



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE QUÍMICA

**PRODUCCIÓN DE FOSFITOS POR ABLACIÓN LÁSER DE UN BASALTO
HAWAIANO EN UNA ATMÓSFERA SIMULADA DE MARTE
PRIMITIVO**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
QUÍMICO**

PRESENTA

José Ignacio Mateos López



CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, MAYO 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

JURADO ASIGNADO:

PRESIDENTE: M. en C. José Manuel Méndez Stivalet
VOCAL: Q. F. B Gloria García Ramírez
SECRETARIO: M. en C. José Guadalupe de la Rosa Canales
1er. SUPLENTE: Dra. Selena Gutiérrez Flores
2° SUPLENTE: M. en C. Paola Molina Sevilla

SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA:



**LABORATORIO DE QUÍMICA DE PLASMAS Y ESTUDIOS PLANETARIOS,
INSTITUTO DE CIENCIAS NUCLEARES, UNAM.**

ASESOR DEL TEMA:

M. en C. José Guadalupe de la Rosa Canales

SUSTENTANTE:

José Ignacio Mateos López

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Química porque a través de ellas me he podido formar no sólo como profesionista sino también como un ser humano, por sus maestros, especialmente, por el conocimiento transmitido de cada uno de ellos.

De igual forma, al Instituto de Ciencias Nucleares por convertirse en mi segundo hogar, Sobre todo, de manera póstuma al Dr. Rafael Navarro González por la confianza brindada en mí para desarrollar este proyecto, así como por los conocimientos compartidos, orientación y apoyo brindado a lo largo de todo este proceso.

A los proyectos DGAPA PAPIIT IN111619, DGAPA PAPIME PE102319, CONACYT 220626 y a la beca de ayudante de investigador otorgada por CONACYT con número de expediente de investigador 8753 y de ayudante 15632.

A cada uno de los miembros del jurado por su tiempo y contribución a este trabajo.

También quiero agradecer a la M. en C. Paola Molina Sevilla, técnica del ICN por colaborar en el desarrollo de todo este trabajo; desde su apoyo personal hasta el apoyo académico. Gracias por todo el tiempo y consejos brindados para la mejoría de este documento.

Al M. en C. José Guadalupe de la Rosa Canales técnico del ICN por su apoyo en el desarrollo del presente trabajo.

A la Dra. Olivia Zamora Martínez del IGL-LANGEM por la determinación de los aniones mayores por medio de la técnica de cromatografía iónica, al Q. Rufino Lozano, responsable del Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del IGL-LANGEM, a la Dra. Teresa Pi Puig, responsable del Laboratorio de Difracción de rayos X del IGL-LANGEM.

Tabla de contenido

1.	Resumen	1
2.	Objetivos	2
	Objetivo General	2
	Objetivos particulares	2
3.	Hipótesis.....	3
4.	Marco Teórico	4
4.1.	Astrobiología	4
4.2.	Formación de planetas en el sistema solar.....	6
4.2.1.	Formación de los planetas gaseosos y los planetas rocosos	8
4.3.	Prospectos para albergar vida en nuestro Sistema Solar	10
4.4.	Teoría de la síntesis abiótica	18
4.5.	Biogeoquímica.....	20
4.5.1.	Ciclo de las rocas	20
4.5.1.1.	Rocas ígneas.....	21
4.5.1.1.1.	Basalto.....	23
4.5.2.	Rocas sedimentarias	23
4.5.3.	Rocas metamórficas.....	24
4.6.	Vulcanismo.....	24
4.7.	Fósforo	26
4.8.	Análogos.....	28
4.8.1.	Basalto de Hawái.....	30
4.9.	Difracción de Rayos X (XRD).....	31
4.10.	Fluorescencia de rayos X (XRF)	35
4.11.	Cromatografía de iones con detección conductimétrica	36
5.	Equipo, materiales y metodología	39
5.1.	Experimento de ablación del basalto.....	39
5.1.1.	Fase gaseosa	39
5.1.2	Montaje del basalto para la irradiación	42
5.1.3	Simulación de caída de relámpagos volcánicos empleando un láser	43
5.4.1	Difracción de rayos X	44
5.4.2	Fluorescencia de rayos X.....	44

5.4.3 Cromatografía de iones con detección conductimétrica.....	45
6. Análisis y Discusión de Resultados.....	46
6.1. Composición mineral de la muestra sin irradiar	46
6.1.1. Difracción de rayos X.....	46
6.1.2. Fluorescencia de rayos X.....	47
6.2. Composición mineral de la muestra irradiada.....	48
6.3. Discusión sobre los productos obtenidos de la ablación láser de un basalto hawaiano en una atmósfera rica en oxígeno	51
6.3.1. Otros minerales.....	51
7. Conclusiones	54
8. Perspectivas	55
Bibliografía	56

1. Resumen

El fósforo, es un bioelemento que, en su forma más oxidada, fosfato, ha jugado un rol importante en el origen y evolución de la vida en la Tierra. Fue, muy probablemente, un componente clave en los primeros precursores del ARN que existían antes del surgimiento de la vida actual, también almacenaba información y actuó como un catalizador. Ha tenido un papel decisivo en la formación de las condiciones climáticas y atmosféricas que establecieron las condiciones de frontera para la evolución; la precipitación de fosfato dio pie a su asimilación por parte de cianobacterias primitivas, lo cual disminuyó su concentración del agua limitando la actividad de las propias cianobacterias permitiendo así un aumento de oxígeno en la atmósfera (Butusov & Jernelöv, 2013) conduciéndonos al mundo que conocemos ahora. Hoy en día el fósforo desempeña un papel esencial tanto en la genética como en el sistema energético de todas las células vivas, así como en la membrana celular de todas las células modernas. Sí el fósforo tuvo un rol importante en el origen de la vida, cierta concentración tuvo que estar disponible, empero, este se encuentra cercano al 0.1% en la corteza terrestre, sumado a que gran parte de los minerales que forma son insolubles en agua, por lo tanto, no son biodisponibles. Lo anterior dificulta el entendimiento de cómo el fosforo inorgánico dio paso a un fósforo presente en los procesos bioquímicos, Glindemann, De Graaf, & Schwartz, en 1999 consideraron que las descargas eléctricas asociadas con erupciones volcánicas pudieron proveer el ambiente necesario para favorecer el proceso de disponibilidad de fósforo, promoviendo la producción de fosfato soluble que pudiera estar biodisponible para los organismos primitivos.

Las recientes misiones espaciales dan muestra que Marte y la Tierra mantenían actividad volcánica en su superficie en épocas prebióticas, siendo los minerales basálticos los que prevalecían en sus superficies. En el presente trabajo, se utilizó un fragmento de basalto hawaiano para simular en el, la caída de relámpagos volcánicos imitados por PIL (pulsos intensos de luz), como análogo a los procesos que pudieron ocurrir en Marte primitivo, con ello, evaluar el papel que posiblemente jugaron los relámpagos en la biodisponibilidad del fósforo, para el planeta. Los resultados obtenidos mostraron que la formación de diversos compuestos oxidados a partir de la ablación láser sobre el basalto hawaiano es una evidencia indirecta para decir que los relámpagos volcánicos sí podrían promover la disponibilidad no sólo del fósforo sino de otros elementos importantes para la vida.

2. Objetivos

Objetivo General

Evaluar el papel de los relámpagos volcánicos sobre la corteza marciana primitiva en la formación de fosfatos biodisponibles, a partir de la simulación de descargas eléctricas tipo relámpago sobre un basalto hawaiano dentro de una atmósfera rica en oxígeno.

Objetivos particulares

- Someter una muestra de basalto Hawaiano a una simulación de caída de relámpagos volcánicos mediante ablación láser dentro de una atmósfera compuesta por N₂ 80% y O₂ 20% (aire sintético).
- Identificar mediante Difracción de rayos X, Fluorescencia de rayos X y Cromatografía de iones, la formación de compuestos oxidados de fósforo en la fase sólida, como resultado de la ablación láser.

3. Hipótesis

Hoy día sabemos que la acumulación de minerales de fósforo está estrechamente ligada a la actividad biológica, y a diferencia de los otros elementos biogénicos carece de una especie volátil por lo que su disponibilidad está dominada por interacciones roca-agua, en la que intervienen los seres vivos para su reciclado, siendo que en la Tierra o Marte primitivo los seres vivos no pudieron intervenir para que el fósforo fuera tomado del ambiente, debieron existir fuentes de energía capaces de incorporarlo al ambiente en forma de fosfato soluble. Notholt, Sheldon, & Davidson, en 1989 indicaron que la actividad hidrotermal y el consecuente intemperismo de basaltos submarinos promovieron la precipitación del fosforo en los sedimentos marinos. Sí consideramos que la actividad volcánica continental, tanto en la Tierra como en Marte Primitivo, fue intensa, es posible que la caída de relámpagos volcánicos sobre la corteza primitiva haya contribuido como fuente de energía para la formación de formas de fósforo biodisponible

4. Marco Teórico

4.1. Astrobiología

Desde que el humano tomó conciencia le surgieron dudas inherentes a él. Por ello, dirigieron su mirada hacia el cielo y se preguntaron: ¿Qué hay más allá? ¿De dónde venimos? ¿Qué es la vida? Por eso, uno de los retos más grandes de la ciencia es el estudio del origen, evolución y distribución de la vida, no solo en la Tierra, sino en todo el Universo (Molina Sevilla, 2005).

La Astrobiología es la disciplina que se encarga del estudio de la vida (origen, evolución y distribución) en el Universo. Dentro de su campo, se incluye el estudio de la Biología terrestre (estudiar su origen, evolución y hábitat, para así reconocer sitios similares en otros lugares en nuestro sistema solar). Esto es apropiado, porque nuestro enfoque en la búsqueda de vida está influenciado por nuestro conocimiento de vida en la Tierra, y nuestro entendimiento en el origen y evolución de vida en ésta, es conocido por nuestro estudio de condiciones en otros planetas del sistema solar y del ambiente galáctico, fig. 1. (Chyba & Hand, 2005).



Figura 1. La Astrobiología es la disciplina que se encarga del estudio de la vida (origen, evolución y distribución) en el Universo. Imagen tomada de http://abc-nins.jp/index_en.html#

Además, la Astrobiología es totalmente interdisciplinaria y su éxito depende de la estrecha coordinación entre las diferentes áreas: biología, ciencias planetarias, ingenierías, física, astronomía, química, entre otras. Y, durante los últimos años la *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* ha dictaminado las siguientes directrices que sirven para cubrir los objetivos de esta disciplina:

- Comprender la naturaleza y distribución de ambientes habitables en el Universo.
- Descubrir y explorar ambientes que fueron o son habitables; elucidar la química prebiótica y los signos de vida en otros lugares dentro o fuera de nuestro Sistema Solar. De igual manera, se pretende determinar los precursores químicos de la vida, así como los climas antiguos de los diversos planetas habitables.
- Entender el surgimiento de la vida en nuestro planeta a partir de los precursores cósmicos y planetarios. Para ello, se deben caracterizar las diversas fuentes de material prebiótico, posteriormente se debe esclarecer por completo el origen y evolución de las biomoléculas que hoy en día están presentes en todo ser vivo, así como también entender los orígenes de la transducción de la energía para finalmente investigar el origen de los procesos celulares y sistemas protobiológicos.
- Explicar cómo la vida pasada en la Tierra interactuó con su medio ambiente; investigando la relación histórica entre la vida en la Tierra y la biosfera mediante la integración de registros geológicos y biomoleculares de la vida pasada.
- Conocer los mecanismos de la evolución y las condiciones limitantes del medio ambiente para la vida; determinando los mecanismos moleculares, genéticos y bioquímicos que controlan y limitan la evolución, la diversidad metabólica y la adaptación de la vida. Para ello, se debe investigar y observar el efecto de la modificación del entorno en la evolución molecular de los microorganismos, estudiar la evolución simultánea de comunidades microbianas y, por último, comprender la adaptación bioquímica a la exposición de ambientes externos.
- Aclarar los principios que moldearán el futuro de la vida en nuestro planeta y fuera de ella y determinar los efectos que tienen los cambios de las condiciones sobre los ecosistemas, como base para la proyección de posibles cambios a corto y largo plazo.

Esto implica monitorear y determinar los cambios en las condiciones ambientales en diferentes ecosistemas, y explorar la adaptación, supervivencia y evolución de la vida microbiana fuera de la Tierra.

- Por último, se deben diferenciar señales de la existencia de vida presente o pasada en otros mundos y en la Tierra primitiva e identificar huellas biológicas en muestras antiguas de la Tierra y extraterrestres por lo que se deben buscar biofirmas en materiales del Sistema Solar y en sistemas planetarios cercanos.

Los puntos anteriores nos dan cuenta de que el origen de la vida en la Tierra está estrechamente ligado a la historia geológica y climática de nuestro planeta, por otro lado, debido al gran avance tecnológico en el desarrollo de telescopios terrestres, investigaciones *in situ* de orbitadores, *rovers* y sondas espaciales han dado indicios de diversos cuerpos celestes que pudieron o pueden albergar vida fuera de la Tierra, como lo es Marte.

4.2. Formación de planetas en el sistema solar

El sistema solar es una estructura compleja, tanto en su geometría como en su dinámica y es uno de muchos sistemas planetarios presentes en la Vía Láctea (Cassan, et al, 2012).

Para poder explicar el estado actual del sistema solar y de los sistemas planetarios en general, es necesario estudiar un escenario evolutivo. A pesar de que desde hace siglos se han propuesto diferentes modelos que intentan explicar el origen de los planetas y del sistema solar en su conjunto, este problema sigue aun sin resolverse por completo, pues explicar la formación de un sistema planetario es una de las tareas más complejas en la astrofísica moderna (Woolfson, 2014).

Hasta el momento, es aceptado que la formación planetaria comenzó en un disco de gas y polvo conocido como disco protoplanetario, donde las partículas de polvo se acrecentaron formando cuerpos cada vez de mayor tamaño. Esta idea fue derivada de la teoría nebular,

la cual es una de las teorías científicas más antiguas que siguen estando vigentes (Leal Herrera, 2016).

La idea central de la teoría nebular es que una nebulosa giratoria que atraía partículas del polvo cósmico se fue acumulando y a su vez, fue aumentando su atracción gravitacional. Con el paso del tiempo, esto hizo que se contrajera, pero debido a que su velocidad de rotación también aumentó, se aplanó a lo largo de su rotación, ver fig. 2. Por ello, al centro de este disco se concentró la mayor cantidad de calor (aproximadamente 10,000,000 °C), lo cual dio paso a reacciones termonucleares que dieron origen a la formación del Sol (Jastrow & Michael, 2008).

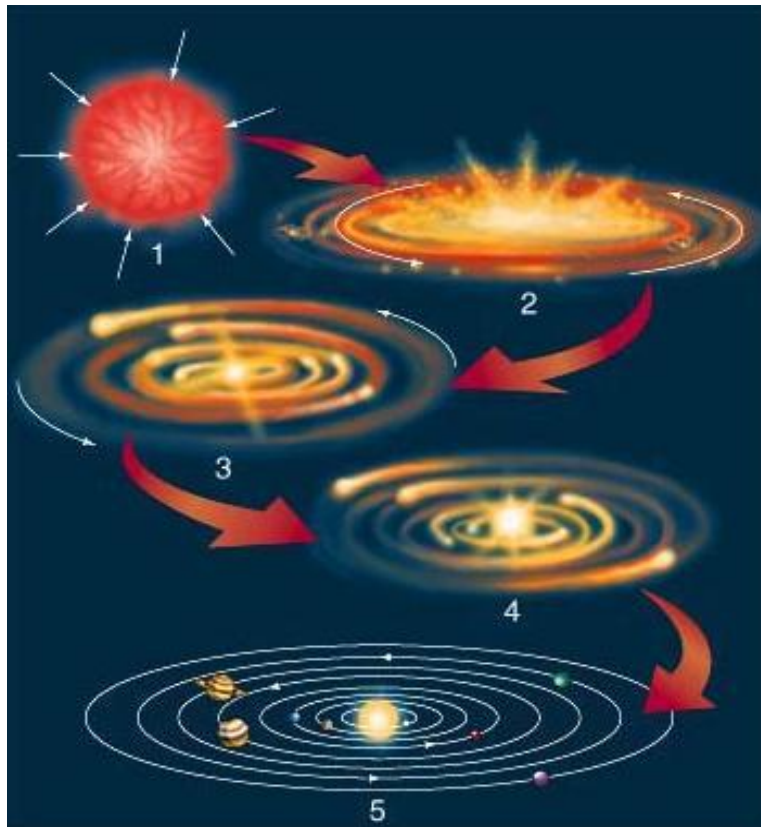


Figura 2. Esquema de la formación del Sistema Solar. En 1) se observa la concentración en un solo punto de la nebulosa gaseosa, al colapsar da origen a una zona de materia densa y caliente. En 2) se muestra la formación de una zona densa y caliente, de gran masa que dio origen a una protoestrella o protosol. 3) y 4) esquematizan el fenómeno de la acreción planetaria de los diversos cuerpos celestes. 5) Muestra la formación actual de nuestro Sistema Solar. Imagen tomada de <https://images.app.goo.gl/wBcUMuS5b9CJq3UdA>

4.2.1. Formación de los planetas gaseosos y los planetas rocosos

Debido a que en el centro del disco se concentraba la mayor cantidad de calor, entre más lejos se estuviera de éste, las partículas se enfriaban mucho más rápido. Poco a poco, las partículas de hielo y rocas que se acumularon dieron paso a la acreción de los planetas gaseosos también conocidos como “planetas gigantes”, fig. 3 a), compuestos principalmente por hidrógeno (H) y helio (He) (Jastrow & Michael, 2008). Por otro lado, la formación de los planetas internos del sistema solar, fig. 3 b), llevo más tiempo debido a que el enfriamiento de las partículas demoró debido a que se encontraban más cerca del núcleo del disco. Aunado a esto, la fuerza de atracción gravitacional era mayor, haciendo que los elementos más pesados permanecieran cerca del protosol. Y, al igual que los planetas gaseosos, los protoplanetas rocosos se formaron por acreción, dejando los elementos más pesados en su núcleo y los más ligeros en las capas más externas de los planetas. Mediante esta teoría, se puede explicar porque los planetas rocosos son ricos en elementos como el hierro y níquel mientras que tienen bajos porcentajes de hidrógeno y helio. En cambio, los planetas gaseosos, son ricos en elementos ligeros (hidrógeno (H) y helio (He)) pero pobres en elementos pesados (hierro (Fe), níquel (Ni), fósforo (P), calcio (Ca), etc.) (Jastrow & Michael, 2008).

