



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS
BIOLÓGICAS**

INSTITUTO DE CIENCIAS NUCLEARES

**ESTUDIO QUÍMICO Y MICROBIOLÓGICO
DEL DESIERTO DE LA JOYA, AREQUIPA
– PERÚ, COMO UN POSIBLE ANÁLOGO A
MARTE**

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE

DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A

JULIO ERNESTO VALDIVIA SILVA

DIRECTOR DE TESIS: DR. RAFAEL NAVARRO GONZALEZ

MÉXICO D. F.

2009



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS BIOLÓGICAS
FACULTAD DE CIENCIAS
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

OFICIO FCIE/DEP/467/09

ASUNTO: Oficio de Jurado

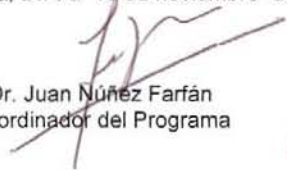
Dr. Isidro Ávila Martínez
Director General de Administración Escolar, UNAM
Presente

Me permito informar a usted que en la reunión ordinaria del Comité Académico del Posgrado en Ciencias Biológicas, celebrada el día **15 de junio de 2009**, se aprobó el siguiente jurado para el examen de grado de **DOCTOR EN CIENCIAS** del (la) alumno (a) **VALDIVIA SILVA JULIO ERNESTO** con número de cuenta **505450955** con la tesis titulada: **"ESTUDIO QUÍMICO Y MICROBIOLÓGICO DEL DESIERTO DE LA JOYA, AREQUIPA-PERÚ, COMO UN POSIBLE ANÁLOGO A MARTE"**, realizada bajo la dirección del (la) **DR. RAFAEL NAVARRO GONZALEZ**:

Presidente:	DRA. ELVA GUADALUPE ESCOBAR BRIONES
Vocal:	DR. VLADIMIR BASIUK EVDOKIMENKO
Vocal:	DR. FERNANDO ORTEGA GUTIERREZ
Vocal:	DR. JORGE ENRIQUE GAMA CASTRO
Secretario:	DR. RAFAEL NAVARRO GONZALEZ
Suplente:	DRA. CHRISTINE DESIREE SIEBE GRABACH
Suplente	DRA. ALICIA NEGRON MENDOZA

Sin otro particular, me es grato enviarle un cordial saludo.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F. a 10 de noviembre de 2009.


Dr. Juan Núñez Farfán
Coordinador del Programa



JNF/DCRV/ASR/ipp

AGRADECIMIENTOS

Al Posgrado de Ciencias Biológicas de la Universidad Nacional Autónoma de México quien supervisó de manera directa y estricta el progreso del presente trabajo.

El presente trabajo se desarrolló en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares de la Universidad Nacional Autónoma de México bajo la dirección del Dr. Rafael Navarro-González, con el apoyo de los siguientes proyectos: de la Universidad Nacional Autónoma de México, (DGAPA IN101903 y IN107107), del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (CONACyT 45810-F), de la Beca de Doctorado otorgada por la DGEP (del semestre 2005-2 al 2009-2) y del Instituto de Ciencia Nucleares, UNAM.

A mi Comité Tutorial dirigido por el Dr. Rafael Navarro-Gonzalez, la Dra. Elva Escobar Briones y la Dra. Alicia Negrón Mendoza, quienes apoyaron con sus críticas y consejos constructivos el desarrollo del trabajo.

Un agradecimiento especial al Dr. Christopher P. McKay de Space Science Division, NASA Ames Research Center, Moffett Field por el apoyo brindado para las expediciones al Desierto de Atacama y para la compra de diversos reactivos.

Finalmente a la Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, por el apoyo logístico y estratégico durante los viajes al desierto de La Joya.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

Agradezco a **Dios** por permitirme continuar a lo largo de este camino al que llamamos Vida, por darme fuerza en todos los momentos difíciles lejos de mi familia, y por cada momento, persona, y experiencia que he conocido en éste hermoso país “México”, que ahora dejo.

Agradezco a mis Padres, **Ernesto Valdivia y Sonia Silva**, por prepararme para afrontar los retos y soñar siempre alto; a mi hermana **Jéssica** que siempre tiene la palabra exacta para reconfortar cualquier situación adversa que he pasado; a mi cuñado Rodolfo por sus palabras y cariño; y a mi sobrina **Sonia María**, quien ha confirmado lo maravilloso que es sonreírle a la vida.

A los investigadores y profesores que además de sus enseñanzas en las diferentes ramas de la ciencia, me han brindado su amistad y apoyo durante todo el tiempo del doctorado: al **Dr. Fernando Ortega** por su amistad y los buenos momentos en todas las discusiones académicas y viajes al Desierto, al **Dr. Eduardo García** que me brindo su laboratorio y su confianza para investigaciones paralelas, al **Dr. Jorge Gama** por su apoyo incondicional y su ánimo constante para la culminación de este trabajo, a la **Dra. Alicia Negrón** quien me brindó su apoyo en momentos difíciles, a la **Dra. Teresa Pi** quien me enseñó y apoyó de manera incondicional con la Difracción de rayos X, al **Dr. Miroslav Macek** por su gran apoyo con las técnicas de microbiología, al **Señor René** por brindar su apoyo en el laboratorio de Física de suelos, y al **Señor Eligio**, quien además de su amistad me enseñó los “tips” secretos de la fabricación de láminas delgadas.

A la gente que estuvo relacionada con este proyecto y que despertó una gran amistad y respeto para toda la vida: a **Lauren Fletcher** quien ha estado siempre al tanto de este trabajo y con quien compartimos triunfos y fracasos durante su realización, a **Saúl Pérez** quien además de su amistad, comparte conmigo todas las vicisitudes que aparecieron luego de la salida de nuestra patria, y a **Reneé Condori** quien ha mostrado una nobleza difícil de igualar además de sus continuas palabras de apoyo.

A la gente linda del **Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios**, quienes han llegado a ser parte de mi segundo hogar en México: a **Paola Molina**, cuya amistad en todo momento ha servido para darme fuerzas, ánimo, apoyo y para entender que aún hay personas que pueden cambiar este mundo; a **Cruz Lozano**, quien con su humor y amistad puede sacar una sonrisa en cualquier momento sea éste serio o triste; a **Isac Pérez**, quien es un ejemplo vivo de que las metas en la vida dependen de cada uno, y que el valor de un amigo es para toda la vida; a **Ezequiel Tobón**, un gran amigo con el que compartimos buenos ideales y de quien estoy seguro llegará muy lejos; a **Omar Aguilar**, una persona que ha mostrado una nobleza y amistad en cada momento, y que con su crítica peculiar y

sutil logra desenmascarar a cualquiera; a **Octavio Padilla**, con quien aprendí las primeras incursiones del Francés y con quien compartimos el gusto por los comics y películas; a **Thania Félix, José de La Rosa, Edgar Vargas, Enrique Iñiguez y Aura Palma**, con quienes disfrutamos de buena comida, buena cerveza y gratos momentos en grupo.

A todo el personal académico y administrativo del Instituto de Ciencias Nucleares de la UNAM.

Finalmente, a los grandes amigos que he conocido en México, con los que viví el sentido real de la amistad y que siempre estarán gravados en mis recuerdos y en mi corazón: **Diana Ordoñez, Lupe Jimenez, Dulce Sosa, Cristina Fonseca, Miguel Contreras, Claudia Torres, Fernanda Torres, Willan Meier, Amilcar Estrada, Miguel Torres, Erika Méndez, Ana Luisa Esparza, Gisela Du Pont, Luciana Bandoli, Lara Melo, y Yahaira Menéndez.**

DEDICATORIA

Esta Tesis está dedicada a mi linda madre, Sonia Silva de Valdivia, que desde el cielo acompaña cada uno de los momentos de mi vida. A mi padre, Ernesto Valdivia, que me enseña día a día lo que es luchar por ser mejor. A mi hermana Jéssica y mi sobrina Sonia María, que ratifican sin lugar a dudas lo que es tener una verdadera familia.

“La inteligencia engrandece al hombre, pero sólo es hombre por el corazón”

CONTENIDO

	Página
RESUMEN ESPAÑOL	1
RESUMEN INGLÉS	2
CAPÍTULO I: MARCO TEÓRICO	
1 INTRODUCCION	3
2 HABITABILIDAD EN MARTE	5
2.1 Marte un planeta terrestre	6
2.2 Resultados de las Naves Vikingo	9
2.3 Origen de la Vida en la Tierra y en Marte	15
2.4 El Clima de Marte Temprano	20
2.4.1 <i>Historia del agua líquida</i>	20
2.4.2 <i>Formación de carbonatos en Marte</i>	22
2.4.3 <i>Estado de oxidación y meteoritas marcianas</i>	23
2.4.4 <i>Nitrógeno en el Marte temprano</i>	24
2.5 Registros fósiles en Marte	25
2.5.1 <i>Paleolagos en Marte</i>	25
2.5.2 <i>¿Estromatolitos en Marte?</i>	26
2.5.3 <i>Isótopos de carbono en la materia orgánica marciana</i>	26
2.5.4 <i>El permafrost marciano</i>	27
2.6 Vida en el Marte actual y algunas especulaciones	28
3 VIDA EN AMBIENTES EXTREMOS: LAS EXTREMÓFILAS	31
3.1 Microorganismos acidófilos o acidofílicos	34
3.2 Microorganismos termófilos o termofílicos	35
3.3 Microorganismos barófilos o barofílicos	36
3.4 Microorganismos psicrofílicos o psicrofílicos	38
3.5 Microorganismos halófilos o halofílicos	40
3.6 Microorganismos alcalifílicos o alcalifílicos	41
3.7 Microorganismos resistentes a radiación	41
3.8 Extremófilas en suelos	42
3.8.1 <i>Heterogeneidad espacial</i>	43
3.8.2 <i>Dificultad de cultivo de microorganismos</i>	43
3.8.3 <i>Limitaciones de los métodos moleculares</i>	44
3.8.4 <i>Ambigüedad taxonómica de los microorganismos</i>	44
3.8.5 <i>Diversidad microbiana en suelos</i>	45
3.9 Significancia Astrobiológica de los organismos extremófilos	47
4 AMBIENTES ANÁLOGOS A MARTE	53
4.1 Algunas consideraciones entre Marte y la Tierra	54
4.2 Importancia de los análogos marcianos	56
4.3 Tipos de análogos marcianos	58
4.3.1 <i>Análogos químicos</i>	58
4.3.2 <i>Análogos mecánicos</i>	58
4.3.3 <i>Análogos físicos</i>	58
4.3.4 <i>Análogos magnéticos</i>	59
4.3.5 <i>Análogos orgánicos</i>	59
4.4 Localizaciones terrestres de los análogos marcianos	59

4.4.1 Islas de Hawaii.....	59
4.4.2 Salten Skov, Dinamarca.....	59
4.4.3 El desierto de Atacama: La región de Yungay, norte de Chile.....	60
4.4.4 El desierto de Mojave, EEUU.....	61
4.4.5 Rio Tinto, España.....	61
4.4.6 Sistema Hidrotermal del Jaroso, España.....	62
4.4.7 Los Valles Secos, Antártica.....	63
4.5 En busca de un catálogo adecuado.....	63
5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	66
6 HIPÓTESIS.....	66
7 IMPACTO DEL ESTUDIO.....	66

CAPÍTULO II: OBJETIVOS

1 OBJETIVO GENERAL.....	67
2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	67

CAPÍTULO III: ANTECEDENTES

1 ¿PORQUÉ ESTUDIAR EL DESIERTO DE LA JOYA.....	68
2 HISTORIA GEOLÓGICA DEL DESIERTO DE ATACAMA.....	70
2.1 Características de la geomorfología y del clima en el Desierto de Atacama.....	73
2.1.1 Geomorfología del paisaje.....	73
2.1.2 Factores actuales de la Hiperaridez.....	74
2.1.3 Depósitos de sales y ganancia de masa.....	77
2.2 Evidencia sedimentológica de Aridez en el Desierto de Atacama.....	78
2.2.1 Triásico.....	78
2.2.2 Jurásico.....	79
2.2.3 Cretácico.....	79
2.2.4 Terciario.....	80
2.2.5 Cuaternario.....	80
2.3 Aspectos Paleogeográficos de la Hiperaridez en el Desierto de Atacama.....	80
2.4 Consideraciones Finales.....	85

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA

1 ESTRATEGIA EXPERIMENTAL.....	88
2 ZONA GEOGRÁFICA DEL ESTUDIO.....	88
3 MUESTREO DE CAMPO Y SELECCIÓN DE MUESTRAS.....	90
3.1 Diseño del muestreo de campo.....	90
3.2 Tipo, características y procedimiento del muestreo.....	91
3.3 Procesamiento de las muestras en laboratorio.....	93
4 OBTENCIÓN DE LOS DATOS METEOROLÓGICOS.....	94
5 ANÁLISIS FÍSICOS DEL SUELO.....	98
5.1 Evaluación preliminar.....	98
5.2 Análisis textural del suelo.....	99
5.2.1 Determinación de la clase textural por el método de la pipeta [Robinson].....	99
5.2.2 Determinación de la clase textural por el método del hidrómetro [Bouyoucos].....	101

5.2.3 Remoción de carbonatos, óxidos de Fe y materia orgánica de las arcillas.....	101
5.3 Determinación del pH.....	102
5.4 Evaluación del intemperismo y el fósforo.....	102
5.4.1 Extracción de los óxidos cristalinos de Fe.....	102
5.4.2 Extracción de los óxidos amorfos de Fe, Al y Si.....	103
5.4.3 Determinación mediante absorción atómica.....	103
5.4.4 Índices de alteración del suelo.....	104
5.4.5 Análisis del Fósforo.....	105
5.5 Análisis de densidad real y aparente del suelo.....	105
6 ESTUDIOS MINERALÓGICOS DEL SUELO.....	106
6.1 Estudio petrográfico.....	106
6.1.1 Preparación de láminas delgadas.....	106
6.1.2 Análisis petrográfico.....	106
6.2 Difracción de Rayos X.....	107
6.3 Microsonda electrónica de barrido y Energía Dispersiva de Rayos X [EDS].....	108
7 ANÁLISIS QUÍMICO DEL CARBONO.....	109
7.1 Determinación de materia orgánica en suelos.....	109
7.1.1 Permanganatometría.....	109
7.1.2 Pirólisis rápida acoplada a Cromatografía de gases y Espectrometría de masas [Pir-CG-M].....	109
7.1.3 Calcinación.....	112
7.2 Determinación de carbonatos en el suelo.....	112
7.3 Análisis elemental.....	112
8 ESTUDIOS DE LA ACTIVIDAD OXIDANTE DEL SUELO.....	113
8.1 Análisis de la Liberación de Gases por Termólisis [TEGA].....	113
8.1.1 Muestras del suelo y microorganismos.....	113
8.1.2 Termovolatilización – Espectrometría de masas [TV-EM].....	113
8.2 Análisis de la Liberación Isotópica marcada [LRex].....	114
8.2.1 Muestras del suelo y nutrientes marcados.....	114
8.2.2 Simulación del experimento de Liberación marcada.....	115
8.2.3 Datos del Vikingo.....	116
9 ESTUDIOS MICROBIOLÓGICOS DEL SUELO.....	116
9.1 Reacción en Cadena de la Polimerasa en Tiempo real [PCR-RT].....	116
9.1.1 Extracción del ADN bacteriano del suelo.....	117
9.1.2 Análisis cuantitativo de la subunidad bacteriana 16sARN.....	117
9.1.3 Reacción de amplificación del ADN.....	118
9.2 Técnicas de Inmunofluorescencia: Diaminofenilindol [DAPI].....	119
9.2.1 Datos de la técnica.....	119
9.2.2 Procedimiento.....	119
9.3 Análisis de la detección de fosfolípidos de membrana [PLFA].....	120
9.3.1 Datos de la técnica.....	120
9.3.2 Procedimiento.....	121
10 ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	121

