



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA

**Espesor y Geometría de los sedimentos
de la zona del arrecife posterior en el
arrecife de franja de Punta Maroma**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Eduardo Gabriel Islas Domínguez

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Paul Andrew Blanchon



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2020

A MM thesis ...

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) quien gracias a sus oportunidades e infraestructura pude combinar dos de las cosas que más me gustan.

Investigación parcialmente realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN214819. Agradezco a la DGAPA-UNAM por la beca recibida durante un periodo de la realización de este estudio.

Al Dr. Paul Blanchon, por la confianza, por su guía y enseñanzas, su tiempo, consejos, conocimientos transmitidos y por empezar a enseñarme a ser un científico crítico.

A los miembros del jurado, Dra. Mayumy Cabrera (por ser de las primeras en motivarme), M.C. Noé Santillán, M.I. Isabel Domínguez, M.C.T. Yoalli Hernández, por sus valiosos comentarios, correcciones y observaciones que ayudaron a mejorar este trabajo.

Agradezco al Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) de la UNAM y al Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC), así como a su coordinador el Dr. Paulo Salles, también agradezco al Dr. Christian Appendini, jefe de la Unidad Académica Sisal del Instituto de Ingeniería de la UNAM, quienes facilitaron el equipo SuperSting R8.

A la M.C. Mariana Gómez por toda su ayuda, tanto en campo como en laboratorio, por enseñarme e introducirme al mundo de las tomografías de resistividad eléctrica.

A la Unidad de Ciencias del Agua (UCIA) del Centro de Investigaciones Científicas de Yucatán (CICY) por permitirme el uso de sus recursos e instalaciones, particularmente agradezco a la Dra. Rosa María Leal Bautista y al Dr. Jorge Adrián Perera Burgos.

Yoalli, por aguantarme, por su ayuda y apoyo que van más allá de lo académico.

Jacky, por aceptar ir conmigo a campo, por incitarme a pensar aún más en grande y por mucho más ... Gracias!!!

A Alexis, por ser mi equipo de laboratorio y de campo, por sus consejos, sugerencias y por enseñarme un poco de lo que sabe. A Christian, Elisa y a todo el personal de la UASA, tanto administrativos como técnicos, capitanes (Amaury y Mario), que se vieron involucrados en algún aspecto de este proyecto, sin los cuales no hubiera sido posible.

A todos los que me han enseñado, confiado y/o influido para que el buceo forme parte de mí, especialmente a Luis y Memo (Scuba Reef) y Otto y Tamara por creer e impulsarme.

A mi mamá y papá (Nieves y Gabriel) por su apoyo incondicional, el cual es un pilar base en este primer proyecto, y a mi hermano por su ayuda en la distancia. Así como también a todos aquellos que mostraron interés en este proyecto.

Eduardo Islas

Contenido

Índice de figuras	VI
Resumen	VIII
Abstract	IX
Introducción	1
Antecedentes	2
Arrecifes modernos	2
Arrecife moderno de Punta Maroma	10
Zonación del arrecife	10
Trabajos previos	11
Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT)	14
Resistividad aparente	16
Propiedades eléctricas de las rocas y minerales	16
Arreglos de electrodos	17
Proceso de Inversión (Problema de Inversión)	20
Problema Científico	22
Hipótesis	22
Objetivos	22
Objetivo General	22
Objetivos Específicos	22
Área de estudio	23
Metodología	24
Medición de espesores de sedimentos por percusiones (ESP)	24
Obtención de tomografías eléctricas marinas (ERT)	25
Geometría	28
Gradiente de Inclinación	28
Inversión de datos ERT	29
Resultados	30
Espesores de sedimentos por percusiones (ESP)	30
Tomografías de Resistividad Eléctrica (ERT)	32
Comparación de los Espesores de Sedimentos por Percusión (ESP) y Tomografías de Resistividad Eléctrica (ERT)	37
Interpretación del espesor de sedimentos y las Tomografías de Resistividad Eléctrica	42

Discusión	43
Comparación con datos geológicos	44
Comparación con datos resistivos	47
Conclusiones	48
Abreviaturas y Siglas usadas	51
Referencias	52
Anexo A - Datos de los transectos de ESP	56
Anexo B - Parámetros de desajuste de datos	59
Anexo C - Tablas de comparación de los Espesores de Sedimentos por Percusión (ESP) e imágenes de Tomografías Eléctricas Marinas	60
Anexo D - 14th International Coral Reef Symposium (ICRS 2020)	62

Índice de figuras

Figura	Página
Figura 1.- Evolución histórica de diferentes ideas para explicar los diferentes tipos de arrecife (de franja, de barrera y atolón)	2
Figura 2.- Representación esquemática de la historia del Pleistoceno tardío/ Holoceno del arrecife Jhon Brewer	4
Figura 3.- Sección esquemática de la plataforma oriental de los arrecifes de Houtman Abrolhod, mostrando la estructura de la plataforma	5
Figura 4.- Esquema que muestra el ciclo completo del desarrollo de un arrecife de franja	6
Figura 5.- Desarrollo de un arrecife de franja controlado por olas producidas por un huracán y el aumento del nivel del mar	9
Figura 6.- Zonación del arrecife de Punta Maroma	10
Figura 7.- Perfil de la zona arrecifal de Punta Maroma	11
Figura 8.- Perfiles de playa a lo largo de 3 transectos	12
Figura 9.- Perfil del transecto utilizado a lo largo del arrecife frontal de Punta Maroma	13
Figura 10.- Arreglo convencional de cuatro electrodos para medir la resistividad del subsuelo..	15
Figura 11.- Arreglo dipolo-dipolo	17
Figura 12.- Secuencia de mediciones para un arreglo tipo dipolo-dipolo	18
Figura 13.- Arreglo tipo Wenner	18
Figura 14.- Secuencia de mediciones de un arreglo tipo Wenner	19
Figura 15.- Arreglo tipo Schlumberger	19
Figura 16.- Secuencia de mediciones de un arreglo tipo Schlumberger	20
Figura 17.- Ubicación del área de estudio	23
Figura 18.- Extensión del arrecife de franja de Punta Maroma paralelo a la costa ~4.5 km	23
Figura 19.- Imágenes de medición de sedimentos en campo	24
Figura 20.- Ubicación en el arrecife de los cuatro transectos realizado para la medición de espesores de sedimentos mediante percusiones	24
Figura 21.- Ubicación de los transectos de las ERT	26
Figura 22.- Representación del montaje completo en campo del equipo SuperSting R8/IP	27
Figura 23.- Esquema del espesor máximo de sedimentos en el transecto ST-1	30
Figura 24.- Esquema del espesor máximo de sedimentos en el transecto ST-2	31
Figura 25.- Esquema del espesor máximo de sedimentos obtenido en el transecto ST-3	31
Figura 26.- Esquema del espesor máximo de sedimentos encontrados en el transecto ST-4....	32
Figura 27.- Imagen por ERT del transecto ET-1D	33
Figura 28.- Imágenes por ERT del transecto ET-2	33
Figura 29.- Imágenes por ERT del transecto ET-4	34
Figura 30.- Imágenes por ERT del transecto ET-5	35
Figura 31.- Imágenes por ERT del transecto ET-6	36
Figura 32.- Imagen que compara parte del transecto ST-4 (de ESP) con el transecto ET-1D (de ERT)	37
Figura 33.- Comparación de un punto del transecto ST-4 con las tomografías del transecto ET-2	38

Figura 34.- Comparación de una parte del transecto ST-3 contra las tomografías del transecto ET-4	39
Figura 35.- Comparación de las tomografías obtenida del transecto ET-5 y dos puntos correspondientes al transecto ST-3	40
Figura 36.- Tomografías del transecto ET-6 en comparación con 4 puntos del transecto ST-3	41
Figura 37.- Esquema de la estructura arrecifal completa.....	45

Resumen

Para entender el desarrollo de los arrecifes de coral en el Caribe se han propuesto diversos modelos y/o teorías que tratan de explicar este proceso, estos se han soportado tanto en observaciones como en técnicas directas (perforación de núcleos) e indirectas (perfiles sísmicos), las cuales presentan ciertas incertidumbres debido a las características propias de las zonas arrecifales, dichos modelos se centran en dos aspectos principales. La composición interna de la estructura arrecifal y la forma del sustrato subyacente a la estructura, ya que estas dos variables son alrededor de las cuales divergen principalmente los diversos modelos. Para analizar las incertidumbres que generan los modelos ya propuestos y determinar cuál es el que representa mejor el desarrollo de los arrecifes en el Caribe, se estudió la zona del arrecife posterior del arrecife de franja de Punta Maroma, México. Mediante el espesor de los sedimentos obtenido por percusiones (ESP) y tomografías eléctricas marinas (ERT), a lo largo de cuatro y cinco transectos submarinos respectivamente, se infirió que el sustrato bajo el arrecife posterior se encuentra a una profundidad de ~5.6 - 3.1 m por debajo del nivel del mar (NM), formando una superficie subhorizontal irregular. El depósito de sedimentos sobre éste corresponde a una unidad subhorizontal no uniforme, compuesto ya sea por un entramado de escombros de coral y/o por parches arrecifales fósiles, ambos enterrados por sedimentos no consolidados e imposibles de penetrar mediante métodos manuales. Estos resultados parecen ajustarse más al *Modelo Controlado por Huracanes* (Blanchon *et al.*, 2017), sin embargo, con los hallazgos encontrados es necesario actualizar dicho modelo. La implementación de la técnica de ERT en este trabajo se propone como complemento a la perforación de núcleos geológicos, para que más estudios con ambas técnicas les den mayor validez y certidumbre, y así implementarlas para el estudio del desarrollo de diversos tipos de arrecifes en el Caribe.

Abstract

To understand the growth of the coral reefs in the Caribbean, has been suggested different models and/or theories to address this process, these ones has support in observations, direct techniques (drill-core transects) and indirect techniques (seismic profiles), which have certain uncertainty due to typical characteristics of the reef zone, this models focus on two principal aspects: the internal composition of the reef structure and the shape of the substrate beneath the structure, this are two principal variables in which diverge many methods. To study the uncertainties generated by the suggested models and to establish which one represent in a better way the growth in the Caribbean reefs, carry out this study in the back reef zone of Punta Maroma reef, Mexico. With the sediments thickness obtained by percussion (ESP) and marine electrical tomography (ERT), along four and five submarine transects respectively, it was inferred that the substrate under the back-reef zone is at ~ 5.6 - 3.1 m below the mean sea level (msl), forming an irregular but sub-horizontal surface. The sediment deposit above the substrate correspond to a non-uniform subhorizontal unit, be made of either a framework of coral rubbles and/or fossil reef patches, both buried by unconsolidated sediments and impossible to penetrate by manual methods. This results seems to be match to the *Hurricane Control Model* (Blanchon *et al.*, 2017), however, with the results of this work it is necessary to update that model. The implementation of the ERT technique in this study is propose as a complement to the core-drill transect technique, so with many further similar studies with both techniques will given more reliability and certainty, and thus implement them to study the growing of different kinds of reefs in the Caribbean.

Introducción

En la época en el que los viajes científicos y sus publicaciones comenzaban a revolucionar el conocimiento, Darwin (1839) al igual que sus lectores quedaron asombrados por la existencia de “curiosos anillos de coral” conocidos en ese entonces como “*Lagoon Islands*” (Islas de laguna) y las explicaciones de su origen. En la misma época Lyell (1832) describió a los arrecifes como “masas calcáreas usualmente de forma circular u ovalada, rodeados por un profundo y a menudo inmedible océano”, para explicar su forma y estructura, en vez de relacionarlos con “periodos de observación humana” los trató de asociar a “cronómetros naturales”. Estos estudios con base principalmente en observaciones en el Pacífico, fueron los fundamentos para el desarrollo de diversos modelos alrededor del mundo en la era moderna, con el objetivo análogo de tratar de explicar el origen y formación de los arrecifes.

El periodo de investigación directa de los arrecifes comenzó a mediados de los 70's con la conversión de taladros mineros comerciales para su uso subacuático. Con ellos, en el Caribe uno de los primeros modelos fue propuesto por Macintyre & Glynn (1976), modelaron el arrecife de franja de Galeta Point, Panamá, como un “típico arrecife de franja del Caribe” implicando que la formación de su estructura desde su establecimiento sobre una superficie de erosión irregular precedente consistió en un crecimiento prolífico principalmente de *A. palmata*, siendo restringido vertical y horizontalmente por el nivel del mar y por sedimentos no consolidados respectivamente, aparentemente el arrecife fue capaz de mantenerse con el aumento del nivel del mar (NM) cubriendo por completo el sustrato, el cual no representó ningún factor para la geomorfología del arrecife. En una postura opuesta está Purdy (1974), su modelo sostiene que la topografía del sustrato kárstico precedente formada durante una secuencial exposición subaérea en los bajos NM es la que controla la geomorfología de los arrecifes modernos y no el crecimiento coralino, con el paso de los años ha realizado estudios en diversas localidades, incluido el Caribe, para tratar de soportar su modelo (Purdy & Bertram, 1993; Purdy & Winterer, 2001); sin embargo, estudios recientes han encontrado que en algunas localidades del Caribe la geomorfología y estructura interna de los arrecifes no es controlada por el crecimiento vertical de corales *in situ* ni por el relieve precedente, sino más bien por escombros de corales, resultado de la exposición a huracanes en una escala de tiempo geológico (Blanchon *et al.*, 1997; Blanchon & Perry, 2004). Un nuevo modelo semi-cuantitativo realizado en el arrecife de franja de Punta Maroma, México., por Blanchon *et al.* (2017) considera las interacciones entre las olas de los huracanes y la batimetría como factores principales en la geomorfología, composición y desarrollo de la estructura arrecifal, además relaciona un ciclo de destrucción-recuperación con un gradual aumento en el NM para explicar la composición interna (clastos de coral) y la retrogradación presente sobre su arrecife posterior, al igual que en Panamá el sustrato precedente no presenta ningún factor determinante para la geomorfología de este, sin embargo la forma y posición de dicho sustrato debajo de la cresta y arrecife posterior es incierta.

Entre estos modelos se tienen similitudes y diferencias muy marcadas en cuanto a las predicciones de la formación y estructura de los arrecifes en el Caribe, es por eso que se pondrán a prueba mediante el estudio de los depósitos del arrecife posterior de Punta Maroma, para que mediante la geomorfología y geometría de estos se obtengan evidencias que definan el modelo que mejor represente el desarrollo de arrecifes en el Caribe.

Antecedentes

Arrecifes modernos

Los arrecifes modernos (arrecifes del Holoceno, ~11,500 a. - presente) empezaron a ser objeto de estudio hace poco menos de 200 años, a través de este tiempo se han desarrollado diversas teorías (modelos) para explicar el origen, la estructura y la evolución de estos, el primero en proponer sus ideas fue Darwin (1842), como consecuencia de sus expediciones alrededor del mundo supuso que los arrecifes eran el resultado de una acreción vertical que hacía que estos se mantuvieran al nivel del mar durante la subsidencia progresiva de islas volcánicas, produciendo una secuencia genética de tipos de arrecife (arrecifes de franja, de barrera y atolones; Figura 1); a diferencia de Darwin, Daly (1915) pensó que los arrecifes acrecentaban verticalmente desde terrazas someras erosionadas durante un aumento postglacial del NM y que los diferentes tipos de arrecife no estaban genéticamente relacionados (Figura 1); a principios de los años setentas Purdy (1974) afirmó que los arrecifes se formaron obedeciendo la topografía kárstica residual durante bajos NM, al igual que Daly, pensó que los arrecifes no tenían relación genética alguna (Figura 1).

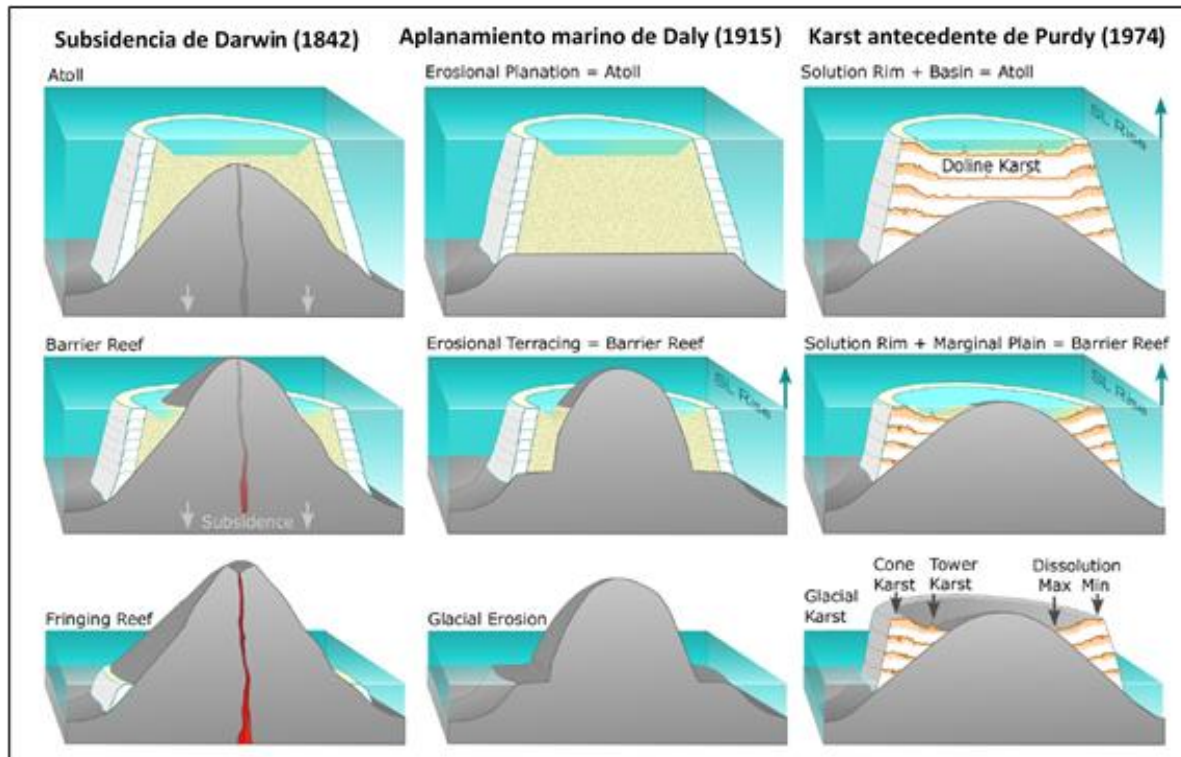


Figura 1. Evolución histórica de diferentes ideas para explicar los diferentes tipos de arrecife (de franja, de barrera y atolón). La Teoría de la subsidencia de Darwin propone que los diferentes tipos de arrecife están genéticamente relacionados y se forman durante un solo episodio de relativo aumento del NM producido por el hundimiento (subsidencia) progresivo de la isla. La teoría del Aplanamiento marino de Daly propone que los diferentes tipos de arrecife no están relacionados, pero resultan de la erosión diferencial de las olas en costas no protegidas durante un bajo NM producido por las glaciaciones, con barreras arrecifales formándose en terrazas y los atolones en plataformas niveladas por oleaje durante un aumento postglacial del NM. La teoría del Karst antecedente de Purdy, al igual que Daly, propone que los diferentes tipos de arrecife no están relacionados, y que el resultado de la disolución subaérea durante un bajo NM con bordes que sufren menos disolución que el interior de la plataforma llevan a la formación de cuencas someras sobre una plataforma carbonatada con forma de atolones y a semi cuencas en márgenes continentales o de islas con la forma de una barrera arrecifal. Plantea que los karst glaciales son la base que controla la morfología de los arrecifes modernos (Modificado de Blanchon *et al.* 2014).

Para mediados de los años setentas se realizaron los primeros estudios para conocer la estructura interna de los arrecifes a través de núcleos geológicos, con estos se encontraron que diversas facies componen la estructura arrecifal, destacando la facies de acreción vertical (compuesta ya sea por *A.palmata* o *A.cervicornis*) y la facies de escombros (encontrada en algunos estudios), también se indicó que el sustrato en el cual se desarrollan los arrecifes no es un factor determinante en su geomorfología (Adey, 1975; Adey & Burke, 1976; Easton & Olson, 1976; Macintyre & Glynn, 1976; Macintyre *et al.*, 1977), con estos estudios la idea del relieve kárstico antecedente de Purdy empezó a cuestionarse, por lo que para finales de los años setentas Adey (1978) propuso que la acreción vertical era una respuesta multidimensional a la energía de las olas, la profundidad del sustrato y el aumento del NM.

Iniciando los años ochentas en los arrecifes de Queensland, al noreste de Australia se continuó con la perforación de arrecifes, Marshall & Davies (1982) determinaron para el arrecife de One Tree cinco facies bio-sedimentológicas principales (dominando las facies de acreción vertical), de las cuales tres de ellas por su distribución sugieren que la energía de las olas es un factor importante en su desarrollo; Davis & Hopley (1983) derivado de la perforación de múltiples arrecifes en la Gran Barrera Arrecifal (GBR, por sus siglas en inglés) determinaron igualmente cinco facies bio-sedimentológicas principales (dominando las facies de acreción vertical a excepción de la parte central de la GBR, dominada por la facies de detritos), también reportaron que la profundidad del basamento del Pleistoceno es generalmente mayor en la región central comparado con las regiones norte y sur de los arrecifes, sin embargo, manifiestan que se debe medir esta profundidad en cada arrecife para dar una conclusión acertada; Hopley *et al.* (1983) determinaron que la mayoría de los arrecifes de franja no se desarrollan sobre ningún tipo de basamento rocoso, sino, sobre la acumulación de sedimentos no consolidados y no biogénicos, resultado de las transgresiones del Holoceno temprano e iniciando dicho desarrollo después de un rápido incremento del NM, consistiendo solamente en un delgado “revestimiento” arrecifal (facies de acreción vertical), posterior a la transgresión, esta forma de desarrollo contrasta con otros reportes en Queensland, Australia donde generalmente se tiene una mayor estructura arrecifal. A mediados de esa década Neumann & Macintyre (1985) propusieron que la acreción vertical era controlada por la tasa del aumento del NM, dando como resultado tres tipos de arrecifes: arrecifes tipo “*Keep-Up*” (arrecifes de “seguimiento”); arrecifes tipo “*Catch-Up*” (arrecifes de “recuperación”) y arrecifes tipo “*Give-Up*” (arrecifes “abandonados” o “ahogados”).

A inicios de los años noventas Purdy & Bertram (1993) realizaron un estudio en Las Maldivas, Océano Índico, con el que trató de darle más soporte a su ya conocida teoría del Karst antecedente. Posteriormente Walbran (1994) utilizando perfiles de reflexión sísmica determinó que el arrecife de Jhon Brewer al noreste de Queensland, Australia, perteneciente a la GBR, se desarrolló sobre una plataforma plana a 20 m de profundidad respecto al actual NM (diferiendo así con los reportes previos de la región), que más allá de proporcionar el sustrato sobre el cual crece el arrecife, esta superficie tiene poca influencia en su geomorfología actual y que en su lugar la geomorfología está controlada por el

crecimiento de corales (actividad biológica) y su relación con la historia del aumento postglacial del NM (Figura 2).

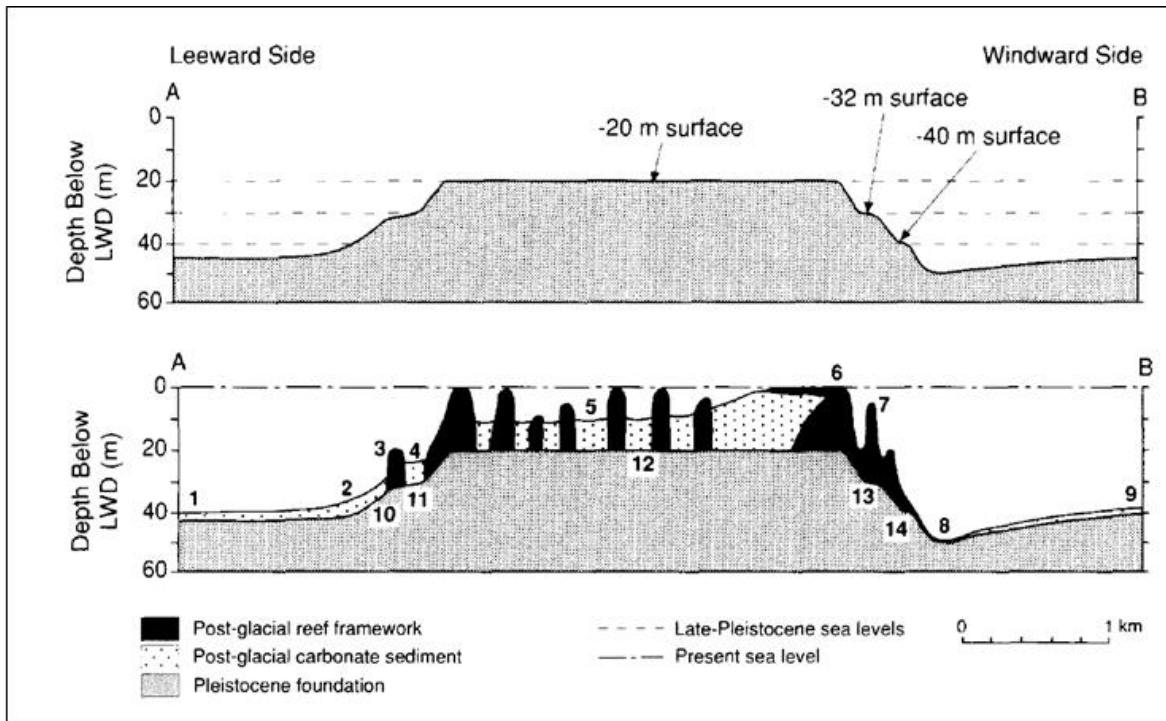


Figura 2. Representación esquemática de la historia del Pleistoceno tardío/ Holoceno del arrecife Jhon Brewer. (a) Fase 1: Formación de la superficie a -20 m, como un arrecife senil o mediante la erosión recurrente y el relleno de la preexistente estructura arrecifal casi plana durante el interstadial de hace 50 ka. Fase 2: Crecimiento de un arrecife de franja a -32 m durante una estabilidad en donde el NM cayó hasta -20m hace 50 Ka. Fase 3: Desarrollo de la superficie a -40 m por erosión y un posible desarrollo de arrecife de franja durante el interstadial de 40 ka o 30 ka. (b) Fase 4: Desarrollo de estructura coralina postglacial y cuerpos de sedimentos carbonatados y desarrollo de la morfología actual posterior al inicio de la transgresión marina más reciente. Los números del 1 al 9 representan las estructuras postglacières (<18 ka) y del 10 al 14 representan las estructuras del pleistoceno tardío (Modificado de Walbran, 1994).