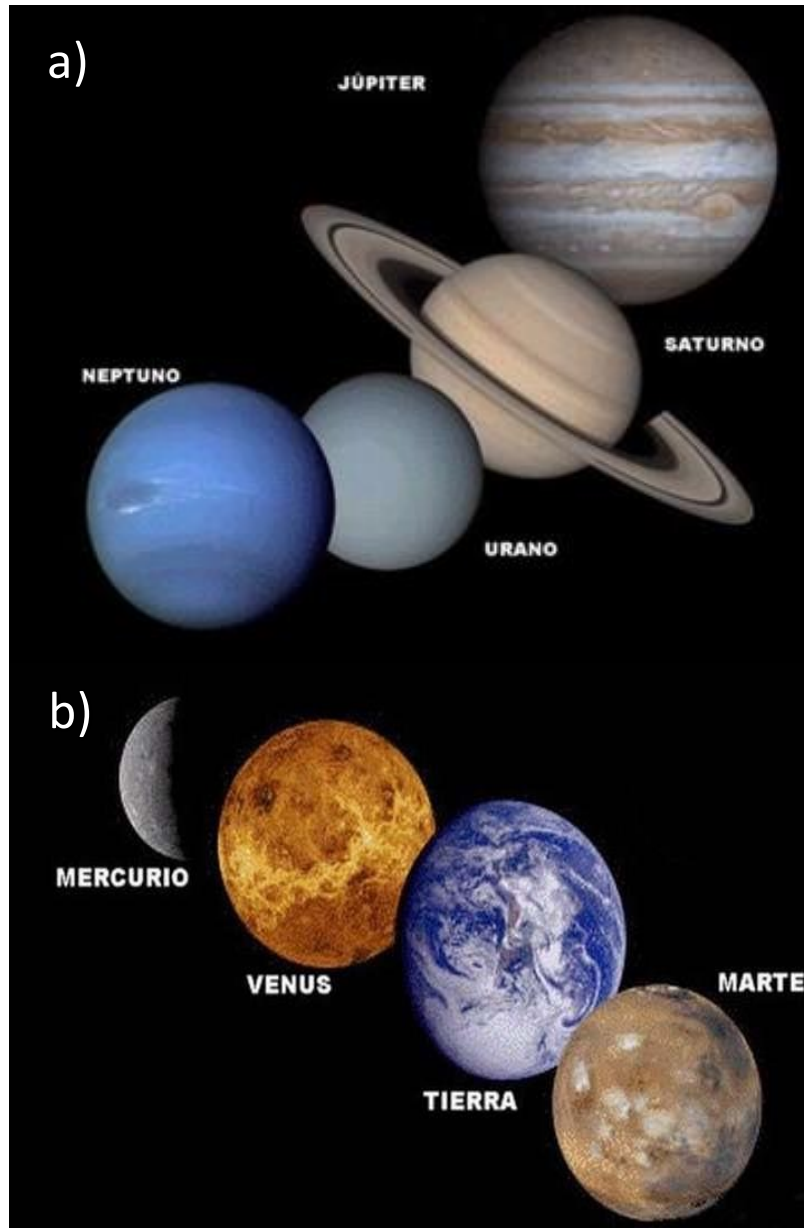


Figura 3. a) Planetas Jovianos o “gigantes gaseosos”. Compuestos principalmente por hidrógeno (H) y helio (He). No poseen corteza como los planetas rocosos, los elementos más pesados que contienen son carbono y oxígeno. Imagen tomada de <https://images.app.goo.gl/4ucGUhWn1stJhUyw5> b) Planetas rocosos. Compuestos principalmente por elementos pesados como hierro (Fe), níquel (Ni), fósforo (P), entre otros. Todos ellos tuvieron una alta intensidad volcánica en su origen, su composición mineralógica es principalmente de silicatos. Imagen tomada de <https://images.app.goo.gl/xBCYGKNfb7UrNA7>

4.3. Prospectos para albergar vida en nuestro Sistema Solar

Las atmósferas de los cuerpos terrestres ejercen un control fundamental sobre sus superficies. Las interacciones entre los procesos atmosféricos y geológicos influyen en la morfología y composición de las superficies, y a lo largo del tiempo geológico, determinan la evolución histórica de los ambientes de la superficie del planeta, incluido el clima (Mackwell, Simon-Miller, Harder, & Bullock, 2013).

- **Tierra**

Es el tercer planeta de nuestro sistema solar, es el más grande de los cuatro planetas rocosos y el más denso de los 8 planetas que giran alrededor del Sol. Actualmente, es el único planeta en el Universo que conocemos que alberga vida (Longstaff, 2015).

Como ya se mencionó anteriormente, aproximadamente hace 4500 millones de años, su formación sucedió por un fenómeno de acreción. A su vez, durante un primer periodo de calentamiento sucedió un proceso de diferenciación química.

Durante el eón Hádico las altas temperaturas hicieron que se fundieran las rocas provocando que ascendieran a la superficie, donde al enfriarse se solidificaron y formaron una corteza primitiva. Esta corteza primitiva estaba enriquecida en oxígeno y elementos como el silicio y aluminio con cantidades pequeñas de calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), hierro (Fe) y magnesio (Mg). Este proceso estableció la estructura básica del interior de la Tierra: un núcleo rico en hierro; una corteza primitiva muy delgada; y un manto. Otra consecuencia de este proceso fue el escape de compuestos gaseosos del interior de la Tierra (como actualmente ocurre con las erupciones volcánicas). Debido a este proceso, la atmósfera primitiva fue evolucionando gradualmente. La relación entre la producción de corteza oceánica, corteza continental y volátiles es esencial para entender la naturaleza de un estado primitivo de la superficie y atmósfera terrestre, así como los cambios que tuvieron lugar a medida que el nuevo material continental fue producido por procesos geológicos (Fox & Dose, 1977).

El vulcanismo es un proceso importante que afecta a la superficie de cualquier cuerpo planetario rocoso; la Tierra no es la excepción. El vulcanismo se debe en parte a la

naturaleza física de los fundidos, es decir, su razón principal parece ser la susceptibilidad altamente variable de los materiales planetarios al derretimiento. La facilidad con la que se derriten los materiales varía según la posición en el planeta y su composición (Melosh, 2011). Las rocas que más abundan en los cuerpos planetarios rocosos son las de tipo basáltico, en la tabla 1 se muestran los principales compuestos químicos presentes en éstas.

Tabla 1. Abundancia cósmica de óxidos metálicos. Estos compuestos actualmente se encuentran mezclados entre dos o más de ellos. Los compuestos minerales típicos de un cuerpo planetario rocoso se forman a partir de los 4 compuestos más abundantes y dan paso a la formación de olivino (Mg_2SiO_4 o Fe_2SiO_4) y piroxeno ($MgSiO_3$ o $FeSiO_3$). Modificada de (Melosh, 2011).

Óxidos metálicos	Abundancia en masa (%)
FeO	38.6
SiO ₂	30.6
MgO	21.7
Al ₂ O ₃	2.2
CaO	2.1
Na ₂ O	1.9
Otros	2.9

Todos estos factores y elementos presentes en la litósfera, hidrósfera y atmósfera primitiva sirvieron como materia prima para la evolución del material inorgánico a material orgánico, pero, para que todo fuera posible primero debió haber algún tipo de energía disponible.

Fox & Dose, en 1977 propusieron que las diferentes fuentes de energía en la Tierra son:

- **Radiación solar:** es el tipo de energía libre más abundante, incide directamente sobre la atmósfera y la litósfera.
- **Descomposición isotópica:** se origina en el interior de la Tierra. Las mayores fuentes de este tipo de energía son: ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K , presentes en rocas de origen basáltico y granítico.

A través de la descomposición isotópica, cada uno de ellos da origen a diferentes tipos de partículas: α , β y γ . Este tipo de energía se disipa mayoritariamente en forma de calor, no

influye directamente en la evolución molecular. Fue importante al inicio de la formación de la Tierra, pero actualmente ya no.

- **Calor proveniente del núcleo:** En contraste con los otros tipos de energía, ésta no genera especies altamente reactivas (radicales, iones o moléculas excitadas). Sin embargo, al ser una energía más constante que las otras, podría favorecer la formación de algunas macromoléculas; estudios demuestran que procesos de secado y rehidratación favorecen la formación de dipéptidos, sin embargo, tienen un bajo rendimiento. Modelos recientes demuestran que si este ciclo de secado-rehidratación se repiten a una temperatura constante, se logran formar cadenas oligoméricas (Mamajanov, y colaboradores, 2014).
- **Descargas eléctricas:** Están compuestas por un haz de electrones de gran energía. Su energía cinética es tan grande que es capaz de ionizar y excitar como las radiaciones de alta energía. Debido a esto, al impactar en una superficie, toda esta energía se convierte en calor generando altas temperaturas que son capaces de alterar los constituyentes de los alrededores. Este tipo de energía contribuye significativamente a la evolución de micromoléculas.

Además, este tipo de energía se distingue de las anteriores ya que ocurre en la corteza terrestre lo que generaría una reacción química con los sólidos presentes en ésta y daría origen a micromoléculas capaces de condensarse y formar moléculas más complejas.

Con el tiempo, toda esta energía hizo que la corteza primitiva fuera cambiando su composición debido a procesos de óxido-reducción, generando una nueva distribución de elementos, compuestos y minerales en la litósfera, hidrósfera y atmósfera. La interacción entre la atmósfera, hidrósfera, criósfera y litósfera, fig. 4, da como origen el flujo de corrientes de aire, agua y hielo, los cuales, transportan sedimentos. Nuestro entendimiento de la evolución del clima primitivo de la Tierra se deriva de un examen detallado de las firmas mineralógicas, texturales y geoquímicas (Fox & Dose, 1977).



Figura 4. Imagen del planeta Tierra. Se pueden observar diferentes ciclones en el hemisferio norte. Tomada por el Observatorio de la Tierra de la NASA. Tomada de <https://www.nasa.gov/topics/earth/images/index.html>

- **Marte**

Es el cuarto planeta de nuestro sistema solar y el segundo más pequeño, su apariencia rojiza es causada por la presencia de óxido de hierro presente en su superficie. De acuerdo con Mckay (1997), el ambiente en la Tierra y en Marte era muy similar entre 3.5 – 4.0 mil millones de años, con gran actividad volcánica, una atmósfera más densa, tibia y con presencia de agua líquida. Los registros fósiles más antiguos datan de 3.5 mil millones de años, sin embargo, Banfield en 2002 especuló que cerca de los 3.8 mil millones de años la vida surgió en la Tierra, y posiblemente por analogía en Marte, ver fig. 5, dichas especulaciones las basó en la datación de las rocas sedimentarias más antiguas. Sin embargo, Marte evolucionó de forma distinta, presentando actualmente un ambiente frío y desértico, hostil para la vida como la conocemos.

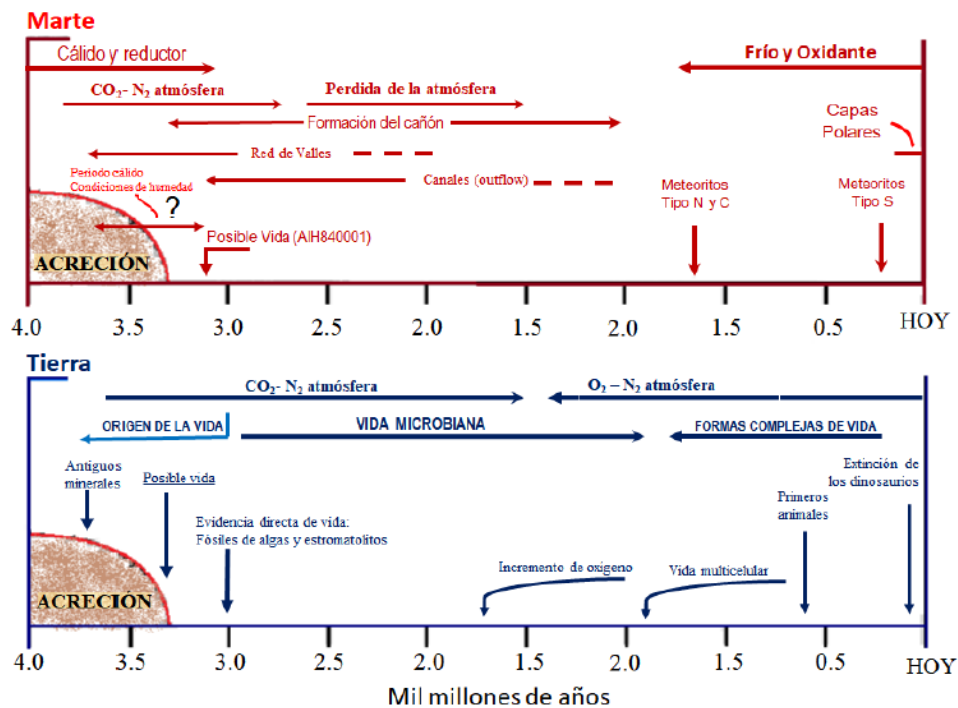


Figura 5. Cuadro cronológico de la formación de Marte y la Tierra. Se marca el tiempo geológico y el periodo en el que la Tierra y Marte tuvieron condiciones viables necesarias para sustentar vida. (Mcaky, 1997)

Marte se encuentra aproximadamente a 1.5 UA (Unidades Astronómicas) del Sol. La velocidad orbital promedio de Marte alrededor del Sol es de 24 km/s, mientras que la Tierra es de 30 km/s. Marte tiene días y estaciones climáticas similares a las de la Tierra. Tiene aproximadamente la mitad (53 %) del tamaño de la Tierra, sin embargo, es un planeta desértico y frío (Lele, 2014).

Modelos de evolución termoquímica sugieren que la mayor parte de la corteza se formó durante los primeros mil millones de años, constituido principalmente por basalto. (Zuber, 2001; Gargaud, López-García, 2011). Lo cual fue corroborado por el espectrómetro de emisión térmica (TES), a bordo del orbitador de las Mars Global Surveyor, el cual detectó componentes basálticos y andesíticos, el primero se asocia a actividad volcánica, mientras que el segundo se encuentra en ambientes donde el agua ha sido importante en el proceso de formación de este tipo de roca (Banfield, 2002; Bibring et al, 2005).

Se ha propuesto la existencia de tres épocas geológicas de Marte, a partir de los procesos de craterización e intemperismo (Gargaud M., y otros, 2011). A continuación, se describen brevemente:

- **Noachian:** Es un periodo que abarca desde los 4,100-3,700 millones de años. Se caracteriza por grandes impactos de bólidos sobre la superficie marciana, alta actividad volcánica y posible actividad hidrotermal. La corteza marciana era rica en hierro, magnesio y otros elementos presentes en el basalto; al estar en contacto con el agua comienzan posiblemente a formarse sulfatos, carbonatos y cloruros dando paso a la diagénesis. El *Curiosity* ha encontrado presencia de arcillas y sulfatos que refuerzan esta teoría
- **Hesperian:** Este periodo abarca desde el 3,700-3,000 millones de años. La “red de valles” es más abundante en este periodo. Continúa la actividad volcánica e hidrotermal, pero en menor medida que en el periodo Noachian. Crecen las condiciones favorables para la erosión.
- **Amazonia:** Es el periodo que abarca desde los 3,000 millones de años hasta el día de hoy. En esta etapa la erosión es relativamente baja, hay nula actividad volcánica, el planeta comienza a enfriarse y por ello hay una acumulación de hielo de CO₂ y H₂O.

