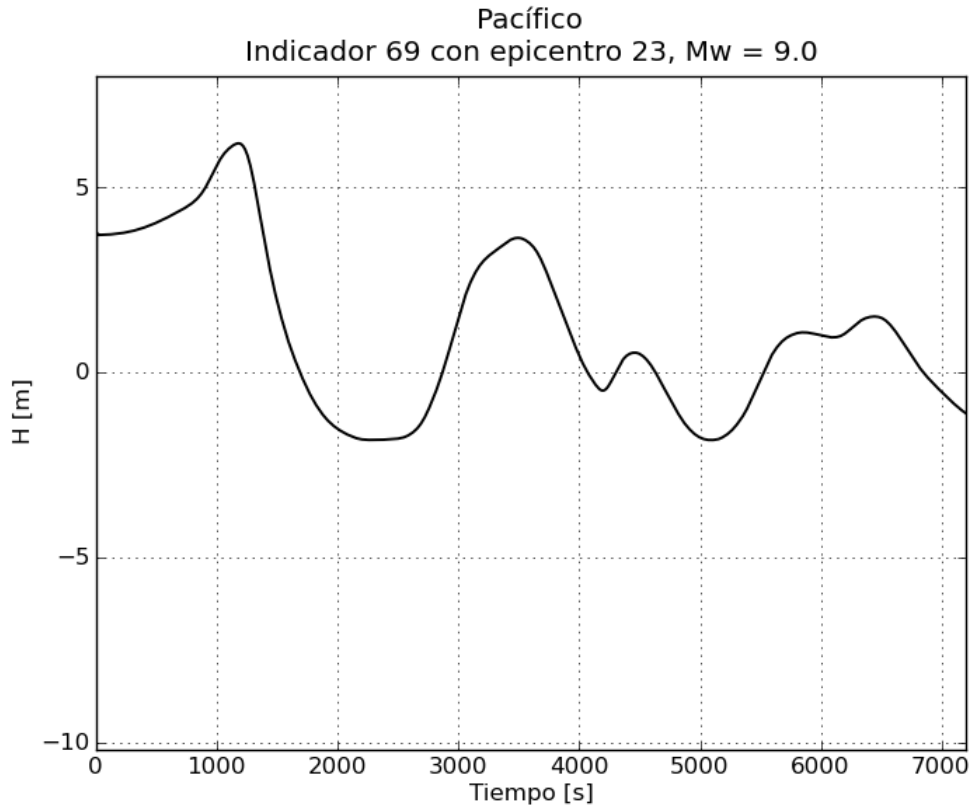




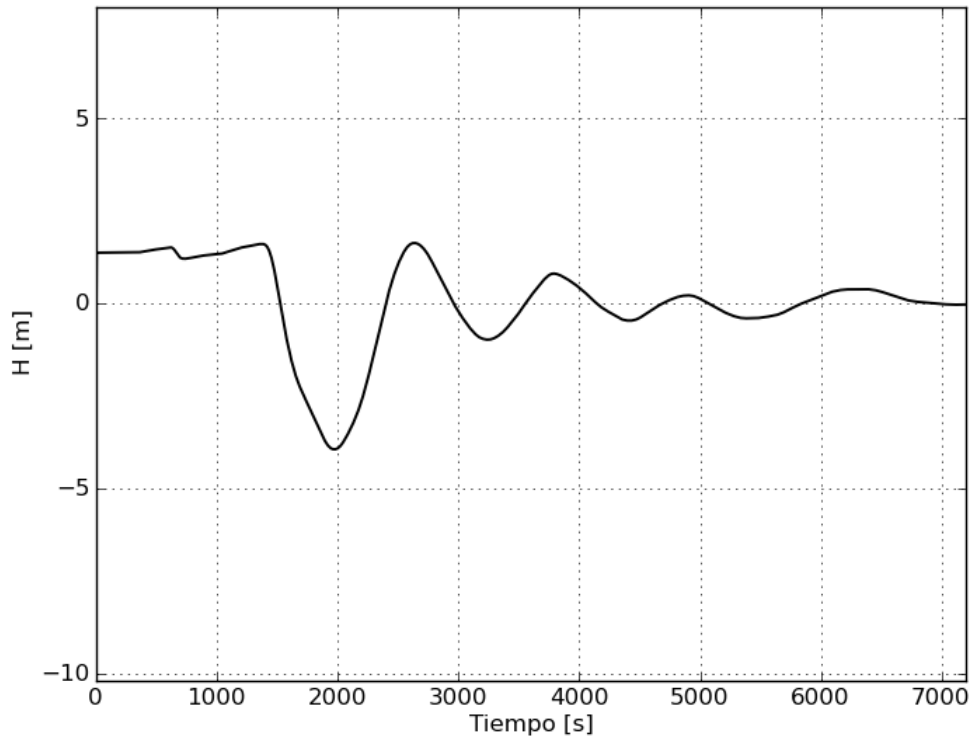




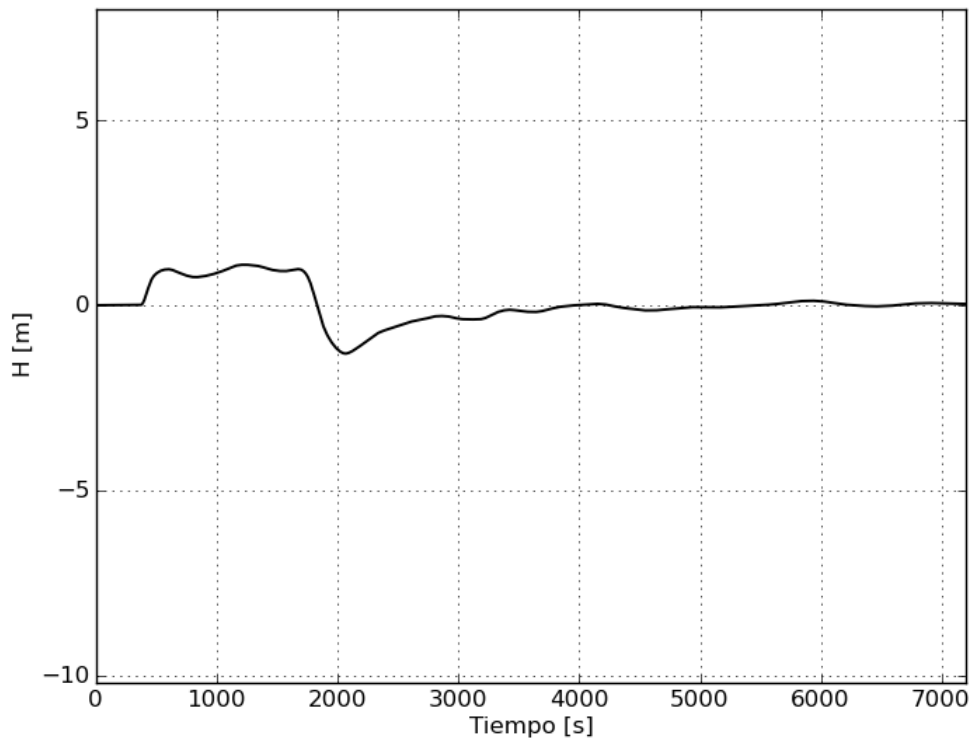




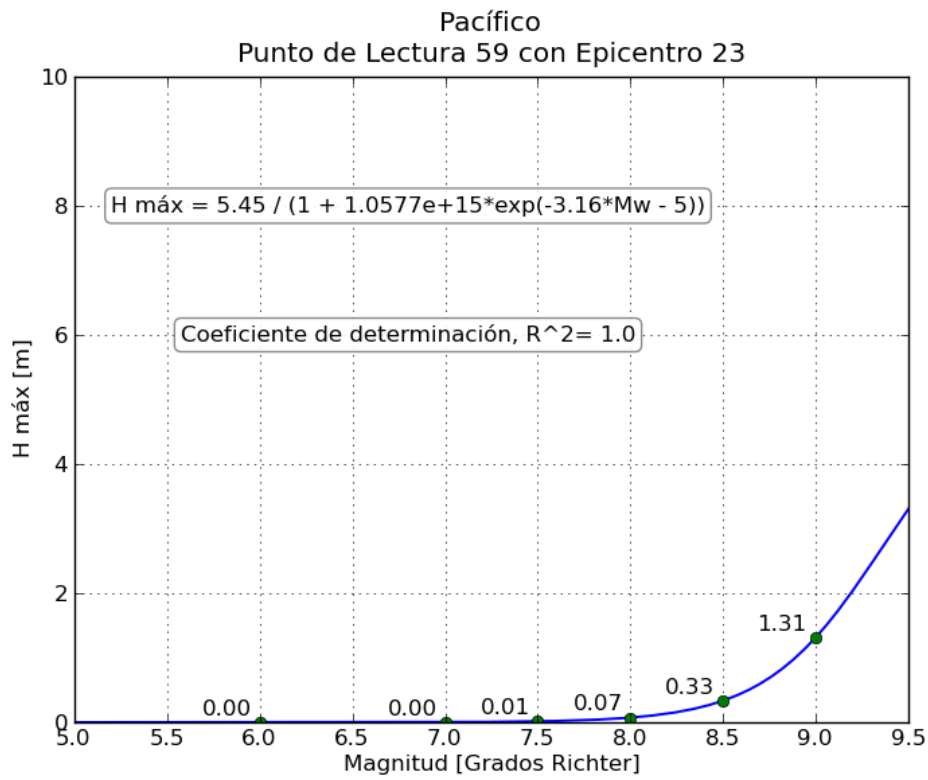
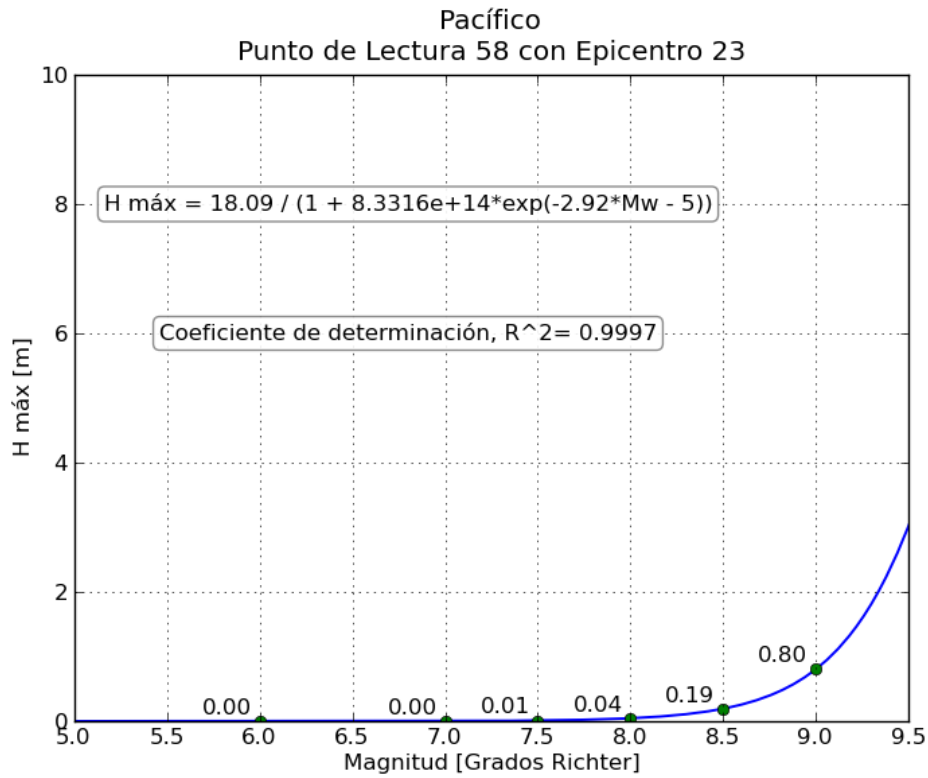
Pacífico
Indicador 71 con epicentro 23, Mw = 9.0

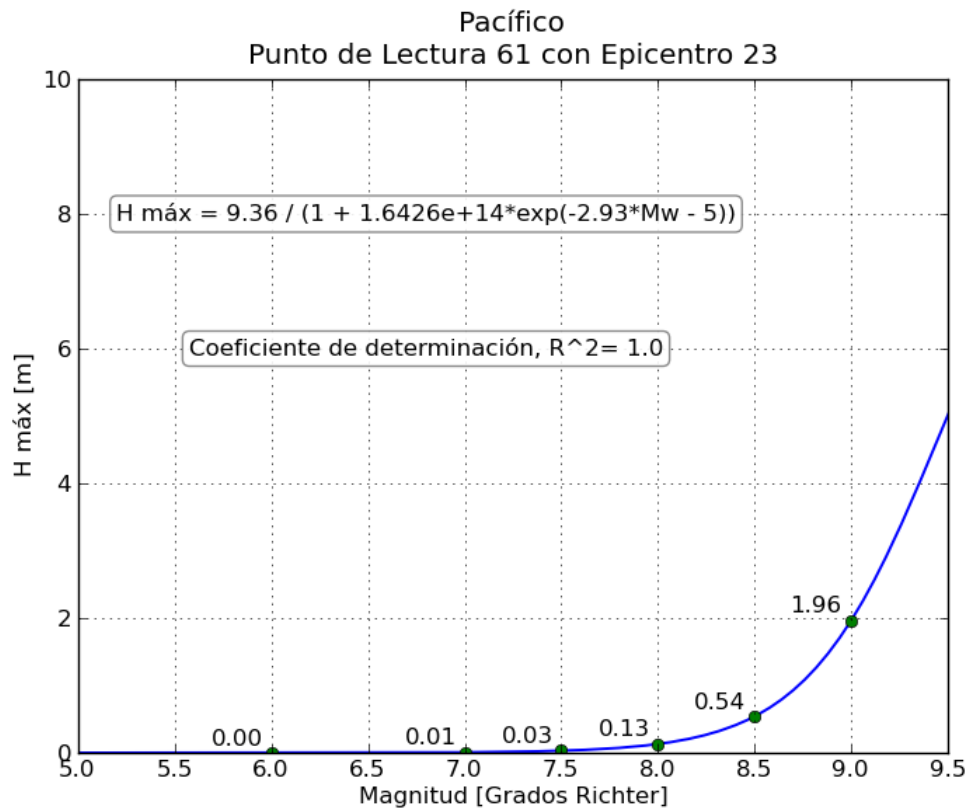
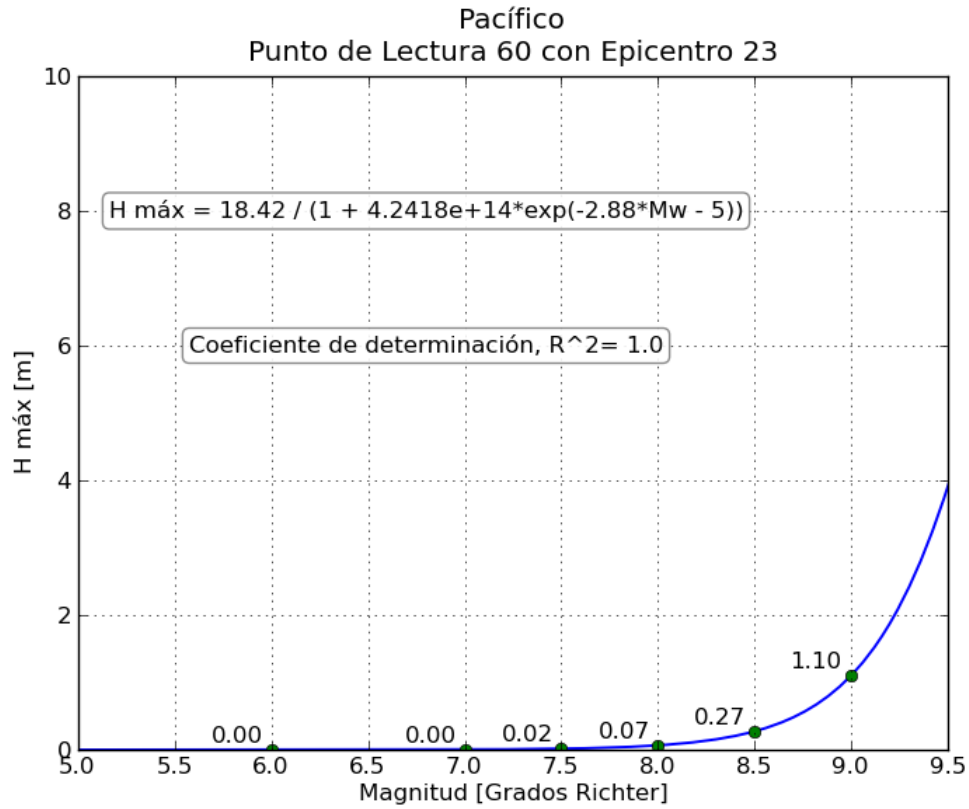


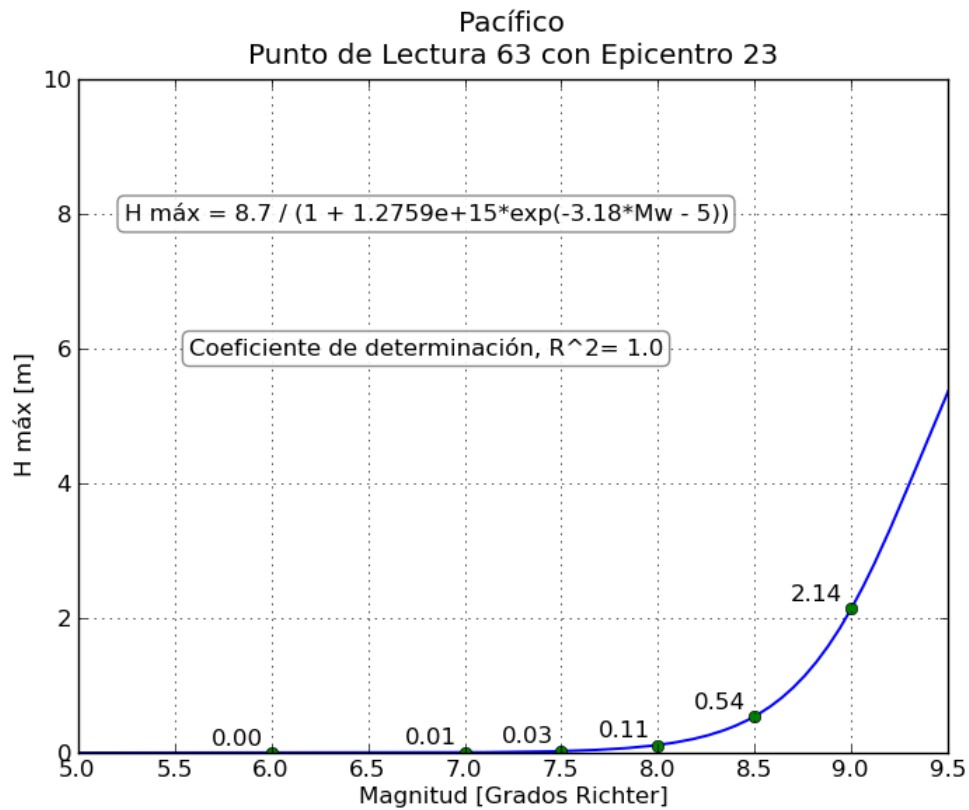
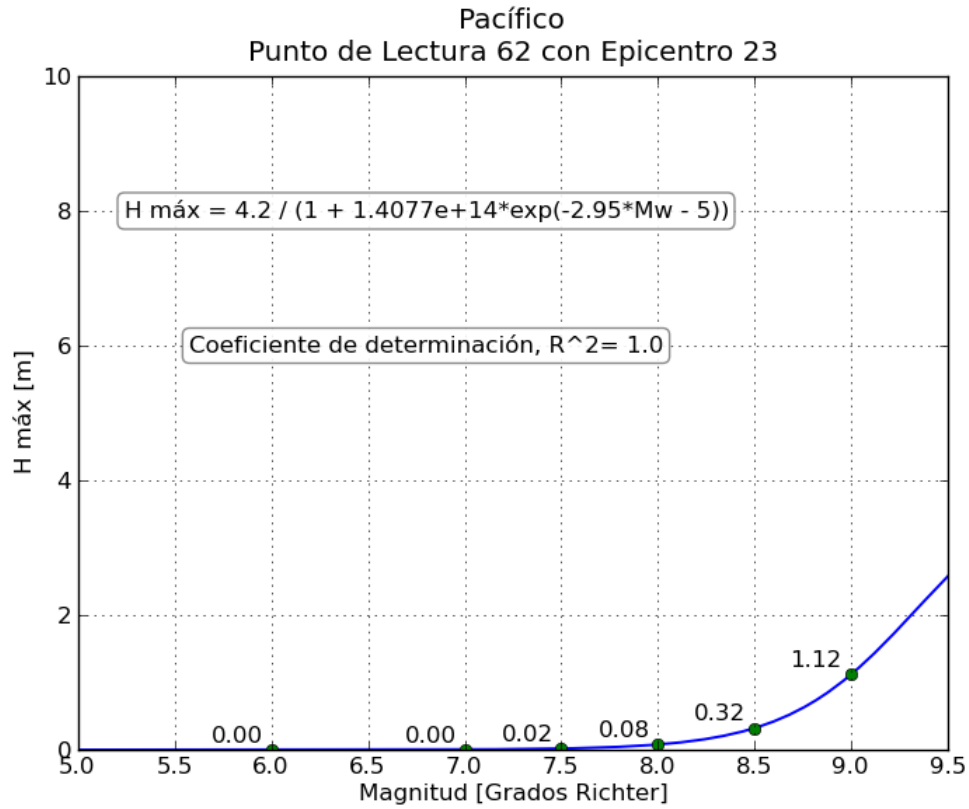
Pacífico
Indicador 72 con epicentro 23, Mw = 9.0

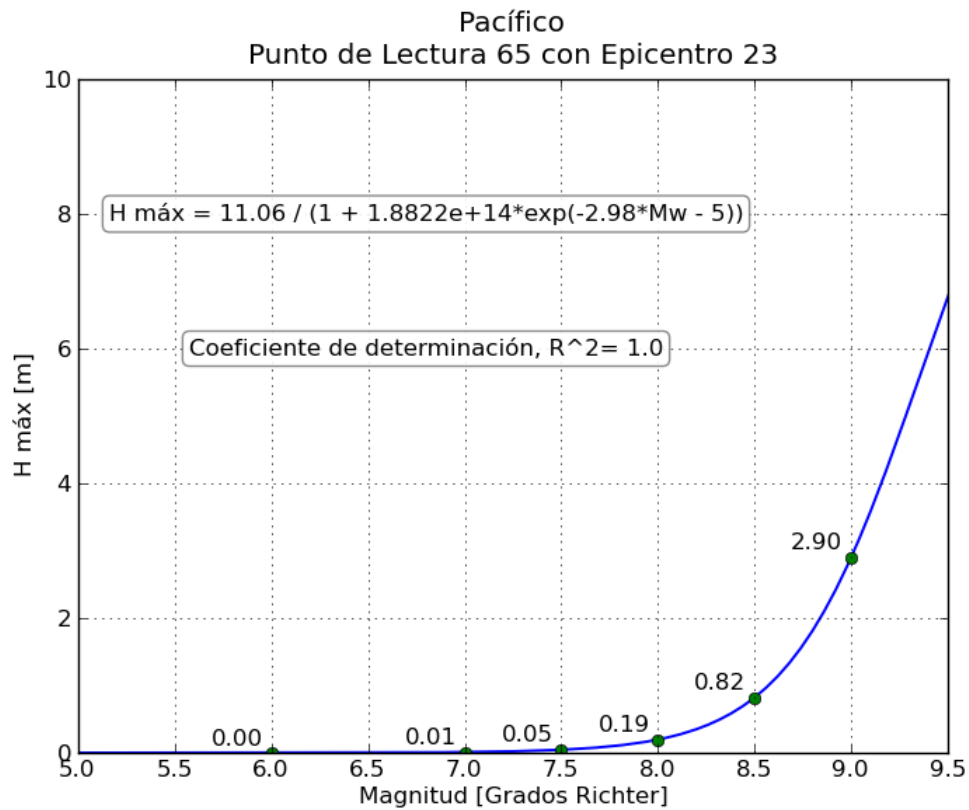
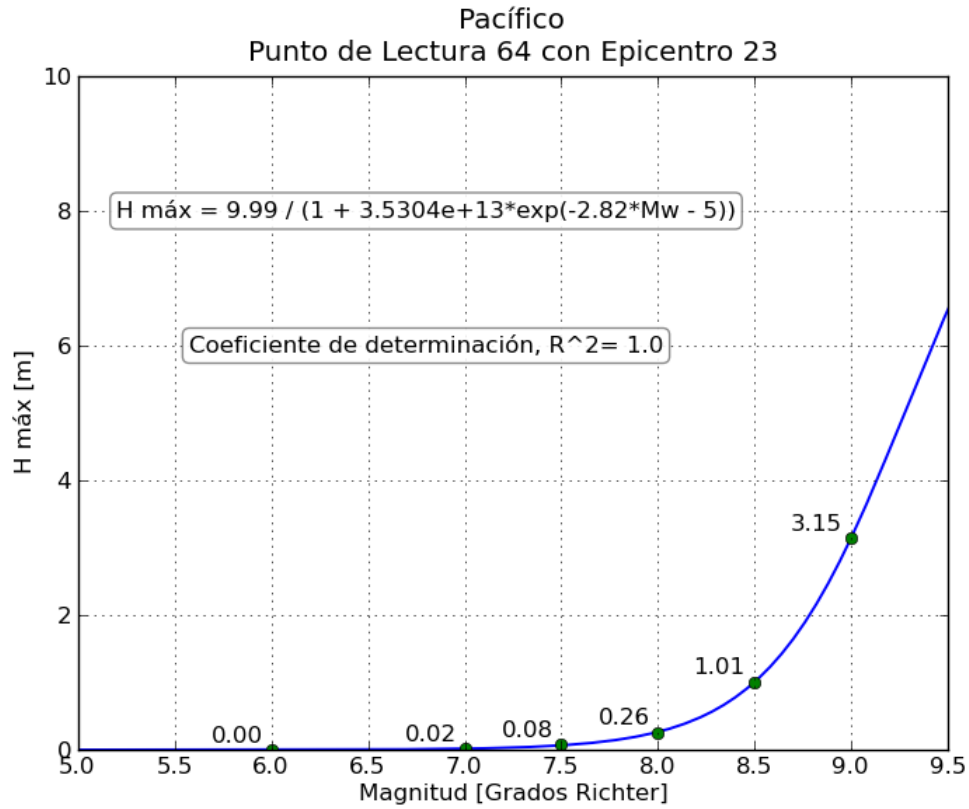


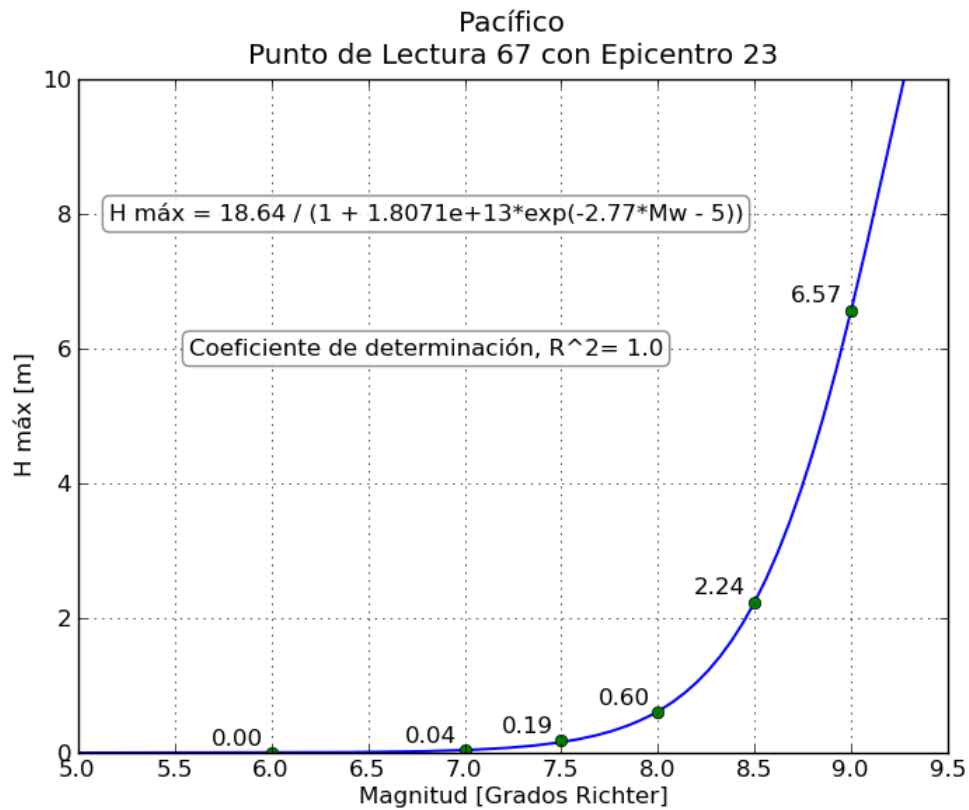
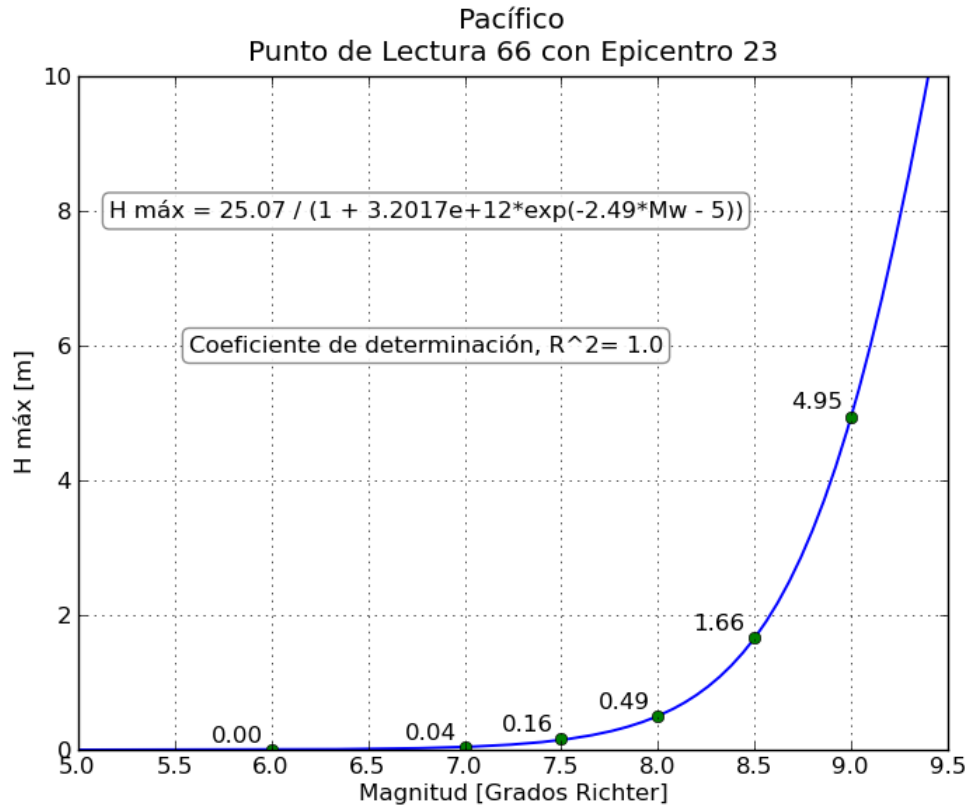
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

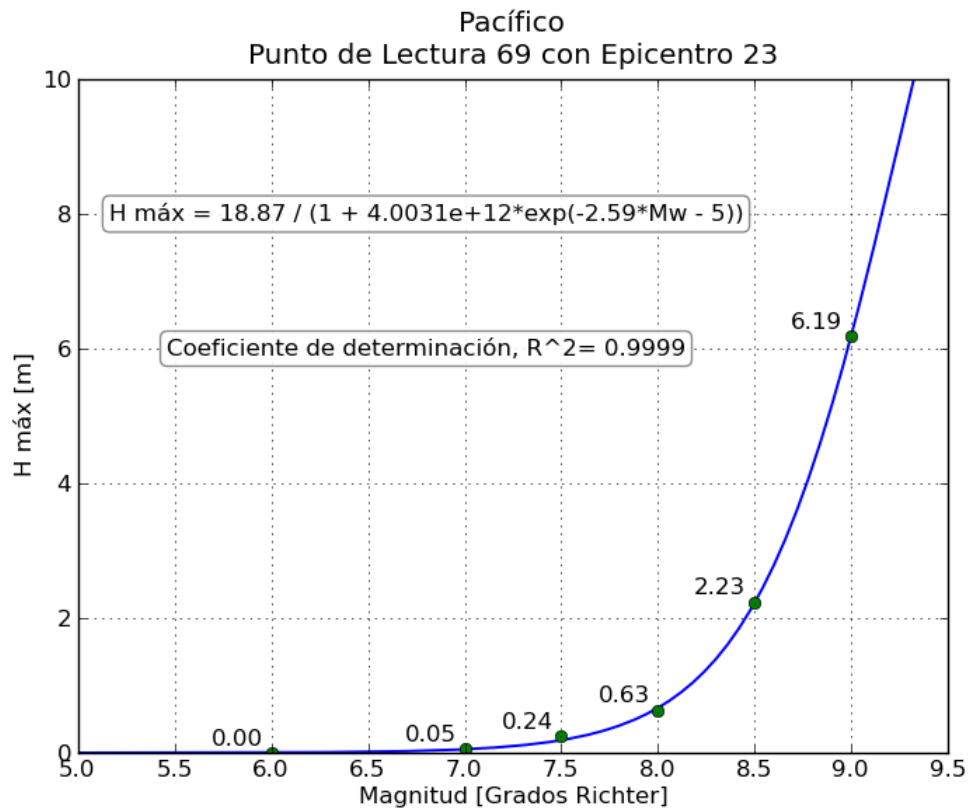
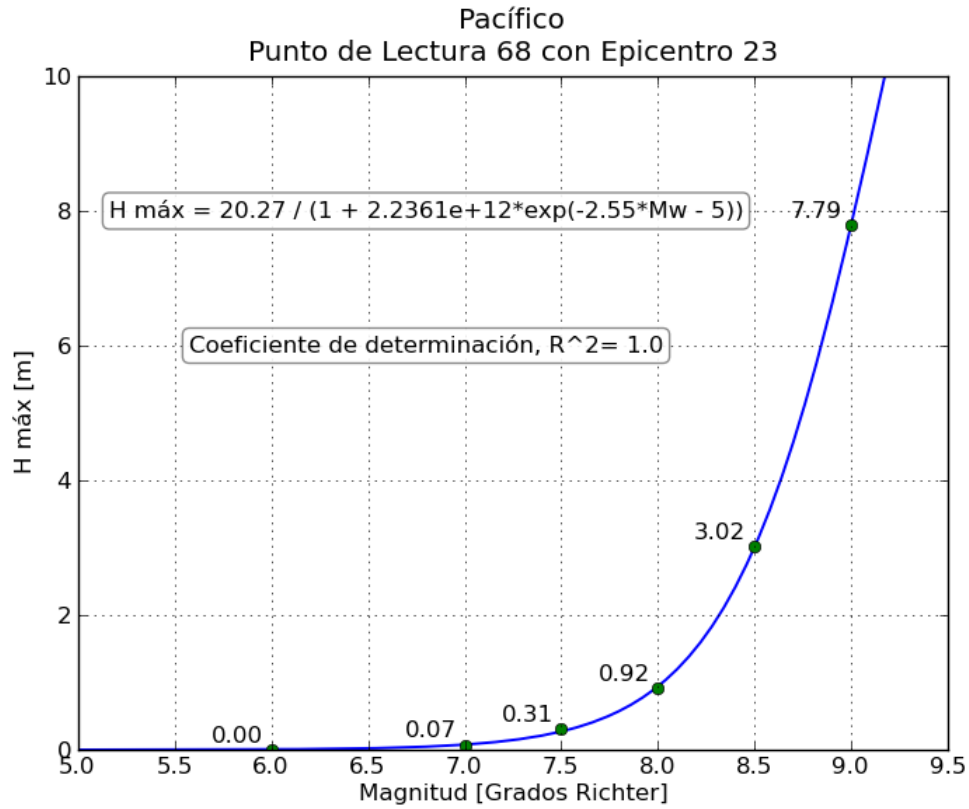


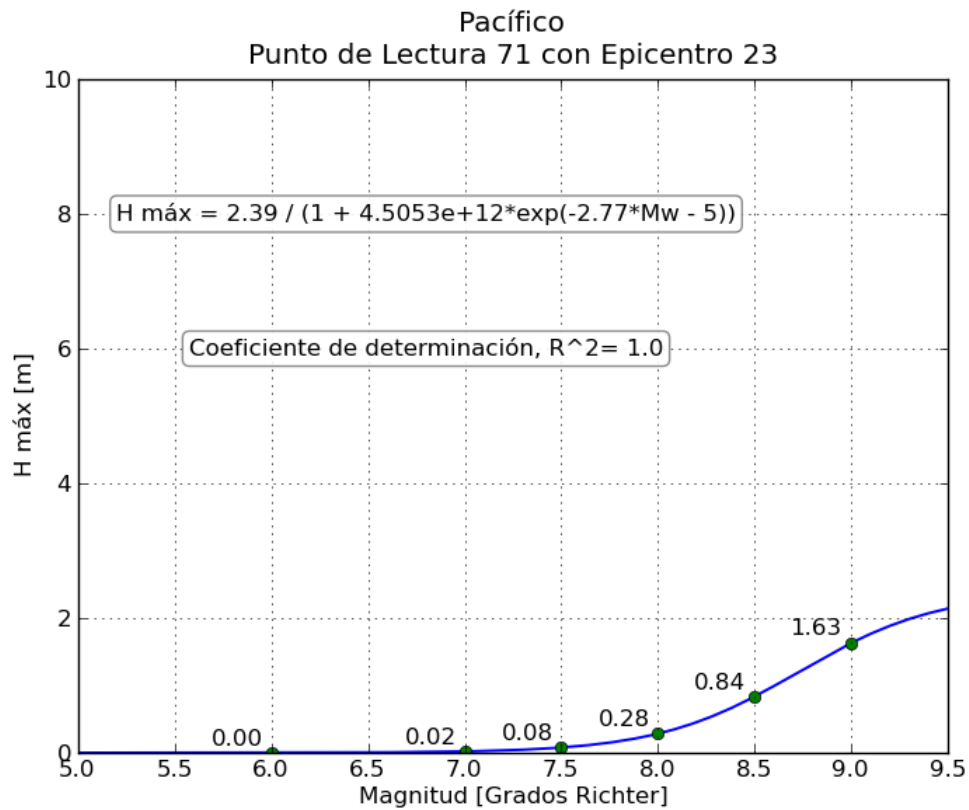
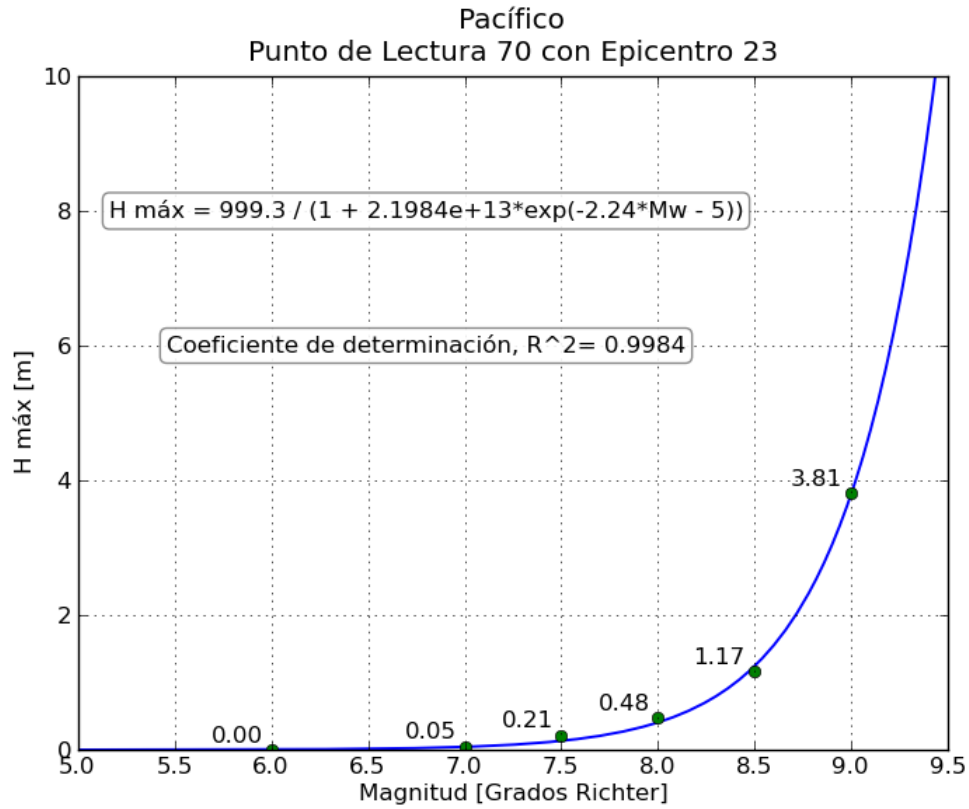