Por su parte Collins *et al.* (1996) estudiaron los arrecifes de Houtman Abrolhod localizados a 70 km de la costa occidental de Australia, de igual manera utilizó perfiles de reflexión sísmica con los que definió el desarrollo del arrecife sobre la plataforma oriental, encontró que el crecimiento del arrecife del Holoceno fue considerablemente asimétrico con respecto a la antecedente plataforma arrecifal de la última interglaciación, la cual fue identificada como una superficie básicamente plana a -40 m, coincide con Walbran al afirmar que la superficie antecedente en donde se desarrolla el arrecife holocénico tiene muy poca influencia en la presente geomorfología, ya que ésta es principalmente producto de procesos constructivos del Holoceno (Figura 3).

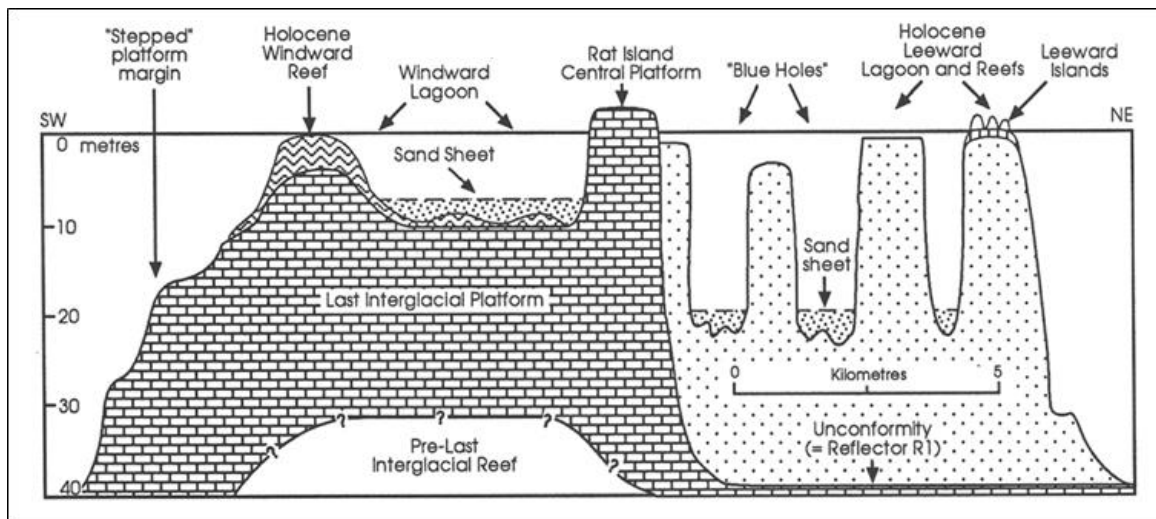


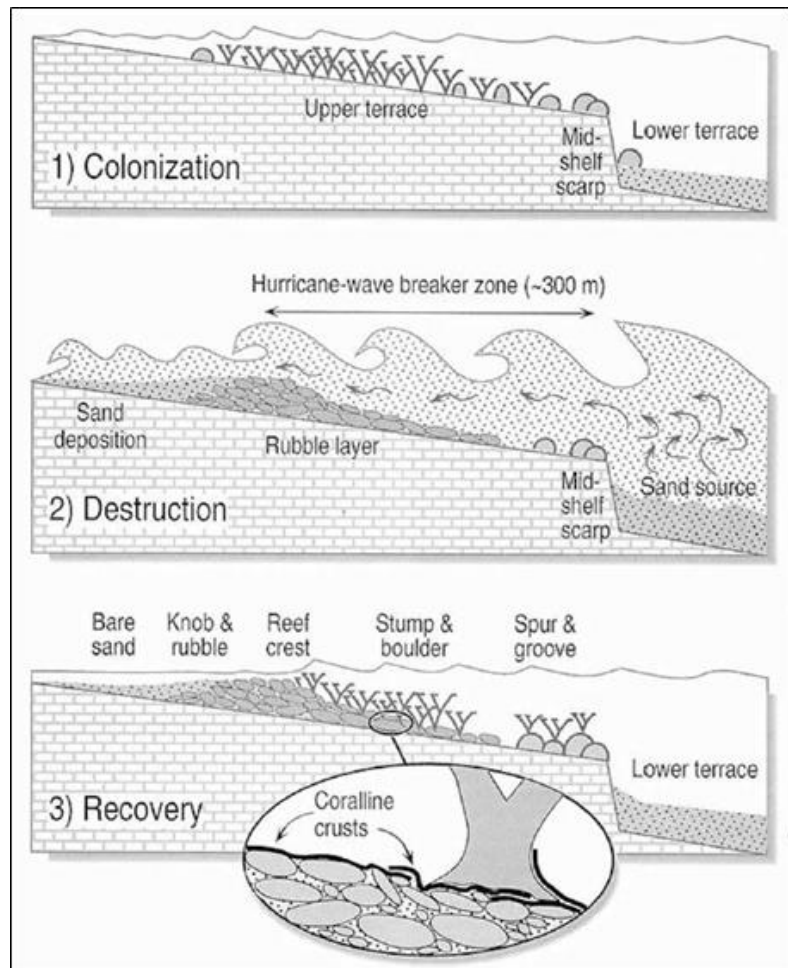
Figura 3. Sección esquemática de la plataforma oriental de los arrecifes de Houtman Abrolhod, mostrando la estructura de la plataforma. Se muestra el contraste del patrón de crecimiento de los arrecifes del Holoceno (zonas de puntos pequeños y formas chevron). Arrecifes de coral-alga (formas chevron) recubren ligeramente la terraza, el margen a barlovento (contra el viento, SW) de la plataforma. La mayoría de los lugares donde creció el arrecife de coral (zona punteada), tomó lugar sobre el lado de sotavento (en dirección al viento, NE) de la prácticamente plana plataforma anterior (Tomado de Collins, L.B. 1996).

Con estos estudios efectuados en Australia se conformó la segunda hipótesis general para explicar el desarrollo de los arrecifes modernos hasta esos momentos; en primera instancia se tenía a Purdy (1974,1993) con su teoría en la que la geomorfología arrecifal está controlada por el relieve kárstico que lo subyace, y en segunda se encontraban Walbran (1994) y Collins (1996) quienes indican que la geomorfología de los arrecifes es controlada por procesos de acreción arrecifal y sus interacciones con el aumento postglacial del NM.

Sin embargo, Blanchon *et al.* (1997) llevaron a cabo estudios en la isla de Gran Caimán, en el cual a partir de pequeños núcleos geológicos (≥ 1.65 m de longitud) obtenidos alrededor de la isla, encontraron que los corales de la superficie eran solo una "fachada", ya que los núcleos estaban compuestos por clastos de coral erosionados, cubiertos por una costra de corales y algas coralinas, debido al tamaño y a las condiciones de erosión en que encontraron los clastos, infirieron que estos no podían ser producto de buenas condiciones climáticas, sino, el resultado de la destrucción de corales vivos y su posterior depósito como capa de escombros cubriendo completamente la estructura durante los huracanes, también determinaron que entre tormentas la capa de escombros es estabilizada por una costra de algas coralinas y recolonizada por corales, llegando así a una recuperación completa antes del siguiente huracán, lo que implica claramente que existe un patrón cíclico de destrucción y regeneración, el cual produce un arrecife de franja compuesto por escombros y no por una estructura coralina como se había asumido previamente (Figura 4).

Para finales de los noventa Cabioch *et al.* (1999) estudiaron el crecimiento y la estructura interna en los arrecifes de Tahití. En los núcleos que utilizaron pudieron subdividir dos unidades, separadas por la evidencia de una exposición subaérea, la primera caracterizada principalmente por corales masivos (Pleistoceno tardío probablemente) y ramificados, cubiertos por algas coralinas; la segunda de una edad más joven (< 13.7 ka.), compuesta principalmente por una estructura coralina *in situ* con gruesas incrustaciones de algas rojas y microbialitas, alternándose localmente con escombros de coral no consolidados, fragmentos esqueléticos, terrígenos y limos; con estos resultados indicaron que el arrecife de Tahití se formó predominantemente a través de un continuo y largo (14 ka.) crecimiento de tipo

Figura 4. Esquema que muestra el ciclo completo del desarrollo de un arrecife de franja. 1) Colonización inicial del sustrato por colonias de *A.palmata* controlado por el alcance de la zona de oleaje. 2) Estas colonias son destruidas por los huracanes (≥ 5 m) y los clastos de coral son depositados en una capa de escombros en forma como de cuña formando una rompiente a ~ 300 m del escarpe de la mid-shelf. 3) Esta rompiente de escombros es estabilizada por algas coralinas y recolonizada por colonias de *A.palmata* antes del impacto del siguiente huracán. Más ciclos producen un núcleo de arrecife compuesto por capas de escombros (Tomado de Blanchon *et al.* 1997).



"keep-up", por lo que la secuencia arrecifal postglacial está predominantemente compuesta por una estructura coral-alga.

En el nuevo siglo Braithwaite *et al.* (2000) realizaron un estudio en las Seychelles, en el Océano Índico, también a través del uso de núcleos geológicos, encontraron que la facies volumétricamente dominante era la de detritos, por lo que sugieren que la estructura del arrecife está controlada por tormentas excepcionales, con los efectos de cambios del nivel del mar superpuestos; Macintyre *et al.* (2001) encontraron que los Cayos Holandeses en las costas caribeñas de Panamá se encontraban dominados por una capa superficial de algas coralinas las cuales no jugaban un papel importante en la construcción de la estructura arrecifal, la estructura consistía en escombros de *Agaricia/Millepora* en gran parte litificados, los cuales fueron el resultado de un depósito de tormenta hace alrededor de 2 a 2.8 ka.; en el mismo año Perry (2001) reportó evidencia de que existen dos facies contrastantes en Barbados (dominadas por escombros de *A.palmata*) que componen al arrecife, la primera es evidencia de un depósito bajo condiciones no catastróficas, en contraste, la segunda la interpreta como un múltiple depósito inducido bajo condiciones de tormenta; Meyer *et al.* (2003) estudiaron los arrecifes de franja de Curazao y Bonaire, dos islas pertenecientes a los Países Bajos, las cuales se encuentran fuera de la frecuente ruta de huracanes y raramente son afectadas por tormentas mayores, pero en 1999 el huracán Lenny tomó una ruta inusual afectando a estos arrecifes, derribando colonias de corales masivos y a pesar de esto alrededor del 82-85% de la colonia permaneció en pie, concluyeron entonces que esos resultados eran consistentes con la hipótesis de que los arrecifes en regiones que experimentan una menor cantidad de huracanes (caribe del sur), tienen más probabilidad de preservar corales en comparación con regiones con una alta frecuencia de huracanes. A mediados de los dos mil Blanchon & Perry (2004) analizaron núcleos de tres arrecifes del Banco de Campeche en el Golfo de México, en estos el 93% consistía en *A.palmata* ya sea como colonias *in situ* (25%) o como clastos (75%), caracterizando las condiciones tafonómicas de los clastos y las colonias *in situ*, identificaron tres facies relacionadas con la profundidad: facies de arrecife frontal (2-10 m por debajo del NM), facies de cresta arrecifal plana (0-2 m por debajo del NM) y facies de cayo de escombros (0-5 m por debajo del NM), al estar todas las facies dominadas por grava o escombros de *A.palmata* los autores concluyeron que los huracanes tienen una gran influencia en el desarrollo de las facies en los arrecifes del Banco de Campeche y que en lugar de reflejar la zonación de la superficie coralina como se asume comúnmente, cada facies registra un conjunto distintivo de procesos tafonómicos relacionados con la profundidad, que reflejan la colonización, la alteración y la estabilización después de la producción de un nuevo sustrato.

En la siguiente década Ryan *et al.* (2016) llevaron a cabo un estudio en el arrecife plano de la isla costera Middle de la GBR, Australia. A partir de núcleos, determinaron que la estructura arrecifal estaba dominada por corales ramificados, a lo largo de estos encontraron clastos de corales de varios tamaños (1-40 cm) con diversas formas (ramificados, masivos, plato, etc.), dominando los escombros de corales ramificados (56-58 %), sin embargo observaron una interrupción en el registros de los núcleos, lo cual atribuyeron a la separación de la estructura del arrecife por intensos ciclones durante el Holoceno medio-tardío, determinaron que en sus inicios el arrecife tuvo una acreción vertical rápida, hasta que se produjo la interrupción antes mencionada en la estructura arrecifal por debajo del arrecife plano. Con sus resultados mostraron que las olas de gran

energía presuntamente formadas por múltiples ciclones, tuvieron una influencia significativa, tanto en el crecimiento del arrecife holocénico como en la actual geomorfología plana que presenta el arrecife.

Dados todos los estudios previos es considerable destacar que no todos los arrecifes se desarrollan de la misma manera ni bajo las mismas condiciones alrededor del mundo, si bien en ciertas regiones específicas un modelo puede cumplirse, éste no será válido de forma global, por ejemplo, el modelo en el que el desarrollo de los arrecifes consiste en un crecimiento vertical de la estructura coral-alga se ve mejor representado (pero no en su totalidad) en regiones del Indo-Pacífico (Easton & Olson, 1976; Cabioch *et al.*, 1995, 1999; Blanchon *et al.*, 2014), sin embargo en la misma región este modelo no se cumple (Braithwaite *et al.*, 2000), en su lugar el desarrollo se ve ligado a fuertes tormentas, así como en otras partes del mundo en donde los ciclones (Océano Índico y Pacífico sur) y huracanes (Atlántico occidental) tienen un rol clave (Blanchon *et al.*, 1997; Macintyre *et al.*, 2001; Perry, 2001; Meyer *et al.*, 2003; Blanchon & Perry, 2004; Ryan *et al.*, 2016). Con todas estas evidencias era necesario darle a los huracanes un papel principal en el desarrollo de los arrecifes.

Por lo que Blanchon *et al.* (2017) propusieron un nuevo modelo al que denominaron *Modelo Controlado por Huracanes*, el cual toma en cuenta el impacto de estos en la acreción de los arrecifes a escalas de tiempo geológico. Para desarrollar este modelo estudiaron la configuración y el desarrollo del arrecife de franja de Punta Maroma, al noreste de la península de Yucatán, México. A través de 12 núcleos perforados sobre un transecto en la zona del arrecife frontal en la parte norte, determinaron que estaba compuesto por una capa de clastos de coral de ~2 m de espesor y que había retrocedido 100 m sobre su arrecife posterior durante los últimos 5.5 ka. (las edades fueron fechadas usando series de U), también determinaron que la cresta del arrecife se encuentra a una distancia uniforme de 315 ± 15 m de la *mid-shelf slope break*, y que el arrecife frontal disminuye un 50% en anchura y profundidad a lo largo de su longitud. Sus resultados mostraron que la comunidad superficial de corales *in situ* no es reflejada en el interior del arrecife, el cual está compuesto casi en su totalidad por clastos (90%), lo que fue consistente con su hipótesis de que el desarrollo del arrecife había sido controlado por procesos inducidos por los huracanes a escalas de tiempo geológico. Para explicar cómo los huracanes controlan el desarrollo, la distancia de la cresta (315 m), su arquitectura retrograda y los cambios geomorfológicos a lo largo de la costa, propusieron un modelo semi cuantitativo en el cual largas olas golpean y se rompen sobre la *mid-shelf slope break*, desencadenando una rápida disipación de la energía y limitando así que tan lejos olas individuales pueden fragmentar los corales y transportar los clastos pendiente arriba, mientras el NM aumenta y la profundidad del agua incrementa, la disipación de la energía durante la ruptura de las olas es reducido, extendiendo el límite del transporte de los clastos, ocasionando una retrogradación del arrecife (Figura 5).

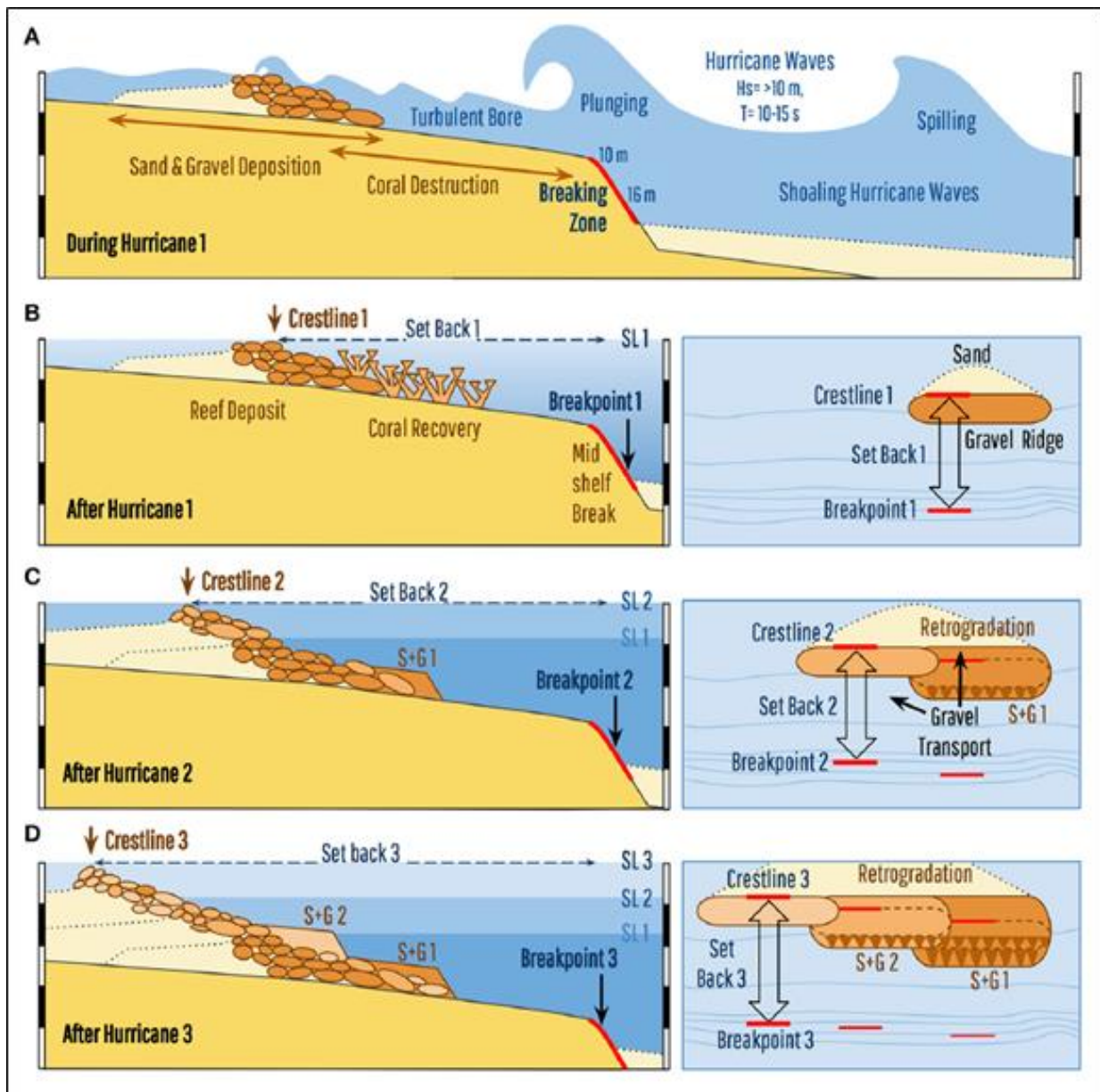


Figura 5. Desarrollo de un arrecife de franja controlado por olas producidas por un huracán y el aumento del nivel del mar. (A) La presencia de la *mid-shelf slope break* hace tropezar a las largas olas del huracán, causando que se sumerjan y se rompan en la terraza de roca produciendo así una turbulencia de perforación que fragmenta las corales *in situ* y transporta los clastos pendientes arriba, eventualmente son depositados como una cresta lineal de escombros. (B) Dado que todas las olas rompen en la misma posición, la cresta de escombros es depositada a una distancia casi uniforme (retroceso) de la *mid-shelf break*. Después del huracán, la cresta lineal de escombros es colonizada por nuevos corales a medida que el arrecife recupera su estado pre tormenta y desarrolla *spur-and-groove* (S+G). (C) A medida que el NM aumenta y la profundidad del agua incrementa sobre la *mid-shelf break*, la disipación de la energía de las olas durante el siguiente huracán es reducida extendiendo así la distancia en que puede transportar los clastos pendientes arriba, causando una retrogradación en la posición de la cresta del arrecife (línea de cresta). Los clastos lateralmente transportados por olas oblicuas del huracán también dirigen la extensión gradual del arrecife a lo largo de la costa y pendiente arriba. (D) La combinación de la destrucción cíclica y recuperación, junto con el aumento del NM, permite a los huracanes producir un arrecife de franja lineal que retrocede sobre su arrecife posterior a través del tiempo. Esto también conduce al desarrollo de múltiples zonas de *spur-and-groove* (S+G 1 y S+G 2). (Modificado de Blanchon *et al.* 2017).

Arrecife moderno de Punta Maroma

Zonación del arrecife

La zonación más reciente del arrecife de Punta Maroma fue realizada por Blanchon *et al.*, (2017), quienes describen que el arrecife muestra una zonación típica del Caribe. La estructura del arrecife cuenta con dos principales zonas paralelas a la línea de costa, la zona del arrecife posterior (BR, por sus siglas en inglés) y la zona del arrecife frontal (RF, por sus siglas en inglés) separadas por la línea de cresta (CL, por sus siglas en inglés), el ápice de la estructura arrecifal. Indican que la zona del arrecife frontal en la sección norte del arrecife puede ser subdividida en una zona de *stump-and-boulder* (S&B) somera (<3 m), caracterizada por colonias escasamente distribuidas de *A.palmata*, y una zona de *spur-and-groove* (S&G) profunda (3-8 m) más densamente cubierta por *A.palmata* y otros corales. En la sección sur la zona de S&G disminuye y eventualmente desaparece. Estas zonas arrecifales paralelas se encuentran flanqueadas por una laguna somera (<4 m) hacia tierra y una terraza de roca profunda (4-10 m) en dirección al mar, el borde de la terraza de roca está marcado por la *mid-shelf slope break*, la cual pasa a una terraza de arena (con un gradiente de inclinación bajo) en dirección al mar sobre la plataforma exterior. Todas estas zonas están delimitadas por *slope breaks* (pendientes de rompiente; Figura 6).

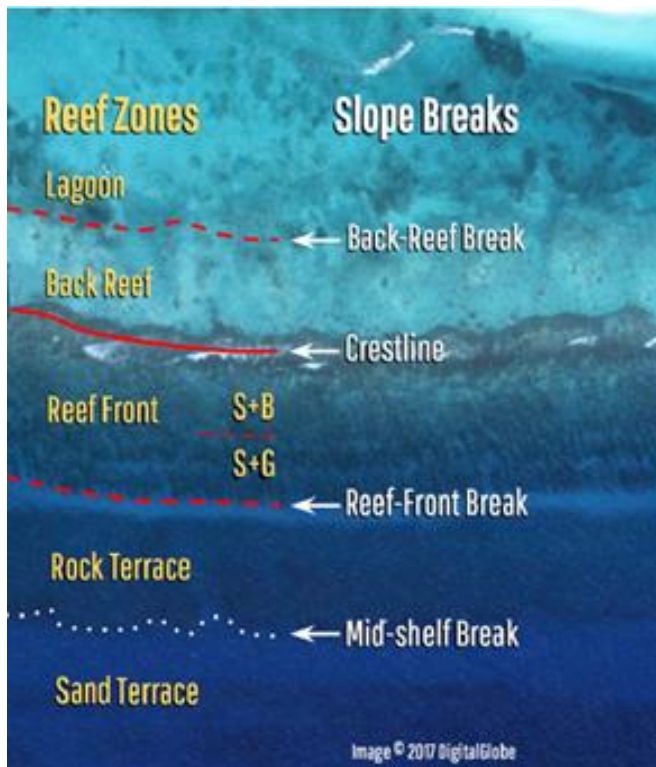
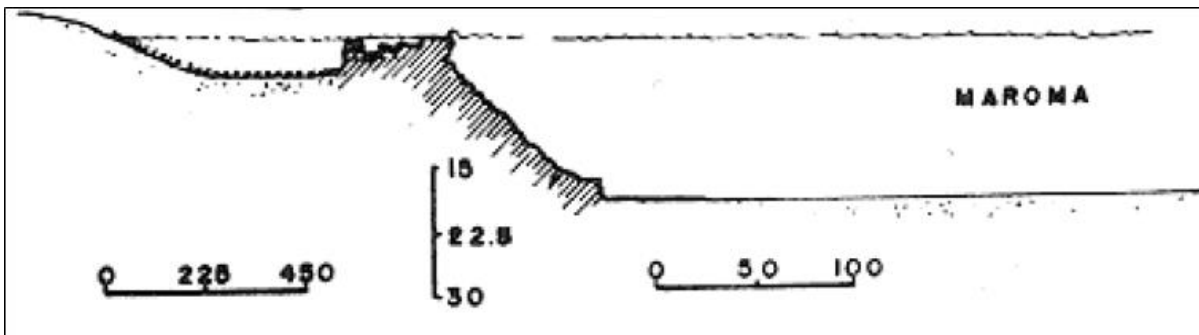


Figura 6. Zonación del arrecife de Punta Maroma. Las zonas del arrecife se encuentran delimitadas por *slope breaks* (pendientes de rompiente). La línea de cresta (CL) separa el arrecife posterior (BR) del arrecife frontal (RF). Éste último a su vez es subdividido en dos sub-zonas, *stump-and-boulder* (S&B) y *spur-and-groove* (S&G). La estructura arrecifal está flanqueada por una laguna hacia tierra y por una terraza de roca hacia el mar (Modificado de Blanchon *et al.*, 2017).

