cincytema
ciencia y tecnología marina

Oceanografía Físico-Química (2021)

Clase: Introducción a la Oceanografía Geológica

Leticia Burone: lburone@fcien.edu.uy

- Orígen y morfología de las cuencas oceánicas:

- Tectónica de placas y accidentes geográficos y sedimentológicos

- Apertura del Océano Atlántico

- El marco geológico de los océanos

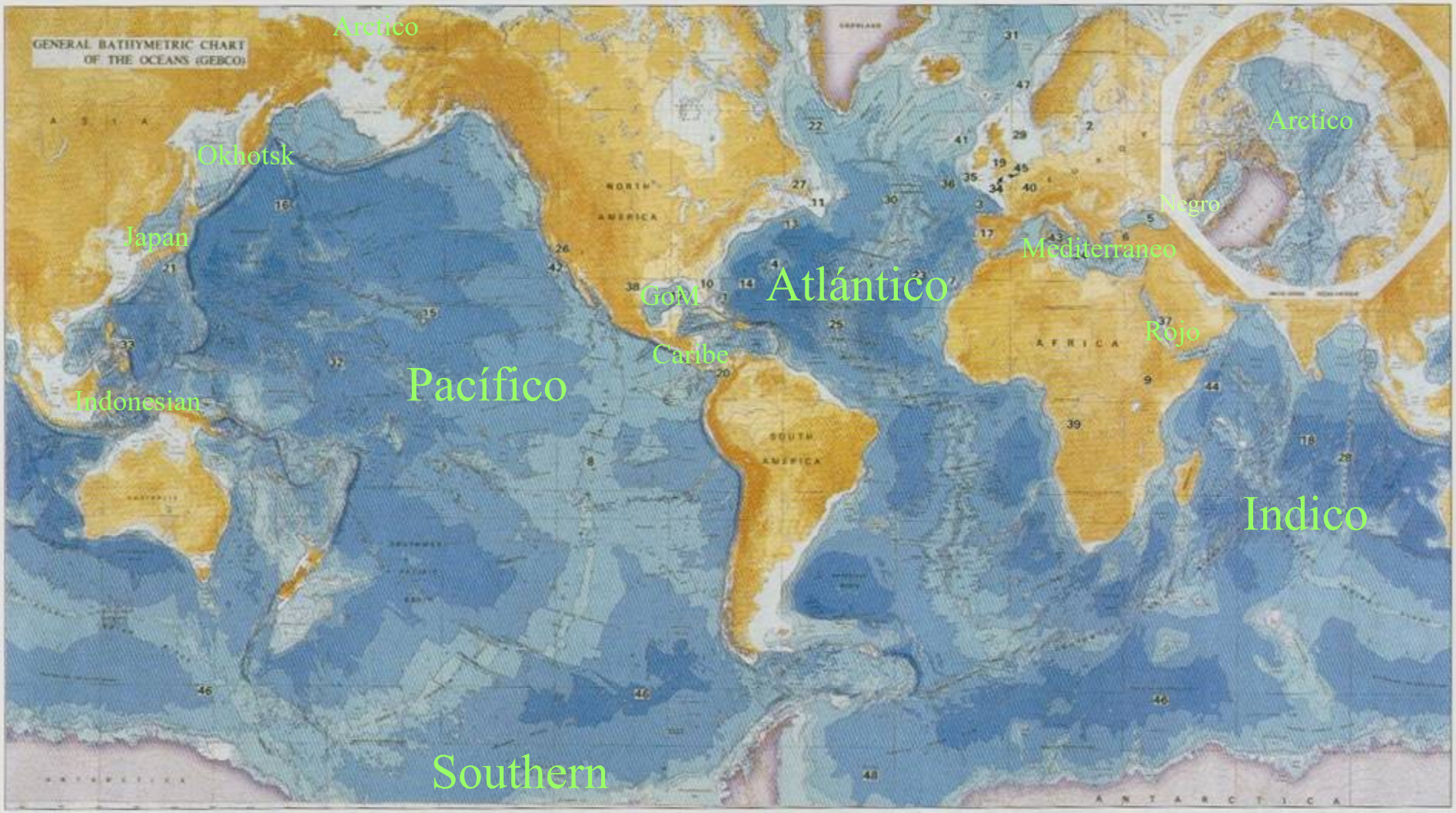
Un planeta cubierto en su mayor parte por OCÉANOS

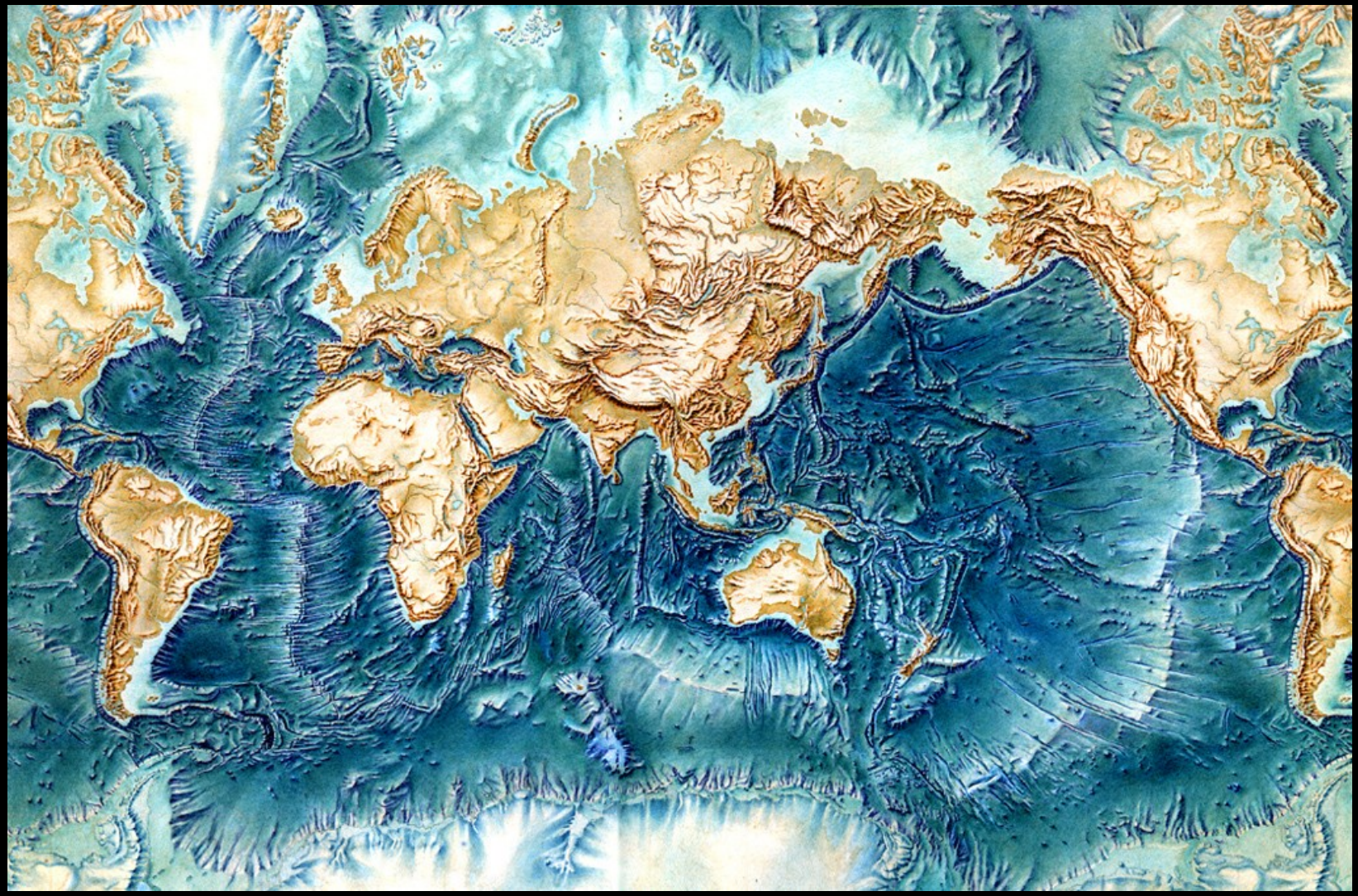
Un planeta con elevada:
Biodiversidad
Geodiversidad
Hidrodiversidad

El Ambiente Marino

Océanos - 71% superfície terrestre e prof. media de 4.000 m.

- 98 % del agua se encuentra en los océanos

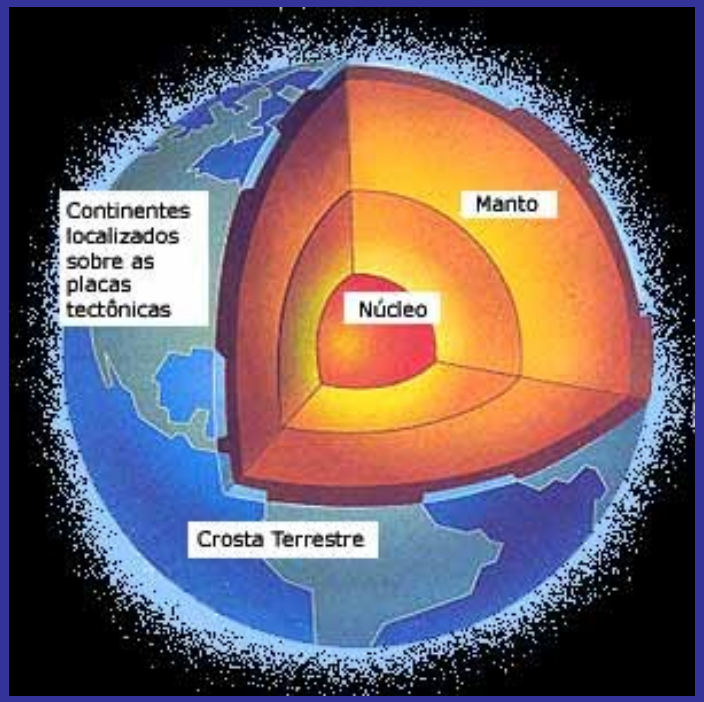




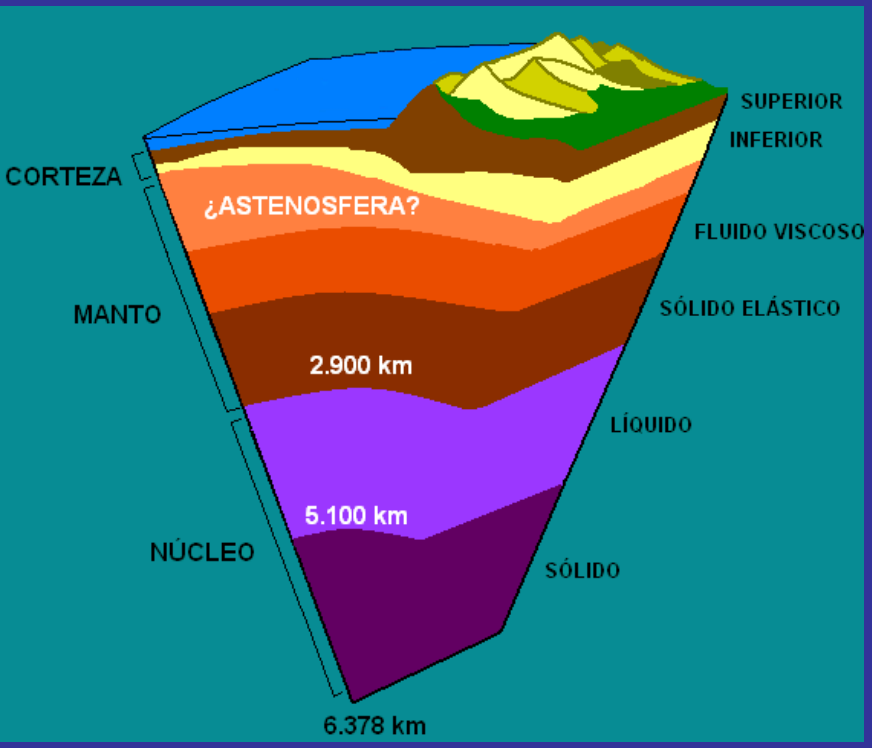
Cómo se formaron los océanos?

Cómo todo empezó?

4,5 billones de años atrás la Tierra era una mezcla de gases hidrógeno, helio y polvo cósmico. Todo eso era una bola caliente de material derretido que generaba nubes gaseosas (vapor de agua, , CO_2, Cl_2, N_2 y H_2). La temperatura fue bajando y, cerca de 3,9 billones de años, la parte externa se endureció formando las ROCAS y la cobertura externa de la Tierra (CORTEZA). Al mismo tiempo el vapor de agua se condensó y formó finas nubes que originaron los primeros océanos que llenaron la superficie de la Tierra. Por la gravedad el agua se ubico en las áreas mas bajas de la Tierra.



Estructura interior de la Tierra



- Su conocimiento avanzó con la sismología.

- Cada capa representa una región con una densidad diferente.

- **Corteza terrestre**: capa más externa (35 km).

- Corteza y capa superior manto (70 km) son frías.

- Corteza terrestre: A) Corteza Continental y B) Corteza Oceánica.

-La temperatura incrementa con Z en la corteza a una tasa de 30 ^{o}C por km.

- El centro de la Tierra tiene una temp. entre 2000 y 6500 ^{o}C.

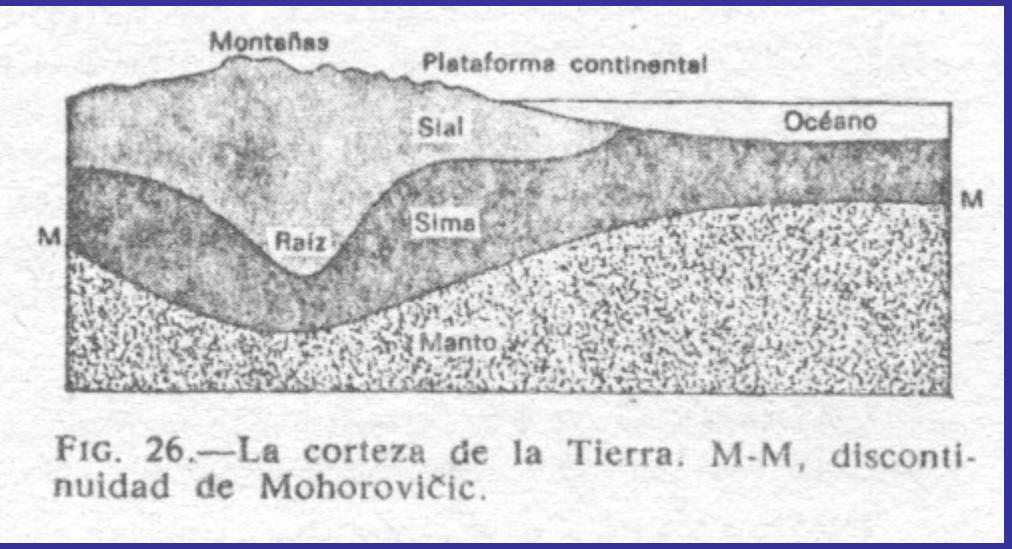
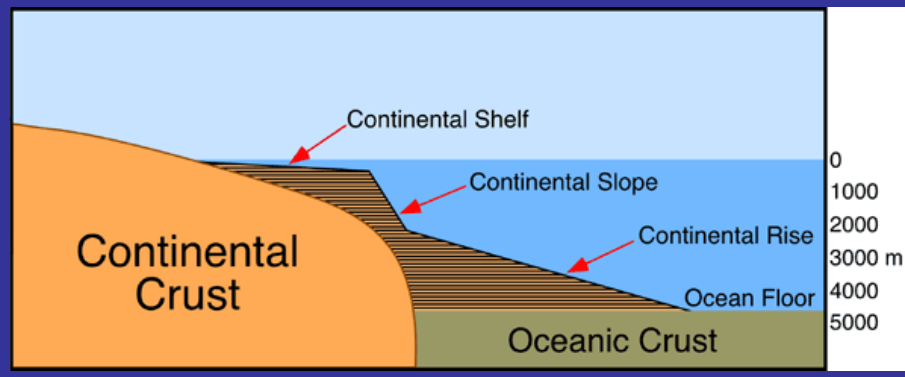


FIG. 26.—La corteza de la Tierra. M-M, discontinuidad de Mohorovičic.



La base de la corteza terrestre está marcada por un límite:

(zona de transición donde ondas sismicas cambian su veloc.). DISCONTINUIDAD DE MOHOROVICIC

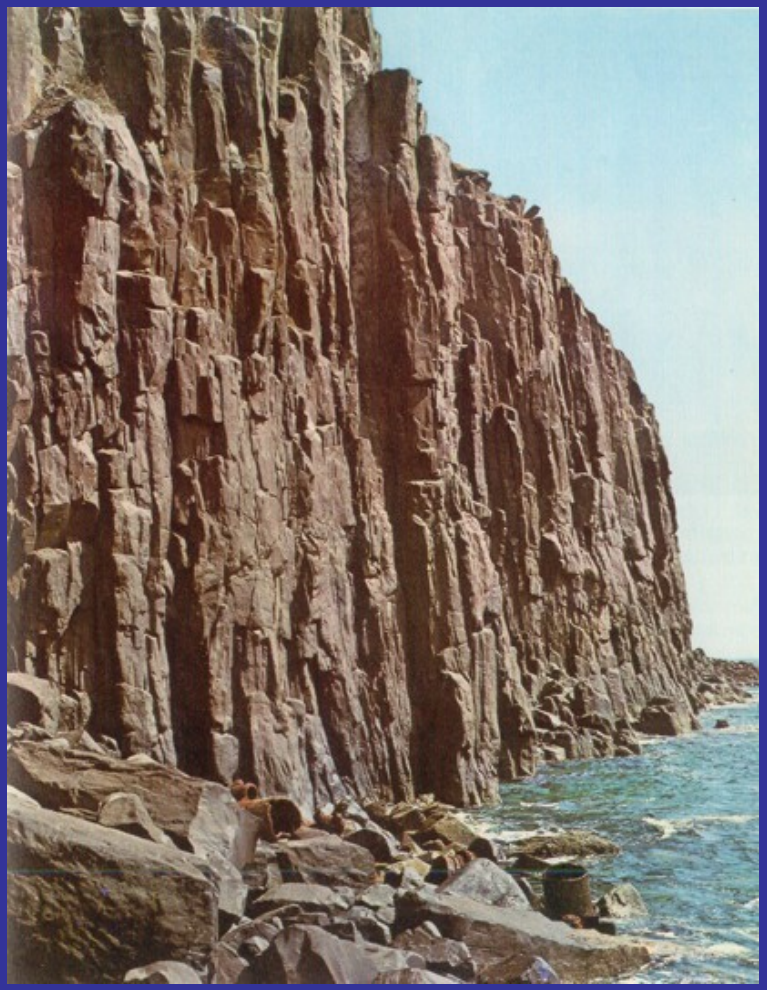
(Andrija Mohorovicic, 1909)

En base de C. continental MOHO descansa a prof. de 40 km,
en base de C. oceánica MOHO descansa a 5 km.

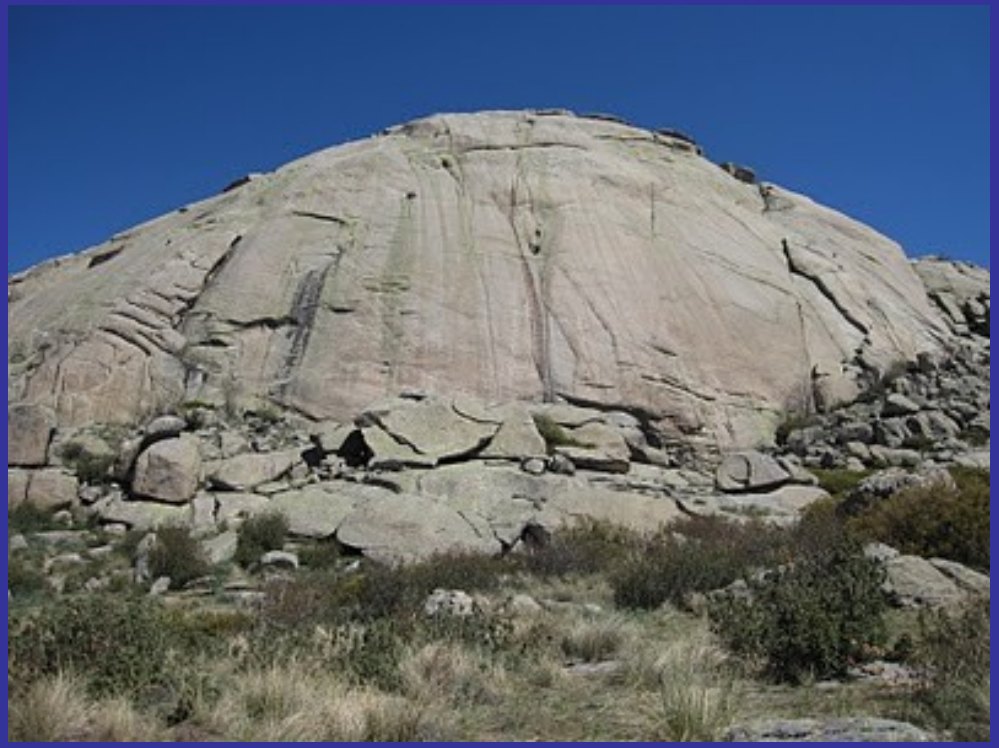
Corteza Continental (más heterogénea, menor densidad):
Rocas graníticas baja densidad y de color claro
Denominadas SIAL debido a los altos contenidos de Si y Al.

Corteza Oceánica (3 niveles:Gabro, Basalto y Sedimentos pelágicos y terrestres
Rocas tipo basálticas de alta densidad y de colores oscuras
Llamadas SIMA debido a los elevados contenidos de Si y Mg.