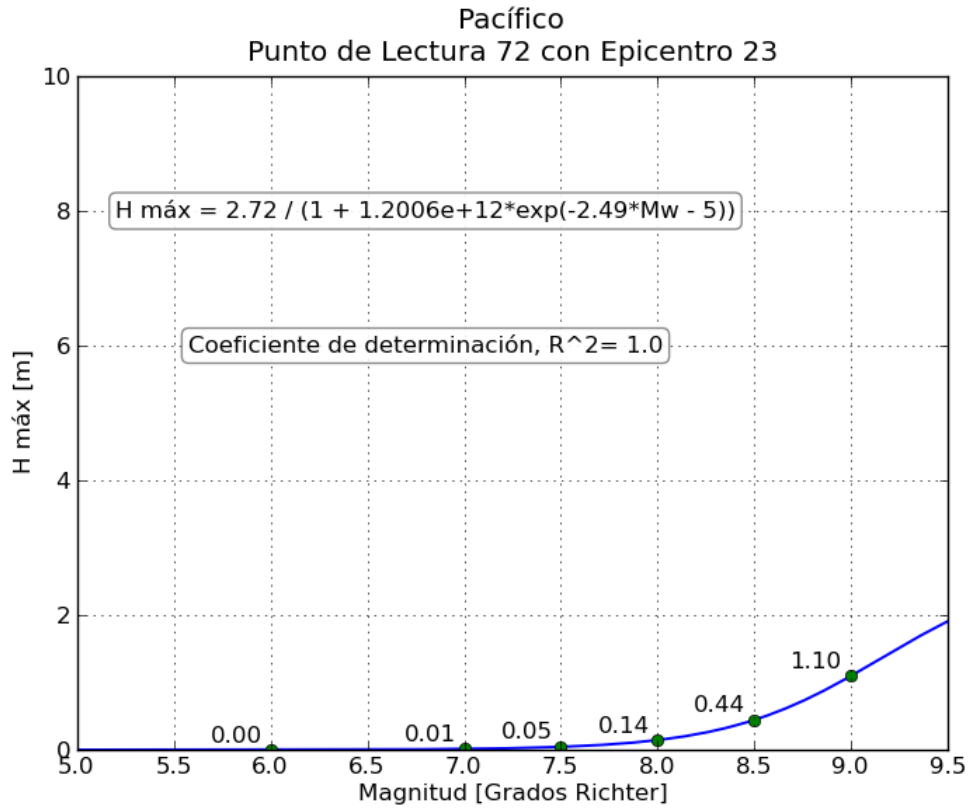






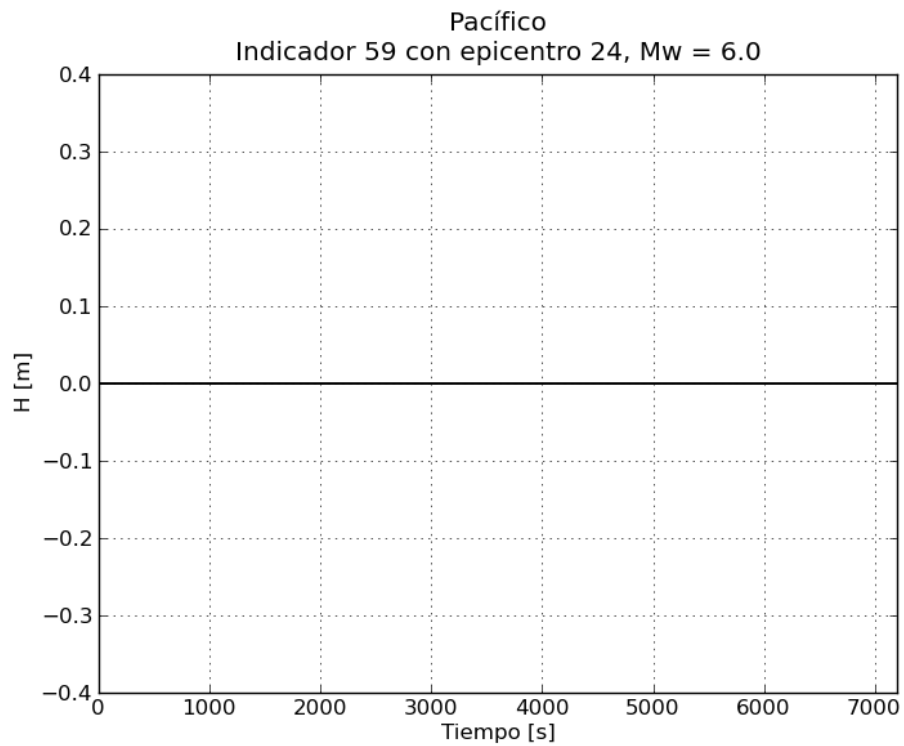
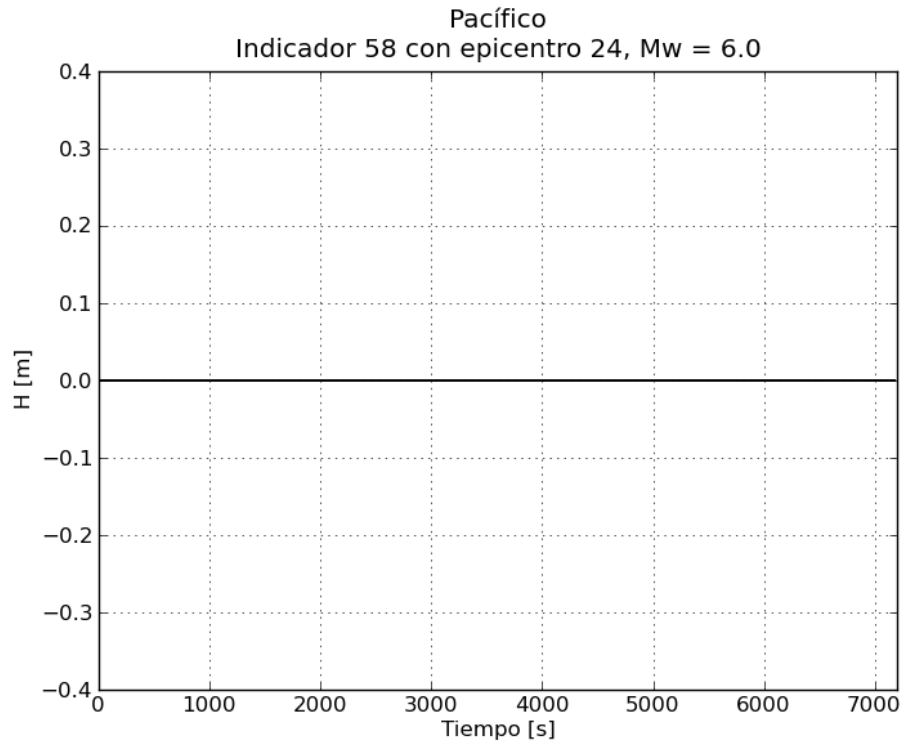


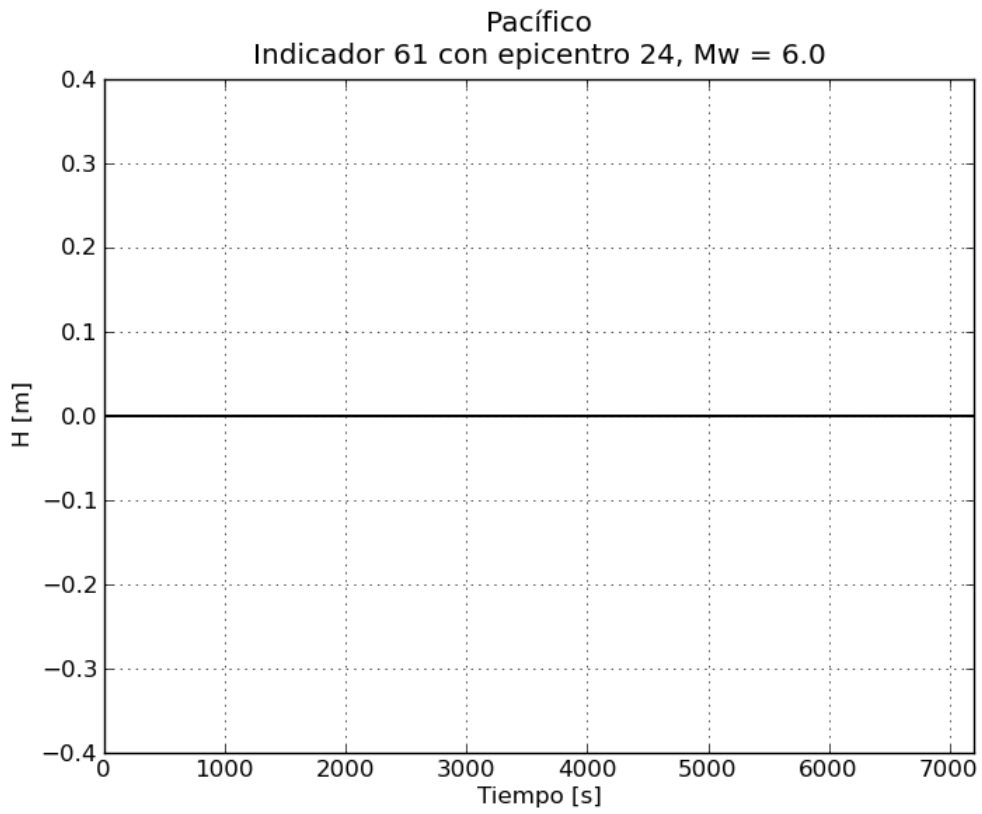
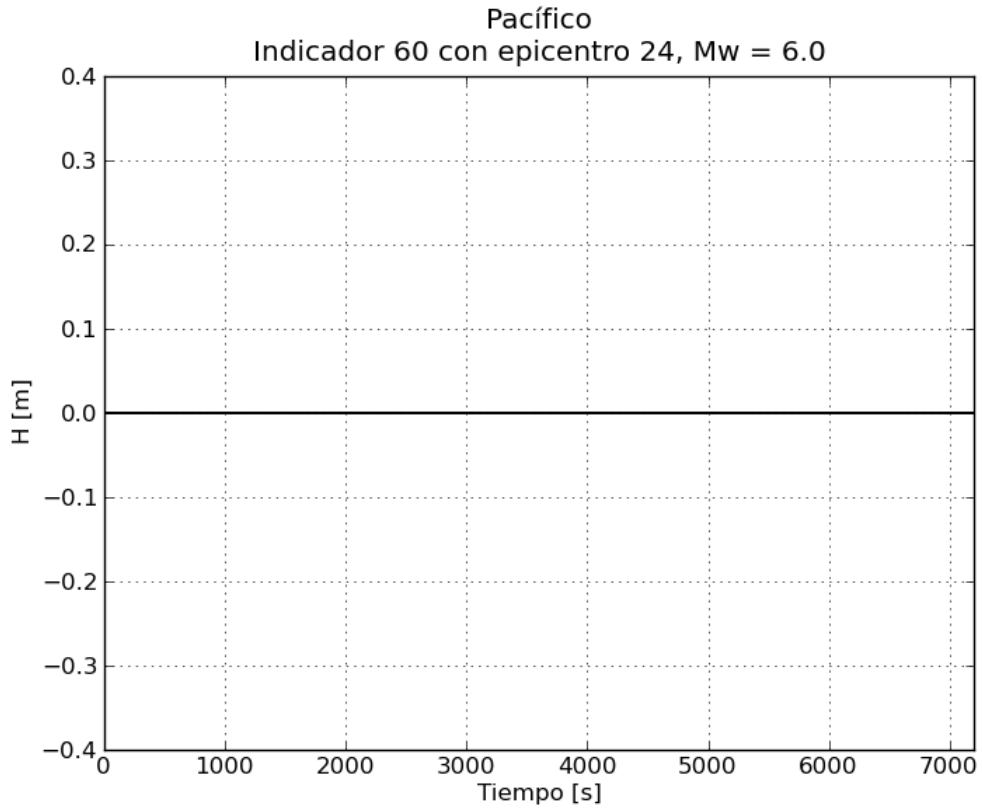


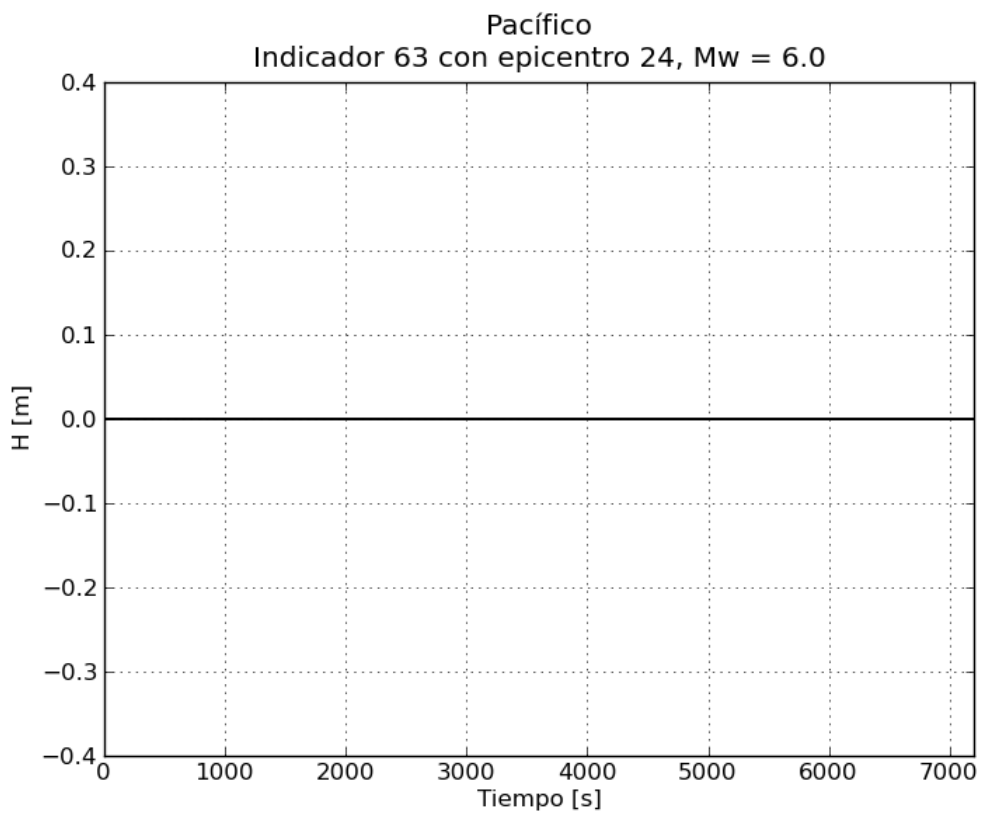
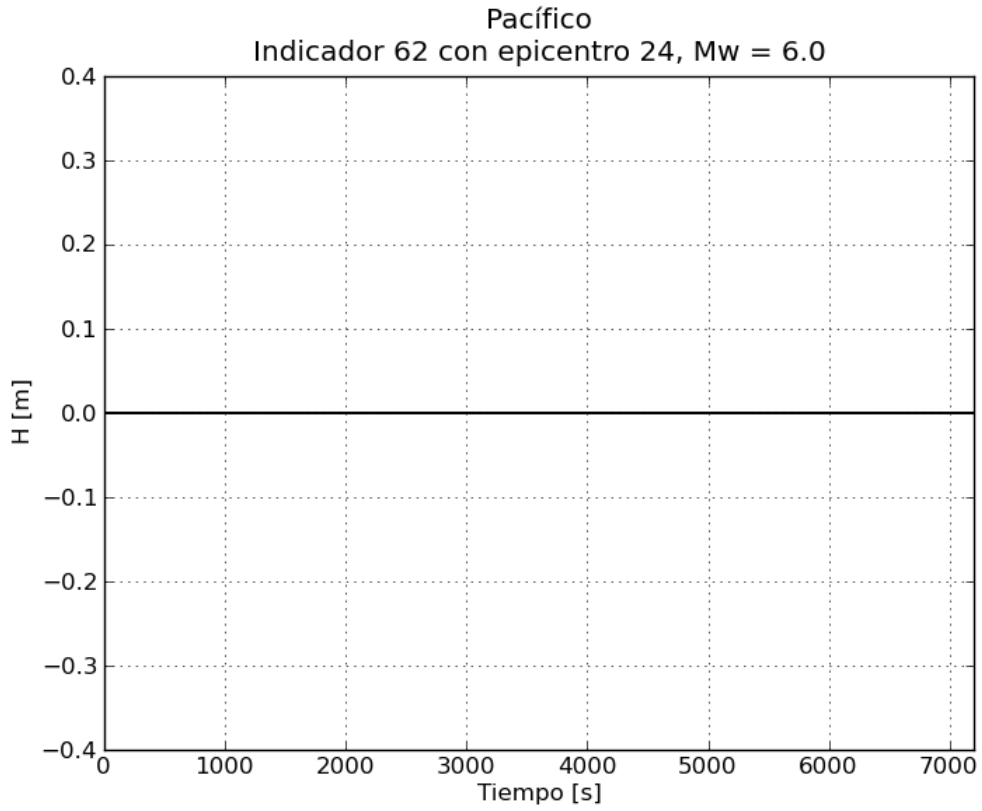


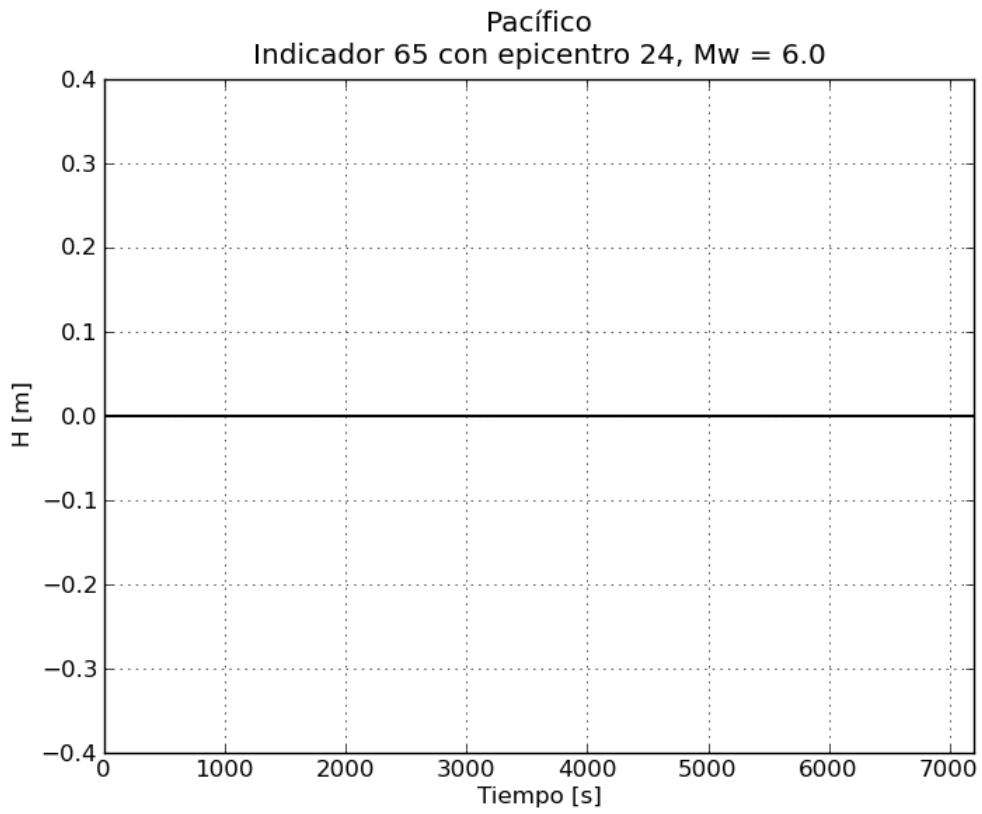
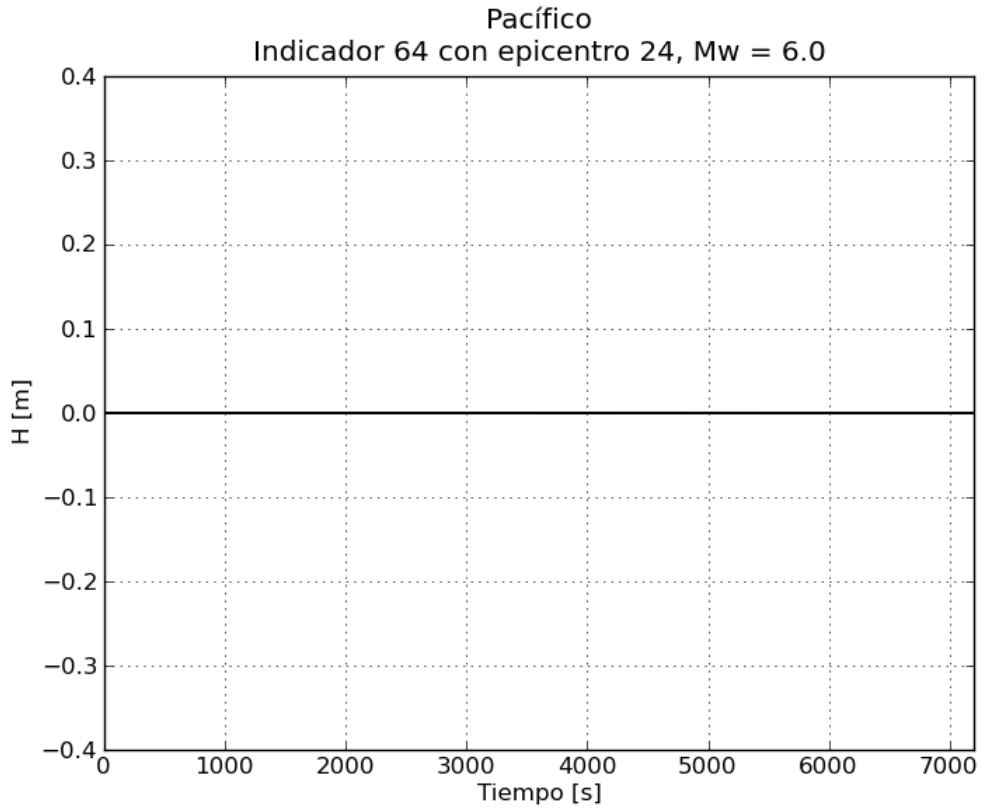
9. Epicentro 24 del Pacífico

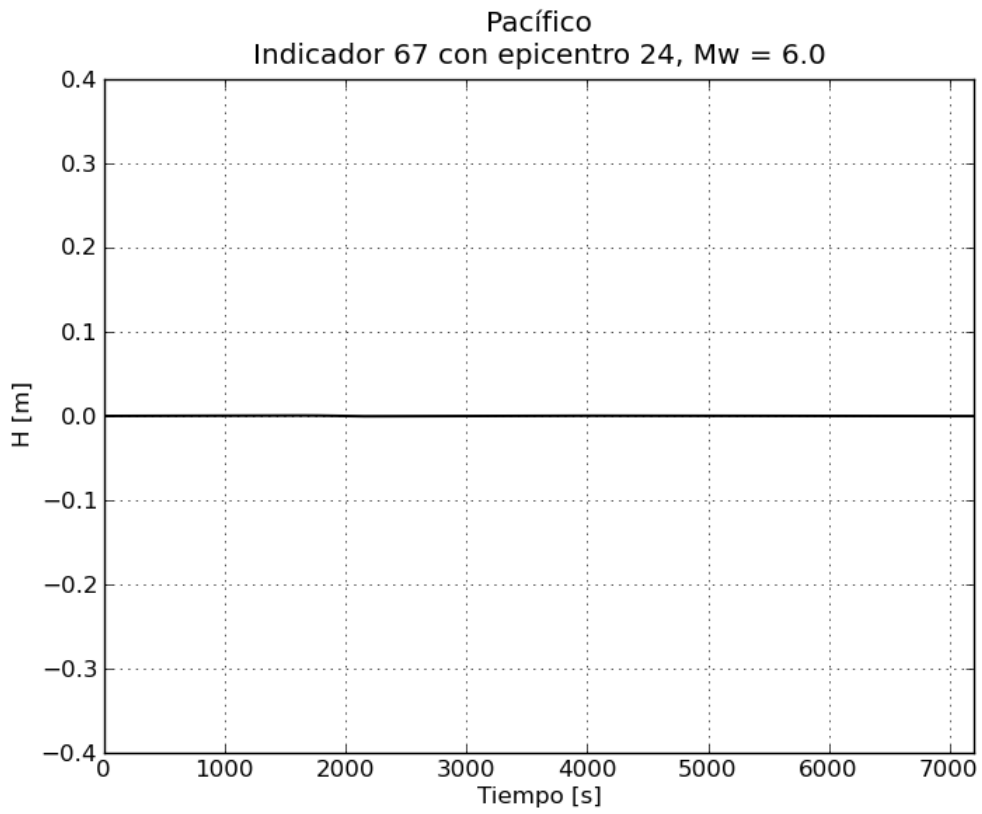
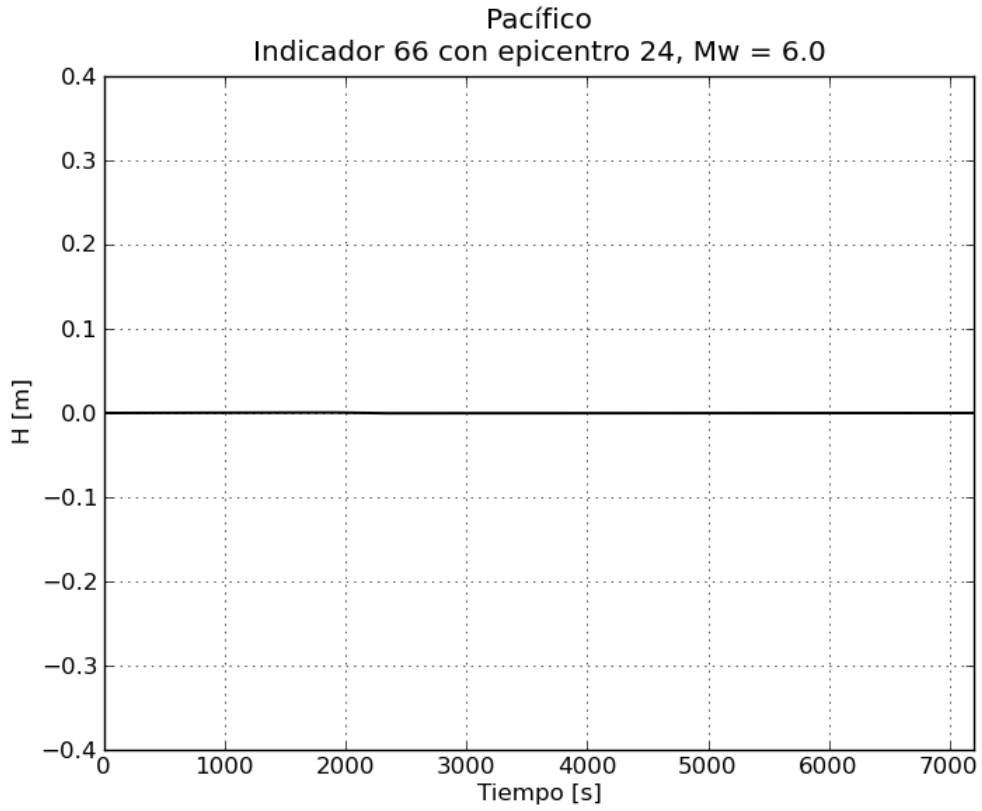
a. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 6.0$

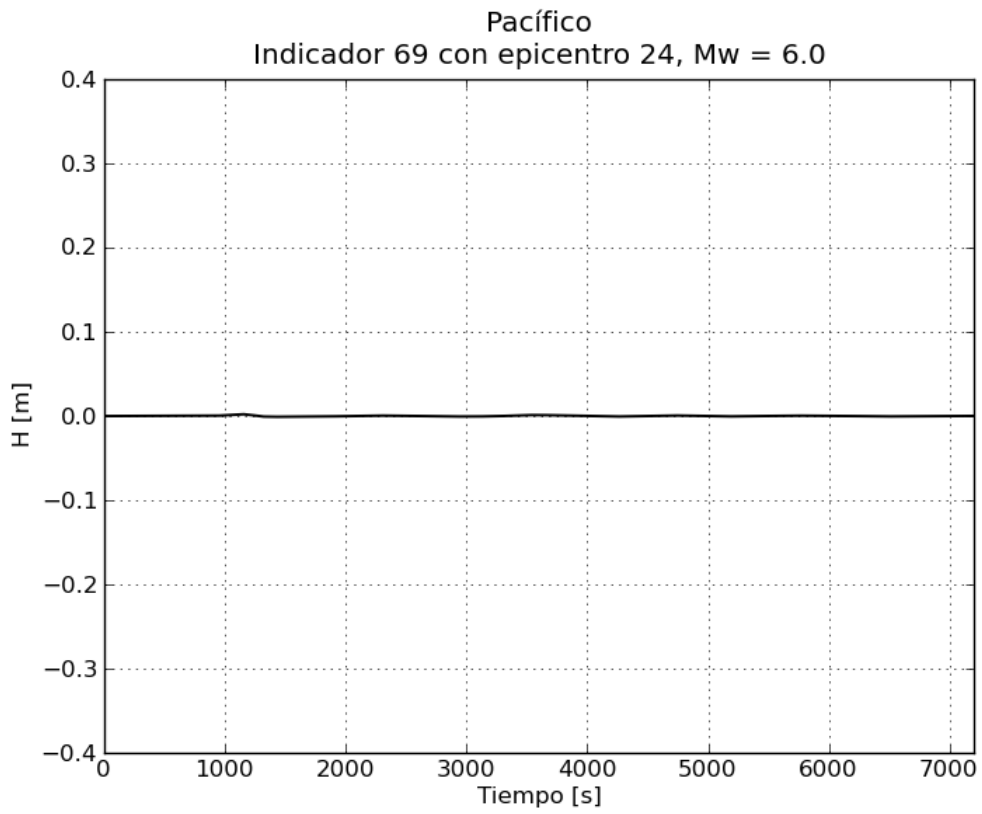
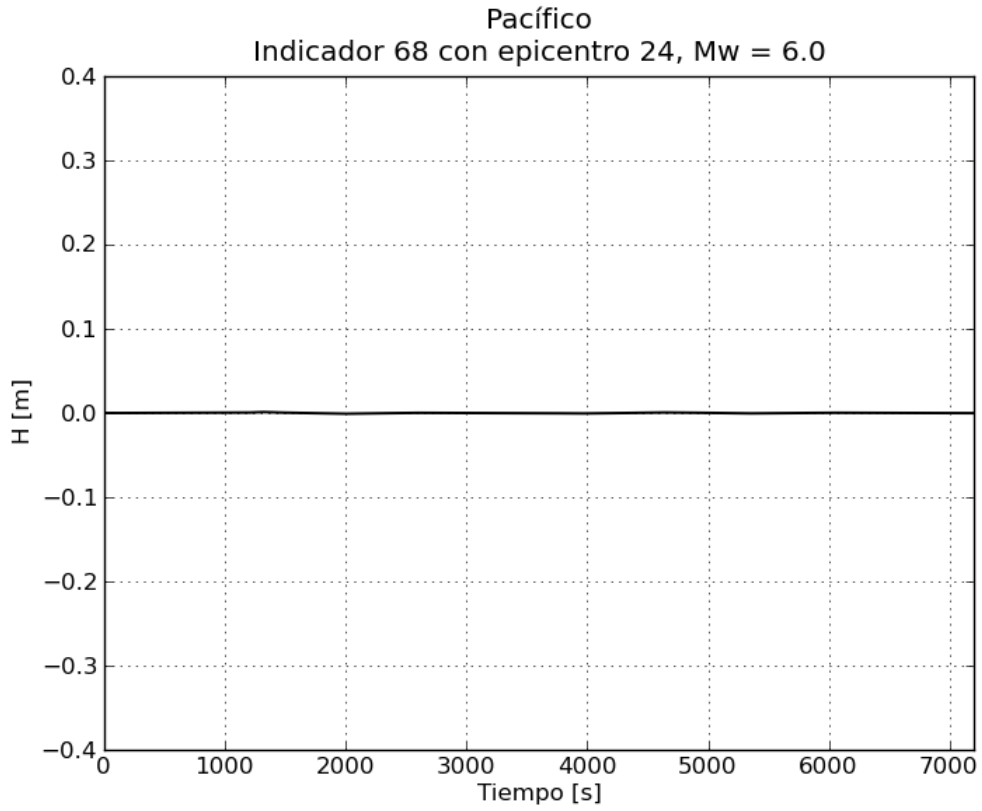


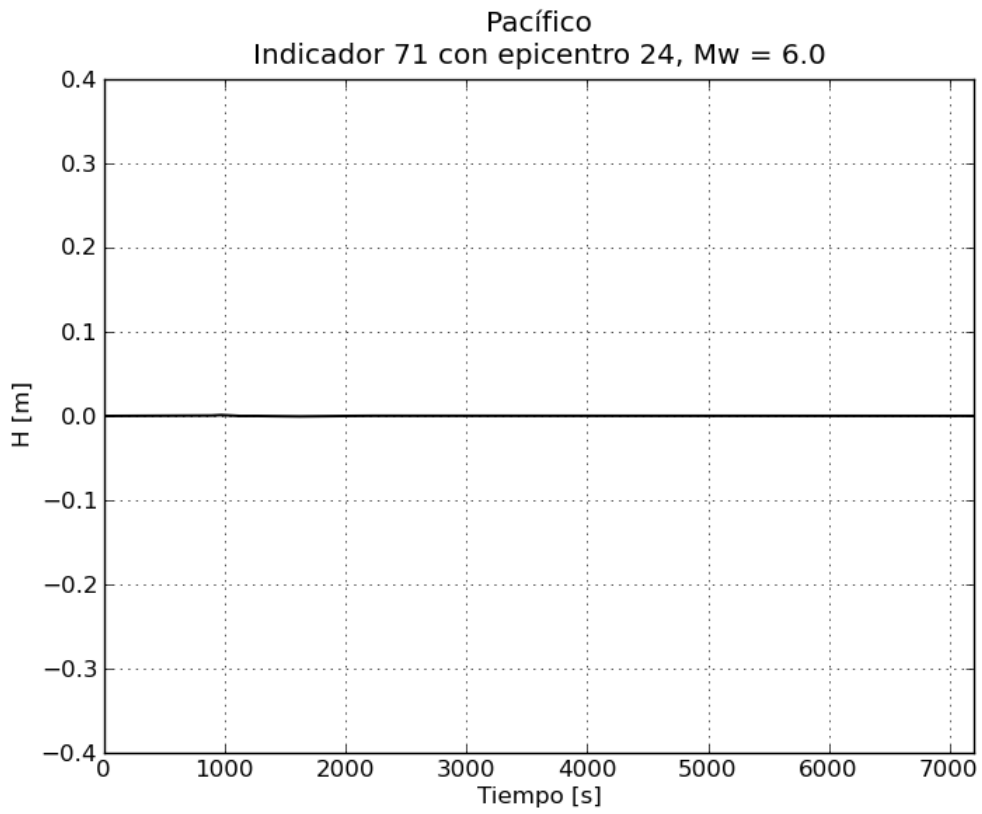
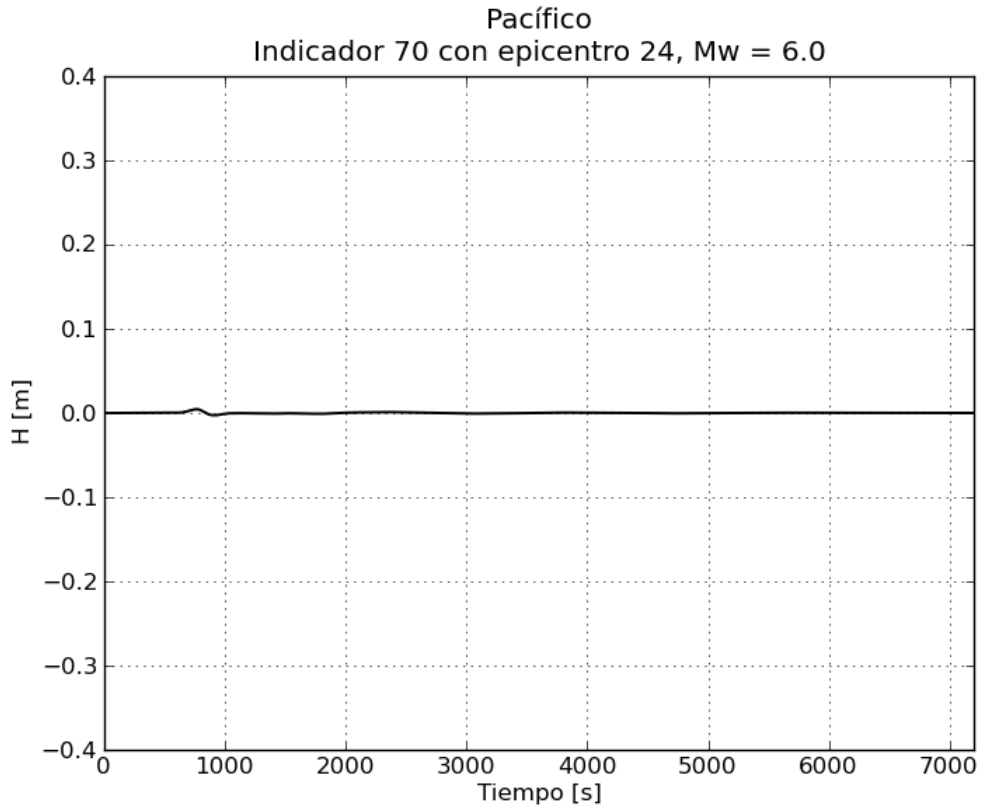


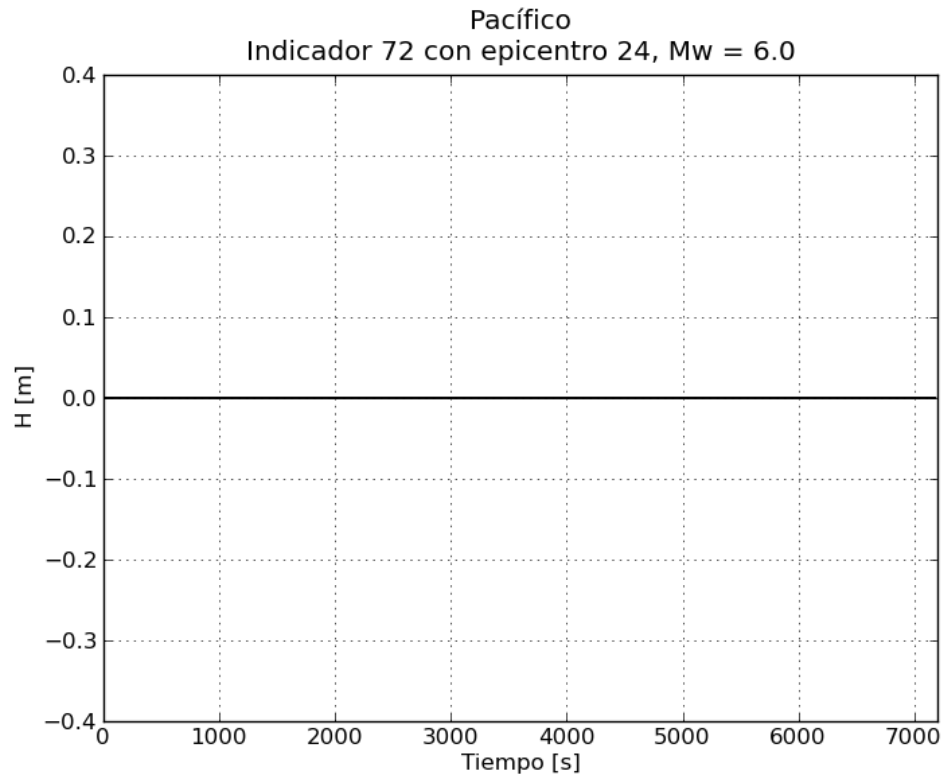




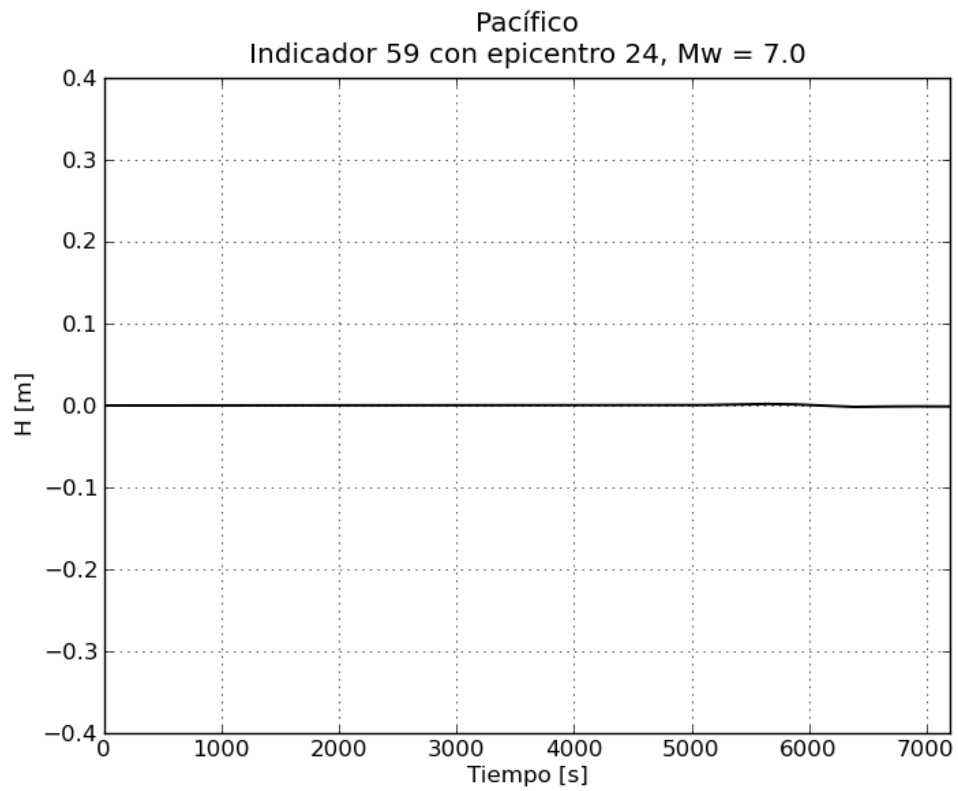
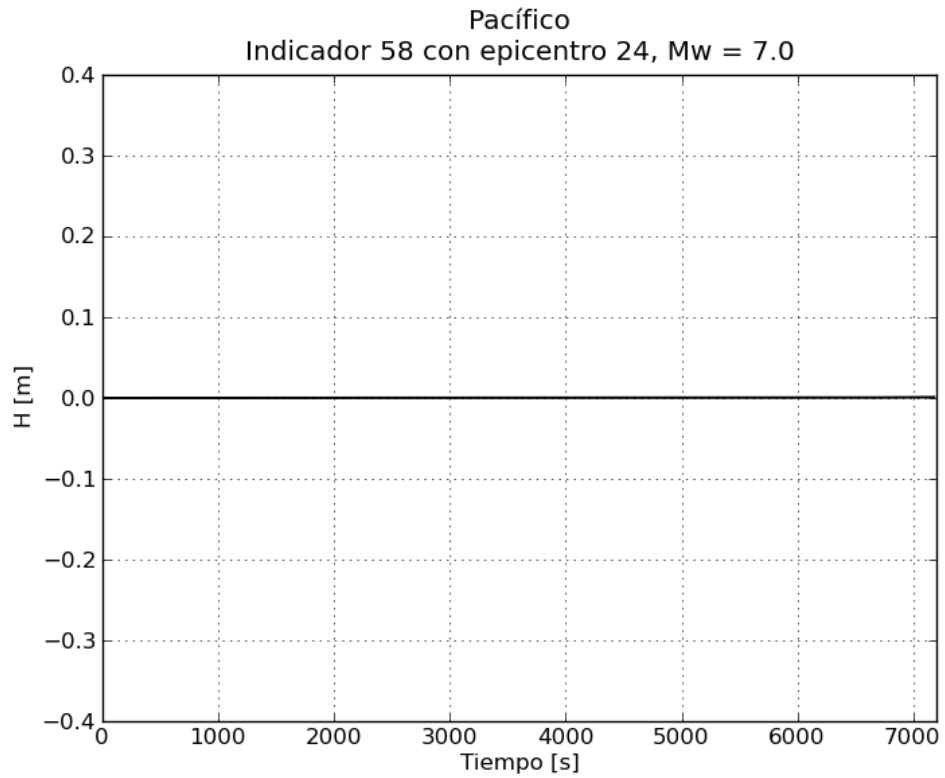