Trabajos previos

El área de Punta Maroma ha sido muy poco estudiada en casi cualquier línea de investigación, sin embargo, los primeros trabajos enfocados a la estructura del arrecife son realizados a finales de los años setenta por Jordán-Dahlgren, (1979), quien hace una descripción muy general de la estructura y composición de los arrecifes coralinos en el noreste de la península de Yucatán, describe al arrecife de Punta Maroma como barrera arrecifal, basándose en los rasgos fisiográficos y bióticos más aparentes (Figura 7), el cual en el fondo está cubierto por una capa de arena (con rizaduras en ángulo de 1-180 sur, con respecto a la costa) con más de 50 cm de espesor, en algunas áreas de menor profundidad está colonizado por *Thalassia testudinum* (pasto marino) hasta 9-11 m de profundidad, y por varias especies de *Halimeda* (algas), indica también que son comunes grandes parches arenosos en los que no hay colonización superficial, reporta una pendiente general del fondo de 8 a 12°. No da información precisa de la laguna (reporta una profundidad promedio para las lagunas en su estudio de entre 5 y 7 m), identifica el límite laguna-arrecife posterior gracias a extensos bancos de *Porites Furcata* y *Thalassia testudinum* (pasto marino), además, reporta que en la parte media del arrecife posterior se encuentra solo pedacera de roca de origen; generaliza también la zona del arrecife frontal, lo caracteriza por tener una abundante y diversa comunidad coralina, pero que no forma ninguna estructura arrecifal, el piso es de roca calcárea de origen anterior a la comunidad, en áreas someras presenta pequeñas depresiones cubiertas de arena, así como pedacera de coral y en profundas (15-20 m), se encuentra un sistema de S&G (también de origen anterior), la pendiente del frente la calcula entre 8 y 15°, rango que permanece hasta llegar a la plataforma arenosa (20-25 m), en donde encuentra rizaduras y el límite arrecife frontal-plataforma arenosa está representado de forma abrupta por un escalón.



Veintinueve años después, en mayo de 2008 se tienen 2 trabajos enfocados al arrecife de Punta Maroma; el primero es desarrollado por Medina, (2008), el cual trabajó con la sedimentología de las arenas superficiales de la playa y la laguna de Punta Maroma, su estudio consistió en determinar el origen y distribución de los granos de las arenas recientes. Medina solamente obtuvo perfiles de la playa (Figura 8), sin embargo al desarrollar su trabajo específicamente en el área de Punta Maroma reporta una profundidad

en la laguna más acertada, dicha profundidad varía entre los 3-4 metros de profundidad, concluyó que todos los granos analizados en Punta Maroma son de origen biogénico, estos presentan una heterogeneidad natural en las características sedimentológicas (selección, redondez, tamaño y componentes esqueléticos; fueron estos cuatro parámetros en los que se basó) y que la mayoría del material depositado en la playa se produce en la laguna o alrededor del arrecife, además señaló que cualquier cambio en la biodiversidad causaría un impacto directo en la sedimentación.

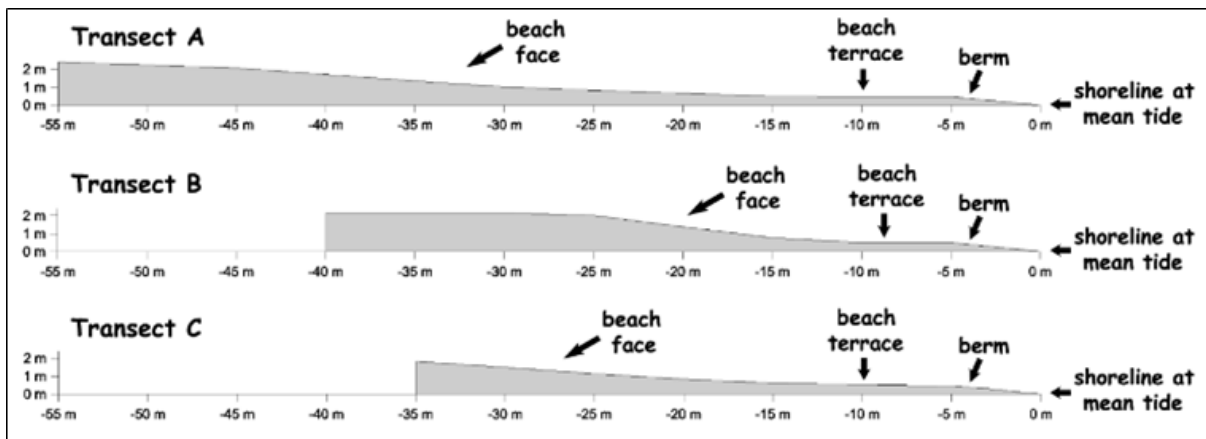


Figura 8. Perfiles de playa a lo largo de 3 transectos, el transecto B es el que presenta la mayor pendiente, Los transectos A y C tienen un perfil cóncavo típico, el diagrama está exagerado en la vertical x2 (Tomado de Medina, 2008).

El segundo trabajo es realizado por Ibarra-Fernández, (2008), su trabajo consistió en caracterizar la geomorfología y las facies del sistema arrecifal de Punta Maroma. En cuanto a la geomorfología Ibarra-Fernández realizó una zonación del arrecife en: línea de costa, laguna, arrecife de franja, terraza de roca y terraza de arena. Determina que el sistema puede llegar a medir hasta 1060 m desde la línea de costa hasta la plataforma (Figura 9). La laguna, la define como somera, determina una profundidad máxima de 5 m con una extensión variable de entre 100 m (zona norte) a 400 m (zona sur), coincide con que el fondo está colonizado por *Thalassia testudinum* (pasto marino), con la presencia de escleractinios y alcionarios en algunas zonas, describe el límite de la laguna y el arrecife posterior como una zona abrupta que depende de la cantidad de sedimentos depositados. Al arrecife de franja lo divide en 3 zonas: arrecife posterior, cresta arrecifal y arrecife frontal. Del arrecife posterior indica que tiene una extensión promedio de 100 m (cresta - laguna), con profundidades de entre 1 y 3 m con el fondo cubierto de arena y grava; de la cresta arrecifal reporta una extensión de ~50 m de ancho, con una profundidad de entre 0.6 y 0.2 m, compuesta por pedacera de corales (gravas de *A. palmata*: coral cuerno de alce); y al arrecife frontal lo subdivide en 3 subzonas: una de pedacera y dos de S&G con una longitud de ~130 m y una profundidad máxima de 6 m, que es donde termina la segunda subdivisión de S&G, la subzona de pedacera se compone de un sustrato de pedacera de coral y las dos subzonas de S&G (con orientación mar adentro) tienen pendientes de ~45° y alturas de hasta ~3 m (base-cima), de la terraza de roca señala que tiene una extensión de hasta 200 m mar adentro con profundidades de 6-16 m, el sustrato rocoso presenta una pendiente

de $\sim 2\text{-}2.5^\circ$ e identifica el límite terraza de roca-terrazza arenosa por la presencia de un escalón de ~ 3 m de altura. Finalmente indica que la terraza arenosa comienza a los 19 m de profundidad y hasta el límite del talud continental (~ 30 m), con una longitud de hasta ~ 600 m y un gradiente de inclinación de entre ~ 2 a 2.5° .

A través de la perforación de 12 núcleos en un transecto determinado en el arrecife frontal (Figura 9), su análisis y descripción tafonómica, obtuvo las facies del sistema arrecifal, obtuvo una sola facies (facies de arrecife frontal), compuesta por guijarros de pedacería de arrecifes holocénicos, en su mayoría *A. palmata* (coral cuerno de alce), con escasas estructuras *in situ*, esta facies está presente tanto en la cresta como en las zonas de pedacería de coral y S&G, con esta facies interpretó que el depósito de arrecife se formó probablemente a partir de la acumulación progresiva de pedacería de corales durante el paso de huracanes; dos de los núcleos perforados (F1 y F2; Figura 9) corresponden a la parte de la terraza de roca de los cuales se interpretó que el basamento está compuesto por roca caliza floatstone del Pleistoceno, por lo que el depósito de pedacería de arrecifes holocénicos se encuentra sobre rocas pleistocénicas acrecionado principalmente por la acción de los huracanes; obtuvo también otras conclusiones relevantes, como que la cresta arrecifal se encuentra a una distancia regular con relación al borde de la terraza de roca, en promedio 300 m (lo que relacionaría la rompiente de las olas de las tormentas y el consiguiente depósito de pedacería de coral) por lo que los huracanes no solo determinan la composición interna del arrecifes sino que también delimitan la zona de desarrollo de este sobre la plataforma, ya que son estos (los huracanes) los que controlan la acreción del arrecife de Punta Maroma.

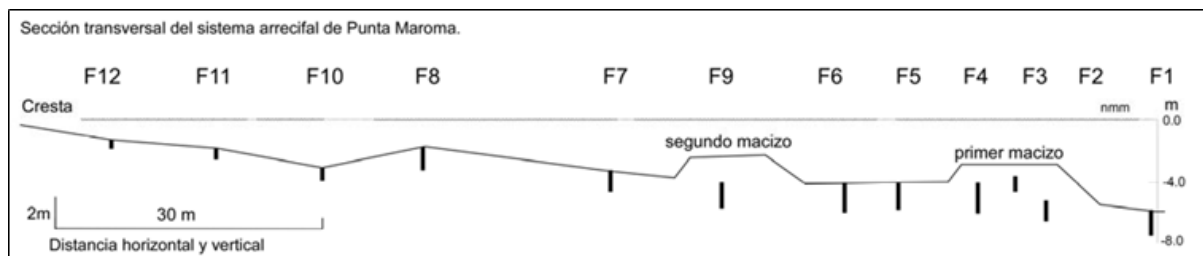


Figura 9. Perfil del transecto utilizado a lo largo del arrecife frontal de Punta Maroma, donde se aprecia la ubicación de las perforaciones realizadas para la obtención de núcleos (Tomado de Ibarra-Fernández, 2008).

El último trabajo en el arrecife de Punta Maroma lo desarrollan Blanchon *et al.* (2017) el cual se describió en la sección de Arrecifes modernos (pp. 8 y 9).

Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT)

La técnica de tomografía de resistividad eléctrica (ERT, por sus siglas en inglés) es un método geofísico eléctrico resistivo, éste emplea una fuente artificial de corriente, la cual es introducida dentro del subsuelo a través de electrodos (Telford *et al.*, 1990) con el propósito de hacer mediciones de diferencias de potencial en los electrodos cercanos al flujo de corriente y determinar la distribución de resistividades en el subsuelo, de dichas mediciones se puede estimar la verdadera o aparente resistividad del subsuelo (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001).

La ley física fundamental usada en métodos resistivos es la Ley de Ohm, la cual rige el flujo de corriente en el subsuelo. La ecuación de la Ley de Ohm en forma vectorial para un flujo de corriente y un medio continuo está dada por (Loke, 2001):

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1.1)$$

donde σ es la conductividad del medio, \mathbf{J} es la densidad de corriente y \mathbf{E} corresponde a la intensidad del campo eléctrico, el recíproco de la conductividad es la resistividad ρ ($\rho=1/\sigma$) y es más comúnmente usada en estudios geofísicos. En la práctica, lo que se mide es el potencial del campo eléctrico y su relación con la intensidad del mismo, se puede expresar como el gradiente de un potencial escalar (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001):

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (1.2)$$

combinando las ecuaciones (1.1) y (1.2), se tiene:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \quad (1.3)$$

si la fuente de corriente está de forma puntual sobre un volumen elemental ΔV alrededor de la fuente de corriente \mathbf{I} , localizada en (x_s, y_s, z_s) , la relación entre la densidad de corriente (\mathbf{J}) y la corriente (\mathbf{I}) está dada por (Dey & Morrison, 1979a):

$$\nabla J = \left[\frac{I}{\Delta V} \right] \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (1.4)$$

donde δ es la función delta de Dirac. De las ecuaciones (1.3) y (1.4) obtenemos:

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z) \nabla V(x, y, z)] = \left[\frac{I}{\Delta V} \right] \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (1.5)$$

esta última ecuación representa la ecuación básica que da la distribución de potencial en el suelo debido a una fuente de corriente puntual (Loke, 2001). Para resolver esta ecuación se han utilizado diversos métodos según el nivel de complejidad, para casos simples como el de un medio homogéneo e isotrópico y una fuente de corriente colocada en superficie en

un solo punto se utilizan métodos completamente analíticos, el potencial en estos casos está dado por (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001):

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (1.6)$$

donde r es la distancia de un punto en el medio desde el electrodo. En la práctica los métodos resistivos usan al menos dos electrodos de corriente. El método general de cuatro electrodos para mediciones resistivas (Figura 10) consiste en un par de electrodos de corriente (A y B) y un par de electrodos de potencial (C y D). La simbología para definir a los electrodos de corriente y potencial puede variar dentro de la literatura, por ejemplo: A=C₁; B=C₂; C=P₁=M y D=P₂=N (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997; Lowrie, 2007; Loke, 2001).

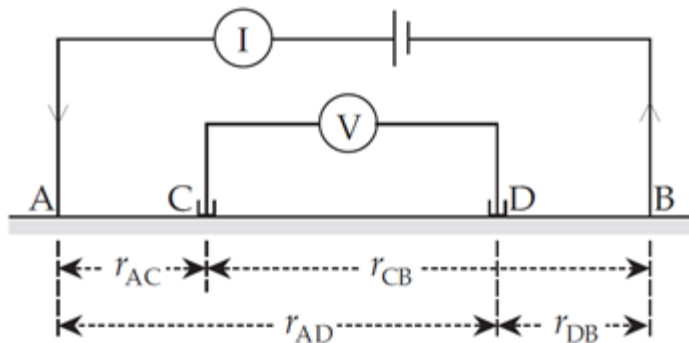


Figura 10. Arreglo convencional de cuatro electrodos para medir la resistividad del subsuelo, consiste en un par de electrodos de corriente (A, B) y un par de electrodos de potencial (C, D) (Tomado de Lowrie, 2007).

El valor del potencial en el medio por el par de electrodos en C está dado por (Telford, W.M. *et al.* 1990; Reynolds, J.M. 1997; Lowrie, 2007):

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right] \quad (1.7)$$

Con un segundo electrodo de potencial, la diferencia de potencial entre C y D medido sobre un medio homogéneo está dado por (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997; Lowrie, 2007):

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_{AC}} - \frac{1}{r_{CB}} \right) - \left(\frac{1}{r_{AD}} - \frac{1}{r_{DB}} \right) \right] \quad (1.8)$$

Resistividad aparente

Como se mencionó, las ecuaciones anteriores están dadas para mediciones en un medio homogéneo e isotrópico y es únicamente en ese medio donde la resistividad medida en el subsuelo es igual a la resistividad real, ya que la resistividad será constante para cualquier arreglo de corriente y electrodos, sin embargo, al realizar mediciones en medios no homogéneos las relaciones cambian, resultando en diferentes valores de ρ para cada medición, la magnitud está íntimamente relacionada con el arreglo de los electrodos. La cantidad medida se conoce como resistividad aparente (ρ_a), también encontrado en la literatura como resistividad superficial; esta ρ_a se obtiene reorganizando los términos de la ecuación 1.8 (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001):

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} = kR \quad (1.9)$$

donde R es la resistencia, la medida de resistividad que dan comúnmente los instrumentos de medición y k es un factor geométrico que depende del arreglo de los cuatro electrodos (Figura 11) (Loke, 2001):

$$k = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_{AC}} + \frac{1}{r_{CB}} + \frac{1}{r_{AD}} + \frac{1}{r_{DB}} \right]}$$

Propiedades eléctricas de las rocas y minerales

Existen tres maneras en que una corriente eléctrica puede conducirse a través de las rocas: electrolítica, electrónica (óhmica) y dieléctrica. La conducción electrolítica ocurre por el movimiento relativamente lento de los iones dentro de un electrolito y depende del tipo de ion, concentración iónica y movilidad. La conducción electrónica es el proceso por el cual los metales, por ejemplo, permiten a los electrones moverse rápidamente llevando las cargas. La conducción dieléctrica ocurre en materiales pobremente conductores (o aislantes) cuando se aplica una corriente alterna externa, haciendo que los electrones atómicos sean desplazados ligeramente respecto a su núcleo (Reynolds, 1997).

En la mayoría de las rocas la conducción es a través de fluidos en los poros actuando como electrolitos (conducción electrolítica), los granos minerales reales contribuyen muy poco a la conductividad total de la roca (a excepción de que esos granos sean buenos conductores) (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001; Reynolds, 1997).

La resistividad de los materiales geológicos exhibe uno de los más grandes rangos de todas las propiedades físicas, desde $1.6 \times 10^{-8} \Omega\text{m}$ de la plata nativa hasta $10^{16} \Omega\text{m}$ del sulfuro puro. Las rocas ígneas tienden a tener las más altas resistividades; las rocas sedimentarias tienden a ser las más conductivas (resistividades bajas), debido en gran parte al alto contenido de fluidos en sus poros; y las rocas metamórficas tienen resistividades

intermedias y sobrepuestas; la edad de las rocas es también un factor en el valor de su resistividad. Para las rocas que tienen composición variable como las rocas sedimentarias con distintas facies, la resistividad reflejará las variaciones proporcionales de los materiales que la constituyen (Reynolds, 1997).

Arreglos de electrodos

Existen varios arreglos (configuraciones) de electrodos que pueden ser usados para calcular la resistividad, en cada configuración los cuatro electrodos son colineales pero su geometría y espaciamientos son diferentes (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1997; Lowrie, 2007). En este estudio piloto se utilizaron tres tipos de arreglos **Dipolo-Dipolo**, **Wenner** y **Schlumberger**.

El arreglo **dipolo-dipolo** tiene los electrodos de potencial muy cerca uno del otro y lejos de los electrodos de corriente, quienes igualmente se encuentran juntos. La separación entre el par de electrodos de corriente, así como la separación de los electrodos de potencial está dada por “a” (longitud del dipolo), el factor “n” (factor de espaciamiento) es el radio de la distancia entre los electrodos A y C a la longitud del dipolo B-A (o C-D; Figura 11). Este arreglo es más sensible a los cambios de resistividad por debajo de los electrodos en cada par de dipolos, por lo que es muy sensible a cambios horizontales en la resistividad, pero relativamente insensible a cambios verticales, lo que significa que este arreglo es bueno para mapear estructuras verticales como diques y cavidades, pero relativamente pobre para mapear estructuras horizontales como sills o capas sedimentarias (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001). Este arreglo puede ser la opción más adecuada si es importante una buena resolución horizontal y una buena cobertura de datos (si el medidor de resistividad es lo suficientemente sensible y existe un buen contacto con el suelo; Figura 12).

Arreglo Dipolo-Dipolo

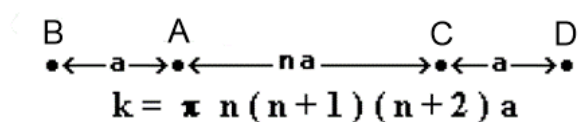


Figura 11. Arreglo dipolo-dipolo, donde A y B son el par de electrodos de corriente, C y D son el par de electrodos de potencial, K es el factor geométrico dado por dos parámetros: a= longitud del dipolo y n= factor de espaciamiento (modificado de Loke, 2001).

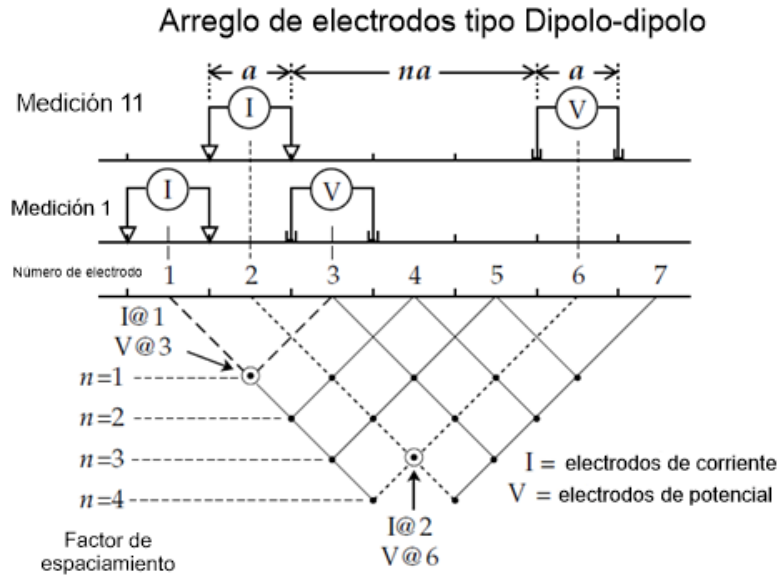


Figura 12. Secuencia de mediciones para un arreglo tipo dipolo-dipolo. Se muestra una posible secuencia de mediciones para este tipo de arreglo, con un sistema de 7 electrodos. Donde a = espacio entre electrodos adyacentes (longitud del dipolo); n = factor de espaciamento. (Modificado de Lowrie, 2007).

El arreglo **Wenner** con cuatro electrodos tiene tres posibles permutaciones en la posición de sus electrodos (alpha, beta y gamma), el arreglo Wenner “normal” es el arreglo Wenner alpha (Figura 13), el cual es relativamente sensible a cambios verticales en la resistividad del subsuelo por debajo del centro del arreglo, sin embargo, es menos sensible a cambios horizontales en la resistividad del subsuelo, es decir, el arreglo Wenner es bueno resolviendo cambios verticales (estructuras horizontales), pero relativamente malo detectando cambios horizontales (estructuras verticales estrechas). Este arreglo es una opción atractiva para un levantamiento (Figura 14) realizado en un área ruidosa (debido a su alta intensidad de señal) y también si se requiere una buena resolución vertical (Loke, 2001).

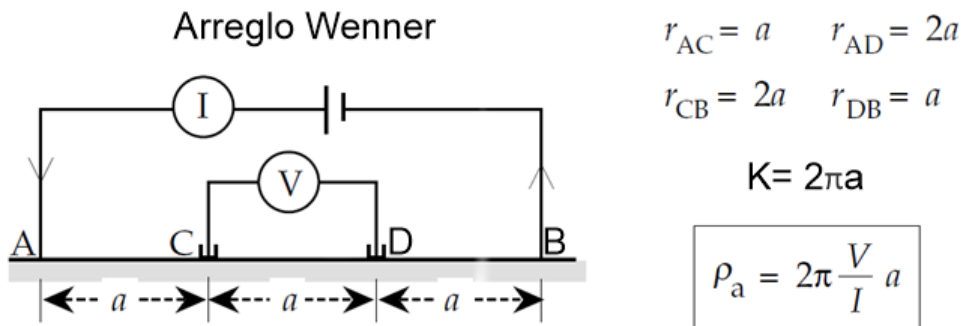


Figura 13. Arreglo tipo Wenner. Los pares de electrodos de corriente y potencial tienen un punto central en común y la distancia entre electrodos adyacentes es igual, de modo que $r_{AC}=r_{DB}= a$ y $r_{CB}=r_{AD}= 2a$. Donde a = espaciamento entre electrodos (longitud del dipolo); k = factor geométrico; ρ_a = resistividad aparente (modificado de Lowrie, 2007).

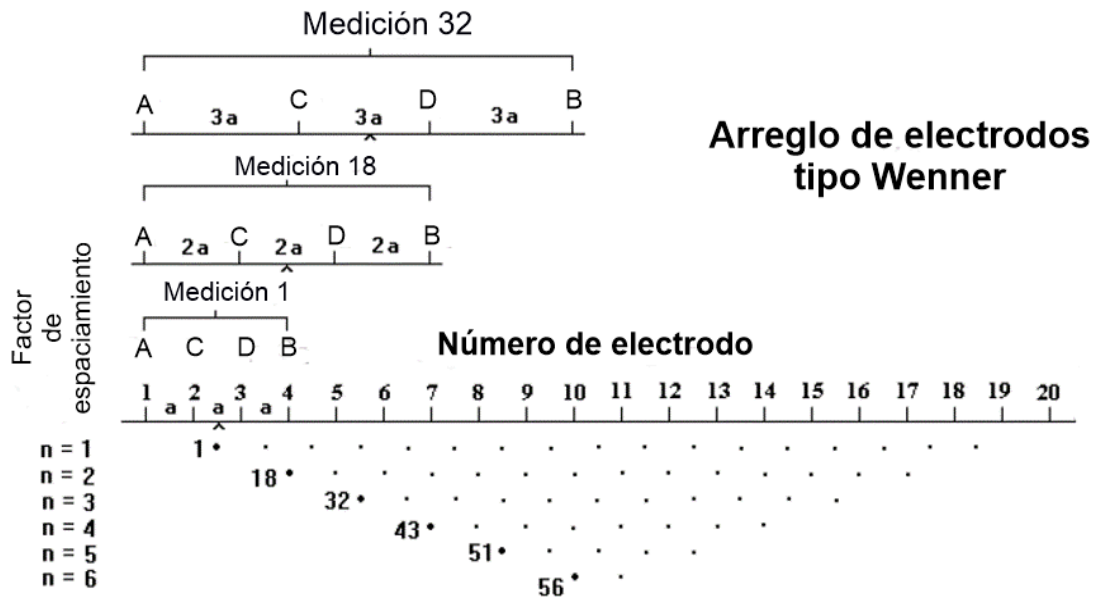


Figura 14. Secuencia de mediciones de un arreglo tipo Wenner. Se muestra una posible secuencia de mediciones para un arreglo de electrodos tipo Wenner con un sistema de 20 electrodos. Dónde a = espacio entre electrodos adyacentes (longitud del dipolo); n = factor de espaciamiento. (Modificado de Loke, 2001).

En el arreglo **Schlumberger** los electrodos de corriente están espaciados mucho más que los electrodos de potencial, el factor “ n ” toma como la relación de la distancia entre los electrodos A-C (o D-B) y la separación entre el par de potencial C-D (Figura 15 y 16). Este arreglo es moderadamente sensible tanto a estructuras horizontales (bajos valores de “ n ”) y estructuras verticales (altos valores de “ n ”). En áreas donde ambos tipos de estructuras geológicas se esperan, este arreglo puede ser una buena solución entre el arreglo tipo Wenner y Dipolo-Dipolo (Telford *et al.*, 1990; Loke, 2001).