El manto está compuesto por rocas más densas que la corteza por eso la corteza tiende a flotar sobre el manto.

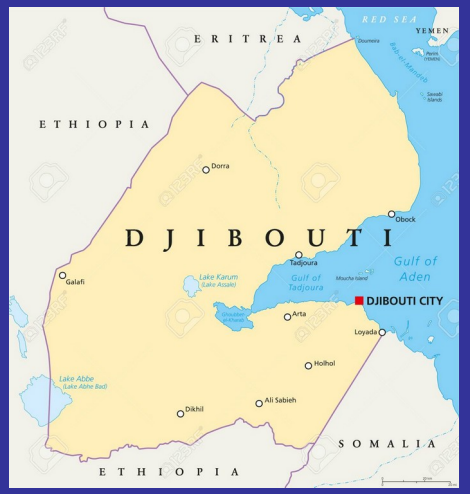


Roca basáltica



Roca granítica

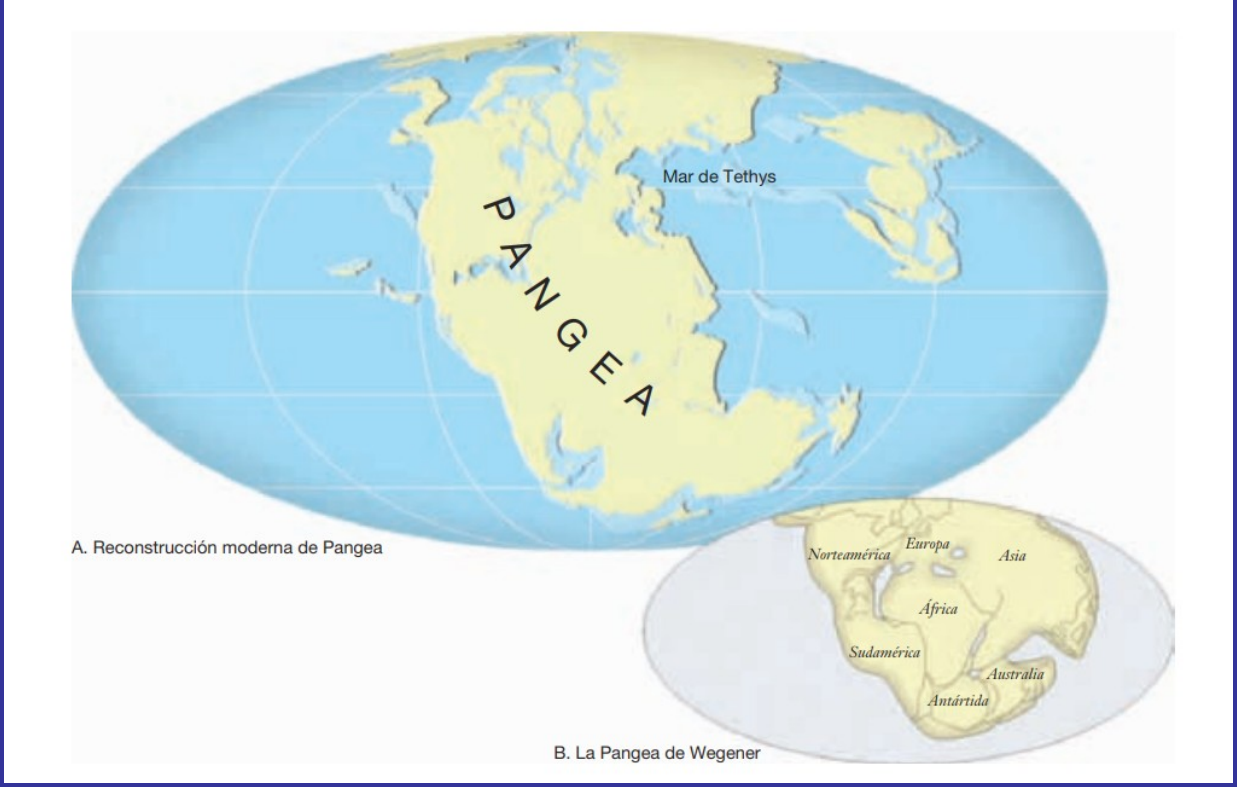
La mayor parte de la corteza oceánica se encuentra debajo del mar.
Hay excepciones:
Islandia y República Dijobouti



- ORIGEN DE LOS OCEANOS

Deriva Continental (Alfred Wegner 1912)

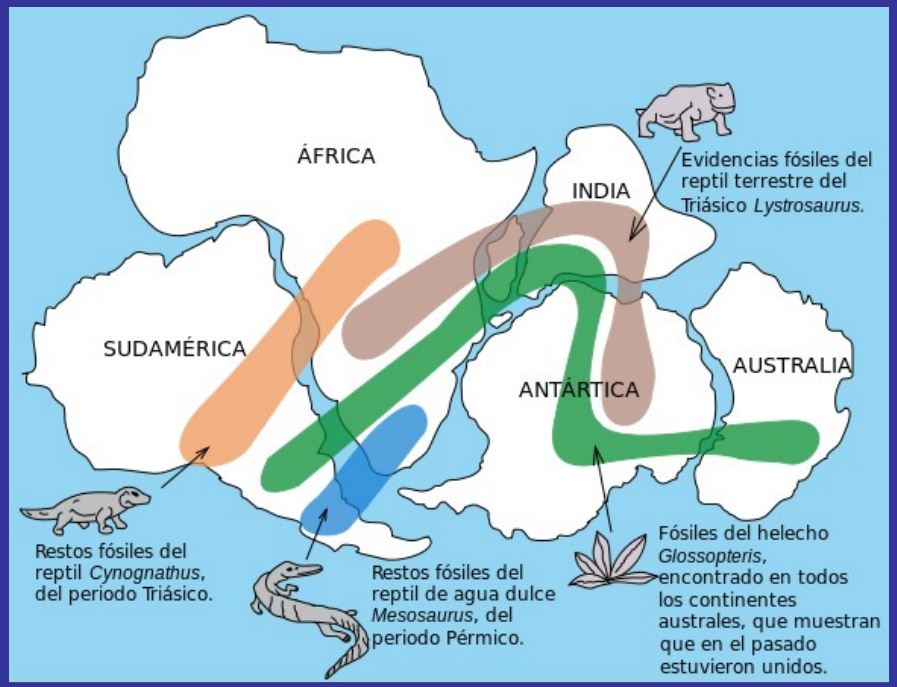
Meteorólogo y geofísico alemán)



Wegner sugirió que en el pasado (200 Ma) existió un supercontinente PANGEA rodeado de un océano PANTHALASA

Deriva Continental (Alfred Wegner 1912)

Es el desplazamiento de las masas continentales unas respecto a las otras



"Entstehung der kontinente und Ozeane"
(La formación de los Continentes y Océanos) 1915

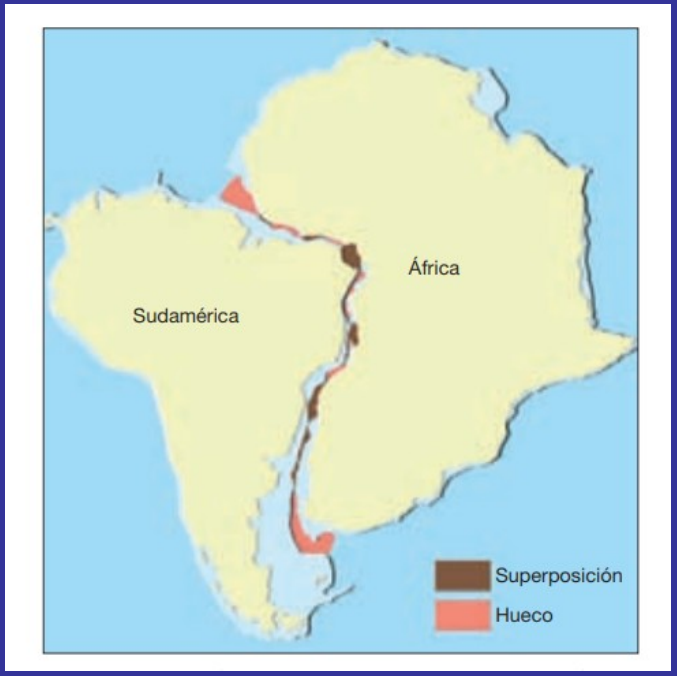
Observaciones empíricas:

-Manera en que parecen encajar los continentes a cada lado del océano (Am. del Sur y África);

-El parecido de fauna fósil de los continentes y ciertas formaciones geológicas;

- Los climas antiguos.

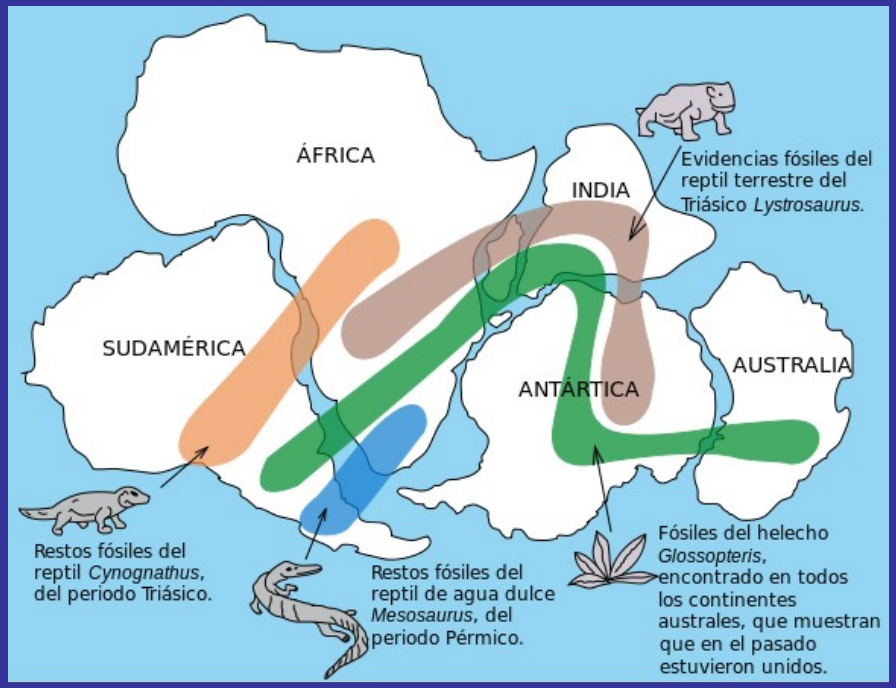
-Conjeturó que el conjunto de los continentes estuvieron unidos en el pasado remoto de la Tierra formando un super continente: PANGEA "Toda la Tierra".

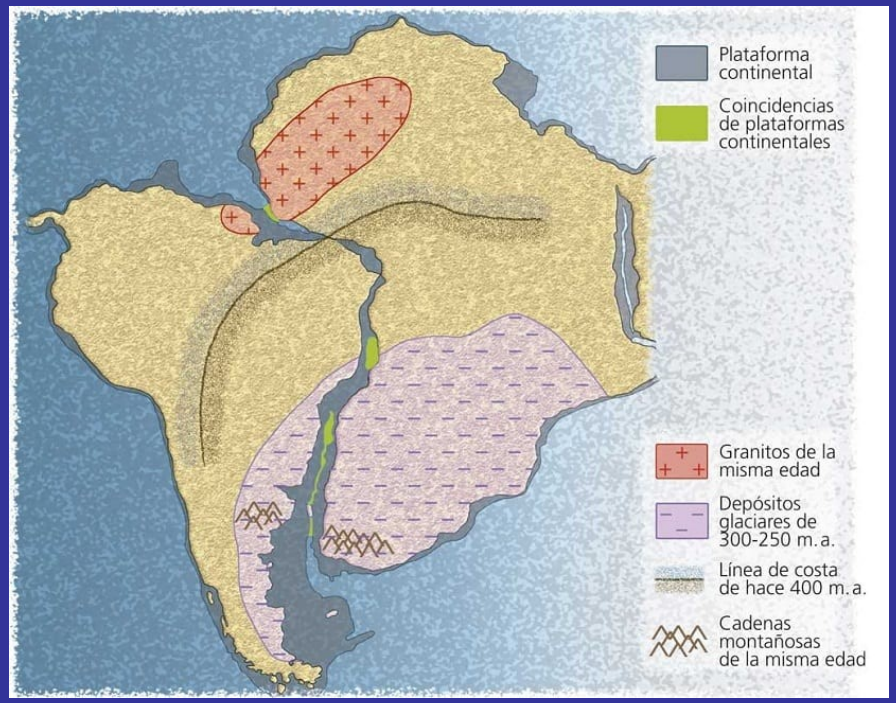


Tipos de rocas y semejanzas estructurales

- Wegener encontró rocas ígneas de hace unos 2,200 millones de año en Brasil y del mismo tipo en África

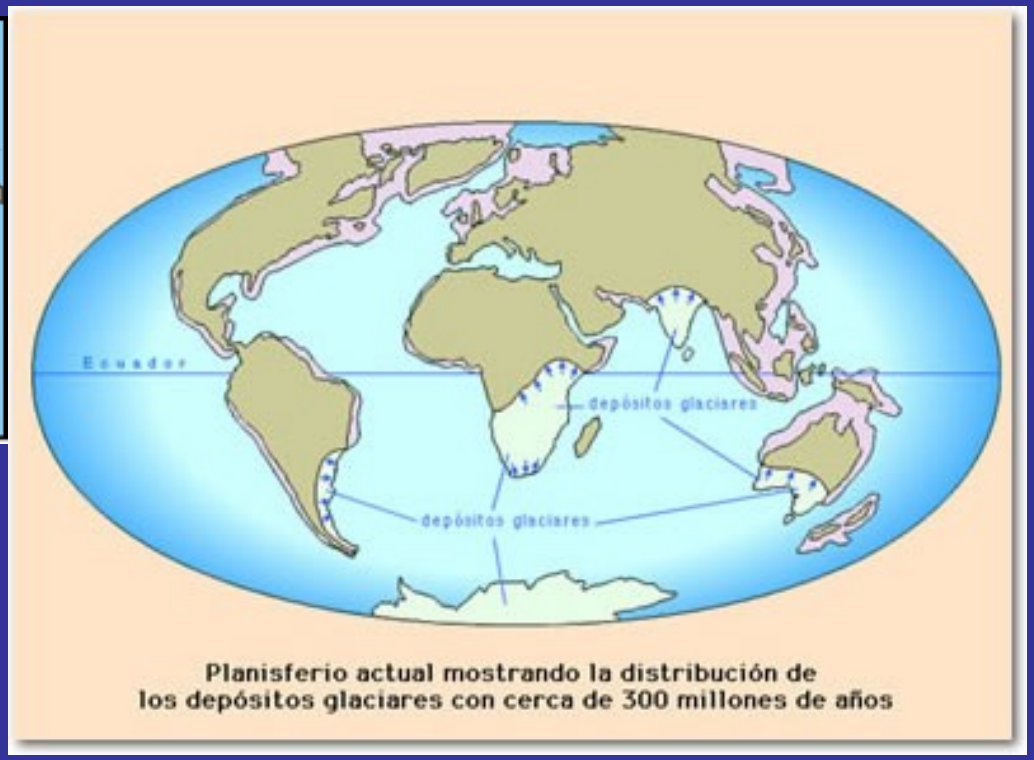
Semejanza en las Cadenas montañosas como las Apaches ubicadas en Norteamérica con rocas del mismo tipo en las montañas Caledónicas en Escandinavia



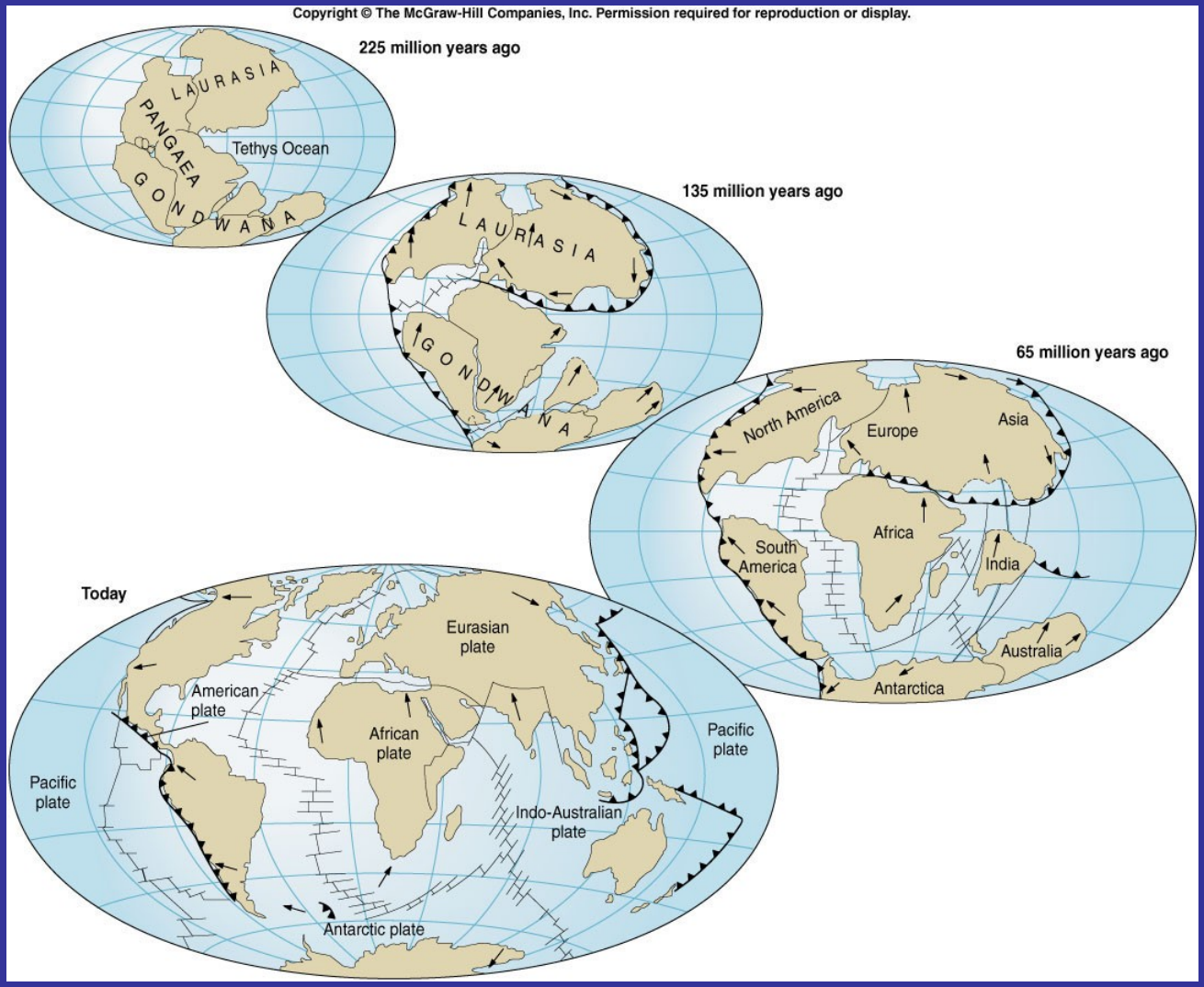


Glaciación Gondwana

Evento glacial pérmico hace (280 millones de años)
Sudamérica, Africa, India, Australia y Antártida
Huellas en el registro geológico (depósitos de material acarreado por el hielo y marcas de abrasión).

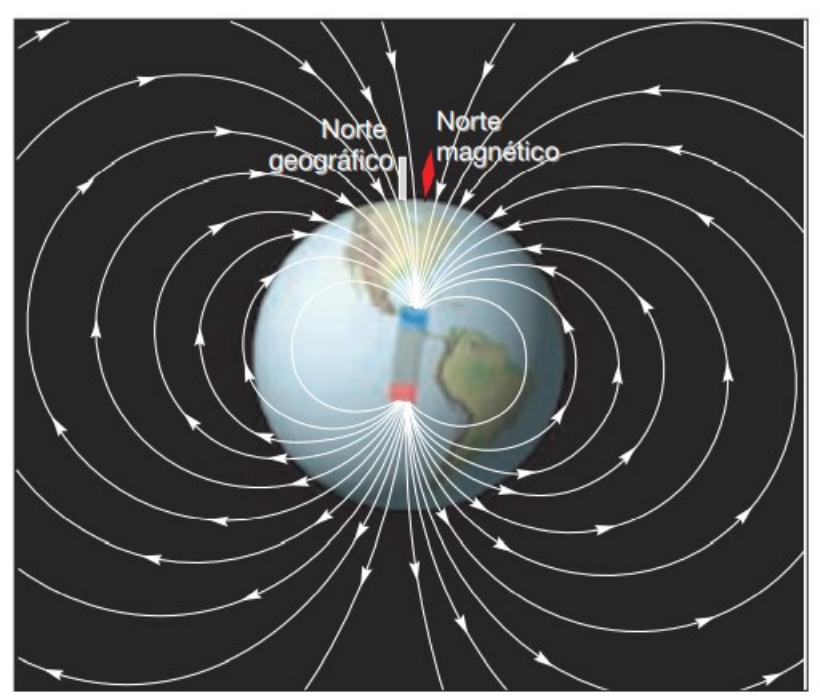


Planisferio actual mostrando la distribución de los depósitos glaciares con cerca de 300 millones de años



Este planteamiento fue descartado por la mayoría de sus colegas (especialmente geólogos y geofísicos) ya que carecía de un mecanismo para explicar la deriva de los continentes.