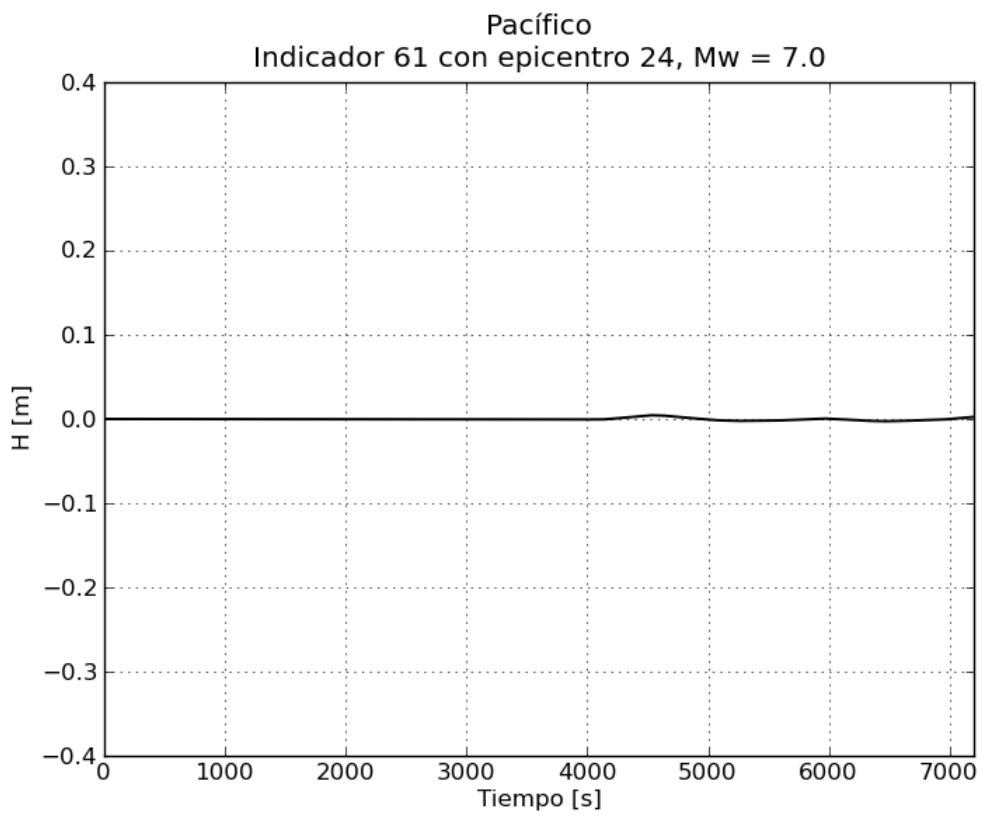
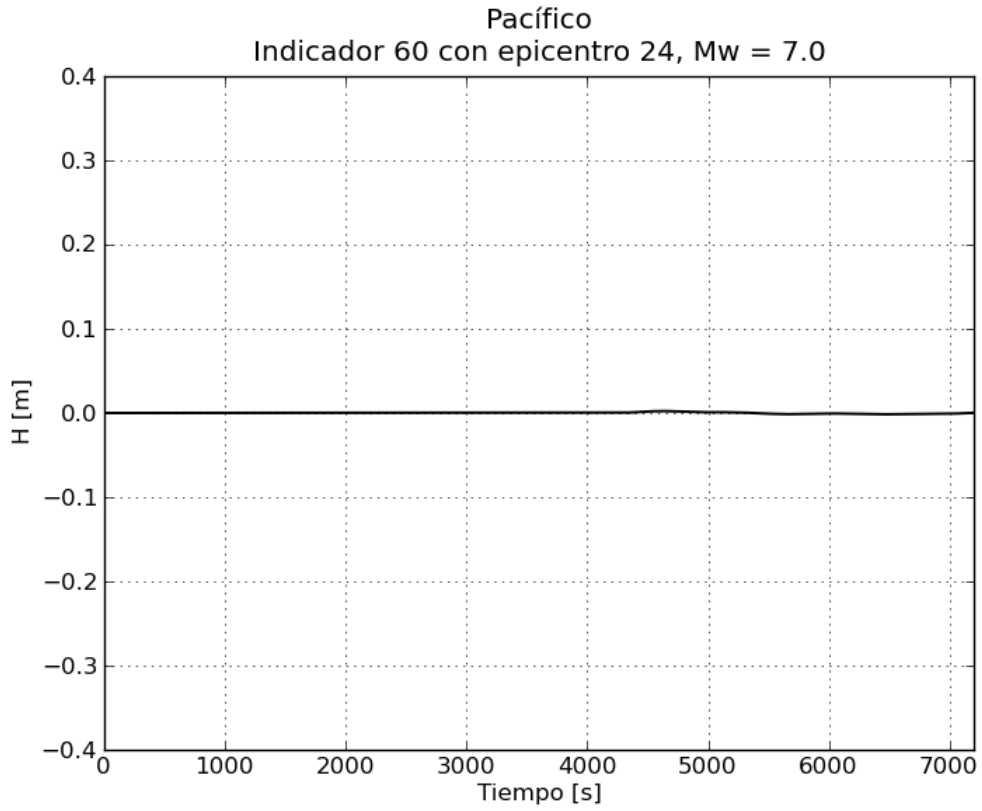


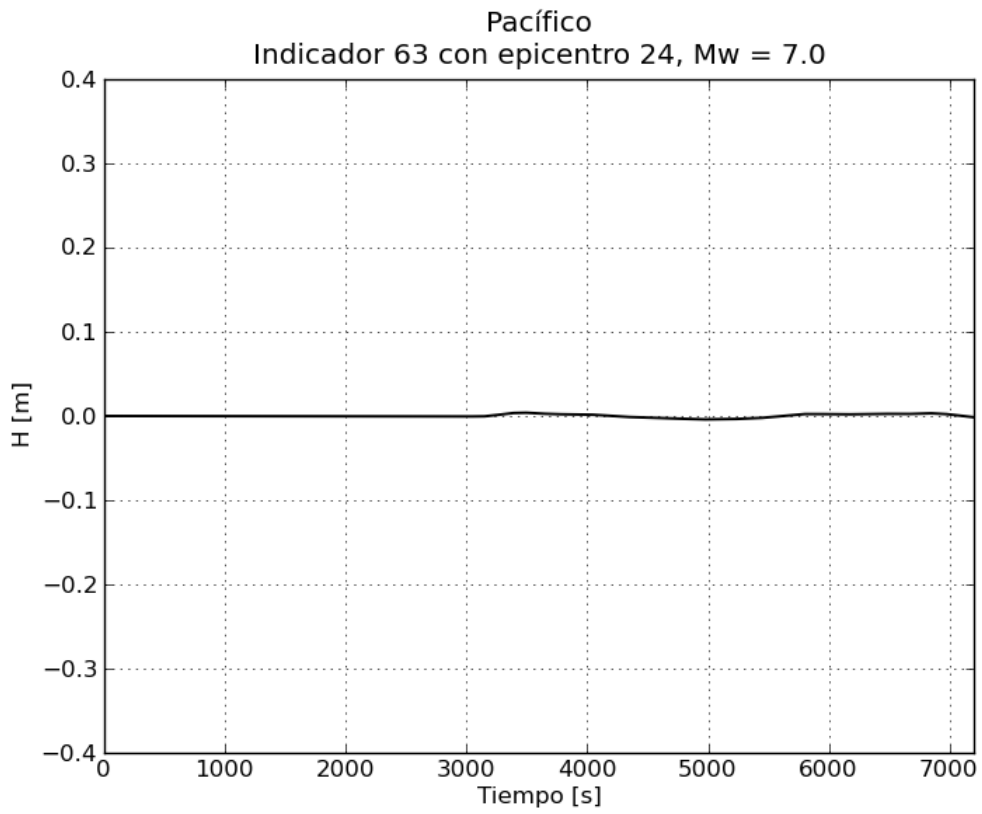
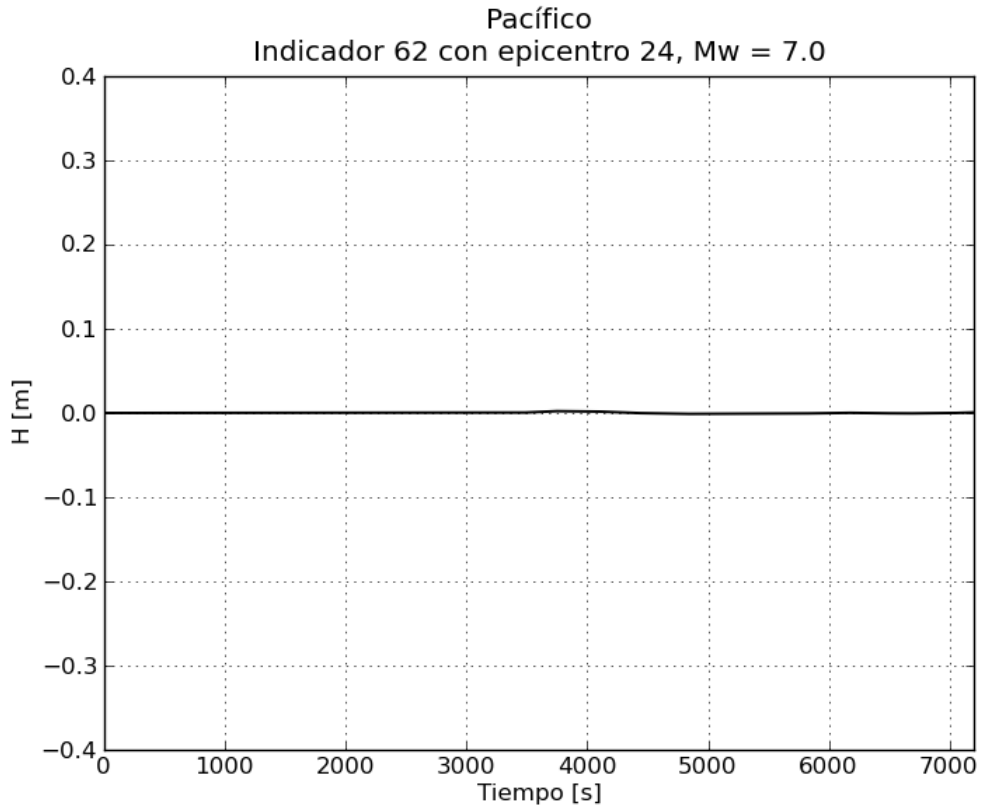


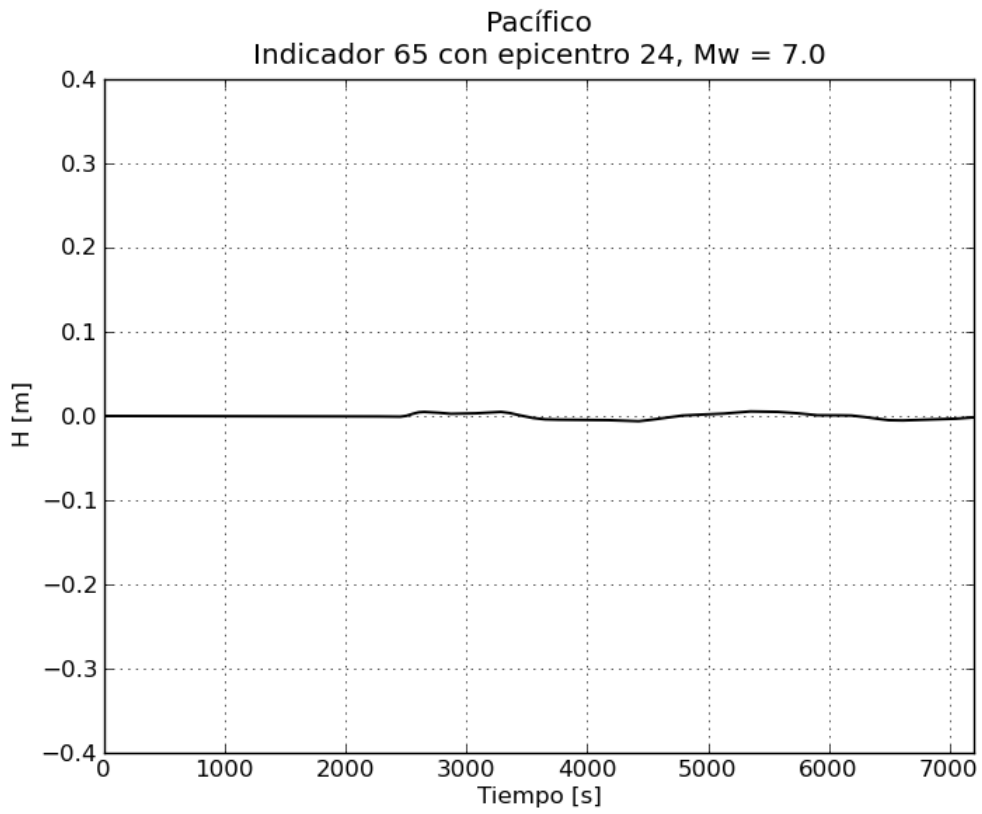
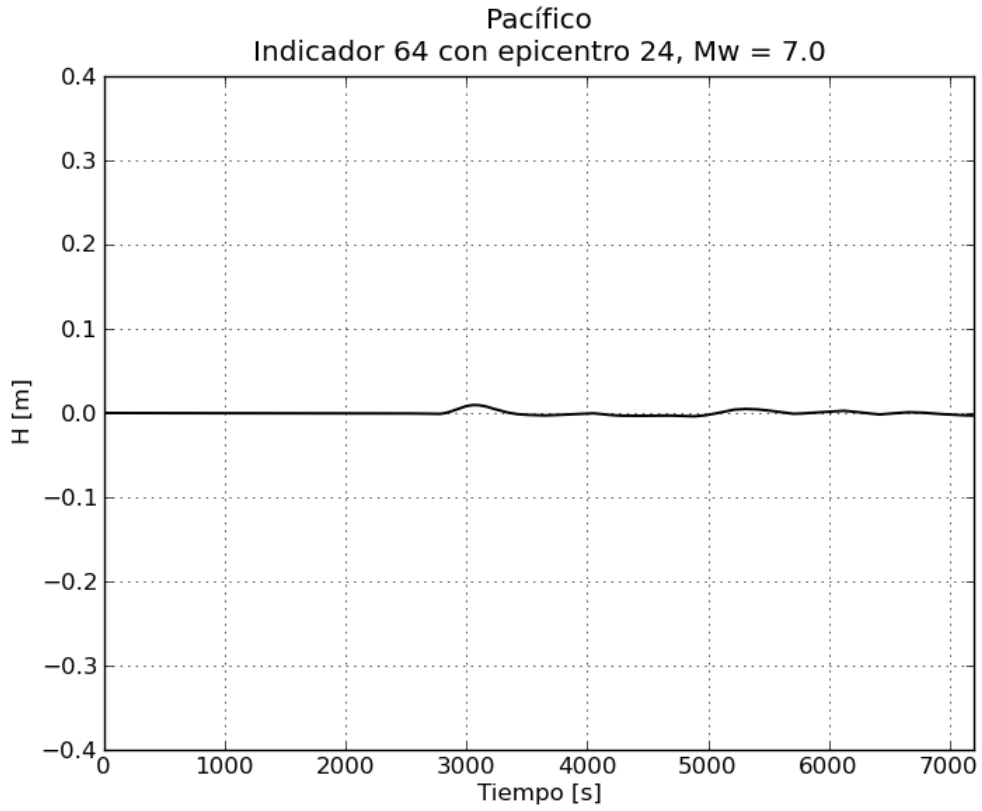


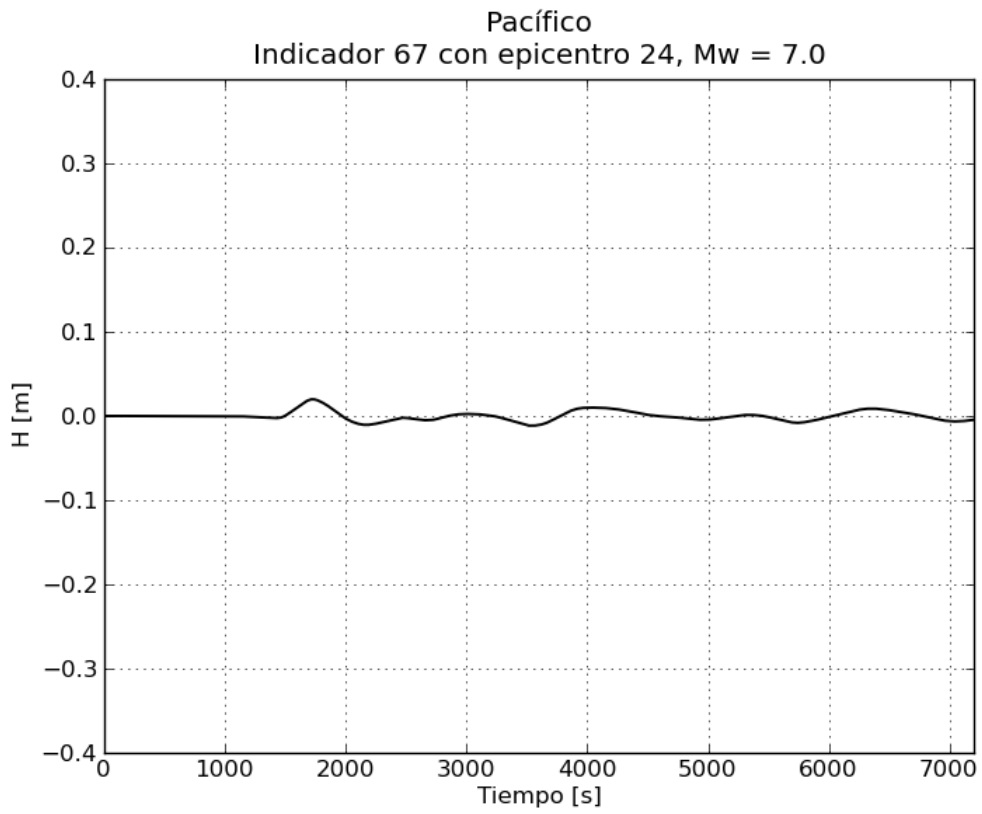
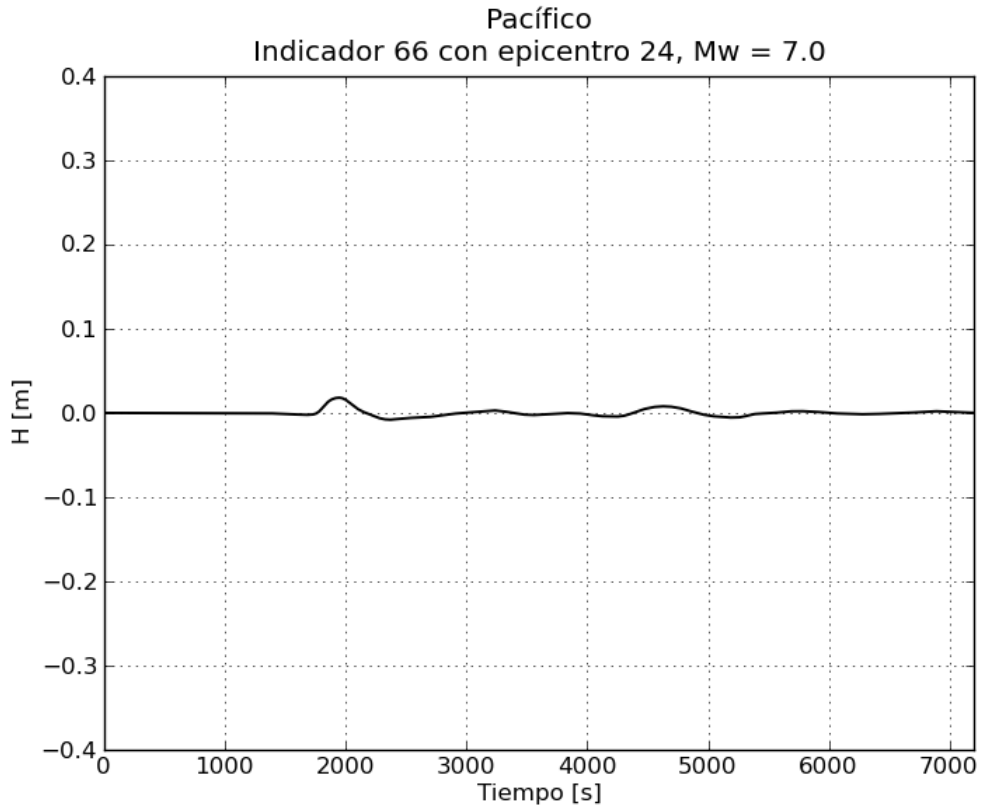
b. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.0$

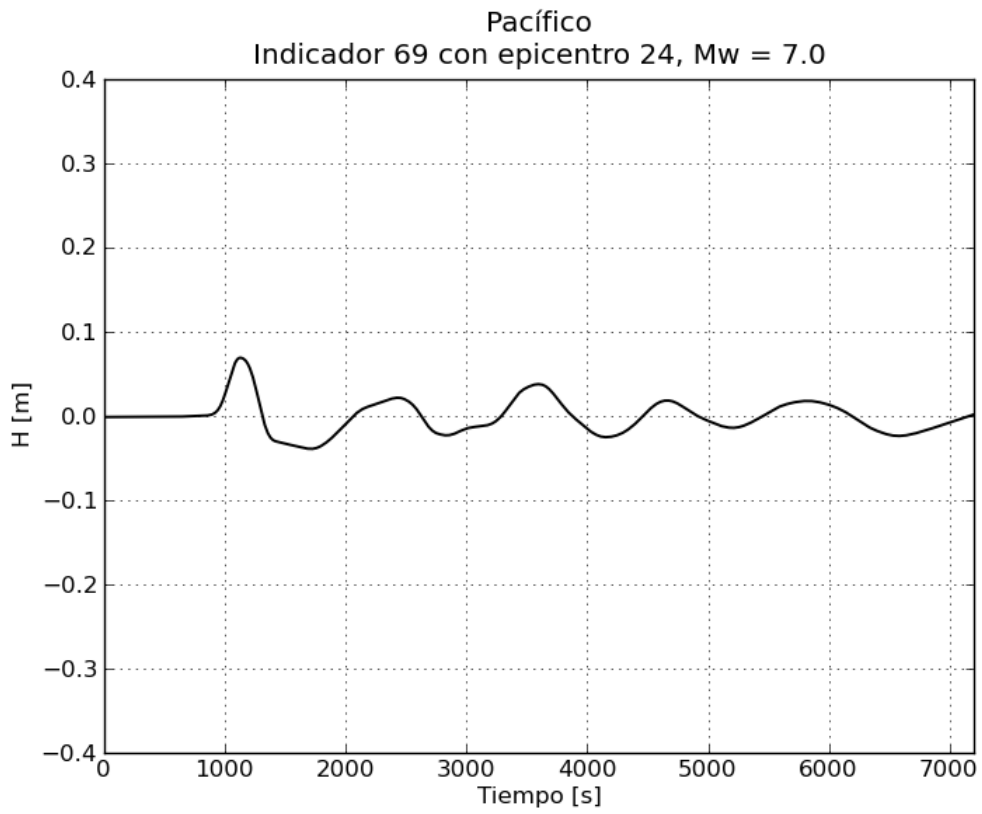
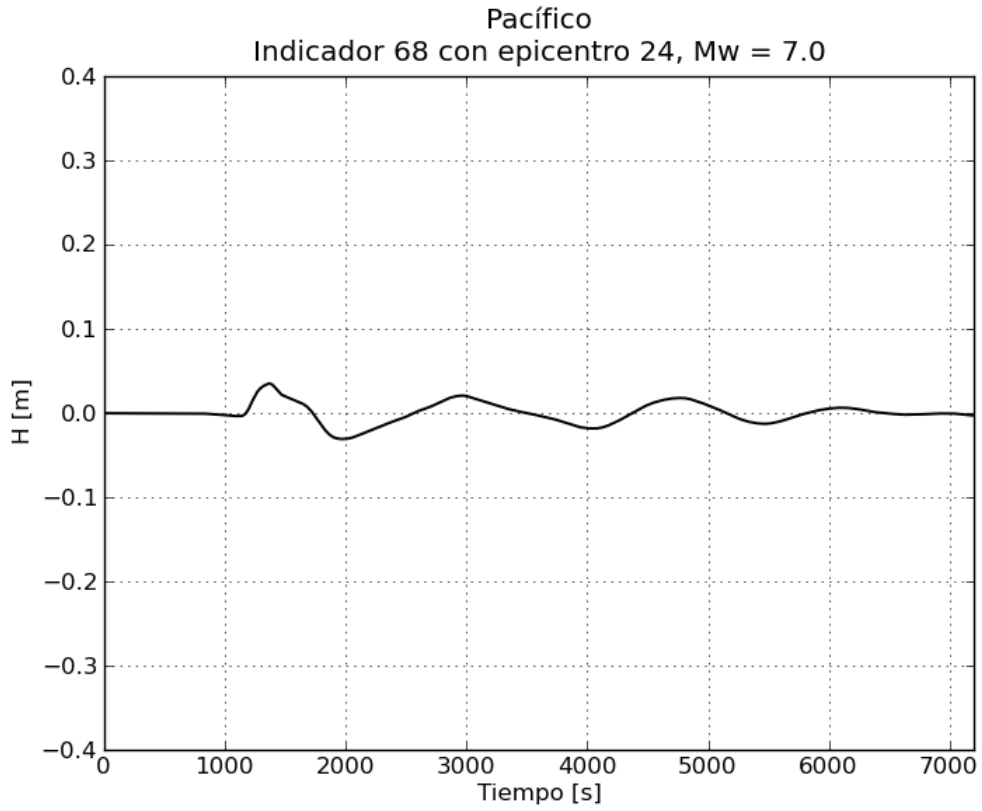


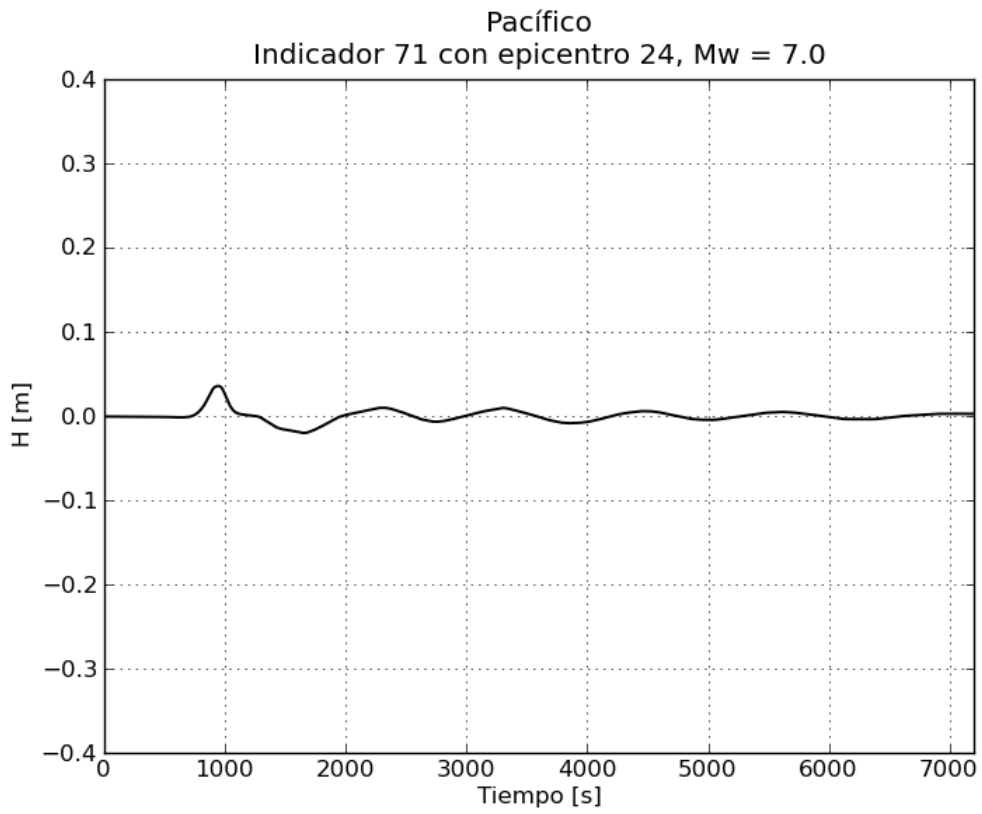
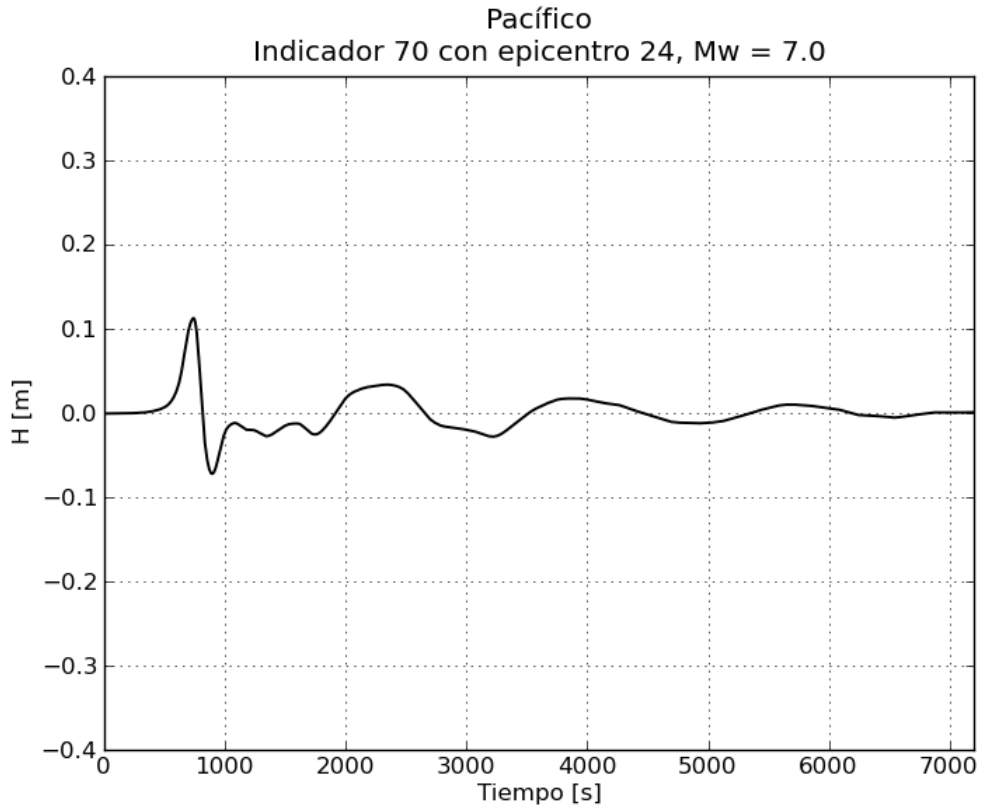


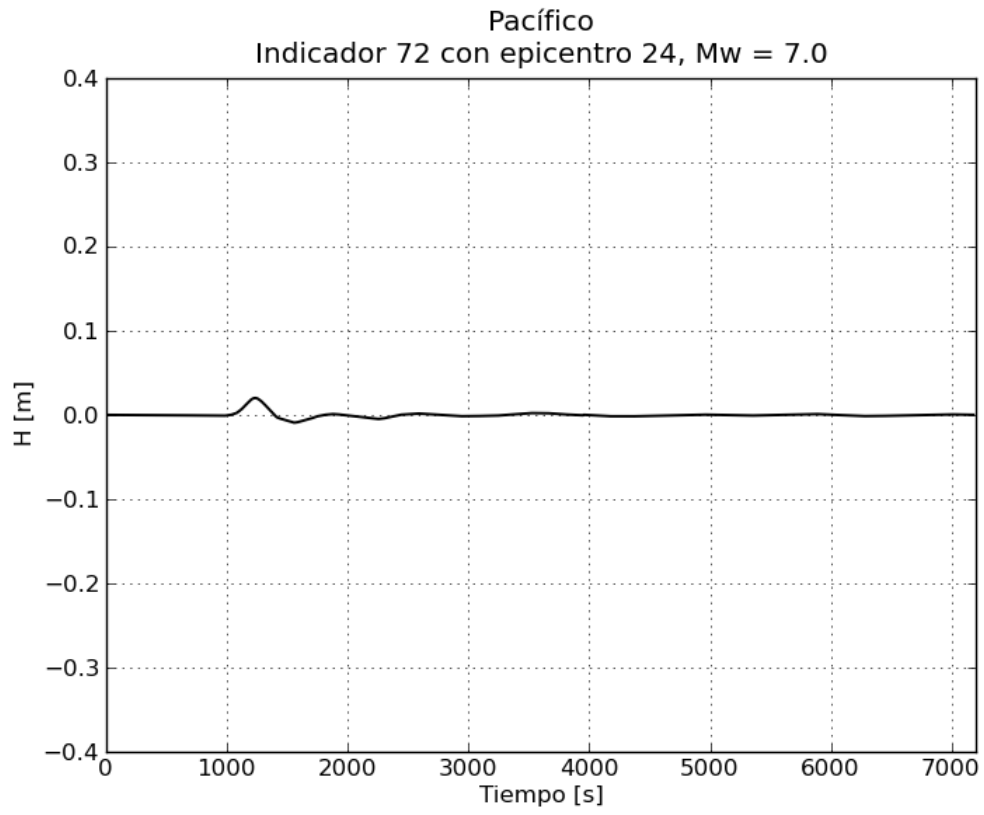




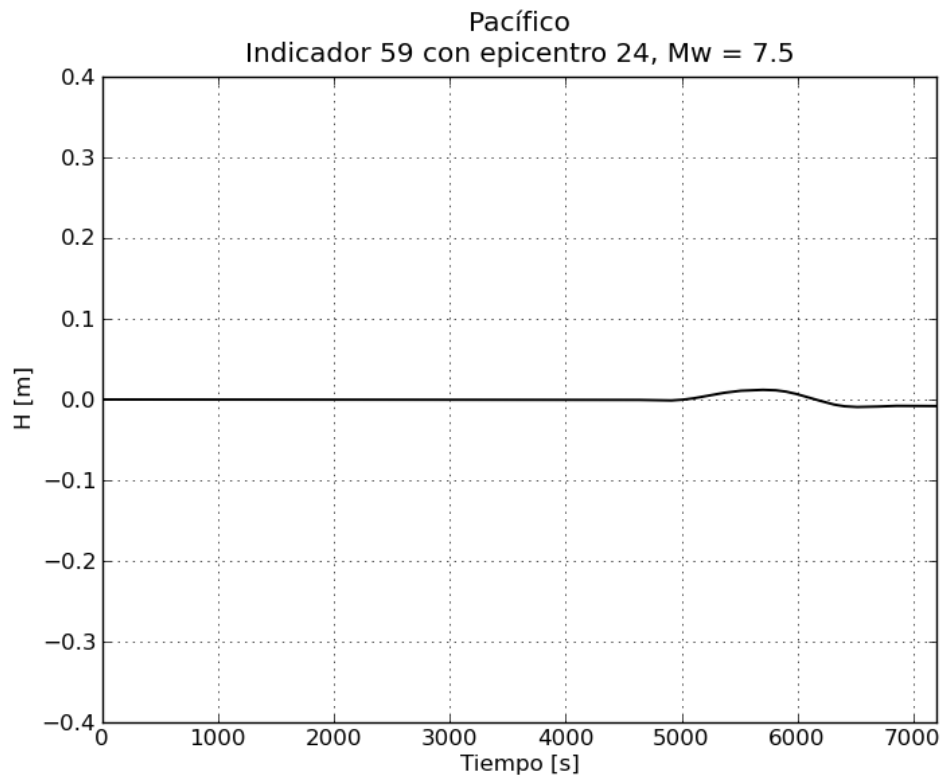
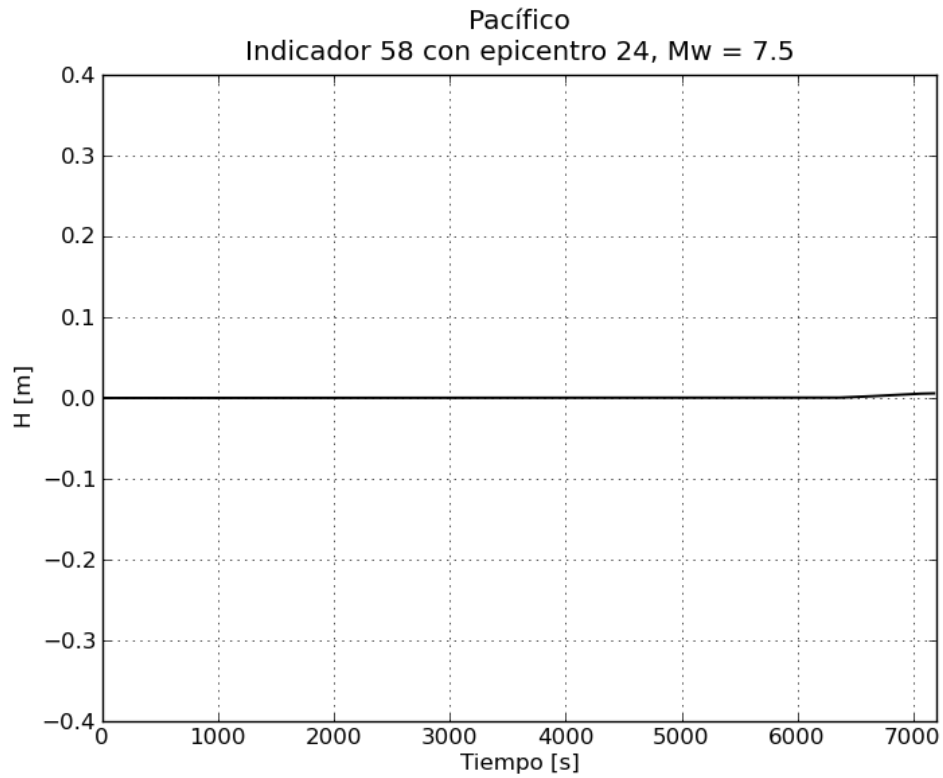


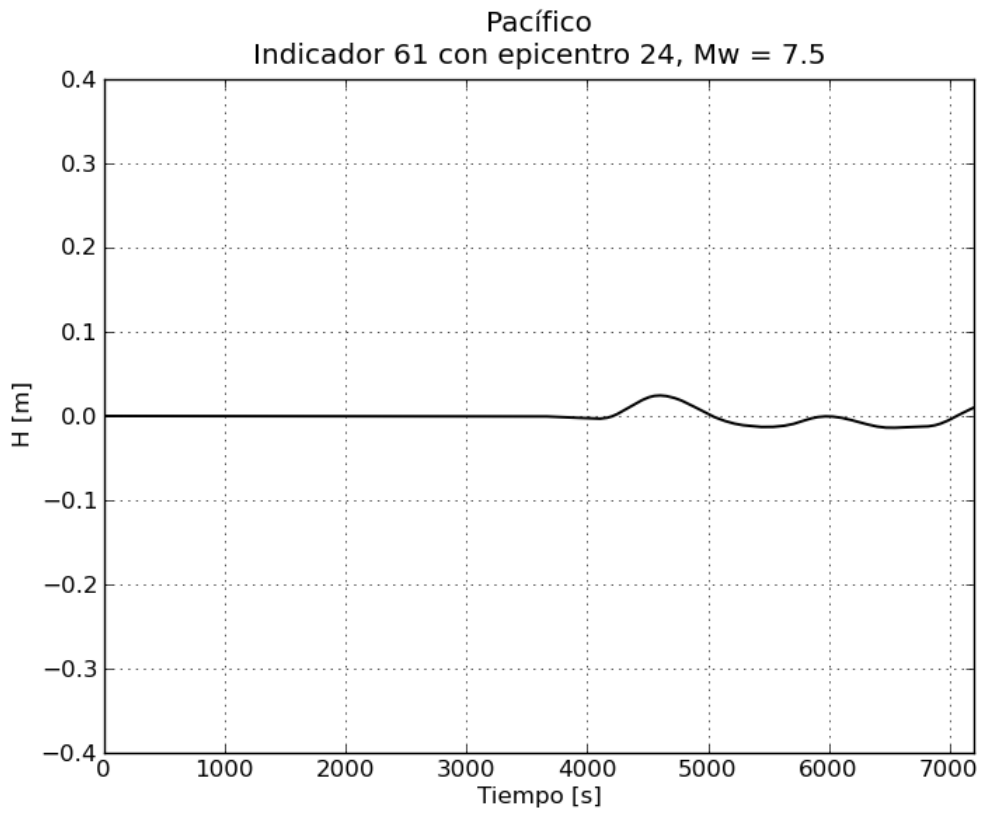
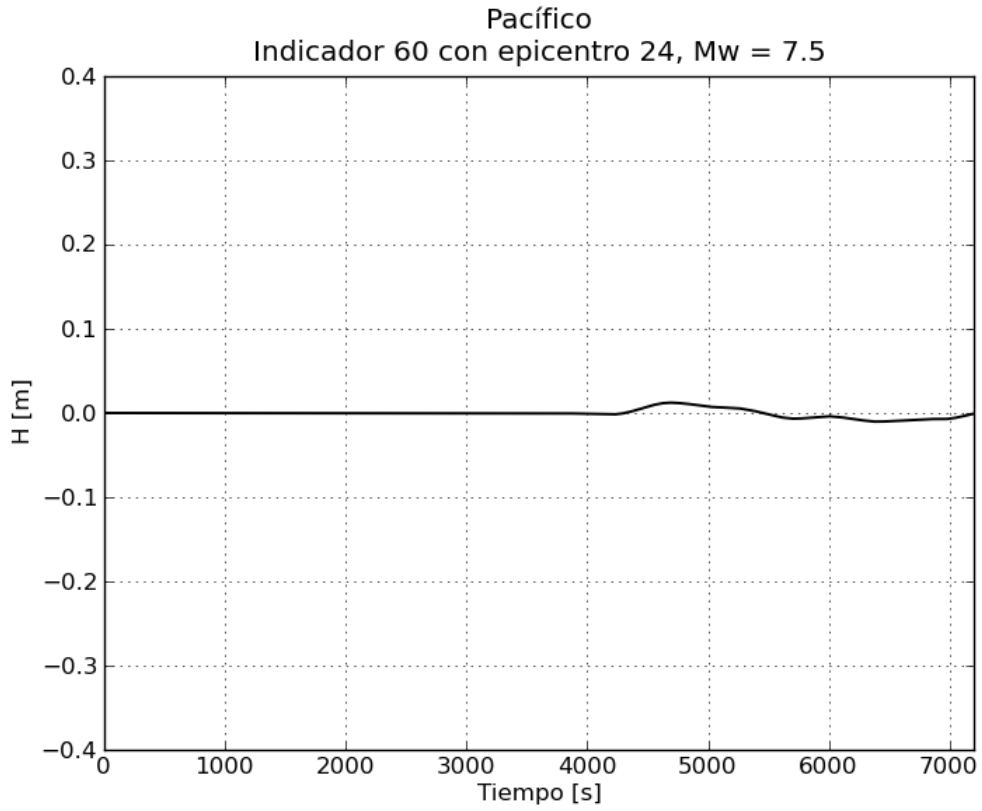


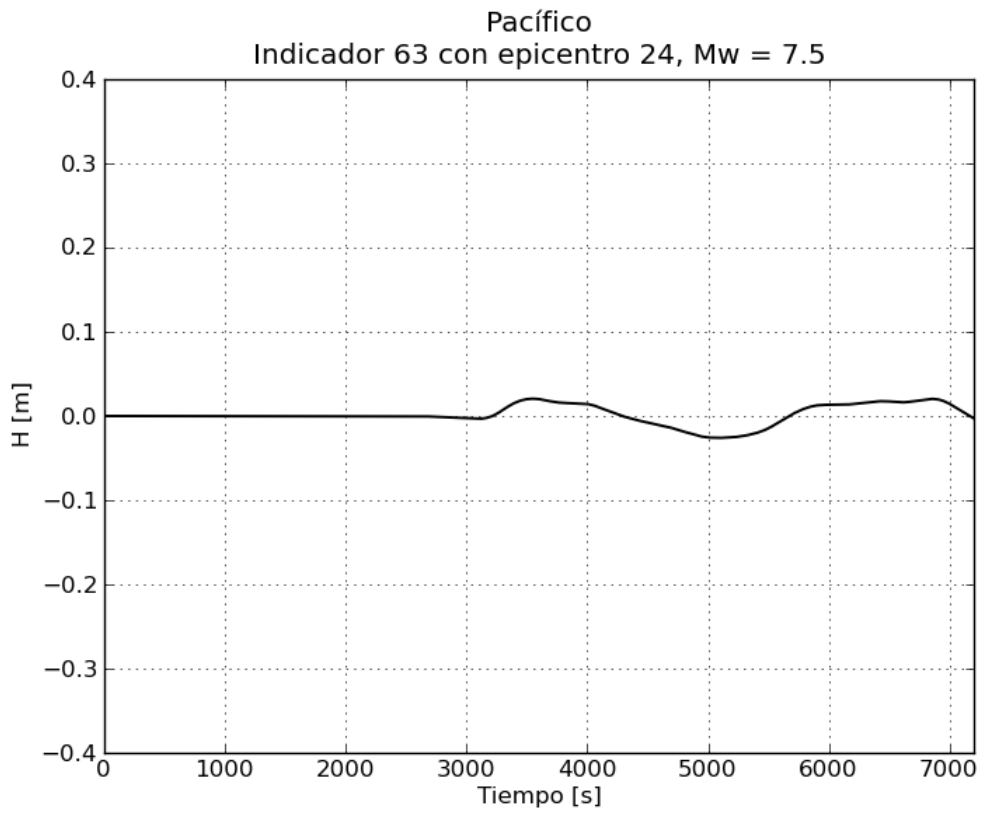
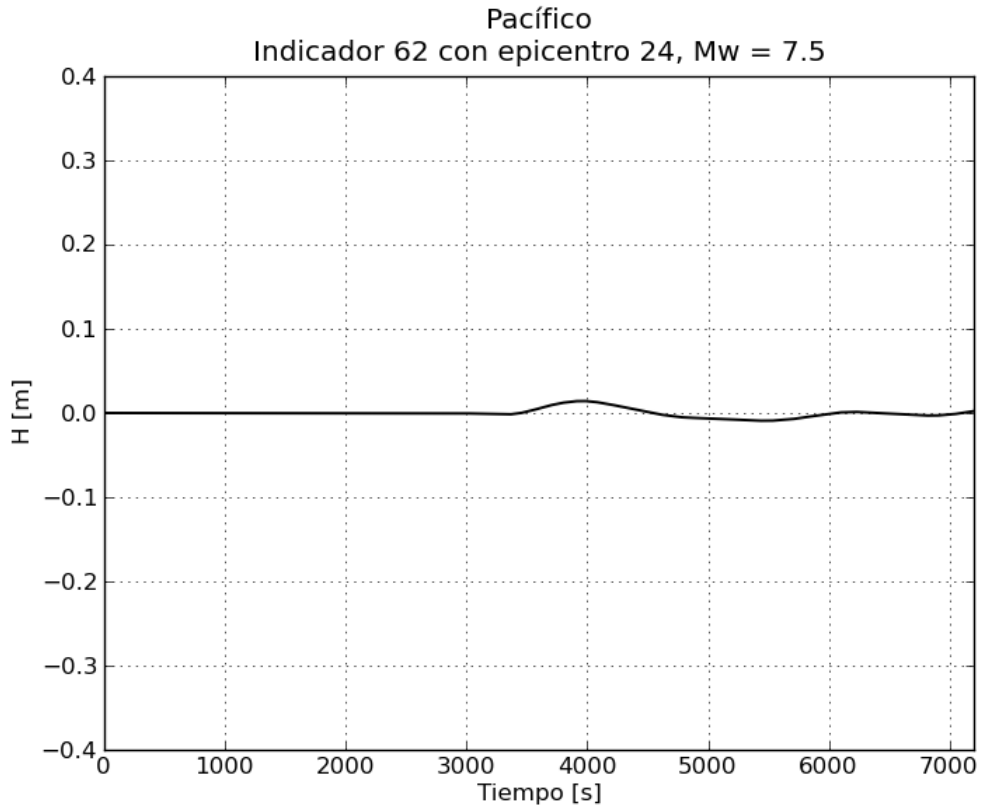


