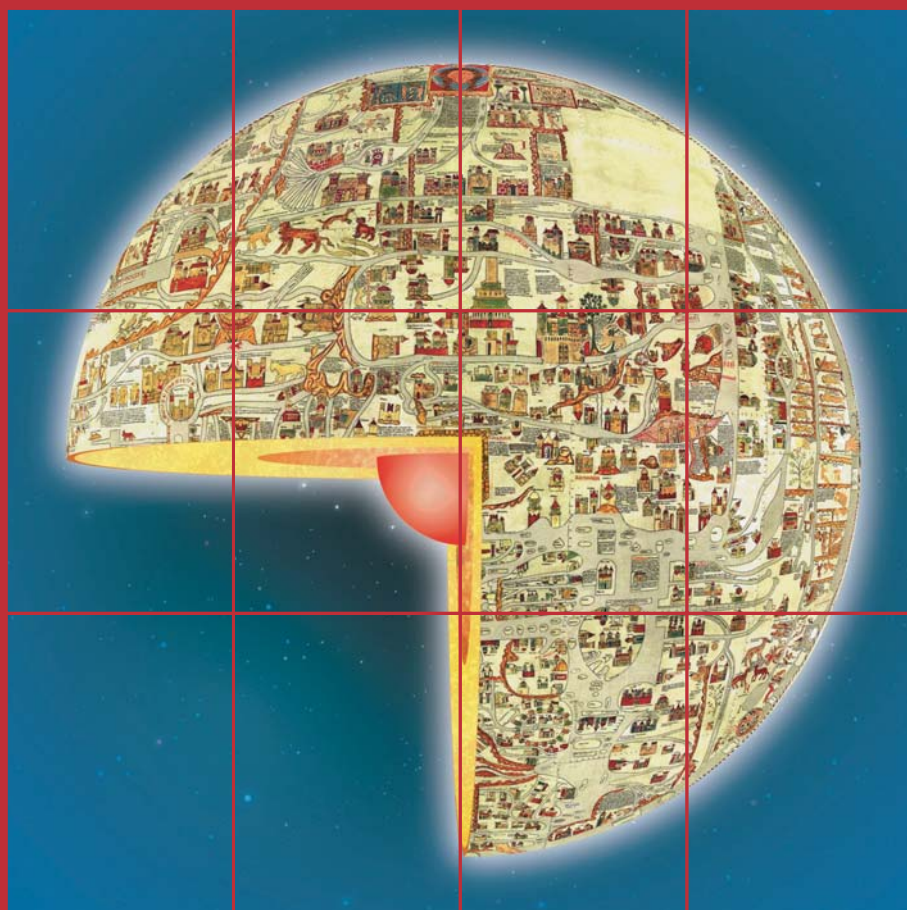


DE LA TIERRA Y LOS PLANETAS ROCOSOS

Una introducción a la tectónica

Dr. Andrés Folguera
Lic. Mauro G. Spagnuolo



Colección: LAS CIENCIAS NATURALES Y LA MATEMÁTICA

Colección: LAS CIENCIAS NATURALES Y LA MATEMÁTICA

DE LA TIERRA Y LOS PLANETAS ROCOSOS

Una introducción a la tectónica

Dr. Andrés Folguera
Lic. Mauro G. Spagnuolo

ADVERTENCIA

La habilitación de las direcciones electrónicas y dominios de la web asociados, citados en este libro, debe ser considerada vigente para su acceso, a la fecha de edición de la presente publicación. Los eventuales cambios, en razón de la caducidad, transferencia de dominio, modificaciones y/o alteraciones de contenidos y su uso para otros propósitos, queda fuera de las previsiones de la presente edición -Por lo tanto, las direcciones electrónicas mencionadas en este libro, deben ser descartadas o consideradas, en este contexto-.

Distribución de carácter gratuito.

a u t o r i d a d e s

PRESIDENTE DE LA NACIÓN

Dra. Cristina Fernández de Kirchner

MINISTRO DE EDUCACIÓN

Dr. Alberto E. Sileoni

SECRETARIA DE EDUCACIÓN

Prof. María Inés Abrile de Vollmer

DIRECTORA EJECUTIVA DEL INSTITUTO NACIONAL DE
EDUCACIÓN TECNOLÓGICA

Lic. María Rosa Almandoz

DIRECTOR NACIONAL DEL CENTRO NACIONAL DE
EDUCACIÓN TECNOLÓGICA

Lic. Juan Manuel Kirschenbaum

DIRECTOR NACIONAL DE EDUCACIÓN TÉCNICO PROFESIONAL Y
OCUPACIONAL

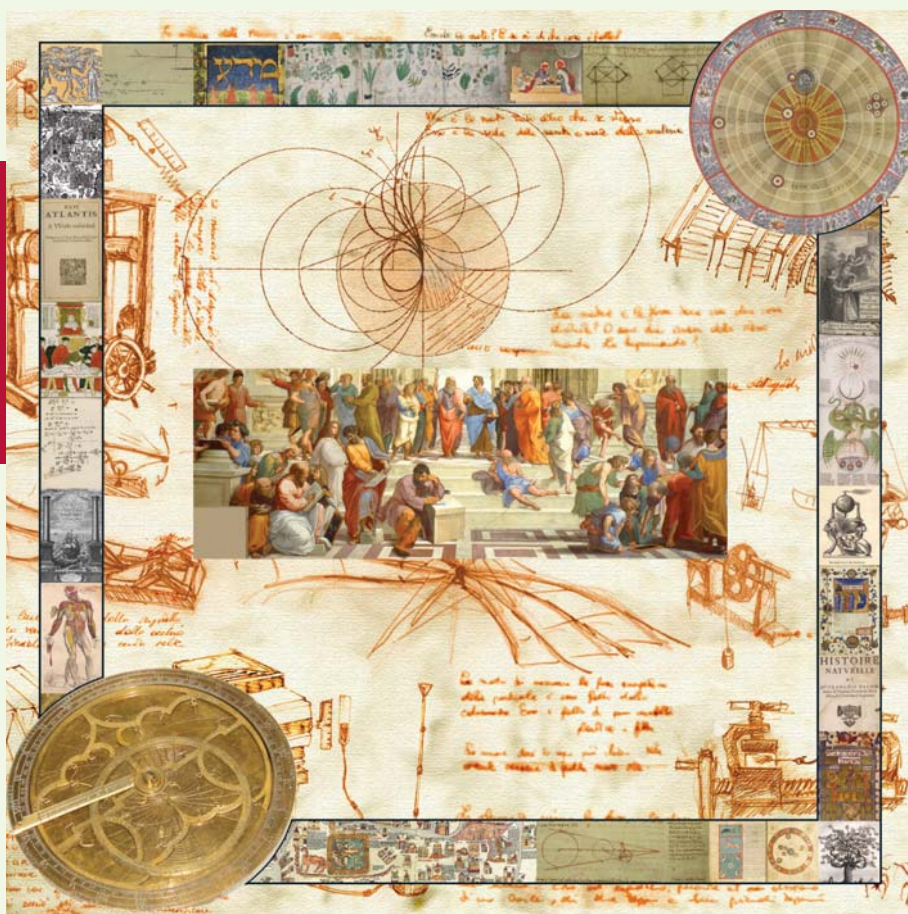
Ing. Roberto Díaz

Ministerio de Educación.
Instituto Nacional de Educación Tecnológica.
Saavedra 789. C1229ACE.
Ciudad Autónoma de Buenos Aires.
República Argentina.
2010

DE LA TIERRA Y LOS PLANETAS ROCOSOS

Una introducción a la tectónica

Dr. Andrés Folguera
Lic. Mauro G. Spagnuolo



Colección: LAS CIENCIAS NATURALES Y LA MATEMÁTICA

Colección “Las Ciencias Naturales y la Matemática”.
Director de la Colección: Juan Manuel Kirschenbaum
Coordinadora general de la Colección: Haydeé Noceti.

Queda hecho el depósito que previene la ley N° 11.723. © Todos los derechos reservados por el Ministerio de Educación - Instituto Nacional de Educación Tecnológica.

La reproducción total o parcial, en forma idéntica o modificada por cualquier medio mecánico o electrónico incluyendo fotocopia, grabación o cualquier sistema de almacenamiento y recuperación de información no autorizada en forma expresa por el editor, viola derechos reservados.

Industria Argentina

ISBN 978-950-00-0747-4

Director de la Colección:
Lic. Juan Manuel Kirschenbaum
**Coordinadora general y académica
de la Colección:**
Prof. Ing. Haydeé Noceti
Diseño didáctico y corrección de estilo:
Lic. María Inés Narvaja
Ing. Alejandra Santos
Coordinación y producción gráfica:
Tomás Ahumada
Diseño gráfico:
Maximiliano Gómez Oromí
Ilustraciones:
Diego Gonzalo Ferreyro
Federico Timerman
Retoques fotográficos:
Roberto Sobrado
Diseño de tapa:
Tomás Ahumada
Administración:
Cristina Caratozzolo
Néstor Hergenrether
Colaboración:
Téc. Op. en Psic. Soc. Cecilia L. Vazquez
Stella Maris Quiroga
Nuestro agradecimiento al personal
del Centro Nacional de Educación
Tecnológica por su colaboración.

Folguera, Andrés

De la Tierra y los planetas rocosos: una introducción a la tectónica / Andrés Folguera y Mauro Spagnolo; dirigido por Juan Manuel Kirschenbaum.

- 1a ed. - Buenos Aires: Ministerio de Educación de la Nación. Instituto Nacional de Educación Tecnológica, 2009.

136 p.: il.; 24x19 cm. (Las ciencias naturales y la matemática / Juan Manuel Kirschenbaum.)

ISBN 978-950-00-0747-4

1. Enseñanza Secundaria.

I. Spagnolo, Mauro

II. Kirschenbaum, Juan Manuel, dir.

III. Título

CDD 570.714

Fecha de catalogación: 16/12/2009

Impreso en Anselmo L. Morvillo S. A., Av. Francisco Pienovi 317 (B1868DRG), Avellaneda, Pcia. de Buenos Aires, Argentina.

Tirada de esta edición: 100.000 ejemplares

Los Autores



Dr. Andrés Folguera

Se graduó como geólogo en la Universidad de Buenos Aires en el año 1995. Desde esa fecha ha dirigido sus líneas de investigación hacia la evolución de los últimos 110 millones de años de los Andes, particularmente entre las Provincias de Mendoza y Chubut, como parte de su labor realizada en el Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires. Es investigador de CONICET y docente del Departamento de Ciencias Geológicas en el área de Geodinámica Interna. Además de su labor académica, ha mantenido una intensa tarea relacionada con la divulgación científica que comprende desde manuales para colegios secundarios, libros de divulgación de la Editorial Universitaria, hasta documentales realizados por el Ministerio de Educación.



Lic. Mauro G. Spagnuolo

Se graduó como geólogo en la Universidad de Buenos Aires en el año 2006. Es becario doctoral de CONICET y docente auxiliar del Departamento de Ciencias Geológicas en el área de Geodinámica Interna. Como colaborador en el Departamento de Orientación Vocacional de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales realiza actividades de divulgación científica en forma de talleres y charlas. Su actividad académica se reparte entre el estudio de la geología de Marte y el volcanismo Andino de hace 20 millones de años.

ÍNDICE

Prefacio	8
Introducción	9
Capítulo 1: Formación del Sistema Solar	10
• <i>Apertura</i>	10
• <i>Primer Acto</i>	10
• El Problema	10
• 1 Historia de esta historia	12
• 2 Volviendo al futuro	14
• 3 La composición de los planetas	16
• 4 Perinolas planetarias	17
• <i>Segundo Acto</i>	19
• 5 El principio del fin	19
Capítulo 2: La dinámica del interior terrestre	23
• <i>Apertura</i>	23
• <i>Primer Acto</i>	23
• El Problema	23
• 1 Hacia el mar de hierro interior (o los sapos engullen esferas)	25
• 2 El caparazón invisible	28
• <i>Segundo Acto</i>	29
• 3 Los océanos perdidos	29
• 4 Ríos y cataratas de roca bajo nuestros pies	32
Capítulo 3: La tectónica de placas	34
• <i>Apertura</i>	34
• <i>Primer Acto</i>	34
• El Problema	34
• 1 La ausencia de uniformidad del fondo oceánico	35
• 2 El tiempo perdido	36
• 3 Magnetismo terrestre: la brújula hacia el camino correcto	37
• 4 Terremotos, las viejas ideas tiemblan	39
• 5 Midiendo el movimiento de los continentes y océanos	40
• <i>Segundo Acto</i>	40
• 6 La litósfera	40
• 7 Márgenes divergentes	41
• 8 Márgenes convergentes	42
• 9 Márgenes conservativos	44
• 10 Plumas	44
• 11 El ciclo de Wilson y la formación de montañas	45
Capítulo 4: Combustible para la tectónica de placas: el origen del calor interno terrestre	47
• <i>Apertura</i>	47
• <i>Primer Acto</i>	48
• 1 Una disputa antigua	48
• 2 David y Goliat	48
• 3 Cocínese a fuego lento	50
• 4 Un viaje intrincado hacia la superficie	52
• 5 No, la Tierra no es un puchero	54
• <i>Segundo Acto</i>	56
• 6 La máquina de producir calor	56
• 7 El empujón de las dorsales	57
• 8 Zonas de subducción y flujo calórico	59
Capítulo 5: La formación y destrucción de cordilleras	61
• <i>Apertura</i>	61
• <i>Primer Acto</i>	61
• 1 ¿Quién empuja las placas?	61
• 2 La óptica japonesa	63
• 3 Zonas de subducción como la gente	65
• <i>Segundo Acto</i>	68
• 4 Cómo regar una zona de subducción	68

• 5 Todo lo que sube tiene que caer	70
• 6 La pérdida de los cimientos	71
Capítulo 6: Las rocas formadas en los distintos planetas	73
• <i>Apertura</i>	73
• <i>Primer Acto</i>	73
• 1 La composición de la Tierra	73
• 2 El merengue de la tarta	76
• 3 Panes y cortezas	77
• <i>Segundo Acto</i>	80
• 4 Ciclos no tan ciclos	80
Capítulo 7: La relación entre la tectónica de placas, la vida y el clima	83
• <i>Apertura</i>	83
• <i>Primer Acto</i>	83
• 1 El ciclo de la vaca	83
• 2 Un delicado equilibrio	85
• 3 El efecto bola de hielo	87
• <i>Segundo Acto</i>	89
• 4 Acerca de la verde Antártida	89
• 5 El agua derramada	90
• 6 Sacando el tapón de los océanos	91
• 7 Las cordilleras y el enfriamiento de la atmósfera	92
Capítulo 8: Historia de los continentes y de los océanos	93
• <i>Apertura</i>	93
• <i>Primer Acto</i>	94
• El Problema	94
• 1 Continentes que revientan	94
• 2 Un libro de piedra escrito a través de 4.000 millones de años	95
• <i>Segundo Acto</i>	97
• 3 Rodinia, Gondwana, Laurasia y Pangea o la historia de nunca acabar	97
• 4 Gondwana: Un supercontinente obstinado	99
• 5 Últimas imágenes de una peculiar historia	100
Capítulo 9: La Tierra primitiva	106
• <i>Apertura</i>	106
• <i>Primer Acto</i>	106
• 1 Golpe a golpe	106
• 2 Un infierno helado	109
• 3 Los primeros mil millones de años	111
• <i>Segundo Acto</i>	114
• 4 La Tierra viva	114
• 5 “Marcianos al ataque”	115
• 6 La habitabilidad de la Tierra	116
• 7 Nuevos Mundos	118
Capítulo 10: La dinámica de los planetas rocosos y su comparación con la dinámica de la Tierra	119
• <i>Apertura</i>	119
• <i>Primer Acto</i>	119
• 1 ¿La Tierra rara?	119
• 2 La volatilidad del agua	120
• 3 El Sistema Zoolar	123
• <i>Segundo Acto</i>	129
• 4 Pasado marciano	129
• 5 Fisonomía Marciana	129
• 6 Ciclo Exógeno en Marte	131
• 7 Pasado “terrestre”	133
• 8 “¿Cómo se sabe si la Tierra no es más que el infierno de otro planeta?” <i>Aldous Huxley</i>	134
Epílogo	135
Bibliografía	136

Prefacio

Esta obra no es un tratado extensivo acerca de la Geología y, quizás, tampoco clasifique siquiera como un libro de Geología. Es cierto que hemos usado fórmulas clásicas, en algunos capítulos, que suelen usarse en libros de geofísica, tectónica y geología introductorios. Es cierto, también, que hemos analizado problemáticas típicas de esos campos. Sin embargo, que no se pretenda buscar aquí clasificaciones rigurosas, ni descripciones exhaustivas de procesos. Nos hemos empeñado en no hablar de la clasificación tradicional de las rocas, que es uno de los tópicos iniciales de los cursos de Introducción a la Geología. No hemos querido leer la palabra mineral en nuestro primer borrador, aunque no nos ha quedado otra que escribirlo. Nos hemos empeñado, también, en transmitir nuestros conocimientos: la forma en la cual la Tierra y otros planetas conocidos funcionan o funcionaron de la manera más inusual posible, simplemente, por desentonar, simplemente, para no aburrirnos contando una y otra vez lo que ya no queremos contar de la misma manera. Hemos desafiado aquí a nuestros maestros, a los buenos y a los malos (más a los buenos que a los malos) practicando, en forma inversa, sus consejos, sólo por equivocarnos acerca de la forma más simple y sensata de transmitir este saber. Lector: no crea en estas líneas de razonamiento, dude de los mismos nombres de quienes se dice descubrieron tal o cual cosa, dude de nuestros nombres incluso, quizás sólo sean pseudónimos...

Y a pesar de nuestros intentos de oscurecer, eludir y confundir, y los de tantos otros, nadie ha podido evitar que la Tierra se haya sacado un velo hace tan sólo unas pocas décadas y, tras ese velo, muestre su infinita claridad. Déjennos contarles, entonces, a través de estos capítulos, divididos cada uno de ellos en dos actos donde nos preguntamos por qué la Tierra, bajo nuestros pies, merece particular atención y por qué los planetas cercanos e incipientemente conocidos se parecen tanto y tan poco a nuestro mundo.

Introducción

La Tierra es el planeta más bonito del sistema solar. Sin embargo hay quien quizás disfrute la áspera superficie marciana o las tormentas de Venus, pero ése es más bien un gusto poco común. Nosotros sabemos que la belleza terrestre radica en la gran complejidad de su historia. Una cordillera, como las que en la Tierra se desarrollan, profundamente, disectada por valles glaciares, se ha levantado porque dos placas, sean continentes o fondos oceánicos se encontraron en su camino. El resultado de este encuentro es una serie de arrugas en el margen de un continente que sacaron a la luz el fondo de un océano, quizás, o una vasta planicie de ríos de llanura.

Un volcán haciendo erupción en una isla hawaiana libera, tal vez, el dióxido de carbono que un amonite expiró hace ciento cincuenta millones de años. Los volcanes se alimentan de materiales fundidos profundos que, en sus fuentes poseen también gases, agua y materia orgánica de la vida antigua, que ha llegado ahí porque los fondos de los océanos se caen dentro de nuestro mundo. Marte ha tenido volcanes enormes de proporciones, incluso, a veces más grandes que los de la Tierra. Sin embargo estos yacen inmóviles, congelados, como una pirámide egipcia en medio del desierto. Los volcanes terrestres apenas apagados son borrados de un plumazo de la faz del planeta. Nada que no crece yace por largo tiempo en nuestro agitado mundo. Los ríos, glaciares, vientos remueven, cortan, liman cualquier relieve a su paso. Una cordillera, un volcán deben crecer en forma constante para existir.

¿Cuál es la fuente, la energía, el combustible asociado a esos crecimientos?

Los continentes producen sismos a su paso. La fricción producida por un fondo oceánico al desplazarse por debajo de un continente o aquella derivada del alzamiento de una cordillera, produce sismos segundo a segundo. Esos sismos se propagan en el interior terrestre. La genialidad humana ha usado los tiempos de sus registros como herramienta para construir imágenes del interior del planeta. Así sabemos que hay continentes levantados por verdaderos chorros verticales de material fundido, otros empujados desde los extremos y fondos oceánicos succionados a más de 2.000 kilómetros de profundidad. Nada hace pensar que estos procesos existan hoy en otros mundos conocidos. La Tierra está viva desde un punto de vista dinámico. Se congela y descongela, se convierte en un desierto y se llena de árboles. Se multiplican sus costas, sus plataformas marinas crecen, sus océanos desaparecen. Y sin embargo los planetas conocidos, incluida la Tierra, han nacido conjuntamente:

¿Qué designios han marcado su camino, al parecer único?

Formación del Sistema Solar

La ubicación de la Tierra en el contexto planetario. Su relación con el Sol y el medio interplanetario. Los distintos cuerpos que conforman el sistema solar y su relación con la Tierra: planetas, asteroides y cometas.

Apertura

Si bien cómo se formó la Tierra es un tema que aún no se comprende del todo, mucho se ha avanzado en entender los procesos que habrían acaecido en los primeros años del planeta. Las teorías sobre su formación son bastante recientes ya que, recién, hace poco más de 200 años, comenzaron a gestarse las primeras ideas sobre la que, hoy en día, es la teoría aceptada de la formación del Sistema Solar. Estas primeras ideas datan de 1796, momento en que Pierre Simon (1749-1827), marqués de Laplace, publicó su obra *Exposición Del Sistema Del Mundo*. De aquella primera teoría, la ciencia moderna conserva la idea de que el Sistema Solar se formó como consecuencia de eventos naturales como resultado de una nube de gas y polvo denominada *nebulosa solar*.

Esta teoría ha ido evolucionando y cambiando hasta nuestros días y, actualmente, se distinguen cuatro etapas para el origen y la formación del Sistema Solar:

- 1- la primer etapa comprende la condensación de partículas sólidas a partir de una nube de gas;
- 2- la segunda es la formación de planetesimales;
- 3- luego habría seguido la formación de embriones planetarios y;
- 4- por último, los procesos de acreción final.

En el marco de esta teoría, se explica la formación del sistema solar y, particularmente, el origen de la Tierra. Además, este pensamiento, no sólo debería poder explicar porqué nuestra Tierra es tal como la vemos, sino, también, porqué Marte o Venus no poseen océanos o lunas importantes, o qué posibilidades de vida hay en otros cuerpos planetarios. Finalmente, con el desarrollo de este capítulo, veremos cómo esta “roca” en la que habitamos se convirtió en un oasis espacial, capaz de ser habitado por una forma de vida.

Primer Acto

El Problema

En el esfuerzo humano de entenderse a sí mismo, al Universo y al modo en que ambas entidades se relacionan entre sí, uno de los interrogantes que surge es

cómo se originó el planeta Tierra.

Por absurdo que parezca, también podemos preguntarnos si la Tierra es o no un planeta. Recientemente, se ha modificado la definición de 'planeta'. Ya no sólo se considera planeta a un "cuerpo errante", sino que debe cumplir tres condiciones básicas:

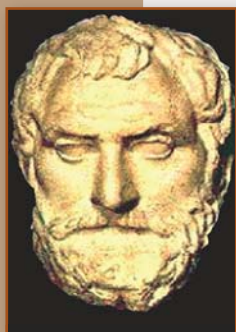
- 1- encontrarse en órbita alrededor del Sol,
- 2- tener una masa suficientemente importante como para que la presión interna supere las fuerzas de cuerpo rígido y asuma el equilibrio hidrostático. Es decir, adquiera una forma cuasi-esférica,
- 3- haber "barrido" el vecindario planetario a lo largo de su órbita, a través de las fuerzas gravitatorias.

Todo cuerpo que cumpla las dos primeras condiciones, pero no la última, es denominado "Planeta Enano". Hoy en día, el sistema solar consta de una estrella, ocho planetas, cinco planetas enanos y una infinidad de cuerpos menores (Figura 1.1).



Figura 1.1. El nuevo Sistema Solar con ocho planetas y tres de los 5 planetas enanos conocidos en la actualidad (Ceres, Plutón, Eris, Humea y Makemake).

La Tierra es uno más de todos estos objetos que conforman el sistema solar. Lo maravilloso es que todos ellos tienen un origen en común, es decir, todo el sistema solar se formó a partir de un 'único' evento, de manera muy rápida. Todo lo que vemos, hoy en día, con nuestros ojos, satélites y telescopios -incluso la Tierra- posee un origen común y, sólo, algunas pequeñas diferencias han dado lugar a la gran heterogeneidad de cuerpos actuales.



Anaxágoras



Nicolás Copérnico
1473-1543

1.- Historia de esta historia

En el año 450 a.C. el filósofo griego **Anaxágoras** (500-428 a.C.) afirmaba que la Luna era de roca, similar a las rocas terrestres y, que el Sol era una masa de hierro fundido e incandescente. Actualmente, sabemos que el Sol está compuesto, principalmente, por hidrógeno y helio y que la combustión del hidrógeno, es lo que lo hace verse incandescente. Sin embargo, el Sol sólo posee un 0,0037% aproximadamente de Hierro.

Lo que llevó a Anaxágoras a pensar que el Sol se componía, básicamente, de ese material fue la evidencia que le proporcionó la caída de un **meteorito** metálico alrededor del año 467 a.C. La caída de este meteorito llevó a Anaxágoras a pensar, equivocadamente, que el meteorito provenía del Sol y que, por lo tanto, el Sol debía ser de hierro.

Existen tres tipos principales de meteoritos:

- 1- líticos o rocosos, compuestos por silicatos, que son no metales;
- 2- sideritos o metálicos, compuestos por metales;
- 3- siderolitos, una mezcla de metal y roca (**Figura 1.2**).

Es curioso que, hoy, muchos de nuestros conocimientos acerca del sistema solar estén basados en el estudio de los meteoritos. Cabe preguntarse si nuestras conclusiones son válidas o son erróneas, como resultaron las de Anaxágoras.

Mucho más adelante en el tiempo, **Nicolás Copérnico**, entre 1507 y 1515, escribió un texto conocido comúnmente como *Commentariolus*¹. Las ideas allí plasmadas, luego, fueron publicadas en el libro sexto del *De Revolutionibus Orbium Coelestium* en 1543, fecha que se considera como el

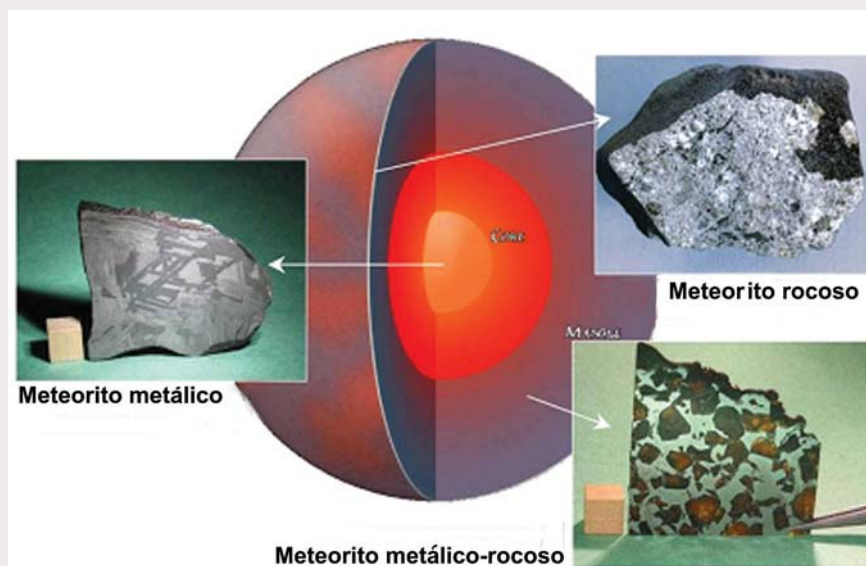


Figura 1.2. Clasificación básica de los meteoritos.



Condrita

inicio de la llamada *Revolución Copernicana*. A partir de esta revolución teórica, la Tierra dejó de concebirse como el centro del sistema solar. Detrás de toda idea revolucionaria están los científicos que se remangan la camisa y se dedican a la laboriosa tarea de obtener datos, ya sea para sostener esa idea o defenestrarla.

Tycho Brahe hizo ese trabajo. Siendo el último gran astrónomo que miró el cielo sin utilizar el telescopio, realizó infinidad de observaciones y catálogos estelares. Su aprendiz, **Johannes Kepler**, tomó las observaciones de su maestro y, a partir de ellas, sostuvo las afirmaciones que, más tarde, se conocieron como las *leyes de Kepler*. Tres postulados fueron la base para describir el movimiento planetario, entre ellos, el que propone que las órbitas no son circulares, sino elípticas. Además, aventuró una teoría en la que sostiene que los cuerpos celestes son movidos por fuerzas magnéticas.

Contemporáneo de Kepler, **Galileo Galilei**, a diferencia del primero, un *físico experimental* -como lo llamaríamos actualmente-, fabricó su pequeño telescopio y realizó las primeras observaciones entre 1609 y 1610. Por supuesto, descubrió muchas cosas: manchas solares, cráteres en la Luna, otros satélites que orbitaban en torno a Júpiter. Desde entonces, todo comenzó a cambiar.

Así como Anaxágoras se inspiró en la caída de un meteorito, en 1692, la visión de un cometa -que más tarde se llamaría *Halley*- llevó al inglés **William Whiston** a pensar que la Tierra y los otros cuerpos celestes habían surgido a partir del material desprendido de la cola de un cometa. Siguiendo la *hipótesis cometaria*, **Georges Louis Leclerc**, conde de Buffon, propuso en 1745 que el Sistema Solar se había formado a partir de material desprendido de una colisión de un cometa contra el Sol. Gracias al avance técnico, actualmente, se han podido observar numerosos choques de cometas contra el Sol. Estos choques provocan grandes explosiones, pero ningún nuevo sistema solar se ha formado a partir de ellas. Como vemos, la ciencia y la técnica van de la mano, siendo muchas veces necesario esperar algún avance técnico para comprobar o refutar algunas de las inspiradas ideas científicas.

Poco tiempo después, en 1755, el filósofo **Immanuel Kant** comenzaba a dar forma a la teoría que, actualmente, se conoce como "*Teoría de la nebulosa solar*". En las oscuras noches del 'Siglo de las Luces', explicó, con acierto, la naturaleza de la Vía Láctea diciendo que se trataba de la imagen de un disco estelar visto de perfil. Su modelo, en consecuencia, estaba firmemente basado en una analogía con las galaxias. Comenzaba con una distribución caótica de partículas en movimiento que evolucionaron hasta convertirse en discos planos en rotación.

Posteriormente, fascinado por la regularidad del sistema, **Pierre-Simon, marqués de Laplace**, dedujo que el Sistema Solar había surgido 'hacia mucho tiempo', a partir de una nube de gas y polvo en rotación, y acuñó la expresión *nebulosa solar*.

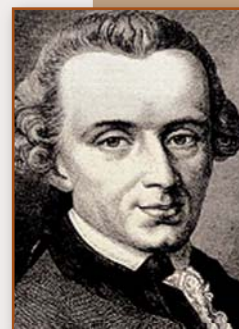
Laplace resumió en un cuerpo de doctrina los trabajos separados de Newton, Halley, Clairaut, d'Alembert y Euler acerca de la gravitación universal, y con-



Tycho Brahe
(1546-1601)



Galileo Galilei
(1564-1642)



Immanuel Kant
(1724-1804)



Pierre-Simon,
marqués de Laplace
(1749-1827)

cibió, acerca de la formación del sistema planetario, la teoría que lleva su nombre.

Una vez más, estos dos personajes se basaron en la observación del medio natural para crear una teoría que explicase la formación del sistema solar. Un gran cambio en el paradigma vigente hasta el momento fue pensar que el Sol, los planetas y otros cuerpos celestes compartían un origen común, habiéndose formado en un mismo proceso.

2.- Volviendo al futuro

Hoy en día, la teoría que explica la formación del sistema solar se suele denominar *Teoría de la Nebulosa Solar*, en referencia al término propuesto por Laplace. Esta teoría explica el origen de todo nuestro sistema: el Sol, la Tierra, los planetas y los demás cuerpos. Pero, además, explicaría la formación de cualquier otro sistema planetario alrededor de alguna otra estrella distante.

Para poder elaborar una teoría sobre el origen del sistema solar, como ya mencionamos, debemos primero saber cuáles son los elementos o las observaciones que hay que explicar. En otras palabras, cuáles son las piezas de ese gran rompecabezas teórico. Así como cuando se arma uno de estos juegos las piezas son separadas entre sí para distinguirlas unas de otras, comenzaremos por nombrar algunas de las evidencias que se deben explicar y, posteriormente, veremos cómo encajan entre sí.

Además de **planetas** y **planetas enanos**, el sistema solar se compone de cuerpos menores con órbitas erráticas - o, por lo menos, no tan fijas, - llamados **asteroides**. Estos cuerpos se encuentran, en su mayoría, en órbitas ubicadas entre Marte y Júpiter a 300 millones de kilómetros de la Tierra en promedio. Otros cuerpos más llamativos, desde un punto de vista 'estético', son los **cometas** (Figura 1.3).



Al ser cuerpos, principalmente, de hielo, cuando se acercan al interior del sistema solar el aumento de temperatura provoca que el hielo se funda y fragmente en pequeños trozos. La luz que se refleja en el vapor de agua y los fragmentos de hielo genera la hermosa cola que se observa en los mismos.

Figura 1.3. Estructura interna de un cometa.

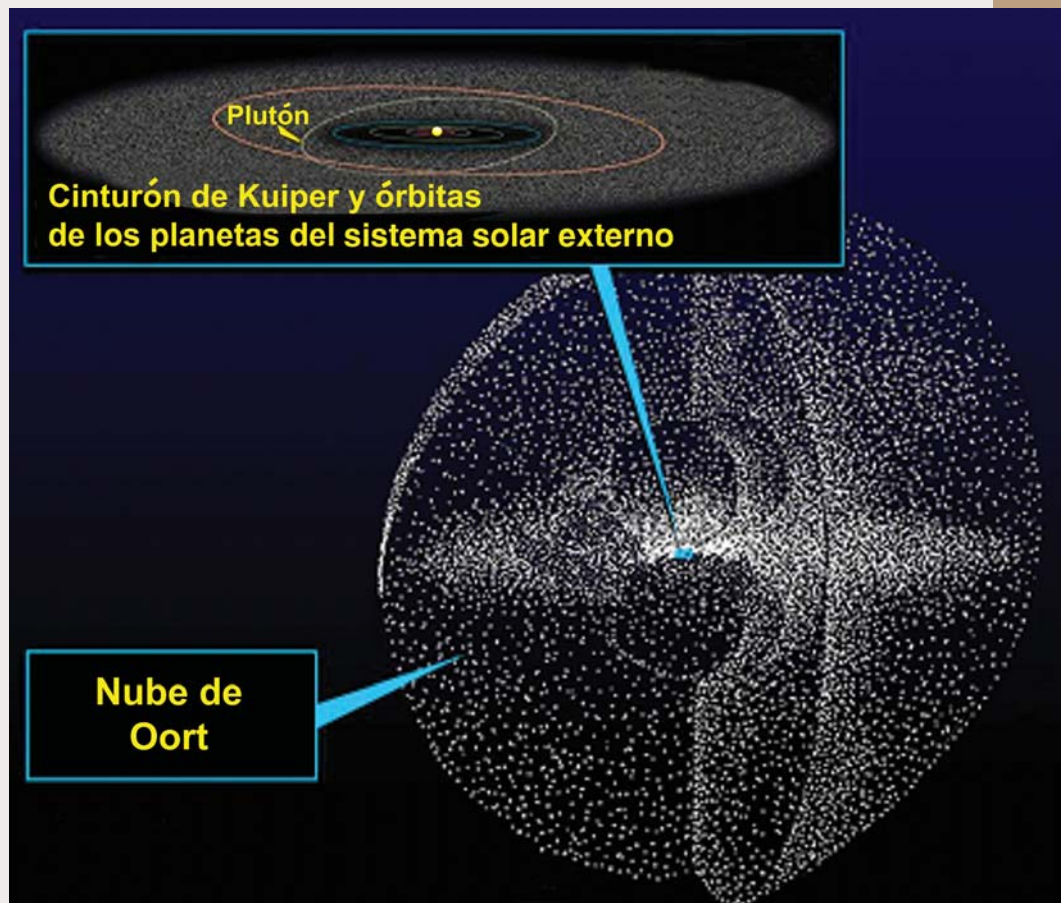


Figura 1.4. Dibujo esquemático que muestra El cinturón de Kuiper y la nube de Oort.

Como se observa en la figura, el cinturón de Kuiper presenta una geometría de disco plano mientras que la nube de Oort está conformada por cuerpos helados, con órbitas en múltiples direcciones, adquiriendo una estructura cuasi-esférica que rodea a todo el sistema solar.

A estos objetos se los suele llamar ‘*bolas de nieve sucias*’, porque se componen, principalmente, de hielo, con un agregado de fragmentos de roca y polvo. Estos objetos provienen de dos regiones mucho más lejanas llamadas **Cinturón de Edgeworth-Kuiper** y **Nube de Oort** (Figura 1.4) que representan los confines del sistema solar, a unos 7.500 millones de kilómetros desde el Sol. Por supuesto, el sistema solar posee una **estrella**, alrededor de la cual orbitan todos estos cuerpos, que es el Sol. Tampoco deben olvidarse los **satélites naturales** de los planetas. También debemos incluir cuerpos más pequeños como las *estrellas fugaces*, que, en realidad, no tienen nada que ver con una estrella, son simplemente partículas o meteoros que atraviesan la atmósfera y la fricción hace que se vean incandescentes. Entonces, a la lista de objetos, se deben agregar los **meteoros** - si se desvanecen en la atmósfera - o - en el caso de que impacten en la superficie terrestre - meteoritos.

Resumiendo, el Sistema Solar se compone de una estrella, planetas, planetas enanos, lunas, asteroides, cometas y cuerpos menores, como meteoritos, e incluso partículas muy pequeñas de centímetros a milímetros.

3.- La composición de los planetas

Los planetas se subdividen a su vez en:

- 1.- **planetas rocosos o internos:** integrado por Mercurio, Venus, la Tierra y Marte.

Se llaman *rocosos* porque, en su composición, predominan elementos químicos como el oxígeno, el silicio, el hierro y el magnesio, que forman los minerales comunes de la Tierra. Cabe mencionar que, en términos astronómicos, se considera ‘metal’ a cualquier elemento químico más pesado que el Helio,

- 2.- más lejanos, se encuentran los llamados ‘**gigantes gaseosos**’.

Ellos son Júpiter y Saturno, y deben su nombre a que en su composición predominan el hidrógeno y el helio en forma de gas,

- 3.- los **planetas externos:** integrado por los ‘**gigantes de hielo**’.

El nombre de este grupo, integrado por Urano y Neptuno, se debe a la presencia de hielo, de agua, hielo de metano y hielo de amoníaco.

Cabe mencionar que la denominación de gigantes a los planetas más alejados se debe a su gran tamaño en comparación con la Tierra. Para hacerse una idea, si la Tierra fuera del tamaño de una cereza pequeña, Júpiter sería como un pequeño melón (aproximadamente 11 veces mayor); Saturno, un gran pomelo (alrededor de 9 veces mayor); mientras que Urano y Neptuno serían como duraznos (alrededor de 4 y 3,8 veces mayores, respectivamente).

Más allá de Neptuno, se encuentra Plutón, el segundo planeta enano. Si nos seguimos alejando, existe una zona llamada *Cinturón de Edgeworth-Kuiper*, que es un enjambre con geometría de disco conformado por cuerpos de hielo. De esta zona provienen los cometas de período corto. Por último, en los confines del sistema solar, se encuentra una nube esférica de cuerpos helados que rodea a todo el sistema. De esta nube provendrían los cometas de período largo; representa el límite del sistema solar a una distancia aproximada de un año luz (es la distancia que recorre la luz en un año viajando a la velocidad de alrededor de 300 mil kilómetros por segundo).

Considerando esta división se observa que hacia el interior del sistema solar predominan materiales con puntos de fusión más altos (planetas del primer grupo) que en la parte más externa (planetas del segundo grupo) y por último cuerpos helados. Esto da una idea de que la temperatura habría desempeñado un papel muy importante en el proceso de su formación, ya que hoy vemos una progresión de cuerpos con menos hielos en el interior del sistema solar y cuerpos con más proporción de hielo en los confines.

4.- Perinolas planetarias

Otra pista para “armar el rompecabezas” proviene de la **órbita** y el **movimiento** de los planetas. Si pudiéramos ubicarnos lejos del Sistema Solar en un punto tal que, mirando el movimiento de la Tierra, viésemos que ésta se mueve a lo largo de una línea, hacia un lado y hacia el otro del Sol, pasando alternadamente por delante y por detrás del mismo, estaríamos ubicados en el mismo plano que la órbita terrestre. Este plano se denomina **eclíptica** (Figura 1.5). Además se vería que casi todos los cuerpos, excepto aquéllos de la Nube de Oort, orbitan en un plano muy similar a la eclíptica que, a su vez, es muy cercano al ecuador del Sol. Este hecho no podría ser casual ya que si los planetas fueran capturados, por ejemplo, tendrían cualquier otra órbita que no coincidiría con el ecuador solar.

Por otro lado, si se mira el sistema solar perpendicularmente al plano de la **eclíptica** y desde el polo norte geográfico terrestre, los planetas orbitan en sentido antihorario. Sin embargo, el sentido y el eje de rotación varían en cada cuerpo. Por ejemplo, Mercurio, la Tierra y Marte rotan en sentido antihorario, mientras que Venus lo hace en sentido horario (siempre mirando al sistema desde el norte geográfico terrestre). Entre los planetas externos, Urano es la anomalía ya que rota con un eje de aproximadamente 100° con respecto a la línea perpendicular al plano de su órbita. Se podría decir que, prácticamente, se mueve como si estuviera “rodando” sobre el plano de su órbita. Si todos los cuerpos se formaron a partir de un mismo evento, entonces, cabe preguntarse qué procesos hicieron que cada cuerpo adquiriera una rotación particular (Figura 1.6).

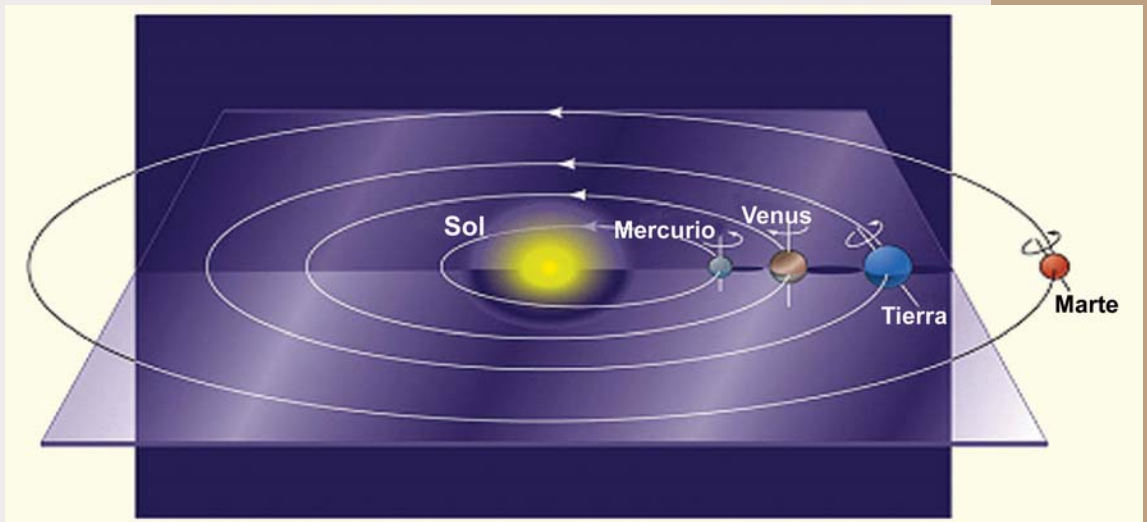


Figura 1.5. Todos los planetas orbitan muy cerca de un plano denominado eclíptica que corresponde con el ecuador solar.

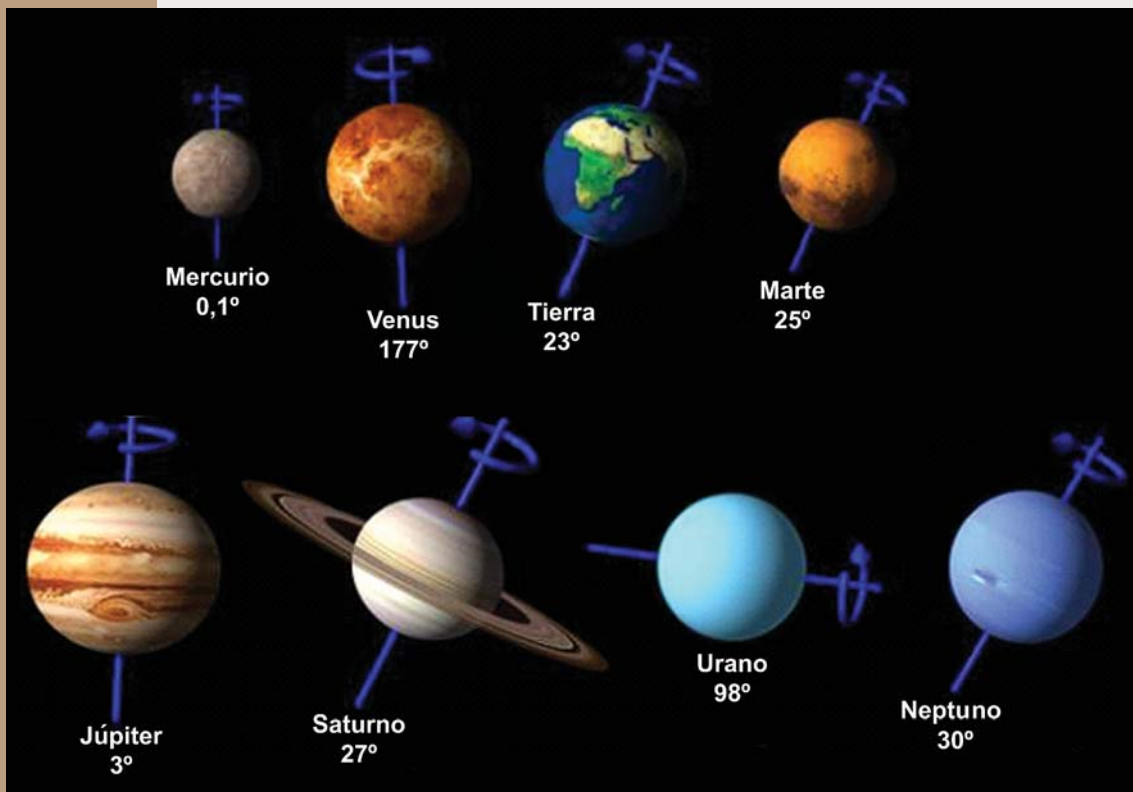


Figura 1.6. Todos los planetas presentan un eje de rotación particular heredado de los últimos eventos ocurridos en la formación del Sistema Solar. Todos excepto Venus, giran en sentido antihorario.

Una clave para explicar la rotación particular de cada cuerpo se puede encontrar en los **impactos meteoríticos** (Figura 1.7). Si observamos la superficie de los cuerpos sólidos en el Sistema Solar, vemos que, los cráteres de impacto, son un elemento común en todos ellos. Estas estructuras circulares con forma de bol son un proceso geológico que se origina cuando un objeto choca contra la superficie de un planeta o luna. Al observar la superficie de la Luna, notamos una gran cantidad de estas estructuras circulares oscuras; sin embargo, en la Tierra, sólo se conocen 150 estructuras de impacto. Si pensamos que la cantidad de impactos meteoríticos era mucho mayor en los inicios del sistema solar, cuando existían más cuerpos pequeños circulando, y que ya no es un proceso tan frecuente, podemos decir que aquellas superficies con más cráteres son más antiguas que las superficies con menos impactos.



Foto: Peter Bloomer

Figura 1.7. Impacto meteorítico en la Tierra denominado 'Barringer Crater' ubicado en Arizona presenta un diámetro de 1,3 kilómetros.

¿Será posible que la inclinación de los ejes de rotación de los planetas esté relacionada con grandes colisiones?

Como veremos más adelante, la respuesta es afirmativa.