El estudio de la vida temprana en Marte está enraizado en el entendimiento geofísico y su historia pasada. Por lo tanto, las teorías de la evolución biológica o química deben basarse en una comprensión geofísica de la historia del ambiente marciano (Mckay & Stoker, 1989).

- **Titán**

Es el satélite más grande del planeta Saturno y la segunda luna más grande del Sistema Solar después de Ganimedes; es incluso más grande que Mercurio (Cockell, 2015). Es la única luna del Sistema Solar con una atmósfera; formada por una neblina de hidrocarburos a partir de la descomposición fotoquímica del CH_4 en la atmósfera superior, lo que le da su característica coloración naranja. Debido a que su presión atmosférica es aproximadamente 1.5 veces más que la existente en la Tierra, tanto el metano como el etano coexisten en diversos estados de agregación: sólido, líquido y gas; permitiendo así la generación de un ciclo del carbono (Dunaeva, Kronrod, & Kuskov, 2016). La presencia de lagos y pequeños mares de hidrocarburos ubicados en mayor proporción en los polos fueron descubiertos por la misión Cassini-Huygens (Hörst, 2017).

Los diferentes modelos creados a partir de la interpretación de los datos observacionales disponibles mencionan que existe una corteza de hielo con posibles lagos de agua debajo de ésta, después hay una capa de hielo-roca que sería el manto y su núcleo estaría formado por hierro y silicato.

Titán es un blanco importante en el estudio de la evolución de la química prebiótica (Poch, Coll, Buch, I., & Raulin, 2012). Debido a su posible actividad criovolcánica, erupción de agua y otros volátiles en fase líquida o vapor sobre su superficie fría, fig. 6 (Geissler, 2015), también al hecho que desarrolla un ciclo activo con metano en su superficie, fenómeno fundamental para presentar propuestas que engloben la posibilidad de que la vida se albergue ahí (McKay, 2016).

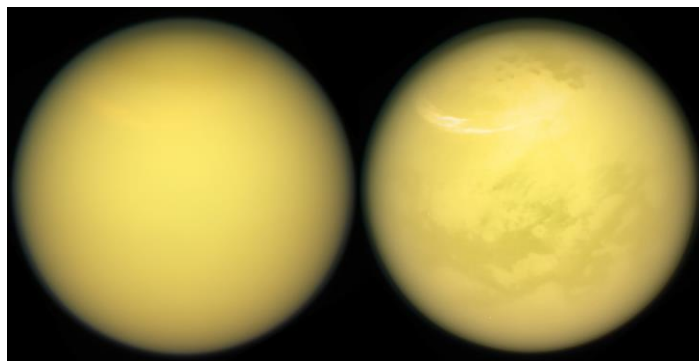


Figura 6. De lado derecho se observan acumulaciones grandes, brillantes y ligeras de nubes veraniegas. De lado izquierdo, se observa su atmósfera lisa. Imagen tomada por la nave espacial Cassini. Muestra dos vistas de la luna Titán de Saturno. Tomada de <https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA21624>

- **Europa**

Es una de las lunas de Júpiter, es la segunda más cercana. Su diámetro es de 3130 km (ligeramente más pequeña que la Luna). Tiene la apariencia de ser un planeta frío y sin atmósfera, fig. 7. Sin embargo, los datos teóricos sugieren que bajo su superficie de hielo puede haber agua líquida debido al calentamiento por marea. Su temperatura superficial oscila entre $-153.15\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $-142.15\text{ }^{\circ}\text{C}$, su atmósfera es muy tenue. Los compuestos presentes sobre su superficie son productos de transformación por radiación, criovolcanismo e impacto (McAnally, 2008). Diferentes mediciones realizadas (mediante percepción remota) a esta luna sugieren que tiene un manto rocoso que rodea un núcleo rico en hierro (Fe). La importancia de esta luna para la astrobiología se debe a que cuenta con ingredientes para la vida: agua de forma líquida, los compuestos orgánicos necesarios para desarrollar la vida y la energía química suficiente para formar nuevos productos químicos (Prockter & Pappalardo, 2014).

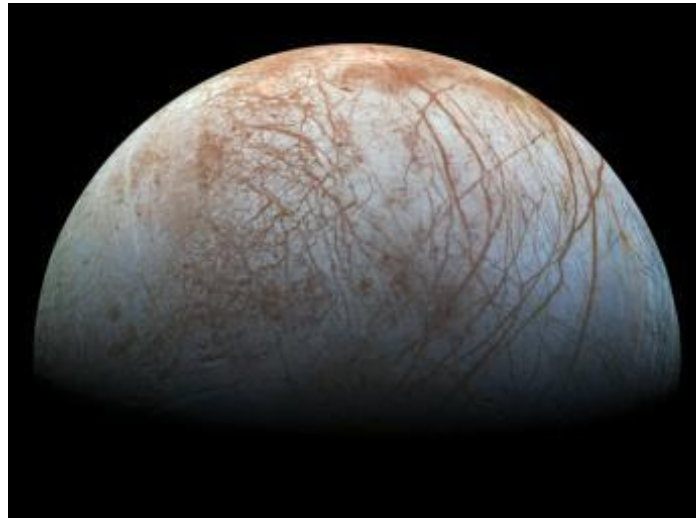


Figura 7. Superficie de Europa, se observa su impresionante diversidad geológica. Grandes grietas y crestas. Se observan zonas de corteza de hielo. Imagen tomada por *Galileo Orbiter*. Tomada de <https://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA19048>

Como se puede apreciar, Marte es el cuerpo planetario con más similitudes a la Tierra, por tal motivo, el interés científico sobre éste abarca prácticamente todos sus aspectos: clima, atmósfera, radiación, geología, dinámica planetaria, sobre todo, la composición química de su superficie; el cual es el tema más relevante para el presente trabajo. Marte posee minerales, compuestos oxidados y volátiles en concentraciones distintas a las de la Tierra,

lo cual deja claro que ambos cuerpos planetarios compartieron muchas características en su pasado geológico. Las similitudes mencionadas anteriormente, aunado a su proximidad han hecho que Marte sea el principal centro de interés como un segundo ejemplo de vida en nuestro sistema solar.

4.4. Teoría de la síntesis abiótica

Oparin y Haldane independientemente, partían de la premisa de que la Tierra primitiva tenía una atmósfera con condiciones reductoras compuesta por: metano (CH_4), dióxido de carbono (CO_2), amonio (NH_3), hidrógeno (H_2) y vapor de agua (H_2O). Ambos sugerían que el océano pudo haber sido un gigante reactor prebiológico, en el cual, comenzaron a surgir moléculas orgánicas complejas debido al constante bombardeo de radiación UV, así como a la descarga de relámpagos atmosféricos y volcánicos en el medio acuoso. Oparin propuso que los agregados orgánicos, denominados *coacervados*, se formaron y sirvieron para el desarrollo de una química más compleja. Por ello, ambos proponen que la vida fue precedida por una “evolución química” seguida de una “evolución prebiótica”. Sin embargo, ninguno se interesó en los detalles geológicos.

El primer experimento que corroboró la teoría de Oparin-Haldane fue el experimento llevado a cabo por Stanley Miller (1930-2007) y Harold Urey (1893-1981) en 1953, fig. 8. El experimento consistió en recrear relámpagos atmosféricos usando una descarga eléctrica dentro de una atmósfera artificial que asemejaba a la Tierra primitiva. Fue simple, pero logró demostrar la formación de diversas moléculas: amidas, ácidos carboxílicos y diversos aminoácidos. Al igual que la teoría de Oparin-Haldane no se interesaron en los detalles geológicos de la Tierra primitiva (Fox & Dose, 1977). A pesar de ello, se cree que el experimento de Miller-Urey no es del todo preciso porque se supone que la atmósfera de la Tierra primitiva no solo era reductora ya que pudo contener bajas concentraciones de CO_2 . Por lo que, antes de que nos enfoquemos en la evolución de moléculas simples a material orgánico más complejo, debemos considerar la composición elemental de la matriz geoquímica en la que se llevó a cabo la evolución de estas moléculas.

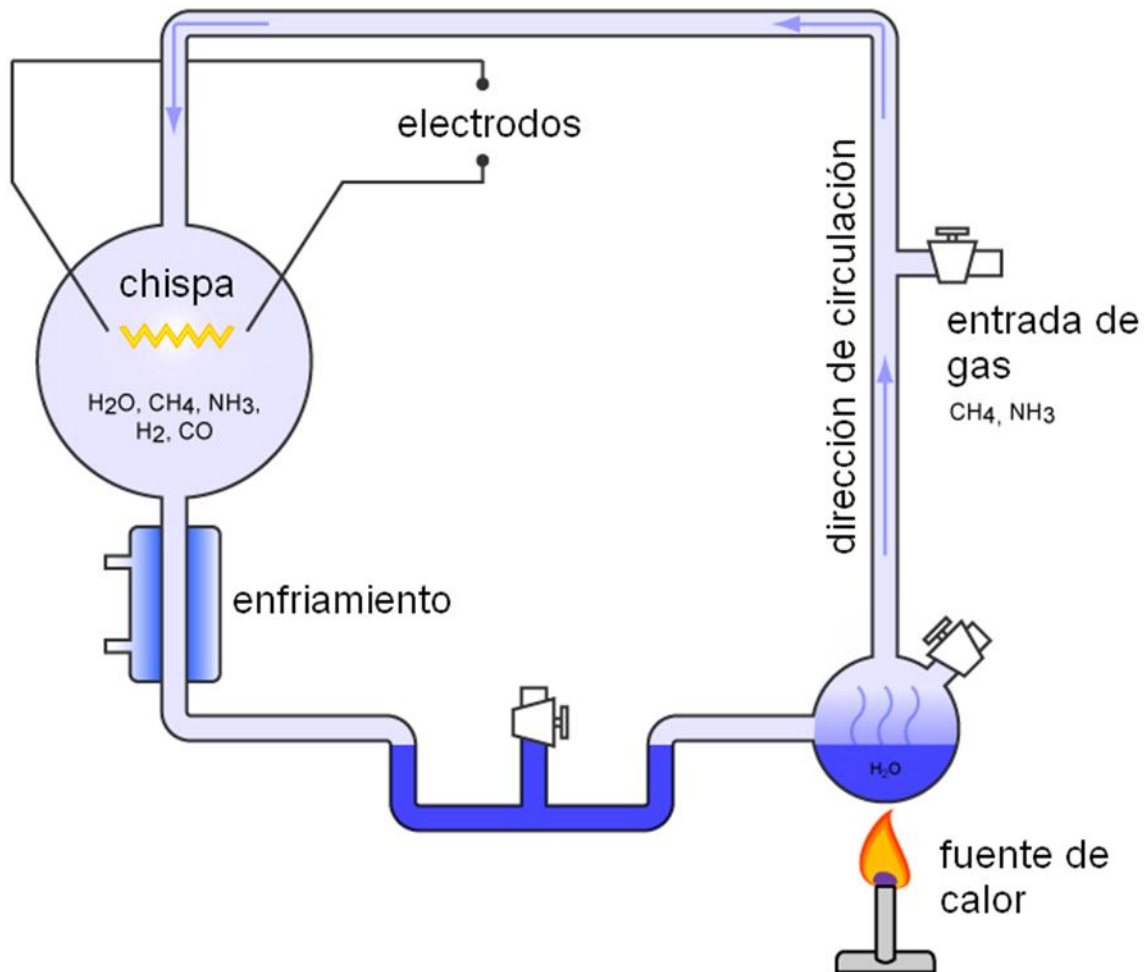


Figura 8. Esquema del experimento realizado por Urey y Miller. Se utilizó una atmósfera hipotética, en su mayoría reductora. Mediante una fuente de poder y unos electrodos se generaba la chispa que simulaba la caída de relámpagos volcánicos. Los productos formados debido a las descargas eléctricas se depositaban en la parte inferior del dispositivo y a través de la apertura de una válvula se recolectaban las sustancias formadas. Urey y Miller comprobaron que con las condiciones fijadas se formaban distintos compuestos orgánicos, así como algunos aminoácidos simples.

Los compuestos orgánicos presentes en la mayoría de los sistemas vivos consisten principalmente en: carbono (C), hidrógeno (H), oxígeno (O), nitrógeno (N), azufre (S) y fósforo (P), todos ellos denominados “organoelementos” o “bioelementos”. Pero para que estos elementos fueran incorporados a los sistemas vivos, primero debieron estar presentes y disponibles en los cuerpos celestes (Fox & Dose, 1977).

4.5. Biogeoquímica

Los procesos geológicos, químicos y biológicos son importantes para movilizar materiales y/o elementos alrededor del planeta, al patrón de movimiento de un elemento se le llama ciclo biogeoquímico. Si no consideramos a los seres vivos, resulta importante estudiar y comprender la formación de las distintas rocas; ya que los procesos de su formación movilizan los elementos presentes entre la corteza terrestre y su interior, generando un ciclo a nivel global llamado ciclo de las rocas.

4.5.1. Ciclo de las rocas

Los minerales se combinan y forman rocas, el tipo de roca formada depende tanto de los minerales que la conforman, así como de los procesos que envuelven su formación, fig. 9. Todas las rocas pueden asociarse en tres grandes grupos relacionados a su origen: ígneas, sedimentarias y metamórficas.

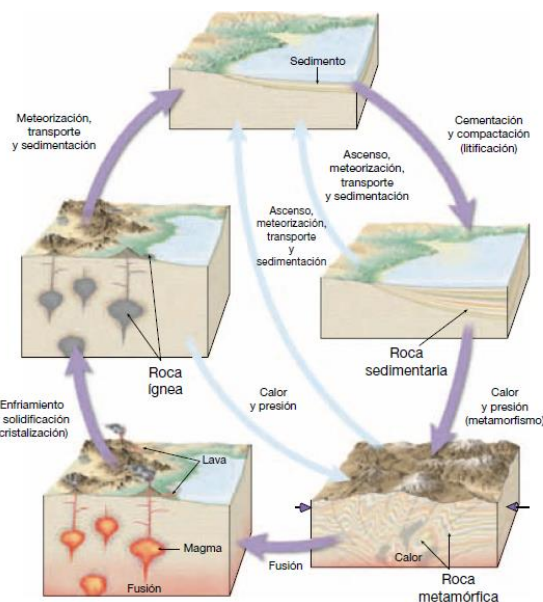


Figura 9. Esquema del ciclo de las rocas. Es un concepto de geología que describe las transiciones de material en el tiempo geológico que permiten que toda roca pueda transformarse en alguno de estos tipos: ígnea, sedimentaria y metamórfica. Nos ayuda a entender el origen de todas estas y nos muestra las relaciones de los procesos internos y externos de la tierra. Imagen tomada de (Tarbuck, Lutgens, & Tasa, 2005)

4.5.1.1. Rocas ígneas

Estas rocas se forman cuando la roca fundida (magma), se enfría y solidifican. Las primeras rocas de la Tierra fueron ígneas y se formaron aproximadamente hace 4,500-4,000 millones de años. Si el magma permanece en el interior de la corteza, se enfría lentamente y da paso a la formación de rocas ígneas denominadas *plutónicas*. Por otro lado, si el magma es expulsado a la corteza, el enfriamiento es más rápido y forma rocas *volcánicas*. El ejemplo más abundante e importante de roca volcánica es el basalto.

No obstante, debemos conocer tres procesos que contribuyen a la textura de rocas ígneas: 1) la velocidad a la cual se enfría el magma, 2) la cantidad de sílice presente y 3) la cantidad de gases disueltos en el magma, siendo la velocidad de enfriamiento el factor dominante. Un enfriamiento lento permite la migración de los iones a grandes distancias, lo cual permite que estos puedan juntarse con alguna de las estructuras cristalinas existentes, promoviendo así la formación de menos cristales, pero de mayor tamaño. Si el enfriamiento es más veloz los iones pierden rápidamente su movilidad y se combinan con facilidad, provocando el desarrollo de múltiples núcleos embrionarios. Por último, si el enfriamiento ocurre rápidamente no hay tiempo suficiente para que los iones formen una red cristalina y se formen vidrios. Por otro lado, la mayoría de las rocas, minerales ígneos, y los magmas a partir de los cuales se forman, pertenecen a la clase de compuestos químicos llamados silicatos, que consisten en metales combinados con silicio (Si) y oxígeno (O). La forma más sencilla de visualizar la composición química de los materiales de silicato complejos es como una mezcla de óxidos: el dióxido de silicio (SiO_2) suele ser el óxido más abundante en rocas ígneas y minerales, y los óxidos de titanio (TiO_2), aluminio (Al_2O_3), hierro tanto férrico (Fe_2O_3) como ferroso (FeO), manganeso (MnO), magnesio (MgO), calcio (CaO), sodio (Na_2O), potasio (K_2O) y fósforo (P_2O_5) también suele estar presente en cantidades significativas (Gill, 2010).