CAPÍTULO V: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1 CONDICIONES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD AMBIENTAL EN EL DESIERTO DE LA JOYA. OBSERVACIONES DEL AÑO 2004 AL 2008.....	122
1.1 Resumen.....	122

1.2 Recopilando datos de interés.....	122
1.3 Datos meteorológicos en las Pampas de La Joya.....	124
1.3.1 <i>La Temperatura en La Joya.....</i>	124
1.3.2 <i>La Humedad en La Joya.....</i>	128
1.3.3 <i>La Radiación solar en La Joya.....</i>	133
1.4 Relación de la precipitación y la altura en el desierto de La Joya.....	135
2 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE SITIO, GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA.....	137
2.1 Resumen.....	137
2.2 Recopilando datos de interés.....	137
2.3 Propiedades físicas de los suelos de La Joya.....	138
2.3.1 <i>Análisis textural.....</i>	138
2.3.2 <i>Densidad, higroscopicidad y pH del suelo.....</i>	140
2.3.3 <i>Intemperismo del desierto.....</i>	142
2.4 Determinación del fósforo del suelo.....	145
2.5 Contexto geológico de La Joya.....	147
2.6 Geomorfología.....	151
2.6.1 <i>Topografía.....</i>	151
2.6.2 <i>Glaciación.....</i>	155
2.6.3 <i>Vulcanismo.....</i>	156
2.6.4 <i>Deslizamiento gravitacional masivo y agua subterránea.....</i>	157
2.6.5 <i>Dunas eólicas volcanoclásticas.....</i>	157
2.7 Petrografía del suelo de La Joya.....	158
2.7.1 <i>Suelo Tipo I.....</i>	159
2.7.2 <i>Suelo Tipo II.....</i>	159
2.7.3 <i>Suelo Tipo III.....</i>	160
2.7.4 <i>Suelo Tipo IV.....</i>	160
2.7.5 <i>Suelo Tipo V.....</i>	161
2.7.6 <i>Suelo Tipo VI.....</i>	162
2.8 Mineralogía del suelo de La Joya.....	163
3 ESTUDIOS DE LA QUÍMICA DEL CARBONO EN EL SUELO DEL DESIERTO DE LA JOYA.....	169
3.1 Resumen.....	169
3.2 Recopilando datos de interés.....	169
3.3 Concentración de carbono orgánico en los suelos de La Joya.....	171
3.3.1 <i>Análisis global de datos del cuadrángulo de La Joya.....</i>	171
3.3.2 <i>Análisis de los transectos a la costa.....</i>	173
3.3.3 <i>Comparación con el carbono orgánico de la región de Yungay, Chile.....</i>	175
3.3.4 <i>Material orgánico obtenido por técnicas térmicas: Pir-CG-EM y calcinación.....</i>	179
3.4 Concentración de carbonatos en los suelos de La Joya.....	183
3.5 Modelo del depósito global de carbono en el desierto de Atacama.....	184
4 ACTIVIDAD OXIDANTE EN LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA BAJO EXPERIMENTOS TÉRMICOS Y DE OXIDACIÓN DE NUTRIENTES....	190
4.1 ANÁLISIS DE LA LIBERACIÓN DE GASES POR TERMÓLISIS [TEGA] DE LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA MEZCLADOS CON MICROORGANISMOS Y SU IMPLICACIÓN EN LA MISIÓN PHOENIX.....	190
4.1.1 Resumen.....	190
4.1.2 Recopilando datos de interés.....	191
4.1.3 TV de los microorganismos.....	193

4.1.4 TV de los suelos hiperáridos de las Pampas de La Joya.....	196
4.1.5 TV de los suelos mezclados con microorganismos.....	204
4.1.6 Implicaciones en la misión Phoenix y la exploración a Marte.....	207
4.2 ACTIVIDAD OXIDANTE EN SUELOS DE LAS PAMPAS DE LA JOYA, BAJO CONDICIONES DEL EXPERIMENTO DE LIBERACIÓN ISOTÓPICA MARCADA.....	209
4.2.1 Resumen.....	209
4.2.2 Recopilando datos de interés.....	209
4.2.3 Experimento de Liberación Marcada.....	213
4.2.4 Experimento de Liberación marcada utilizando enantiómeros D y L- alanina.....	217
5 ESTUDIOS MICROBIOLÓGICOS PRELIMINARES EN EL DESIERTO DE LA JOYA.....	221
5.1 Resumen.....	221
5.2 Recopilando datos de interés.....	221
5.3 Cuantificación bacteriana en las regiones de La Joya y Yungay por PCR en tiempo real.....	222
5.4 Cuantificación bacteriana por fluorescencia: DAPI.....	226
5.5 Detección de especies de microorganismos por PLFA.....	228
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES	
Conclusiones.....	230
REFERENCIAS.....	232

Estudio Químico y Microbiológico del Desierto de La Joya, Arequipa – Perú como un posible análogo a Marte

RESUMEN

La distribución de los organismos vivos, material orgánico y propiedades químicas de suelos análogos a Marte en la Tierra puede ser usada como modelo para guiar la investigación de posibles ambientes habitables en Marte.

Este trabajo pretende demostrar que el Desierto de La Joya o Pampas de La Joya, localizado a lo largo del Pacífico sur del Perú, entre los 15 y 17° S, es un análogo a Marte debido a que: 1) posee un área hiperárida comparable a Yungay, una región considerada análoga a Marte, en término de poseer niveles bajos de materia orgánica, condiciones ambientales extremas, y presencia de niveles muy bajos de microorganismos. 2) Su composición mineralógica proviene de las cadenas de volcanes y rocas expuestas de gneisses del Precámbrico y granitos del Cretácico que rodean la zona. 3) La presencia de microclimas y los efectos del “Fenómeno del Niño” permiten la formación de una composición química exótica y heterogénea en estos suelos que incluyen óxidos de hierro, sulfatos y otros minerales evaporíticos. 4) La técnica de volatilización térmica en estos suelos (similar a las que usaron el Vikingo y el Phoenix), mostraron alta actividad oxidante. 5) Gran abundancia de cuarzo y halita permite el crecimiento de cianobacterias hipolíticas y endolíticas similares a la región de Yungay.

Los datos ambientales mostraron una temperatura media anual de 28°C, precipitación de ~2 y 10 mm/a en áreas secas y gradientes abruptos en menos de 100 km a valores cercanos a 100 mm/a y un índice de aridez menor a 0.05. Datos de 485 muestras de suelo mostraron valores de carbono orgánico en suelo de 0.004 a 0.012% de Carbón. Carbonatos en concentraciones de 0.017 a 0.14% de Carbón. La mineralogía mostró tres tipos de fuentes: volcánica, granítica y metamórfica. La presencia de sulfatos fue abundante. La volatilización térmica mostró alta descomposición de orgánicos a CO₂ durante el proceso, indicando alta actividad oxidante. Los estudios microbiológicos mostraron aproximadamente entre ~10⁴ -10⁶ bacterias/g de suelo. Las colonias de cianobacterias bajo el cuarzo y dentro de la halita fueron evidenciadas de manera similar que en Yungay. En conjunto, las Pampas de la Joya al sur de Perú son un lugar interesante para estudios astrobiológicos como un análogo a Marte.

Palabras clave: Análogos a Marte, Desierto de Atacama, Pampas de la Joya, ambientes extremos.

Chemical and Microbiological studies from the Pampas de la Joya Desert, Arequipa, Peru as a possible analogue to Mars

ABSTRACT

The distribution of living organisms, organic matter, and chemical properties in Mars-like environments on Earth can be used as a model to guide the investigation of possible habitable environments on Mars.

This dissertation aims to demonstrate that Pampas de la Joya Desert, located along the Pacific coast of southern Peru between 15 and 17° S, is a possible analogue to Mars due to: 1) it is a hyper arid area comparable to Yungay in terms of its organic matter content, extreme environmental conditions, and presence of very low levels of microorganisms. 2) The mineralogical content of La Joya soils comes from Andean volcanic chains and exposed rocks from Precambrian gneisses and Cretaceous granitic batholiths surrounding the area. 3) Presence of microclimates and the “El Niño phenomena” effects allow the formation of an exotic and heterogeneous chemical composition in these soils, including iron oxides, sulphates and evaporitic minerals. 4) Thermal volatilization techniques applied to these soils, (similar to Viking and Phoenix spacecrafts), show high oxidant activity. 5) Great abundance of quartz and halite allow the growth of hypolithic and endolithic cyanobacteria communities similar to the Yungay region.

Environmental data showed a mean annual temperature of 28°C, precipitation of ~2 to 10 mm/y in dry areas and abrupt gradients within less than 100 km to values close to 100 mm/y and an aridity index less than 0.05. Data from 485 soil samples showed that organic soil carbon ranged from 0.004 to 0.012% Carbon. Carbonate contents ranged from 0.017 to 0.14% Carbon. The dominant soil mineralogy shows three types of sources: volcanic, granitic and metamorphic, and the presence of sulphates was abundant. Thermal volatilization showed high organic decomposition to CO₂ during the process, indicating oxidant activity. Microbiological studies show approximately ~10⁴ -10⁶ bacteria/g of soil. Colonies of cyanobacteria under the quartz and within halite rocks were also evident as described in Yungay. Altogether, the Pampas de la Joya in southern Peru is an interesting place for the astrobiologic study as an analogue to Mars.

Key Words: Mars analogues, Atacama Desert, Pampas de la Joya, extreme environments.

CAPÍTULO I

MARCO TEÓRICO

1 INTRODUCCIÓN

A pesar de los grandes avances en la ciencia, el concepto de “vida” es actualmente muy debatido por las diferentes ramas y corrientes de pensamiento científico - religioso.

Como un breve consenso en esta problemática, se acepta como “vida” a un sistema químicamente auto-sostenido que presenta procesos de evolución Darwiniana, ligando de esta manera el origen de la vida con el origen de la evolución (Davis and McKay, 1996; Lazcano, 2008; Nisbet and Sleep, 2001).

Lo que es muy claro, es que la vida como la conocemos requiere obligatoriamente de la presencia de *agua líquida, elementos biogénicos y energía libre* que puedan ser utilizados por los “seres vivos”. De esta manera, la búsqueda de “vida” en el espacio debe cumplir con estos tres requisitos indispensables, cuyo estudio de aparición e interrelación dentro de un sistema aportaría datos sugerentes de la posibilidad de procesos prebióticos e incluso de la existencia de organismos vivos.

Basados en la existencia pasada o presente de estos requisitos, en nuestro sistema solar existen tres lugares de interés donde todavía no se descarta la existencia de alguna forma de vida sea pasada o presente. Estos posibles nichos biológicos son: *Titán* una de las lunas de Saturno, que tiene condiciones de atmósfera reductora y un océano de hidrocarburos similares a lo que pudo haber tenido la Tierra primitiva durante su evolución (Griffith et al., 2008; Griffith et al., 2003; Sagan et al., 1992), *Europa* una de las lunas de Júpiter, con un núcleo posiblemente metálico rodeado por un océano de agua líquida, gracias a procesos hidrotermales, cubierto por una capa gruesa de aproximadamente 10 kilómetros de hielo (Chyba, 2000; Chyba and Phillips, 2001; Gaidos et al., 1999; Gaidos and Nimmo, 2000) y el planeta *Marte*, quien tiene mayor interés debido a que constituye uno de los sistemas más parecidos a la Tierra tanto en su dinámica geológica (Andersen et al., 2002; Baker, 2006b) como en el proceso de evolución (Baker, 2007; Coleman et al., 2007; McKay, 2004).

La consecuencia de todo lo anterior ha llevado históricamente a centrar la atención de muchos investigadores en la búsqueda de vida en ese planeta. Diferentes sondas espaciales fueron mandadas a Marte para diversas tareas específicas; pero no fue hasta el año de 1976, cuando las naves Vikingo 1 y 2 se posaron en la superficie y fueron diseñadas para encontrar vestigios de vida presente o pasada en ese planeta (McKay, 1997). Lastimosamente, los experimentos llevados a bordo dieron resultados contradictorios con respecto a la presencia de seres vivos, lo cual finalmente fue interpretado como ausencia de vida en la superficie (Margulis et al., 1979; McKay et al., 1986). Sin embargo, la evidencia cada vez más contundente de existencia pasada de agua líquida abundante en el planeta (Baker, 2007; McKay and Davis, 1991; Wharton et al., 1995), nuevamente ha incrementado el interés por su exploración y ha llevado a la necesidad de mejorar metodologías para la detección de posibles rastros químicos y/o biológicos, pasados o presentes de vida (McKay, 2004).

La existencia de bacterias y organismos eucariontes en ambientes extremos constituye también un punto importante a favor y de gran optimismo en la búsqueda de vida fuera de

nuestro planeta. Cuando las naves Vikingo fueron mandadas al planeta Marte se conocía menos del 10% de bacterias actualmente identificadas, y dentro de éstas, numerosas especies de las denominadas *extremófilas* eran en ese momento desconocidas. Así, microorganismos que pueden sobrevivir a temperaturas muy altas o bajas, a radiación UV e ionizante, a desecación extrema, e incluso a gran escasez de oxígeno y nutrientes (Hendry, 2006; Kounaves, 2007; Pikuta et al., 2007), tal vez protegidas por algunos tipos de rocas translúcidas, como el cuarzo (Wierzchos et al., 2006), o a varios centímetros en el subsuelo (Kral et al., 2004), podrían ser posibilidades no descartadas en Marte.