Los **meteoritos** brindan muchísima información acerca de los orígenes del Sistema Solar. Gracias a ellos, por ejemplo, podemos saber que los materiales más antiguos del Sistema Solar tienen una edad de, aproximadamente, 4.567 millones de años, que se considera es la edad del sistema solar. Como mencionamos antes, existen tres tipos principales de meteoritos: metálicos, rocosos y una mezcla de ambos. Esta clasificación sería una evidencia del proceso de **diferenciación planetaria** (Figura 1.8). Esto significa que, a medida que los planetas se estaban formando, acumulaban calor. Este calor acumulado, como consecuencia del cambio de energía cinética en térmica, durante los impactos meteoríticos, y la acumulación de elementos radioactivos, permitió que los cuerpos de mayor tamaño alcanzaran una temperatura suficiente como para que los materiales se comportaran en forma plástica y fuera posible que se separaran en capas según su densidad, migrando los materiales más densos hacia el centro de rotación del planeta, mientras que los menos densos permanecieron en la superficie.

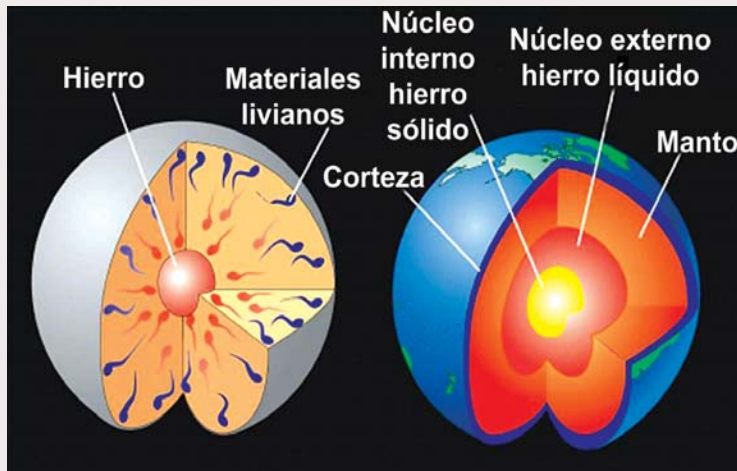


Figura 1.8. El proceso de diferenciación planetaria implica que los materiales más densos migran hacia el centro de rotación del cuerpo, mientras que los materiales menos densos son separados hacia la superficie.

Segundo Acto

5.- El principio del fin

Hacia el final del primer acto mencionamos algunos de los elementos que una teoría del origen del sistema solar debe explicar. Entre ellas, cuestiones de composición, parámetros orbitales y diferencias en tamaño. También comentamos que la teoría aceptada es la denominada *Teoría de la nebulosa solar*.

Esta teoría explica la formación del Sistema Solar a partir de una nube de gas

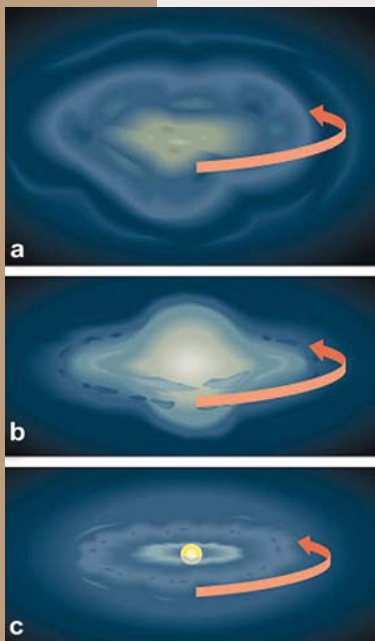


Figura 1.9. La nube de gas y polvo, a medida que rotaba, iba adquiriendo una geometría de disco donde las partículas sólidas se acumulaban.

y polvo que, debido a su gran tamaño, habría colapsado y habría dado lugar al nacimiento del Sol y de todos los planetas. Si bien esta teoría data del siglo XVIII, con el paso del tiempo y nuevas evidencias, se ha ido refinando hasta llegar a la versión que se acepta actualmente.

Este proceso, según la concepción actual, se divide en cuatro etapas.

La primera abarca desde el colapso de una nube de gas y la condensación de las primeras partículas sólidas hasta la formación de un disco de gas y polvo alrededor de una estrella incipiente. En este proceso de colapso, hay que imaginarse no sólo que el material se concentra en el centro de la nube, sino que se acomoda en un plano perpendicular al eje de rotación de la nube. Este hecho explicaría el porqué la mayoría de los cuerpos, particularmente los planetas, tienen órbitas cercanas al plano de ecuador solar, donde existía la mayor cantidad de material sólido. Además, en esta primera etapa, habría sido muy importante la temperatura de la Nebulosa ya que los diferentes materiales se habrían condensado en un orden particular a medida que se iban enfriando (Figura 1.9).

La segunda etapa representa el período de crecimiento, desde objetos como pequeñas rocas hasta planetesimales del orden del kilómetro de diámetro. Este proceso aún se desconoce. No está claro qué fuerzas actúan para que, partículas del orden de los centímetros, que poseen una masa y velocidad ya importantes, queden adheridas en los impactos y no se destruyan mutuamente. Una posibilidad es que, en ciertas partes del disco protoplanetario, la densidad de material fuera suficientemente alta para que “colapsaran” gravitacionalmente (Figura 1.10).



Figura 1.10 El colapso gravitacional implica una densidad de masa tan grande que el material se comprime por su propia gravedad.

La tercera etapa consiste en el proceso de colisión de los planetesimales, que representan cuerpos desde 1 kilómetro a 1.000 kilómetros de diámetro. Esta etapa es más conocida. Una vez que los cuerpos alcanzan un tamaño significativo de, aproximadamente, varios kilómetros de radio, comienza a tener importancia un proceso llamado **fricción dinámica**. Esto significa que los cuerpos de mayor radio y densidad son frenados por el gas y polvo circundante, haciendo que los cuerpos de mayor tamaño adquieran órbitas coplanares y circulares. Lo que pudo haber resultado que más cuerpos de mayor tamaño estén en una misma órbita. Sumado a este proceso, existe otra denominada **concentración gravitacional**. Este proceso implica, por un lado, que los cuerpos de mayor tamaño poseen una mayor área y gravedad, capaz de atraer mayor cantidad de cuerpos. Además, los cuerpos de menor velocidad son más propensos a ser atraídos entre sí. A estos dos procesos sumados se los denomina **crecimiento descontrolado**, ya que durante esta etapa los cuerpos que adquieren un tamaño mayor que el resto, comienzan a acelerar su crecimiento y así, los planetesimales de mayor tamaño habrían crecido más rápido y a expensas de incorporar el material que los rodeaba (Figura 1.11).

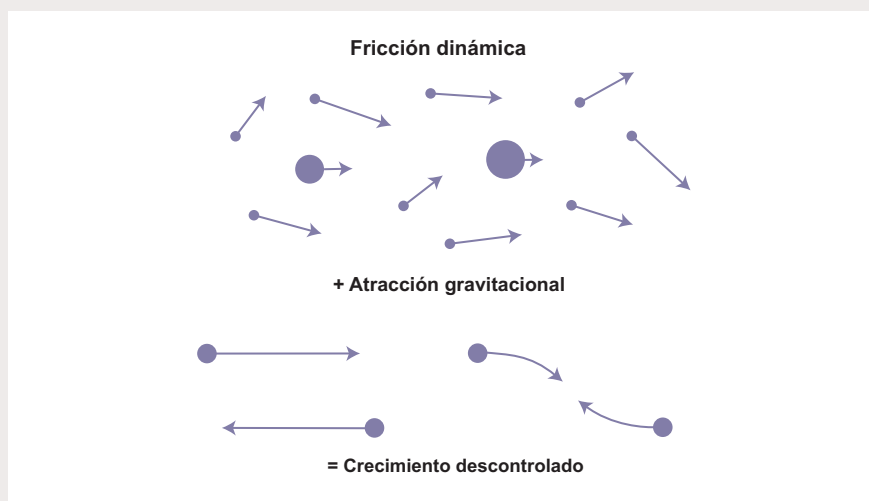


Figura 1.11. Una vez que los cuerpos sólidos adquirieron un tamaño importante comenzaron a actuar dos procesos simultáneos llamados Fricción dinámica y concentración gravitacional que, sumados, favorecen que los cuerpos mayores crezcan más rápido y no permitan que los menores sigan creciendo.

Finalmente, la última etapa está caracterizada por grandes colisiones con la consecuente formación de cuerpos de entre 0,01 y 0,1 de la masa terrestre, llamados embriones planetarios. Durante esta última etapa de formación del sistema solar, el disco protoplanetario es despejado, ya sea porque los cuerpos pasan a formar parte de un planeta, o bien son expulsados a órbitas erráticas y hacia el exterior del sistema. Este período que habría abarcado unas decenas de millones de años habría sido de vital importancia en la construcción final de cada planeta. Las grandes colisio-

nes finales provocaron que, cada planeta, adquiriera un eje de rotación particular como se mencionó anteriormente. Mencionamos al principio que, uno de los elementos que se deben considerar para que un cuerpo sea llamado *planeta*, es que haya “barrido” su vecindario planetario. Esto significa que, en esta etapa final, los cuerpos, en determinadas órbitas, adquirieron un tamaño suficientemente grande impidiendo que se formara otro planeta en las inmediaciones. Esto puede haber ocurrido porque, o bien el planeta incorporó el material a su alrededor o porque perturbó a los cuerpos menores, de forma tal que pudieron ser enviados hacia otras órbitas.

La Tierra habría surgido en este escenario. A partir de una nube de gas y polvo que colapsó en un disco protoplanetario, habría comenzado a formarse en una zona que promediaba los 150.000.000 de kilómetros (1 unidad astronómica) inicialmente a partir de la condensación y formación de condritos que se acrecieron entre sí. La mayor parte de su masa (65%) habría sido acrecionada en los primeros 10 millones de años luego del proceso de **crecimiento descontrolado**, con materiales que se incorporaron desde más de 2 unidades astronómicas de distancia. Durante el período final de acreción, cuando la proto-Tierra poseía alrededor del 90% de la masa actual, sufrió la colisión de un cuerpo llamado “Theia” que luego dio lugar a la Luna.

Como se desprende de los párrafos anteriores la formación del sistema solar es un continuo de eventos entrelazados. Por lo tanto, es difícil establecer una fecha puntual. Anteriormente se mencionó que la edad era de 4.567 millones de años. Sin embargo, es, simplemente, la edad más vieja de uno de los primeros materiales sólidos en condensar, hallado hasta la actualidad en un meteorito. Por otra parte y, en comparación con este lapso mencionado, se calcula que todo el sistema solar, en particular la Tierra, habría adquirido la estructura actual en tan sólo, aproximadamente, 40 millones de años (Figura 1.12)

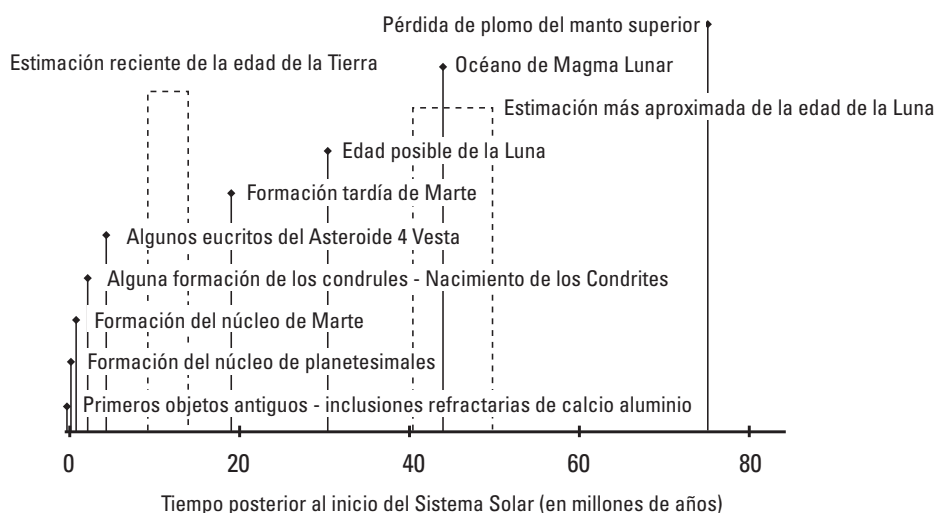


Figura 1.12. Evolución de los primeros 80 millones de años del sistema solar

La Dinámica del Interior Terrestre

La composición de la Tierra y los estados de la materia que la componen, a partir de observaciones directas y métodos geofísicos. La forma en la que se propagan las ondas sísmicas. El campo magnético terrestre, su origen y su relación con la dinámica interna terrestre, la vida, la atmósfera. Técnicas modernas que muestran el destino de los fondos oceánicos en el interior terrestre; zonas calientes y frías y el desplazamiento de los materiales.

Apertura

Hasta hace unos 30 años sabíamos menos acerca de lo que yace bajo nuestros pies que acerca de las estrellas y su orden. Empezamos lentamente a entender el ritmo cardíaco de nuestro planeta a través de su minuciosa auscultación. Día a día conocemos su temperamento, sus cambios de comportamiento a través del tiempo, su regularidad y su niñez. Inclusive nos atrevemos a aventurar cómo evolucionará en su madurez y su vejez. Los más audaces creen saber también de qué causa morirá y el año de su deceso. Nuestro planeta está siendo vertiginosamente entendido como nunca antes lo había sido. Nuestras generaciones son testigos privilegiados de esta revelación.

¿Qué ha conllevado a este avance en el conocimiento de la dinámica terrestre de los últimos años?

Algo de lo que se necesitaría otro libro: de los grandes avances tecnológicos perpetrados en los últimos 50 años. La tecnología ha permitido observar el interior terrestre casi como si lo hubiéramos hecho con nuestros propios ojos. La forma en la cual se estira un resorte, oscila un péndulo o gira una aguja imantada, ha permitido inferir y hasta observar el ritmo interno de nuestro mundo.

Primer Acto

El Problema

Un volcán arroja al aire una nube de gas que asciende hacia la atmósfera. Una hora después un flujo de lava desciende desde su cráter hacia la superficie del mar. El estado de la materia que caracteriza el interior terrestre ha sido motivo de constante discusión a lo largo de los siglos. El material que eyecta



Figura 2.1. Volcanes en erupción. Si bien de los volcanes la Tierra emana lava (roca fundida) no significa que el interior esté en estado líquido.

un volcán, sabemos hoy, no es representativo del estado promedio de la materia que encierra nuestro mundo (Figura 2.1).

¿Cómo podríamos explorar las propiedades y composiciones de los materiales bajo la superficie terrestre?

Si quisiéramos entender el estado de la materia que se encuentra en las profundidades, la primera aproximación que ensayaríamos, es la de un simple pozo. El pozo más profundo en la Tierra ha llegado aproximadamente a los 13 kilómetros y, si bien la temperatura y las presiones han aumentado hacia abajo, la materia se ha mantenido en estado sólido, lejos del estado de la materia que eyecta un volcán. La tecnología actual no ha permitido perforar más profundamente, debido a las grandes presiones que aplastan y cierran la abertura generada. Los pozos que se ensayan en la superficie terrestre, cientos de miles, sean para buscar agua, gas o petróleo, han mostrado, en el ciento por ciento de los casos, que la tierra por debajo de nuestros pies, se encuentra en estado sólido. De todas maneras 13 kilómetros de aproximación frente a 6.371 km de radio terrestre no constituyen una muestra sustancial y representativa. Los pozos entonces no parecen ser la solución a nuestro problema.

Un japonés hace 2.000 años dejó caer una taza de té al ver explotar un volcán desde la ventana de su dormitorio. Tanto el volcán al explotar, como la taza de té al estrellarse contra el piso, provocaron una perturbación en el interior terrestre que viajaría una distancia proporcional a su magnitud. La vibración producida por la taza de té quizás haya sido escuchada por una japonesa en la habitación vecina pero no por una mariposa en la puerta de la casa que se situaba cruzando la calle, ya que la perturbación es muy pequeña. En cambio, la gran vibración producida por la explosión volcánica, seguramente, viajaría miles de kilómetros en el interior terrestre debido a su mayor magnitud. Esta magnitud se iría atenuando de todas formas con la distancia a su origen. Así como el oído de la japonesa captó la vibración de la caída de la taza, otros dispositivos, extremadamente sensibles, fruto de la genialidad del hombre, podrían captar las vibraciones volcánicas y rescatarlas de los confines terrestres.

1.- Hacia el mar de hierro interior (o los sapos engullen esferas).

En China, un curioso dispositivo, logró percibir la explosión de aquel volcán mencionado en la sección anterior. Un aparato central sostenía unas bolitas de metal por sobre una cierta altura del piso (**Figura 2.2**). A sus pies, equiespaciados y rodeando la estructura central, una serie de sapos finamente esculpidos con sus bocas abiertas miraban hacia lo alto, expectantes en el silencio de una sala inmóvil.

El temor producido por la explosión del volcán japonés, derribó una de las bolitas que se introdujo en la boca de uno de los sapos. Un chino viejo se acercó al dispositivo, levantó la bolita caída y miró hacia el este, siguiendo la mirada del sapo con la certeza de que en esa dirección algo había producido un temer. Desde aquel viejo prototipo y, siempre motivado por aquella antigua preocupación de determinar la dirección desde la cual un temer se había producido, el hombre ha ideado nuevas formas de medir el sitio de origen y la magnitud de los temores, basándose en el movimiento sutil de un resorte u otros dispositivos similares. Actualmente, los terremotos son medidos por sismógrafos que registran los tiempos de arribo de las diferentes perturbaciones o temores. Necesitamos al menos 3 de ellos para determinar, a partir del trazado de círculos con radios proporcionales a los tiempos de arribo, la ubicación aproximada, en superficie, de la localización en profundidad de un temer (**Figura 2.3**).

Los cocodrilos sostenían, en forma inestable, una bolita que dejaban caer hacia la boca de los sapos, ubicados alrededor de la estructura central en función de la dirección en la cual el terreno vibraba, indicando así la ubicación de la fuente del temer.



Figura 2.2. Antiguo sismómetro de 2.000 años de edad ideado en China.

Un domador, 2.000 años más tarde, descendiente del chino propietario del complejo sistema descrito anteriormente, toma un látigo de un extremo y lo agita de arriba hacia abajo. Así se produce una onda que avanza hacia el extremo del látigo. Un impulso se ha transmitido a través de un medio, en este caso un látigo o una soga, sin necesidad de que el material se haya desplazado, cuando comparamos el momento anterior al movimiento y el posterior. De hecho no lo ha hecho, cada punto de la cuerda se encuentra en el mismo sitio respecto de los demás en comparación con el momento anterior al que el domador se dispusiera a domar a su león. La forma en la cual este impulso se ha transmitido ha sido peculiar: los puntos de la cuerda se han desplazado hacia arriba y hacia abajo en forma perpendicular a la dirección en la cual el impulso transitó. Esta particular forma en la cual un medio se deforma instantáneamente para recobrar su forma previa y así transmitir un impulso o energía se denomina onda transversal (Figura 2.3).

Al producirse un temblor, sea éste de origen volcánico o no (inclusive la vibración producto de la caída de la taza de té) parte de la energía producida, se transmite como aquella que transitó por el látigo desde un extremo a otro. Otra parte de la energía producida se transmite tal como en un resorte, produciendo desplazamientos en el material hacia delante y hacia atrás, siempre en forma paralela a la dirección, en la cual, se transmite el impulso. Este tipo de perturbaciones se denominan **ondas longitudinales** (Figura 2.3).

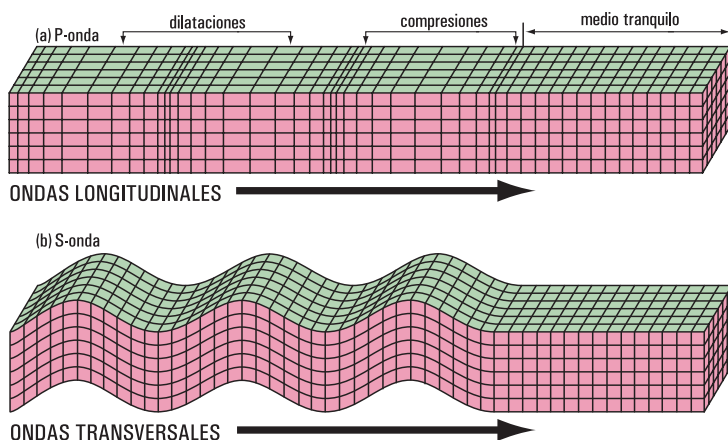
Necesitamos al menos 3 sismómetros, ubicados en diferentes puntos de la superficie terrestre, para determinar a partir del trazado de círculos con radios proporcionales a los tiempos de arribo, la ubicación aproximada en superficie de la localización en profundidad de un temblor (Figura 2.4).

Las ondas longitudinales viajan más rápido que las transversales. La velocidad de las ondas longitudinales depende, directamente, de la rigidez de los medios en los cuales se transmiten y de cuán compresibles son estos, mientras que la velocidad de las ondas transversales depende de la rigidez. Al carecer un medio de alta rigidez, la velocidad de cualquier perturbación que se transmita en el mismo, sea esta longitudinal o transversal, tiende a disminuir. Un medio con nula rigidez, como es un líquido, provoca una drástica caída en la velocidad de las ondas longitudinales y una

total anulación de las ondas transversales. Además la velocidad, tanto de las ondas transversales como longitudinales, disminuye cuanto más densos sean los medios en los cuales se transmiten: un resorte formado por un material pesado se deforma más lentamente que uno liviano.

Figura 2.3. Formas en las cuales se transmite la energía en el interior de la Tierra, originada a partir de un temblor. Ambas perturbaciones dependen de la rigidez de los medios e, inversamente, de la densidad del medio en el que se propagan

ONDAS SÍSMICAS



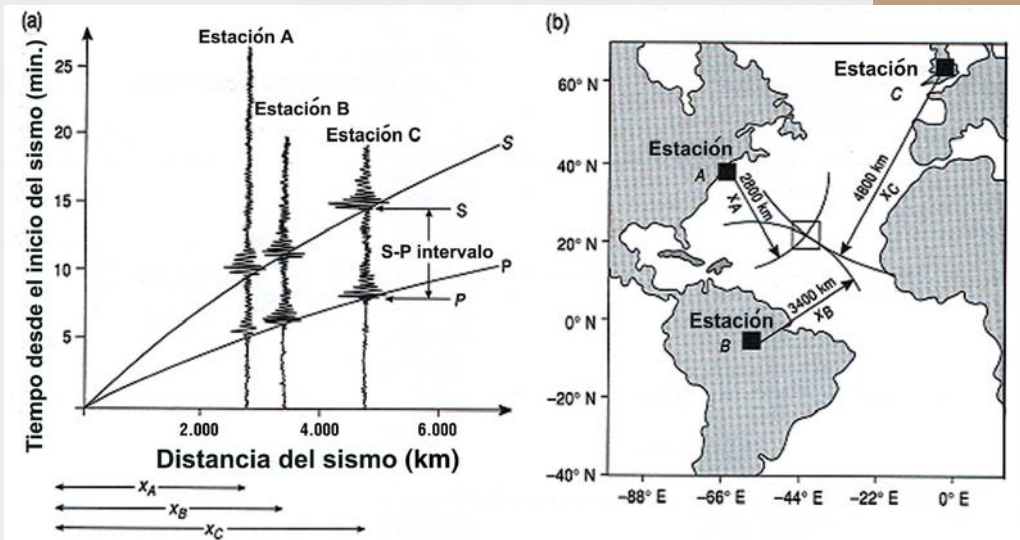


Figura 2.4. a) Registro de tres sismómetros de la llegada de dos perturbaciones (tremores).

Nótese que el tiempo que separa la llegada de las mismas es variable, indicando que la estación de medición, en la cual el tiempo es mínimo, es la más cercana al origen del temblor. La primera perturbación corresponde a la llegada de las ondas longitudinales (ondas P) (más rápidas), mientras que la segunda, a las transversales (ondas S). b) Trazado de tres arcos de circunferencia con centro en las tres estaciones de medición ejemplificadas en a); los radios de los círculos corresponden a los tiempos de llegada de las ondas longitudinales (primera perturbación) y su intersección indica el área bajo la cual se generó el temblor en cuestión.

Al estudiar la forma en la cual varían las velocidades de las ondas transversales y longitudinales en el interior terrestre, surge que existe una tendencia general a que éstas aumenten con la profundidad (Figura 2.5), no sin experimentar crisis bruscas, de las cuales suelen recuperarse a más profundidad. Las rocas en profundidad son más densas debido a que se encuentran comprimidas y aplastadas por el peso de la columna de rocas suprayacentes, lo cual les provoca una disminución de volumen, por lo cual la velocidad de las ondas que se propagan en las mismas debiera disminuir. Sin embargo el empaquetamiento (apelmazamiento) debido al peso de estas rocas, confiere en las rocas profundas otras propiedades mecánicas que las convierten en más rígidas e incompresibles. Estas características provocan que en última instancia la velocidad de las ondas transversales y longitudinales aumente con la profundidad.

De todas las crisis que experimenta este aumento implacable de las velocidades de las ondas sísmicas con la profundidad, existe una, a partir de la cual, las ondas transversales pierden expresión, extinguiéndose. A los 2.900 kilómetros de profundidad el terreno, bajo nuestros pies, ya no puede vibrar transversalmente tal como la hacía el látigo de un domador y, la única razón que pueda ser ello es que ese material, por debajo de los 2.900 kilómetros, se encuentra en estado líquido, ya que estas ondas no se propagan por medios líquidos.

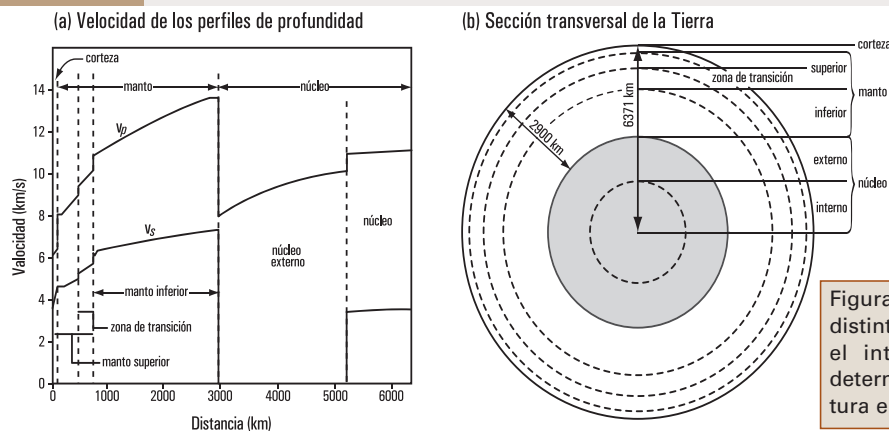


Figura 2.5. Evolución de las distintas perturbaciones en el interior de la Tierra y determinación de la estructura en profundidad.

Nótese que tanto las ondas longitudinales (P) como transversales (S) experimentan un aumento en velocidad hasta una profundidad aproximada de 2.900 kilómetros. Allí las ondas transversales se extinguen, mientras que las longitudinales luego de una crisis en velocidad se recuperan, lentamente. El aumento de velocidad hasta los 2.900 kilómetros se interpreta fruto del aumento de rigidez de los medios que atraviesan, producto de la compactación de las rocas profundas por el peso de columna de roca suprayacente. La crisis experimentada a 2.900 kilómetros se interpreta como la presencia de un medio líquido con una densidad correspondiente a una aleación metálica de hierro y níquel.

La composición de ese líquido dista de la de cualquier líquido natural conocido en la faz de la Tierra. La permanencia de ondas longitudinales, por debajo de los 2.900 kilómetros, permite inferir la densidad de este medio líquido. Ciertamente no se corresponde con la del agua e, incluso, es más densa que la de la lava de un volcán. La gran esfera líquida que yace bajo nuestros pies a partir de una profundidad de unos 2.900 kilómetros posee una densidad cercana a la de aleaciones metálicas de hierro y níquel. Desde nuestros océanos superficiales y en dirección hacia el centro de la Tierra la siguiente porción en estado líquido corresponde a este medio metálico al que se ha denominado núcleo terrestre.

2.- El caparazón invisible

El viento solar, partículas cargadas energéticamente emitidas desde nuestra estrella más cercana, habría eliminado, por completo, nuestra atmósfera y, por lo tanto, la vida a no ser por el efecto reflector de un escudo planetario, un campo magnético que ha oficiado de esfera invisible y ha guardado nuestros ecosistemas celosamente. Ese campo magnético se ha generado por efecto de la circulación de corrientes eléctricas que lo han inducido, en forma similar a como funciona un electro imán (Figura 2.6).

El único sector de la Tierra que cuenta con cantidades apreciables de materiales conductores que podrían inducir el campo magnético, es el núcleo terrestre. Otros planetas, como Marte, poseen núcleos metálicos, sin embargo no poseen campos

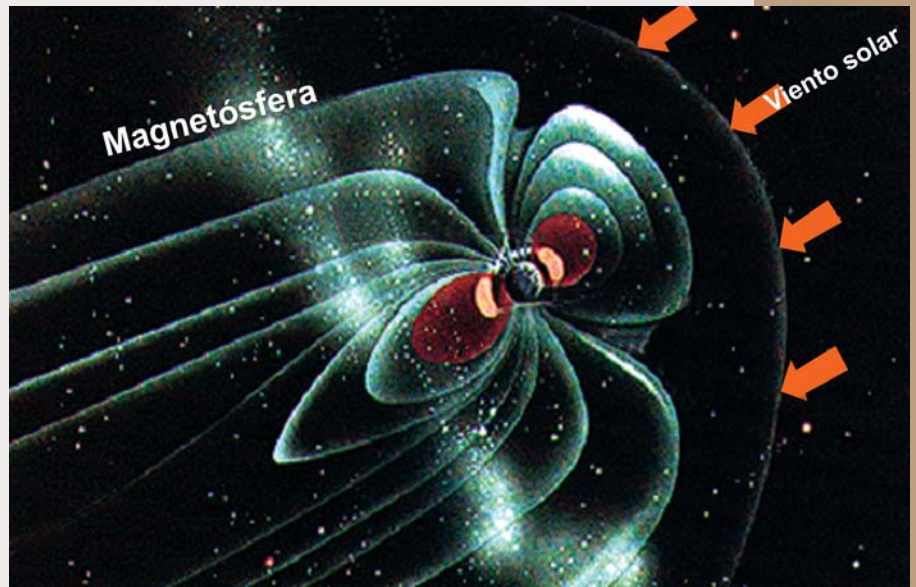


Figura 2.6. El campo magnético terrestre producto de la circulación de materiales conductores por debajo de la profundidad de 2.900 kilómetros y su rol en la protección de la atmósfera y la biosfera por parte del viento solar.

magnéticos. La razón de la existencia de nuestro escudo magnético reside en que nuestro núcleo posee gran parte de su volumen en estado líquido, siendo posible su circulación. De esta manera se generan allí corrientes eléctricas que inducen el campo magnético. Es cuestión de tiempo para que el enfriamiento paulatino de la Tierra conduzca al congelamiento de su núcleo y será allí, cuando el ángel de la guarda de lo que quede de la vida para ese entonces, abandone para siempre a nuestros descendientes.

Segundo Acto

3.- Los océanos perdidos

Una historia repetida, pero que es justicia contar, narra las vicisitudes de un tal Wadati que estudiaba la disposición de los terremotos en profundidad. Este científico halló, alrededor del año 1920, a partir de la comparación de registros medidos de temores, en distintos sismógrafos, que sus fuentes se alineaban describiendo planos inclinados de cientos de kilómetros de largo que se hundían en el interior terrestre. Un tal Benioff, que realizaba investigaciones paralelas, publicó los resultados en forma previa en 1952 y **el tal Wadati desalentado y rendido abandonó la sismología y se convirtió en payaso de circo. No sabemos a ciencia cierta la calidad de payaso que Wadati encarnó, pero probablemente haya sido impecable dada la rigurosidad de sus investigaciones científicas.** Este descubrimiento ha sido uno de los que ha tenido más profunda significancia para el entendimiento de la dinámica terrestre (el de que ciertos sismos se alinean describiendo planos). (Figura 2.7).

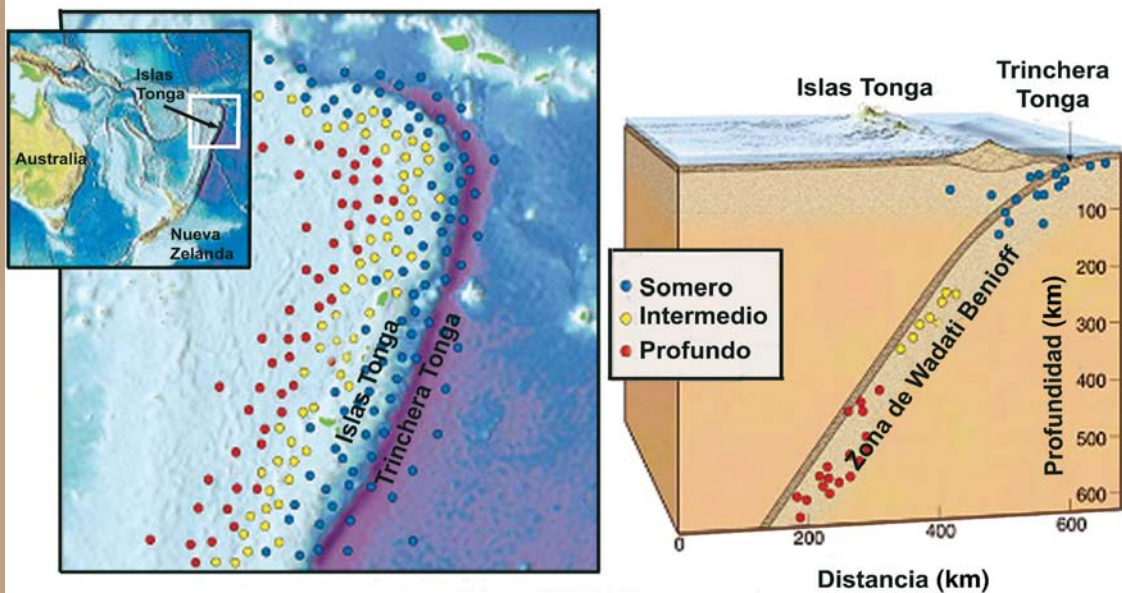


Figura 2.7. Zona de Wadati-Benioff. El alineamiento de tremores, siguiendo una geometría planar por debajo de ciertos bordes continentales, indica el proceso de inserción de fondos oceánicos (subducción de un fondo oceánico) hasta profundidades de, al menos, 500 a 700 kilómetros.

Esos terremotos, cuyas posiciones describen planos inclinados, se desarrollan a partir de los bordes de algunos continentes y son interpretados como producto de la fricción ocurrida ante el deslizamiento del fondo oceánico adyacente y las rocas que lo circundan por arriba y por debajo en profundidad (Figura 2.8).

Ciertos fondos oceánicos, entonces, parecen “caerse” por debajo de algunos bordes continentales, hasta profundidades de 700 kilómetros. Reflexionemos, profundamente, acerca de ello, antes de percibir información extra.

Estamos en la antesala de la revelación, más increíble, acerca de la dinámica de nuestro planeta. Pero, por un momento, dudemos de este disparate.

¿Qué locura es ésta de asumir, tan libremente, que algunos bordes continentales succionan fondos oceánicos y los desplazan cientos de kilómetros en profundidad?

Veamos otra técnica alternativa para analizar este problema desde otra perspectiva. Habíamos visto en la figura 2.5 que las ondas sísmicas experimentaban, en sus primeros 2.900 kilómetros de viaje hacia el interior terrestre, un aumento progresivo en sus velocidades, sólo, localmente, interrumpido. Estamos en condiciones ahora de decir que la estructura en capas para la Tierra, correspondiente a la figura 2.4, es una burda aproximación. Cada uno de esos medios diferenciados, a partir de la variación de velocidades de ondas sísmicas, es altamente heterogéneo. Veamos cómo se comportan, lateralmente, estos medios de acuerdo a su velocidad. La figura 2.8 nos muestra que la velocidad de las ondas

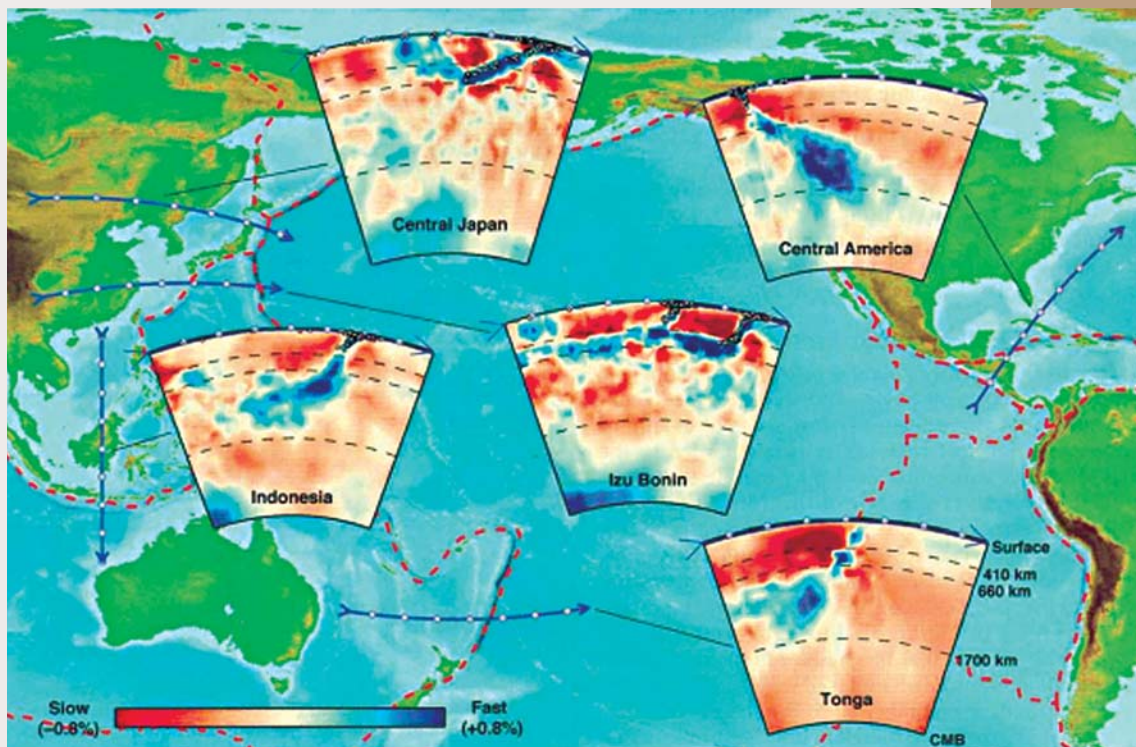


Figura 2.8. Tomografías sísmicas de las zonas de subducción asociadas a los bordes del océano Pacífico (modificado de Bass y Paris, 2008).

sísmicas no es constante para una dada profundidad, de tal manera que, aquella variación de velocidades ejemplificada en la figura 2.5 debe ser tomada, tan sólo, como un promedio general.

Miremos la figura 2.8 en detalle. Las zonas rojas indican materiales rocosos, en los cuales, las ondas sísmicas se desplazan, levemente, más lentas que el promedio, expresado en la figura 2.5 y, las zonas azules, indican lo contrario: medios rocosos en que las ondas son más rápidas. Sabemos que la velocidad de las mismas depende básicamente de la rigidez de las rocas y que ésta es función, entre otras cosas, de la temperatura, cuanto más frías, para una misma composición, más rígidas. Estas imágenes bidimensionales del interior terrestre que reflejan variaciones en las velocidades de las ondas sísmicas y, por lo tanto, de la temperatura, se denominan tomografías sísmicas e, indican, cuerpos de contrastante temperatura que se encuentran en contacto. La única forma, en la cual, dos zonas en contacto pueden mantener temperaturas distintas, es suponer que han interactuado “recientemente” de otra manera sus temperaturas y ya se habrían homogeneizado. De esta forma, las zonas azules (frías) que describen planos inclinados por debajo de los continentes que rodean el Océano Pacífico (Figura 2.8), son interpretadas como fondos oceánicos que se han introducido en el interior terrestre y que, dada la velocidad de este proceso, aún no han tomado la temperatura del medio en el cual se desplazan. Así las zonas frías

Nótese, en azul, zonas en las cuales las ondas sísmicas son relativamente más rápidas, indicando que material más frío (más rígido) ocupa el lugar de material más caliente (menos rígido). Las zonas frías han sido interpretadas como zonas de subducción de fondo oceánico por la correspondencia existente con las zonas de Wadati-Benioff.

halladas en los bordes continentales de las tomografías sísmicas, describen el mismo fenómeno que las zonas de Wadati-Benioff, lo que ha llevado, a la gran mayoría de la comunidad científica, a aceptar, inicialmente, con cierto estupor, que ciertos fondos oceánicos se pierden en el interior terrestre.

Esta asunción desencadena otra serie de inferencias, como la de que una isla cualquiera ubicada en el centro de un océano tiene que acercarse hacia el borde continental, en el cual, un fondo oceánico se introduce; y una hipótesis aún más audaz, en la que los continentes separados por un océano, al ser éste “consumido”, pueden chocar. No es nuestra intención que, a esta altura de los acontecimientos, infieran qué pasaría ante tal escenario, sólo especulen acerca de ello hasta el próximo capítulo.

4.- Ríos y cataratas de roca bajo nuestros pies

Cuando calentamos un recipiente lleno de agua, al cabo de un tiempo, el líquido que se encuentra, directamente, por sobre el foco calórico, empieza a ascender. Si pudiéramos observar este fenómeno en un recipiente transparente vemos que, efectivamente, la zona central del líquido asciende hasta llegar al tope y allí se desplaza, lateralmente, en forma radial hacia los bordes del recipiente en donde descende hacia el fondo. El fenómeno es simple: El material ubicado por encima del fuego se calienta más que el ubicado en la periferia del recipiente y así pierde densidad por expansión molecular. Esa baja en densidad, provoca que ascienda, tal como lo hace un líquido de menor densidad en contacto con otro de mayor densidad, por ejemplo el agua y el aceite. Al alcanzar el líquido de menor densidad la superficie, es empujado hacia los bordes del recipiente por efecto de nuevo líquido caliente que asciende en el sector central. Al llegar a la periferia del recipiente el líquido se enfría y por lo tanto recupera la densidad original que lo transporta, nuevamente hacia abajo.

De esta manera se desarrollan las denominadas corrientes convectivas, en las cuales, material caliente asciende hasta enfriarse y nuevamente caer, para, nuevamente, calentarse. Este dispositivo parece ser una buena aproximación de la forma en la cual el interior de la Tierra, hasta una profundidad de 2.900 kilómetros se comporta. Habíamos visto en las tomografías sísmicas de la figura 2.8 que, sectores más fríos, entraban en contacto con sectores circundantes más calientes. El hecho de estar más fríos, implicaría que están condenados a “hundirse” hacia las profundidades hasta que se calienten y su temperatura alcance, o supere, al medio que los contiene. Así como se distinguen, en ciertas tomografías sísmicas, zonas anómalamente frías, también, pueden distinguirse zonas anómalamente calientes. Generalmente en zonas centrales a algu-

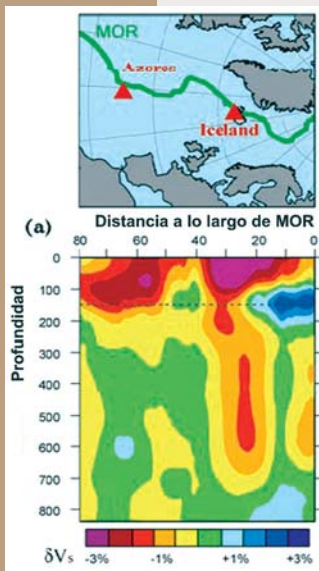


Figura 2.9. Tomografía sísmica en el Océano Atlántico Norte, en donde se distingue una zona en la cual las velocidades de las ondas sísmicas son más bajas que el promedio para dichas profundidades y, por lo tanto, allí las rocas debieran encontrarse, relativamente, más calientes.

nos grandes océanos tal como el Atlántico (**Figura 2.9**), Pacífico e Índico, zonas más o menos verticales, a juzgar por las velocidades de las ondas sísmicas, se ubican por debajo del fondo marino y, eventualmente, en coincidencia con una gran isla volcánica o un conjunto de ellas. Estas zonas son interpretadas como producto de material anómalamente caliente que, dada su baja densidad, se encontraría en ascenso hacia la superficie. Ellas pueden ser homologadas a los sectores centrales de los recipientes, anteriormente descritos, mientras que las zonas frías a sus periferias. En gran medida, las zonas centrales de los grandes océanos son zonas en las cuales, el material rocoso profundo, asciende dada su baja densidad para transportarse, lateralmente, bajo los fondos marinos hasta alcanzar una zona de subducción, en la cual, retoman su viaje hacia las profundidades. Este esquema implica una fuente de calor profunda y un ciclo continuo de circulación del material profundo, describiendo “celdas” de convección en forma similar a los remolinos que describe un líquido al calentarse desde su sección inferior. Esto merece ser explicado a la luz del comportamiento de la cáscara más superficial de la Tierra.

¿Qué procesos superficiales se asocian al escape de un fondo oceánico en profundidad? ¿Qué sucede, superficialmente, en los sectores en los cuales las rocas profundas emergen hacia la superficie?

En el próximo capítulo se analizarán esas cuestiones.

La Tectónica de Placas

Generación del fondo oceánico y una introducción a las rocas volcánicas. Los rifts intracontinentales y el nacimiento de los fondos oceánicos. Las zonas de subducción y las fuerzas que provocan el desplazamiento de las masas continentales y los fondos oceánicos. Los arcos volcánicos. Las fajas plegadas y corridas. Las zonas de colisión. Las plumas y la dinámica del manto. Movimientos verticales vs movimientos horizontales. La formación de supercontinentes y su fragmentación.

Apertura

La configuración actual de los continentes es una imagen instantánea de un proceso continuo que comenzó, prácticamente, con la formación de la Tierra. Hay evidencias que desde hace 3.800 millones de años los continentes se desplazan y mueven uno con respecto a otro acercándose y separándose entre sí. Hoy se entiende este proceso gracias a la teoría de la Tectónica de Placas. Los planetas tienen varias opciones para liberar su calor interno. La Tierra eligió la tectónica de placas. El calor asciende desde el interior en forma de material caliente que es disipado en sitios llamados 'dorsales', luego se enfría y vuelve a hundirse en el interior en las llamadas 'zonas de subducción'. Así la mayor parte del calor interno de la Tierra es liberado a través de este mecanismo cíclico.

Primer Acto

El Problema

Las observaciones que conllevarían al desarrollo de la Teoría de Tectónica de Placas datan de al menos 500 años. A finales del siglo XVI, Sir Francis Bacon observó que la líneas de las costas del continente americano y africano tenían formas similares que se podían hacer encajar. Sin embargo, no fue sino hasta principios del siglo XX que Alfred Wegener, naturalista alemán, presentó una síntesis de esas similitudes y otros caracteres comunes entre ambas márgenes, en una teoría del movimiento de los continentes. Además de la similitud entre las costas, Wegener mostró evidencias geológicas y paleontológicas, como la aparición de fósiles similares en ambos continentes. Sin embargo su teoría no fue bien recibida por la comunidad científica de entonces. Pocos apoyaban su idea, Alexander Du Toit de Sudáfrica y Arthur Holmes en Inglaterra fueron algunos y ambos aportaron evidencias paleon-



*Alfred Wegener
(1880-1930).*

tológicas y geodinámicas complementarias. Holmes, por ejemplo propuso que la convección en el manto era la fuerza motora de las placas. El principal problema que enfrentaba la teoría de Wegener era que en ella se suponía que los continentes se desplazaban sobre el fondo oceánico. Esto era físicamente imposible debido a la fuerza de rozamiento que se desarrollaría entre las dos placas. El quiebre a favor de la teoría de la deriva de los continentes llegó a mediados del siglo XX con las primeras exploraciones batimétricas de detalle llevadas a cabo en el Océano Atlántico, que tenían como objeto el estudio de la edad y la profundidad del fondo oceánico. En esas investigaciones se conoció la topografía del fondo oceánico en detalle descubriéndose enormes cordilleras sumergidas en el centro del océano que, hoy en día, se conocen con el nombre de dorsales centrooceánicas. La comprensión moderna de la teoría de la Tectónica de Placas esta basada en gran medida en cuatro datos u observaciones del suelo oceánico surgidas en aquella instancia:

- la batimetría (profundidad de fondo oceánico),
- la edad del suelo oceánico,
- la información magnética del suelo oceánico,
- los terremotos.

