



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**  
**POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**  
**INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

Estimación del Campo Eléctrico Producido por Corrientes de Marea en el Golfo de  
California

**T E S I S**  
**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:**  
**MAESTRA EN CIENCIAS**

**PRESENTA**  
**ROSALINDA MONREAL JIMÉNEZ**

**DIRECTOR DE TESIS:**  
**Dr. JOSÉ NOEL CARBAJAL PÉREZ, INSTITUTO POTOSINO DE**  
**INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA A.C.**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:**  
**Dr. JAIME HUMBERTO URRUTIA FUCUGAUCHI, INSTITUTO DE**  
**GEOFÍSICA, UNAM**  
**Dra. ELBA ELSA VILLANUEVA URRUTIA, CENTRO DE CIENCIAS DE LA**  
**ATMÓSFERA, UNAM**  
**Dr. ARMSTRONG-ALTRIN JOHN S. INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y**  
**LIMNOLOGÍA, UNAM**  
**DR. JAVIER ALDECO RAMÍREZ, UAM**

Ciudad de México, junio de 2016



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

# CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	1
<b>ABSTRACT</b> .....	2
<b>CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN</b> .....	3
<b>1.1 Fuentes de energía en los océanos</b> .....	4
<i>1.1.1 Planta de Conversión Térmica Oceánica</i> .....	5
<i>1.1.2 Energía de las olas</i> .....	6
<i>1.1.3 Energía mareomotriz</i> .....	7
<b>1.2 Las costas y mares de México</b> .....	8
<b>1.3 La situación actual de México en cuanto a energía</b> .....	9
<b>1.4 Campos electromagnéticos</b> .....	13
<b>1.5 Campo magnético de la Tierra</b> .....	16
<b>1.6 El agua de mar y sus propiedades conductoras</b> .....	21
<b>1.7 Marea en el Golfo de California</b> .....	24
<b>OBJETIVOS</b> .....	29
<b>Objetivo general</b> .....	29
<b>Objetivos particulares</b> .....	29
<b>CAPÍTULO 2 ÁREA DE ESTUDIO</b> .....	30
<b>CAPÍTULO 3 ANTECEDENTES</b> .....	35
<b>CAPÍTULO 4 MÉTODOS</b> .....	38
<b>4.1 Marco Teórico</b> .....	38
<b>4.2 Mareas</b> .....	40
<i>4.2.1 Potencial gravitacional</i> .....	40
<i>4.2.2 El potencial de marea</i> .....	43
<b>4.3 Modelo para calcular las velocidades en el Golfo de California</b> .....	53
<i>4.3.1 Bases matemáticas del modelo</i> .....	53
<i>4.3.2 Circulación barotrópica debida a mareas</i> .....	56
<i>4.3.3 Características del modelo</i> .....	57
<b>4.4 Modelo para determinar el Campo Magnético del Golfo de California</b> .....	60
<b>4.5 Método utilizado para la estimación del campo eléctrico en la zona del Golfo de California</b> .....	64
<b>CAPÍTULO 5 RESULTADOS</b> .....	67
<b>5.1 Corrientes de Marea</b> .....	67
<b>5.2 Campo Geomagnético</b> .....	77
<b>5.3 Campo eléctrico</b> .....	81
<b>DISCUSIÓN</b> .....	90
<b>CONCLUSIONES</b> .....	95
<b>REFERENCIAS</b> .....	96

## RESUMEN

Se estimó el campo eléctrico producido por las corrientes de marea en el Golfo de California. Para generar las corrientes de marea se adaptó el modelo numérico hidrodinámico HamSOM. Como forzamiento por mareas en la frontera abierta se utilizaron las siete componentes más importantes reportadas mundialmente:  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $P_1$ ,  $O_1$  y  $K_2$ . Para determinar el valor del campo magnético en cada punto de la malla con la que se modelaron las corrientes por marea en el Golfo de California se utilizó el modelo World Magnetic Model 2015 (WMM-2015). Con el WMM se obtuvo el cambio en la intensidad del campo magnético en las mismas posiciones que el modelo utilizado para calcular las velocidades. El campo eléctrico se obtuvo de resolver numéricamente las ecuaciones del campo usando los resultados de las simulaciones de las corrientes de marea y del campo magnético. Los resultados muestran que el modelo de corrientes reproduce con buena exactitud las características de las mareas en el Golfo de California. Tanto en marea viva como en marea muerta, la región del alto golfo especialmente en la desembocadura del río Colorado y la zona de las islas, registran los valores más altos de velocidad. Los valores en estas zonas son hasta 20 veces mayores que los encontrados cerca de la boca del golfo. Las velocidades obtenidas al tomar en cuenta las siete componentes más importantes de marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$ ) registran máximos de  $1.23 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que las obtenidas al tomar en cuenta solo la componente  $M_2$  alcanzan solamente  $0.60 \text{ m s}^{-1}$ . El campo magnético varía muy poco a lo largo del tiempo, en un mes sólo se registró una variación de 0.03%. A lo largo del Golfo de California varía hasta 8.7% entre el punto más cercano a la desembocadura del río Colorado y los puntos al oeste de la boca del golfo. Las componentes  $B_y'$  y  $B_z$  del campo magnético son un orden de magnitud mayor que la componente  $B_x'$ , la componente de mayor intensidad es  $B_z$ . Los valores de  $B_x'$  varían entre 3526.8 nT y 4805.2 nT, los valores de  $B_y'$  24079.7 nT y 27055.1 nT y los valores  $B_z$  30628.9 nT y 41035.0 nT. Los resultados del cálculo del campo eléctrico muestran valores máximos de la componente  $E_x$  que oscilan entre  $3.5192 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $4.1355 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_y$  entre  $7.4692 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.5216 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_z$  entre  $7.5862 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $2.3108 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores de la magnitud del campo eléctrico oscilan entre  $3.5308 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $5.1527 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores estimados en este trabajo son 3.2 y 52 veces mayores que los reportados por los otros autores.

## ABSTRACT

The electric field induced by tidal currents in the Gulf of California was estimated. To generate the tidal currents the hydrodynamic numerical model HamSOM were adapted to be used in the zone. In the open borders the amplitude and phase of the seven major components of tides reported worldwide,  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $P_1$ ,  $O_1$  y  $K_2$ , were used as forcing. To calculate the geomagnetic field values in the zone the World Magnetic Model 2015 (WMM-2015) were used. With the WMM the intensity of the geomagnetic field in the same mesh were the velocities were calculated. The electric field was obtained solving numerically the equations using the simulated tide currents and the geomagnetic field. The results show that the model of tide currents reproduce with high accuracy the tides in the Gulf of California. In spring tide as in neap tide, the region of the high Gulf of California especially near the Colorado River delta and the archipelago, the highest values of tide currents and geomagnetic field are found; the values in this zone are up to 20 times highest than the values found in the region of the mouth of the Gulf of California. The velocities found taking the seven major components reach maximums of  $1.23 \text{ m s}^{-1}$ , while the ones obtained considering only the  $M_2$  reach  $0.60 \text{ m s}^{-1}$ . The geomagnetic field is almost constant, registering a variation of 0.3% in a month. Along the Gulf of California the field varies 8.7% taking the highest values near the Colorado River delta and the lowest in the west of the Gulf mouth. The components  $B_y'$  and  $B_z$  of the geomagnetic field are an order of magnitude up than the  $B_x'$  component, the highest component is the  $B_z$ . The  $B_x'$  values vary between 3526.8 nT and 4805.2 nT, the  $B_y'$  between 24079.7 nT and 27055.1 nT, and the  $B_z$  between 30628.9 nT and 41035.0 nT. The results of the electric field show that the maximum values of the  $E_x$  component vary between  $3.5192 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  and  $4.1355 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ , of the  $E_y$  between  $7.4692 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  and  $3.5216 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ , and the  $E_z$  between  $7.5862 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  and  $2.3108 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . The magnitude of the electric fields range between  $3.5308 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  and  $5.1527 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . The calculated values are 3.2 and 52 times higher than the reported by other authors.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

Desde la antigüedad las primeras civilizaciones se asentaron cerca de importantes cuerpos de agua. Esto no fue una casualidad ya que en los primeros tiempos de la historia los hombres buscaban aquellos lugares que tuvieran una mayor ventaja para continuar con su desarrollo. Los ríos, lagos y el océano siempre han proporcionado alimentos, permitido el desarrollo de la agricultura y son un lugar estratégico para el transporte e intercambio de mercancía. Esto ha ayudado al desarrollo de la humanidad en sus cercanías. Las aldeas de aquellos tiempos con unas decenas de personas, debido a los factores antes mencionados, se transformaron sumado a los cambios en la alimentación, el aumento de higiene, los medicamentos y la tecnología, crecieron rápidamente hasta llegar a ser las grandes ciudades de hoy en día (Martín del Campo, 1996). La población mundial calculada en 1800, cuando se realizó uno de los primeros censos, fue de 1000 millones, casi 200 años después, en 2010 creció hasta alcanzar los 7000 millones (Popul, 2016).

Al crecer las ciudades y buscar satisfacer las necesidades básicas de los humanos, se fue desarrollando la tecnología. Antes de la revolución industrial se contaba únicamente con sistemas mecánicos de tracción animal. Posteriormente, en los inicios de la era industrial, se comenzó a utilizar la leña y el carbón como fuente de energía de los motores. Sin embargo, el crecimiento industrial se dio de tal forma que los recursos energéticos basados en leña y carbón resultaron insuficientes. Fue a mediados del siglo XIX cuando, buscando nuevos recursos para sostener el crecimiento industrial, se empezó a perforar en el continente en busca de petróleo y en 1901 con el descubrimiento del yacimiento de *Spindletop* comenzó la era del petróleo. Se demostró que su eficiencia para producir energía era muy alta y que éste nuevo recurso existía en cantidades suficientes para abastecer la demanda mundial (Hall, 1995).

Después de la revolución industrial el elemento más utilizado para obtener energía ha sido el petróleo, ya que la densidad energética del mismo no tiene comparación con las fuentes de energía antes utilizadas. Desde entonces casi todas las nuevas tecnologías que se desarrollan se basan en el uso del petróleo o sus derivados para su funcionamiento.

El rápido crecimiento de la población en países en desarrollo así como el aumento en los niveles de vida y la dependencia de la tecnología en los países desarrollados hace que, pese a los avances en la eficacia de los aparatos eléctricos, la demanda de energía aumente rápidamente, es decir, aunque no aumentara la población la demanda de energía seguiría en aumento (USDE, 2002).

En los últimos años la preocupación sobre la amenaza del cambio climático global y cómo el uso de combustibles fósiles puede acelerarlo, ha generado un mayor interés en la investigación y el desarrollo de energías renovables (Pelc y Fujita, 2002).

Es difícil que las fuentes renovables compitan contra los combustibles fósiles ya que las plantas de combustibles fósiles son baratas y están ya establecidas. Sin embargo, se debe tener en cuenta al apoyar la investigación de fuentes renovables que el costo del desarrollo de este tipo de sistemas se paga a largo plazo debido a que son libres y “sin límites”. Entre más se utilicen las tecnologías de energías renovables sus costos pueden bajar considerablemente hasta ser competitivas con los combustibles fósiles, además de la considerable reducción en la contaminación y los efectos tipo invernadero (Herzog, 1999)

En la actualidad todas las fuentes de energía provenientes del océano son prometedoras, pero pocas son las que se han implementado. Se debe buscar un conjunto completo de fuentes de energía renovables del océano a pesar de los retos en infraestructura y conocimientos que se presentan. Extraer energía de las mareas ya es económicamente viable en algunos sitios y al continuar la investigación científica y tecnológica, se pueden bajar sus costos hasta volverse competitivas económicamente (Pelc y Fujita, 2002).

## **1.1 Fuentes de Energía en los Océanos**

Los océanos recolectan grandes cantidades de energía de formas muy diversas; son capaces de almacenar energía en forma de calor gracias a la radiación que reciben del sol y la alta capacidad calorífica del agua de mar, con esto se generan intensos gradientes verticales de temperatura y se aprovechan mediante plantas llamadas Convertidores Térmicos de Energía Oceánica. El viento es también un mecanismo de forzamiento para la generación de energía en el océano ya que induce oleaje. A su vez en el océano, se pueden instalar grandes colectores de energía eólica con lo que esta energía se puede aprovechar de distintas formas,

dependiendo del sistema que se utilice para recolectarla. La atracción entre la Tierra y otros astros, la Luna y el Sol principalmente, genera mareas y éstas también se utilizan para obtener energía del océano (Takahashi y Trenka, 1996).

El océano almacena suficiente energía para satisfacer varias veces la demanda mundial. Sin embargo, la tecnología que se requiere para aprovecharla enfrenta grandes retos en su desarrollo y hasta ahora sólo se aprovecha una pequeña parte. Desde fines del siglo pasado se han hecho grandes esfuerzos por aprovechar la energía (en las formas antes mencionadas) que nos brindan los océanos intentando aumentar la producción mundial de energías renovables (Pelc y Fujita, 2002).

### 1.1.1 Planta de Conversión Térmica Oceánica

La planta de Conversión Térmica Oceánica (OTEC) produce electricidad a partir del gradiente térmico vertical que se crea naturalmente en el océano, llegando algunas veces a ser mayor de 25 °C. En esta planta se utiliza el calor del agua superficial para crear vapor y mover una turbina y al bombear agua fría del fondo se condensa el vapor.

En el ciclo cerrado OTEC (Figura 1.1.1.1) se utiliza el agua de la superficie para calentar el fluido con el que se trabaja, este fluido es generalmente amoníaco debido a su bajo punto de ebullición. El vapor hace girar una turbina que acciona un generador, finalmente el vapor se condensa bombeando agua fría y se completa un ciclo a través del sistema.

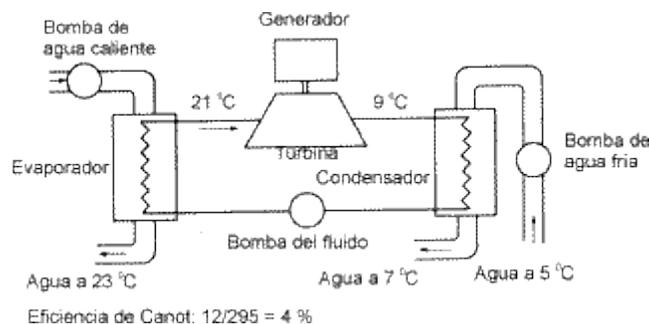


Figura 1.1.1.1 Planta OTEC de ciclo cerrado (Tomado de Corp, 2016).

En el ciclo abierto OTEC (Figura 1.1.1.2), el agua de la superficie se bombea a una cámara de vacío donde se evapora rápidamente y el vapor impulsa la turbina. Finalmente, el agua de mar fría se lleva a la superficie para condensar el vapor de agua y el agua es devuelta al mar (Takahashi y Trenka, 1996).

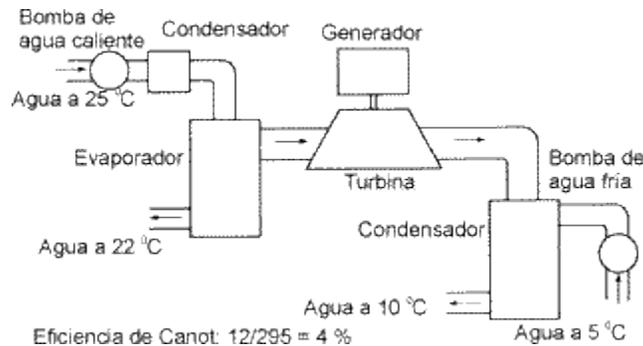


Figura 1.1.1.2 Planta OTEC de ciclo cerrado (Tomado de Corp, 2016).

Estas plantas se pueden construir en tierra o en plataformas flotantes en alta mar. Al estar en alta mar, la energía se lleva a las costas a través de un cable submarino. El impacto negativo que genera en los ecosistemas marinos obliga a que sea de alto mantenimiento. Los beneficios que brindan tanto el agua fría como caliente, si son recolectadas por separado son amplios. El agua fría se puede utilizar para cultivar mariscos, el agua desalada para uso agrícola, aunque el uso más lucrativo es para el aire acondicionado y la refrigeración (Avery y Wu, 1994).

### 1.1.2 Energía de las olas

La energía de las olas durante mucho tiempo ha sido considerada una de las tecnologías renovables más prometedoras. No sólo porque es un recurso de energía inmensa, sino porque es más confiable que los demás recursos de energía renovable. La energía de las olas en un sitio está disponible hasta 90% del tiempo, mientras que la energía solar y la eólica tienden a estar disponibles sólo de un 20 a 30% del tiempo. El mejor lugar para aprovechar la energía de las olas son las zonas donde se encuentran los vientos más fuertes, es decir, en

latitudes templadas entre 40° y 60° norte y sur, en las costas de frontera este de los océanos (Pelc y Fujita, 2002).

Hay más de 1000 diferentes propuestas patentadas para aprovechar la energía de las olas y varias han demostrado el potencial para la generación de electricidad comercialmente viable. Los dispositivos empleados para aprovechar la energía de las olas son muy variados, pero generalmente se basan en el siguiente principio: las olas comprimen un fluido (aire) que se encarga de accionar una turbina y producir electricidad. Un ejemplo de esto son las cámaras de olas (Figura 1.1.2.1), en las cuales la llegada de la ola fuerza el aire hacia arriba haciendo girar una turbina sin importar el sentido de la corriente de aire o de agua y cuando se produce el retorno de la ola, ésta chupa el aire y de nueva cuenta hace girar la turbina.

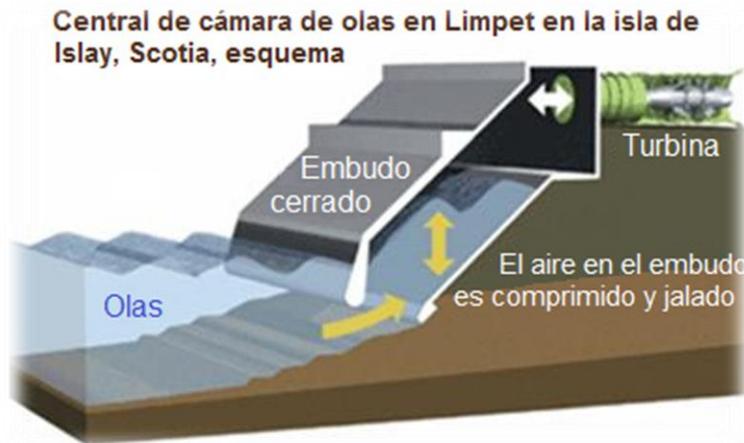


Figura 1.1.2.1 Esquema de la cámara de olas Limpet, Escocia. (Tomado de Soz, 2016).

### 1.1.3 Energía mareomotriz

La energía mareomotriz tiene la clara ventaja de ser altamente predecible, en comparación a la solar, eólica y de las olas. La regularidad de las mareas junto con una inmensa energía potencial ayuda a que el desarrollo de la energía mareomotriz sea atractivo. La primera forma de aprovechar ésta energía fue mediante la construcción de presas de marea en las bocas de los esteros para aprovechar la energía del flujo de las mareas. A diferencia de una represa hidroeléctrica, una presa de marea debe permitir que el agua fluya en ambas

direcciones, aunque típicamente, la presa sólo captura la energía del agua que fluye fuera del estuario de marea alta a baja.

Con la tecnología reciente, se desarrollaron turbinas de marea que aprovechan las corrientes de marea, estas se extienden a través de un canal donde el flujo de marea establece corrientes relativamente rápidas (Figura 1.1.3.1). Las turbinas son diseñadas para permitir el paso de peces, agua y sedimentos a través del canal y se asemejan a turbinas eólicas. Las turbinas requieren velocidades de 2 a 3  $\text{ms}^{-1}$ ; a velocidades inferiores el aprovechamiento de la energía de la corriente no es rentable, mientras que a velocidades mayores se pueden dañar las turbinas.

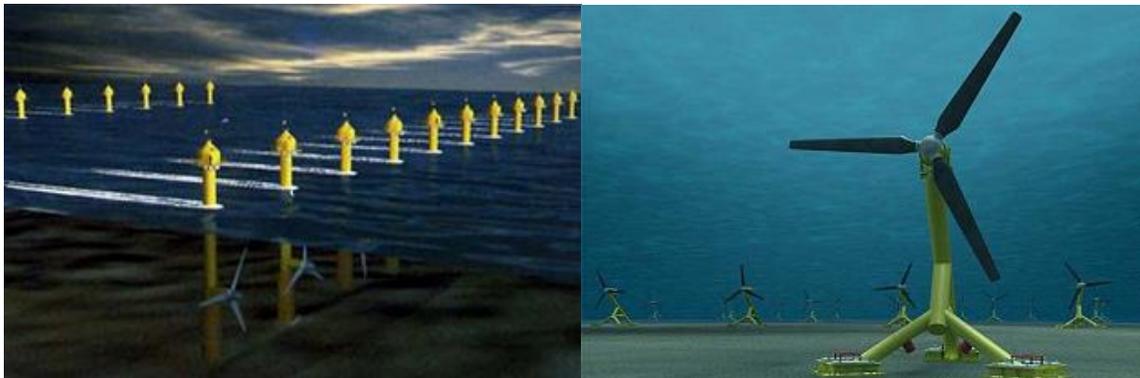


Figura 1.1.3.1 (Panel Izquierdo) Central mareomotriz en forma de un cerco, esquema ("fence power plant"). (Panel derecho) Turbinas mareomotrices de la empresa "Hammerfest Strøm" una turbina da 1 MW por año (Tomado de Soz, 2016).

Para que estos sistemas sean rentables, la zona donde se pretenden instalar debe cumplir ciertos requisitos mínimos. Es necesario realizar un estudio para conocer sus características y poder determinar qué tan redituables y convenientes resultarían. Así mismo, se debe buscar siempre que el entorno marino y que el ecosistema sean protegidos (Pelc y Fujita, 2002).

## 1.2 Las costas y mares en México

México tiene una superficie de 1,964,375  $\text{km}^2$ ; es el decimocuarto país más extenso del mundo y el tercero en Latinoamérica. Comprende una superficie de 3,269,386  $\text{km}^2$  en su zona económica exclusiva (ZEE) y cuenta con 11,222 km de litorales tomando en cuenta que limita

al oeste con el Océano Pacífico y la este con el Golfo de México y Mar Caribe (Martín del Campo, 2007), ocupa el tercer lugar en extensión de costas en el continente americano. La superficie de mar patrimonial con la que cuenta el país es 1.6 veces mayor que la continental (Cortina Segovia *et al.*, 2007).

Debido a su ubicación y extensión privilegiada los mares en México presentan condiciones para aprovechar de cualquier forma la energía de los mares.

### 1.3 Situación actual de México en cuanto a energía

México es el undécimo país más poblado del mundo, con una población estimada de 119 millones de personas en 2015 (INEGI, 2015). Tomando en cuenta el producto interno bruto (PIB) es la decimocuarta economía mundial, segunda en América Latina y cuarta en el continente. Según el informe de desarrollo humano 2015 de la ONU, México tiene un índice de desarrollo alto, éste es un indicador social estadístico compuesto por tres parámetros: vida larga y saludable, educación y nivel de vida digno.

La demanda de energía eléctrica en el mundo sigue el comportamiento del crecimiento poblacional y en México también se cumple este precepto. El crecimiento de la población en México no se ha detenido (Figura 1.3.1), en 2008 la población mexicana rebasó los 100 millones de habitantes (Martínez Fernández, 2010)



Figura 1.3.1 Crecimiento poblacional de México de 1966 a 2008 (Modificado de Martínez Fernández, 2010).

Otro factor que influye fuertemente en el crecimiento de la demanda de energía es el producto interno bruto, que refleja el crecimiento de la actividad económica e industrial del

país. Éste pasó de poco menos de  $2 \times 10^{12}$  pesos hasta aproximadamente  $10 \times 10^{12}$  pesos (Figura 1.3.2), un crecimiento de  $1.86 \times 10^{11}$  pesos por año.

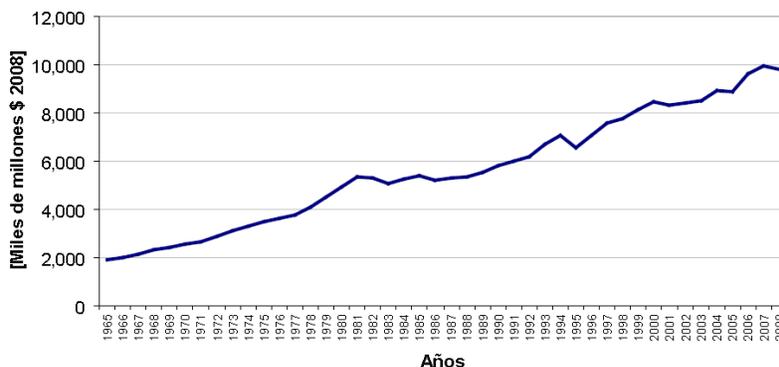


Figura 1.3.2 Crecimiento del producto interno bruto de México de 1966 a 2008 (Modificado de Martínez Fernández, 2010).

La demanda en México de energía creció de aproximadamente 1000 Peta Joules (PJ) hasta un poco más de 5000 PJ de 1965 a 2008, es decir 93 PJ por año (Figura 1.3.3).

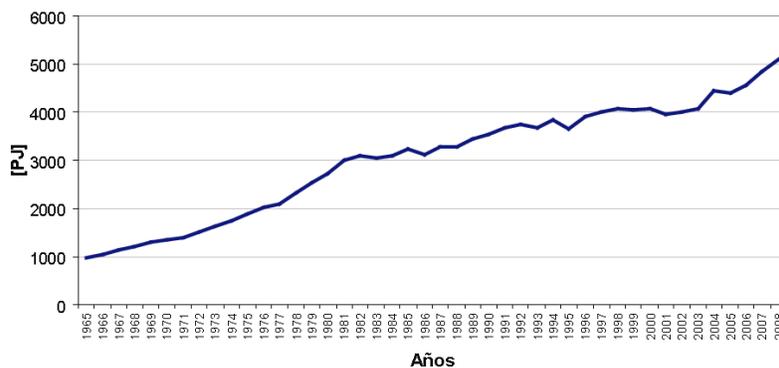


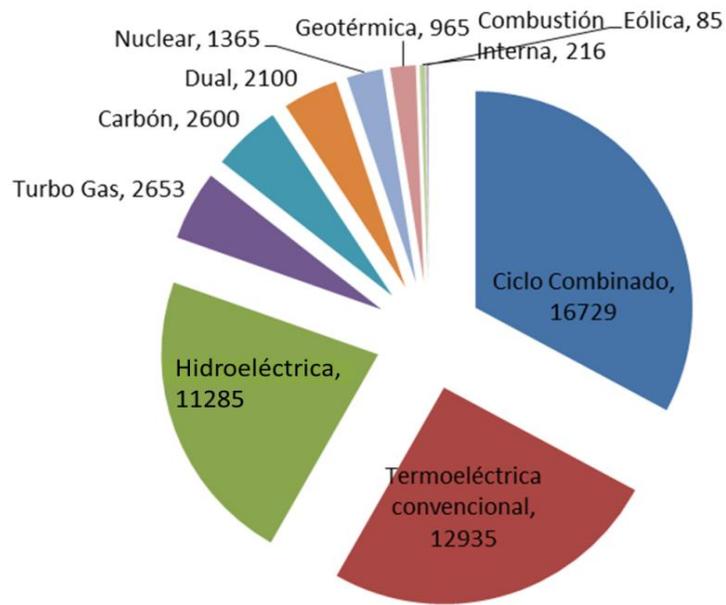
Figura 1.3.3 Consumo de energía en México (PJ) de 1965 a 2008 (Tomado de Martínez Fernández, 2010).

Estos dos factores solían ser los principales mecanismos impulsores de la demanda de energéticos en México y en el mundo hasta hace un lustro, a partir de 2010 el crecimiento energético está determinado por el crecimiento poblacional, el PIB y el índice de desarrollo

(USDE, 2002). El crecimiento de México en estos rubros es alentador, aunque no se debe dejar de lado que el petróleo es la principal fuente de energía que lo sostiene (Figura 1.3.4).

Existen diversas formas de producción de energía eléctrica. Las plantas termoeléctricas pueden ser de ciclos combinados, los cuales combinan dos ciclos termodinámicos en un mismo proceso. Por lo general estos procesos son vapor de agua y combustión de algún gas, es decir, siguen dependiendo de los hidrocarburos. Las termoeléctricas convencionales funcionan mediante la combustión de derivados del petróleo. Las hidroeléctricas usan las diferencias de nivel del agua para mover turbinas y las de turbo gas queman gas para mover turbinas. En tres de los cuatro procesos mencionados se usan derivados del petróleo (Harper, 2009).

La industria petrolera en México hasta ahora es controlada en su totalidad por la empresa estatal PEMEX, ésta es la tercera empresa en el mundo en producción de petróleo, la más grande en Hispanoamérica y sexta en ventas mundialmente. En nuestro país hasta la actualidad el desarrollo económico está basado principalmente en el petróleo, sólo el 2.03% del total producido se debe a procesos geotérmicos y eólicos, es decir, libres de petróleo y la energía nuclear contribuye solo con el 2.68% (CFE, 2013). Desde 2007, el expresidente de la reserva federal de estados unidos, Alan Greenspan advirtió que existe una disminución en la producción de petróleo en México, que esto podría causar una importante crisis y que se necesitaría aumentar la inversión en el sector energético para evitarlo (SMH, 2015). En 2009 tres importantes compañías consultoras de petróleo, De Goyler & McNaughton, Netherland & Sewell y Ryder Scott, certificaron la existencia del manto Chicontepec, el cual contiene reservas comparables a la mitad de las pertenecientes a Arabia Saudita; este acontecimiento tan importante para el país lleva a México a ser el tercer país con mayores reservas en el mundo; sin embargo, se carece de la tecnología para explotarlo (El Universal, 2009).