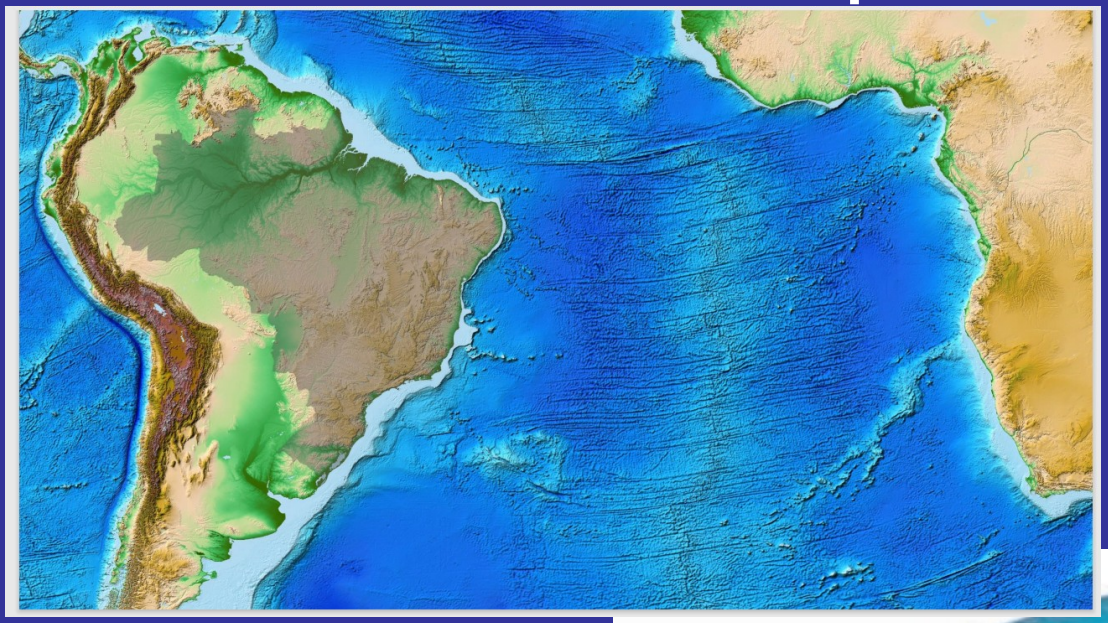
Paleomagnetismo y deriva continental (1950)

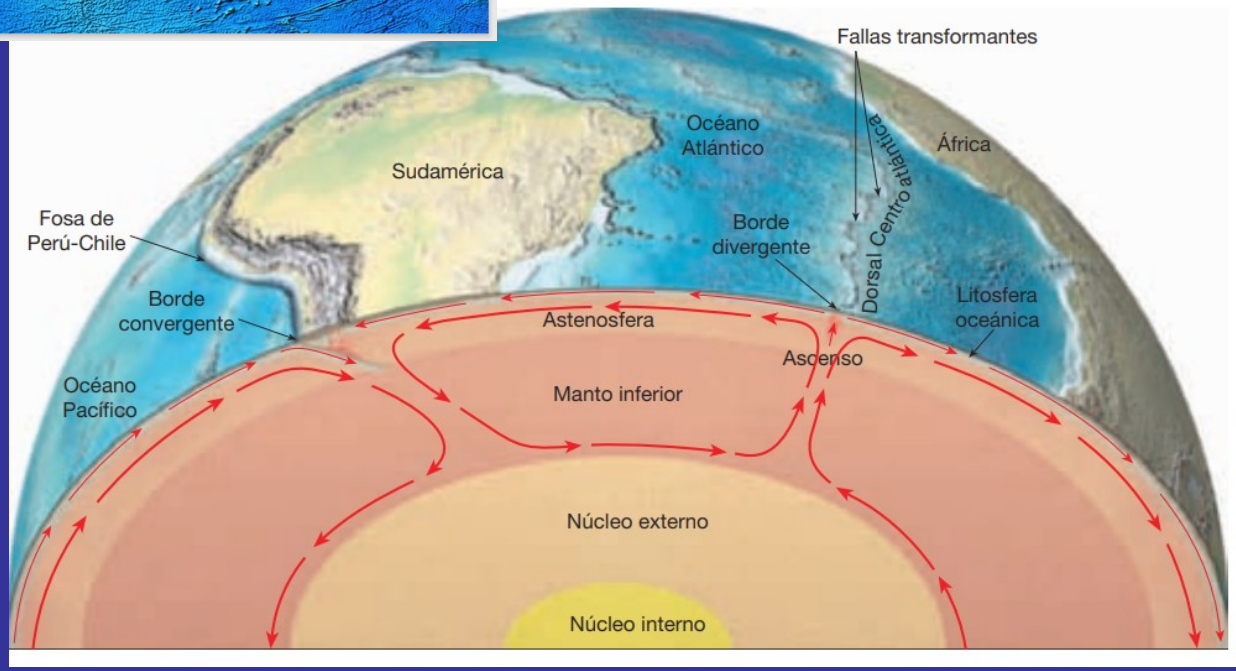


Rocas con minerales ricos en Fe, como la magnetita son comunes en la composición de la lava basáltica y actúan como (brújula fósil)

Cuando la roca se calienta por encima del punto de Curie (585) pierden el magnetismo pero cuando se enfrian se magnetizan en dirección paralela a las líneas de fuerza magnética existentes en ese momento.

Expansión del fondo oceanico





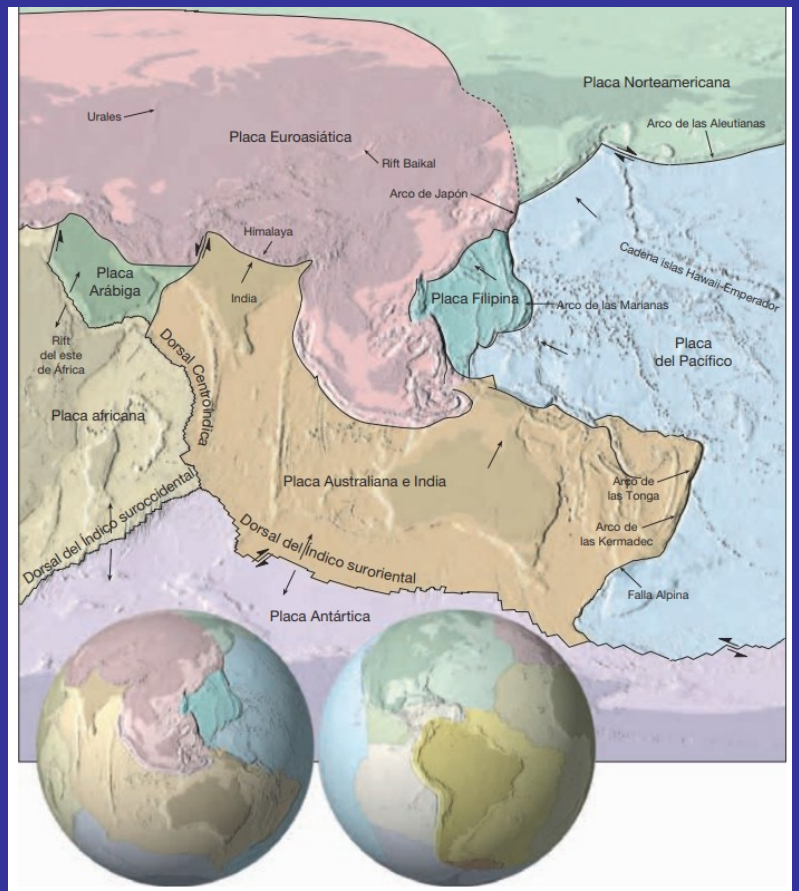
Tectónicas de Placas y el Origen de las Cuencas Oceánicas (1968)

Placas tectónicas o placas litosféricas: son bloques gigantes que componen la capa sólida externa de la Tierra (Conv. o div.)

Principales Placas Tectónicas

7 placas principales:

- Placa del Pacífico: ~ 70 millones de km², es la mayor placa oceánica;
- Placa Africana: 65 millones de km²
- Placa Sud Americana: 32 millones de km²
- Placa Euroasiática
- Placa Australiana
- Placa Antártica



7 placas de tamaño medio:

Placa de Nazca: 10 millones de km^2, disminuye 10 c/año por chocarse con la placa Sud Americana. El choque de estas dos placas originó la Cordillera de los Andes.

- Placa Caribeña

- Placa Filipina

- Placa Arábiga

- Placa de Cocos

- Placa de Scotia

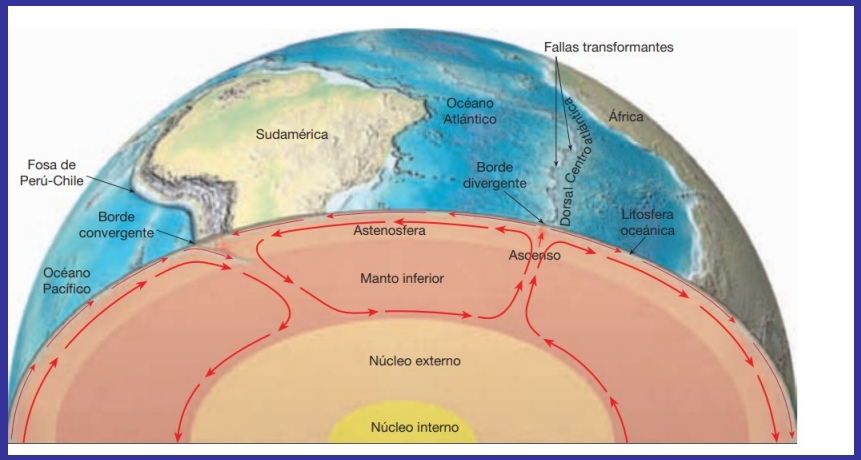
- Placa Juan de Fuca

Además de la existencia de placas más pequeñas.

Cómo se mueven las placas?

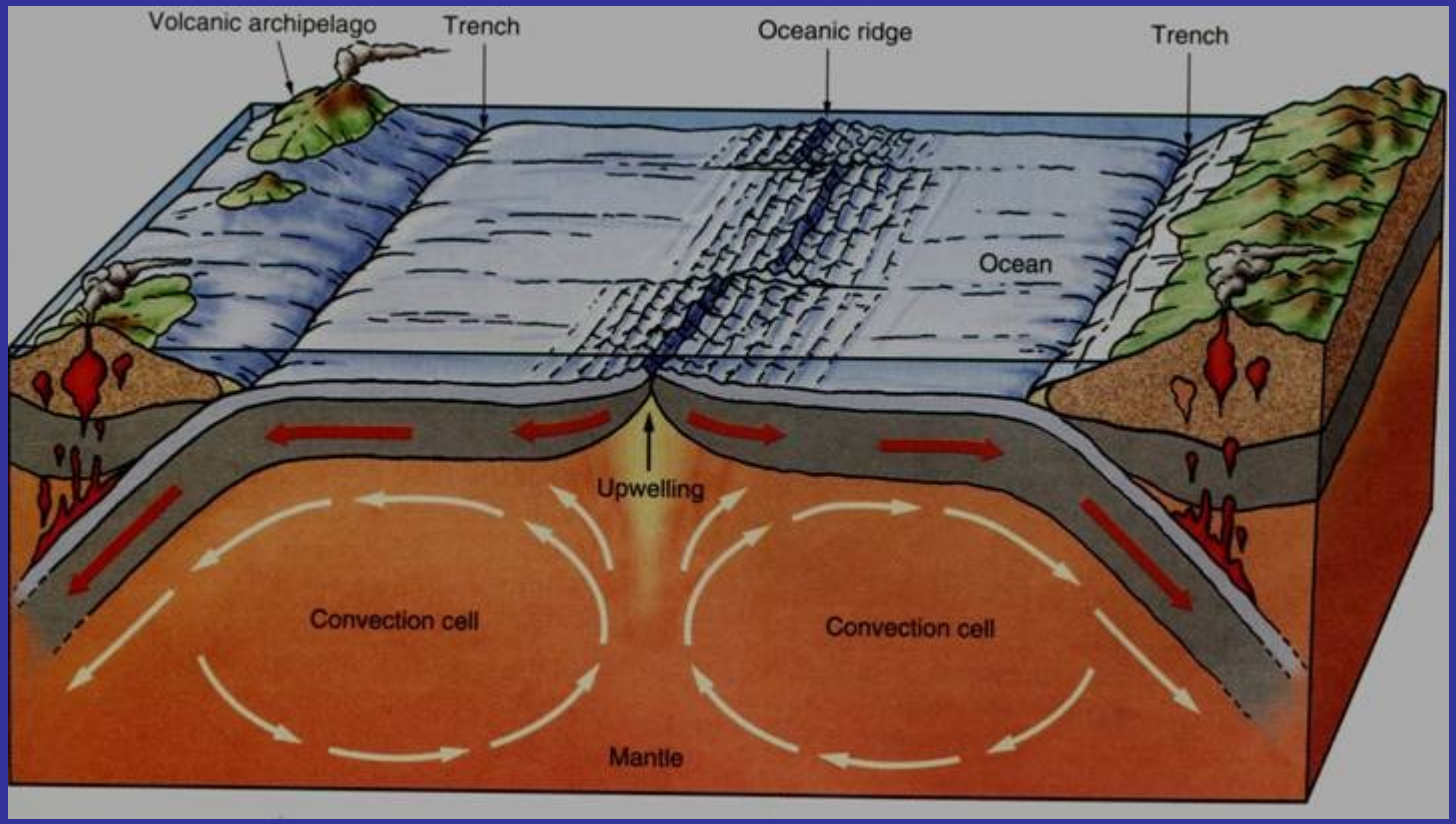
- La piedra angular sobre la que se sustenta la Teoría de la Tectónica de Placas, es la **Teoría de la expansión del suelo oceánico**. Según esta teoría, el fondo oceánico se expande a partir del eje o *Rift* de las Dorsales oceánicas. Esto indica que dos puntos situados a ambos lados de la Dorsal se separarán cada vez más conforme avanza el tiempo. Simultáneamente a la expansión del suelo oceánico y para rellenar el hueco dejado en el valle central debe emplazarse roca nueva.

- Las placas se desplazan unas respecto a otras con velocidades de 2,5 - 5 cm/año[1].



- **BORDES (LÍMITES DE PLACA)** que son responsables por fenómenos como: terremotos, expansión de los océanos, formación de volcanes y fosas oceánicas: Divergentes, Convergentes y de Falla transformante.

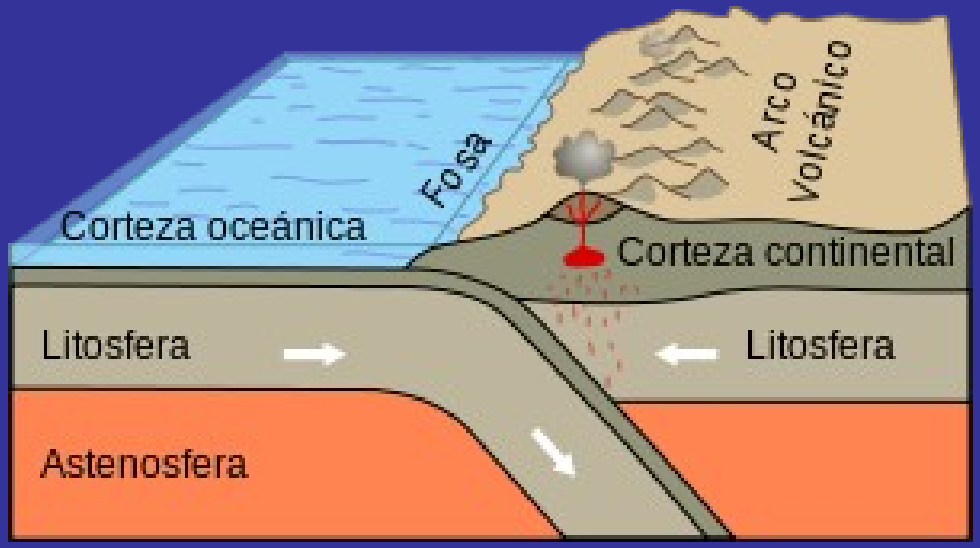
Limite Divergente o Constructivo: son las zonas donde se forma nueva corteza oceánica y en las cuales se separan las placas. El vacío que surge de esta separación está rellenado con material de corteza que surge del magma. Se genera nueva litósfera oceánica (centros de expansión).



Ej: Dorsales Oceánicas (DORSAL MESOATLÁNTICA)

El magma se enfría gradualmente generando ruca dura y produciendo nuevos fragmentos de fondo

Limite Convergente o Destructivo:



Cuando una placa oceánica (más densa) choca contra una continental (menos densa) la placa oceánica es empujada debajo, formando una zona de subducción. En la superficie, la modificación topográfica consiste en una fosa oceánica en el agua y un grupo de montañas en tierra.

Esto explica el hecho de que aunque continuamente se produzca formación de nueva litósfera en las dorsales oceánicas el tamaño del planeta no aumenta: su superficie total Permanece constante.

Las porciones más antiguas de la litosfera oceánica descienden al manto a lo largo de los bordes convergentes.

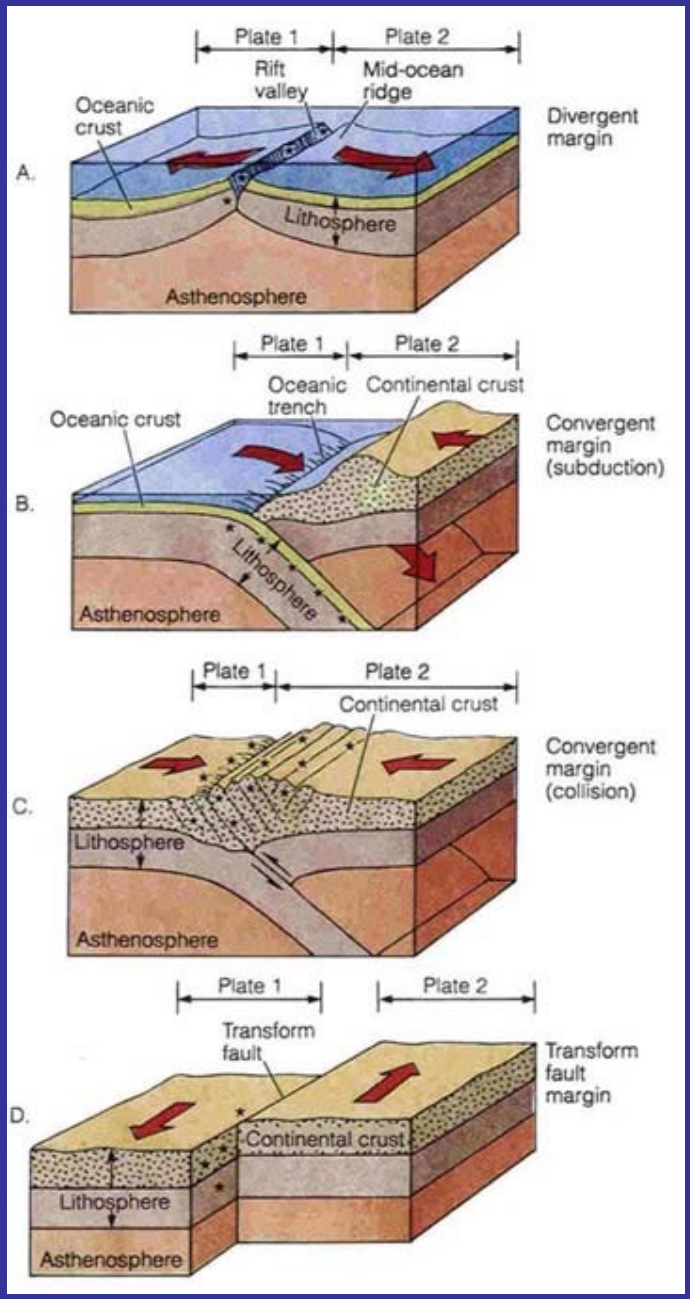
https://www.youtube.com/watch?v=mztXG56ffTU

La forma de interacción entre placas varía, dependiendo del tipo de corteza en sus límites y de su movimiento. De acuerdo a lo anterior, se generan los siguientes fenómenos:

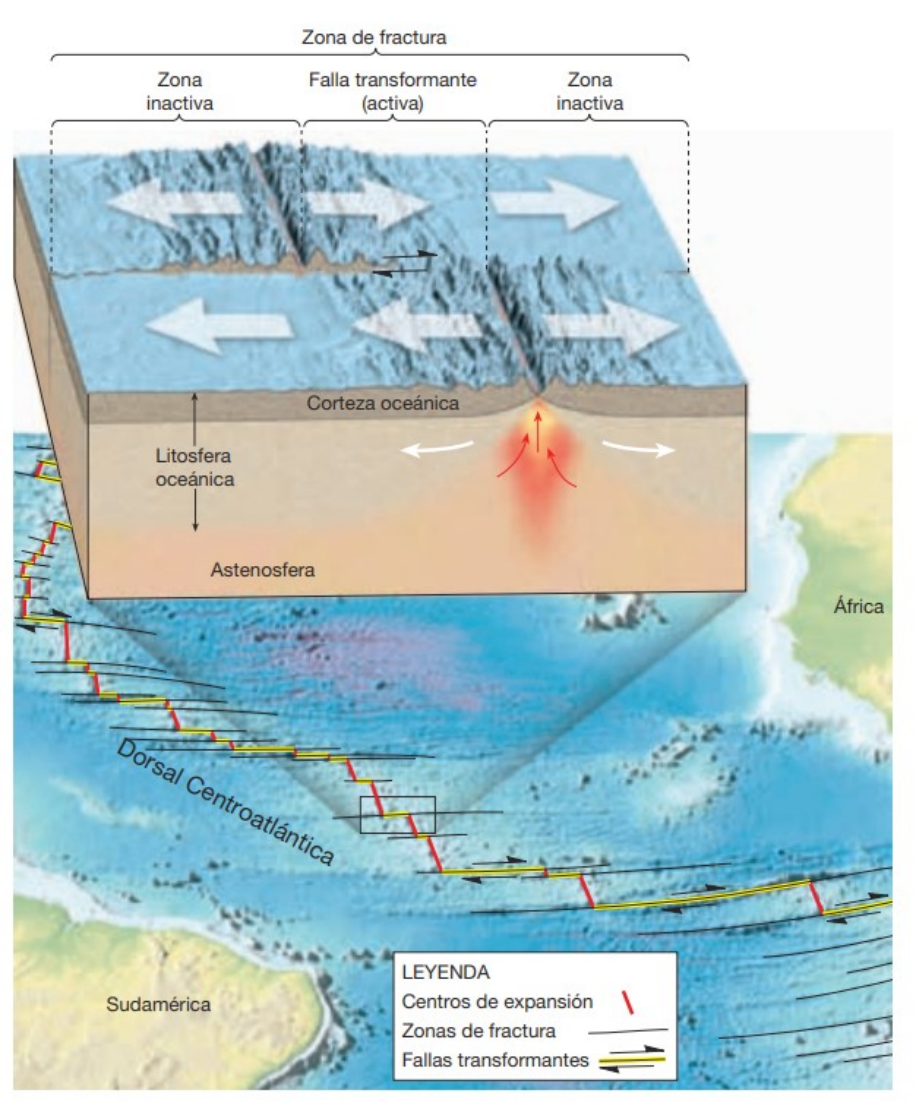
-Separación o zonas de abducción: el material magmático sale y se extiende sobre el fondo marino, donde se enfría y solidifica. Se forma un nuevo suelo en ambas direcciones, lo que provoca que las placas se alejen de las dorsales. **BORDES DIVERGENTES**