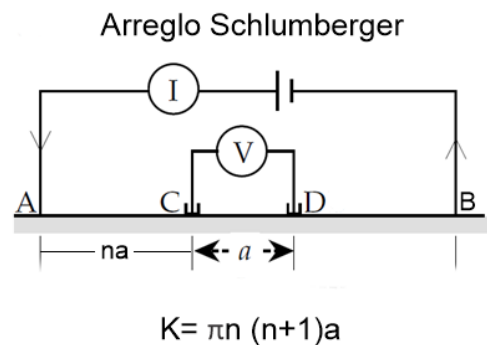


Figura 15. Arreglo tipo Schlumberger. Al igual que en el arreglo Wenner, los pares de electrodos de corriente y potencial tienen un punto central en común, pero la distancia entre electrodos adyacentes difiere. a = espaciamiento entre electrodos (longitud del dipolo); n = factor de espaciamiento k = factor geométrico (modificado de Lowrie, 2007).

Arreglo de electrodos tipo Schlumberger

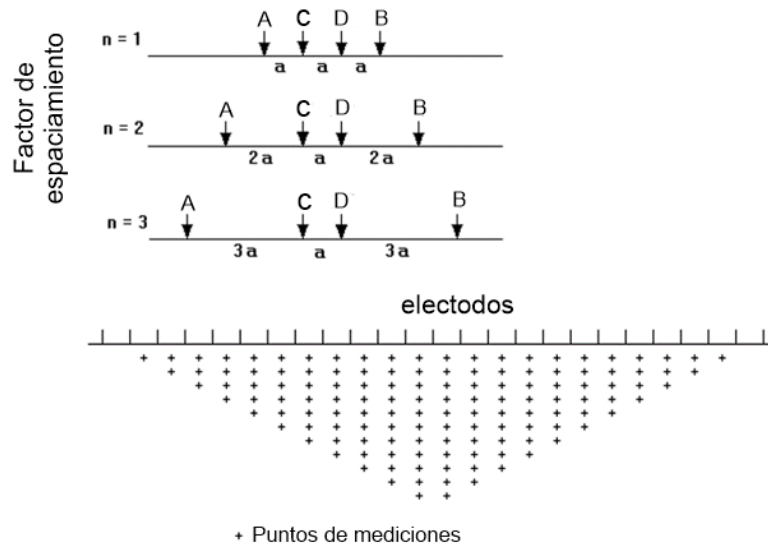


Figura 16. Secuencia de mediciones de un arreglo tipo Schlumberger. Se muestra una posible secuencia de mediciones para este arreglo haciendo variar sus parámetros a y n . Donde a = espacio entre electrodos adyacentes (longitud del dipolo); n = factor de espaciamiento. (Modificado de Loke, 2001).

Proceso de Inversión (Problema de Inversión)

El objetivo de los estudios de resistividad es representar una distribución de resistividad subsuperficial que está estrechamente relacionada con la geología subsuperficial. La distribución de resistividad subsuperficial (o su conductividad eléctrica recíproca) es el parámetro modelo (*model parameters*: cantidades físicas que se quieren estimar a partir de los datos observados) en la inversión (Advance Geoscience Inc, 2009). Como se mencionó, para la mayoría de los casos los valores de resistividad calculados, la resistividad aparente (ρ_a) no es la verdadera resistividad del subsuelo, por lo que para determinar la resistividad real a partir de la resistividad aparente (ρ_a) es necesario llevar a cabo un proceso de inversión de los datos (también conocido en la literatura como problema de inversión o modelado inverso) y así obtener un modelo (representación matemática idealizada de una sección de la Tierra) que dé una respuesta similar a los datos medidos *a priori*.

El modelado inverso de un sistema físico \mathcal{G} (\mathcal{G} puede ser una galaxia para un astrofísico, la Tierra para un geocientífico, etc), se encuentra dentro del proceso científico para estudiar un sistema físico, el cual puede ser dividido en 3 partes (Tarantola, 2005):

- 1) Parametrización del sistema: establecimiento de un conjunto mínimo de parámetros del modelo (*model parameters*) cuyos valores caracterizan completamente el sistema (desde un punto de vista dado). La elección de este conjunto de *model parameters* no es único, pero para discusiones cuantitativas del sistema, se debe elegir una parametrización específica, lo cual significa definir un conjunto de

procedimientos experimentales que permitan, al menos en principio, medir las cantidades físicas que caracterizan al sistema

- 2) Modelado directo: uso de leyes físicas que nos permitan para ciertos valores de los *model parameters*, hacer predicciones sobre los resultados de las mediciones en algunos parámetros observables (Tarantola, 2005; Gomez-Nicolas, 2014).

Modelado directo

Ley física + parámetros del sistema → DATOS sintéticos (o predichos)

- 3) Modelado Inverso: usando los resultados reales de algunas mediciones de parámetros observables para inferir los valores reales de los *model parameters* (Tarantola, 2005; Gomez-Nicolas, 2014).

Modelado inverso

DATOS medidos (voltaje y corriente) → *Model parameters* (distribución de resistividad subterránea)

El proceso de inversión reduce el desajuste de los datos medidos y los datos calculados por un modelo, encontrando un modelo de resistividad cuya respuesta (datos previstos) se ajusten de la mejor manera a los datos medidos. Para determinar la calidad en el ajuste de datos, se caracteriza mediante el error de la raíz cuadrática media o *root mean squared* (RMS, por sus siglas en inglés) en porcentaje (%) definido por:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^{Pred} - d_i^{Meas}}{d_i^{Meas}} \right)^2}{N}} \times 100\%$$

donde N es el número total de mediciones, d^{Pred} son los datos previstos y d^{Meas} son los datos medidos. El error RMS depende de la cantidad de puntos de datos incorrectos y de la gravedad de cada punto de datos incorrectos. Los errores de medición generalmente oscilan entre un rango de 1% y 5%. Un error RMS grande es principalmente el resultado de:

- 1) Ruido en los datos
- 2) Error en el modelado numérico
- 3) Ajustes pobres para la inversión

Problema Científico

El desarrollo de arrecifes de franja basado en el *Modelo Controlado por Huracanes* (Blanchon *et al.*, 2017) inicia desde el sustrato sobre el cual se encuentran los depósitos de arrecife, la forma de este sustrato subyacente es actualmente desconocido. El *Modelo Controlado por Huracanes* predice que dicho sustrato consiste en una pendiente con un suave gradiente de inclinación hacia la costa. Sin embargo, como ya se mencionó existen otras posibilidades, por ejemplo, que el desarrollo de arrecifes esté controlado por la posición de los residuos topográficos, resultado del desarrollo de relieve kárstico durante bajos NM (Purdy, 1974; Purdy & Bertram, 1993; Purdy & Winterer, 2001).

Los diferentes modelos predicen diferentes geometrías del arrecife posterior, por lo que una investigación de los sedimentos depositados en este y en la laguna proporcionarán pruebas para comprobar dichos modelos.

Hipótesis

Si el *Modelo Controlado por Huracanes* es correcto y una pendiente con un suave gradiente de inclinación subyace al arrecife, se encontrará que los sedimentos del arrecife posterior formarán un depósito no uniforme en forma de cuña con un gran contenido de clastos de coral, la cuña de sedimentos se adelgazará y clasificará texturalmente, de igual forma, la cantidad de clastos irán disminuyendo, ambos conforme se acerca hacia la laguna, esto será consistente con los depósitos generados por las olas de los huracanes.

Si el *Modelo Controlado por Huracanes* no es correcto, tal vez se encontrará que los sedimentos del arrecife posterior estarán formando una delgada capa superficial sobre depósitos arrecifales consolidados que han progradando hacia el mar (sobre el arrecife) como lo sugieren Macintyre & Glynn (1976), o pueden ser solamente una delgada capa cubriendo la topografía residual del basamento como lo sugiere Purdy (1974).

Objetivos

Objetivo General

Probar el *Modelo de Acreción de Arrecifes Controlado por Huracanes* en el arrecife de Punta Maroma mediante el estudio de las características del depósito de sedimentos en el arrecife posterior, así como las del sustrato que los subyace y establecer la relación presente entre ellos.

Objetivos Específicos

- 1) Determinar el espesor y la geometría del depósito de sedimentos en el arrecife posterior y parte de la laguna, elaborar esquemas del espesor máximo de sedimentos encontrados y compararlos con imágenes de tomografías de resistividad eléctrica marina.

- Determinar la forma, gradiente de inclinación y profundidad a la que se encuentra el sustrato que subyace al arrecife, empleando esquemas de espesor máximo de sedimentos e imágenes de tomografías de resistividad eléctrica marina, así como también apoyándose de información previamente publicada.

Área de estudio

El arrecife de franja de Punta Maroma se encuentra ubicado frente a las costas del Caribe Mexicano, Quintana Roo, México, entre las localidades de Puerto Morelos y Playa del Carmen (Figura 17), el arrecife se extiende paralelo a la costa ~ 4.5 km (Figura 18).



Figura 17. Ubicación del área de estudio. El arrecife de Punta Maroma (polígono rojo), se encuentra entre las localidades de Puerto Morelos y Playa del Carmen, a lo largo de la costa del noreste de la península de Yucatán.

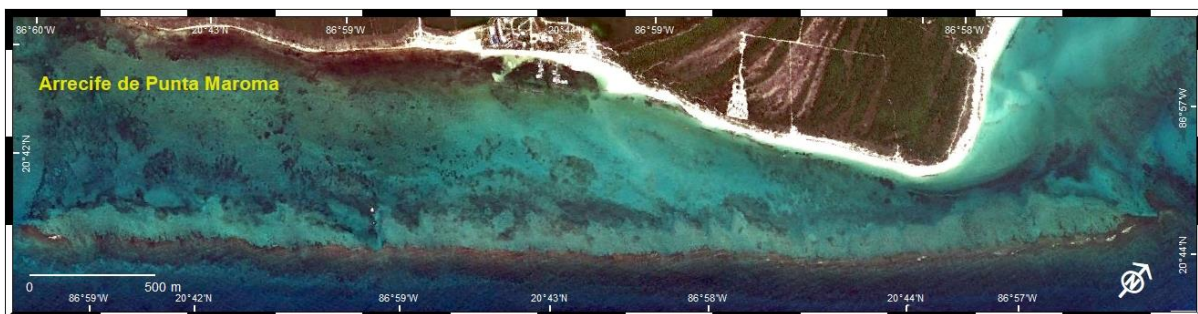


Figura 18. Extensión del arrecife de franja de Punta Maroma paralelo a la costa ~4.5 km (Imagen obtenida de Google Earth Pro).

Metodología

Medición de espesores de sedimentos por percusiones (ESP)

Para determinar el espesor de los sedimentos en el arrecife posterior y la laguna se usó una barra de acero inoxidable de $\frac{3}{8}$ " de diámetro graduada cada 10 cm, la cual se enterró en los sedimentos usando percusiones (manualmente) hasta llegar al sustrato, este límite fue determinado gracias a que fue prácticamente imposible penetrarlo mediante métodos manuales (sustrato impenetrable), el cual puede representar el basamento subyacente del Pleistoceno o grandes clastos de coral (Figura 19). Utilizando 4 transectos perpendiculares al arrecife de Punta Maroma (ST-1, 2, 3 y 4), ubicados de norte a sur, como se muestra en la Figura 20, se colectaron datos cada 10 m en el transecto ST-1 y cada 25 m en los transectos restantes. En cada punto de muestreo se realizaron 10 mediciones dentro de un área de $\sim 2 \text{ m}^2$ para obtener la profundidad máxima del depósito.

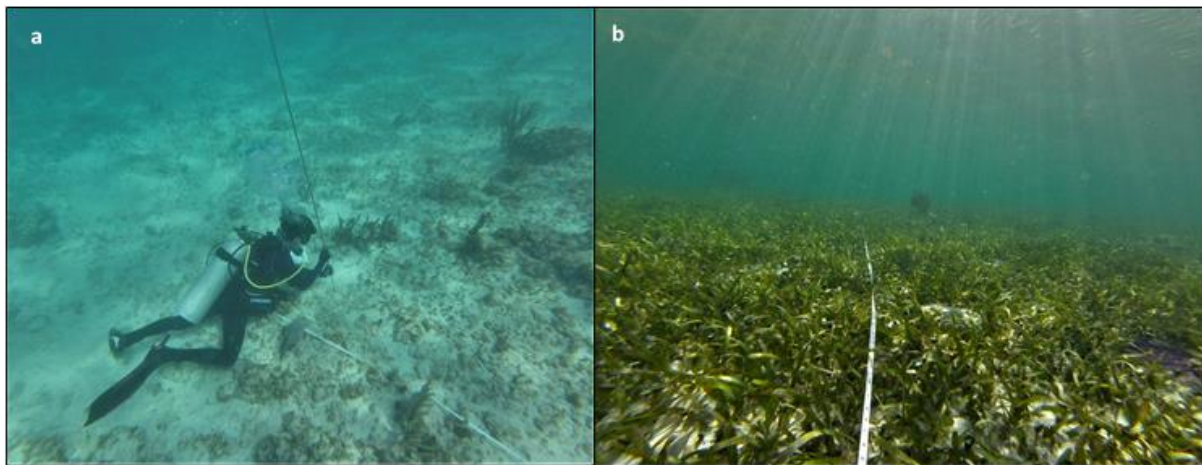


Figura 19. Imágenes de medición de sedimentos en campo. a) Medición de espesores de los sedimentos en el arrecife posterior y laguna de Punta Maroma haciendo uso de la barra de acero inoxidable sobre un transecto determinado. b) Acercamiento a la disposición final de un transecto determinado, los transectos se marcaron con una cinta métrica plástica.

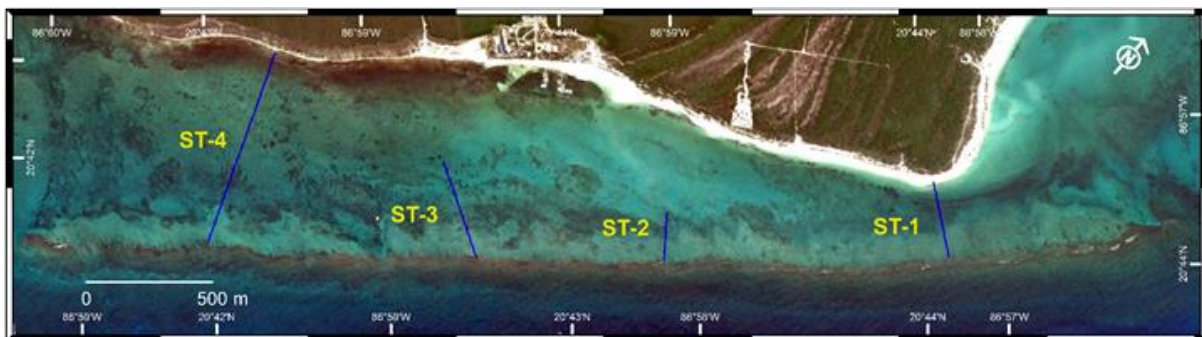


Figura 20. Ubicación en el arrecife de los cuatro transectos realizado para la medición de espesores de sedimentos mediante percusiones. De norte a sur los transectos son: ST-1, ST-2, ST-3 y ST-4.

Obtención de tomografías eléctricas marinas (ERT)

Para poder identificar la profundidad y forma tanto del sustrato como del depósito de sedimentos sobre de este, se realizaron mediciones de Tomografía de Resistividad Eléctrica (ERT) con un equipo SuperSting R8/IP de Advance Geoscience, Inc. (AGI), propiedad del Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (LANRESC) y del Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros (LIPC) del Instituto de Ingeniería (II) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Este instrumento está equipado tanto para mediciones terrestres como marinas. En este proyecto, se utilizó un cable pasivo submarino con 56 electrodos (separación de fábrica de 5 m) numerados del 1 al 56.

Originalmente los transectos de ERT se ubicarían en las mismas posiciones que los transectos ST-1, 2, 3 y 4 (Figura 20), sin embargo, dadas las corrientes, viento, tránsito local de embarcaciones y días-tiempo disponibles de campaña, se decidió realizar mediciones únicamente en la parte sur del arrecife, donde las condiciones eran más favorables para la obtención de datos. Así pues, del 8 al 11 de junio de 2019 se establecieron 6 transectos; 2 en la zona sur del arrecife (ET-1 y ET-2) y 4 más en la zona centro-sur (ET-3,4,5 y 6; Figura 21).

El equipo de tomografía consta de: consola de instrumentos SuperSting R8/IP, switch box R8/56 con capacidad para conmutar 56 electrodos y cable submarino de 56 electrodos. El procedimiento para la toma de datos fue el siguiente: transporte del equipo de ERT hasta Punta Maroma a bordo de una embarcación menor de la Unidad Académica de Sistemas Arrecifales (UASA) del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología (ICMyL) de la UNAM. El cable submarino fue colocado sobre el lecho marino de un transecto previamente determinado, con el electrodo uno orientado hacia la cresta arrecifal y el electrodo 56 orientado hacia la playa. Se usó equipo de buceo libre (snorkel) o buceo SCUBA conforme la profundidad lo requirió. Se buscó que todos los electrodos estuvieran en contacto con el lecho marino, sin embargo, en algunos casos esto no pudo llevarse a cabo debido a la irregularidad del relieve. Una vez que el cable submarino fue tendido en su totalidad, se conectó a la Switch box y esta a su vez al SuperSting R8/IP para dar inicio a las mediciones (Figura 22).

En cada transecto se realizaron mediciones tipo Dipolo-Dipolo, Wenner y Schlumberger (Tabla 1; ver sección Arreglos de electrodos, pag. 17). Esto con el fin de obtener la mayor cantidad de información posible por transecto. No todos los transectos son iguales, su extensión estuvo en función del tiempo disponible en campo, y la decisión *in situ* de su ejecución. Los transectos ET-5 y 6 fueron medidos con un espaciamiento entre electrodos de $a=1.6$ m a diferencia del resto en los que la separación fue de $a=5$ m (Tabla 1), esto debido a que la distancia de espaciamiento entre electrodos determina la resolución de los datos y la longitud total del transecto determina la profundidad de la penetración, normalmente la profundidad de penetración obtenida es alrededor del 20% de la longitud total del transecto (Advance Geoscience, Inc., 2016).

Para nuestros casos, cuando $a= 5$ m, la longitud total del transecto es de 275 m (56 electrodos) y la profundidad máxima de penetración en el centro del transecto es de aproximadamente 55 m; en cambio para $a= 1.6$ m, la longitud total es de 88 m y la profundidad de penetración máxima es de alrededor de 17.60 m. Variaciones en los valores de los parámetros “ a ” (longitud del dipolo) y “ n ” (factor de separación del dipolo) de los arreglos influyen en la profundidad de penetración. Los parámetros usados se muestran en la Tabla 1.

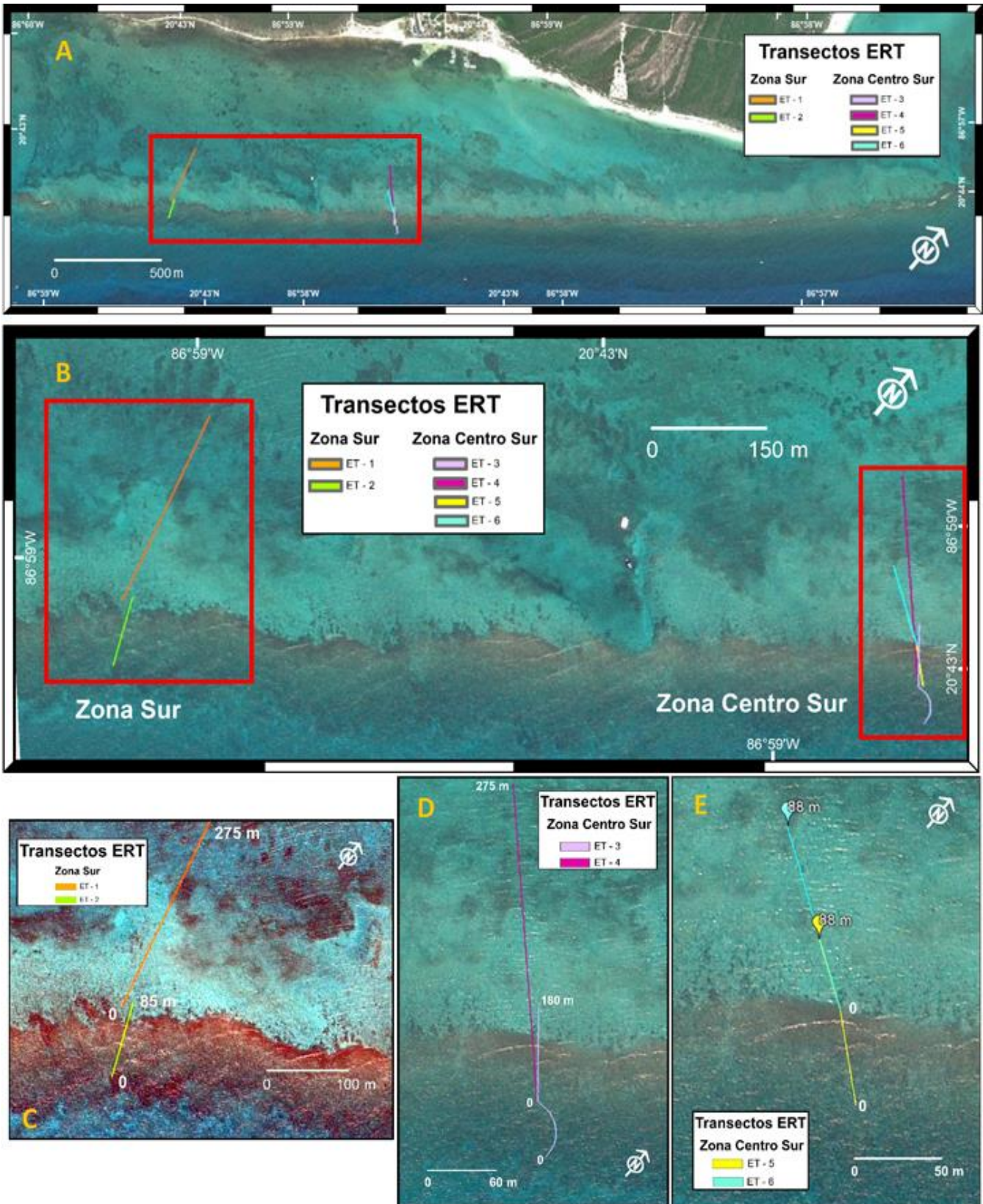


Figura 21. Ubicación de los transectos de las ERT. A) Mapa completo del arrecife en donde se muestra que las ERT se llevaron a cabo en la parte sur del arrecife. B) Acercamiento a los 6 transectos realizados, divididos en dos zonas principales: Zona Sur y Zona Centro-Sur. C) Acercamiento a los primeros 2 transectos medidos en zona sur del arrecife, nótese que un transecto está sobre la cresta (ET-2) y el segundo sobre el arrecife posterior y parte de la laguna (ET-1). D y E) Los cuatro transectos restantes se realizaron en la zona centro-sur, se separaron en dos imágenes ya que se encuentran muy cerca uno del otro (B), en (D) se observan los transectos ET - 3 y 4, el primero se colocó pasando la cresta y el segundo de donde inicia la cresta hacia la laguna, en (E) se muestran los transectos ET - 5 y 6, estos se realizaron sobre la cresta y parte del arrecife posterior (ET - 5) e iniciando la cresta hacia la laguna (ET - 6). Se encuentran marcados los puntos de inicio (# 0) y final (dependiendo de la longitud de cada transecto) de cada transecto.

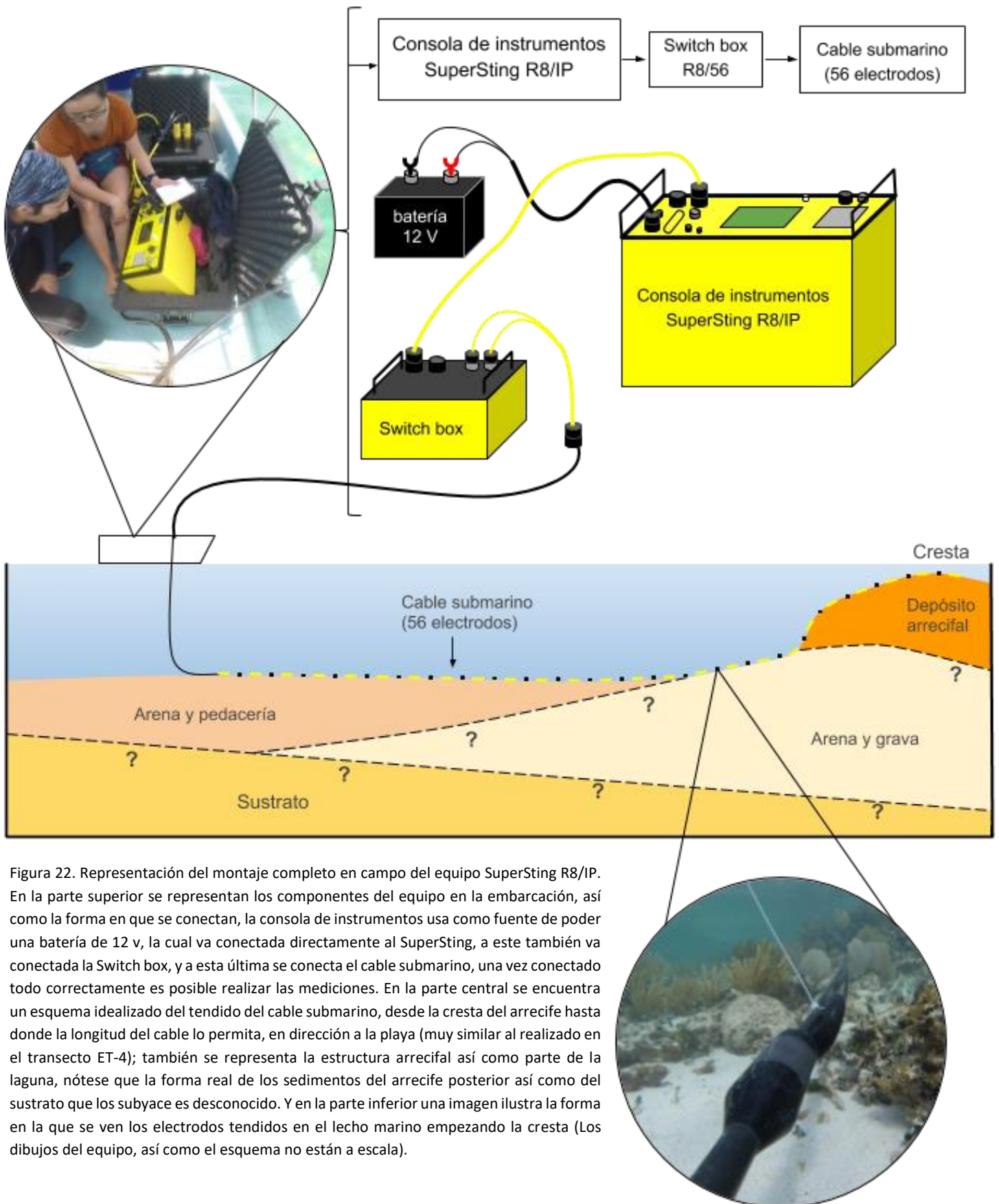


Figura 22. Representación del montaje completo en campo del equipo SuperSting R8/IP. En la parte superior se representan los componentes del equipo en la embarcación, así como la forma en que se conectan, la consola de instrumentos usa como fuente de poder una batería de 12 v, la cual va conectada directamente al SuperSting, a este también va conectada la Switch box, y a esta última se conecta el cable submarino, una vez conectado todo correctamente es posible realizar las mediciones. En la parte central se encuentra un esquema idealizado del tendido del cable submarino, desde la cresta del arrecife hasta donde la longitud del cable lo permita, en dirección a la playa (muy similar al realizado en el transecto ET-4); también se representa la estructura arrecifal así como parte de la laguna, nótese que la forma real de los sedimentos del arrecife posterior así como del sustrato que los subyace es desconocido. Y en la parte inferior una imagen ilustra la forma en la que se ven los electrodos tendidos en el lecho marino empezando la cresta (Los dibujos del equipo, así como el esquema no están a escala).