Método	MW	Porcentaje
Ciclo Combinado	16729	32.85
Termoeléctrica Convencional	12935	25.40
Hidroeléctrica	11285	22.16
Turbo Gas	2653	5.21
Carbón	2600	5.10
Dual	2100	4.12
Nuclear	1365	2.68
Geotérmica	965	1.89
Combustión Interna	216	0.42
Eólica	85	0.17
<b>Total de producción</b>	<b>50933</b>	<b>100.00</b>

Figura 1.3.4. Principales métodos de producción de energía eléctrica (MW por año) en México (a partir de datos de CFE, 2013).

Puesto que México ya pasó su pico de máxima producción de petróleo se requiere estudiar nuevas posibilidades para generar electricidad, de preferencia con recursos renovables. Se debe calcular el potencial de obtención de energía y continuar con el desarrollo de tecnologías que faciliten la obtención de estas nuevas energías.

En la Tierra, por cada litro de agua que hay en la atmósfera hay 33 litros de agua dulce, 1,500 de hielo concentrados en los polos y 90,000 en los océanos, por esto resulta importante estudiar la capacidad que tiene el océano de producir energía (Ávila, 2003).

#### 1.4 Campos electromagnéticos

Los griegos en el año 600 a. C. dieron, sin mucho formalismo, origen a las ciencias de la electricidad y el magnetismo al contar con conocimientos básicos. Por ejemplo, ellos sabían que al frotar un trozo de ámbar éste atraía trozos de paja, también sabían que ciertas piedras atraían el hierro. Desde entonces ambas disciplinas se desarrollaron de forma separada hasta 1820 que Hans Christian Oersted encontró una relación entre ellas, descubrió que al hacer pasar una corriente eléctrica por un alambre se puede desviar la aguja de una brújula.

En 1821 Michael Faraday, inspirado por el descubrimiento de Oersted, comenzó con el estudio empírico del electromagnetismo, fue James Clerk Maxwell quien puso todas estas ideas en forma matemática. Además introdujo nuevas ideas, dándole al electromagnetismo bases matemáticas sólidas al escribir cuatro ecuaciones que son tan importantes como las leyes de Newton lo son a la mecánica clásica.

Las cargas eléctricas que se encuentran en cualquier cuerpo son positivas o negativas, si se tienen más cargas positivas éste tendrá carga positiva y, negativa en caso contrario. Las cargas producen campo eléctrico (Halliday *et al.*, 2006).

El campo eléctrico es un campo vectorial que tiene su origen, como ya se mencionó, en cargas eléctricas, aunque también un campo magnético variable puede crear un campo eléctrico. El campo eléctrico se puede definir en algún punto cerca de un objeto cargado suponiendo una carga de prueba puntual positiva en él ( $q_0$ ). Así, se puede medir la fuerza electrostática ( $\vec{F}_E$ ) que actúa sobre la carga de prueba (Fig. 1.4.1). El campo eléctrico ( $\vec{E}$ ) se define como:

$$\vec{E} = \frac{\vec{F}_E}{q_0} \quad (1.4.1)$$

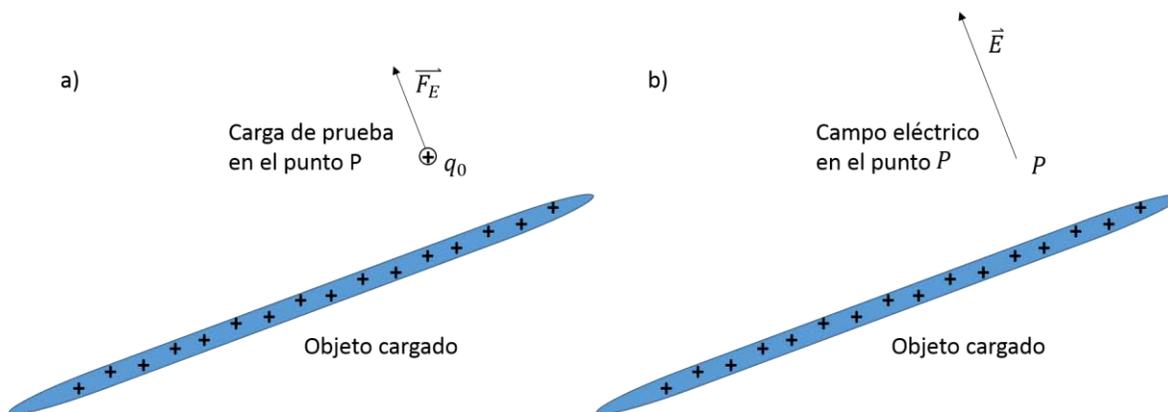


Figura 1.4.1. a) Una carga de prueba  $q_0$  positiva, colocada en el punto  $P$  cerca de un objeto cargado. Una fuerza electrostática  $\vec{F}_E$  actúa sobre la carga de prueba. b) Campo eléctrico producido por el objeto cargado en el punto  $P$ . (Modificado de Halliday *et al.*, 2006).

La magnitud del campo eléctrico en el punto  $P$  está dada por:

$$E = \frac{F_E}{q_0} \quad (1.4.2)$$

Y su dirección es la misma que la de la fuerza electrostática  $\vec{F}_E$  que actúa sobre la carga de prueba  $q_0$ . Las unidades de campo eléctrico en el sistema internacional de unidades (SI) son el Newton y el Coulomb:

$$[E] = \left[ \frac{N}{C} \right] \quad (1.4.3)$$

La energía potencial de una partícula cargada en un campo eléctrico depende de la magnitud de la carga. Sin embargo, la energía potencial por carga unitaria tiene un valor único en cualquier punto de un campo eléctrico. La energía potencial por carga unitaria es independiente de la carga de la partícula y característica sólo del campo eléctrico (Halliday *et al.*, 2006). A la energía potencial ( $U$ ) por carga unitaria en un punto de un campo eléctrico se llama potencial eléctrico ( $V$ ), tal cantidad no es un vector y se define como:

$$V = \frac{U}{q} \quad (1.4.4)$$

Así como hay campos eléctricos, también hay campos magnéticos, los cuales se pueden producir de dos formas. La primera cuando se tiene un material que por sus propiedades intrínsecas forma un campo magnético permanente alrededor de él, estos se conocen como imanes permanentes. Otra forma de producir un campo magnético es induciendo una corriente eléctrica por un alambre, el cual presentará un campo magnético mientras la corriente siga fluyendo, estos arreglos se conocen como electroimanes.

De forma experimental se descubrió que cuando una partícula cargada, ya sea sola o como parte de una corriente, se mueve en presencia de un campo magnético, sobre dicha partícula actúa una fuerza debida al campo y se induce un campo eléctrico. Siempre y cuando la dirección del movimiento no sea paralela o antiparalela al campo magnético.

Debido a que pueden encontrarse cargas aisladas, el campo eléctrico se puede definir a partir de una carga de prueba estática cercana a una región eléctricamente cargada; hasta ahora no se han encontrado monopolos magnéticos, es por eso que la forma en que se define el campo magnético es distinta (Jackson, 2007).

El campo magnético se define en términos de la fuerza magnética ( $\vec{F}_B$ ) que es ejercida sobre una partícula de prueba cargada eléctricamente y en movimiento, cercana al campo magnético (Fig. 1.4.2) como:

$$\vec{F}_B = q_0(\vec{v} \times \vec{B}) \quad (1.4.5)$$

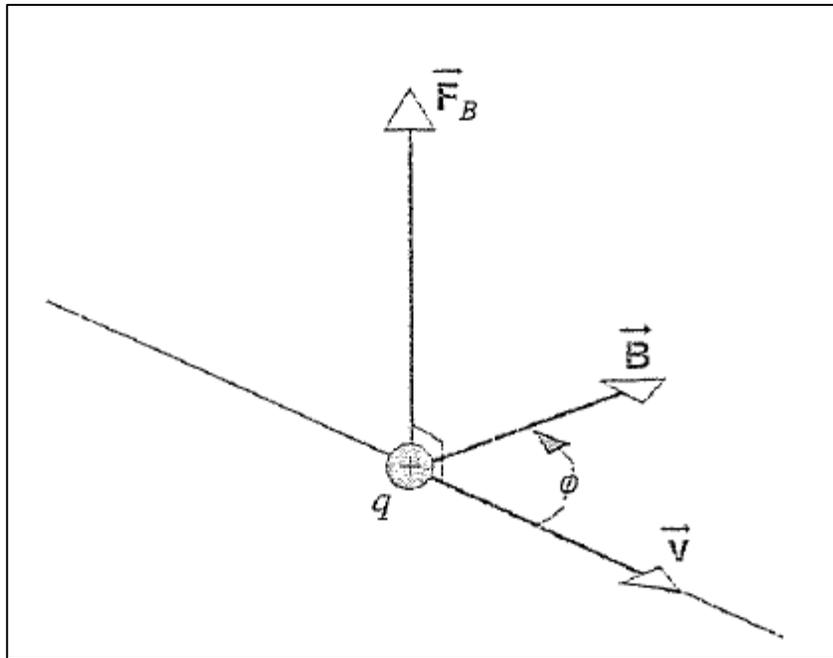


Figura 1.4.2. Esquema gráfico de la Fuerza magnética (tomado de Resnick *et al.*, 2002).

La fuerza que actúa sobre una partícula con carga  $q_0$  que se mueve con una velocidad  $\vec{v}$  en un campo magnético  $\vec{B}$ ; es siempre perpendicular al plano formado por  $\vec{v}$  y  $\vec{B}$ . Debido a que ésta fuerza no tiene una componente en  $\vec{v}$ , no ejerce trabajo y no puede cambiar la velocidad de la partícula, ni su energía cinética, sólo puede cambiar la dirección de  $\vec{v}$  y en este sentido, acelerar a la partícula.

La unidad en el SI para el campo magnético  $\vec{B}$  es el Tesla  $[T]$ . El análisis dimensional del campo magnético, está dado por:

$$[B] = \frac{N}{C \left(\frac{m}{s}\right)} = \frac{N}{m \left(\frac{C}{s}\right)} = \frac{N}{Am} = [T] \quad (1.4.6)$$

### 1.5 Campo magnético de la Tierra

Estudiar la composición interna de la Tierra es algo que siempre ha causado curiosidad. En el siglo I, el científico y naturalista Gayo Plinio Segundo fue el primero en realizar un trabajo detallado de los elementos que encontró en la superficie de la tierra. Fue hasta los siglos XV

y XVI cuando se comenzó a dar mayor énfasis en la composición de los suelos continentales y oceánicos, para este momento ya se conocían las características magnéticas de la Tierra y se cartografiaron en detalle las alineaciones magnéticas en el Atlántico debido a que eran de gran importancia para la navegación (Alvarez y Leitao, 2010), para ese momento los navegantes, principalmente los Portugueses y Españoles, ya habían acumulado gran conocimiento del campo magnético terrestre.

En la actualidad aún es imposible llegar a las capas interiores de la Tierra, sólo se conocen directamente unos pocos kilómetros debajo de la superficie. Dos modelos son principalmente utilizados para conocer la estructura interior de la Tierra: el modelo estático que lo hace dependiendo de la composición química de las capas y el dinámico que se basa en el comportamiento mecánico de los materiales; ambos modelos coinciden en muchos puntos (Karato, 2008).

Al iniciar la sismología se pudo explorar la estructura interna de la Tierra estudiando como viaja la energía de los terremotos a través de la Tierra, al medir la velocidad de propagación de las ondas. En los últimos años, gracias al desarrollo del modelo dinámico se han encontrado cinco capas en el interior de la Tierra diferenciadas por su densidad, la cual va aumentando con la profundidad. Empezando con la capa externa las cinco capas (Figura 1.5.1) se conocen como: corteza, manto superior, manto inferior, núcleo externo y núcleo interno (Tanimoto, 1995). La densidad del planeta se calcula en  $5.50 \text{ g cm}^{-3}$ , la densidad de los materiales de la corteza es aproximadamente  $2.65 \text{ g cm}^{-3}$ , el manto interno y externo tienen una composición similar, el núcleo interno se piensa que es sólido y tiene una densidad de  $16.26 \text{ g cm}^{-3}$  y el externo líquido con una composición relativamente homogénea (McDonough y Sun, 1995).

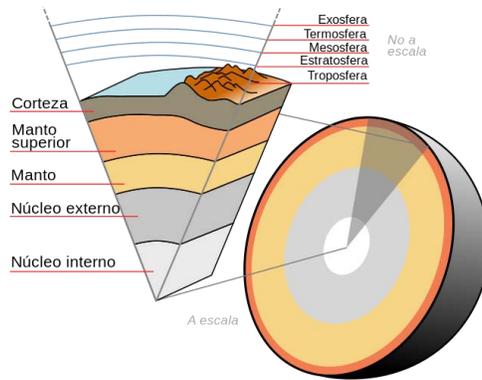


Figura 1.5.1 Capas geológicas del interior de la Tierra obtenidas mediante modelos dinámicos (modificado de tomado de Jordan, 1979).

Se ha determinado que la corteza está compuesta por oxígeno, magnesio, aluminio y rocas de silicio principalmente. El manto tiene una composición muy similar a la corteza, tiene materiales rocosos de mayor densidad y compuestos de silicio, magnesio, aluminio, calcio y azufre. El núcleo, tanto interno como externo, parece tener una composición de hierro y níquel principalmente. El núcleo interno tiene un comportamiento según el modelo dinámico de un sólido, el núcleo externo el de un fluido (Tanimoto, 1995).

Todos los electrones presentan un momento magnético intrínseco, conocido como espín. Debido al movimiento orbital que éstos siguen alrededor del núcleo de los átomos se crea un momento magnético orbital (Beiser, 2003). A pesar de las propiedades físicas de las partículas subatómicas estas no siempre se heredan a los materiales, esto pasa por ejemplo con las propiedades magnéticas de los materiales, los electrones en un átomo están orientados aleatoriamente y por eso no siempre presentan propiedades magnéticas. Dependiendo de la estructura de cada material la configuración de sus electrones se da de forma distinta; en los materiales ferromagnéticos la mayoría de los electrones están orientados en una dirección, lo que crea una fuerza magnética y dota al material de campo magnético. Entre los materiales con propiedades magnéticas más fuertes se encuentran el hierro (Fe), níquel (Ni) y sus aleaciones (Feynman *et al.*, 1987).

La Tierra genera un campo magnético, llamado comúnmente campo geomagnético, debido principalmente a la composición del núcleo, según registros geológicos el campo geomagnético ha existido por millones de años. Existen varios modelos numéricos (Kuang y Bloxham, 1997; 1999; Glatzmaier y Roberts, 1995-1,2), que estudian el comportamiento del

campo magnético de la Tierra tratándolo como un sistema complejo dinámico, con los que se obtienen resultados que se asemejan mucho con los observados por mediciones tanto *in situ* como satelitales.

En un principio al sólo tomar en cuenta el tamaño, la conductividad, la presión y la temperatura que presenta el núcleo de la Tierra, los resultados mostraban que el campo magnético debió desaparecer decenas de miles de años después que se formó. Después de simular un sistema dinámico con un núcleo interno sólido conductor cubierto por un núcleo externo líquido, también conductor y un manto con una densidad parecida a la de la Tierra, y los mecanismos de convección junto con la fuerza de Coriolis, se observó como el núcleo externo se mueve y genera un campo magnético (Figura 1.5.2) que compensa lo que se va perdiendo. Así es como el campo geomagnético ha permanecido por millones de años (Glatzmaier y Roberts, 1995-1,2).

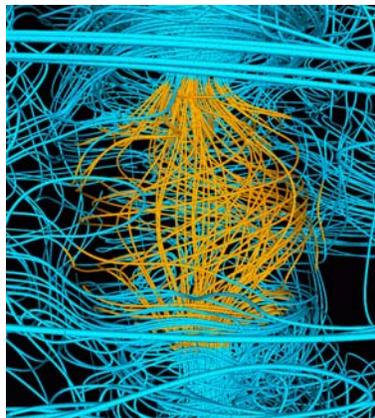


Figura 1.5.2 Líneas de campo geomagnético en el interior del núcleo de la Tierra (Glatzmaier y Roberts, 1995-1,2).

El campo geomagnético se comporta en un 80% como un imán de barra, el polo sur magnético está situado en  $78^{\circ}$  S y  $110^{\circ}$  E y el norte en  $73^{\circ}$  N y  $100^{\circ}$  W (Figura 1.5.3). Los polos magnéticos en la Tierra han sufrido cambios en su intensidad, inclinación, declinación e inversiones, la evidencia de esto se encuentra registrada en basaltos, sedimentos del lecho oceánico y anomalías magnéticas en el fondo marino. Las inversiones sólo son perceptibles a escalas de miles de años (Figura 1.5.4) y los modelos que se tienen aún no son capaces de predecir cuándo será la siguiente inversión del campo geomagnético (Wallace Hall, 2003).

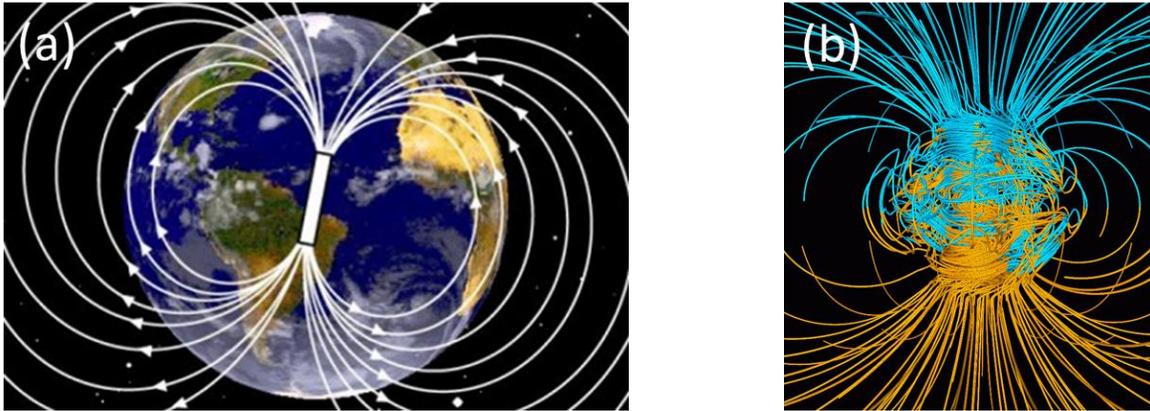


Figura 1.5.3 a) Líneas de campo magnético de la Tierra si se supone que hay una barra de imán en el centro de ésta con el sur magnético situado en el hemisferio norte (tomado de Huerta, 2016). b) Simulación de las líneas de campo magnético de la Tierra en un periodo estándar entre inversiones, usando el modelo Glatzmaier-Roberts en amarillo las líneas de campo que salen de la Tierra y en azul donde se cierran al volver a entrar (Glatzmaier y Roberts, 1995-1,2).

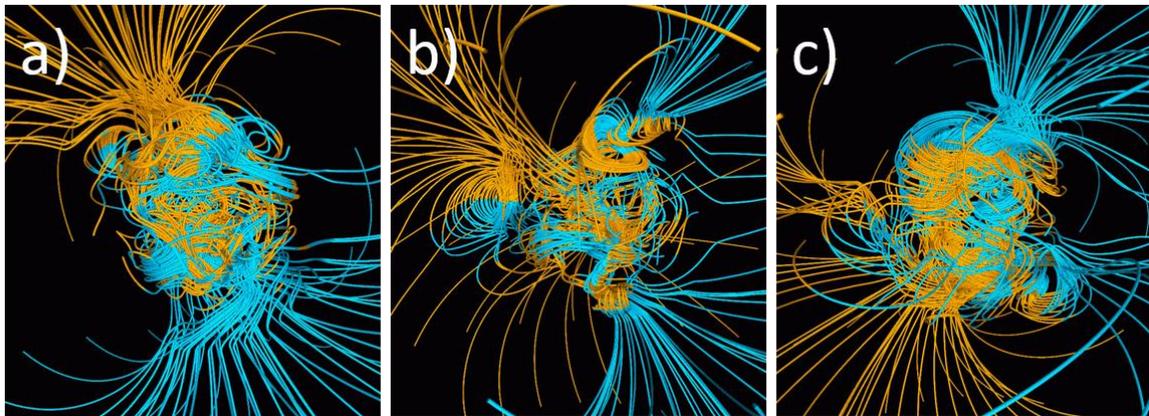


Figura 1.5.4. Simulación de las líneas de campo magnético de la Tierra antes, durante y después de que suceda una inversión según el modelo de Glatzmaier y Roberts (1995-1,2) las líneas que salen de la Tierra en amarillo y en azul las que se cierran al volver a entrar. a) Líneas de campo geomagnético 500 años antes de que ocurra la inversión. b) Líneas de campo magnético durante la inversión. c) Líneas de campo magnético 500 años después de la inversión

La magnitud del campo magnético de la Tierra varía entre  $25 \mu\text{T}$  y  $65 \mu\text{T}$ , siendo más fuerte en los polos, está dirigido hacia abajo y hacia el norte, formando un ángulo de aproximadamente  $10^\circ$  respecto al eje de rotación del planeta; aunque realmente la magnitud y dirección varían poco dependiendo del lugar (Merrill, 1998).

## 1.6 El agua de mar y sus propiedades conductoras

Muchas de las características únicas de los océanos pueden atribuirse a la naturaleza misma de su agua. Cada molécula de agua está formada por dos átomos de hidrógeno con carga positiva y un átomo de oxígeno con carga negativa, esta unión tiene un ángulo de enlace entre los dos átomos de hidrógeno de  $105^\circ$  (Figura 1.6.1a). El agua está dispuesta como una molécula polar que, aunque es eléctricamente neutra, tiene un lado positivo y otro negativo (Fig. 1.6.1b). Esta polaridad molecular es la causa del alto valor de la constante dieléctrica en el agua (Talley *et al.*, 2011).

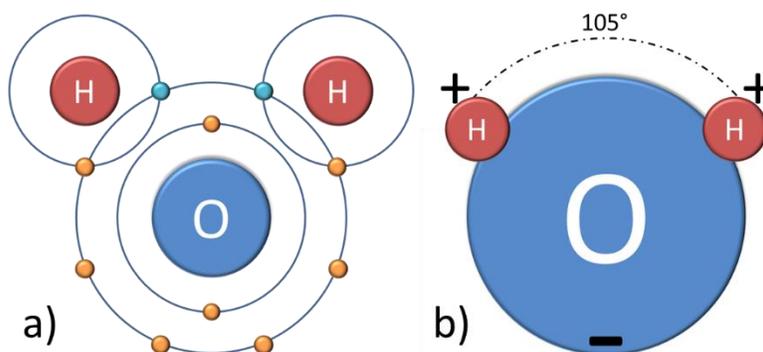


Figura 1.6.1 (a) Esquema de la posición de los electrones en la molécula del agua. (b) molécula del agua parcialmente positiva en el extremo de los hidrógenos y parcialmente negativa en el oxígeno, lo que muestra su naturaleza polar.

El agua es capaz de disolver muchas sustancias debido a que las moléculas polares de agua se alinean y forman puentes de hidrógeno para proteger cada ion, resistiendo la recombinación de estos. Para que un ion o molécula externa sea soluble en el agua debe poder interactuar con la molécula de agua utilizando puentes de hidrógeno o interacciones tipo ion-dipolo. Tanto aniones como cationes se pueden disolver fácilmente en el agua, especialmente el  $\text{Cl}^-$  o  $\text{F}^-$  que tienen pares de electrones solitarios y actúan como receptores de puentes de hidrógeno. Los  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$  y  $\text{Mg}^{++}$ , por su parte, se rodean de moléculas de agua y se unen a ellas mediante interacciones tipo ion-dipolo y los átomos de hidrógeno se orientan hacia el catión. Esto explica la abundancia de sales en el agua de mar (Peña *et al.*, 2004).

El agua tiene la capacidad calorífica más alta de todos los líquidos, excepto el amoníaco. Esta alta capacidad calorífica es la razón principal por la cual el océano es tan importante en el sistema climático mundial. A diferencia de la tierra y la atmósfera, el océano almacena grandes cantidades de calor que recibe del Sol. Este calor es transportado por las corrientes marinas, distribuyendo el calor a diferentes regiones.

A medida que el agua de mar se calienta, aumenta su actividad molecular y se produce una expansión térmica, lo cual que reduce su densidad. En el agua pura, a medida que la temperatura aumenta desde el punto de congelación hasta aproximadamente los 4°C, se le añade calor al sistema y forma cadenas moleculares cuya alineación hace que el agua reduzca su tamaño, produciendo un aumento en la densidad. Cuando la temperatura aumenta por encima de este punto, las cadenas se rompen y la expansión térmica se hace cargo; esto explica por qué el agua pura tiene un máximo de densidad a los 4°C en lugar de en su punto de congelación. En el agua de mar, estos efectos moleculares se combinan con la influencia de la salinidad, lo que inhibe la formación de las cadenas. Para el rango normal de la salinidad en el océano, la densidad máxima se produce en el punto de congelación, que es muy por debajo de 0°C (Talley *et al.*, 2011).

En la dinámica de fluidos, las propiedades físicas importantes para el estudio del agua pura son función de la presión y la temperatura mientras las propiedades importantes en el agua de mar son función de la presión, la temperatura y la salinidad (Pond y Pickard, 1978).

La densidad del agua de mar raramente se mide. La densidad se calcula a partir de mediciones de la temperatura, la conductividad o la salinidad y la presión utilizando la ecuación de estado del agua de mar. La ecuación de estado es una ecuación que relaciona a la densidad con la temperatura, la salinidad y la presión. La ecuación se obtiene mediante curvas de ajuste a través de mediciones de laboratorio de la densidad como una función de la temperatura, la presión y la salinidad, clorinidad, o conductividad. Los flujos de calor, la evaporación, la lluvia, la descarga de los ríos, la congelación y fusión del hielo marino; influyen en la distribución de la temperatura y la salinidad en la superficie del océano. Los cambios en la temperatura y la salinidad pueden aumentar o disminuir la densidad del agua de mar en la superficie (Stewart, 2008).

El agua de mar no es 100% pura, está compuesta de agua pura y un gran número de elementos y compuestos químicos formando una solución. La química fundamental del agua

de mar es relativamente constante, tiene aproximadamente 3.5% de impurezas disueltas, son estas otras sustancias las que dan características específicas al agua de mar (Colin, 2004).

La conductividad eléctrica del agua pura es casi nula debido a la asimetría de distribución de cargas eléctricas dentro de la molécula de agua. Las moléculas de agua se unen por puentes de hidrógeno, es decir, los extremos positivos de los hidrógenos se unen a otra molécula por un oxígeno con carga parcialmente positiva (Figura 1.6.2), entonces prácticamente no hay partículas libres para transmitir corriente. Es esta misma característica la que le da al agua la propiedad de ser un gran solvente de sales (Figura 1.6.3).

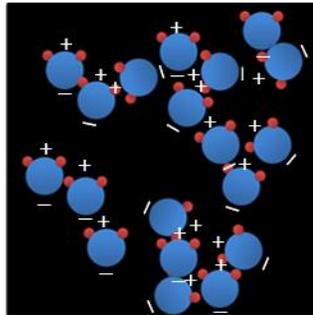


Figura 1.6.2. En su fase líquida las moléculas del agua se encuentran juntas, pero sin un arreglo específico, permitiendo el libre movimiento de éstas. Se pueden encontrar solas o unidas con otras mediante puentes de hidrógeno.

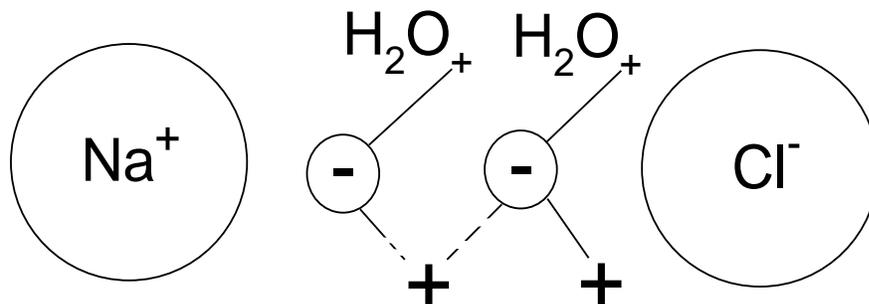


Figura 1.6.3. Los átomos de hidrógeno con su exceso de carga positiva son atraídos por el ion negativo ( $\text{Cl}^-$ ) y el oxígeno de una molécula vecina formando un puente de hidrógeno, mientras que el oxígeno es atraído por el ion positivo ( $\text{Na}^+$ ).

Del alto poder de disolución que presenta el agua, es que el agua de mar presenta tantos iones libres, éstos se pueden desplazar y así la conductividad eléctrica de la solución aumenta extraordinariamente. La conductividad eléctrica del agua de mar es aproximadamente mil veces mayor que la del agua sin sales, esta propiedad depende directamente de la temperatura y la salinidad, aumentando su valor al aumentar la temperatura como una función casi lineal y también aumenta al aumentar la salinidad (Tabla 1.6.1) (Bradshaw y Schleicher, 1980).

Tabla 1.6.1 Conductividad eléctrica del agua de mar en  $\text{ohms}^{-1} \text{cm}^{-1} \times 10^{-5}$ , dependiendo de la salinidad y temperatura (Cox *et al.*, 1970).

S	T °C		
	0	15	25
10	923	1378	1712
20	1747	2594	3214
30	2528	3740	4626
40	3276	4834	5967

La materia conduce en mayor o menor grado la corriente eléctrica. A esa propiedad se conoce como conductividad eléctrica de la materia y su valor es el recíproco de la resistividad eléctrica. La resistividad se mide en ( $\Omega \text{ m}$ ) y por lo tanto, la conductividad se mide en ( $\Omega \text{ m}$ )<sup>-1</sup> (Resnick *et al.*, 2002).

En la actualidad gracias al desarrollo de la electrónica se tienen instrumentos que determinan la salinidad casi de forma inmediata, mediante la medición de la conductividad eléctrica y la temperatura a la que se encuentra el agua de mar.