-Acercamiento o zonas de subducción: ocurre cuando una placa se hunde debajo de otra. La placa que se sumerge se transforma hasta fundirse en el interior de la Tierra. Son áreas de intensa actividad volcánica y sísmica. **BORDES CONVERGENTES**

-Desplazamientos laterales: se produce un movimiento relativo entre dos placas con rozamiento en la falla. Estas pueden situarse tanto en la litosfera oceánica como en la continental. Un ejemplo de este tipo es la falla de San Andrés, que separa la placa de Norteamérica de la del Pacífico. El roce que se produce entre las placas provoca actividad sísmica. **BORDES DE FALLA TRANSFORMANTE**

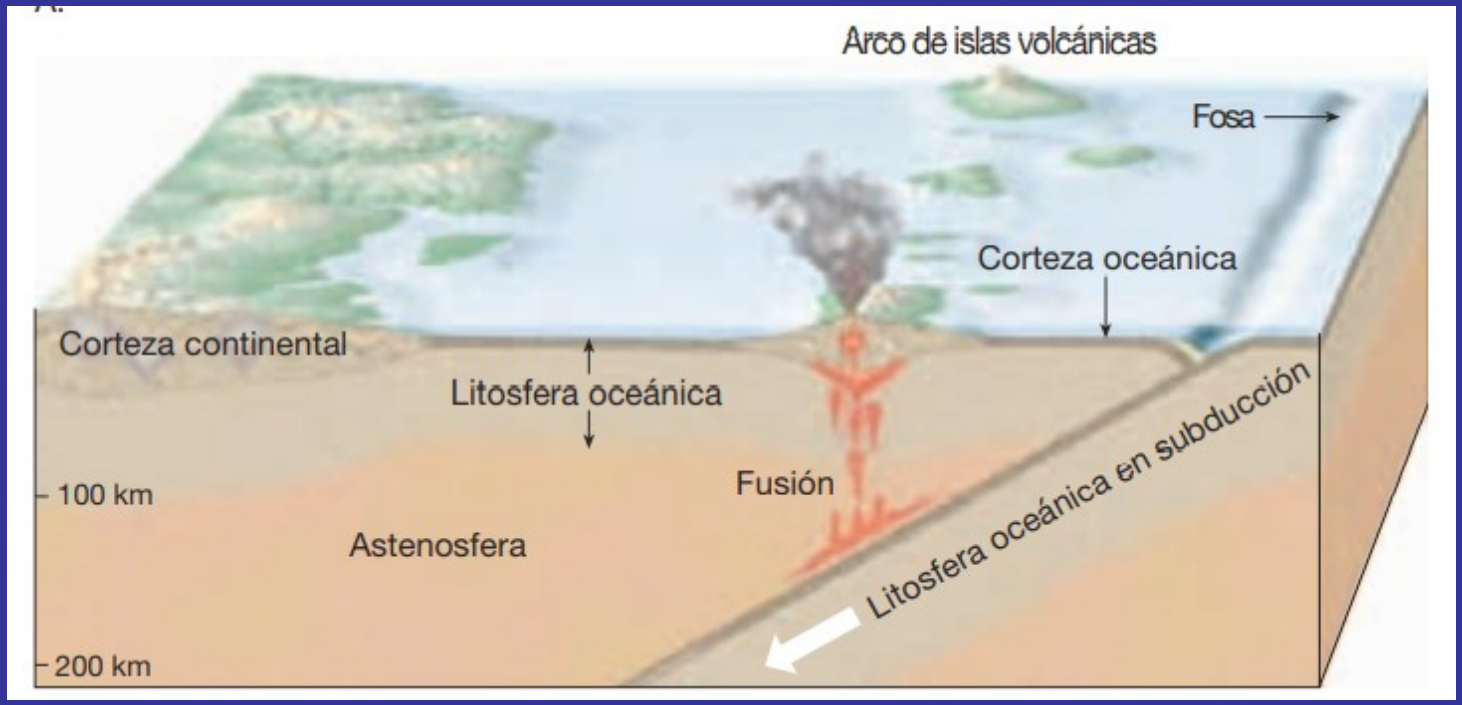


Escudo Canadiense
Montañas Rocosas
Cuenca y cordillera
Placa de Juan de Fuca
Falla de San Andrés
Montañas Apalaches
Placa Caribeña
Alpes
Placa Africana
Dorsal Centroatlántica
Placa de Cocos
Arco de las Antillas
Placa del Pacífico
Elevación del Pacífico oriental
Dorsal de las Galápagos
Placa Sudamericana
Montañas de los Andes
Placa de Nazca
Dorsal de Chile
Placa de Scotia
Placa Antártica
A. Borde divergente
B. Borde convergente
C. Borde transformante



Borde de falla transformante
Dorsal Mesoatlántica

Convergencia Oceánica-Oceánica

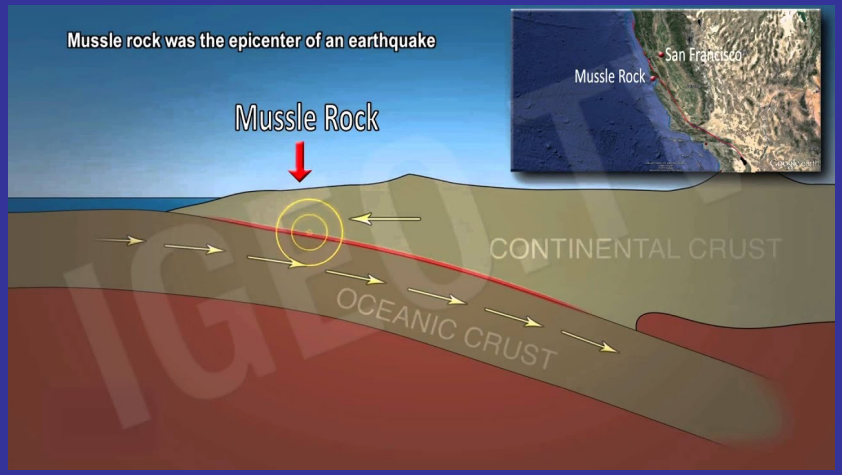


Arcos de Islas Oceánicas

La corteza oceánica más antigua (más fría, más densa y alejada del punto de formación) presenta subducción.

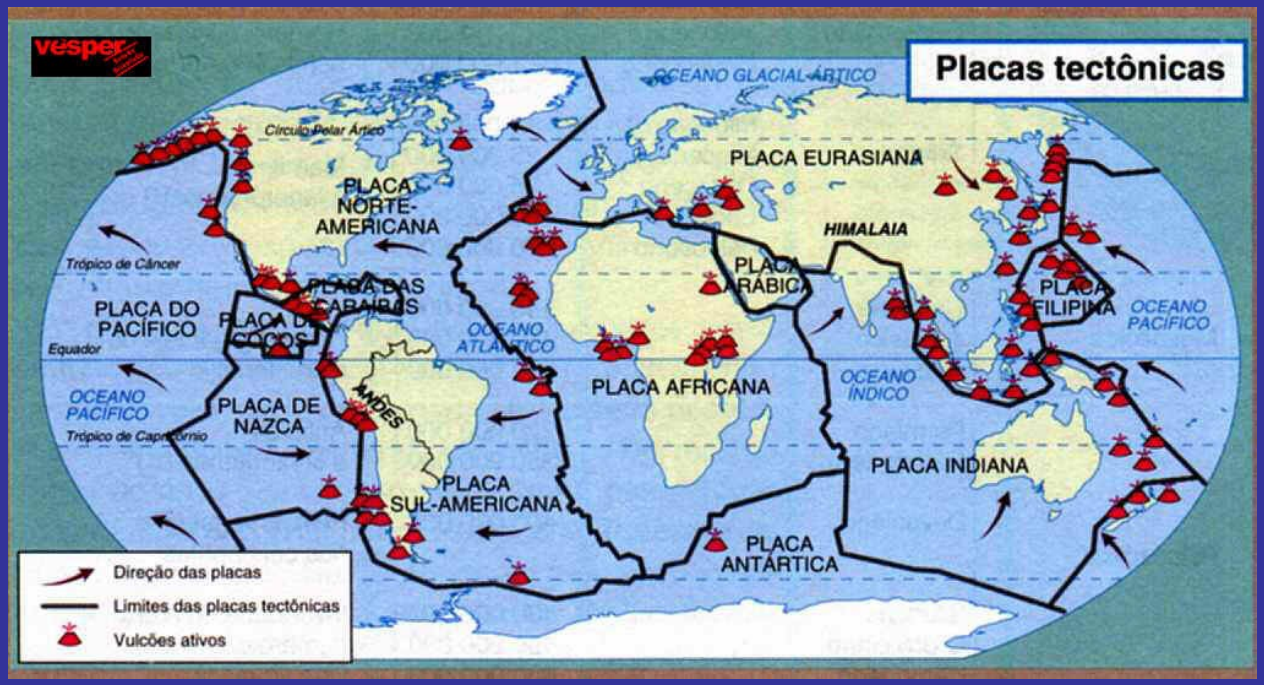
Las Antillas Menores

Falla de San Andrés

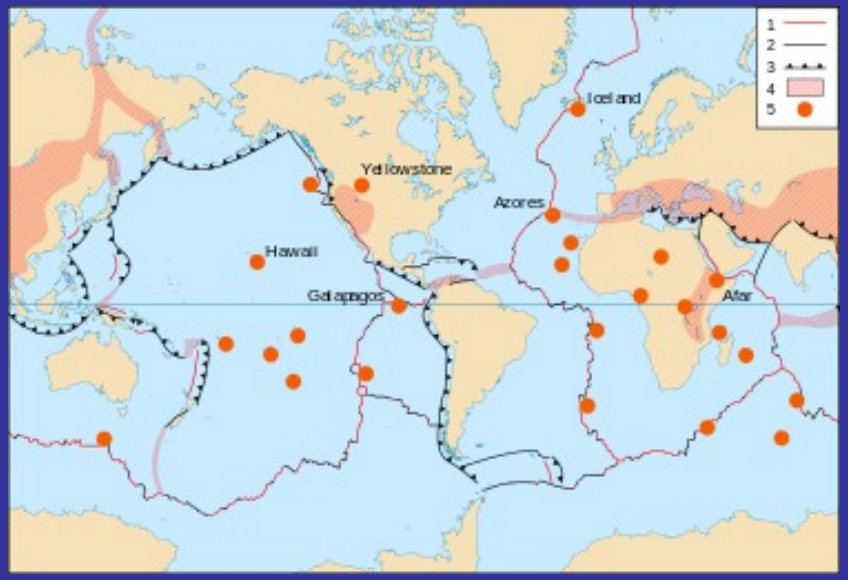


Terremotos, o temblores de tierra, ocurren cuando hay un movimiento mayor de esas placas, que pueden deslizarse lateralmente, para arriba o abajo una de otra. Cuando las placas se chocan pueden crear también dobleces y fallas que dan origen a grandes cadenas de montañas como los Andes y Alpes.

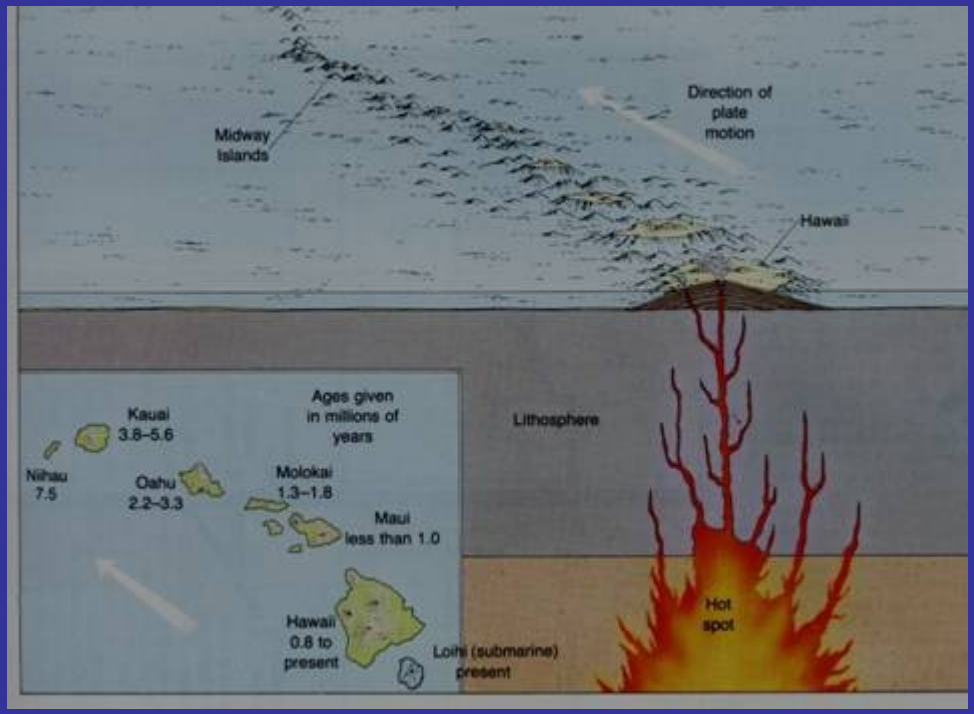
Otro fenómeno causado por movimiento de placas son los volcanes/

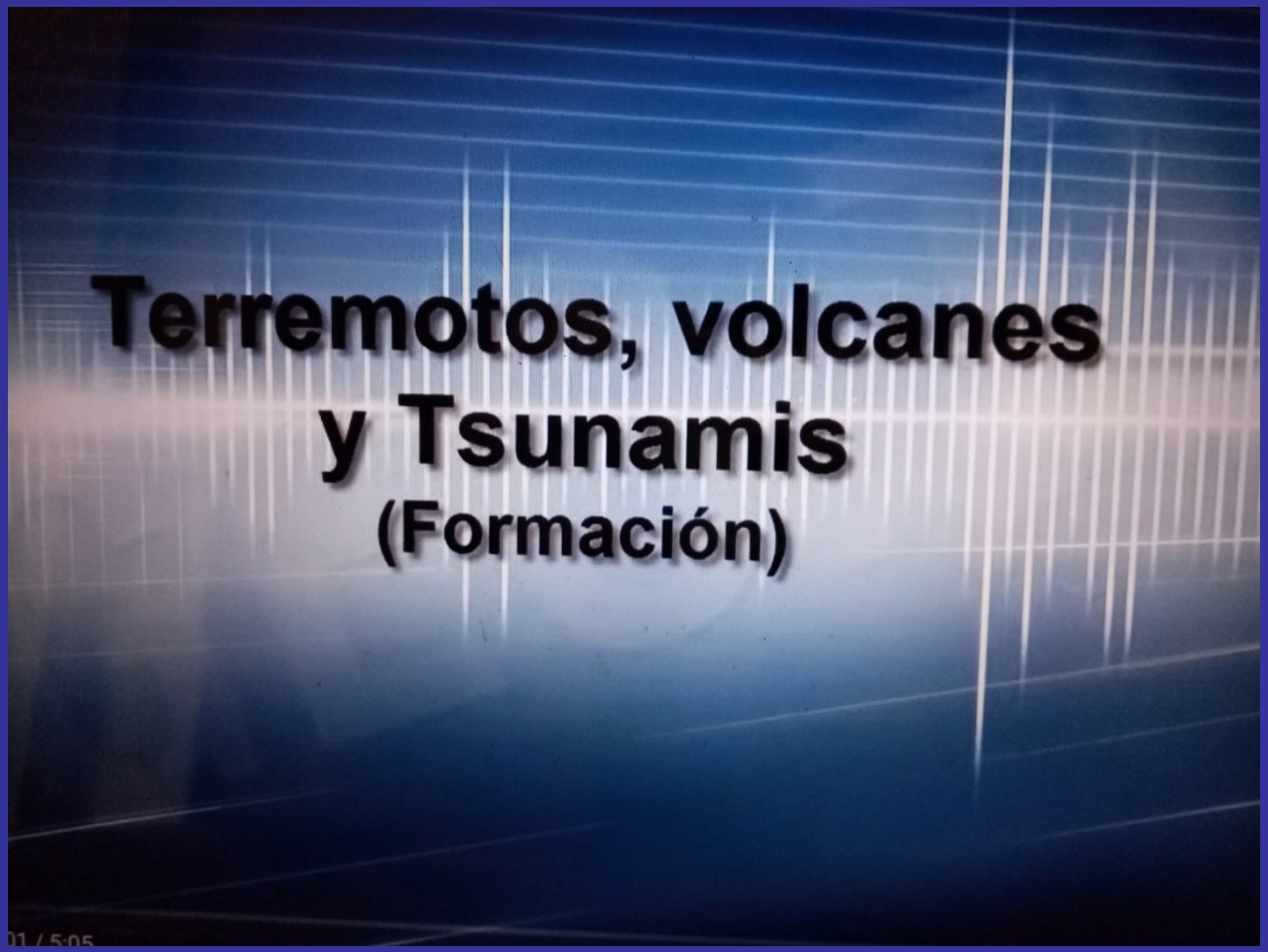


‘HOT SPOTS’