Contribuyendo al interés por la exploración espacial en este campo, diversos estudios en ambientes terrestres que poseen características similares específicas en la geología, mineralogía, química o mezcla de ellas a ambientes extraterrestres como Europa y Marte [denominados “análogos”], han demostrado que las metodologías empleadas anteriormente podían no haber considerado diversos problemas y características propias de las muestras extraterrestres *in situ*. Un claro ejemplo de ello es la técnica de “pirólisis” usada por las naves Vikingo en Marte (Navarro-González et al., 2006b) la cual, como se explicará más adelante, falló en la metodología de extracción del material orgánico en las muestras del suelo debido a sus características oxidantes no contempladas. Estas conclusiones se lograron gracias a estudios en suelos de la zona de Yungay, Chile en el Desierto de Atacama, un área considerada análoga a los suelos marcianos (McKay et al., 2003; Navarro-González et al., 2003). Este hecho demuestra la importancia del estudio y ubicación de diversos ambientes terrestres que puedan ser considerados “análogos extraterrestres”, para así apoyar de mejor manera el desarrollo e investigación de metodologías más eficaces y eficientes en la exploración espacial.

Por otro lado, de lo tratado hasta el momento, diversas ramas del conocimiento científico deben ser utilizadas para poder analizar, responder y estructurar conclusiones de las interrogantes surgidas por el interés en la búsqueda de la vida fuera de nuestro planeta. Producto de esta integración de conocimientos, es donde surge la “Astrobiología” como una ciencia multidisciplinaria que estudia el origen, evolución y distribución de la vida en el universo (Beall, 2009). De esta manera, es la Astrobiología, donde las diversas áreas que se evaluarán en este trabajo buscarán las posibles respuestas y conclusiones, y es allí, donde también se buscará su “justificación” [Figura 1].

Por tanto, la presente tesis describe e investiga diferentes aspectos de la geología, petrografía, geomorfología, química, y microbiología de una zona desértica, denominada “Pampas de la Joya” o simplemente “Desierto de La Joya” que recientemente ha tenido gran interés astrobiológico por diversas características que pueden ser análogas y extrapoladas a Marte. Aunque esta área pertenece a la franja desértica de Atacama, como se explica en un capítulo siguiente, no ha sido estudiada adecuadamente y se encuentra a ~1000 km de distancia del suelo análogo marciano de Yungay donde se ha centrado casi la totalidad de estudios (Ewing et al., 2006; Navarro-González et al., 2003). Una comparación de los fenómenos y procesos entre ambas zonas ayudará a entender mejor la evolución de este tipo de ambientes extremos, dada su independencia en la evolución geográfica, biológica y geocronológica por un lado, y su coevolución climática y geomorfológica, por el otro.



Figura 1. La búsqueda y comprensión del origen y distribución de la vida en el Universo, son los objetivos de la Astrobiología. Dentro de ésta, tres campos importantes enfocados a resolver parte de estos objetivos - la habitabilidad de Marte, la existencia de la vida en ambientes extremos, y la presencia de modelos análogos terrestres a ambientes extraterrestres - son la base que justifican el presente estudio.

De esta manera, este estudio busca su justificación y aborda tres puntos que son discutidos ampliamente en este capítulo y que a mi consideración son los pilares del trabajo: **1^{ro}**, la posible habitabilidad del planeta Marte, que dado a su pasado evolutivo similar a la Tierra, la presencia de agua líquida y los experimentos de las sondas Vikingo y Phoenix, llevan a una discusión constante y de gran relevancia para la ciencia; **2^{do}** la existencia y sobrevivencia de organismos extremófilos, que dan la posibilidad de ser los posibles habitantes del planeta Marte bajo condiciones similares, y **3^{ro}** la necesidad de ubicar y experimentar en ambientes análogos, buscando mejorar metodologías y ahorrar costos materiales y humanos en la investigación espacial.

Para finalizar el capítulo destino una breve sección donde se estructura el planteamiento del problema y la hipótesis central del estudio.

2 HABITABILIDAD DEL PLANETA MARTE

Actualmente el planeta Marte no parece tener rastros de vida en su superficie. Sin embargo, la presencia de paisajes fluviales sugiere que el agua líquida estuvo presente alguna vez en ese planeta. Diez veces menos masivo y una vez y media más alejado del sol que la Tierra, el frío, seco y aparentemente sin vida Planeta Rojo da evidencia de agua líquida en su pasado, aproximadamente hace 3.8 Ga, coincidente con registros terrestres de los probables primeros organismos vivos. Por analogía con la Tierra, la vida pudo haberse originado en la historia temprana de Marte, posiblemente al final del periodo del Bombardeo Tardío o quizá sobrevivir a éste (Abramov and Mojzsis, 2009). Diversos análisis del meteorito marciano ALH84001 aportaron datos interesantes sobre las edades tempranas del ambiente

de Marte y llevaron a controversias intensas sobre la presencia de fósiles bacterianos en su superficie. Como el clima enfrió y el agua líquida desapareció, la vida eventualmente pudo extinguirse. Curiosamente, una serie de ambientes en la Tierra como los valles secos de la Antártida o desiertos muy áridos como Atacama sugieren que la vida pudo tomar un curso favorable pese a esas condiciones tan adversas.

Marte por ende, es el lugar donde existe mejores probabilidades de encontrar evidencias de vida fuera de la Tierra.

La presente sección evalúa la importancia astrobiológica del planeta Marte, dando énfasis en los resultados de las naves Vikingo que buscaban vida presente en su superficie, los posibles orígenes de la vida en el temprano Marte, los procesos evolutivos de ambientes habitables similares a la Tierra y fenómenos que fueron, son y podrían ser refugios de vida pasada o presente, especulando algunas diferencias con sus contrapartes terrestres.

2.1 Marte, un planeta Terrestre

Los planetas del Sistema Solar están clasificados en dos grandes grupos de acuerdo a las características físicas de su composición tomando como referencia a la Tierra o a Júpiter respectivamente. De esta manera, la composición compacta con una densidad ~5 veces mayor que el agua y la presencia de una atmósfera secundaria producto de la evolución planetaria caracteriza a los planetas tipo Tierra o denominados Terrestres (Carr, 1983) [Figura 2, Tabla 1 y 2]. Mercurio, Venus, Tierra y Marte, pertenecen a esta categoría gracias a sus altos contenidos de materiales metálicos y silicatos, y sus bajos contenidos gaseosos (Kasting, 1988; Lammer et al., 2008). Los planetas tipo Júpiter o llamados Jovianos incluyen a Júpiter, Saturno, Urano y Neptuno que poseen una densidad de entre 0.71 [Saturno] y 1.67 [Neptuno] veces más que el agua, la cual es mucho menor al compararla al grupo de los planetas tipo Tierra que no poseen un gran contenido gaseoso [Tabla 1 y 2]. Plutón no es considerado un planeta por lo que no se incluye en ninguna de las dos categorías (Tarbuck, 1994).



Figura 2. Los planetas tipo Tierra o Terrestres comparten características evolutivas tanto en su composición como en la formación de una atmósfera secundaria (Kasting, 1997). Crédito: Calvin J. Hamilton, y NASA.

Dada la evolución contrastante que han sufrido los planetas Terrestres en particular durante las etapas previas a la aparición de la vida en la Tierra [~3.8 a 3.5 Ga] (Bada et al., 2007; Beall, 2009), los requerimientos para el desarrollo de ésta última - agua líquida, elementos biogénicos y energía libre - en los cuatro planetas, han sido diferentes y no siempre estuvieron presentes durante todo el proceso. Este hecho ha llevado a la conceptualización de lo que se define como “Zona de Habitabilidad Estelar [ZHE]”.

Tabla 1. Parámetros orbitales y características planetarias de los planetas Terrestres y Jovianos.

Parametros Orbitales						
<i>Planeta</i>	<i>Eje Semimayor (UA)</i>	<i>Excentricidad</i>	<i>Inclinación (grados)</i>	<i>Oblicuidad (grados)</i>	<i>Radio</i>	<i>Radio (R_{Tierra})</i>
Mercurio	0.39	0.21	7	7	2403	0.38
Venus	0.72	0.01	3.4	177.4	6007	0.95
Tierra	1	0.02	0	23.45	6323	1
Marte	1.52	0.09	1.9	23.98	3307	0.53
Júpiter	5.2	0.05	1.3	3.08	70754	11.19
Saturno	9.54	0.06	2.5	26.73	59816	9.46
Urano	19.19	0.05	0.8	97.92	25355	4.01
Neptuno	30.06	0.01	1.8	28.8	24091	3.81

Características Planetarias						
<i>Planeta</i>	<i>Masa (kg)</i>	<i>Masa (M_{Tierra})</i>	<i>Densidad (g/cm³)</i>	<i>Temperatura superficial (°C)</i>	<i>Principales componentes atmosféricos</i>	<i>Principales componentes sólidos</i>
Mercurio	3.5 x 10 ²³	0.06	5.43	-173 a 427	-	Fe, SiO ₄
Venus	4.9 x 10 ²⁴	0.82	5.25	457	CO ₂ , N ₂	SiO ₄ , Fe
Tierra	5.98 x 10 ²⁴	1	5.52	-13 a 37	*N ₂ , O ₂ , H ₂ O	SiO ₄ , Fe, H ₂ O
Marte	6.5 x 10 ²³	0.11	3.93	-123 a 27	*CO ₂ , N ₂ , Ar	SiO ₄ , Fe
Júpiter	1.9 x 10 ²⁷	317.89	1.33	-153	H, He	H, Fe?, SiO ₄ ?
Saturno	5.6 x 10 ²⁶	95.18	0.71	-185	H, He	H, Fe?, SiO ₄ ?
Urano	8.6 x 10 ²⁵	14.54	1.24	-214	H, He, CH ₄ , NH ₃	H ₂ O, Fe, SiO ₄
Neptuno	1 x 10 ²⁶	17.13	1.67	-225	H, He, CH ₄ , NH ₃	H ₂ O, Fe, SiO ₄

Los periodos de rotación de Marte en horas terrestres es de 24 horas, 37 minutos y 22.7 segundos. *Los gases atmosféricos para Marte y la Tierra son desglosados en la Tabla 2. Esta Tabla ha sido modificada de Segura y Navarro-González, 2001.

Tabla 2. Propiedades planetarias

Propiedades	Marte	Tierra	Proporción Marte : Tierra
Presión atmosférica	6.7 mbar	1013 mbar	0.0066:1
Dióxido de carbono (CO ₂)	95.32%	0.035%	2723
Nitrógeno (N ₂)	2.7%	78%	0.036:1
Argón (Ar)	1.6%	0.93%	1.72:1
Oxígeno (O ₂)	0.13%	20.95%	0.0062:1
Monóxido de carbono (CO)	0.07%	0.1 ppm	7000:1
Agua (H ₂ O)	0.03%	0 -4%	-

No se muestran en la tabla (para Marte): 2.5 ppm de Neón (Ne), 0.3ppm de kriptón (Kr), 0.08 ppm de xenón (Xe) y aproximadamente 0.03 ppm de ozono (O₃). Tabla modificada de (Mix et al., 2006).

La zona de habitabilidad estelar es una estrecha región circunestelar en donde, de encontrarse ubicado un planeta - o luna - rocoso con una masa comprendida entre 0.6 y 10 masas terrestres y una presión atmosférica superior a los 6.1 mbar [0.0060373057 atm] correspondiente al punto triple del agua (Cengel, 2004), la luminosidad y el flujo de radiación incidente permitiría la presencia de agua en estado líquido sobre su superficie (Huang, 1959; Huang, 1960). Esta ZHE es delimitada por dos radios denominados interno y externo [r_i, r_o], donde el radio interno establece la distancia mínima capaz de salvaguardar el entorno planetario de un efecto invernadero prolongado, y el externo, por el contrario,

muestra la distancia máxima en la que este mismo fenómeno es capaz de impedir que las bajas temperaturas lleven al planeta a una glaciación continua [Figura 3].

En nuestro sistema solar la ZHE está comprendida entre 0.95 y 1.37 unidades astronómicas [UA], sin embargo, los gases invernadero, debido a que pueden mantener más caliente al planeta a pesar de una mayor distancia de la estrella, podrían extender la zona de habitabilidad a 2.4 UA (Mix et al., 2006).

Debido a que los cambios en la emisión de radiación de la estrella [luminosidad, color], en la órbita planetaria [inclinación, excentricidad], y en la historia planetaria [caídas de dióxido de carbono, glaciaciones] pueden resultar en cambios globales de temperatura a través del tiempo, las propuestas del tiempo de *habitabilidad* son muy discutidas para cada uno de los planetas terrestres. Sin embargo, para el caso de la Tierra surge el término de *Zona de Habitabilidad Estelar Continua*, que denota a la región alrededor de la estrella dentro de la cual los planetas con órbitas estables permanecen habitables de manera continua permitiendo el desarrollo de vida compleja. Para el caso del Sistema Solar esta región abarca de 0.95 a 1.15 UA desde hace 4.6 Ga (Bertaux et al., 2007).

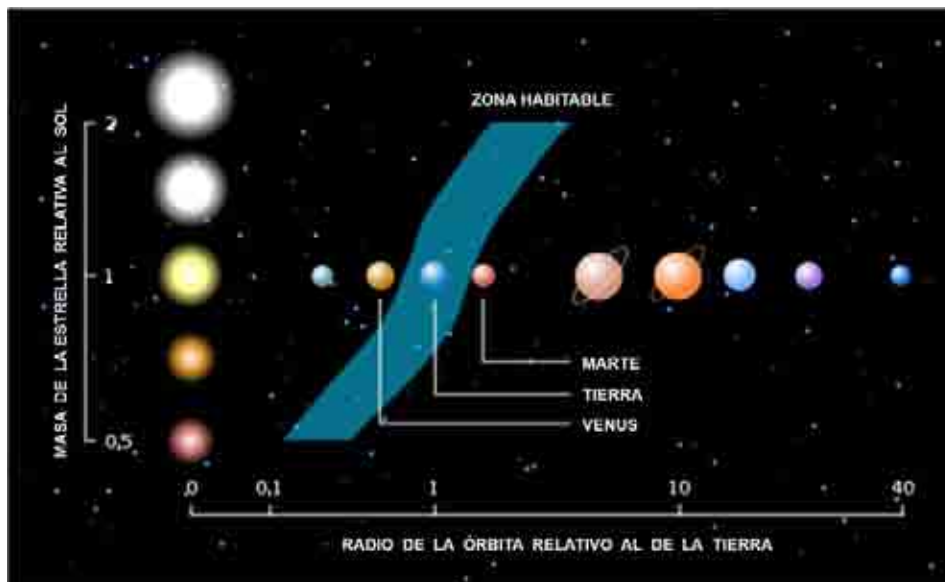


Figura 3. Zona de Habitabilidad Estelar en el Sistema Solar. Desde los inicios del Sistema Solar los planetas Venus, y Marte han estado oscilantes dentro de los márgenes de la Zona de Habitabilidad Estelar para estrellas tipo Sol. Sin embargo, solamente la Tierra ha permanecido en la Zona de Habitabilidad Continua. La existencia de gases invernaderos, podrían ampliar la zona de habitabilidad para el caso de Marte y también apoyar a la Tierra en las etapas del Sol menos luminoso.

De acuerdo con lo anterior, el planeta Marte podría haber tenido diferentes momentos durante su evolución cuando, aunque estuvo en los bordes de la ZHE, gracias a sus gases invernadero y actividad tectónica, el agua líquida estuvo presente y con ello el requisito más importante para que la vida se desarrolle (McKay, 1997).