La clasificación de las rocas ígneas depende de la proporción de los minerales presentes mencionados anteriormente, en cada una de ellas. El oxígeno (O), silicio (Si), aluminio (Al), calcio (Ca), sodio (Na), potasio (K), magnesio (Mg) y hierro (Fe) constituyen aproximadamente el 98 % en peso de muchas rocas ígneas. El 2 % restante corresponde a

muchos otros elementos, entre ellos el titanio (Ti) y manganeso (Mn), así como trazas de elementos tales como oro (Au), plata (Ag) y uranio (U). Si la roca ígnea es rica en minerales de hierro y magnesio (roca máfica) su contenido en silicatos será bajo, mientras que si contiene mayores cantidades de potasio (K), sodio (Na) y calcio (Ca) tendrá un mayor porcentaje de silicatos (rocas félsicas). En la fig. 10 se puede observar la clasificación de las rocas ígneas según su composición.

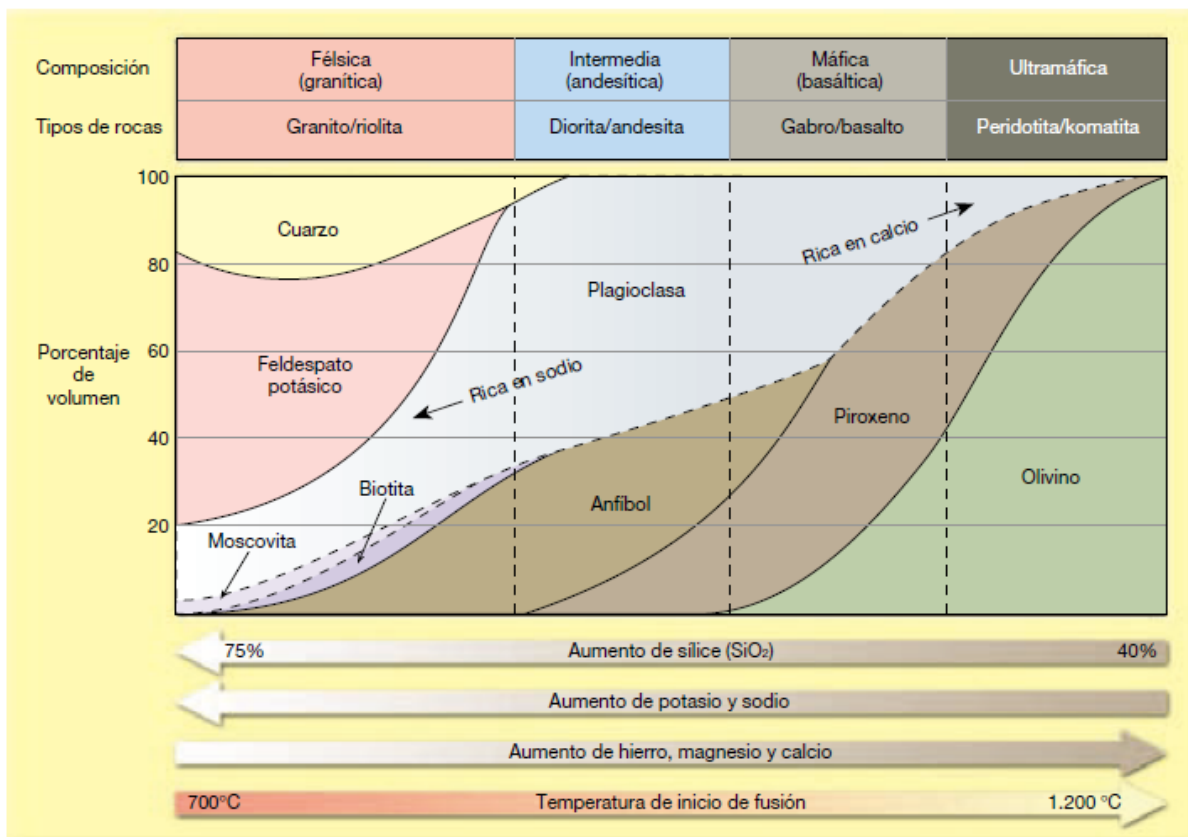


Figura 10. Mineralogía de las rocas ígneas comunes y de los magmas a partir de los que se forman. Tomada de Tarbuck, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra Una Introducción a la Geología Física*. Madrid: Pearson Educación.

4.5.1.1.1. Basalto

Es una roca ígnea, de grano fino, rico en calcio, magnesio, hierro, feldespato, plagioclasa, piroxeno y olivino. Es el componente más importante de la corteza oceánica terrestre y de la corteza marciana. Su coloración puede ir desde el verde oscuro hasta el negro. También se encuentran en otros planetas terrestres y en la Luna y constituyen una clase importante de meteoritos (Gill, 2010).

Los basaltos se pueden subclasificar en distintas categorías de acuerdo con los minerales presentes en ellos. A partir de criterios químicos hay rocas muy similares a los basaltos sin ser basaltos *sensu stricto*; picrobasaltos (tienen contenidos bajos de SiO₂ respecto a los basaltos, son más ricos en olivino y contienen poca plagioclasa); andesitas basálticas (tienen minerales máximos similares a los basaltos, pero contienen plagioclasa de composición más sódica) y, por último, los traquibasaltos (contienen feldespato alcalino) (Gill, 2010). Si su enfriamiento sucede demasiado rápido forma rocas vítreas denominadas obsidiana.

En presencia de agua reacciona formando diferentes compuestos que hoy en día forman parte de los sedimentos: arcillas, carbonatos, sulfatos, nitratos y fosfatos.

4.5.2. Rocas sedimentarias

Los residuos generados por el intemperismo de las rocas basálticas son la materia prima de las rocas sedimentarias. Dichos residuos se generan por la fragmentación química y física, formando partículas más pequeñas o iones solubles. Estos, se acumulan paulatinamente en la superficie de la corteza terrestre. El agua y el viento suelen transportar los productos del intemperismo a los lugares de sedimentación donde formarán capas, y tras una compactación o cementación la roca se formará.

4.5.3. Rocas metamórficas

Por su parte, las rocas metamórficas cierran el ciclo o lo inician, ya que son producidas a partir de rocas ígneas, sedimentarias o incluso otras rocas metamórficas al ser sometidas a grandes presiones, alta temperatura o ambas.

Durante las últimas décadas se ha mencionado que los compuestos inorgánicos presentes en distintos minerales tuvieron un papel potencial en la química prebiótica, el cual es un aspecto especialmente complejo y poco explorado. Con lo anterior, se puede observar que un sistema biogeoquímico es el producto de una evolución interactiva entre la biósfera, atmósfera, hidrósfera y litósfera; su proceso es parte importante de la historia evolutiva y por ello, parte importante de la química prebiótica.

4.6. Vulcanismo

Las erupciones volcánicas han jugado un rol crucial en la historia de la Tierra. Estos eventos nos dieron el inventario de elementos que participan en los ciclos geoquímicos. El vulcanismo es la manifestación superficial de los procesos profundos de la Tierra. Las erupciones volcánicas son mezclas compuestas de proporciones variables de partículas sólidas (fragmentos de roca en una amplia gama de tamaños), gases volcánicos (H_2O , CO_2 , SO_2 , N_2 , H_2S , H_2 , CO , entre otros) y, por último, aerosoles (Sparks, 1997).

La actividad volcánica es parte de un sistema geodinámico que es esencial para mantener un ambiente equilibrado para la vida en la Tierra. La actividad volcánica fue un fenómeno planetario generalizado en la Tierra primitiva, como lo indica el registro geológico (Navarro González, Molina, & Molina, 1998).

Se cree que el vulcanismo basáltico primitivo fue más abundante que el actual; siendo esta la manera en que se explica porque la corteza oceánica y terrestre está formada en su mayoría por basalto. También durante esta época los relámpagos volcánicos debieron ser muy comunes; desempeñando un papel importante en la fijación de distintas especies reactivas: nitrógeno (N), carbono (C), fósforo (P), entre otros; debido a que los relámpagos

volcánicos producidos en las plumas volcánicas generan brevemente canales de plasma altamente energéticos y conductivos a temperaturas $>10,000$ K que se enfrían rápidamente, fig. 11. El equilibrio termodinámico de los gases a estas temperaturas seguidos del enfriamiento rápido, conducen a la formación y retención de productos de reacción que de otro modo no estarían presentes en la atmósfera (James, Wilson, Lane, et al, 2008).



Figura 11. Relámpagos volcánicos fotografiados durante la erupción del volcán Galunggung, Indonesia en 1982. Tomada por R. Hadian y proporcionada por Servicio Geológico de los EUA.

En primera instancia algunos de ellos se encontraban presentes en el basalto, otros en la atmósfera e hidrósfera. Se cree que los relámpagos volcánicos ayudaron a la síntesis de moléculas prebióticas debido a que proporcionaban la energía necesaria para formar y romper enlaces.

Por otro lado, la atmósfera terrestre tuvo un origen y evolución compleja, durante el periodo acrecional se puede mencionar una atmósfera primaria, similar a la que actualmente presentan el Sol y Júpiter. Una vez que terminó este periodo de acreción, esta atmósfera primaria escapa y dio paso a una atmósfera secundaria que es mucho más densa (Navarro Aceves, 2014), en la cual se generaron los ingredientes para que surgiera la vida.

4.7. Fósforo

Es un elemento no metálico del bloque p que se encuentra dentro del grupo VA de la tabla periódica. Se simboliza con la letra P, con número atómico 15, peso atómico 30.974 g / mol y con spin nuclear de 1/2. Generalmente con otros elementos del bloque p forma enlaces covalentes, metálicos con el bloque s y variados con los bloques d y f. Su estructura electrónica es $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^3$ con tres electrones desapareados que le permiten formar enlaces químicos, fig. 12. Tiene una gran capacidad de formar cadenas continuas a través de enlaces sencillos, por lo cual es muy probable de hallarlo en su forma polimerizada. El fósforo existe mayoritariamente en la naturaleza con un estado de oxidación +5, tiene una gran afinidad por el oxígeno. La forma más común de encontrarlo en el planeta Tierra es como fosfato (Corbridge, 2013).

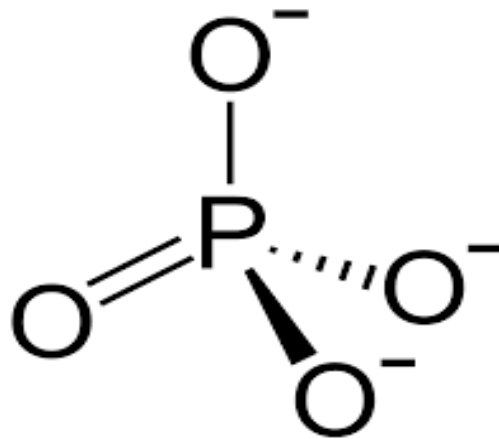


Figura 12. El ortofosfato y sus derivados son particularmente abundantes e importantes para la vida de todas las especies.

Además de los principales bioelementos: carbono (C), hidrógeno (H), oxígeno (O), nitrógeno (N) y azufre (S); el fósforo (P) es fundamental para cualquier forma de vida (Fraústo da Silva & Williams, 2001).

El fósforo es parte esencial de los nucleótidos del ácido ribonucleico (ARN), forma parte esencial de los fosfolípidos que rápidamente reemplazaron a los ácidos grasos de las células primitivas como membranas celulares, y como un componente clave en el adenosín trifosfato (ATP) el cual participa en la respiración celular, así como en la quimiosíntesis y fotosíntesis. Sin embargo, también es un elemento clave para la evolución de la vida, ya que jugó un papel importante para diversos procesos, dando como resultado una atmósfera rica en oxígeno (Butusov & Jernelöv, 2013). Desempeña un papel esencial tanto en la genética como en el sistema energético de todas las células vivas, así como en la membrana celular de todas las células modernas.

El fósforo también ha tenido un papel decisivo en la formación de las condiciones climáticas y atmosféricas que establecieron las condiciones de frontera para la evolución; en la Tierra Primitiva la precipitación de fosfato fue facilitada por la reducción de hierro (Fe), manganeso (Mn) y azufre (S) dando pie a su asimilación por parte de cianobacterias primitivas que las incorporaron a sus citocromos, lo cual disminuyó su concentración del agua lo que limitó la actividad de las propias cianobacterias permitiendo así un aumento de oxígeno en la atmósfera (Butusov & Jernelöv, 2013) conduciéndonos al mundo que conocemos ahora. El fósforo elemental carece de una fase volátil, pero está presente en rocas, suelos y sedimentos por lo que no está directamente disponible para los organismos. La mayoría de los minerales de fósforo no son químicamente reactivos en las condiciones actuales de temperatura, presión y pH, por lo que surge la pregunta de si los sistemas vivos primitivos tuvieron acceso a una fuente de fósforo químicamente reactiva (Pasek, Herschy, & Kee, 2015). Para que pueda ser asimilado directamente, deben ocurrir reacciones geoquímicas y bioquímicas en varias etapas del ciclo del fósforo (Werner & Ami, 2014), en la fig. 13 se esquematiza de manera general este ciclo.

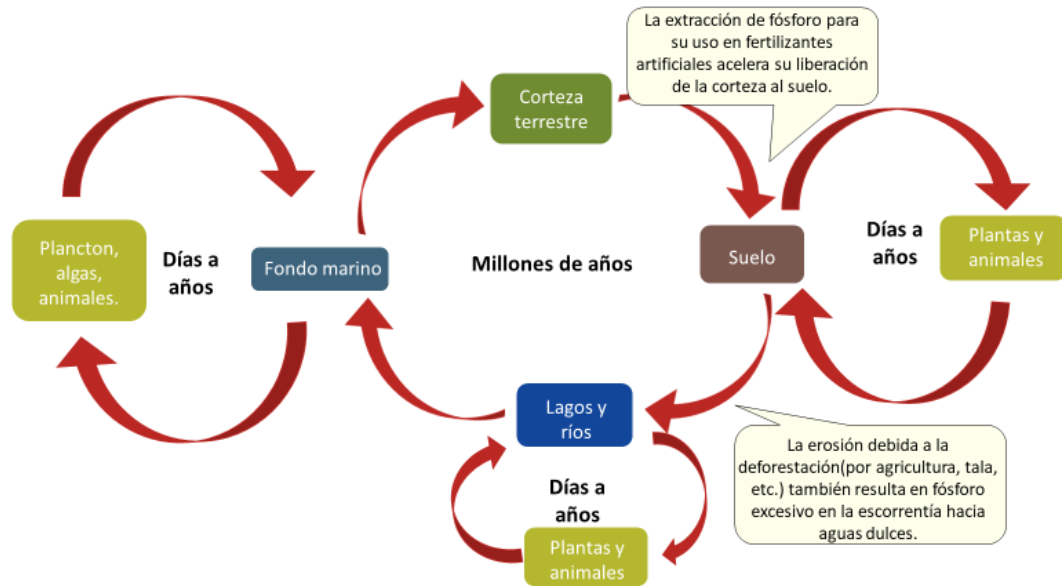


Figura 13. Ciclo del fósforo. Los anchos de las flechas son proporcionales a los tamaños de los flujos. Dos grandes aumentos en el flujo de fósforo son el resultado de actividades humanas. Imagen tomada y modificada de

Su disponibilidad se limita a su liberación a través de la meteorización del material continental, de los cuales la apatita es el principal sumidero de fósforo (Guidry & Mackenzie, 2000). Es posible, que las descargas eléctricas asociadas con erupciones volcánicas pudieron proveer el ambiente necesario para favorecer la producción de fosfato soluble que pudiera estar biodisponible para los organismos primitivos (Glindemann, De Graaf, & Schwartz, 1999).

4.8. Análogos

En los últimos años, se han realizado experimentos que simulan condiciones espaciales, cuyo objetivo es el estudio de materiales análogos a los que se cree que están presentes en diversos entornos espaciales, desde nuestro sistema solar hasta el medio interestelar. Con ello buscan reproducir no solo las propiedades del material sino también su comportamiento en una variedad de condiciones ambientales. (Colangeli, Sears, & Seiferlin, 2004).

Las muestras análogas generalmente se producen en el laboratorio mediante una variedad de técnicas, se someten a diversos entornos y procesos espaciales, y luego se analizan para determinar las propiedades físicas, químicas y estructurales. Tal enfoque ofrece la posibilidad de obtener información sobre los mecanismos de formación y evolución activos en el espacio y su eficiencia para determinar las propiedades reales del material espacial (Colangeli, Sears, & Seiferlin, 2004).

Los análogos marcianos pueden ser clasificados de acuerdo con las propiedades que mejor reproducen (Marlow, Zita, & Sephton, 2008):

Análogos químicos: Son suelos terrestres que en términos de sus propiedades químicas como: pH, potencial redox, constante dieléctrica, composición elemental y composición mineralógica se asemejan mucho al sitio de interés de estudio. Este tipo de análogo resulta de mucha ayuda en el acondicionamiento y calibración de equipos como cromatógrafos, espectrómetros, etc. Ayudan a interpretar las condiciones de la formación del suelo.

Análogos físicos: Estos comprenden materiales que son importantes por su geología básica como tamaño y distribución de partículas, forma, masa, densidad, porosidad, contenido de agua y propiedades termofísicas. Además, se hace estudio de su geomorfología (paisaje); estos análogos permiten entender las interacciones del suelo con la robótica de una sonda o incluso con el traje de un astronauta.