Parámetros ingresados al equipo SuperSting R8/IP en campo para la toma de cada una de las mediciones, mediante la aplicación móvil AGI SuperSting Manager (version 5.0.106):

Zona	Transecto	Medición	# de electrodos	Separación de electrodos	n	a	Factor de expansión
Sur	ET-1	D	56	5 m	8	3	NA
	ET-2	D	18	5 m	10	3	NA
		W			NA	NA	10
Centro-Sur	ET-3	D	37	5 m	8	3	NA
	ET-4	D	56	5 m	8	3	NA
		W			NA	NA	-
		S			NA	NA	-
	ET-5	D	56	1.6 m	8	3	NA
		W			NA	NA	7
		S			NA	NA	7
	ET-6	D	56	1.6 m	8	3	NA
		W			NA	NA	-
		S			NA	NA	-

Tabla 1. Parámetros ingresados al SuperSting R8/IP para llevar a cabo las mediciones en cada transecto, Se realizaron mediciones con 3 tipos de arreglos diferentes Dipolo-Dipolo (D), Wenner (W) y Schlumberger (S). NA= No aplica.

Geometría

Para establecer la geometría del depósito de sedimentos en el arrecife posterior y parte de la laguna, se utilizó la siguiente operación:

$$\text{Prof} = \text{prof de sedimentos} - \text{prof de la columna de agua}$$

para así obtener esquemas representativos de la forma del depósito. La profundidad de la columna de agua se obtuvo con ecosonda manual.

Gradiente de Inclinación

Para determinar el gradiente de inclinación se calculó el gradiente de inclinación promedio del sustrato en el arrecife posterior y el gradiente de inclinación promedio en la laguna, ambos medidos en sentido contrario a las manecillas del reloj en los transectos determinados por los ESP, en áreas donde se encontró depósito de sedimentos (arrecife posterior y partes de la laguna) y en donde se encontró la plataforma descubierta (laguna del transecto ST-4, como control).

Inversión de datos ERT

La inversión de los datos se llevó a cabo haciendo uso del software AGI EarthImager 2D (version 2.4.4), el dongle (llave electrónica) para tener acceso a dicho software fue provisto por el Centro de Investigación Científica de Yucatán (CICY), Unidad de Ciencias del Agua (UCIA). El proceso de inversión de los datos resistivos es el siguiente (Advance Geoscience Inc, 2009):

- 1.- Un modelo de resistividad inicial se desarrolla a partir del promedio de la resistividad aparente (ρ_a).
- 2.- Se lleva a cabo el proceso de modelado directo para un conjunto de datos predichos. El error RMS inicial en la iteración cero puede calcularse en este paso.
- 3.- Se resuelve el problema inverso linealizado con base en el modelo actual y los datos no ajustados para el modelo actualizado (Δm).
- 4.- Se actualiza el modelo de resistividades usando una fórmula como esta: $m_{i+1} = m_i + \Delta m$. El *model parameter* m es la conductividad eléctrica de todos los bloques modelos en la diferencia finita o la malla de elementos finitos. El símbolo i representa el número de iteración.
- 5.- Se ejecuta nuevamente el modelado directo, pero esta vez con base en el modelo actualizado para un conjunto actualizado de datos pronosticados.
- 6.- Se calcula un nuevo error RMS entre los datos pronosticados y los datos medidos
- 7.- Si se cumple alguno de los criterios para detener la inversión (estos criterios deben especificarse al inicio del proceso de inversión), la inversión se detiene. De lo contrario, se repiten los pasos del 3 al 7.

El metodo de inversion elegido fue *Robust model*, el cual se basa en la suposición de una distribución de datos erróneos y minimiza una norma L1 combinada con datos desajustados y un modelo estabilizador funcional, la inversión robusta (*Robust Inversion*) debería tener un mejor rendimiento sobre ruido en los datos y determinar de mejor manera los límites de resistividad (Advance Geoscience Inc, 2009). Ejemplos del uso de este método de inversión se pueden encontrar en: Befus *et al.* (2014), quien realiza estudios en una laguna arrecifal; Steelman *et al.* (2017), realizando su estudio un río; entre otros.

Resultados

Espesores de sedimentos por percusiones (ESP)

Haciendo uso de los datos obtenidos en 4 transectos mediante la barra de acero (Anexo A), se generaron esquemas del espesor máximo de los sedimentos encontrados para cada uno de ellos. Se obtuvieron 25 mediciones cada 10 m en el transecto norte (transecto ST-1), usando el espesor máximo encontrado se muestra una delgada capa de sedimentos (~20 a 107 cm) entre el arrecife posterior y aproximadamente la mitad de la laguna (~172 m desde la cresta), desde donde empieza un aumento en el espesor de los sedimentos en dirección a la playa (~1.67 a >4 m). El ángulo promedio de inclinación del sustrato impenetrable en el arrecife posterior es de $\sim 1^\circ$, mientras que en la laguna es de $\sim 0.2^\circ$. El sustrato impenetrable, según estos resultados, se encuentra a una profundidad de entre ~ 1.40 - >4 m por debajo del NM (Figura 23).

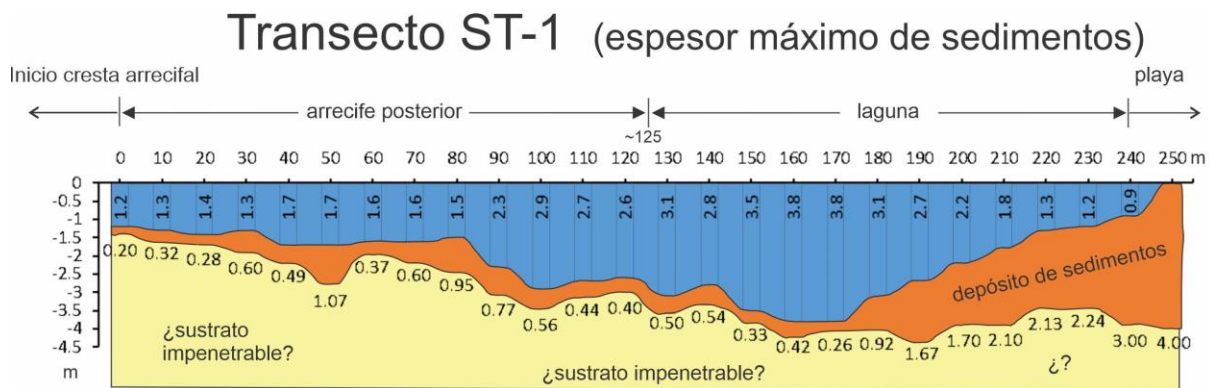


Figura 23. Esquema del espesor máximo de sedimentos en el transecto ST-1, se muestra la forma y espesor de los sedimentos depositados tanto en el arrecife posterior, la laguna y el inicio de la playa, así como la forma y posición (profundidad) aproximada del sustrato impenetrable, nótese que se tiene incertidumbre en las características de dicho sustrato.

Para el transecto centro-norte (transecto ST-2) se obtuvieron 9 mediciones cada 25 m, al igual que en el transecto ST-1 mostró una delgada capa de sedimentos (~ 0.40 - 0.91 cm) sobre el arrecife posterior, en este transecto el aumento en el espesor de los sedimentos (~ 2.0 - 2.5 m) comenzó al inicio de la laguna (~ 88 m desde la cresta). El ángulo promedio de inclinación del sustrato impenetrable en el arrecife posterior es de $\sim 0.2^\circ$, mientras que en parte de la laguna es de $\sim 179.5^\circ$. El sustrato impenetrable en este transecto a partir de los datos obtenidos se encuentra a una profundidad de entre ~ 2.20 - 4.30 m por debajo del NM (Figura 24).

Transecto ST-2 (espesor máximo de sedimentos)

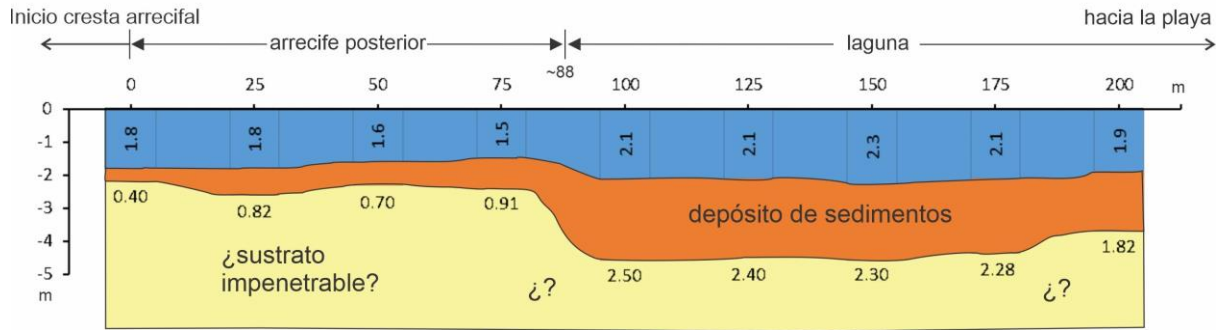


Figura 24. Esquema del espesor máximo de sedimentos en el transecto ST-2, se muestra la forma y espesor de los sedimentos depositados tanto en el arrecife posterior y una parte de la laguna, así como la forma y posición (profundidad) aproximada del sustrato impenetrable, nótese que se tiene incertidumbre en las características del sustrato impenetrable.

En el transecto centro-sur (transecto ST-3) se tomaron 15 mediciones cada 25 m, en este transecto el espesor de los sedimentos en el arrecife posterior se encuentra entre un rango de $\sim 0.36 - 0.58$ cm, en la laguna se encontraron espesores entre $\sim 0.16 - 2.25$ m, presentando los mayores espesores al inicio de esta. El ángulo promedio de inclinación del sustrato impenetrable en el arrecife posterior es de $\sim 0.2^\circ$, mientras que en parte de la laguna es de $\sim 179.8^\circ$. Con los datos obtenidos el sustrato impenetrable se encuentra a una profundidad de entre $\sim 1.96 - >4$ m por debajo del NM (Figura 25).

Transecto ST- 3 (espesor máximo de sedimentos)

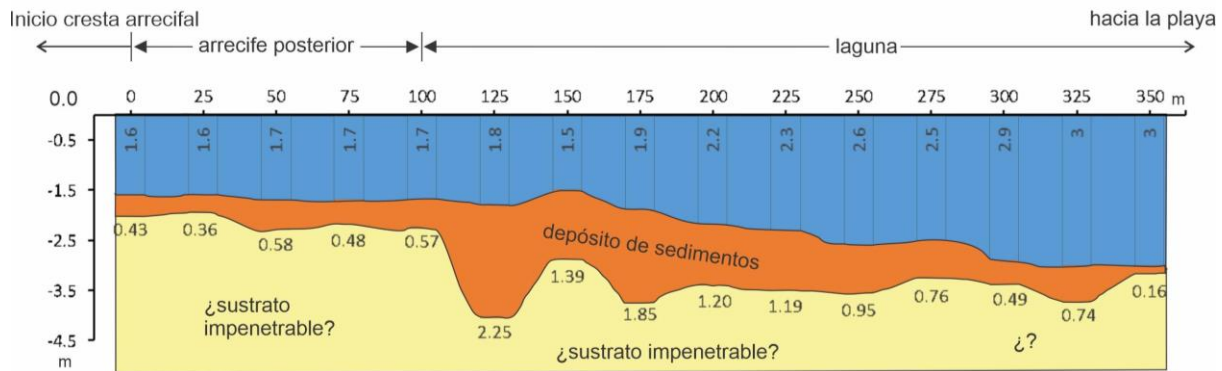


Figura 25. Esquema del espesor máximo de sedimentos obtenido en el transecto ST-3, se muestra la forma y espesor de los sedimentos depositados tanto en el arrecife posterior como en una parte de la laguna, así como la forma y posición (profundidad) aproximada del sustrato impenetrable, nótese que se tiene incertidumbre en las características del sustrato.

Finalmente en el transecto sur (transecto ST-4) se realizaron 31 mediciones cada 25 m, en este último transecto el espesor de sedimentos no fue constante sobre el sustrato, es decir, el sustrato impenetrable está expuesto ~ 360 m sobre la laguna (desde los ~ 280 m a los ~ 640 m desde la cresta), por su parte los sedimentos se encuentran depositados en el arrecife posterior y en una parte de la laguna con espesores de entre ~ 0.10 a 1.80 m, la

acumulación de sedimentos vuelve a aparecer a los ~ 640 m (desde la cresta), presentando valores de entre ~50 a 70 cm. El ángulo promedio de inclinación del sustrato impenetrable en el arrecife posterior es de ~0.7°, mientras que en la parte del sustrato expuesto en la laguna es de ~179.7°. En este transecto, la profundidad del sustrato impenetrable se encuentra entre los ~0.70 - 4.46 m por debajo del NM (Figura 26).

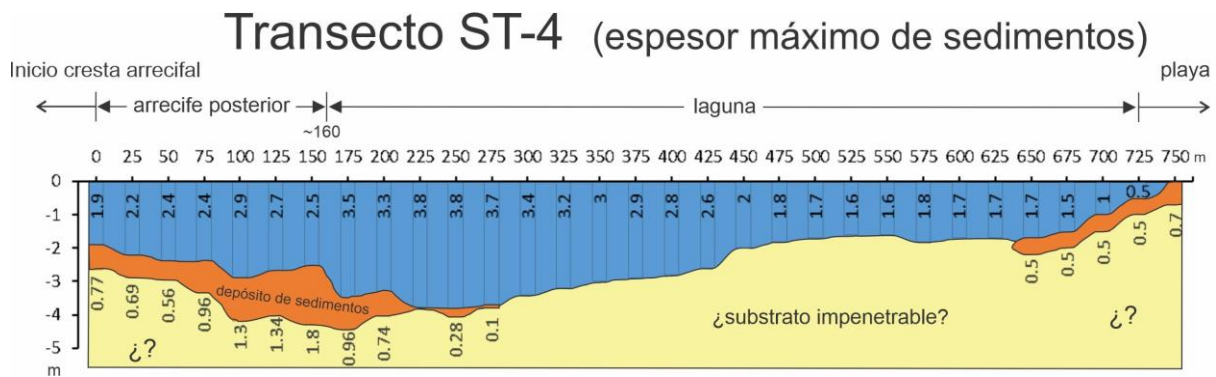


Figura 26. Esquema del espesor máximo de sedimentos encontrados en el transecto ST-4, se muestra la forma y espesor de los sedimentos depositados tanto en el arrecife posterior y una parte de la laguna, así como en su reaparición al final de la laguna y hacia la playa, resalta en este transecto la exposición del posible sustrato impenetrable sobre la laguna, también se representa la forma y posición (profundidad) aproximada de este, nótese que se tiene incertidumbre en las características del sustrato impenetrable como se mencionó previamente.

Tomografías de Resistividad Eléctrica (ERT)

A partir de la inversión de los datos colectados en campo, se obtuvieron modelos de las tomografías de resistividad eléctrica y gracias a la diferencia en la resistividad de los materiales del subsuelo arrecifal se infirió el límite entre la estructura del arrecife y/o el depósito de sedimentos y el sustrato subyacente en dos zonas principales, centro-sur y sur del arrecife, en dichas zonas se realizaron un total de 6 transectos con diferentes tipos de arreglos, ya que como se mencionó, cada tipo de arreglo resalta diferentes características (Anexo B). En las imágenes, los altos resistivos ($\geq \sim 1.20 \text{ Omh} \cdot \text{m}$) se interpretan como el basamento, el cual es más denso y compacto en comparación con la estructura del arrecife y/o el depósito de sedimentos en el arrecife posterior (BR) y la laguna, los cuales se pueden presentar en forma de escombros, es decir, no están consolidados, por lo que fueron identificados con resistivos medios y bajos ($\leq \sim 1.2 \text{ Omh} \cdot \text{m}$).

Imágenes correspondientes a la zona sur del arrecife (2 transectos; Figuras 27 y 28):

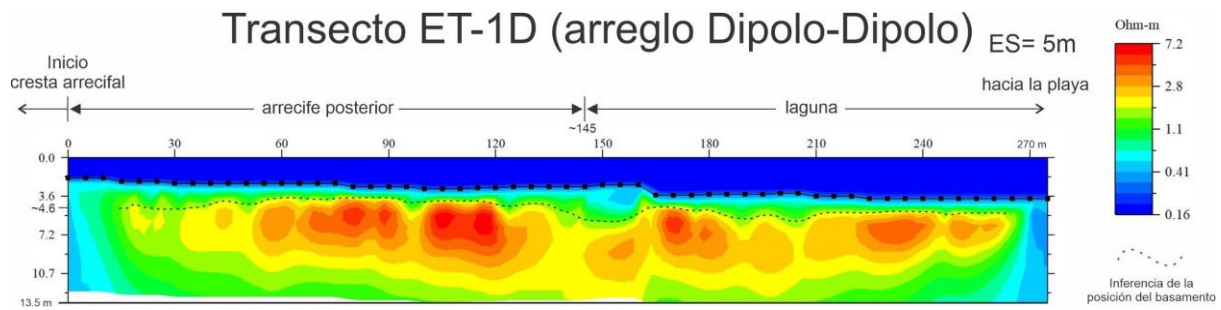


Figura 27. Imagen por ERT del transecto ET-1D, el cual abarcó el arrecife posterior (BR, por sus siglas en inglés) y parte de la laguna. El límite (línea punteada) entre la estructura del arrecife y/o el depósito de sedimentos y el sustrato subyacente se encuentra delimitado por una resistividad de $\sim 1.7 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$ (cambio en la paleta de colores de verdes a amarillos) a una profundidad de entre $\sim 4.6 \pm 1 \text{ m}$ por debajo del NM. Los altos resistivos ($\geq \sim 1.7 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) nos indican que la roca está consolidada, es más densa (el basamento), en cambio los medios a bajos resistivos ($\leq \sim 1.7 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) corresponden a la estructura del arrecife y/o el depósito de sedimento tanto en el BR como en la laguna los cuales no se encuentran consolidados. ES= espacio entre electrodos. Ver Anexo C, Tabla C1.

En el transecto ET-2 el cable submarino pasó por encima de la cresta, este transecto es menos largo (longitud) ya que no se pudieron colocar todos los electrodos, debido a las condiciones del sitio, por esta razón la ERT cuenta con pocos datos, aun así, se recolectaron datos con dos diferentes tipos de arreglos (Figura 28).

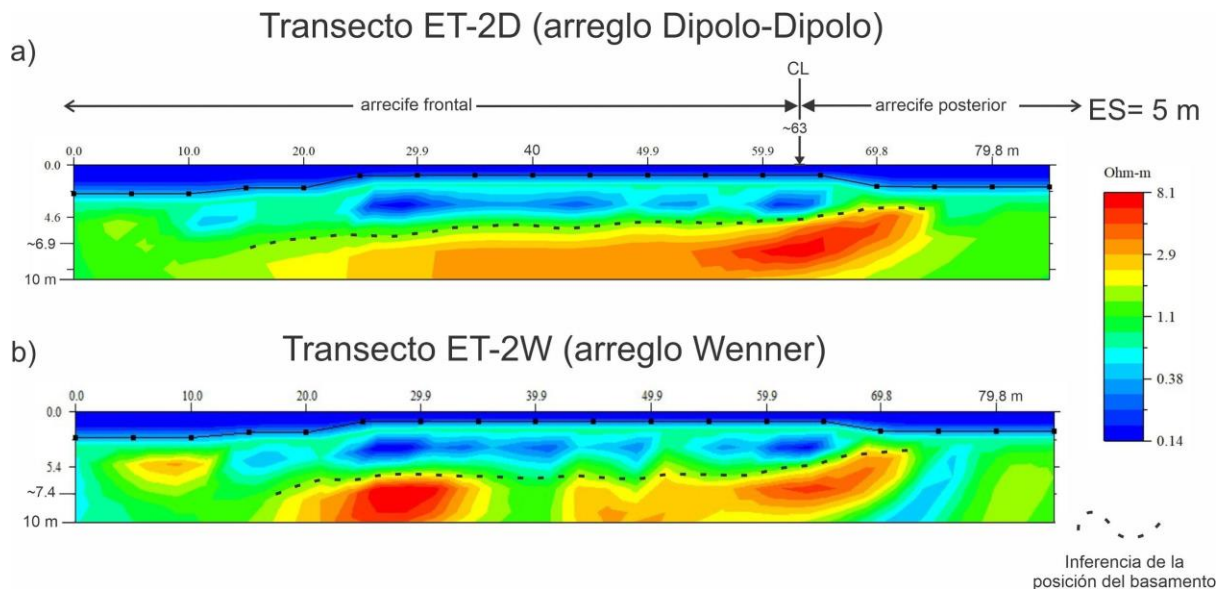


Figura 28. Imágenes por ERT del transecto ET-2, en este transecto se utilizaron únicamente 18 electrodos y las mediciones se realizaron sobre una pequeña parte del arrecife frontal (RF, por sus siglas en inglés), la línea de cresta (CL, por sus siglas en inglés) y parte del BR. a) En el arreglo Dipolo-Dipolo (ET-2D) el basamento se encuentra a una profundidad de entre $\sim 6.9 - 4.9 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, bajo la CL se encuentra a una profundidad de $\sim 4.9 \text{ m}$ por debajo del NM y a una profundidad de entre $\sim 4.9 - \sim 3.8$ por debajo del NM en el BR. b) En el arreglo tipo Wenner (ET-2W) el basamento se localiza a una profundidad de alrededor de $\sim 7.4 - 5.3 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, a una profundidad de $\sim 5.3 \text{ m}$ por debajo del NM bajo la CL y aproximadamente a $\sim 5.3 - 3.8 \text{ m}$ por debajo del NM en el BR. En ambas mediciones el límite entre el arrecife posterior y el basamento (línea punteada) presenta una resistividad de $\sim 1.8 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$. ES= espacio entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas). Ver Anexo C, Tabla C1.

Imágenes correspondientes a la zona centro-sur del arrecife (3 transectos; Figuras 29-31)

En esta zona del arrecife se realizaron mediciones sobre 4 transectos (ET-3, 4, 5 y 6) sin embargo, las imágenes obtenidas del transecto ET-3 no presentaron información significativa alguna, debido a que las mediciones en este transecto se realizaron con el cable flotando en la superficie del mar y con una disposición no adecuada, es por esta razón que fue omitido.

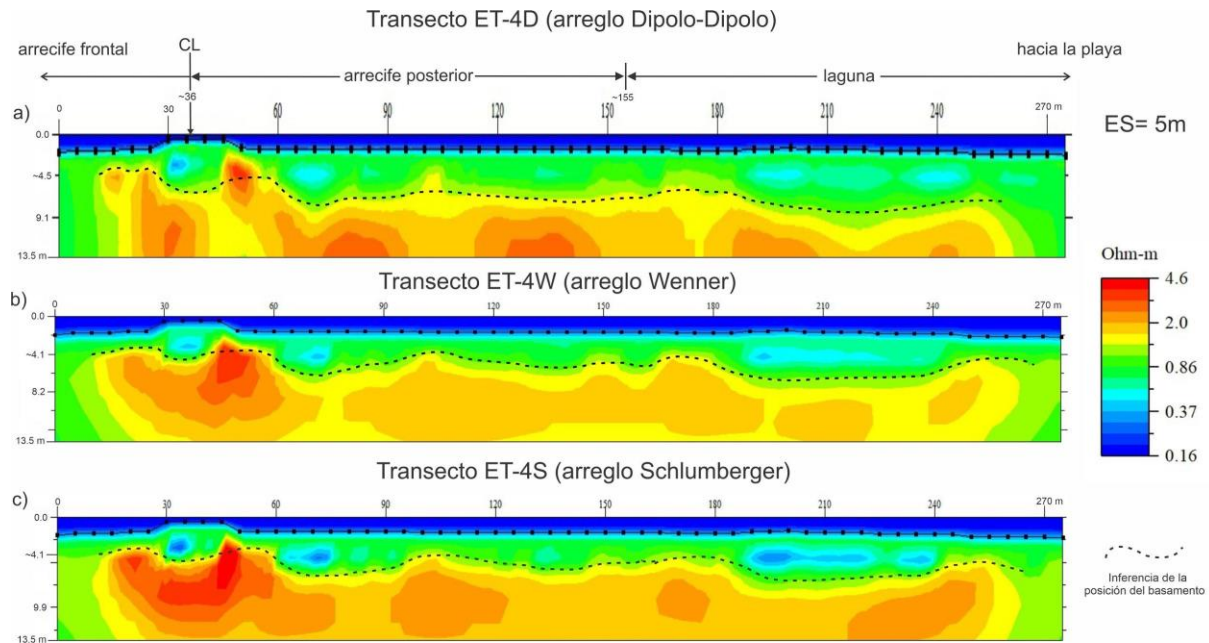


Figura 29. Imágenes por ERT del transecto ET-4, este transecto abarcó una pequeña parte del arrecife frontal, la CL, el arrecife posterior y parte de la laguna, se utilizaron tres diferentes arreglos, en todos estos el límite entre el basamento y la estructura del arrecife y/o depósito de sedimento se encuentra delimitado por la línea punteada, con una resistividad de alrededor de $\sim 1.6 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$. a) En el arreglo Dipolo-Dipolo el basamento se encuentra a una profundidad de entre $\sim 6.4 - 3.7 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, a $\sim 6.4 \text{ m}$ por debajo del NM bajo la CL y entre $\sim 8.6 - 4.7 \text{ m}$ por debajo del NM en el BR. b) En el arreglo tipo Wenner el basamento se encuentra a una profundidad de entre $\sim 4.6 - 3.3 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, bajo la CL se encuentra a $\sim 4.6 \text{ m}$ por debajo del NM y en el BR se encuentra entre los $\sim 6.9 - 3.6 \text{ m}$ por debajo del NM. c) Y para el arreglo tipo Schlumberger el basamento se encuentra entre los $\sim 4.8 - 3.5 \text{ m}$ de profundidad en el RF, en la CL se encuentra a $\sim 4.8 \text{ m}$ por debajo del NM y en el BR está ubicado entre los $\sim 7.0 - 3.5 \text{ m}$ por debajo del NM. ES= espaciamiento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas). Ver Anexo C, Tabla C1.