Ciertamente, uno de los problemas centrales relacionados con las posibilidades reales de la génesis y desarrollo de la vida en Marte, se ubica en la dimensión del tiempo necesario para la evolución química precursora de la vida (Lazcano and Miller, 1994) y la presencia y duración de un clima en Marte apropiado para la existencia de agua líquida en su superficie

o cerca de ella (McKay and Davis, 1991). Mientras el agua líquida y probablemente la vida en la Tierra han existido de manera continua desde hace 3,800 Ma o más, como lo comprueba el registro sedimentario (Mojzsis et al., 1996; Rosing, 1999), isotópico (Eiler et al., 1997; Schidlowski, 2001) y paleontológico (Derenne et al., 2008; Schopf et al., 2007b; Westall et al., 2001), y pudo existir en ese estado hace 4400-4200 Ma por evidencias isotópicas (Mojzsis et al., 2001) y geocronológicas recientes (Wilde et al., 2001), en Marte el agua líquida superficial existió solamente por tiempos limitados, que pudieron ser muy breves (Carr and Chuang, 1997) o haber durado centenares de millones de años (McKay and Davis, 1991). Aunque la superficie de Marte actualmente preserva evidencias claras de la acción pasada de procesos geomorfológicos asociados con agua líquida formando ríos y arroyos (Hartmann, 1975; Kraal et al., 2008), lagos (Fassett and Head, 2008) y hasta verdaderos océanos (Baker, 2006a; Carr and Head, 2003), la duración de esos eventos no ha podido determinarse con precisión, pues ello depende totalmente de los mecanismos hidrológicos y las tasas de erosión asociadas con los sistemas fluviales. Así, en la Tierra algunos ríos han logrado cavar cañones en unos cuantos cientos a miles de años (Baker, 2008; Baker and Milton, 1974) o bien en algunos millones (Pederson et al., 2006) o decenas de millones de años (Flowers et al., 2008) en función de la rapidez de los levantamientos tectónicos, que en la Tierra comúnmente se asocian con la tectónica de placas.

Asimismo, la ausencia aparente de carbonatos en el registro sedimentario de Marte, que deberían haberse formado si el clima, como se presume (Shaw, 2008), fue cálido y húmedo, podría implicar que Marte nunca tuvo temperaturas adecuadas para la persistencia del agua líquida en su superficie suficientemente prolongadas para labrar sus redes de drenaje (Carr and Chuang, 1997), las cuales serían entonces producto del derretimiento de aguas congeladas subterráneas por volcanismo o impactos. Estas posibilidades de existencia de agua líquida son discutidas en la sección 2.4.

2.2 Resultados de las naves Vikingo

Pese a las diversas misiones espaciales para la exploración de la superficie marciana, como Mariner 4, 6, 7 y 9, Mars 2 y 3, Mars Pathfinder, Mars Express, Spirit y Opportunity, y recientemente la misión Phoenix, hasta el momento la única exploración enfocada en la búsqueda de vida que ha logrado satisfactoriamente contactar con la superficie del planeta ha sido la misión Vikingo [Figura 4].

En 1976, la agencia espacial estadounidense [NASA] envió a Marte dos naves espaciales idénticas compuestas cada una de ellas, de un orbitador [VO] y un módulo de descenso [VL]. Los módulos de descenso se posaron en lados opuestos del hemisferio norte del planeta rojo [VL1 en Chryse Planitia y VL2 en Utopia Planitia] y estaban provistos de diferente instrumentación para realizar análisis de composición mineral, contenido de materia orgánica, experimentos biológicos y reconocimiento geomorfológico por cámaras fotográficas capaces de distinguir la presencia de seres vivos macroscópicos (Levinthal et al., 1977; Mutch et al., 1976b; Mutch et al., 1976c) [Figura 5].

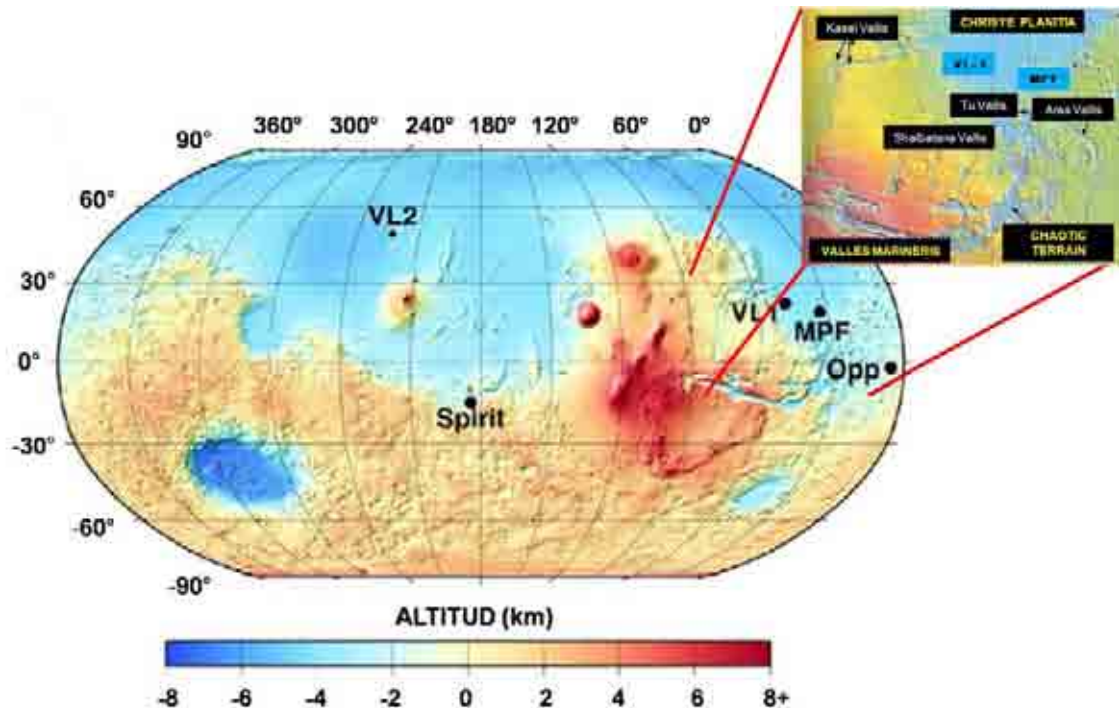


Figura 4. Imagen de la superficie marciana y la localización de amartizaje de las naves Vikingo (VL1 y VL2), Mars Pathfinder (MPF), Spirit y Opportunity. Modificada de Thomson y Schultz, 2007.

Previo al momento en que las naves Vikingo llegaron al planeta rojo, era ya conocido por datos de las misiones anteriores, en especial de las Mariner 6, 7 y 9, que la atmósfera marciana era muy delgada y que esencialmente el planeta a pesar de ser frío y desértico presentaba evidencia geomorfológica importante de la existencia temprana de agua líquida. Este hecho fue la base fundamental de considerar a Marte como la mejor opción planetaria para el descubrimiento de vida extraterrestre. De esta manera, los Experimentos Biológicos llevados por esta misión fueron diseñados para detectar microorganismos similares a los que se conocían en ese momento en la Tierra a pocos centímetros de la superficie [$\sim 10\text{cm}$]. Tres experimentos biológicos fueron diseñados para cumplir con esta misión: el primero denominado Experimento de Liberación Piroclítica [PR] (Horowitz et al., 1977; Horowitz et al., 1972) fue diseñado con la asunción de que la vida marciana podría tener la capacidad de incorporar dióxido de carbono marcado radioactivamente en presencia de luz solar, de manera similar a lo realizado por la fotosíntesis. El segundo experimento denominado Liberación de Gases Marcados [LR] (Levin and Straat, 1976a; Levin and Straat, 1977) fue diseñado para evaluar la liberación de carbono marcado radioactivamente inicialmente añadido como compuestos orgánicos en una solución de nutrientes, de manera similar a los procesos de oxidación metabólica. Finalmente, el tercer experimento denominado Intercambio de Gases [GEx] (Oyama et al., 1977; Oyama et al., 1976) fue diseñado para determinar si la vida marciana podría metabolizar e intercambiar productos gaseosos en la presencia de vapor de agua y una solución de nutrientes [Figura 6; Anexo 1].

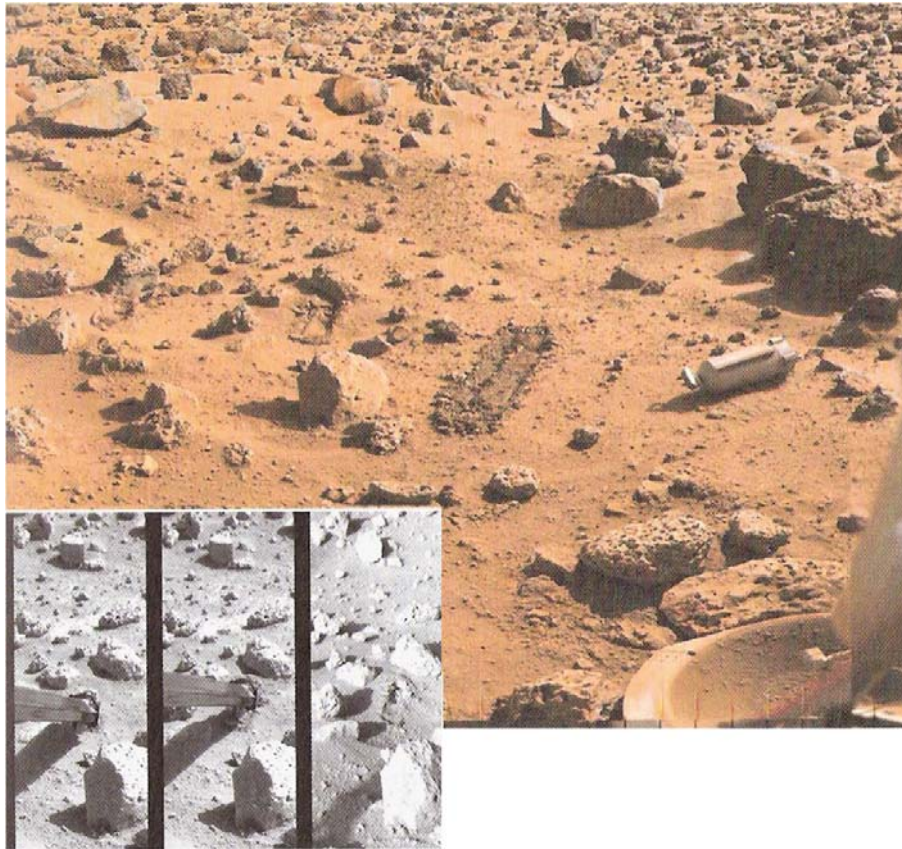


Figura 5. Fotografías de la superficie marciana tomadas por las naves Vikingo. Un brazo mecánico, capaz de tomar muestras superficiales del suelo marciano, fue el encargado de colocar las muestras para los experimentos biológicos y químicos llevados por la nave.

De manera interesante los tres experimentos biológicos dieron evidencia de actividad. El experimento de *PR* dio resultados consistentes con la producción de orgánicos provenientes del CO_2 , pero no obtuvo repetitividad. El suelo luego de ser humidificado, liberó O_2 en el *GEx* en cantidades de 70 a 770 $\text{nmoles} / \text{cm}^3$ (Oyama and Berdahl, 1979; Oyama et al., 1977). Calentando la muestra a 145°C por 3.5 horas se redujo esta liberación de O_2 cerca del 50%, y hubo una liberación lenta de CO_2 cuando los nutrientes fueron adicionados al suelo. En el experimento del *LR* se observó una liberación rápida, seguida de una liberación lenta y prolongada de CO_2 proveniente del C marcado radioactivamente en la solución de nutrientes. El efecto fue completamente eliminado al calentar la muestra a 160°C por 3 horas, parcialmente destruido a 40 a 60°C , y relativamente estable en cortos periodos de 18°C , pero también neutralizado después de almacenar la muestra por largos periodos a esa misma temperatura [18°C]. Otro instrumento importante en las naves Vikingo, que no formaban parte de los experimentos biológicos, fue el CG-EM (Cromatógrafo de Gases – Espectrómetro de Masas) diseñado para buscar materia orgánica en el suelo. De manera sorprendente este experimento no detectó ningún tipo de orgánicos en las muestras tomadas de la superficie hasta 10 cm por debajo de ella (Biemann, 1979; Biemann and Lavoie, 1979; Biemann et al., 2003). Desde que la caída de meteoritos y polvo interplanetario lleva cerca de 10^5 kg año^{-1} de compuestos orgánicos (Flynn, 1996; Flynn et al., 2000), esta ausencia de orgánicos sugeriría que están siendo destruidos en la superficie. La frecuencia

de destrucción necesaria para balancear el ingreso sería cerca de $7 \times 10^{-11} \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y podría ser explicada en parte por la excesiva radiación UV (Oro and Holzer, 1979). Esta aparente respuesta positiva de los experimentos biológicos realizados por los Vikingos en el suelo marciano, llevó a preguntar acerca de la correcta funcionalidad del instrumento de CG-EM (Biemann, 1979). Afortunadamente, trazas del disolvente orgánico, cloruro de metileno, que se utilizó para la limpieza de los módulos de descenso fueron identificados en los cromatogramas obtenidos por el equipo del Vikingo, demostrando su funcionamiento correcto. Sin embargo, aunque el equipo de CG-EM haya funcionado adecuadamente todavía existe controversia acerca del método de termovolatilización utilizado para la extracción de materia orgánica (Navarro-González et al., 2006b). Este hecho se discutirá ampliamente más adelante.