A continuación veremos qué información aporta cada uno de ellos.

1.- La ausencia de uniformidad del fondo oceánico

Como ya se mencionó anteriormente, los fondos de los océanos, lejos de ser uniformes, presentan variaciones de alturas de hasta 6 kilómetros. Sin embargo, existe una cierta regularidad en cuanto a cómo están distribuidas estas distintas alturas. En general en el centro de los océanos se ubican altas cordilleras submarinas que alcanzan 2 km de altura, denominadas las dorsales centrooceánicas. Por otra parte, las zonas más profundas del océano se encuentran alejadas de las dorsales y, en ciertos casos, cerca del borde de los continentes (Figura 3.1).

En la década del 80, gracias al submarino de investigación Alvin, se comprobó que estas cordilleras submarinas ubicadas en las zonas centrales de los océanos eran lugares muy activos desde puntos de vista

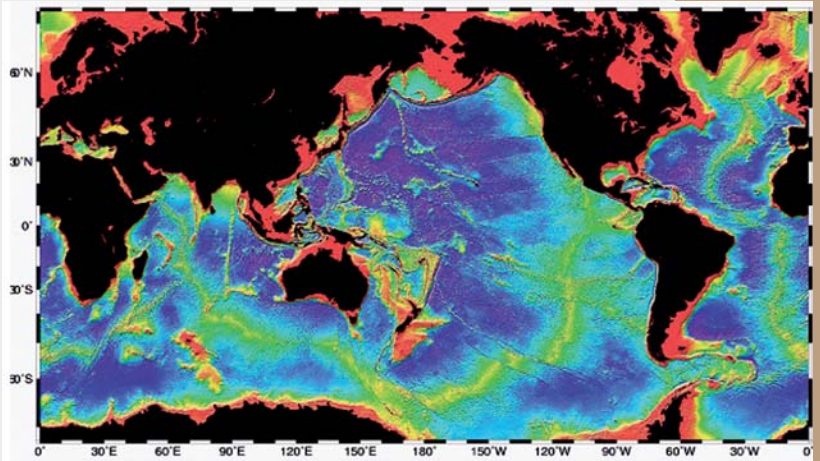


Figura 3.1. Mapa batimétrico del fondo oceánico (relieve del fondo oceánico). Las zonas rosadas a verdes son las más elevadas mientras que las zonas azul violáceo representan profundidades que alcanzan más de 6 km.

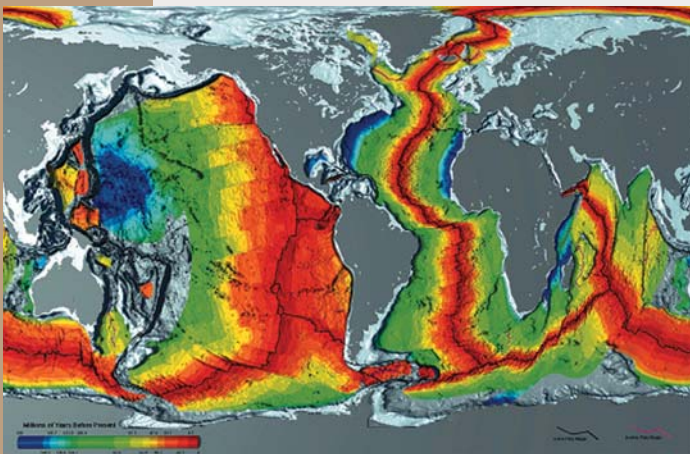
geológicos y biológicos. Se descubrió que no sólo estaban formadas por cadenas de volcanes alineados sino que son habitadas por numerosas comunidades de organismos.

2.- El tiempo perdido

Para medir la edad de ciertas rocas se utilizan métodos radioactivos. Algunos elementos, como el uranio, o el carbono 14 funcionan como relojes de tiempo, ya que se es posible conocer cuánto tardan en desintegrarse, y así se puede saber cuándo se formó una roca que contenía a dicho elemento. A esta metodología de obtener la edad de una muestra de roca se la conoce como 'datación'. Las primeras muestras del fondo oceánico fueron datadas por este método. Los resultados de las dataciones mostraron que las rocas muy cercanas a las dorsales centrooceánicas eran muy jóvenes mientras que las rocas más alejadas más antiguas. Sobre las dorsales las rocas se están formando en estos momentos. Sin embargo, en los lugares más alejados de las dorsales el fondo oceánico, alcanza hasta los 200 millones de años (Figura 3.2). Si admitimos que el fondo oceánico se forma en las dorsales, entonces esas rocas de 200 millones de años debieron, en algún momento, estar más cerca de una dorsal. Esta es una de las evidencias concretas del movimiento horizontal de sectores de la superficie terrestre. Por otra parte, en el capítulo primero se vio que la Tierra posee 4.500 millones de años. Si la corteza oceánica más antigua posee tan solo 200 millones de años,

**¿qué sucedió, entonces, con la corteza oceánica
que se formó hace 500 millones de años?**

Una posibilidad podría ser que los océanos se hayan formado hace tan sólo 200 millones de años. Sin embargo, no es cierto ya que hay numerosas evidencias de que los océanos han existido, prácticamente, desde el inicio de



Como se observa claramente las rocas más jóvenes (color rojo) se encuentran en zonas cercanas a las dorsales. En cambio las rocas más antiguas (colores azules) se ubican en las áreas más alejadas de las dorsales centrooceánicas. Nótese también que sobre la faz de la Tierra no existen rocas de fondo oceánico más antiguas que 200 millones de años. Éstas han sido consumidas en zonas de subducción.

Figura 3.2. Mapa que muestra la edad del fondo oceánico. Figura modificada de <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/crustageposter.gif>

la Tierra. Entonces sólo queda pensar que el hecho de que no exista en la Tierra corteza oceánica más antigua, implica que ésta se ha destruido o fue consumida en algún sitio. La determinación de la edad del fondo oceánico en la Tierra muestra entonces que existen lugares en donde se forma corteza, las dorsales, y lugares donde se destruye la corteza, que hoy en día se conocen con el nombre de zonas de subducción, analizadas en el capítulo anterior.

3.- Magnetismo terrestre: la brújula hacia el camino correcto

La Tierra posee un campo magnético que se genera en el núcleo líquido en movimiento (ver capítulo 2 figura 2.5). Éste es el campo magnético que se puede apreciar con sólo mirar una brújula. Tal como se describió está generado por un electro imán producido por corrientes de materiales conductores en el centro de la Tierra, cuyas líneas de fuerza salen del Polo Sur y entran en la Tierra por el Polo Norte. Es decir, que en los polos las líneas de fuerza del campo son perpendiculares, o verticales, mientras que en el Ecuador son tangentes a la superficie u horizontales. Una aguja magnetizada que pende de un hilo en los polos se dispone verticalmente, mientras que en la zona ecuatorial se pone horizontal. Es posible medir el campo magnético de las rocas ya que éstas conservan (memorizan) el campo magnético del momento en que se formaron. Las rocas, al enfriarse (tomemos como ejemplo una lava ardiente emitida desde un volcán) adquieren el campo magnético en el que se produjeron. Los minerales magnéticos de una roca derivada del enfriamiento de una lava en la zona polar se orientarán verticalmente, mientras que en una zona ecuatorial lo harán horizontalmente. Las rocas conservan la intensidad del campo, así como la dirección de dicho campo según la latitud a la que se hayan formado.

Al tiempo que comenzaron a datarse las rocas del fondo oceánico, también, se midieron sus campos magnéticos. El resultado fue sorprendente: el campo magnético, a través del tiempo, experimentaba reversiones, es decir que sus líneas de fuerza alternaban el sentido desde el Polo Sur al Norte y desde el Norte al Sur a través del tiempo. Así surgió una nueva disciplina llamada “Paleomagnetismo”,

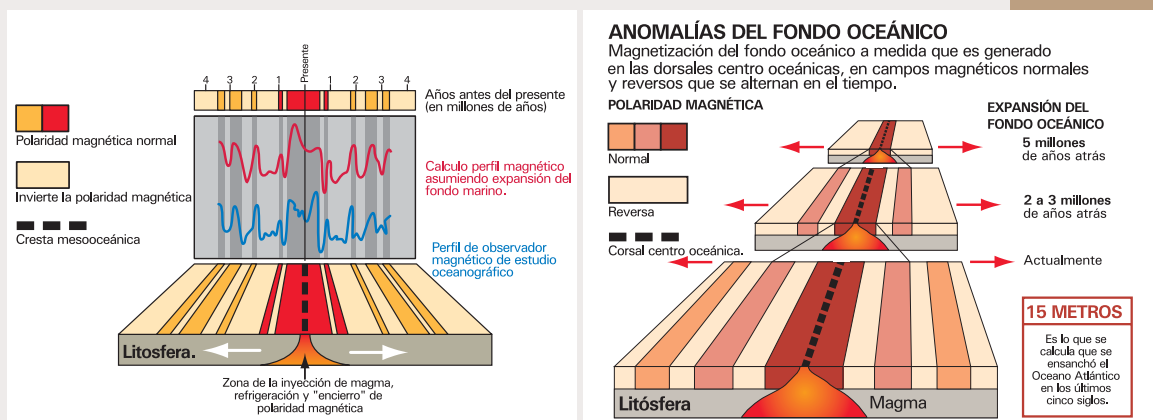


Figura 3.3. Anomalías magnéticas de fondo oceánico.

que estudia el campo magnético del pasado. Las rocas que se encuentran hoy cerca de las dorsales centrooceánicas, por lo que han sido “recientemente” formadas, poseen un campo magnético “normal”, equivalente al actual. Sin embargo, las rocas que se encuentran un poco más lejos y en consecuencia son más viejas, poseen un campo “inverso”, totalmente opuesto al actual. Más lejos aún de las dorsales, rocas más viejas, vuelven a tener un campo magnético normal (Figura 3.3), y así sucesivamente.

A medida que sale material fundido de la dorsal oceánica éste se enfría y “congela” el campo magnético en el que se encuentra inmerso. Dado que el campo magnético alterna entre normal (el actual) e inverso (contrario al actual), quedan conservadas en las rocas del fondo oceánico bandas alternantes de campos normales e inversos.

Este patrón se repite hacia ambos lados de las dorsales por lo que, en los fondos de los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, por ejemplo, existen rocas magnetizadas según campos magnéticos normales y reversos en forma alternadamente. Lo interesante de esta técnica es que si se toma una de las bandas, ya sea de magnetización normal o reversa a uno de los lados de la dorsal, se puede buscar su par al otro lado de la dorsal. Significa que este par, al tener el mismo campo y la misma edad, tuvieron que formarse en el mismo lugar (una dorsal centrooceánica) y, con el tiempo, fue separado. Así como con las dataciones se logró saber que los fondos oceánicos se expanden, el paleomagnetismo permitió correlacionar rocas que, hoy en día, se encuentran alejadas, pero que, en algún momento, estuvieron juntas. Por lo tanto, no sólo es una evidencia de que bastas porciones del fondo oceánico se mueven y, por lo tanto, también, los continentes adyacentes, sino que permite saber cómo se movieron, dónde se formaron y el camino que recorrieron hasta el lugar que se encuentran actualmente (Figura 3.4).

Se observa el contorno de los continentes sudamericano y africano y en el centro el patrón de anomalías magnéticas paralelas a la dorsal oceánica. Los colores rojos y azul indican la polaridad normal y reversa del campo al momento de formación de las rocas respectivamente.

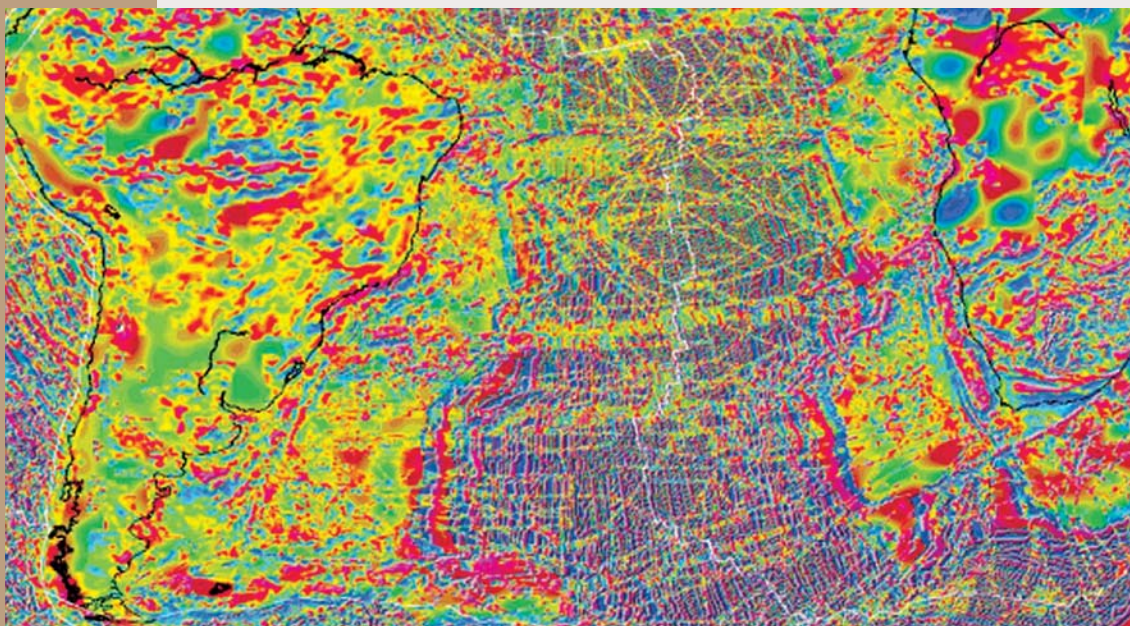


Figura 3.4. Mapa de las anomalías magnéticas en el Océano Atlántico Sur. Figura modificada de http://ccgm.free.fr/WDMAM_b_gb.html

4.- Terremotos, las viejas ideas tiemblan

En el capítulo anterior estudiamos cómo los sismos permitían conocer en forma indirecta las diferentes densidades y los estados de los materiales que componen el interior terrestre. Al analizar la distribución de los sismos en la corteza se observa que estos se agrupan en lugares determinados, no están distribuidos al azar. Comparando la batimetría (relieve de fondo oceánico) con un mapa de sismos, se observa que la mayoría de ellos se ubica en dos sectores: en las dorsales centrooceánicas y en las fosas cercanas a los continentes en donde se desarrollan las zonas de subducción. El estudio de los sismos permite inferir también la mecánica de deformación a la cual se asocian, tópico que excede a este libro. Nos bastará saber que son perfectamente diferenciables aquellos sismos producidos por estiramiento de una roca (extensionales) de aquellos producidos por el aplastamiento horizontal (compresión) de la misma. Los sismos que se ubican sobre las dorsales centrooceánicas son de tipo “extensional” mientras que la mayoría de los sismos ubicados en las fosas cercanas a los continentes son de tipo “compresivos” y provienen de zonas más profundas.

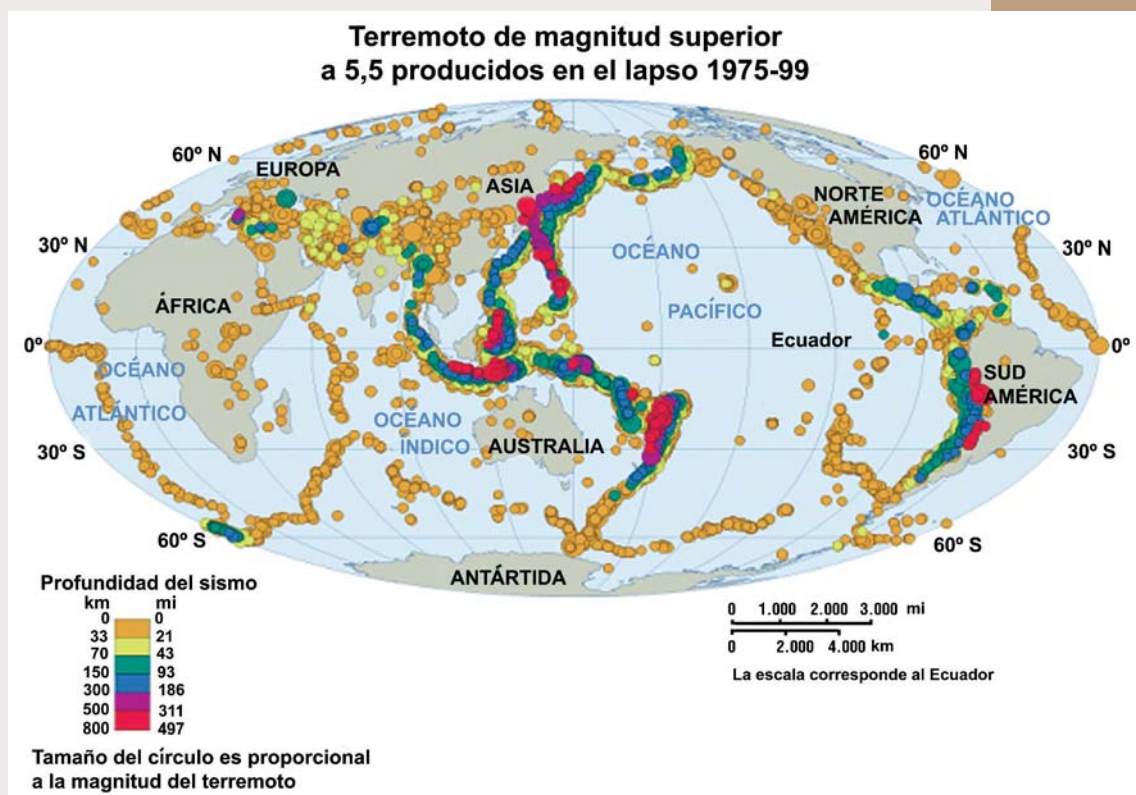


Figura 3.5 Mapa que muestra los sismos ocurridos entre 1975 y 1999. Los epicentros, lugar donde se origina el sismo, se ubican en las zonas de dorsales oceánicas, montañas y zonas de subducción

Las dorsales son cordilleras submarinas donde se forma el suelo oceánico, separándose luego y transportándose horizontalmente. Allí las rocas provenientes de erupciones volcánicas son jóvenes y se fracturan extendiéndose, por lo que los sismos asociados son poco profundos y extensionales. Por otro lado en las fosas cercanas a los continentes las rocas son antiguas (ya que están lejos de las dorsales en las cuales se formaron) y se hunden en el manto en las zonas de subducción, por lo que se generan allí sismos profundos, y compresivos debido a la fricción entre el borde continental y la corteza oceánica. En las zonas de subducción, finalmente, el material generado en las dorsales es reciclado en el interior terrestre (Figura 3.5).

5.- Midiendo el movimiento de los continentes y océanos

El sistema de posicionamiento global (GPS) es una herramienta muy precisa de ubicación que, mediante una red de satélites, permite conocer exactamente y al instante la ubicación de un punto dado en la superficie del planeta. Datos de GPS permiten medir el movimiento de los continentes año a año, que oscilan en unos pocos centímetros por año.

Segundo Acto

6.- La litósfera

La corteza terrestre está formada por una serie de 14 placas rígidas, que involucran la corteza y parte del manto, y poseen movimiento independiente unas de otras. Estas placas conforman la litósfera que se desliza, lentamente, sobre la astenósfera. La astenósfera constituye una zona del manto que se encuentra parcialmente fundida. Esto tan sólo significa que un 1% del material allí se encuentra en estado líquido. A pesar de ser muy poco, esta pequeña proporción de material fundido permite que la litósfera “patine” y se deslice casi libremente.

Si no existiera esta delgada capa de entre 150 y 200 km de espesor, la fuerza de rozamiento entre la litósfera y la astenósfera no permitiría que la primera, o lo que es lo mismo que las placas se desplacen. De esta manera la teoría de la deriva continental es reemplazada por la de la Tectónica de Placas que ofrece una explicación plausible que explica el desplazamiento de grandes bloques semirrígidos sobre la faz de la Tierra. Según sea su movimiento las placas pueden separarse o chocar entre sí, o inclusive rozarse de costado. En el centro del Océano Atlántico, por ejemplo, la dorsal centrooceánica delimita dos placas que se separan una de otra. Cuando dos placas chocan entre sí pueden levantarse grandes cordilleras. Un claro ejemplo de esta situación es la cadena andina a lo largo de la costa pacífica del continente americano, en donde las placas oceánicas pacíficas se hunden bajo la placa sudamericana.

7.- Márgenes divergentes

Aquellos sitios en los cuales dos placas se separan una de otra, particularmente en el caso en el cual funciona una dorsal centrooceánica, se denominan márgenes divergentes. Un margen divergente nace dentro de una placa única que comienza a experimentar fenómenos de estiramiento y fractura formando un rift (Figura 3.6)

Los sistemas de rift son zonas donde la corteza continental, comienza a romperse en el interior de una placa. Con el tiempo pueden llegar a individualizarse dos placas si el proceso persiste. Este proceso genera un sistema de grietas en la parte superior de la corteza continental que, en profundidad, se asocian al estiramiento y adelgazamiento horizontal de la misma. Este proceso se observa actualmente en África oriental, donde el continente se está desgarrando. Si el proceso persiste, eventualmente, quedará dividido en dos. Llegado ese punto, el área comprendida por el rift, caracterizada por una corteza muy delgada producto del estiramiento, se inunda de agua y se genera un nuevo mar, hecho que ocurre precozmente en el Mar Rojo y Golfo de Adén. Si el proceso de separación continúa, dará lugar a un nuevo océano, tal como sucedió cuando se separó América y África hace 180 millones de años (Figura 3.7).

El adelgazamiento de la corteza, debido a la extensión producida en un sistema de rift, deriva en la formación de una dorsal centrooceánica a partir de la cual dos placas divergen, como por ejemplo ha ocurrido desde hace tan solo unos 5 millones de años en el Mar Rojo. La creación de nueva corteza es un resultado natural de la tectónica de placas; al separarse una placa oceánica de otra queda entre ellas un espacio que es rellenado por material proveniente del manto, correspondiente a roca fundida (magma). Este material fundido se genera debido a la descompresión súbita que sufren las rocas calientes por debajo de las dorsales centrooceánicas a abrirse éstas. La descompresión es un mecanismo eficaz para fundir, parcialmente, una roca que se encuentra a grandes temperaturas. En cuanto llega este magma a la superficie sufre cambios físicos y químicos al perder gases y al entrar en contacto, enfriarse y combinarse con el agua del mar. Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia ambos lados de la cresta dejando lugar para que ascienda más material proveniente del manto. El material que asciende se encuentra caliente, y por lo tanto

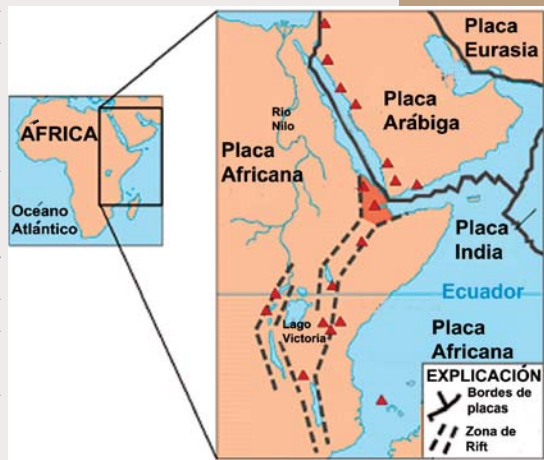


Figura 3.6. El Rift de África Oriental es una extensa zona de fosas que constituye la expresión del proceso de ruptura de un continente. Hacia el norte se observa cómo las zonas deprimidas ya están siendo inundadas por el océano en el Mar Rojo y Golfo de Adén.

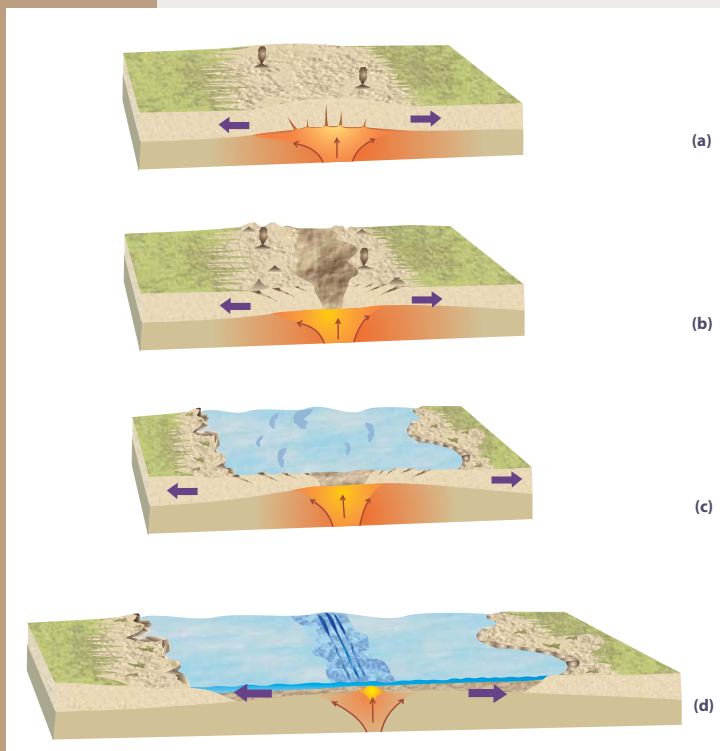


Figura 3.7 Evolución de un margen divergente.

- a) El proceso de extensión se inicia con la formación de un rift en el interior continental.
- b) La corteza se extiende formando depresiones en las cuales se alojan volcanes alimentados por el material fundido que proviene de la astenósfera.
- c) En las etapas más evolucionadas las zonas deprimidas son inundadas por el mar y comienza a formarse un nuevo océano.
- d) Finalmente se forma una dorsal centrooceánica y comienzan a derramarse lavas que derivan en rocas típicas del fondo oceánico.

es poco denso. Así transmite parte de su calor al material que tiene a los lados, el cual se expande empujando el material que tiene encima y dando lugar a las grandes elevaciones sobre el nivel medio del fondo marino que son las cordilleras centrooceánicas. Conforme se aleja del centro de expansión, la nueva corteza oceánica se va enfriando, lo cual la vuelve más densa y, por lo tanto, más pesada. Al pesar más, la corteza más vieja, hace presión sobre el material de la astenósfera y lo hace descender. La velocidad en que se abren las dorsales es variable, con valores que oscilan entre los 5 y 20 centímetros por año (**Figura 3.7**).

8. Márgenes convergentes

Las trincheras oceánicas, correspondientes a aquellas zonas más profundas de la Tierra, son la expresión superficial del fenómeno de subducción: aquellos sitios en los cuales el fondo oceánico formando parte de una placa se flexiona por debajo de otra placa (**Figura 3.8**). Allí las rocas formadas en las dorsales centrooceánicas que se habían transformado al interactuar con el agua marina son transportadas a las profundidades a altas condiciones de presión y temperatura. Estas rocas contienen agua en los minerales que las conforman. El agua es un importante reductor del punto de fusión. Para fundir roca seca hace falta mucha más temperatura que para fundir roca que esté hidratada, es decir, que contenga agua. El agua introducida en la zona de subducción por medio de

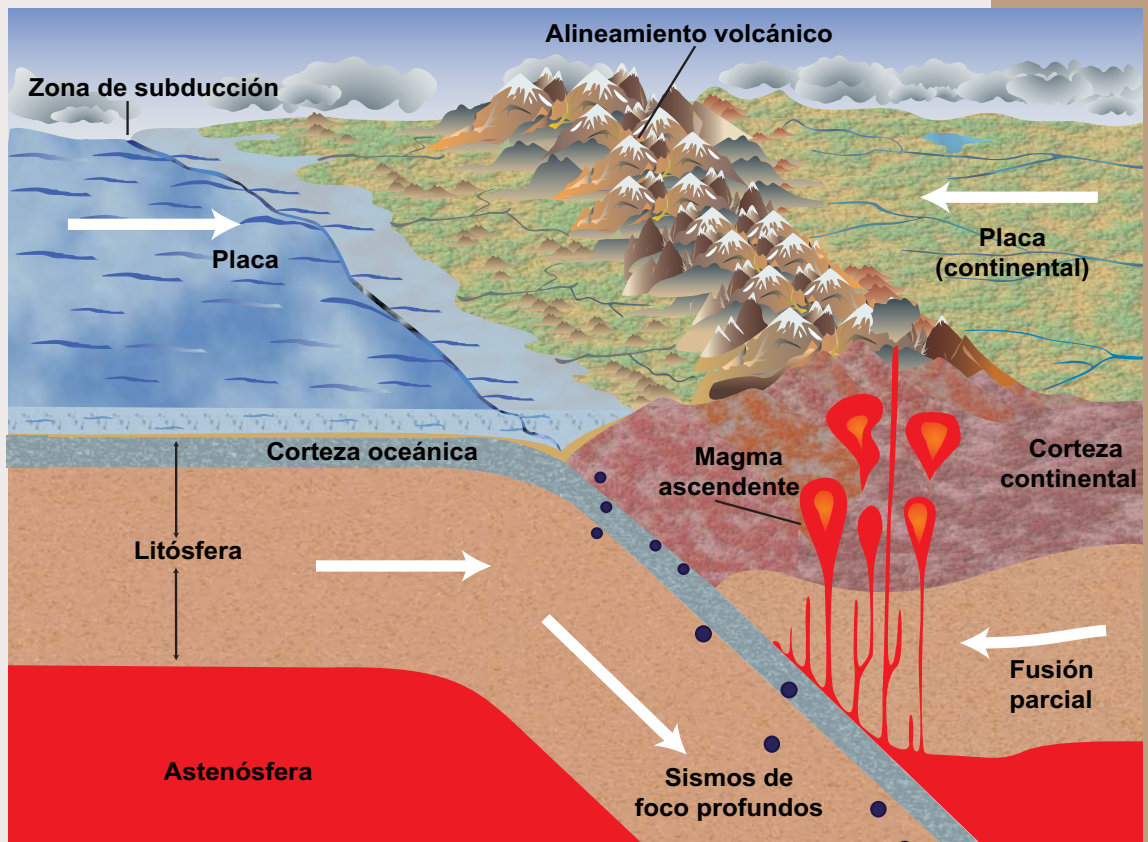


Figura 3.8. En una zona de subducción el suelo oceánico se hunde y sumerge en el interior terrestre. En este proceso pueden formarse importantes cadenas montañosas debido a la presión ejercida entre ambas placas tal como en la zona de subducción paralela a la cordillera de los Andes. La liberación de agua por parte de los minerales hidratados formados en las dorsales centrooceánicas, funde parcialmente al manto dando lugar al desarrollo de cadenas de volcanes paralelas al margen de subducción.

estas rocas hidratadas abandona, a altas condiciones de presión, la estructura cristalina de los minerales que la contenían. De esta manera las rocas del manto ubicadas por encima se hidratan disminuyendo su punto de fusión. Así se produce la fusión parcial del manto dando lugar a corrientes de magma que, en ocasiones, llegan a atravesar la corteza continental y a producir cadenas de volcanes paralelas a la zona de subducción como en el caso de la cadena de volcanes activos alojada sobre la Cordillera de los Andes (Figura 3.8).

El proceso de subducción está íntimamente asociado a la generación de terremotos y volcanismo, además de ser uno de los principales mecanismos de formación de montañas. La mayor o menor velocidad e inclinación con las que las placas se hunden por debajo de otras, darán lugar a cadenas de montañas de diferentes proporciones.

9.- Márgenes conservativos

Las placas pueden, además, moverse lateralmente una con respecto a otra. En estos ambientes no se generan estructuras tales como montañas, más típicas de los límites convergentes, siendo aún sitios activos donde ocurren terremotos y, en algunos casos, hasta volcanismo pero en muy poca medida, debido a fenómenos de descompresión locales.

10.- Plumas

Existen cadenas de islas volcánicas y de montes submarinos que no están asociadas a zonas de subducción ni a dorsales centrooceánicas. Algunas de ellas, como la cadena de Hawai-Emperador, incluso se encuentran en el centro de una placa. Si se estudia la edad de las componentes de estas cadenas de volcanes, se observa que sus edades aumentan conforme uno se aleja de uno de los extremos y que la actividad volcánica disminuye con la edad. Sólo se conservan unos pocos volcanes activos en un extremo mientras los más antiguos se encuentran apagados. Este hecho se explica a través de una fuente de material fundido fija en un punto, por encima de la cual una placa se desplaza y se van formando volcanes. Estas fuentes de magma son llamadas puntos calientes o plumas, y se supone que son corrientes angostas de unos 150 km de diámetro de material caliente que ascienden rápidamente (1-2 m/año) desde las profundidades del manto cerca de la interfase manto núcleo (Figura 3.9). Hemos visto en el capítulo anterior que las plumas pueden ser visualizadas a través de las tomografías de fondo oceánico (Figura 2.8).

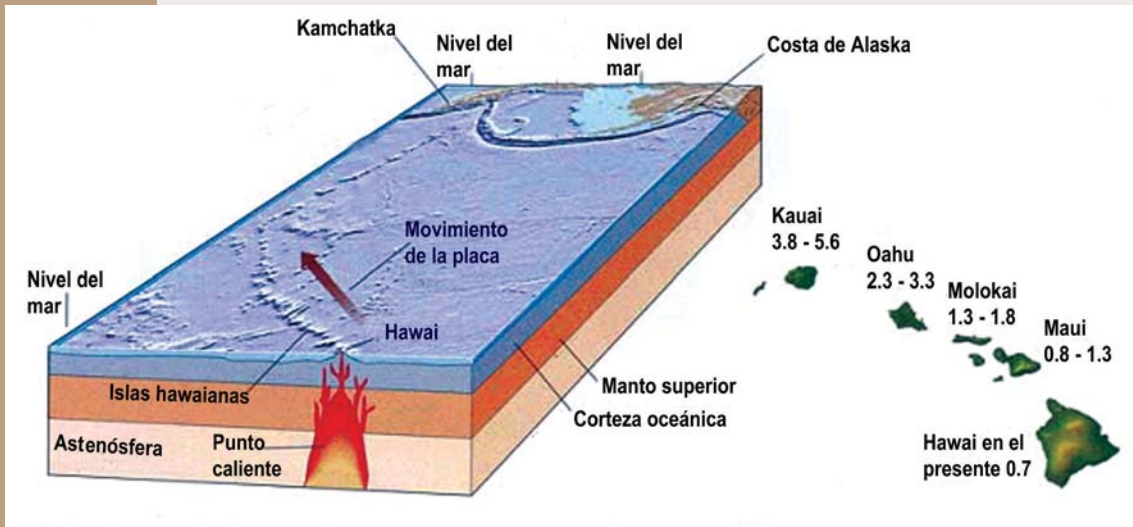
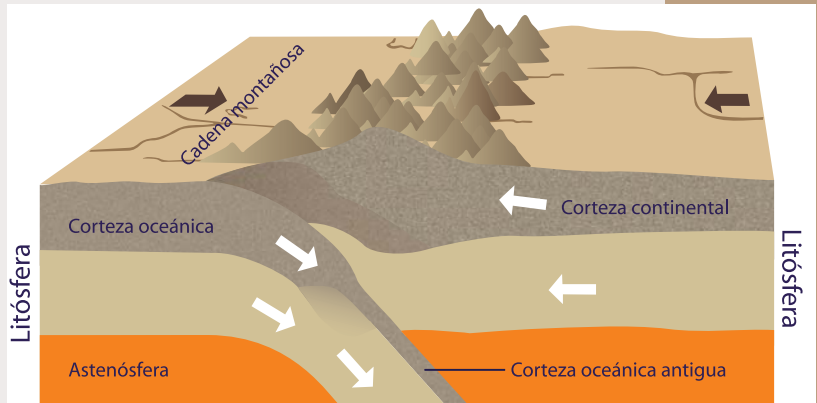


Figura 3.9. Los puntos calientes o plumas son lugares puntuales de ascenso de magma que provendrían de zonas muy profundas del manto. Al permanecer fijos generan cadenas de volcanes en la placa que se mueve por encima. El mejor ejemplo de esto es la cadena de islas de Hawai

11.- El ciclo de Wilson y la formación de montañas

El ciclo de Wilson fue denominado así en honor al geólogo canadiense Tuzo Wilson quien, en 1964, propuso la teoría de la Tectónica de Placas. Los tipos de interacciones descriptos entre las placas son explicados así en forma cíclica. Este ciclo es el responsable de la formación de las montañas y continentes. El ciclo se inicia con un sistema de *rift* en medio de un continente. Esta etapa puede ser hoy observada en el Rift del África oriental o en el “Graben del Rhin” de Europa oriental. Luego continúa con la ruptura total del continente y el desarrollo de una dorsal centrooceánica joven entre ambas placas y, en consecuencia, un océano entre ellas. Este es el caso de Mar Rojo. Al seguir evolucionando esta zona de divergencia se desarrolla un océano de bastas dimensiones, con dos márgenes continentales a cada lado y una dorsal madura entre ambos, tal como es el caso del Océano Atlántico. Como la superficie de la Tierra es constante, el material generado en la dorsal centrooceánica debe ser consumido de alguna forma. Esto se logra gracias a la subducción. Cuando ésta se inicia se consume corteza oceánica hundiéndose hacia el interior de la Tierra. Producto de esta colisión, puede formarse una cadena montañosa en la placa continental que no se hunde.

Figura 3.10. Colisión entre dos placas continentales que conforma una cordillera.



Éste es el caso del borde del continente Sudamericano donde el fondo del Océano Pacífico se hunde por debajo de América

Finalmente, este proceso de subducción puede traer aparejada una colisión continental. Dado que la placa que se hunde mediante el proceso de subducción puede estar formada por un sector de fondo oceánico adyacente a un continente, puede ocurrir que terminen chocando dos continentes (Figura 3.10). En este caso, se formará una gran cadena montañosa como es el caso de los Himalayas, en Asia. El proceso de subducción de corteza oceánica así como el proceso colisional son los dos mecanismos que generan grandes cordilleras en la Tierra. Otros mecanismos han sido descriptos para las dorsales centrooceánicas que nada tienen que ver con la convergencia de dos placas.

El crecimiento de una montaña se debe a que la corteza se deforma y

aplasta debido a grandes presiones horizontales, que surgen del proceso de subducción de corteza oceánica o de una colisión de dos continentes. Así como al tomar un bloque de naipes con dos dedos por los extremos, logramos plegarlos y arquearlos, de la misma forma la corteza se deforma en múltiples pliegues formando importantes elevaciones montañosas. Eventualmente la corteza también puede romperse por planos llamados 'fallas'. En ese caso un bloque se desliza por encima de otro, produciéndose el levantamiento y apilamiento del material que formarán las montañas (Figura 3.11).

La forma en la cual el ciclo de Wilson operó en la Tierra a lo largo de millones de años y en la cual los continentes se desmembraron y chocaron en reiteradas ocasiones formando supercontinentes, tema que es tratado en el capítulo 8.

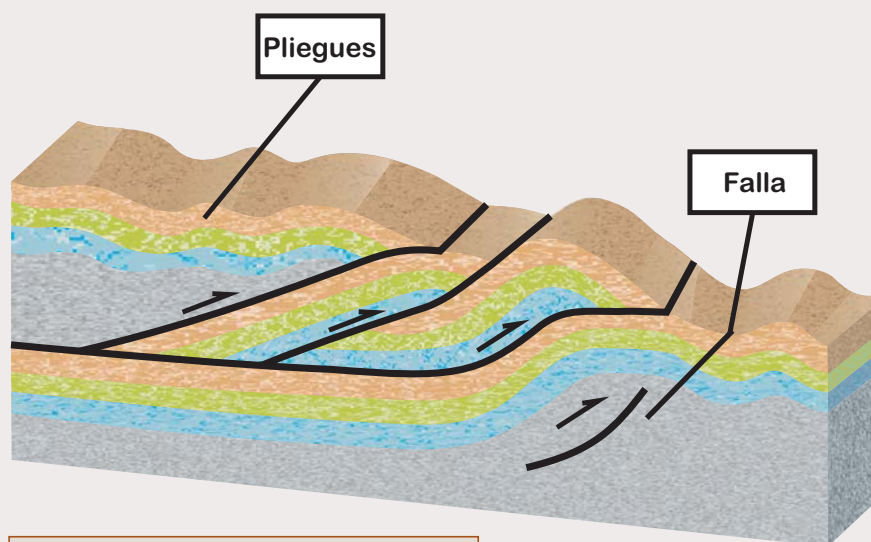


Figura 3.11. Pliegues y fallas que contraen la corteza para formar relieves montañosos.

Combustible para la Tectónica de Placas: el Origen del Calor Interno Terrestre

Origen externo del calor terrestre. Origen externo vs origen interno del calor terrestre. Mecánicas de transmisión del calor en la Tierra. Conducción y convección. Origen interno del calor terrestre: calor radigénico, calor remanente a partir de la formación del núcleo terrestre. Variaciones laterales del flujo térmico (flujo térmico y tectónica de placas)

Apertura

Evidentemente algo pasa allá abajo. El material fundido que brota hacia la superficie en dorsales centrooceánicas y arcos volcánicos lo hace a grandes temperaturas de entre 300° y 1.200°C. Cuando un continente se parte en dos, al estar sometido a extensión formando un rift o cuando un fondo oceánico se deshidrata en profundidad en una zona de subducción, el manto se funde parcialmente, con cierta facilidad. El agua en el segundo caso y una baja de presión en el primero, jamás fundirían una roca que se encuentra a temperatura ambiente. Para hacerlo éstas deben estar calientes.

¿Será el Sol quien calienta la superficie del planeta; quien, en última instancia, calienta su interior?

Definitivamente no, cualquier pozo de cierta envergadura realizado en la superficie terrestre muestra que la temperatura aumenta hacia abajo. Si la fuente calórica fuera externa la temperatura máxima se encontraría en la superficie.

Por otra parte, las tomografías sísmicas muestran un cuadro inhomogéneo de distribución de temperaturas en el interior terrestre: Zonas frías coincidentes con zonas de subducción y zonas calientes asociadas a plumas que ascienden hacia la litósfera.

¿Cuál es el origen de este calor interno? ¿Qué relación mantiene con la tectónica de placas con la que parece tener una relación estrecha?

Primer Acto

1.- Una disputa antigua

Un gran volcán cubierto de hielo en su cima, quizás ejemplifique la más vieja disputa que se libra en la superficie de la Tierra desde el momento de su formación. Los glaciares que posee cubriendo, parcialmente, su cráter avanzan en el invierno pendiente abajo, cuando nueva nieve se apelmaza en su superficie formando nuevo hielo. Éste le confiere nueva masa que fuerza al glaciar a abrirse paso desgastando la ladera del volcán y labrando profundos valles. Cuanta más masa acumulan los glaciares durante un ciclo invernal, más caudal tendrán los ríos aguas abajo en la primavera y el verano, siendo más efectivos en acarrear el material que se encuentra suelto en las laderas del volcán. La nieve que alimenta al sistema glaciar proviene del agua que se evapora, básicamente, de la superficie de los océanos y, para este proceso, se ha empleado energía calórica proveniente del Sol. De la energía que emite este coloso, el 30 por ciento es reflejado en la superficie terrestre y vuelve al cosmos, 50 por ciento es retenido en el interior terrestre y el 20 por ciento restante es usado en procesos como el descrito anteriormente. Los ciclos de precipitaciones y de avance de los glaciares conducen a la disminución de los relieves montañosos sean estos de origen volcánico o tectónico.

Volvamos a la disputa más antigua de la superficie terrestre o, mejor dicho, a nuestro ejemplo del volcán nevado. Este volcán sin embargo lejos de sufrir un desgaste inexorable y estar condenado a su pronta desaparición, experimenta renovadas erupciones volcánicas que rellenan de lavas esos valles labrados por los glaciares y los ríos pendiente abajo, produciendo su crecimiento. Los volcanes tarde o temprano mueren, es decir dejan de producir productos, sean estos lavas o cenizas, y, por lo tanto, quedan a merced de los ríos y glaciares que no tardan en comérselos. Los volcanes mueren, así como las zonas de subducción que los alimentan a lo largo de un margen continental o así como un sistema de rift que produce la ruptura de un continente se extingue y con él su volcanismo asociado. Mientras los procesos tectónicos son activos, el relieve se bate en duelo entre los procesos externos que tienden a eliminarlo y aquellos internos que lo generan. Los procesos externos son regidos por la energía externa a la Tierra, mientras que aquellos internos se alimentan de algún tipo de energía de la cual poco se ha hablado.

2.- David y Goliat

En la disputa a la que hacíamos referencia, anteriormente, bien podría estar Goliat relacionado con los procesos que degradan el relieve y se encuentran comandados por la energía que llega desde el Sol (**Figura 4.1**), mientras que David con aquellos procesos hasta ahora (hasta esta instancia de este libro) menos claros asociados al crecimiento de montañas y a la tectónica de placas en términos generales. Mientras que la energía proveniente del Sol



Figura 4.1. La Tierra frente a la enorme fuente de calor que constituye el Sol. Ésta pese a su gran magnitud sólo rige la dinámica externa de nuestro planeta y nada tiene que ver con el movimiento de los continentes, ni la expansión de los océanos.



Figura 4.2. Los impactos de cometas y asteroides producen y sobre todo han producido en un pasado, durante las etapas finales de su creación, cantidades de calor no despreciables que aún la Tierra elimina a través de su superficie.

representa el 99,97 por ciento del balance total de energía de la Tierra, la energía interna del planeta es tan sólo el 0,025 por ciento. El resto se lo llevan diversos procesos, casi despreciables, en términos energéticos tales como la energía relacionada con las mareas, la fotosíntesis, etc. Ese miserable 0,025 por ciento del balance de energía total de la Tierra mueve a los continentes. Esta singular y desigual disputa sin embargo permite que en la Tierra se desarrollen cadenas montañosas de miles de kilómetro de altitud y varios miles de metros de altura. Es justo, entonces, que atendamos con respeto al origen de esa fracción de calor interno que la Tierra emite.

3. Cocínese a fuego lento

Se ha debatido, intensamente, acerca del origen del calor interno de la Tierra, habiéndose arribado a ciertos acuerdos generales en torno a su formación. Por ejemplo, existen evidencias de que durante las etapas iniciales de formación de la Tierra, así como la de los otros planetas (ver capítulo inicial) los impactos meteoríticos habrían sido frecuentes, más que en nuestros días.

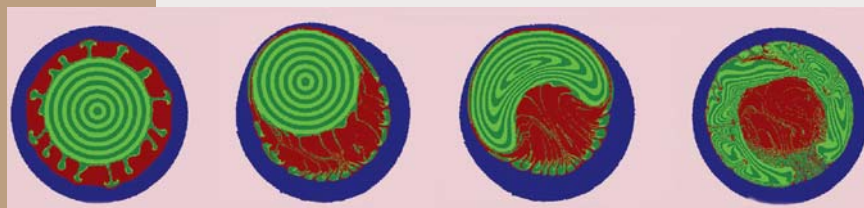


Figura 4.3. Se ha logrado reproducir con notable precisión las etapas que conllevaron a la formación del núcleo terrestre cuando la Tierra se encontraba en sus etapas iniciales de formación. En rojo se representa el material metálico segregado por el material fundido que daría origen al manto terrestre. Su colapso hacia el centro terrestre constituiría el núcleo de nuestro planeta. Este proceso se cree ha producido gran parte del calor inicial que la Tierra aún contiene y que elimina con efectividad en las dorsales centrooceánicas y arcos volcánicos.

La abrupta pérdida de altura (pérdida de energía potencial) y de velocidad (pérdida de energía cinética) asociadas al impacto de cuerpos extraterrestres contra la atmósfera y superficie, deben haber generado sustanciales cantidades iniciales de energía calórica (Figura 4.2).

Por otra parte, se supone que la formación del núcleo terrestre debe haber constituido otra gran “caída” cuya pérdida de energía potencial habría contribuido también a la generación de sustanciales cantidades de calor primigenio. Hemos visto, en el segundo capítulo, que el núcleo terrestre parece estar constituido por materiales metálicos, básicamente una aleación de hierro y níquel, dada las altas velocidades de las ondas sísmicas que transitan en su interior. Este material debe haberse segregado dentro del volumen terrestre y, dada su densidad, debe haber “caído” hacia el centro del planeta, aglutinándose y formando el núcleo. Esta pérdida de energía potencial de partículas metálicas, que luego formarían el núcleo, habría generado también cantidades iniciales apreciables de calor, que aún la Tierra libera en su superficie.