### 1.7 Marea en el Golfo de California

Las mareas en el Golfo de California se producen por co-oscilación con las mareas del Océano Pacífico (Filloux, 1973-2) es decir, la marea astronómica que se forma en el Pacífico viaja hacia la zona costera y al llegar a la boca del golfo, se introduce en él hasta llegar a la cabeza donde es reflejada. La distribución de mareas que se observa alrededor del Golfo de

California en los lugares donde se miden es en realidad el resultado de la superposición de una onda de marea incidente y una reflejada. Considerando esto, las componentes semidiurnas de marea muestran un cambio en la amplificación de la altura de la marea al viajar a través del Golfo de California; por ejemplo, la fase de la marea  $M_2$  indica que esta onda viaja de sur a norte y que le toma aproximadamente 5.2 h en viajar de la boca a la cabeza. Esta componente de marea llega a la boca con una amplitud de 0.30 m, muestra una disminución en la amplitud a mitad del golfo hasta 0.20 m, al continuar su camino hay una amplificación de la onda al pasar por la zona de las islas, lo cual es debido a un cambio abrupto de la profundidad, siendo ésta de 2500 m en promedio en la parte sur y centro del golfo y de tan sólo 200 m en la parte norte, entonces la onda se amplifica hasta tener 1.8 m de amplitud en la región del Delta del Río Colorado (Morales Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989).

Una explicación para la amplificación en la altura de la marea es por conservación de masa, el agua que entra del sur hacia el norte debe acomodarse en un volumen que inicialmente tiene una profundidad de 2500 m mientras que en el alto golfo tiene sólo 200 m, esto produce un aumento en la amplitud de las mareas, como resultado el alto golfo es uno de los lugares de mayor amplitud de mareas en el mundo (Salas de León *et al.*, 2003). Además de que el Golfo de California es casi resonante a las frecuencias de esta componente de marea (Velasco Fuentes *et al.*, 2003).

El Golfo de California tiene una geometría compleja en el fondo, en la costa y además una frontera abierta, los fuertes cambios en la batimetría inducen variaciones considerables en el patrón de corrientes. Por otro lado, las cuencas oceánicas tienen sus modos propios de oscilación, por lo que las corrientes al pasar por dichas cuencas generan ondas progresivas y/o estacionarias, en el caso de las mareas los puntos nodales son llamados puntos anfidrómicos. En el golfo existe una anfidromía virtual, es decir, si se extrapolan las líneas cotidales, se obtendría un sitio sobre la Península de Baja California, con amplitud cero a partir del cual las líneas de igual fase salen en forma radial (Fig. 4.2.3).

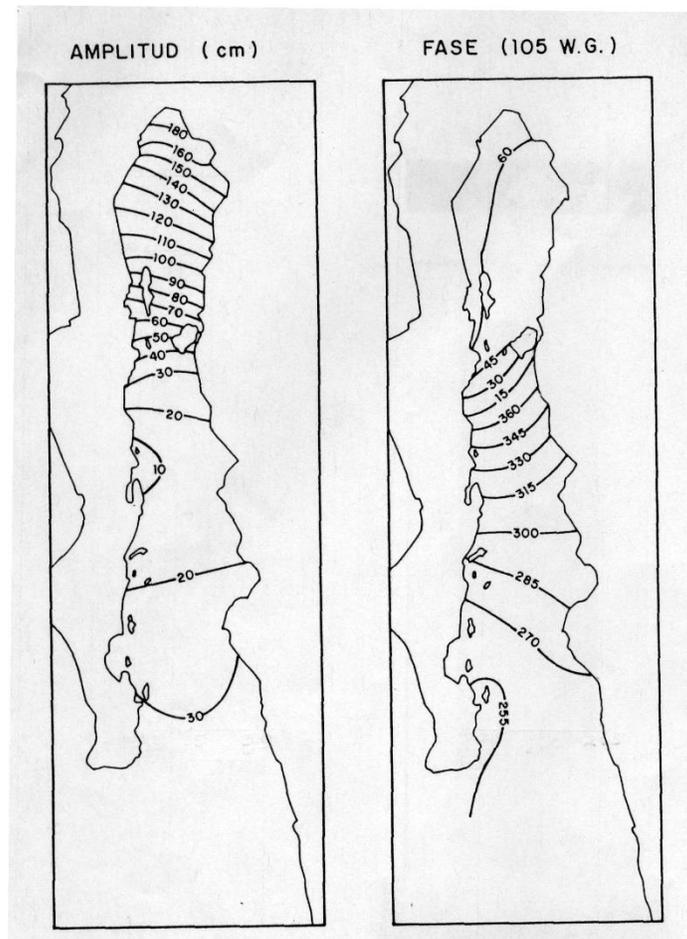


Figura 4.2.3. Cartas cotidales. Componente  $M_2$  de marea a) amplitud (cm) y b) fase (grados) (tomado de Morales Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989).

El hecho de que la región anfidrómica no esté en el centro del golfo significa que parte de la energía de las mareas semidiurnas se pierde por la fricción de fondo en la parte norte del golfo. La tasa de disipación de energía por la fricción del fondo en la componente de marea  $M_2$  en el Golfo de California es de alrededor de  $4.3 \times 10^9$  W, en observaciones de mareas (Filloux, 1973-2). Los cálculos basados en modelos numéricos, realizados por varios autores, dan un intervalo entre  $3$  y  $9 \times 10^9$  W para disipación de energía en la componente  $M_2$ . La mayor disipación de energía se produce en la zona de islas y en el alto Golfo de California (Argote *et al.*, 1995; Carbajal y Backhaus, 1998; Marinone, 2000). Una fracción de la energía extraída de las corrientes de marea por fricción del fondo se utiliza para la mezcla vertical; por tanto, la mezcla por marea es importante en áreas en las que la disipación de marea es alta, como son el alto golfo, la zona de islas y la plataforma al sur de la isla de

Tiburón. La mezcla también puede ocurrir en el interior del fluido, por procesos baroclínicos, como el rompimiento de ondas internas.

La propagación de la onda de marea es la que produce las variaciones más grandes en la amplitud, esta onda se incrementa al pasar por la región de los umbrales que se localizan entre las islas que separan el alto golfo del resto. Sin embargo, la marea no sólo se manifiesta con el movimiento vertical del nivel de la superficie libre, sino también trae consigo el movimiento horizontal del agua, conocido como corrientes de marea. Estas corrientes a un tiempo determinado son llamadas corrientes instantáneas. La onda de marea es una onda muy larga, del orden de 1000 km de longitud y produce corrientes de marea en toda la columna de agua. Las corrientes instantáneas generalmente describen una elipse de marea, que pueden o no cerrarse. Sí no se cierran es debido a la fricción con el fondo, lo cual se presenta en la zona de las islas y en el alto Golfo de California. Es en esta zona donde se producen intensas corrientes residuales, las responsables del mayor transporte de partículas suspendidas (Hernández Azcúnaga *et al.*, 2013).

Tabla 1.7.1 Amplitud (A) en cm y fase (F) en grados de las principales componentes de mareas medidas en el Golfo de California. Los periodos en horas son también dados (Carbajal, 1993).

Nombre	Long.	Lat.	K2		S2		M2		N2		K1		P1		O1	
			11.9672 h		12.00 h		12.4206 h		12.6583 h		23.9345 h		24.0659 h		25.8193 h	
			A	F	A	F	A	F	A	F	A	F	A	F	A	F
Cabo San Lucas	109°54'W	22°53'N	6.5	101.1	23.7	100.6	36.4	94.3	9.3	89.3	22.5	182.9	7.4	182.1	14.8	172.5
Mazatlán	106°31'W	23°12'N	6.4	101.7	24.2	102.2	34.9	98.8	8.1	93.7	20.1	177.5	6.7	174.3	13.9	165.0
La Paz	110°21'W	24°10'N	5.9	118.4	17.9	121.5	23.9	117.2	5.0	113.9	25.0	189.2	8.1	189.4	17.1	178.7
Topolobampo	109°03'W	25°36'N	6.8	142.7	21.2	143.8	30.0	140.8	6.5	144.1	25.6	193.1	8.7	195.7	17.4	180.3
Loreto	111°20'W	26°01'N	3.6	114.7	13.1	114.7	15.0	115.4	3.1	119.4	26.0	184.3	8.6	183.4	19.0	172.1
Yavaros	109°31'W	26°42'N	5.5	144.5	15.7	142.7	22.1	147.4	5.5	150.9	25.7	190.0	8.5	189.1	17.8	174.3
Santa Rosalía	112°16'W	27°18'N			5.3	140.0	6.8	190.9			30.1	183.3			20.1	171.3
Guaymas	110°53'W	27°55'N	3.5	132.0	10.6	136.7	13.6	154.8	3.6	169.1	27.9	178.9	9.3	176.2	18.6	169.8
B. de los Ángeles	113°33'W	28°57'N	9.2	282.3	33.9	251.0	65.8	265.7	12.8	257.5	46.1	205.1	15.3	202.7	22.8	173.6
San Felipe	114°50'W	31°02'N			96.8	277.0	165.2	268.2			40.0	188.6			24.5	177.0
Puerto Peñasco	113°33'W	33°18'N	25.2	273.0	94.5	268.9	157.2	261.9	40.2	250.1	43.1	186.2	13.5	181.0	27.7	169.8

# OBJETIVOS

## Objetivo general

Determinar el campo eléctrico producido por el efecto de las oscilaciones del nivel del mar y de las corrientes oceánicas inducidas por el forzamiento de las componentes de marea  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$ , en el Golfo de California, especialmente en el Alto Golfo, cerca de la desembocadura del río Colorado, en presencia permanente del campo magnético de la Tierra.

## Objetivos particulares

1. Determinar la velocidad de las corrientes de marea, con un modelo numérico barotrópico integrado verticalmente, en una malla regular de 3', durante 30 días.
2. Determinar los puntos de marea alta y marea baja.
3. Determinar los valores del campo geomagnético, durante 30 días, para cada punto donde se obtendrá la velocidad.
4. Calcular, a partir de las ecuaciones obtenidas, el campo eléctrico producido para los dos ciclos de marea viva y marea muerta encontrados en los 31 días modelados.
5. Comparar la diferencia que existe entre el campo eléctrico generado en marea viva y muerta.

## **CAPÍTULO 2**

### **ÁREA DE ESTUDIO**

El Golfo de California es un mar marginal que está localizado al este del Océano Pacífico y separa la península de Baja California de la parte continental de la República Mexicana. Está situado entre las latitudes 24°N y los 32°N y está orientado casi de norte a sur con una inclinación de 32° hacia el oeste con respecto al polo norte geográfico. Sus dimensiones son 1,126 km de largo, entre 48 y 241 km de ancho, 177,000 km<sup>2</sup> de área y 145, 000 km<sup>3</sup> de volumen (Nix, 2016). Cuenta con dos cuencas principales, el alto y el bajo Golfo de California, separadas por un archipiélago, el cual está formado por las islas Ángel de la Guarda, Tiburón, San Esteban y San Lorenzo. Los umbrales de San Esteban y Salsipuedes y el Canal de Ballenas (Figura 2.1), con profundidades de 1000 m, separan estas dos regiones. La batimetría del archipiélago y los canales que se forman es compleja. En esta zona las ondas de marea incrementan su altura considerablemente y se producen intensos procesos turbulentos (Salas de León *et al.*, 2003). La zona del alto golfo está constituida por una plataforma continental ancha y somera con una profundidad máxima de 200 m y la cuenca de Wagner de aproximadamente 200 m de profundidad. En la parte sur, la boca del golfo, está conformada por las cuencas de Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero, las profundidades oscilan entre 2000 y 3200 m (Figura 2.1). La línea de costa del Golfo es irregular y forma numerosas bahías pequeñas. La cabeza del Golfo está dominada por el delta del río Colorado, que se extiende mar adentro aproximadamente 32 kilómetros con profundidades tan someras como 18 m. Su costa oriental está conformada por cadenas montañosas separadas por algunos ríos como el Sonora, Yaqui y Fuente, que aportan cantidades considerables de sedimentos terrígenos al golfo. En el borde occidental, del lado de la Península de Baja California no hay ríos, sino que es una pared casi continua de montaña (Nix, 2016).

Entre las masas de agua que componen el Golfo de California se encuentran, según Torres Orozco (1993) el Agua Profunda del Pacífico (APP), va desde el fondo hasta los 1200 m de profundidad, tiene una temperatura característica por debajo de los 4 °C y salinidades que van de 34.56 a 34.75 psu; de los 500 m a los 1200 m se encuentra el Agua Intermedia

del Pacífico (AIP) con temperaturas que van de los 4 °C a los 9 °C y salinidades entre los 34.50 y 34.60 psu. Por arriba de los 500 m y hasta los 150 m, se encuentra el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) con temperaturas entre 9 °C y 18 °C y salinidades entre 34.50 y 35.00 psu. Por arriba de los 150 m se encuentran el Agua Superficial Ecuatorial (ASE) y el Agua del Golfo de California (AGC). El ASE tiene salinidades entre 34.00 y 35.00 psu y temperaturas superiores o iguales a 18 °C, mientras que el AGC tiene salinidades superiores a 35.00 psu y temperaturas mayores a 12 °C. En la boca del golfo se ha detectado Agua de la Corriente de California (ACC) que tiene salinidades mayores a 35.00 psu y temperaturas entre 12 y 18 °C.

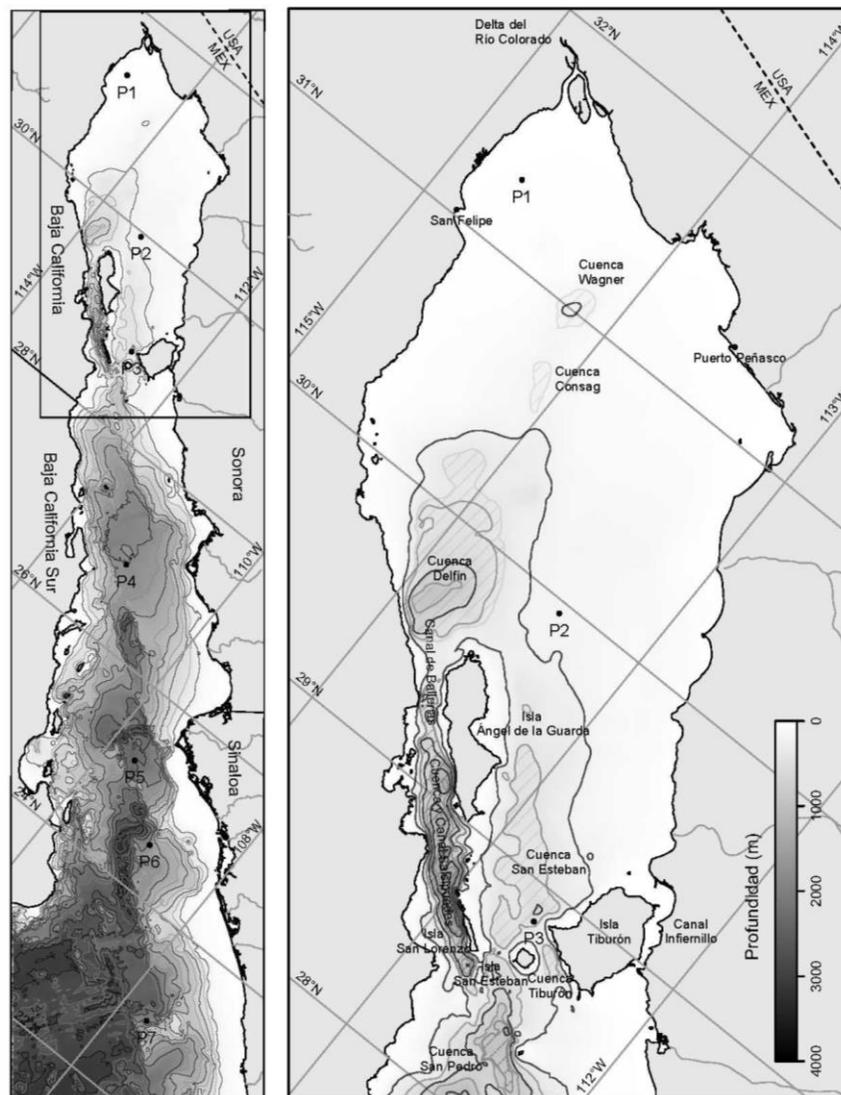


Figura 2.1 Ubicación y batimetría del Golfo de California.

El Golfo de California, por su orientación está sometido a un patrón de vientos que cambia estacionalmente. Durante el invierno los vientos van de norte a sur y en el verano de sur a norte, lo que da como resultado un patrón de vientos polarizados (Badan Dangon *et al.*, 1985). Las corrientes inducidas por los vientos sobre el golfo y la batimetría producen una circulación intensa y variable (Carbajal, 1993; Marinone, 1998; Marinone, 2003; Martínez y Allen, 2004; Monreal Gómez *et al.*, 1991) e inducen la formación de zonas de surgencias costeras, las cuales cambian de una costa del golfo a otra; en invierno están en la costa este del golfo y en verano en la costa oeste (Badan Dangon *et al.*, 1985).

Salas de León *et al.* (2003) establecen que la circulación producida por el viento en el Golfo de California, en invierno es anticiclónica, mientras que en verano es ciclónica. Varios estudios sobre mareas y circulación residual en el golfo (Argote *et al.*, 1995; Carbajal, 1993; Marinone, 2000; Salas de León *et al.*, 2003) establecen la importancia de la componente de marea  $M_2$  en la circulación residual y le otorgan más del 70% de la variabilidad de la circulación residual (Salas de León *et al.*, 1998). Las mareas en el alto golfo alcanzan amplitudes de más de 6 m de altura durante mareas vivas, con corrientes de aproximadamente  $2 \text{ m s}^{-1}$  (Carbajal, 1993). Diversos autores (Argote *et al.*, 1995; Carbajal, 1993; Filloux, 1973-2; Roden y Groves, 1995;) muestran una intensa disipación de la marea por fricción. Carbajal (1993) encuentra que la mayor disipación de la onda de marea se da en el área del delta del Río Colorado y en la región del archipiélago, la mezcla turbulenta inducida por la marea y las corrientes de marea al interaccionar con los umbrales producen pérdida de energía y con ello una intensa disipación de energía. Las mareas en el Golfo de California también juegan un papel importante en otros fenómenos físicos; forman ondas internas, frentes y mezcla.

Imágenes de satélite muestran grupos bien definidos de trenes de ondas internas cerca de los umbrales en la región del archipiélago, debido a la intensa corriente por marea (Fu y Holt, 1984). Por otro lado, Argote *et al.* (1995) calcularon una tasa de disipación de energía de  $0.3 \text{ W m}^{-2}$  en el umbral del Canal Salsipuedes y valores de  $0.1 \text{ W m}^{-2}$  en el Canal de Ballenas. Carbajal (1993) estimó que la disipación de energía en un ciclo de la componente de marea  $M_2$  produce un incremento de temperatura de  $0.001 \text{ }^\circ\text{C}$  en el delta del Río Colorado y una pérdida de energía de  $750 \times 10^9$  Joules en la región de las islas. La interacción con el fondo genera fuertes ajustes de las corrientes que se transforman, vía vorticidad, en

movimientos verticales, los cuales llevan agua fría del fondo hacia la superficie. Las regiones de agua fría superficial del área del archipiélago son el resultado de la interacción de las corrientes de marea con la compleja topografía de la zona (Paden *et al.*, 1993; Salas de León *et al.*, 2003).

En el alto golfo y en la región de las islas, las mareas juegan el papel más importante en la generación de las corrientes (Marinone, 2003). Salas de León *et al.* (2003) encuentran una fuerte interacción no lineal de las mareas con la topografía del fondo en el alto golfo y en el archipiélago, lo cual atribuyen al torque o vorticidad que se forma por rectificación de las corrientes con el fondo; esto debido a que cuando la presión hidrostática en el fondo del océano varía a lo largo de las isobatas, la columna de agua tiene que ajustar sus velocidades dando origen a una vorticidad o torque que genera movimientos verticales. Es costumbre dividir ese torque en dos componentes, la primera corresponde al torque que ocurriría si el fluido fuera completamente homogéneo y la segunda representa el ajuste del torque debido a las variaciones de densidad dentro del fluido a través de la dependencia hidrostática de la presión con la densidad del fluido. A esta segunda componente se le llama “efecto conjunto de la baroclinicidad y del relieve del fondo” o JEBAR por sus siglas en inglés (Joint Effect of Baroclinicity and Relief) (Esler y Polvani, 2004; Mertz y Wright, 1992). La primera componente del torque en el Golfo de California fue mostrada por Salas de León *et al.* (2003). La segunda componente se asocia, por lo general, al rotacional del esfuerzo del viento; sin embargo, la componente de marea  $M_2$  en el alto Golfo de California y en la región de las islas, ha mostrado ser un mecanismo de forzamiento más importante para JEBAR que el rotacional del esfuerzo del viento (Salas de León *et al.*, 2003). Esto implicaría la existencia de regiones marcadamente diferentes entre la zona del archipiélago y el resto del golfo. El Golfo de California se puede dividir en tres regiones hidrológicas (Carbajal, 1993):

1. *La región norte.* Compreendida entre la boca del Río Colorado y la región de las islas; esta región se caracteriza por ser una zona somera con profundidad promedio de 200 m y grandes variaciones de temperatura, salinidad y marea. La temperatura superficial varía de 10°C en invierno a 32°C en verano. El cambio más fuerte de temperatura y salinidad se da en las aguas someras cerca de la desembocadura del

río Colorado donde la salinidad varía de 36.50 psu en invierno a más de 38.50 psu en verano.

2. *La región central o canal de Ballenas*. Localizada entre la Isla Tiburón y Angel de la Guarda, es una zona profunda (1600 m) con fuertes variaciones en la salinidad.
3. *La región sur*. Localizada al sur de Isla Tiburón y Salsipuedes, se vuelve una zona profunda muy rápidamente, cerca de 2000 m y tiene comunicación directa con el Océano Pacífico. Por lo tanto, la estructura termohalina y de mareas es muy similar a la observada en el pacífico ecuatorial.

Por su parte Lluch Cota y Arias Aréchiga (2000) analizando la variabilidad espacio-temporal fotosintética en el golfo, proponen una regionalización en cuatro zonas: 1) alto golfo, 2) parte central, 3) parte sur y 4) parte oeste de la región de las islas.

En este trabajo se utilizará el término alto golfo de la línea punteada que se muestra en la figura 2.1 hasta la desembocadura del Río Colorado.

## CAPÍTULO 3

### ANTECEDENTES

La Tierra, debido a su composición interna, presenta un campo magnético permanente. El agua de mar, debido a las impurezas que contiene es un buen conductor. El agua se mueve en el mar debido a diversos factores, uno de los más importantes es la fuerza de atracción gravitacional que genera las mareas en el océano.

En 1832 Faraday escribió ‘Experimental researches in electricity’ y argumentó que, en el planeta, en cualquier lugar donde el agua fluya se crea irremediamente un campo eléctrico; además predijo la existencia de un campo eléctrico inducido en el Río Támesis, pero no logró demostrarlo debido a que los instrumentos que utilizó para su medición no eran los adecuados y no tenían la sensibilidad necesaria. En 1950 von Arx desarrolló el electrocinematógrafo electromagnético (GEK) basado en la misma idea, en éste se miden las diferencias de potencial eléctrico y se calculan las velocidades de las corrientes. En 1851 Wollastron logró registrar la presencia de campos electromagnéticos como ruido en un cable de telégrafos que cruzaba el Canal de la Mancha. En 1954 Longuet-Higgins *et al.* desarrollaron un método a través del cual se podían medir los campos eléctricos generados en el océano por las corrientes y olas remolcando electrodos. En 1920 marinos observaron que los electrodos de un barco al ser remolcado percibían los campos eléctricos. Actualmente, para medir el flujo del agua en el océano, se utilizan ampliamente cables submarinos y electrodos. Una visión general de la teoría y los instrumentos la dieron Stanford (1971) y Filloux (1973-1,2). Larsen (1968) sentó las bases de la creación de campos eléctricos y magnéticos en el océano profundo inducidos por corrientes de marea, en 1992 muestra registros de una diferencia de potencial en un cable submarino horizontal en el estrecho de Florida, que había estado abandonado desde 1968, el cual se había colocado para comunicaciones entre los USA y Cuba.

El movimiento del agua, en presencia permanente del campo geomagnético genera campos eléctricos y por ende corriente eléctrica y campos magnéticos secundarios. La magnitud y dirección de los campos depende únicamente de la velocidad de la corriente y el campo magnético; sin embargo, la corriente depende además de la conductividad del agua en la región y los sedimentos presentes (Stanford, 1971).

Se han hecho mediciones del campo eléctrico en el fondo del océano generado por corrientes de marea en Cambria, California y Oahu, Hawaii (Larsen 1967, 1973). Los valores medidos en Cambria, California fueron  $2.70 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$  en la componente oeste-este y  $1.5 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$  en la componente sur-norte. En Oahu, Hawaii, se obtuvieron medidas de campo eléctrico máximas de  $17.503 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$ .

Debido a que la velocidad no es uniforme en toda la columna de agua, también se crean diferencias de potencial en la vertical (Harvey y Montaner, 1977). Posteriormente se usó la diferencia de potencial entre dos puntos por donde pasa una corriente marina, para medir la velocidad de las mareas (Palshin *et al.*, 2002; Palshin *et al.*, 2006).

El agua de mar es conductora (tiene entre 5 y 6  $\text{S m}^{-1}$ ) por lo que se inducen en ella campos eléctricos mediante dos efectos, primero, por el movimiento del agua de mar a través del campo geomagnético terrestre, la cual es posible observar en escala de minutos; segundo, por la variación del campo geomagnético, la cual es posible observarla a través de miles de años (Open University, 1995).

Al hablar de un proceso totalmente magnetohidrodinámico, los campos previos, los campos generados y el flujo de electrones se acoplan. Sin embargo, en el océano éste fenómeno se reduce a la inducción por movimiento (Larsen, 1973) y se debe a los iones disueltos que se encuentran en el agua de mar, los cuales son transportados por las corrientes oceánicas, cruzan el campo geomagnético y debido a la fuerza de Lorentz son desviados en dirección perpendicular a su movimiento (Stanford, 1971).

Con base en los resultados de los trabajos antes mencionados, se han realizado mediciones de los campos eléctricos en el mar debido a la inducción por movimiento, utilizando antenas en el fondo del océano para medir el campo eléctrico inducido y así determinan zonas con posibles reservas de hidrocarburos, éste método es conocido como Controlled-Source Electromagnetic (CSEM) (MacGregor, 2000). Las investigaciones sobre métodos electromagnéticos para analizar la composición de los sedimentos del fondo oceánico comenzaron desde los años 70's, a la fecha se han desarrollado diversos métodos para medir el campo eléctrico en el fondo del mar, una de ellas es mediante las diferencias de potencial las cuales dependen de la velocidad con la que se mueve el agua de mar y del valor del campo magnético en la zona (Chave, 1985; Bindoff *et al.*, 1986; Chave *et al.*, 1991).

El primer modelo global del campo eléctrico, para sus componentes  $x$  y  $y$ , producido por la oscilación del mar producida por las componentes de marea  $M_2$  y  $O_1$ , utilizando cada una por separado, fue hecho por Kuvshinov *et al.* En el 2006. Para calcular las corrientes de marea se utilizó un modelo integrado verticalmente, los valores del campo magnético variaban espacialmente. Los valores máximos que se obtuvieron fueron de  $9.9 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$  para la componente  $M_2$ .

En el Golfo de California Monreal Jiménez (2014) utilizando un modelo numérico 3D que utiliza únicamente la componente de marea  $M_2$  reporta valores máximos del campo eléctrico en el fondo de  $1.91 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$  y en superficie de  $1.59 \times 10^{-7} \text{ NC}^{-1}$ .

# CAPÍTULO 4

## MÉTODOS

Tanto un campo eléctrico  $\vec{E}$ , como un campo magnético  $\vec{B}$ , pueden ejercer una fuerza sobre una partícula cargada. Hall en 1879, demostró que los electrones conductores móviles de un alambre de cobre son desviados si se aplica un campo magnético. En general, éste fenómeno se observa en cualquier material conductor.

### 4.1 Marco Teórico

Si se tiene un material conductor y en él está fluyendo una corriente de electrones (iones), al someterlo a un campo magnético  $\vec{B}$ , éste ejerce una fuerza  $\vec{F}_B$ , en los electrones (iones) (Fig. 4.1.1a). Al transcurrir el tiempo los electrones se mueven a la derecha y hay cargas positivas no compensadas en el otro lado. Debido a la separación entre las cargas se produce un campo eléctrico  $\vec{E}$  que ejerce una fuerza eléctrica  $\vec{F}_E$  sobre la corriente de electrones; ésta fuerza tiende a desviar los electrones hacia la derecha y rápidamente se llega a un equilibrio, entonces la fuerza electrostática  $\vec{F}_E$  y la fuerza magnética  $\vec{F}_B$  se anulan. Finalmente los electrones se desplazan a lo largo del conductor hacia la parte superior con una velocidad  $\vec{v}_d$  y se detiene la acumulación de cargas en los extremos del material; así como, el crecimiento del campo eléctrico (Fig. 4.1.1b) (Haus y Melcher, 1989).

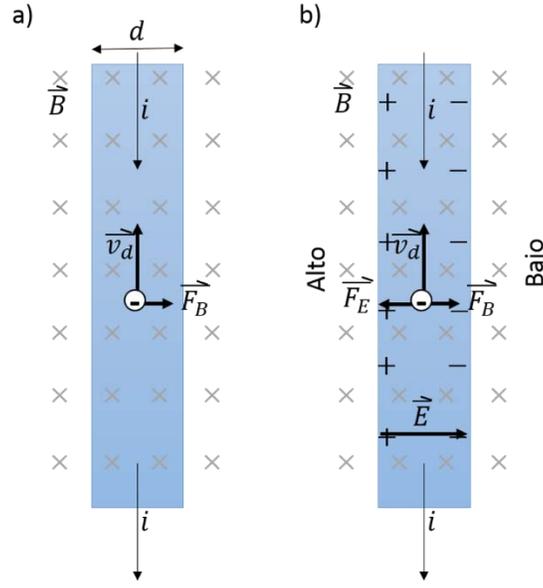


Figura 4.1.1. Tira conductora portadora de corriente  $i$ , considerando la corriente en dirección de los portadores de carga positivos, inmersa en un campo magnético  $\vec{B}$ . a) Situación inmediatamente después de que se activa el campo magnético, b) Situación en equilibrio que se logra rápidamente, en donde las cargas negativas se acumulan del lado derecho y las positivas no compensadas en el izquierdo; por lo tanto, el lado izquierdo está a un potencial más alto que el derecho.