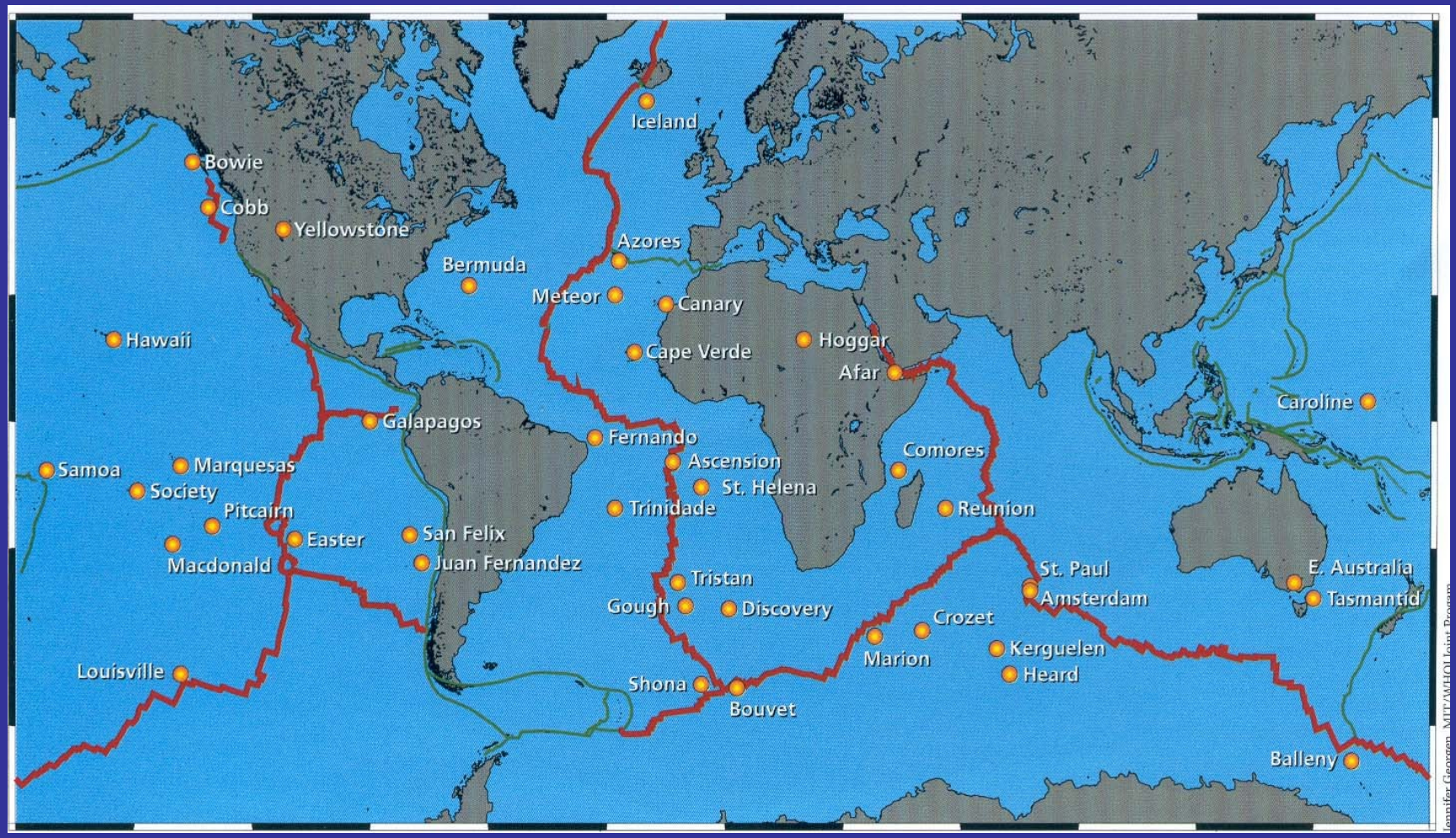
Cadena de Islas de Hawai



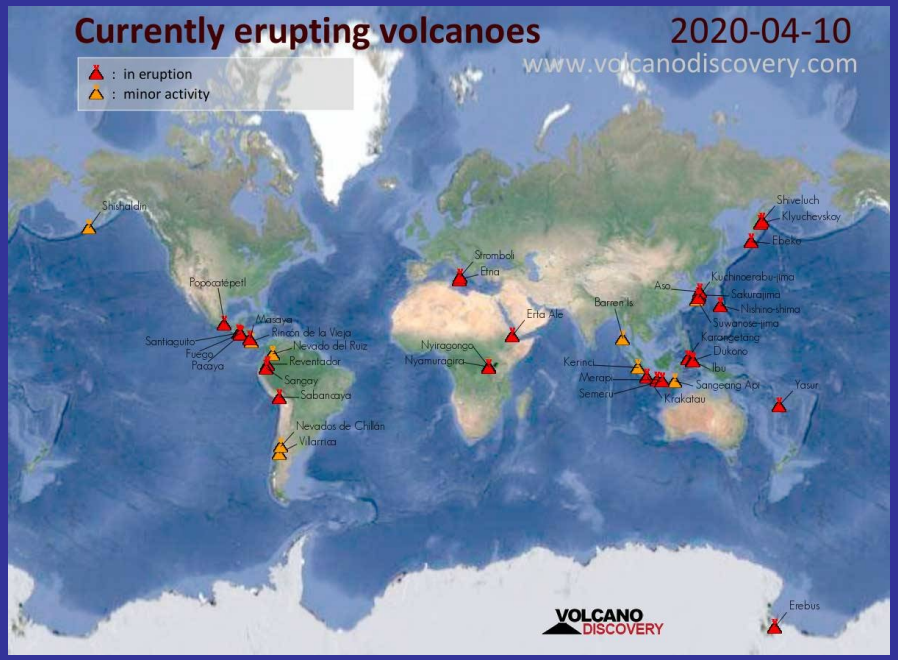


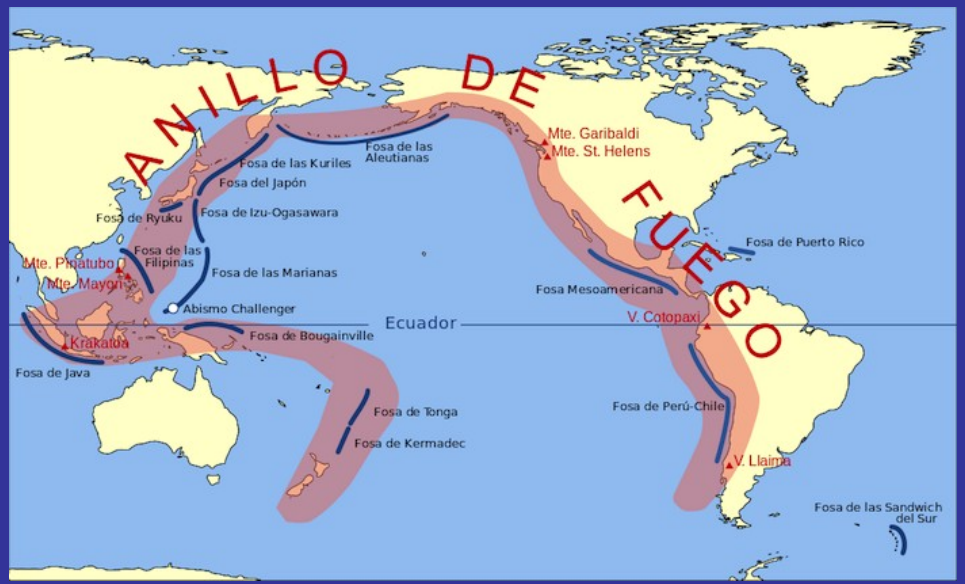
https://www.youtube.com/watch?v=QtR-PFG7Smg&list=PLMeDQjA4EhUKVJL7TQnKAhOOryNaHVmoa&feature=player_detailpage

Principais HOT-SPOTS do mundo

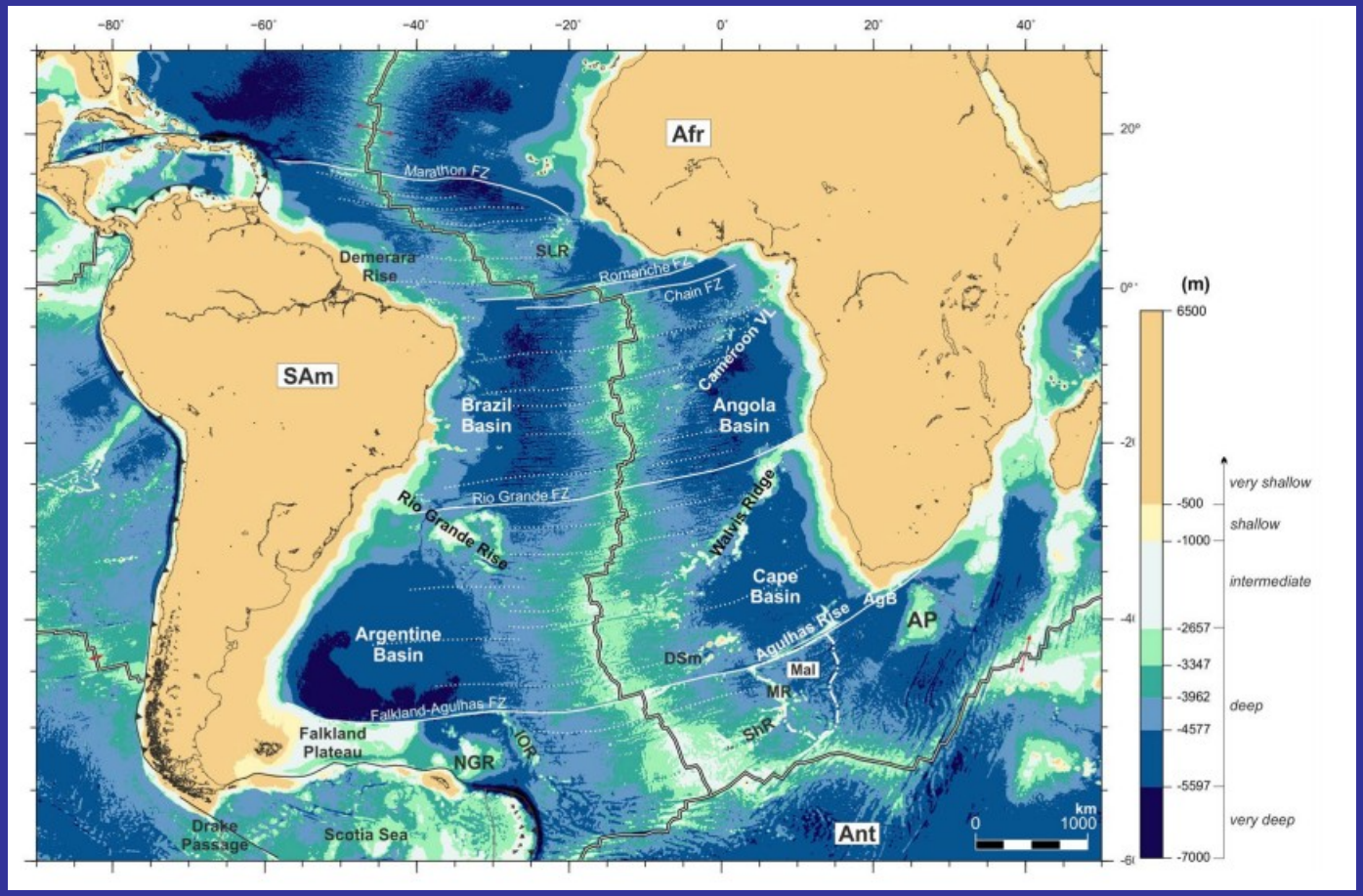


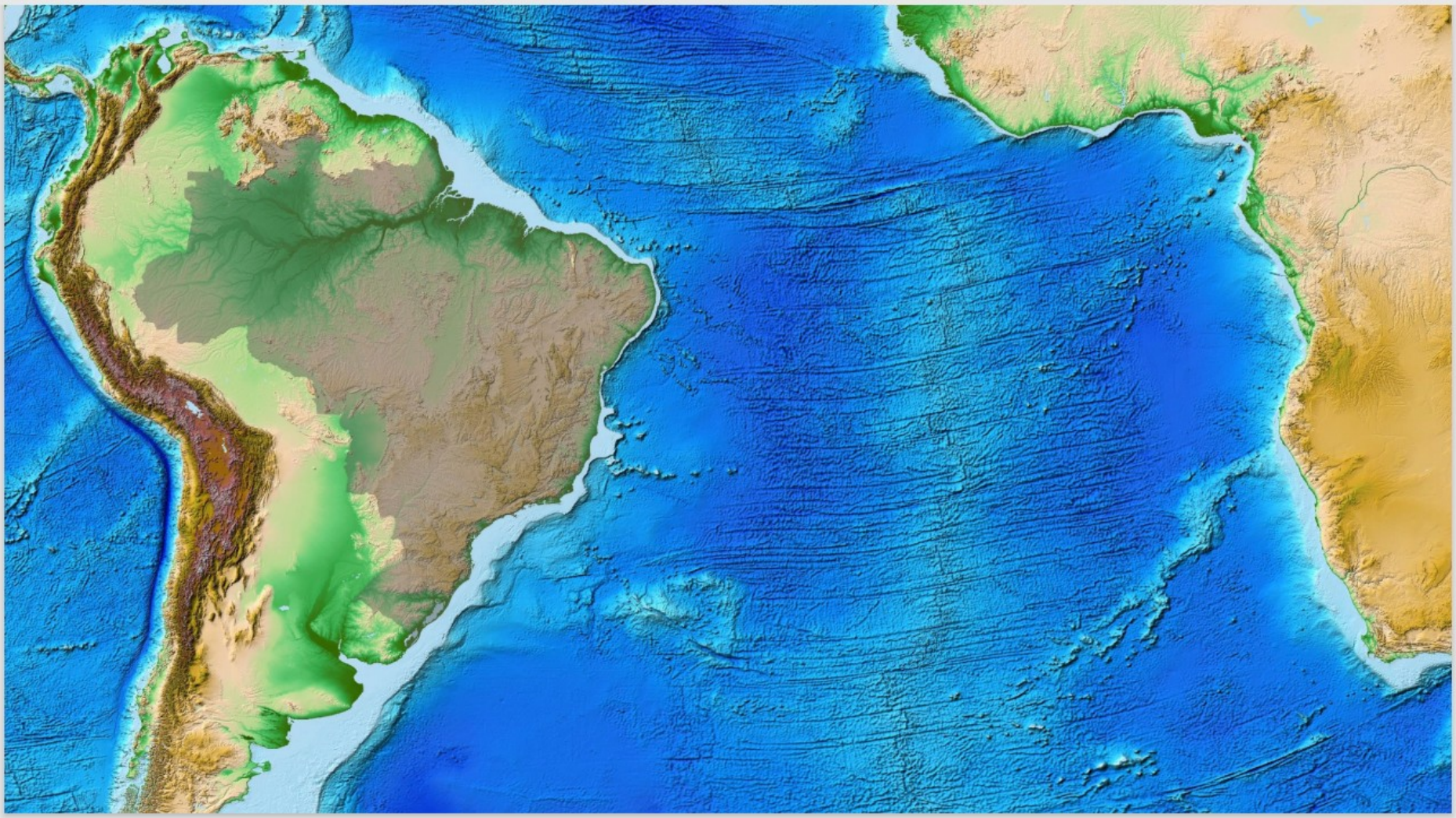
Volcán Krakatoa entró en erupción el 10 de abril del 2020

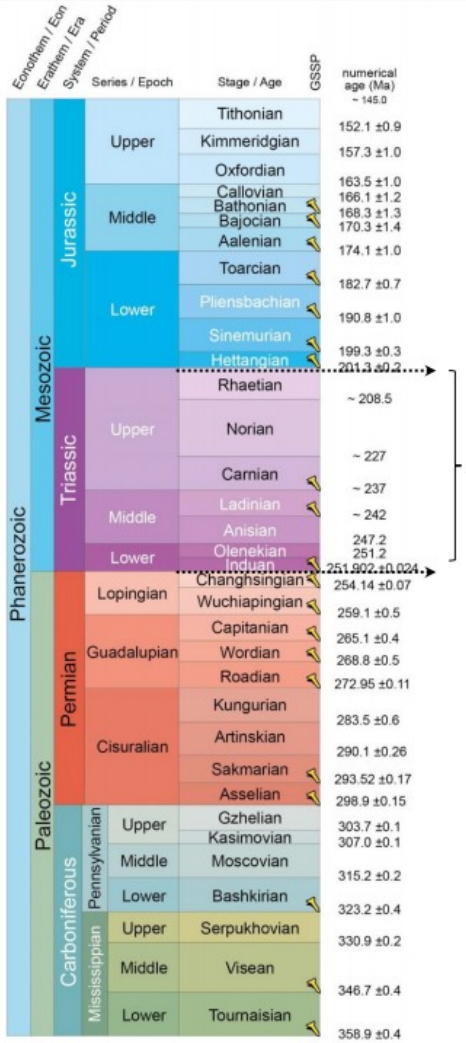




APERTURA DEL ATLÁNTICO SUR

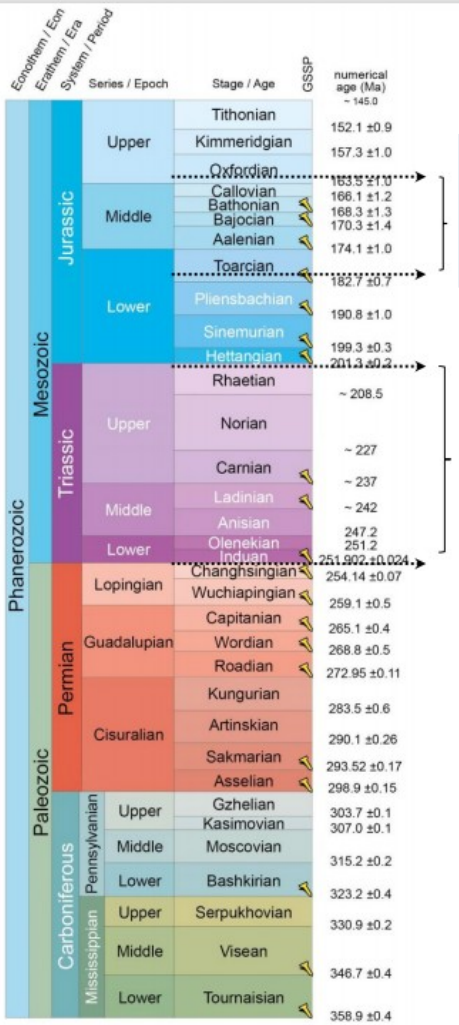






Fragmentación del super Continente Pangea 250-200 Ma

Supercontinente Pangea (540 a 200 Ma)



Inicio de fragmentación del supercontinente Gondwana 180-160Ma

Fragmentación del último

‘

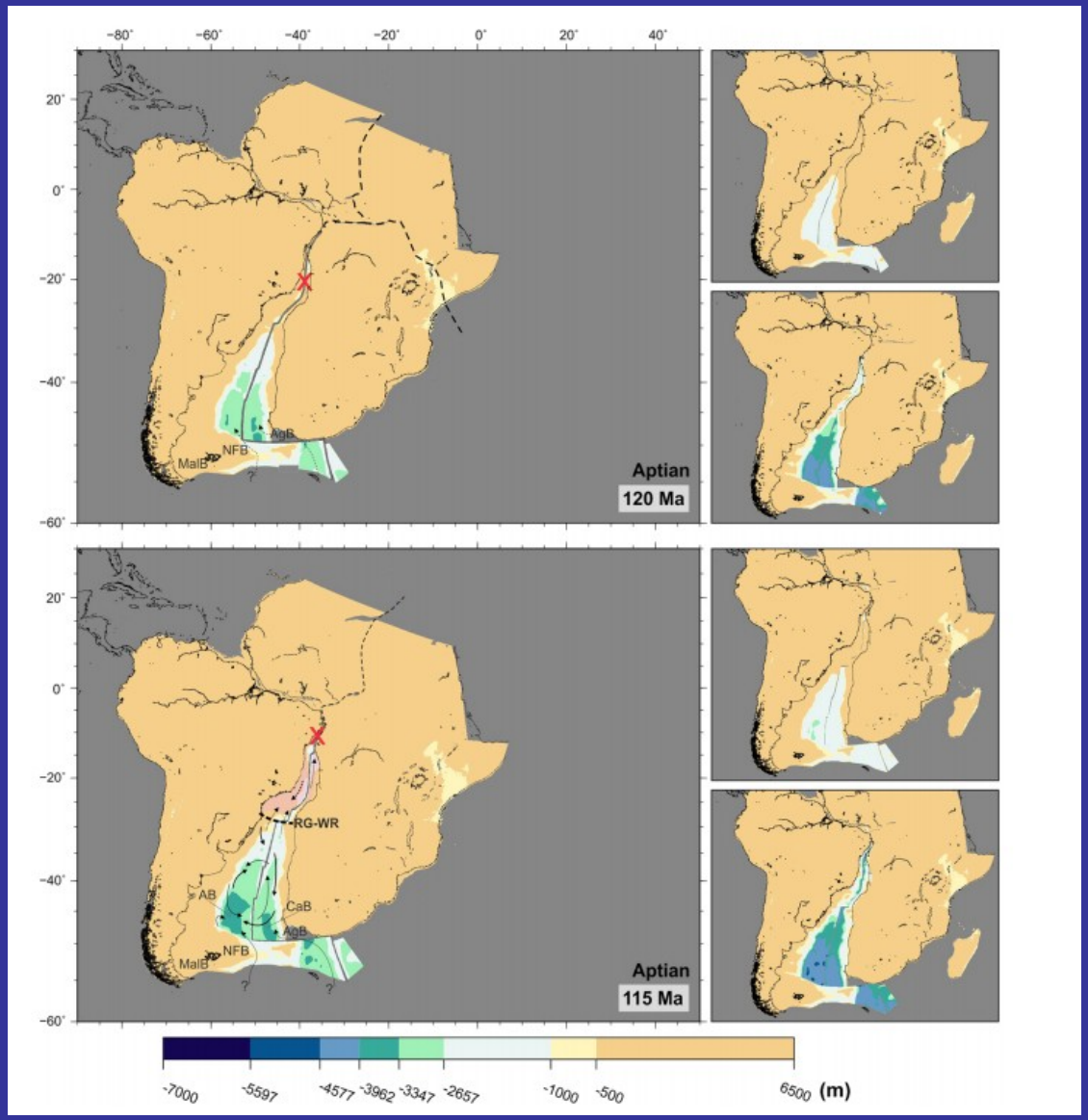
Continente Pangea 250-200 Ma

Gondwana – Laurásia (200 a 160 Ma)

Supercontinente Pangea (540 a 200 Ma)

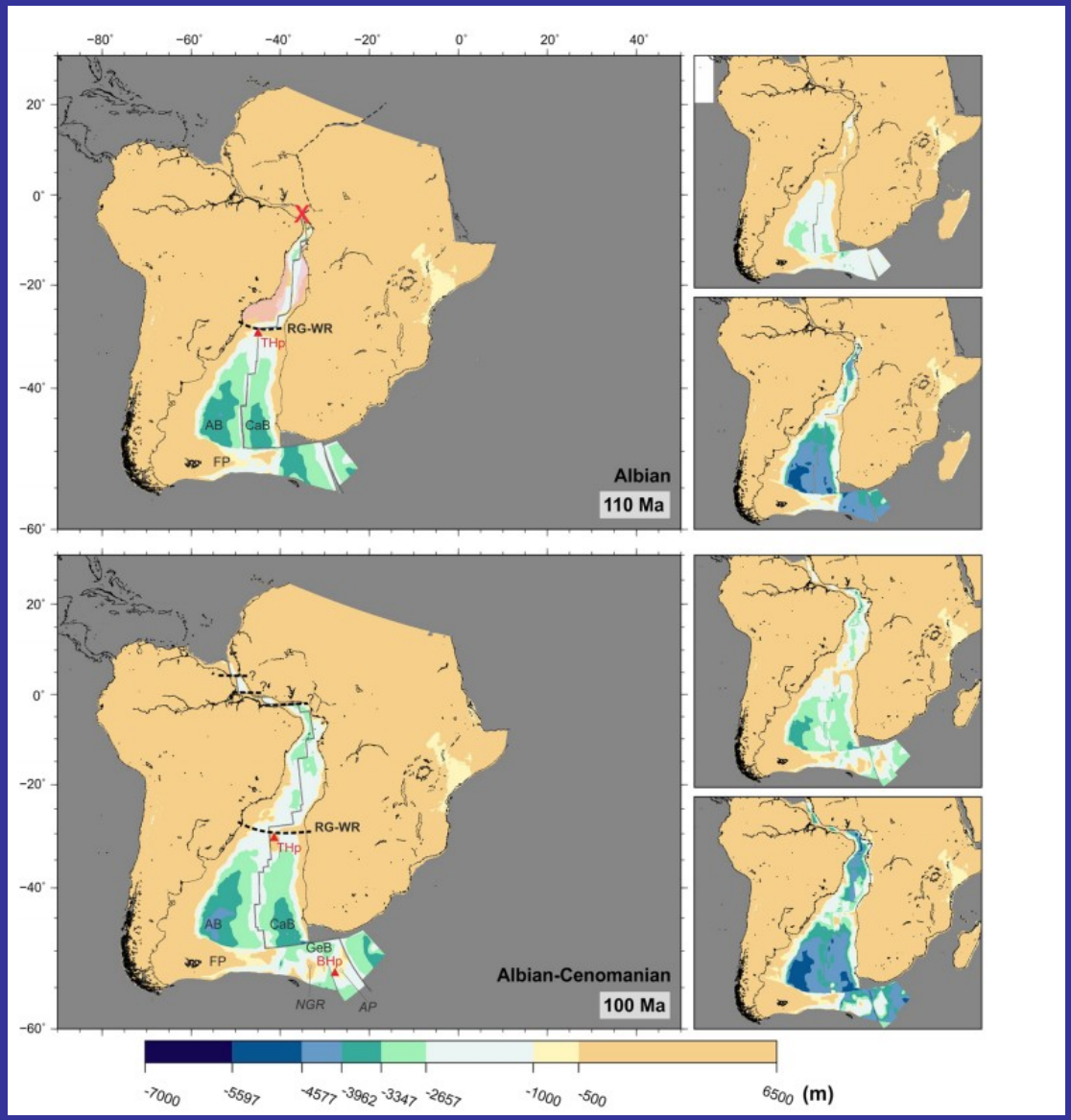
Primer pulso de apertura (120-115 Ma)
Aptiano