Lo que inicialmente fue una idea teórica, aquella de que la energía potencial de las partículas metálicas segregadas debiera transformarse en otro tipo de energía, particularmente la calórica, durante las etapas de formación del núcleo terrestre, ha comenzado a ser cuantificada a partir de nuevos modelos

de computadora. Estos modelos simulan las etapas iniciales de enfriamiento de la Tierra, cuando ésta se encontraba fundida. Así predicen que, durante el enfriamiento del material fundido que daría lugar al manto, se segregó por debajo del mismo un disco de material metálico. Al bajar paulatinamente la temperatura de este material fundido los compuestos metálicos habrían pasado a estado sólido acumulándose y presionando el interior terrestre aún en estado puramente líquido, debido a su mayor densidad, hasta desalojarlo (Figura 4.3). Este colapso de los materiales metálicos segregados hacia el interior del planeta formó, en pocos millones de años, el núcleo terrestre. Estos modelos permiten, también, predecir la evolución térmica de la Tierra durante las etapas de colapso del material metálico segregado (Figura 4.4). Estas predicciones muestran que, partiendo de un planeta frío, se logra producir un cuadro de altas temperaturas que surge de la transformación de energía potencial en calórica al “caer” partículas metálicas hacia el centro de la Tierra debido a su mayor densidad (Figura 4.4).

La Tierra desde el momento de su formación ha generado cantidades de calor a través de los múltiples impactos recibidos de cometas y meteoritos y

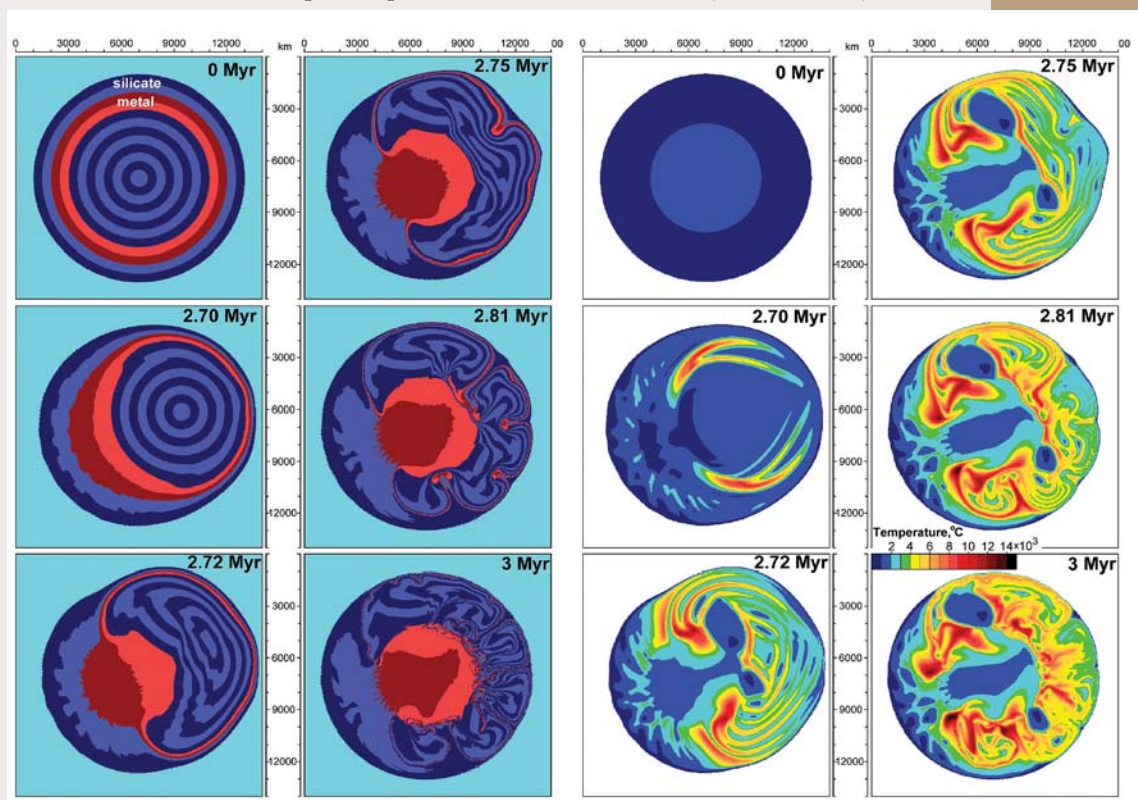


Figura 4.4. Paralelismo entre las etapas de formación del núcleo terrestre y la generación de calor en la Tierra. Los modelos de computadora muestran que, partiendo de una Tierra fría (colores azules en la escala de temperaturas), en tan sólo 3 millones de años, se puede arribar a una Tierra caliente (colores rojizos) a través de la caída de los materiales más densos de la Tierra hacia su centro de rotación para formar al núcleo terrestre. Myr significa millones de años.

a través de la diferenciación de su núcleo metálico. Este calor aún modela su superficie provocando la formación de plumas, sistemas de rifts, abriendo océanos y empujando continentes que, en sus colisiones, se asocian a la formación de cordilleras.

4. Un viaje intrincado hacia la superficie

El calor interior terrestre no parece haber sido eliminado con facilidad desde el momento de almacenamiento en profundidad. Una prueba de ello es suministrada por los mapas de flujo de calor de la superficie terrestre (Figura 4.5).

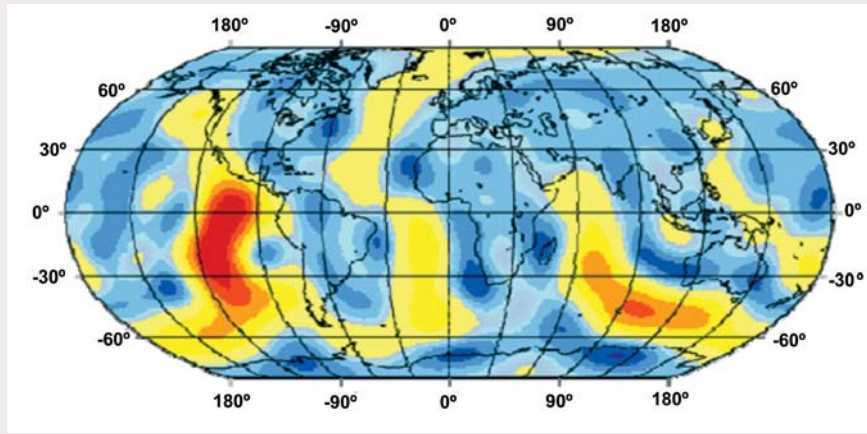


Figura 4.5. Mapa de flujo calórico en la Tierra. Nótese que este es particularmente alto en las dorsales centrooceánicas y particularmente bajo en las zonas de subducción y los interiores continentales.

Estos mapas muestran que los materiales que integran la superficie de la Tierra no parecen tener la misma capacidad para dejar escapar su calor interno. Mientras que los fondos oceánicos y, particularmente, las dorsales centrooceánicas, son eximios transmisores del calor, los continentes parecen ser altamente ineficientes (Figura 4.5). El hecho por el cual las dorsales centrooceánicas son sitios en los cuales existe un alto flujo calórico es esperable ya que allí hemos visto se producen fundidos debido a la descompresión del manto infrayacente. Sin embargo,

¿por qué existe un flujo calórico más alto en los fondos oceánicos lejanos a las dorsales que en los interiores continentales?

La explicación radica en sus composiciones. La corteza continental posee una composición muy diferente a la de los océanos ya que han sido formadas por procesos muy distintos. Mientras la corteza continental es el producto de la superposición de arcos volcánicos en el tiempo, cuyos minerales se transforman ante las condiciones de altas presiones y temperaturas acaecidas en



Figura 4.6. Mecánicas de transmisión del calor en la naturaleza.

La radiación es la forma en la cual el calor se transmite en el vacío, por lo que se trata de la mecánica preponderante en la naturaleza. En la Tierra el calor interno se transmite a través de la mecánica de subducción en la astenósfera. Esta mecánica necesita de la existencia de un medio y no involucra movimiento de material. La convección es la mecánica preponderante de transmisión de calor a través de la astenósfera. Esta mecánica contempla el movimiento de material que es el que transporta consigo el calor. Las corrientes convectivas del manto transmiten el calor interno terrestre hacia la litosfera.

colisiones y zonas de subducción de corteza oceánica, la corteza oceánica está formada por el magma que emana de las dorsales. El resultado es que el material que compone la corteza continental es altamente ineficiente para conducir el calor que se produce o se ha producido en el interior terrestre, mientras que el material que integra la corteza oceánica es, relativamente, mejor conductor.

Algo que aprendemos a partir de esta discusión es que, aparentemente, el calor interno de la Tierra se transmite por conducción, al menos, en su parte más superficial.

¿Qué quiere decir que el calor se transmite?

Tomemos como ejemplo dos barras metálicas, una de acero y otra de aluminio, del mismo grosor y de la misma longitud. Calentemos uno de sus extremos a través de la misma fuente de calor. El calor transmitido a través de las dos barras metálicas tenderá a calentarlas en su totalidad pero a diferente velocidad. La barra de aluminio se calentará más rápidamente que la de acero, debido a que el aluminio es mejor conductor. En ambos casos la transmisión de calor de un extremo a otro se ha hecho sin necesidad de transferencia de material, el cual mantuvo su estado sólido.

5.- No, la Tierra no es un puchero

Un antiguo profesor de Introducción a la Geología insistía en que la Tierra se comportaba como un puchero. Este profesor quería ejemplificar que la fuente de calor terrestre podía ser homologada con la hornalla de una cocina y que el manto con el puchero en sí. El agua que conforma el puchero, al calentarse y dilatarse térmicamente en su superficie inferior por la cercanía que mantiene al fuego, pierde densidad y de esta manera asciende. Al ascender se enfría en la parte superior del puchero en contacto con el aire y, así, su agua se contrae térmicamente aumentando su densidad y volviendo a caer. Por ello el puchero, o cualquier líquido calentado desde su superficie inferior, experimenta una serie de remolinos o, dicho de una forma más técnica, experimenta convección (Figura 4.7) y, de esta manera, transmite calor hacia la superficie. Obsérvese que esta mecánica por la cual el calor se transfiere es muy distinta a la de la conducción que antes ejemplificamos, ya que aquí, sí el material se desplaza y consigo transmite el calor (Figura 4.6).

La analogía del puchero nos parecía (y debo admitir que aún parece) absoluta-



Figura 4.7. Para el desarrollo de corrientes convectivas en un fluido, necesitamos una fuente de calor inferior que produzca la dilatación del material, inmediatamente, ubicado por encima y, por lo tanto, la reducción de su densidad. El ascenso del mismo al adquirir flotabilidad lo transportará hacia condiciones en las cuales se enfríe y, progresivamente, adquiera una densidad mayor hasta hundirse y así sucesivamente.

Figura 4.7. Proceso de desarrollo de corrientes convectivas en un fluido

mente burda. Si bien la descripción de la dinámica del puchero por parte de ese profesor era impecable, la analogía no servía. La Tierra dista de comportarse como un puchero. El proceso de eliminación de su calor interno es más complicado.

Es verdad que la Tierra se cocina, desde las instancias iniciales de su formación, a fuego lento, hemos hablado ya de sus fuentes iniciales de calor. Es verdad también que las tomografías sísmicas que hemos analizado en el capítulo 2 muestran grandes penachos de material caliente que asciende hacia la superficie y zonas de subducción representando zonas frías que vuelven a sumergirse en el interior continental, hechos que apuntan a un modelo tipo “puchero” tal como el que le gustaba a nuestro profesor. Sin embargo hemos visto, a partir del mapa de la figura 4.5, que el cuadro heterogéneo de flujo calórico que la superficie terrestre posee, probablemente, refleje capacidades distintas de la corteza continental y oceánica de transmitir el calor.

Entonces, por una parte parece que el calor que se transmite en el interior terrestre lo hace por convección y por otra por conducción.

¿En qué quedamos?

La respuesta es sencilla: la parte más superficial de la Tierra, su litósfera, transmite el calor interno a través de una mecánica de conducción, mientras que la astenósfera lo hace por convección.

Entonces,

¿la astenósfera se encuentra en estado líquido, ya que habíamos visto que esta mecánica era típica de los líquidos?

Y la respuesta es no. En el capítulo 2 nos habíamos convencido de que las ondas sísmicas transversales se transmitían en la astenósfera y que sólo podían hacerlo a través de medios sólidos.

Entonces,

¿si la astenósfera es sólida cómo puede experimentar convección?

La única verdad es la realidad y dos observaciones en principio contradictorias deben tenerse en cuenta: la astenósfera se encuentra en estado sólido, la propagación efectiva de las ondas sísmicas transversales lo demuestran. Sólo se encuentra parcialmente fundida en las zonas, en las cuales, los fondos oceánicos se deshidratan en las zonas de subducción o las zonas en las cuales los continentes se fracturan en sistemas de rifts o las zonas en las cuales los fondos oceánicos se expanden en las dorsales centrooceánicas.

Por otra parte la astenósfera parece experimentar convección ya que existen zonas en las cuales ésta asciende y otras en las cuales desciende y las primeras se correlacionan con sitios, particularmente, cálidos mientras que las segundas con sitios fríos (Figura 4.8). Nuestra experiencia superficial nos indicaba que ese tipo de comportamiento sólo era posible en estado líquido.

¿Pero, qué pasaría con un medio sólido sometido a altísimas presiones y temperaturas?

Evidentemente, no tenemos un homólogo en la superficie con quien compararlo. No nos queda otra que aceptar que la astenósfera, si bien es sólida en su mayor parte, se comporta como un líquido experimentando convección.

¿Habrà nuestro profesor querido significar algo que se nos escapó con la metáfora del puchero?

Las formas en las cuales la astenósfera asciende y desciende al calentarse desde su borde inferior y enfriarse en contacto con la litósfera parece variar.

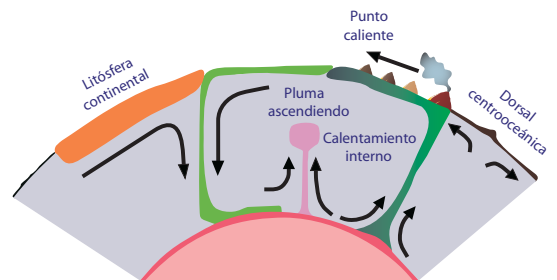


Figura 4.8. Las corrientes ascendentes dentro del sistema convectivo que involucra al manto en la Tierra están representadas por las plumas. Éstas pueden impactar a la litósfera tanto en el interior de una placa, como en una dorsal centrooceánica. Las corrientes descendentes pueden arrastrar consigo y succionar fondos oceánicos que se encuentran en proceso de subducción.

Segundo Acto

6. La máquina de producir calor

No todo el calor emitido desde la superficie terrestre se ha originado en los tiempos iniciales de solidificación de la Tierra o en las grandes crisis de impactos meteoríticos que sufrió el sistema solar. La Tierra contiene cantidades sustanciales de elementos radiactivos diseminados en su interior, particularmente, uranio, torio y potasio. Estos son inestables transformándose a través del tiempo en especies estables. Esta transformación está asociada a la emisión de partículas atómicas y a energía, parte de la cual, se encuentra en forma de calor (**Figura 4.9**). De esta manera, si bien parte del calor que la Tierra emite a través de su superficie se encuentra atrapada desde los estadios iniciales de la misma, otra parte se produce día a día. Mientras existan

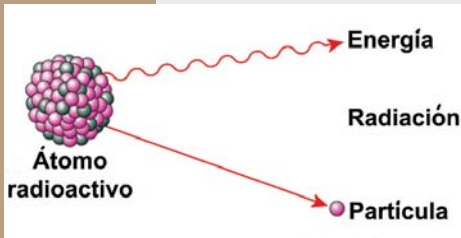


Figura 4.9. Transformación de los átomos radioactivos

Además de aquel calor primigenio heredado de las primeras fases de formación de la Tierra, existen dosis de calor producido segundo a segundo en la Tierra. Esta alberga en su interior cantidades apreciables de elementos químicos inestables que, con el tiempo, mutan en otros tipos. Estos son los átomos radiactivos que, en su transformación a otras especies atómicas, emiten energía entre la cual parte es calor. Los elementos radiactivos se han concentrado particularmente en la corteza continental al momento de su diferenciación. Sin embargo estas zonas se asocian al mínimo flujo calórico terrestre.

elementos radiactivos en el interior, se gestará calor radiactivo día a día.

La forma en la cual los elementos radiactivos se distribuyen en el interior terrestre es altamente inhomogénea. La producción de magmas en las zonas de subducción remueve con mucha facilidad los elementos radiactivos contenidos en el manto. Es por esto, que los arcos volcánicos que se desarrollan en las márgenes de los continentes enriquecen a los mismos en cantidades apreciables de elementos radiactivos. A medida que los continentes crecen sobre la faz de la Tierra con sucesivos agregados de magmas que alimentan arcos volcánicos, la corteza continental se enriquece en elementos radiactivos a expensas del manto infrayacente. Sin embargo, hemos visto, anteriormente, que los continentes se asocian a las zonas en las cuales el flujo calórico terrestre es mínimo. La explicación de este fenómeno radicaba en su mala capacidad para transmitir aquel calor que se emitía desde el interior de la Tierra.

¿Pero qué sucede con aquel calor que se produce por desintegración de elementos radiactivos en la misma corteza continental?

¿Por qué aún estando enriquecidos en estos elementos, los continentes son los sitios más fríos de la superficie terrestre?

La respuesta parece estar relacionada con los volúmenes que representan la corteza y el manto en la Tierra, respectivamente. Mientras que la corteza continental puede llegar en forma excepcional a los 60 a 70 kilómetros de espesor, teniendo en general unos 40 a 50 kilómetros, el manto posee más de 2.800 kilómetros de espesor. Por ello, a pesar de sus relativas contrastantes concentraciones de elementos radiactivos, los pocos elementos radiactivos que aún no han sido removidos del manto, son, en proporción, más que aquellos contenidos en la corteza terrestre. El relativamente alto flujo térmico medido en las superficies de los océanos representa, básicamente, aquella gran cantidad de elementos radiactivos diluidos en la enorme masa del manto terrestre.

7. El empujón de las dorsales

La producción de magmas por efecto de la descompresión a nivel de las dorsales centrooceánicas, así como la liberación de calor por desintegración de los elementos radiactivos del enorme volumen de roca que constituye el manto, conjuntamente con la buena conductividad calórica que presentan los materiales que integran los fondos oceánicos, hacen que estos sectores constituyan excelentes emisores del calor interno terrestre. El flujo calórico es máximo a nivel de las dorsales centrooceánicas, donde la producción de magmas transporta el calor directamente hacia la superficie y se va reduciendo hacia las costas. Cuanto más antigua es la corteza oceánica, o dicho de otro modo, cuanto más lejana es a la dorsal centrooceánica del océano en cuestión, el flujo calórico al cual se asocia es menor (**Figura 4.10**).

Analicemos qué implicancias posee el hecho de que el flujo térmico varíe lateralmente en una cuenca oceánica (**Figura 4.10**). Habíamos visto, en el capítulo 3, que las placas se desplazan sobre la astenósfera a expensas de un pequeño porcentaje de material fundido que ésta posee. De esa manera la astenósfera posee la capacidad de fluir, lentamente, mientras las placas, o la litósfera, navegan por encima. La definición que dimos en su momento fue bastante arbitraria. Sin embargo ahora estamos en condiciones de formular una definición más formal al respecto. Esa temperatura a la cual el manto se funde en una mínima fracción que permita el desacople de las placas por encima es la de 1.250°C. Dicho de otro modo, el tope de la astenósfera es la isoterma de 1.250°C. De esta manera, el pasaje de litósfera a astenósfera no es composicional, ya que tenemos manto en la base de la litósfera y la astenósfera se compone, enteramente, de ese material, sino que es térmico: A los 1.300°C estamos dentro de la astenósfera, mientras que a los 1.200°C aún no abandonamos la litósfera.

Donde el flujo térmico es máximo, las isotermas, que caracterizan las temperaturas a los diferentes niveles de rocas, se encontrarán más próximas entre sí y más cercanas a la superficie (**Figura 4.11**). A medida que el flujo térmico disminuye éstas se separan y localizan a más profundidad.

El resultado es que esa temperatura, a la cual el manto se funde parcialmente, la isoterma de 1.250°C, se encuentra más cercana a la superficie por debajo de las dorsales centrooceánicas a medida que nos alejamos de ellas (**Figura 4.11**).

Figura 4.10. Las dorsales centro-oceánicas y, en general, los fondos oceánicos, son los sitios en los cuales el calor interno de la Tierra se escapa hacia la superficie con más facilidad. El flujo calórico es máximo en la dorsal misma y disminuye progresiva y simétricamente hacia ambos lados a medida que la corteza oceánica es más antigua.

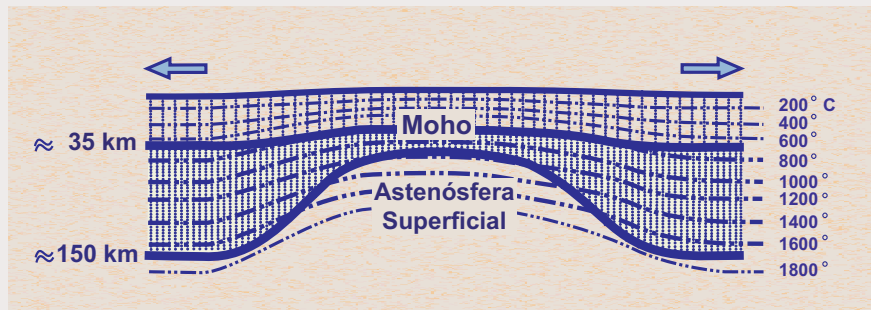
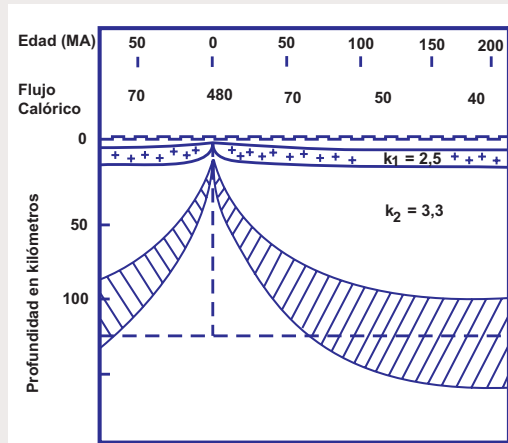


Figura 4.11. En una dorsal centrooceánica el máximo flujo térmico produce que las isoterma en profundidad se apelmacen entre sí y se desplacen hacia la superficie, mientras que en los sectores más lejanos a la misma, las isoterma se separan y profundizan.



Figura 4.12. La base de la litósfera correspondiente a la isoterma de los 1.250°C

La base de dicha litósfera constituye, en una cuenca oceánica, dos planos inclinados que divergen desde la zona de la dorsal centrooceánica hacia los bordes continentales. La base de la litosfera oceánica constituye un plano inclinado debido al variable flujo térmico que caracteriza a los fondos oceánicos, desde alto en las dorsales hacia las costas. De esta manera, además de la presión que ejercen los magmas bajo la dorsal y que produce la separación inicial de las placas, éstas resbalan por miles de kilómetros separándose una de otra. La fuerza de empuje de las dorsales, que es el motor inicial de la tectónica de placas, responde a la suma de estos dos procesos.

¿Qué implica este descubrimiento crucial?

Implica que la superficie a través de la cual se desacoplan las placas de la astenósfera por debajo de las cuencas oceánicas es un plano inclinado. Un plano inclinado lubricado con un mínimo porcentaje de material fundido del manto es la razón por la cual una placa limitada por una dorsal centrooceánica se aleja de ella y empuja al continente adyacente. Fuerte revelación: los fondos oceánicos resbalan y, en ese resbalón, empujan por delante a los continentes (Figura 4.12).

Los continentes se desplazan porque el flujo calórico varía en las cuencas oceánicas. Guarde por favor este concepto poderoso.

8. Zonas de subducción y flujo calórico

En esta sección necesitamos ponernos serios, más que en el resto del capítulo. Hemos analizado con cierto detalle la forma en la cual el flujo calórico varía en una cuenca oceánica y qué implicancias posee este fenómeno en relación al movimiento de las placas. Nos queda ahora por estudiar la forma en la cual el flujo calórico varía en una zona de subducción. Parte de una zona de subducción se comporta análogamente, en este sentido, a una dorsal centrooceánica: los arcos volcánicos son sitios en los cuales el magma generado por la fusión parcial del manto infrayacente transporta calor hacia la superficie. De esta forma el flujo calórico en un arco volcánico es máximo (Figura 4.13). Sin embargo la zona en la cual el fondo oceánico se hunde por debajo de la otra placa la situación es inversa. Allí los materiales fríos de la corteza oceánica (en realidad serán más o menos fríos dependiendo de la lejanía a dorsal que les diera origen) se sumergirán en el manto transportando sus relativamente bajas temperaturas hacia la astenósfera. De esta manera el manto circundante al fondo oceánico en proceso de subducción se enfría, inflexionándose hacia abajo las isotermas de la región (Figura 4.13).

La subducción es el mecanismo más eficaz para enfriar la base de los continentes. Cuando un continente no posee zonas de subducción adyacentes corre el peligro de sobrecalentarse debido a la mala capacidad de transmitir el calor que posee la corteza continental.

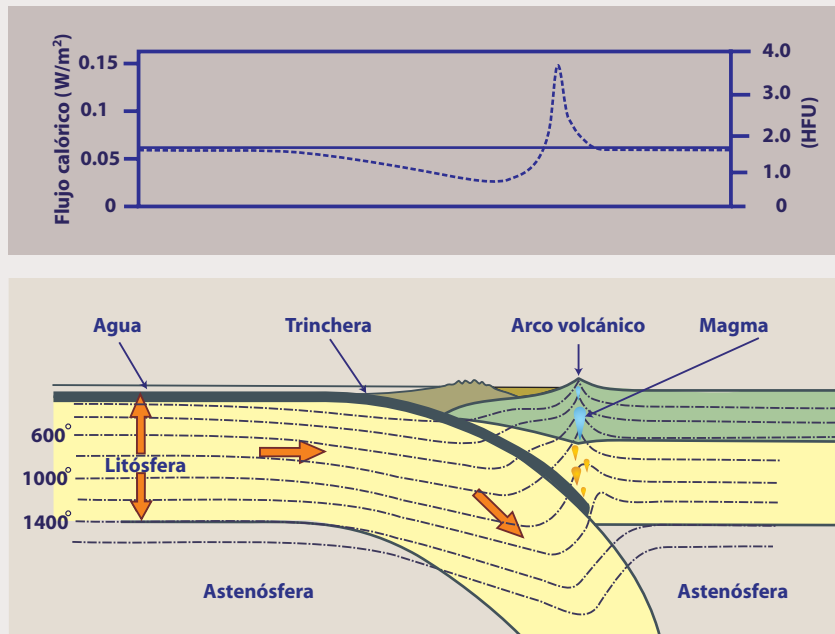


Figura 4.13. Los sitios en los cuales existen los cambios de flujo térmico más drásticos de la Tierra son los márgenes de subducción adyacentes a los arcos volcánicos. Mientras que el fondo oceánico se inyecta en el manto arrastrando consigo las bajas temperaturas superficiales, enfriando el interior terrestre, los arcos volcánicos son alimentados por magmas que arrastran consigo altas temperaturas del interior terrestre hacia la superficie.

La Formación y Destrucción de Cordilleras

Evolución de una zona de subducción, el empuje de las dorsales y la fuerza que tira de la losa. Zonas de subducción asociadas a montañas y zonas asociadas a extensión detrás del arco. Levantamiento de cordilleras, crecimiento lateral de una cordillera y las cuencas de antepaís. Cordilleras altas y cordilleras enanas. Relación clima vs desarrollo montañoso, Zonas de subducción horizontales. Raíces de una montaña, delaminación.

Apertura

Un capítulo aparte merecen las montañas. Las montañas son el producto de un problema de espacio. A raíz de que existe un flujo calórico variable a través de los fondos de los océanos y a raíz de que éste produce la inclinación de la isoterma de 1.250°C, los fondos oceánicos, inexorablemente, resbalan alejándose de las dorsales. Este hecho obliga a los continentes a desplazarse lateralmente y, así, a colisionar entre sí. Inexorablemente se levantan, entonces, las montañas y consigo desentierran lagos, ríos y océanos entrampados en antiguas zonas de colisión.

Primer Acto

1.- ¿Quién empuja las placas?

A esta altura del partido suponemos debiera haber una confusión importante acerca del motor de la tectónica de placas. Las placas se desplazan empujadas por una fuerza que, hasta ahora, es invisible denominada “el empuje de las dorsales”, pero hemos aprendido que no son las dorsales las que empujan a las placas sino que se trata de una fuerza gravitacional. El fondo oceánico por gravedad, y no porque una dorsal la empuje, resbala a través de un plano inclinado. La tectónica de placas es el resultado de un cuadro inhomogéneo de distribución del flujo calórico y

éste es función de la forma en la cual el manto experimenta convección en profundidad. Cuando el flujo del manto asciende arrastrando consigo las altas temperaturas del fondo del manto, define un alto flujo térmico en superficie y esos serán los sitios en los cuales la isoterma de 1.250°C se levantará y a partir de ello dos placas se formarán divergiendo a partir de una dorsal. El patrón de convección del manto definirá los sitios en los cuales se desarrollará una dorsal centrooceánica y, por lo tanto, los sitios en los cuales dos placas se individualizarán. No parece ser como el huevo y la gallina, sino que es la astenósfera quien a través de su patrón de circulación define un flujo calórico variable en superficie que definirá la forma en la cual empiezan a moverse las placas. Tampoco son las celdas de convección, como solía asumirse, las que arrastran a las placas en superficie (Figura 5.1). Es como ya se dijo cien veces, un problema de cómo el calor

se emite desde la superficie, siendo este mecanismo definido por la manera en la cual el manto circula en profundidad. La fuerza de “empuje de las dorsales” se encuentra entonces erróneamente enunciada, pero como en muchos otros casos de mala definición mejor seguir usando la vieja y errónea, pero ya ampliamente usada, denominación.

Sin embargo, aún no hemos hecho referencia a la principal fuerza que provoca el desplazamiento de las placas sobre la Tierra. La fuerza del empuje de las dorsales puede ser considerada la fuerza inicial que desplaza a los continentes, pero constituye, tan sólo, la tercera parte de otro tipo de interacción. Cuando un fondo oceánico se sumerge en el manto transporta rocas que se han formado a condiciones de presión y temperatura propias del fondo marino. Estas rocas se componen de minerales que son estables a aquellas condiciones superficiales, pero que al ser transportados a condiciones distintas se tornan inestables. De esta manera sus estructuras atómicas cambian, reempaquetándose y aumentando su densidad. En definitiva los minerales, y por lo tanto las rocas que componen el fondo oceánico, se transforman en otras especies más densas y estables en las nuevas condiciones.

En pocas palabras, el fondo oceánico una vez subducido ve incrementarse su densidad, y el resultado es que su borde libre en profundidad pasa a constituir una pesa que tira hacia abajo. Si bien los fondos

oceánicos comienzan a deslizarse producto de la existencia de un plano inclinado en el límite inferior de la litósfera, no tardan en hacerlo debido a esta nueva fuerza 3 veces mayor a la que se ha denominado “tirón de la placa oceánica” (Figura 5.1).

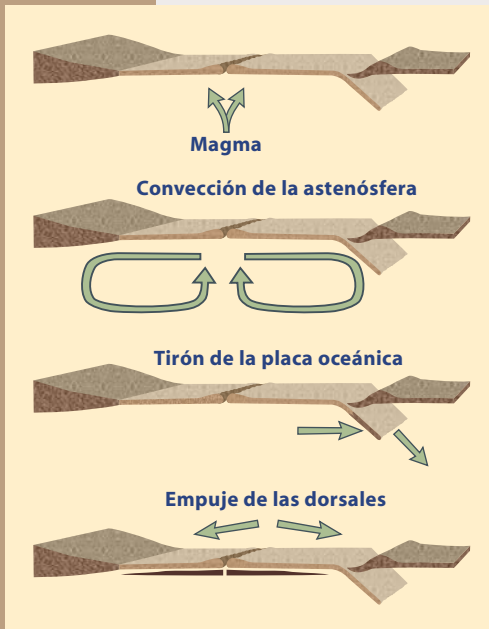


Figura 5.1. Fuerzas que se han considerado que provocan el desplazamiento de las placas en la Tierra: a) desde la simple presión que ejercen los magmas en el eje de una dorsal, b) el arrastre que teóricamente ejercen las celdas de convección de la astenósfera, c) el tirón que sufren los fondos oceánicos subducidos en sus extremos, hasta d) la denominada fuerza del empuje de las dorsales.

2.- La óptica japonesa

Sabemos ya el porqué las placas se mueven y sabemos que cuando una placa se subduce por debajo de otra se pueden formar montañas por efecto de esa interacción. Sin embargo, ¿es ésta moneda corriente? Para nada.

Para ejemplificar esta situación necesitamos cambiar de óptica. Sitúese en un aula en Japón. Usted ahora es un estudiante japonés, aprenderá que su óptica ha estado sesgada. Un profesor de geología habla ahora de las zonas de subducción y utiliza como ejemplo aquella que afecta a la zona en la cual viven: la isla de Japón está formada por corteza continental bajo la cual se subduce corteza oceánica correspondiente al fondo oceánico Pacífico (Figuras 5.2 y 5.3). Este proceso lejos de producir una montaña genera una pequeña cuenca oceánica por detrás del arco.

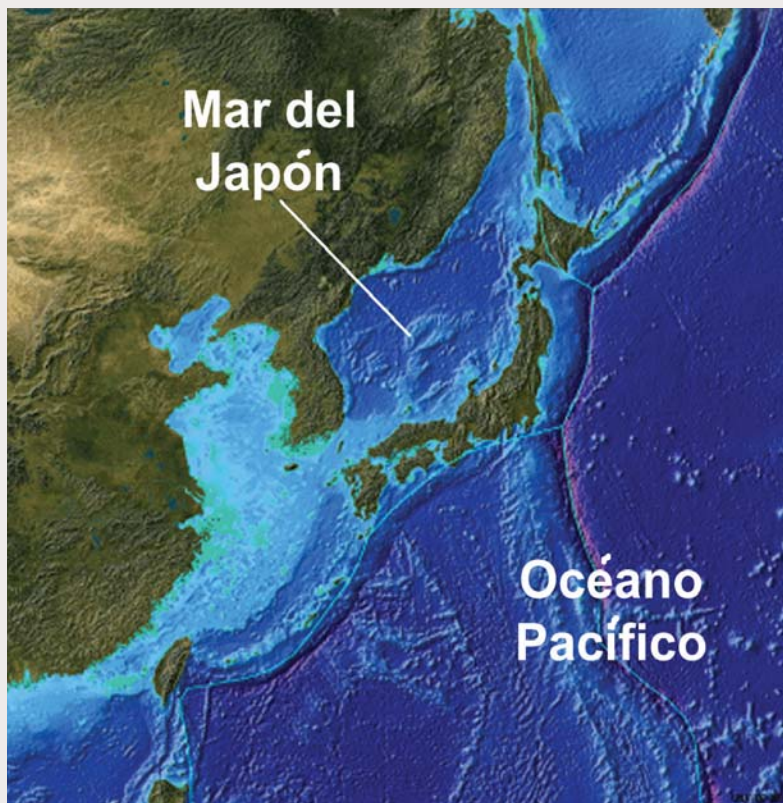


Figura 5.2. Las zonas de subducción en la Tierra se encuentran tan comúnmente asociadas a la producción de montañas como al desarrollo de zonas de extensión por detrás del arco que, eventualmente, evolucionan a cuencas oceánicas. Nótese que hacia el oeste de la isla de Japón se desarrolla un mar (Mar de Japón) que lo separa del continente asiático. Éste se formó contemporáneamente con la subducción del fondo oceánico Pacífico, al este de la isla.

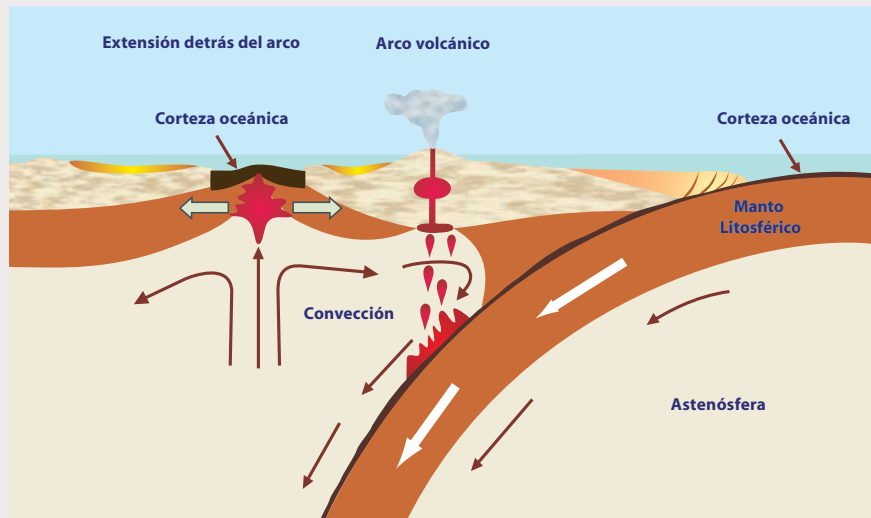


Figura 5.3. Zona de subducción asociada al desarrollo de extensión por detrás del arco. Ésta evoluciona en forma análoga a un rift hasta que puede derivar en la formación de un océano en el cual se desarrolle una dorsal centrooceánica. Nótese que una zona de subducción puede asociarse en forma indistinta a este proceso como desarrollar un sistema de montañas.

Usted, que ahora es un alumno japonés, ligará sistemáticamente el desarrollo de una zona de subducción al desarrollo de un sistema de rift por detrás del arco que evoluciona a una pequeña cuenca oceánica con el tiempo. Nuestra óptica, sin embargo, es contraria. Sabemos que el fondo oceánico Pacífico se hunde a una velocidad de 6,8 centímetros por año bajo el continente sudamericano, quien se desplaza hacia el noroeste a una velocidad de unos dos centímetros por año. El borde occidental de nuestro continente se encuentra flanqueado por una cadena de montañas, los Andes (Figura 5.4). Parece que una zona de subducción no se asocia a un proceso único en la Tierra.

¿De qué dependerá el comportamiento de las mismas?

Lo que se aprende de las múltiples zonas de subducción en la Tierra, es que el mero hecho de que un fondo oceánico se sumerja en el manto parece ser una razón necesaria pero no suficiente para que se levanten montañas. Se han invocado razones muy variables para terminar de despejar este dilema y la verdad es que hasta el día de hoy es motivo de constante debate, sin haberse llegado a un acuerdo razonable. De todas formas entre las múltiples posibilidades, asoma una que cobra fortaleza día a día. Parece ser que cuando la placa superior de un sistema subductivo posee movimiento hacia el océano, la zona de subducción desarrolla montañas, mientras que cuando se mueve en dirección contraria se genera extensión por detrás del arco y, eventualmente, cuencas oceánicas (Figura 5.5). El tiempo dirá

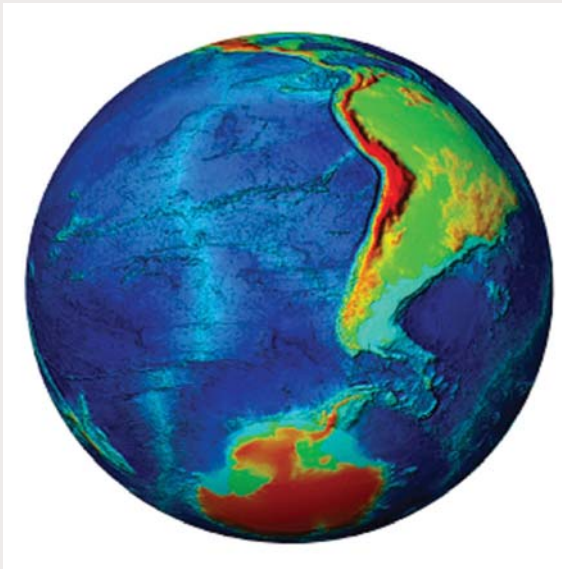
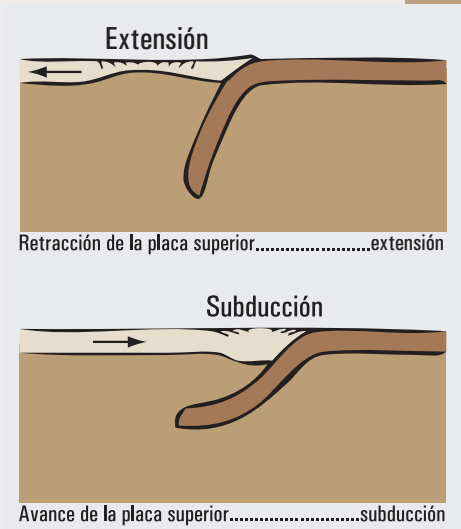


Figura 5.4. Globo terráqueo que muestra la zona en la cual las placas Pacíficas se hunden por debajo del continente sudamericano, formándose los Andes.

Figura 5.5. Existen múltiples teorías para explicar el porqué a veces las zonas de subducción se asocian a zonas de extensión y el porqué a veces lo hacen a sistemas montañosos. Entre las actualmente aceptadas se encuentra la que considera que el movimiento de la placa superior del sistema subductivo respecto de la placa que se subduce es la variable que determina que se desarrolle uno u otro proceso



cuál es el efectivo control que este comportamiento tiene en un proceso de subducción para desarrollar o no montañas, a través de la recolección de casos mejor documentados.

3. Zonas de subducción como la gente

Olvidemos, entonces, aquellas zonas de subducción que, por la razón que sea, no desarrollan montañas y quedémonos con aquellas bonitas y saludables que levantan cordilleras tal como nuestros Andes, que al fin y al cabo se trata de un capítulo sobre montañas.

Hemos introducido la forma en la cual una cordillera gana altura y amplitud con el tiempo. El proceso está relacionado con el apilamiento de bloques de corteza con su consecuente acortamiento (Figura 5.6). El crecimiento de una cordillera en una zona de subducción implica más que simplemente el relieve que percibimos en la superficie.

Tomemos como analogía un barco de carga. Este barco sobresale por encima del nivel del mar, mientras que parte del mismo se encuentra sumergido.

¿Qué pasará si comenzamos a cargarlo paulatinamente, en forma análoga a sucesivos bloques de corteza que se apilan sobre la litósfera unos sobre otros?

Efectivamente, el barco y su carga serán cada vez más altos, pero al mismo tiempo su parte inferior se hundirá en las aguas. Una cordillera al desarrollarse con el tiempo verá incrementarse a la misma velocidad las raíces que la sostienen (**Figura 5.7**).

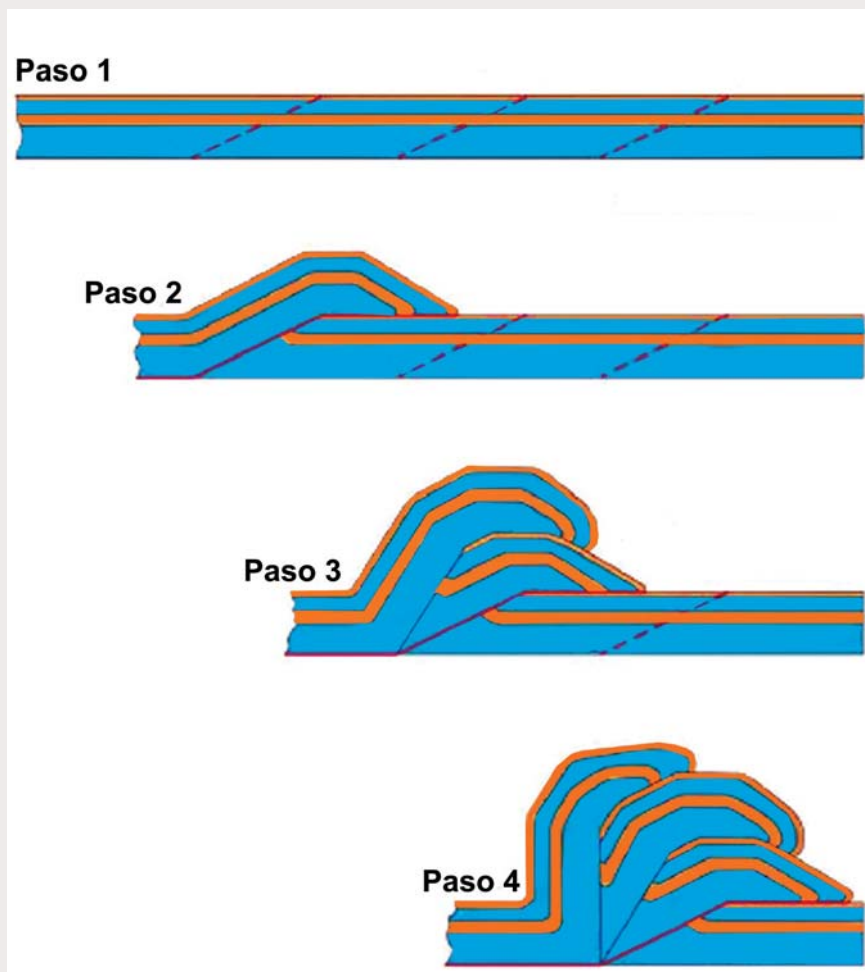


Figura 5.6. Tal como vimos en el capítulo 3, el desplazamiento uno sobre otro de bloques de corteza a través de fallas permite que una cordillera se desarrolle lateralmente así como que gane altura con el tiempo.

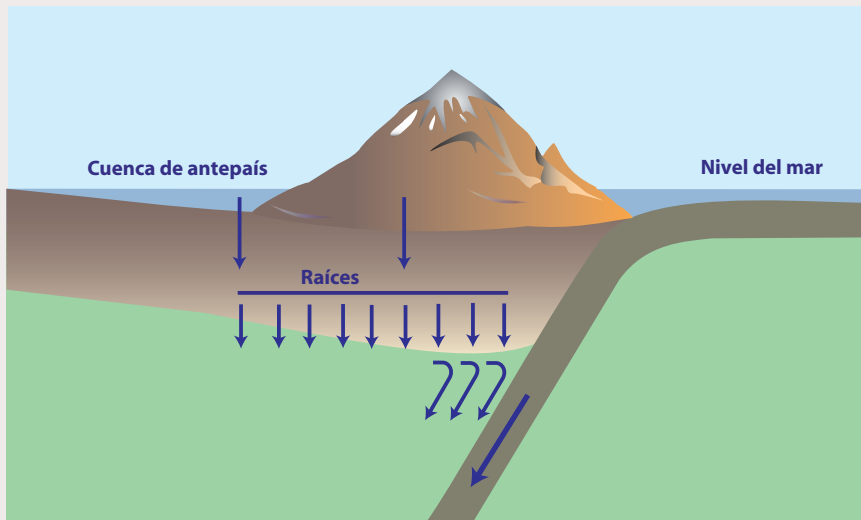


Figura 5.7. Comportamiento de una cordillera.

Una cordillera se comporta hasta cierto punto como un témpano: existe parte de la misma que sobresale sobre la superficie, mientras que otro sector se encuentra sumergido. Al crecer una montaña, también lo hacen sus raíces que se encuentran sumergidas en el manto. Además el peso de las montañas y sus raíces inflexiona la corteza tal como si fuera una balsa que es presionada desde uno de sus extremos. El espacio que se forma en el frente montañoso debido a la inflexión es rellenado por los productos del desgaste de la montaña formándose una cuenca de antepaís.

Una cordillera, conjuntamente con sus raíces, representa un peso extra sobre la litósfera continental (o lo que es lo mismo sobre una placa), que no existía en forma previa a su formación. Este peso causa una inflexión de la placa en cercanías al frente montañoso, que genera una depresión (Figura 5.7). La misma suele llenarse de los productos de desgaste de los sectores montañosos que son acarreados por ríos, glaciares y vientos hacia los sectores bajos. De esta manera acumulaciones de varios miles de metros de arena y cantos rodados a los pies de las cordilleras, atestiguan el proceso de progresivo desgaste de una montaña durante su alzamiento.