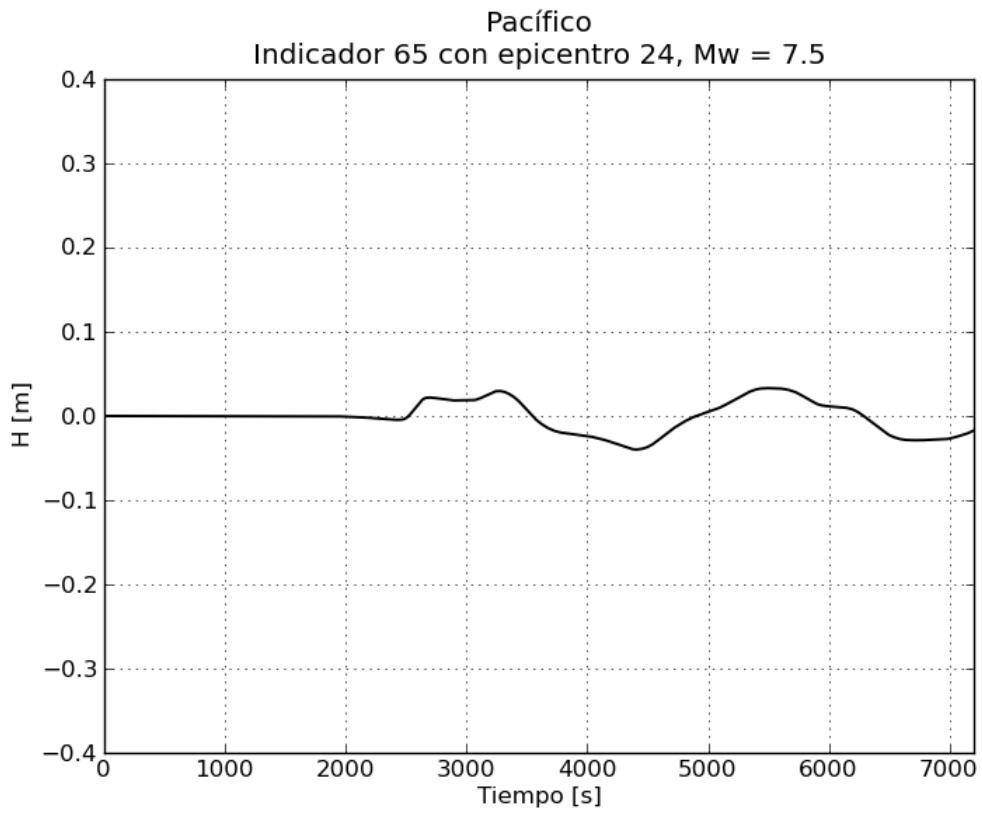
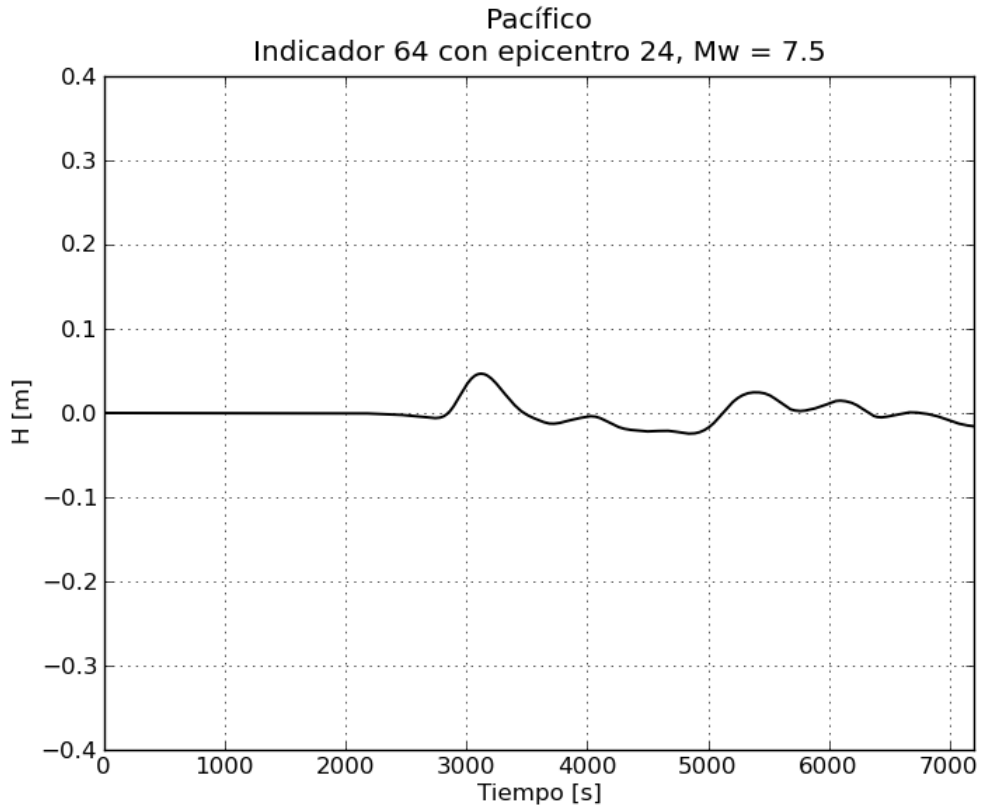


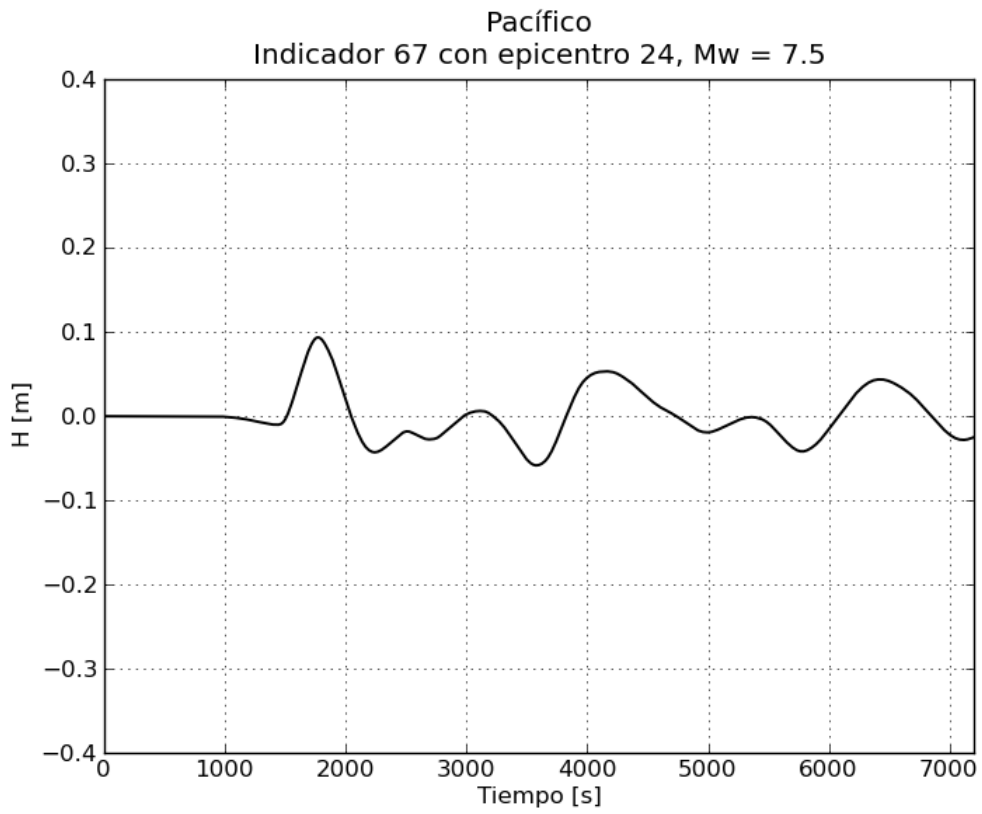
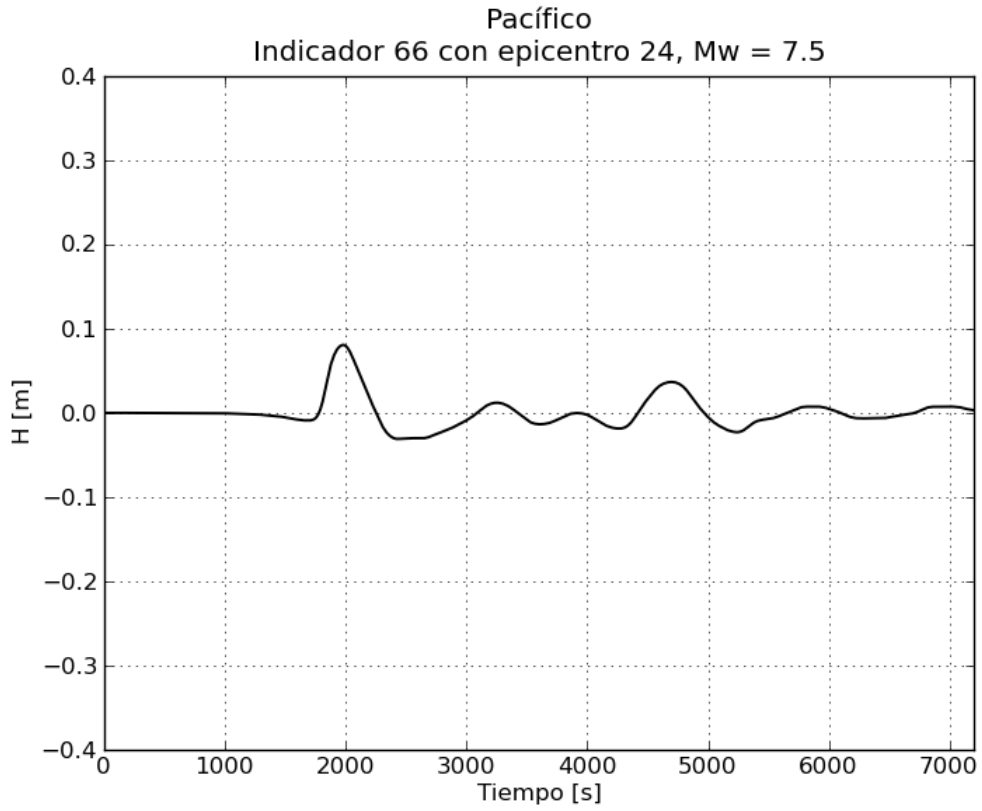
c. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 7.5$

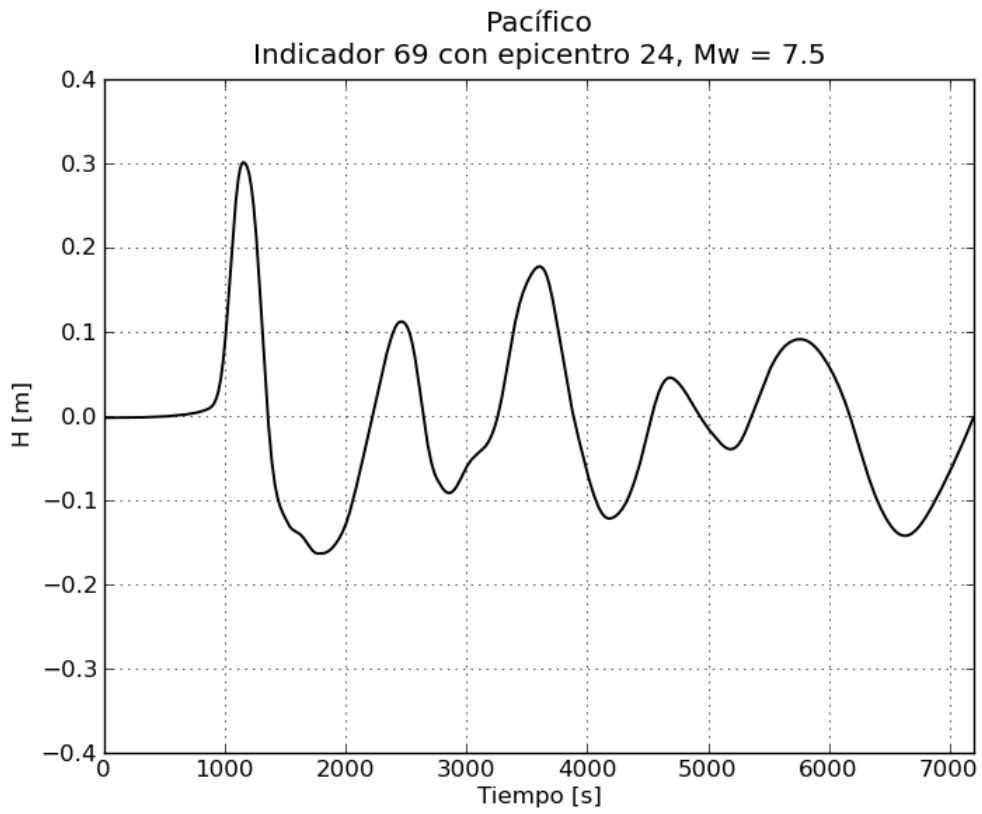
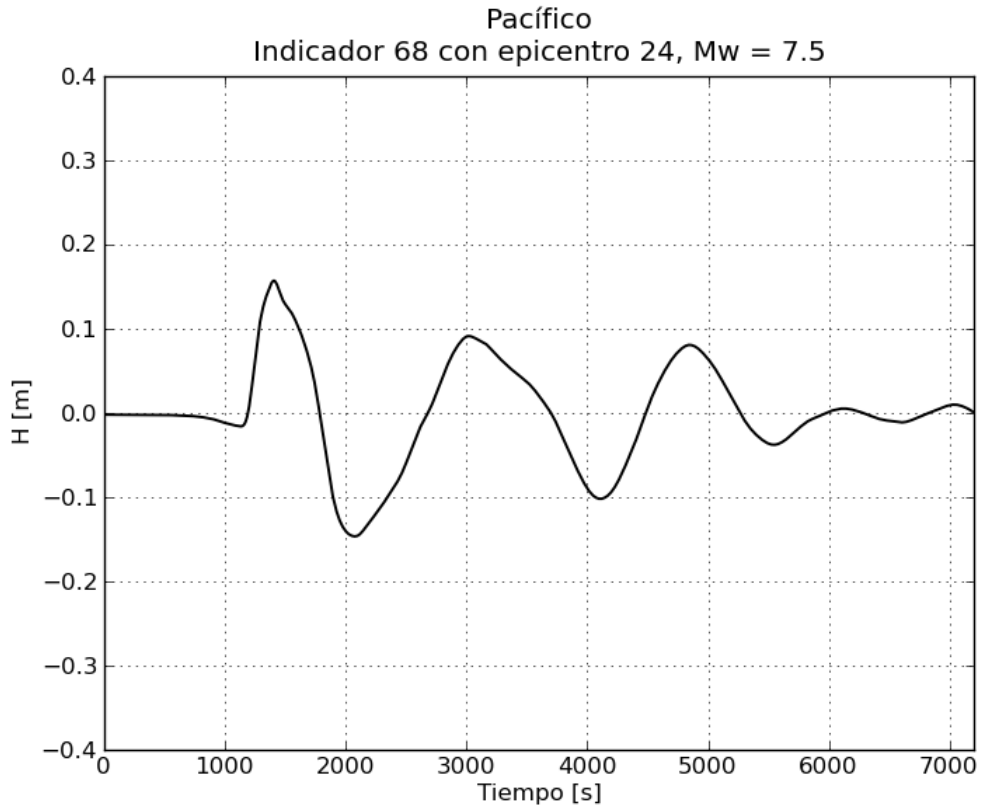


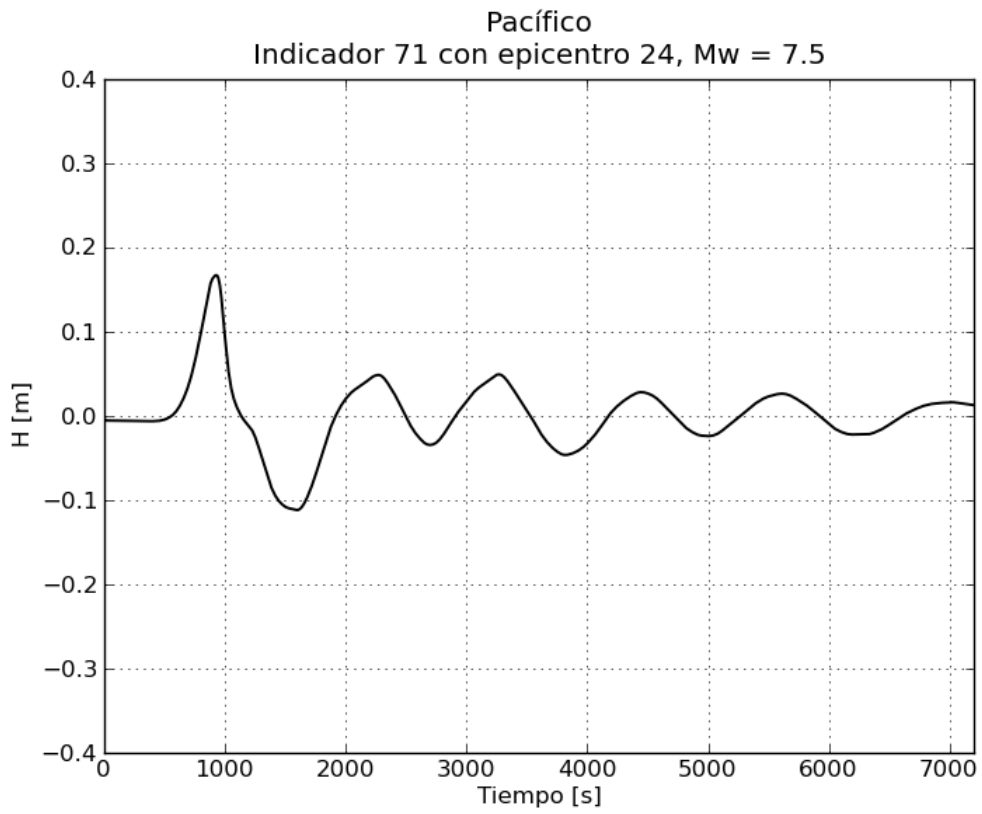
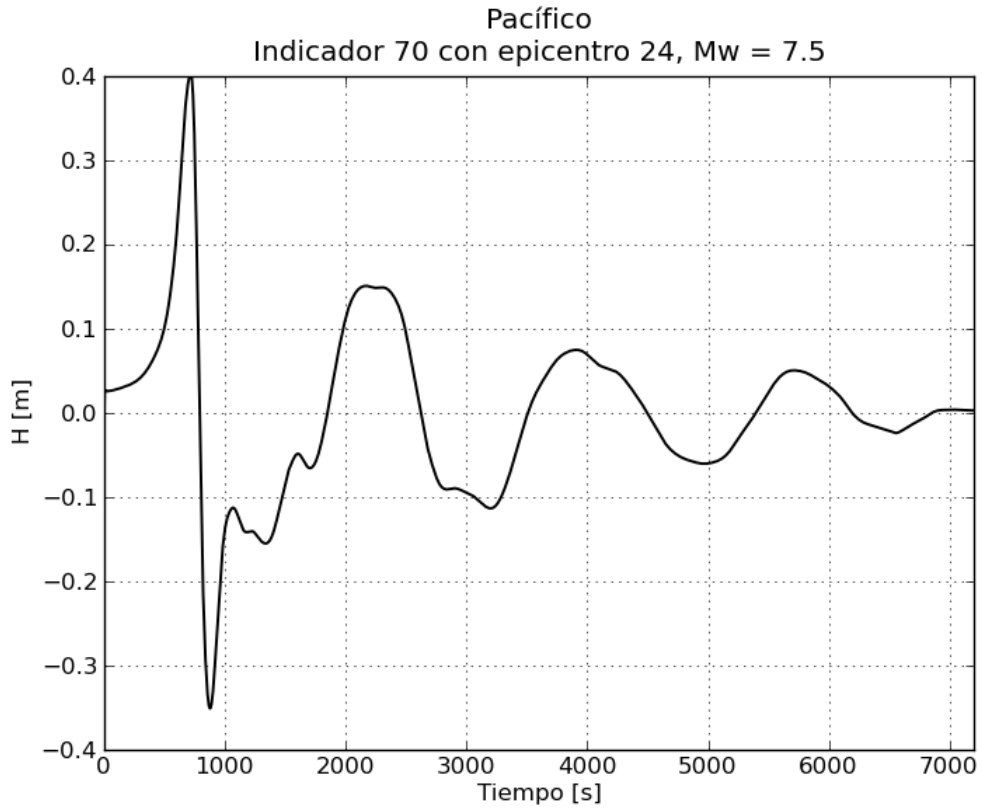


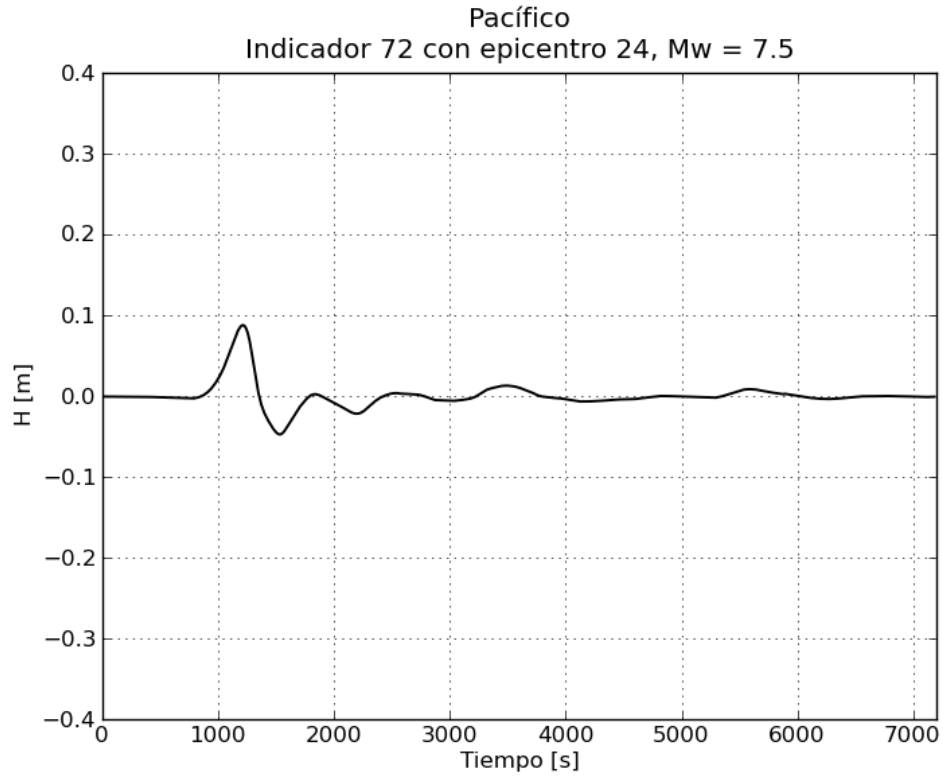




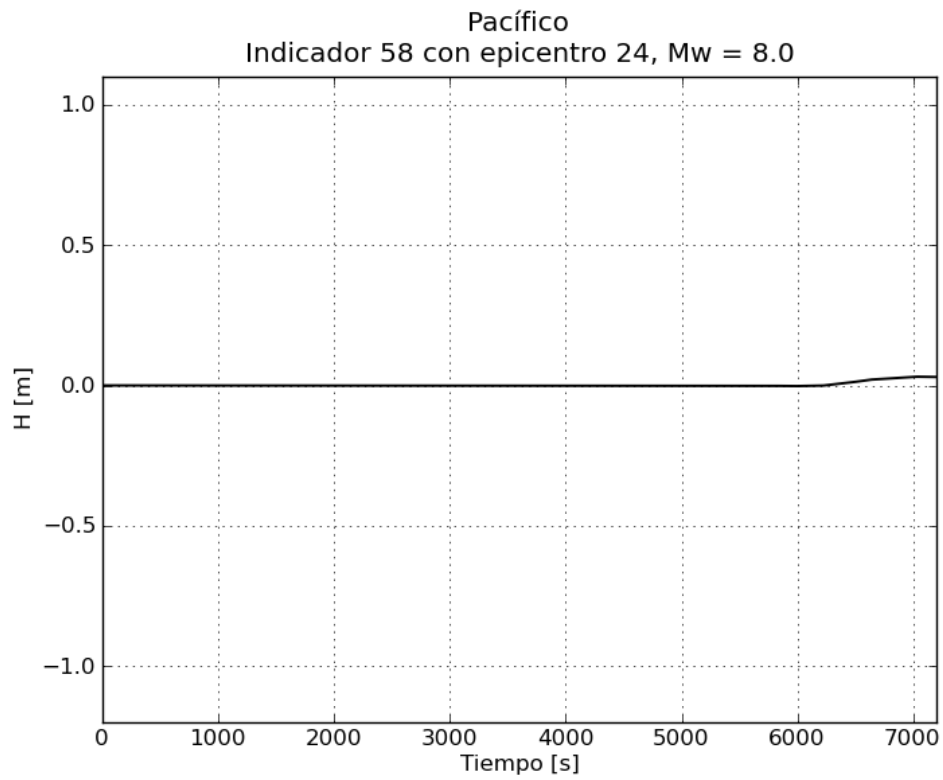


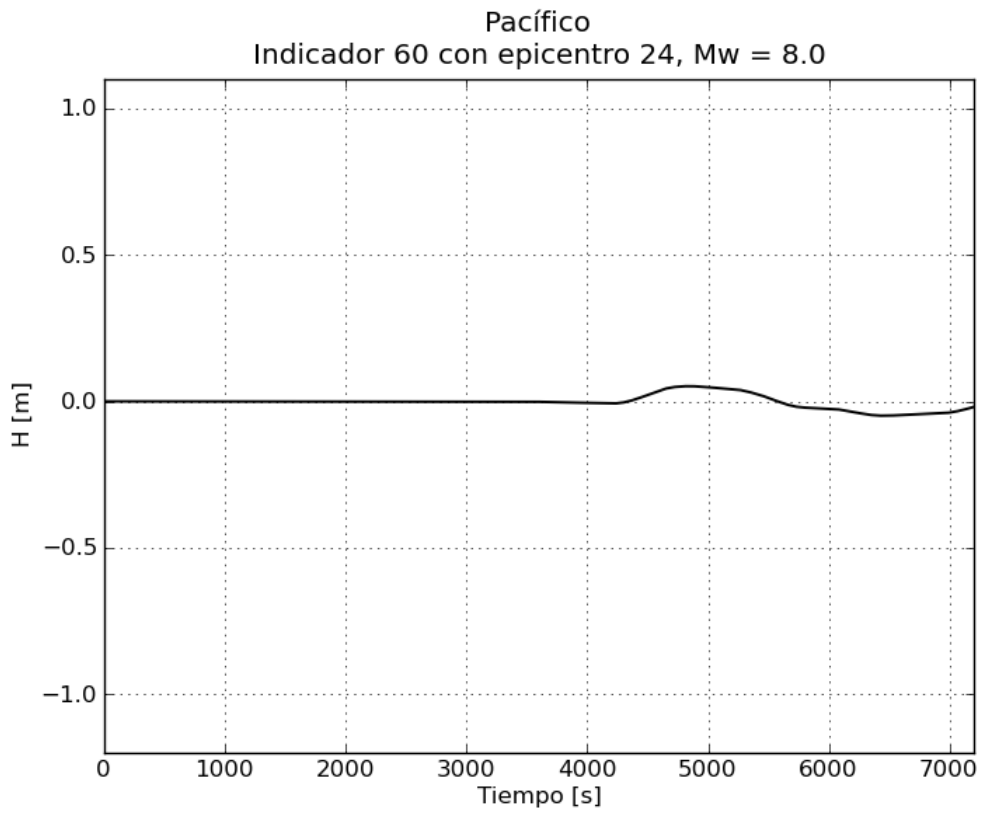
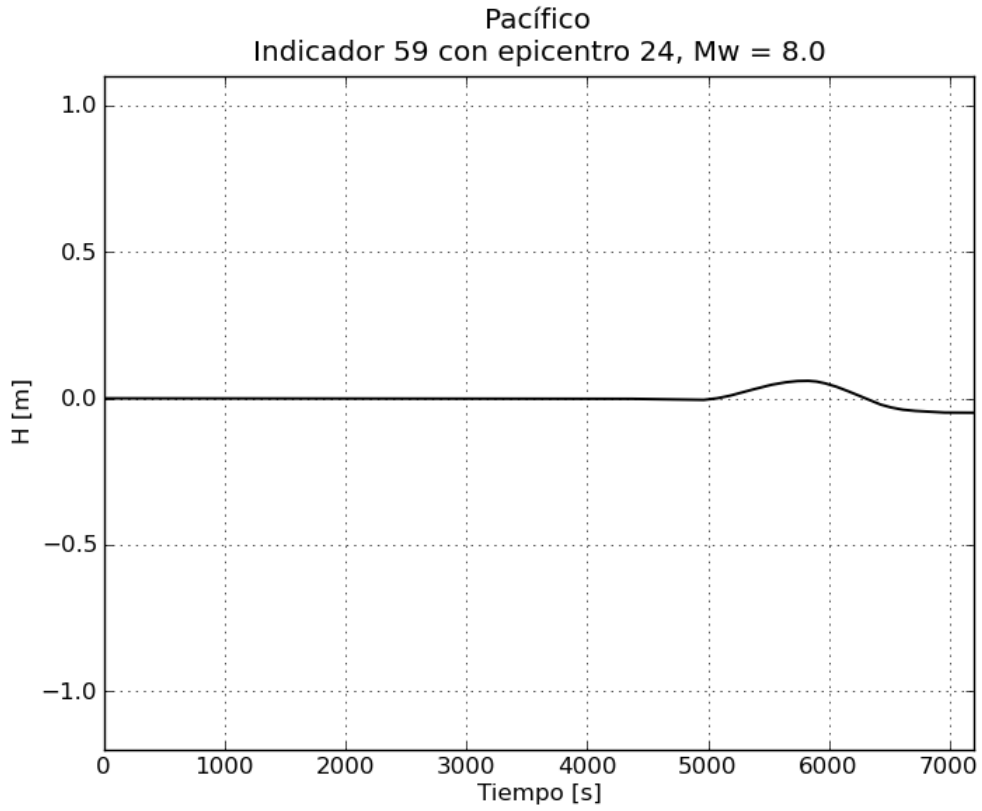


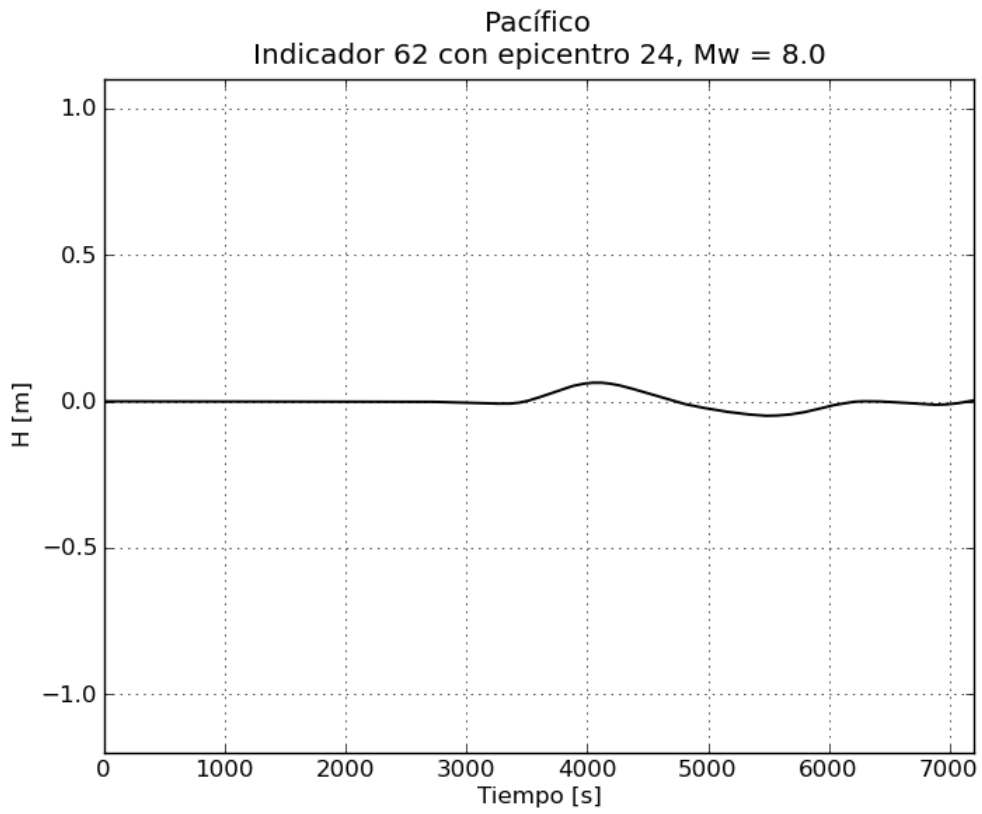
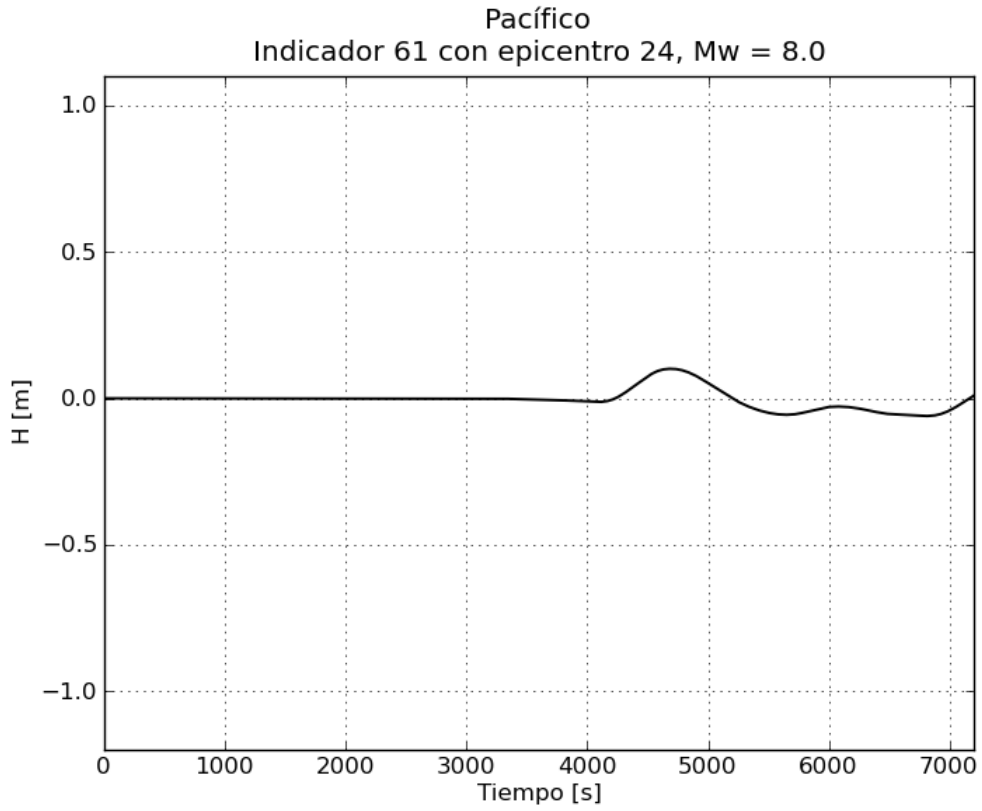


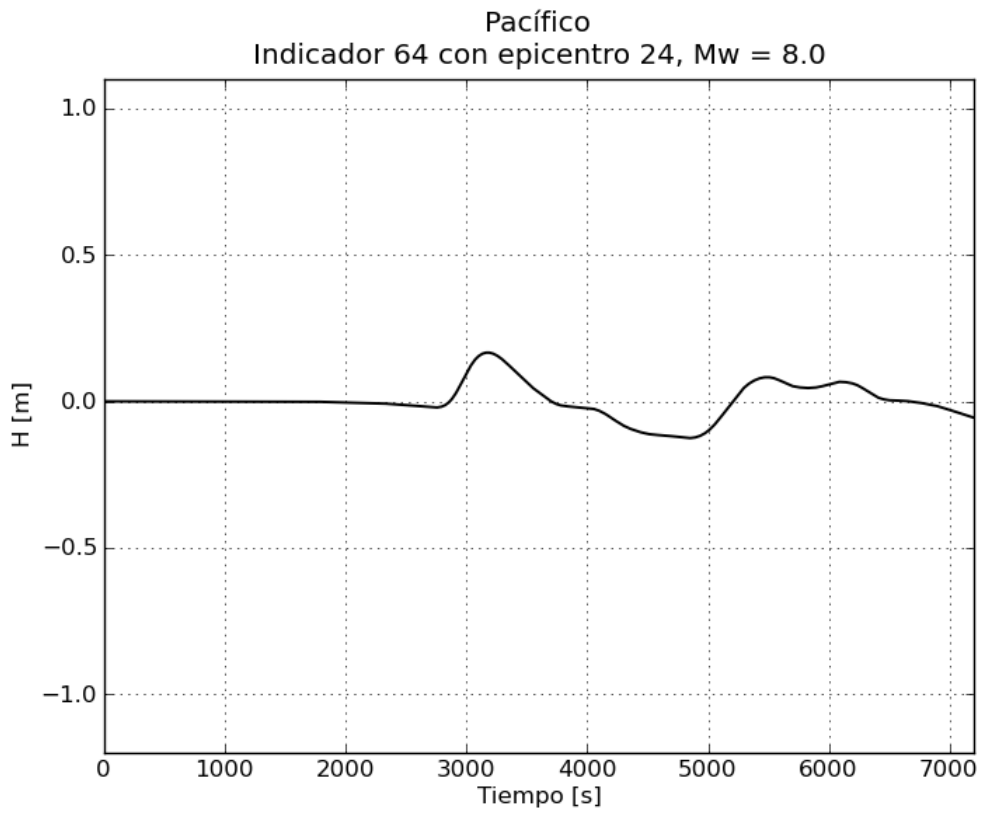
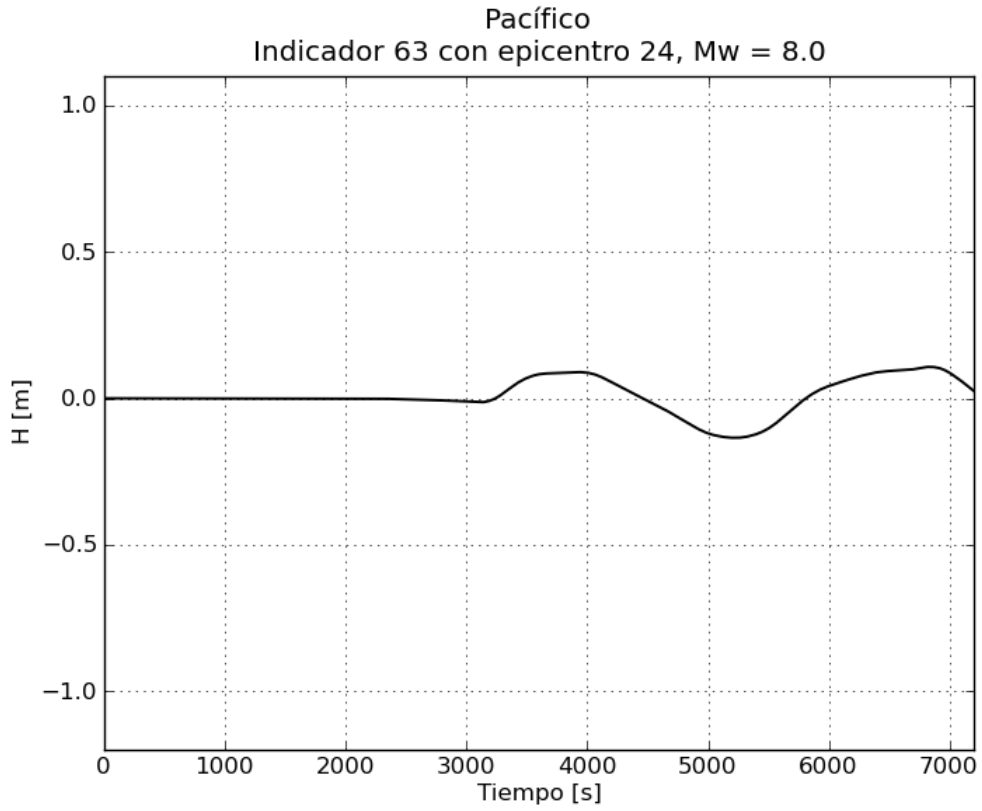