Al igualarse las fuerzas eléctrica y magnética se tiene:

$$\vec{F}_B = q_0(\vec{V} \times \vec{B}) = \vec{F}_E \quad (4.1.1)$$

Con la ecuación 4.1.1, la ecuación (1.4.1) se puede reescribir como:

$$\vec{E} = \frac{\vec{F}_E}{q_0} = \frac{\vec{F}_B}{q_0} = \frac{q_0(\vec{V} \times \vec{B})}{q_0} = (\vec{V} \times \vec{B}) \quad (4.1.2)$$

Esta deducción, aunque de forma distinta, llega a las mismas ecuaciones que han utilizado otros autores en modelos globales creados para calcular el campo eléctrico o la densidad de corriente (Kuvshinov *et al*, 2002; 2005; 2006).

Si se conoce la velocidad de las partículas cargadas que se mueven en un medio conductor y además se tiene un campo magnético del cual se conoce su magnitud y dirección se puede calcular el campo eléctrico que se produce en la zona (Kuvshinov *et al*, 2005).

El agua de mar es un conductor y las corrientes hacen que las partículas cargadas que se encuentran inmersas se encuentren en constante movimiento, la Tierra presenta un campo magnético permanente para tiempos que comprenden cientos de años, entonces, en el Mar se producen campos eléctricos que se pueden calcular y medir.

## 4.2 Mareas

La marea es el cambio periódico del nivel del mar producido principalmente por la interacción del Sol y la Luna sobre la Tierra.

### 4.2.1 Potencial gravitacional

Según Krauss (1973), en un sistema de coordenadas absolutas, la fuerza proporcional al volumen  $\mathbf{K}(\mathbf{r})$ , que tiene la densidad de fuerza  $\mathbf{k}(\mathbf{r})$ , se origina exclusivamente del potencial gravitacional. De acuerdo con Newton una masa  $M$  posicionada en  $\mathbf{r} = \mathbf{0}$  ejerce sobre una masa  $m$  en la posición  $\mathbf{r}$ , una fuerza  $\mathbf{K}(\mathbf{r})$  de magnitud  $k(\mathbf{r})$ , dada por:

$$\mathbf{K}(\mathbf{r}) = \frac{\gamma m M}{r^2}, \quad \mathbf{K}(\mathbf{r}) = -K(r) \frac{\mathbf{r}}{r} = -\frac{\gamma m M}{r^2} \frac{\mathbf{r}}{r} \quad (4.2.1.1)$$

Donde  $\gamma = 6.674 \times 10^{-8} \text{g}^{-1} \text{cm}^3 \text{s}^{-2}$  es la constante gravitacional. Debido a que  $\mathbf{K}(\mathbf{r})$  es una fuerza central de acuerdo con (4.2.1.1) en dirección hacia el centro  $\mathbf{r} = \mathbf{0}$ , se puede definir un potencial, cómo:

$$\begin{aligned} \Phi(\mathbf{r}) &= - \int_{r_0}^r \mathbf{K}(\mathbf{r}) \cdot d\mathbf{r} = - \int_{r_0}^r K(r) \frac{\mathbf{r}}{r} \cdot d\mathbf{r} = - \int_{r_0}^r K(r) dr = \Phi(\mathbf{r}) \\ &= - \frac{\gamma m M}{r} \end{aligned} \quad (4.2.1.2)$$

Donde  $\Phi(r_o = \infty) = 0$ . Por lo tanto, de (4.2.1.2) se llega a:

$$\nabla\Phi = -\mathbf{K}(\mathbf{r}) \quad (4.2.1.3)$$

El vector  $\nabla\Phi$  da la dirección de las líneas de campo en cada punto y es ortogonal a la superficie equipotencial ( $\Phi = \text{constante}$ ).

Si la masa  $m$  se expone a un sistema de masas  $M_i$  posicionadas en  $\mathbf{r}_i$ , manteniendo una analogía con (4.2.1.1) y (4.2.1.2) se obtiene que:

$$\Phi(\mathbf{r}) = \sum_i \Phi_i = - \sum_i - \frac{\gamma m M_i}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i|}, \quad \mathbf{K}(\mathbf{r}) = \sum_i \frac{\gamma m M_i}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i|^2} \frac{\mathbf{r} - \mathbf{r}_i}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i|} \quad (4.2.1.4)$$

El potencial  $\Phi(\mathbf{r})$  y la fuerza  $\mathbf{K}(\mathbf{r})$  están determinadas principalmente por esas masas  $M_i$  que son lo suficientemente grandes y ubicadas lo suficientemente cerca, ya que sus influencias disminuyen con la distancia de acuerdo con  $1/r$  y  $1/r^2$  respectivamente. Las siguientes masas  $M_i$  son importantes para un elemento de fluido en el océano debido a dos importantes razones que se explican a continuación:

1. Todos los puntos de masa  $m$  que rodean la Tierra lo hacen a distancias fijas. Para un punto en la superficie del mar su masa total ( $E = 5.977 \times 10^{27} g$ ) se puede asumir como si estuviera concentrada en el centro de la Tierra, su centro de gravedad. De acuerdo con la teoría potencial la capa exterior de una esfera no ejerce ninguna atracción en un punto en el interior de la esfera. Por lo tanto, la fuerza que actúa sobre un punto dentro del océano a una cierta profundidad  $z$  es:

$$\begin{aligned} \Phi\mathbf{K} &= -\gamma \frac{m(E - \Delta E)}{(R - z)^2} \frac{\mathbf{r}}{r} \approx \mathbf{K}_o + 2\mathbf{K}_o \frac{z}{R} \left( \mathbf{1} - \frac{\Delta E}{2E} \right) \\ &\approx \mathbf{K}_o + 2\mathbf{K}_o \frac{z}{R} \left( \mathbf{1} - \frac{3}{2} \frac{\rho}{\rho_E} \right) \quad (4.2.1.5) \\ \mathbf{K}_o &= -\gamma \frac{mE}{R^2} \frac{\mathbf{r}}{r} \end{aligned}$$

Donde  $R$  es el radio de la Tierra ( $\approx 6371 \text{ km}$ ),  $\Delta E$  la masa de la corteza de la Tierra ( $\Delta E = \left(\frac{4\pi}{3}\right)[R^3 - (R - z)^3]\rho \approx 4\pi R^2 z \rho$ ),  $\mathbf{K}_o$  la fuerza en la superficie del mar,  $\rho_E$  la densidad de la Tierra ( $\approx 5.51$ ) y  $\rho$  la densidad de la corteza ( $\approx 1.00$  en una Tierra cubierta de agua).

Si se define la *aceleración gravitacional*  $\mathbf{g}^*$ , se tiene:

$$\mathbf{g}^* = \gamma \frac{E - \Delta E}{(R - z)^2} \approx g_o^* + 2.244 \times 10^{-6} z, \quad g_o^* \approx 982.1, \quad \mathbf{K} = m\mathbf{g}^* \quad (4.2.1.6)$$

$$\mathbf{g}^* = -\nabla\Phi^* = -\mathbf{g}^* \frac{\mathbf{r}}{r}$$

Donde  $z$  es la profundidad en centímetros.

La magnitud de  $g^*$  ( $982 \text{ cm sec}^{-2}$ ) es constante en una primera aproximación. Si el centro de la Tierra y el centro de gravedad no coinciden debido a inhomogeneidades espaciales en la estructura de la masa de la Tierra o a causa de la configuración de la Tierra, puede resultar en una dependencia adicional en la dirección horizontal. Esto se puede dejar fuera de consideración.

Por lo tanto, la fuerza por unidad de masa de la ecuación del movimiento contiene como primera parte:

$$\frac{1}{\rho} \mathbf{k} = \frac{d\mathbf{K}}{\rho dV} = \frac{dm\mathbf{g}^*}{\rho dV} = \mathbf{g}^* = -\nabla\Phi^* \quad (4.2.1.7)$$

Vemos que la estructura de la masa de la Tierra por sí sola produce la aceleración gravitacional y se debe combinar con la fuerza centrífuga  $-\Omega \times (\Omega \times \mathbf{r})$  para dar la fuerza de gravedad actual, resultando en  $-\nabla\Phi = -\nabla\Phi^* - \Omega \times (\Omega \times \mathbf{r})$ .

2. Las masas de la Luna y la Tierra. La fuerza gravitacional ejercida por ellas sobre una masa  $m$  da como resultado las fuerzas generadoras de las mareas.

#### 4.2.2 El potencial de marea

Según Krauss (1973), la mayor parte de las fuerzas gravitacionales de la Luna y el Sol se compensan con la fuerza centrífuga que se origina con la revolución de los sistemas Tierra-Luna y Tierra-Sol, alrededor de su respectivo centro de gravedad. Las fuerzas restantes se llaman fuerzas generadoras de mareas.

Para lo que resta de la sección se introduce la siguiente notación:

$r_0$  Distancia del centro de la Tierra al centro de la Luna ( $3844 \times 10^3$ ),  $\mathbf{r}_0/r_0$  apuntando hacia la Tierra

$r_1$  Distancia de un punto en la Tierra desde el centro de la Luna,  $\mathbf{r}_1/r_1$  apuntando hacia la Tierra

$R$  Radio de la Tierra (6371 km),  $E$  = Masa de la Tierra,  $M$  = Masa de la Luna

$a$  Distancia del centro de la Tierra desde el centro de gravedad común del Sistema Tierra-Luna,  $\mathbf{a}/a$  =apuntando hacia la Tierra

$\omega$  Velocidad angular de la Tierra y la Luna alrededor del centro de gravedad común

$\Phi_i$  Potencial de marea ( $i = M$  or  $S$  para Luna o Sol respectivamente)

La rotación de la tierra alrededor de su eje será al principio despreciada. La estabilidad del sistema Tierra-Luna está garantizada por el hecho de que los dos cuerpos se mueven alrededor de su centro de gravedad común con una velocidad angular  $\omega$ . En la primera aproximación cada cuerpo describe un círculo. Esta es una característica de este movimiento que ninguno de los cuerpos gira en su órbita. Este tipo de movimiento se llama revolución.

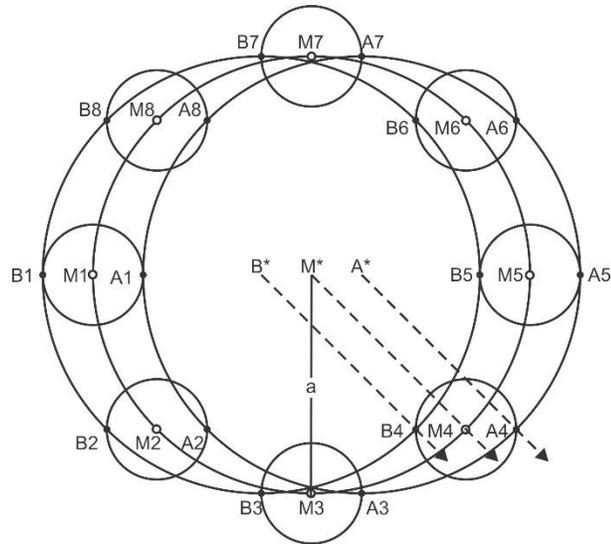


Figura 4.2.2.1. Posición de puntos  $M$ ,  $A$ , y  $B$  durante el movimiento de revolución de un cuerpo cuyo centro es  $M$  alrededor de  $M^*$ . Los puntos  $A$ ,  $B$ , y  $M$  describen círculos alrededor de  $A^*$ ,  $B^*$ , y  $M^*$  respectivamente, teniendo el mismo radio  $a$ .

Debido a la relación  $E/M = 81.53$  el centro de gravedad común de este sistema es 81.53 veces más cerca del centro de la Tierra. El centro de la Luna está alrededor de  $60.26 R$  distante de la de la Tierra; esto significa que el centro de gravedad común está alrededor de 4600 km del centro de la Tierra, es decir, cae dentro de la Tierra. Ambos cuerpos completan una revolución alrededor de este centro de gravedad en alrededor de 27.3 días (27 d 7 h 43 min 11.5 s).

La fuerza centrífuga resultante es la misma para todos los puntos en la Tierra (Figura 4.2.2.1). Ya que al movimiento de revolución está libre de rotación, cada punto de la Tierra describe un círculo de radio  $a$ : los puntos  $M_n$  se localizan en un círculo alrededor de  $M^*$ , los de  $A_n$  en uno correspondiente alrededor  $A^*$ , etc. En cada punto de la Tierra, la fuerza centrífuga por unidad de masa tiene el valor  $Z = \omega^2 a$  y la dirección  $\mathbf{a}$ . En consecuencia, la fuerza total centrífuga es  $Z_E = E\omega^2 a$ . Para la estabilidad del sistema, se requiere que  $Z_E$  sea igual a la fuerza total gravitacional ejercida por la Luna sobre la Tierra.

Ya que se puede imaginar que la masa total de la Tierra está concentrada en el centro de la Tierra, entonces:

$$-\frac{\gamma EM}{r_o^2} \frac{\mathbf{r}_o}{r_o} + E\omega^2 a \frac{\mathbf{a}}{a} = 0 \quad (4.2.2.1)$$

Se debe cumplir para el sistema. Ya que la fuerza centrífuga es constante sobre toda la Tierra, pero la fuerza gravitacional varía como  $1/r_i^2$ , este estado de equilibrio no se satisface en ningún punto afuera del centro de la Tierra. Para esos puntos se tiene un vector resultante por unidad de masa ( $m=1$ ), el cual es dado por la suma de las fuerzas gravitacionales locales [ $\mathbf{K}_1 = -(\gamma M/r_1^2)(\mathbf{r}_1/r_1$ )] y la fuerza centrífuga constante [ $\mathbf{K}_2 = \omega^2 a(\mathbf{a}/a) = -\mathbf{K}_0 = (\gamma M/r_o^2)(\mathbf{r}_o/r_o$ )].

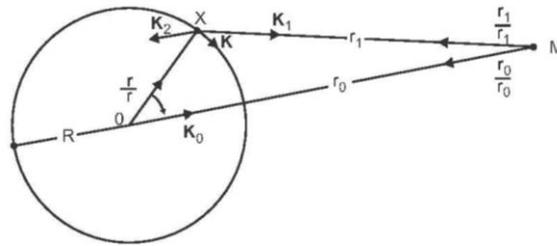


Figura 4.2.2.2. Fuerza productora de marea  $\mathbf{K}$  en el punto  $X$  sobre la tierra.  $\mathbf{K}_1$  es la fuerza gravitacional,  $\mathbf{K}_2$  la fuerza centrífuga resultante de la revolución de los cuerpos alrededor de su centro de gravedad común y  $\mathbf{K}$  es la fuerza resultante.

Así se llega a la siguiente relación (Figura 4.2.2.2):

$$\mathbf{K} = \mathbf{K}_1 + \mathbf{K}_2 = \mathbf{K}_1 - \mathbf{K}_0 = -\gamma M \left( \frac{\mathbf{r}_1}{r_1^3} - \frac{\mathbf{r}_0}{r_0^3} \right) \quad (4.2.2.2)$$

Para  $\mathbf{K}_1$  se define un potencial que depende de  $\mathbf{r}_1$  con  $\Phi_1 = 0$  para  $\mathbf{r}_1 = \infty$ , dando:

$$\Phi_1 = - \int_{\infty}^{r_1} \mathbf{K}_1(r_1) \cdot d\mathbf{r}_1 = \int_{\infty}^{r_1} \frac{\gamma M}{r_1^2} dr_1 = -\frac{\gamma M}{r_1} \quad (4.2.2.3)$$

En todas partes  $\mathbf{K}_2$  tiene la dirección  $\mathbf{r}_0$  y la magnitud  $\gamma M/r_o^2$ . Se representa este potencial como función de la distancia del punto  $X$  al centro de la Tierra ( $\Phi_2 = 0$  para  $r = 0$ ), obteniendo:

$$\Phi_2 = - \int_0^r \frac{\gamma M \mathbf{r}_0}{r_0^2} \cdot \mathbf{dr} = \int_0^r \frac{\gamma M}{r_0^2} \cos\vartheta dr = \frac{\gamma M r \cos\vartheta}{r_0^2} \quad (4.2.2.4)$$

de lo anterior se sigue que:

$$\Phi_M = \Phi_1 + \Phi_2 = - \left( \frac{\gamma M}{r_1} - \frac{\gamma M r \cos\vartheta}{r_0^2} \right) \quad (4.2.2.5)$$

Ya que se puede añadir una constante arbitraria al potencial, se añade  $+\gamma M/r_0$  a  $\Phi_M$  y por lo tanto se tiene  $\Phi_M = 0$  para el centro de la Tierra ( $r = 0, r_1 = r_0$ ), quedándonos:

$$\Phi_M(r, \vartheta) = -\gamma M \left( \frac{1}{r_1} - \frac{r \cos\vartheta}{r_0^2} \right) \quad (4.2.2.6)$$

$\Phi_M$  es el potencial de la fuerza generadora de mareas de la Luna sobre la Tierra que no gira alrededor de su propio eje, lo mismo aplica análogamente para  $r_{iS}, r_{oS}$  y  $\vartheta_S$  para el potencial debido al Sol.

Usando la relación  $r_1^2 = r_0^2 + r^2 - 2rr_0 \cos\vartheta$ ,  $1/r_1$  se puede llegar a:

$$\frac{1}{r_1} = \frac{1}{r_0} \left( 1 - \frac{2r}{r_0} \cos\vartheta + \frac{r^2}{r_0^2} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (4.2.2.7)$$

al desarrollar en una serie de  $r/r_0$  la ecuación (4.2.2.7) resulta en una función de Legendre (Courant y Hilbert, 1953), dada por:

$$\frac{1}{r_1} = \frac{1}{r_0} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{r}{r_0} \right)^n P_n(\cos\vartheta) \quad (4.2.2.8)$$

Donde:

$$P_0(\cos\vartheta) = 1, \quad P_1(\cos\vartheta) = \cos\vartheta, \quad P_2(\cos\vartheta) = \frac{1}{4}(3\cos 2\vartheta + 1), \dots \quad (4.2.2.9)$$

Tomando en cuenta el desarrollo anterior el potencial de mareas provocado por la Luna se resuelve en una suma de potenciales:

$$\Phi_M(r, \vartheta) = -\gamma M \frac{r^2}{r_o^3} \left( P_2 + \frac{r}{r_o} P_3 + \frac{r^2}{r_o^2} P_4 + \dots \right) = \Phi_{M2} + \Phi_{M3} + \Phi_{M4+\dots} \quad (4.2.2.10)$$

$r/r_o$  se llama paralaje de la Luna equivalente a 0.017. Por lo tanto, el desarrollo en serie (4.2.2.10) se puede cortar después de algunos términos. Poniendo atención sólo a  $\Phi_{M2}$ , se tiene:

$$\Phi_{M2}(r, \vartheta) = -\frac{3}{4} \gamma M \frac{r^2}{r_o^3} \left( \cos 2\vartheta + \frac{1}{3} \right) \quad (4.2.2.11)$$

y para las componentes vertical y horizontal de la fuerza generadora de marea (por unidad de masa) se obtiene:

$$K_r = -\frac{\partial \Phi_{M2}}{\partial r} = \frac{3}{2} \frac{\gamma M r}{r_o^3} \left( \cos 2\vartheta + \frac{1}{3} \right), \quad (4.2.2.12)$$

$$K_\vartheta = -\frac{\partial \Phi_{M2}}{r \partial \vartheta} = \frac{3}{2} \frac{\gamma M r}{r_o^3} \sin 2\vartheta,$$

Donde la dirección vertical se define como  $+r$  (desde el centro de la Tierra) y la componente  $\vartheta$  es positiva cuando está dirigida hacia la Luna. La componente vertical  $K_r$  está orientada en sentido contrario a la fuerza gravitacional de la Tierra. Para la relación  $K_r/g^*$  se sigue teniendo en cuenta que en la superficie del océano  $r = R, z = 0$ :

$$\frac{m}{g^*} = \frac{3}{2} \frac{M R^3}{E r_o^3} \approx 8.75 \times 10^{-8}, \quad m = \frac{3}{2} \frac{\gamma M r}{r_o^3} \quad (4.2.2.13)$$

Si  $M$  y  $r_o$  son remplazado por los valores respectivos del Sol, se obtiene un valor de  $3.78 \times 10^{-8}$ . Estas cantidades son mucho más pequeñas que las componentes verticales por lo que serán despreciadas en el siguiente desarrollo (ellas corresponden a un cambio insignificante en la aceleración gravitacional). Por otra parte, no se puede despreciar la componente horizontal, aunque sea del mismo orden de magnitud que la de la vertical, ya que las otras fuerzas en la ecuación de movimiento de la hidrodinámica muestran componentes horizontales del mismo orden de magnitud.

Considerando relativamente pequeña la profundidad de los océanos comparada con el radio de la Tierra  $R$ , se puede considerar  $r = R$ , es decir, se toma  $K_\vartheta$  independiente de la profundidad. Entonces la distancia geocéntrica del cenit  $\vartheta$  se convierte en la única variable. En consecuencia, de (4.2.2.11) se sigue que:

$$\Phi_i = -\frac{m_i R}{2} \left( \cos 2\vartheta + \frac{1}{3} \right), \quad K_{\vartheta,i} = \frac{1}{R} \frac{\partial \Phi_i}{\partial \vartheta} = m_i \sin 2\vartheta, \quad (4.2.2.14)$$

Donde  $i = M$  o  $S$  para la Luna o el Sol respectivamente y  $m_M = 8.75 \times 10^{-8} g^*$ ,  $m_S = 3.78 \times 10^{-8} g^*$  de acuerdo a (4.2.2.13).

$K_{\vartheta,i}$  tiene valores extremos en  $\vartheta = \pm 45^\circ$  y  $\vartheta = \pm 135^\circ$ . Estos campos de fuerza se dirigen hacia los puntos de la superficie de la Tierra donde el Sol y la Luna están en su cenit o nadir. La fuerza gravitacional predomina en los lugares de la Tierra que dan vuelta hacia la Luna (Sol); la fuerza centrífuga en el lado opuesto, lejos de la Luna (Sol).

Si la Tierra no rotara, cada punto de la Tierra experimentaría una marea alta dos veces al año debido al potencia del Sol  $\Phi_S$  y dos veces en 27.3 días (periodo orbital de la Luna) debido al potencial de la Luna  $\Phi_M$ . Esto ocurriría cuando la Luna o el Sol estuvieran en el cenit o nadir con respecto del punto de observación de la Tierra. Sin embargo, la Tierra rota en un campo de variación lenta de estas fuerzas de marea.

Si se considera de nuevo el sistema Tierra-Luna y despreciando el movimiento del sistema Tierra-Luna alrededor del Sol, en un punto de observación  $X$  en la Tierra que gira, la distancia del cenit de la Luna cambia con un periodo de 24 horas. Sin embargo, como la Luna gira en la misma dirección que la Tierra, el tiempo que transcurre entre que la luna pasa dos

veces encima del mismo meridiano específico está desplazado por 50.47 minutos. Así, un día lunar es 24 horas y 50.47 minutos más largo.

Si se expresa la distancia del cenit  $\vartheta$  como función de las coordenadas geográficas  $\varphi$  y  $\lambda$ , tiempo  $t$  y declinación de la Luna  $\delta$ .

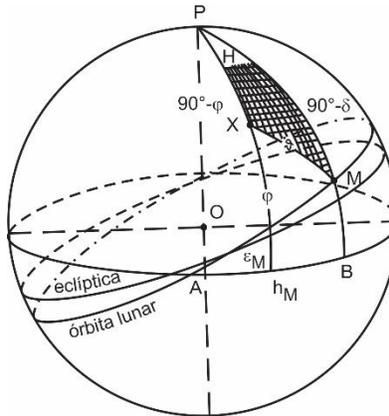


Figura 4.2.2.3. Esfera celestrial y coordenadas de  $\varphi$ ,  $\delta$  y  $H$  mediante las cuales la distancia del cenit geocéntrico  $\vartheta$  es expresada.  $\epsilon_M$  es el ángulo entre la órbita de la Luna y el Ecuador y  $h_M$  la longitud de la posición actual de la Luna.

Para la esfera celestrial (sistema ecuatorial) (Figura 4.2.2.3), como generalmente se usa en la teoría de mareas, el centro de la Tierra coincide con el origen 0 del sistema de coordenadas. La eclíptica tiene una inclinación con el ecuador de alrededor de  $23^\circ 27'$  y la órbita de la Luna está inclinada  $5^\circ 8.7'$  con respecto a la eclíptica. Si se toma  $M$  como la posición de la Luna,  $X$  el punto de observación y  $P$  el polo celestrial (intersección del eje de la Tierra con la esfera celeste), entonces  $\vartheta$  es la distancia geocéntrica al cenit como se indica en (4.2.2.14) y se puede expresar con la declinación  $\delta$ , el ángulo hora  $H$  de la Luna relativo al meridiano del punto de observación  $X$  y la latitud  $\varphi$  del punto  $X$ . De acuerdo a la ley de cosenos para el triángulo esférico  $MPX$ , tenemos que:

$$\cos\vartheta = \sin\varphi\sin\delta + \cos\varphi\cos\delta\cos H \quad (4.2.2.15)$$

Entonces, con respecto a  $\cos 2\vartheta = 2 \cos^2 \vartheta - 1$ , el potencial (4.2.2.14) para la Luna se vuelve:

$$\Phi_M = -\frac{m_M R}{2} \left[ \frac{1}{3} (1 - 3 \sin^2 \varphi)(1 - 3 \sin^2 \delta) + \sin 2\varphi \sin 2\delta \cos H + \cos^2 \varphi \cos^2 \delta \cos 2H \right] \quad (4.2.2.16)$$

Si  $\lambda$  es la longitud del punto de observación  $X$ ,  $\sigma$  la velocidad angular de la Luna ( $^\circ/h$ ) y  $\alpha$  la fase, entonces  $H = \sigma t + \lambda + \alpha$ , es válido. Por lo tanto, se obtiene para el potencial (4.2.2.16) de la Luna o el Sol:

$$\Phi_i(\varphi, \lambda, t) = -\frac{m_i M_i R}{2} \left[ \frac{1}{3} (1 - 3 \sin^2 \varphi)(1 - 3 \sin^2 \delta_i) + \sin 2\varphi \sin 2\delta_i \cos(\sigma_i t + \lambda + \alpha_i) + \cos^2 \varphi \cos^2 \delta_i \cos(2\sigma_i t + 2\lambda + 2\alpha_i) \right] \quad (4.2.2.17)$$

$$\Phi_G = \sum \Phi_i$$

Donde  $i = M$  o  $S$  para la Luna o el Sol respectivamente. Las tres condiciones se muestran en la Figura 4.2.2.4.

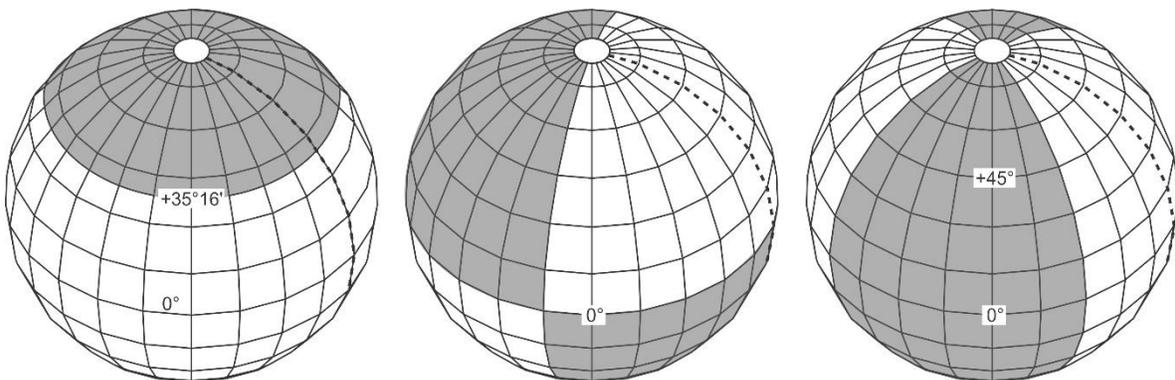


Figura 4.2.2.4. Distribución geográfica del potencial de marea. Izquierda: potencial de marea de periodo largo. Centro: potencial de marea diurno. Derecha: potencial de marea semi-diurno. Línea discontinua: Meridiano de la luna. Área punteada:  $\Phi < 0$ .

El primer término en la ecuación 4.2.2.17 es independiente de  $\lambda$ . No tiene líneas nodales cuando  $\sin^2 \varphi = 1/3$  o  $\varphi = \pm 35^\circ 16'$  y tiene valores extremos cuando  $\varphi = 0^\circ$  y  $\varphi = \pm 90^\circ$  (Figura 4.2.2.4, lado izquierdo). Este término sólo es aparente independiente del tiempo, su dependencia del tiempo está implícitamente incluida en  $\delta_i$ , la declinación de la eclíptica y la órbita de la Luna. En promedio la órbita lunar está inclinada alrededor de  $5^\circ 8.7'$  respecto a la eclíptica; el ángulo fluctúa entre  $4^\circ 59'$  y  $5^\circ 18'$ . Si se desprecia esta fluctuación y se toma  $\epsilon_M = 28^\circ 30'$  como el ángulo entre la órbita lunar y el ecuador, se obtiene:

$$\sin \delta_M = \sin \epsilon_M \sin h_M \quad (4.2.2.18)$$

Lo que debe ser válido para el triángulo rectángulo esférico  $ABM$  con  $h_M$  como el promedio de la longitud actual de la posición de la Luna relativa a la Tierra. De (4.2.2.17), entonces se obtiene:

$$\begin{aligned} 1 - 3 \sin^2 \delta_M &= 1 - 3 \sin^2 \epsilon_M \sin^2 h_M = 1 & (4.2.2.19) \\ &= 1 - \frac{3}{2} \sin^2 \epsilon_M + \frac{3}{2} \sin^2 \epsilon_M \cos 2h_M \\ &= 0.658 + 0.342 \cos 2h_M \end{aligned}$$

Así, el primer término del potencial de marea lunar incluye un tiempo independiente como parte del período largo, el período debido a  $2h_M$  es aproximadamente 14 días (constante de marea lunar  $M_o$  y la marea quincenal lunar). Análogamente, se obtiene para el potencial de marea solar:

$$\begin{aligned} 1 - 3 \sin^2 \delta_S &= 1 - \frac{3}{2} \sin^2 \epsilon_S + \frac{3}{2} \sin^2 \epsilon_S \cos 2h_S & (4.2.2.20) \\ &= 0.762 + 0.237 \cos 2h_S \end{aligned}$$

Y equivale a la constante de marea solar  $S_o$  y la marea semianual solar. Excepto para  $\varphi = \pm 35^\circ 16'$ , la amplitud de esa marea en ninguna parte del planeta es igual a cero, ya que en general  $\sin^2 \delta_i \neq 1/3$ .  $M_o$  y  $S_o$  se pueden agregar al potencial gravitacional como potenciales

independientes del tiempo; ellos afectan como una depresión en el nivel del mar en el polo de cerca de 20 cm y una elevación en el ecuador de cerca de 10 cm.