Los relieves montañosos ascendidos, así como sus raíces infrayacentes, deprimen también, debido a su peso, a la corteza oceánica en proceso de subducción (Figura 5.8). Esta inflexión produce surcos en el fondo marino de miles de kilómetros de extensión que se denominan trincheras.

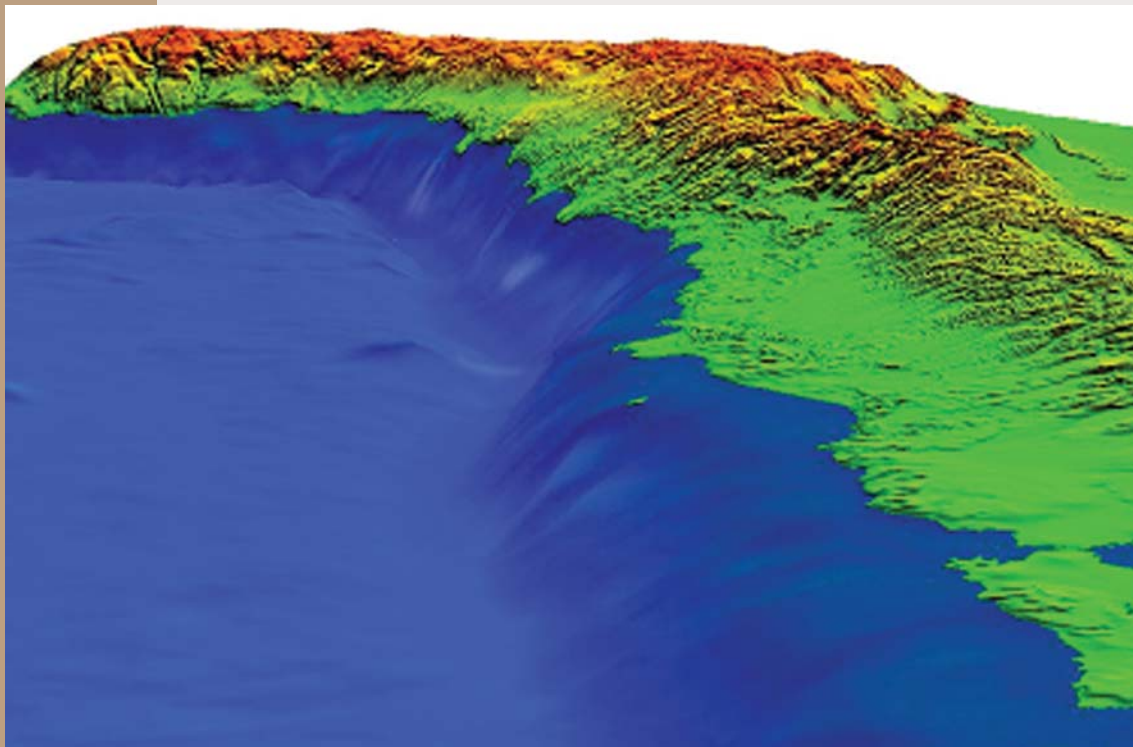


Figura 5.8. Los Andes son una cadena de montañas que posee grandes variaciones de altura y desarrollo lateral. Esas variaciones han sido curiosamente adjudicadas por algunos a la dirección en la cual soplan los vientos en el margen sudamericano produciendo lluvias orográficas. Nótese que en la cordillera patagónica, notoriamente más baja que los Andes del norte, los vientos húmedos provienen del oeste produciendo en la vertiente chilena lluvias, mientras que hacia el norte este esquema se invierte.

Segundo Acto

4.- Cómo regar una zona de subducción

Tomemos como ejemplo puntual una de las cordilleras más espectaculares formadas en una zona de subducción en la Tierra: los Andes. Esta gran cadena de montañas es extremadamente variable en altura y desarrollo lateral. Mientras que los Andes patagónicos son una cadena modesta de tan sólo 2.000 a 3.000 metros de altura que excepcionalmente llegan a los 3.500 metros, los Andes del norte y centro de Argentina y Chile son una notable cordillera con picos que sobrepasan los 5.000 y 6.000 metros de altura.

¿Por qué este dispar desarrollo de una cadena de montañas, si la misma se debe a un proceso único que es la subducción?

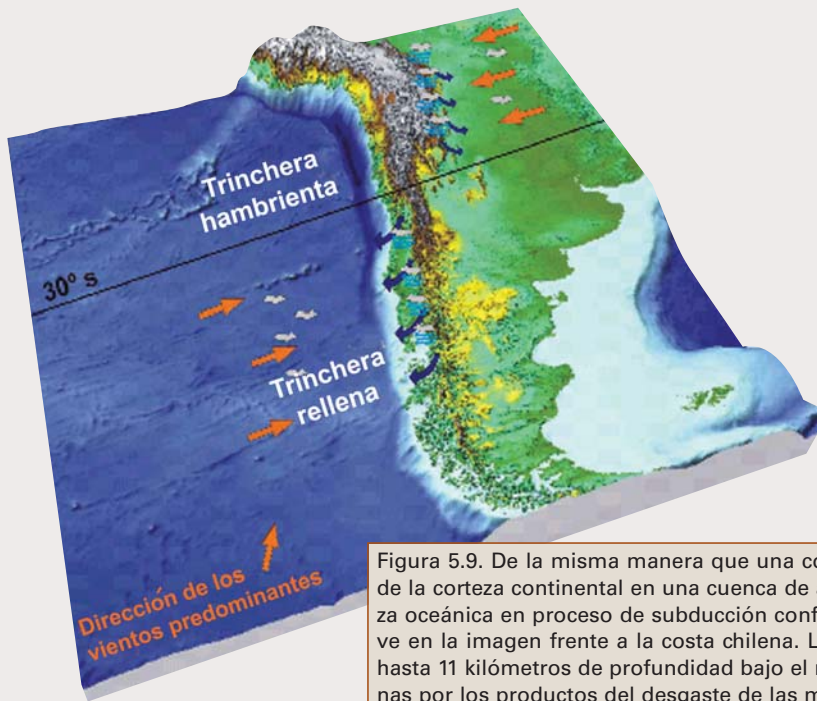


Figura 5.9. De la misma manera que una cordillera y su raíz producen la inflexión de la corteza continental en una cuenca de antepaís, lo hacen respecto de la corteza oceánica en proceso de subducción conformando una trinchera como la que se ve en la imagen frente a la costa chilena. Las trincheras en la Tierra pueden tener hasta 11 kilómetros de profundidad bajo el nivel del mar y pueden o no estar rellenas por los productos del desgaste de las montañas adyacentes.

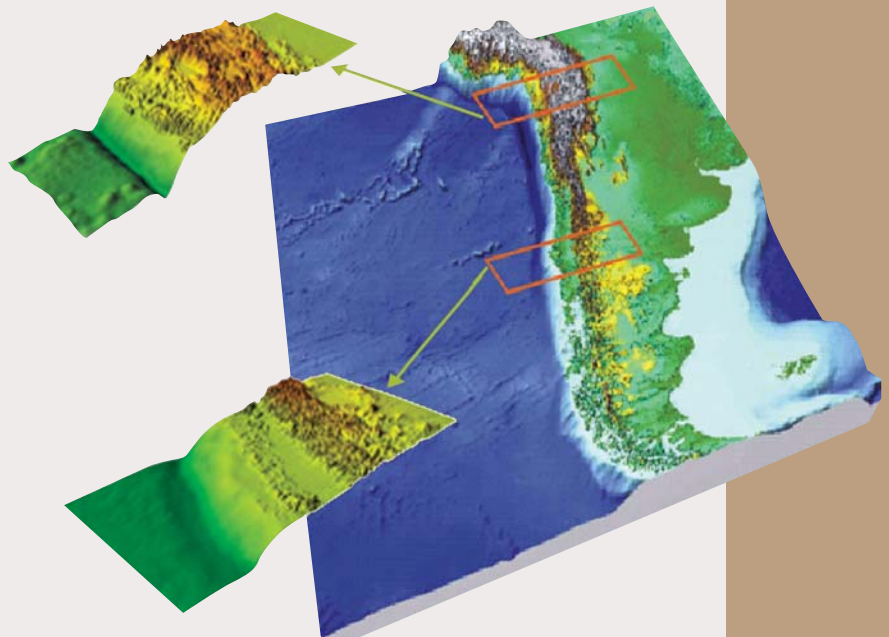


Figura 5.10. Las trincheras oceánicas se colmatan de los productos de desintegración de las montañas o permanecen vacías según la vertiente en la cual se desarrollan las máximas lluvias, que es función de la dirección en la cual soplan los vientos predominantes (Figura 5.9). La cordillera patagónica concentra sus lluvias en su mitad occidental, por lo que los ríos acarrearán los productos de desgaste de las montañas hacia el Océano Pacífico. Los Andes del norte son extremadamente secos en su vertiente chilena y peruana por lo que, prácticamente, no hay desgaste de las montañas y escasos ríos transportan esos productos permaneciendo las trincheras semivacías.

Una de las teorías más audaces que se han formulado al respecto, relaciona el desarrollo que adquiere un sistema montañoso con la dirección con la cual es azotado por los vientos húmedos. Veamos de qué se trata esta idea tan extraña. Los Andes de Argentina y Chile muestran una curiosa simetría: mientras que a la altura de la Patagonia las máximas lluvias se generan en la vertiente chilena, producto de un sistema de vientos que provienen del Océano Pacífico, las lluvias hacia el norte se producen en la vertiente argentina (**Figura 5.9**). De esta manera tanto la Patagonia argentina, como la zona central y norte chilena representan desiertos en los cuales pocos ríos remueven los productos de desgaste de la cordillera. El resultado es curioso: mientras que la trinchera oceánica adyacente a los Andes patagónicos se encuentra rellena de los productos de desgaste cordilleranos, la trinchera a la altura del centro y norte chileno está vacía a semivacía (**Figura 5.10**). Los altos Andes del norte han crecido paralelamente a una trinchera oceánica vacía, mientras que los Andes patagónicos lo han hecho frente a una llena. Aparentemente, los productos de desgaste de una cordillera actuarían como un lubricador en una zona de subducción que impediría el desarrollo de presiones necesarias como para levantar un cordón de altas montañas. En cambio, la ausencia de este material en las trincheras permitiría una interacción efectiva entre las placas, generándose presiones suficientes como para que se levanten grandes montañas.

Conclusión. Si lo que se busca es generar grandes cordilleras en una zona de subducción, parece ser conveniente regarlas del lado del océano.

5. Todo lo que sube tiene que caer

Hemos visto que ante ciertas condiciones favorables una zona de subducción puede asociarse al levantamiento de una montaña que inclusive, puede llegar a ser alta según los estándares terrestres. Ahora,

¿el desgaste paulatino de un cordón montañoso,
por medio de la acción de ríos y glaciares,
es la única forma de entorpecer su desarrollo o incluso
eliminarlo de la faz de la Tierra?

Realmente no. Existe otro mecanismo que elimina parcial o totalmente una montaña después de haberse formado. Este mecanismo se denomina colapso. Una montaña, tal como un castillo de naipes puede desmoronarse. Las razones por las cuales un sistema de montañas se derrumba, como un edificio viejo, radican en las proporciones que ésta adquiere y en la forma en la cual varían las interacciones entre las placas que le dieron origen. No existe sobre la Tierra ninguna montaña que supere los 8 kilómetros de altura, lo que hace pensar que su estructura no es eficiente para soportar “edificios” de más envergadura. Tal como para

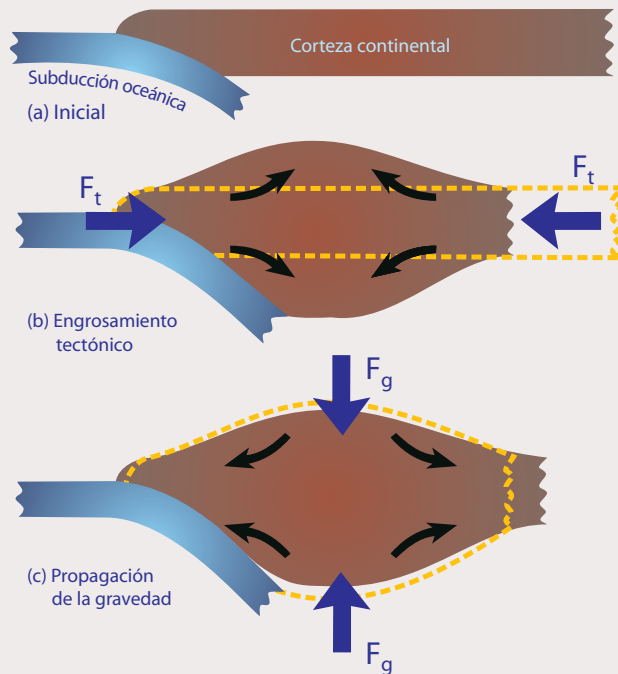


Figura 5.11. Así como una cordillera y su raíz se producen ante ciertas condiciones favorables, el desarrollo de una altura extrema o la caída de la compresión derivada de la interacción entre las dos placas, puede producir su colapso parcial o total.

ciertos materiales de construcción y ciertos diseños ingenieriles, un edificio no puede superar cierta altura, con las montañas parece pasar algo similar. Las montañas colapsan por encima de ciertas envergaduras (Figura 5.11). Un caso por el estilo son los Himalayas, la mayor cadena montañosa de la Tierra. Estos se encuentran en proceso de colapso incipiente en aquellos sectores que han superado los siete kilómetros de altura. Otra forma a través de la cual una cadena de montañas puede experimentar un colapso está relacionada con modificaciones en el régimen de interacción de las placas que se aproximan, sean éstas parte de un sistema de subducción o uno de colisión.

La disminución en la velocidad de convergencia de una placa en proceso de subducción puede provocar una caída en el régimen compresional que le diera origen a un sistema montañoso condenándolo a su colapso (Figura 5.11).

6. La pérdida de los cimientos

Así como las cordilleras pueden derrumbarse ante ciertas condiciones ya analizadas, sus raíces pueden tornarse inestables y arrancarse de la litósfera.

¿Bajo qué condiciones las raíces de una montaña se caen en el manto?

Habíamos visto en este mismo capítulo que, entre las fuerzas que producen el movimiento de las placas, la fuerza que tira del fondo oceánico subducido es la más importante. Esta fuerza surge de las transformaciones mineralógicas que experimentan las rocas que componen el fondo oceánico al ser transportadas éstas hacia las profundidades. Un fenómeno similar ocurre en algunas raíces de algunos cordones montañosos. A medida que una cordillera crece, hemos visto que también lo hacen sus raíces. Éstas, en su proceso de crecimiento, paulatinamente descienden en el manto y de esta forma los materiales que las forman se someten a condiciones de mayor temperatura y presión de las cuales fueron formadas. Así los minerales que componen las rocas alojadas en las raíces de las montañas se transforman hacia especies más densas, lo que puede provocar la inestabilidad de las mismas. Muchos sistemas montañosos pierden sus raíces mediante este proceso, el que técnicamente se conoce con el nombre de delaminación. Las simulaciones con computadora predicen este proceso mostrando que, ante ciertas condiciones, las cordilleras pierden sus raíces, las cuales se sumergen en la astenósfera (Figura 5.12).

¿Qué pasará con las cordilleras al momento en el cual sus raíces pierden en el manto?

Para contestar esta pregunta volvamos a la analogía del barco carguero. Si súbitamente volcamos la enorme carga de un barco en el mar, éste que se encuentra deprimido en las aguas debido al enorme peso que soportaba tenderá rápidamente a alzarse. Eso exactamente pasa con las cordilleras que pierden sus raíces por delaminación, se alzan al haber perdido el peso que las anclaba al manto.

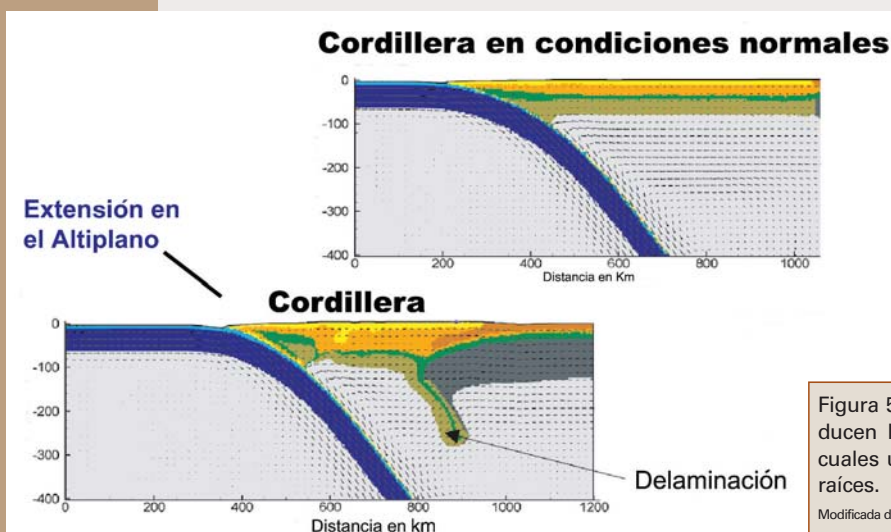


Figura 5.12. Modelos que reproducen las condiciones bajo las cuales una cordillera pierde sus raíces.

Modificada de http://cogm.free.fr/WDMAM_b_gb.html

Las Rocas Formadas en los Distintos Planetas

Tipos de cortezas planetarias: primarias secundarias y terciarias. Composición del interior terrestre, tipos de rocas en el sistema solar. Procesos geológicos y las rocas asociadas.

Apertura

La mayoría de los libros de geología poseen un apartado sobre el llamado ciclo de las rocas. En este caso el capítulo más parecido a aquellos clásicos párrafos donde se describe un ciclo sin fin de rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas, pretende ser éste. Sin embargo, no será encarado de forma tradicional. En el primer acto veremos algunas características acerca de la composición de la Tierra y, particularmente, de su corteza. Finalmente, hablaremos de los distintos tipos de roca pero tratando de hacer hincapié en los procesos que las forman. Poco importa si la roca se clasifica como basalto o granito o metacuarcita. Creemos que lo principal es conocer los distintos mecanismos que dan lugar a las rocas tomando conciencia que los volcanes forman rocas, los ríos forman rocas, e incluso el viento es capaz de formar rocas.

Primer Acto

1.- La composición de la Tierra

¿En qué se diferencia la composición terrestre de la del resto de los otros planetas?

Un geólogo norteamericano mencionó una vez que:

“Estimar la composición de los planetas ha demostrado ser una de las tareas más difíciles de la cosmoquímica. Incluso, determinar la composición de la Tierra se plantea como un reto, puesto que la diferenciación planetaria ha evidenciado que no hay lugar en su interior o sobre ella donde podamos hallar una muestra con la composición media de todo el planeta”

La abundancia de elementos químicos hallada en los meteoritos primitivos nos ofrece la mejor estimación sobre la composición de la materia rocosa

de la nebulosa solar. Cabría imaginar que la composición de los planetas rocosos encajaría con ese dato. De hecho, muchas teorías sobre formación planetaria lo han supuesto así. Sin embargo, los planetas terrestres no sólo han perdido gran parte del gas y del hielo, sino que también se muestran bastante faltos de elementos como plomo, sodio y potasio, los cuales se volatilizan a temperaturas inferiores a 750 °C. Esto se debe a que el virulento Sol temprano eliminó estos elementos más livianos, como se verá en el siguiente capítulo, además del agua y otros hielos y gases (Figura 6.1).

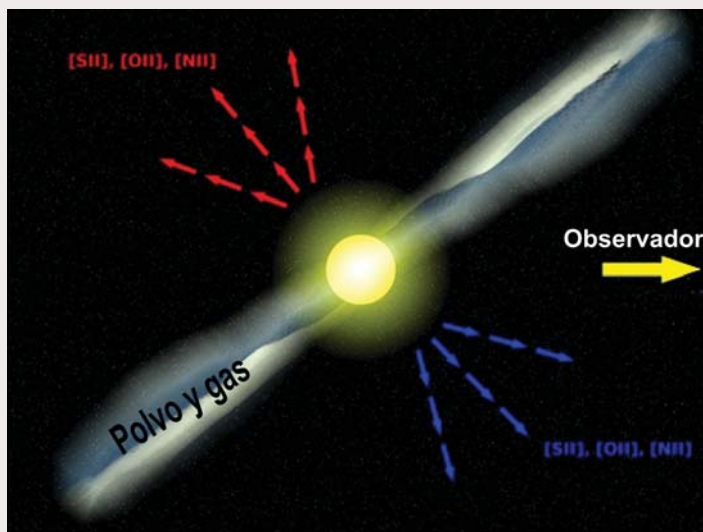


Figura 6.1. Episodio T-Tauri

Durante los estadios correspondientes a la formación de planetas, la estrella, alrededor de la que se forman, sufre un episodio violento y muy energético llamado “episodio T-Tauri”. Este es el momento en que la estrella comienza a funcionar como tal y se podría decir que “nace”. Sufre una especie de estallido generando vientos tan fuertes que arrastran a los materiales más livianos de la nebulosa planetaria hacia el exterior de la misma, como agua, hidrógeno y nitrógeno. Habría evidencias de que la Tierra se formó con posterioridad a este episodio, tal como los otros planetas rocosos. De esta manera la Tierra se crió en un ambiente libre de dichos elementos livianos. Es por eso que, aunque resulte tan común una atmósfera y el agua, la Tierra está empobrecida en estos elementos livianos respecto a los planetas exteriores.

El hecho de que dispongamos de muy poca información acerca del interior de la Tierra plantea un problema fundamental. La corteza, en cambio, es conocida en detalle, ya que vivimos sobre ella y los geólogos la han estado martillando, sondeando y taladrando durante un par de centenares de años.

La corteza que yace bajo los océanos y cubre alrededor de las tres cuartas partes de la superficie terrestre, está constituida esencialmente por un material

más denso que el continental. Esta corteza es de unos cinco kilómetros de grosor y erupcionó en la superficie del fondo marino en forma de lava desde las dorsales centrooceánicas, apareciendo cubierta por un ligero barniz de lodo procedente de la erosión de los continentes y de la materia orgánica que muere en el mar. La composición del manto rocoso superior, también, se conoce bastante bien hasta una profundidad de 200 kilómetros, puesto que los volcanes han suministrado muestras procedentes de esas zonas. Está compuesto principalmente de silicio, magnesio y hierro. Por debajo de ese límite se dispone de una información más incierta, aunque el estudio del paso de las ondas sísmicas revela que el manto sigue siendo rocoso, tal como se vio en los capítulos anteriores. El núcleo del planeta, cuyos confines comienzan a los 2.900 kilómetros por debajo de la superficie, consiste sobre todo en hierro metálico, aleado en un 10 por ciento con níquel, azufre y tal vez algún que otro elemento más. Dicho núcleo constituye la tercera parte del planeta (Figura 6.2).

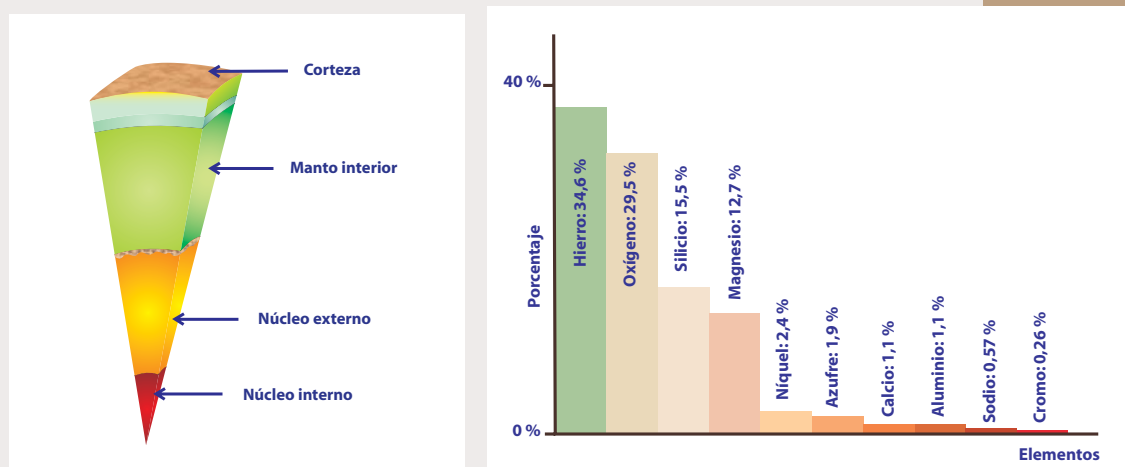


Figura 6.2. La composición de la Tierra a muy grandes rasgos corresponde a elementos densos y pesados que se ubican en el centro y que, a medida que se asciende a la superficie, son reemplazados por elementos cada vez menos densos. En el núcleo domina el hierro, y en el manto el silicio y el magnesio

Teniendo en cuenta que del interior terrestre sólo poseemos evidencias indirectas,

¿qué queda esperar de los otros cuerpos del sistema solar?

Por el momento sólo estimaciones y modelos basados en datos del radio y la masa de los planetas. Así conocemos las densidades de los mismos. Comparado con la Tierra, por ejemplo, Mercurio posee una proporción mucho más significativa de hierro atrapado en un gigantesco núcleo que abarca el 75% del planeta. Marte y la Luna, en cambio son cuerpos poco densos, lo que implica que la proporción de hierro es menor. Venus, que posee una densidad y tamaño similares a la Tierra es esperable que posea un núcleo de hierro de tamaño similar (Figura 6.3).

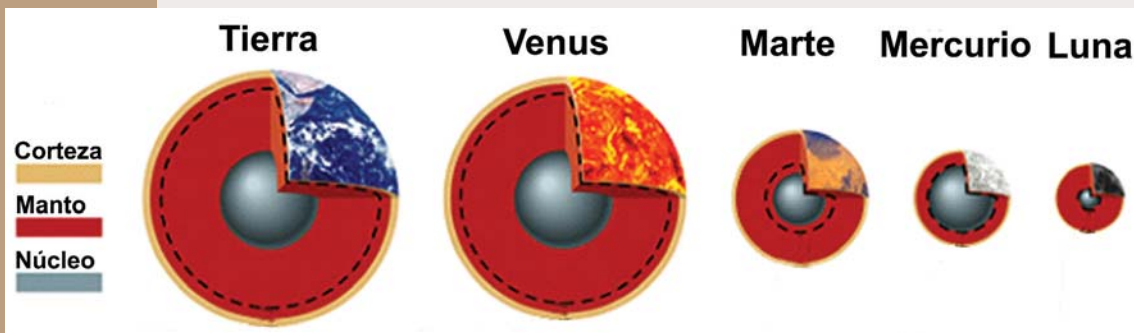


Figura 6.3. Comparación de la estructura interna de los planetas internos a escala y por tamaño. El núcleo metálico de Mercurio es desproporcionadamente grande. Esto podría deberse a que un gigantesco impacto eliminó gran parte de la cobertura del material rocoso del manto.

2.- El merengue de la tarta

Como se vio en el primer capítulo, la Tierra se formó a partir de la acreción de distintos cuerpos y, paulatinamente, se habría diferenciado en capas más densas y menos densas. Pero nada en geología o la naturaleza es tan simple como sopas de pucheros o cebollas. El manto rocoso de la Tierra, por ejemplo, alberga más níquel, platino, iridio y elementos preciosos similares que los predichos por modelos simples de diferenciación de capas. En realidad, si así fuera, todos estos elementos deberían hallarse en el núcleo junto con el hierro debido a que son afines, y entonces no tendríamos de joyas hechas con platino. Por tanto, se cree que la Tierra quedó salpicada por una

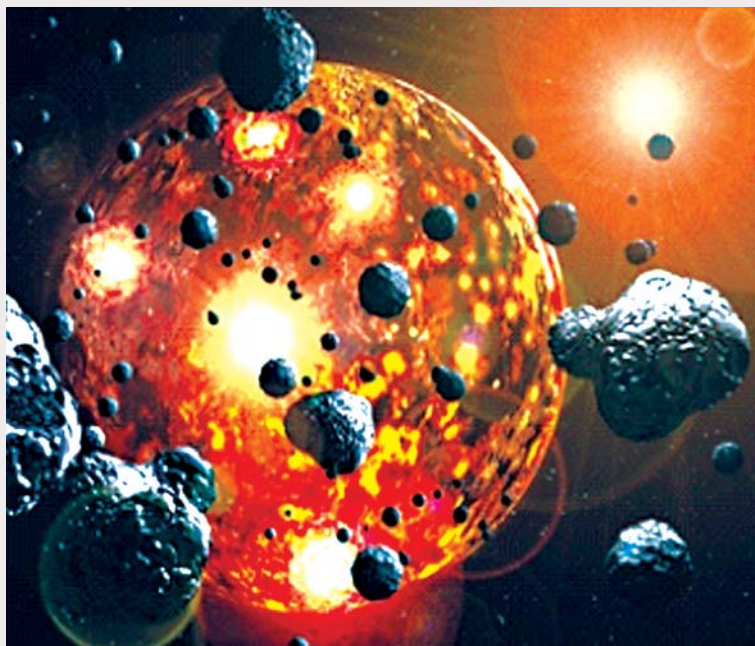


Figura 6.4. Entre los 3.900 y 3.800 millones de años hay evidencias de que la Tierra sufrió un intenso bombardeo meteorítico. Este último aporte de material a la Tierra ya formada, y con su núcleo diferenciado, habría aportado algunos elementos que se encuentran en el manto en la corteza y son difíciles de explicar de otra forma.

cobertura de meteoritos bastante después de haberse formado. La Luna, en cambio, no muestra evidencias de haber quedado cubierta por esta capa tardía aunque sería lo lógico, en caso de existir ya en aquel entonces. También hay que señalar que si se añadieron capas tardías deberían haberse mezclado por completo con el manto rocoso, el cual probablemente seguía fundido en aquella época. Pero tal vez no se sepa demasiado acerca del comportamiento de los elementos químicos cuando se someten a temperaturas y presiones elevadas en el profundo interior de la Tierra (**Figura 6.4**).

Tal vez el misterio de los elementos preciosos radique en la limitación de nuestro conocimiento. Quizá el impacto gigantesco que produjo el surgimiento de la Luna, fue lo que aportó estos elementos. Según esa hipótesis, el núcleo metálico del objeto que impactó contra la Tierra cayó a la superficie después de mantenerse en órbita durante varias horas. Al caer su masa de metal sobre la Tierra, parte de ella pudo quedar atrapada en el manto rocoso del planeta y el resto se habría hundido en el núcleo. Algún lector atento y memorioso se preguntará qué pasó entonces con Venus. El planeta vecino no posee ninguna luna y sin embargo posee casi la misma cantidad de hierro.

¿Cómo es posible que Venus, sin recibir ningún impacto gigantesco que importara un núcleo de hierro extra, posea la misma cantidad que la Tierra?

Probablemente nunca se sepa a ciencia cierta, pero se estima que el hecho de ubicarse en una zona más cercana al Sol habría influido en la adquisición del hierro.

3.- Panes y cortezas

Igual que los panaderos, los planetas parecen incapaces de resistirse a elaborar cortezas. En ambos casos se precisa calor. Volúmenes de material que se funden con facilidad salen del interior y cubren la superficie. Sin embargo, como en los panes, todas las cortezas sólidas de los planetas y sus satélites difieren unas de otras. En consecuencia, surgen varias dificultades al intentar encontrar algunas pautas generales para la formación de cortezas en un sistema planetario en el que abundan los acontecimientos casuales, tales como la cercanía o lejanía al Sol, el tamaño, la cantidad de impactos recibidos.

Los planetas crecen por la colisión de objetos. Estos son eventos energéticos que aportan importantes cantidades de calor que resultan en la fusión o incluso evaporación total. Este aporte de calor hace que un cuerpo que recibe muchos impactos sufra la fusión total de su superficie formando un océano de roca fundida. Existen signos manifiestos de que la Luna estuvo fundida y que su blanca corteza montañosa se formó como resultado de ello. La Luna tuvo un océano de magma el cual, a medida que se enfriaba y solidificaba, se fue separando en una fracción de rocas menos densa, rica en calcio, aluminio y potasio que flotaba en ese mar de rocas, mientras que un producto más denso y rico en magnesio se hundía en profundidad. Esto

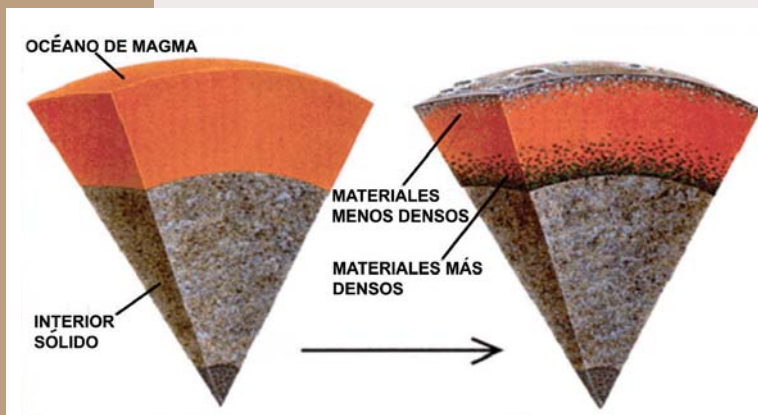


Figura 6.5. La Luna y todos los planetas habrían tenido en sus inicios una etapa en que su superficie estaba fundida completamente. En esta etapa, a medida que el material más denso se solidificaba, se hundía mientras que el menos denso flotaba en la superficie.

generó las diferentes cortezas, blanca y negra respectivamente, que se observan hoy en día. No obstante, esto no tiene por qué servir como modelo para el desarrollo de las cortezas de la Tierra, Venus o Marte. De hecho si no se hubieran adquirido rocas lunares difícilmente se conociera este proceso (Figura 6.5).

La corteza de la Tierra posee unos 20 km de espesor, considerando un promedio entre las cortezas continental y oceánica. Éste representa una corteza muy fina comparada con los 100 km de la corteza lunar a pesar que la Luna es un 2 % del tamaño de la Tierra.

¿Esto significa que la Tierra nunca tuvo un océano de magma?

Como se verá en el próximo capítulo este océano sí existió en la Tierra, sin embargo, la formación de rocas menos densas, por ende flotantes, fue mucho más eficiente en la Luna.

Se definen tres tipos de corteza: primaria, secundaria y terciaria. Las cortezas primarias se forman cuando el océano de magma en un cuerpo se enfría y se genera una superficie sólida, en general, compuesta por materiales poco densos. Este es el caso de las montañas lunares. El residuo denso que queda de dicho enfriamiento se hunde en el interior del cuerpo. Tal como se vio en el capítulo 4 los planetas generan calor mediante la desintegración de los elementos radioactivos. Eventualmente, este calor puede provocar que se funda el interior del cuerpo formando plumas de material que es eructado en superficie. Este material más denso que la corteza primaria, y producto de la fusión del material que se hundió al formarse la corteza primaria, es lo que se denomina corteza secundaria; en el caso de la Tierra ésta sería la corteza oceánica extensamente ya mencionada. Finalmente, la corteza terciaria se forma por la fusión y posterior solidificación de una corteza primaria o secundaria.

La familiar corteza continental de la Tierra, sobre la que vivimos la mayoría de nosotros, tiene una trascendencia única. Ésta generó una plataforma que sobresale por encima del mar en la que se produjeron las etapas posteriores de la evolución, que desembocaron en la aparición de la humanidad y la

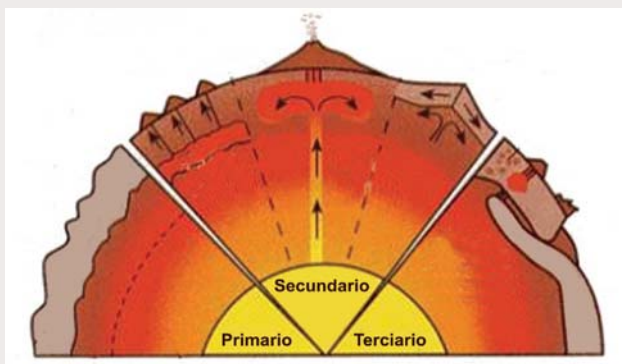


Figura 6.6. Las cortezas primarias se forman a partir de la solidificación directa del océano de magma, las secundarias a partir de la posterior fusión del manto y la terciaria como productos reciclados de las dos primeras.

impresión de este libro. Por eso es importante estudiar cómo apareció la corteza continental, la que presenta grandes diferencias en cuanto a composición con respecto a la corteza oceánica y el manto, y si en el resto de planetas terrestres existen cortezas similares. La Tierra es el único cuerpo del sistema solar que ha formado una corteza terciaria. En todos los demás cuerpos, hasta el momento sólo se conocen cortezas primarias y secundarias. Este hecho se debe a que en la Tierra la tectónica de placas recicla la corteza (Figura 6.6).

La familiaridad con nuestra propia corteza tal vez haya impedido que tomemos conciencia de su singularidad. Aunque la corteza continental, de unos cuarenta kilómetros de grosor, contiene menos del 0,5 por ciento de la masa de la Tierra, alberga una abundancia sorprendente, alrededor de un tercio de la provisión total de la Tierra, de muchos elementos que existen en cantidades mínimas, como el uranio.

En ocasiones, los procesos geológicos conspiran para concentrar en depósitos minerales esos elementos que, en condiciones normales, existen en pocas partes por millón o por mil millones.

Así, la corteza se muestra rica en yacimientos que albergan esos elementos escasos de tanta utilidad para desarrollar una civilización tecnológica. Las pantallas de todos los televisores en color portan un elemento del grupo de las tierras raras, el europio, cuya fluorescencia proporciona la parte roja de la imagen.

El europio está presente en la Tierra a niveles tan bajos como una décima parte por millón, y raramente (de ahí el nombre de «tierras raras») aparece en cantidades susceptibles de ser sometidas a explotación minera.

¿Cuántos otros planetas podrían reproducir los interminables ciclos geológicos que han concentrado este elemento?

En el sistema solar son realmente pocos si es que hay algún otro.

En la Tierra podemos extraer las cantidades que precisamos de depósitos minerales exóticos para diseminar este elemento por todo el mundo dentro de aparatos de televisión. Por tanto, para desarrollar una civilización tecnológica no sólo se precisa una temperatura favorable, agua y una atmósfera de oxígeno. También se necesitan depósitos de cobre, de tierras raras y otro montón de cosas que apenas apreciamos pero que, en realidad, recibimos

ofrendadas por la tectónica de placas. En comparación, la corteza de Venus parece la pesadilla de un prospector minero.

Los planetas parecen encontrar dificultades para producir los materiales que integran la corteza continental, al parecer exclusiva de la Tierra. Es el producto final de diversos procesos de segregación del manto rocoso primigenio. Los continentes se han ido desarrollando lentamente y de forma episódica a lo largo del tiempo geológico, y en el presente muestran una extensión máxima. El proceso de formación de continentes terrestres es claramente ineficiente si se tiene en cuenta que en el transcurso de más de 4.500 millones de años, la Tierra ha transformado menos de un 0,5 por ciento de su volumen en corteza continental.

Segundo Acto

4.- Ciclos no tan ciclos

El concepto de roca, si bien resulta simple, ya que todos tenemos la experiencia de haber arrojado alguna, puede resultar más complicado de lo que parece. Existen tres grandes grupos que son: las rocas sedimentarias, las rocas ígneas y las rocas metamórficas. Comencemos a ver algunos ejemplos de ellas.

Las primeras rocas en formarse en el espacio fueron los meteoritos. Tal como se mencionó en el capítulo primero existen tres tipos de meteoritos. Dentro de los rocosos encontramos las condritas. Estos se formaron a partir de pequeños granitos de material que condensaron de la nebulosa solar y se unieron entre sí. Es decir, son agregados de pequeños sedimentos espaciales y, por ende, rocas sedimentarias. A partir de estas rocas, luego, crecieron objetos mayores que, debido al calor del choque y radioactivo, se fundieron y se diferenciaron en núcleos densos de metal y mantos rocosos que luego solidificaron. Así se formaron los meteoritos metálicos. Estos ya no se consideran rocas sedimentarias, son en cambio, rocas ígneas. Es decir se formaron a partir de la fusión y posterior solidificación del material. Finalmente otros meteoritos rocosos llamados acondritas muestran signos de que su composición fue alterada de una manera particular, habiendo sido modificada, principalmente, por la presencia de agua y calor. También es probable que durante el choque entre dos cuerpos, estos no se fundan completamente sino que la titánica presión generada en el impacto cambie sustancialmente el estado de los elementos que los formaban. Este tipo de meteoritos pueden considerarse metamórficos, en pocas palabras son cuerpos que por efecto de la temperatura o el calor sufren cambios en su composición o bien en su densidad, sin llegar a fundirse.

En todo el sistema solar se están formando y destruyendo rocas en este mismo instante. Puede estar ocurriendo en forma violenta como el estallido de un volcán en una luna de Júpiter, o en forma tan lenta que no es apreciable, como la delicada depositación de material en el fondo de un lago en la Tierra.

El volcanismo es el proceso tal vez más evidente de formación de rocas. En casi todos los cuerpos del sistema solar existen rocas ígneas generadas por los

volcanes. Al hacer erupción un volcán escupe lava que luego solidifica en la superficie formando rocas ígneas volcánicas, es decir rocas que se fundieron y luego se solidificaron en la superficie (Figura 6.7).

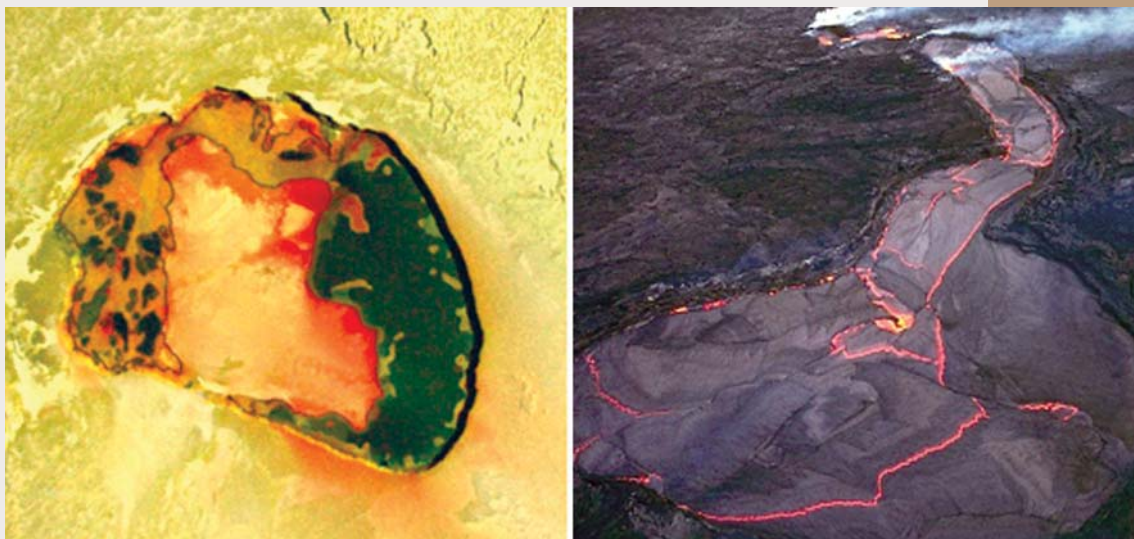


Figura 6.7. Rocas volcánicas en proceso de formación.

A la izquierda un lago de lava en un volcán de Io (la luna de Júpiter), a la derecha otro lago de lava en un volcán terrestre (Hawaii). La lava escupida por los volcanes solidifica lentamente en la superficie de un planeta formando rocas volcánicas. Según cuánto demoren en enfriarse formarán distintos tipos de rocas volcánicas.

Sin embargo los volcanes no siempre tienen la capacidad de liberar todo el material fundido y éste solidifica debajo de la superficie. Así se forman las rocas ígneas plutónicas.

Otros tipos de rocas se encuentran asociados a la actividad de los volcanes. Es común que, en una erupción, se arrojen cenizas por el aire. Luego, estas cenizas se depositan en la superficie y se transforman en rocas a medida que son aplastadas por el peso de las cenizas suprayacentes. Éstas son rocas sedimentarias. Finalmente durante el ascenso de material fundido a través de la chimenea de un volcán, se calientan las rocas que rodean un aparato volcánico. Al calentarse, las rocas se transforman en rocas metamórficas dado que se modifica su composición.

De todos estos grupos descriptos, las rocas más comunes en todo el sistema solar son las rocas ígneas.

Las rocas metamórficas son bastante comunes en el sistema solar si se tiene en cuenta que van de la mano de las rocas ígneas. Sin embargo, existen también otros procesos de formación de rocas metamórficas, como por ejemplo a través de los impactos meteoríticos o la subducción de corteza oceánica como en la Tierra, que al generar altas presiones modifican la estructura de las rocas previas haciéndolas más densas.

Finalmente, las rocas sedimentarias, si bien son más raras, también se forman en algunos otros cuerpos además de la Tierra. El agua en el pasado de Marte pudo formar rocas sedimentarias similares a las terrestres. El agua es un agente efectivo para romper otras rocas, transportar pequeños fragmentos de material y depositarlos en otra parte. Este material luego se convertirá en una roca sedimentaria a medida que nuevas capas de fragmentos lo tapen y aplasten. En forma equivalente el viento transporta material de un lugar a otro y lo deposita dando lugar a acumulaciones que, eventualmente, formarán rocas sedimentarias. Si bien el agua y el viento no constituyen estrictos formadores de rocas, son elementos esenciales en la formación de rocas sedimentarias. Es por esto que dichas rocas no abundan en el sistema solar (**Figura 6.8**).

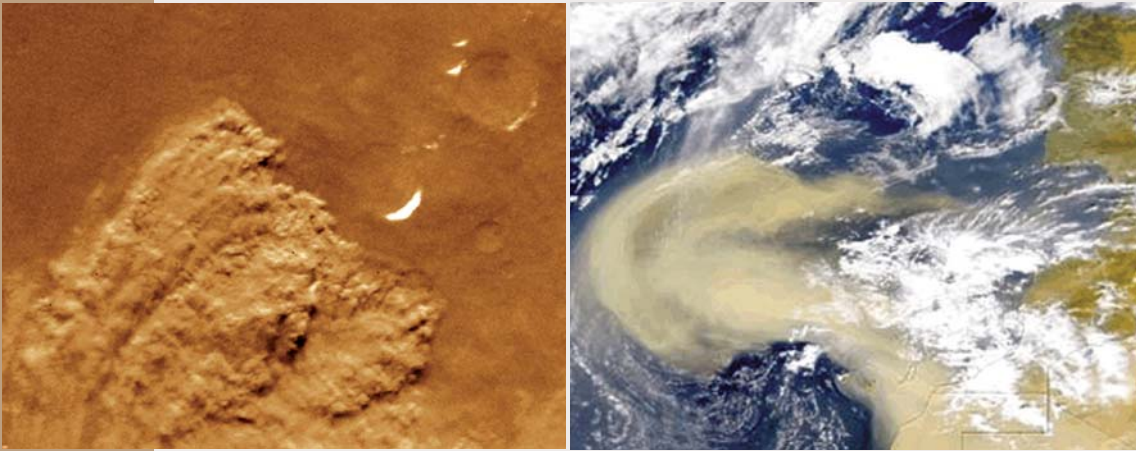


Figura 6.8. Izquierda: tormenta de viento en Marte. Derecha: tormenta de arena en la Tierra. El viento es un importante agente en Marte y en la Tierra que transporta material suelto de un lugar a otro y lo deposita a partir del cual se forman rocas sedimentarias. Las rocas sedimentarias son raras en el sistema solar ya que pocos planetas poseen atmósferas. Incluso en Venus, que posee una intensa atmósfera, la formación de vientos se encuentra inhibida.

La Relación entre la Tectónica de Placas, la Vida y el Clima

La tectónica de placas, el ciclo del dióxido de carbono y la temperatura superficial de la Tierra. Hipótesis del congelamiento terrestre. Las cordilleras y el enfriamiento de la atmósfera. Las cordilleras y la desertización de los continentes. Las reorganizaciones continentales y los cambios oceánicos y atmosféricos. La expansión del fondo oceánico y el nivel del mar. Los puntos calientes. Reunión y separación de continentes y el nivel del mar.