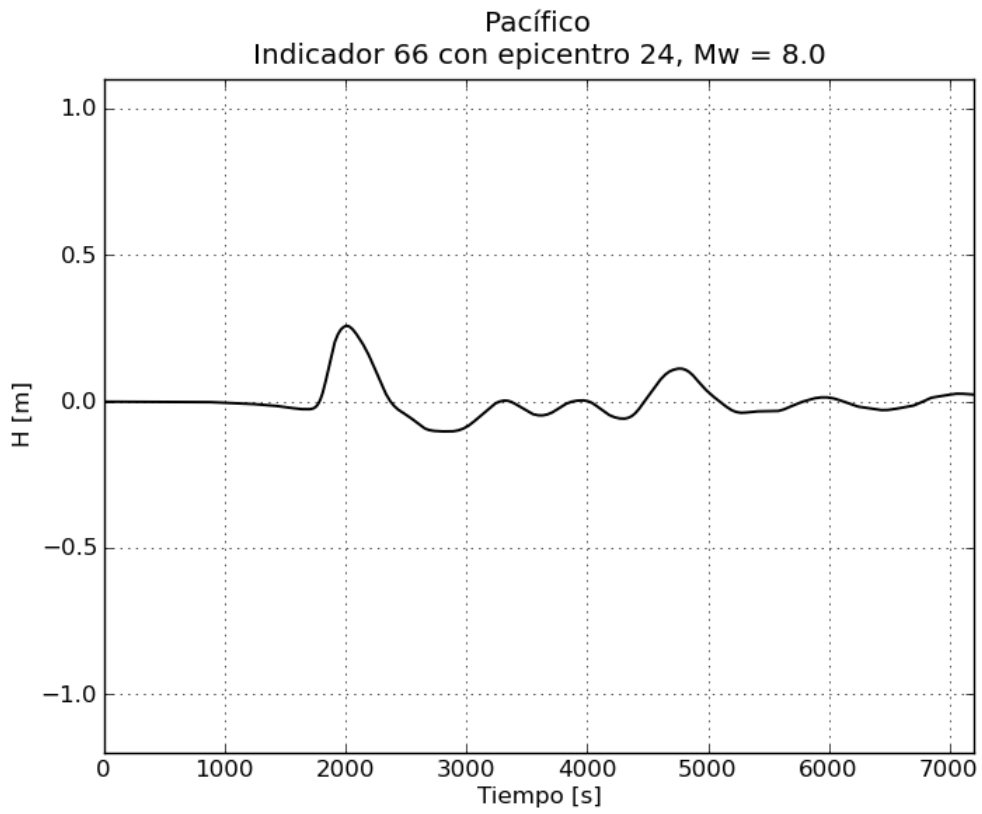
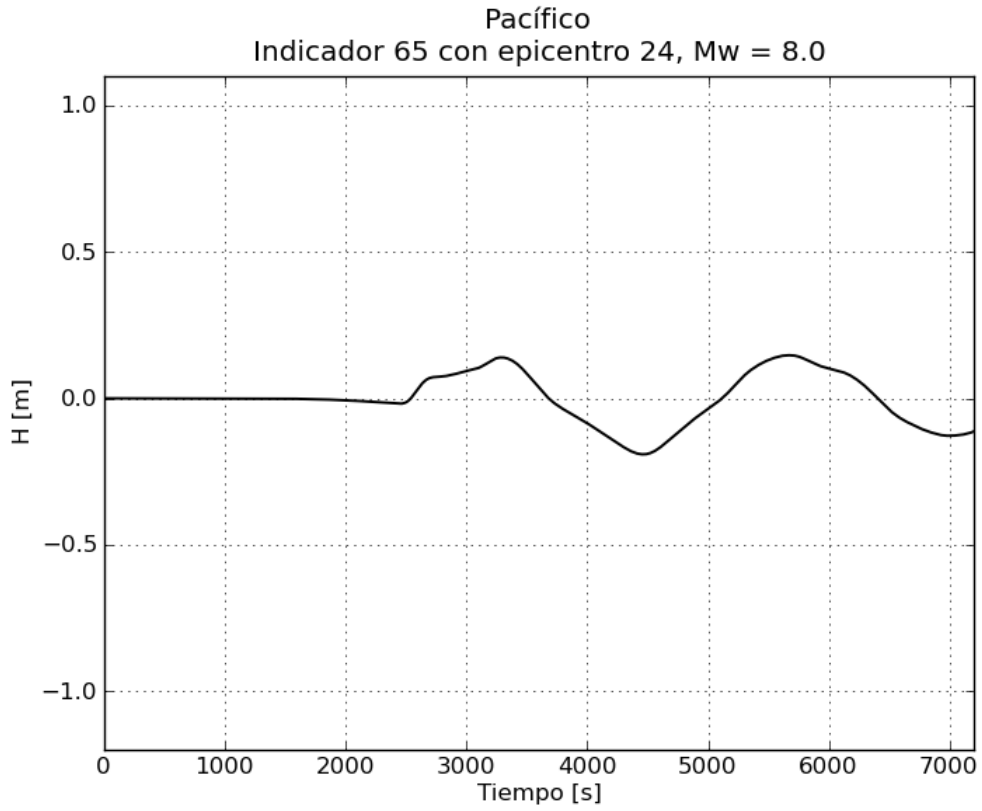
d. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.0$

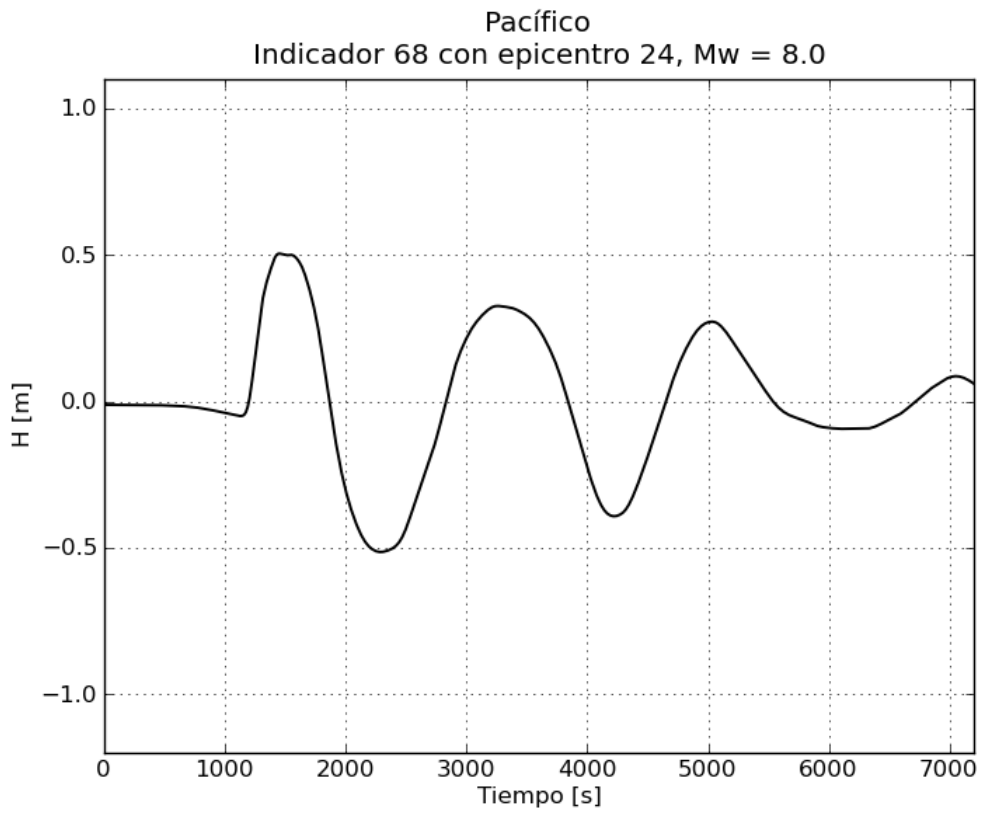
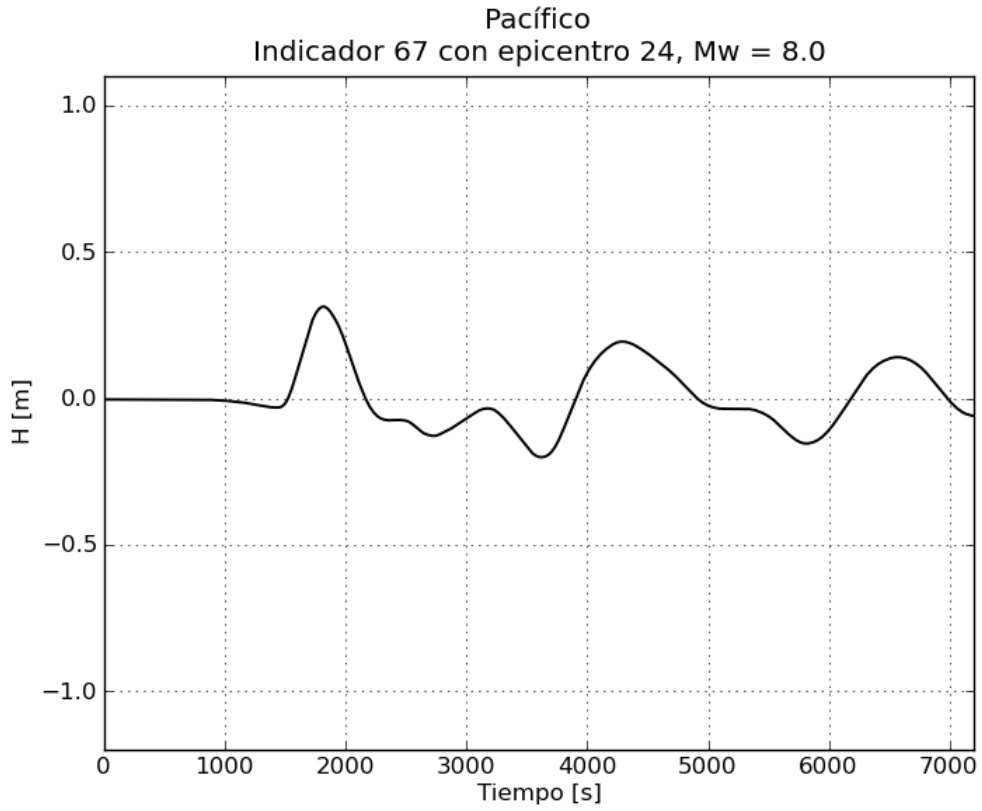


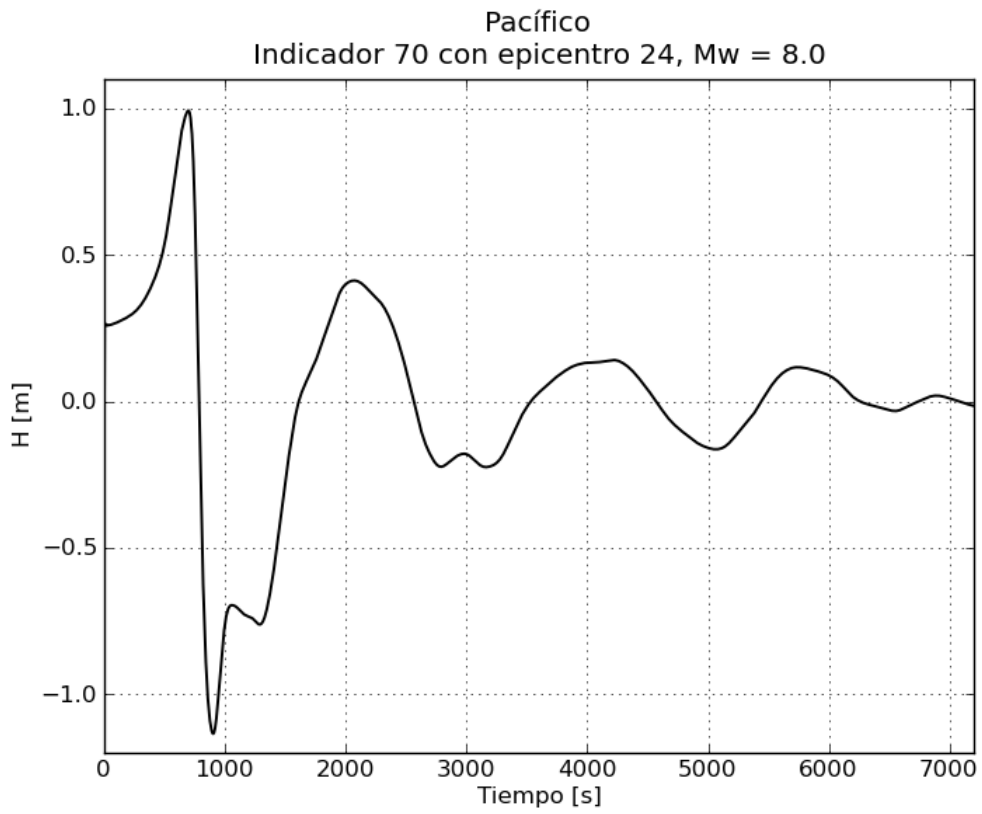
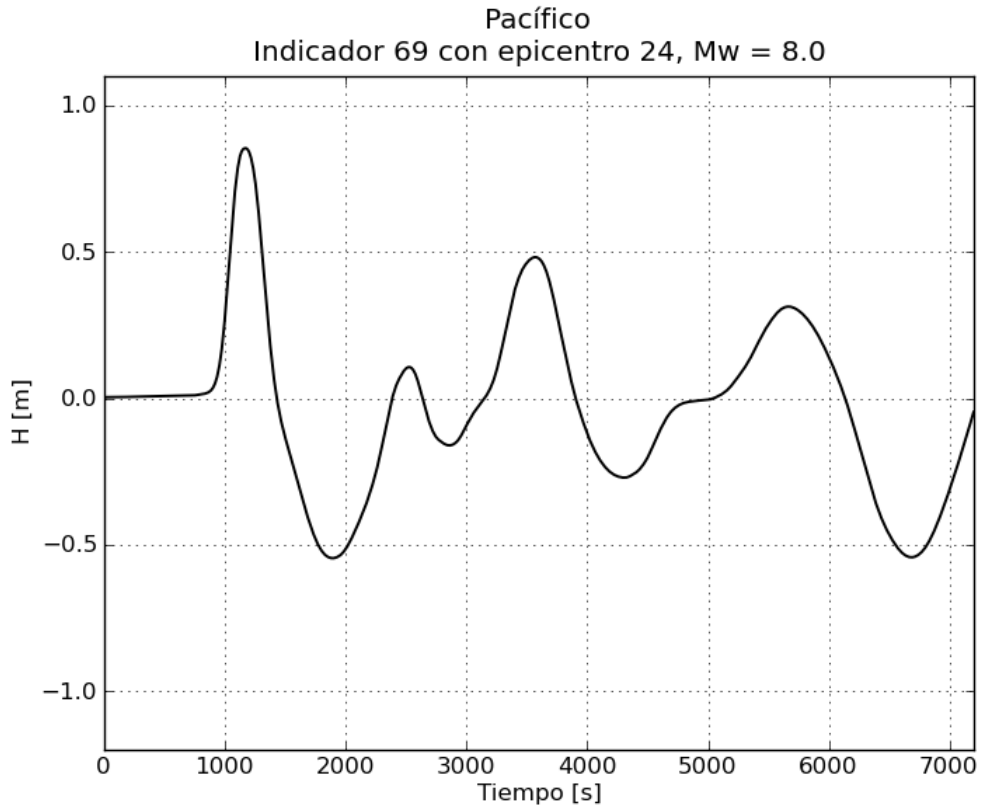


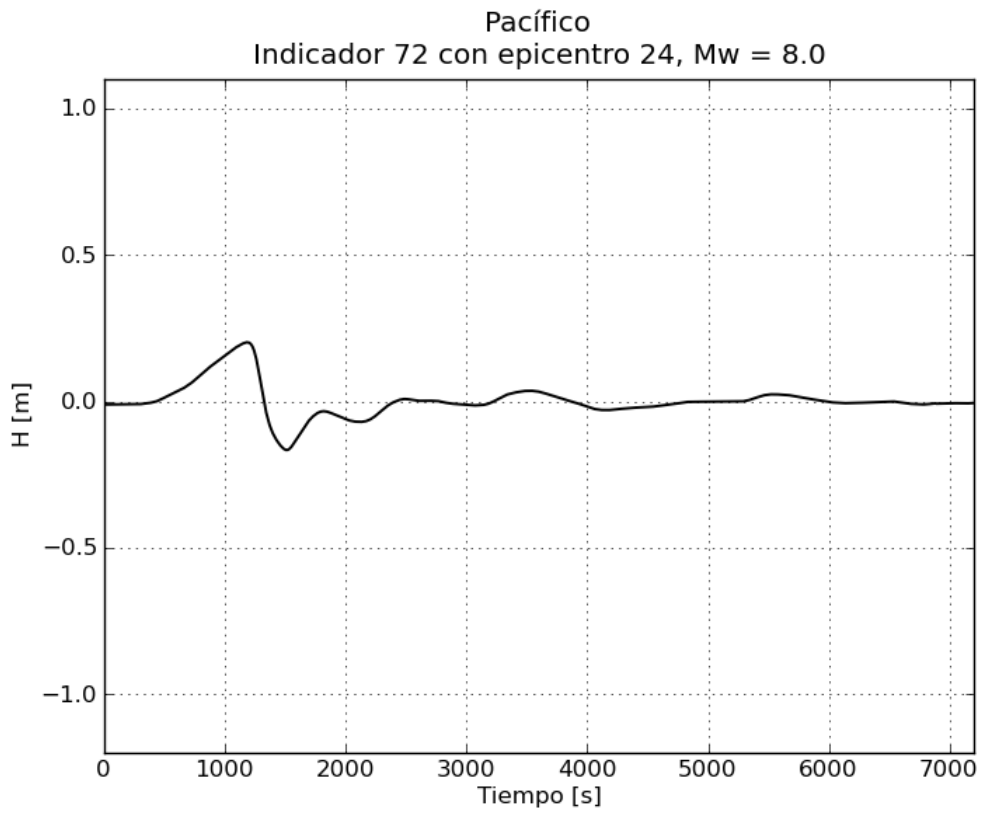
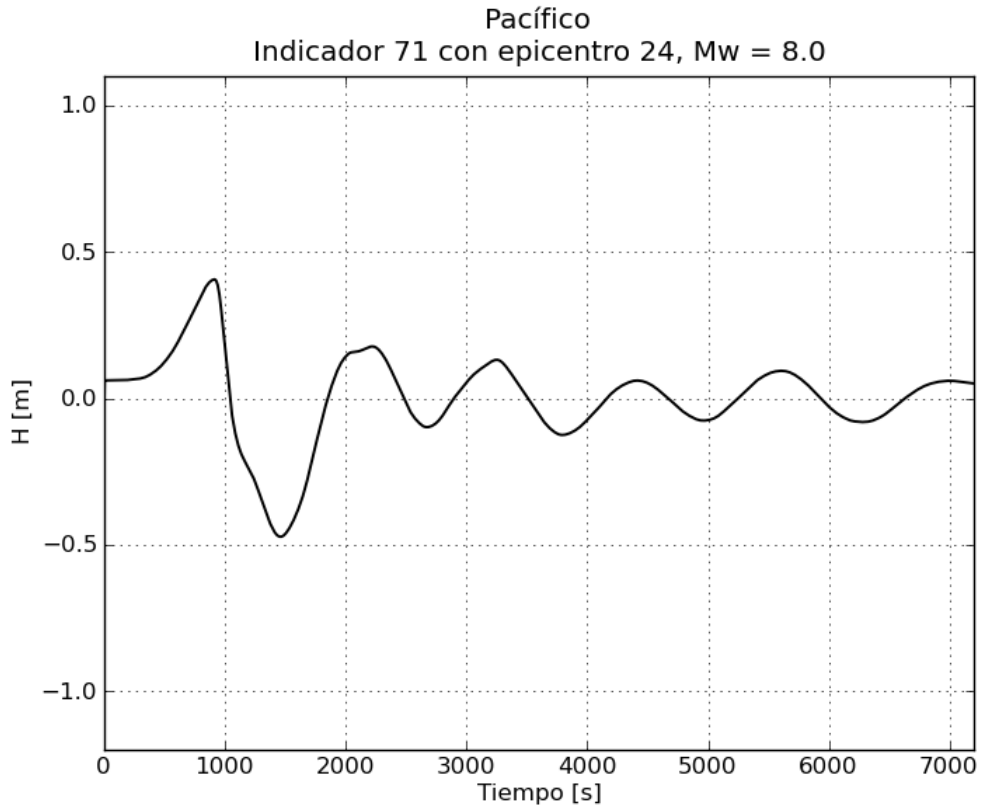




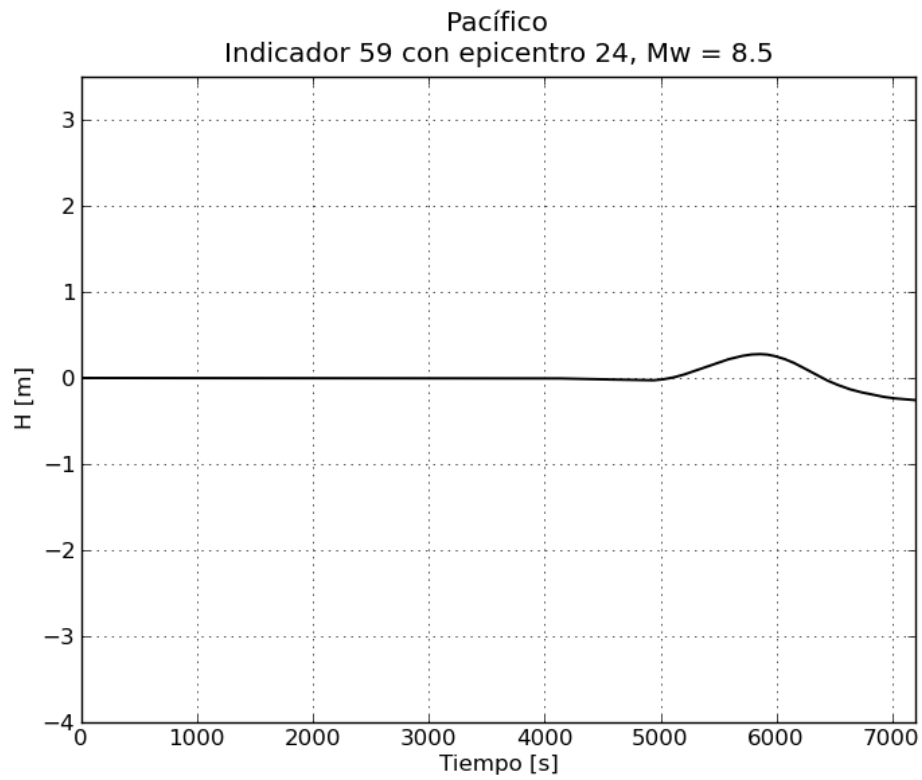
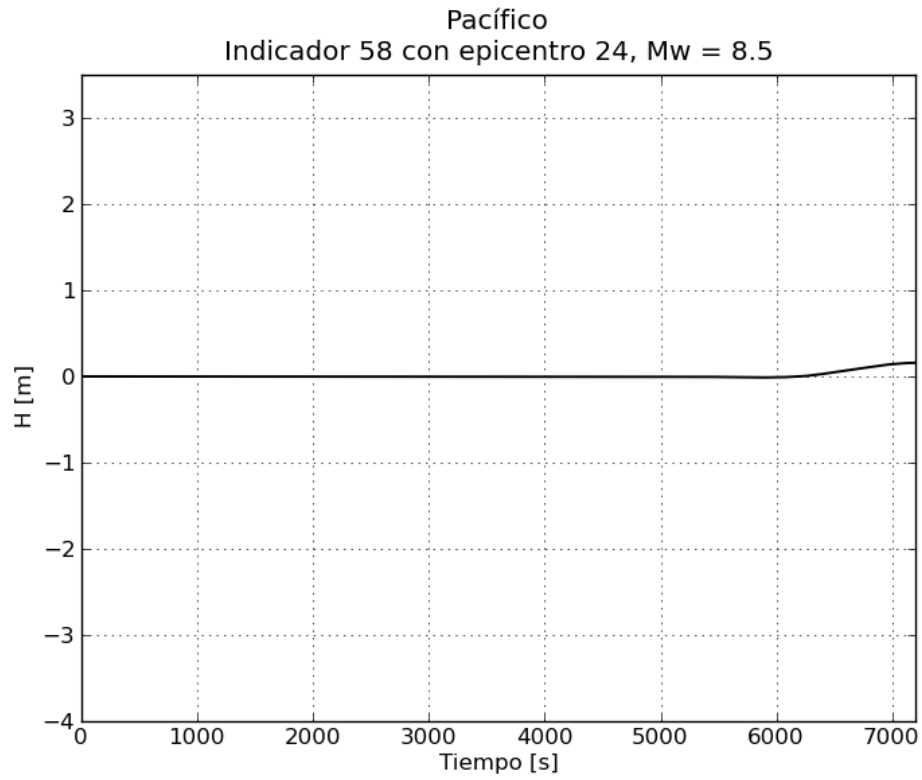




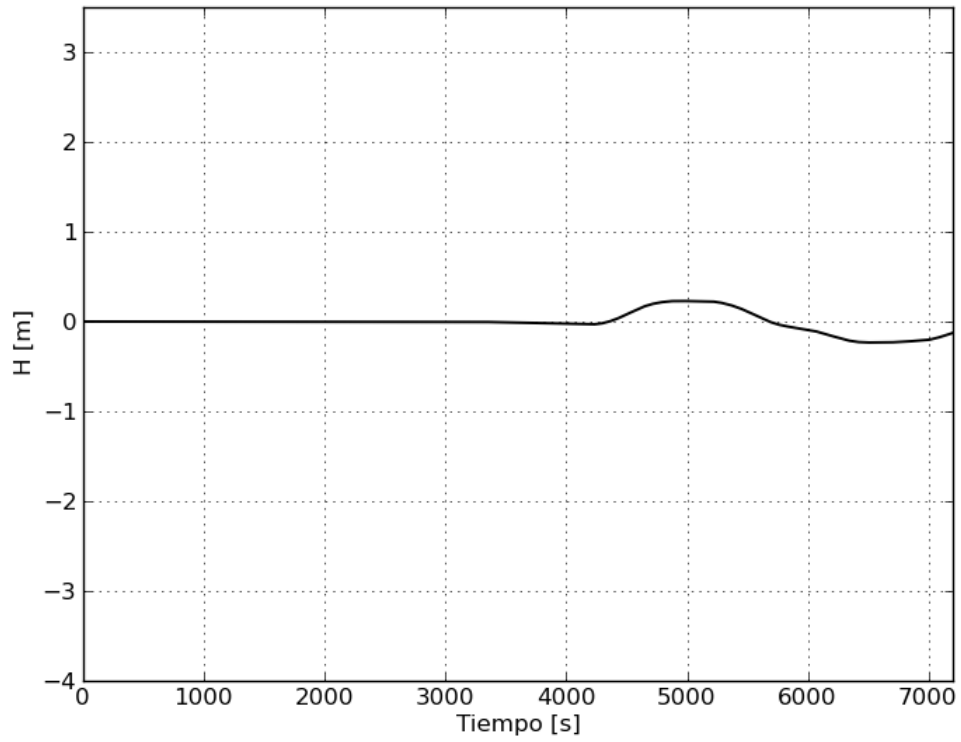




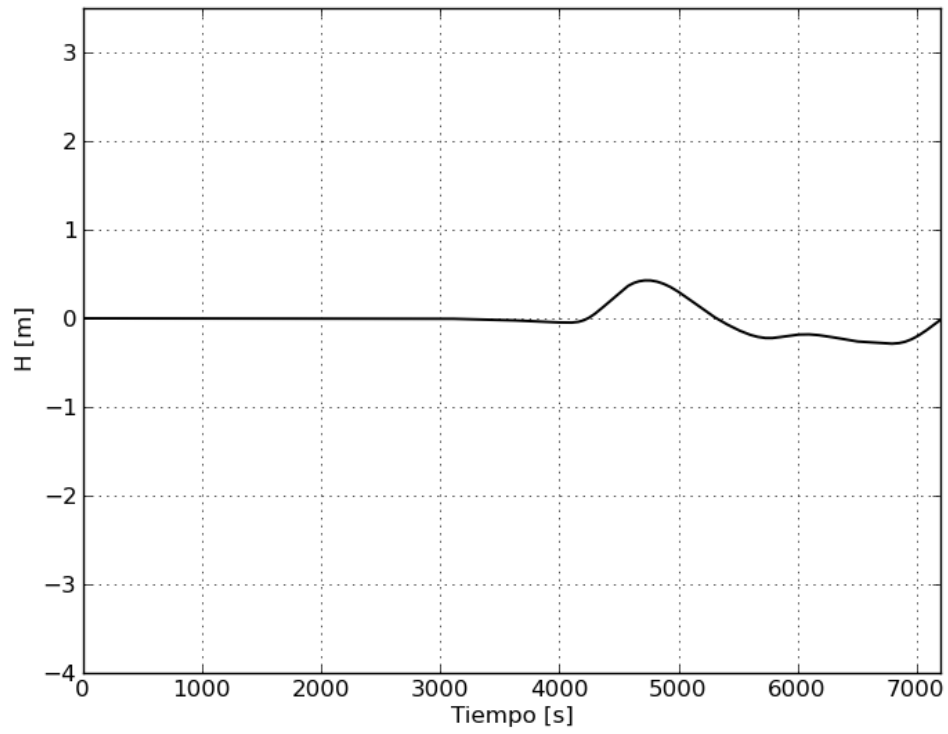
e. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 8.5$

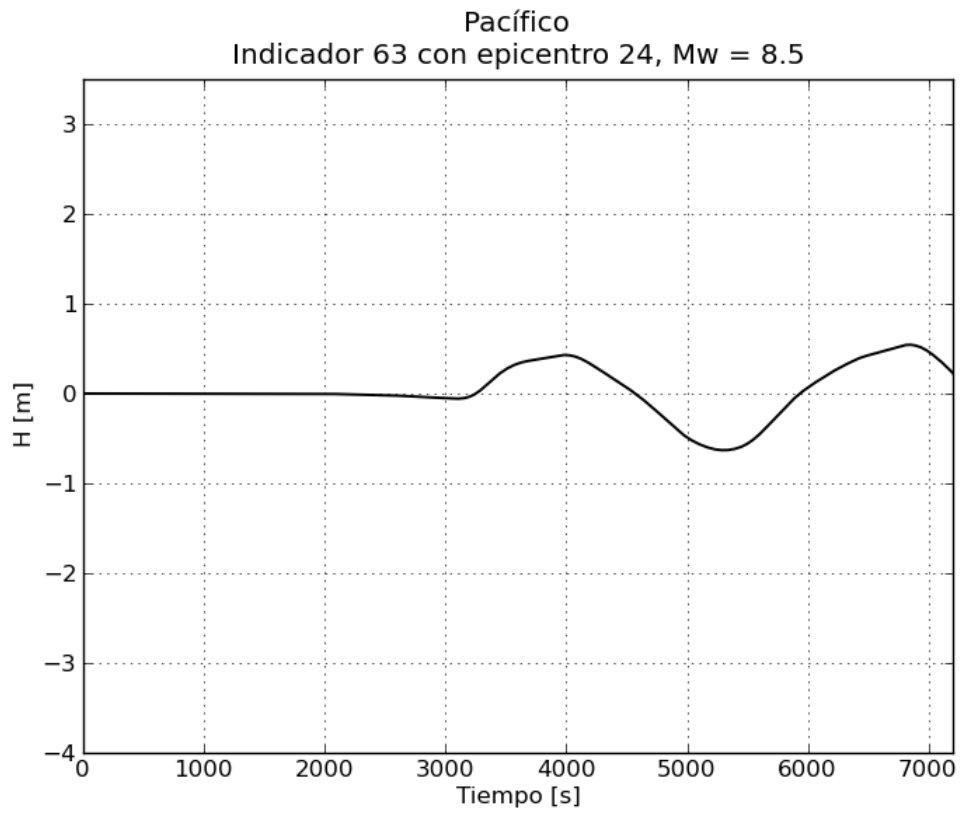
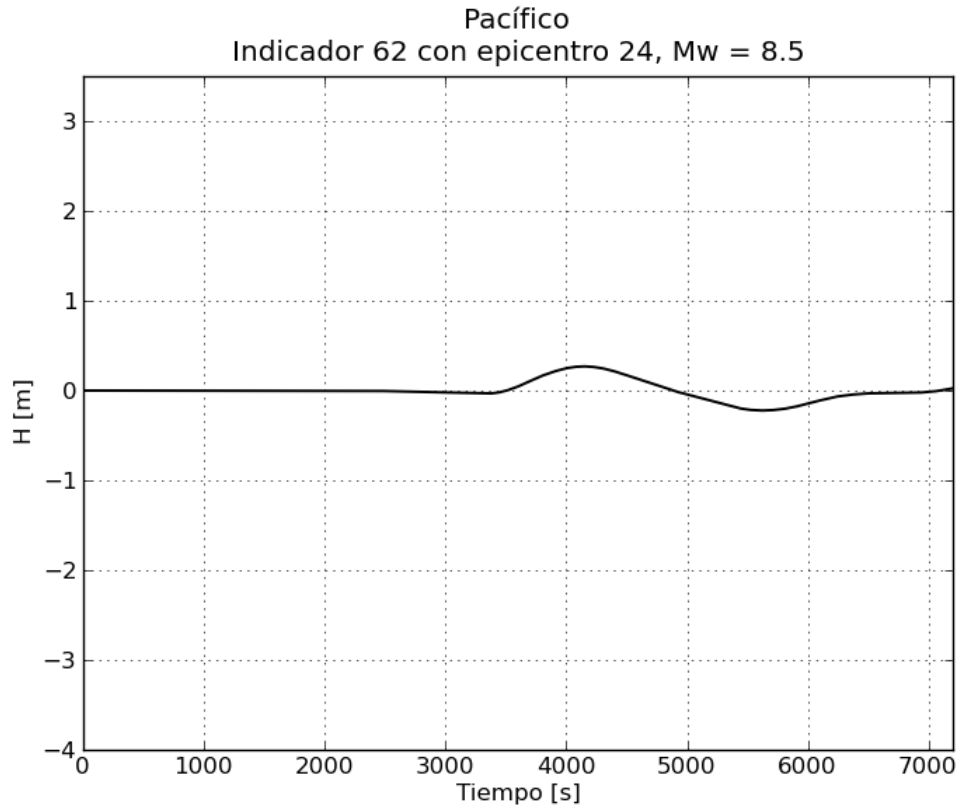


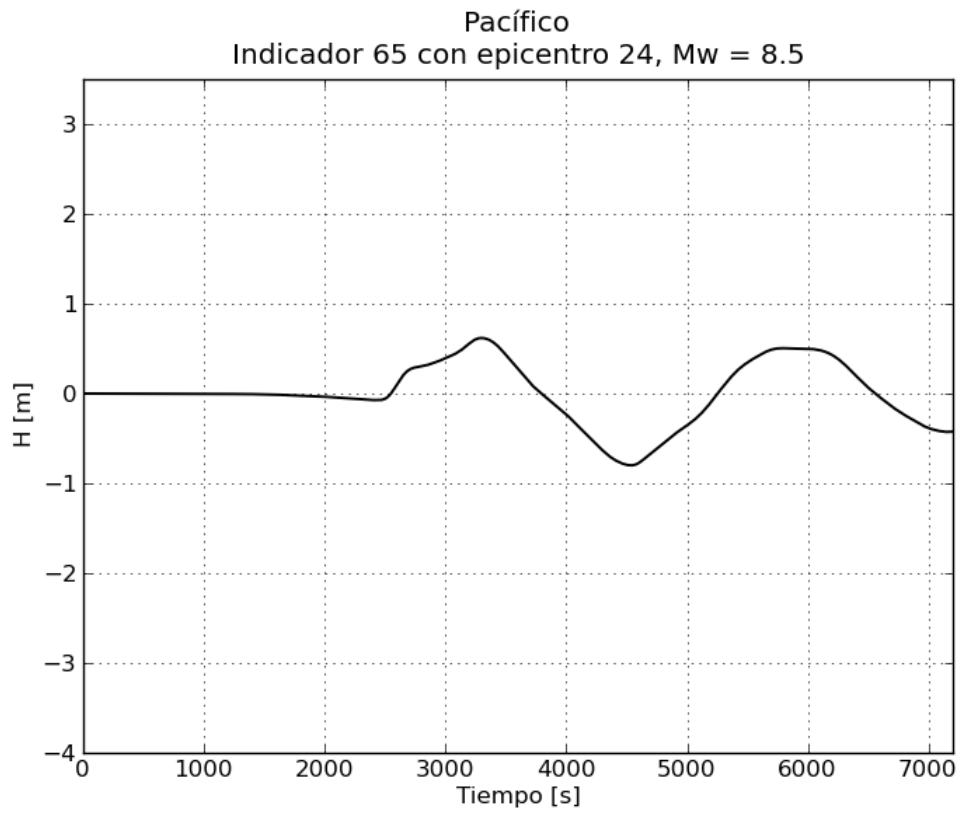
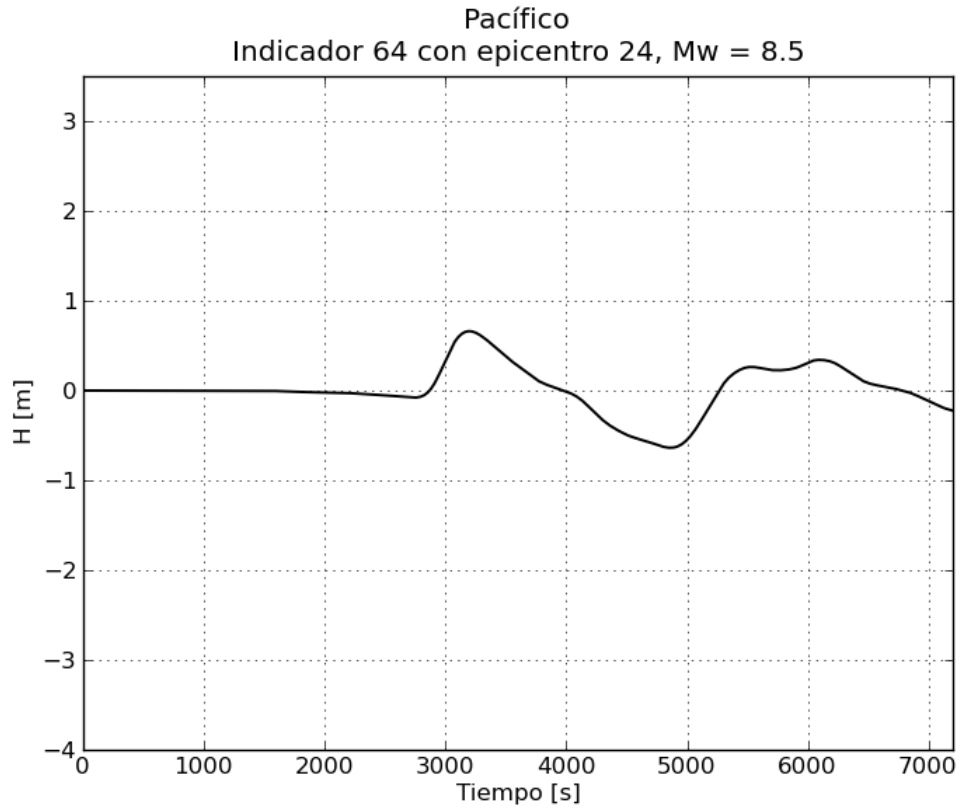
Pacífico
Indicador 60 con epicentro 24, Mw = 8.5

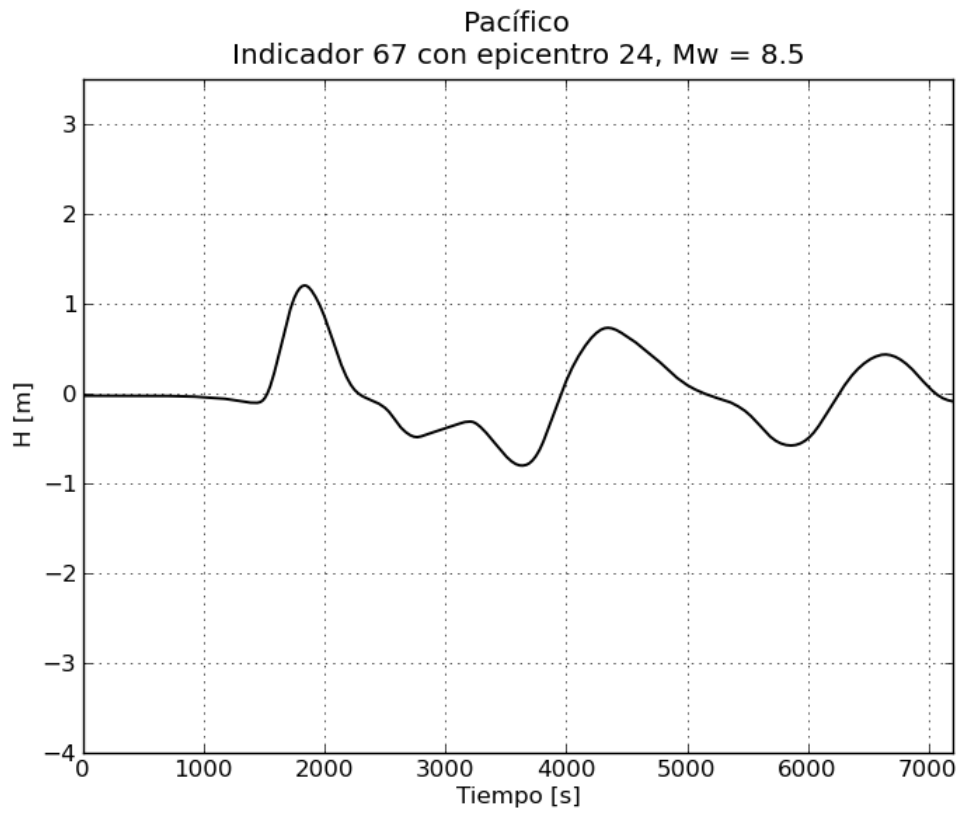
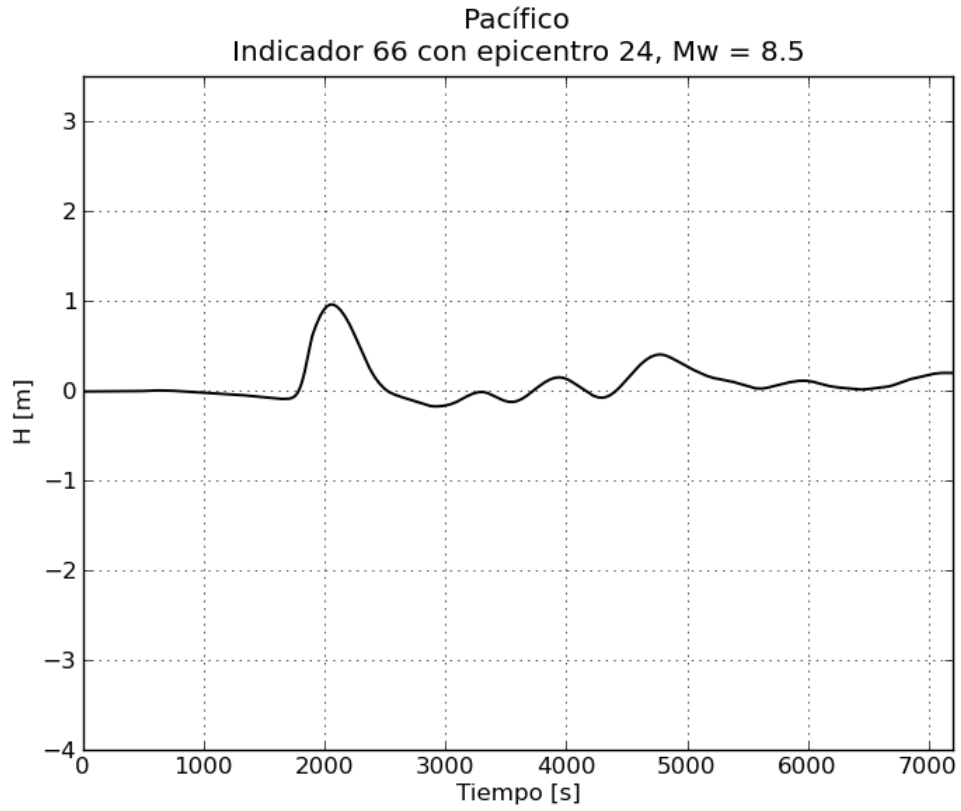