Teniendo la forma  $\sin 2\varphi$ , el segundo término en (4.2.2.17) tiene líneas nodales cuando  $\varphi = 0^\circ$  y  $\varphi = \pm 90^\circ$ . Valores extremos se encuentran cuando  $\varphi = \pm 45^\circ$ . La distribución del potencial para un tiempo  $t$  se muestra en la figura anterior (Figura 4.2.2.4 centro).

La dependencia más importante del tiempo de este término está dada por  $\cos(\sigma_M t + \lambda + \alpha_M)$ .  $\sigma_M$  que corresponde a un periodo de 24 h 50.47 min,  $\sigma_S$  a uno de 24 h. Por lo tanto, el segundo término describe las mareas diurnas cuya amplitud es modulada por  $\sin 2\delta_i(t)$ . De forma similar, el tercer término es periódico con 12 h 25.23 min (Luna) y 12 h respectivamente, esto implica mareas semidiurnas. El potencial tiene un máximo en el ecuador y se desvanece en los polos. La distribución del potencial para un tiempo  $t$  se da en la figura anterior (Figura 4.2.2.4 lado derecho). La región con valores de potenciales positivos y negativos tienen un ángulo de  $90^\circ$  de longitud; la amplitud del potencial es modulada por  $\cos^2 \delta_i(t)$ .

La ecuación (4.2.2.17) se basa sólo en un término de la expansión en series dada en (4.2.2.5); además, con  $m_i = \text{const}$ , esta contiene la condición de que se da en (4.2.2.13) de que la distancia  $r_o$  entre la Tierra y la Luna (o el Sol) es constante. Un análisis más exacto considera los cambios temporales de todas esas cantidades y aproxima  $\Phi$  por series de Fourier, como se muestra a continuación (Bartels, 1957):

$$\Phi_G = \sum_n A_n(\varphi) \cos(\sigma_n t - \alpha_n) \quad (4.2.2.21)$$

La tabla 4.2.2.1 muestra los valores para las componentes de marea más importantes derivadas de esta manera.

Tabla 4.2.2.1 Las siete componentes de marea más importantes.

Componente de la marea	Símbolo	Ángulo hora (°/h)	Periodo (h)	Radio de amplitud 100A/M2
Marea semidiurna				
Lunar principal	M2	28.98410	12.42	100
Solar principal	S2	30.00000	12.00	46.6
Lunar larga elíptica	N2	28.43973	12.66	19.2
Lunar-solar	K2	30.08214	11.97	12.7
Marea diurna				
Lunar-solar	K1	15.04107	23.93	58.4
Lunar Principal	O1	13.94304	25.82	41.5
Solar Principal	P1	14.95893	24.07	19.4

### 4.3 Modelo utilizado para calcular la velocidad de la corriente en el Golfo de California

#### 4.3.1 Bases matemáticas del modelo

La dinámica es matemáticamente descrita por las ecuaciones diferenciales parciales de Navier-Stokes para la conservación de momento lineal y por la ecuación de continuidad para la conservación de masa (Pedlosky, 2003), dadas por:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + \rho A_h \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \rho A_v \left( \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad \text{Ec. (4.3.1.1)}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + \rho A_h \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + \rho A_v \left( \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad \text{Ec. (4.3.1.2)}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \\ = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \rho A_h \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \right) + \rho A_v \left( \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \end{aligned} \quad \text{Ec. (4.3.1.3)}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \text{Ec. (4.3.1.4)}$$

Donde  $x, y, z$  son el sistema de coordenadas cartesianas siendo positivas  $x$  en dirección este,  $y$  hacia el norte y  $z$  hacia arriba respectivamente;  $u, v, w$  son las velocidades en la dirección de los ejes  $x, y, z$  respectivamente;  $t$  es el tiempo;  $\rho$  es la densidad del agua de mar,  $p$  es la presión,  $g$  la gravedad,  $f$  el parámetro de Coriolis,  $A_h$  el coeficiente de viscosidad horizontal,  $A_v$  el coeficiente de viscosidad vertical.

Las variables que se busca describir en el modelo son las componentes de la velocidad  $u, v$  y  $w$ . Éstas variables son función de las variables de posición:  $x$  (positiva en dirección este),  $y$  (positiva en dirección norte) y  $z$  (positiva hacia arriba) y el tiempo. Estas ecuaciones en oceanografía se modifican frecuentemente al hacer algunas simplificaciones.

Se asume que la densidad no cambia a lo largo del camino que sigue cualquier partícula, es decir,  $\frac{d\rho}{dt} = 0$ , esta condición de incompresibilidad permite simplificaciones muy importantes en la ecuación de continuidad. Debido a que el movimiento en el océano es turbulento las variables se descomponen en una parte media y una fluctuante, esto se conoce como descomposición de Reynolds. Las variables entonces toman la siguiente forma  $u = \bar{u} + u'$ ,  $v = \bar{v} + v'$ ,  $w = \bar{w} + w'$ ,  $p = \bar{p} + p'$  y  $\rho = \bar{\rho} + \rho'$ , y se sustituyen en las ecuaciones originales; después se promedian, entonces desaparece la parte fluctuante, la cual solo es considerada en el término  $\rho'g$ , esto se conoce como la aproximación de Boussinesq.

El análisis de escala del movimiento introduce dos simplificaciones más: la aproximación hidrostática requiere un balance entre la aceleración de gravedad y el gradiente de presión en la vertical para ser válida. Debido a que la componente vertical de la velocidad,  $w$ , es mucho menor comparada con las componentes horizontales,  $u$  y  $v$ ; y la componente vertical de la fuerza de Coriolis es menor que la gravedad,  $g$ , sólo la componente vertical de la aceleración de Coriolis [ $f = (0, 0, 2\Omega \sin\phi)$ ] es considerada en la ecuación de movimiento.

Después de todas las consideraciones se obtiene el siguiente conjunto de ecuaciones, en coordenadas cartesianas, que describe la dinámica del océano y son la base matemática para el desarrollo de modelos numéricos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial u}{\partial y} + F_x \quad (4.3.1.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} A_H \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} A_H \frac{\partial v}{\partial y} + F_y \quad (4.3.1.3)$$

Donde  $A_H$  es el coeficiente de viscosidad turbulenta horizontal y vertical respectivamente y  $F_x$  y  $F_y$  son fuerzas externas.

La componente vertical de la ecuación de movimiento se reduce a la aproximación hidrostática:

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0 \quad (4.3.1.4)$$

La ecuación de continuidad se simplifica a la forma:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4.3.1.5)$$

Las condiciones de frontera en la superficie del mar  $\zeta = \zeta(x, y, z)$  y en el fondo  $z = -H(x, y)$  están dadas por las ecuaciones de condiciones de frontera cinemáticas:

$$\omega_\zeta = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_\zeta \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_\zeta \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (4.3.1.6)$$

$$\omega_{-H} = -u_{-H} \frac{\partial H}{\partial x} - v_{-H} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (4.3.1.7)$$

En los bordes laterales se aplican diferentes condiciones de frontera. Para las fronteras abiertas se da como condición la elevación del nivel del mar y el cambio de la componente de velocidad normal a la frontera es igual a cero, es decir,

$$\frac{\partial u_n}{\partial x_n} = 0 \quad (4.3.1.8)$$

Donde  $u_n$  y  $x_n$  son las componentes de la velocidad y la coordenada normal a la frontera respectivamente. En los bordes cerrados la condición se simplifica a

$$u_n = 0 \quad (4.3.1.9)$$

Al diseñar modelos de dos y tres dimensiones habitualmente se usan ecuaciones de transporte en lugar de ecuaciones de velocidad debido a que las ecuaciones de conservación de momento y masa se vuelven más simples. Las ecuaciones son integradas por pasos en la profundidad  $h$  (modelo de capas de profundidad  $h$ ). La variación vertical de la velocidad y otros parámetros son aproximadas en esta forma. Los modelos integrados verticalmente se dan con consideraciones de condiciones de frontera cinemáticas y dinámicas.

#### *4.3.2 Circulación barotrópica debida a mareas*

La predicción de mareas, seiches y mareas de tormenta son importantes para la navegación y tempranas advertencias de inundación debido a que estos fenómenos oceanográficos alcanzan amplitudes máximas en la región de estudio. Las mareas en áreas semicerradas, como golfos y bahías, dependen poco de la atracción gravitacional, el mecanismo de generación de mareas, de la Luna y el Sol y mucho de la co-oscilación con las ondas de marea que se propagan en el mar u océano que se encuentra adyacente.

Las mareas en el Golfo de California son esencialmente el resultado de la co-oscilación con las mareas del Océano Pacífico, las fuerzas gravitacionales que interactúan directamente pueden ser despreciadas. Estas mareas se pueden describir mediante un modelo integrado verticalmente utilizando las ecuaciones verticalmente integradas de Navier-Stokes y la ecuación de continuidad.

### 4.3.3 Características del modelo

Debido a que Golfo de California cubre un área relativamente pequeña y a su forma, se podría pensar que el modelo se podría desarrollar mejor en coordenadas cartesianas con uno de sus ejes principales paralelo al eje del golfo. Sin embargo, para trabajar con la orientación geográfica real del golfo se decidió usar coordenadas esféricas.

La malla que se utilizó tiene una resolución de  $0.05^\circ$ , es decir, 3' latitud y longitud. Esto se traduce en una longitud de 10243 m en la boca del Golfo y 9450 en el extremo norte. La malla final comprende 177 datos en la horizontal y 179 en la vertical (Fig. 4.3.3.1).

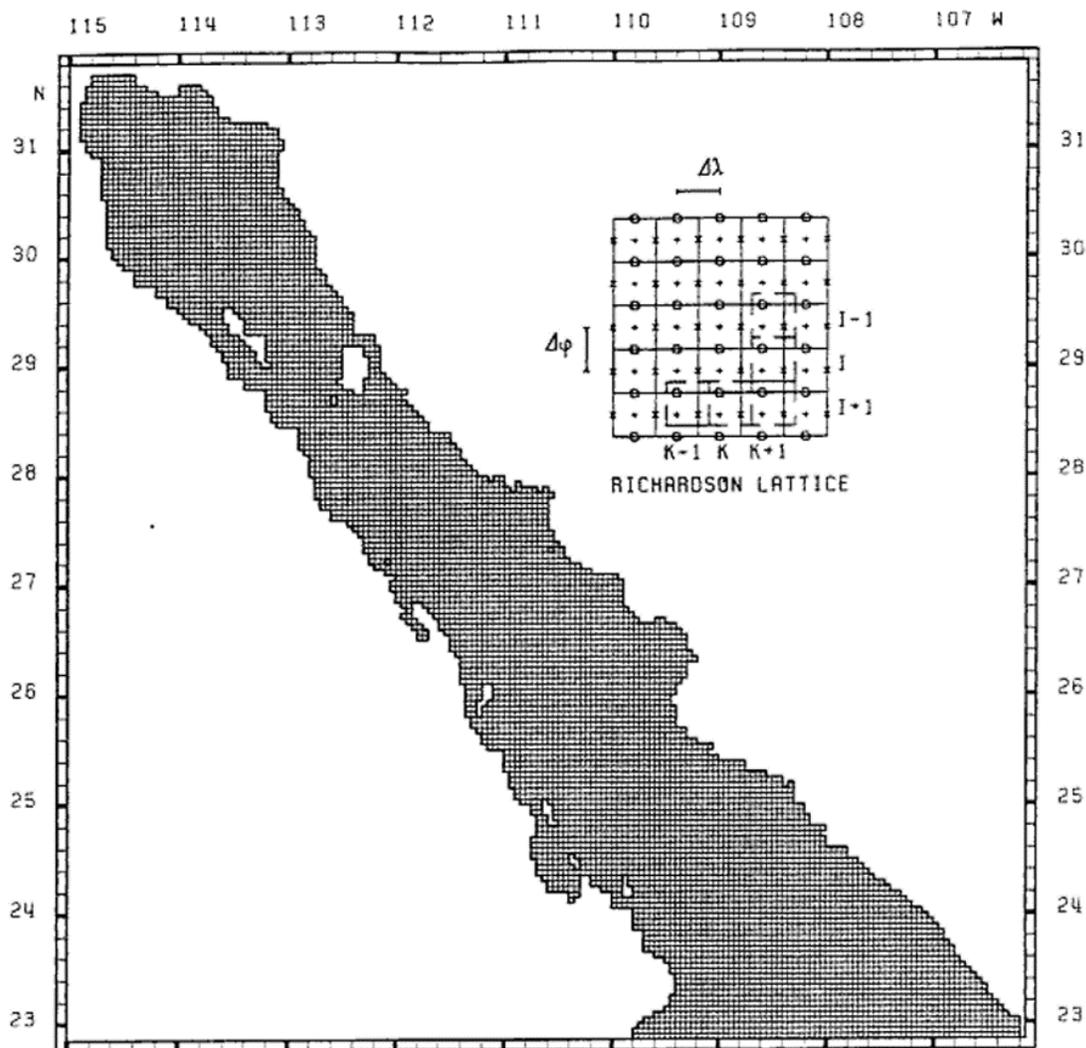


Figura 4.3.3.1. Discretización del Golfo de California con una malla de 3' (Tomada de Carbajal, 1993).

El criterio de estabilidad de Courant Friedrich-Lewy (CFL), está dado por:

$$\Delta t \leq \frac{\Delta L_{min}}{\sqrt{2gH_{max}}} \quad (4.3.3.1)$$

Y se calculó para el modelo, tomando en cuenta que  $L_{min} = 9450$  m y  $H_{max} = 3176$  m el paso de tiempo en el caso explícito se limitaría a  $\Delta t \leq 37.8$  s, que es muy corto y requiere mucho tiempo de computo.

Debido a los resultados obtenidos con el criterio de CFL se utilizó en el Golfo de California un esquema semi-implícito, el cual no está ligado a la condición de CFL. Las ondas de gravedad más cortas que se pueden resolver en la malla que se aplicó tienen un periodo dado por:

$$T_c \leq \frac{2\Delta L}{c} \quad (4.3.3.2)$$

Donde  $c = \sqrt{gH}$  es la velocidad de fase. Para la parte norte donde  $\Delta L \approx 1000$  m y  $H \approx 100$  m  $T_c \approx 638$  s, es decir, un paso de tiempo 16 veces mayor al obtenido mediante CFL.

Para fronteras abiertas se utilizaron condiciones de semi-deslizamiento libre para la elevación de la superficie. Para fronteras abiertas la condición de elevación está dada por

$$\zeta(t) = A \cos(\omega t - \Phi) \quad (4.3.3.2)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular de la componente de marea,  $A$  y  $\Phi$  son las amplitudes y fases observadas. Para este modelo los extremos de la línea que se extiende a lo largo de la frontera abierta coinciden con la ubicación de Cabo San Lucas en la península de Baja California, y Mazatlán en el continente. Los valores de la amplitud y fase observados en esos lugares fueron interpolados linealmente para obtener los valores en todos los puntos intermedios de la frontera.

Como forzamiento por mareas en la frontera abierta se utilizaron las siete componentes más importantes reportadas mundialmente:  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $K_1$ ,  $P_1$ ,  $O_1$  y  $K_2$ . Previamente se realizaron otros experimentos computacionales y se determinó que las tres componentes de marea más importantes en la dinámica de mareas en el Golfo de California fueron  $M_2$ ,  $S_2$  y  $K_1$ .

El modelo simuló las corrientes de marea para un mes aproximadamente. Para el tiempo en el modelo se usó como referencia el periodo de la  $M_2$ , es decir, se modelaron ciclos que corresponden con un tiempo  $t = 12.4206$ ,  $h = 44714.14$  s. Para cada periodo de  $M_2$  se hicieron 256 iteraciones y se escribieron resultados cada cuatro iteraciones, entonces se tienen 64 puntos equiespaciados en un  $\Delta t = 698.658$  s. En total se modelaron 31.0433803 días y se obtuvieron 3841 iteraciones.

Los resultados del modelo muestran valores para las componentes horizontales de la velocidad  $u$  y  $v$ ; así como, para la elevación de la superficie libre  $\zeta$ . Para observar y comparar fácilmente los resultados se tomaron siete puntos a lo largo del eje del golfo (Tabla 4.3.3.1), en estos puntos se graficó el cambio a lo largo del mes, de la altura de la superficie libre para determinar los momentos de marea viva y marea muerta.

Tabla 4.3.3.1. Ubicación de los puntos de interés, en coordenadas geográficas, para observar el cambio de valores a lo largo del mes de enero de 2015.

Punto	Ubicación (Lat. N, Long. W)
P1	(31.3, 114.7)
P2	(29.95, 113.4)
P3	(28.85, 112.65)
P4	(26.9, 111.15)
P5	(25.2, 109.65)
P6	(24.55, 108.9)
P7	(22.95, 107.65)

#### **4.4 Modelo utilizado para calcular el campo magnético en la zona del Golfo de California**

El campo magnético es una de las variables involucradas en el cálculo del campo eléctrico generado por las corrientes de marea, por lo que es necesario modelar el campo geomagnético en la zona de estudio con una resolución similar a la de los resultados obtenidos de la modelación de la velocidad y durante un tiempo suficientemente largo como para poder ver los cambios entre marea viva y marea muerta.

Para determinar el valor del campo eléctrico en cada punto de la malla con la que se modela el Golfo de California se utilizó el modelo World Magnetic Model 2015 (WMM-2015), desarrollado por algunos organismos gubernamentales tanto del Reino Unido como de los Estados Unidos de América, dirigidos por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). A continuación, se expondrán los puntos más relevantes del WMM-2015, basados en el reporte técnico para el modelo realizado por Chulliat *et al* (2015).

El WMM-2015 reemplazó al WMM-2010 (Maus *et al.*, 2010) y está diseñado para dar continuidad al modelo anterior, debe ser utilizado para cálculos del campo geomagnético exclusivamente entre el 1 de enero de 2015 y el 31 de diciembre de 2019. El modelo es resultado del trabajo conjunto de la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial de los Estados Unidos de América (NGA) y el Centro de Defensa Geográfica del Reino Unido (DGC), fue desarrollado por el Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC, Boulder CO, EUA) y el Servicio Geológico Británico (BGS, Edimburgo, Escocia); el modelo y el programa son de acceso libre y se distribuyen mediante la NGA.

A fines de diciembre de 2019 el modelo será sustituido por un nuevo modelo que ya se está desarrollando por los gobiernos de Estados Unidos de América y el Reino Unido. Éste modelo, al igual que el WMM-2010 es ampliamente utilizado con fines científicos por organismos como la Organización Hidrográfica Internacional (OHI), la Organización del Tratado del Atlántico Norte (OTAN) y la NOAA.

El magnetismo de la Tierra se debe a diversas fuentes, cualquier fuente de campo magnético afecta los instrumentos científicos o de navegación sensibles a éste; sin embargo, sólo las fuentes que representan las componentes más intensas del campo geomagnético son representadas en el WMM-2015.

La contribución más importante del WMM-2015 es el campo magnético producido por el núcleo interno y el externo de la Tierra y se conoce como el campo geomagnético base. La corteza y el manto superior, debido a la gran cantidad de minerales magnéticos que contienen, hacen una contribución adicional a nivel local. Las corrientes eléctricas inducidas por el flujo del agua de mar a través del campo geomagnético base, hacen una contribución muy débil al campo magnético medido. Estos fenómenos son de origen interno y se incluyen en la modelación del WMM-2015. Los cambios en la velocidad de las corrientes oceánicas son considerados campos de perturbación y son excluidos del cálculo del campo geomagnético del WMM-2015; también, las corrientes eléctricas generadas en la atmósfera y en el espacio entre la Tierra y el Sol, debido a que éstas tienen variaciones importantes en menos de un día, que es el tiempo mínimo para el que se tienen resultados de cambios en el WMM-2015. Los campos magnéticos internos secundarios se consideran perturbaciones y no son representados en el WMM-2015.

Para obtener resultados precisos y confiables es necesario introducir en el modelo mediciones tridimensionales de cobertura mundial, estos datos se obtienen principalmente de tres satélites europeos enviados por la misión Swarm, lanzados en noviembre de 2013, que actualmente son el sistema global de medición de campo magnético más utilizado. Hasta mediados de 2013 se utilizaron mediciones de la intensidad total del campo magnético proporcionado por el satélite danés Ørsted y mediciones de las componentes vectoriales hechas con el satélite alemán CHAMP, hasta septiembre de 2010. No obstante que con los satélites se tiene una cobertura global y rápida, los datos no son tan precisos, por esta razón se comparan con los medidos en estaciones terrestres y se hacen correcciones a los datos de satélite. Estos satélites completan 15 órbitas en 24 horas y toman datos aproximadamente cada 24 grados de longitud, enviando datos cada 24 horas. Ambos satélites miden el campo magnético con magnetómetros y su precisión es de 0.5 nT; los datos son tomados con una frecuencia de 50 Hz.

Una de las principales características de los datos obtenidos en observatorios es que la cobertura es continua y de largo plazo. La distribución espacial de los observatorios de medición de campo magnético depende principalmente de la disponibilidad en tierra firme, fondos y suministro de energía. Aunque su distribución no es uniforme y provee de

información escasa comparados con los datos de satélite, estos han sido constantes en el tiempo (Figura 4.4.6).



Figura 4.4.1. Localización de los observatorios que apoyan con datos al WMM-2015 (Tomado de Chulliat *et al* 2015).

El modelo matemático WMM-2015 es un desarrollo del potencial magnético en funciones armónicas esféricas de grado y orden 12. La longitud de onda mínima resuelta es de  $28.8^\circ$  en longitud de arco, así se excluyen los componentes del campo perturbador. El WMM-2015 modela campos magnéticos que tienen longitudes de onda espaciales superiores a  $30^\circ$  en longitud de arco; es decir, el campo base y parte de la longitud de onda larga creada en la corteza y el océano serán el “campo principal”; es decir, el campo geomagnético que modela el WMM-2015.

Al tener completos los valores de campo geomagnético principal de la superficie de la Tierra se pueden hacer interpolaciones para cualquier punto en la superficie terrestre. También se hace una extrapolación para cálculos de datos futuros. Se pueden conocer los valores del campo en cualquier altura entre 1000 m por debajo del nivel del mar y 850 km sobre la superficie y esto se hace con base en interpolaciones.

Para usar correctamente el modelo se debe determinar la latitud, longitud y elevación de los puntos de los que se desea conocer el valor del campo geomagnético principal y determinar la fecha en la que se desean los resultados, entre 2015 y 2020. También se puede obtener el valor para una fecha específica en una zona determinando las coordenadas de donde se desea iniciar, indicando el paso espacial tanto en  $x$  como en  $y$  y la elevación. La información que proporciona el programa sobre el campo magnético es la declinación, la inclinación, la intensidad horizontal; los valores de las componentes norte, este, vertical y el campo total.

A continuación, se describen brevemente cada uno de los siete valores que puede proporcionar el WMM-2015, para algún punto en la superficie terrestre. La declinación brinda información sobre la diferencia entre el polo norte magnético y el polo norte geográfico en ese punto. La inclinación es el ángulo que se forma entre el vector de campo magnético y el plano tangente a la superficie en un cierto punto, es positiva cuando apunta hacia arriba y negativa hacia abajo. La intensidad horizontal es la intensidad del campo magnético tangente a la superficie de la Tierra. La componente norte es la parte del campo magnético que está dirigida horizontalmente hacia el norte. La componente este es la porción del campo que está dirigido horizontalmente hacia el este. La componente vertical es la componente del campo magnético que es perpendicular a la superficie en un punto dado, hacia abajo es positivo y hacia arriba negativo. El campo total es la intensidad total del campo magnético en un punto determinado (Figura 4.4.2).

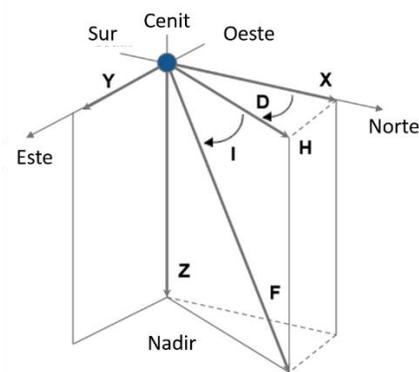


Figura 4.4.2. Distribución espacial de los ejes en el WMM-2015 (Modificado de Chulliat *et al* 2015).

De los siete valores que se pueden obtener con el WMM-2015, los que son necesarios para el cálculo del campo eléctrico son sus componentes vectoriales, es decir las componentes norte-sur, este-oeste y vertical. Los resultados que da el WMM-2015 para estas componentes están en nano Teslas (nT) (Chulliat *et al.*, 2015).

Se modeló con el WMM como cambiaba la intensidad del campo magnético a lo largo de 31 días, que comprenden del 1 al 31 de enero de 2016 en siete puntos ubicados a lo largo del Golfo de California (Tabla 4.3.3.1). También se modelaron los días 3, 11, 18 y 24 del mismo mes para una matriz que comprende el Golfo de California, con un valor cada 3', igual que el modelo utilizado para calcular las velocidades y en la misma ubicación; estos valores son los que se utilizaron para hacer el cálculo del campo eléctrico. Sólo se modelaron cuatro días debido a que el paso de tiempo mínimo para calcular el campo magnético es de un día, cada día se utilizó para multiplicar las 64 iteraciones que le corresponden de los resultados de las velocidades.

#### 4.5 Método utilizado para la estimación del campo eléctrico en la zona del Golfo de California

A partir de la ecuación (4.1.2) se determinaron cada una de las componentes del campo eléctrico, como:

$$\begin{aligned} \vec{E} = \vec{V} \times \vec{B} &= \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ u & v & -w \\ B_y & B_x & B_z \end{bmatrix} \\ &= [(vB_z - wB_y)\hat{i} + (wB_x - uB_z)\hat{j} + (uB_y - vB_x)\hat{k}] \end{aligned} \quad (4.5.1)$$

Nótese que el signo de la componente vertical de la velocidad cambió debido a que los ejes que se utilizan para las velocidades y el campo magnético son contrarios. Las componentes del campo magnético  $B_x$  y  $B_y$  se encuentran intercambiadas en el vector del campo magnético debido a que el modelo que lo calcula considera  $x$  que apunta hacia el norte y  $y$  que apunta hacia el este, mientras que para las velocidades el eje  $x$  apunta hacia el este y  $y$  hacia el norte; al hacer cálculos con ambos sistemas de referencia primero se homogeneizo la dirección de

los ejes. Los cambios que se hicieron fueron para mantener la convención oceanográfica de ejes en la que el eje  $x$  apunta hacia el este, el eje  $y$  apunta hacia el norte y el eje  $z$  hacia el fondo del mar. Finalmente, si se hace  $B_y = B_x'$  y  $B_x = B_y'$  la ecuación 4.5.1 se puede reescribir como:

$$\begin{aligned} \bar{E} &= \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ u & v & -w \\ B_y & B_x & B_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ u & v & -w \\ B_x' & B_y' & B_z \end{bmatrix} \\ &= [(vB_z + wB_y')\hat{i} + (-wB_x' - uB_z)\hat{j} + (uB_y' - vB_x')\hat{k}] \end{aligned} \quad (4.5.1^*)$$

El modelo con el que se calcularon las corrientes de marea es verticalmente integrado, es decir, solo se tienen los valores de las componentes de la velocidad  $u$  y  $v$ . Sin embargo, a continuación, se muestra como el tener valores de  $w$  realmente no afectaría el resultado, mediante un análisis de escala. El orden de magnitud de los términos involucrados en la ecuación 4.5.1\* se muestra a continuación (Tabla 4.5.1)

Tabla 4.5.1. Orden de magnitud de los términos involucrados en el cálculo del campo eléctrico.

Término	Orden de magnitud
$u$	$10^0$
$v$	$10^0$
$w$	$10^{-5}$
$B_x'$	$10^{-6}$
$B_y'$	$10^{-5}$
$B_z$	$10^{-5}$

Al tomar en cuenta el orden de magnitud de los valores el campo eléctrico, obtenemos:

$$\begin{aligned}
\vec{E} &= [(vB_z + wB_y')\hat{i} + (-wB_x' - uB_z)\hat{j} + (uB_y' - vB_x')\hat{k}] \\
&= [((10^0)(10^{-5}) + (10^{-5})(10^{-5}))\hat{i} + (-(10^{-5})(10^{-6}) - (10^0)(10^{-5}))\hat{j} \\
&\quad + ((10^0)(10^{-5}) - (10^0)(10^{-6}))\hat{k}] \\
&= [(10^{-5} + 10^{-10})\hat{i} + (-10^{-11} - 10^{-5})\hat{j} + (10^{-5} - 10^{-6})\hat{k}]
\end{aligned}$$

Al comparar el orden de magnitud de los términos para las componentes  $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$  del campo eléctrico se observa como en  $\hat{i}$   $10^{-5} \gg 10^{-10}$ , y en  $\hat{j}$   $10^{-5} \gg 10^{-11}$ . Finalmente se demuestra que el campo eléctrico se puede calcular como:

$$\begin{aligned}
E_x &= vB_z \\
E_y &= -uB_z \\
E_z &= (uB_y' - vB_x')
\end{aligned} \tag{4.5.2}$$

A partir de las ecuaciones (4.5.2) se realizó un programa para hacer el cálculo numérico de cada una de las componentes del campo eléctrico.