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lías)		Toarciense Pliensbachiense	
				Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induense	251
PALEOZOICO	PERMICO				
	CARBONÍFERO				
	DEVÓNICO				
	SILÚRICO				
	ORDOVÍCICO				
	CÁMBRICO				542
PRECAMBRICO					



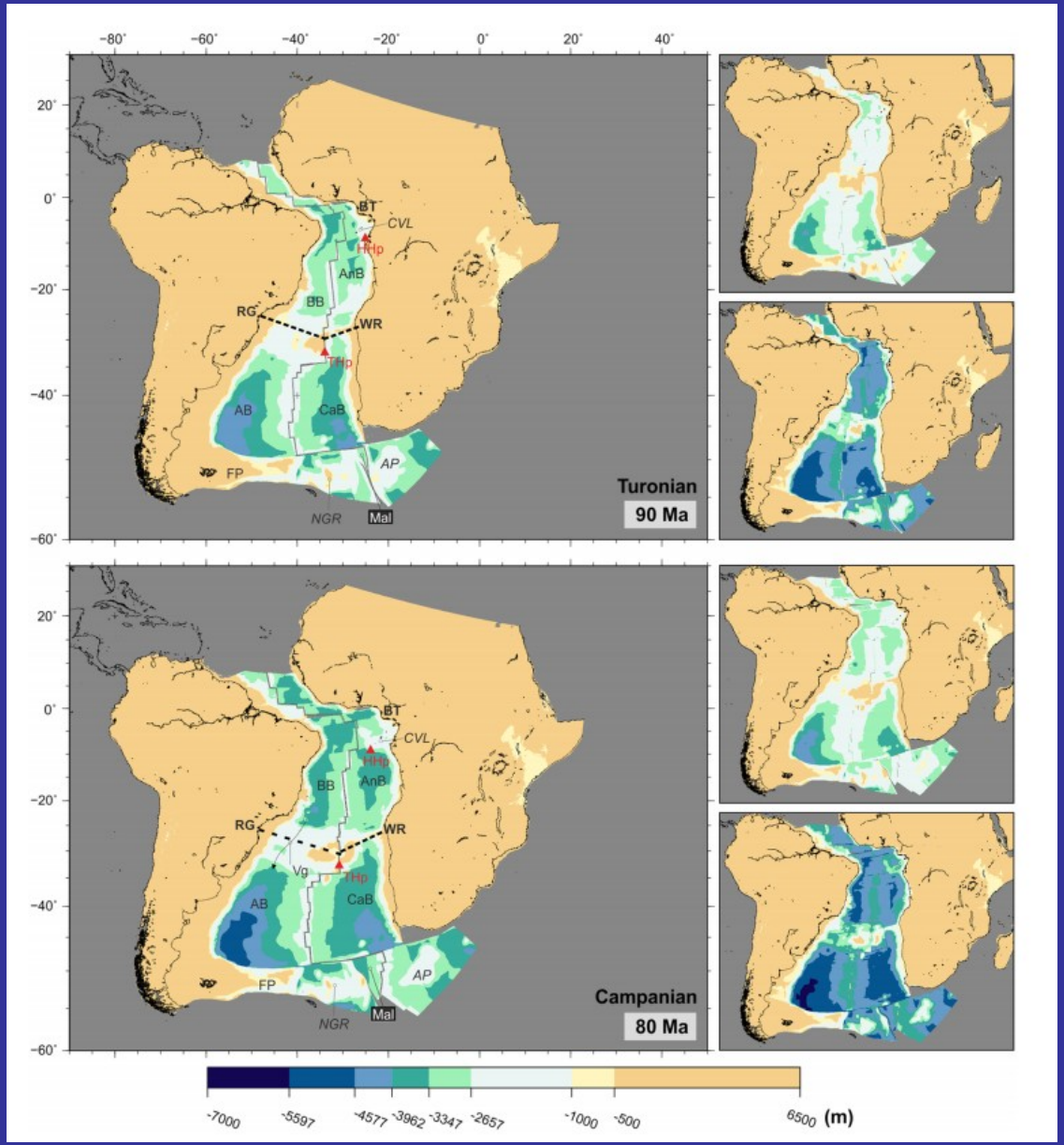
Segundo pulso de apertura (110 – 100 Ma)
Albiano – Albiano -Cenomaniano

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lías)		Toarciense Pliensbachiense	
				Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induense	251
PALEOZOICO	PERMICO				
	CARBONÍFERO				
	DEVÓNICO				
	SILÚRICO				
	ORDOVÍCICO				
	CÁMBRICO				542
PRECÁMBRICO					



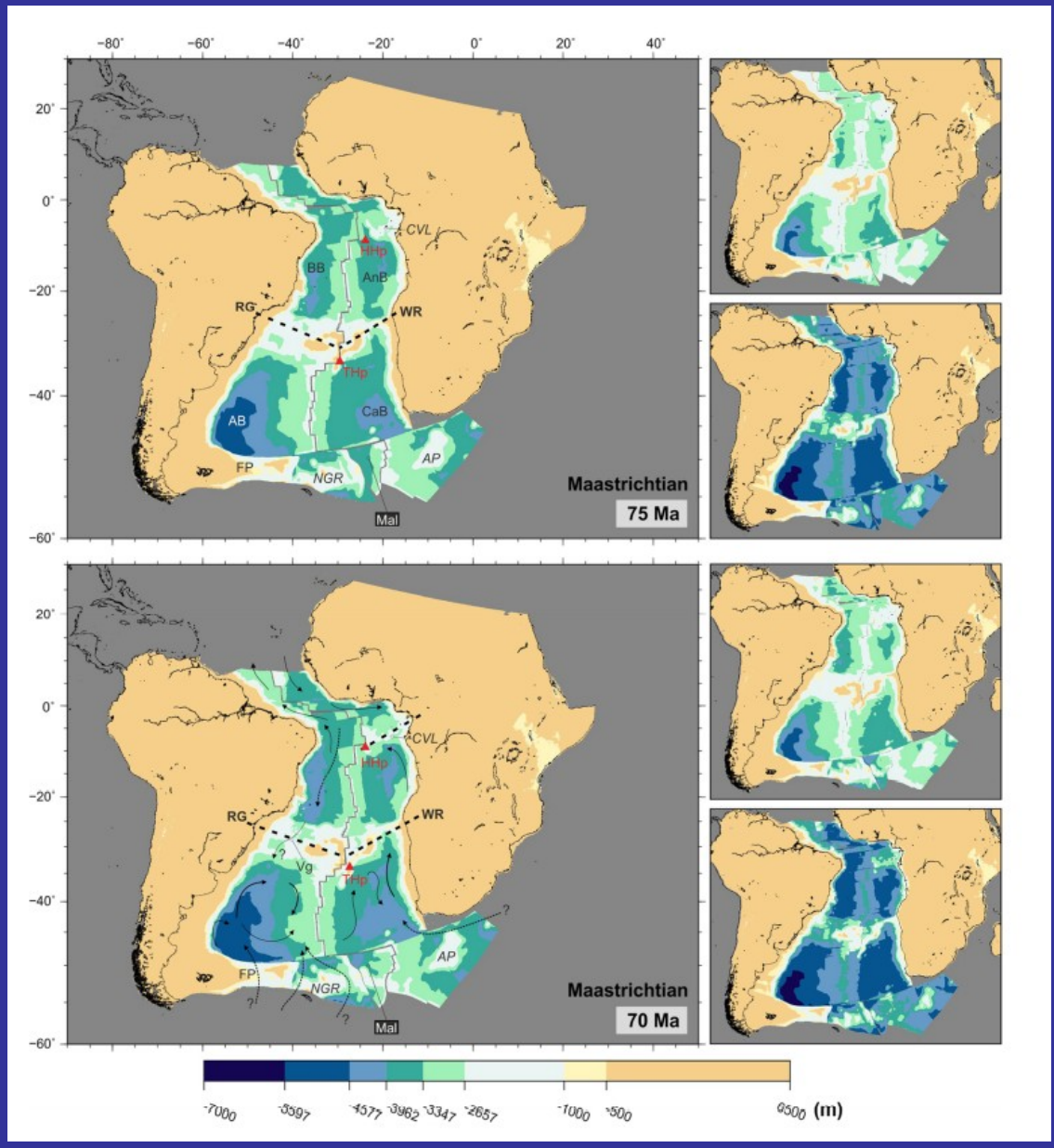
Tercer pulso de apertura (90 – 80 Ma)
Turoniano - Campaniano

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lías)		Toarciense Pliensbachiense Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induense	251
PALEOZOICO	PERMICO				
	CARBONIFERO				
	DEVONICO				
	SILURICO				
	ORDOVICICO				
	CAMBRICO				542
PRECAMBRICO					



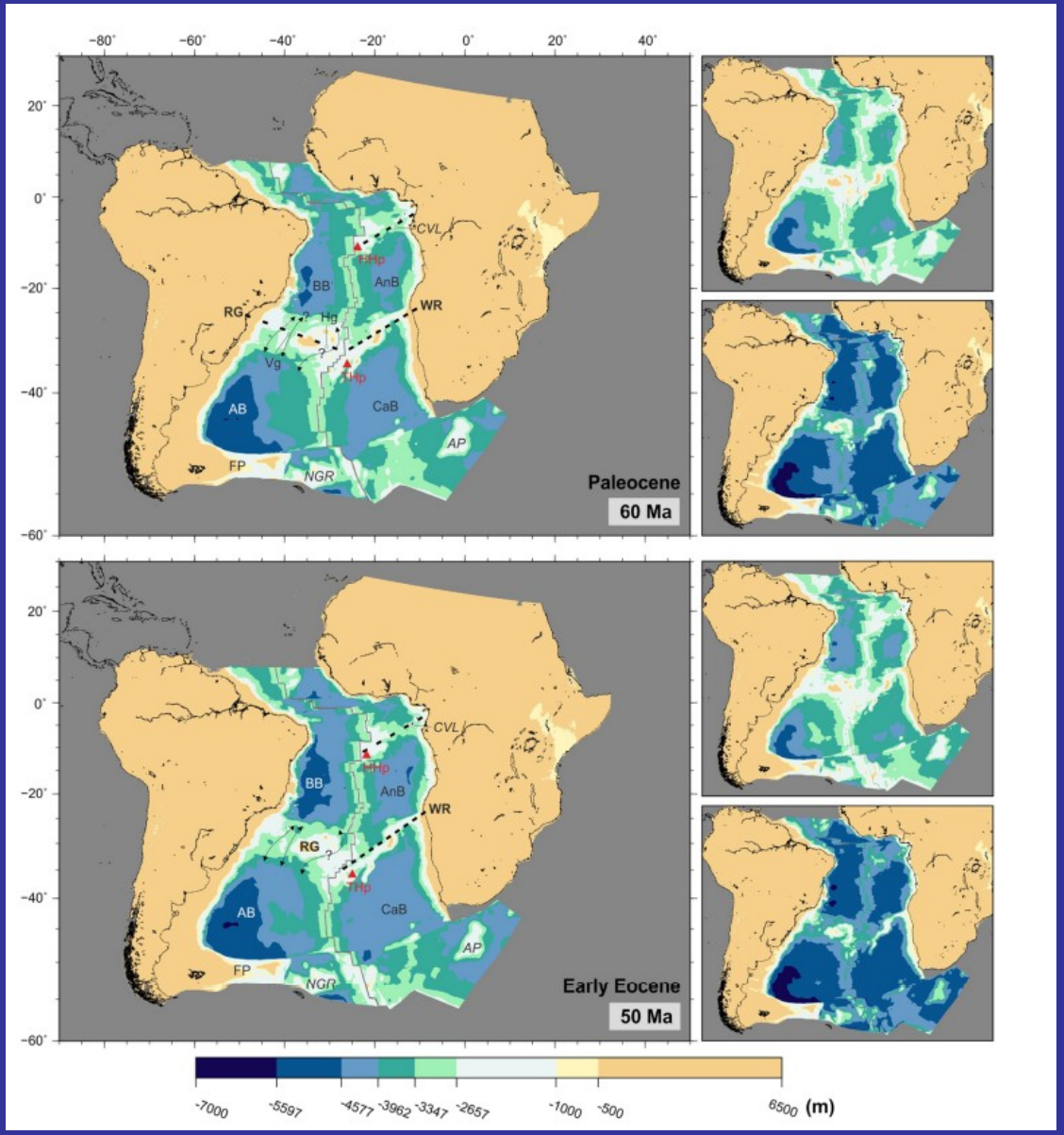
(75-70) Ma Maastrichtiense

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lías)		Toarciense Pliensbachiense Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induiense	251
PALEOZOICO	PERMICO				
	CARBONIFERO				
	DEVÓNICO				
	SILÚRICO				
	ORDOVÍCICO				
	CÁMBRICO				542
PRECAMBRICO					



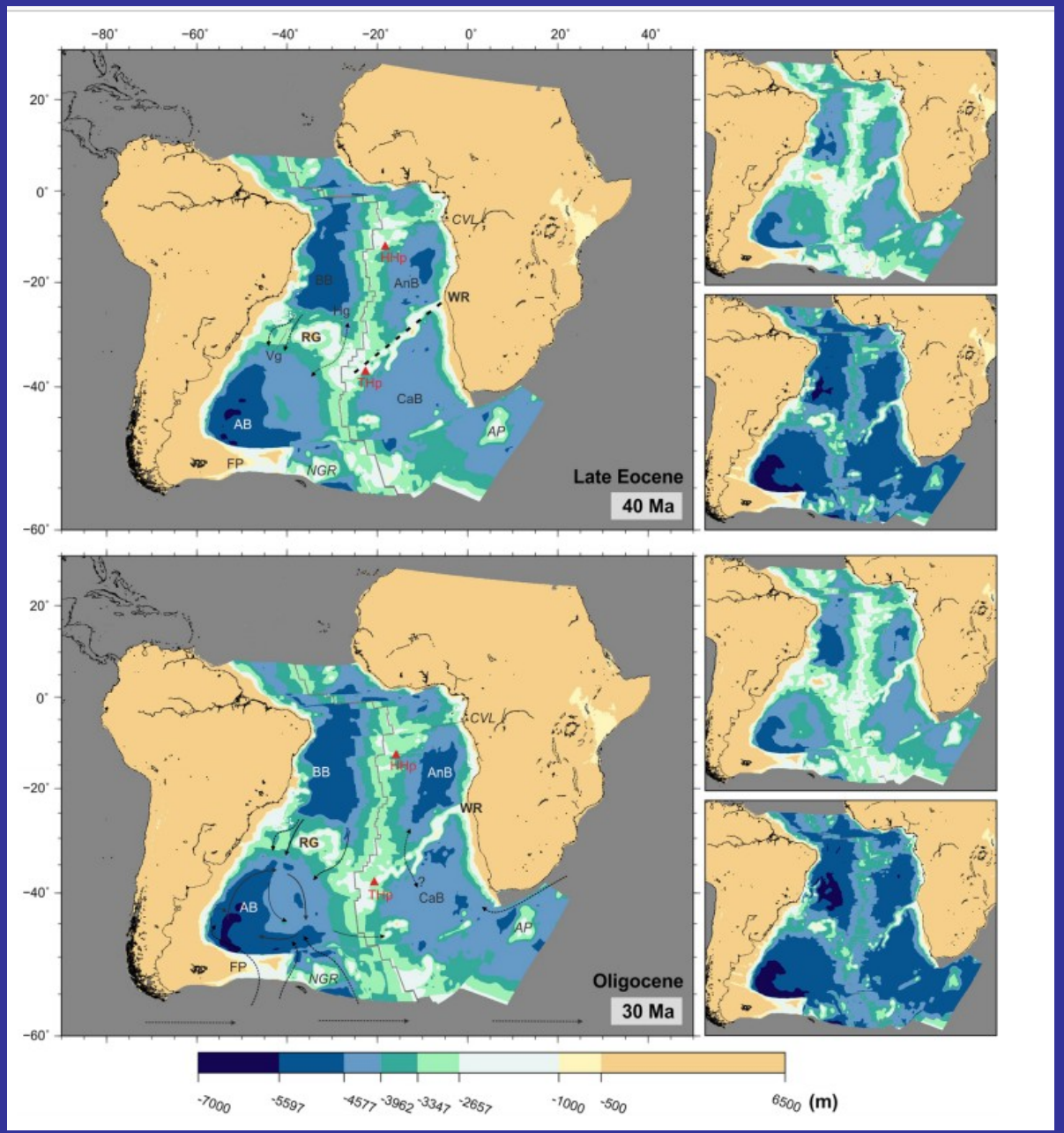
(60 -50 Ma) Paleoceno – Eoceno Inferior

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lias)		Toarciense Pliensbachiense Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induiense	251
PALEOZOICO	PERMICO				
	CARBONIFERO				
	DEVONICO				
	SILURICO				
	ORDOVICICO				
	CAMBRICO				542
PRECAMBRICO					



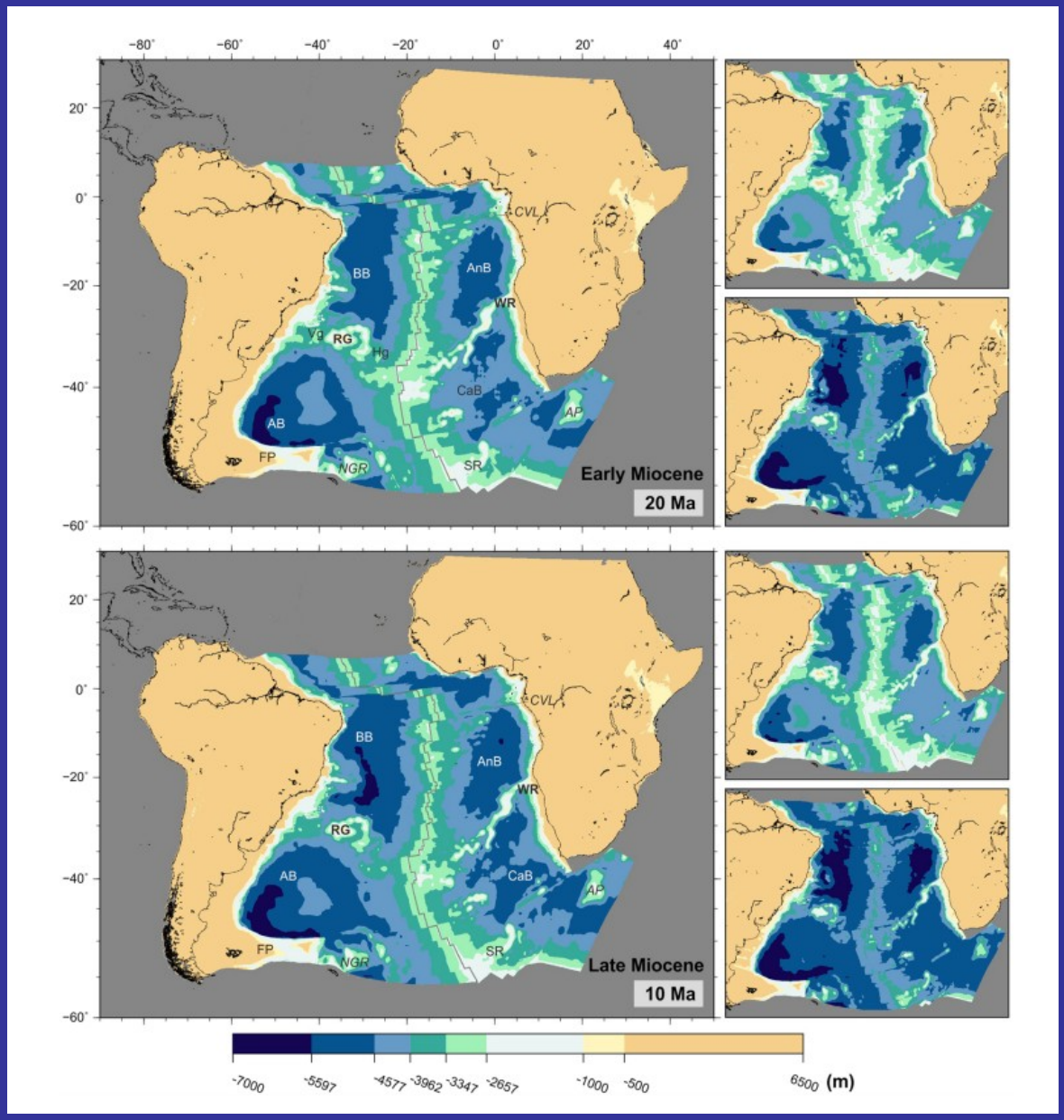
(40 – 30 Ma) Eoceno superior - Oligoceno