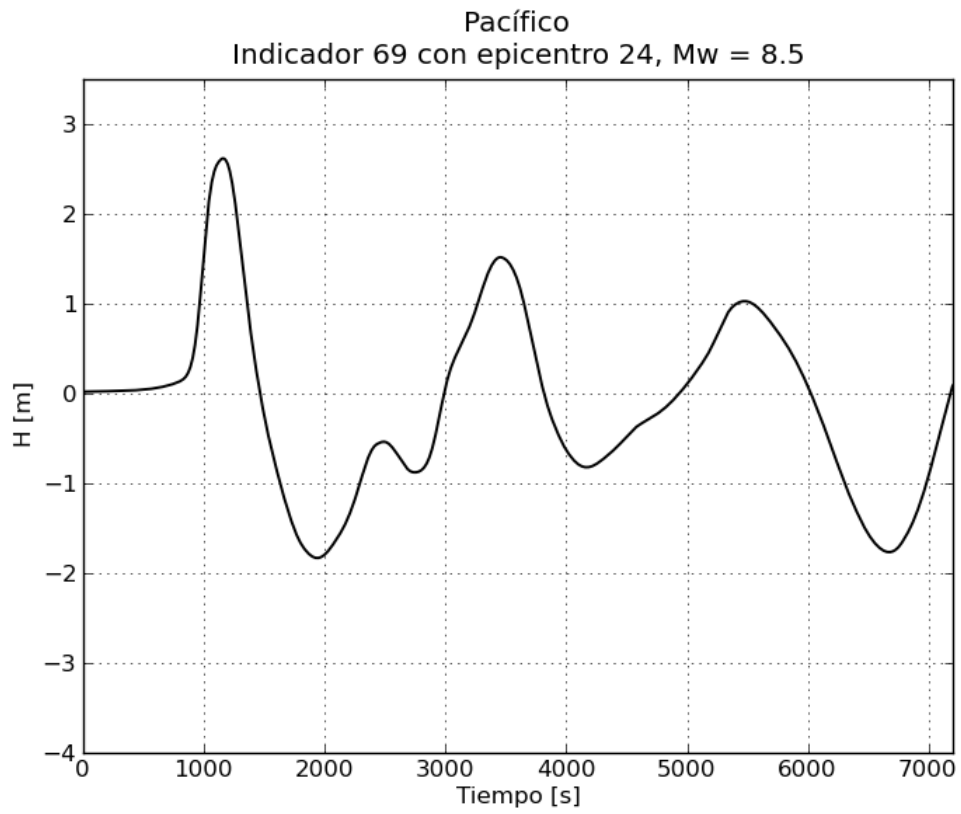
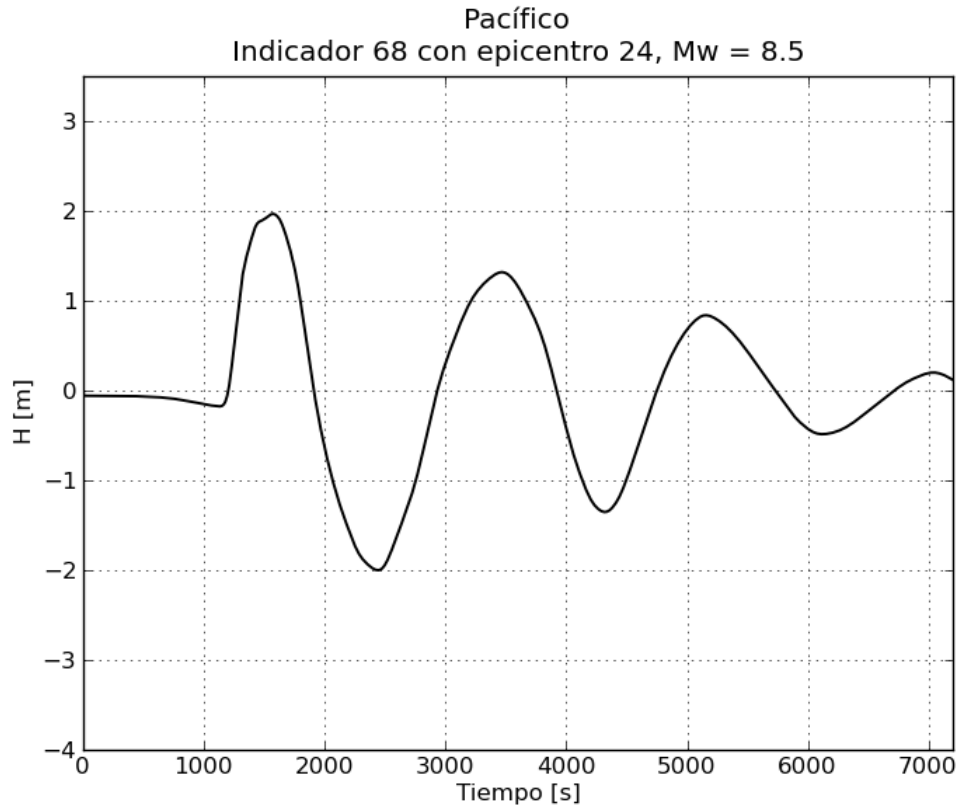
Pacífico
Indicador 61 con epicentro 24, Mw = 8.5

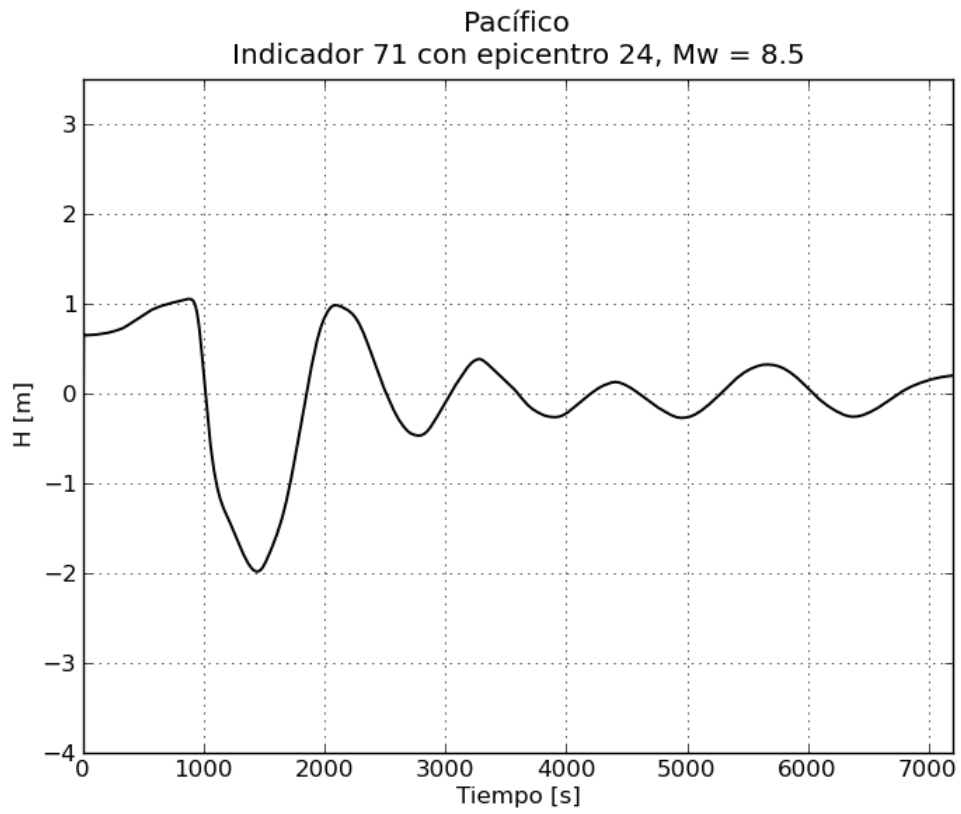
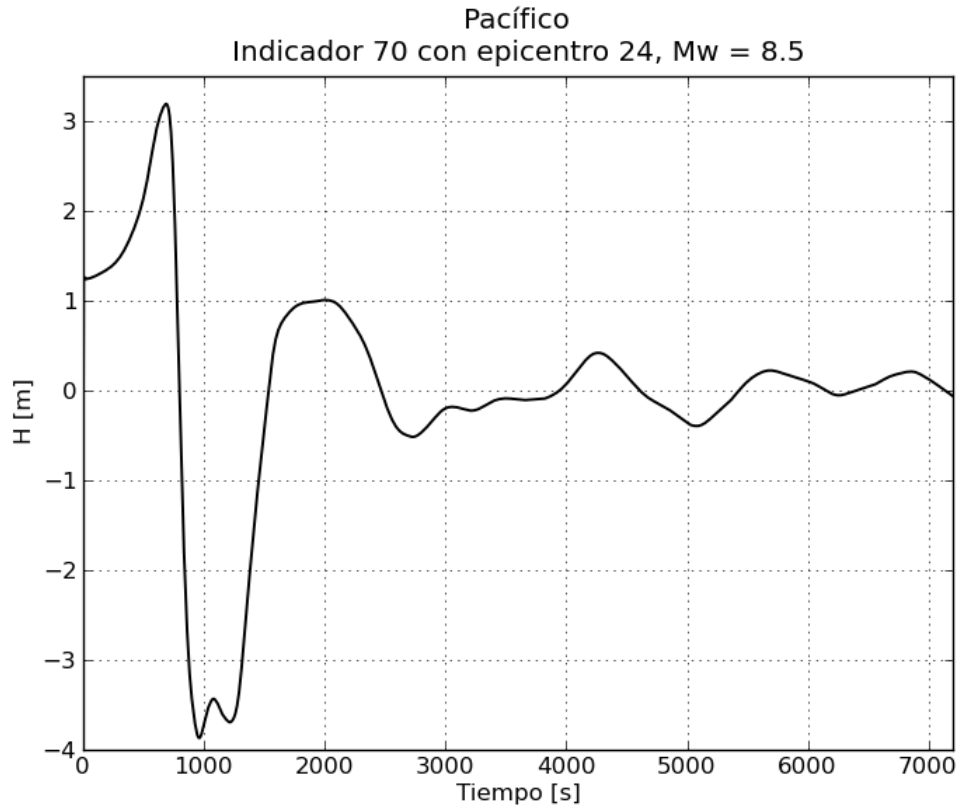


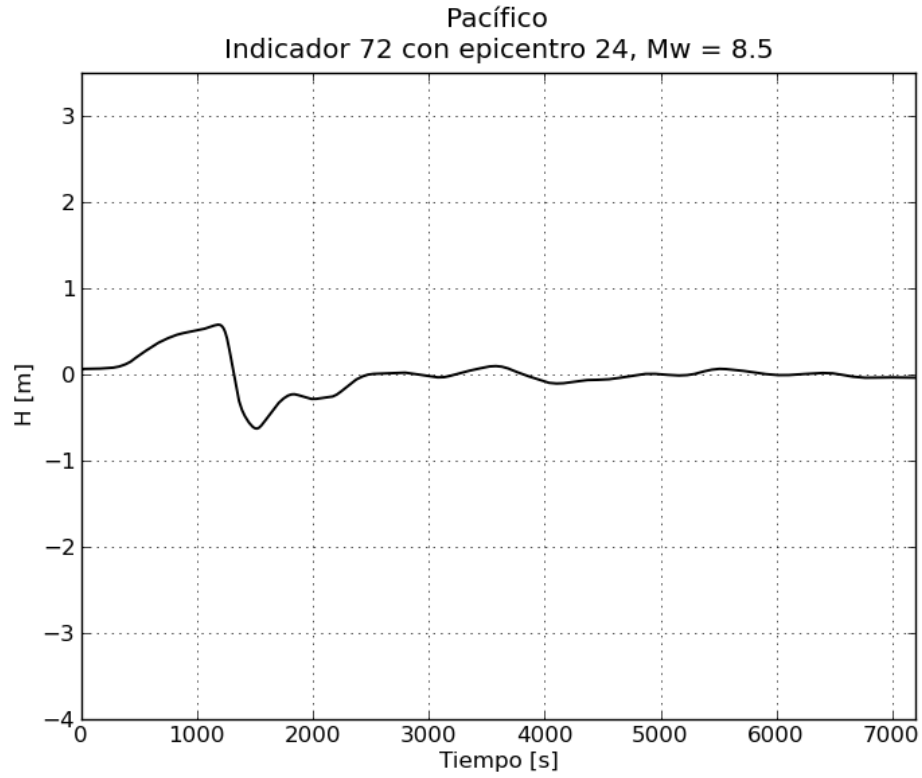




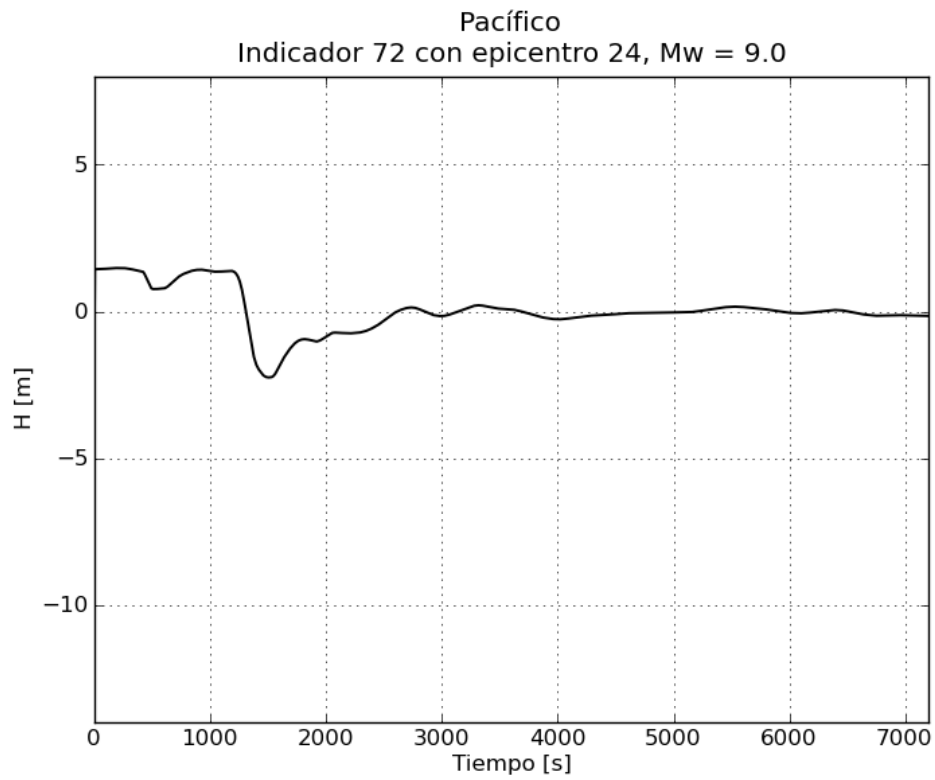




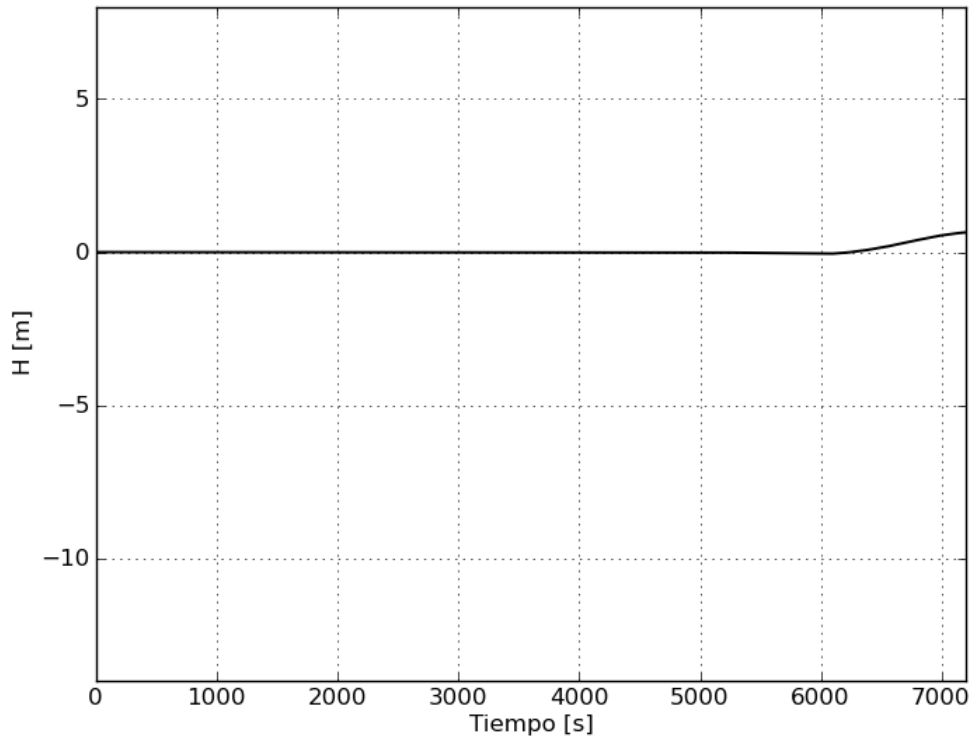




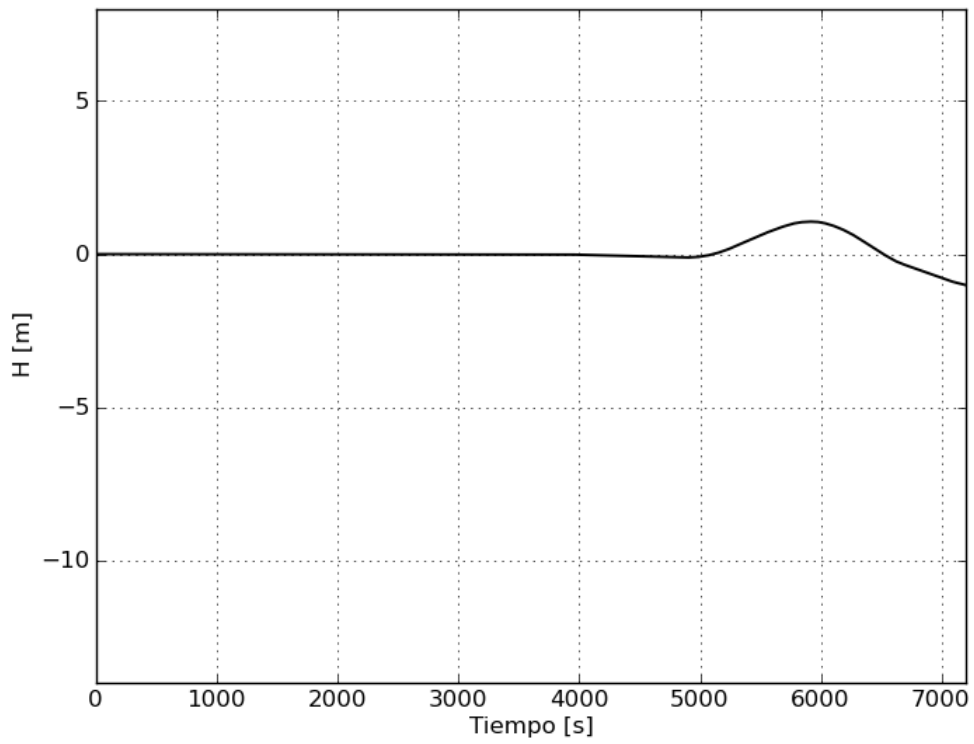
f. Gráficas de variación de nivel para $M_w = 9.0$



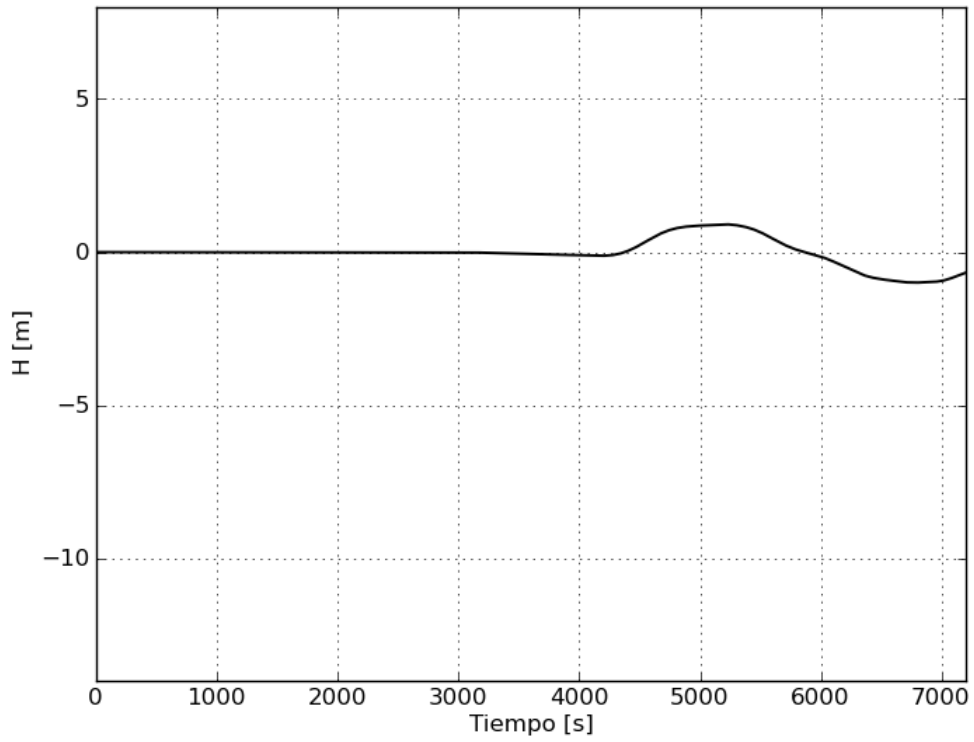
Pacífico
Indicador 58 con epicentro 24, Mw = 9.0



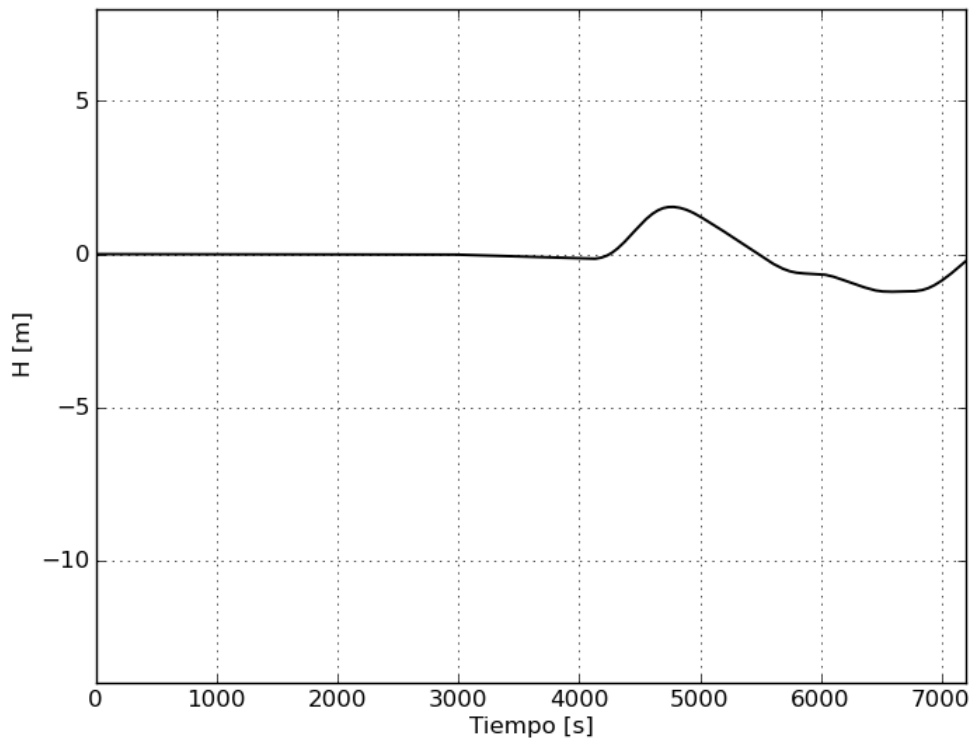
Pacífico
Indicador 59 con epicentro 24, Mw = 9.0



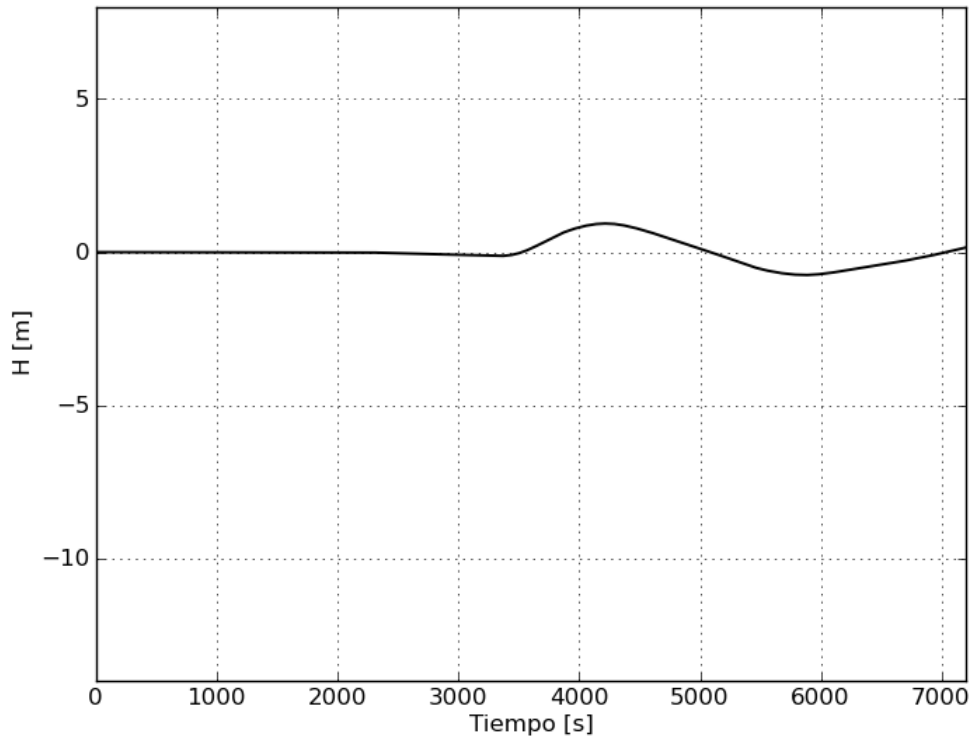
Pacífico
Indicador 60 con epicentro 24, Mw = 9.0



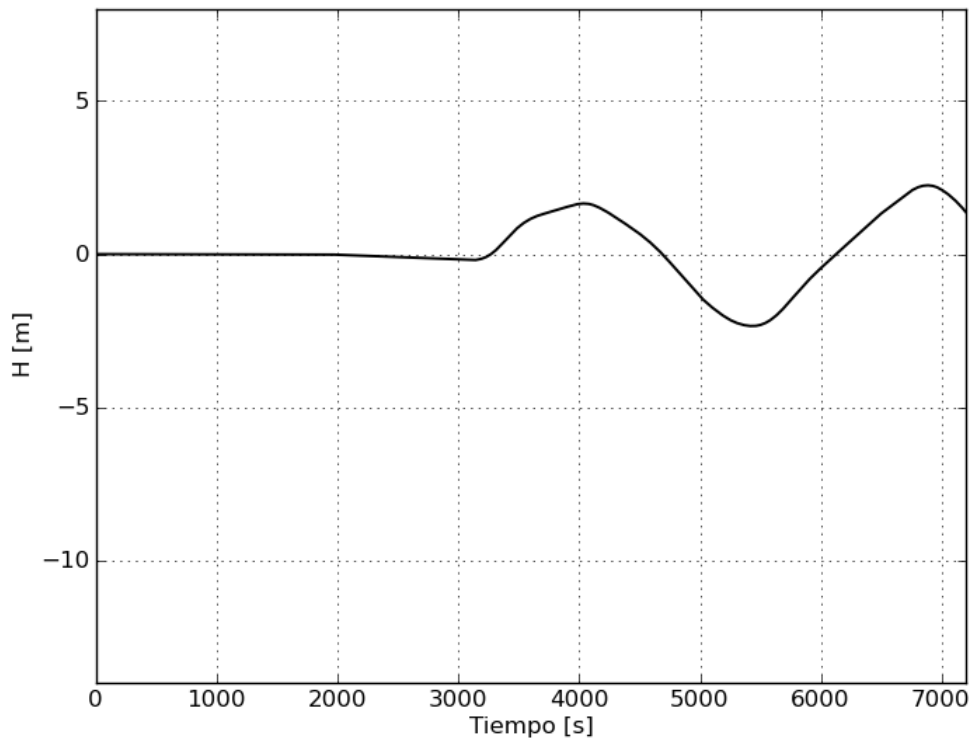
Pacífico
Indicador 61 con epicentro 24, Mw = 9.0

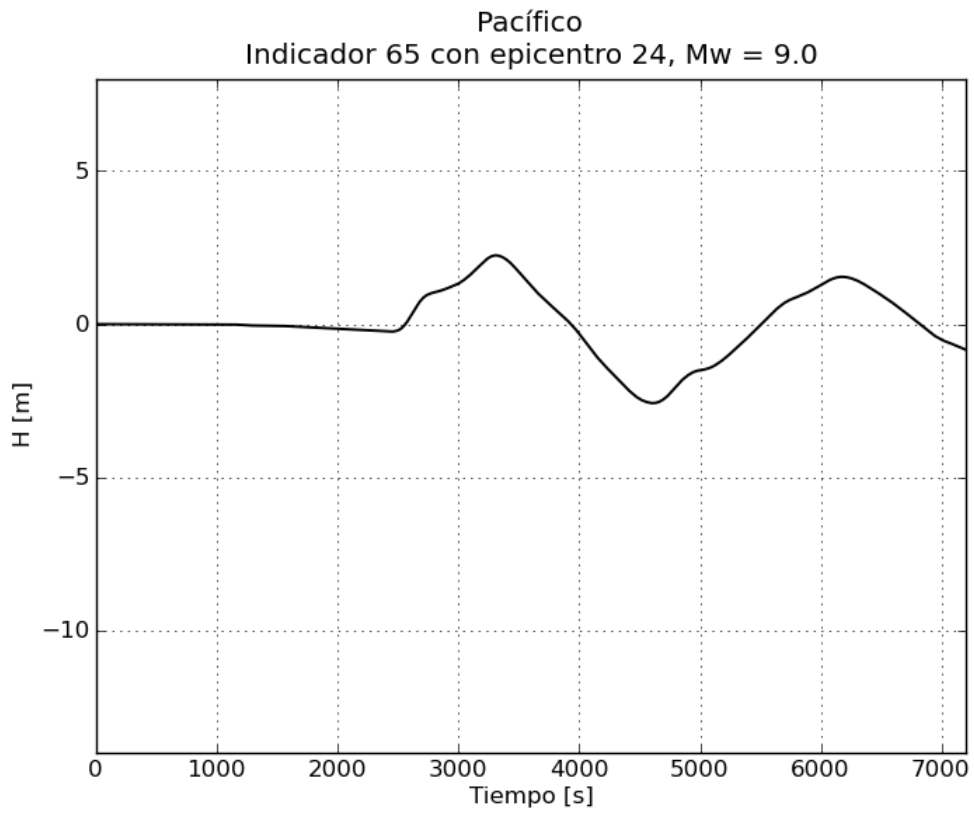
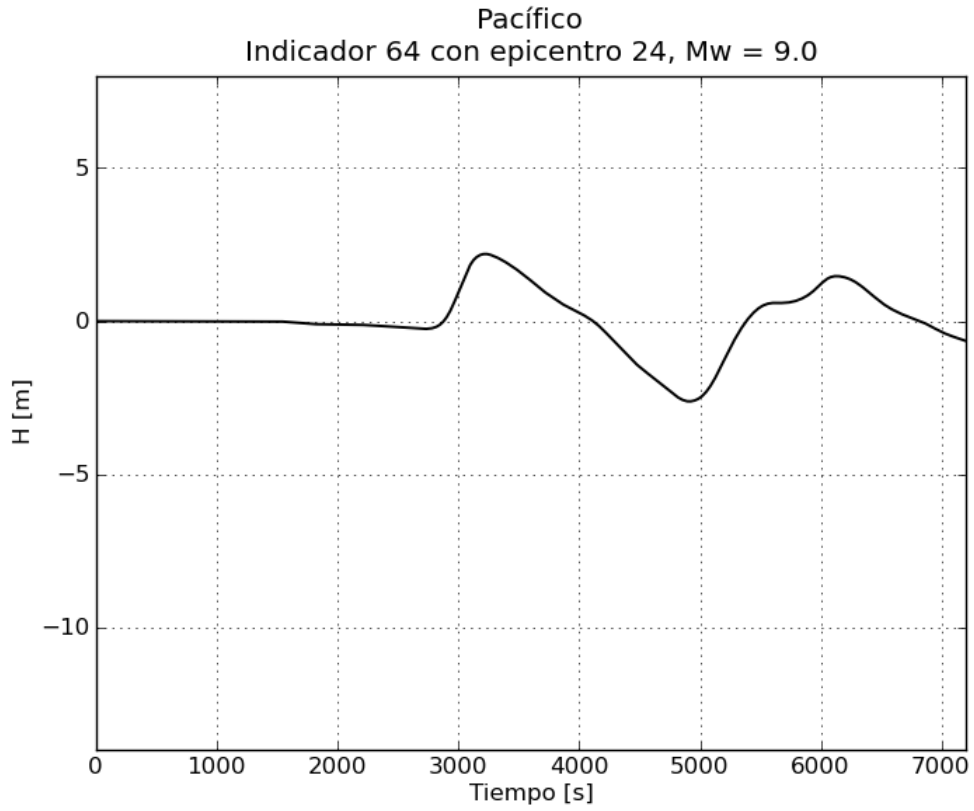


Pacífico
Indicador 62 con epicentro 24, Mw = 9.0

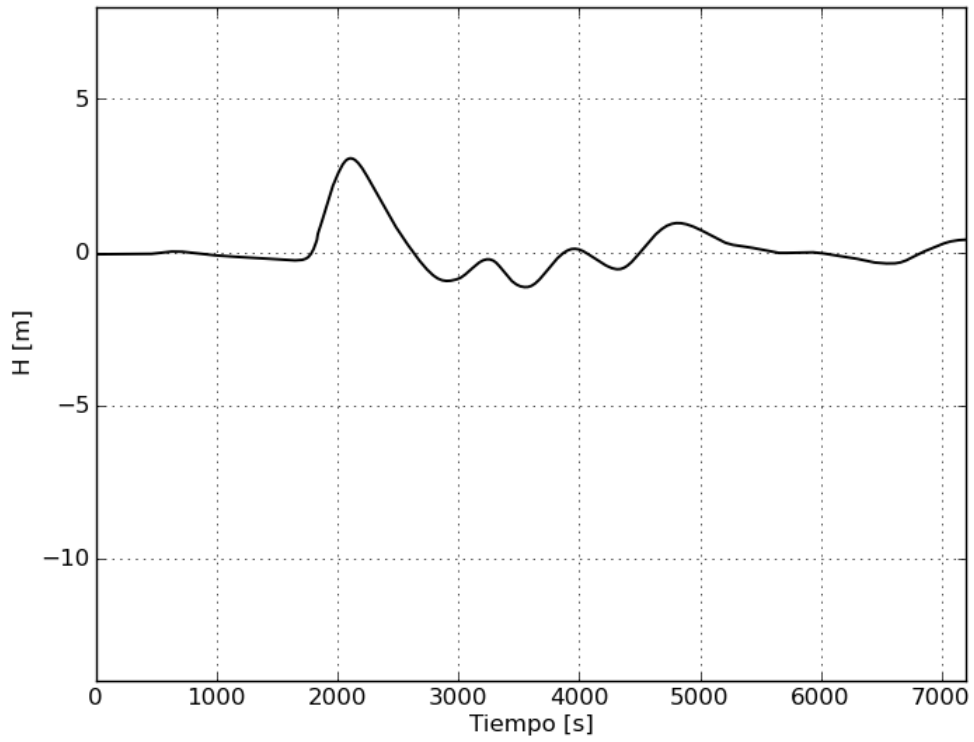


Pacífico
Indicador 63 con epicentro 24, Mw = 9.0

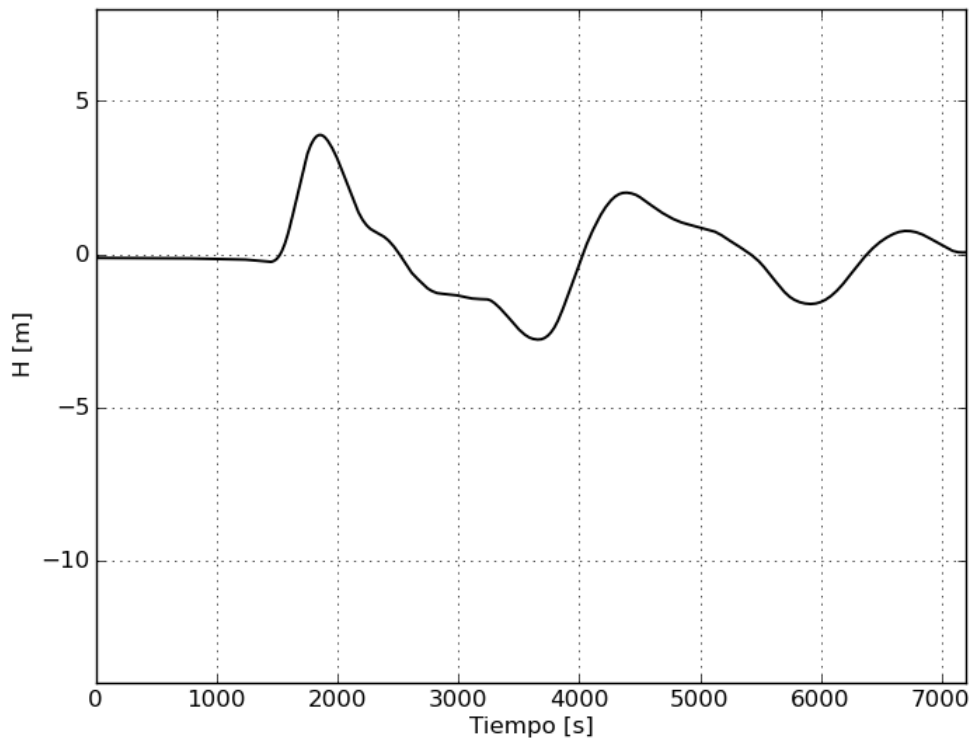


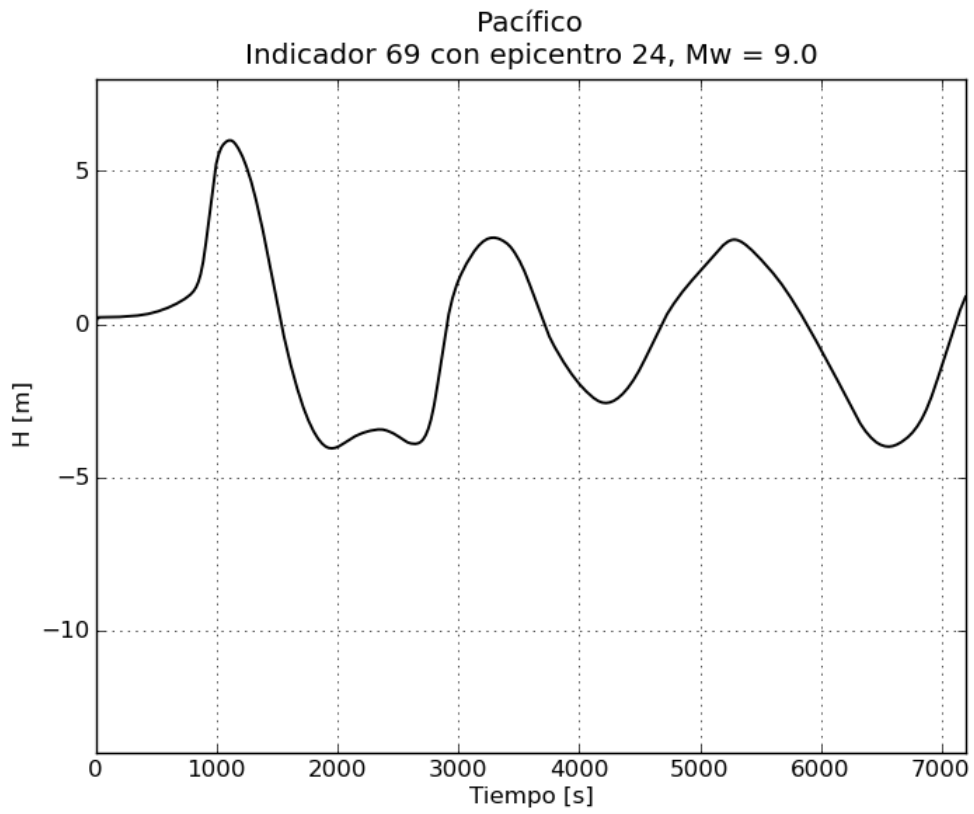
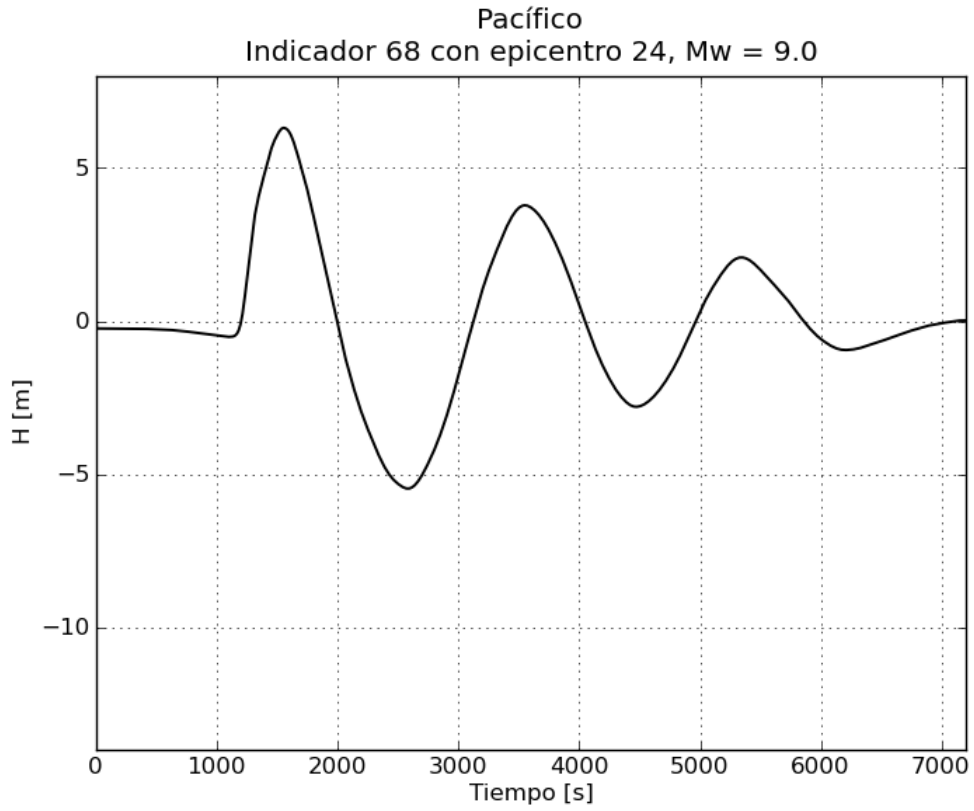