# CAPÍTULO 5

## RESULTADOS

### 5.1 Corrientes de Marea

Las ondas de marea tienen longitudes de onda características de miles de kilómetros y se clasifican como ondas largas. Debido a esto, las ondas de marea influyen toda la columna de agua y pueden modificar el nivel del mar hasta en varios metros. La magnitud de las corrientes instantáneas de marea es mayor en la superficie debido a menores efectos de fricción, disminuye hacia el fondo al aumentar el efecto de fricción. Debido a que las mareas son resultado de la fuerza de atracción que sufre la Tierra al seguir una trayectoria elíptica alrededor del Sol, así como la Luna alrededor de ella, principalmente, las corrientes de marea cambian a lo largo de un ciclo, pasando de flujo al refluo, generando elipses de marea. Las corrientes de marea no solo cambian en magnitud, sino también en dirección.

Las corrientes de marea del Golfo de California son resultado de la co-oscilación con el Pacífico. Las componentes de marea  $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$  entran por la boca con una amplitud promedio de un milímetro y debido a la topografía se amplifican hasta llegar a máximos de 3 m de amplitud cerca de la desembocadura del río Colorado.

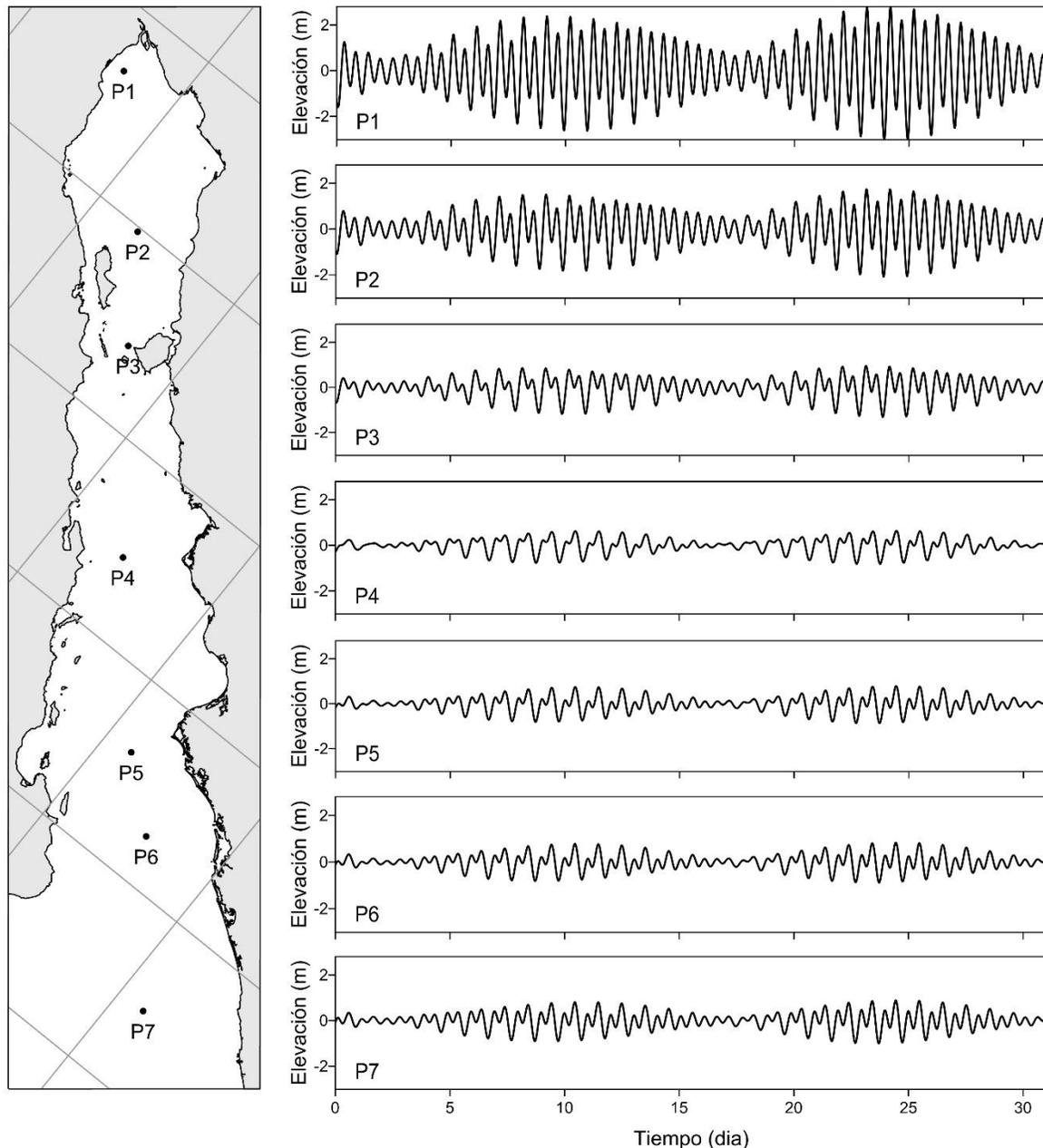


Figura 5.1.1. Distribución espacial de puntos a lo largo del Golfo de California, y variación de la altura de la superficie libre a lo largo de dos ciclos de marea, es decir, 31.0433803 días.

En la figura 5.1.1 se muestran los resultados para dos ciclos de marea  $M_2$ , es decir, 24.8412 h alrededor de dos puntos de marea baja y dos de marea alta que se encuentran en los 31.0433803 días que se corrió el modelo de mareas. Esto comprende entre la iteración 176 y 304, del día 1.40701958 hasta el 2.44206847; y entre la iteración 2092 y 2220, del día 16.9004076 hasta el 17.9354565 para marea baja. Entre la iteración 1076 y 1204, del día

8.68470708 hasta el día 9.71975597; y entre la iteración 2933 y 3061, del día 23.7010023 hasta el día 24.7360512 para marea alta. Para cada lapso de tiempo se presentan nueve patrones de corriente instantánea espaciados equidistantemente en donde se toman en cuenta el primer y último instante de tiempo.

Debido a que se corrió un modelo verticalmente integrado, sólo se cuenta con resultados de velocidades horizontales ( $u, v$ ). En la figura 5.1.2 Se muestran los resultados gráficamente en forma de vectores, para apreciarlos mejor se muestra uno de cada cuatro vectores.

La intensidad de las corrientes varía ampliamente a lo largo de las 24.8412 h que comprenden entre los días 1.40701958 y 2.44206847, teniendo regiones donde se presenta flujo, otras donde se presenta reflujos y también regiones de relajación, esto debido a la superposición de las ondas de marea, las cuales tienen distintas amplitudes y fases.

Se observa siempre que las corrientes más intensas se encuentran en el alto Golfo de California, cerca de la desembocadura del río Colorado y en los canales que se encuentran entre las islas.

Escala ( $\text{m s}^{-1}$ )  
0.5

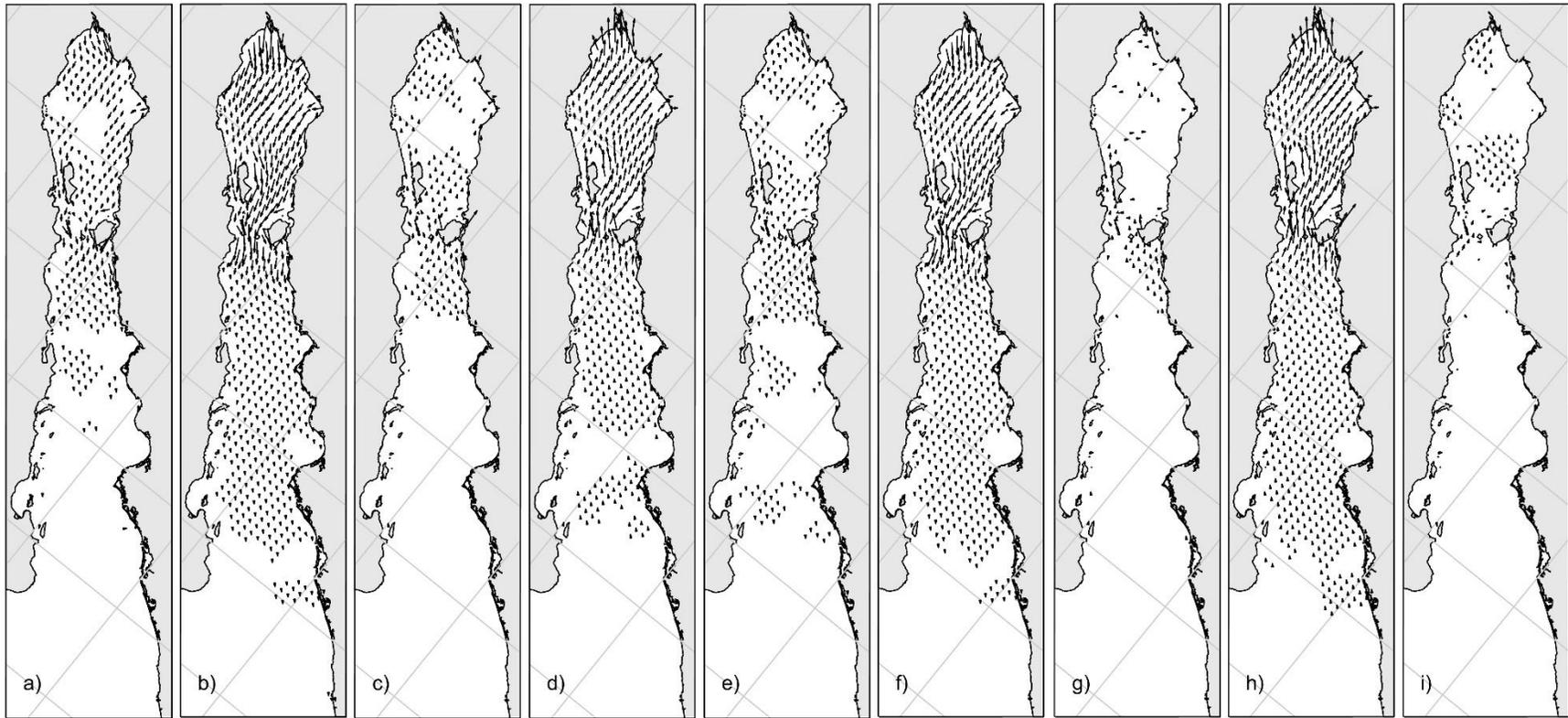


Figura 5.1.2. Velocidades instantáneas que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del primer mínimo, es decir, entre los días 1.40701958 y 2.44206847 a) inicio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , b) un octavo de los dos ciclos de marea  $M_2$ , c) un cuarto de los dos ciclos de marea  $M_2$ , d) tres octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , e) un medio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , f) cinco octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , g) tres cuartos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , h) siete octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

En el primer instante se observa como la región del alto golfo se presenta reflujó, mientras en la boca se encuentra una zona de relajación, en el segundo instante se observa cómo crece la zona de reflujó hasta alcanzar la boca, en ambos casos se alcanzan velocidades máximas de  $0.23 \text{ m s}^{-1}$ . En el tercer tiempo se observa que la dirección ha cambiado y ahora se tiene flujo en algunas partes del alto golfo, aunque la mayor parte se encuentra en relajación, para el siguiente tiempo se observa como la zona de relajación desaparece y se observa flujo en todo el Golfo de California, alcanzando velocidades de hasta  $0.2 \text{ m s}^{-1}$ . En el quinto tiempo se observa como nuevamente la dirección cambia y se observa reflujó en algunas partes del alto Golfo y puntos de relajación en el resto, para el siguiente tiempo la zona donde se observa el flujo crece hasta alcanzar todo el Golfo de California, las velocidades máximas llegan hasta  $0.21 \text{ m s}^{-1}$ . Para el séptimo tiempo que se presenta se observa como casi todo el golfo se encuentra en un instante de relajación, exceptuando zonas cercanas a la desembocadura del río Colorado y los canales entre las islas, donde se observa un ligero flujo, para el siguiente instante de tiempo se observa como el flujo ahora se observa en todo el golfo alcanzando velocidades máximas de  $0.22 \text{ m s}^{-1}$ . En el último instante de tiempo que se presenta se observa como vuelven a disminuir las velocidades y se tiene una zona de relajación que cubre casi todo el Golfo de California, las velocidades máximas que se alcanzan son de  $0.08 \text{ m s}^{-1}$ . Estos resultados corresponden a un intervalo de dos ciclos de marea  $M_2$ , 24.8412 h, alrededor del primer punto de marea muerta que se encontró (Figura 5.1.2).

Escala ( $\text{m s}^{-1}$ )  
0.5

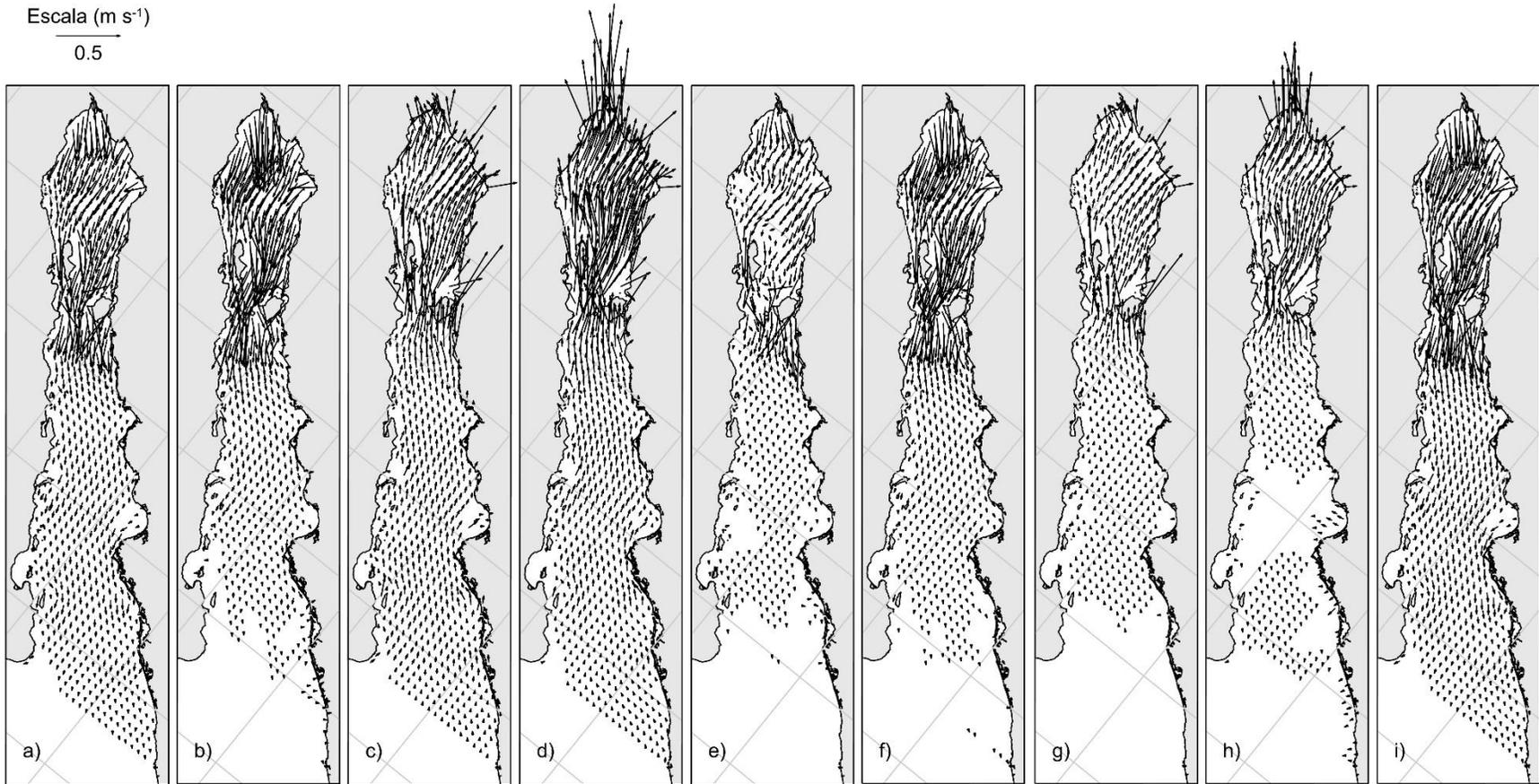


Figura 5.1.3. Velocidades instantáneas que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del primer máximo, es decir, es decir, entre los días 8.68470708 y 9.71975597 a) inicio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , b) un octavo de los dos ciclos de marea  $M_2$ , c) un cuarto de los dos ciclos de marea  $M_2$ , d) tres octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , e) un medio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , f) cinco octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , g) tres cuartos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , h) siete octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

Los resultados que a continuación se presentan corresponden a 24.8412 h alrededor del primer máximo que se encontró (Figura 5.1.3). En el primero y segundo instante que se presentan se observa reflujos que va aumentando de velocidad a lo largo de todo el golfo, las velocidades llegan hasta  $0.70 \text{ m s}^{-1}$ . En el tercer instante se observa como cambió la dirección de la velocidad y ahora se presenta flujo y la velocidad nuevamente va aumentando hasta llegar al cuarto instante que se presenta donde el flujo es aún más intenso, las velocidades alcanzan  $1.0 \text{ m s}^{-1}$ . En el quinto tiempo se observa nuevamente el cambio de dirección al tener ahora reflujos, el cual sigue aumentando de intensidad hasta llegar al siguiente tiempo que se presenta; las máximas velocidades alcanzan  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ . En el séptimo y octavo tiempo se observa un cambio de reflujos a flujo, el cual aumenta su intensidad hasta alcanzar máximos de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ . En el último instante que se presenta se observa reflujos, el cual alcanza velocidades máximas de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ .

Escala ( $\text{m s}^{-1}$ )  
0.5

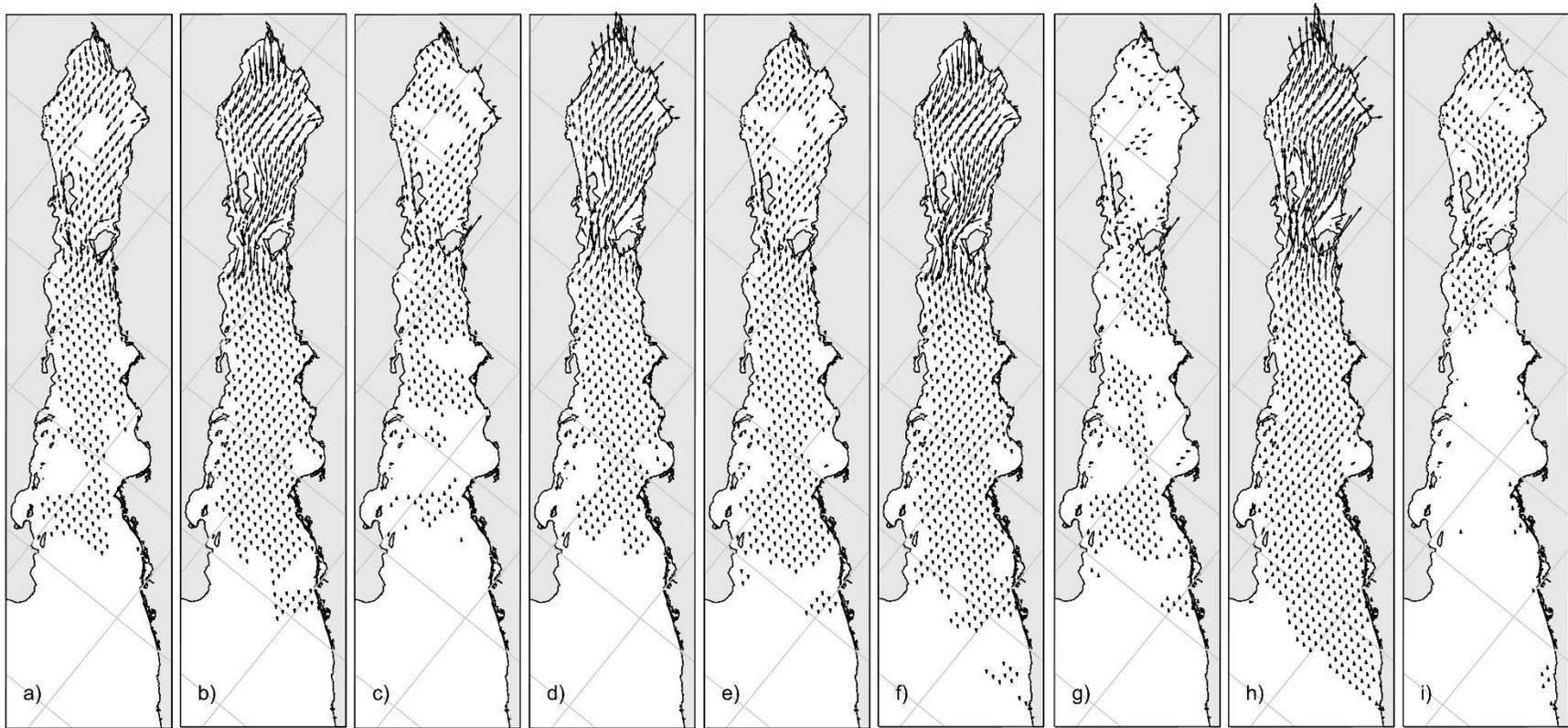


Figura 5.1.4. Velocidades instantáneas que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del segundo mínimo, es decir, entre los días 16.9004076 y 17.9354565 a) inicio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , b) un octavo de los dos ciclos de marea  $M_2$ , c) un cuarto de los dos ciclos de marea  $M_2$ , d) tres octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , e) un medio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , f) cinco octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , g) tres cuartos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , h) siete octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

En los resultados que comprenden 24.8412 h alrededor del segundo mínimo que se encontró (Figura 5.1.4), se observa en el primer instante de tiempo, reflujos y una pequeña zona de relajación en la boca, en el segundo instante se observa como la zona de relajación desaparece y las velocidades aumentan hasta alcanzar máximos de  $0.26 \text{ m s}^{-1}$ . En el tercer instante se observa como ahora el Golfo de California presenta reflujos y algunas zonas de relajación, en el cuarto instante la zona de reflujos crece y las velocidades en ella también, entre estos instantes se alcanzan máximos de  $0.25 \text{ m s}^{-1}$ . En los siguientes instantes se observa como nuevamente cambia la dirección de la velocidad y ahora se observa reflujos que va aumentando de velocidad llegando hasta  $0.19 \text{ m s}^{-1}$ . En el séptimo instante se observa que la mayor parte del golfo presenta velocidades nulas y un ligero flujo en la boca, mientras que en la zona del alto golfo se presentan tanto flujo como reflujos, las velocidades máximas son de  $0.18 \text{ m s}^{-1}$ . En el octavo instante se observa como el flujo se intensifica hasta alcanzar velocidades de  $0.33 \text{ m s}^{-1}$  y cubrir la mayor parte del Golfo de California. Finalmente en el último instante que se presenta, se observa como las velocidades disminuyen y aumenta la zona donde se presentan velocidades nulas, se alcanzan valores máximos de  $0.12 \text{ m s}^{-1}$ .

Escala ( $\text{m s}^{-1}$ )  
0.5

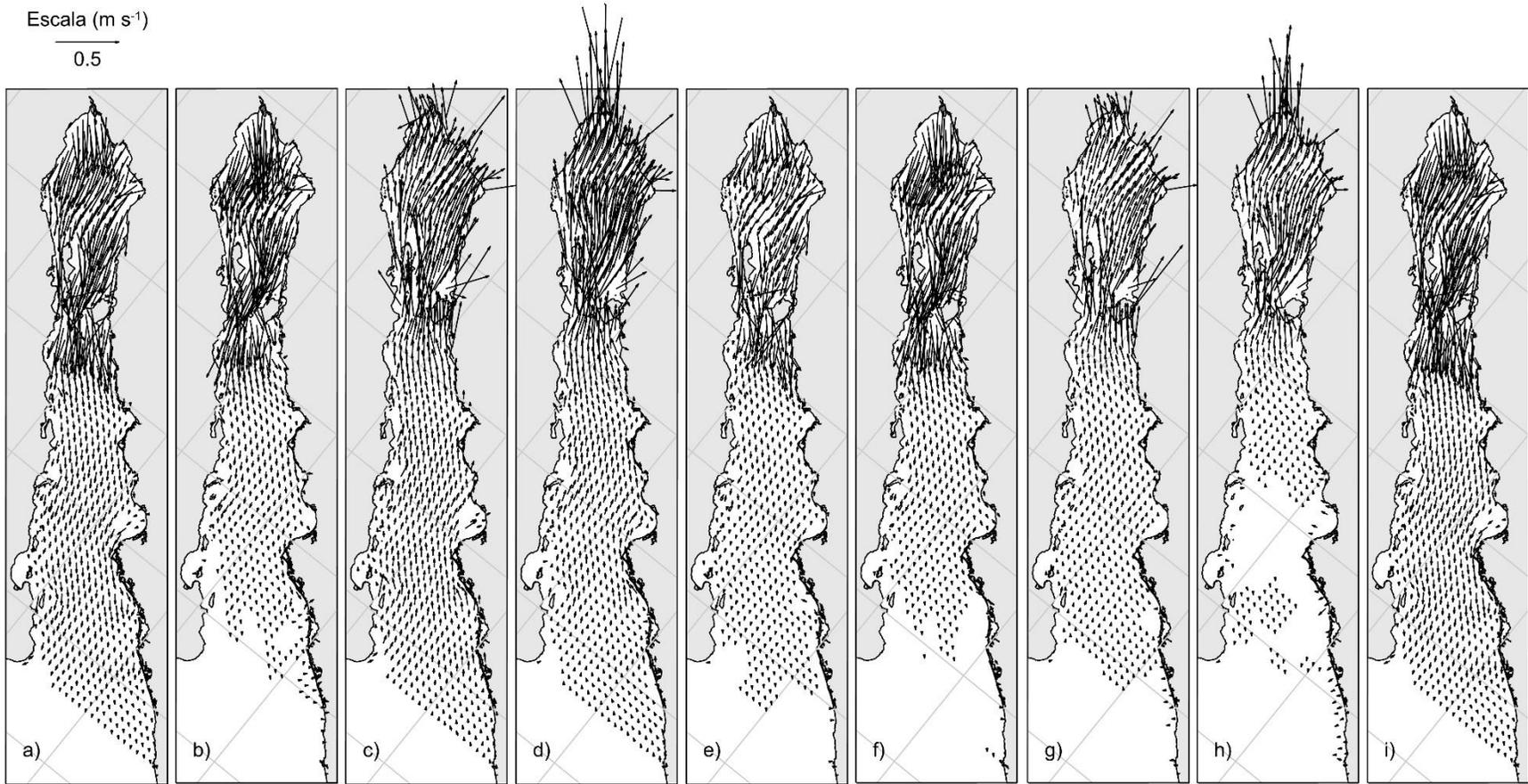


Figura 5.1.5. Velocidades instantáneas que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del segundo máximo, es decir, entre los días 23.7010023 y 24.7360512 a) inicio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , b) un octavo de los dos ciclos de marea  $M_2$ , c) un cuarto de los dos ciclos de marea  $M_2$ , d) tres octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , e) un medio de los dos ciclos de marea  $M_2$ , f) cinco octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , g) tres cuartos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , h) siete octavos de los dos ciclos de marea  $M_2$ , i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

Los resultados que comprenden 24.8412 h alrededor del segundo máximo que se encontró se presentan a continuación (Figura 5.1.5). En el primer instante que se presenta se observa reflujos que va aumentando de intensidad hasta llegar al siguiente instante de tiempo, se alcanzan velocidades máximas de  $0.84 \text{ m s}^{-1}$ . En el tercer instante se observa que cambia la dirección y ahora se presenta flujo a través del Golfo de California y aumenta de intensidad hasta llegar al siguiente instante de tiempo que se presenta, la velocidad máxima que se alcanza es de  $1.23 \text{ m s}^{-1}$ . Al llegar al quinto instante que se presenta se observa nuevamente reflujos, el cual aumenta hasta el sexto instante y alcanza velocidades máximas de  $0.70 \text{ m s}^{-1}$ . Para el séptimo instante se observa otro cambio de dirección, es decir, ahora se presenta flujo a través del golfo el cual va aumentando su intensidad hasta llegar al siguiente instante que se presenta, en este lapso alcanza velocidades de  $0.77 \text{ m s}^{-1}$ . En el último instante que se presenta se observa reflujos con velocidades máximas de  $0.74 \text{ m s}^{-1}$ .

## **5.2 Campo geomagnético**

Los resultados de la variación del campo geomagnético a través del tiempo (Figura 5.2.1) muestran cómo el campo geomagnético va disminuyendo ligeramente al pasar del tiempo.