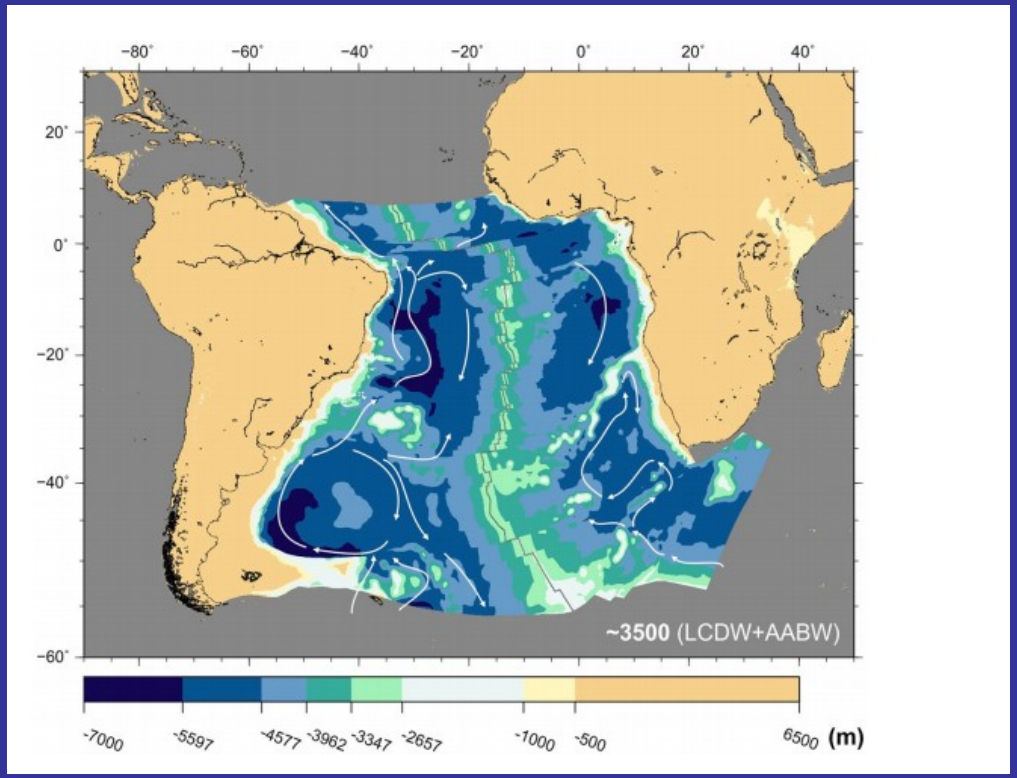
Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lías)		Toarciense Pliensbachiense Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induiense	251
PALEOZOICO	PÉRMICO				
	CARBONÍFERO				
	DEVÓNICO				
	SILÚRICO				
	ORDOVÍCICO				
	CÁMBRICO				542
PRECAMBRICO					

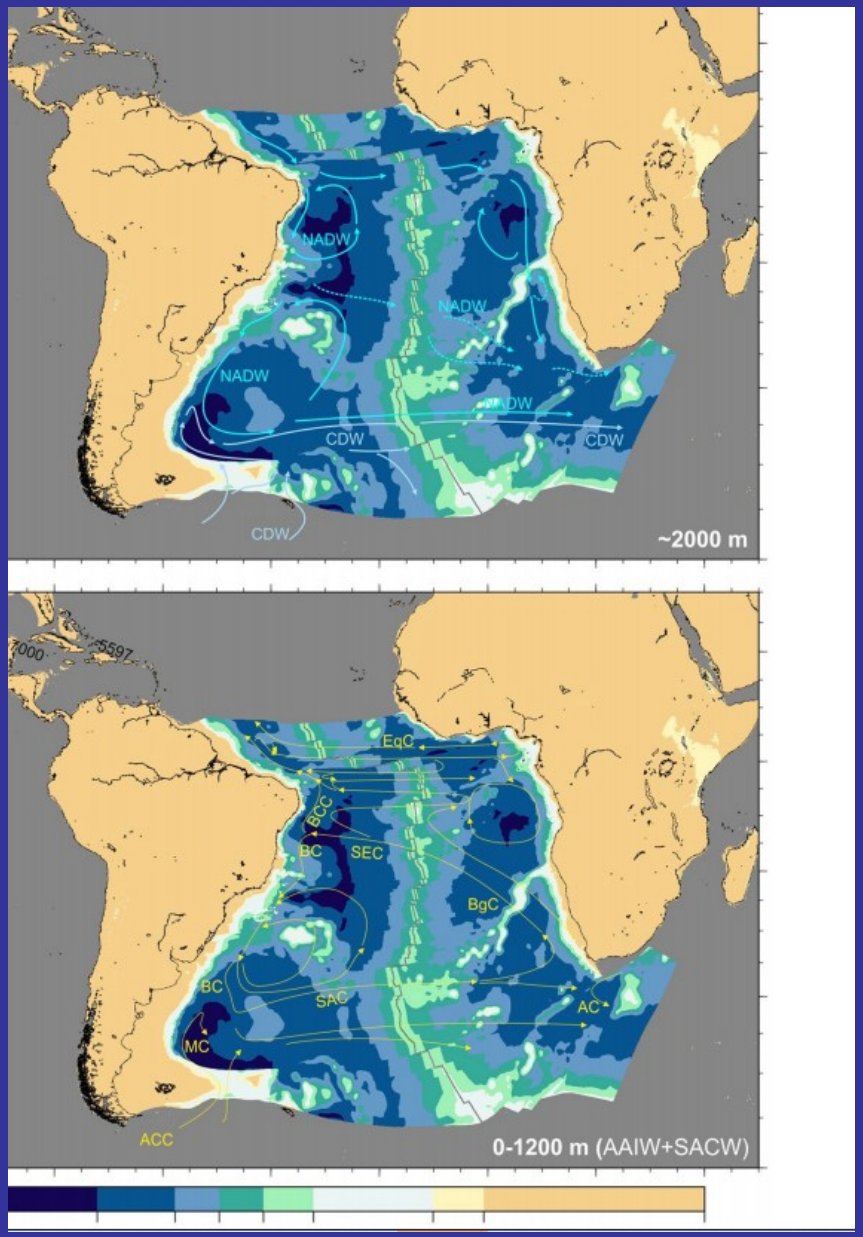


(20 – 10 Ma) Mioceno Medio

Era	Periodo	Época		Edad	Millones de años
CENOZOICO	CUATERNARIO	Holoceno			0,011
		Pleistoceno		Ioniense Calabriense	1,8
	NEÓGENO	Plioceno	Superior	Gelasiense Piacenziense	
			Inferior	Zancleiense	5,3
		Mioceno	Superior	Messiniense Tortoniense	
			Medio	Serravalliense Langhiense	
			Inferior	Burdigaliense Aquitaniense	23
	PALEÓGENO	Oligoceno	Superior	Chattiense	
			Inferior	Rupeliense	33,9
		Eoceno	Superior	Priaboniense	
			Medio	Bartoniense Luteciense	
			Inferior	Ypresiense	55,8
		Paleoceno	Superior	Thanetiense Selandiense	
			Inferior	Daniense	65,5
MESOZOICO	CRETÁCICO		Senoniense	Maastrichtiense Campaniense Santoniense Coniaciense	
		Superior		Turoniense Cenomaniense	99,6
		Inferior		Albiense Aptiense Barremiense	
			Neocomiense	Hauteriviense Valanginiense Berriasiense	145,5
	JURÁSICO	Superior (Malm)		Tithoniense Kimmeridgiense Oxfordiense	161,2
		Medio (Dooger)		Calloviense Bathoniense Bajociense Aaleniense	175,6
		Inferior (Lias)		Toarciense Pliensbachiense	
				Sinemuriense Hettangiense	199,6
	TRIÁSICO	Superior	Keuper	Rhaetiense Noriense	228
		Medio	Muschelkalk	Ladiniense Anisiense	245
		Inferior	Buntsandstein	Olenekiense Induiense	251
PALEOZOICO	PÉRMICO				
	CARBONÍFERO				
	DEVÓNICO				
	SILÚRICO				
	ORDOVÍCICO				
	CÁMBRICO				542
PRECAMBRICO					




−80°
−60°
−40°
−20°
0°
20°
40°
20°
0°
−20°
−40°
−60°
~3500 (LCDW+AABW)
-7000
-5597
-4577
-3962
-3347
-2657
-1000
-500
6500
(m)


NADW
NADW
NADW
CDW
CDW
CDW
CDW
~2000 m
EqC
BCC
BC
SEC
BgC
BC
SAC
AC
MC
ACC
0-1200 m (AAIW+SACW)

Cuencas Oceánicas

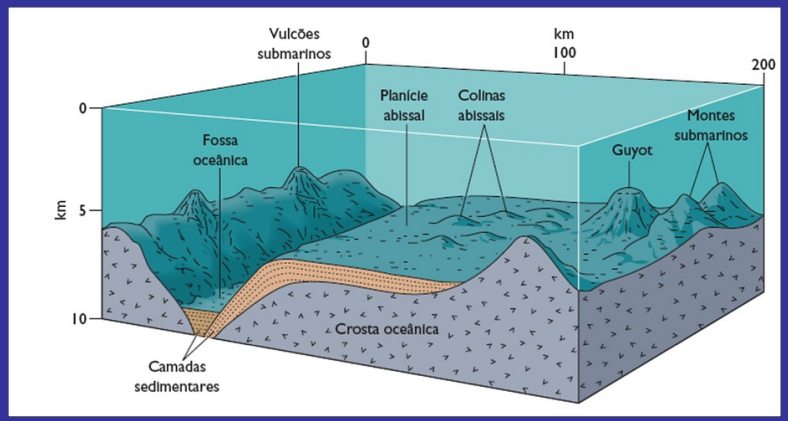
- Las cuencas oceánicas son amplias depresiones geológicas que quedan por debajo del nivel del mar (19 cuencas).
- Alcanzan 6000 m de profundidad
- Pueden activamente cambiar de tamaño o estar inactivas.

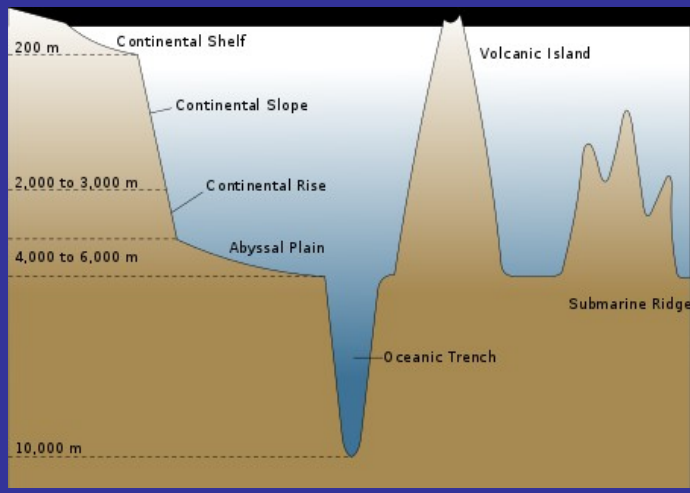
Oc. Atlántico (activa)

Golfo de México (inactiva)

- Pueden describirse 7 clases de accidentes topográficos en las cuencas:

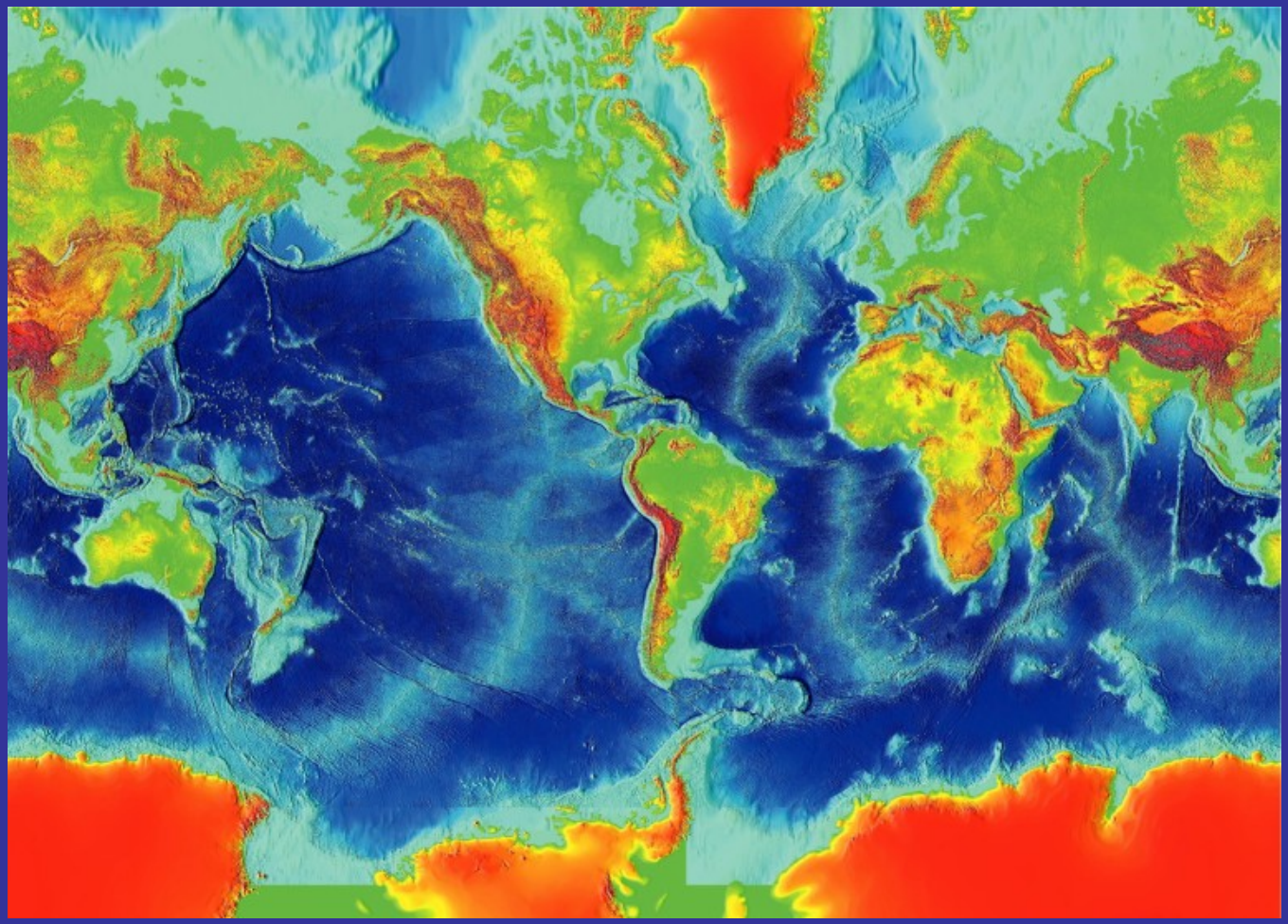
- Cordilleras del medio del océano (Dorsales Oceánicas),
- Fosas del océano profundo,
- Arcos Insulares,
- Atolones,
- Montañas marinas,
- Guyots,
- Piso Abisal



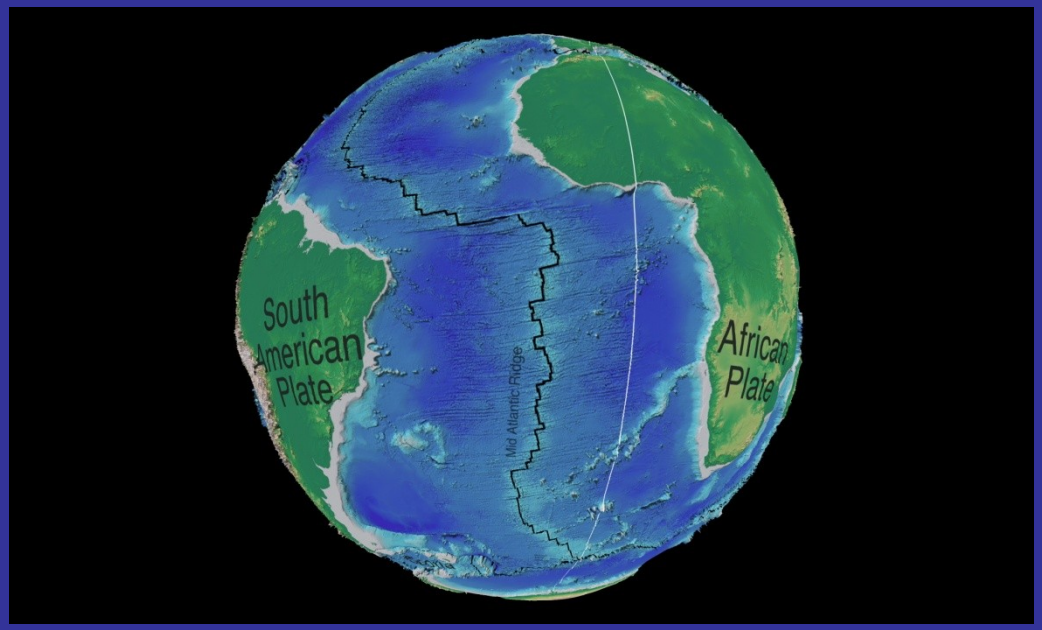


Dorsales Oceánicas

- Forman un cinturón de más de 60.000 km de long. que rodean el mundo.
- Anchura entre 800 y 4000 km.
- Altura media 2000 a 3000 m.



DORSAL MESOATLÁNTICA: corresponde al segmento más estudiado de la dorsal.



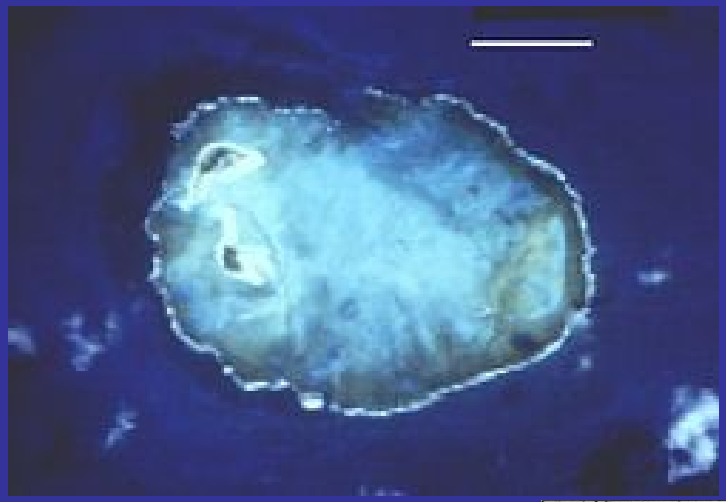
- Cordillera volcánica que bisecta el Oc. Atlántico (15.000 km).

- Rompe la superficie oceánica en varios lugares dando lugar a 7 islas: Islandia, Azores, San Pedro y San Pablo, Ascensión, Santa Elena, Tristán da Cunha y Bouvet.

- Presenta un profundo valle “rift” en su cresta por dde sale magma continuamente se ensancha 3cm/año. Debido a esto las rocas son más jóvenes en el centro de la dorsal. A lo largo de millones de años el fondo del océano va creciendo y se expande, los continentes se alejan entre si.

Atolón

- Es una isla coralina oceánica.
- Generalmente con forma de anillo más o menos circular o conjunto de varias islas pequeñas.
- Se forman cuando un arrecife de coral crece alrededor de una isla volcánica a medida que la isla se va hundiendo en el océano.



Atolón de las Rocas
(Rio Grande do Norte, Brasil)

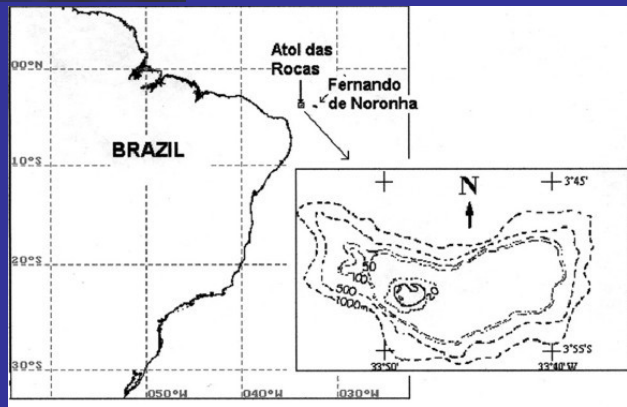
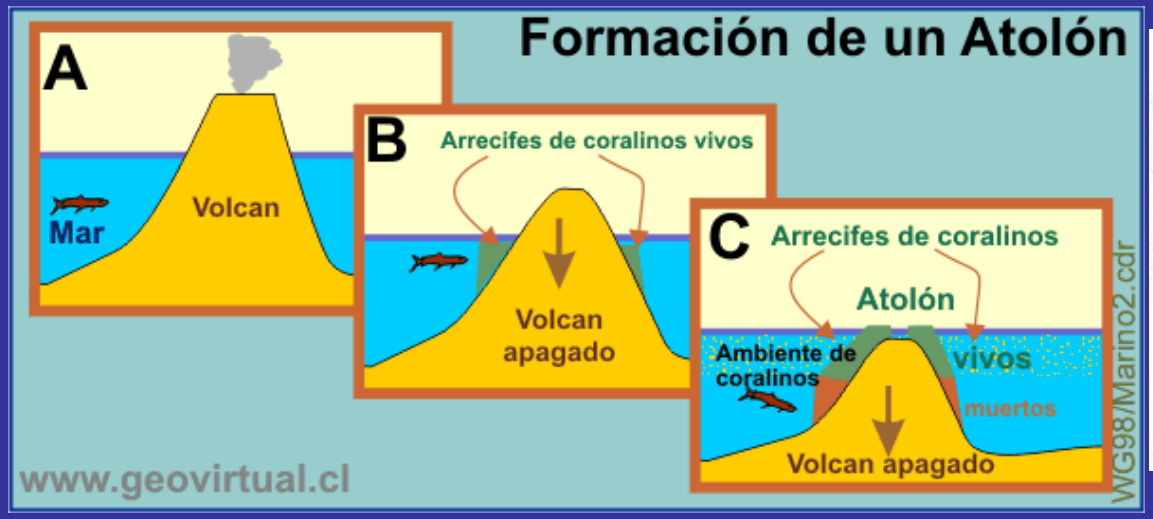
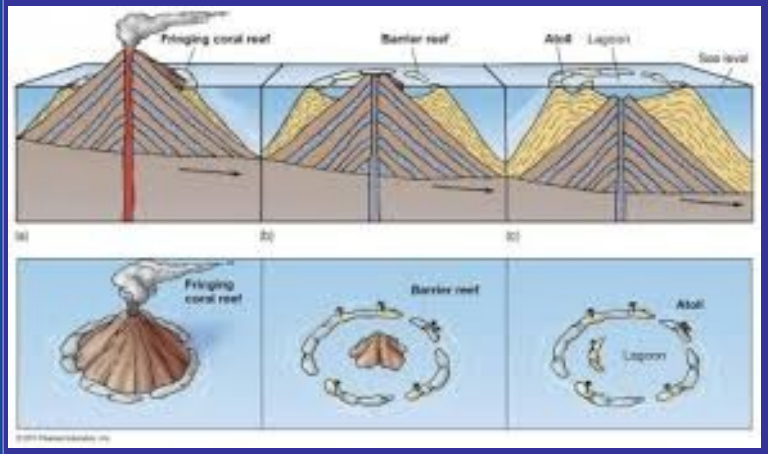


Figure 1. Study area: Atol das Rocas, Brazil.