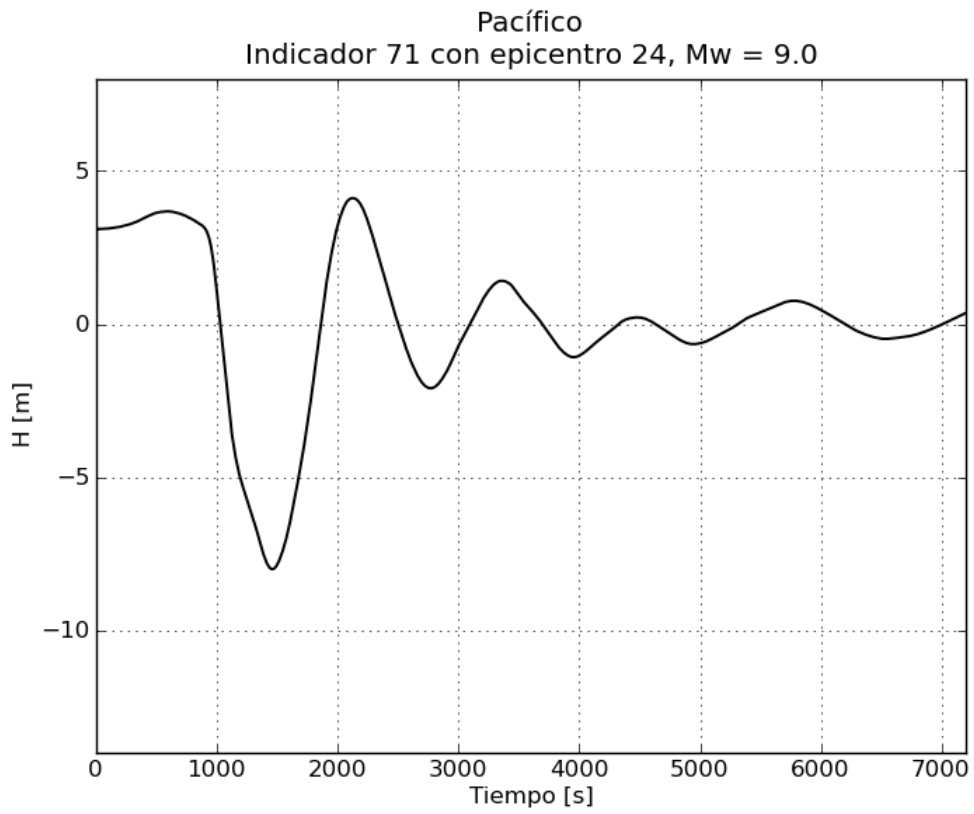
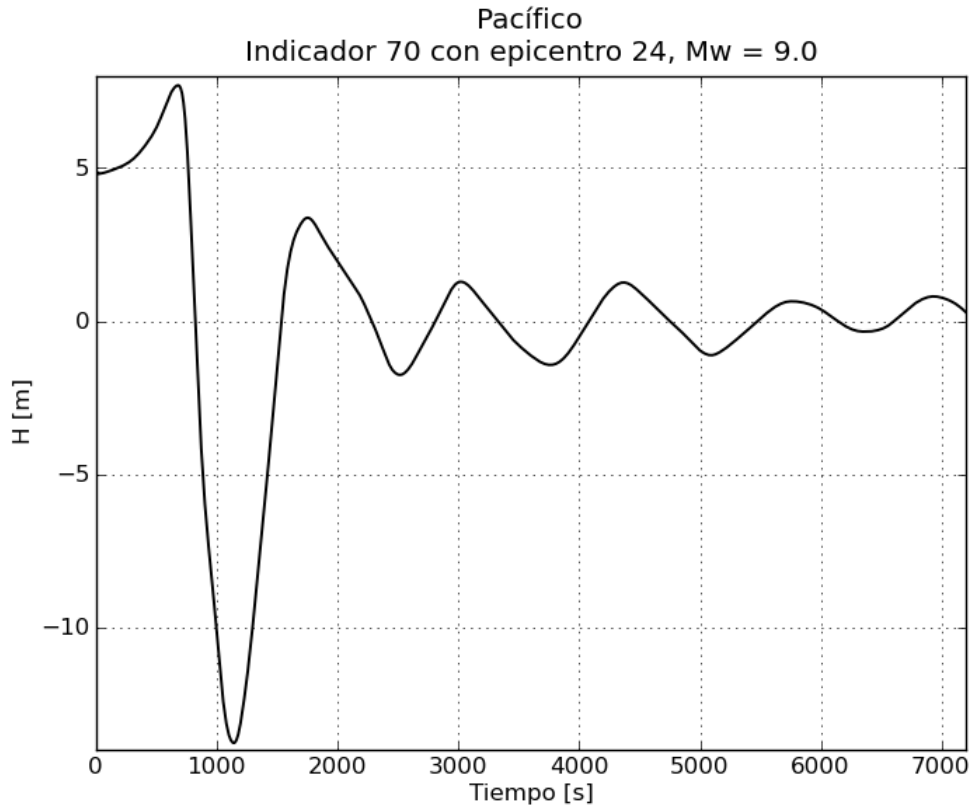
Pacífico
Indicador 66 con epicentro 24, Mw = 9.0



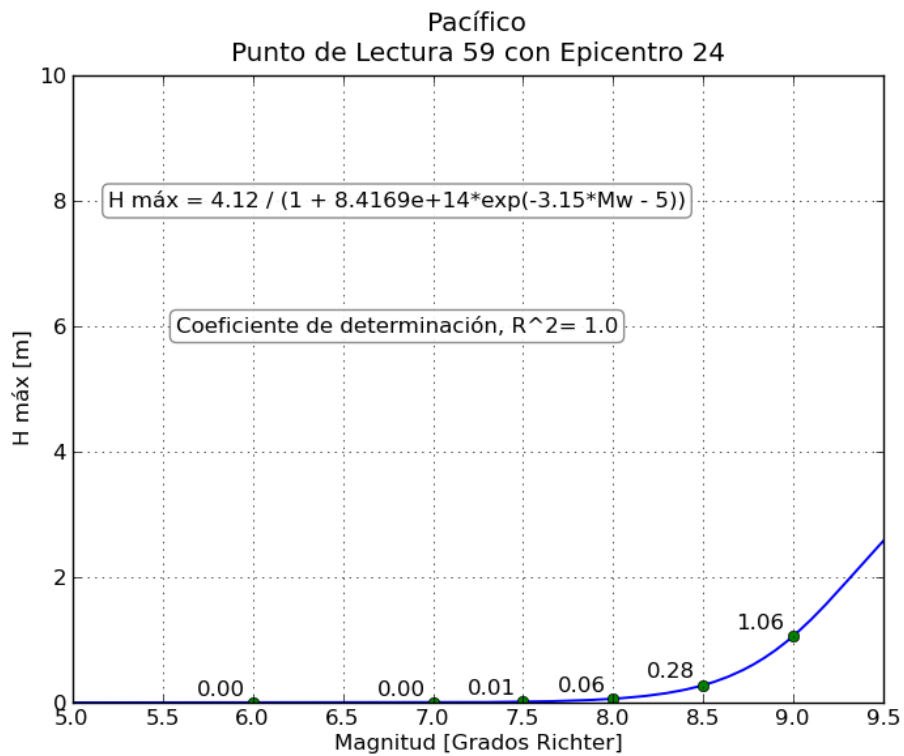
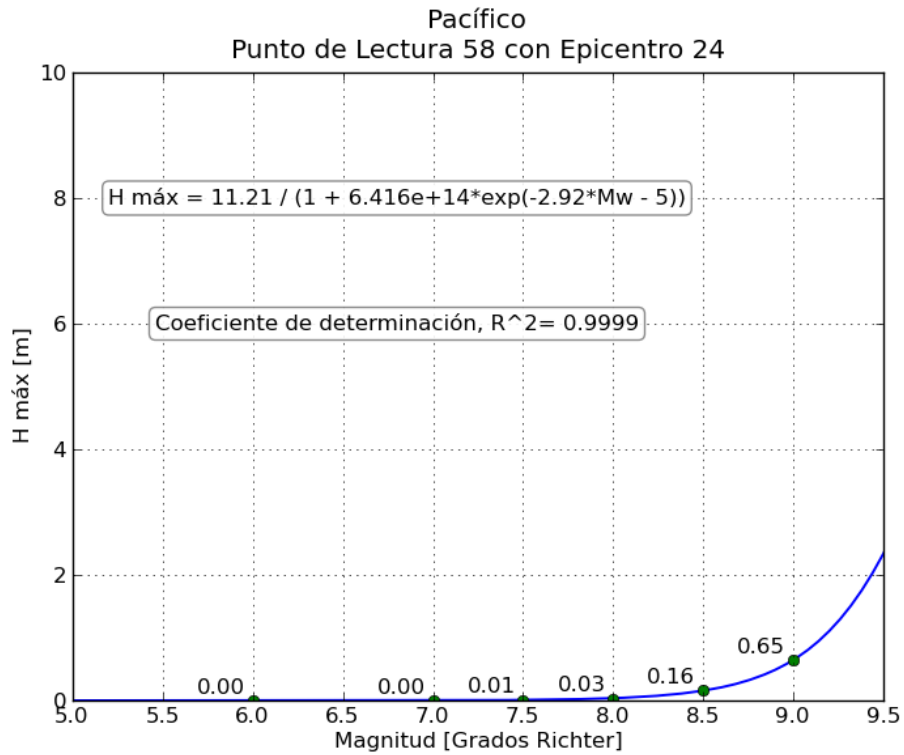
Pacífico
Indicador 67 con epicentro 24, Mw = 9.0

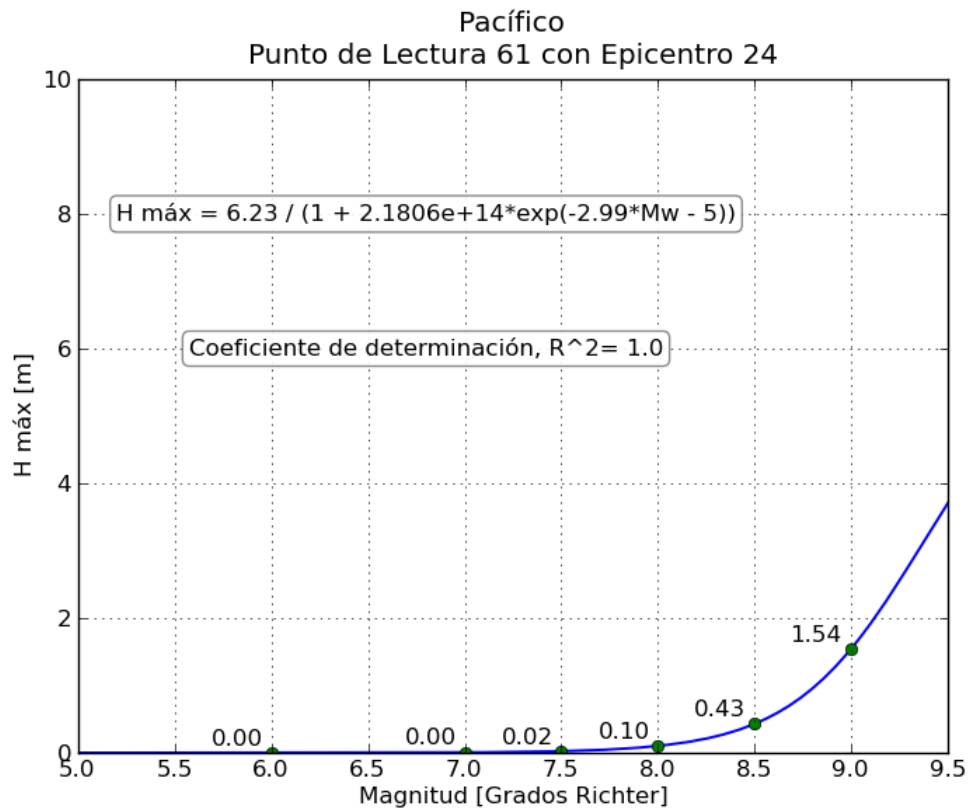
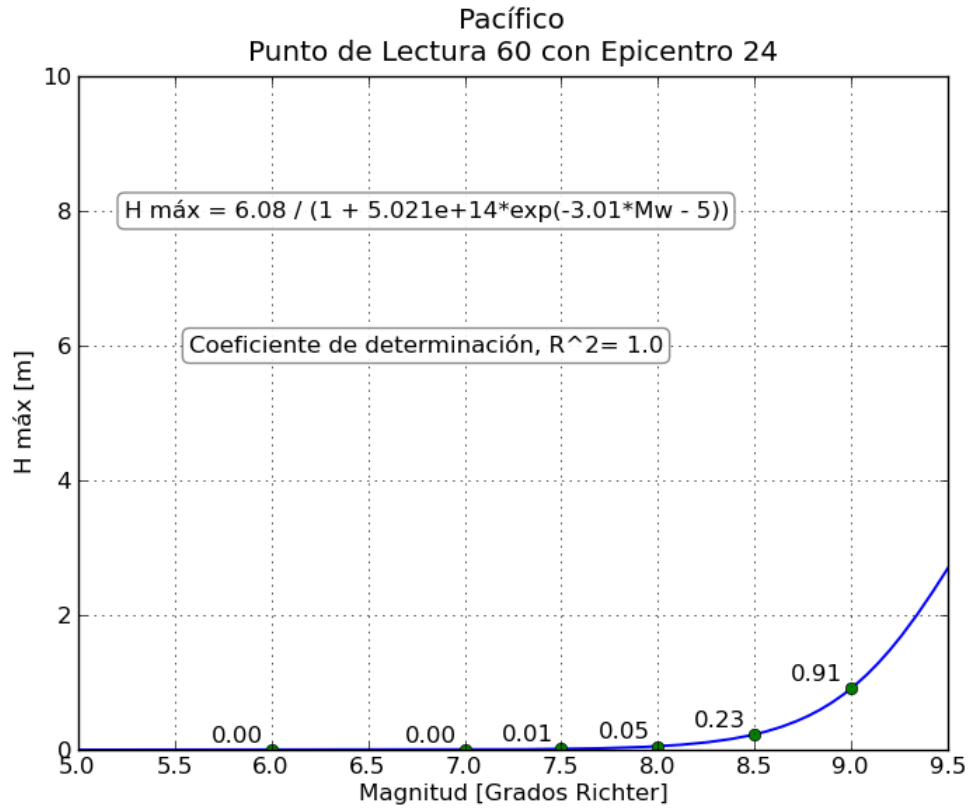


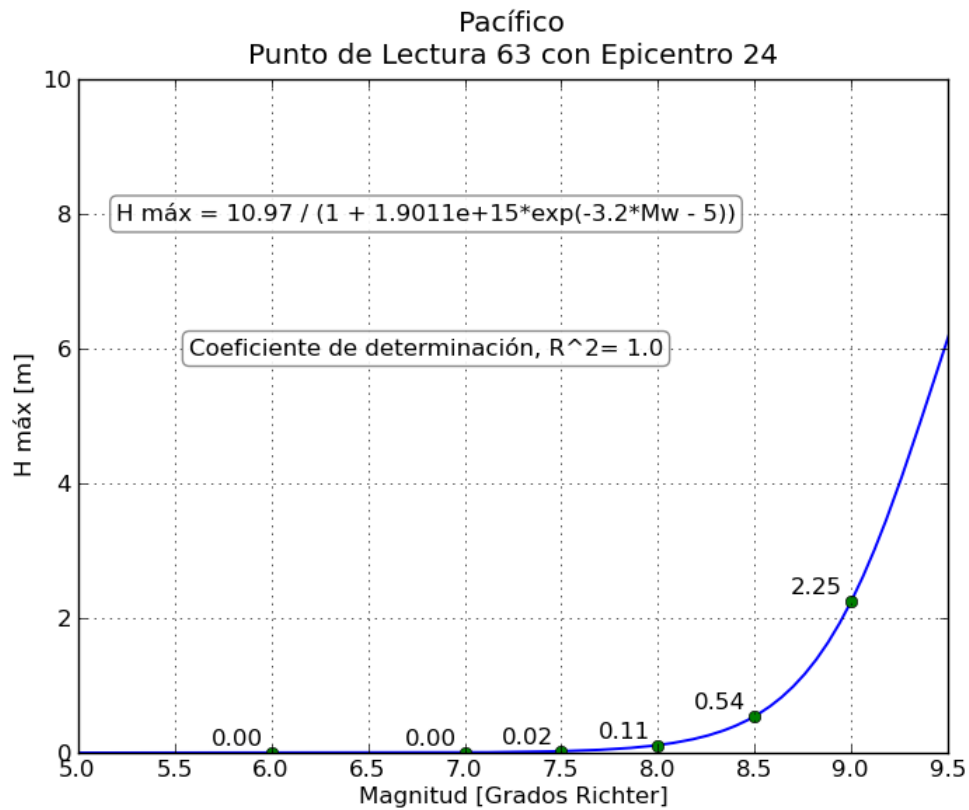
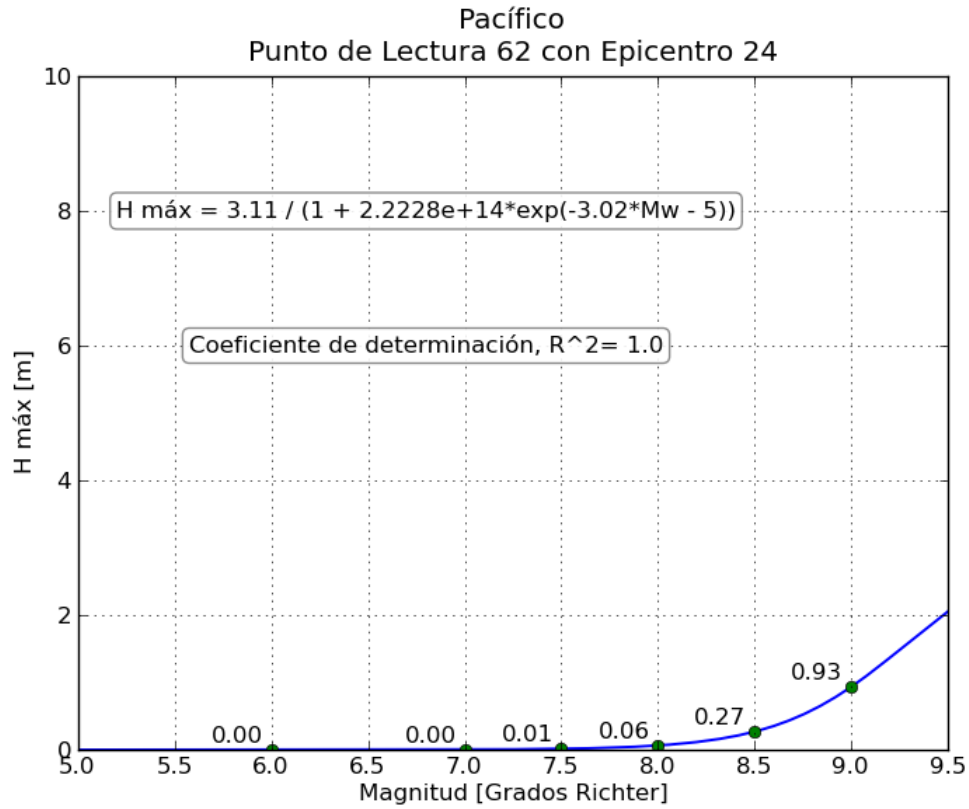


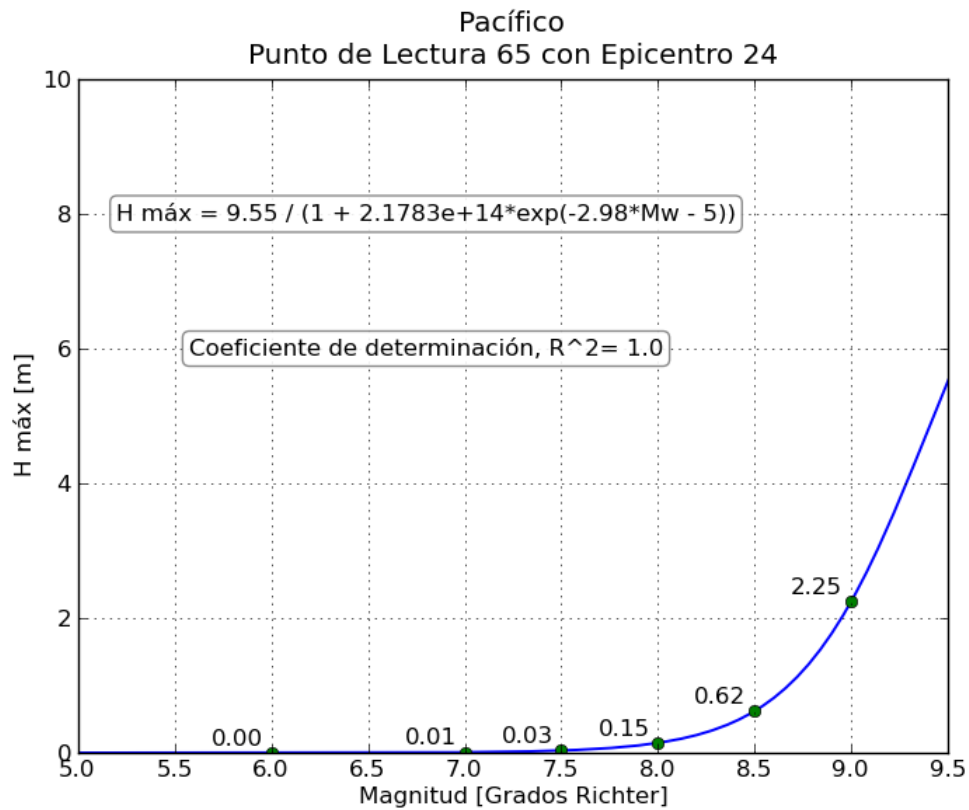
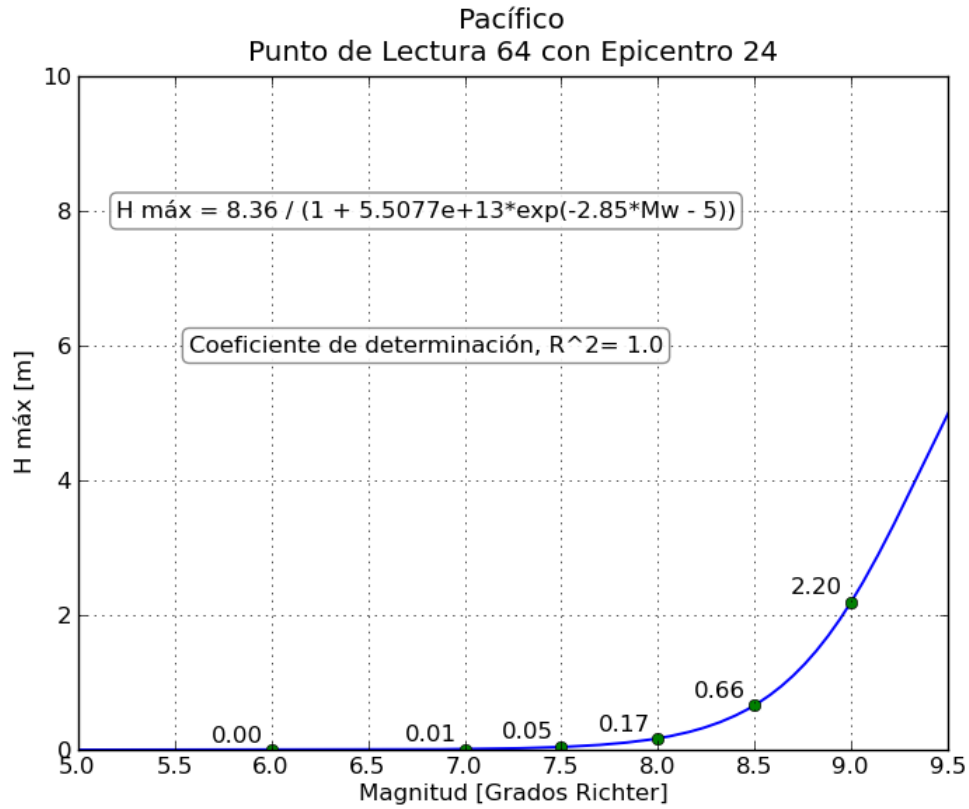


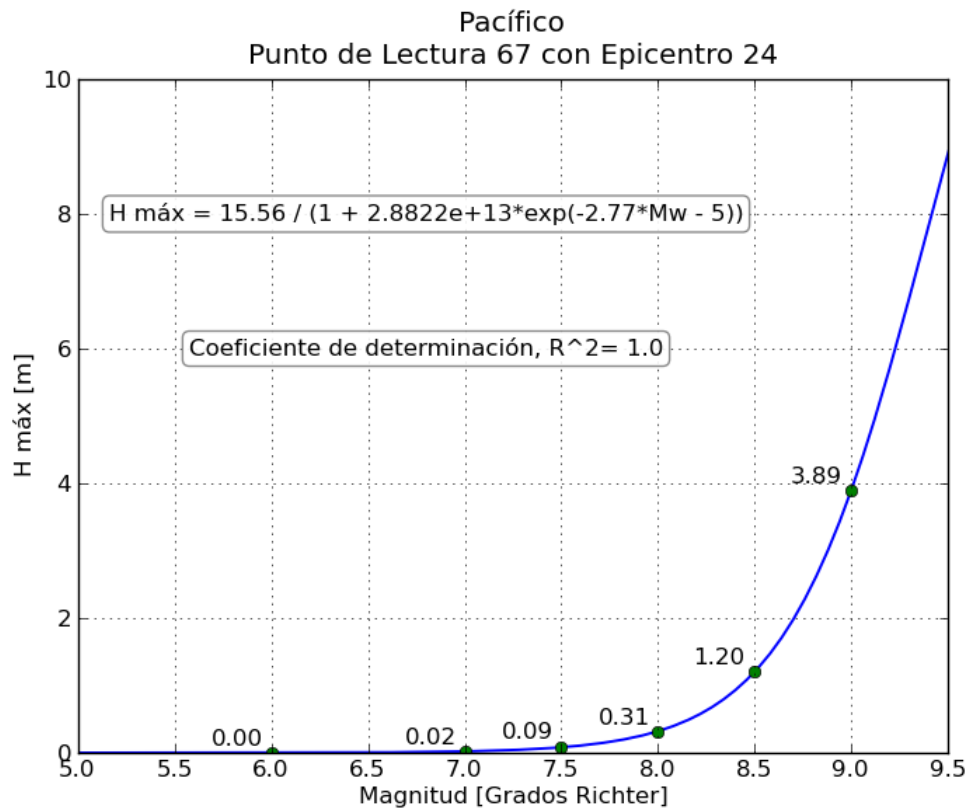
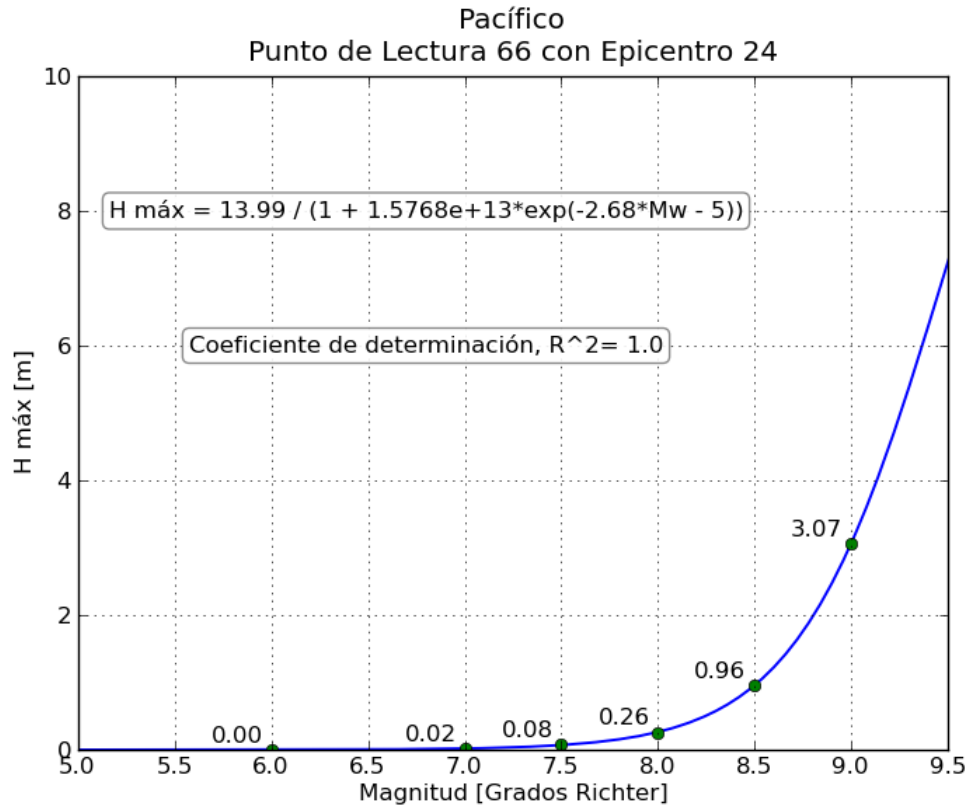
g. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

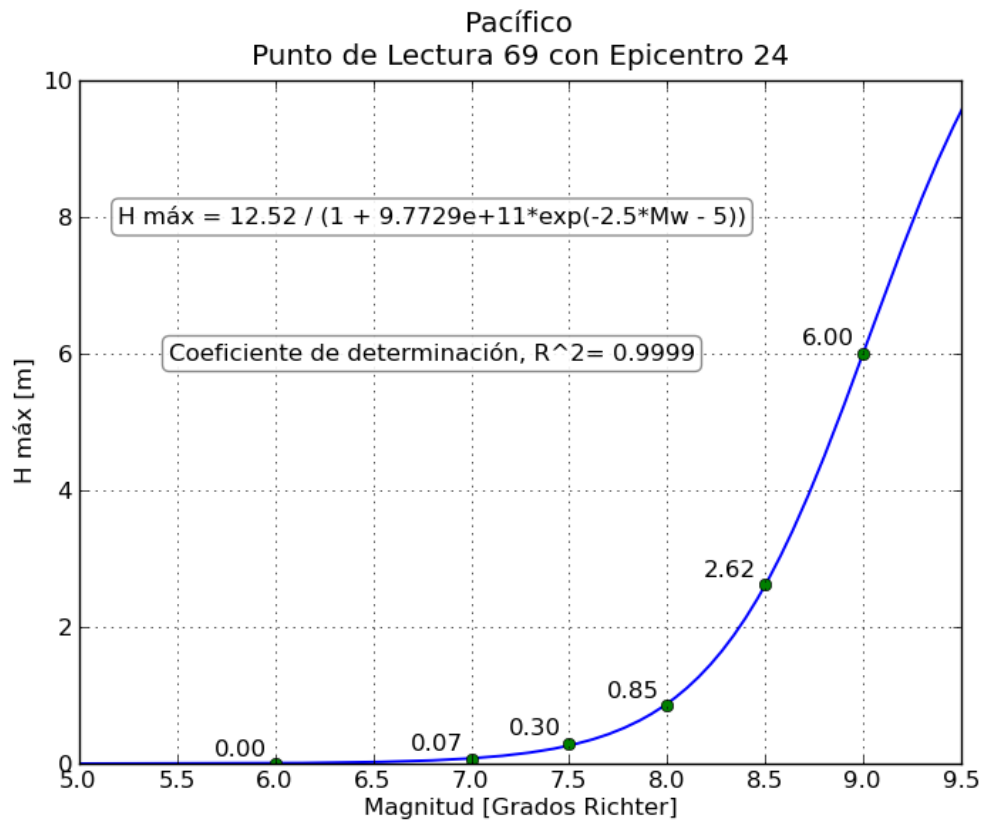
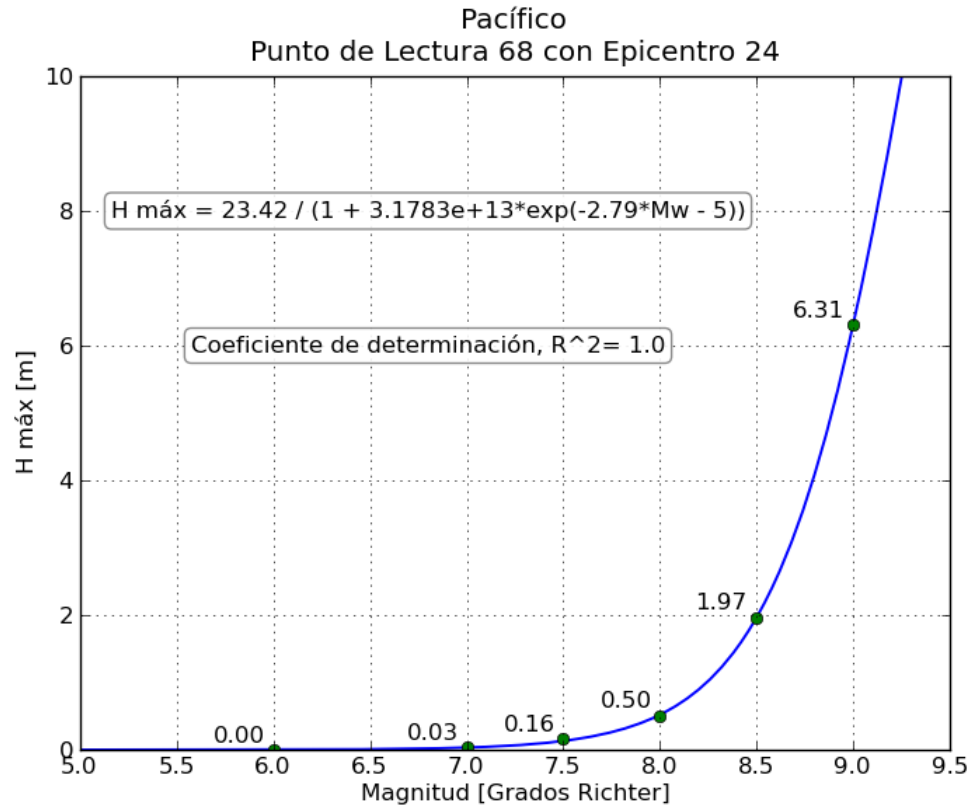


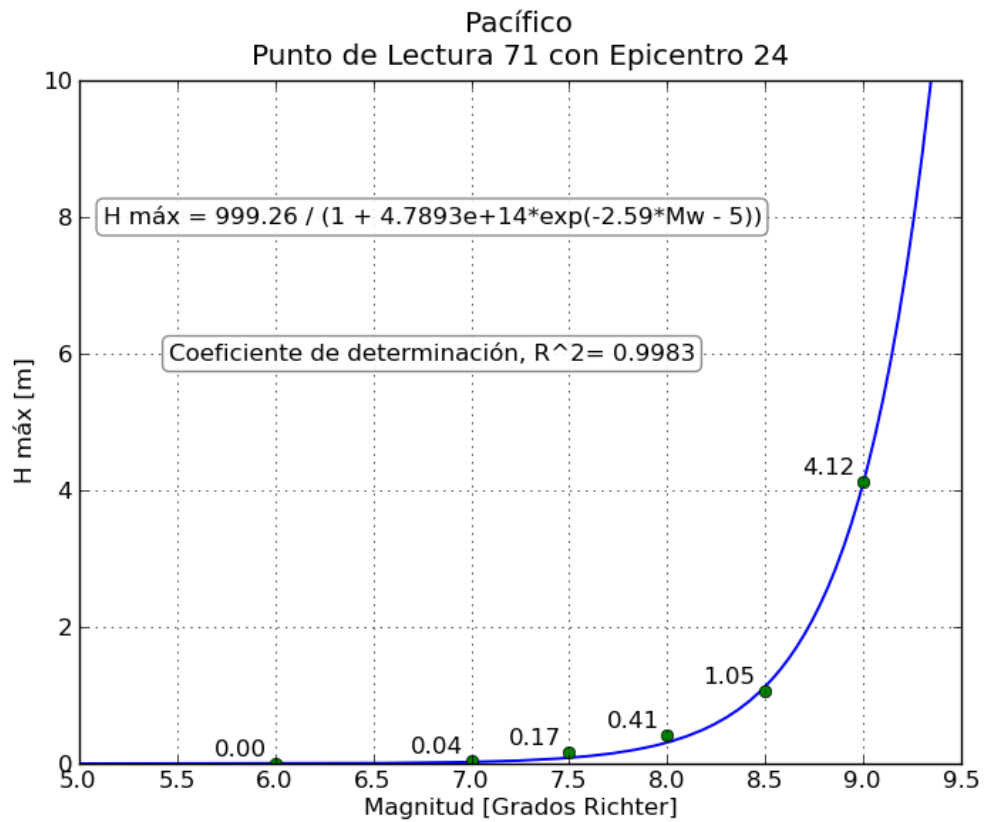
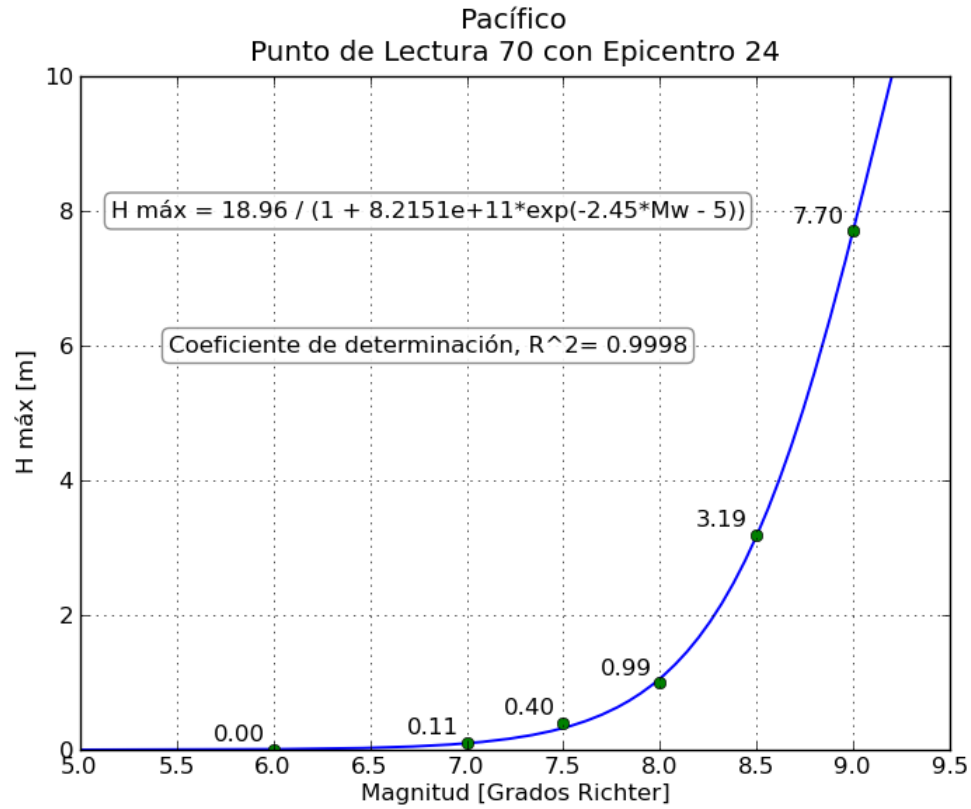


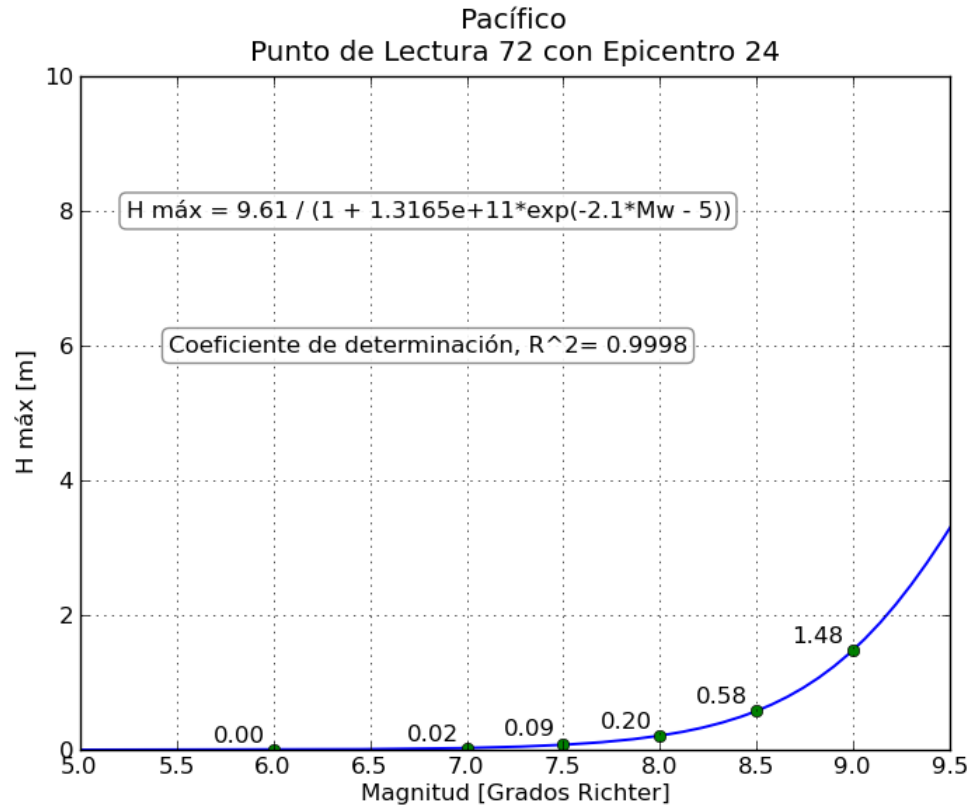






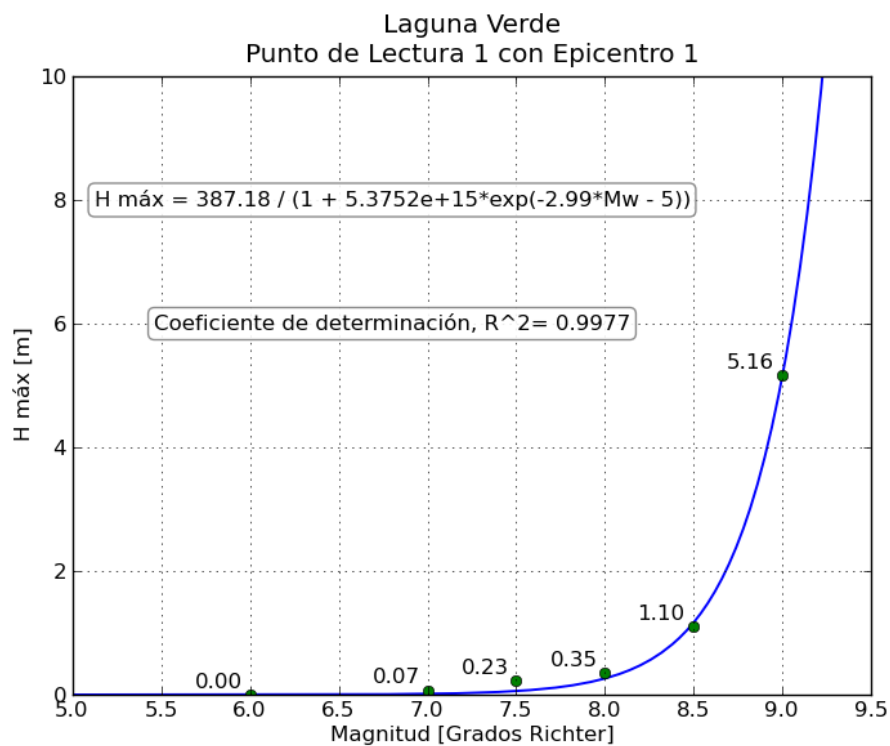
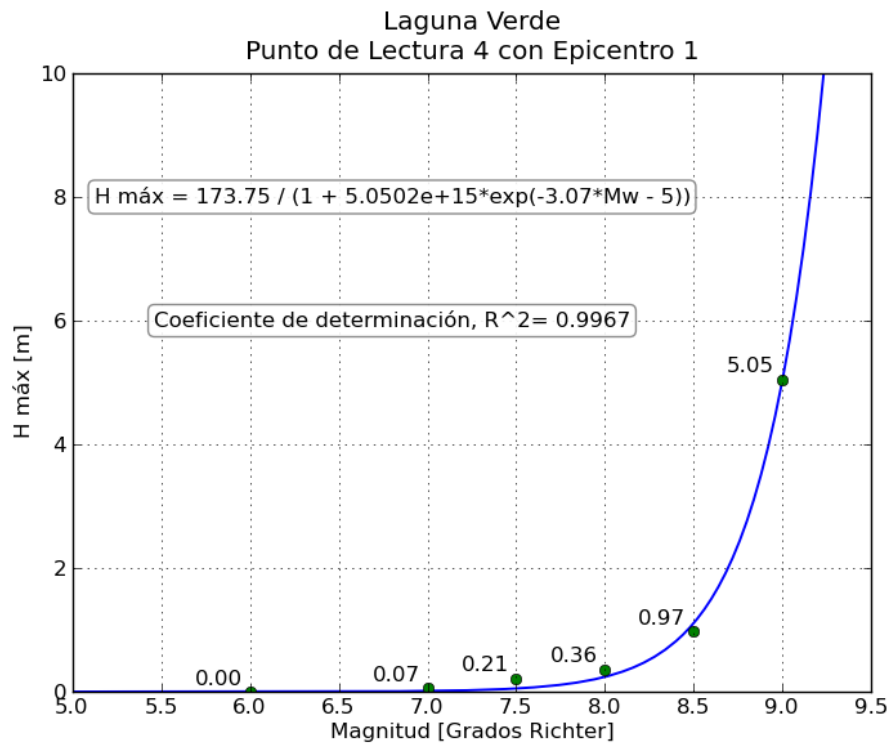