Apertura

Desde hace pocos años se ha tomado conciencia acerca de la compleja interacción que existe entre el desarrollo de la vida en la Tierra, los niveles del mar que permiten que las plataformas marinas se pueblen de organismos en torno a los continentes, un clima habitable y la tectónica de placas. Esta interacción es tan decisiva que las teorías más modernas no conciben el desarrollo de la vida, hacia los niveles de alta complejización que ésta adquirió, sin la existencia de tectónica de placas. Este mecanismo que la Tierra posee según el cual cambia su piel a través de la subducción de corteza oceánica en respuesta a la pérdida de su calor interno ha mantenido la temperatura superficial del planeta dentro de niveles habitables.

Primer Acto

1.- El ciclo de la vaca

Cuando éramos escolares se nos enseñó hasta el cansancio en las clases de Ciencias Naturales el ciclo de la vaca. Este ciclo comenzaba con la muerte de la vaca. La misma se descomponía en el suelo (el mismo donde solía pastar) y lentamente los productos de su degradación eran asimilados por la vegetación. Luego otra vaca venía e ingería aquel pasto. De esta manera el carbono que constituía la materia orgánica de la ex vaca, aquella que había muerto, pasaba a formar parte de la nueva y hambrienta vaca, que a su vez, moriría y así sucesivamente. El ciclo de la vaca era el ciclo del carbono, de la forma en la cual el carbono se recicla en la naturaleza. Lejos de querer desacreditar

semejante mecanismo, el ciclo del carbono compromete otro tipo de procesos y es de una magnitud que excede a la vaca y al metro cuadrado de pasto en el cual comía y moría. Existen en la naturaleza dos sumideros de dióxido de carbono de envergadura: los volcanes del arco volcánico y las dorsales centrooceánicas (Figura 7.1).

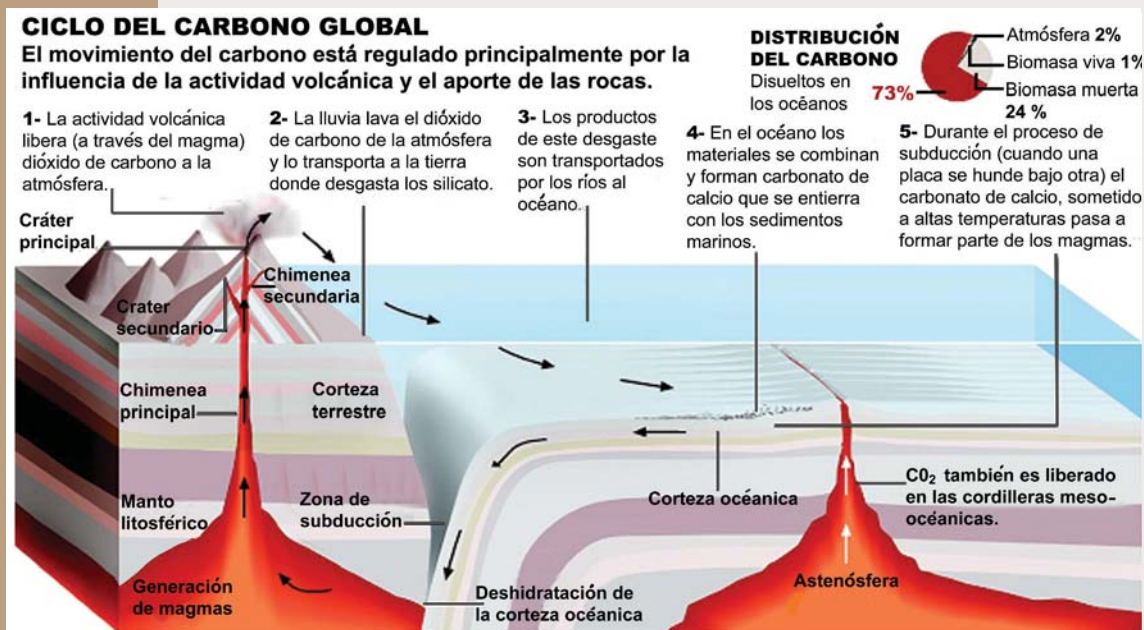


Figura 7.1. El ciclo del carbono en la Tierra regido por la tectónica de placas.

Los puntos calientes también constituyen sumideros importantes durante los tiempos en los cuales se encuentran activos. El dióxido de carbono emitido por los animales y vegetales al respirar es comparativamente menor.

Los procesos volcánicos, en general, emiten casi todo el dióxido de carbono que existe en la atmósfera y en los océanos. Este dióxido de carbono es tomado por gran parte de la vida que habita las plataformas oceánicas para construir sus conchillas de carbonato. Además los procesos de alteración de rocas que ocurren en la superficie de los sectores montañosos involucran cantidades importantes de dióxido de carbono. De esta manera existe un balance entre el dióxido de carbono suministrado a la atmósfera y a los océanos a través de procesos volcánicos y aquél extraído de los mismos mediante procesos de alteración de rocas y construcción de conchillas marinas (Figura 7.1). Los fragmentos de rocas alteradas son tarde o temprano transportados por glaciares y ríos desde los sectores montañosos hacia las llanuras y luego hacia los océanos. Allí, en forma conjunta con las conchillas de comunidades de animales que han muerto, este material cae a través de avalanchas submarinas hacia los fondos marinos para depositarse sobre la corteza oceánica. En algún momento, 10, 100 ó 200 millones de años después este fondo oceánico se hunde en una zona de subducción y consigo transporta esas conchillas y fragmentos de rocas alteradas. Así el carbono retorna al interior terrestre. Los procesos de descompresión

De esta manera se completa el ciclo del carbono que puede durar algunos cientos de millones de años y que asegura un suministro continuo de dióxido de carbono, así como una extracción efectiva de este compuesto.

El Sol emite radiaciones que poseen diferentes longitudes de onda. Las longitudes de onda emitidas dependen como en todo cuerpo, de la temperatura superficial que éste posea (Figura 7.2). El Sol, que posee una temperatura superficial de alrededor de 6.500°C , emite dentro de las longitudes de onda del espectro visible, es decir: casi toda la energía que el sol emite corresponde al espectro visible o, dicho de otra forma, es luz. Nuestra atmósfera es, relativamente, transparente a las radiaciones ubicadas en el espectro visible, por lo que la luz solar la penetra llegando hasta la superficie. Sin embargo, la temperatura superficial de la Tierra de unos 20°C promedio refleja esa energía transformando su longitud de onda. Un cuerpo con una temperatura de tan sólo 20°C transforma a las longitudes de onda correspondientes a las ondas incidentes desplazándolas hacia el espectro infrarrojo (calórico) (**Figura 7.2**).

Así como nuestra atmósfera es, relativamente, transparente a las radiaciones ubicadas en el espectro visible, se torna altamente reflectiva a las radiaciones desplazadas al infrarrojo, en función del contenido de gases denominados de efecto invernadero. Detengámonos en este punto: los gases de efecto invernadero, entre los cuales se encuentra el dióxido de carbono y el vapor de agua, tornan reflectiva la atmósfera a las radiaciones infrarrojas que son las del calor (Figura 7.3). Es decir, la energía proveniente del Sol puede infiltrarse en la atmósfera sin mayores problemas, pero al incidir y reflejarse en la superficie terrestre sus longitudes de onda se desplazan al infrarrojo y así queda atrapada, en gran medida, en la atmósfera (Figura 7.3).

Diagrama del espectro electromagnético que muestra las longitudes de onda en nanómetros (nm) y las regiones correspondientes:

- Ondas largas
- Ondas medias
- Ondas cortas
- Ondas ultracortas
- Televisión
- Radar
- Rayos infrarrojos
- Rayos ultravioletas
- Rayos X
- Rayos Gamma
- Rayos cósmicos

El espectro se divide en regiones de color:

- 780 nm
- 610 nm
- 590 nm
- 570 nm
- 500 nm
- 475 nm
- 450 nm
- 380 nm

La relación entre la tectónica de placas, la vida y el clima



Figura 7.3. Efecto invernadero. Los gases de efecto invernadero entre los que se encuentra el dióxido de carbono vuelven reflectiva a la atmósfera a las radiaciones infrarrojas (calóricas). De esta manera el desplazamiento hacia el espectro infrarrojo que la Tierra genera en las ondas solares reflejadas hace que éstas no puedan escapar hacia el espacio y generen un sobrecalentamiento de la atmósfera. Sin efecto invernadero la atmósfera no tendría la mínima temperatura necesaria para el desarrollo de la vida. Un efecto invernadero descontrolado produciría su calentamiento excesivo.

e irreales: en el primero supongamos que todas las especies en la Tierra que fabrican sus conchillas con carbonato dejan de hacerlo y que, paralelamente, sobre las cordilleras, también por una razón no clara, las rocas dejan de alterarse. El resultado es catastrófico: las dorsales y los arcos volcánicos siguen suministrando dióxido de carbono, pero no existe un mecanismo que lo remueva de la atmósfera, este gas aumenta su concentración hasta que la Tierra no puede eliminar al espacio el calor reflejado en su superficie, sobrecalentándose hasta límites no habitables. Veamos el otro caso extremo: las dorsales y los arcos volcánicos se apagan y dejan, por lo tanto, de suministrar dióxido de carbono a la atmósfera. El resultado es desastroso: el dióxido de carbono es removido de la misma por procesos de alteración de rocas y construcción de conchillas hasta agotarse. De esta manera la atmósfera no retiene el calor reflejado en la superficie de la Tierra enfriándose hasta límites insostenibles para la vida.

3.- El efecto bola de hielo

Estas crisis planteadas en la sección anterior distan aparentemente de haber constituido pura ciencia ficción. Hace unos 700 millones de años un caso fortuito casi destruye la vida en la Tierra.

Cabe aclarar que esta vida se encontraba en estado primitivo ya que estaba constituida por formas unicelulares. Por entonces los continentes participaban de una gran reunión conocida como Rodinia (ver siguiente capítulo). Los fragmentos de este gran continente generados a partir de múltiples sistemas de rift que evolucionaron en el desarrollo de cuencas oceánicas, fueron a parar todos ellos a la franja tropical de la Tierra. Este hecho, al parecer insignificante, habría gatillado una crisis sin precedentes: en todos los continentes al mismo tiempo reinó un clima tropical caracterizado como todo clima tropical por copiosas lluvias y calor.

Analicemos la situación actual en la Tierra: Existen continentes parcialmente tropicales y otros templados y otros fríos. En aquellas zonas en las cuales se desarrollan climas tropicales, la alteración de rocas es un fenómeno frecuente ya que el agua y el calor son poderosos agentes que facilitan esas reacciones químicas. Estas reacciones se ha visto absorben de la atmósfera dióxido de carbono. Si todos los continentes piden al unísono dióxido de carbono, debido a que todos ellos están afectados por climas tropicales en donde la alteración superficial de rocas es moneda corriente, corremos el riesgo de enfriar la atmósfera. Y eso exactamente habría ocurrido. Si tan sólo algunos de los continentes formados a partir de la ruptura del continente de Rodinia hubieran ido a parar a los polos o a las regiones templadas, esta crisis jamás se hubiera desarrollado. Sin embargo, parece haber ocurrido. El debate acerca de este ciclo de enfriamiento atmosférico que sufrió la Tierra se centra en si la Tierra se congeló parcialmente o si llegó a constituir una verdadera bola de hielo.

Los partidarios de la bola de hielo sostienen que este fenómeno rápidamente se disipó de la faz de la Tierra, antes incluso de que los continentes en su peregrinar abandonaran la franja ecuatorial. Si la bola de hielo, para estos científicos, hubiera durado un tiempo dilatadamente importante, la vida no hubiera sobrevivido. Se propone que durante esos millones de años en los cuales la Tierra permaneció congelada, la vida, debió haber sobrevivido cerca de las dorsales centrooceánicas, en donde la fuente de calor y el suministro constante de gases habría constituido una suerte de oasis.

¿Pero por qué la bola de hielo se habría retirado al poco tiempo de su formación?

Revisemos los procesos que ocurrieron a partir de la ruptura del continente de Rodinia. Cuando este continente se fragmentó y las múltiples piezas resultantes de su destrucción se alojaron en la franja tropical, una demanda

inusual de dióxido de carbono asociada a los procesos superficiales de alteración de rocas habría enfriado la atmósfera (Figura 7.3). A partir de ello una cubierta de hielo habría tapado la superficie de los océanos y los continentes. Al quedar los continentes cubiertos de hielo, las rocas dejaron de estar en contacto con la atmósfera y de esa manera los procesos superficiales de alteración se inhibieron.

¿Qué implica que repentinamente todas las superficies rocosas frenaron sus procesos de alteración en la Tierra?

Implica que el dióxido de carbono que siguió siendo suministrado por los volcanes se acumuló progresivamente en la atmósfera ya que no existía un agente que lo consumiera (Figura 7.3). Al cabo de algunos millones de años había suficiente dióxido de carbono en la atmósfera como para que el calor reflejado en la superficie del planeta no se escapara al cosmos, calentándose la atmósfera. De esta manera la pelota de hielo así como se formó se borró de un plumazo (Figura 7.4).

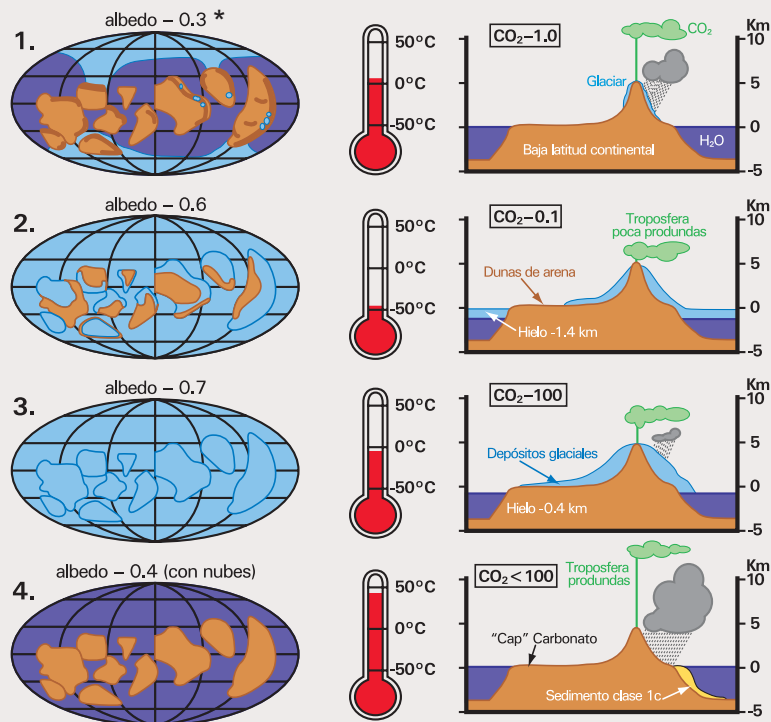


Figura 7.4. El desarrollo de climas lluviosos y cálidos en todos los continentes al mismo tiempo produciría procesos de alteración de rocas, extremos que demandarían a la atmósfera cantidades récord de dióxido de carbono. Esta demanda inusitada destruiría un equilibrio liberando a la atmósfera de este gas y provocando que la radiación calórica emitida por la Tierra se liberara al cosmos sin quedar atrapada en la atmósfera. De esta manera se propone que la Tierra podría haber transitado ciclos de congelamiento a los tiempos en los cuales climas lluviosos y cálidos afectaron a la totalidad de sus piezas continentales. Estos estadios se conocen con el nombre de ciclos de bola de nieve (snow ball Earth).

* Albedo: cantidad de energía reflejada por la superficie terrestre.

Aprendemos de esta sección que, por más que murieran al unísono todas las vacas del planeta, el carbono removido no sería suficiente como para congelar la Tierra, tal como habría pasado debido a la tectónica de placas.

Segundo Acto

4.- Acerca de la verde Antártida

Otros procesos más sutiles que el caso de Rodinia ocurren cuando se separan dos o más masas continentales. Ejemplifiquemos el caso de la Antártida antes que fuera un continente. La Antártida se encontraba anexada a otro gran continente denominado Pangea (ver más adelante). Este gran continente empezó a dividirse en la serie de continentes que reconocemos hoy en día, primero separándose unos 190 millones de años atrás de América del Norte, hace unos 155 millones de años de Antártica y hace unos 120 millones de años de América del Sur. Sin embargo la separación de Antártida no fue total y por mucho tiempo después mantuvo un delgado puente hacia este continente (Figura 7.6). A pesar de que la Antártida se hallaba en posiciones polares (ya a los 70 millones de años se ubicaba en el Polo Sur), un clima templado la caracterizaba en el cual se desarrollaban extensos bosques. La Antártida, por entonces, no era un continente congelado. La razón de su clima templado, a pesar de las latitudes en las cuales se encontraba, radicaba en el hecho de que corrientes cálidas marinas provenientes del norte bañaban sus costas generando un microclima.

Hace 27 millones de años ocurrió la definitiva separación de la Antártida a lo que quedaba del Pangea, que era América del Sur (Figura 7.5). Su individualización permitió que las aguas frías polares rodearan a este continente impidiendo que las aguas nórdicas bañaran sus costas. La separación de la Antártida trajo aparejada una reorganización de las corrientes marinas que la aisló térmicamente. A partir de esa fecha la Antártida se congeló. A partir de su congelamiento nuevas corrientes frías se generaron en sus costas y avanzaron hacia el norte produciendo la caída drástica de las temperaturas en los océanos primero y luego en los continentes y la atmósfera. De este ejemplo aprendemos cuán frágiles parecen ser los cambios climáticos a las reorganizaciones de los continentes.

Estos cambios produjeron además notables cambios en el desarrollo de la vida. Antes del congelamiento de la Antártida existían franjas de bosques de

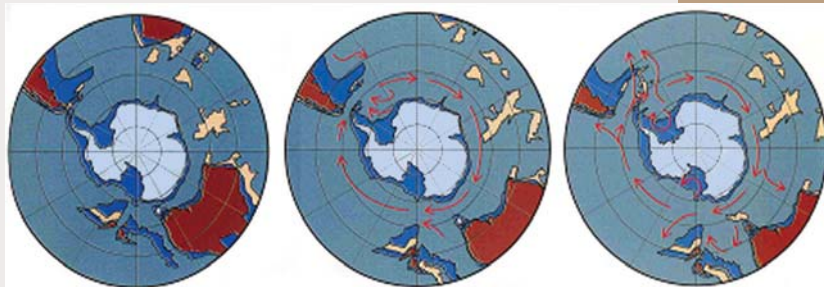


Figura 7.5. Separación de la Antártida de América del Sur hace 27 millones de años. Su separación permitió que corrientes frías la rodearan por primera vez, impidiendo que llegaran a sus costas las corrientes cálidas que la habían mantenido templada a pesar de su latitud polar. Modificado de Caminando c/ animales prehistóricos (BBC) 2003"

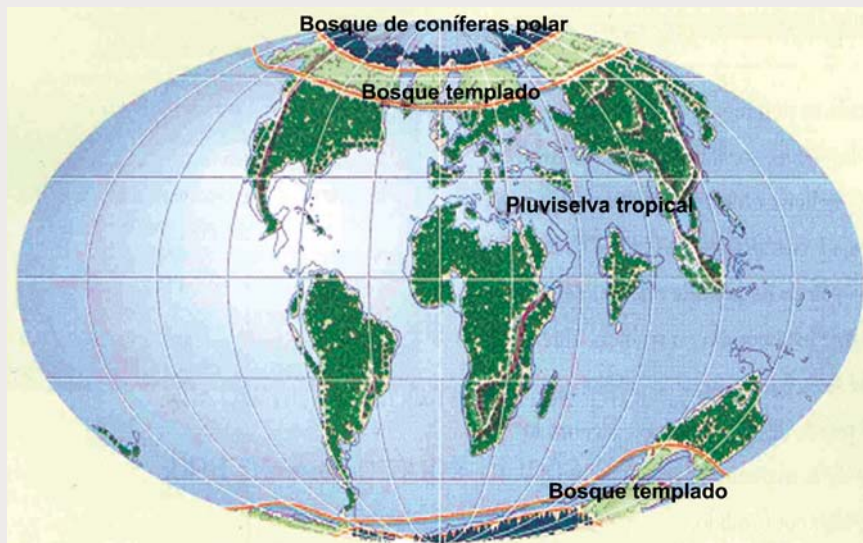


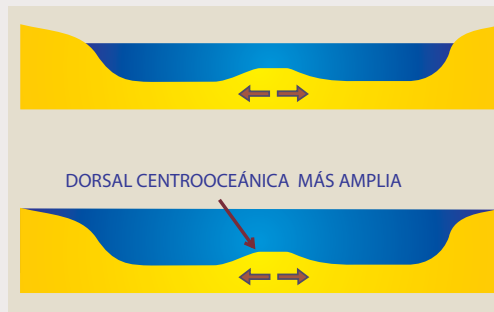
Figura 7.6. Hasta hace 27 millones de años los continentes, inclusive la Antártida, estaban cubiertos por densos bosques. Luego de la separación de la Antártida y Sudamérica y su consecuente congelamiento, amplias zonas serían liberadas de densa vegetación y, por primera vez, aparecerían los pastizales en la Tierra.

distintos tipos y densidad desde el Ecuador hasta las zonas polares (Figura 7.6). Luego de su congelamiento y el consecuente enfriamiento de la atmósfera y los océanos, amplias zonas fueron liberadas de densa vegetación. En su lugar aparecieron, por primera vez, los pastizales en la Tierra. El pasto posee menos de 27 millones de años en la Tierra frente a sus 4.670 millones de años de vida.

5.- El agua derramada

Si bien se supone que el volumen que encierran los océanos se ha mantenido relativamente constante desde el momento de su formación, el nivel de los mares varía a través del tiempo desde unas decenas a centenas de metros. Esas variaciones se perciben a raíz de encontrar acumulaciones de conchillas costa adentro que atestiguan que las aguas bañaron porciones más extensas de las plataformas marinas. Algunas variaciones del nivel del mar se deben a un fenómeno relativamente curioso ligado a la tectónica de placas. Cuando las dorsales centrooceánicas aumentan su velocidad de apertura (aumento de la velocidad de expansión del fondo oceánico), el mecanismo de descompresión del manto se incrementa, produciéndose volúmenes excepcionales de magmas. Estos se inyectan en la litósfera oceánica hinchándola en torno al área de la dorsal. De esta manera, el volumen que era capaz de albergar una cuenca oceánica, se ve reducido y el resultado es el ascenso de las aguas marinas sobre los continentes (Figura 7.7). Al reconstituirse la velocidad de expansión del fondo oceánico el volumen capaz de albergar un océano se reconstituye y el nivel marino consecuentemente cae.

Figura 7.7. Las variaciones del nivel del mar pueden estar influenciadas por la velocidad de expansión de los fondos oceánicos que controla el volumen de agua capaz de albergar un océano.



6.- Sacando el tapón de los océanos

Otra forma en la cual el nivel de los océanos varía drásticamente es en relación a la colisión entre continentes (**Figura 7.8**). Al superponerse dos masas continentales en una zona de colisión, disminuye la cantidad de masa continental por debajo del nivel del mar en la Tierra. De esta manera el volumen de las cuencas oceánicas aumenta y ya que el volumen de aguas es el mismo el nivel del mar cae. Así, las plataformas marinas donde gran parte de la vida se concentra debido a la alta disponibilidad de nutrientes suministrados por los ríos y la presencia de luz, quedan expuestas. Estos episodios constituyen verdaderas crisis en el desarrollo de la vida. Al colisionar dos o más masas continentales gran parte de las plataformas desaparecen entrampadas en las mismas zonas de colisión. Posteriormente, aquellas plataformas que han sobrevivido a los episodios de colisión sufren la caída del mar producto del proceso de superposición de cortezas continentales (**Figura 7.8**).

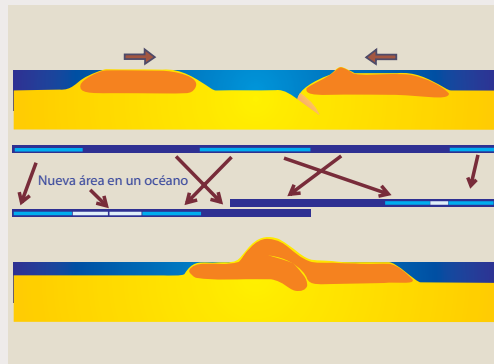


Figura 7.8. Cuando dos masas continentales colisionan una se superpone a la otra. De esta manera se reduce la cantidad de volumen de corteza continental que desplazaba a los océanos. Luego de una colisión, el nivel del mar cae en respuesta a que dos masas continentales ocupan el mismo lugar y de esa manera aumenta la capacidad de almacenaje de los océanos.

7.- Las cordilleras y el enfriamiento de la atmósfera

Hemos hablado de la forma en la cual el ciclo del dióxido de carbono puede alterarse en la atmósfera y cómo esta alteración puede conducir a la Tierra y su atmósfera a ciertas crisis en las cuales la temperatura media de la Tierra caiga drásticamente. Un agente secundario, pero importante al fin, que provoca variaciones en la temperatura media global, es la presencia o no de grandes cordilleras. El desarrollo de grandes cordilleras sean éstas en respuesta a colisiones entre continentes o generadas por subducción enfría a la atmósfera. Este enfriamiento depende de varios factores. El más directo está relacionado con que los vientos ascienden por sus laderas hasta enfriarse en sus cimas y así descender a una temperatura inferior a la original. De esta forma las cordilleras provocan el enfriamiento de vastos sectores de continentes, cuya temperatura era mayor previamente al levantamiento de las montañas en ese sector. Otro mecanismo por el cual las cordilleras enfrían a la atmósfera está relacionado con un fenómeno ya analizado: cuando una cordillera se levanta grandes volúmenes de rocas que estaban en profundidad, entran en contacto con la atmósfera al ser eliminadas camadas de material suprayacente por el desgaste infringido por los glaciares y los ríos. Estas rocas comienzan a alterarse al haber sido expuestas. De esta manera el levantamiento de una montaña implica que comiencen a desarrollarse importantes procesos de alteración de rocas que requieren dióxido de carbono. Este dióxido de carbono es removido de la atmósfera y consecuentemente la temperatura en la Tierra podría caer.

Se dice que la Tierra aguanta uno o dos grandes cordones montañosos en forma simultánea tales como los Andes y el Himalaya y que si tuviera que sufrir el levantamiento de una cantidad mayor probablemente la demanda de dióxido de carbono sería tal que la Tierra comenzaría a enfriarse notablemente.

Historia de los Continentes y de los Océanos

La formación del supercontinente de Rodinia y su desintegración. La formación del supercontinente de Gondwana y su relación con Laurentia. La evolución tectónica paleozoica. La formación del Pangea y su desintegración. El nacimiento de los océanos mesozoicos. El levantamiento de los últimos cordones montañosos en la Tierra durante los últimos 20 millones de años.

Apertura

Todo libro posee su capítulo más tedioso y estamos en condiciones de afirmar que, probablemente, este lo sea. La forma en la cual los continentes se armaron, encajaron unos con otros, se fragmentaron, para nuevamente armarse y desarmarse merece atención especial pero constituye una de las páginas más caóticas e impredecibles de nuestro libro. Una metáfora que suele emplearse al momento de describir el comportamiento errático de los continentes que conocemos a través de la estudiada Tectónica de Placas, o de los fragmentos que han compuesto a los mismos, es la de los autitos chocadores. Estos, los autitos o los continentes que es lo mismo, se desplazan por la pista chocando, eventualmente, unos con otros hasta encontrar nuevas direcciones en las que evadirse. Sin embargo, ciertas colisiones terminan por involucrar a varios de ellos hasta, eventualmente, provocar que la gran mayoría se arrincone en un sector de la pista y permanezcan en este estado durante unos segundos. La metáfora es interesante y, de alguna manera describe la evolución de los continentes y océanos a través del tiempo: veremos que las masas continentales tienen una predisposición a reunirse en cierto rincón del globo terrestre por algunos millones de años a partir de procesos de colisión generalizados. Estas colisiones involucran cierre de océanos y levantamiento de montañas. Estos ciclos, en los cuales los océanos más importantes de la Tierra, se han consumido al unísono a medida que cordones montañosos de colisión se alzaron, ocurren cada 300 a 500 millones de años. Aún las masas continentales actuales se recuperan de su última gran colisión grupal que condujo a la formación del supercontinente de Pangea, alejándose en su mayoría unos de otros. Pasará algún tiempo hasta que encajen de alguna forma en algún rincón del globo.

Primer Acto

El Problema

La metáfora de los autitos chocadores carece de una explicación razonable acerca del porqué los autos, o los continentes, se separan y reanudan su marcha previa luego del colapso generalizado que formó la gran aglomeración de tránsito, o el supercontinente. Para entender este proceso debemos hablar del calor interno que se produce en la Tierra y de la forma en el cual éste es liberado hacia la superficie. La Tierra emite calor interno que nada tiene que ver con aquél que refleja a través de su superficie que proviene del sol. Este calor interno es, en parte, antiguo (inicial, primigenio) derivado de los estadios en los cuales nuestro planeta se formó. Aún la Tierra se enfría al igual que otros planetas. Otra fracción de ese calor interno tiene que ver con la emisión de energía por parte de elementos radiactivos contenidos en las rocas profundas y superficiales, tal como se ha introducido en el capítulo anterior. Esos elementos se van transformando en otras especies y esa transformación está asociada a la liberación de calor. Algún día los elementos radiactivos de la Tierra se habrán agotado y transformado en nuevos elementos y, también, se habrá liberado el calor primigenio de formación del planeta.

1. Continentes que revientan

Retomando el tema del porqué las concentraciones de autitos chocadores tienden a dispersarse, o dicho de otro modo por qué los supercontinentes luego de formarse, tienden a desintegrarse; su explicación radica en la naturaleza misma de los materiales que componen las masas continentales. Su composición hace que los continentes sean malos conductores del calor que se emite desde el interior terrestre hacia la superficie, por ejemplo en comparación con los fondos oceánicos que lo liberan con más facilidad. Esta dificultad provoca que el calor, al llegar a la base de un continente, tienda a escaparse por sus bordes al encontrar el fondo oceánico adyacente. Cuando los continentes crecen en forma desproporcionadamente grande, como en el caso de un supercontinente, el calor no logra llegar con facilidad a los márgenes continentales, por lo que es retenido en su base provocándose su sobrecalentamiento (**Figura 8.1**). El resultado es que, los supercontinentes, pocos millones de años luego de haberse formado, se hinchan como una torta sobrecalentada, agrietándose en su parte superior y ascendiendo hasta fragmentarse en nuevos continentes más reducidos separados por nuevos fondos oceánicos, cuyo tamaño permita una efectiva liberación del calor terrestre a través de sus márgenes.



Figura 8.1. Eliminación del calor interno terrestre que asciende por debajo de una masa continental.

Modificado de Gurnis, Scientific American n° 20

La mala conductividad calórica de las masas continentales provoca que el calor encuentre vías de escape más efectivas en sus bordes, ya que los fondos oceánicos son mejores conductores calóricos. Los supercontinentes dificultan este proceso provocando sobrecalentamiento de estas masas anómalamente grandes y su subsecuente ruptura.

2. Un libro de piedra escrito a través de 4.000 millones de años

En el capítulo 6 se ha mencionado un tipo particular de rocas, las ígneas. Éstas constituyen el gran volumen de los continentes y, tal como se ha indicado, se forman a través de procesos de subducción de corteza oceánica por debajo de los márgenes de los mismos, procesos de ruptura continentales a

través de sistemas de rifts y plumas. A través de los millones de años y a través de la superposición de los eventos descritos, las masas continentales crecen al aditarse nuevos volúmenes de magmas a sus márgenes y su interior. Los procesos de subducción de corteza oceánica, así como aquellos ligados a la colisión de masas continentales deforman a las rocas ascendiéndolas y formando montañas. Las montañas quedan expuestas a los fenómenos superficiales que degradan la superficie terrestre, particularmente, colapsos de rocas en la forma de avalanchas y profundas cicatrices impuestas por los ríos, los glaciares y a veces incluso por los fuertes vientos. Estos producen en los sectores montañosos valles que pueden llegar a cientos de metros de profundidad. Para producirlos, los glaciares y los ríos han removido enormes cantidades de material a través de la lenta incisión del relieve. Ese material es acarreado dentro del volumen de hielo o agua hacia sectores más allá de las montañas en los cuales, producto del derretimiento o pérdida de velocidad del flujo, es depositado en el fondo de lagos, lagunas, planicies de ríos de llanuras, o inclusive en las plataformas marinas. La sucesión de camadas de partículas provenientes de la desintegración de montañas conforma estratos (Figura 8.2). Estos estratos albergan, además, los restos de la vida, o fósiles que habitaba en los medios antes mencionados. Al haber variado la vida en formas a través de los millones de años, el análisis de los diferentes estratos y de sus fósiles, permite inferir el paso del tiempo (Figuras 8.3 y 8.4).



Figura 8.2. Estratos inclinados formados en el fondo de una plataforma marina hace unos 190 millones de años dada la edad de los restos fósiles que contienen. Su inclinación se debe a que el proceso de subducción de corteza oceánica ha desarrollado montañas en este sector de los Andes intermitentemente desde hace unos 120 millones de años.

Existen estratos tan antiguos como 3.800 a 4.000 millones de años que albergan restos de la vida cuando ésta era tan sólo unicelular. Los estratos en la Tierra han mostrado la enorme variabilidad y complejización por las que ha incursionado la vida en el tiempo.

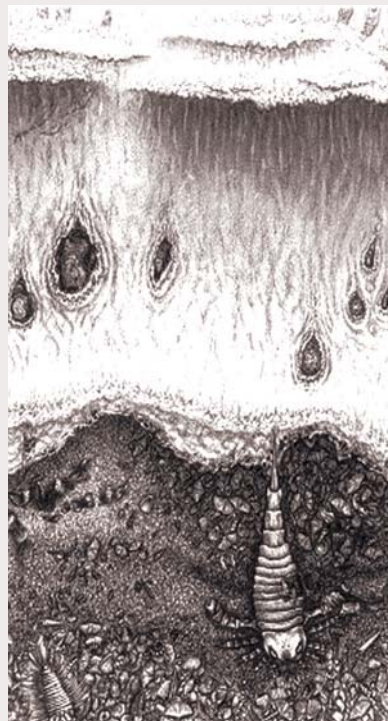


Figura 8.3. Asociación de organismos que habitaron las plataformas marinas hace unos 430 millones de años y que suelen ser encontrados en estratos de esa edad ascendidos en diferentes cordilleras de la Tierra.
Autores del Dibujo: Turazzini y Ercoli.

Segundo Acto

3. Rodinia, Gondwana, Laurasia y Pangea o la historia de nunca acabar

El supercontinente más antiguo del cual se cuenta con una certeza aceptable, en cuanto al ordenamiento general de las piezas que le dieran origen, es el de Rodinia (**Figura 8.4**). Este gran continente se formó a través del cierre de una serie de cuencas oceánicas que conllevó a la formación de una serie de cadenas montañosas de colisión, comúnmente reunidas en la fase de deformación Greenvilliana. Estas cadenas, dada su edad avanzada, han sido borradas de la faz de la Tierra por subsecuentes fenómenos de desgaste del relieve montañoso debido a la acción de glaciares y ríos. Sin embargo se han conservado sus raíces que han sido fechadas por métodos radimétricos, tales como los expuestos en el anterior capítulo, en unos 1.100 a 1.000 millones de años. Los fenómenos colisionales generan altas condiciones de presión y temperatura debido a la superposición de dos placas en la zona de deformación, lo que conlleva a la transformación de los minerales que forman las rocas en esas áreas en nuevos tipos minerales. Estas nuevas especies se forman en el momento en el cual la colisión se desarrolla por lo que la determinación de su edad indica, puntualmente, la edad de colisión.

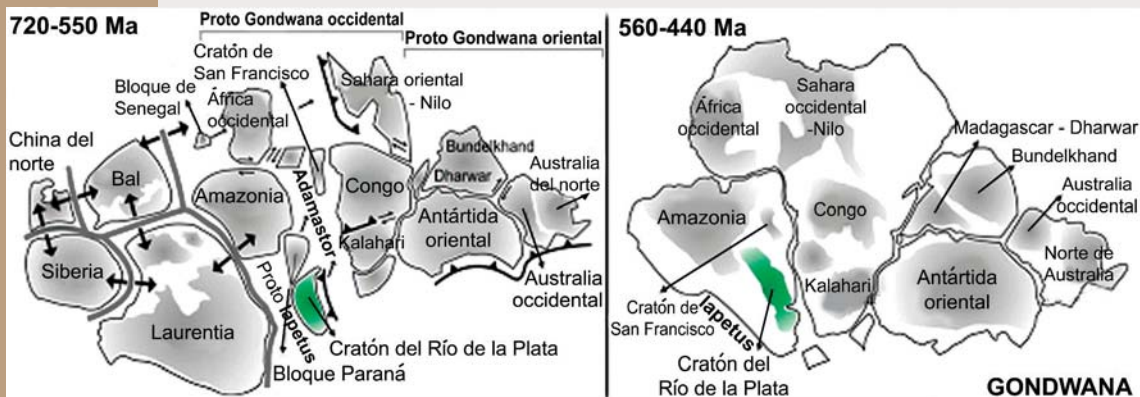


Figura 8.4. Supercontinente de Rodinia a la izquierda formado hace unos 1100 millones de años y desintegrado a partir de unos 700 millones de años y de Gondwana, a la derecha, formado a partir de la desintegración del primero hace unos 550 millones de años.

Nótese para el primer caso que sólo algunas piezas continentales actuales pueden ser parcialmente reconocidas, mientras que para el segundo los grandes continentes surgirán como parte de su desintegración. Nótese que los porteños, santafesinos, uruguayos y sudbrasileros ocupábamos una posición intermedia entre Norteamérica (Laurentia) y algunos bloques que luego formarían África a los tiempos del Rodinia.

Por los fenómenos de sobrecalentamiento antes expuestos, Rodinia ha sido una configuración inestable que derivó en múltiples sistemas de rifts con edades fechadas en unos 700 millones de años a más jóvenes, dada la edad determinada para las rocas ígneas asociadas a los mismos. Algunos sistemas de rifts siguieron evolucionando en cuencas oceánicas que, a partir de su crecimiento, dispersaron las piezas que habían integrado al supercontinente de Rodinia. Sin embargo gran parte de esos nuevos océanos precozmente empezaron a cerrarse a través de nuevas zonas de subducción que alimentaron arcos volcánicos sobre el perímetro de algunos continentes que así empezaron a acercarse. Las primeras colisiones desarrolladas con posterioridad a la desintegración del Rodinia comenzaron a ocurrir casi al tiempo del inicio de la misma, sin embargo, el clímax de procesos colisionales ocurrió hace unos 550 millones de años y el resultado fue la formación de un nuevo supercontinente: El Gondwana, que poseería una larga vida cercana a los 400 millones de años (Figura 8.4). La formación del mismo también se asoció a múltiples cadenas de colisión agrupadas en lo que se conoce como ciclo Brasiliano. Los restos de estas colisiones, al igual que en el caso anterior, están representados por raíces de sistemas montañosos arrasados de la faz terrestre que poseen minerales fechados mediante métodos radiométricos en el intervalo 700 a 550 millones de años atrás.

Veremos que Laurasia y Pangea representan otras dos configuracio-

nes supercontinentales desarrolladas en los últimos 400 millones de años. Nos encontramos transitando la fase de desintegración póstuma del Pangea que comenzó hace 180 millones de años. A juzgar por la historia aprendida, quizás en unos 50 a 100 millones de años, nuevas zonas de subducción se desarrollen en los márgenes de algunos continentes dando lugar al comienzo del cierre de los océanos que conocemos, actualmente, para desembocar en la formación de un futuro supercontinente tal como algunos científicos ya pronostican. Esta historia se repetirá mientras exista calor emitido desde el interior de la Tierra, que provoque que los continentes estallen en múltiples sistemas de rifts que, eventualmente, deriven en nuevos océanos, que produzcan la deriva de los continentes.

4. Gondwana: Un supercontinente obstinado

Pero regresemos a la fase en la cual el supercontinente de Gondwana terminó por desarrollarse hace 550 millones de años. Este supercontinente tendría una evolución relativamente particular: Lejos de haberse puramente fragmentado en forma paroxística, tiempo después de su formación, hecho que de alguna manera ocurriría unos 400 millones de años más tarde con la formación de los océanos Atlántico, Índico y Mar de Weddel, precozmente eyecta continentes a través del desarrollo de sistemas de rifts que derivaron en océanos. Para ser más claros, toda la zona norte del Gondwana experimentaría en forma recurrente fenómenos de extensión que conducirían al desarrollo de sistemas de rifts que, eventualmente, generarían fondos oceánicos. Así, olas de continentes serían eyectados hacia el norte, hasta derivar en fenómenos colisionales contra el sur de Asia y Europa, en al menos en cuatro oportunidades. Mientras el sector norte de Gondwana concentraría este comportamiento por unos 400 millones de años (para ser más exactos, luego de su desintegración este comportamiento persistió con la eyección hacia el norte de la India y Arabia), su sector sur constituyó una zona de subducción del fondo oceánico adyacente que se asoció al desarrollo de un arco volcánico que, intermitentemente, convivió con fenómenos de levantamiento de montañas. La primera ola de continentes eyectados hacia Asia por parte de Gondwana ocurrió rápidamente, luego de su formación. Esta generación de continentes entre los cuales se encuentra la famosa Avalonia, colisionaría contra Eurasia conformando, actualmente, los fundamentos de gran parte de la Europa más austral. Gran parte de lo que hoy es Europa pertenece a nuestra precursora Gondwana de la cual surgiría gran parte de Sudamérica. En la peregrinación de estos continentes hacia la vieja patria se abriría un océano tras su paso, denominado el Reico y se consumiría otro por delante (hacia el norte), a través de zonas de subducción, el Iapetus-Tornquist (**Figura 8.5**).

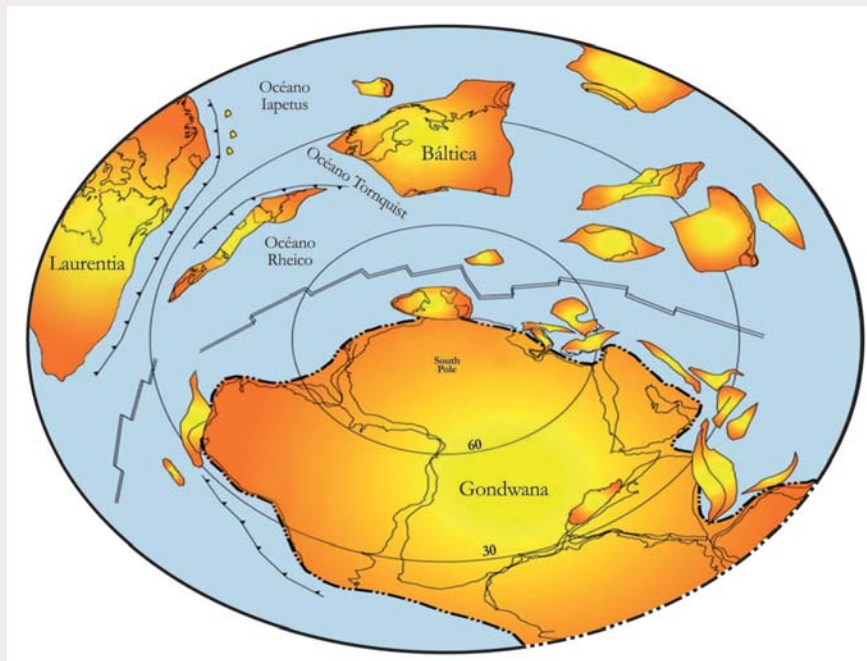


Figura 8.5. El supercontinente de Gondwana hace unos 460 millones de años y su interrelación con otras piezas continentales

Nótese que mientras el sector sur de Gondwana era un sector de subducción de corteza oceánica (indicado por la línea con triángulos negros), el que intermitentemente se asoció a la formación de montañas, el límite norte se asocia a una dorsal centrooceánica que conduce a que, continentes de procedencia gondwánica, se alejen hasta impactar con Laurentia (Norteamérica) y Báltica (Europa nordoccidental). Este comportamiento dual del supercontinente de Gondwana, experimentando fenómenos de subducción en su sector sur y fenómenos de ruptura continental en el sector norte, con la consecuente formación de nuevos océanos, se repetirá unas cuatro veces a lo largo de cientos de millones de años

5. Últimas imágenes de una peculiar historia

Indistintamente, Laurasia y Báltica, dos masas continentales surgidas a partir de la ruptura del Rodinia, que no participaron del supercontinente de Gondwana, recibieron los coletazos de múltiples fragmentos continentales eyectados desde el sur. Sin embargo, el mayor proceso colisional acaecido en sus márgenes, hasta la fecha, derivaría en una colisión entre las mismas (Figura 8.6). Hace unos 420 millones de años el océano se interpuso entre ambas y se reduciría a través de zonas de subducción hasta desaparecer en una gran colisión. Los restos, o raíces, de aquellas montañas son conocidos como cordillera Caledónica y, hoy en día, yacen en sectores costaneros de la península

Escandinava y Norteamérica donde no se desarrollan procesos de subducción. La apertura del Océano Atlántico Norte, unos 350 millones de años más tarde, partiría esta cadena colisional en dos, transportando sus dos mitades miles de kilómetros una de otra.

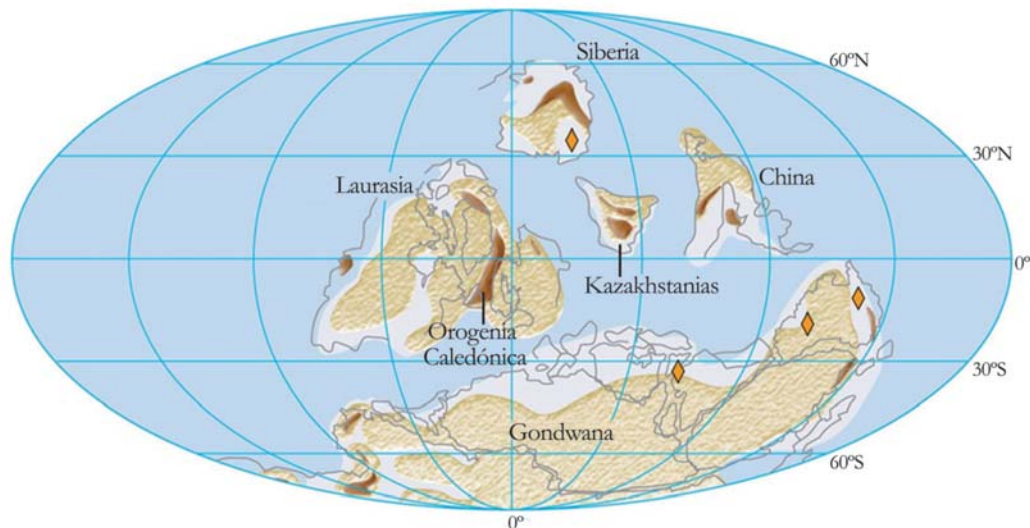


Figura 8.6. Una colisión entre los continentes de Laurasia (Norteamérica) y Báltica (Europa nordoccidental) hace aproximadamente 420 millones de años trajo aparejada la formación de los Caledónides, una cadena de colisión, cuyos restos hoy se encuentran dispersos en ambos márgenes del Océano Atlántico norte luego de la apertura del mismo 300 millones de años después. Modificado de Scotese (2005)

El continente formado a partir de esta colisión recibe el nombre de Laurasia (Figura 8.6). Dos gigantes pesados, Gondwana y Laurasia, reunieron por entonces la mayor cantidad de fragmentos continentales existentes, a excepción de la zona de Siberia, China y otros fragmentos que conformarían, luego, parte del continente Asiático. Estas dos grandes masas colisionarían entre sí hace 280 millones de años para formar Pangea, un continente de particulares y grandes dimensiones. Grandes cadenas de colisión se formaron a partir de este proceso denominadas Alejuénides en forma genérica. La posterior apertura del océano Atlántico durante las etapas iniciales de ruptura del Pangea rompería estas cadenas distribuyendo sus retazos entre los continentes Sud y NordAmericano, África y Europa (Figura 8.7).