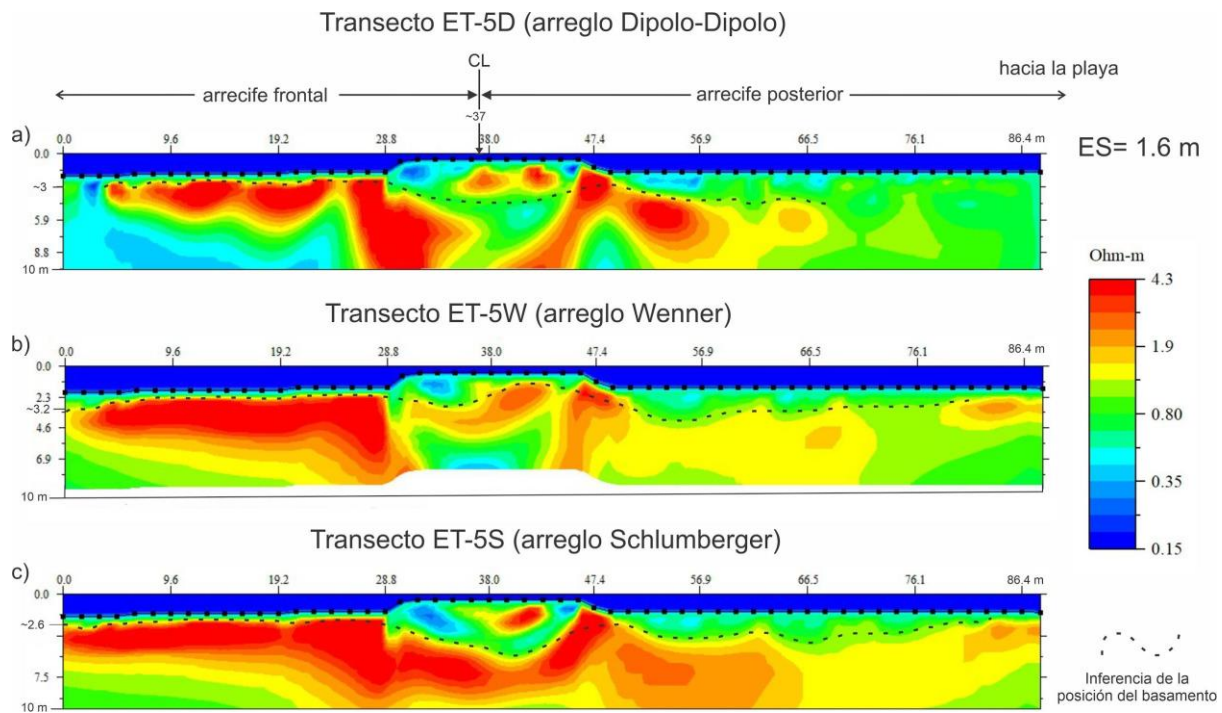


Figura 30. Imágenes por ERT del transecto ET-5, a diferencia de los demás transectos este se realizó con un ES de 1.6 m, al tener el ES más corto se reduce la longitud total del cable por lo que la extensión del transecto se ve reducida de igual manera (88 m), se recolectaron datos de una porción pequeña del arrecife frontal, la CL y una parte del arrecife posterior, en todos los tipos de arreglo el límite inferido entre el basamento y la estructura del arrecife y/o depósito de sedimentos, se encuentra delimitado por una resistividad de $\sim 1.2 \text{ ohm} \cdot \text{m}$. a) En el arreglo Dipolo-Dipolo la profundidad del basamento en el RF es de entre $\sim 3.7 - 2.4 \text{ m}$ por debajo del NM, bajo la CL se encuentra a una profundidad de $\sim 3.7 \text{ m}$ por debajo del NM y en el BR entre $\sim 4.5 - 2.8 \text{ m}$ por debajo del NM. b) Para el arreglo tipo Wenner el basamento se encuentra ubicado a una profundidad de $\sim 3.2 - 2.1 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, a unos $\sim 2.5 \text{ m}$ por debajo del NM en la CL y entre los $\sim 4.0 - 1.3 \text{ m}$ por debajo del NM en el BR. c) Y para el arreglo tipo Schlumberger el basamento se encuentra a una profundidad de entre los $\sim 4.7 - 2.3 \text{ m}$ por debajo del NM en el RF, bajo la CL se encuentra a una profundidad de $\sim 4.7 \text{ m}$ por debajo del NM y en el BR la profundidad oscila entre los $\sim 5.5 - 2.2 \text{ m}$ por debajo del NM. ES= espaciamento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas). Ver Anexo C, Tabla C1.

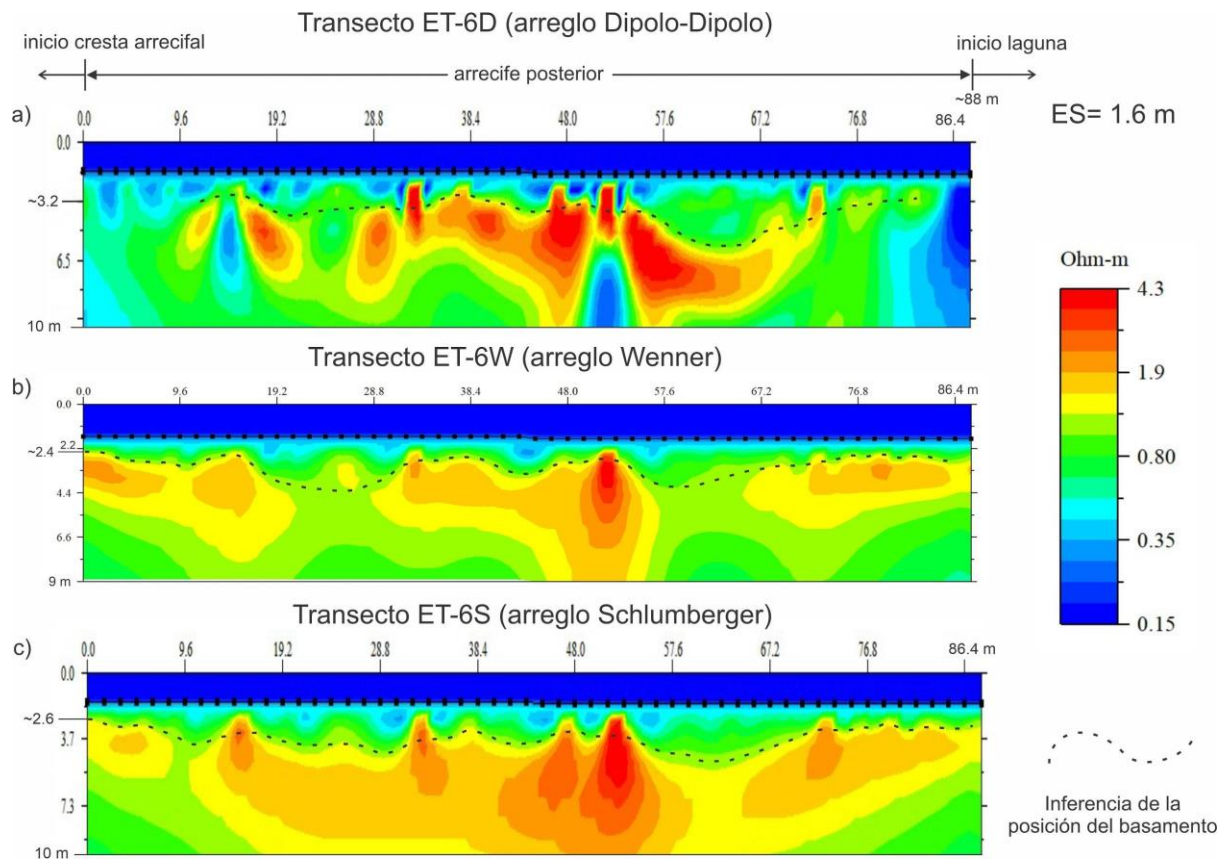


Figura 31. Imágenes por ERT del transecto ET-6. Al igual que el transecto ET-5, se realizó con un espaciamento entre electrodos (ES) de 1.6 m, la particularidad de este transecto es que se encuentra sobrepuesto al anterior desde el inicio del arrecife posterior (electrodo 31 del ET-5 y electrodo 1 del ET-6), la resistividad a la que se encuentran delimitada la estructura del arrecife y/o depósito de sedimentos del basamento es la misma ($\sim 1.2 \text{ ohm} \cdot \text{m}$). a) La profundidad a la que se encuentra el basamento en el arreglo Dipolo-Dipolo es de entre ~ 5.7 - 3.0 m por debajo del NM. b) El basamento en el arreglo tipo Wenner se encuentra a una profundidad de entre ~ 4.3 - 2.4 m por debajo del NM. c) Y para el arreglo tipo Schlumberger la profundidad del basamento está entre los ~ 5 - 2.6 m por debajo del NM. ES= espaciamento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas). Ver Anexo C, Tabla C1.

Comparación de los Espesores de Sedimentos por Percusión (ESP) y Tomografías de Resistividad Eléctrica (ERT)

Al sobreponer los resultados de los ESP obtenidos en contra de las ERT en la zona sur del arrecife (2 transectos) tenemos:

En los transectos ST-4 para el ESP y ET-1D para la ERT, el basamento se encuentra a una profundidad de entre los $\sim 4.46 - 2.67$ m y los $\sim 4.6 \pm 1$ m por debajo del NM respectivamente, resalta la poca diferencia en la precisión a la que se encuentra el basamento en ambos transectos, el transecto ST-4 (coincide en 11 puntos) con un rango de variación de ~ 1.8 m, es casi idéntico a los 2 m de variación que existen en el ET-1D. Para este caso, los valores del ESP parecen no diferir mucho a los espesores inferidos de la ERT, en promedio ~ 0.98 m (Figura 32; Anexo C).

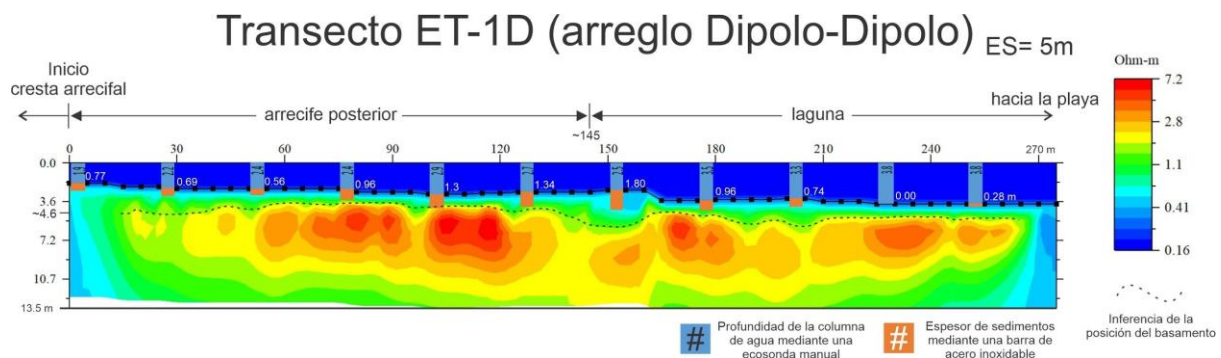


Figura 32. Imagen que compara parte del transecto ST-4 (de ESP) con el transecto ET-1D (de ERT), únicamente 11 puntos del transecto ST-4 coincidieron con esta tomografía, de los cuales, los que se encuentran en la parte central son los que presentan menos variación en el espesor respecto al espesor estimado en la tomografía. Resalta que solo uno de los puntos de la ESP coincide exactamente con el espesor del basamento inferido por la ERT y por consiguiente el espesor de sedimentos en ese punto es el mismo. ES= espaciado entre electrodos.

En la zona sur, en los transectos ST-4 para el ESP y ET-2D (arreglo dipolo-dipolo), 2W (arreglo Wenner) para las ERT, las tomografías muestran que el basamento en el BR se encuentra a una profundidad de entre $\sim 4.9 - 3.8$ m por debajo del NM en el arreglo dipolo-dipolo, y de $\sim 5.3 - 3.8$ m por debajo del NM para el arreglo Wenner, en cambio el ESP coincide solo en 1 punto (sobre el BR de la ERT), en el cual el basamento está a ~ 2.67 m por debajo del NM, en ese punto existe una diferencia en cuanto a la profundidad del basamento entre las estimaciones de las ERT (medición más somera) y el ESP de ~ 1.13 m para el arreglo Dipolo-Dipolo y también de ~ 1.13 m en el arreglo Wenner. Al ser solo un dato tanto en la diferencia en la profundidad del basamento (~ 1.13 m) y la diferencia en el espesor de sedimentos (alrededor de ~ 1.2 m) entre el ESP y el estimado en las ERT, este resultado puntual no es muy confiable (Figura 33; Anexo C).

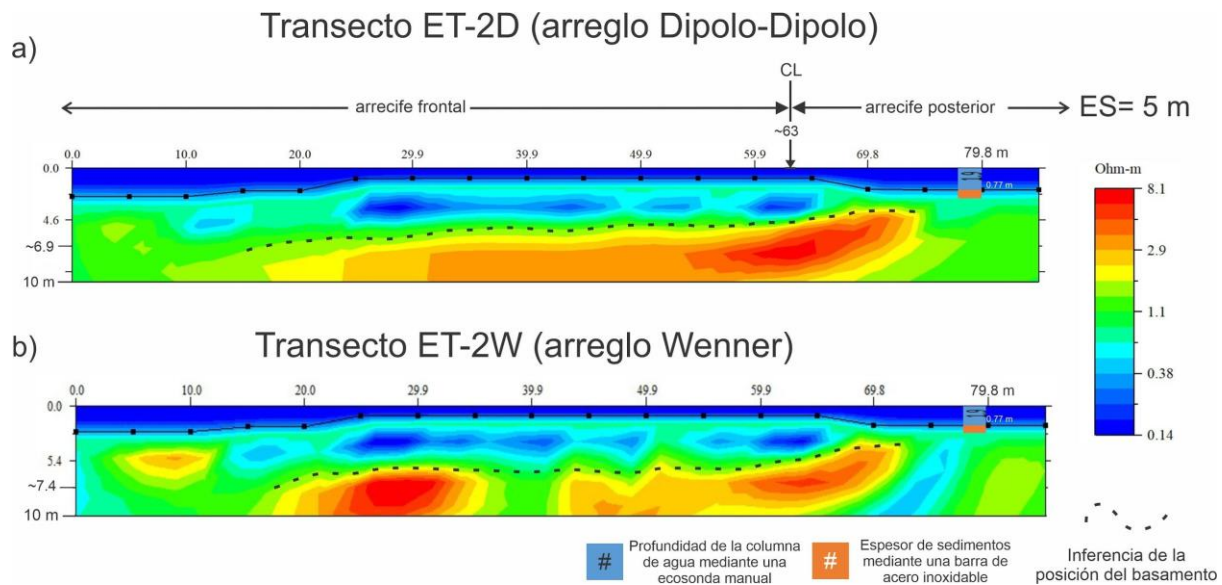


Figura 33. Comparación de un punto del transecto ST-4 con las tomografías del transecto ET-2. Al estar este transecto de ERT en gran parte en el arrecife frontal, la CL y un parte del arrecife posterior, solamente coincidió con el inicio del transecto ST-4, y al ser solo un punto de comparación este resultado no es muy representativo ni preciso. a) En el arreglo Dipolo-Dipolo el basamento bajo la CL y el arrecife frontal presenta una leve inclinación, en dirección al mar. b) Al igual que el arreglo Dipolo-Dipolo el arreglo Wenner presenta una geometría muy parecida, sin embargo es muy notoria una interrupción a la mitad de este "basamento". ES= espaciamiento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas).

En la zona centro-sur del arrecife, se obtuvo:

El transecto ST-3 para los ESP y ET-4D (arreglo dipolo-dipolo), 4W (arreglo Wenner) y 4S (arreglo Schlumberger) para las ERT, se estima de las tomografías que el basamento en el BR y la laguna se encuentra a una profundidad de entre ~8.6 - 4.7 m por debajo del NM, para el arreglo dipolo-dipolo, entre los ~6.9 - 3.6 m por debajo del NM para el arreglo Wenner y entre los ~7 - 3.5 m por debajo del NM para el arreglo tipo Schlumberger. El transecto ST-3 coincide en 9 puntos a lo largo de la tomografía y según esos datos el basamento se encuentra a profundidades de entre ~4 - 1.96 m bajo el NM, el rango de variación entre las ERT se encuentra entre los ~4 m para el arreglo Dipolo-Dipolo, entre los ~3.3 para el arreglo Wenner y entre los ~3.5 para el arreglo Schlumberger, en cambio la variación del ESP es de alrededor de ~2 m, una variación mucho menor a las estimadas en las ERT. La diferencia en el espesor de sedimentos entre ambos transectos oscila en promedio entre los ~4.1 m para el arreglo Dipolo-Dipolo, entre los ~2.3 m para el arreglo tipo Wenner y entre los ~2.5 m para el arreglo tipo Schlumberger (Figura 34; Anexo C). Los transectos ST-3 y ET-4 tienen una separación de 15°.

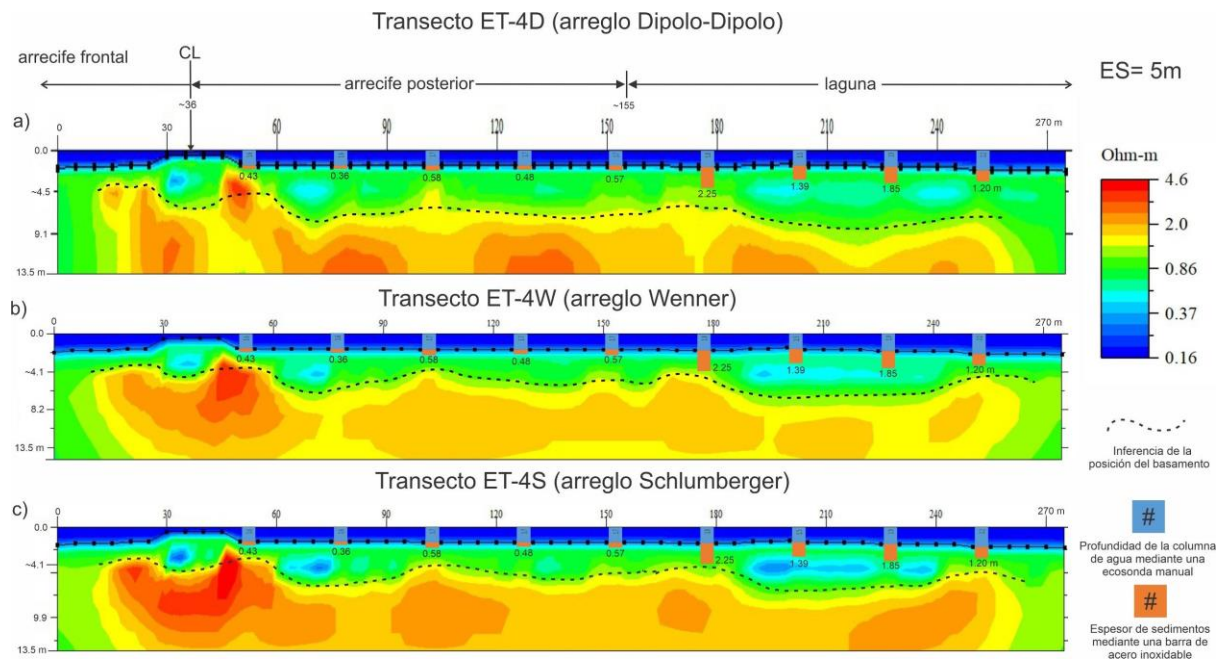


Figura 34. Comparación de una parte del transecto ST-3 contra las tomografías del transecto ET-4. Este transecto de ERT se colocó abarcando una pequeña parte del arrecife frontal, la CL, el arrecife posterior en su totalidad y parte de la laguna, sobre el cual coincidieron 9 puntos (sobre el arrecife posterior y el resto en la laguna) de ESP. a) En el arreglo Dipolo-dipolo la diferencia en el espesor de sedimentos con los puntos de ESP es mayor que en los otros dos arreglos, alrededor de ~ 4.7 m. b) Para el arreglo tipo Wenner la diferencia en el espesor de sedimentos entre los dos métodos es menor a ~ 2.9 m. y c) El arreglo tipo Schlumberger presenta una diferencia de espesor de sedimentos casi igual al arreglo anterior, una diferencia de ~ 3 m. ES= espaciamento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas).

En la zona centro-sur, transecto ST-3 para los ESP y ET-5D (arreglo dipolo-dipolo), 5W (arreglo Wenner) y 5S (arreglo Schlumberger) para las ERT, las tomografías mostraron que el basamento en el BR se encuentra a una profundidad de entre los $\sim 4.5 - 2.8$ m por debajo del NM para el arreglo Dipolo-Dipolo, entre los $\sim 4.0 - 1.3$ m por debajo del NM para el arreglo tipo Wenner y entre los $\sim 5.5 - 2.2$ m por debajo del NM para el arreglo tipo Schlumberger. Dos mediciones del transecto ST-3 coinciden con la ERT, con estas, la posición del basamento se encuentra entre los $\sim 2 - 1.9$ m por debajo del NM, con un rango de variación de ~ 0.1 m, variación significativamente más pequeña que la de las ERT, 1.7 m para el arreglo Dipolo-Dipolo, 2.7 m para el arreglo tipo Wenner y 3.3 m para el arreglo tipo Schlumberger. Los espesores de sedimentos por ESP difieren de las ERT en el arreglo dipolo-dipolo en promedio unos ~ 0.8 m en el primer espesor (pegado a la CL), para el segundo, la ERT no es muy clara respecto a la posición del basamento, en el arreglo tipo Wenner la diferencia promedio es de entre ~ 0.9 y 1.1 m respectivamente y para el arreglo tipo Schlumberger el promedio es de ~ 0.7 y 1.4 m respectivamente; dichos valores no difieren mucho entre sí, sin embargo al ser solo 2 puntos esto puede generar resultados acotados (Figura 35; Anexo C).

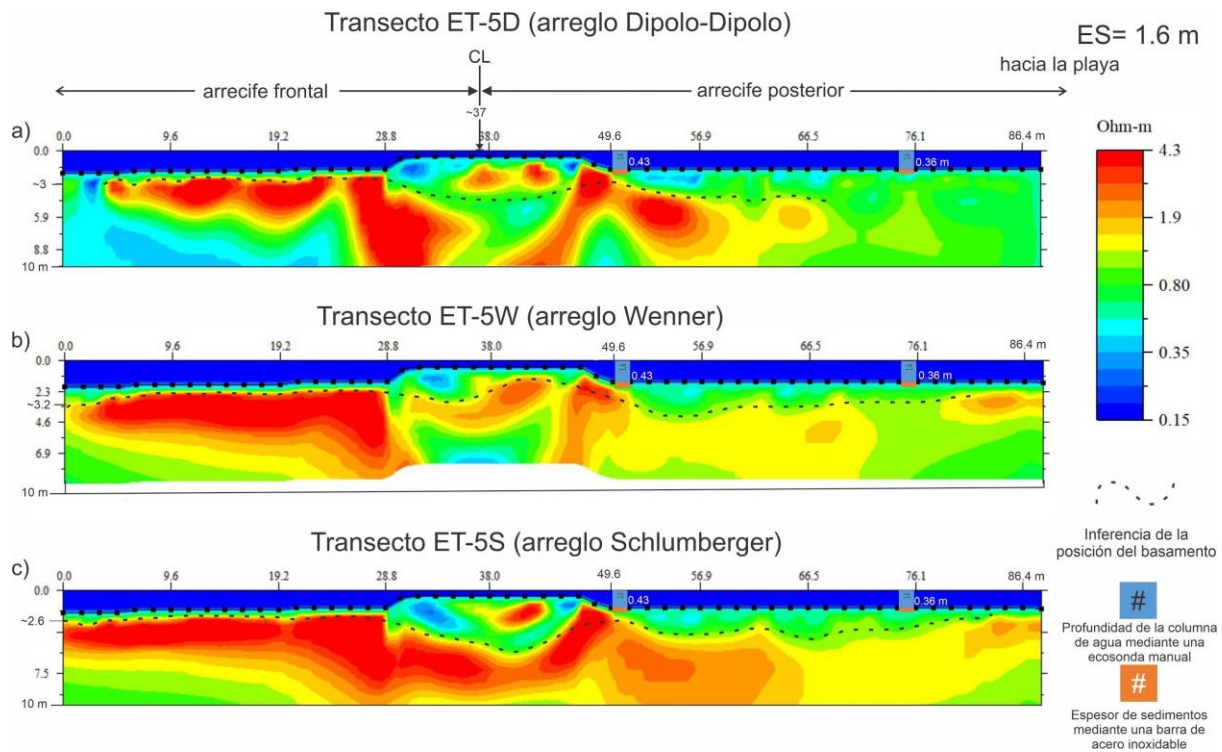


Figura 35. Comparación de las tomografías obtenida del transecto ET-5 y dos puntos correspondientes al transecto ST-3, nótese que este transecto cuenta con un ES de 1.6 m entre electrodos, lo que redujo significativamente la longitud del transecto y por consiguiente menos puntos por ESP coincidieron sobre la tomografía. a) En el arreglo Dipolo-Dipolo con solo un punto se hizo la comparación ya que el segundo no se puede comparar por la falta de precisión en la tomografía. b) Para el arreglo tipo Wenner es posible hacer la comparación con los dos puntos, dando como resultado una diferencia pequeña (~ 1 m) y c) En arreglo tipo Schlumberger también se presenta una relativa poca diferencia entre los distintos espesores de sedimentos, alrededor de $\sim 0.9 - 1.6$ m. Aunque las diferencias entre espesores no son muy amplias se tiene que prestar atención a que únicamente se comparó contra dos datos, por lo que este resultado puede estar acotado. ES= espaciamento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas).