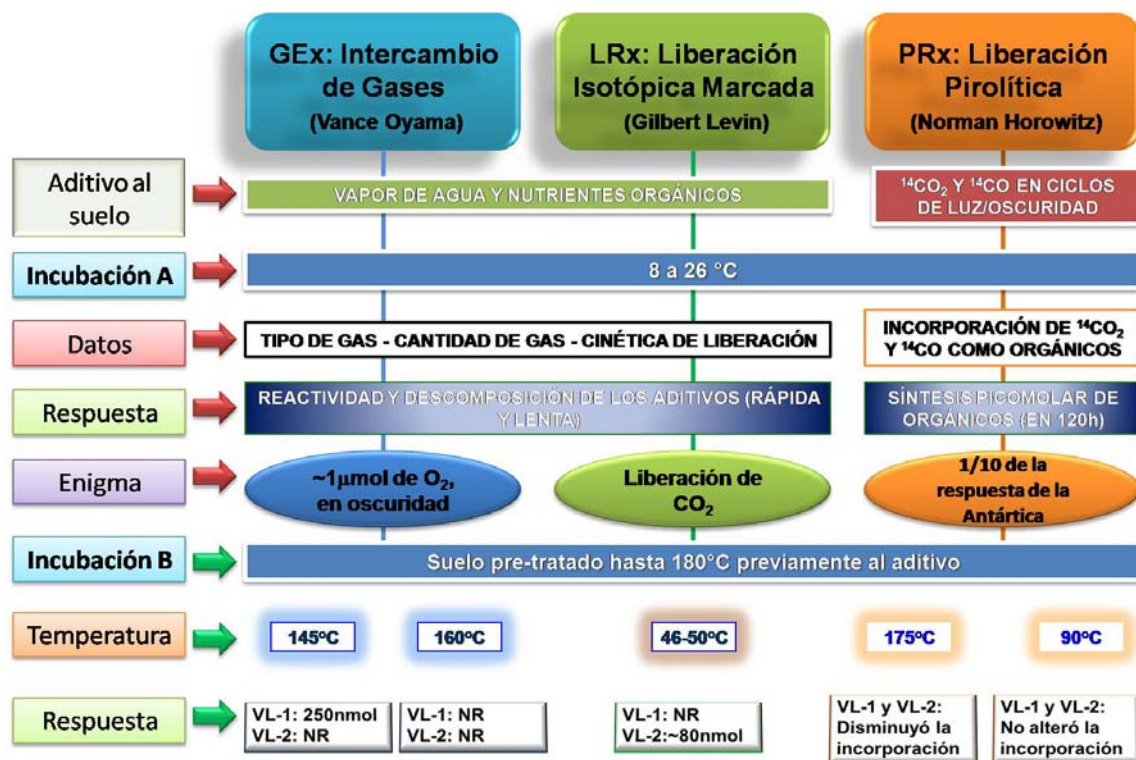


Figura 6. Experimentos Biológicos realizados por las naves Vikingo (VL-1 y VL-2) en la superficie marciana (Margulis et al., 1979).

En este contexto, los resultados del experimento del LR fueron contradictorios debido a que estuvieron acordes con las expectativas iniciales previas al lanzamiento con respecto a una respuesta biológica favorable. Tanto que, si se consideraban sólo los resultados del LR, podían ser indicativos de vida en Marte. Sin embargo, cuando los tres experimentos fueron considerados junto con la ausencia de orgánicos determinada por el CG-EM, la mejor explicación posible a los resultados encontrados fue que la respuesta se debía a reactividad química y no a procesos biológicos (Horowitz, 1988; Klein et al., 1976a; Levin and Straat, 1981a; Levin and Straat, 1981b; Margulis et al., 1979).

Ciertamente, aunque la composición química de estos agentes no es clara todavía, la causa más probable de esta actividad química es la presencia de uno o más oxidantes presentes en su superficie (McKay et al., 1998) [Tabla 3]. Los resultados de los experimentos de GEx

implican la existencia de un oxidante muy fuerte que es térmicamente estable y capaz de romper las moléculas de H₂O en O₂ (Yen et al., 2000). Los posibles oxidantes para este experimento podrían incluir superóxidos como KO₂, ZnO₂, y CaO₂ (McKay et al., 1998; Yen et al., 2000), los cuales deben estar en concentraciones de 2-25 ppm para explicar los resultados observados. Adicionalmente, un segundo oxidante fuerte debe existir para explicar los resultados del experimento de *LR*; este oxidante difiere del anterior en que es inestable térmicamente. Aquí, el peróxido de hidrógeno podría ser un buen candidato (Bullock et al., 1994; Zent and McKay, 1994), cuya reacción sería catalizada por los minerales de los suelos ricos en TiO₂ formando el dióxido de titanio modificado con peróxido de hidrógeno [TiO₂-H₂O₂] (McKay et al., 1998; Quinn and Zent, 1999). El H₂O₂ que puede producirse en la atmósfera por reacciones fotoquímicas con una tasa de 2×10^9 moléculas cm⁻² s⁻¹, podría ser la fuente de este compuesto que explique en parte el experimento de *LR* (Bada et al., 2008; Yen et al., 2000), ya que la concentración requerida para explicar los resultados del experimento es de ~ 1 ppm (Levin and Straat, 1981b). La existencia de un tercer oxidante débil, por ejemplo γ -Fe₂O₃, podría a su vez explicar la oxidación lenta del nutriente radiactivo con la subsecuente liberación de CO₂ durante el experimento de *LR* (McKay et al., 1998). Otras alternativas incluyen reacciones catalizadas por peroxinitritos generados por los rayos UV sobre los nitratos del suelo (McKay et al., 1998), aunque recientemente la presencia de percloratos en Marte es una posibilidad interesante (Kounaves et al., 2009). Por otro lado, también se ha sugerido que el O₂ liberado por el experimento de *Gex* podría deberse a moléculas de oxígeno físicamente atrapadas en microporos o a la liberación de gases físicamente adsorbidos por el suelo marciano sin la participación de algún tipo de reacción química (Ballou et al., 1978; Chernyak and Nussinov, 1976; Nussinov et al., 1978).

Por otro lado, las naves Vikingo también llevaron un experimento de Fluorescencia de Rayos-X [FRX] para analizar la composición elemental del suelo en los lugares de descenso (Mutch et al., 1976a), pero con la limitante en el instrumento de que sólo podía detectar elementos con un número atómico mayor al del Mg [Z=12] (Clark et al., 1982) [Tabla 4]. Aunque los elementos biogénicos C, H, N u O en el suelo no fueron medidos de manera directa, todos ellos estaban presentes en la atmósfera marciana, ya que los Vikingos determinaron que los principales constituyentes atmosféricos de Marte son CO₂ y N₂ [Tabla 2] (Anders and Owen, 1977; Bogard et al., 2001; Owen, 1976; Owen and Biemann, 1976). Pese a que el fósforo [P] no fue detectado porque su señal es enmascarada por el S y Si, se asumió su presencia basado en el hecho de que se encuentra en meteoritos de origen marciano (Toulmin et al., 1976) en concentraciones de cerca del 0.3% del peso (Stoker, 1993).

Así, todos los elementos mayores que componen la vida [C, H, N, O, P, S] están presentes en la superficie de Marte. La mayoría de los elementos traza requeridos, como Fe, Mg, y Al, también han sido directamente detectados tanto por las naves Vikingo como por otras misiones más recientes, además de estar presentes en los análisis de meteoritos provenientes del planeta rojo.

Tabla 3. Explicaciones no biológicas para los resultados de la misión Vikingo.

Liberación de O₂ en GEx	
• KO ₂	(Ponnamperuma et al., 1977)
• ZnO ₂	
• CaO ₂	(Ballou et al., 1978)
• MnO ₂	(Blackburn et al., 1979)
• O ₂ atrapado en microporos	(Nussinov et al., 1978; Plumb et al., 1989)
• H ₂ O ₂ quimioabsorbido	(Huguenin et al., 1979; McCord et al., 1978)
• O plasma	(Ballou et al., 1978)
• Halidos activados	(Zent and McKay, 1994)
Descomposición de nutrientes adicionados en el LRx	
• H ₂ O ₂ y radicales de oxígeno	(Hunten, 1974a; Hunten, 1974b; Levin and Straat, 1979b; Levin and Straat, 1981b; Oro and Holzer, 1979; Ponnamperuma et al., 1977; Yen et al., 2000)
• Peroxinitrito(NO ₂ ⁻)	(Plumb et al., 1989)
• Esmectita arcillosa rica en Fe	(Banin and Margulies, 1983b; Banin et al., 1985)
• TiO ₂ -H ₂ O ₂	(Quinn and Zent, 1999)
• Percloratos	(Hecht et al., 2009)
Pérdida de orgánicos en suelos marcianos	
• UV +TiO ₂	(Chun et al., 1978; Pang et al., 1982)
• Polvo electrostático	(Mills, 1977)
• Feroxyhito (δ-FeOOH)	(Burns, 1980)
• Radiación UV	(Cockell et al., 2000; Stoker and Bullock, 1997)

Modificada y actualizada de (McKay et al., 1998).

Tabla 4. Mineralogía del planeta Marte evidenciada por la misión Vikingo.

Compuesto	VL-1	VL-2
	Peso %	Peso %
SiO ₂	43	43
Al ₂ O ₃	7.3	7
TiO ₂	0.66	0.56
Fe ₂ O ₃	18.5	17.8
CaO	5.9	5.7
MgO	6	6
K ₂ O	<0.15	<0.15
SO ₃	6.6	8.1
Cl	0.7	0.5
Total	89	89

Modificada de (Baird et al., 1977; Clark et al., 1982).

Es importante aclarar que el resultado más interesante de la misión Vikingo, si bien, no fue la evidencia de vida en ese planeta por los experimentos *in situ* que dieron datos contradictorios, fue proporcionado por sus orbitadores y cámaras fotográficas que mostraron importantes imágenes y ratificaron la presencia de agua líquida en el pasado de la superficie marciana [Figura 7].

Es aceptado que el agua es el líquido responsable de estas erosiones en el valle marciano dado que otros fluidos como lavas poco viscosas, CO₂ líquido, SO₂ e hidrocarburos líquidos, que también fueron sugeridos, han sido descartados dado su incompatibilidad en formar el tipo de distribución y morfología de las características fluviales presentes. La red

de canales están más asociados a regiones con gran cantidad de cráteres, indicando que ellos fueron formados contemporáneamente con el final del bombardeo tardío hace unos 3.8 Ga (Carr, 2001). Sin embargo, también hay redes de canales encontrados en zonas marcianas consideradas más jóvenes en su formación, como por ejemplo los canales en los montes de Alba Patera con posibles edades menores a los 3Ga (Gulick and Baker, 1989; Moore et al., 1995), y en formaciones intercaladas entre flujos de lava y canales formados por inundación en los Valles Kasei que sugieren la salida de agua líquida de manera episódica durante toda la historia de Marte (Carr et al., 1977; Masursky et al., 1977). De esta manera, muchas características fluviales observadas de la geomorfología exhiben y requieren flujos extensos y estables de agua líquida (Carr, 1979; Carr, 1995; Carr, 2002), que nos dan hoy la base para el creciente interés astrobiológico de Marte.

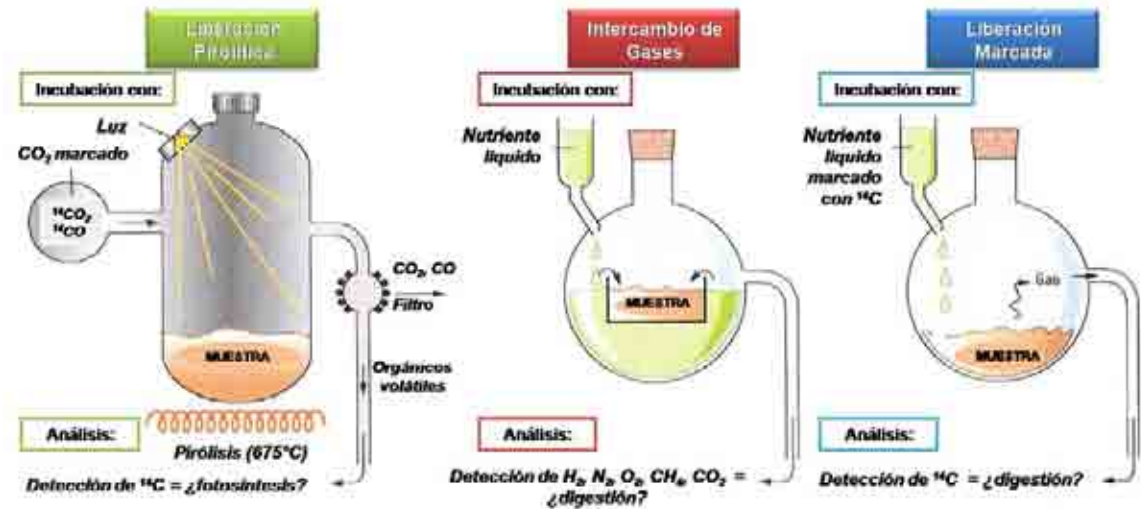


Figura 7. Características fluviales en Marte. Canales dendríticos bien desarrollados en el terreno del cráter antiguo de los Valles Warrego (48°S, 98°W; 250 km de extensión). Fotografía del Orbitador Vikingo; sacada de (McKay, 1997).

2.3 Origen de la vida en la Tierra y en Marte

La Tierra y Marte compartieron diversos procesos geoquímicos y geológicos en los primeros tiempos de su historia que llevan a poder extrapolar los momentos idóneos donde pudo desarrollarse la vida en ambos planetas (Anders and Owen, 1977; Baker, 2005; Baker and Milton, 1974). La Figura 8 muestra un esquema de los mayores eventos biogeoquímicos y geológicos en la historia de la Tierra y Marte basados en algunos estudios previos, y permiten comparar cercanamente dichos procesos (Carr, 1983; Carr and Wanke, 1992; McKay and Stoker, 1989; Schopf, 1999; Schopf et al., 2007b). Veinte millones de años luego de los primeros sólidos del sistema solar [~4.45 Ga], un planetóide del tamaño de Marte impactó con la Tierra formando la Luna (Halliday et al., 2000). Este evento catastrófico dio inicio a un periodo denominado “*acreción tardía*” que duro aproximadamente hasta los 3.8 Ga y en el cual la Tierra obtuvo aproximadamente el 1% de la masa que posee actualmente (Shaw, 2008). Casi al final de este periodo entre los 4.0 a 3.8 Ga, tanto la Tierra como Marte sufrieron una etapa donde el número de impactos se incrementó de manera importante, como se demuestra en los cráteres lunares, y que tuvo su máximo a los 3.9 Ga (Koeberl, 2003).

Anexo 1. Experimentos biológicos de la misión Vikingo.



Experimento de liberación pirolítica.

El experimento PR, fue diseñado para evaluar la incorporación de dióxido o monóxido de carbono marcado en presencia de luz solar y vapor de H_2O , de manera similar a la fotosíntesis. Las muestras de suelo fueron introducidas por un brazo mecánico a una cámara de incubación donde todos los gases atmosféricos fueron reemplazados por una mezcla isotópica de ^{14}CO (monóxido de carbono), $^{14}\text{CO}_2$ y vapor de H_2O . Una vez sellada la cámara, la muestra fue incubada e irradiada con luz UV por 120 horas a 25°C . Posteriormente, la cámara fue calentada a 635°C evacuando los gases interiores con flujos de helio. Los volátiles producidos por esta temperatura producto de la termólisis de los posibles orgánicos formados, serían introducidos a una columna empacada con 25% óxido cúprico (CuO) donde se les oxidaría por completo a $^{14}\text{CO}_2$, y se analizaría mediante un detector de radiación (Horowitz et al., 1977). Una pequeña cantidad de ^{14}CO y/o $^{14}\text{CO}_2$ fueron fijados como compuestos orgánicos: ≤ 100 pmol ^{14}C por cm^{-1} (Klein et al., 1976a). Sin embargo, la fijación de carbono disminuyó aproximadamente 10 veces menos en la oscuridad y un 20% al someter la muestra de suelo a un calentamiento previo de 175°C . Curiosamente la fijación de carbono fue inhibida por la humedad (Horowitz et al., 1976).