Etapas del desarrollo:

1) *Fringing reefs* (Arrecifes perisféricos)
Cuando encuentran condiciones adecuadas de T, sal y turb.
No se desarrollan mucho.
2) *Barrier reef* (barrera coralina)
Lineales o circulares con laguna bien desarrollada.
El sistema más desarrollado: *Australias's Greet Barrier Reef*
3) *Atoll* (Atolón)

https://www.youtube.com/watch?v=rSzYHO1EU24

Australia's Great Barrier Reef

Más de 3000 corales individuales(cientos de especies de corales)

Miles deorganismos asociados

150 km de ancho y una extensión de 2000 km

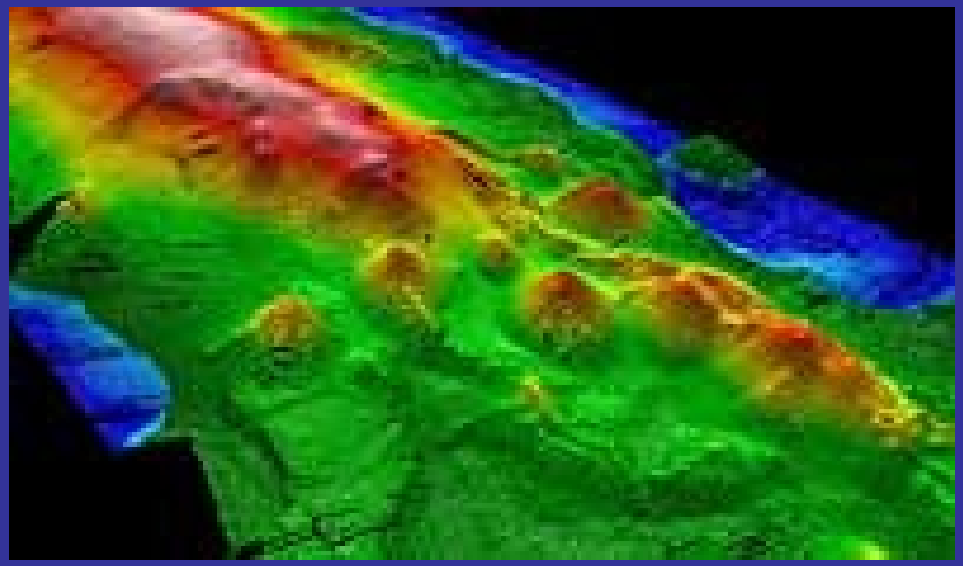
Nueva teoría sobre formación de ATOLÓN

Sugiere que los ciclos glaciares que causaron la fluctuación del nivel del mar, llevaron a episodios de exposición del arrecife y a disolución (cuando el nivel del mar estaba bajo – períodos glaciares). Ésto alternaría con la sumersión del arrecife y su crecimiento en momentos de nivel alto del mar (períodos interglaciales).

Estos ciclos alternados serían los responsablesde la formación de los Atolones.

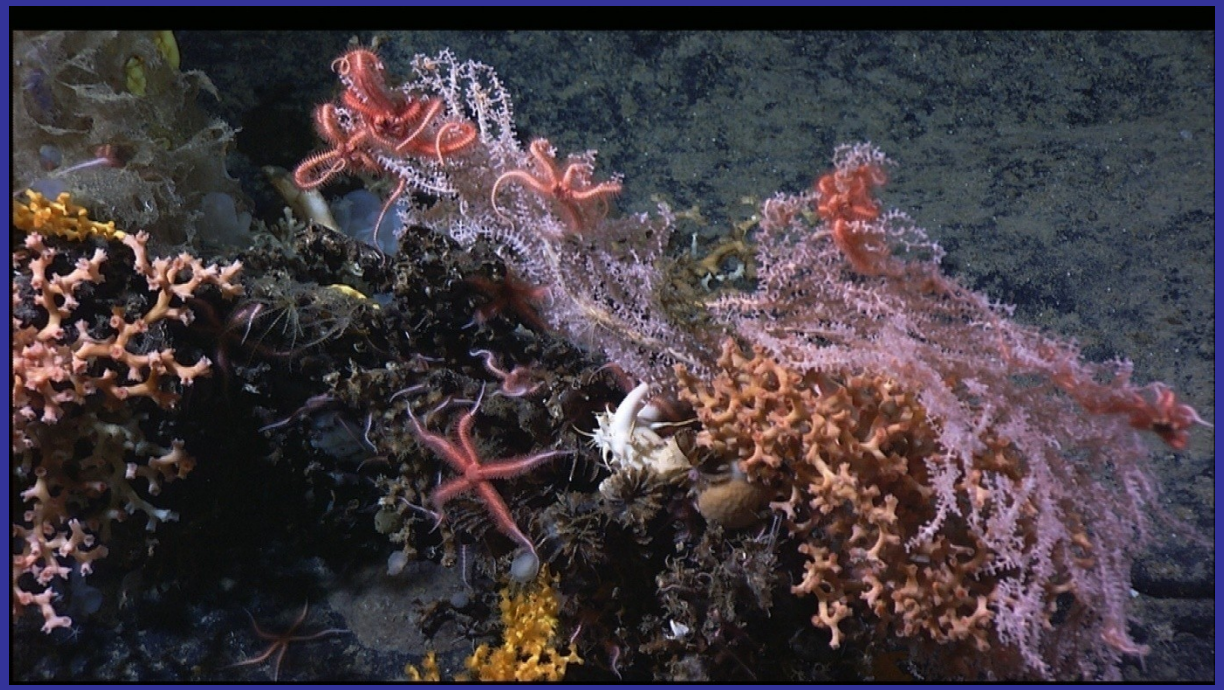
Monte Submarino

- Es una montaña que se eleva del fondo del océano pero que no sobresale nivel del mar (1000 m);
- Volcanes extintos (formados de rocas volcánicas: sustrato mas pesado que lecho de sedimentos que los rodea);
- Fauna con alto grado de endemismo
- Incrustaciones polimetálicas (cobalto y platino);
- *Hot spots* de diversidad.



Ferromanganese crusts on a seamount (CoRMC-H, Auki)

Section of a Ferromanganese crust (CoRMC-H, Auki)



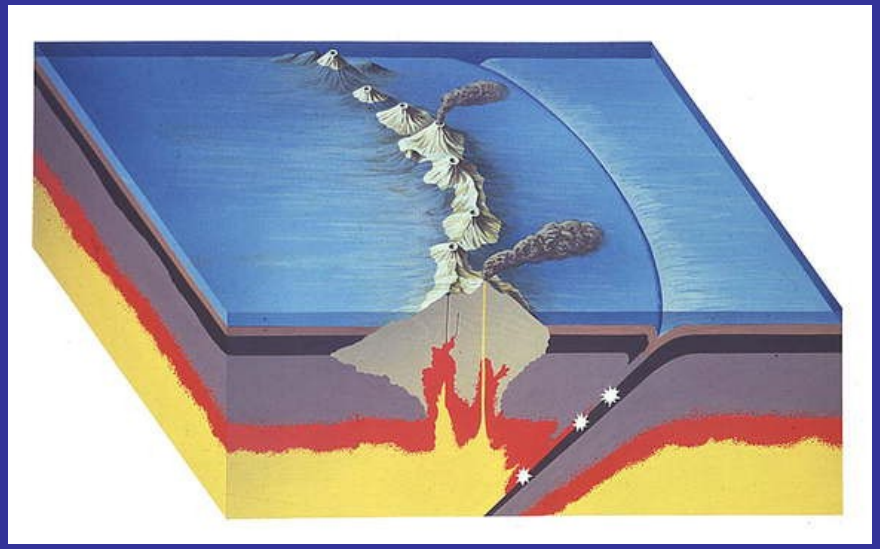
Guyot (Monte submarino)

- Formaciones volcánicas que en un pasado lejano sobresalían del nivel del mar como pequeñas islas;
- Su cima sufrió erosión y luego sufrió subsidencia provocando su inmersión (900 y 1800 m de prof.);
- Raramente están aislados forman alineaciones de hasta centenares de ellos

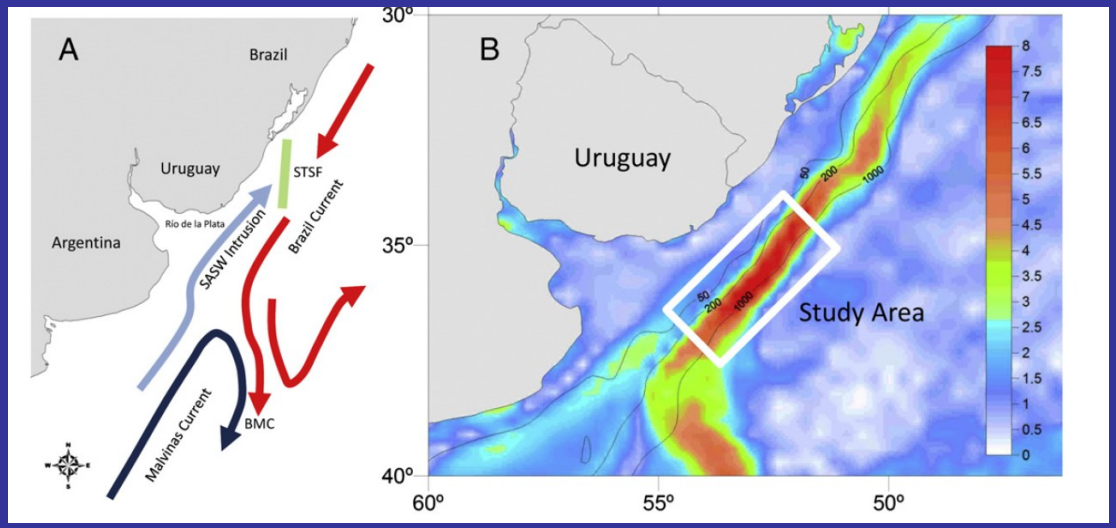
Arcos Insulares

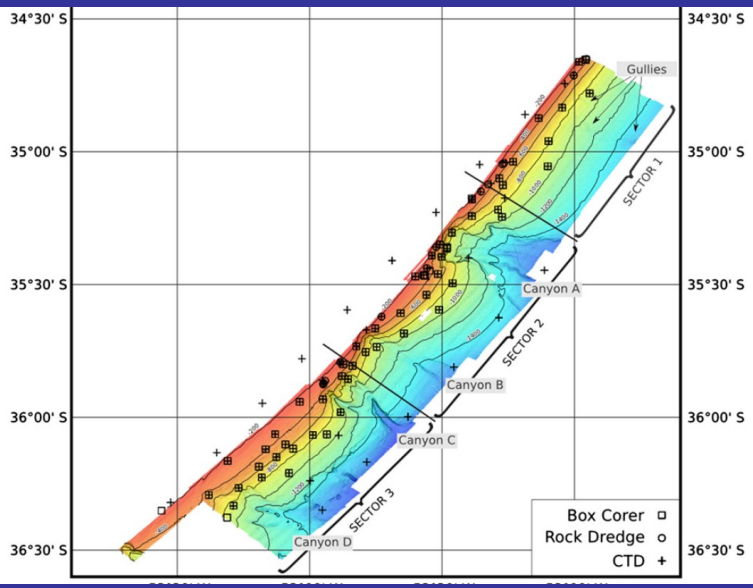
- Un *arco insular* es una clase de archipiélago formado por la tectónica de placas.
- Es una zona de subducción, el borde de una placa se desliza por debajo de la otra, oprimiéndola.
- Cuando un continente se encuentra próximo a una zona de subducción surgen a lo largo de su línea costera volcanes que actúan como válvulas naturales para liberar presión del interior de la Tierra.

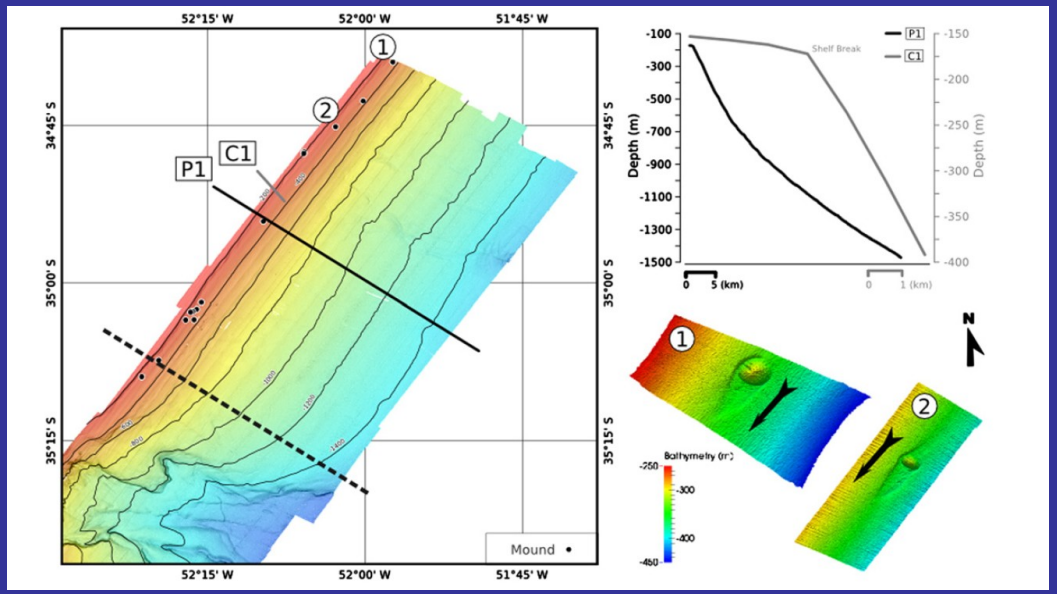
Convergencia Océanica - Océanica

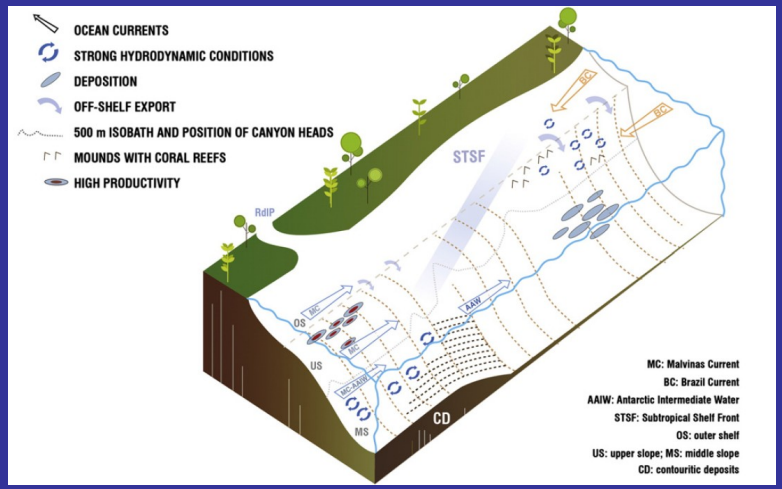


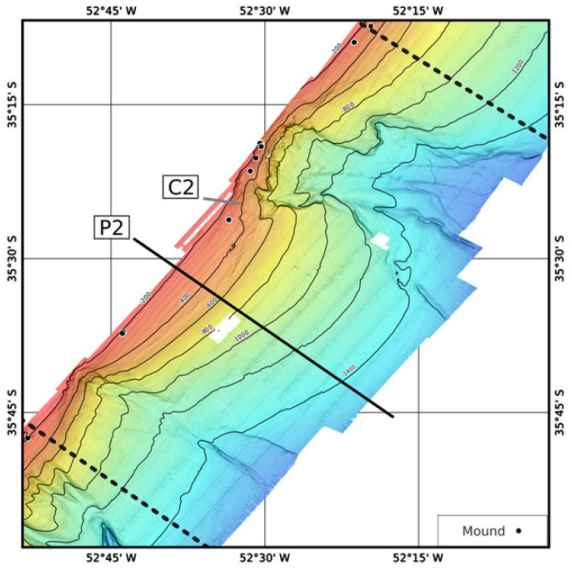
Pequeñas Antillas

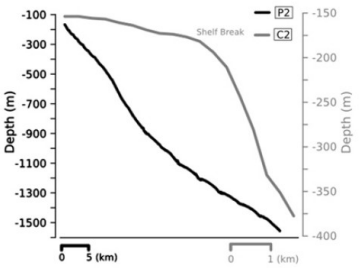

A
Brazil
Uruguay
Argentina
Río de la Plata
STSF
SASW Intrusion
Brazil Current
BMC
Malvinas Current
B
Uruguay
Study Area
50
200
1000
30°
35°
40°
60°
55°
50°
8
7.5
7
6.5
6
5.5
5
4.5
4
3.5
3
2.5
2
1.5
1
0.5
0

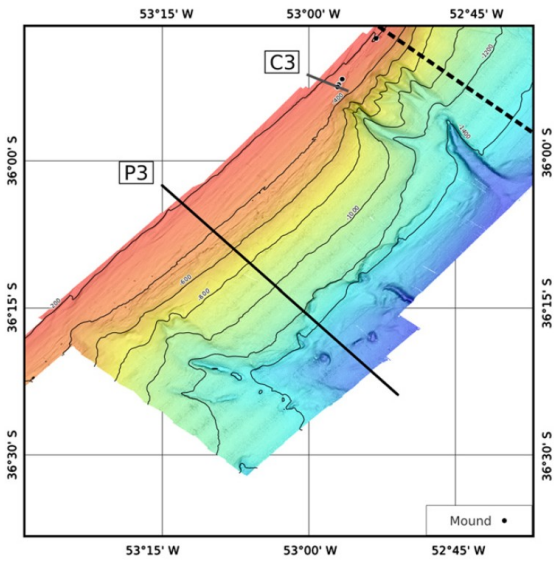

34°30' S
35°00' S
35°30' S
36°00' S
36°30' S
Gullies
SECTOR 1
Canyon A
SECTOR 2
Canyon B
Canyon C
SECTOR 3
Canyon D
Box Corer
Rock Dredge
CTD

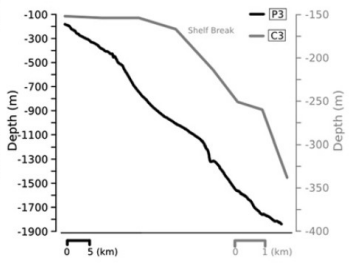

52°15' W
52°00' W
51°45' W
34°45' S
35°00' S
35°15' S
P1
C1
1
2
Mound
Shelf Break
P1
C1
Depth (m)
-100
-300
-500
-700
-900
-1100
-1300
-1500
-150
-200
-250
-300
-350
-400
0
5 (km)
0
1 (km)
N
Bathymetry (m)
-250
-300
-400
-460


OCEAN CURRENTS
STRONG HYDRODYNAMIC CONDITIONS
DEPOSITION
OFF-SHELF EXPORT
500 m ISOBATH AND POSITION OF CANYON HEADS
MOUNDS WITH CORAL REEFS
HIGH PRODUCTIVITY
STSF
RdlP
OS
US
MS
CD
MC
BC
AAIW
MC: Malvinas Current
BC: Brazil Current
AAIW: Antarctic Intermediate Water
STSF: Subtropical Shelf Front
OS: outer shelf
US: upper slope; MS: middle slope
CD: contouritic deposits


52°45' W
52°30' W
52°15' W
35°15' S
35°30' S
35°45' S
C2
P2
Mound


P2
C2
Shelf Break
Depth (m)
-100
-300
-500
-700
-900
-1100
-1300
-1500
-150
-200
-250
-300
-350
-400
0
5 (km)
0
1 (km)


53°15' W
53°00' W
52°45' W
36°00' S
36°15' S
36°30' S
C3
P3
Mound


P3
C3
Shelf Break
Depth (m)
-100
-300
-500
-700
-900
-1100
-1300
-1500
-1700
-1900
-150
-200
-250
-300
-350
-400
0
5 (km)
0
1 (km)