Análogos orgánicos: Este análogo es uno de los más importantes. La búsqueda de signos de vida en el pasado y/o presente en Marte es uno de los objetivos más importantes de la Astrobiología. Este tipo de análogos sirven para realizar calibración de equipos.

Análogos mecánicos: Estos análogos sirven para encontrar la mejor similitud con el regolito marciano, propiedades como: la resistencia del suelo, la fuerza cohesiva, el ángulo de fricción interna y demás propiedades reológicas. También son de utilidad para el diseño de futuras misiones; aterrizaje, desplazamiento, entre otras.

Análogos magnéticos: estos materiales tienen propiedades magnéticas similares a Marte.

En la Tierra se han encontrado múltiples análogos, algunos conjuntan varias características mientras que otros sólo son similares con alguna propiedad. El papel de los laboratorios es muy amplio, ya que es el lugar donde se calibran, validan y entienden mejor los instrumentos de las misiones espaciales actuales y futuras. Estos pasos son de suma importancia para la producción de experimentos capaces de proporcionar datos cuantitativos y científicamente significativos.

Para el caso del presente trabajo, se usará un basalto obtenido de Hawaii, que por su bajo grado de intemperismo pudiera simular las condiciones de la superficie de Marte primitivo.

4.8.1. Basalto de Hawái

Alrededor del planeta existen pequeñas regiones de intensa actividad volcánica denominadas *hot spots* (Burke & Tuzo Wilson, 1976). Uno de los ejemplos de estos “puntos calientes” son las islas hawaianas, fig. 14.



Figura 14. Erupción del volcán Kilauea. La lava proviene de lugares más profundos, posiblemente de una zona cercana al núcleo terrestre. Imagen tomada de <https://images.app.goo.gl/n6aaUj3eYU6qPvnB9>

Los basaltos hawaianos son de composición diferente a los basaltos que entran en erupción a lo largo de las dorsales oceánicas; son denominados basaltos alcalinos, contienen más Na_2O y K_2O . La diferencia en la composición de ambos basaltos se debe a que la lava, más profunda y caliente, de los “puntos calientes” proviene probablemente del núcleo. Las lavas de los *hot spots* podrían tener alrededor de 2,000 millones de años almacenados, lo que las hace primitivas (Burke & Tuzo Wilson, 1976). Este hecho, hace que los basaltos hawaianos nos den datos de la Tierra primitiva; las lavas de las dorsales oceánicas son “más jóvenes” debido al reciclado constante de la corteza terrestre debido al ciclo de las rocas, se estima que el periodo de reciclaje es alrededor de 500 millones de años. En Marte, la región de *Tharsis* es muy similar a la formación de las islas hawaianas (Melosh, 2011), lo que le permite al basalto hawaiano funcionar como un análogo químico.

4.9. Difracción de Rayos X (XRD)

Los rayos X es una radiación electromagnética de alta energía. El rango de energía va desde los 200 eV a 1 MeV, situados entre los rayos gamma y la radiación ultravioleta (UV). Los rayos x son producidos por interacciones entre un haz externo de electrones y electrones cercanos al núcleo del átomo.

Los rayos X son producidos en un tubo de rayos X que consiste en dos electrodos metálicos encerrados en una cámara de vacío. Los electrones son producidos por el calentamiento de un cátodo de filamento de tungsteno, fig. 15. El cátodo tiene un alto potencial negativo; los electrones son acelerados hacia el ánodo que normalmente está en un potencial bajo. Los electrones, que tienen una velocidad muy alta, chocan con el ánodo. La pérdida de energía de los electrones debido al impacto con el ánodo se manifiesta en forma de rayos X (Suryanarayana & Norton, 1998).

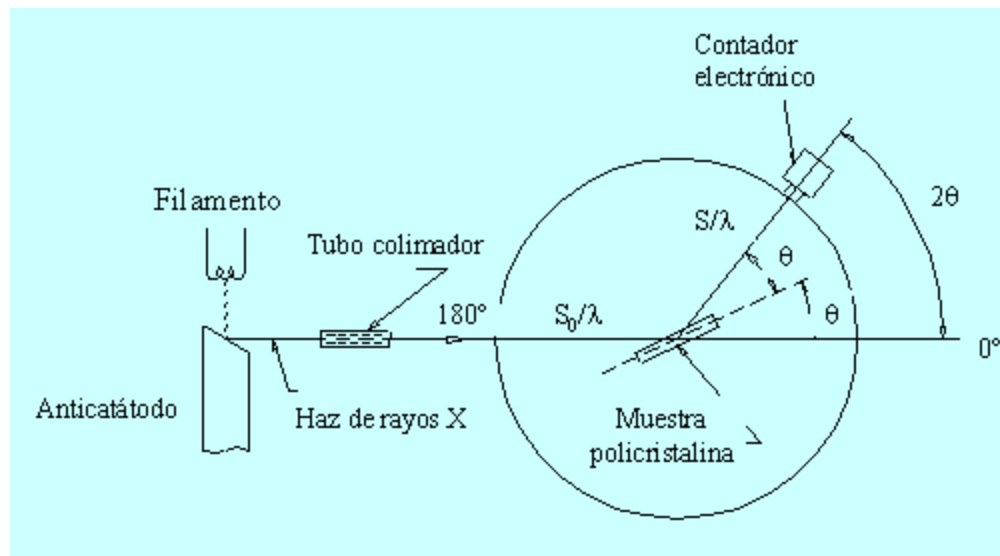


Figura 15. Esquema básico de un difractómetro de rayos X. La fuente de radiación es el anticátodo, AC, de un tubo de rayos X. Puede ser de: cobre, cromo, hierro, entre otros. Cada uno emite radiaciones con longitudes de onda (λ) característica. La muestra se encuentra en un portamuestras plano, en éste hay muchos cristales orientados aleatoriamente. Imagen tomada de https://www.upv.es/materiales/Fcm/Fcm03/pfcm3_4_1.html

Es una técnica analítica que funciona mediante la difracción de un haz de rayos X, a partir de la cual es posible determinar las fases cristalinas presentes en una muestra; mientras más cristalino sea el analito, mayor será la señal y resolución de cada pico en el difractograma. Este efecto se observa cuando la radiación electromagnética incide en estructuras periódicas con variaciones geométricas que presentan una longitud de la misma escala que la radiación incidente. Dado que en los cristales la distancia interatómica suele estar en un rango de 0.15 a 0.4 nm se suelen emplear rayos X de 3 y 8 keV de energía (Birkholz, 2010).

En este rango de energía existen tres tipos de interacción relevantes: el primero consiste en la fotoionización de los electrones en la cual estos pueden ser liberados de su estado basal mediante la interacción con la radiación. Dado que el momento y la energía son transferidos a los electrones excitados la fotoionización da como resultado una dispersión inelástica; en segundo lugar, es posible que también se presente la dispersión de Compton, proceso en el cual, la longitud de onda de la radiación electromagnética aumenta al colisionar con un electrón sin excitarlo, y dada la transferencia energética en el proceso, ocurre una dispersión

inelástica, por último, la dispersión de Thompson, que, a diferencia de los procesos anteriores, los electrones oscilan a la misma frecuencia de la radiación electromagnética permitiendo que la radiación sea absorbida y liberada a la misma longitud de onda. La conservación de la longitud de onda implica que la energía del haz se conserva, lo cual hace de ésta una dispersión elástica, siendo ésta la que se emplea para el análisis mediante difracción de rayos X (Klein, 2002).

Cuando la radiación incidente ha interactuado con un electrón puede ser dispersada de forma elástica, sin embargo, esta dispersión ocurre en diferentes direcciones, es por ello que es necesario que las muestras tengan una conformación espacial bien definida de modo que exista una interferencia constructiva y así se cumpla la ley de Bragg:

$$2d \sin \theta = \lambda n$$

Donde:

d es la distancia interplanar

θ es el ángulo entre el haz incidente y el plano de dispersión

λ es la longitud de onda del haz de rayos X

n debe ser un número entero para que se cumpla la ley de Bragg

La ley de Bragg establece que la longitud de onda de la radiación electromagnética debe ser igual a dos veces la distancia interplanar de la estructura cristalina, multiplicada por el seno del ángulo entre el haz incidente y el plano de dispersión. Esto se esquematiza con mayor claridad en la fig. 16.

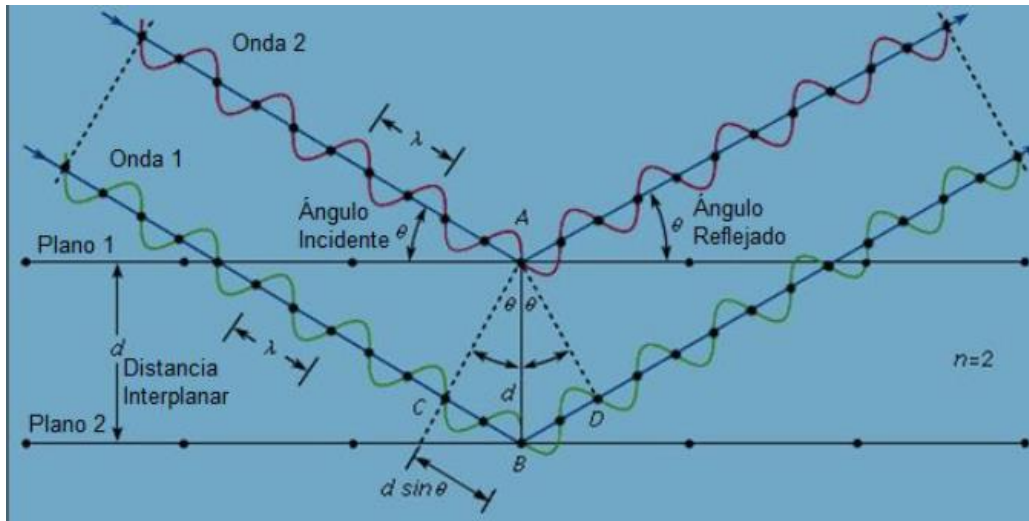


Figura 16. Se puede observar que las ondas 1 y 2 se encuentran en fase interactuando con los átomos A y B de un cristal que tiene una distancia interplanar d . Se puede observar que el ángulo incidente θ es igual al ángulo reflejado. Esta condición debe cumplirse para que las ondas se mantengan en fase tras ser reflejadas haciendo que la longitud CBD sea un número entero n de la longitud de onda λ . Esto a su vez implica que las distancias CB y BD deben ser iguales entre sí y al producto de la distancia por el seno del ángulo incidente $d \sin \theta$. Si todo lo anterior ocurre, se cumplirá la Ley de Bragg. En caso de que n no sea un número entero, las ondas se encontrarán desfasadas lo que ocasionará una interferencia destructiva. Tomada de (Walls Pérez, 2017). Modificada de Enciclopedia Britannica (2016).

El método de difracción de polvos consiste en la fina pulverización de la muestra para formar un polvo fino de partículas finas orientadas completamente al azar. El polvo obtenido es colocado en un portamuestras que es introducido en el difractómetro y es sometido al haz de rayos X, fig. 17. Para asegurar que la orientación de las partículas finas es completamente aleatoria, el eje del portamuestras se hace girar en el camino del haz durante la exposición, mientras que el detector gira alrededor para tomar las señales de difracción.

En este método, cada cristal dentro del polvo presentará un plano frente al haz de rayos X. Aunque la mayoría de los cristales de la muestra no vayan a difractar la luz, se considera que existen los cristales suficientes, orientados correctamente para dar señales positivas. La distribución aleatoria de los cristales generará una serie de círculos concéntricos de los rayos difractados, cuyo radio, respecto al centro del patrón corresponderá a una señal característica de una fase cristalina dentro de la muestra.

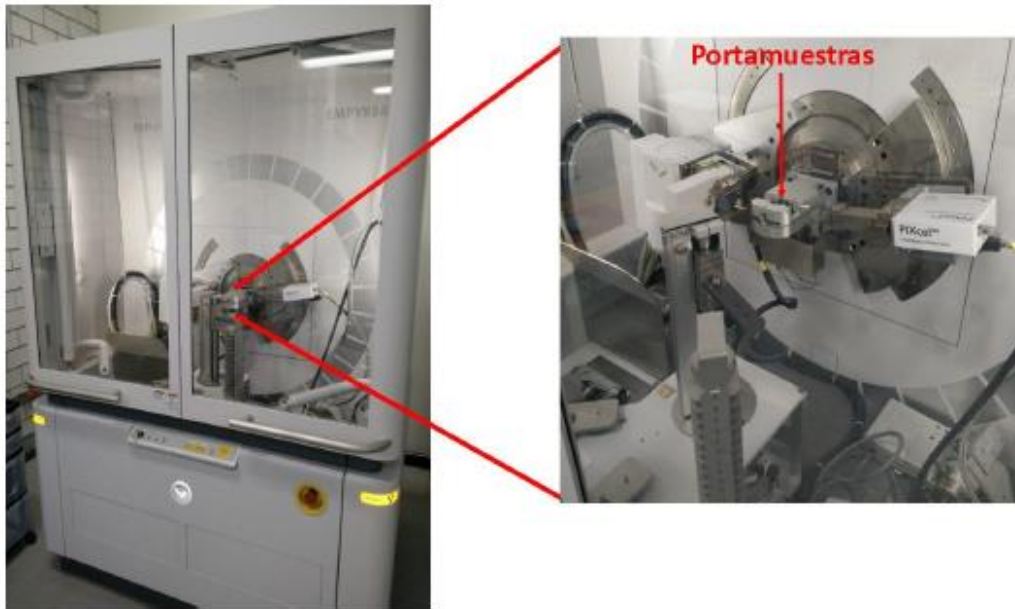


Figura 17. Fotografía del difractómetro y acercamiento del portamuestras (Rietveld, Highscore). Laboratorio de Difracción de Rayos X del IG y LANGEM-UNAM. Foto tomada de (Martínez Pabello, 2019)

4.10. Fluorescencia de rayos X (XRF)

La fluorescencia de rayos X es un método no destructivo, rápido, fácil y preciso usado para el análisis de materiales, tiene la capacidad de análisis multielemental simultáneo. Una fuente de rayos X es usada para irradiar a la especie; las vacantes electrónicas se llenan con electrones en cascada desde las capas externas. Los electrones en capas externas tienen estados de energía más altos que los electrones de la capa interna, y los electrones de la cubierta externa emiten energía a medida que caen en cascada hacia las vacantes internas, ver fig. 18. Este reordenamiento electrónico da como resultado la emisión de rayos X característicos de un átomo dado.

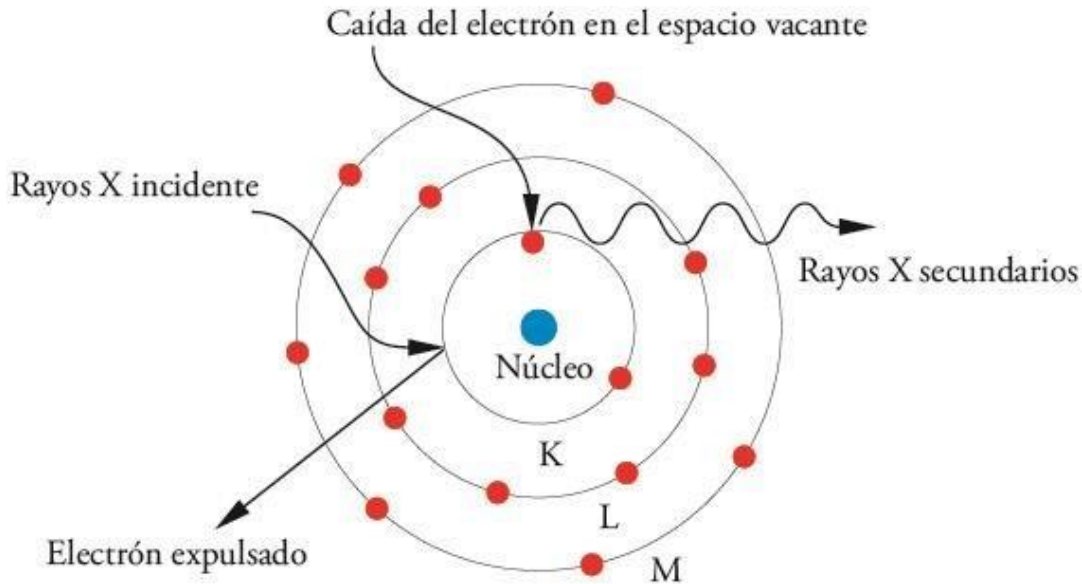


Figura 18. Esquema de la emisión de fotones en XRF. La base de la fluorescencia de rayos X son las emisiones de fluorescencias generadas por la excitación de los átomos de una muestra mediante una fuente de rayos X. Los rayos X (radiación primaria) inciden sobre los electrones internos de los átomos que componen la muestra y un electrón de las capas internas es deslocalizado. Otro electrón de un nivel más externo ocupa la vacante y emite un fotón de rayos X (radiación secundaria) característico del átomo del que procede.