Experimento de intercambio de gases.

El experimento GEx fue diseñado para determinar si la vida marciana podía metabolizar e intercambiar productos gaseosos en presencia de vapor de H_2O y nutrientes (Oyama et al., 1977; Oyama et al., 1976). Las muestras de suelo se introdujeron en una cámara de incubación en presencia de vapor de H_2O y de

una solución acuosa con nutrientes. En diferentes tiempos y en diferentes estados de la muestra con respecto a la cantidad de agua que contenían (seca, húmeda o mojada) se analizaron los gases formados por un CG (Klein et al., 1976a). Los resultados de los gases mostraron diferencias entre las muestras húmedas o las bañadas con la solución acuosa de nutrientes. La detección de N_2 , CO_2 y Ar mostró la presencia de gases atmosféricos absorbidos por el suelo. De manera interesante, ocurrió una rápida liberación de O_2 en niveles de $70\text{--}770$ nmol cm^{-3} cuando el suelo fue humedecido o bañado con la solución de nutrientes (Klein et al., 1976a; Klein et al., 1976b; Oyama et al., 1977). Curiosamente, las inyecciones posteriores de nutrientes, solamente provocaron la liberación de CO_2 , el cual disminuía con posteriores inyecciones. Por otro lado, si la muestra era calentada previamente a 145°C por 3.5 h la producción de O_2 disminuía $\sim 50\%$ (Oyama and Berdahl, 1979).

Experimento de liberación de gases marcados.

El experimento LR trataba de encontrar la presencia de vida heterotrófica evaluando la liberación de $^{14}\text{CO}_2$ luego de administrar una solución acuosa de nutrientes quirales y aquirales [ácido fórmico, ácido glicólico, glicina, D y L-alanina, y ácido D y L-láctico] (Levin and Straat, 1976a; Levin and Straat, 1976b). La cinética de liberación del CO_2 producido mostró una producción rápida y una lenta posterior a la adición de la solución radioactiva de nutrientes a la muestra de suelo. Curiosamente esta liberación fue modificada por calentamiento de la muestra (Levin and Straat, 1979a; Levin and Straat, 1979c).

Si bien este periodo conocido como *Bombardeo Pesado Tardío*, aportó menos del 0.01% [0.0035% en realidad] de la cantidad de masa a la Tierra [$\sim 2 \times 10^{23}$ g] (Gomes et al., 2005), su importancia radica en el efecto aniquilador y esterilizante de sistemas biológicos formados o en principios de formación, dado el efecto térmico inmediato capaz de fundir grandes volúmenes de la litósfera y evaporar grandes cantidades del océano, e incluso todo el océano (Maher and Stevenson, 1988; Sleep and Zahnle, 1998; Sleep et al., 1989). Dado que el bombardeo tardío finalizó cerca de los 3.8 Ga donde probablemente existe evidencia isotópica y bioquímica de vida (Mojzsis et al., 1996; Schidlowski, 1988; Ueno et al., 2002), tanto la Tierra como Marte pudieron tener excelentes opciones de desarrollarla. Ampliando y alentando todavía más esta hipótesis, recientemente la habitabilidad durante el bombardeo pesado tardío ha sido investigada nuevamente. Utilizando diferentes modelos dinámicos de masa, frecuencia, velocidad de impacto y tiempo total del bombardeo, se demostró que inclusive un impactador de ~ 300 km de diámetro y con velocidades hasta de 50 km/s era insuficiente para evaporar todo el océano ni fundir grandes áreas de la litósfera habitable, considerada en 4 km de profundidad para el estudio (Abramov and Mojzsis, 2009). Adicionalmente, el estudio sugirió que aunque todos los impactos del bombardeo tardío hubieran ocurrido simultáneamente, la Tierra todavía no quedaría completamente esterilizada [Tabla 5].

Tabla 5. Efectos térmicos inmediatos de impactos en la zona habitable.

Diámetro del Impactor	Número de impactos	Porcentaje de la zona habitable esterilizada
≥ 100	33	13%
10 - 100	1500	10%
1 - 10	170000	13%
0.1 - 1	12000000	1%

El porcentaje de la zona habitable [~ 4 km debajo de la superficie] expuesto a temperaturas mayores a 110°C [cercano al límite superior para las hipertermófilas] en el modelo usado por Abramov y Mojzsis, 2009.

Aunque los resultados se enfocan directamente a la Tierra, una extrapolación a lo que pudo ocurrir en Marte también apoya la hipótesis de supervivencia de zonas habitables en ese planeta. Si bien, el bombardeo en Marte sería más catastrófico con masas similares a las que cayeron en la Tierra, también se debe tener en cuenta que el número de impactos habría sido mucho menor dada su menor masa (Walker, 1977) [ver Tabla 1]; además que el número de impactadores >100 km de diámetro fue más escaso comparado al tiempo total del bombardeo incluso para la Tierra [33 en ~ 100 Ma; ver Tabla 5].

Por otro lado, si se descarta el estudio anterior asumiendo que la vida se inició en las etapas finales del bombardeo tardío y se considera otro estudio reciente donde se afirma que la evidencia isotópica de microorganismos encontrada en rocas de 3.8 Ga fueron resultado de procesos no biológicos (Whitehouse et al., 2009), la evidencia de vida en la Tierra sería postergada a ~ 3.5 Ga. En vista que registros de esta edad son más contundentes debido a los microfósiles y estromatolitos encontrados (Schopf, 1993; Schopf et al., 2007a; Schopf et al., 2007b), también se asume que los orígenes debieron ser anteriores debido a que corresponden a formas más complejas de organización y función.

Pese a estas posibles modificaciones en el tiempo de aparición de la vida, estos procesos todavía pueden extrapolarse a Marte (McKay, 1997). Ciertamente, la presencia de cianobacterias a los 3.5 Ga en la Tierra (Nisbet and Sleep, 2001) donde Marte todavía

presentaba la capacidad de sostener un ambiente de agua líquida gracias a gases invernadero regenerados por actividad volcánica e hidrotermal, mayor presión atmosférica, depresión del punto de congelación y vaporización del agua por orgánicos e inorgánicos disueltos (Kasting, 1997; McKay et al., 1991), sugiere fuertemente la posibilidad que también en ese planeta podrían haber existido microorganismos con cierto grado de complejidad.

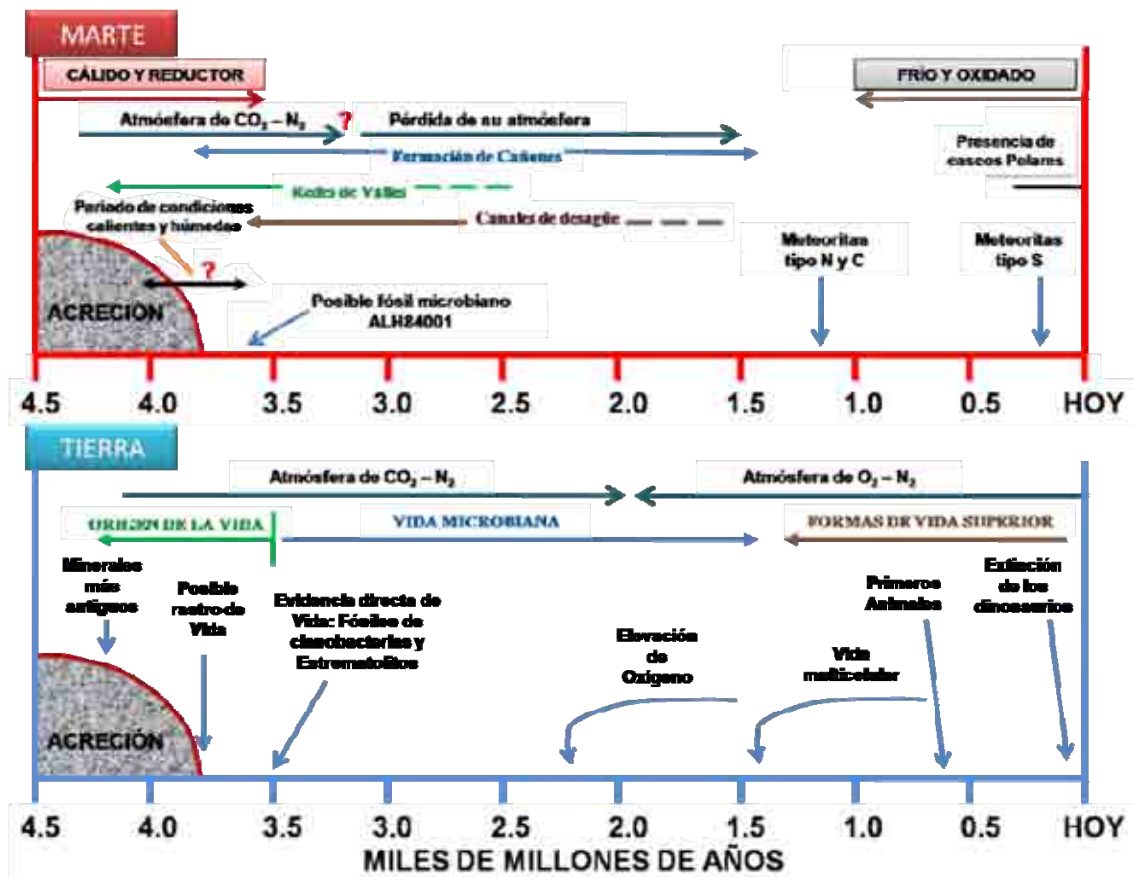


Figura 8. Historia de la Tierra y Marte. Modificado y actualizado de McKay and Stoker [1989].

Si bien, hay acuerdo en que la vida pudo coexistir en la Tierra y en Marte y esta pudo seguir caminos diferentes cuando ambos planetas dejaron de tener condiciones similares, como la pérdida de atmósfera y campo magnético, enfriamiento, deshidratación y oxidación en Marte, el problema del origen de la vida en ambos planetas todavía no está resuelto. Dado que las leyes físicas y químicas son universales, numerosos experimentos incluyendo el de Miller (Miller, 1953; Miller, 1955), han demostrado la síntesis de biomoléculas precursoras de la vida en condiciones que simulan la Tierra y/o el Marte temprano proponiendo algunas posibles teorías para su génesis [Figura 9].

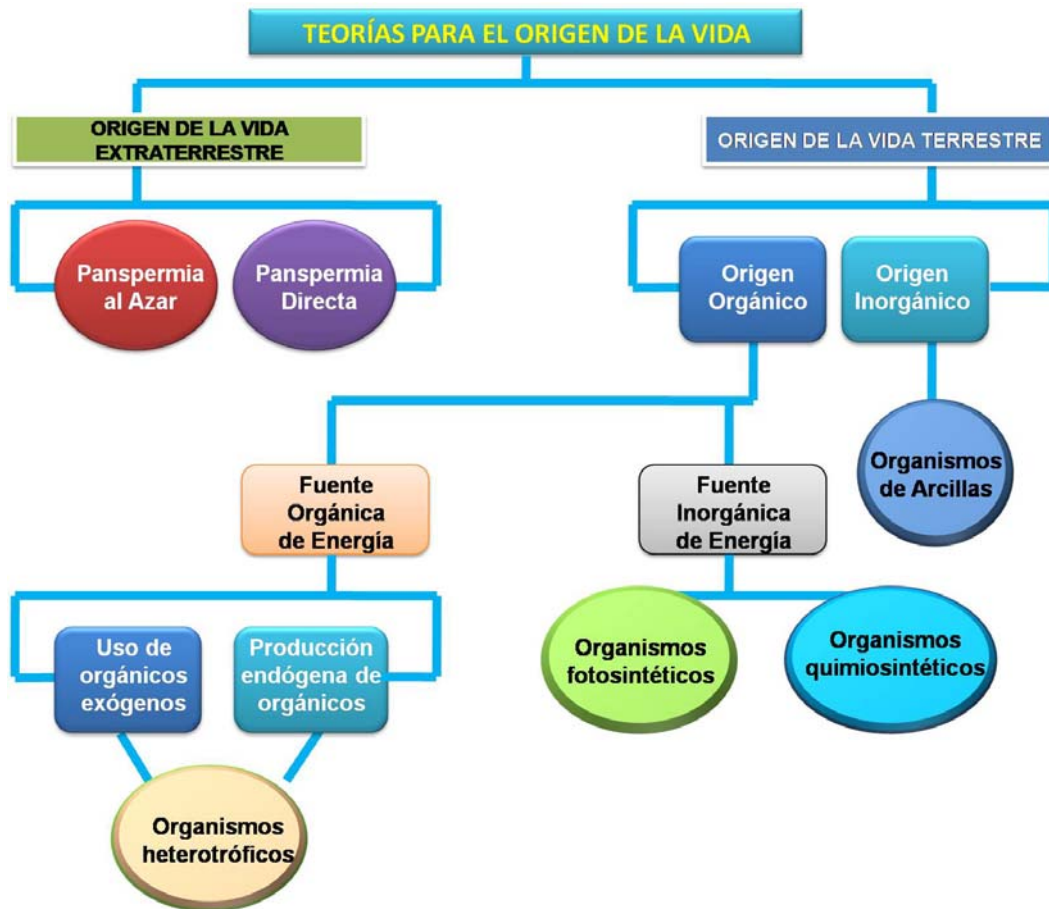


Figura 9. Posibles teorías para el origen de la vida en la Tierra y posiblemente en Marte. Un origen inorgánico de la vida requiere la disponibilidad de minerales arcillosos. Las arcillas fueron sugeridas también en Marte con base en los resultados del Vikingo (Banin et al., 1986; Banin and Margulies, 1983a; Banin et al., 1985). Sacada de Davis y McKay [1996].

Los ensayos comparativos del origen de la vida asumen que el desarrollo de ella es un proceso fundamental y reproducible cuando las condiciones químicas y físicas son adecuadas y donde el requerimiento universal es la presencia de agua líquida. Por tanto, la evidencia de agua líquida en el Marte temprano es consistente con todas estas teorías. La existencia de volcanismo activo asociado a regiones hidrotermales sulfurosas, sistemas hidrológicos subterráneos, pequeños estanques efímeros, cuerpos de agua grandes y estables, impactos cometarios y de meteoritas, condiciones anóxicas y partículas suspendidas en el aire, que podrían ser considerados posibles hábitat y microambientes, se encuentran en ambos planetas. La luz solar, la principal fuente de energía para autótrofos en la Tierra, era suficiente en Marte aún cuando éste se encontraba a mayor distancia del sol. Las fuentes de energía hidrotermal necesarias para los quimioatotróficos también pudieron estar disponibles en Marte (Boston et al., 1992).

Así, no existen obstáculos conceptuales para postular que cualquiera de las causas que llevaron a los orígenes de la vida en la Tierra, también pudieron controlar los orígenes de la vida en Marte, asumiendo que las condiciones hayan durado el tiempo suficiente para lograrlo.