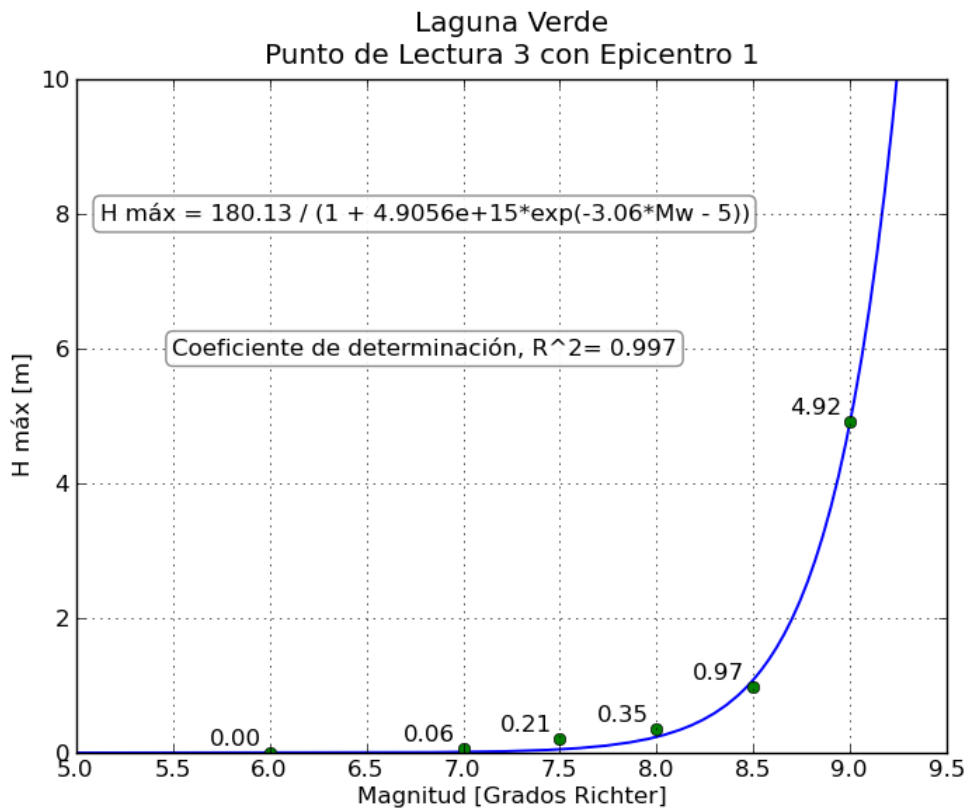
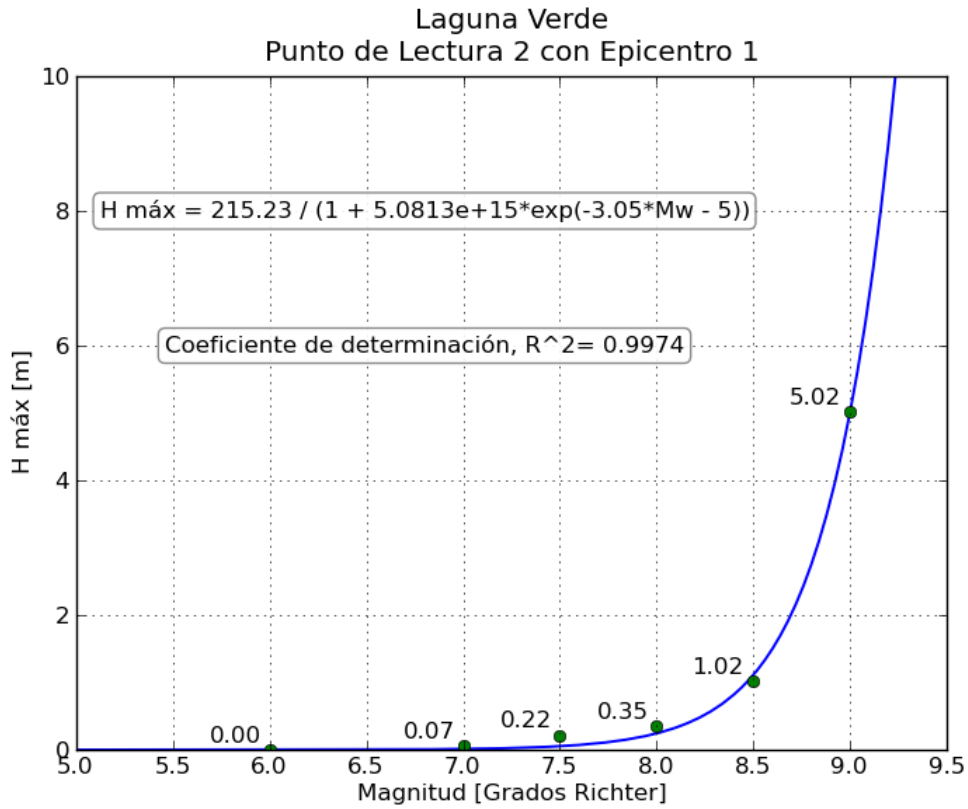




10. Epicentro 1 de Laguna Verde

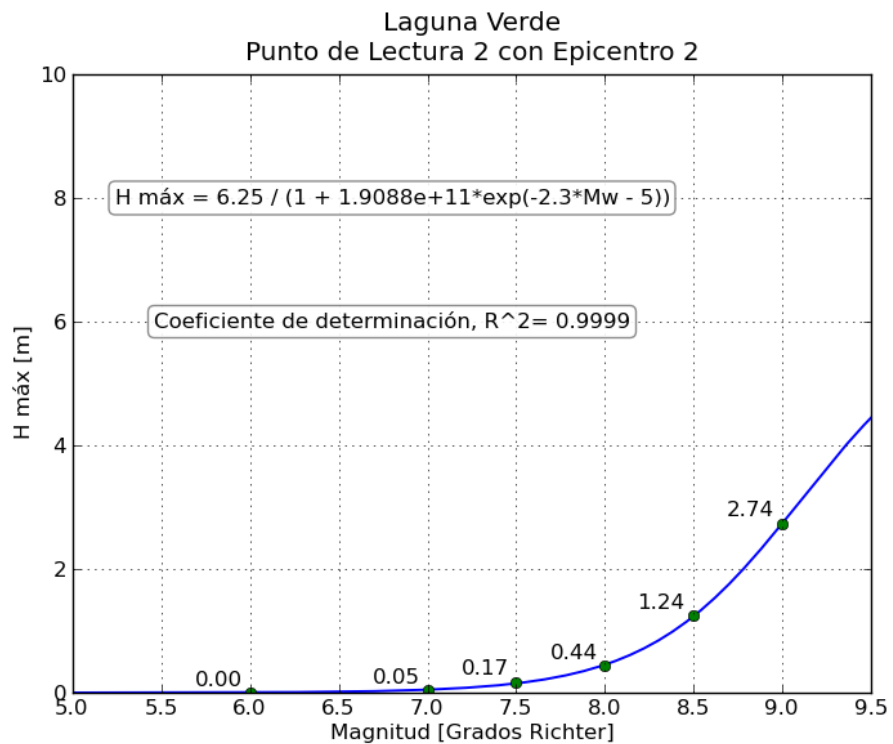
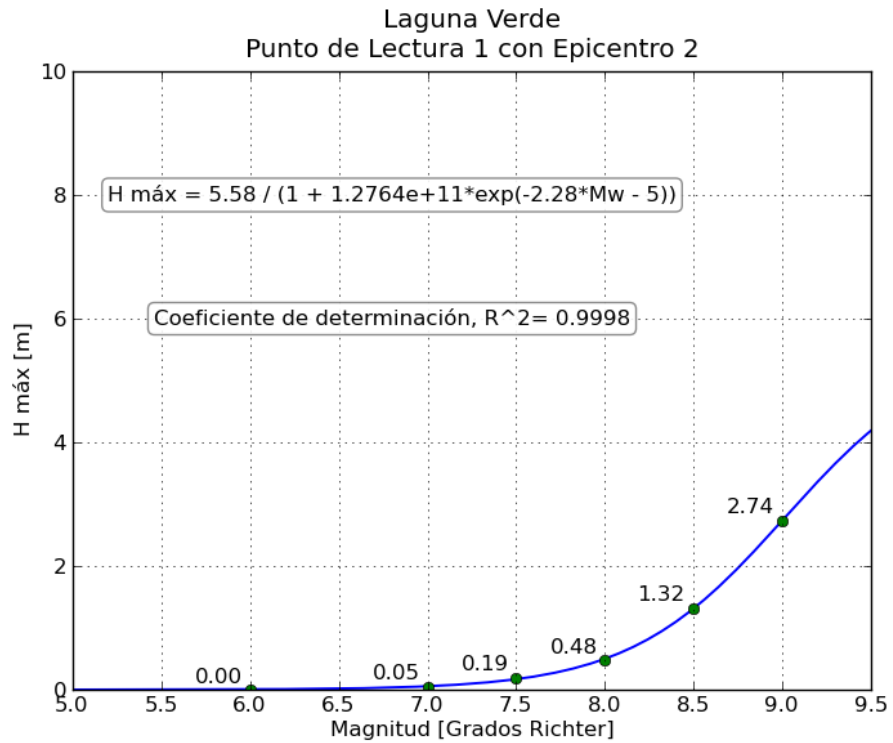
a. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

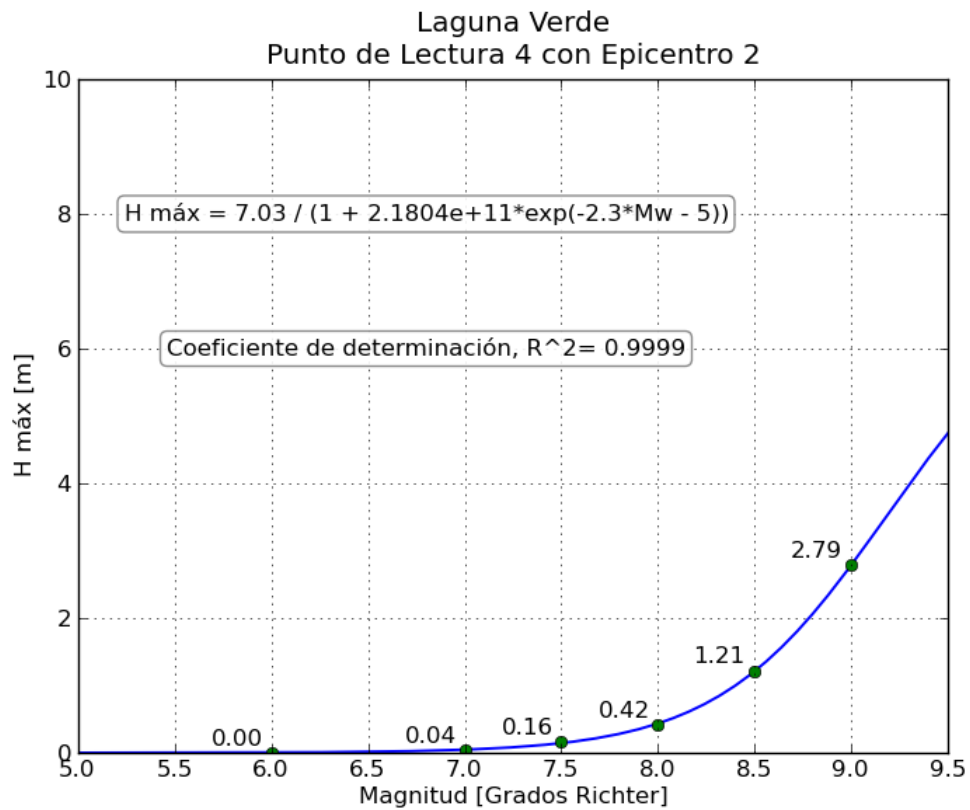
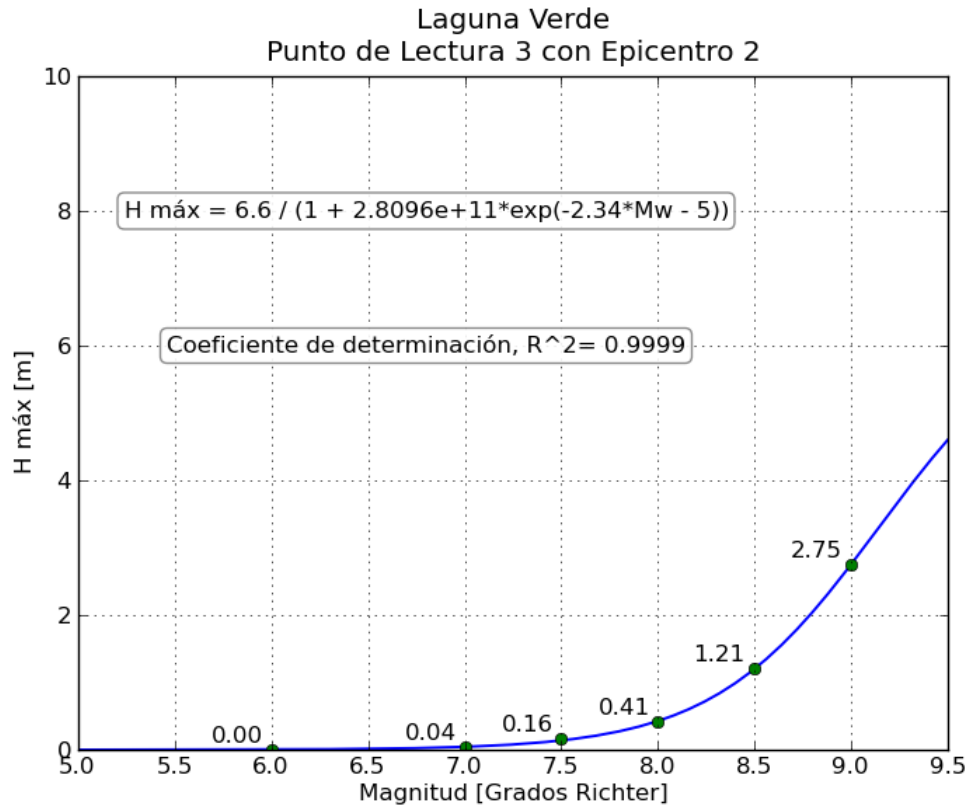




11. Epicentro 2 de Laguna Verde

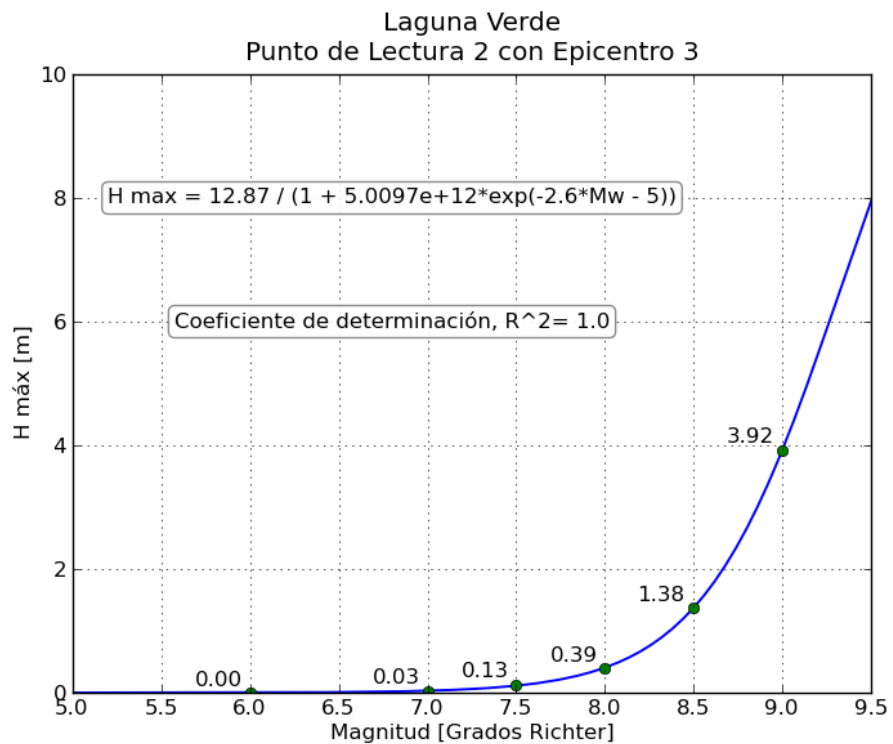
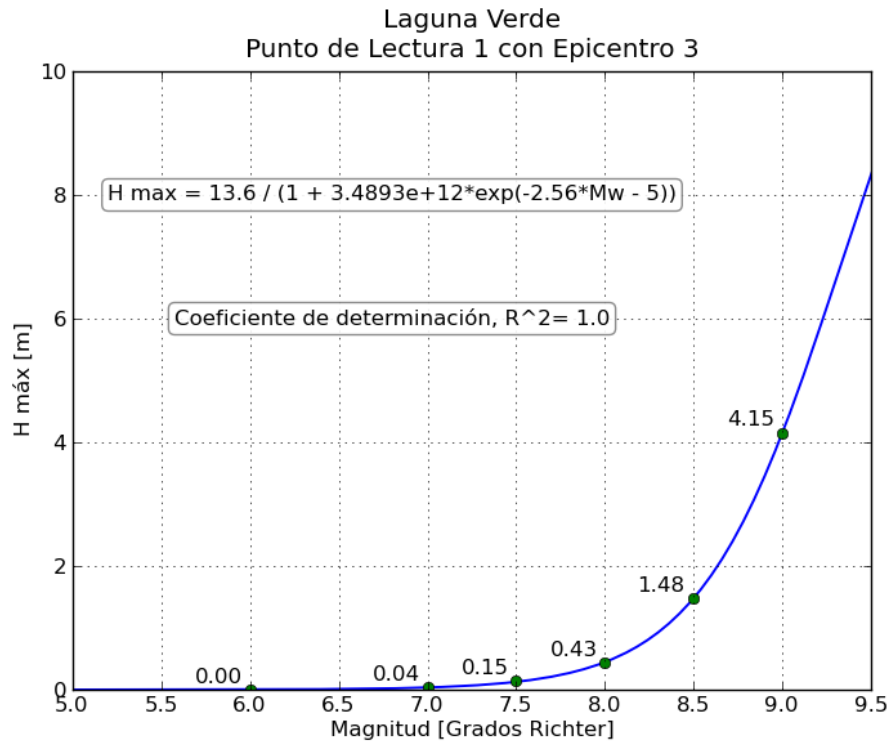
a. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

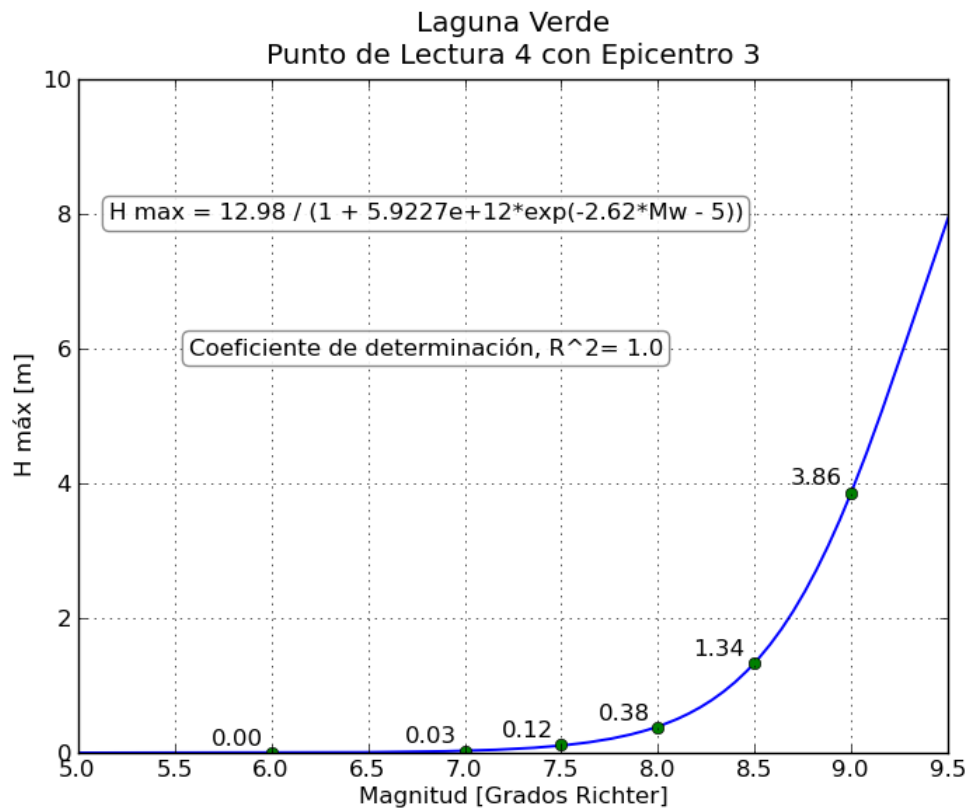
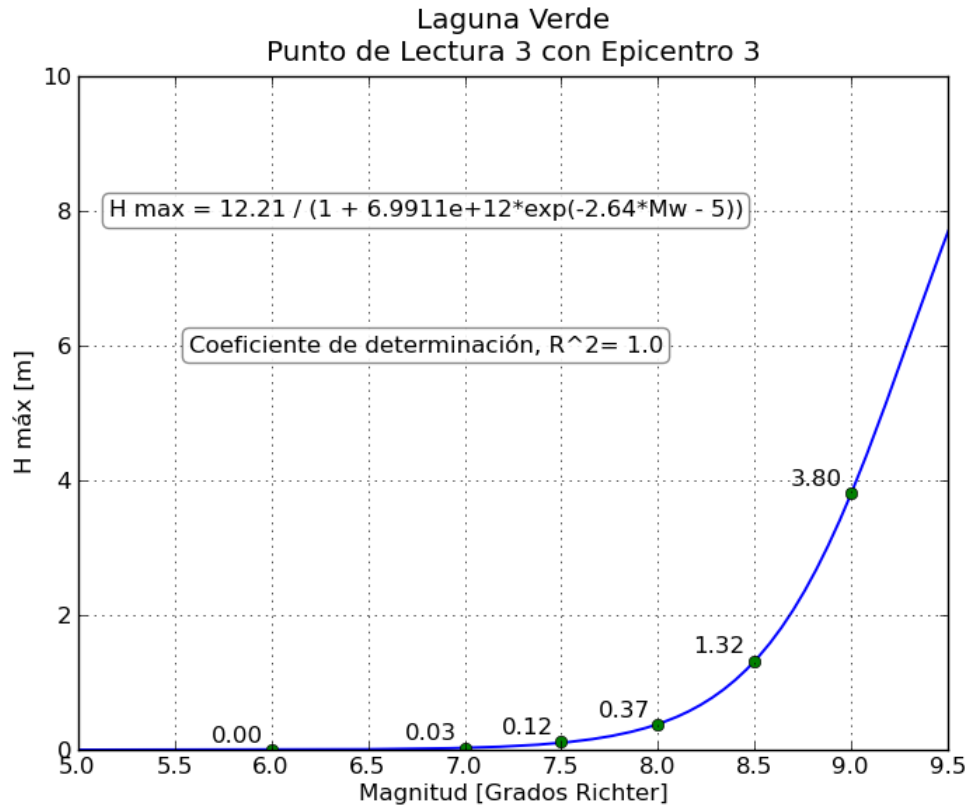




12. Epicentro 3 de Laguna Verde

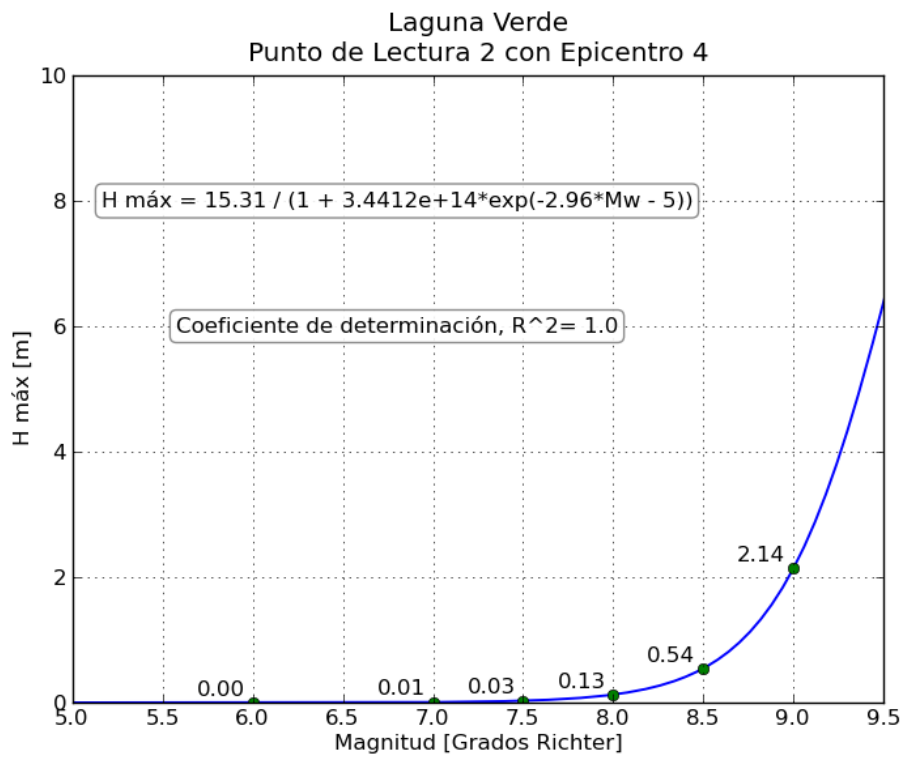
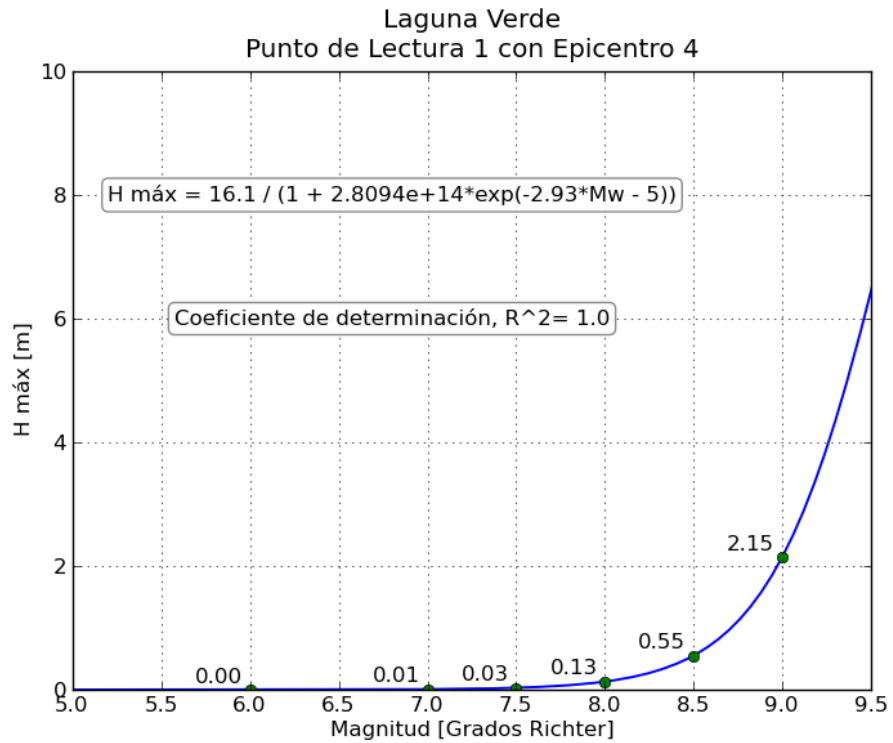
a. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

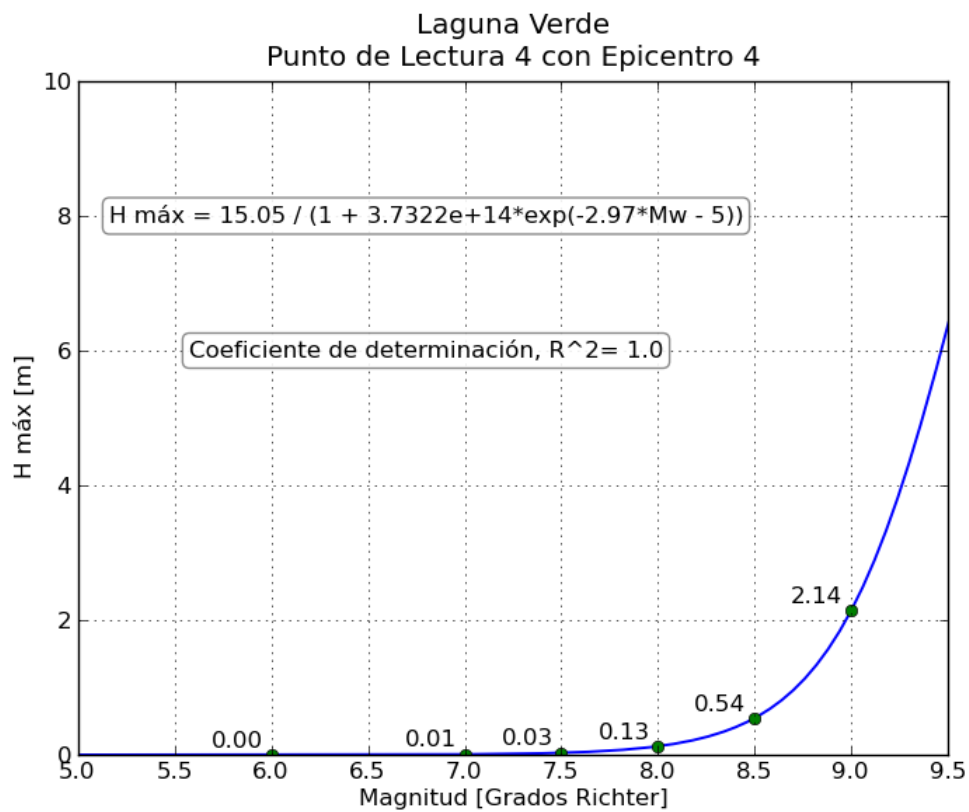
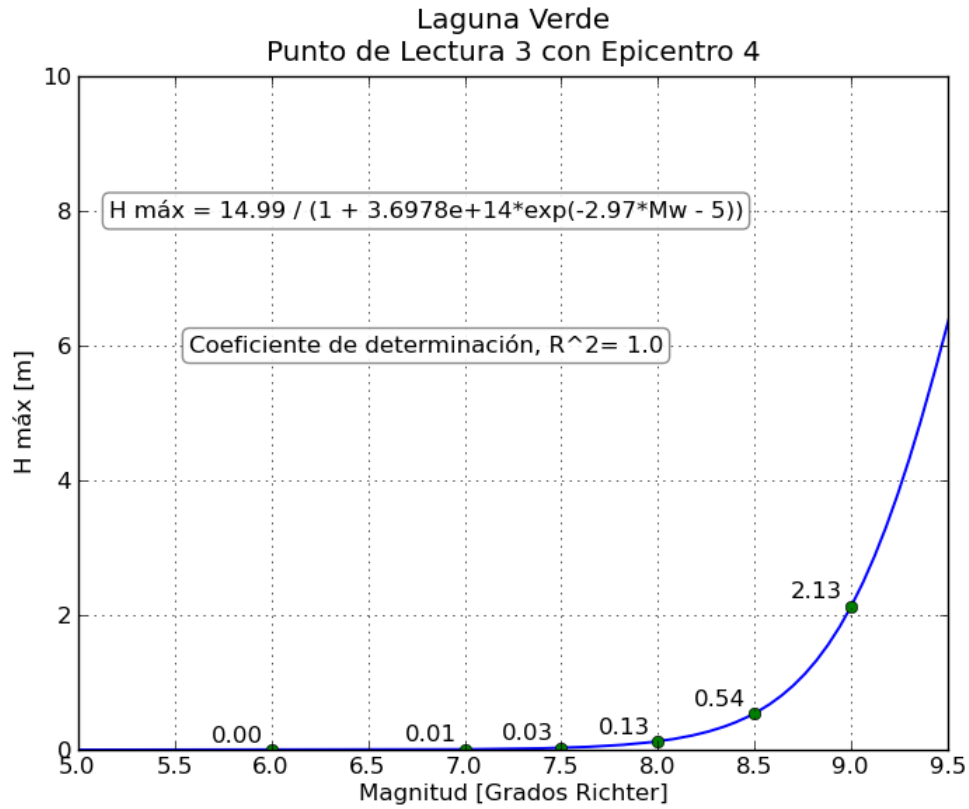




13. Epicentro 4 de Laguna Verde

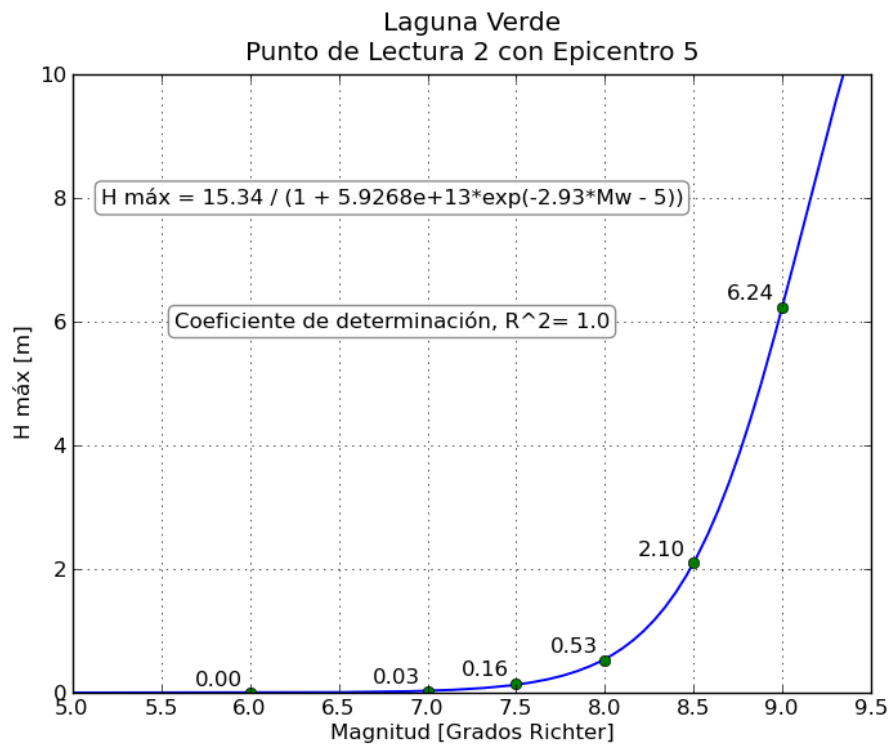
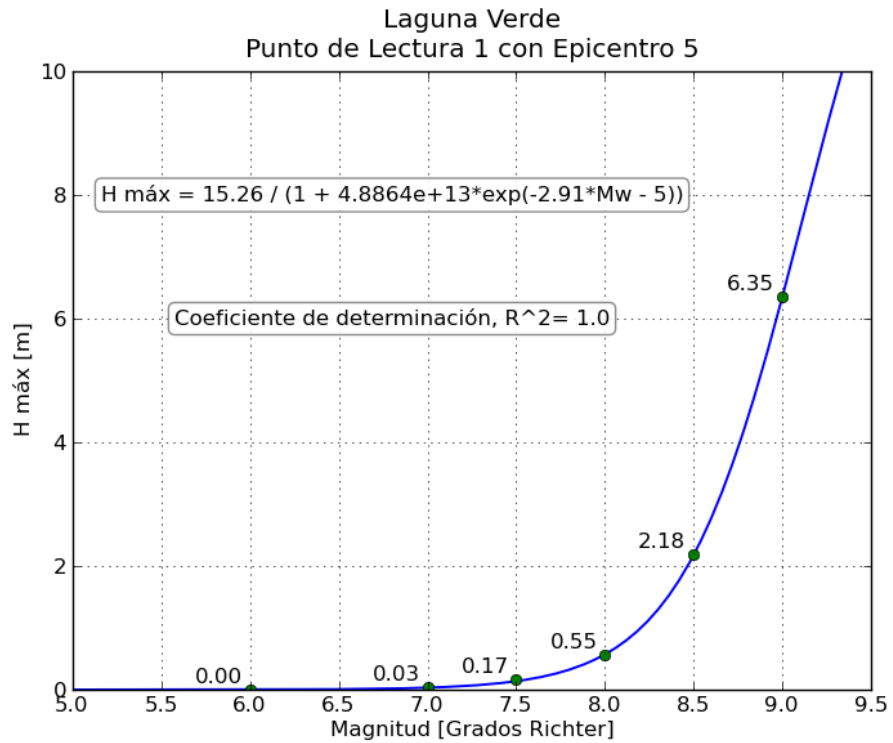
a. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada

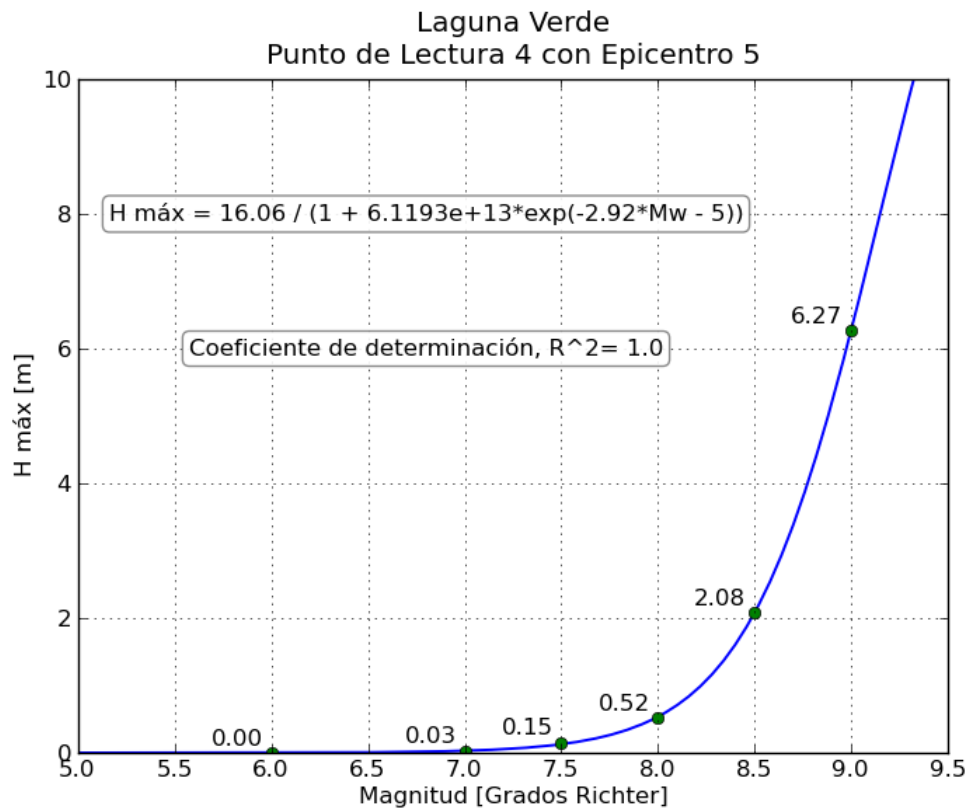
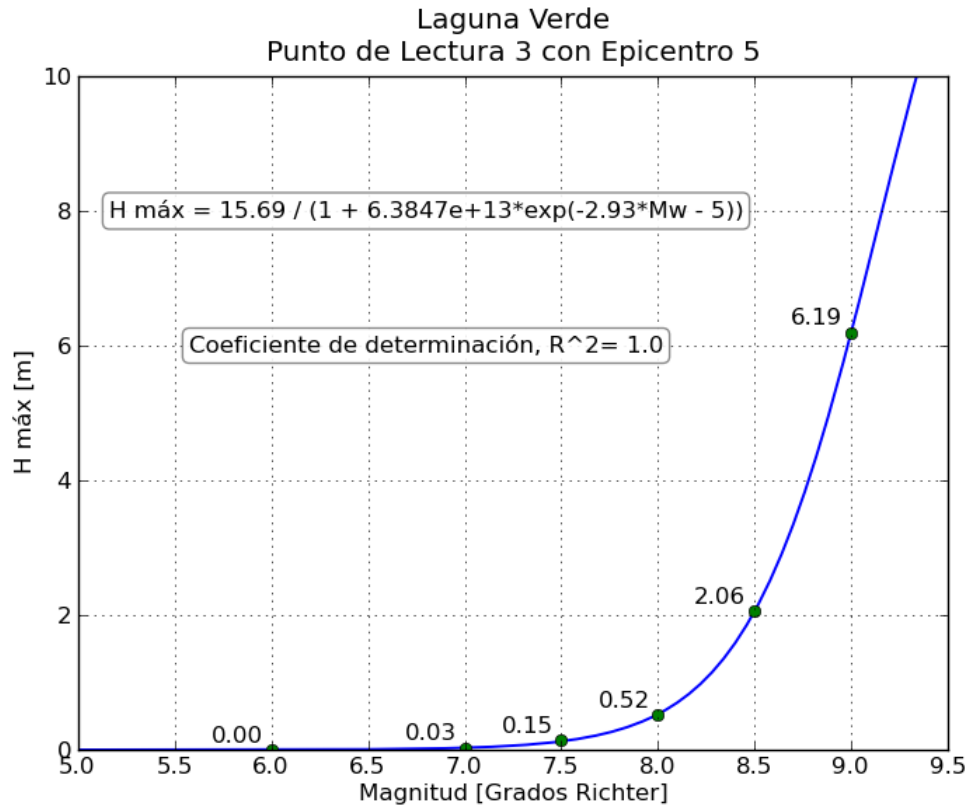




14. Epicentro 5 de Laguna Verde

a. Gráficas de relación Magnitud-Altura máxima registrada





Referencias

Benz, H.M., Dart, R.L., Villaseñor, Antonio, Hayes, G.P. (2011). *Seismicity of the Earth 1900-2010, México and vicinity*. U.S. Geological Survey. <http://pubs.usgs.gov/of/2010/1083/f/>

British Oceanographic Data Centre (BODC) (2010). *Grid Viewing and Data Access Software for GEBCO's gridded data sets*. Versión 2.13.

CFE. *Manual de Diseño de Obras Civiles de la CFE*. Sección Hidrotecnia, Tema Hidráulica Marítima, Fascículo A.2.13

Frank I. González, Randall J. LeVeque, et. al. (2011). *Validation of the Geoclaw Model*. Geoclaw Tsunami Modeling Group, University of Washington.

International Tsunami Information Center. Intergovernmental Oceanographic Commission, UNESCO. <http://itic.ioc-unesco.org/>

LeVeque, R. J. (2002) *Finite Volume Methods for Hyperbolic Problems*. Cambridge University Press.

M.C. Salvador F. Farreras (2005). *Tsunamis*. Serie de fascículos, CENAPRED

National Geophysical Data Center / World Data Center (NGDC/WDC). (2012) *Global Historical Tsunami Database, Boulder, CO, USA*. http://www.ngdc.noaa.gov/hazard/tsu_db.shtml

NOAA Center for Tsunami Research. <http://nctr.pmel.noaa.gov/>

OKADA, Y. (1985) *Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space*. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 75, pp. 1135-1154.

R. J. LeVeque, M. J. Berger, et. al. (2012). *Clawpack Software <4.6.1>*. <http://www.clawpack.org/>

Sanchez Débora, Antonio., Farrera Sanz, Salvador (1993). *Catálogo de Tsunamis en la Costa Occidental de México*. National Geophysical Data Center, NOAA.

Silva C., R., Mendoza B., E. (2011) *Efecto de tsunamis en las inmediaciones de la terminal de gas natural licuado en Manzanillo, Colima, México*. Instituto de Ingeniería, UNAM.

STEKETEE, J.A. (1958). *On Volterra's dislocation in a semi-infinite elastic medium*. Can. J. Phys. Vol. 144, pp. 747-767.

UNESCO-IOC (2006). *Tsunami Glossary*. IOC Information document No. 1221, UNESCO.