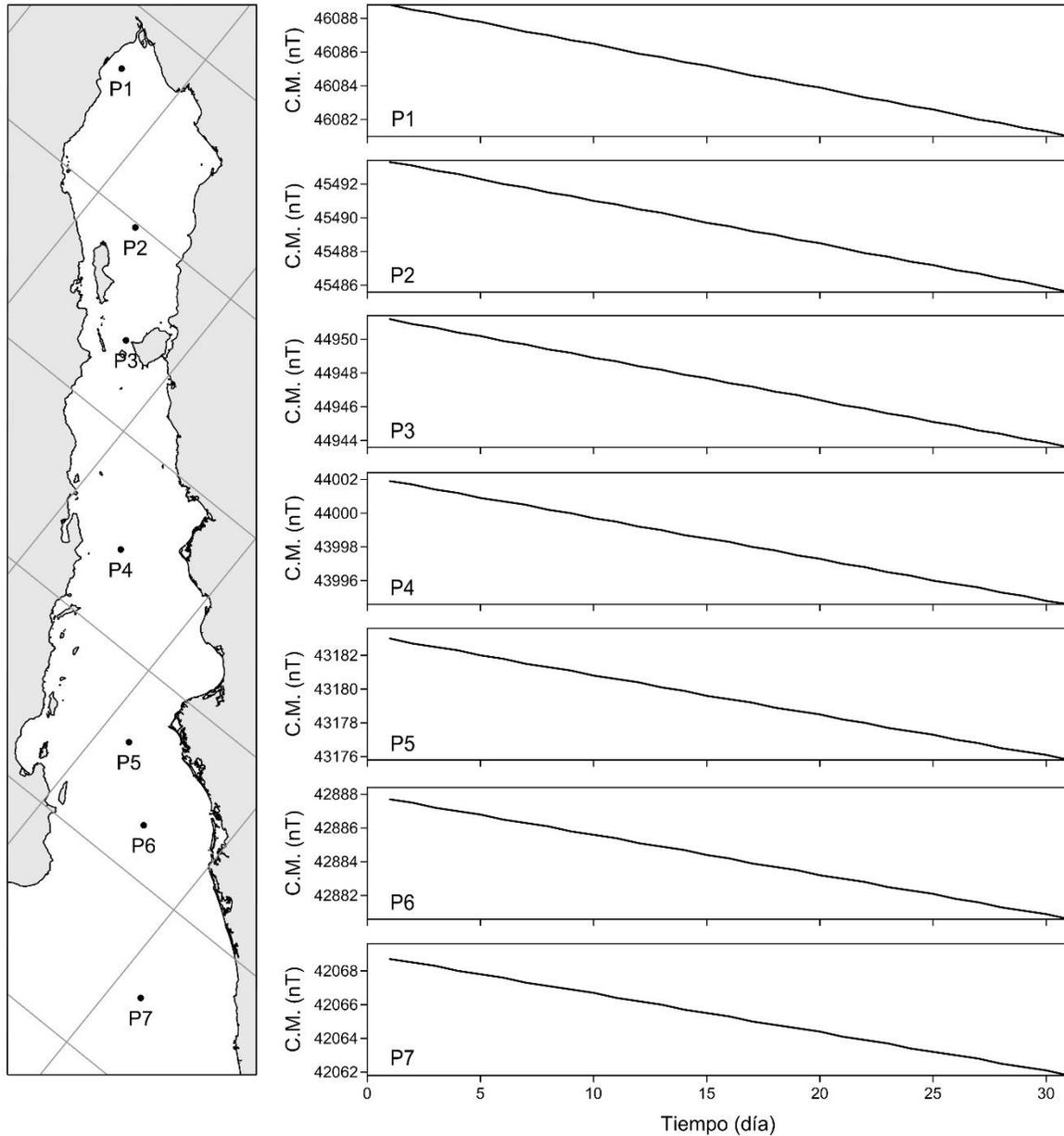


Figura 5.2.1. Variación del campo geomagnético a lo largo del mes de enero de 2016 (C.M. es campo magnético).

El campo geomagnético varía a lo largo del Golfo de California (figura 5.2.2) formando bandas que van disminuyendo de intensidad de la cabeza a la boca, inclinadas en un ángulo negativo de casi  $40^\circ$  respecto al eje del golfo. El campo geomagnético presenta una variación de  $5000 \text{ nT}$  en el área que cubre el Golfo de California, éste campo alcanza

valores máximos en el norte del golfo, cerca de la desembocadura del río Colorado y los mínimos se encuentran en la parte oeste de la boca del golfo.

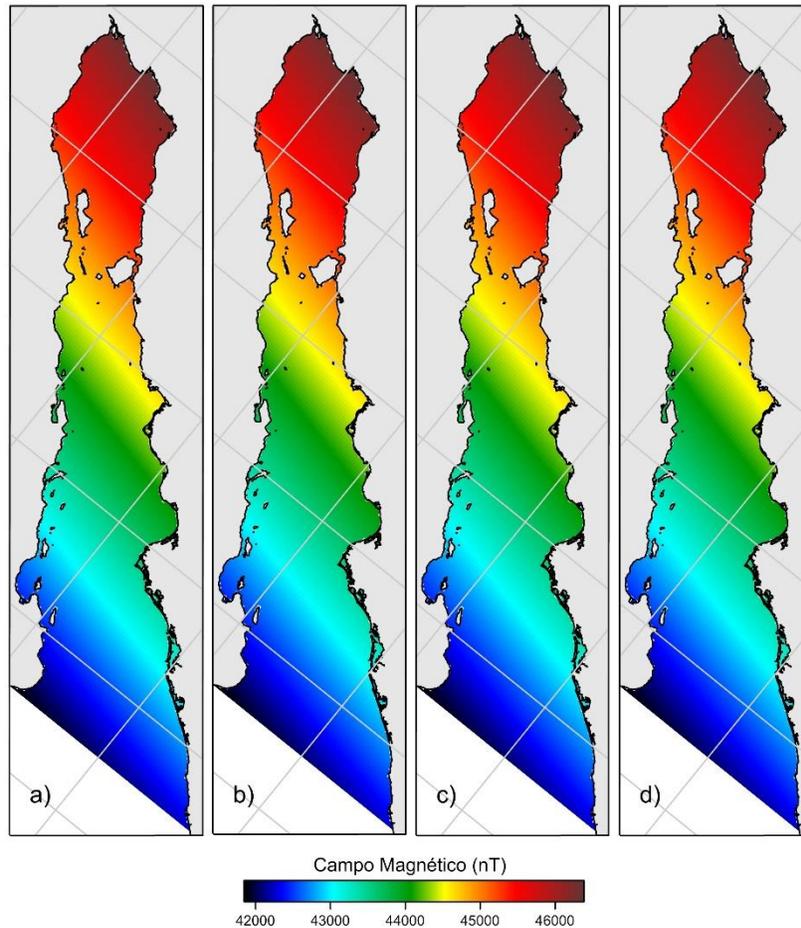


Figura 5.2.2. Intensidad del campo geomagnético en nT en el Golfo de California, a) 3 de enero de 2016, b) 11 de enero de 2015, c) 18 de enero de 2015, d) 24 de enero de 2015.

Los resultados de las componentes del campo magnético en el Golfo de California se muestran a continuación. Las componentes horizontales se muestran en forma de vectores, mientras que la componente vertical se presenta con una escala de colores al fondo.

La componente  $B_x'$  tiene valores de  $10^{-6}$ , mientras que las componentes  $B_y'$  y  $B_z$  tienen valores de  $10^{-5}$ .

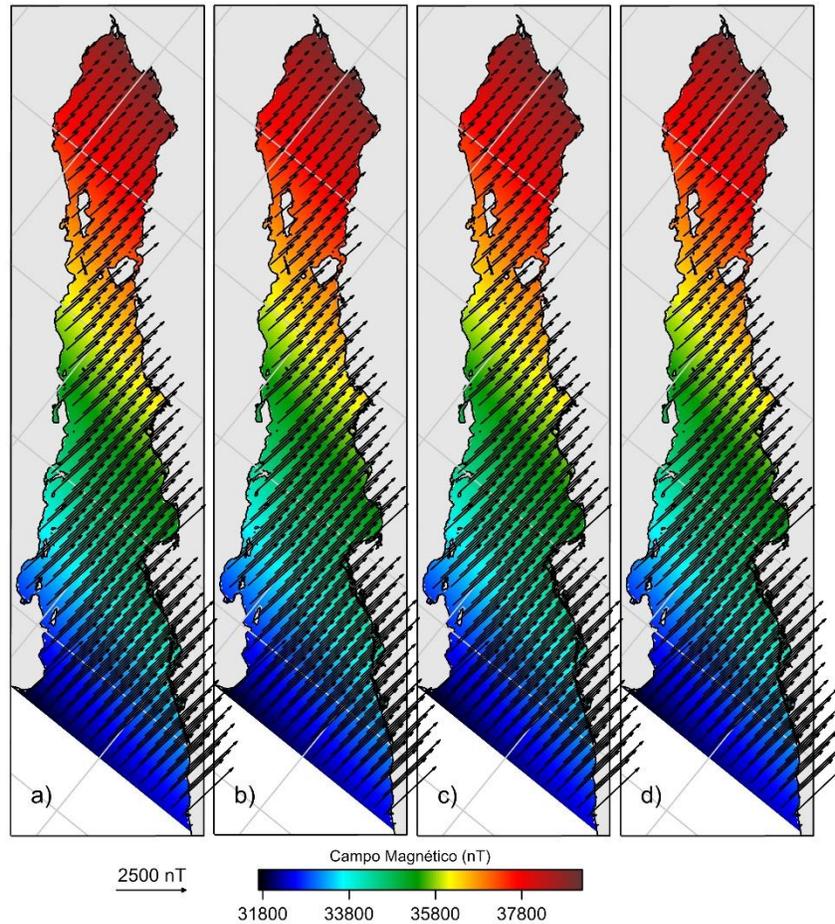


Figura 5.2.3. Variación del campo geomagnético en el Golfo de California para el a) 3 de enero de 2016, b) 11 de enero de 2015, c) 18 de enero de 2015, d) 24 de enero de 2015.

Para el día 3 (Figura 5.2.3) de enero los valores de la componente este-oeste ( $B_x'$ ) del campo magnético varía entre 4806.2 nT y 3529.6 nT, los valores mínimos se encuentran en la parte noreste del golfo y van aumentando hasta alcanzar sus máximos en la parte suroeste. Los valores de la componente sur-norte ( $B_y'$ ) varían entre 24081.9 nT y 27055.1 nT con el valor mínimo en en noreste y máximos en el suroeste. Los valores en la componente vertical ( $B_z$ ) varían entre 30631.6 nT y 41035 nT, los valores máximos se encuentran en el noreste del golfo y los mínimos en el suroeste.

Para el 11 de enero (Figura 5.2.3) los valores de la componente este-oeste ( $B_x'$ ) del campo magnético varía entre 3528.5 nT y 4805.2 nT, los valores mínimos se encuentran en la parte noreste del golfo y van aumentando hasta alcanzar sus máximos en la parte suroeste.

Los valores de la componente sur-norte ( $B_y'$ ) varían entre 24081 nT y 27053.9 nT con el valor mínimo en en noreste y máximo en el suroeste. Los valores en la componente vertical ( $B_z$ ) varían entre 30631.6 nT y 41035 nT, los valores máximos se encuentran en el noreste del golfo y los mínimos en el suroeste.

El 18 de enero (Figura 5.2.3) los valores de la componente este-oeste ( $B_x'$ ) del campo magnético varía entre 3527.6 nT y 4804.3 nT, los valores mínimos se encuentran en la parte noreste del golfo y van aumentando hasta alcanzar sus máximos en la parte suroeste. Los valores de la componente sur-norte ( $B_y'$ ) varían entre 24080.3 nT y 27052.8 nT con el valor mínimo en en noreste y máximo en el suroeste. Los valores en la componente vertical ( $B_z$ ) varían entre 30629.6 nT y 41031.1 nT, los valores máximos se encuentran en el noreste del golfo y los mínimos en el suroeste.

El 24 de enero (Figura 5.2.3) los valores de la componente este-oeste ( $B_x'$ ) del campo magnético varía entre 3526.8 nT y 4803.5 nT, los valores mínimos se encuentran en la parte noreste del golfo, y van aumentando hasta alcanzar sus máximos en la parte suroeste. Los valores de la componente sur-norte ( $B_y'$ ) varían entre 24079.7 nT y 27051.9 nT con el valor mínimo en en noreste y máximo en el suroeste. Los valores en la componente vertical ( $B_z$ ) varían entre 30628.9 nT y 41029.6 nT, los valores máximos se encuentran en el noreste del golfo y los mínimos en el suroeste.

Estos resultados son los que se utilizaron para calcular el campo eléctrico junto con los resultados de las velocidades para los mismos instantes de tiempo que se presentaron las velocidades.

### **5.3 Campo eléctrico**

El campo eléctrico es un campo vectorial resultado de la interacción de las corrientes de marea con el campo geomagnético. Se presentan resultados para dos ciclos de marea  $M_2$ , los resultados se presentan para los mismos instantes que se presentaron para las corrientes de marea.

Se presentan las tres componentes del campo eléctrico, las componentes horizontales se representaron en forma de vector, mientras que la componente vertical se representó con colores al fondo.

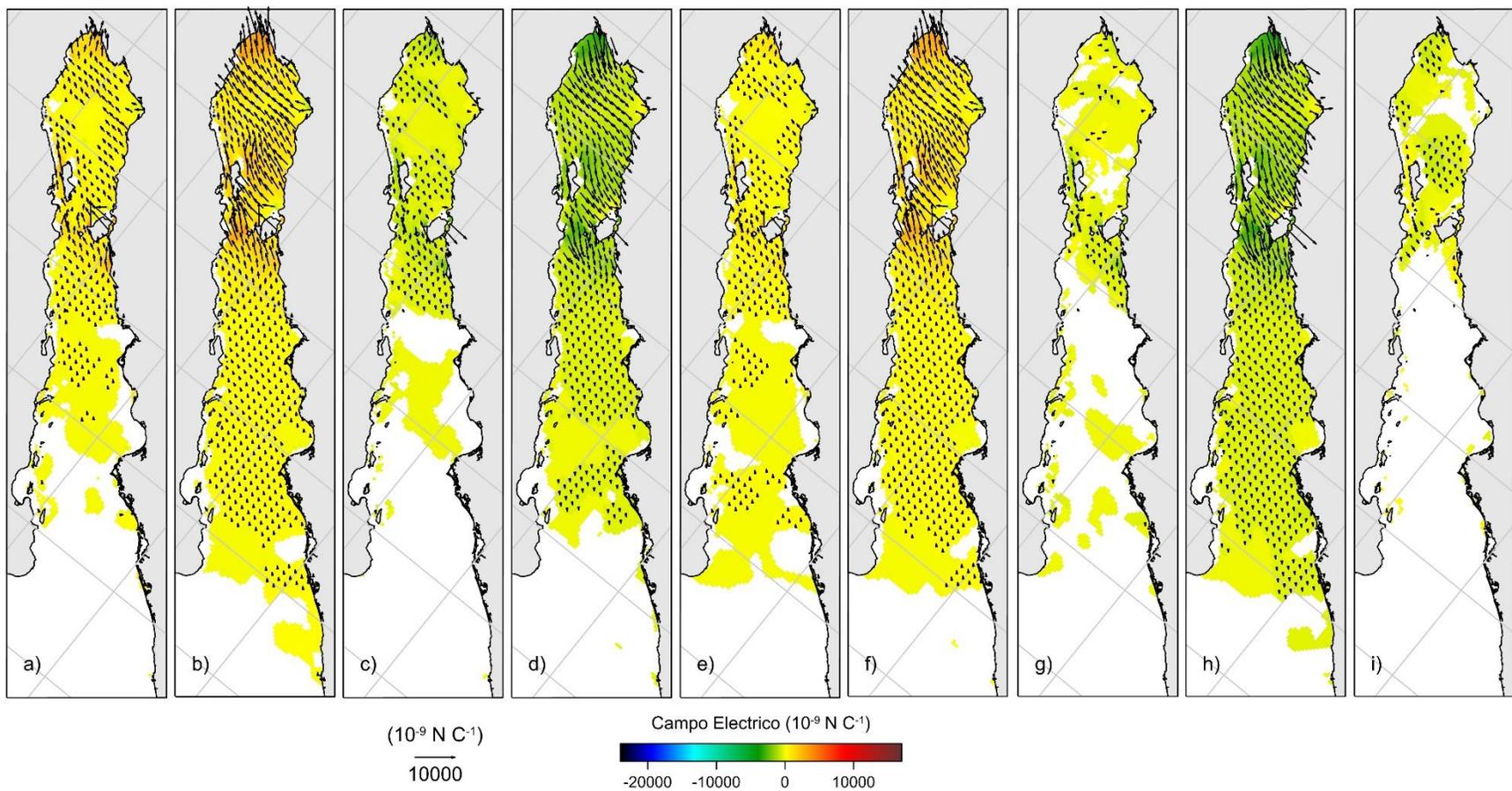


Figura 5.3.1. Campo eléctrico que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del primer mínimo, es decir, entre los días 1.40701958 y 2.44206847 a) inicio, b) un octavo, c) un cuarto, d) tres octavos, e) un medio, f) cinco octavos, g) tres cuartos, h) siete octavos, i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

Para el primer mínimo (Figura 5.3.1), el cual comprende entre los días 1.40701958 y 2.44206847, los valores máximos de la componente  $x$  oscilan entre  $8.1997 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.51927 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra al inicio temporal y apunta en dirección oeste. Los valores máximos de la componente  $y$  oscilan entre  $5.7718 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $7.4692 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a un octavo del tiempo y apunta en dirección norte. Los valores máximos de la componente  $z$  oscilan entre  $4.2793 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $7.8302 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a siete octavos del tiempo y apunta en dirección contraria al centro de la Tierra. Los máximos de la magnitud del campo eléctrico varían entre  $3.5308 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $9.8900 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el máximo absoluto se presenta a siete octavos del tiempo.

Para el primer máximo (figura 5.3.2), el cual comprende entre los días 8.68470708 y 9.71975597, los valores máximos de la componente  $x$  oscilan entre  $3.2796 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $1.7128 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a tres octavos del tiempo y apunta en dirección este. Los valores máximos de la componente  $y$  oscilan entre  $2.7784 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.1103 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a tres octavos del tiempo y apunta en dirección sur. Los valores máximos de la componente  $z$  oscilan entre  $1.8869 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $1.5563 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a tres octavos del tiempo y apunta en dirección contraria al centro de la Tierra. Los máximos de la magnitud del campo eléctrico varían entre  $4.2574 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $2.1364 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ , el máximo absoluto se presenta a tres octavos del tiempo.

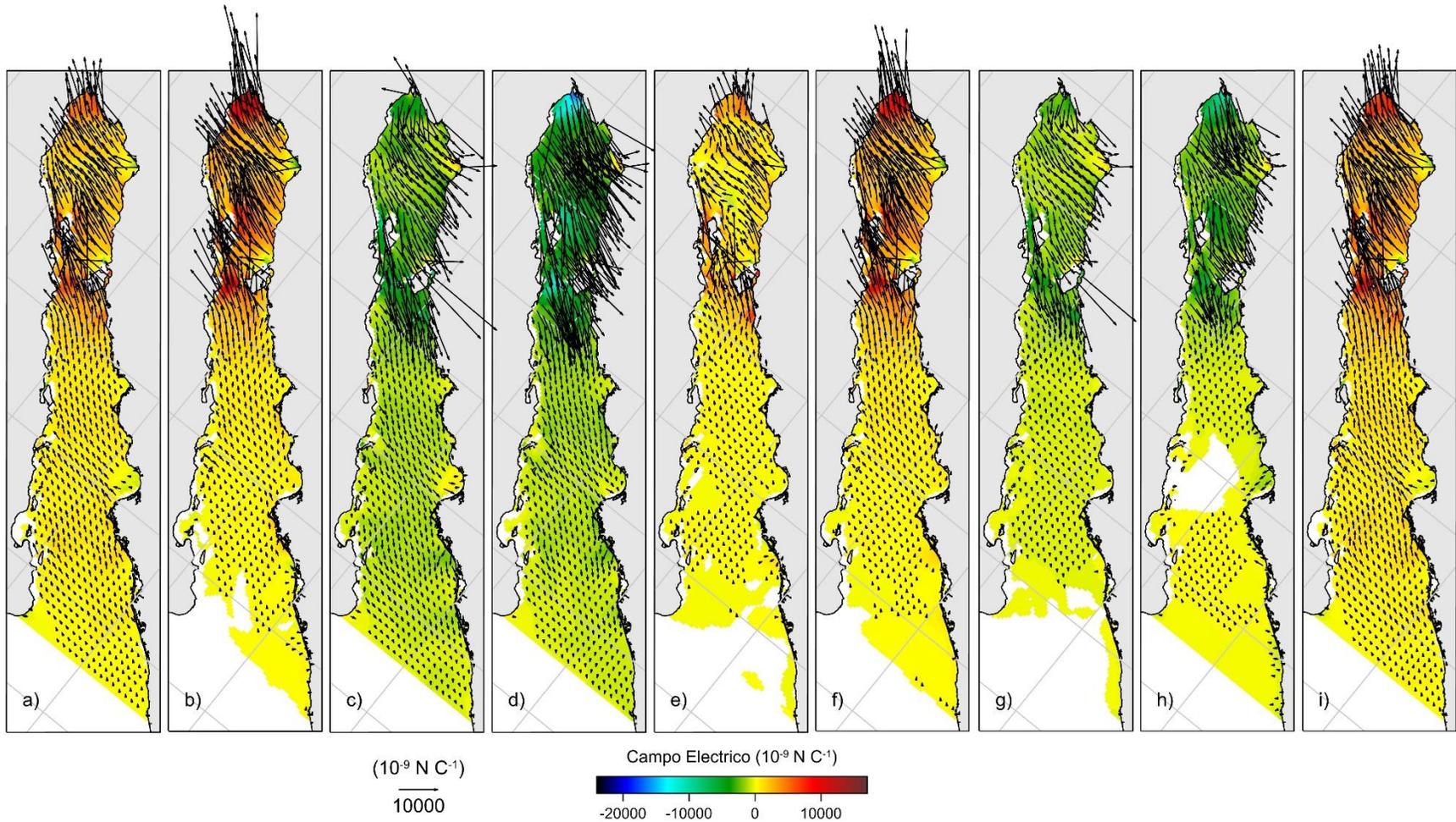


Figura 5.3.2. Campo eléctrico que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del primer máximo, es decir, entre los días 8.68470708 y 9.71975597 a) inicio, b) un octavo, c) un cuarto, d) tres octavos, e) un medio, f) cinco octavos, g) tres cuartos, h) siete octavos, i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

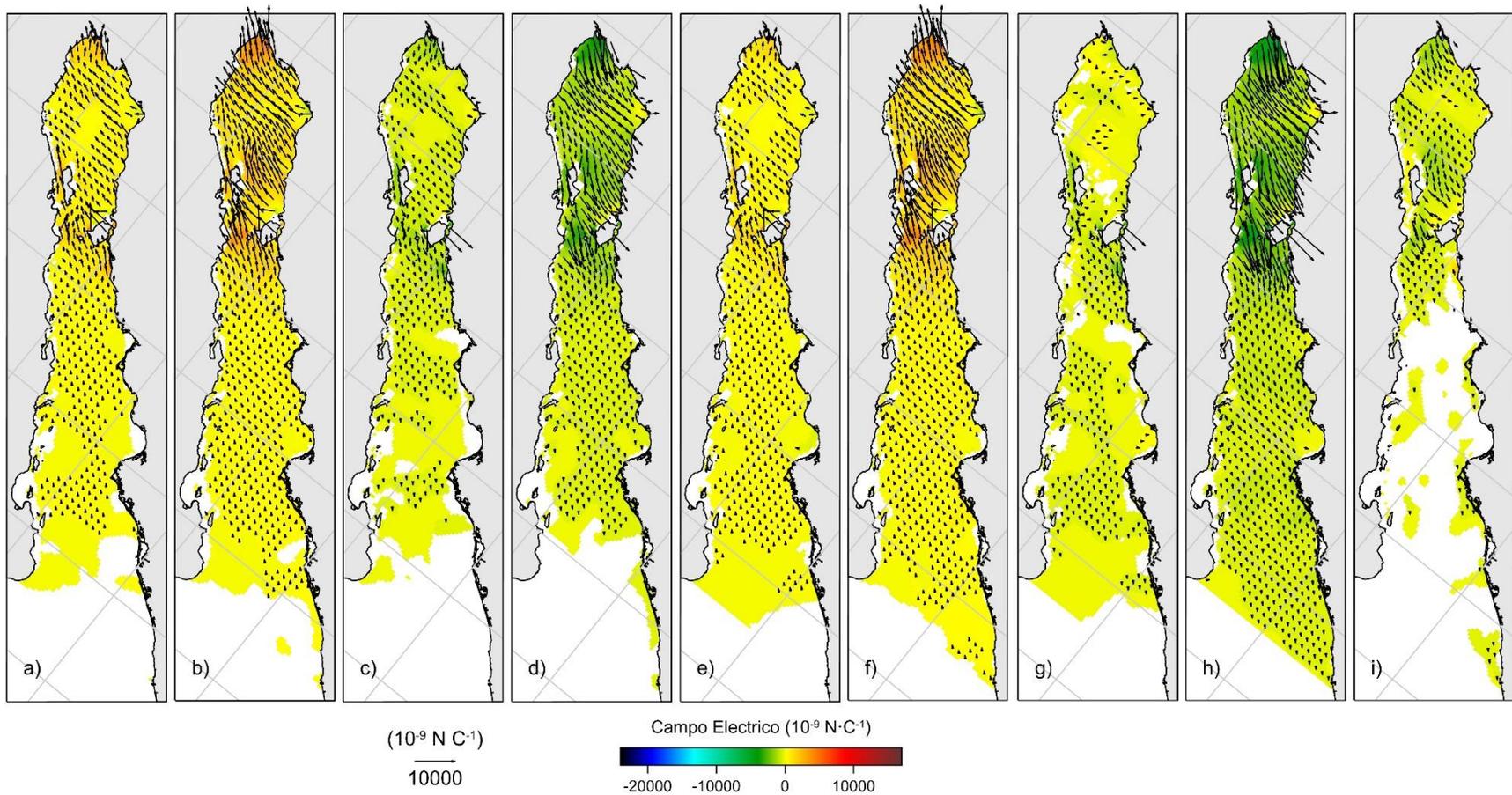


Figura 5.3.3. Campo eléctrico que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del segundo mínimo, es decir, entre los días 16.9004076 y 17.9354565 a) inicio, b) un octavo, c) un cuarto, d) tres octavos, e) un medio, f) cinco octavos, g) tres cuartos, h) siete octavos, i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

Para el segundo mínimo (figura 5.3.3), el cual comprende entre los días 16.9004076 y 17.9354565, los valores máximos de la componente  $x$  oscilan entre  $1.0435 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.5480 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a cinco octavos del tiempo y apunta en dirección este. Los valores máximos de la componente  $y$  oscilan entre  $7.8284 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $1.1667 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a siete octavos del tiempo y apunta en dirección sur. Los valores máximos de la componente  $z$  oscilan entre  $6.1260 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $7.5862 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a siete octavos del tiempo y apunta en dirección contraria al centro de la Tierra. Los máximos de la magnitud del campo eléctrico varían entre  $1.4213 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $5.0002 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el máximo absoluto se presenta a siete octavos del tiempo.

Para el segundo máximo (figura 5.3.4), el cual comprende entre los días 23.7010023 y 24.7360512, los valores máximos de la componente  $x$  oscilan entre  $4.1355 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $1.7127 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentran a cinco octavos del tiempo y apunta en dirección este. Los valores máximos de la componente  $y$  oscilan entre  $3.5216 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $6.2202 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a cinco octavos del tiempo y apunta en dirección sur. Los valores máximos de la componente  $z$  oscilan entre  $2.3108 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.3138 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$ , el valor máximo se encuentra a cinco octavos del tiempo y apunta en dirección contraria al centro de la Tierra. Los máximos de la magnitud del campo eléctrico varían entre  $2.4784 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$  y  $5.1527 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ , el máximo absoluto se presenta a cinco octavos del tiempo.

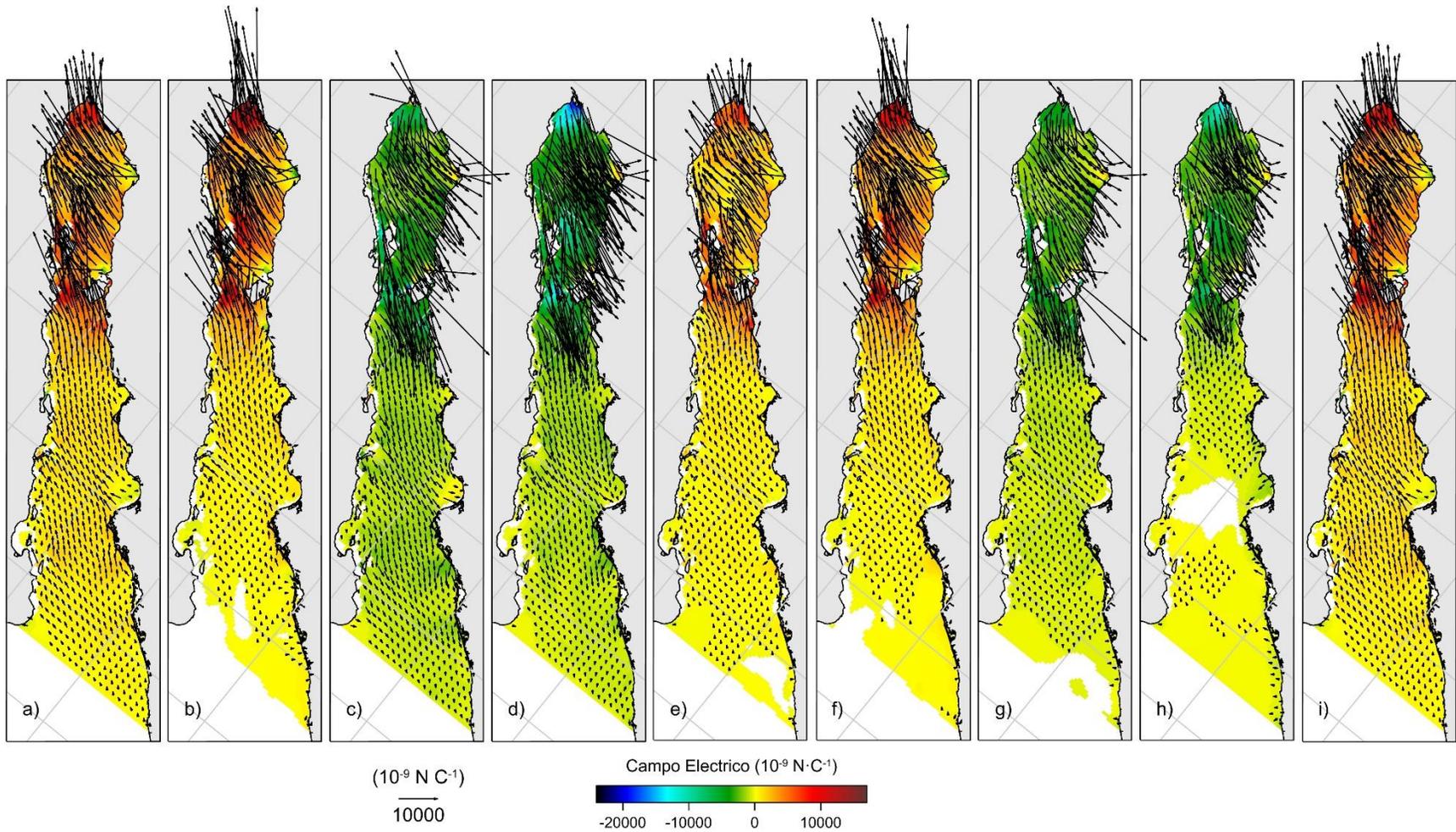


Figura 5.3.4. Campo eléctrico que comprenden dos ciclos de marea  $M_2$  alrededor del segundo máximo, es decir, entre los días 23.7010023 y 24.7360512 a) inicio, b) un octavo, c) un cuarto, d) tres octavos, e) un medio, f) cinco octavos, g) tres cuartos, h) siete octavos, i) fin de los dos ciclos de marea  $M_2$ .