4.11. Cromatografía de iones con detección conductimétrica

La cromatografía agrupa un conjunto importante y diverso de métodos que facilitan la separación, identificación y determinación de componentes estrechamente relacionados en mezclas complejas. En todas las separaciones cromatográficas la muestra se disuelve con una fase móvil (puede ser un gas, un líquido o un fluido supercrítico) la cual se hace pasar a través de una fase estacionaria inmisible fija en una columna o en una superficie sólida. Las dos fases se eligen de tal forma que los componentes de la muestra se distribuyen en grados distintos entre la fase móvil y la fase estacionaria. Los componentes que son fuertemente retenidos por la fase estacionaria se mueven con mucha lentitud con el flujo de la fase móvil. En cambio, los componentes unidos débilmente a la fase estacionaria se mueven con rapidez. Como consecuencia de las distintas velocidades de migración, los componentes de la muestra se separan en bandas o zonas distintas que se pueden analizar en forma cualitativa y cuantitativa (Skoog, James Holler, & Crouch, 2008). En la tabla 2 se puede apreciar una clasificación general de los diferentes tipos métodos cromatográficos.

Tabla 2. Clasificación de los métodos cromatográficos, basado en los tipos de fases móviles y estacionarias, y en la clase de equilibrios involucrados en la transferencia de los solutos entre las fases. Tabla modificada y tomada de (Skoog, James Holler, & Crouch, 2008)

Clasificación general	Método específico	Fase estacionaria	Tipo de equilibrio
<i>Cromatografía de gases (CG)</i>	Cromatografía gas-líquido (CGL)	Líquido adsorbido o unido a una superficie sólida	Distribución entre un gas y un líquido
	Gas-sólido	Sólido	Adsorción
<i>Cromatografía de líquidos (CL)</i>	Líquido-líquido, o reparto	Líquido adsorbido o unido a una superficie sólida	Distribución entre líquidos inmiscibles
	Líquido-sólido, o adsorción	Sólido	Adsorción
	Intercambio de iones		
	Exclusión por tamaño		
	Afinidad	Resina de intercambio iónico	Intercambio iónico
		Líquido en los intersticios de un sólido polimérico	Distribución-exclusión
<i>Cromatografía de fluidos supercríticos (CFS)</i>		Grupo de líquidos específicos unido a una superficie sólida	Distribución entre el líquido de la superficie y el líquido móvil
		Especies orgánicas enlazadas a una superficie sólida	Distribución entre el fluido supercrítico y la superficie enlazada

La cromatografía de líquidos es quizá la técnica analítica de separación más ampliamente utilizada, sin embargo, debe elegirse el método cromatográfico dependiendo de algunas propiedades físicas y químicas del analito, ver fig. 19. La cromatografía de iones con

detección conductimétrica es un método frecuente y útil que se emplea para separar macromoléculas cargadas. La fase estacionaria contiene grupos funcionales iónicos que retienen al soluto de carga opuesta, intercambiándolo con iones de la fase móvil mediante un proceso reversible. Se emplean empaques de columnas con grupos funcionales cargados que están unidos a una matriz polimérica. La fase móvil está constituida por un medio acuoso iónico y la fase estacionaria por un sólido que funciona como el intercambiador de iones.

Esta técnica está orientada hacia la separación de los iones y compuestos polares. Cuanto más grande sea la carga que posea un soluto, más retenido estará por la fase estacionaria. Este proceso de intercambio es más lento, comparado con los otros tipos de cromatografía.

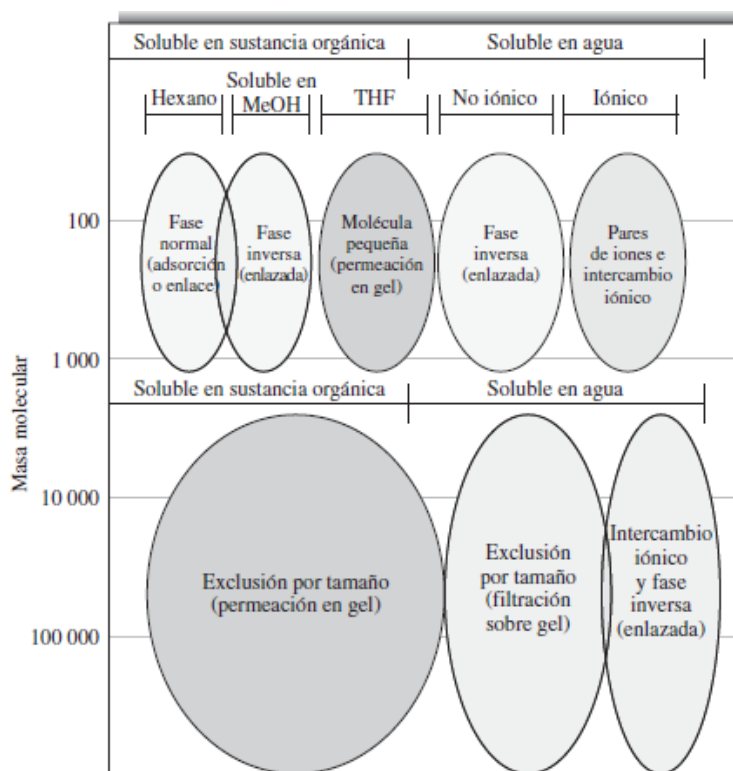


Figura 19. Tipos de cromatografía de líquidos. Los métodos se escogen con base en la solubilidad y la masa molecular. Imagen tomada de (Skoog, James Holler, & Crouch, 2008)

5. Equipo, materiales y metodología

Para determinar la producción de fosfatos por medio de ablación láser de un basalto hawaiano en una atmósfera de Marte primitivo, se ha propuesto utilizar en una primera etapa una atmósfera O₂ (20%), N₂ (80%), aire sintético, con la finalidad de promover procesos de oxidación de la fase sólida y evitar interferencias de subproductos.

Para el experimento realizado en el presente trabajo se realizaron los siguientes pasos:

a) Caracterización del basalto hawaiano antes de la ablación, b) ablación del basalto por medio de un láser en una atmósfera de aire seco, c) la caracterización del material producto de la ablación. Cada una de ellas se describen a continuación:

5.1. Experimento de ablación del basalto

5.1.1. Fase gaseosa

Se utilizó aire sintético comprimido de la marca Linde®, como simulador de la atmósfera. El tanque se encuentra conectado a una válvula reguladora doble que contiene un filtro de línea con un tamaño de partícula de 2 µm. Todo el transporte del gas se hace mediante una línea (tubo de acero inoxidable) que llega desde el tanque hasta la línea de vacío. En la línea de vacío existen dos detectores, uno de vacío mediano, Leybod TR 301 DN16KF modelo 15740 con filamento de tungsteno, que detecta presiones de hasta 9.9×10^{-4} mbar y otro de alta presión, Leybold DI 2000 modelo 15813, que detecta presiones de 1 mbar a 2000 mbar. La presión es leída a través de un medidor de presión COMBITRON CM 351, medidor que posee un sistema Leybold, diseñado para hacer una medición continua de vacío controlado por un microprocesador, el intervalo en el que opera es de 9.9×10^{-4} a 1053 mbar.

Al final de esta línea existe una válvula de restricción que impide el retroceso del gas al tanque.

La línea de vacío tiene llaves de teflón de alto vacío con tres empaques tipo o´ring. Dichas llaves permiten el llenado y la evacuación del reactor utilizado, ya que la línea se encuentra

conectada por medio de una manguera metálica a una bomba de vacío marca Balzers ALCATEL serie PASCAL 2005, la cual tiene una velocidad nominal de flujo de vacío de 11.1 m³/h y alcanza una presión de 10⁻³ mbar. El sistema completo de mezclado de gases se puede observar en la figura 20.

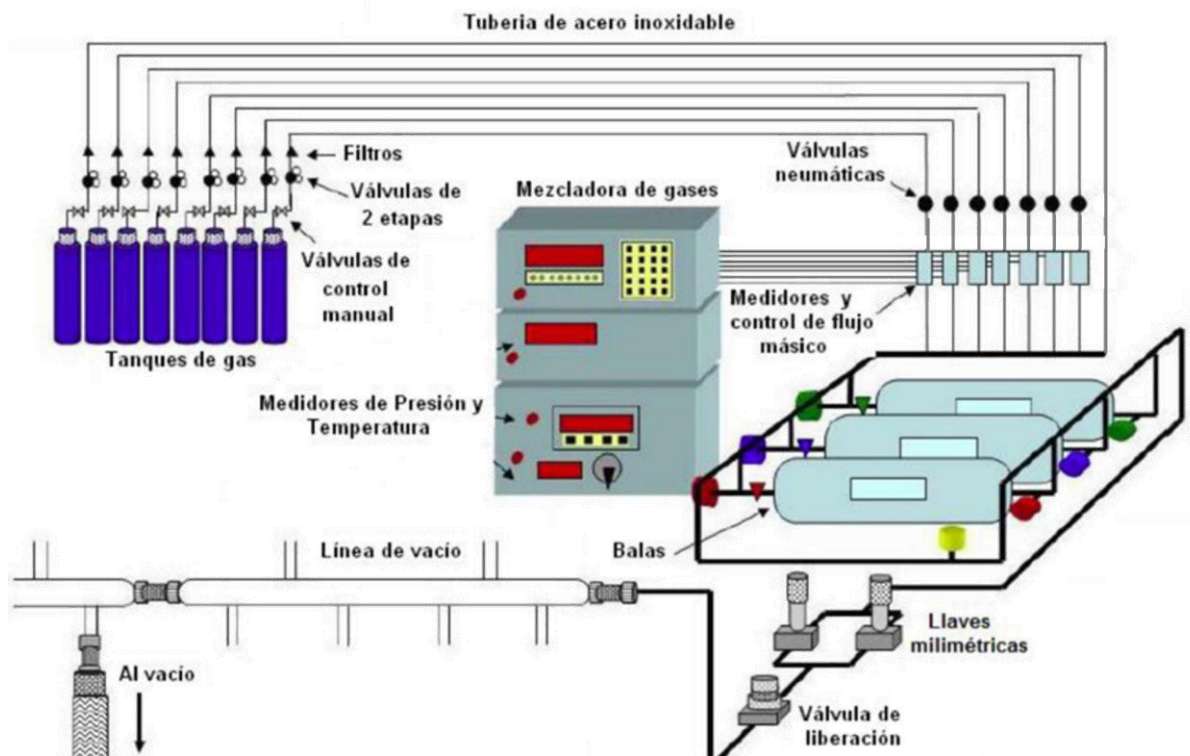


Figura 20. Esquema general de las instalaciones del laboratorio. El aire seco es suministrado desde un tanque de gas que se encuentra en el cuarto de gases y recorre la tubería hasta llegar al sistema de vacío, pasando por las llaves milimétricas para realizar el llenado del reactor en la línea de vacío

El reactor que se utilizó cuenta con una llave de teflón adaptada para alto vacío, compuesta por tres empaques (o-ring), la cual permite la conexión del reactor con la línea de vacío. En un primer paso el gas atmosférico de la Tierra es evacuado antes del llenado con el aire sintético. Para ello, como se muestra en la fig. 21, se conectó el reactor mediante una manguera de plástico a la línea de vacío hasta alcanzar un vacío del orden de 10^{-3} mbar. Posteriormente, se llenó el reactor con aire sintético hasta alcanzar una presión de 1000 mbar. Por último, el reactor es llevado a la mesa óptica para ser irradiado.

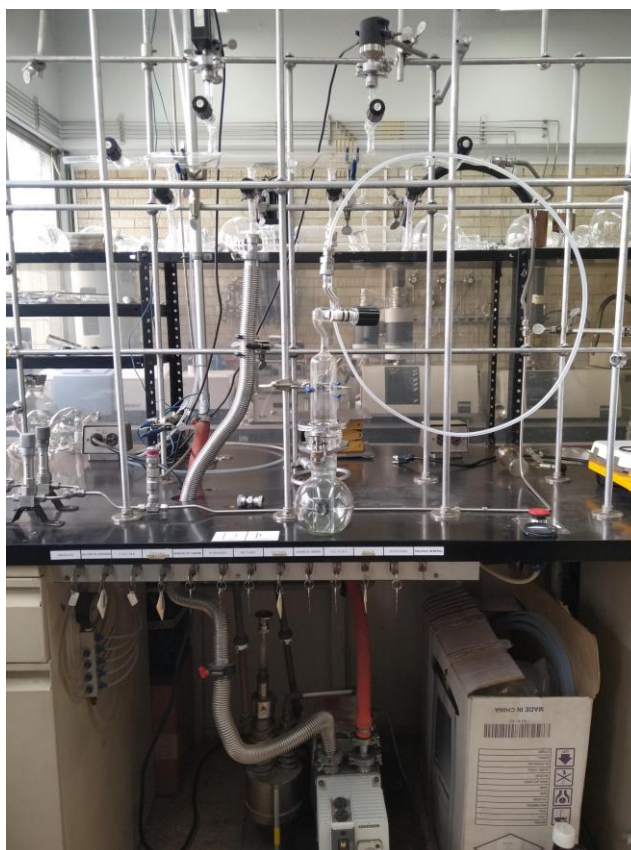


Figura 21. Línea de vacío conectado al reactor. Aquí se realiza el vacío en una primera etapa, posteriormente se realiza el llenado del reactor.

5.1.2 Montaje del basalto para la irradiación

El sistema de simulación de caída de relámpagos volcánicos consiste en un reactor de vidrio Pyrex, diseñado en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares y fabricado en el taller de soplado de vidrio de dicho instituto. Dentro de este reactor se colocó el basalto que fue atado a un portaobjetos utilizando un alambre de aleación de nicromo (HAI-NiCr 80) marca Harrison Alloys Inc. como se muestra en la fig. 22. Posteriormente, se cierra el reactor, se conecta a la línea de vacío y se procede a generar vacío y consecutivamente a su llenado como se describió en el punto anterior.



Figura 22. Reactor conectado a la línea de vacío para su llenado. Se logra observar el basalto sujetado a la placa de vidrio.

5.1.3 Simulación de caída de relámpagos volcánicos empleando un láser

La simulación de caída de relámpagos volcánicos se realizó en el laboratorio utilizando un láser de estado sólido de Nd-YAG (Neodimio-Itrio, Aluminio, Granate) marca Surelite modelo II-10 Continuum. El sistema láser se encuentra montado en una mesa óptica, fig. 23 a) y b), que evita vibraciones. La simulación de descargas eléctricas mediante el uso de un láser se basa en el principio de la formación de un plasma mediante el enfoque del haz láser en un punto determinado. En este caso, se hizo incidir el haz sobre un punto de enfoque, lo que permite ionizar las moléculas formando un plasma. El diámetro del haz pulsado es de 6 nm, cuya longitud de onda es de 1.064 μm . La frecuencia de irradiación fue de 10 Hz, impactando con una energía de 300 mJ cada 7 ns. Para enfocar el haz sobre un punto y lograr la formación de un plasma se empleó un lente plano-convexo que posee una distancia focal de 5 cm. Este instrumento produce un plasma de corta duración, de altas temperatura ($\geq 10\,000$ °C) y presiones elevadas que generan una onda de choque al contacto con la atmósfera circundante, a manera de simular el fenómeno de relámpago. El láser se hizo incidir sobre la superficie del basalto hawaiano, fig. 23 a) y b). Fue irradiado por la misma cara realizando ligeros movimientos cada 5 minutos para evitar la fragmentación de éste durante un lapso de 50 horas, se mantuvo la misma atmósfera durante todo el experimento. Durante el transcurso de este tiempo se observó la formación de una capa fina de polvo que se depositó sobre el reactor. Al finalizar el experimento, se recolectó y guardó en un tubo *Eppendorf*. Posteriormente, se envió a diferentes análisis: cromatografía de iones y difracción de rayos X.

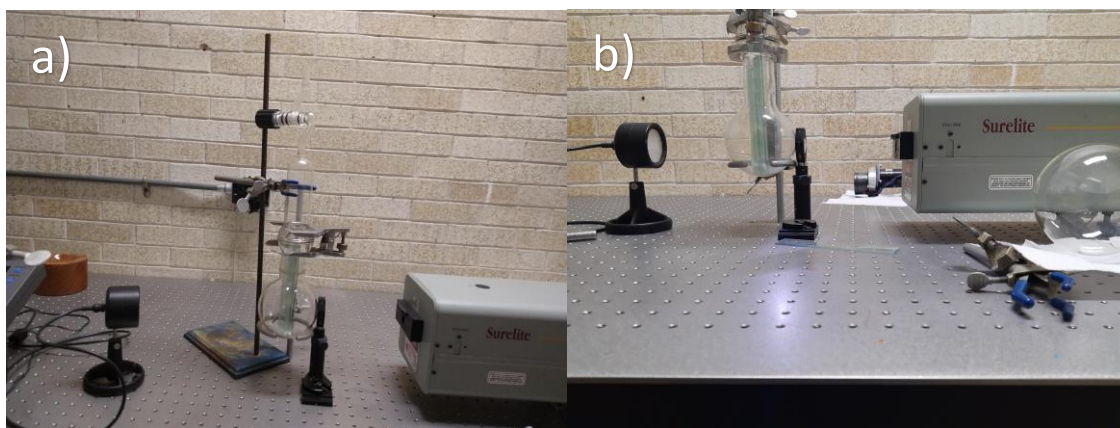


Figura 23. a) Reactor llenado con aire seco, preparado para iniciar la ablación láser. b) Láser montado en la mesa óptica.