Tardíamente el continente de Siberia colisionó con la gran masa de Pangea produciendo una cadena de colisión cuyos restos se encuentran, actualmente, representados por los montes Urales. Llegado este estadio, el tamaño de Pangea llegó a ser excepcional. Tal como sus antecesores, Pangea se tornó inestable ante la imposibilidad de transmitir el calor interno de la

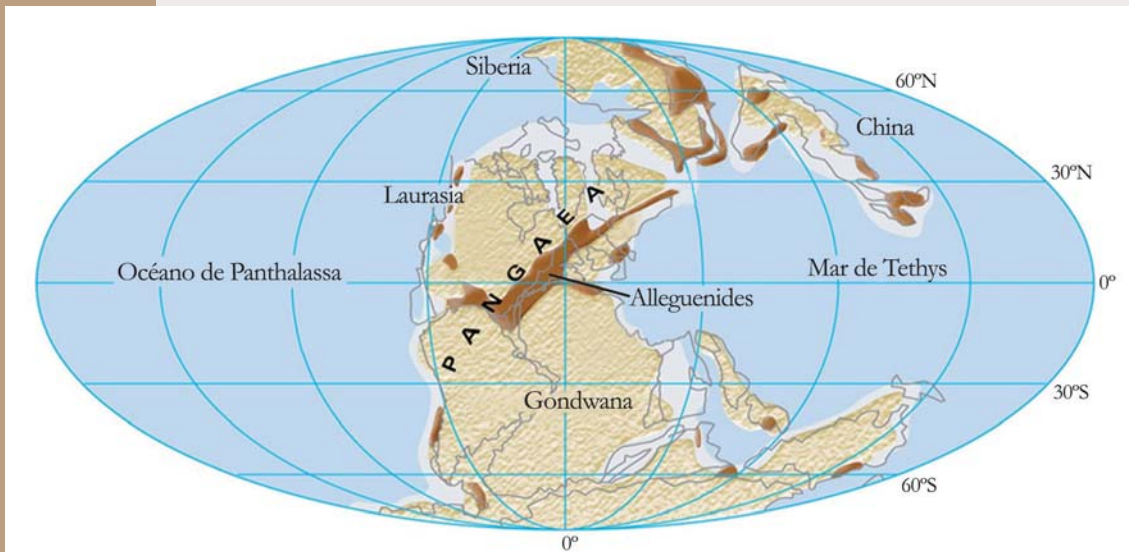


Figura 8.7. Laurasia una vez formado colisionó contra el ya por entonces viejo supercontinente de Gondwana hace 280 millones de años formando los Aleguénides o la cadena Hercínica tal como se conoce a esta fase de deformación en Europa. El resultado fue un peso pesado de los supercontinentes, el supercontinente de Pangea. Modificado de Scotese (2005)



Figura 8.8. Ola de continentes eyectados desde el norte de Gondwana hace 250 millones de años, con el consecuente cierre del océano Paleotetis y la consecuente apertura del Neotetis (modificado de Torsvik y Cocks, 2004). Producto de estas colisiones se formarán una serie de cadenas de colisión en el entonces sector austral del continente euroasiático.

Tierra hacia la superficie. El hinchamiento de su sector central conllevó a fenómenos extensionales asociados a múltiples sistemas de rifts que, descomprimiendo el manto por debajo del continente, produjeron fundidos que ascendieron hacia la superficie. Grandes volúmenes de lavas fueron eruptadas sobre Siberia tan sólo 30 millones de años después de su colisión con Pangea, preanunciando la incipiente ruptura del gran supercontinente (Figura 8.8).

A medida que Pangea comenzaba su desintegración, Gondwana, formando parte de la misma, continuaba con su clásico comportamiento primigenio: nuevas olas de continentes eran eyectados consumiendo el océano Paleotethys, dirigidos contra los sectores asiáticos. De esta manera se inaugura un comportamiento en el cual un supercontinente expele fragmentos que colisionarán con la otra faz del mismo, dado su gran tamaño.

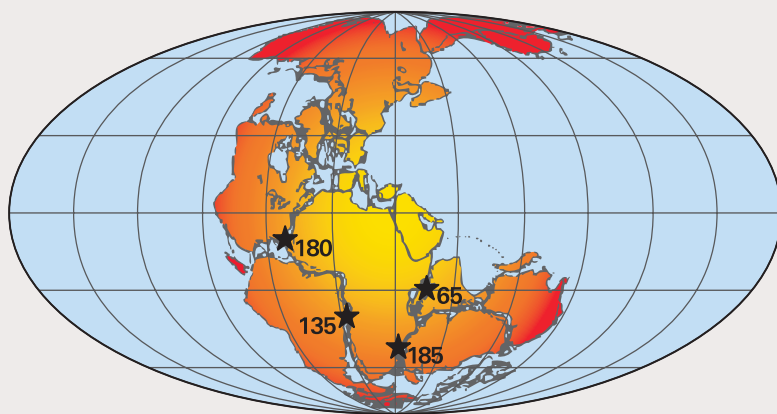


Figura 8.9. Principales zonas de magmatismo (puntos calientes) asociadas a sistemas de rifts que han conllevado a la ruptura del Pangea desde hace unos 190 a 180 millones de años atrás.

Estos volúmenes ígneos, asociados a extensión, han antecedido la formación de los océanos que se generarían a partir de ellos. Nótese que el punto caliente más antiguo es aquél que se superpone a la que sería la línea de costa entre el continente antártico y África, conllevando a la formación del mar de Weddel desde hace 150 millones de años. Posteriormente, un punto caliente ubicado entre la costa este norteamericana y la africana conllevaría desde hace 180 millones de años atrás a la formación del Océano Atlántico Norte. El Océano Atlántico Sur es 50 millones de años más joven y se genera a partir de la pluma que afectó el sur de Brasil y la Mesopotamia argentina. El último océano en formarse a partir de la ruptura del Gondwana es el Índico, consecuencia de una pluma tardía que impactó al continente hace tan sólo 65 millones de años.

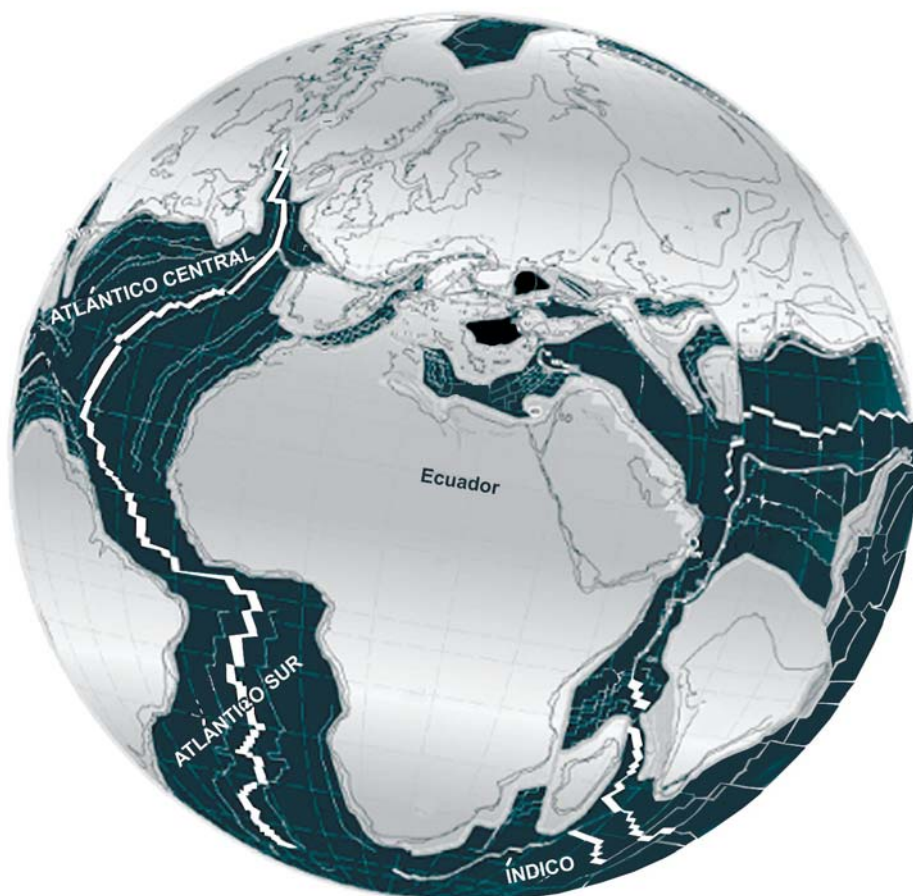


Figura 8.10. Eyección del continente de la India hace 70 millones de años desde el supercontinente de Gondwana con la consecuente apertura del océano Índico. Modificado de Stampfli y Borel (2004)

El Océano de Neotethys se consumiría en una zona de subducción por debajo de Asia a medida que la India se desplazaba hacia el norte. Nótese que este comportamiento que consiste en eyectar continentes hacia Eurasia ya se había manifestado 400 millones de años antes para Gondwana

Otra serie de sistemas de rifts no tardarían en desarrollarse a través de la superficie del Pangea, asociándose a grandes volúmenes de lavas derramadas. Los grandes océanos que conocemos actualmente, con la excepción del Pacífico, resultan de la evolución tardía de estas grandes fracturas que han generado corteza oceánica, en algunos casos, desde hace unos 180 millones de años (Figura 8.9). Pangea ha estallado a lo largo de una dilatada historia de alrededor de 200 millones de años. El último océano en desarrollarse, a expensas de su desintegración, ha sido el Océano Índico hace unos 70 millones de años con la consecuente eyección del continente de la India hacia el norte (Figura 8.10).

La desvinculación de India con respecto al supercontinente de Pangea produjo el cierre paulatino del Océano de Neotethis, aquél que se había formado por detrás de la anterior peregrinación de piezas nordGondwánicas hacia el norte. Este cierre paulatino conllevaría a la colisión de ésta con Asia y el desarrollo de los Himalayas, aún en proceso de formación. Los Alpes y los Zagros atestiguan fenómenos similares a través de la colisión de otros bloques continentales surgidos de la faz norte del Gondwana que han cerrado al océano Neotethis a su paso (Figura 8.11).

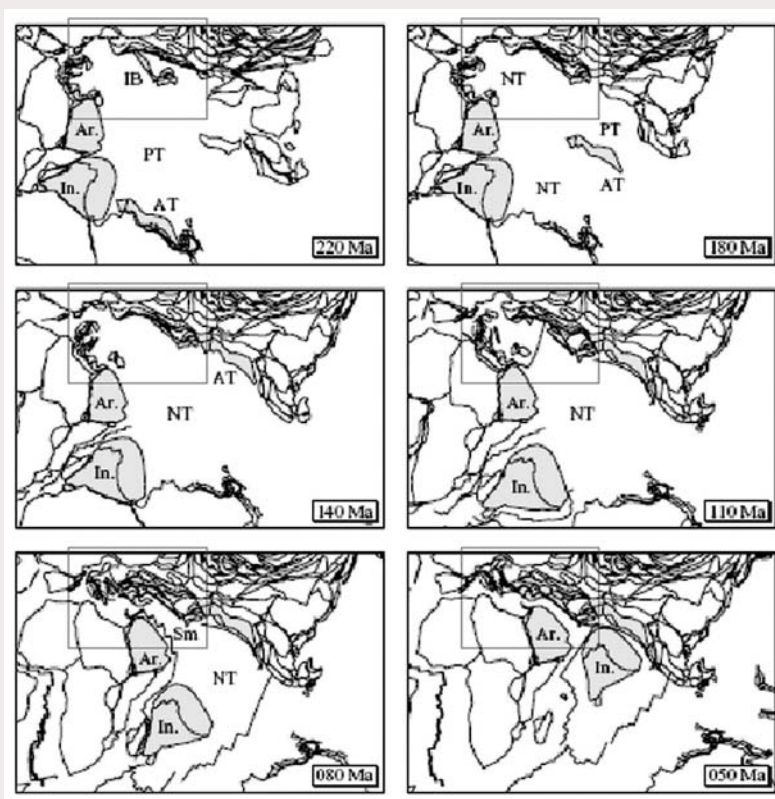


Figura 8.11. Etapas de cierre del Océano Neotethis al tiempo en el cual el Océano Atlántico se expandía durante la ruptura del Pangea.

Las tres grandes colisiones asociadas al cierre del Neotethis conllevarían a la formación de las tres cadenas de colisión más grandes desarrolladas en los últimos 70 millones de años: Los Alpes, a través de una serie de colisiones de bloques eyectados del norte de África contra Europa; los Zagros a través de la colisión de la península Arábiga desde hace 30 millones de años contra Asia; y, finalmente, el Himalaya a través de la colisión de la India contra Asia hace 48 millones de años

La Tierra Primitiva

Los primeros millones de años de la Tierra. El surgimiento de la atmósfera. Bombardeo meteorítico. Los primeros continentes. El agua. Origen de la vida. Habitabilidad en los planetas. Condiciones necesarias para la vida.

Apertura

A lo largo de este libro hemos visto cómo funciona la Tierra en la actualidad o, por lo menos, desde hace algunos cientos de millones de años. En el capítulo anterior se abordó la evolución geológica de la Tierra, desde un punto de vista histórico, de sus últimos 1.100 millones de años. Sin embargo,

¿qué se sabe de los primeros tiempos de la Tierra?

Si bien muchas son las especulaciones al respecto, también es cierto que existen muchas pequeñas evidencias acerca de los primeros millones de años de la Tierra.

¿Se encontraba más caliente que actualmente? ¿Los océanos siempre existieron? ¿De dónde surgió el agua?

Estas son algunas de las preguntas que surgen y que, si bien a lo largo de este capítulo iremos respondiendo con simples declaraciones afirmativas, no dejan de ser especulaciones.

Primer Acto

1.- Golpe a golpe

Luego de haber visto en forma reiterada que la tectónica de placas es el mecanismo de pérdida de calor que la Tierra ha elegido a través de su evolución, cabe preguntarse si siempre éste ha operado. La roca continental más antigua que se conoce en la Tierra posee 3.800 millones de años.

Si pensamos que las rocas continentales se forman debido a ambientes particulares, generados por la tectónica de placas (magmatismo en sistemas de rift y en zonas de subducción), podemos establecer dicha fecha como un punto clave en la evolución de la Tierra. A partir de los 3.800 millones de años habría existido, al menos, una dinámica superficial terrestre parecida a la tectónica de placas, pero

¿qué sucedía antes?

Si se busca la palabra “tectónica” en el diccionario se verá que deriva del griego y significa “perteneciente a la construcción o estructura”. Particularmente, aplicado a la geología, la palabra tectónica significa “construcción o estructura del relieve”, lo que conlleva a que la tectónica de placas es una forma particular a través de la cual se puede construir relieve, particularmente mediante el choque de placas. Sin embargo, no es la única forma de tectónica existente en el cosmos. Si observamos la Luna vemos que posee montañas y cuencas deprimidas.

¿Cómo es que se formó dicho relieve en la Luna si no posee tectónica de placas?

La respuesta la encontramos en los impactos meteoríticos. Existe otro tipo de mecanismo que conlleva a la formación de relieve que se conoce como ‘Tectónica de impacto’. Dado que en la Luna sí existen en la superficie rocas más antiguas que 3.800 millones de años, podemos estudiar los primeros millones de años de la Tierra observando como analogía primitiva a la Luna (Figura 9.1).

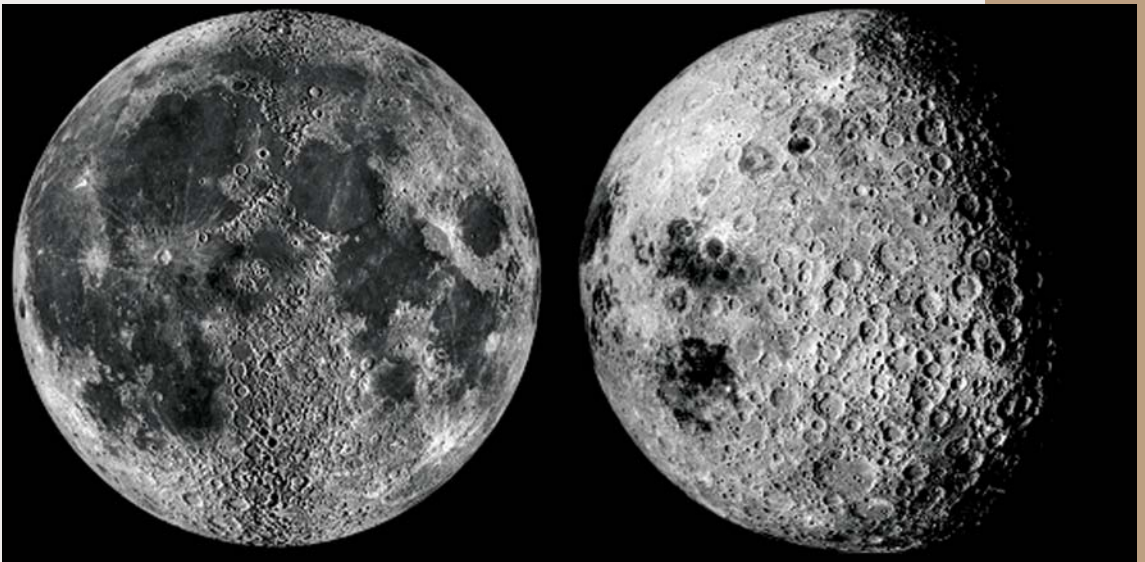


Figura 9.1. Las dos caras de la Luna. A la izquierda se observa la cara visible de la Luna, aquella que todas las noches aparece en el cielo. A la derecha la cara oculta de la Luna, que no es visible desde la Tierra. Puede observarse un importante relieve donde, en general, las zonas oscuras representan zonas bajas mientras que, las más claras montañas, elevadas.

La superficie lunar está plagada de impactos meteoríticos, tantos que hay zonas en que se superponen unos con otros, borrándose los más antiguos. Un impacto meteorítico se produce cuando una roca, que puede tener desde un tamaño de un puño cerrado hasta cientos de kilómetros, impacta en la superficie del planeta. En ese momento se produce una explosión que dependerá del tamaño del objeto. Dado que la velocidad de impacto es en general de unos 20 kilómetros por segundo, la energía liberada es enorme ya que toda esa energía en movimiento se transforma en calor, y genera un hueco al que se llama cráter (Figura 9.2).

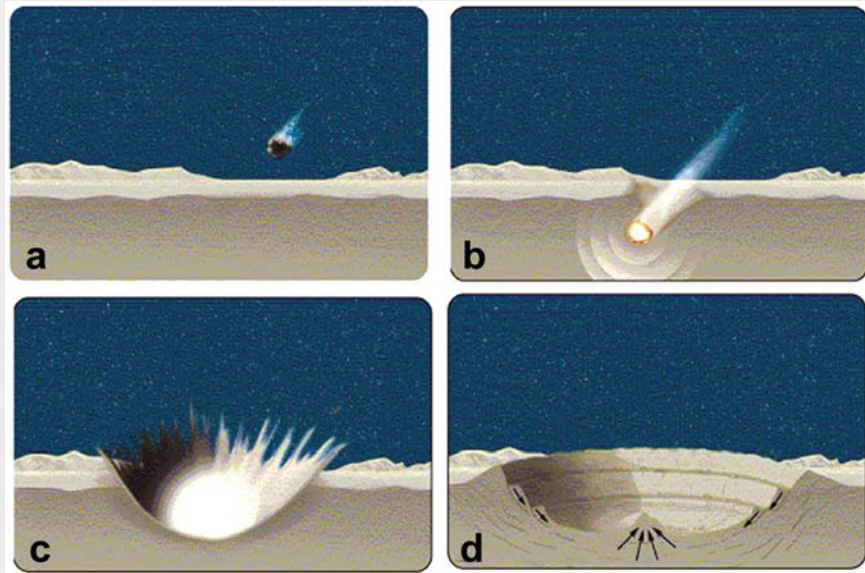


Figura 9.2. Cuando un objeto impacta sobre la superficie de un planeta su velocidad es tan grande que primero se entierra, se desacelera y luego se produce una especie de estallido que forma el cráter meteorítico. Generalmente el meteorito desaparece completamente y sólo sobreviven aquellos meteoritos más pequeños que no generan tanta energía.

Haciendo un cálculo de la cantidad de cráteres por metro cuadrado en la Luna y, estimando las edades de dichos impactos, se conoce que hace 3.900 millones de años la Luna fue golpeada por algunos objetos de cientos de kilómetros y varios cientos de objetos de 10 kilómetros de diámetro. Dado el mayor tamaño de la Tierra, se calcula que ésta habría sufrido veinte veces más de impactos que la Luna. A esta etapa del sistema solar se la conoce con el nombre de “bombardeo intenso tardío”. Es un período que abarca entre 3.900 y 3.800 millones de años atrás en el que los planetas sufrieron una tremenda cantidad de impactos. No resulta raro entonces que coincida la edad de la roca más antigua de la Tierra con la finalización del bombardeo, ya que posiblemente cualquier intento de corteza continental previo a esa fecha no habría sobrevivido a dicho cataclismo (Figura 9.3).

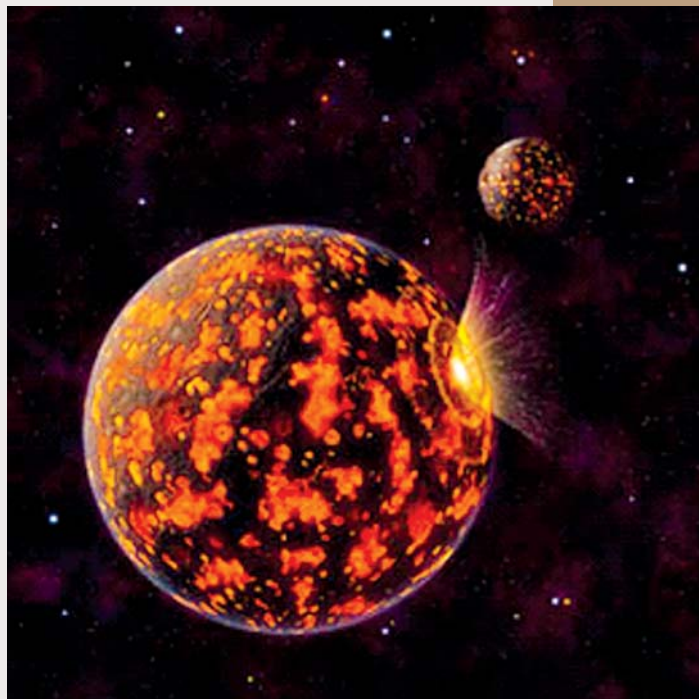
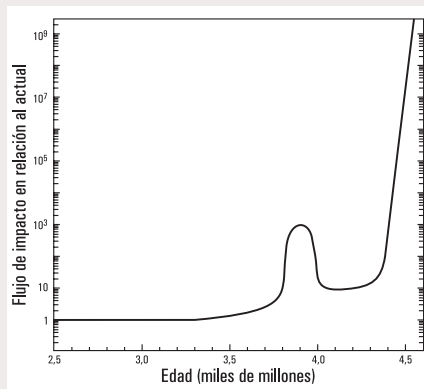


Figura 9.3. El bombardeo intenso tardío fue un episodio que marcó la superficie de la Tierra y la Luna en forma crucial.

Tanto las rocas más antiguas como las primeras evidencias de vida aparecen luego de este evento catastrófico. A la izquierda se observa un modelo del flujo de impactos en relación al actual (el flujo de impactos actual está representado por el número 1, mientras que los flujos pasados son una proporción superior respecto del mismo).

2. Un infierno helado

En el imaginario popular suele existir la idea de que la Tierra primitiva era un lugar terriblemente caliente, con volcanes haciendo erupción por doquier, con la superficie llena de lava. Teniendo en cuenta el proceso de formación de la Tierra que hemos explicado, mediante numerosos impactos, además del “bombardeo intenso tardío” sufrido hace 3.900 millones de años, no es difícil imaginarse a la Tierra como un

planeta “infernál”. A pesar de ello hay evidencias de que la Tierra se habría congelado casi, completamente, en dos oportunidades por el efecto “bola de nieve” comentado en el capítulo 7, hace 2.400 millones de años y, posteriormente, entre 700 y 500 millones de años.

Cuando se intenta estudiar la temperatura de la superficie terrestre en el pasado hay que considerar la forma en la cual la intensidad solar ha variado en el tiempo. A este problema se lo ha denominado “La paradoja del Sol joven”. Desde su formación el Sol, como toda estrella normal, está aumentando su intensidad. Es decir, que la intensidad del Sol aumentó un 30% desde que el Sol comenzó a funcionar como una estrella tal cual lo hace ahora. Entonces, quitando ese porcentaje, se puede estimar que la temperatura de la Tierra, suponiendo que ésta no poseyera atmósfera, habría sido de -40°C . Teniendo en cuenta que, hoy en día, la atmósfera produce un aumento de temperatura de 33°C mediante el efecto invernadero y, considerando que la Tierra hace 4.520 millones de años hubiera tenido una atmósfera similar a la actual, la temperatura promedio en superficie habría sido de -7°C . Este argumento se encuentra a favor de las evidencias de que en el pasado la Tierra habría sufrido terribles glaciaciones que la congelaron casi completamente. Sin embargo, existen otras evidencias contrarias que indican que la temperatura en la Tierra entre 3.500 y 3.200 millones de años habría sido de unos 80°C .

¿Cómo es posible que con un 30% menos de intensidad solar la Tierra tuviera 80°C en su superficie?

La respuesta a esta encrucijada estaría en considerar que la atmósfera antiguamente poseía un mayor porcentaje de dióxido de carbono y de metano, dos gases de efecto invernadero muy importantes. Pero entonces,

¿cómo explicar las glaciaciones que habrían cubierto la totalidad del globo con una atmósfera tan rica en esos gases?

Cabe imaginar que la Tierra primigenia se encontraba en un delicado equilibrio y en una etapa de cambios donde la temperatura superficial podía variar entre 200°C hasta el congelamiento casi total en algunos cientos de millones de años.

Un problema similar ocurre en Marte. Existen evidencias de que hace 4.000 millones de años Marte podría haber tenido un océano en la superficie. Considerando que Marte está ubicado más lejos del Sol que la Tierra, entonces el efecto del “Sol joven” habría sido mucho más drástico, ya que la temperatura superficial de un planeta decrece con el cuadrado de la distancia a éste (Figura 9.4).

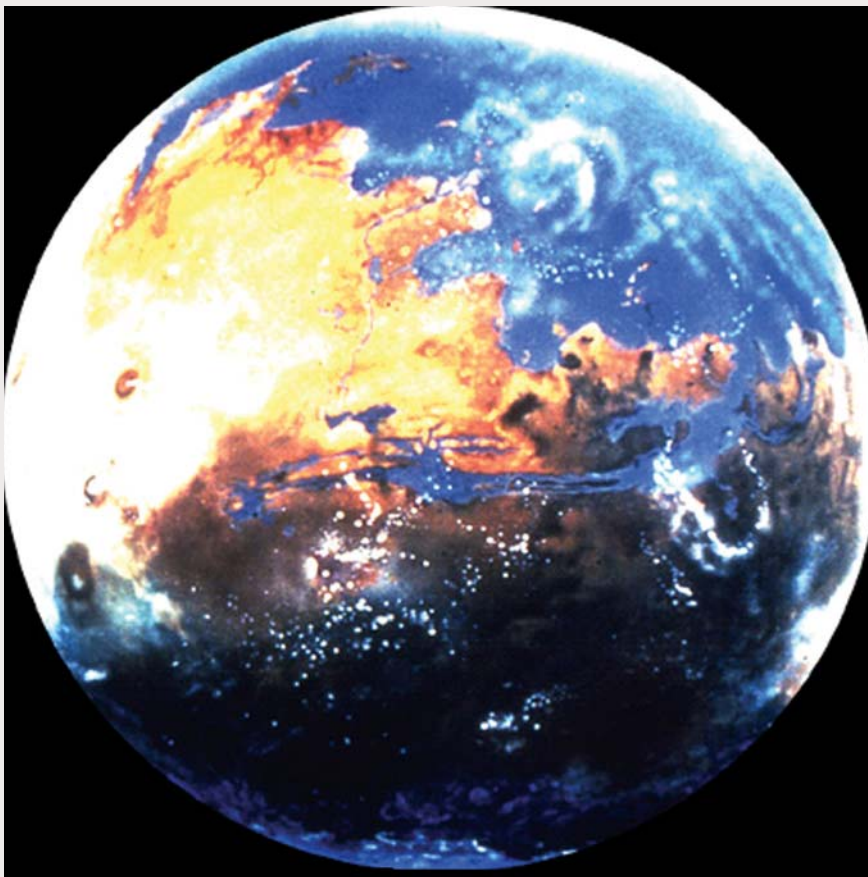


Figura 9.4. Tanto en Marte como en la Tierra, la única explicación para que en el pasado hayan existido climas cálidos es que la atmósfera hubiera sido lo suficientemente densa (enriquecida en dióxido de carbono y metano) como para producir un efecto invernadero mucho mayor al que existe en la actualidad en nuestro planeta, que asegura una temperatura superficial promedio de 33°C.

3. Los primeros mil millones de años

Los embriones planetarios, tal como se vio en el capítulo primero, se habrían formado muy rápido, probablemente en menos de 1 millón de años. El impacto a partir del cual se habría generado la Luna ocurrió entre 40 y 50 millones de años después del inicio del sistema solar. Este impacto causó que la Tierra estuviera cubierta por una atmósfera de silicatos que resultaron de la nube producida por la colisión, aproximadamente por 1.000 años y que, por lo tanto sufriera temperaturas superficiales de hasta 2.200°C. De este impacto, además, se habría formado la Luna a una distancia inicial de alrededor de 3 radios terrestres. La Tierra asimismo rotaba tan rápido que los

días duraban poco más de 5 horas. Posteriormente, y aún lo hace, la Luna se fue alejando produciendo un retardo en la rotación terrestre. Así hacia los 3.000 millones de años el día duraba 14 horas. Esto es producto del efecto de mareas causado entre la Tierra y la Luna. La Luna genera en los océanos terrestres un abultamiento que se ubica, siempre, justo por delante de ella y en su antípoda. Esto se debe a que dichos abultamientos están ligados a la rotación de la Tierra, pero son influidos, a su vez, por la Luna. El resultado es una fuerza de rozamiento entre los océanos y la Tierra que apunta en sentido contrario al de la rotación. Esto produce que la Tierra se desacelere. Por lo tanto, calculando la órbita inicial de la Luna y comparándola con la órbita actual, es posible calcular cuánto se desaceleró la Tierra en función de su alejamiento de la Luna.

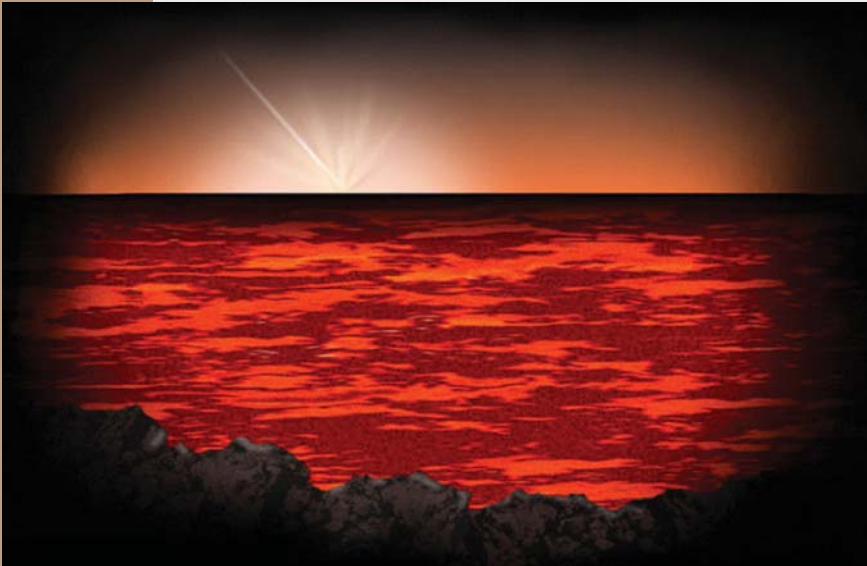


Figura 9.5. Cuando la Tierra poseía el océano de magma, probablemente, existía una delgada corteza sólida flotando sobre el manto, con un gradiente térmico mayor que el actual. Un análogo de esa etapa podría encontrarse, actualmente, en la luna de Júpiter Io, cuyo flujo térmico es de 2 W/m^2 , mientras que en la Tierra actualmente es de $0,086 \text{ W/m}^2$.

Posteriormente esa atmósfera de silicatos condensó formando un océano de magma y arrastrando, consigo, el agua que se encontraba en estado gaseoso, pero dejando atrás una atmósfera rica en dióxido de carbono y metano. Durante 2 millones de años ese océano se fue enfriando liberando poco a poco el agua que había entrampado. Hay evidencias de que los océanos existen desde hace 4.300 millones de años. Sin embargo, estos océanos habrían diferido de los actuales en el hecho de que poseían mucho más hierro disuelto, dióxido de carbono y muchas más sales, además de encontrarse a una temperatura de entre 50° y 80°C . Esta época constituye un capítulo oscuro en la historia de la Tierra ya que no se sabe cómo habría ocurrido la transición desde un océano de magma a la tectónica de placas actual (Figura 9.5).

Este punto es crucial para conocer la evolución atmosférica ya que, como se explicó en el capítulo 7, la tectónica de placas controla los niveles atmosféricos de dióxido de carbono. Si algún mecanismo similar a la subducción actual resultó exitoso en los primeros millones de años de la Tierra, entonces habría eliminado el dióxido de carbono de la atmósfera muy rápidamente. Por el contrario, si la tectónica de placas se demoró en comenzar con posterioridad a la formación del océano de magma, entonces se habrían acumulado grandes cantidades de dióxido de carbono en la atmósfera.

Posteriormente a los 3.900 millones de años, la Tierra habría sufrido un intenso bombardeo que modificó las condiciones climáticas. Es posible que luego de este intenso aporte de calor se evaporaran considerables cantidades de agua que, luego, lloverían sobre los incipientes continentes ya formados.



Segundo Acto

4. La Tierra viva

Todo lo visto en el acto primero corresponde a un período de tiempo llamado Hadeano. Si bien no es una división formalmente aceptada, ya que todavía no se ha establecido un límite superior para la misma, en general se toma como el período que comprende desde la formación de la Tierra hasta los 3.800 millones de años, momento en que aparecen los primeros indicios químicos de vida. Luego del Hadeano comienza el Arqueano que, literalmente significa “comienzo”. Si bien las primeras evidencias químicas de vida se encuentran en sedimentos de 3.800 millones de años, las formas más aceptadas de vida aparecen entre 3.500 y 3.200 millones de años. Todos estos signos de vida aparecen en una Tierra cuya atmósfera carecía de oxígeno y con temperaturas elevadas. Es por esto que cuando se reconstruye el árbol de la vida, muchos de los organismos en su base, son termófilos que significa que son organismos amantes del calor. El oxígeno en la atmósfera surgió hace 2.400 millones de años el cual constituye un marcador biológico importante dado que no se conoce una fuente importante de oxígeno que no sea biológica. Su presencia es un factor importante al momento de buscar vida en otros planetas (Figura 9.6).

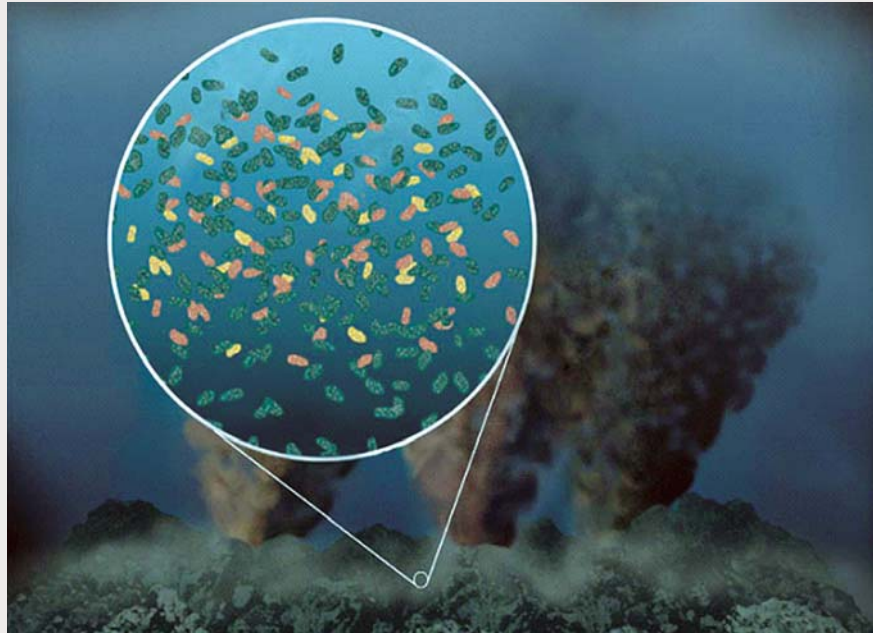


Figura 9.6. El surgimiento de la vida coincide con la finalización del intenso bombardeo meteorítico. Es muy probable que haya surgido en las bocas de los volcanes subacuáticos ricos en nutrientes y calor, en donde además estaría protegida de la radiación espacial.

Si se encontrara otra atmósfera con una importante componente de oxígeno, tal como el caso de la Tierra, podría estar indicando que ese planeta posee alguna forma de vida.

Este aumento del oxígeno encontrado en los sedimentos de la Tierra, implica que la fotosíntesis oxigénica ya existía desde 2.700 millones de años. Dado que la vida habría surgido en un ambiente anóxico, este aumento de oxígeno habría desencadenado una crisis importante a nivel de la vida, ya que muchos organismos se habrían envenenado con la nueva atmósfera. Una evidencia de ello es que al reconstruir los linajes de ciertos organismos, los biólogos y paleontólogos observan que muchos organismos, denominados “anaerobios obligados” (es decir que no pueden vivir en la presencia de oxígeno) se perdieron entre los 2.500 y 1.600 millones de años.

5. “Marcianos al ataque”

Aún no se conoce el origen de la vida. Una de las teorías sobre dicho origen, por más extraña que parezca, implica un origen extraterrestre. A esta teoría se la conoce como “panspermia”, y dice que la vida no surgió en la Tierra sino que habría surgido en otra parte del sistema solar, y luego, evolucionó en este planeta. Particularmente, algunos proponen que surgió en Marte y luego colonizó la Tierra.

Hemos mencionado a los meteoritos reiteradas veces a través de las páginas de este libro. Los meteoritos podrían ser los responsables del origen de la vida en la Tierra. Puntualmente y siguiendo con la línea de pensamiento anterior, se piensa que la vida habría comenzado en Marte. Al igual que la Tierra, Marte sufrió un intenso bombardeo. Algunos de los objetos que impactaron habrían logrado arrancar un fragmento de roca, a partir de lo cual quedó orbitando en el espacio hasta finalizar cayendo en la Tierra. Si esta roca contenía algún organismo unicelular resistente a un ambiente carente de oxígeno, es probable que en la Tierra haya encontrado un ambiente amigable y evolucionado. Esta roca existe (Figura 9.7).



Figura 9.7. Este meteorito encontrado en la Antártida contiene probables evidencias de vida. Su edad es de 4.500 millones de años por lo que de confirmarse que contiene “restos” de una bacteria sería la forma de vida más antigua de todo el sistema solar.

Existen varios meteoritos marcianos encontrados en la Tierra. Uno de ellos, llamado ALH84001, que fue encontrado en la Antártida contiene evidencias de vida tales como una micrométrica estructura similar a una bacteria terrestre y precipitados carbonáticos con una estructura que se asemeja a aquéllos que son realizados por procesos geológicos.

¿Cómo es posible saber que esas rocas han venido de Marte?

En una de ellas se ha encontrado una burbuja de gas que coincide exactamente con la atmósfera de Marte. Por otro lado, la edad de esos meteoritos es bastante joven y no hay demasiados cuerpos en el sistema solar que hayan tenido actividad geológica hasta tiempos tan recientes. Dado que Marte en un pasado poseía agua sobre su superficie y su atmósfera era considerablemente más densa, es probable que fuera un planeta habitable mucho antes que la Tierra, ya que no sufrió un impacto catastrófico como el que formó la Luna.

6. La habitabilidad de la Tierra

Si la vida comenzó en Marte,

¿por qué entonces todos los intentos de las sondas enviadas a dicho planeta fracasaron en los experimentos realizados para encontrar vida?

También podemos preguntarnos por qué la vida se abrió camino en la Tierra y no en Marte. Esto podría deberse a que existen una serie de condiciones que hoy consideramos necesarias para que un planeta sea habitable según la definición de vida que conocemos en la actualidad. La primera de ellas y fundamental es la presencia de agua. Además de este elemento, parece imprescindible la presencia de una atmósfera. El Marte primigenio cumplía estas dos características.

¿Por qué, entonces, la vida no siguió evolucionando allí?

Hoy en día no es más que un planeta desértico y helado en donde existe agua, pero sólo en estado sólido. Además su atmósfera es muy tenue. Una posibilidad es que la pérdida de la atmósfera marciana esté relacionada con el enfriamiento interno del planeta. Al perder todo su calor, el planeta se enfrió llegando a tener un núcleo completamente sólido que no era capaz de mantener un campo magnético (ver Capítulo 2). El campo magnético es un importante escudo tanto para la atmósfera como para la vida, ya que protege a los gases atmosféricos del viento solar que de otra forma los soplaría del planeta. El campo magnético protege a la vida de las radiaciones cósmicas. Mientras que Marte perdió su campo magnético la Tierra aún lo conserva como un aguerrido protector de la vida.

El tamaño de un planeta también parece ser importante, ya que está rela-

cionado con su capacidad de pérdida de calor, y por ende con lo mencionado anteriormente. Cuanto más grande es un planeta más capacidad tiene de retener una atmósfera más densa que un planeta más pequeño. Como ejemplo tenemos a la Tierra y Venus, que poseen importantes atmósferas, mientras que ni Marte ni Mercurio, ni la Luna poseen una cobertura gaseosa importante.

Otro elemento sería la distancia entre el planeta y su estrella. Toda estrella posee lo que se denomina una “zona habitable” que está relacionada con la energía emitida. Ya mencionamos el problema de “el Sol joven” que habría permitido el desarrollo de importantes glaciaciones en la Tierra. Otro ejemplo de este tipo, en relación a la distancia al Sol y la habitabilidad, es Venus. Este planeta que se encuentra un 30% más cerca al Sol que la Tierra, sufrió las consecuencias de una mayor intensidad en la luminosidad. Al igual que la Tierra, habría existido allí un océano que, debido a la cercanía al Sol, fue evaporado totalmente. Es importante aclarar aquí que, el vapor de agua, es un gas invernadero tanto o más peligroso que el dióxido de carbono. Es por esto que, al comenzar a evaporarse ese océano, la atmósfera se enriqueció en vapor de agua aumentando todavía más la temperatura de la superficie. Así se generó un ciclo conocido como “efecto invernadero descontrolado” que llevó a Venus a tener los quinientos grados centígrados de temperatura superficial de los que alardea (Figura 9.8).

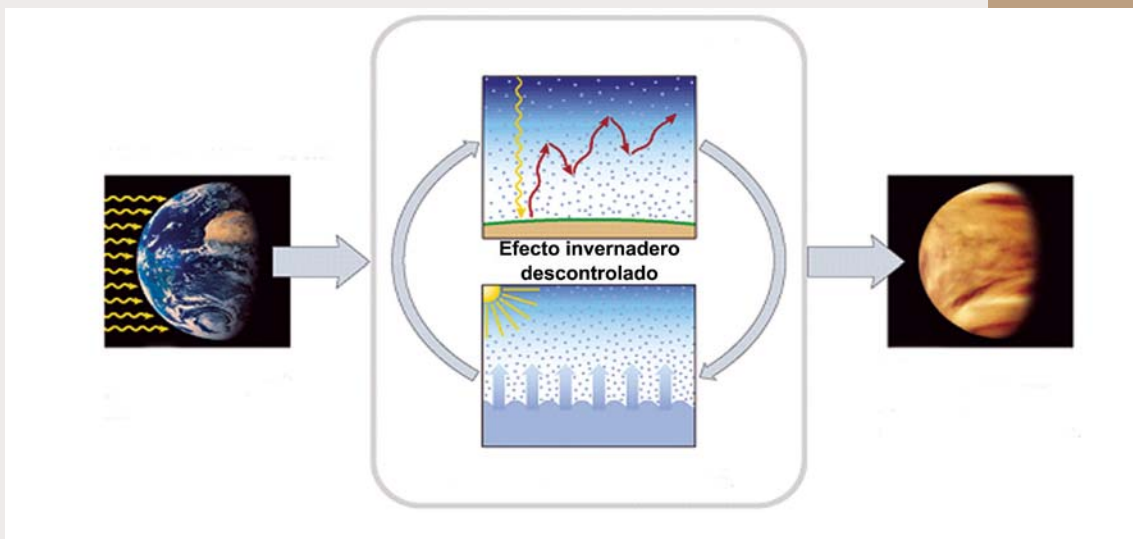


Figura 9.8. Probablemente a medida que siga creciendo la intensidad solar, la temperatura aumente tanto en la Tierra que grandes cantidades de agua se evaporarán.

Al comenzar este proceso la temperatura seguirá aumentando en un ciclo llamado “efecto invernadero descontrolado” hasta que toda el agua sea evaporada de la superficie, tal como ocurrió en Venus.

Por último cabe mencionar a la Luna. Este cuerpo que no sólo ha despertado las más apasionadas fantasías y fue testigo de prohibidos amores, resultó de crucial importancia para la vida en la Tierra. Esto se debe al hecho de que el planeta Tierra tiene una luna tan grande en relación a su tamaño, con un campo gravitatorio tan intenso, que mantiene estable el eje de rotación, impidiendo cambios abruptos en el clima.

7. Nuevos mundos

La Tierra pudo haber sido habitable entre diez y veinte millones de años después del gran impacto que generó la Luna. Como hemos visto, Marte también habría adquirido características de habitabilidad en una etapa muy temprana. Si nos vamos más lejos todavía en el sistema solar, encontramos las lunas de Júpiter, Europa y Ganímedes, que poseen agua. Más lejos, aún, encontramos a Titán, una luna de Saturno, que posee una densa atmósfera que en principio, es muy similar a la terrestre, ya que es rica en nitrógeno, pero además, presenta importantes cantidades de metano. Muchos especulan que dicho metano podría estar evidenciando la presencia de algún tipo de vida. Vemos entonces, que, a pesar de que muchas de las condiciones de habitabilidad, se han encontrado en otros cuerpos del sistema solar, no se ha encontrado propiamente la vida. A pesar de ello, desde hace unas décadas, no deja de buscarse en alguna otra parte del sistema solar y del universo (Figura 9.9).

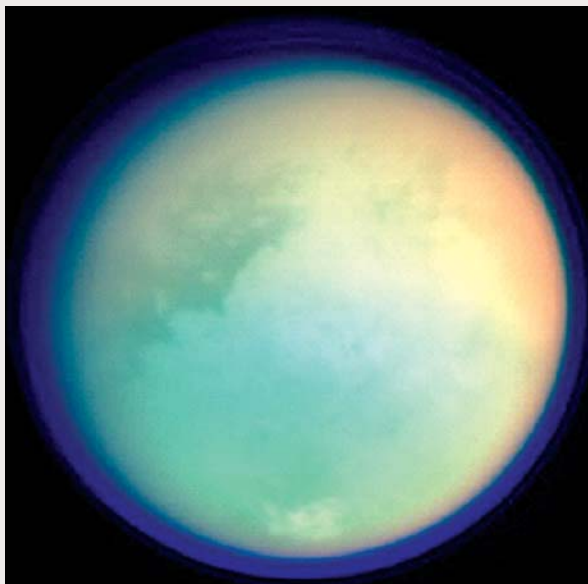


Figura 9.9. Titán es una de las lunas de Júpiter y posee una densa atmósfera de nitrógeno y metano. Las primeras imágenes de su superficie mostraron además canales similares a los generados por los ríos en la Tierra, lo que llevó a pensar que existía algún tipo de fluido sobre la superficie.

La Dinámica de los Planetas Rocosos y su Comparación con la Dinámica de la Tierra

Características que hacen única a la Tierra en comparación con otros cuerpos del sistema solar. Los planetas. Lunas Galileanas. Venus. Marte.

Apertura

En los capítulos anteriores hemos visto que La Tierra se formó hace 4.500 millones de años, que su evolución ha sido regida por un mecanismo muy particular de enfriamiento llamado tectónica de placas. Esta forma personal que posee la Tierra de eliminar su calor interno modeló la superficie de forma tan particular que ha hecho de ella un planeta único. Si se observan otros cuerpos planetarios que se han formado paralelamente con la Tierra, vemos que, en ningún otro cuerpo, existe la Tectónica de Placas tal como funciona en la Tierra. Por otra parte, al extender el estudio a otros planetas se descubre que, cada uno es particular, no existiendo dos iguales. La Tierra es un cuerpo más de este zoológico planetario llamado sistema solar. En este último capítulo veremos distintos aspectos de los planetas internos o rocosos y, muy especialmente, las similitudes y diferencias con el planeta Marte.