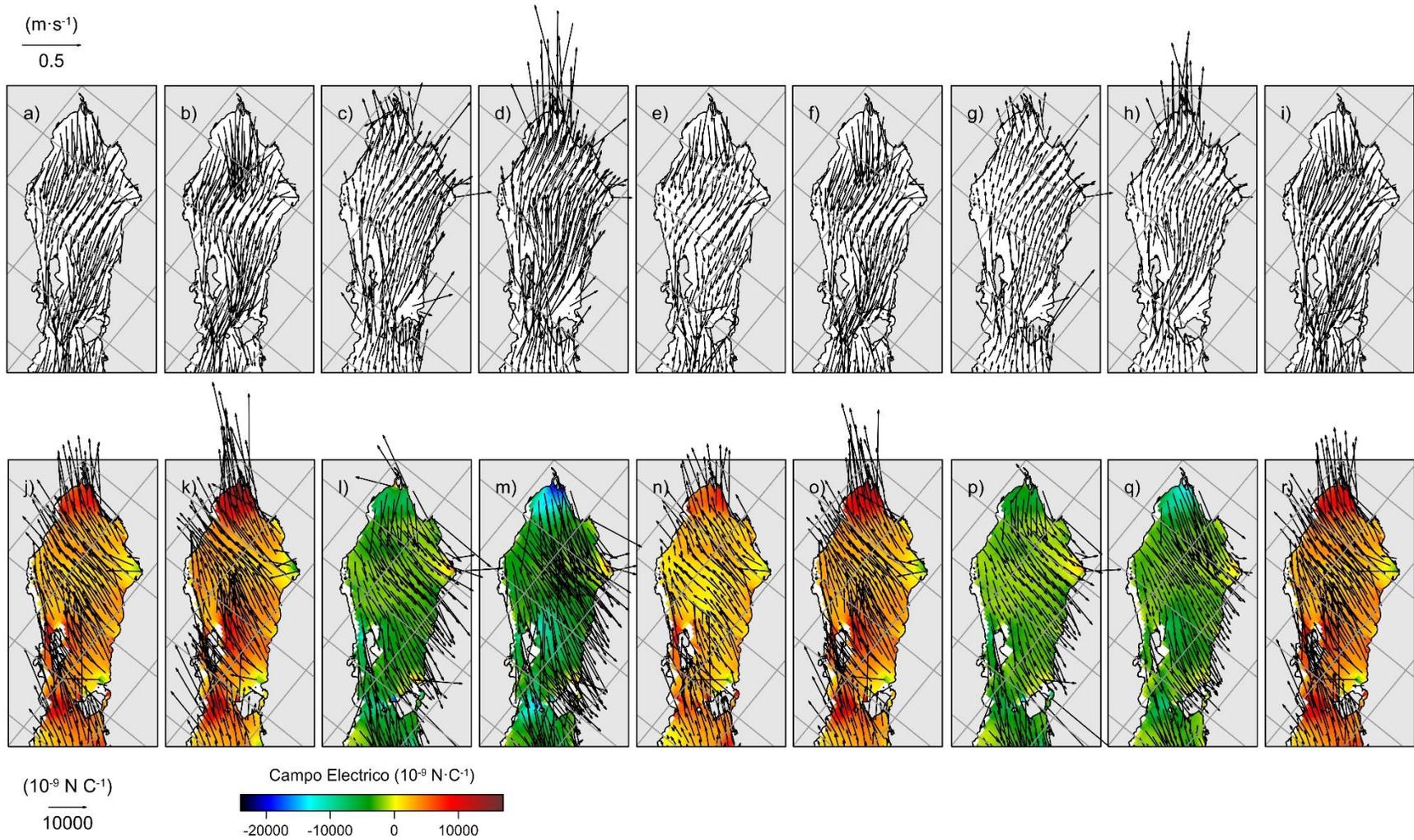


Figura 5.3.5. Comparación de patrones en el segundo máximo, arriba se muestran las velocidades, abajo se muestra el campo eléctrico.

Si se comparan los patrones horizontales de velocidad y los del campo eléctrico, en el segundo máximo por ejemplo (figura 5.3.5), se observa como en éstos se invierte el sentido en cada punto. Las zonas donde se presentan los valores máximos se comparten tanto en ambos patrones.

## DISCUSIÓN

El periodo de tiempo modelado, dos ciclos de marea viva-marea muerta, muestra dos puntos donde la elevación de la superficie libre del mar es máxima y dos donde es mínima, el tiempo que transcurre entre el primer mínimo y el primer máximo es de 7.2776875 días, entre el primer máximo y el segundo mínimo es 8.21570052 días, entre el segundo mínimo y el segundo máximo es 6.8005947, es decir, se observa claramente la desigualdad sideral (Figura 5.1.1).

Existen una gran cantidad de modelos de corrientes y mareas aplicados al Golfo de California con diferentes técnicas numéricas, el objetivo de esta tesis no es solo el calcular las corrientes por marea, por lo que no se hará una comparación meticulosa de los resultados obtenidos con el modelo de mareas con los de otros autores. Basta con decir que la comparación de las amplitudes calculadas con las medidas tiene más de un 98% de acierto, situación que muy pocos modelos tienen.

Los resultados de la elevación de la superficie libre en los puntos distribuidos a lo largo del Golfo de California muestran como los primeros tres puntos, situados en el alto golfo antes de la zona de las islas, se encuentran en fase; sin embargo, se presenta un cambio de fase regional entre éstos y los cuatro puntos que se encuentran al sur del golfo (Figura 5.1.1), el cambio se debe a la forma en la que entran y se desplazan las corrientes de marea.

Los resultados obtenidos de las velocidades muestran como los puntos de marea alta y marea baja presentan grandes diferencias entre ellos, y no sólo eso, aún los puntos alrededor de los dos máximos o de los dos mínimos muestran grandes diferencias. Las diferencias se deben a que la suma de las siete componentes de marea que se utilizaron para correr el modelo que generó las velocidades ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$ ) tienen distinta fase, amplitud y período; además la compleja topografía del Golfo de California juega un papel muy importante, al amplificar las corrientes cuando llegan al alto Golfo. Las amplitudes calculadas coinciden con los reportados por las tablas de predicción, los valores más pequeños medidos se encuentran en Santa Rosalía y los más grandes en Puerto Peñasco y estos se reproducen con el modelo.

A diferencia de los resultados obtenidos alrededor de los puntos de marea baja, donde se encontraron grandes zonas de relajación, en los resultados de los puntos que comprenden

las horas de marea alta no presentan éstas zonas donde la velocidad es cero, o cercana a cero, debido a que los cambios de velocidad son muy rápidos y las velocidades crecen rápidamente.

Tanto en marea viva como en marea muerta, la región del alto golfo especialmente en la desembocadura del río Colorado y la zona de las islas, registran los valores más altos de velocidad. Los valores en estas zonas son hasta un orden de magnitud mayores que los encontrados cerca de la boca del golfo. Esto se debe a que cuando entra la onda de marea, al pasar por los canales, debido a la batimetría, estos se estrechan y hacen que aumente la velocidad de las corrientes en ellos; al llegar a la desembocadura del río Colorado la zona es muy somera y se amplifican las mareas.

Los valores máximos de velocidad en la primera región de tiempo donde se registra marea baja alcanzan  $0.23 \text{ m s}^{-1}$ , para la primera región de marea alta  $1.0 \text{ m s}^{-1}$ , para el segundo tiempo de marea baja  $0.33 \text{ m s}^{-1}$  y para el segundo tiempo de marea alta  $1.23 \text{ m s}^{-1}$ . La diferencia entre las corrientes en marea alta y marea baja es de  $0.90 \text{ m s}^{-1}$ , es decir, aumentan aproximadamente cuatro veces en marea alta, respecto a marea baja.

Las velocidades obtenidas al tomar en cuenta las siete componentes más importantes de marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$ ) registran máximos de  $1.23 \text{ m s}^{-1}$  y se encuentran en la zona de la desembocadura del río Colorado y la zona de las islas, mientras que las obtenidas al tomar en cuenta solo la componente  $M_2$  alcanzan solamente  $0.60 \text{ m s}^{-1}$  en la zona de la desembocadura del río Colorado y la zona de las islas (Carbajal, 1993). Al tomar en cuenta las siete componentes se duplican las velocidades máximas y las zonas donde se registran se mantienen.

El campo magnético varía muy poco a lo largo del tiempo, en un mes sólo se registró una variación de 0.03%. A lo largo del Golfo de California varía de 8.7% entre el punto más cercano a la desembocadura del río Colorado y los puntos al oeste de la boca del golfo. Las componentes  $B_y'$  y  $B_z$  son un orden de magnitud mayor que la componente  $B_x'$ , la componente de mayor intensidad es  $B_z$ . Los valores de  $B_x'$  varían entre 3526.8 nT y 4805.2 nT, los valores de  $B_y'$  24079.7 nT y 27055.1 nT y los valores  $B_z$  30628.9 nT y 41035.0 nT. Debido a esto los valores de las componentes  $x$  y  $y$  del campo eléctrico son mayores que la componente  $z$  (Ec. 4.5.2).

Los resultados muestran la formación de un campo eléctrico inducido por las corrientes de marea debidas a los siete armónicos principales en el Golfo de California. Los

valores máximos de la componente  $E_x$  oscilan entre  $3.5192 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $4.1355 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_y$  entre  $7.4692 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.5216 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_z$  entre  $7.5862 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $2.3108 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores de la magnitud del campo eléctrico oscilan entre  $3.5308 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $5.1527 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ .

Se han hecho mediciones del campo eléctrico en el fondo del océano generado por corrientes de marea (Larsen 1967, 1973). Monreal Jiménez (2014) realizó una estimación del campo eléctrico generado por la componente de marea  $M_2$  en la superficie del mar en el Golfo de California. Kuvshinov *et al.* (2006) modeló de manera global el campo eléctrico inducido por las componentes de marea  $M_2$  y  $O_1$ , por separado, utilizando un modelo de corrientes integrado verticalmente como en este trabajo. La tabla 6.1. muestra el campo eléctrico modelado o medido por diversos autores.

Tabla 6.1. Campo eléctrico reportado por diversos autores, sólo se muestran las componentes que se han medido directamente, sin embargo para el cálculo o medición de  $|\bar{E}|$  se tomó en cuenta también la componente  $E_z$ .

Autor	Lugar	$E_x$	$E_y$	$ \bar{E} $
Larsen (1967)	Cambria, California	$2.70 \times 10^{-7} N C^{-1}$	$1.50 \times 10^{-7} N C^{-1}$	
Monreal				
Jiménez (2014)	Golfo de California	$1.57 \times 10^{-6} y$ $2.67 \times 10^{-7} N C^{-1}$	$7.63 \times 10^{-7} y$ $9.42 \times 10^{-8} N C^{-1}$	$1.91 \times 10^{-6} N C^{-1}$
Larsen (1973)				$1.75 \times 10^{-5} N C^{-1}$
Kuvshinov (2006)	Oahu, Hawaii	$7 \times 10^{-7} N C^{-1}$	$7 \times 10^{-7} N C^{-1}$	$9.9 \times 10^{-7} N C^{-1}$
Monreal				
Jiménez (2014)	Golfo de California	$1.50 \times 10^{-5} y$ $1.32 \times 10^{-6} N C^{-1}$	$4.07 \times 10^{-6} y$ $1.32 \times 10^{-6} N C^{-1}$	$1.59 \times 10^{-5} N C^{-1}$
Monreal				
Jiménez (2016)	Golfo de California	$3.5192 \times 10^{-7} -$ $4.1355 \times$ $10^{-5} N C^{-1}$	$7.4692 \times 10^{-7} -$ $3.5216 \times$ $10^{-5} N C^{-1}$	$3.5308 \times 10^{-6} -$ $5.1527 \times$ $10^{-5} N C^{-1}$

Los valores de Larsen (1967, 1973) fueron medidos, mientras que los de Monreal Jiménez (2014) fueron estimados, ambos en el fondo del mar. Los valores obtenidos por Larsen (1973) son los mayores, con esto se puede inferir que el valor fue tomando en un periodo de marea alta y las velocidades en esa región son muy altas.

Al comparar los valores estimados para la superficie del mar en el Golfo de California (Monreal Jiménez, 2014), con los valores de Kuvshinov (2006) y los obtenidos en este trabajo

se observa como los valores que se obtienen al tomar en cuenta las siete componentes más importantes de marea en el Golfo de California son 3.2 y 52 veces mayores que los reportados por los otros autores.

## CONCLUSIONES

El modelo de corrientes reproduce con buena exactitud las características de las mareas en el Golfo de California. Tanto en marea viva como en marea muerta, la región del alto golfo especialmente en la desembocadura del río Colorado y la zona de las islas, registran los valores más altos de velocidad. Los valores en estas zonas son más de un orden de magnitud mayores que los encontrados cerca de la boca del golfo. Las velocidades obtenidas al tomar en cuenta las siete componentes más importantes de marea ( $M_2$ ,  $S_2$ ,  $N_2$ ,  $O_1$ ,  $P_1$ ,  $K_1$  y  $K_2$ ) registran máximos de  $1.23 \text{ m s}^{-1}$ , mientras que las obtenidas al tomar en cuenta solo la componente  $M_2$  alcanzan solamente  $0.60 \text{ m s}^{-1}$ .

El campo magnético varía muy poco a lo largo del tiempo, en un mes sólo se registró una variación de 0.03%. A lo largo del Golfo de California varía de 8.7% entre el punto más cercano a la desembocadura del río Colorado y los puntos al oeste de la boca del golfo. Las componentes  $B_y'$  y  $B_z$  son un orden de magnitud mayor que la componente  $B_x'$ , la componente de mayor intensidad es  $B_z$ . Los valores de  $B_x'$  varían entre 3526.8 nT y 4805.2 nT, los valores de  $B_y'$  24079.7 nT y 27055.1 nT y los valores  $B_z$  30628.9 nT y 41035.0 nT.

Los resultados muestran la formación de un campo eléctrico inducido por las corrientes de marea debidas a los siete armónicos principales en el Golfo de California. Los valores máximos de la componente  $E_x$  oscilan entre  $3.5192 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $4.1355 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_y$  entre  $7.4692 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $3.5216 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores máximos de la componente  $E_z$  entre  $7.5862 \times 10^{-7} \text{ N C}^{-1}$  y  $2.3108 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores de la magnitud del campo eléctrico oscilan entre  $3.5308 \times 10^{-6} \text{ N C}^{-1}$  y  $5.1527 \times 10^{-5} \text{ N C}^{-1}$ . Los valores estimados en este trabajo son 3.2 y 52 veces mayores que los reportados por los otros autores.

Este estudio es un desarrollo teórico del potencial generador de energía eléctrica del océano, su aplicación práctica se desarrollara más adelante cuando la tecnología lo permita.

## REFERENCIAS

- Alvarez, W. y Leitaó, H. (2010). The neglected early history of geology: The Copernican Revolution as a major advance in understanding the Earth. *Geology*, March 2010, v. 38, p.231-234.
- Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín, J.R. Hunter (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 100, 16103-16118.
- Avery W. y Wu C. (1994). *Renewable energy from the ocean: a guide to OTEC*. New York: Oxford University Press.
- Ávila García P (editora). (2003) *Agua, medio ambiente y desarrollo en el siglo XXI*. CONACyT/SEMARNAT-IMTA, México 481 pp.
- Badan Dangon, A., C.J. Koblinsky, T. Baumgartner (1985). Spring and summer in the Gulf of California: Observations in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 8, 13-22.
- Bartels, J. (1957). International Geophysical year (Ger) *Phys. Blatter* **10**, 133, and (Ger) *Wetterlotse, Hamb.* **118**, 121-36.
- Beiser A., (2003) *Concepts of Modern Physics*. McGraw-Hill Ed., USA, 530 pp.
- Bindoff N., J.H. Filloux, P. Mulhearn, F. Lilley, I. Ferguson (1986) Vertical electric field fluctuations at the floor of the tasman abyssal plain. *Deep-Sea research*. 33 (5): 587-600.
- Bradshaw; A, y Schleicher, K. (1980). Electrical conductivity of seawater. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*. (5) 50-62.
- Carbajal, N. (1993). *Modelling of the circulation in the Gulf of California*. Tesis de Doctorado, Universidad de Hamburgo, Alemania, 186 p.
- Carbajal, N. y Backhaus, J. O. (1998). Simulation of tides, residual flow and energy budget in the Gulf of California. *Oceanologica Acta*, 21(3), 429-446.
- CFE, (2013)  
[http://www.cfe.gob.mx/ConoceCFE/1\\_AcercadeCFE/CFE\\_y\\_la\\_electricidad\\_en\\_Mexico/Paginas/CFEylaelectricidadMexico.aspx](http://www.cfe.gob.mx/ConoceCFE/1_AcercadeCFE/CFE_y_la_electricidad_en_Mexico/Paginas/CFEylaelectricidadMexico.aspx), consultado el 12 de marzo de 2013.
- Chave A., J. Filloux (1985) Observation and interpretation of the seafloor vertical electric field in the eastern north pacific. *Geophysical Research Letters*. 12 (12): 793-796.
- Chave A., S. Constable, N. Edwards (1991) Electrical exploration methods for the seafloor. *Electromagnetic methods in applied geophysics-Applications, Society of Exploration Geophysicists*. 796 pp.

- Chulliat, A., Macmillan, S., Alken, P., Beggan, C., Nair, M., Hamilton, B., Woods, A., Ridley, V., Maus, S. y Thomson, A. (2015). The US/UK World Magnetic Model for 2015-2020: *Technical Report, National Geophysical Data Center, NOAA*.
- Colin Baird (2004) *Química Ambiental*. Reverté Ed., España, 625 pp.
- Corp, S. (2016). *La energía del mar. Tercera parte: La energía térmica de los océanos*. Especialista en energías renovables, de CUBAENERGIA.
- Cortina Segovia S et al (2007) *Océanos y Costas, Análisis del marco jurídico e instrumentos de política ambiental en México*. SEMARNAT- INE, México, 233 pp.
- Courant, R. y Hilbert, D. (1953) *Methods of Mathematical Physics vol. 1* Interscience Publishers Inc.
- Cox, R., McCartney, F. y Culkin, F. (1970). The specific gravity/salinity/temperature relationship in natural sea water. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*. (17), 679-689.
- El Universal (2009). *México haya reserva histórica de petróleo*. <http://archivo.eluniversal.com.mx/notas/577412.html>
- Esler, J.G. y Polvani, L.M. (2004). Kelvin-Helmholtz instability of potential vorticity layers: A route to mixing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61, 1392-1405.
- Faraday, M. (1832) Bakerian lecture: Experimental researches in electricity, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, part I, 163.
- Feynman R.P., R.B. Leighton, M.L. Sands (1987) *Feynman Vol. II Electromagnetismo y Materia*. Addison-Wesley Iberoamericana Ed., México, 560 pp.
- Filloux, J. H. (1973-1) Techniques and instrumentation for study of natural electromagnetic induction at sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7, 323-338.
- Filloux, J.H. (1973-2). Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature*, 243, 217-221.
- Fu, L.L., B. Holt (1984). Internal waves in the Gulf of California: Observations from spaceborne radar. *Journal of Geophysical Research*, 89, 2053-2060.
- Glatzmaier, G. A., y Roberts, P. H. (1995-1). A three-dimensional convective dynamo solution with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 91(1), 63-75.
- Glatzmaier, G. A., y Roberts, P. H. (1995-2). A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature*, 377, 203 - 209

- Hall L.B. (1995) *Oil Banks and Politics. The United States and Postrevolutionary Mexico, 1917-1924*. University of Texas Press, 89 pp.
- Halliday D., R. Resnick, J. Walker (2006) *Fundamentos de Física Volumen 2*. Sexta edición, versión extendida. Compañía editorial continental, 1218 pp.
- Harper E. (2009) *Tecnologías de Generación de Energía Eléctrica*. Limusa Ed., México. 386 pp.
- Harvey R.R., J.C.L.R. Montaner (1977). Electric field reordering of tidal currents in the Strait of Magellan. *Geophysical Research*, 82(24), 3472-3476.
- Haus, H. A., y Melcher, J. R. (1989). *Electromagnetic fields and energy*. Prentice Hall.
- Hernández Azcúnaga L., N. Carbajal, Y. Montaña Ley (2013) Bedload Transport of sediments and morphodynamics in the Northern Gulf of California. *J. Coastal Res.*, DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-13-00026.1
- Herzog S. (1999). Wind energy: power and policy. *Appraisal Journal* 1999; 67(1): 24–8.
- INEGI (2015). *Principales resultados de la Encuesta Intercensal 2015 Estados Unidos Mexicanos*. Consultado el 9 de diciembre de 2015.
- Jackson (2007) *Classical Electrodynamics 3 ed*. Wiley India Pvt. Ed., 832 pp.
- Jordan, T. H. (1979). Structural Geology of the Earth's Interior. *Proceedings National Academy of Science* **76** (9): 4192–4200.
- Karato S. (2008) *Deformation of Earth Materials, An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press, New York, 544 pp.
- Krauss W. (1973) *Methods and Results of Theoretical Oceanography, Vo. 1: Dynamics of the Homogeneous and the Wuasihomogeneous Ocean*. Borntraege.
- Kuang, W., y Bloxham, J. (1997). An Earth-like numerical dynamo model. *Nature*, 389(6649), 371-374.
- Kuang, W., y Bloxham, J. (1999). Numerical modeling of magnetohydrodynamic convection in a rapidly rotating spherical shell: weak and strong field dynamo action. *Journal of Computational Physics*, 153(1), 51-81.
- Kuvshinov, A. V., Avdeev, D. B., Pankratov, O. V., Golyshev, S. A., y Olsen, N. (2002). Modelling electromagnetic fields in a 3D spherical earth using a fast integral equation approach. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, 35, 43-54.

- Kuvshinov, A., Utada, H., Avdeev, D., y Koyama, T. (2005). 3-D modelling and analysis of Dst C-responses in the North Pacific Ocean region, revisited. *Geophysical Journal International*, 160(2), 505-526.
- Kuvshinov A., A. Junge, H. Utada (2006-1) 3-D modelling the electric field due to ocean tidal flow and comparison with observations. *Geophysical Research Letters*, 33, L06314.
- Kuvshinov, A., Junge, A., y Utada, H. (2006-2). 3-D modelling the electric field due to ocean tidal flow and comparison with observations. *Geophysical research letters*, 33(6).
- Larsen J. (1967) Electric and Magnetic Fields Induced by Deep Sea Tides. *Geophysics J. R. astr. Soc.* 16, 47-70.
- Larsen, J.C. (1968) Electric and magnetic fields induced by deep sea tides, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 16, 47.
- Larsen J. (1973) An introduction to electromagnetic induction in the ocean. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 7: 389-398 pp.
- Larsen J. (1992) Transport and heat flux of the florida current at 27°n derived from the cross-stream voltage and profiling data: theory and observation. *Philosophical Transaction: Physical Science and Engineering*, 338: 169-236 pp.
- Lluch Cota, S.E., J.P. Arias Aréchiga (2000). Sobre la importancia de considerar la existencia de centros de actividad biológica para la regionalización del océano: El caso del Golfo de California. En: *BAC Centros de Actividad Biológica del Pacífico mexicano*, D. Lluch-Belda, J. Elourduy-Garay, S.E. Lluch-Cota y G. Ponce-Díaz Ed., CIB, CICIMAR y CONACYT, La Paz, BCS, 255-264 pp.
- Longuet-Higgins, M.S., M.E. Stern y H. Stommel (1954) The electrical field induced by ocean currents and waves, With applications to the method of towed electrodes, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.* 13(1), 1-37.
- MacGregor L, S. Sinha (2000) Use of marine controlled-source electromagnetic sound-ing for sub-basalt exploration. *Geophysics Prosp.*, (48):1091-1106 pp.
- Marinone, S.G. (1998). Effects of the topography stress on the tide and wind induced residual currents in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 103, 18437-18446.
- Marinone, S.G. (2000). Tidal currents in the Gulf of California: Intercomparisons among two and three dimensional models with observations. *Ciencias Marinas*, 26, 275-301.
- Marinone, S.G. (2003). A Three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), np.

- Martín del Campo D. (2007) *Los Mares de México: Crónicas de la Tercera Frontera*. Era Ed. 237 pp.
- Martínez Fernández M. (2010) Planeación energética en México y sus futuros. *Revista Digital Universitaria*, 11(10): 1067-1079.
- Martinez, J.A., J.S. Allen (2004). A modeling study of coastal-traped wave propagation in the Gulf of California. Part I: Response to remote forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 34, 1313-1331.
- Maus, S., S. Macmillan, S. McLean, B. Hamilton, A. Thomson, M. Nair y C. Rollins (2010) *The US/UK World Magnetic Model for 2010-2015, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC*.
- McDonough, W., y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120(3), 223-253.
- Merrill R.T. (1998) *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*. Academic Press, New York, 531 pp.
- Mertz, G. y Wright, D.G. (1992). Interpretations of the JEBAR term. *Journal of Physical Oceanography*, 22, 301-313.
- Monreal Gómez, M.A., D.A. Salas de León, M.E. Fernández-Barajas (1991). Simulación numérica de la circulación baroclinica en el Golfo de California. *GEOS*, 11, 43.
- Monreal Jiménez, R. (2014) *Estimación de la densidad de corriente eléctrica en el Golfo de California inducida por corrientes de marea*. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México.
- Morales-Pérez y Gutiérrez de Velasco, 1989. Mareas en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 28(1) 25-46.
- Nix, R. (2016). *The Gulf of California: A Physical, Geological, and Biological Study*. [https://www.utdallas.edu/~rnix/MAT-SE\\_Units/gulf\\_cal.pdf](https://www.utdallas.edu/~rnix/MAT-SE_Units/gulf_cal.pdf)
- Open University Course Team (1995) *Seawater: it's composition, properties and behavior*. Open University, USA, 166 pp.
- Paden, C.A., C.D. Winant, M.R. Abbott (1993). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California: 2. Surface heat flux. *Journal of Geophysical Research*, 98, 20091-20103.
- Palshin N., L. Vanyan, A. Poray-Kohits, V. Matyushenko, P. Kaikkonen J. Tikkinen. (2002) Measurements of motional induced voltage in the coastal zone of the White Sea. *Earth Planet Space*, 54, 433-441.

- Palshin N., A. Nozdrina, V. Matyushenko, A. Poray-Kohits, I. Egorov (2006) Electromagnetic method for monitoring currents in the gorlo of the white sea. *Oceanology*, 46 (3), 325-334 pp.
- Pedlosky, J. (2003). *Waves in the Ocean and Atmosphere: Intoduction to Wave Dynamics*. Springer Science & Business Media.
- Pelc, R. y Fujita, R. (2002). Renewable energy from the ocean. *Marine Policy*. 26(6). 471-479.
- Peña, Arroyo, Gómez, Tapia, Gómez (2004) *Bioquímica*. Limusa Ed., México, 429 pp.
- Pond, S. y Pickard, G. (1978). *Introductory Dynamic Oceanography*. Pergamon Press.
- Popul (2016). <http://www.populationmatters.org/> Consultado el 25 de abril de 2016.
- Resnick R., Halliday, D. y Krane, S. (2002). *Física, Volumen 2*. 5° reimpresión. Compañía editorial continental, 701 pp.
- Roden, G.L., G.W. Groves (1995). Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*, 18, 10-35.
- Salas de León, D.A., M.A. Monreal Gómez, L. Sanvicente Añorve, C. Flores Coto (1998). Long term currents influence on the zooplanktonic organisms distribution in the bay of Campeche, Mex. *Oceanologica Acta*, 21(1):87-93.
- Salas de León D.A., N. Carbajal Pérez, M.A. Monreal Gómez (2003). Residual circulation and tidal stress in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108(C10), 15-1 – 15-12.
- Sanford, T.B. (1971) Motionally induced electric and magnetic field in the sea. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3476 – 3492.
- SMH- Sydney Morning Herald (2007). *Mexico oil output drop may spark crisis*. <http://www.smh.com.au/news/Business/Mexico-oil-output-drop-may-sparkcrisis/2007/06/14/1181414413628.html>
- Soz (2016). <http://www.soz-etc.com/energien-erneuerbar/alle-zusammen/komb003-transicion-energetica-ESP-c-fotos.html>
- Stewart, R. (2008). *Introduction to Physical Oceanography*. Department of Oceanography Texas A & M University.
- Takahashi P. y Trenka A. (1996). *Ocean Thermal Energy Conversion*. New York. Wiley.
- Talley, L., Pickard, G., Emery, W. y Swift, J. (2011). *Physical Oceanography An Introduction*. ELSEVIER-Academic Press.

- Tanimoto, Toshiro (1995). Crustal Structure of the Earth. *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*. Washington, DC: American Geophysical Union.
- Torres Orozco, E. (1993). *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, 80 pp.
- USDE - US Department of Energy (2002). *Annual energy outlook 2002 with projections to 2020*. Report#: DOE/EIA-0383(2002). <http://www.eia.doe.gov/oiaf/ieo/>
- Velasco Fuentes, O.U., Sheinbaum, J. y Ochoa, J. (2003). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Springer
- von Arx, W.S. (1950) An electromagnetic method for measuring the velocities of ocean currents from a ship under way, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, 11(3), 1-62.
- Wallace Hall C. (2003). *Introduction to Geomagnetic Fields*. New York: Cambridge University Press. 352 pp.