En la zona centro-sur, transecto ST-3 para los ESP y ET-6D (arreglo dipolo-dipolo), 6W (arreglo Wenner) y 6S (arreglo Schlumberger) para las ERT, las tomografías mostraron que el basamento en el BR se encuentra con una profundidad de entre $\sim 5.7 - 3.0$ m para el arreglo Dipolo-Dipolo, entre $\sim 4.3 - 2.4$ m para el arreglo tipo Wenner y para el arreglo tipo Schlumberger oscila entre los $\sim 5.0 - 2.6$ m. Cuatro puntos del transecto ST-3 coinciden con esta tomografía, posicionando al basamento a una profundidad de entre $\sim 2.30 - 1.96$ m, la variación en la profundidad a la que se encuentra el basamento en el ESP es de ~ 0.3 m, por su parte la variación del arreglo Dipolo-Dipolo es de ~ 2.7 m, para el arreglo Wenner es de ~ 1.9 m y para el arreglo Schlumberger es de ~ 2.4 m, cabe destacar la gran diferencia que existe entre las variaciones del ESP y las ERT. En cuanto al espesor de los sedimentos entre los dos perfiles existe una diferencia promedio de ~ 1.4 m para el arreglo Dipolo-Dipolo, de ~ 0.9 m para el arreglo tipo Wenner y de ~ 1.1 m para el arreglo tipo Schlumberger (Figura 36; Anexo C). Ambos transectos ST-3 y ET-6 se realizaron sobre la misma posición.

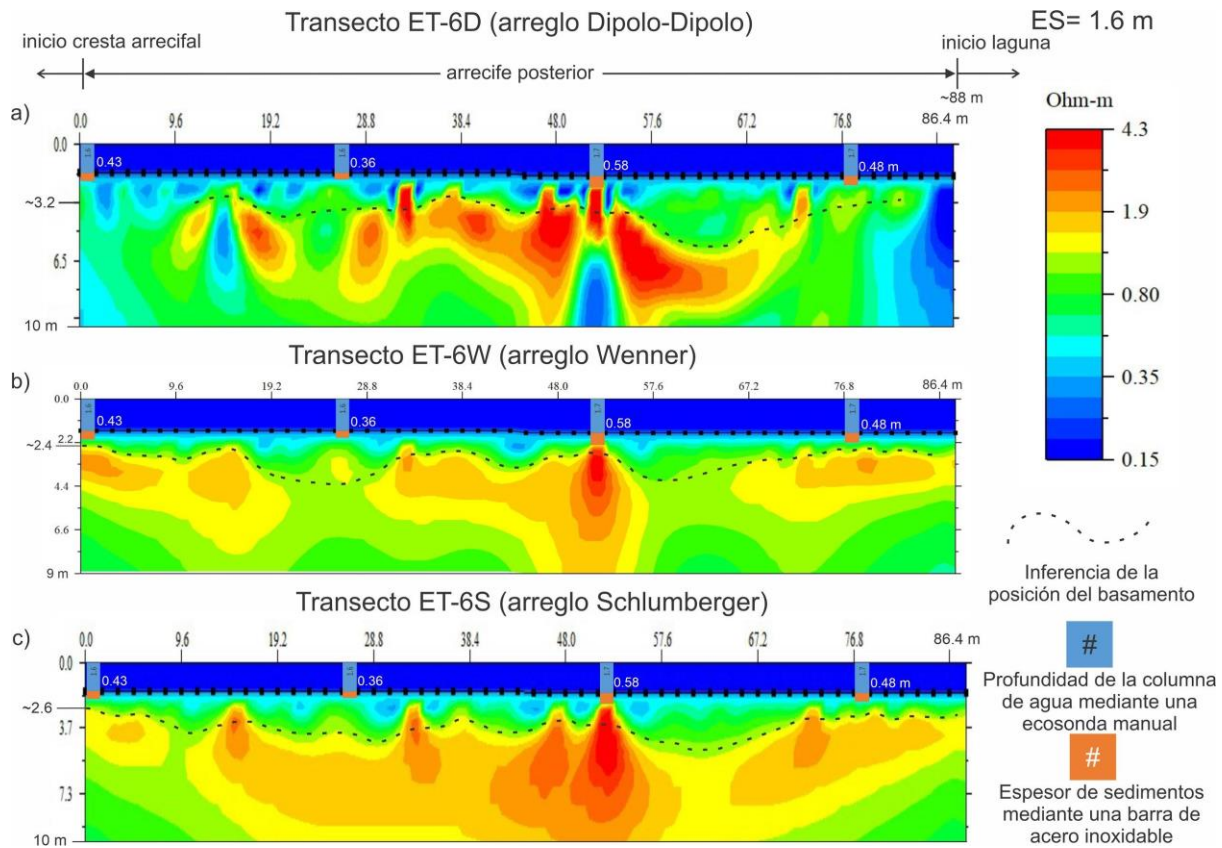


Figura 36. Tomografías del transecto ET-6 en comparación con 4 puntos del transecto ST-3, de igual manera tiene un ES de 1.6 m, al tener el doble de puntos de comparación que la tomografía anterior, esta comparación tiende a ser más precisa. a) El arreglo Dipolo-Dipolo es el arreglo que presenta una mayor diferencia de espesores respecto a los puntos de ESP, alrededor de ~1.6 m, así como anomalías en su modelo. b) El arreglo tipo Wenner para este caso parece ser el más adecuado ya que no presenta tantas anomalías y la diferencia entre los espesores de sedimentos varía ~1 m y finalmente c) El arreglo tipo Schlumberger difiere de los cuatro puntos del transecto R3 alrededor de ~1.3 m. ES= espaciamento entre electrodos. CL= línea de cresta (ápice de la estructura arrecifal en dónde rompen las olas).

Interpretación del espesor de sedimentos y las Tomografías de Resistividad Eléctrica

Estos resultados muestran que el basamento en la parte sur del arrecife a través de las ERT está representado por una capa de “alta” resistividad ($\geq \sim 1.2 \text{ ohm}\cdot\text{m}$), formando una superficie subhorizontal a una profundidad promedio de entre $\sim 5.6 - 3.1 \text{ m}$ por debajo del NM en el arrecife posterior y parte de la laguna. Sobre este basamento de altos resistivos se encuentra una capa representada por resistivos medios a bajos ($\leq \sim 1.2 \text{ ohm}\cdot\text{m}$), esta capa se interpreta como el depósito de sedimentos del Holoceno, los cuales pueden tener dos orígenes principales: ser un depósito alóctono, es decir, que los sedimentos de esta capa se generaron fuera del ambiente arrecifal pero fueron transportados y depositados en el arrecife, o que sea un depósito autóctono, lo que quiere decir que estos sedimentos fueron generados *in situ* por el ambiente arrecifal. A partir de las tomografías, en dicha capa se pueden identificar dos posibles subunidades: la primera definida por los resistivos medios ($\sim \geq 0.80 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, colores verdes) y la segunda por los resistivos medio-bajos ($\sim \geq 0.35 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, colores azules claros), esta capa de resistivos medios a bajos respecto al espesor obtenido por ESP tiene variaciones considerables, en donde en algunos casos el basamento estaba expuesto sobre el transecto o en otros casos era imposible penetrar más allá de 50 cm. Esta limitante en el alcance de penetración por parte de los ESP y tomando en cuenta el espesor estimado en las ERT puede ser atribuido a diversas causas: una posibilidad es que el depósito del Holoceno sobre el arrecife posterior no esté conformado únicamente por sedimentos, sino que el depósito esté conformado por un entramado de escombros de coral (principalmente *A.cervicornis*) enterrados a una profundidad somera (a partir de $\sim 50 \text{ cm}$ en algunos transectos de ESP) por debajo de una delgada capa de sedimentos, dicho entramado sería de origen autóctono, es decir, se habría formado en el ambiente arrecifal, específicamente en el arrecife frontal, siendo “depositados” en el arrecife posterior gracias a la energía de los huracanes, lo que con el paso del tiempo impediría la penetración en los sedimentos hasta el basamento. Se encontró mayor presencia y abundancia de escombros de coral en los transectos de la parte norte del arrecife (ST-1 y ST-2), los cuales no cuentan con mediciones de ERT, en cambio los transectos de la parte sur del arrecife (ST-3 y ST-4), si cuentan con ERT y también se encuentran escombros de coral, aunque en una relativa menor abundancia, esta mayor abundancia en la parte norte del arrecife puede estar relacionada a la forma en la que el depósito del arrecife se lleva a cabo, así como la geografía del arrecife respecto a la costa (similar a un cuello de botella; ver Figura 18). Otra posibilidad contempla que parches arrecifales fósiles se encuentran enterrados debajo de la superficie cubierta por sedimentos, los cuales serían de origen autóctonos, lo que de igual manera impediría la penetración hasta el basamento. Estas posibilidades se ven representadas por los resistivos medios (colores verdes), los cuales están relativamente más consolidados y corresponderían, ya sea, al entramado de escombros de coral o bien, a los parches arrecifales fósiles, en cambio una mayor cantidad de sedimentos no consolidados sobre un conjunto ya sea del entramado de escombros o de parches arrecifales son representados por resistivos medios-bajos (colores azules claros).

Los resultados obtenidos tanto en el arrecife frontal como por debajo de la CL a partir de las ERT (ya que no se cuenta con ESP en estas zonas) están representados en su mayoría por resistivos medios-bajos ($\geq \sim 0.35 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, colores azules claros), aunque también presentan resistivos medios ($\geq \sim 0.80 \text{ ohm}\cdot\text{m}$, colores verdes), esta baja resistividad en mayor proporción se puede deber a que en estas zonas se encuentra el depósito arrecifal principal, compuesto por escombros de coral (Blanchon *et al.*, 2017), principalmente de *A.palmata*,

los cuales no están bien consolidados y se encuentran rellenos por sedimentos no consolidados, esto propicia a que exista una mayor permeabilidad y por consiguiente una infiltración mayor de la misma agua de mar que yace sobre de ellos, contribuyendo así a que en las mediciones resalten los resistivos medio-bajos.

Discusión

Uno de los resultados principales es que el basamento debajo del arrecife posterior se encuentra a una profundidad de entre ~5.6 - 3.1 m por debajo del NM para las ERT y entre los ~3.7 - 2 m por debajo del NM para las ESP, formando una superficie subhorizontal en ambas técnicas, comparando estas mediciones con la profundidad encontrada en la laguna, donde el sustrato se encuentra expuesto (no hay arrecife) entre ~3.4 - 1.7 m por debajo del NM, resalta que si bien todos estos resultados no son exactamente iguales, se encuentran dentro del mismo rango por lo que son consistentes con la aseveración de que el basamento forma una superficie subhorizontal. Como se puede apreciar, estos resultados presentan cierto grado de incertidumbre ya que en cuanto al método de ESP, los datos no son tan precisos, en la mayoría de los casos estos no reflejan el espesor real de los sedimentos ni fue posible alcanzar la profundidad real del basamento, para explicar el porqué no se puede llegar al basamento penetrando lo que parece ser solamente un depósito de sedimentos sobre el BR y la laguna mediante la barra de acero, se proponen dos principales escenarios que combinados con los sedimentos depositados generan este impedimento: el primero es un depósito de escombros de coral (*A. cervicornis* principalmente) formando un entramado impenetrable de forma manual y el segundo es la existencia de parches arrecifales fósiles enterrados bajo una capa de sedimentos superficiales, además de que solo con esos datos el depósito de sedimentos presenta una particular homogeneidad en el BR, estas posibles limitantes son de las principales razones por las que este método no es cien por ciento confiable, encima de que se ve afectado por factores mecánicos externos, como la fuerza aplicada al momento de la penetración con la barra de acero, o las veces que la barra es introducida en un mismo sitio, etc. Por su parte la principal incertidumbre en la técnica de ERT viene dada por la falta de datos en algunas partes puntuales de los transectos (ej. arrecife frontal en los transectos de la zona centro-sur), esta falta de datos se expresa en la inexactitud de la inferencia del punto de contacto entre el depósito de sedimentos y el sustrato, esto puede deberse principalmente a una lectura errónea del equipo, propiciada por un mal o inexistente contacto de los electrodos con el lecho marino, que por consiguiente si la lectura fue errónea al momento de la inversión este dato erróneo es eliminado, alterando así el modelo de resistividades, generando anomalías (ej, picos de altos resistivos en las tomografías ET-6).

Comparación con datos geológicos

Los resultados publicados por Blanchon *et al.* (2017) sobre un único transecto en la parte norte del arrecife de Punta Maroma no determinan la forma, ni la posición exacta del basamento en toda la estructura arrecifal, con base en 3 núcleos geológicos de donde recuperaron parte del basamento subyacente en el arrecife frontal reportan que la profundidad a la que se encuentra dicho basamento en esa zona es de entre ~5.7 - 5 m por debajo del NM, estos núcleos consisten en una unidad consolidada de arenas-gravas carbonatadas con fragmentos de coral dispersos, es posible extrapolar estos resultados previos a lo largo del arrecife y tener resultados confiables. En cambio, los datos obtenidos en este trabajo colocan la posición del basamento en el arrecife frontal entre los ~5.2 - 3.4 m por debajo del NM, dada por las ERT (ya que no se cuentan con datos de ESP en esta zona), se observa que ambos datos se encuentran en rangos similares de profundidad, convergiendo a una profundidad de ~5 m por debajo del NM, se tiene que resaltar que los núcleos usados para esta comparación fueron recolectados al inicio de la estructura arrecifal (en dirección al mar) y que los datos de las ERT se tomaron al final del arrecife frontal (próximos a la CL), teniendo así sentido con la variación presente en los datos de la ERT (~1.8 m) y reforzando a su vez la hipótesis de un basamento subhorizontal subyacente al arrecife (Figura 37).

Respecto al espesor de la estructura en el arrecife frontal, es decir, el espesor del depósito en esa zona del arrecife, Blanchon *et al.* (2017) reportan que el depósito arrecifal superpuesto al basamento se encuentra formado por dos subunidades, la primera una capa de ~2 m de espesor, compuesta por escombros de coral (principalmente de *A. palmata*, que van de pobremente consolidados a no consolidados), subyacida por una segunda capa de arena carbonatada no consolidada (≥ 1), estimando un depósito de entre ~3 y 4 m cercano a la CL. A partir de las ERT la estructura arrecifal en la misma zona presenta un espesor de entre ~4 (por debajo y cercano a la CL) a ~1.5 m (resto de las lecturas), se debe de tomar en cuenta que estos últimos resultados están basados en las mediciones de ERT (no se realizaron mediciones con ESP), las cuales presentan pocos datos en esta zona, por consiguiente se tienen incertidumbres por la falta de los mismos, no fue posible determinarlo como se hizo en el arrecife posterior, debido a que este estudio no se enfocó a esta zona en particular, así que no se cuenta con los datos para realizar una comparación tan exacta, además de que las condiciones en la zona (alta energía), así como el material depositado (*A. palmata* principalmente en el arrecife frontal y al parecer *A. cervicornis* en el arrecife posterior) difiere entre una zona y otra dentro del arrecife, sin embargo, se muestra que los espesores provistos por los núcleos geológicos y por las ERT se encuentran dentro del mismo rango y complementándose entre sí.

A partir de los resultados de ambos estudios y tomando en cuenta la Figura 37 con el basamento en un nivel mínimo (nivel más somero proporcionado por las ERT), se identifica que el depósito de sedimentos/estructura arrecifal en el arrecife posterior es similar en espesor a su contraparte en el arrecife frontal bajo la CL y ligeramente mayor al espesor de la zona de S&G, el gradiente de inclinación que presenta el basamento inferido bajo la estructura arrecifal (BR-CL-RF) y parte de la laguna, el cual asciende alrededor de ~1.5 m desde la zona de S&G hacia la mitad de la laguna, tiene una inclinación de ~0.23°, con los datos reportados por Blanchon *et al.* (2017) el gradiente de inclinación que presenta la terraza de arena contigua a la estructura arrecifal (en dirección al mar, final de la zona de S&G hasta inicios de la *Mid-shelf break*) presenta una inclinación de ~0.8° y finalmente, la inclinación que presenta la costa a partir de datos obtenidos por ESP en la zona sur del arrecife es de ~0.5°, estos tres datos de inclinación muestran que la variación en el gradiente de inclinación a lo largo de toda la estructura arrecifal y su áreas contiguas es mínimo (<1°), aunque se tiene más certidumbre en las mediciones de la parte final del arrecife frontal debido a los núcleos perforados, gracias a las otras técnicas aquí empleadas se tiene una mayor cobertura y una visión más general sobre la estructura del arrecife.

La exactitud en esta cobertura se puede ver comprometida como se mencionó anteriormente por la falta de datos en las ERT, propiciado por un mal o nulo contacto de los electrodos con la estructura arrecifal, derivando en un modelo de resistividad sesgado en algunas áreas, como es el caso del transecto ET-5, el cual presenta pocos datos en la zona del arrecife frontal próxima a la cresta, causada por la dificultad para colocar el cable en el fondo debido a la intensidad de las condiciones en esa zona. La falta de exactitud en las ERT y la falta de núcleos geológicos sobre toda la estructura arrecifal (arrecife posterior principalmente) hacen que aún existan incertidumbres en este, pero estas incertidumbres son ahora puntuales, como por ejemplo, en la zona contigua a la CL (~50 m en dirección al mar) no se tienen núcleos y la lecturas ERT además de que no son totalmente adecuadas no alcanzan a cubrir toda esta área, sin embargo, ya se tiene la visión general de la estructura arrecifal.

A pesar de las dificultades técnicas en la toma de datos de las ERT y su posterior análisis, estas comparaciones nos dan un buen indicador de que esta técnica puede ser válida para complementar, dar soporte a otra previamente realizada, en proceso o por realizar, dependiendo siempre de los objetivos buscados.

Comparación con datos resistivos

Si bien la técnica de ERT ha sido usada como una técnica estándar en el campo de la hidrogeología ya que tiene el potencial de proporcionar información importante sobre la distribución espacial de facies (Hermans & Irving, 2017), es usada también ampliamente en ambientes costeros para revelar la dinámica del agua subterránea con la mezcla de agua de mar (Befus *et al.*, 2014), a pesar de que dichos estudios se han llevado a cabo en o cercanos a ambientes arrecifales, estos no han tenido como objetivo principal el estudio de la estructura interna de los arrecifes, sin embargo, al desarrollarse en el mismo ambiente, estos cuentan con datos de resistividad tanto de sedimentos carbonatados como bajo la superficie del arrecife, ejemplos de estos son los estudios realizados por Jackson *et al.* (2002), Cardenas *et al.* (2010), Rucker *et al.* (2011), Befus *et al.* (2014), Spalt *et al.* (2018) y Cantarero *et al.* (2019), cabe destacar que a excepción de Jackson *et al.* (2002) quien realizó sus mediciones en bloques de sedimentos (núcleos rectangulares) de 3 cm de espesor, recolectados mediante buceo, todos los demás datos fueron recolectados arrastrando un cable sobre la superficie del mar mediante un bote y no desde el lecho marino como en este estudio. Los valores de resistividad reportados se encuentran entre los 0.4 - 1 Ohm·m (Cardenas *et al.* 2010), entre los 0.7 - 10 Ohm·m (Rucker *et al.* 2011), entre los 0.2 - ≥ 10 Ohm·m (Befus *et al.* 2014), entre los 0.20 - 3.8 Ohm·m (Spalt *et al.* 2018), entre los 0.2 - 14.8 Ohm·m (Cantarero *et al.* 2019) y entre los 0.2 - 0.8 Ohm·m (Jackson *et al.* 2002).

En este estudio los valores de resistividad mostrados en los sedimentos y en el arrecife se encuentran entre los valores de 0.15 - 7.2 Ohm·m (ET-1, 4, 5 y 6), a pesar de que estos valores se obtuvieron con el cable sumergido en el lecho marino y no en movimiento o a través de muestras de sedimentos, resalta que no se tiene variación significativa entre los rangos de resistividad de algunos casos medidos previamente, si bien, lo que sí se tiene son diferencias entre los límites de estos rangos, es decir, que el valor usado para diferenciar sedimentos carbonatados de rocas o sustrato bajo el arrecife no es exactamente el mismo, lo que puede generar cierto sesgo en la interpretación de los resultados.

La principal causa de estos posibles sesgos está ligada al proceso de inversión (problema de inversión) de los datos, Hermans & Irving (2017) indican que las imágenes invertidas de las ERT tienden a ser versiones enormemente suavizadas de la realidad a causa de la regularización de este problema, debido a esto indican que un relativo alto grado de incertidumbre acompaña a las imágenes invertidas, lo que dificulta su uso directo, particularmente en la interpretación de sistemas geológicos complejos y homogéneos, los cuales además requieren tomar en consideración otras cuestiones (dependiendo el caso de estudio), como son: la resolución espacial de las imágenes, el efecto de la regularización en ellas, el número normalmente restringido de datos verdaderos del subsuelo y la no unicidad en los modelos geofísicos invertidos, algunos estudios han tratado de abordar dichas cuestiones para así darle más certidumbre a los resultados, sin embargo, generalmente no han sido suficientes, por lo que se han generado diversas metodologías para cuantificar la capacidad de las ERT para identificar facies en el subsuelo con su correspondiente grado de incertidumbre, de entre ellas destacan el análisis multiparamétrico, probabilístico y el clustering, los cuales han sido de bastante utilidad, hay

que resaltar que Hermans & Irving (2017) solamente utilizaron un método geofísico (ERT) para obtener una clasificación de facies sobre un río. Orlando (2013) a partir de modelado teórico recomienda usar el cable submarino para eliminar la ambigüedad cuando se determina la resistividad en someras y delgadas capas de sedimentos, sólo si la resistividad y profundidad de la columna de agua se conocen *a priori*, a diferencia del cable flotando, el cual no las puede detectar (según su estudio), indicando que la falta de mediciones precisas sobre la profundidad del agua y la resistividad puede conducir a grandes errores en la inversión de datos y que los modelos 2-D con cable submarino muestran que a una mayor exactitud de estos parámetros *a priori* se estima con mayor exactitud la geometría y la resistividad de la estratigrafía somera, señalan que un error en estos parámetros *a priori* pueden resultar en subestimaciones o sobreestimaciones de los espesores de las capas así como el contraste entre las resistividades entre el agua y la fases sólidas, cabe destacar que Orlando (2013) no incluyó la topografía submarina dentro de sus modelos y que su estudio validó las condiciones teóricas sobre un río.

Aunando estas cuestiones y limitantes de los resultados en las inversiones de las ERT y las metodologías que se han implementado para darle mayor certidumbre a estas, es conveniente reparar que la mayoría de dichos estudios se basan completamente en métodos indirectos para realizar sus estimaciones y que, aunque se apliquen diferentes metodologías para llegar a resultados con menor incertidumbre, esta sigue presente.

Conclusiones

El basamento inferido en el arrecife posterior y la laguna de Punta Maroma se encuentra a una profundidad de entre ~5.6 - 3.1 m por debajo del NM, formando una superficie subhorizontal, la precisión de estos datos está dada enteramente por las ERT. Dicha profundidad fue determinada también mediante ESP, sin embargo, esta última técnica no fue precisa debido a las características del depósito de sedimentos. La posición del basamento en el arrecife frontal en gran parte fue inferida, ya que los DT y las ERT se encontraban en lados opuestos del arrecife frontal por lo que traslapar ambas técnicas nos dio una mayor precisión de esta posición.

El depósito de sedimentos en el arrecife posterior forma una unidad subhorizontal no uniforme, su composición interna se encuentra definida por dos posibles componentes, el primero: escombros de coral (*A. cervicornis* principalmente), resultado del impacto de los huracanes en el arrecife frontal, ocasionando la destrucción de colonias de corales y su posterior depósito como escombros en el arrecife posterior, mezclándose con sedimentos no consolidados, formado así un entramado impenetrable mediante métodos manuales. El segundo: parches arrecifales fósiles enterrados por sedimentos no consolidados, haciendo imposible también la penetración a través de métodos manuales.

Estos nuevos hallazgos son parcialmente consistentes con la hipótesis propuesta, ya que los sedimentos sí forman un depósito no uniforme con abundante presencia de clastos de coral en el BR, pero disminuyen conforme se avanza a la playa más que hacia la laguna, la cual también cuenta con abundantes escombros, siendo esto consistente con los depósitos generados por los huracanes, sin embargo, este depósito forma una estructura subhorizontal más que en forma de cuña y el basamento en vez de formar una pendiente, consiste también en una superficie subhorizontal. Aun así, el *Modelo Controlado por Huracanes*, con las modificaciones pertinentes, parece ser el modelo más adecuado para explicar el desarrollo de este tipo de arrecifes (Tabla 2).