5.4 Técnicas analíticas para la caracterización de los sólidos

5.4.1 Difracción de rayos X

El basalto hawaiano se analizó en el laboratorio de difracción de rayos X en el LANGEM, Instituto de Geología de la UNAM-LANGEM por el método de difracción de polvos. El equipo cuenta con un difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Fe, tubo de cobalto de foco fino y detector PIXcel3D. La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 80° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40 s por paso.

La muestra se molturó, homogeneizó y se tamizó a un tamaño inferior a 75 micras utilizando una malla 200. Posteriormente se montó en un portamuestras de doble carga. Para la identificación y cuantificación de los minerales se analizó con el método de Rietveld, y las bases de datos *Inorganic Crystal Structure Database* (ICSD) y la *International Center for Diffraction Data* (ICDD).

5.4.2 Fluorescencia de rayos X

El basalto hawaiano fue quebrado, cuarteado y molido hasta pasar la malla -200 ($<74 \mu\text{m}$). Su análisis se realizó en una perla preparada con 90% de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$. Posteriormente fue calcinado y se midió su diferencia porcentual en masa.

La técnica utilizada para el análisis de la muestra fue WD-FRX, en un espectrómetro secuencial de dispersión de longitudes de onda marca *Rigaku* modelo *Primus II*, equipado con tubo de Rh y una ventana de Be de 30 micras perteneciente al laboratorio de fluorescencia de rayos X en el LANGEM, Instituto de Geología de la UNAM-LANGEM.

5.4.3 Cromatografía de iones con detección conductimétrica

Se utilizó un cromatógrafo de líquidos constituido de dos bombas binarias modelo 1525, que cuenta con un automuestreador modelo 717 plus y un detector de conductividad modelo 432, todos de la marca Waters. Como fase estacionaria se empleó una columna analítica IC-Pak Anion marca Waters, de 4.6 x 75 mm, empacada con partículas de 5 μm de diámetro. La fase móvil estaba constituida de una mezcla de acetonitrilo, butanol y una disolución de un concentrado de gluconato/borato de sodio, a un flujo de 1 mL/m en modo isocrático.

Para el presente análisis, se utilizó un multiestándar denominado *High-purity standards* que contenía fluoruro, cloruro, bromuro, nitrato, fosfato y sulfato en una concentración equivalente a 100 mg/L de c/u. Por otra parte, se pesó 0.0208 g del sólido recolectado del reactor posterior a la ablación láser. El material pesado se transfirió a un matraz volumétrico de 5 mL y se le adicionó agua desionizada, la mezcla resultante se ultrasonicó durante 10 minutos para favorecer la mayor solubilización del sólido. Posteriormente, ésta fue percolada a través de un filtro de jeringa de nylon de 0.45 de tamaño de poro. Finalmente, se tomaron 10 μm de la disolución y fue inyectada al cromatógrafo y analizada por aproximadamente 15 minutos para determinar el contenido de aniones mayoritarios. Todo esto fue realizado por el laboratorio de Cromatografía en el LANGEM, Instituto de Geología de la UNAM-LANGEM.

6. Análisis y Discusión de Resultados

6.1. Composición mineral de la muestra sin irradiar

6.1.1. Difracción de rayos X

En la figura 24 se observa el difractograma obtenido del análisis del basalto hawaiano sin irradiar, es notable que la línea base parezca más ruido del instrumento que señales propias de los minerales presentes, lo que indica que el material muestra baja cristalinidad, esto indica que el basalto hawaiano sufrió un proceso de enfriamiento extremadamente rápido lo que no permitió una cristalización uniforme, haciendo que presente características vítreas.

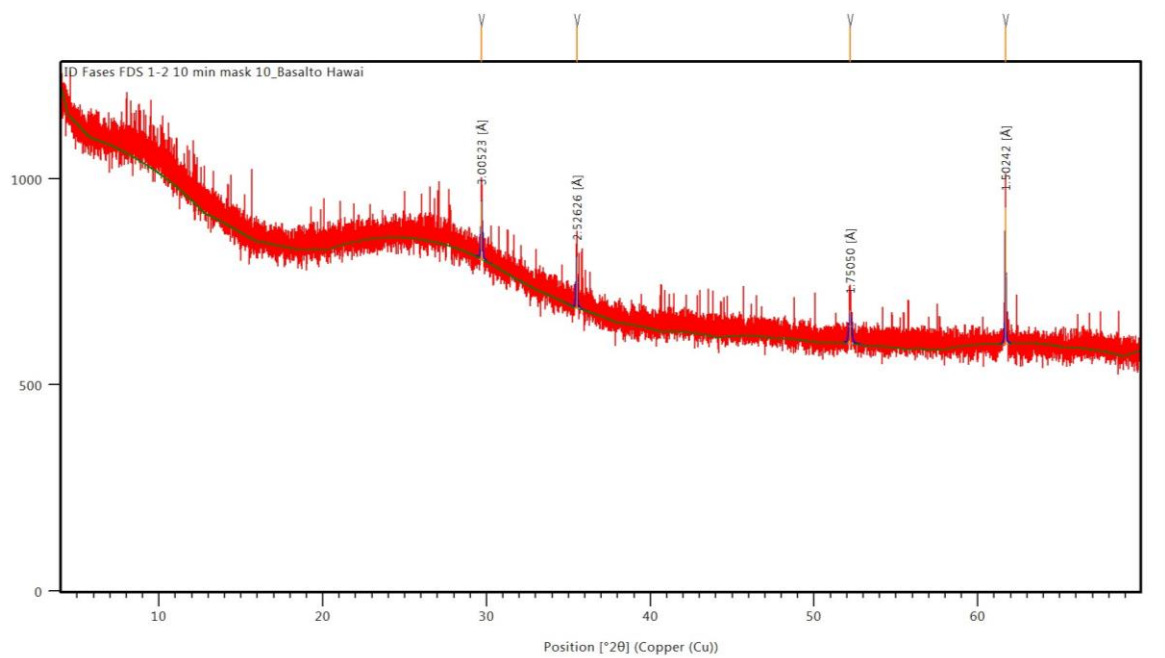


Figura 24. Difractograma del basalto hawaiano, se puede apreciar que no es posible identificar compuesto alguno presente en la roca. Se debe a que el basalto es muy vítreo.

Por otro lado, aunque en la imagen se puedan apreciar al menos 4 picos muy pequeños y definidos, estos no pueden relacionarse con ningún compuesto de la base de datos del equipo, por lo que en este caso la difracción de rayos X está limitada para darnos indicios de los componentes minerales presentes en el basalto hawaiano sin irradiar. Por este motivo, se tomó la decisión de hacer estudios de fluorescencia de rayos X.

6.1.2. Fluorescencia de rayos X

Ante las dificultades presentadas para conocer la composición de la muestra de basalto hawaiano por medio de difracción de rayos X, se envió parte de la muestra al laboratorio LANGEM para su análisis. En la tabla 3 se muestran los resultados obtenidos, en ella se observa la presencia de fósforo en forma de P_2O_5 , además que, en comparación con el porcentaje de los otros componentes, este se encuentra a niveles traza, cercanos al 0.2%. Esto podría traer como consecuencia que los componentes formados por la ablación láser no puedan ser detectados.

Tabla 3. Resultados obtenidos mediante Fluorescencia de rayos X del basalto hawaiano

Componente	Porcentaje m/m (%)
SiO₂	50.91
TiO₂	2.389
Al₂O₃	13.37
Fe₂O₃	12.493
MnO	0.153
MgO	7.972
CaO	10.84
Na₂O	2.11
K₂O	0.39
P₂O₅	0.216

6.2. Composición mineral de la muestra irradiada

El basalto Hawaiano tiene un aspecto semejante a una obsidiana, el cual contiene fósforo en forma de P_2O_5 en un porcentaje de 0.226 % masa. En la fig. 25, se muestra el fragmento de basalto que fue irradiado con el láser, para simular la caída de relámpagos volcánicos, el cual fue amarrado con el alambre de aleación de nicromo.



Figura 25. El basalto se amarró con un alambre de aleación de nicromo (Hal-Nicr 80) a un vidrio. Posteriormente se introdujo al reactor para su ablación láser.

Al irradiar el basalto hawaiano se formó una capa de polvo, fig. 26 b), para asegurarnos la mayor disponibilidad de fósforo en forma de polvo, se irradió por 50 horas, obteniendo cerca de 60 mg de polvo fino, fig. 26 a). Al obtener tan pequeña cantidad de muestra y debido al bajo porcentaje de fósforo en la muestra se descartó el análisis de difracción de rayos X y fluorescencia de rayos X para caracterizar el polvo obtenido, se optó por la cromatografía de iones con detección conductimétrica por ser más selectiva.

El polvo del experimento fue recuperado, etiquetado y depositado en un tubo *Eppendorf*, y se envió al laboratorio de Cromatografía de Líquidos del LANGEM del Instituto de Geología de la UNAM, para ser analizado por Cromatografía de iones con detección conductimétrica. Antes de ello, se realizó una pequeña prueba de solubilidad, se tomó una pequeña fracción del polvo se disolvió en agua bidestilada y se filtró para quitar los sólidos restantes. Se pudo apreciar que gran parte del polvo se disolvía.

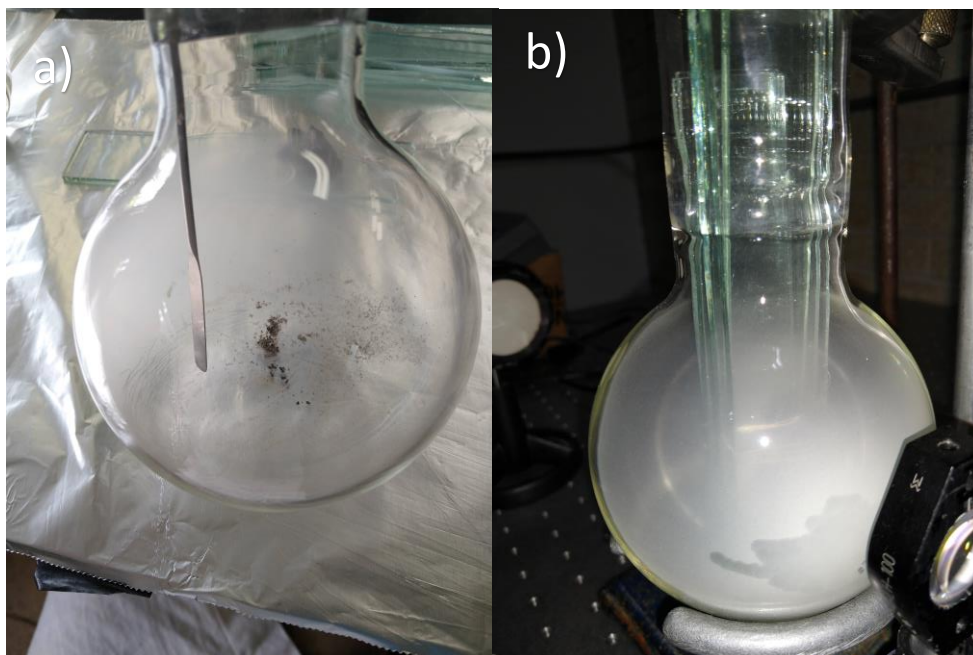


Figura 26. a) Polvo acumulado después de irradiar el basalto hawaiano durante 50 horas. b) Capa de polvo formada después de la ablación láser del basalto hawaiano durante el lapso de 50 horas.

La tabla 4 muestra los resultados obtenidos de analizar el polvo de la ablación por cromatografía de iones, mientras que en la figura 27 se aprecia el cromatograma obtenido. En ambos, se puede apreciar la presencia de carbonatos, nitratos y sulfatos, lo cual nos da indicios de la formación de compuestos oxidados a partir de la irradiación de la matriz mineral.

Tabla 4. Resultados de cromatografía de iones.

Concentración (mg/L)						
F ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	Br ⁻	NO ₃ ⁻	PO ₄ ³⁻	SO ₄ ²⁻
<LD	30.1	0.6	<LD	31.4	<LD	8.4

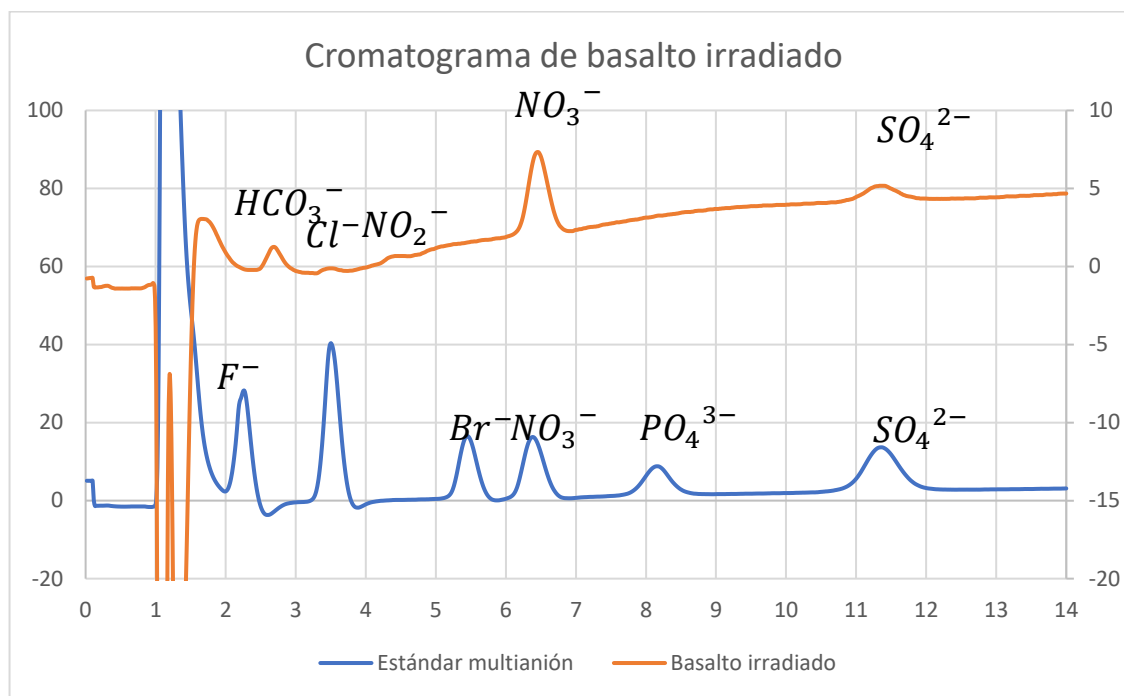


Figura 27. En azul se indica el multiestándar, contiene: fluoruro, cloruro, bromuro, nitrato, fosfato y sulfato en una concentración equivalente a 100 mg/L de c/u. En anaranjado se indica el cromatograma obtenido de una disolución preparada del material.

Sin embargo, no se logró detectar alguna especie oxidada del fósforo, lo cual puede tener dos posibles explicaciones: al tener una matriz con un porcentaje tan bajo de fósforo (~2 %), la concentración de los compuestos producidos se encuentre por debajo del límite de detección del equipo, o bien, este mecanismo no sea el adecuado para formar fosfatos solubles, en ambos casos es necesario obtener más muestra o cambiar a un mineral con mayor porcentaje de fósforo para realizar la caracterización de los polvos por difracción de rayos X o fluorescencia.

6.3. Discusión sobre los productos obtenidos de la ablación láser de un basalto hawaiano en una atmosfera rica en oxígeno

Los resultados sugieren que la simulación de caída de relámpagos suministra la energía necesaria para la formación de compuestos útiles para los seres vivos, como lo son los carbonatos y nitratos, principalmente. Todos ellos se forman a partir de los compuestos presentes en las rocas, que a su vez se oxidan por el rompimiento de moléculas presentes en la atmósfera rica en O₂ (20 %), esto deja claro que la composición atmosférica tiene un efecto fundamental sobre la composición química de los productos generados.

Aunque no se pudo corroborar la presencia de fósforo soluble o biodisponible, se cree que un aumento en la concentración de fósforo inorgánico presente en algún mineral incrementará la aparición de compuestos fosfatados solubles en agua. Por ello, se recomienda realizar experimentos con algún basalto más rico en fósforo o con alguna apatita.

Por otro lado, a pesar de que la ablación láser del basalto hawaiano fue muy extensa, la nula detección de compuestos fosfatados solubles podría también estar relacionado con la energía de la irradiación, la cual no fue suficiente, lo que repercutiría en la formación de una menor cantidad de productos oxidados. Por lo que sería conveniente para futuros trabajos alargar los tiempos de exposición o bien, emplear radiaciones de mayor energía.