2.4 El clima temprano de Marte

Aunque la presencia de agua líquida no es posible para las condiciones marcianas actuales debido a su presión atmosférica por debajo del punto triple del agua [Tabla 1], la evidencia de redes fluviales en la superficie sugiere una atmósfera temprana con presiones mayores. Considerando este hecho algunos trabajos han sugerido que una atmósfera de 2 a 5 bares de CO₂ podría ser suficiente para lograr un efecto invernadero y la consecuente existencia de agua líquida (Pollack et al., 1987). Sin embargo, una atmósfera única de CO₂ por si sola podría resultar insuficiente debido a su densidad y su capacidad de dispersión de los rayos infrarrojo (Forget and Pierrehumbert, 1997; Kasting, 1991). Además, la ausencia de carbonatos en la superficie marciana (Bibring and Erard, 2001; Bibring et al., 2006) y la falta de un mecanismo de pérdida del CO₂ de manera eficaz y suficiente son problemas que van en contra de ese tipo de atmósfera (Barabash et al., 2007). El metano y amoníaco sugeridos como gases invernadero adicionales o alternativos, también son poco aceptados debido a su inestabilidad fotoquímica como en el caso de la Tierra (Kasting, 1991).

Una probabilidad importante es que a pesar de presentar una atmósfera, Marte siempre tuvo un ambiente bastante frío que requirió de actividad geotérmica. Esto respaldado por la falta de distribución uniforme en las redes fluviales y por la ausencia de una erosión significativa en los terrenos donde hay cráteres muy antiguos, lo que implica un ciclo activo de lluvia o nieve que duró muy poco tiempo luego del bombardeo tardío (Gulick and Baker, 1990; Haberle et al., 2001).

Por esta razón las regiones polares de la Tierra son análogos interesantes del Marte temprano, dado que en ellas el agua líquida puede mantenerse gracias a las propiedades aislantes de una cubierta de hielo (McKay and Davis, 1991; Wallace and Sagan, 1979) o por actividad geotérmica (Gulick, 1998; Gulick et al., 1997), aún cuando las temperaturas están por debajo del punto de congelación. Este hecho reitera que el requerimiento para la vida es directamente el agua líquida independientemente de la presión y la temperatura (McKay, 1997).

Si se acepta la existencia de grandes cantidades de agua alguna vez en la superficie de Marte, aquella debe estar ahora oculta en el subsuelo y ser un reservorio para compuestos de carbono en formas reducida u oxidada. En vista que no hay límites adecuados para el inventario de volátiles de Marte, es difícil cuantificar el tamaño de esta reserva. De igual manera, aunque las características de la superficie erosionada sugieran grandes flujos de fluido, estos proveen poca información de los volúmenes involucrados (McKay and Stoker, 1989).

2.4.1 Historia del agua líquida

Como ya se discutió anteriormente, el volumen inicial de agua en el Marte antiguo es incierto aunque se hayan postulado diversos modelos en que consideran una capa de agua cubriendo el planeta de pocos metros o incluso de más de un kilómetro (Carr, 2002; Carr and Chuang, 1997; McKay and Stoker, 1989). El debate en los niveles de agua fue enfocado en la relación de D/H presente en Marte, ya que este factor es 5 veces más enriquecido en deuterio que el estándar terrestre (Jakosky, 1999b; Jakosky and Jones, 1997; Jakosky and Mellon, 2004; Jakosky et al., 1997; Phillips et al., 2001; Solomon et al., 2005). Inicialmente esto fue interpretado como una gran pérdida de agua en el planeta que permitió solamente un reservorio inicial de pocos metros de agua. Sin embargo, estudios en las relaciones D/H en meteoritas marcianas mostró que la cantidad de agua actual en la corteza sólo puede interpretarse con un reservorio inicial de varios cientos de metros en

profundidad (Donahue, 1995; Donahue, 2004). Desde un punto de vista biológico, la historia del agua en Marte tiene mayor importancia cuando se evalúa su permanencia y disponibilidad en estado líquido. Siguiendo este enfoque, McKay et al., [1992] dividió la historia del agua de la superficie de Marte en cuatro épocas basadas en la temperatura, la presión atmosférica y sus efectos en el estado del agua [Tabla 6] (McKay et al., 1992).

En la Época I, una atmósfera primordial de CO₂ y otros gases mantenidos por reciclaje de impactos y actividad volcánica podrían haber mantenido una temperatura media anual por encima del punto de congelación del agua y una presión mayor a una atmósfera. Bajo estas condiciones, similares a la Tierra, el agua líquida pudo distribuirse a lo largo del planeta albergando procesos de génesis y proliferación de la vida. Luego de este periodo de reciclamiento, el CO₂ atmosférico podría haberse perdido de manera irreversible debido a la formación de carbonatos resultando en una caída de la presión y temperatura. En la Época II, la temperatura media anual cayó por debajo del punto de congelación pero existían momentos en el día donde la temperatura podía exceder este punto permitiendo periodos breves de agua líquida. McKay and Davis [1991] mostraron que bajo estas condiciones los lagos cubiertos de hielo, de manera similar a lo visto en los Valles Secos de McMurdo en la Antártida podrían haber provisto de un hábitat para la vida. En la Época III, la media y el pico de la temperatura estuvieron por debajo del punto de congelación y el agua líquida habría permanecido sólo transitoriamente. Ecosistemas microbianos formados en rocas endolíticas o en el subsuelo permitirían la supervivencia de pequeños hábitats “invernadero” donde habría cierta disposición del agua en estado líquido (Friedmann et al., 2006; Southam et al., 2007). Finalmente, en la Época IV la presión atmosférica cayó de manera cercana al punto triple del agua, provocando su pérdida total en la superficie y causando la extinción de la vida.

Tabla 6. Épocas de agua en la superficie de Marte.

Época	Posible duración (Ga)	Condición termodinámica	Estado del Agua líquida	Análogos biológicos
I	4.2 – 3.8	$P \geq 5 \text{ atm}$ $T > 0^\circ\text{C}$	Abundante agua líquida.	Posible origen de la Vida.
II	3.8 – 3.1	$T < 0^\circ\text{C}$ $T_{\text{pico}} > 0^\circ\text{C}$	Lagos cubiertos de hielo.	Tapetes microbianos en lagos.
III	3.1 – 1.5	$T_{\text{pico}} < 0^\circ\text{C}$ $P \gg 6.1 \text{ hPa}$	Agua líquida en rocas porosas. Presión en punto triple, no hay agua líquida.	Vida dentro de las rocas. No hay vida en la superficie marciana.
IV	1.5 – presente	$P \approx 6.1 \text{ hPa}$		

Tomada y adaptada de (McKay et al., 1992).

La existencia de estas cuatro épocas en la historia del agua en Marte ha sido constantemente debatida por mucho tiempo. Sin embargo, con la confirmación reciente de la presencia de carbonatos en el planeta rojo por la misión Phoenix (Boynton et al., 2009), nuevamente estos datos han empezado a prevalecer, aunque la duración de cada una de estas épocas todavía queda en el debate.

2.4.2 *Formación de carbonatos en Marte*

La propuesta más aceptada para la pérdida primaria de la atmósfera temprana de CO₂ en Marte es la formación de carbonatos (Ehlmann et al., 2008b; Haberle et al., 1994; Kahn, 1985; McKay and Nedell, 1988; Pollack et al., 1987). Otros procesos, como son la pérdida de la atmósfera superior por la acción del viento solar y mecanismos de escape no-térmicos, no permiten explicar la pérdida de una atmósfera tan densa, si es que alguna vez existió (Jakosky, 1999a; Jakosky and Mellon, 2004; Jakosky et al., 1997). Los modelos para la formación de carbonatos coinciden con la disminución de la presión atmosférica en Marte hasta valores cercanos al punto triple del agua, dado que estos minerales se habrían estado formando a largo de todo el tiempo en el que el agua estaba presente y cesó una vez que la presión bajó de manera suficiente para que el agua líquida dejara de ser estable (Kahn, 1985; Kahn, 1990; Plaut et al., 1988). La escala de tiempo para que el CO₂ atmosférico disminuyera de 1 bar de presión a su valor actual [~6 mbar] debido a la formación de carbonatos es de ~10 Ma (Pollack et al., 1987), aunque en modelos más complejos puede extenderse hasta 10 veces más (Schaefer, 1993a; Schaefer, 1993b).

Por otro lado, es muy difícil remover completamente la atmósfera debido a que los índices de intemperismo se tornan excesivamente lentos cuando la temperatura es más baja. Por tal motivo, un valor de 0.5 bares de presión habría permanecido luego de que el intemperismo disminuyera a valores insignificantes (McKay and Davis, 1991), demostrando que en la ausencia de reciclamiento, el tiempo de vida de una atmósfera cálida temprana habría sido muy corto. En un planeta activo como la Tierra, los fenómenos de subducción de sedimentos oceánicos en las uniones convergentes de placas seguidas por la descomposición de carbonatos en el manto, son los mecanismos principales para completar el ciclo geoquímico del CO₂. Contrariamente, Marte en el presente no tiene suficientes flujos calientes para causar un reciclamiento global de volátiles incorporados en las rocas de su corteza, ni existe un signo de que tenga o haya tenido una dinámica de corteza similar a una tectónica de placas, sugiriendo un planeta con una sola placa (Head and Solomon, 1981; Sleep, 1994; Solomon et al., 2005). Sin estos procesos los mecanismos geológicos de Marte para reciclar los materiales del CO₂ de vuelta a la atmósfera parecen haber sido cortos en el tiempo.

Ciertamente, antes de la disminución de la frecuencia de impactos hace 3.8 Ga, el volcanismo activo y la volatilización por impactos los carbonatos podían estar siendo reciclados manteniendo una atmósfera gruesa de CO₂. El reciclamiento de carbonatos relacionado a la historia de los impactos coincide con la existencia de la atmósfera densa y la disminución la frecuencia de erosión [y caída de la presión atmosférica] después del final de los primeros bombardeos [Época I, ver Tabla 6].

Pese a todos los modelos anteriores, la evidencia directa de detección de carbonatos en Marte que dio señal positiva para estos minerales, [incluyendo los numerosos estudios espectroscópicos], fue considerada no satisfactoria (Ehlmann et al., 2008b; McKay, 1997; McKay and Nedell, 1988) hasta antes de la misión Phoenix, la cual recientemente a demostrado la presencia de carbonatos en la zona de amortizaje (Boynton et al., 2009). Aunque las dificultades para la detección de estos minerales pueden deberse simplemente a la presencia de una capa de sedimentos y polvo que cubren la superficie a escala de las observaciones (típicamente de cientos de kilómetros), la gran cantidad de carbonatos que debería estar presente para satisfacer todas las hipótesis debería dar mayores indicios. Bajo las condiciones del ambiente marciano actual se sugiere que los carbonatos se encuentran estables (Quinn et al., 2006) aunque su exposición en la superficie a radiación UV podría

descomponerlos (Mukhin et al., 1996). Una evidencia adicional es la presencia de carbonatos en la composición de diferentes meteoritos marcianos (Gooding et al., 1988; Wentworth and Gooding, 1991; Wentworth and Gooding, 1994).

También se ha sugerido que el material sedimentario en los cañones de los Valles Marineris podría haberse formado por depósitos de carbonatos bajo persistentes cubiertas de hielo como ocurre en los lagos de los valles secos de la Antártida (McKay and Nedell, 1988; Wharton et al., 1995). El valor de carbonatos requerido para esta precipitación es equivalente a 30 mbares de CO₂ atmosférico de manera que podría cubrir eficientemente estos valles. Adicionalmente, si más de 1 bar de CO₂ atmosférico es secuestrado como carbonatos en Marte, los principales cañones y bases de playa deberían contener estos minerales.

Finalmente, la importancia astrobiológica de la detección de carbonatos se basa en la íntima relación de estos minerales con microorganismos. Muchos organismos precipitan carbonatos para remover el CO₂ del ambiente (Walter et al., 1973) y están incrustados en estos depósitos. Por tal motivo, los estratos de carbonatos son excelentes fuentes de posibles microfósiles.

2.4.3 Estado de oxidación de Marte y las meteoritas marcianas

En la actualidad Marte tiene una superficie oxidada. Sin embargo, ésta pudo haber sido reducida en el pasado de manera similar a la Tierra pasando de un estado reducido a uno oxidado a través del tiempo. La primera evidencia de este cambio de oxidación proviene de las 39 meteoritas encontradas en la Tierra que pertenecen a Marte. Este hecho se respalda gracias a la relación isotópica de oxígeno que es diferente de los valores terrestres, lunares y de asteroides (Gooding, 1986; Grady et al., 1991; Velbel et al., 1991; Wright and Pillinger, 1998).

Las meteoritas marcianas pueden agruparse en 4 tipos o clases, donde la mayoría es incluida dentro de 3 que son conocidas por el nombre del tipo de la especie de meteorita; S (Shergotty), N (Nakhla) y C (Chassigny), además que comparten un intervalo de tiempo temprano en su formación, ya que se han formado en Marte entre los 200 y 1300 Ma atrás (Gooding, 1992). Adicionalmente, las inclusiones de gas en varias de las meteoritas tipo S contienen gases similares a los de la atmósfera marciana reportada por las naves Vikingo (Bogard et al., 2001; Gooding et al., 1990). La cuarta clase de meteorita marciana está representada por una especie conocida como ALH84001 (Mittlefehldt, 1994; Mittlefehldt and Lindstrom, 1994) encontrada en la Antártida; y a diferencia de los otros tres grupos, ésta fue formada en Marte hace ~4.5 Ga (Mittlefehldt, 1997) aparentemente bajo condiciones calientes y reductoras (Gibson et al., 2001; Romanek et al., 1994), parece haber sufrido alteraciones acuosas fechadas de hace 3.6 Ga (McKay et al., 1996) y contiene material orgánico como en algunas de las meteoritas SNC (Gibson et al., 1997; Grady et al., 1991; Sephton et al., 2002). De manera interesante, McKay et al., [1996] sugirió que el ALH84001 contenía evidencia directa de fósiles microbianos con base en cuatro observaciones: 1) presencia de material orgánico complejo – hidrocarburos aromáticos policíclicos – consistente con una fuente biogénica en el interior de la meteorita; 2) glóbulos de carbonato nativos a la meteorita enriquecidos en ¹³C, posiblemente resultado de una remoción biológica preferencial del ¹²C, además que este cambio isotópico está en un rango en el que, en la Tierra, sólo puede resultar de la actividad biogénica; 3) presencia de partículas de magnetita y sulfuro de hierro en una distribución y forma solamente explicada

por actividad microbiana, y 4) la presencia de microfósiles dentro de la muestra [Figura 10].