Modelo		Modelo del Karst antecedente (Purdy, 1974)	Modelo de Macintyre & Glynn (1976)	Modelo de acreción vertical con ↑ NM (Walbran, 1994 y Collins <i>et al.</i> , 1996)	Modelo Controlado por Huracanes (Blanchon <i>et al.</i> , 2017)	Arrecife de Punta Maroma (Este estudio)
Características						
Arrecife frontal	Acreción vertical de corales <i>in situ</i>		•	•		
	Escombros de coral				•	•
	Revestimiento (sobre topografía residual)	•				
Cresta	Acreción vertical de corales <i>in situ</i>		•	•		
	Escombros de coral				•	•
	Revestimiento (sobre topografía residual)	•				
Arrecife posterior	Acreción vertical de corales <i>in situ</i>			•		
	Escombros de coral (entramado y/o parches)					•
	Revestimiento (sobre topografía residual)	•				
	Sedimentos		•		•	
Sustrato	En pendiente (posible relevancia)				•	
	Kárstico precedente (modelador)	•				
	Plano (sin relevancia)			•		
	Sub-horizontal					•
	Superficie de erosión irregular (sin relevancia)		•			

Tabla 2. Comparación de algunos de los modelos propuestos con los resultados de este trabajo. Se puede apreciar que el modelo que presenta más similitudes con este trabajo es el *Modelo Controlado por Huracanes*.

Para disminuir la incertidumbre en los componentes del arrecife posterior (entramado de escombros de coral y/o parches arrecifales fósiles), así como para soportar la profundidad exacta del basamento se sugiere llevar a cabo perforaciones de núcleos sobre de este, al ya contar con las ERT, estas se usarían como guía para saber en dónde perforar y así determinar qué tan precisos son dichos datos, ya que como se ha mencionado, al ser estos resultados de una interpretación indirecta pueden ser inexactos.

Para mejorar la calidad en la toma de datos en las ERT es necesario rediseñar la forma en la que se tiende el cable submarino sobre la estructura arrecifal, cerciorándose de que cada uno de los electrodos esté en contacto total con el fondo, este paso es crucial para una buena toma de datos, puesto que estos “errores” resultan en imprecisiones en los modelos desarrollados posteriormente y a medida que se acorta la longitud del cable submarino se hacen más prominentes (ej. ERT’s con un ES de 1.6 m), por lo que a un mejor contacto (mayor cantidad y cobertura de datos), un mejor modelo es desarrollado. La técnica de ERT se propone como complemento a la tradicional perforación de núcleos geológicos, con más casos de estudio similares, estas dos técnicas podrían usarse como base para el estudio del desarrollo de los arrecifes modernos en el Caribe.

Abreviaturas y Siglas usadas

a.	años
AGI	Advance Geoscience, Inc.
BR	Back-Reef (arrecife posterior)
CICY	Centro de Investigación Científica de Yucatán
CL	Crest Line (línea de cresta)
DT	Drill Transect (transecto de perforación)
ERT	Electric Resistivity Tomography (Tomografía de resistividad eléctrica)
ESP	Espesores de Sedimentos por Percusión
GBR	Great Barrier Reef (Gran Barrera Arrecifal)
ICMyL	Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
II	Instituto de Ingeniería
ka.	miles de años
LANRESC	Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera
LIPC	Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros
msl	mean sea level
NM	Nivel del Mar
RF	Reef Front (arrecife frontal)
RMS	Root Mean Squared (raíz cuadrática media)
S&B	Stump and Boulder (tocones y peñascos)
S&G	Spur-and-Groove (macizos y canales)
SCUBA	Self-Contained Underwater Breathing Apparatus (Equipo de respiración autónomo subacuático)
UASA	Unidad Académica de Sistemas Arrecifales
UCIA	Unidad de Ciencias del Agua
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México

Referencias

- Adey, W. H., and Burke, R. (1976). Holocene bioherms (algal ridges and bank barrier reefs) of the eastern Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 87, 95–109. doi:10.1130/0016-7606(1976)87<95: HBARAB>2.0.CO;2
- Adey, W. H. (1975). The algal ridges and coral reefs of St. Croix: Their structure and Holocene development: *Atoll Research Bull.*, v. 187
- Adey, W. H. (1978). Coral reef morphogenesis: a multidimensional model. *Science* 202, 831–837. doi:10.1126/science.202.4370.831
- Advanced Geosciences, I. (2009). Instruction Manual for EarthImager 2D Version 2.4.0. Resistivity and IP Inversion Software.
- Befus, K.M., Cardenas, M.B., Tait, D.R., Erler, D.V. (2014). Geoelectrical signals of geologic and hydrologic processes in a fringing reef lagoon setting. *J. Hydrol.* 517, 508–520. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.05.070>
- Blanchon, P., and Perry, C. T. (2004). Taphonomic differentiation of *Acropora palmata* facies in cores from Campeche Bank Reefs, Gulf of Mexico. *Sedimentology* 51, 53–76. doi: 10.1046/j.1365-3091.2003.00610.x.
- Blanchon, P., Jones, B., and Kalbfleisch, W. (1997). Anatomy of a fringing reef around Grand Cayman; storm rubble, not coral framework. *J. Sediment. Res.* 67, 1–16.
- Blanchon, P., Granados-Corea, M., Abbey, E., Braga, J. C., Braithwaite, C., Kennedy, D. M., et al. (2014). Postglacial Fringing-Reef to Barrier- Reef conversion on Tahiti links Darwin's reef types. *Sci. Rep.* 4:4997. doi: 10.1038/srep04997
- Blanchon, P., Richards, S., Bernal, J.P., Cerdeira-Estrada, S., Ibarra, M.S., Corona-Martínez, L. and Martell-Dubois, R. (2017). Retrograde Accretion of a Caribbean Fringing Reef Controlled by Hurricanes and Sea-level Rise. *Front. Earth Sci.* 5:78. doi:10.3389/feart.2017.00078
- Braithwaite, C. J. R., Montaggioni, L. F., Camoin, G. F., Dalmaso, H., Dullo, W. C., and Mangini, A. (2000). Origins and development of Holocene coral reefs: a revisited model based on reef boreholes in the Seychelles, Indian Ocean. *Int. J. Earth Sci.* 89, 431–445. doi: 10.1007/s005310000078
- Cabioch, G., Montaggioni, L.F. and Faure, G. (1995). Holocene initiation and development of New Caledonian fringing reefs, SW Pacific. *Coral Reefs*, 14, 131–140.
- Cabioch, G., Camoin, G. F., and Montaggioni, L. F. (1999). Postglacial growth history of a French Polynesian barrier reef tract, Tahiti, central Pacific. *Sedimentology*, 46, 985–1000. doi: 10.1046/j.1365-3091.1999.00254. x.

- Cantarero, D. L. M., Blanco, A., Cardenas, M. B., Nadaoka, K., & Siringan, F. P. (2019). Offshore submarine groundwater discharge at a coral reef front controlled by faults. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20. <https://doi.org/10.1029/2019GC008310>
- Cardenas, M. B., Zamora, P. B., Siringan, F. P., Lapus, M. R., Rodolfo, R. S., Jacinto, G. S., et al. (2010). Linking regional sources and pathways for submarine groundwater discharge at a reef by electrical resistivity tomography, 222Rn, and salinity measurements. *Geophysical Research Letters*, 37, L16401. <https://doi.org/10.1029/2010GL044066>
- Collins, L.B., Zhu, Z.R, and Wyrwoll K.H. (1996). The structure of the Easter Platform, Houtman Abrolhos Reefs: Pleistocene foundations and Holocene reef growth. *Marine Geology*, 135, 1-13.
- Daly, R. A. (1915). The glacial-control theory of coral reefs. *Proc. Am. Acad. Arts Sci.* 51, 157–251. doi:10.2307/20025572
- Darwin, C. R. (1839). *The voyage of the Beagle*. London. Reprinted by Mentor Book (1988).
- Darwin, C. R. (1842). *The Structure and Distribution of Coral Reefs. Being the First Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, Under the Command of Capt. Fitzroy, RN, During the Years 1832 to 1836.* (Smith Elder, London).
- Davies, P.J. and Hopley, D. (1983). Growth fabrics and growth rates of Holocene reefs in the Great Barrier Reef. *J. Aust. Geol. Geophys.*, 8, 237–251.
- Dey, A. and Morrison, H. (1979). 'Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures', *Geophysical Prospecting* 27(1), 106-136.
- Easton, W.H. and Olson, E.A. (1976). Radiocarbon profile of Hanauma Reef, Oahu, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 711–719.
- Gómez-Nicolás, M.P. (2014). Análisis de la conectividad entre cenotes a través de Tomografía de Resistividad Eléctrica y Teoría de Redes. Tesis de Maestría. Centro De Investigación y de Estudios Avanzados del Instituto Politécnico Nacional.
- Hermans, T. and Irving, J. (2017). Facies discrimination with electrical resistivity tomography using a probabilistic methodology: effect of sensitivity and regularisation. *Near Surface Geophysics*, 15, 13-25. doi:10.3997/1873-0604.2016047
- Hopley, D., Slocombe, A.M., Muir, F. and Grant, C. (1983). Nearshore fringing reefs in North Queensland. *Coral Reefs*, 1, 151–160.
- Ibarra-Fernández, M.S. (2008). Geomorfología y facies del sistema arrecifal de Punta Maroma. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México.

- Jackson, P.D., Briggs, K.B., Flint, R.C., Holyer, R.J., Sandidge, J.C. (2002). Two- and three-dimensional heterogeneity in carbonate sediments using resistivity imaging. *Mar. Geol.* 182 (1–2), 55–76. [http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00228-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00228-6).
- Jordán-Dahlgren, E. (1979). Estructura y composición de arrecifes coralinos, en la región noreste de la península de Yucatán. México. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*. Contribución 165 del Centro de Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Loke, M.H. (2001). 'Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys', Copyright (1996-2012).
- Lowrie, W. (1997). *Fundamentals of Geophysics*. (Second edition). UK. Cambridge University Press.
- Lyell, C. (1832). *Principles of Geology*. Volume II. (First edition). London: Jhon Murray, Alabamarle-Street. Reprinted by The University of Chicago Press (1991).
- Macintyre, I.G. and Glynn, P.W. (1976). Evolution of a modern Caribbean fringing reef, Galeta Point, Panama. *AAPG Bull.*, 60, 1054–1072.
- Macintyre, I.G., Burke, R.B. and Stuckenrath, R. (1977). Thickest recorded Holocene reef section, Isla Perez core hole, Alacran Reef, Mexico. *Geology*, 5, 749–754.
- Macintyre, I.G., Glynn, P.W. and Steneck, R.S. (2001). A classic Caribbean algal ridge, Holande's Cays, Panamá: an algal coated storm deposit. *Coral Reefs*, 20, 95–105.
- Marshall, J.F. and Davies, P.J. (1982). Internal structure and Holocene evolution of One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. *Coral Reefs*, 1, 21–28.
- Medina, A. (2008). Where land meets sea: Provenance and distribution of carbonate beach sand at Punta Maroma, Yucatán peninsula, Mexico. MSc project between Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland and Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Meyer, D., Bries, J., Greenstein, B., and Debrot, A. (2003). Preservation of in situ reef framework in regions of low hurricane frequency: pleistocene of Curaçao and Bonaire, southern Caribbean. *Lethaia* 36, 273–285. doi:10.1080/00241160310004675
- Neumann, A.C. and Macintyre, I. (1985). Reef response to sea level rise: keep-up, catch up or give-up. In: *Proceedings, 5th International Coral Reef Congress (Tahiti)* (Eds B. Delesalle, et al.), Vol. 3, pp. 105–110. International Society for Reef Studies, Antenne Museum-Ephe, Moorea, French Polynesia.
- Orlando, L. (2013). Some considerations on electrical resistivity imaging for characterization of waterbed sediments. *Journal of Applied Geophysics* 95, 77–89. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.05.005>

- Perry, C. (2001). Storm-induced coral rubble deposition: pleistocene records of natural reef disturbance and community response. *Coral Reefs* 20, 171–183. doi:10.1007/s003380100158
- Purdy, E.G., and Bertram, G.T. (1993). Carbonate concepts from the Maldives, Indian Ocean: *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* 34, 56 p.
- Purdy, E.G. and Winterer, E.L. (2001). Origin of Atoll Lagoons. *Geol Soc Amer Bull* 113:837–854.
- Purdy, E. G. (1974). “Reef configurations: cause and effect,” in *Reefs in Time and Space*, ed L. F. Laporle (Tulsa, OK: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)), 9–76.
- Reynolds, J.M. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. England. John Wiley & Sons Ltd.
- Rucker, D.F., Noonan, G.E., Greenwood, W.J. (2011). Electrical resistivity in support of geological mapping along the Panama Canal. *Eng. Geol.* 117 (1–2), 121–133. <http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.10.012>.
- Ryan, E. J., Smithers, S. G., Lewis, S. E., Clark, T. R., and Zhao, J. X. (2016). The influence of sea level and cyclones on Holocene reef flat development: middle Island, central Great Barrier Reef. *Coral Reefs* 35, 805–818. doi: 10.1007/s00338-016-1453-9
- Splat, N., Murgulet, D. and Hu, X. (2018). Relating estuarine geology to groundwater discharge at an oyster reef in Copano Bay, TX. *Journal of Hydrology* 564, 785–801. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.07.048>
- Steelman, C.M., Kennedy, C.S., Capes, D.C. and Parker, B.L. (2017). Electrical resistivity dynamics beneath a fractured sedimentary bedrock riverbed in response to temperature and groundwater–surface water exchange. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3105–3123. <https://doi.org/10.5194/hess-21-3105-2017>
- Tarantola, A. (2005). *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*. siam.
- Telford, W. M. y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*, Vol. 1, Cambridge University press.
- Walbran, P.D. (1994). The nature of the pre-Holocene surface, John Brewer Reef, with implications for the interpretation of Holocene reef development. *Mar. Geol.*, 122: 63- 79.

Anexo A - Datos de los transectos de ESP

Mediciones ST-1

# medición	Longitud del transecto (m)	WD (m)	SD promedio (m)	SD máxima (m)	WD+SD _{max} (profundidad del basamento; m)
1	0	1.2	0.20	0.20	1.4
2	10	1.3	0.24	0.32	1.6
3	20	1.4	0.19	0.28	1.7
4	30	1.3	0.36	0.60	1.9
5	40	1.7	0.31	0.49	2.2
6	50	1.7	0.29	1.07	2.8
7	60	1.6	0.22	0.37	2.0
8	70	1.6	0.38	0.60	2.2
9	80	1.5	0.54	0.95	2.5
10	90	2.3	0.50	0.77	3.1
11	100	2.9	0.44	0.56	3.5
12	110	2.7	0.36	0.44	3.1
13	120	2.6	0.35	0.40	3.0
14	130	3.1	0.42	0.50	3.6
15	140	2.8	0.40	0.54	3.3
16	150	3.5	0.27	0.33	3.8
17	160	3.8	0.23	0.42	4.2
18	170	3.8	0.20	0.26	4.1
19	180	3.1	0.72	0.92	4.0
20	190	2.7	1.23	1.67	4.4
21	200	2.2	1.55	1.70	3.9
22	210	1.8	2.10	2.10	3.9
23	220	1.3	2.13	2.13	3.4
24	230	1.2	2.24	2.24	3.4
25	240	0.9	3.00	3.00	3.9
26	250	0	3.00	4.00	4.0

Tabla A1. Mediciones realizadas en el transecto ST-1 mediante ESP, correspondiente a la parte norte del arrecife (Figura 23), este transecto tuvo una separación entre cada medición de 10 m, cubriendo desde el inicio del arrecife posterior hasta la playa. WD= profundidad del agua, SD= espesor de sedimentos.

Mediciones ST-2

# medición	Longitud del transecto (m)	WD (m)	SD promedio (m)	SD máxima (m)	WD+SD _{max} (profundidad del basamento; m)
1	0	1.8	0.26	0.40	2.20
2	25	1.8	0.40	0.82	2.62
3	50	1.6	0.45	0.70	2.30
4	75	1.5	0.49	0.91	2.41
5	100	2.1	1.72	2.50	4.60
6	125	2.1	2.18	2.40	4.50
7	150	2.3	1.86	2.30	4.60
8	175	2.1	1.63	2.28	4.38
9	200	1.9	1.74	1.82	3.72

Tabla A2. Mediciones realizadas en el transecto ST-2 mediante ESP, correspondiente a la parte centro-norte del arrecife (Figura 24), este transecto tuvo una separación entre cada medición de 25 m, cubriendo el arrecife posterior y una pequeña parte de la laguna. WD= profundidad del agua, SD= espesor de sedimentos.

Mediciones ST-3

# medición	Longitud del transecto (m)	WD (m)	SD promedio (m)	SD máxima (m)	WD+SD _{max} (profundidad del basamento; m)
1	0	1.6	0.26	0.43	2.03
2	25	1.6	0.22	0.36	1.96
3	50	1.7	0.35	0.58	2.28
4	75	1.7	0.32	0.48	2.18
5	100	1.7	0.40	0.57	2.27
6	125	1.8	0.89	2.25	4.05
7	150	1.5	0.72	1.39	2.89
8	175	1.9	0.64	1.85	3.75
9	200	2.2	0.82	1.20	3.40
10	225	2.3	0.83	1.19	3.49
11	250	2.6	0.85	0.95	3.55
12	275	2.5	0.70	0.76	3.26
13	300	2.9	0.37	0.49	3.39
14	325	3	0.35	0.74	3.74
15	350	3	0.13	0.16	3.16

Tabla A3. Mediciones realizadas en el transecto ST-3 mediante ESP, correspondiente a la parte centro-sur del arrecife (Figura 25), este transecto tuvo una separación entre cada medición de 25 m, cubriendo el arrecife posterior y hasta la mitad de la laguna. WD= profundidad del agua, SD= espesor de sedimentos.

Mediciones ST-4

# medición	Longitud del transecto (m)	WD (m)	SD promedio (m)	SD máxima (m)	WD+SD _{max} (profundidad del basamento; m)
1	0	1.9	0.27	0.77	2.67
2	25	2.2	0.43	0.69	2.89
3	50	2.4	0.38	0.56	2.96
4	75	2.4	0.59	0.96	3.36
5	100	2.9	0.74	1.30	4.20
6	125	2.7	1.12	1.34	4.04
7	150	2.5	1.40	1.80	4.30
8	175	3.5	0.79	0.96	4.46
9	200	3.3	0.67	0.74	4.04
10	225	3.8	0	0	3.80
11	250	3.8	0.18	0.28	4.08
12	275	3.7	0.10	0.10	3.80
13	300	3.4	0	0	3.40
14	325	3.2	0	0	3.20
15	350	3	0	0	3.00
16	375	2.9	0	0	2.90
17	400	2.8	0	0	2.80
18	425	2.6	0	0	2.60
19	450	2	0	0	2.00
20	475	1.8	0	0	1.80
21	500	1.7	0	0	1.70
22	525	1.6	0	0	1.60
23	550	1.6	0	0	1.60
24	575	1.8	0	0	1.80
25	600	1.7	0	0	1.70
26	625	1.7	0	0	1.70
27	650	1.7	0.50	0.50	2.20
28	675	1.5	0.50	0.50	2.00
29	700	1	0.50	0.50	1.50
30	725	0.5	0.50	0.50	1.00
31	750	0	0.70	0.70	0.70

Tabla A4. Mediciones realizadas en el transecto ST-4 mediante ESP, correspondiente a la parte sur del arrecife (Figura 26), este transecto tuvo una separación entre cada medición, al igual que los dos anteriores de 25 m, cubriendo desde el inicio del arrecife posterior hasta la playa. WD= profundidad del agua, SD= espesor de sedimentos.

Anexo B - Parámetros de desajuste de datos

Zona	Transecto	Medición	Iteración	RMS (%)	L2
Sur	ET-1	D	5	2.80	0.84
	ET-2	D	8	2.84	0.9
		W	8	4.81	2.49
Centro-Sur	ET-4	D	2	2.85	0.87
		W	6	2.51	0.70
		S	7	2.99	1.00
	ET-5	D	8	4.18	1.87
		W	8	4	1.78
		S	8	4.2	1.96
	ET-6	D	8	2.99	0.91
		W	7	2.76	0.85
		S	7	2.57	0.73

Tabla B1. Parámetros de desajuste de datos. Se muestran los valores obtenidos de dos medidas del desajuste de datos, el error de la raíz cuadrática media (*Root Mean Squared*) y la norma L2; así como el número de iteración para cada inversión.

Anexo C - Tablas de comparación de los Espesores de Sedimentos por Percusión (ESP) e imágenes de Tomografías Eléctricas Marinas

Zona	Transecto	Medición	Límite de resistividad (Ohm • m)	Posición del sustrato					Posición del sustrato ESP				Variación en la posición del sustrato en el BR	
				Sección del arrecife					Transecto Coincidente (BR)				ERT (m)	ESP (m)
				RF (m)		CL (m)	BR (m)		ST-3 (m)		ST-4 (m)			
				máx.	min.	máx.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.		
Sur	ET-1	D	~1.7	s/c			~5.6	~3.6	n/c		~4.46	~2.67	~2	~1.8
	ET-2	D	~1.8	~6.9	~4.9	~4.9	~4.9	~3.8	n/c		~2.67	~1.13		
		W		~7.4	~5.3	~5.3	~5.3	~3.8				~1.13		
Centro-Sur	ET-4	D	~1.6	~6.4	~3.7	~6.4	~8.6	~4.7	~4	~1.96	n/c	~4	~2	
		W		~4.6	~3.3	~4.6	~6.9	~3.6				~3.3		
		S		~4.8	~3.5	~4.8	~7.0	~3.5				~3.5		
	ET-5	D	~1.2	~3.7	~2.4	~3.7	~4.5	~2.8	~2	~1.9	n/c	~1.7	~0.1	
		W		~3.2	~2.1	~2.5	~4.0	~1.3				~2.7		
		S		~4.7	~2.3	~4.7	~5.5	~2.2				~3.3		
	ET-6	D	~1.2	s/c		~5.7	~3.0	~2.30	~1.96	n/c	~2.7	~0.3		
		W		s/c		~4.3	~2.4				~1.9			
		S		s/c		~5.0	~2.6				~2.4			

Tabla C1. Posición del sustrato subyacente en las diferentes áreas que componen la estructura arrecifal a partir de las imágenes obtenidas de las ERT, así como también el límite de resistividad entre el sustrato subyacente y la estructura arrecifal y/o el depósito de sedimentos. Se muestran los transectos de ESP que coinciden con las tomografías y la posición encontrada del sustrato subyacente en ellos. Finalmente se visualizan las variaciones en la posición del sustrato que presentan los diferentes métodos empleados. D= Dipolo-Dipolo; W= Wenner; S= Schlumberger; RF= arrecife frontal; CL= línea de cresta; BR= arrecife posterior; s/c= sin cobertura; n/c== no coinciden.

Zona	Transecto	Medición	# mediciones de ESP que coinciden	Diferencia promedio entre el espesor de sedimentos inferidos ESP vs ERT (m)
Sur	ET-1	D	11	~0.98
	ET-2	D	1	~1.1
		W		~1.2
Centro-Sur	ET-4	D	9	~4.1
		W		~2.3
		S		~2.5
	ET-5	D	2	~0.8
		W		~1
		S		~1.1
	ET-6	D	4	~1.4
		W		~0.9
		S		~1.1

Tabla C2. Diferencia promedio en el espesor de sedimentos encontrado mediante los ESP y las ERT. D= Dipolo-Dipolo; W= Wenner; S= Schlumberger.

Anexo D - 14th International Coral Reef Symposium (ICRS 2020)

Resumen sometido y aceptado para ser presentado en el 14th International Coral Reef Symposium (ICRS 2020), que se celebrará en la ciudad de Bremen, Alemania del 5 al 10 de julio de 2020.

ICRS 2020 - 14th International Coral Reef Symposium

Abstract no.: ICRS2020-2183

Created: 14 September 2019 00:27:21 CEST
Updated: 15 September 2019 04:35:47 CEST
Status: Submitted
Type: Poster
Abstract language: English
Presentation language: English
A/V equipment: Laptop, Video projector, Microphone
Lead author: Eduardo G. Islas-Domínguez
Presenting author: Eduardo G. Islas-Domínguez
Submitting author: Eduardo G. Islas-Domínguez
List of authors: Eduardo G. Islas-Domínguez¹, Paul Blanchon², Mariana Patricia Gómez Nicolas³, Alexis Enrique Medina Valmaseda⁴, Paulo Salles⁵
Institutes: ¹ Facultad de Ingeniería, UNAM (Ciudad de México)
² Unidad Académica de Sistemas Arrecifales, UNAM (Puerto Morelos)
³ Laboratorio Nacional de Resiliencia Costera (Sisal)
⁴ Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM (Ciudad de México)
⁵ Laboratorio de Ingeniería y Procesos Costeros, UNAM (Sisal)
Session: Reef environments and climate of the past->Lessons from the past: how do coral reefs respond to paleo-environmental and oceanographic changes over different spatio-temporal scales?

Content English

Title: Investigating subsurface structure of a Caribbean Fringing-Reef using Geoelectric Tomography
Abstract: Subsurface investigations of the structure of modern coral reefs have been limited to either drill-core transects and/or seismic profiling, both of which are difficult to conduct over high-energy reef zones. As a result many investigations suffer from poor data recovery in these zones causing bias and uncertainty in subsequent claims about reef structure. Many of these claims center around the form and control of the underlying substrate in reef structure and development, suggesting in some cases that reefs are merely veneers over topographic residuals in this substrate. To address some of these problems we use multi-electrode Geoelectric Tomography (GT) to investigate the subsurface structure of a Caribbean fringing reef at Punta Maroma, Mexico. GT is a geophysical technique that can produce high resolution profiles of the shallow subsurface using the substrates' resistance to an electrical current. Two submarine transects were run over reef substrates using a 275 m cable with a 5 m electrodes spacing (56 electrodes) with data recorded on a SuperSting R8/IP (Advance Geoscience, Inc.). For some of these transects, electrode spacing was reduced to 1.6 m by shortening the cable to 88 m. Preliminary results show that high-resistivity bedrock forms an irregular but sub-horizontal surface ~ 3 to 6 m below msl over the back-reef zone. Sediment probing only reached a maximum of 2.7 m, but many back-reef areas were impenetrable beyond 0.5 m, implying that fossil patch reefs may be buried beneath the sand-covered surface. Further profiling and core-drilling will be required to test these results and investigate both, error and resolution of GT use in modern reef systems.
Keywords: Coral reefs, reef structure, Electric Resistivity Tomography, reef growth models, reef accretion