6.3.1. Otros minerales

La formación de compuestos oxidados a partir de la matriz mineral es evidente, sin embargo, para garantizar una mayor cantidad y asegurar una mejor cuantificación, es necesario trabajar con otras muestras minerales. Por ello, se propone evaluar otra fuente de fósforo, un ejemplo es el basalto de CU; este basalto es de tipo andesítico, forma parte de un derrame proveniente del volcán Xitle. Análisis químicos de las lavas del Xitle muestran que es basáltica y andesíticas. En general, las lavas del volcán Xitle son de rocas primitivas (Delgado, y otros, 1998).

Otra fuente de fósforo inorgánico es la apatita; es el compuesto de fósforo más común y abundante en la Tierra. Se encuentra frecuentemente en la mayoría de las rocas ígneas, también se puede encontrar en rocas sedimentarias y metamórficas. La concentración de apatita ígnea más común es de fluoroapatita $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$, aunque también se puede encontrar cloroapatita isomorfa $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{Cl}_2$ e hidroxiapatita $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$ aledaños o en solución sólida. La apatita se produce principalmente como depósitos de roca sedimentaria (Corbridge, 2013). En especial, la apatita que se propone utilizar es la apatita del Cerro del Mercado, Durango, la cual es una variedad muy escasa a lo largo del mundo tanto por la pureza como por el tamaño de los cristales. Es de color amarillo, el cual es debido al contenido de tierras raras (praseodimio y neodimio), y es clasificada como una fluorapatita (Cruz Ocampo, 2000).

Debido a la disponibilidad del basalto en Ciudad Universitaria, se colectó una muestra en las inmediaciones del Estadio Olímpico, fig 28 a), donde se estaba realizando una excavación, por lo que las muestras obtenidas son prístinas, y se logró obtener una muestra de apatita de Cerro Mercado, fig 28 b). A ambas muestras se les realizó un análisis preliminar mediante fluorescencia de rayos X.

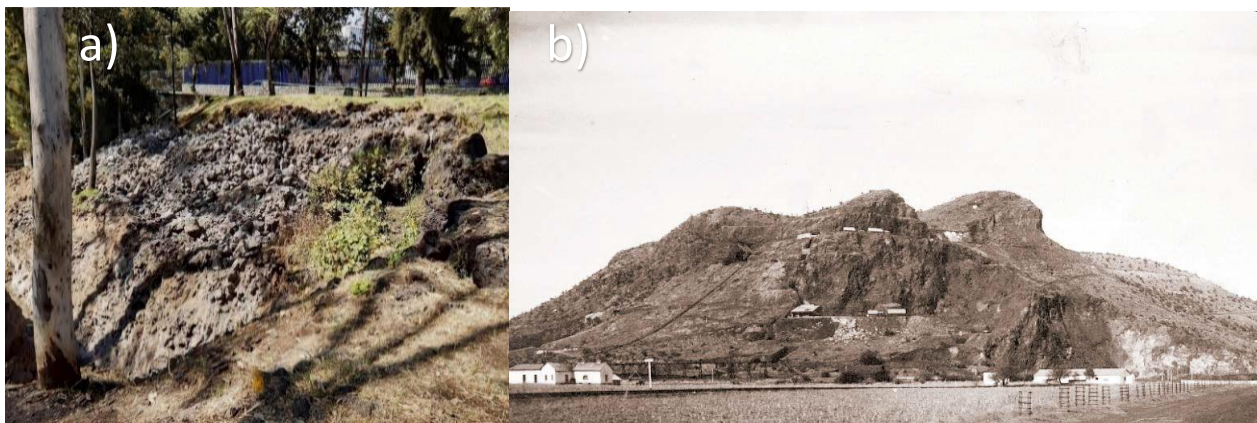


Figura 28. a) Excavación en CU, cerca del estadio olímpico universitario. Aquí se recolectó el basalto. b) Cerro del Mercado, Durango. Foto tomada de <https://images.app.goo.gl/CzuCbVHg1KJwnj747>

En la tabla 5 se muestran los resultados obtenidos, donde se puede apreciar que el basalto de CU tiene 2 veces más de P_2O_5 que el basalto hawaiano, mientras que la apatita contiene más de cien veces. Por lo que, esperamos que al utilizar estas muestras en experimentos futuros se podrían generar una mayor producción de compuestos fosfatados que pueda ser detectables y cuantificables.

Tabla 5. Resultados obtenidos mediante Fluorescencia de rayos X

Componente	Porcentaje m/m (%)		
	Basalto hawaiano	Basalto CU	Apatita CM
SiO ₂	50.91	51.158	0.671
TiO ₂	2.389	1.86	0.027
Al ₂ O ₃	13.37	16.225	<0.006
Fe ₂ O ₃	12.493	9.498	0.138
MnO	0.153	0.134	0.011
MgO	7.972	8.016	0.066
CaO	10.84	8.062	53.68
Na ₂ O	2.11	3.681	0.137
K ₂ O	0.39	1.185	<0.003
P₂O₅	0.216	0.532	45.14

7. Conclusiones

La formación de compuestos oxidados del nitrógeno, carbono y azufre dan indicios que es posible formar óxidos de fósforo, empero, la no detección de estos podría deberse a la baja concentración contenida en los basaltos hawaianos (~2 %), o bien a la formación de compuestos no solubles en medios acuosos.

La fluorescencia de rayos x resultó ser la mejor técnica para caracterizar las muestras minerales, determinar las especies de fósforo presente y su cuantificación, mientras que la cromatografía de iones presentó ventajas para la búsqueda de especies solubles del mismo, para los productos de la irradiación.

La formación de compuestos como nitratos, carbonatos y sulfatos a partir de la ablación láser sobre el basalto hawaiano, es una evidencia indirecta para decir que los relámpagos volcánicos sí podrían promover la disponibilidad de elementos importantes para la vida. Sobre todo, porque en el eón Hadíco existió una intensa actividad volcánica en ambos cuerpos planetarios respecto a la época actual. por ende, a una mayor cantidad de caída de relámpagos volcánicos sobre su superficie planetaria mayor disponibilidad de estos componentes.

Por otro lado, fue evidente que al utilizar una atmósfera rica en oxígeno se promueve la formación de compuestos oxidantes, donde no es necesaria la presencia de un medio acuoso para su formación, Esto aporta nuevos indicios que aumentan la posibilidad que la vida pudo surgir al mismo tiempo en Marte y la Tierra ya que la actividad volcánica en el hadeano/noacheano fue muy intensa.

A partir de los estudios preliminares, los basaltos del Xitle podrían ser considerados como un análogo para la superficie de la Tierra o Marte primitivo, así mismo, la alta cantidad de fósforo contenido en la fluorita de Cerro Mercado ayudará en maximizar la producción de compuestos de fósforo producidos por la ablación láser.

8. Perspectivas

En este trabajo, se demostró que los relámpagos volcánicos si pueden promover la disponibilidad de diversos compuestos para la vida, sin embargo, para poder confirmar la formación y realizar la cuantificación de óxidos de fósforo es necesario trabajar con un mineral con mayor contenido de fósforo. Una opción es la whitlockita; el cual es un mineral primitivo presente en meteoritos que presenta un porcentaje de 46.37 % de P_2O_5 .

Otro factor que puede incentivar la formación de compuestos de interés es la energía, por lo que se propone utilizar en futuros trabajos radiación de alta energía como lo son los rayos gamma; emitidos por el Sol o por galaxias lejanas, otro tipo de radiación de alta energía son los rayos cósmicos, generados por el Sol o estrellas semejantes a él. Estos tipos de energía son de vital relevancia porque son capaces de ionizar moléculas y afectar su estructura.

Por otro lado, también se puede modificar el tiempo de irradiación a cada una de las muestras, así como del uso de diferentes tipos de atmósferas ya que éstas pueden interactuar de diferente manera inhibiendo o incrementando la producción de los compuestos oxidados.

Bibliografía

- Banfield, J. L. (2002). Global mineral distribution on Mars. *J. Geophys. Res.*, 9-1,9-7.
- Bibring, J. P., Langevin, Y., A., G., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., . . . team, a. t. (2005). Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/ Mars Express Observations. *Science*, 1576-1581.
- Birkholz, M. (2010). *Thin Film Analysis by X-Ray Scattering*. John Wiley & Sons.
- Burke, K. C., & Tuzo Wilson, J. (1976). Hot Spots on the Earth's Surface. *Scientific American*, 46-59.
- Butusov, M., & Jernelöv, A. (2013). *Phosphorus An Element that could have been called Lucifer*. New York: Springer .
- Cassan, A., & et al, e. (2012). One or mor bound planets per Milky Way star from microlensing observations. *Nature*, 167-169.
- Chyba, C. F., & Hand, K. P. (2005). Astrobiology: The Study of the Living Universe. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 37-74.
- Cockell, C. S. (2015). *Astrobiology: Undestanding Life in the Universe*. UK: Wiley Blackwell.
- Colangeli, L., Sears, D. W., & Seiferlin, K. (2004). Preface to the special section: Space Simulations in Laboratory: Experiments, Instrumentation, and Modeling. *Journal of Geophysical Research*.
- Corbridge, D. E. (2013). *Phosphorus An Outline of its Chemistry, Biochemistry, and Technology*. United State of America: CRC Press LLC.
- Cruz Ocampo, J. C. (2000). *Caracterización mineralógica de la roca huésped y zona de mineralización, y propiedades magnéticas del yacimiento del cerro de Mercado, Durango, México*. México, D.F.: UNAM.
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H. L., . . . Silva-Romo, G. (1998). Geology of Xitle Volcano in Southern Mexico City-A 2000 year-old monogenetic volcano in an urban area . *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 115-131.
- Dunaeva, A. N., Kronrod, V. A., & Kuskov, O. L. (2016). Physico-Chemical Models of the Internal Structure of Partially Differentiated Titan. *Geochemistry International*, 32-55.
- E. Astrobiology . (2011). *Encyclopedia of Astrobiology*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.
- Farr, T. G. (2004). Terrestrial analogs to Mars: The NRC community decadal report. *Planetary and Space Science*, 3-10.
- Fletcher, C. (2014). *Physical Geology: The Science of Earth*. Wiley.
- Fox, S. W., & Dose, K. (1977). *Molecular Evolution and the Origin of Life*. New York: Marcel Dekker Inc.
- Fraústo da Silva, J. J., & Williams, R. J. (2001). *The biological chemistry of the elements*. New York: Oxford University Press.

-
- Gargaud M., A., R. Cernicharo, J., James-Cleaves II, H., Irvine W., M., Pinti, D., & Viso, M. (2011). *Encyclopedia of Astrobiology*. Berlín: Springer.
- Gargaud, M., López-García, P., & Martín, H. (2011). *Origins and evolution of life: An astrobiology perspective*. UK: Cambridge University Press.
- Geissler, P. (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Second Edition.
- Genta, G. (2017). *Next Stop Mars*. Cham: Springer International Publishing.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes*. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Glindemann, D., De Graaf, R. M., & Schwartz, A. W. (1999). Chemical Reduction of Phosphate on the Primitive Earth. *Origins of life and evolution of the biosphere*, 555-561.
- Guidry, M., & Mackenzie, F. (2000). Apatite weathering and the phanerozoic phosphorus cycle. *Geology*, 631-634.
- Haberle, R. M., Clancy, R. T., Forget, F., Smith, M. D., & Zurek, R. W. (2017). *The Atmosphere and Climate of Mars*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Hörst, S. M. (2017). Titan's atmosphere and climate. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 432-482.
- James, M., Wilson, L., Lane, S., & al, e. (2008). Electrical charging of volcanic plumes. *Space Science Reviews*, 399-418.
- Jastrow, R., & Michael, R. (2008). *Origins of Life in the Universe*. New York: Cambridge University Press.
- Klein, C. (2002). *Manual of mineral science*. Wiley.
- Leal Herrera, J. L. (2016). *Estudio estadístico de los cóndrulos en meteoritas africanas y su relación con la formación del sistema solar*. CDMX: UNAM.
- Lele, A. (2014). *Mission Mars India's Quest for the Red Planet*. New Delhi: Springer.
- Léveillé, R. (2009). Validation of astrobiology technologies and instrument operations in terrestrial analogue environments. *C.R. Palevol*, 637-648.
- Léveillé, R. (2010). A half-century of terrestrial analog studies: From craters on the Moon to searching for life on Mars. *Planetary and Space Science*, 631-638.
- Longstaff, A. (2015). *Astrobiology An Introduction*. United State of America: CRC Press.
- Mackwell, S. J., Simon-Miller, A. A., Harder, J. W., & Bullock, M. A. (2013). *Comparative Climatology of Terrestrial Planets*. United State of America: The university of Arizona Press.
- Mamajanov, I., MacDonald, P. J., Ying, J., Duncanson, D. M., Dowdy, G. R., Walker, C. A., . . . Schork, J. (2014). Ester Formation and Hydrolysis during Wet-Dry Cycles: Generation of Far-from-Equilibrium Polymers in a Model Prebiotic Reaction. *Macromolecules*, 1334-1343.
- Marlow, J. J., Zita, M., & Sephton, M. A. (2008). Mars on Earth: Soil Analogues for Future Mars Mission. *Astronomy & Geophysics*, 2.20-2.23.

-
- Martínez Pabello, P. U. (2019). *Formación de compuestos oxidantes en tormentas y torbellinos de arena por descargas eléctricas en una atmósfera simulada de Marte*. CDMX: UNAM.
- McAnally, J. W. (2008). *JUPITER and How to Observe it*. London: Springer.
- Mckay, C. P. (1997). The Search for Life on Mars. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 263-289.
- McKay, C. P. (2016). Titan as the abode of life. *Life*, 1.
- Mckay, C. P., & Stoker, C. R. (1989). The early environment and this evolution on Mars: Implication for life. *Review of Geophysics*, 189-214.
- Melosh, H. J. (2011). *Planetary surface processes*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Mendoza Téllez, S. (2020). *Efecto de la presencia de compuestos oxigenados en la formación de compuestos orgánicos en una atmósfera simulada de Titán por un plasma producido por láser*. CDMX: UNAM.
- Merritts, D., Menking, K., & Dewet, A. (2014). *Environmental Geology An Earth Systems Science Approach*. United State of America: W.H. Freeman and Company.
- Molina Sevilla, P. (2005). *Caracterización de suelos desérticos como posibles análogos de suelos marcianos*. México, D.F.: UNAM.
- Molina Sevilla, P. (2018). *Evaluación de las condiciones de sitio en un medio extremo: el caso del Pico de Orizaba (Citlaltepetl) con una perspectiva de colonización de Marte*. CDMX: UNAM.
- Nakazawa, H. (2018). *Darwinian Evolution of Molecules*. Singapur: Springer.
- Navarro Aceves, K. F. (2014). *Síntesis de compuestos nitrogenados por relámpagos en una atmósfera de la Tierra primitiva rica en metano y su impacto en la evolución química*. México: UNAM.
- Navarro González, R., Basiuk, V., & Rosenbaum, M. (1996). Lightning associated to archean volcanic ash-gas clouds. *Chemical Evolution: Physics of the Origin and Evolution of Life*, 123-142.
- Navarro González, R., Molina, M. J., & Molina, L. T. (1998). Nitrogen fixation by volcanic lightning in the early Earth. *Geophysical Research Letters*, 3123-3126.
- Notholt, A. J., Sheldon, R. P., & Davidson, D. F. (1989). *Phosphate Deposits of the World: Vol. 2. Phosphate Rock Resources*. Cambridge Univ. Press.
- Pasek, M., Herschy, B., & Kee, T. P. (2015). Phosphorus: A Case For Mineral-Organic Reactions. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 207-218.
- Poch, O., Coll, P., Buch, A., I., R. S., & Raulin, F. (2012). Production yields of organics of astrobiological interest from H₂O-NH₃ hydrolysis of Titan's tholins. *Planetary and Space Science*, 114-123.
- Prockter, L., & Pappalardo, R. (2014). *Encyclopedia of the Solar System*. Elsevier Inc.
- Project, B. V. (1981). *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. New York: Pergamon Press, Inc.
- Shaw, G. H. (2016). *Earth's Early Atmosphere and Oceans, and The Origin of Life*. Springer.

-
- Siddiqi, A. A. (2018). *Beyond Earth: A Chronicle of Deep Space Exploration, 1958-2016*. Washington, DC.: NASA History Division.
- Skoog, D. A., James Holler, F., & Crouch, S. R. (2008). *Principios de análisis instrumental*. Cengage Learning.
- Sparks, R. B. (1997). *Volcanic Plumes*. Chichester: Wiley.
- Stooke, P. J. (2015). *The International Atlas of Mars Exploration From Spirit to Curiosity*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Suryanarayana, C., & Norton, M. G. (1998). *X-Ray Diffraction*. New York: Springer Science .
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra Una Introducción a la Geología Física*. Madrid: Pearson Educación.
- Walls Pérez, X. (2017). *Formación de nitratos por impactos durante el periodo Noachiano de Marte*. CDMX: UNAM.
- Werner, E., & Ami, N. (2014). The phosphorus cycle. *Aquatic Ecology*, 347-363.
- Woolfson, M. (2014). *The formation of the Solar System: Theories old and New*. World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.
- Zuber, M. T. (2001). The crust and mantle of Mars. *Nature*, 220-227.