Primer Acto

1. ¿La Tierra rara?

Se suele decir que la Tierra es un planeta raro en el sistema solar. Esta afirmación se basa en tres características únicas que posee el planeta y que están, relativamente, relacionadas entre sí, estas son:

- los océanos
- la tectónica de placas
- la presencia de vida.

Podemos agregar una cuarta característica que, si bien no es propia del planeta, siempre lo acompaña, la Luna. El hecho de tener la Luna, aunque parezca algo común porque siempre está allí como el Sol, es raro entre los planetas, ya que no todos tienen lunas y algunos, como Júpiter o Saturno, poseen más de 40. Tener una sola luna y de un tamaño tan grande (0,3 radios terrestres) es raro. Actualmente, se considera que tener una luna única y, particularmente, grande estabiliza el eje de rotación de un planeta, minimizando efectos atmosféricos adversos (**Figura 10.1**).



Figura 10.1. Comparación entre la Tierra y la Luna a escala.

La Luna posee un tamaño muy importante en relación a la Tierra. Esto hace que la atracción lunar sea lo suficientemente importante como para mantener el eje terrestre estable y no tenga grandes variaciones en el tiempo, como sería el caso de Marte que no posee una luna de tamaño importante. El hecho que el eje se mantenga estable favorece que el clima en la Tierra se mantenga sin enormes variaciones a lo largo del tiempo.

2. La volatilidad del agua

Hasta el momento, poseer agua en estado líquido no parece ser una característica única de nuestro planeta. Europa, una de las lunas de Júpiter, podría albergar un océano de agua líquida, de entre 80 y 160 km de profundidad, por debajo de la superficie. Otra de las lunas de Júpiter, Ganímedes, también podría poseer un importante océano por debajo de la superficie. Además, muchas otras lunas, como Tritón, una luna de Neptuno, o Encélado y algunos planetas, como Marte y Mercurio, poseen agua en estado sólido. Pese a ser el planeta más cercano al Sol, a sus altas temperaturas y a la ausencia de una atmósfera significativa, hay evidencias de que Mercurio posee hielo en el fondo de los cráteres que se ubican cerca de los polos, donde nunca llega la luz del Sol.

Marte, por su parte, posee importantes casquetes de hielo de agua y dióxido de carbono, tanto en el Polo Norte como en el Polo Sur, y se ha comprobado la existencia de suelos congelados en casi todo el planeta. Si bien en la actualidad no existe agua líquida allí, hay evidencias geológicas, sin embargo, de que en su pasado podría haber sido un planeta similar a la Tierra, con ríos y agua superficial, e incluso océanos (**Figura 10.2**). Aquí llegamos al punto crucial, lo particular de la Tierra no resulta ser la presencia de agua en sí misma, sino que, lo verdaderamente extravagante del planeta que habitamos, es la presencia de océanos, es decir, grandes masas de agua líquida moviéndose continuamente en la superficie.

¿Por qué entonces la Tierra posee los océanos?

Una posible respuesta es gracias a la existencia de una atmósfera.

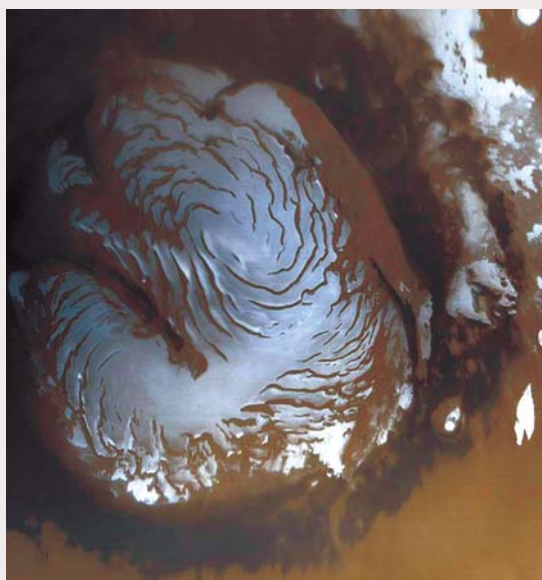


Figura 10.2. Casquete polar del hemisfero sur marciano.

Los polos marcianos, a diferencia de los de la Tierra, están formados por una mezcla de hielo de agua y dióxido de carbono. En la estación de verano el dióxido de carbono sublima (pasa a estado gaseoso) y migra de un hemisferio a otro en forma de gas, por lo que según la estación los casquetes polares pueden verse de mayor o menor tamaño.

La presencia de agua líquida en nuestro planeta es consecuencia de la temperatura promedio de su superficie que, a causa de la distancia entre la Tierra y el Sol, y de la composición de la atmósfera nunca excede los 20 ó 25°C, ni permanece por debajo de los 0°C. Si no existiera la atmósfera en la Tierra la temperatura en la superficie, debido sólo a la distancia al Sol, sería 33°C menor que la actual. Si bien sería bastante menor esta temperatura no impediría la formación de algún tipo de vida, ya que los rangos de temperatura habitables se estiman en nuestro planeta entre -20°C y 60°C.

Sin embargo, al igual que el agua, la atmósfera por sí sola, más allá de su composición, no resulta extraña entre los cuerpos del sistema solar. Venus, Marte, Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno poseen atmósfera, al igual que Titán, una de las lunas de Saturno.

Venus, por ejemplo, posee una atmósfera muy densa, compuesta por un 95% de dióxido de carbono y una pequeña cantidad de nitrógeno (Figura 10.3). La atmósfera de Venus es tan densa que no es posible la observación directa de la superficie del planeta. La densidad de la atmósfera influye además en la presión, en el caso de Venus esta es 90 veces superior a la presión atmosférica en la superficie terrestre. Adicionalmente, debido a la gran cantidad de dióxido de carbono que posee la atmósfera de Venus, se genera un importante efecto invernadero, lo que implica que parte de la energía solar recibida por el suelo es retenida por la atmósfera. Este fenómeno eleva la temperatura en su superficie hasta los 500°C. El hecho de que Venus posea esta atmósfera tan densa tendría que ver con la distancia al Sol. A una mayor distancia de tan sólo 0,95 veces la distancia a la Tierra, la temperatura aumenta en un 10%. Esta cantidad de calor inicial habría evaporado completamente el agua que existía en Venus produciéndose un efecto invernadero descontrolado. Al aumentar el calor aumentó la cantidad de vapor de agua y la proporción de dióxido de carbono en la atmósfera lo que a su vez generó un aumento de las temperaturas, provocando mayor evaporación, hasta terminar siendo el planeta con la temperatura superficial más alta.

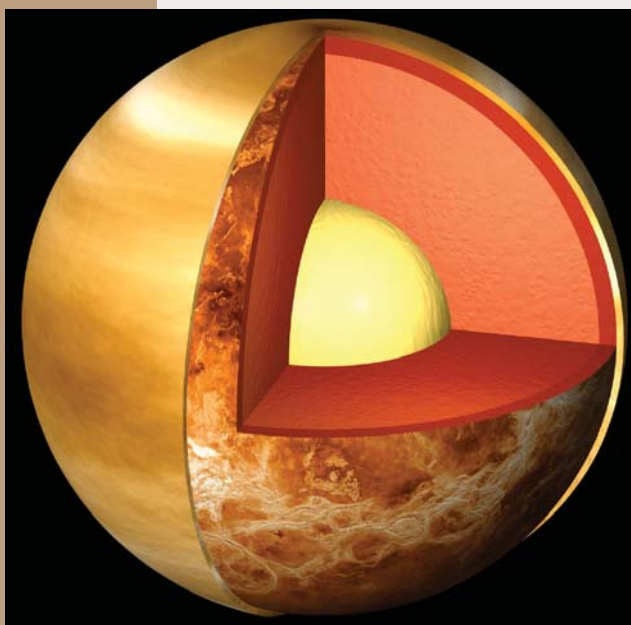


Figura 10.3. Esquema de Venus mostrando su espesa atmósfera que impide analizar directamente su superficie (mitad izquierda). Esta es representada a partir de imágenes obtenidas mediante el uso de radar que logran penetrar la densa atmósfera (mitad derecha)

Si bien al igual que la Tierra este planeta posee un núcleo metálico, no posee actualmente campo magnético lo que podría indicar que no se encuentra transitando una etapa de enfriamiento, o lo que es lo mismo que ya se enfrió.

La atmósfera de Marte también está compuesta, principalmente, por dióxido de carbono. A diferencia de Venus, la presión atmosférica marciana es muy tenue de tan solo 0,007 y 0,010 bares cuando la presión atmosférica en la Tierra es de 1 bar. Esta tenue atmósfera conduce a un aumento mínimo de la temperatura superficial de tan sólo 6°C que, sumado a que se encuentra más lejos del Sol que la Tierra, determina una temperatura superficial promedio de -50°C. Sin embargo, la existencia de valles labrados sobre su superficie muestra que en el pasado la atmósfera de Marte fue lo suficientemente densa como para mantener la temperatura y la presión en valores acordes con la presencia de agua líquida (Figura 10.4).



Figura 10.4. Las fotos tomadas por la sonda Phoenix mostraron que en una de sus patas (la superior) aparecieron enigmáticos puntitos brillantes que parecen ser gotas de agua.

3. El Sistema Zoolar¹

En general, los cuerpos del sistema solar no poseen ninguna actividad interna evidente (tectónica de placas, convección del manto, etc), ni manifestaciones volcánicas. Sólo se conocen, además de la Tierra, dos cuerpos geológicamente activos en el sistema solar: una de las lunas de Júpiter, llamada Io, y una de las lunas de Saturno, llamada Encélado y ambas presentan sólo evidencias de volcanismo, no de tectónica de placas. La Tierra es el único de los cuerpos rocosos conocidos que posee placas. Detengámonos un momento en uno de estos personajes: Io.

Io, la más interna de las lunas Galileanas es uno de los mundos más extra-

¹ El sistema solar es un zoológico de cuerpos variados

ños del sistema solar. Con sus 3.630 km de diámetro, es sólo 2% más grande que nuestra luna. Su densidad es de 3.530 kg/m^3 , la mayor de los cuatro satélites, lo que implica un interior rocoso con muy poco o nada de hielo, cuya presencia baja, significativamente, las densidades promedio.

La actividad volcánica es muy intensa allí debido al calentamiento que experimenta este mundo por las enormes fuerzas gravitatorias ejercidas por el cercano y gigante Júpiter. Io alberga cientos de volcanes, algunos de ellos con 200 kilómetros de diámetro. Los espectaculares penachos de material volcánico observados, mediante sondas, miden entre 150 y 550 kilómetros de diámetro y alcanzan alturas de hasta 300 kilómetros, lo cual torna insignificantes las erupciones volcánicas de la Tierra. Es evidente que esos penachos volcánicos deben durar años. Ocho de estos penachos fueron observados por las dos misiones Voyager a su paso con una diferencia de tan sólo cuatro meses en 1979. Las mediciones de radar confirman que estos volcanes pose-

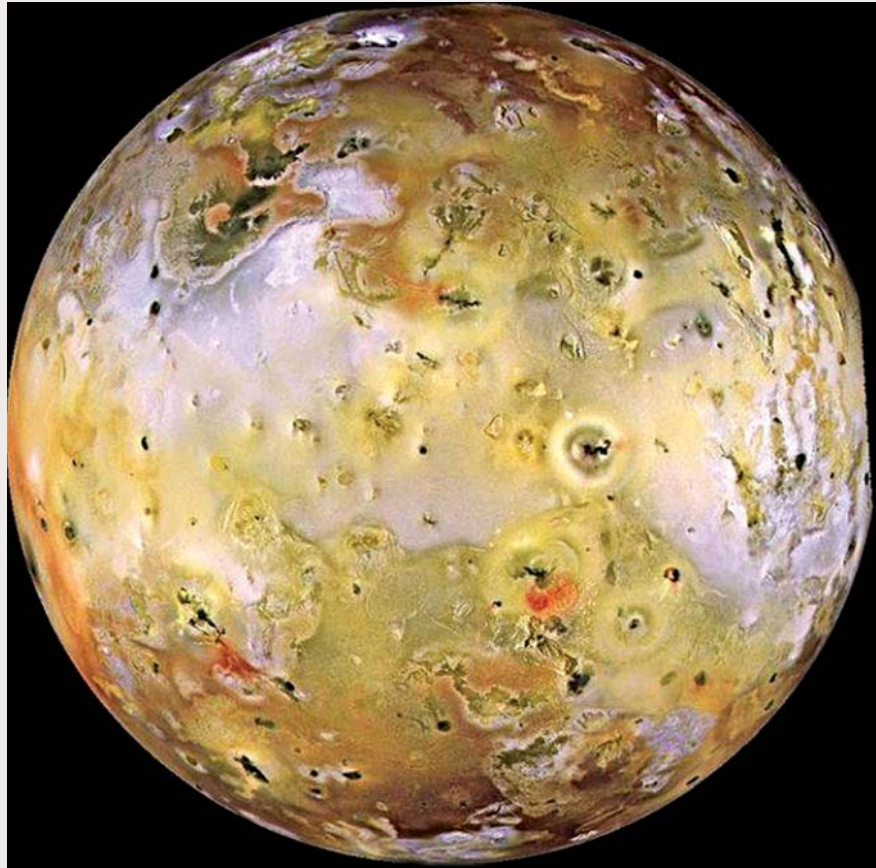


Figura 10.5. La colorida superficie de **Io** está formada por tonalidades de amarillos y rojos debido al azufre que varía entre estos colores según la temperatura a la que se encuentre, mientras que los puntos oscuros corresponderían a rocas similares a las terrestres.

en altas temperaturas ($\sim 230^{\circ}\text{C}$, 500°K). El color más predominante en Io es el amarillo, con tonos naranjas, verdes y grises que confieren a esta luna el aspecto de una naranja algo pasada o pizza (**Figura 10.5**).

Estos colores se deben a la existencia de varias formas de azufre matizadas con otras rocas y cantidades mínimas de otros minerales. Aunque en general se cree que Io está cubierta por flujos de lava compuestos de azufre, lo cierto es que el azufre sólo forma una capa muy superficial del planeta. El satélite cuenta con un relieve bastante accidentado con montañas que llegan hasta los 10 kilómetros de altura que causan impresión en un objeto del tamaño de la Luna. Algunos cráteres volcánicos llegan a medir dos kilómetros de profundidad. Estas estructuras de gran diferencia de relieve, sean montañas o cráteres, deben estar esculpidos en roca y no azufre, ya que éste es mucho más endeble y no las soportaría. Apenas existen cráteres de impacto en Io, lo que significa que su superficie ha de ser muy joven. Ésta ha quedado cubierta por las lavas emanadas de los volcanes (**Figura 10.6**). Es muy probable que Io se haya fundido en un momento muy temprano de su historia separándose en su interior componentes pesados y livianos, ya que ha desarrollado un gran núcleo de hierro que ahora genera un campo magnético.

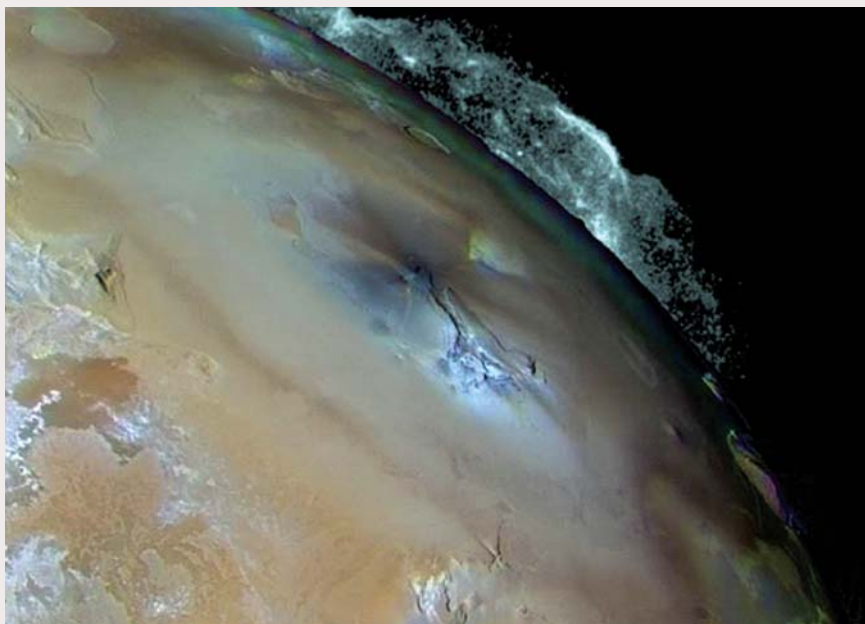


Figura 10.6. Erupción volcánica en Io. Las erupciones volcánicas son tan frecuentes allí que las sondas enviadas han captado en más de una oportunidad las nubes incandescentes de azufre.

Los planetas no poseen tectónica de placas, entendida ésta como la existencia de sectores rígidos de litosfera que colisionan y se desplazan. Sin embargo, se encuentran lejos de ser esferas lisas. **Basta con mirar una noche hacia la Luna para darse cuenta que existen zonas claras y oscuras, rasgos circulares, líneas de distinta tonalidad.** Los cuatro planetas internos,

Mercurio, Venus, Tierra y Marte, poseen rasgos geológicos bien definidos y característicos de cada uno de ellos, o dicho de otra forma muestran relieves, independientemente, de su origen. No parece ser entonces que la mera presencia de rasgos geológicos diferencie a la Tierra. Redefinamos lo que resulta extraño en la Tierra respecto de los otros cuerpos rocosos, y esto comienza a sonar como repetición: **no es su actividad geológica por sí misma, la cual ha existido en otros cuerpos, sino el hecho de que la Tierra esté activa en este momento.**

El rasgo geológico común a todos los cuerpos del sistema solar y que, paradójicamente, es el que menos se observa en la Tierra, es la existencia de cráteres de impacto. Estos se generan cuando un meteorito impacta contra la superficie de un cuerpo, generando un importante cráter con forma de cuenca circular.

Venus se caracteriza por la tenencia de volcanes apagados y zonas de rift.

¿Están esos rifts en proceso de apertura o se encuentran ya inactivos?

Uno de los interrogantes principales acerca de Venus es si su interior sigue activo actualmente o no. Dilucidar ese interrogante es básico al momento de inferir si, ciertos rasgos superficiales, tienen posibilidad de ser activos. Vimos que una de las evidencias de la Tectónica de Placas en la Tierra provenía de la determinación de la edad del fondo oceánico. Toda la superficie de Venus es más joven que 700 millones de años, sin embargo este planeta se formó al igual que la Tierra hace 4.500 millones de años.

¿Entonces qué habría sucedido en Venus para que todas las rocas previas a los 700 millones de años hayan desaparecido?

Esta situación nos retrotrae a los capítulos anteriores en donde analizamos que todo el fondo oceánico es más joven que 200 millones de años y que, la explicación de este fenómeno radica en que las zonas de subducción consumen la corteza oceánica antigua. Si bien hay muchos modelos para explicar la relativa juventud de la superficie en Venus, lo único que se sabe ciertamente, hasta el momento, es que desde hace 700 millones de años Venus comenzó una fase de enorme actividad volcánica en toda su superficie. De esta manera las antiguas rocas habrían sido ahogadas en un mar de lava. Existen evidencias de que la atmósfera de Venus cambiaría en composición. Esto podría ser una prueba indirecta de que algún tipo de actividad volcánica persiste en su superficie, aunque éstas no han sido verificadas directamente como en los casos de la mencionada **Io** y de una luna de Saturno sobre la cual no nos explayaremos, Encéladus.

Europa. Así como un análogo a las erupciones volcánicas terrestres lo encontramos en **Io**, un análogo a la Tectónica de Placas quizás se encuentre en otra de las lunas de Júpiter llamada Europa (**Figura 10.7**). Sin embargo su tectónica, quizás activa, muestra peculiaridades.

Europa es la más pequeña de las lunas de Júpiter. Siendo un 12% menor que la Luna, posee una superficie brillante y lisa a excepción de un sistema de surcos poco profundos. Paradójicamente, su superficie regular es causa de

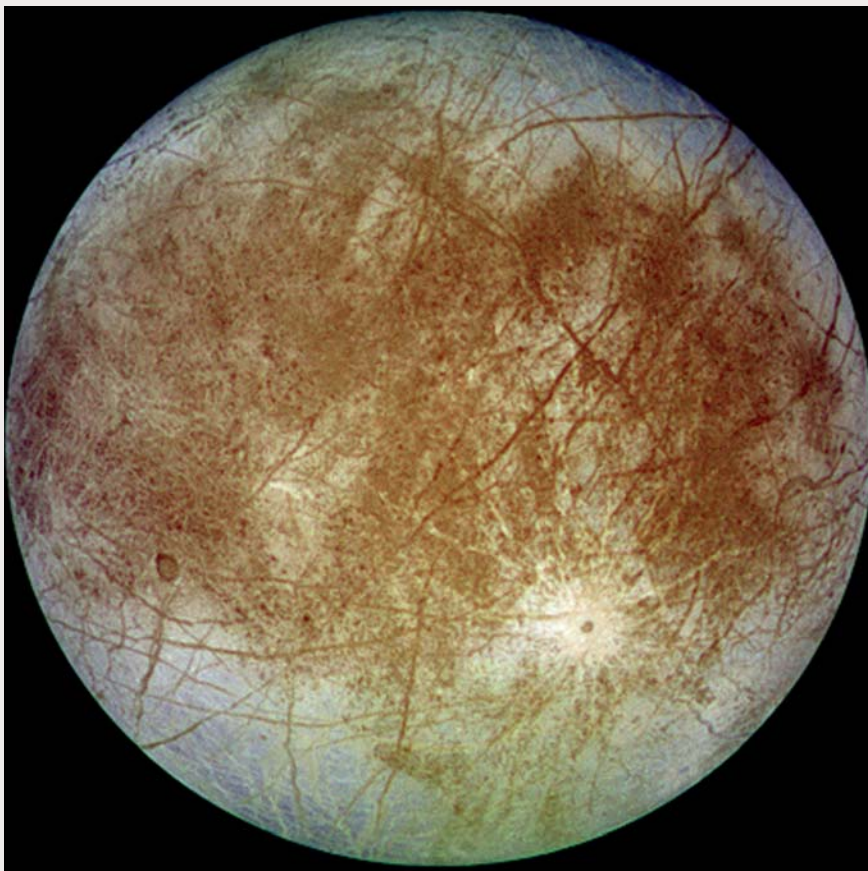


Figura 10.7. La superficie de Europa, una de las lunas de Júpiter, está formada enteramente por hielo de agua. Las zonas rojizas que se observan en la imagen se deben a la presencia de arcillas que fueron expulsadas desde el interior.

gran interés entre los científicos. La casi ausencia de cráteres de impacto significaría que algún tipo de proceso de regeneración de su superficie ha operado en tiempos recientes. La brillante superficie consiste en más de un 90% de hielo, y el resto de una delgada acumulación de sedimentos, probablemente arcillas, que cubren el hielo. Sin embargo, la densidad promedio es de 3.030 kg/m^3 , implicando que el interior se compone, principalmente, de materiales más densos que el hielo. Si bien Europa se encuentra más lejos de Júpiter que **Io**, yace lo bastante cerca de este coloso como para que las fuerzas de atracción gravitatoria le impriman cierto calentamiento, de modo que se derritan los cráteres de impacto que se forman sobre el hielo.

Lo que es curioso en Europa es que se aprecian multitud de fracturas como las que aparecen en la Tierra en las zonas de colisión y subducción. Europa está caracterizada por el desarrollo de placas de hielo, algunas de las cuales se encuentran en colisión entre sí. La superficie se parece mucho a nuestros mares polares caracterizados por flujos de hielo e icebergs. Inclusive, algunos pedazos de la corteza helada se han dado vuelta presentando superficies lisas casi pulidas.

Esta semejanza a las estructuras que encontramos en nuestros témpanos de hielo revela que la corteza helada podría medir tan solo unos pocos kilómetros de grosor y encontrarse flotando sobre un océano de agua líquida. Esta imagen recuerda al Océano Glaciar Ártico terrestre, con la salvedad de que el océano de Europa llega hasta los 200 kilómetros de profundidad. Debajo de él habría un manto rocoso y un pequeño núcleo de hierro.

Europa es como una versión algo menor que nuestra luna pero con una capa de agua adicional que alcanza los 170 km de espesor. Además existe un mecanismo “volcánico” equivalente al de la Tierra en formas, llamado criovulcanismo, o volcanismo de hielo y agua helada.

Por otra parte, la existencia de un océano en Europa plantea la posibilidad de que albergue vida. Es muy probable que, en ciertas épocas pasadas, se produjeran erupciones submarinas de lava. Estas pudieron dar lugar a fuentes termales como las que vierten nuestras dorsales centrooceánicas y se consideran, actualmente, lugares muy probables para el surgimiento de la vida terrestre, cabe la duda de si habría algún tipo de vida oculto bajo el manto de hielo de Europa (Figura 10.8).

Para terminar, hemos visto, a través de sólo algunos ejemplos, que cada cuerpo del sistema solar es particular y a su manera extraño. El agua existe en muchos de los cuerpos en diferentes formas, existen mecanismos similares a la tectónica y volcanes en otros cuerpos. El único elemento que, definitivamente, todavía no se ha descubierto en otro cuerpo del sistema solar es la Vida.

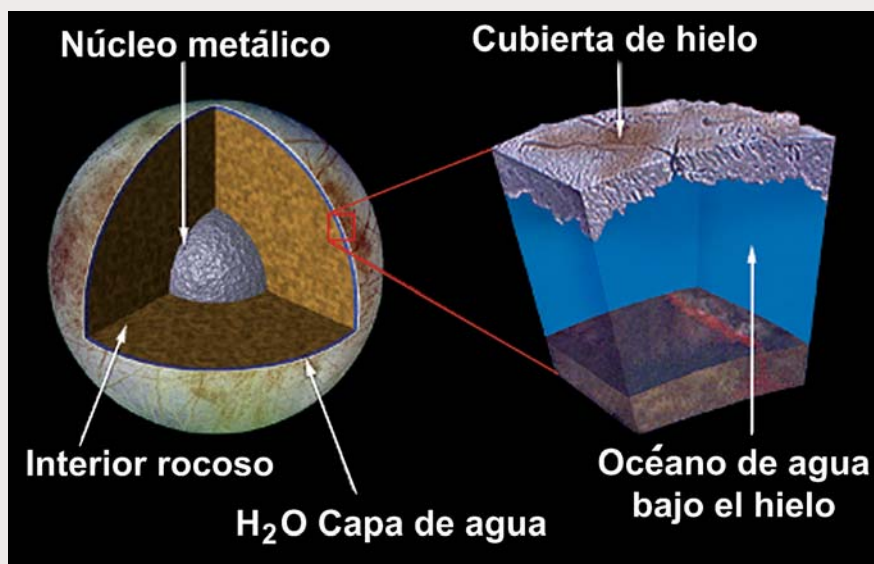


Figura 10.8. Debajo de la corteza de hielo Europa tendría un océano de agua líquida. Si bien esto aún no está confirmado existen varias evidencias que lo probarían. Este océano se mantiene líquido gracias al calor interno de la Luna. La presencia de agua podría favorecer que en esta luna de Júpiter exista algún tipo de vida.

Segundo Acto

Hoy en día, la estrella de la exploración planetaria es el Planeta Marte. Si bien esta situación se debe a cuestiones, hasta cierto punto históricas, que se refieren al imaginario popular, lo cierto es que Marte podría resultar uno de los lugares más fácilmente habitables después de la Tierra. Esto, sumado a la posibilidad de que en el pasado haya habido vida en Marte o, que incluso, algunos aventuren que ésta se haya originado en Marte (lo que implica que todos somos marcianos), hace que este planeta vecino sea el protagonista de este segundo acto.

4. Pasado marciano

La presencia de agua y atmósfera en la Tierra hace de nuestro planeta un lugar único para el desarrollo de la vida. Marte, en cambio, ha sido considerado un planeta “muerto”. Observando la superficie del mismo, se ven rasgos similares a los terrestres como volcanes, valles, quebradas, dunas, que atestiguan un pasado equivalente a la dinámica externa de nuestro planeta. Recientemente, además, se ha confirmado la presencia de agua en estado sólido y tal vez líquido.

¿Por qué Marte es hoy un desierto rojo, con vestigios de un pasado “glorioso” como el de la Tierra?

5. Fisonomía marciana

Marte posee un radio de 3.396 km y sólo asciende al 11% de la masa de la Tierra. Además, es bastante menos denso que ella con un valor promedio de 3,91 g/cm³. Este planeta presenta los accidentes geológicos más importantes de todo el sistema planetario. El monte Olimpus, por ejemplo, es un volcán de 26 kilómetros de altura que se extiende sobre una superficie circular de 600 kilómetros de diámetro.

Otro accidente importante es el Valle Marineris. Esta enorme cicatriz se formó de manera análoga a los grandes valles de fractura terrestres (Rifts), con una longitud de 4.000 kilómetros. Otra de las características llamativas del planeta es que los hemisferios norte y sur presentan grandes diferencias. La corteza del hemisferio norte consiste en planicies de lava sepultadas bajo una cubierta de arena y arcilla.

La corteza austral, también llamada “Tierras Altas”, presenta una elevación de entre 1 y 5 kilómetros mayor que las planicies lávicas del norte, y posee, además una alta densidad de cráteres (Figura 10.9). Estas diferencias entre los dos hemisferios se conoce como “dicotomía marciana” y aún no posee una explicación convincente, no obstante ello, la mayoría de los investigadores aceptan que sería de origen interno.

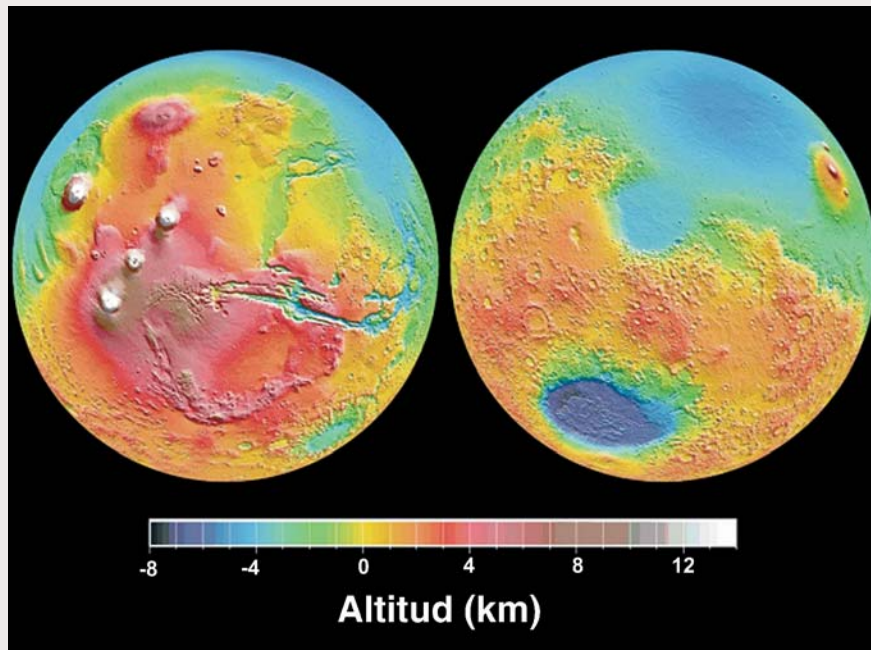


Figura 10.9. La topografía de Marte muestra claramente la diferencia que existe entre el hemisferio sur, más alto y más antiguo (más alterado por la existencia de cráteres) y el hemisferio norte, mucho más bajo y formado por sedimentos jóvenes. En el hemisferio occidental se observan los cuatro volcanes más altos de Marte (en blanco) entre los que se encuentra el Monte Olympus .

Otro de los accidentes geográficos marcianos de importancia, está dado por un gigantesco abultamiento, constituido por planicies volcánicas, llamado Tharsis. Éste comprende una vasta región volcánica, situada en el plano ecuatorial del planeta que consiste en dos extensas elevaciones. La mayor de ellas se encuentra hacia el sur, y se superpone con las tierras altas, comprendiendo una estructura cuasicircular. Mide unos 10 kilómetros de altura en la zona central y, con 8.000 kilómetros de anchura, abarca alrededor de un cuarto de la superficie total marciana. El gran sistema de cañones del Valle Marineris, comienza casi en el centro de la zona elevada de Tharsis, y de allí se extiende en dirección este. Justo en la antípoda de Tharsis se encuentra una gran depresión, producto de un gigantesco impacto meteorítico denominada “cuenca de Hellas”. Allí se encuentra el punto más bajo del planeta ubicado 8.200 m por debajo del cero de referencia planetario. Esto hace que Marte tenga una diferencia de alturas, entre el punto más alto y el más bajo, de más de 22 km.

Como se vio en otros capítulos la estructura interna de la Tierra es conocida en gran medida gracias a las ondas producidas en un sismo. Debido que aún no se ha enviado a Marte la tecnología necesaria para la obtención de información sísmica, la estructura interna debe ser estimada por otros métodos. Algunos autores han calculado un valor para el factor del momento de inercia de Marte de 0,3662, mientras que este parámetro alcanza un valor de

0,3315 para la Tierra. Dicho parámetro es igual al momento de inercia de un cuerpo dividido por su masa y el cuadrado de su radio. El factor de momento de inercia da una idea de la distribución de masas en el cuerpo estudiado y tiene un valor de $K= 0,4$ para un cuerpo con densidad uniforme, mientras que valores menores representan un cuerpo cuya masa se concentra hacia su centro. Este valor junto al conocimiento de la densidad, ayuda a acotar el tamaño del núcleo y generar modelos de la estructura interna. Los valores de densidad promedio para Marte varían entre $3,8 - 3,9 \text{ g/cm}^3$, mientras que la Tierra posee valores de $4,4 - 4,5 \text{ g/cm}^3$. Esta diferencia, junto con el valor mayor del factor de momento de inercia, daría cuenta de un núcleo metálico de menores proporciones para Marte y un manto más denso que el terrestre.

6. Ciclo exógeno en Marte

Actualmente, la temperatura media de Marte asciende a -55°C y la presión atmosférica es de 6 milibares, en tanto que en la Tierra la presión asciende a 1.013 milibares. El principal elemento superficial (actual) es el viento, que transporta material de un lugar a otro y, en algunos casos, genera tormentas de polvo que cubren la totalidad del planeta.

En estas condiciones es extremadamente difícil la presencia de agua líquida en su superficie. Sin embargo, en ciertas regiones del planeta existen valles con un parecido asombroso a los formados por ríos en la Tierra (Figura 10.10).

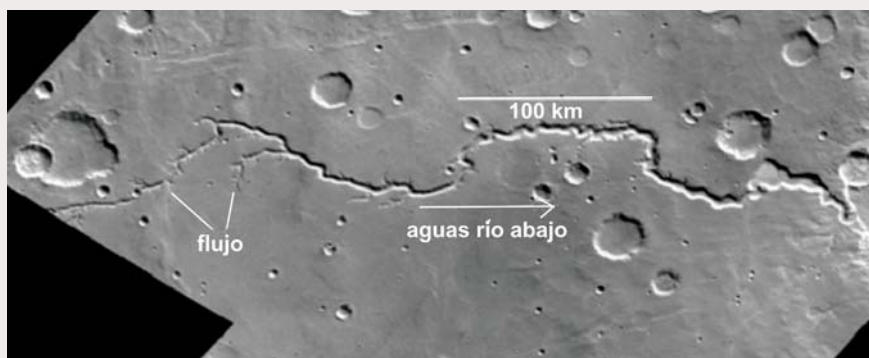


Figura 10.10. En Marte existen numerosos canales similares a los valles generados por los ríos en la Tierra. Nirgal Vallis es un ejemplo. Si bien hoy en día no corren flujos a través los mismos, estos fueron formados posiblemente por agua.

Hoy en día, la mayor parte del agua marciana se encuentra atrapada bajo la superficie en forma de hielo, en forma similar a los suelos congelados en la Tierra en las zonas de alta latitud. Esta agua congelada se concentra en los polos. Sin embargo, valles y cráteres se encuentran rellenos con arcillas y arenas finas, equivalentes a los materiales que se acumulan en los fondos de los lagos terrestres (Figura 10.11), lo que hace pensar que en un pasado albergaron agua. El abundante hielo de agua, y la posibilidad de que las tierras bajas

del hemisferio norte hayan constituido una gran cuenca oceánica, -hoy tapizada con los fondos arenosos de esos antiguos mares-, ha llevado a formular una teoría que hablaría de un Marte joven, donde habría existido una importante atmósfera rica en dióxido de carbono que regulara la temperatura. Ésta habría sido lo suficientemente cálida y apta para la vida, permitiendo además, la generación de lluvias, lagos dentro de cráteres, y agua corriente sobre la superficie.

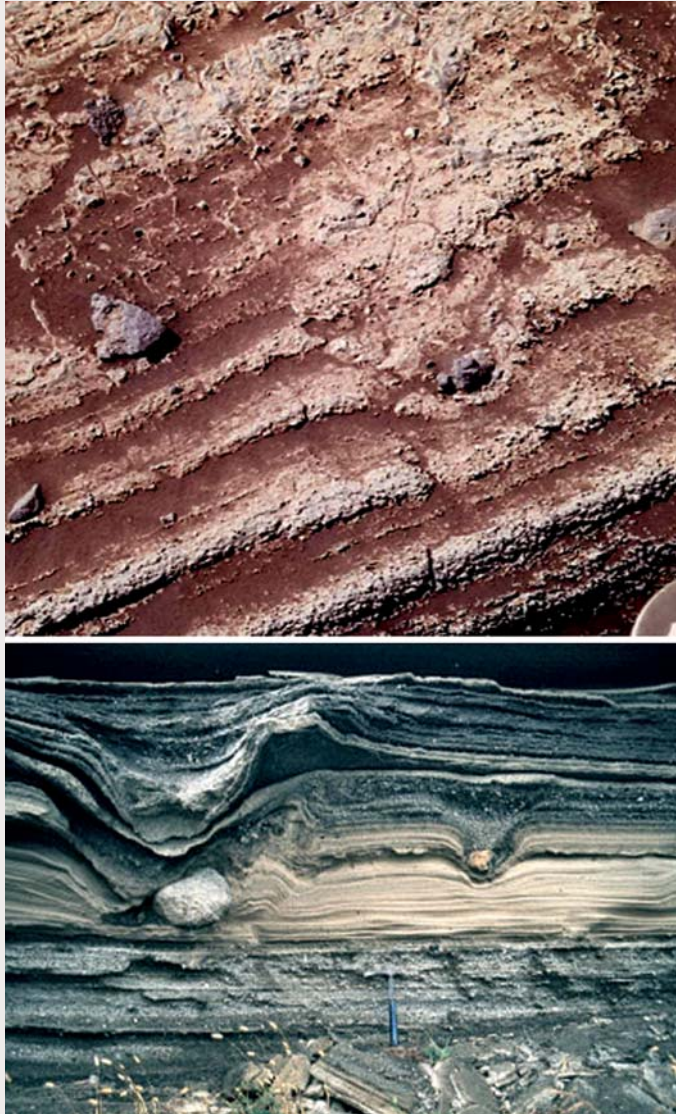


Figura 10.11. Recientemente las sondas han tomado fotografías en las paredes de cráteres en donde se exponen estratos que se asemejan mucho a fondos de lagos terrestres. Arriba, se observa una fotografía de Marte donde las capas (estratos) se deforman por el peso de piedras caídas en el fondo de un lago o mar, de manera análoga a lo que ocurre en la Tierra cuando un bloque se desprende de la base de un témpano al derretirse (abajo)

7. Pasado “terrestre”

Marte presenta muchos rasgos similares a la Tierra. Sin embargo, sus volcanes están apagados, la corteza ya no se abre en fracturas y los valles y quebradas se encuentran secos. A pesar de ello, todos estos elementos morfológicos de la superficie marciana, cuentan una historia muy diferente a su presente. Marte fue, alguna vez, un planeta con importante actividad volcánica, con una atmósfera densa donde el agua corría por su superficie y hasta habría poseído un mar. Varias fueron las causas y procesos que llevaron a que Marte evolucionara de un modo tan distinto al de la Tierra: en primer lugar, el destino de Marte quedó signado desde el momento mismo de su formación. En el momento de acreción planetesimal, el planeta sólo incorporó material suficiente para alcanzar un tamaño mucho menor que el de la Tierra. Esto hizo que la cantidad de calor interno acumulada sea menor y, por lo tanto, lo perdiera rápidamente.

Además, hoy en día, hay evidencias de que Marte tuvo, en el pasado, un campo magnético similar al terrestre (Figura 10.12).

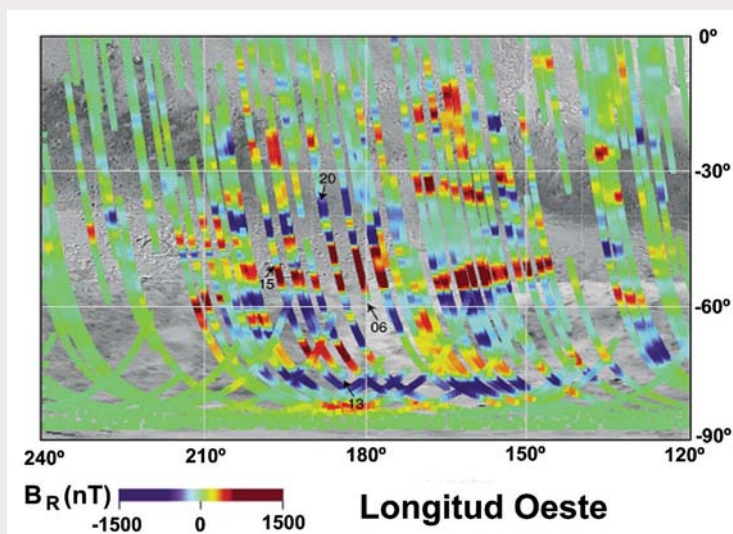


Figura 10.12. Bandas magnéticas en Marte de polaridad normal (rojo) y reversa (azul) dispuestas en forma alternada.

Este diseño de bandas es similar a aquel descrito en el capítulo 3 para los océanos terrestres, lo que implicaría la expansión de zonas de la corteza marciana y la consecuente existencia de una tectónica de placas.

Para generar dichos campos, es necesario que haya movimiento de materiales conductores, tal como se vio en el capítulo 2. Al perder todo su calor interno, el núcleo de Marte se habría solidificado, si no completamente, en su mayoría. Esto llevó a la consecuente pérdida del campo magnético. La tenencia de un campo magnético es importante para la vida, porque no sólo

actúa como protección contra la radiación solar, es además, un escudo que protege a la atmósfera. Sin el campo magnético, la atmósfera de un planeta sería barrida por el viento solar y el constante impacto meteorítico. Eso mismo le habría sucedido a Marte. Su atmósfera, tenue por su naturaleza pequeña, fue barrida en gran medida al perder su campo magnético. La pérdida de la atmósfera habría hecho disminuir las temperaturas promedios del planeta generando el desierto helado de hoy en día.

8. “¿Cómo se sabe si la Tierra no es más que el infierno de otro planeta?” *Aldous Huxley*

Marte carece de una luna como la de la Tierra. Sus dos satélites naturales, Phobos y Deimos, son cuerpos pequeños que no lo afectan gravitatoriamente en forma alguna, por lo cual no estabilizan su eje de rotación. La Luna, en cambio tal como se mencionó, es una gran reguladora del eje planetario. El eje terrestre varía pocos grados gracias a nuestra Luna. Sin embargo, la variación del eje de rotación Marciano podría alcanzar los 60°, produciendo terribles cambios climáticos en el planeta.

El pequeño tamaño y la consecuente rápida pérdida del calor interno, junto a grandes cambios climáticos a falta de una Luna, han llevado al planeta Marte a mutar desde un mundo similar a la Tierra, al gélido cuerpo que observamos. Sin embargo, nuestro planeta, poco a poco, está perdiendo su stock de calor interno y el progresivo aumento del radio solar, hace migrar la zona habitable hacia el exterior del sistema solar, haciendo de Marte un candidato para nuestra futura “Tierra”.

Epílogo

Estimado lector, el telón se ha cerrado. Esta ópera ha concluido y queda en usted juzgarla con aplausos o silbidos. Como toda obra fue caprichosamente arbitraria, aparecieron en escena personajes y situaciones puntuales como la Tierra, la Tectónica y los sapos que engullen esferas. Muchos cabos sueltos han quedado, muchas historias por contar. La satisfacción nuestra será que este libro no haya servido más que para despertar la duda y la necesidad de ir en busca de más y mejores explicaciones. La tectónica de placas es una teoría joven que tan sólo posee 60 años; por el momento parece funcionar, y brindar un marco teórico adecuado para explicar la mayoría de los fenómenos observados pero,

¿podemos estar seguros de que funciona, y de la manera que creemos?

Sólo existe una Tierra, un solo ejemplo. Más aún, de este solo ejemplo que poseemos de un planeta con tectónica de placas, sólo conocemos directamente los primeros 13 km. En ciencia en general eso no alcanza, se necesita más. Por eso mismo, todo lo que ha ocurrido en este escenario, como en las óperas, no deja de ser una representación actuada y parcial de la realidad; queda en usted salir del teatro y descubrir la verdad de la naturaleza.

Bibliografía

Beatty, J.K; Collins, C; Chaikin, A. (Editores). (1999) “The New Solar System”. Cambridge University Press; 4ta. Edición.

Condie, K. C. (2005). “Earth as an evolving planetary system”. Elsevier Academic Press. 1ra. Edición.

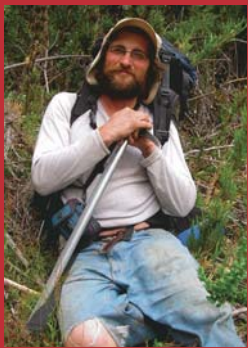
Folguera, A., Ramos, V.A., Spagnuolo, M. (2005). “Introducción a la Geología: el planeta de los dragones de piedra” Eudeba. 1ra. Edición.

Keppler, E. (1995). Sol, Lunas y Planetas. Ed. Salvat .

Ross Taylor, S. (2000). “Nuestro Sistema Solar y su lugar en el cosmos.” Cambridge University Press; 1ra. Edición.

Tar buck, E. J.; Lutgens, F. K. (2002) “Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física”. Prentice Hall. 8va. Edición.

Turcotte, D. L.; Schubert, G. (2001). “Geodynamics”. Cambridge University Press; 2da Edición.



Andrés Folguera
Doctor en Geología



Mauro G. Spagnuolo
Licenciado en Geología

"De la Tierra y los Planetas Rocosos - Una introducción a la tectónica". Durante siglos se ha debatido intensamente la forma en la cual los rasgos que reconocemos sobre la superficie de la Tierra se han formado, tales como las cuencas oceánicas, las cordilleras, los volcanes. Pero tan sólo hace cuatro décadas el entendimiento de los procesos que operan internamente en nuestro planeta y lo modelan superficialmente se ha revelado. Los fondos oceánicos se expanden lateralmente empujando a los continentes alojados en sus periferias. Sus bordes se aplastan dando lugar al desarrollo de montañas. Éstas crecen hasta alcanzar valores críticos a partir de los cuales se desmoronan. Algunos fondos oceánicos se hunden hacia el interior terrestre perdiéndose a miles de kilómetros de profundidad y consigo arrastran partes de continentes que son succionadas bajo el nivel del mar. Gigantescas columnas de material fundido ascienden desde las profundidades hacia la superficie levantándola, agrietándola y rompiendo a los continentes y a los fondos oceánicos. Esta dinámica apabullante puede ser explicada hoy,

gracias al alto nivel de entendimiento alcanzado, en una forma relativamente sencilla apelando a ejemplos cotidianos y a cierto nivel de abstracción. Este es el objetivo que trataremos de alcanzar a través de tan sólo una introducción y cuatro capítulos que conforman la totalidad de este libro. Esta obra no es un tratado extensivo acerca de la Geología, sino una introducción a aquellos procesos de primer orden que han definido y definen el relieve terrestre y que han desvelado a nuestros antepasados, los que no han tenido la suerte de conocerlos.