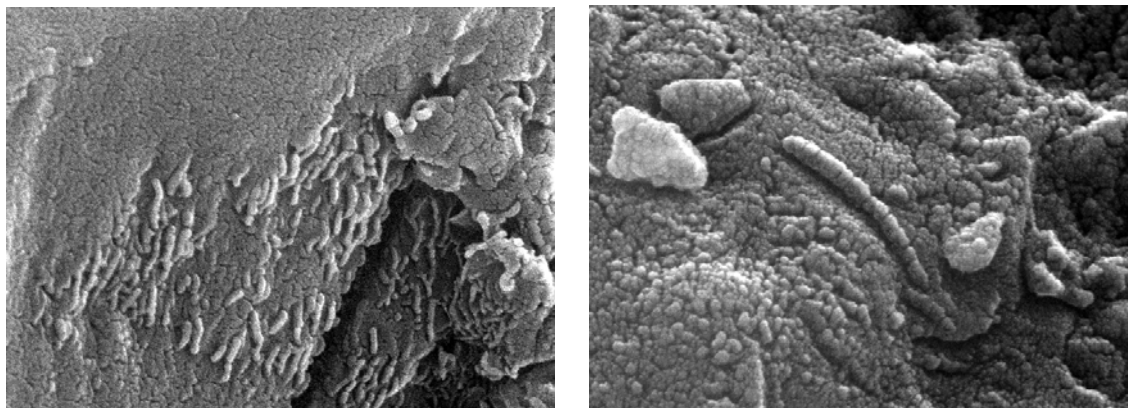


Figura 10. Posibles fósiles microbianos en el meteorito ALH84001. Tomada de McKay et al., 1996.

Aunque el ALH84001 trajo evidencia importante de condiciones habitables en el Marte temprano, la evidencia de micro y nanofósiles fue muy debatida y finalmente descartada (Ciftcioglu et al., 2006; Gibson et al., 1997; Golden et al., 2004; Golden et al., 2002; Grady et al., 1997; McKay et al., 1997; Scott et al., 1997; Thomas-Keprta et al., 2008; Thomas-Keprta et al., 1998; Treiman, 1998; Wing, 1997). Cuando se compara con las meteoritas SNC, el ALH84001 sugiere que Marte sufrió una transición de un ambiente cálido y reducido con material orgánico presente a un ambiente frío y oxidado en el cual el material orgánico podría estar inestable.

2.4.4 Nitrógeno en el Marte temprano

El nitrógeno es un elemento biogénico clave usado en la formación de muchas biomoléculas esenciales [nucleótidos y aminoácidos]. Actualmente en la atmósfera marciana este elemento se encuentra varias órdenes de magnitud más abajo que en la Tierra [$\sim 0.036:1$] y al parecer siempre presentó niveles bajos en su historia dado su enriquecimiento constante hacia ^{15}N sobre el ^{14}N probablemente por escape atmosférico (Jakosky, 1999b; Jakosky and Jones, 1997). Aunque todos los seres vivos requieren nitrógeno, la forma más abundante de N_2 no es utilizable por la mayoría de organismos, ya que éste debe ser primeramente fijado y reducido a formas más convenientes para su asimilación [NH_3 , NH_4^+ , NO_x].

Justamente, el primer paso del ciclo del nitrógeno consiste en la transformación del N_2 atmosférico en formas más biológicamente útiles. Curiosamente, pese a que este proceso puede ser logrado por procesos abióticos como el choque térmico de los relámpagos, la fijación biológica por bacterias diazotróficas que contienen las enzimas denominadas nitrogenasas (Mancinelli and McKay, 1988) constituyen en la Tierra el proceso más importante muy por encima del abiótico (Nna-Mvondo et al., 2005; Walker, 1977). Por lo tanto, si asumimos una biota importante en el Marte antiguo, debería esperarse que la fijación biológica fuera más importante que la abiótica (McKay, 1997; Segura and Navarro-González, 2001b; Segura and Navarro-González, 2005). El hecho del uso de una enzima nitrogenasa similar en todas las bacterias diazotróficas y el alto costo energético que involucra el proceso, sugiere una alternativa única que corrobora esta afirmación.

La existencia de bacterias que pueden fijar N_2 a presiones parciales de 5 mbar [como p.e. *Azotobacter vinelandii* y *Azomonas agilis*], una presión más baja que la que probablemente existió en el Marte temprano, pero significativamente más alta que el nivel de N_2 en la atmósfera actual, también sugieren la posibilidad de organismos en ese planeta.

Finalmente, la caída de las concentraciones de nitrógeno en Marte con el tiempo podría tener consecuencias en la biomasa, tanto disparando mecanismos de fijación, como el que se postula durante la crisis de nitrógeno en la Tierra (Navarro-González et al., 2001), o llevando a una extinción paulatina si se vuelve completamente no disponible.

2.5 Registros fósiles en Marte

La estadística de cráteres en Marte muestra que más del 50% de la superficie, principalmente en el hemisferio sur, corresponde al periodo final del bombardeo tardío. En contraste, la tectónica de placas y montañas asociadas construyeron en la Tierra procesos que han alterado drásticamente la cara del planeta. Esto quiere decir, que la superficie de Marte está mucho más preservada y aunque no haya rastros de vida en el presente, contiene el mejor registro de eventos entre los 4.1 a 3.5 Ga cuando se pudo originar la vida en la Tierra y posiblemente en ese planeta.

Los lugares de depósito sedimentario son buenos candidatos para la búsqueda de fósiles en Marte, y la estabilidad tectónica de la superficie además de la baja temperatura, sugieren que remanentes de vida pasada o presente podrían encontrarse debajo de la superficie oxidada.

2.5.1 Los paleolagos en Marte

Como se discutió anteriormente, lagos cubiertos por hielo pueden dar hábitats para la vida en Marte a pesar de estar debajo del punto de congelación. A este respecto los cañones del Valle Marineris son de interés particular, dado que la mayoría de sus cañones contienen en su base depósitos de materiales formando capas horizontales continuas en decenas de kilómetros. Este paisaje sugiere el depósito de materiales sobre lagos existentes en los cañones durante los momentos tempranos de la historia marciana (Carr, 1995; Carr and Chuang, 1997). Estudios detallados de las imágenes del Vikingo llevaron a considerar y descartar varias hipótesis alternativas para el origen de estos depósitos, incluyendo depositación eólica, desprendimiento del material por erosión de las paredes del cañon, y volcanismo explosivo. Curiosamente el depósito de materiales en cuerpos de agua fue el mecanismo más próximo que podía explicar la distribución, lateralidad continua, horizontalidad, espesor y naturaleza rítmica de los depósitos (Wharton et al., 1995). Inclusive se ha sugerido que una fracción considerable de estos sedimentos podrían ser carbonatos precipitados en aguas estancadas bajo alta presión atmosférica de CO_2 (McKay and Nedell, 1988).

Adicionalmente, los cañones del Valle Marineris, a través de la historia de Marte, podrían haberse estado llenando con agua proveniente de las tierras altas de Tharsis y drenar a través de los valles a las planicies del norte como lo demuestra la extensa cantidad de canales de flujo entre estas zonas (Carr, 2002). Puesto que esto podría sugerir periodos de tiempo extensos en el temprano Marte para la supervivencia de agua subterránea en Valle Marineris, también permitiría las condiciones adecuadas para la vida.

Otra zona interesante son los fondos lacustres de la antigua región de Margaritifer Sinus, la cual está rodeada de varios canales (Baker, 1988; Baker, 2001; Baker, 2008). Los

sedimentos de esta región son de un interés particular debido a que pueden dar un registro muy temprano de la actividad de agua en Marte.

La existencia aparente de un paleolago en Utopia Planitia de 1.8 Ga de antigüedad con un grosor de hielo de 180 m y el cráter Gusev [15S, 185W] que podría tener sedimentos lacustres, son de suma importancia como lugares de exploración para el estudio de la historia del agua en Marte (Arvidson et al., 2006; Grant et al., 2004; Haskin et al., 2005).

2.5.2 ¿Estromatolitos en Marte?

Los estromatolitos son una de las formas de evidencia más importantes de fósiles microbianos en la Tierra temprana (Schopf, 2006; Schopf et al., 2007a; Walter et al., 1973), porque son los remanentes macroscópicos de vida microscópica.

Por definición, son estructuras organo-sedimentarias laminadas (principalmente de CaCO_3) adheridas al sustrato, producto de la actividad metabólica de microorganismos (principalmente cianobacterias) y algunos organismos macroscópicos que participan en la precipitación de carbonatos. Son formadas cuando capas superficiales de microorganismos en el fondo de un lago o en las costas con poca marea son periódicamente cubiertas por sedimentos o sales precipitadas. Los organismos fotosintéticos que forman las bases de la comunidad deben migrar a través de estos sedimentos hacia la luz para poder sobrevivir. Esta respuesta fototáctica no es necesariamente dirigida hacia arriba y frecuentemente imparte formas características en cúpula o domo a los estromatolitos biogénicos. Si estas zonas no son alteradas por el pastoreo de animales toman formas de capas laminadas semejante a tejidos, consistentes a las formas litificadas.

En la Tierra, los estromatolitos de 3.5 Ga son la evidencia fósil comprobada más temprana [Figura 11] (Schopf et al., 2007a) y como discutimos anteriormente, también podrían esperarse en Marte dado que las propiedades de las comunidades microbianas que llevan a la formación de estromatolitos se asocian con la fotosíntesis y la toma de CO_2 . Los microfósiles frecuentemente encontrados dentro de estas formaciones, indicarán de manera inequívoca su origen biológico (Schopf, 2006; Schopf et al., 2006; Schopf et al., 2007b).

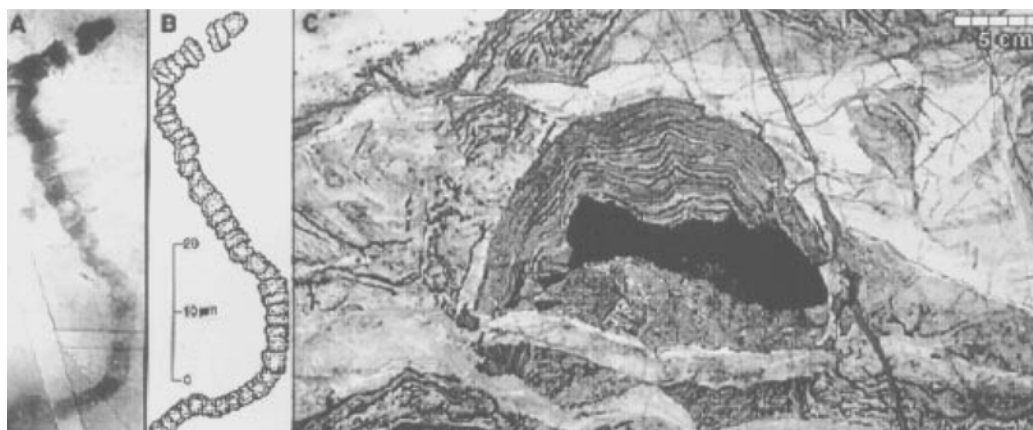


Figura 11. Microfósil y estromatolito de 3.5 Ga en rocas terrestres. Tomada de (Schopf, 1999).

2.5.3 Isótopos de carbono en la materia orgánica marciana

Aunque el descubrimiento de microorganismos congelados, microfósiles y estromatolitos serían persuasivas evidencias de vida pasada en Marte, es mucho más posible que una

misión a ese planeta detecte solo orgánicos de origen desconocido. La reactividad del suelo marciano ha destruido aparentemente cualquier rastro de materia orgánica relicta en sus capas superiores de corteza. La profundidad de esta destrucción es desconocida porque la naturaleza del oxidante tampoco ha sido determinada. La radioactividad acumulada es otra posibilidad dado el ingreso directo de radiación ionizante del espacio. Sin embargo, algunos modelos que consideran la atmósfera, el suelo y el H_2O_2 , sugieren una penetración de esta actividad oxidante de algunos pocos metros (Bullock et al., 1994) y una posible detección de orgánicos relictos luego de los 10 m de profundidad.

Si tal material fuera recuperado, este podría ser posiblemente asignado a un origen biológico aun cuando exista una fuente no biológica de orgánicos. Ciertamente, en la Tierra la materia orgánica producida biológicamente tiene una relación de isótopos estables del carbono característica en el registro sedimentario y diferente al reservorio inorgánico de carbono. Los sistemas biológicos preferencialmente seleccionan el isótopo ligero ^{12}C sobre el ^{13}C en cerca de 2% (Schidlowski, 1987; Schidlowski, 2000; Schidlowski, 2001) [Figura 12]. Curiosamente la composición isotópica del material orgánico en los sedimentos terrestres ha permanecido constante a través del tiempo geológico, pese a los cambios significativos en la composición atmosférica, otros factores ambientales y la misma biota. Esta firma isotópica provee un método potencial para determinar el origen biológico de la materia orgánica en sedimentos de la Tierra y eventualmente en Marte, aunque probablemente no con el mismo valor isotópico.

De esta manera, el cambio isotópico encontrado en los meta-sedimentos de Isua ha servido como un argumento y prueba de actividad biológica de hace 3.8 Ga (Schidlowski, 2001), aunque los mecanismos de formación han sido debatidos recientemente (Whitehouse et al., 2009). Verdaderamente, los cambios en los rangos de isótopos no-biológicos pueden confundir los cambios biológicos, por lo que se debe evaluar si el método es aplicable (Jakosky, 1999b; Jakosky and Jones, 1997).

2.5.4 El permafrost marciano

Una estrategia posible para la ubicación de rastros biológicos en el ambiente marciano consiste en la búsqueda de orgánicos preservados en el permafrost de más de 3 Ga. Aunque en la Tierra, no haya zonas congeladas más antiguas de 65 Ma y el permafrost más antiguo evaluado para la búsqueda de organismos fue de 3 Ma en Siberia (Dmitriev et al., 1997; Gilichinsky and Wagener, 1995; Gilichinsky et al., 1995), bacterias viables han sido recuperadas de estos sedimentos (Amato and Christner, 2009; Katayama et al., 2007; Morozova et al., 2007; Rivkina et al., 2000; Steven et al., 2006) y hay reportes de su posible supervivencia en ambar por 25 Ma y de bacterias halófilas en sal de más de 200 Ma (Cano and Borucki, 1995; Cano et al., 1994).

En Marte, es posible que en las regiones polares de los terrenos craterizados del hemisferio sur haya sedimentos congelados desde el final del bombardeo tardío hace 3.8 Ga., lo cual abre la posibilidad de microorganismos viables en su permafrost (Ostroumov, 1994; Vishnivetskaya et al., 2006). Sin embargo, la probabilidad de supervivencia por más de 1 Ga en el permafrost es muy baja debido a la radiación acumulada naturalmente del material marciano, primariamente generado por el potasio, uranio y torio. Aunque muchos microorganismos toleran altos niveles de radiación, estos deben utilizar continuamente mecanismos de reparación del daño en su ADN. Dado que estos organismos se encuentran a muy bajas temperaturas, su metabolismo permanecería en estado latente y por tanto sus

mecanismos de reparación no pueden operar acumulando el daño por radiación (Bakermans et al., 2003; Panikova et al., 2006; Price, 2007; Price, 2009; Rivkina et al., 2000).

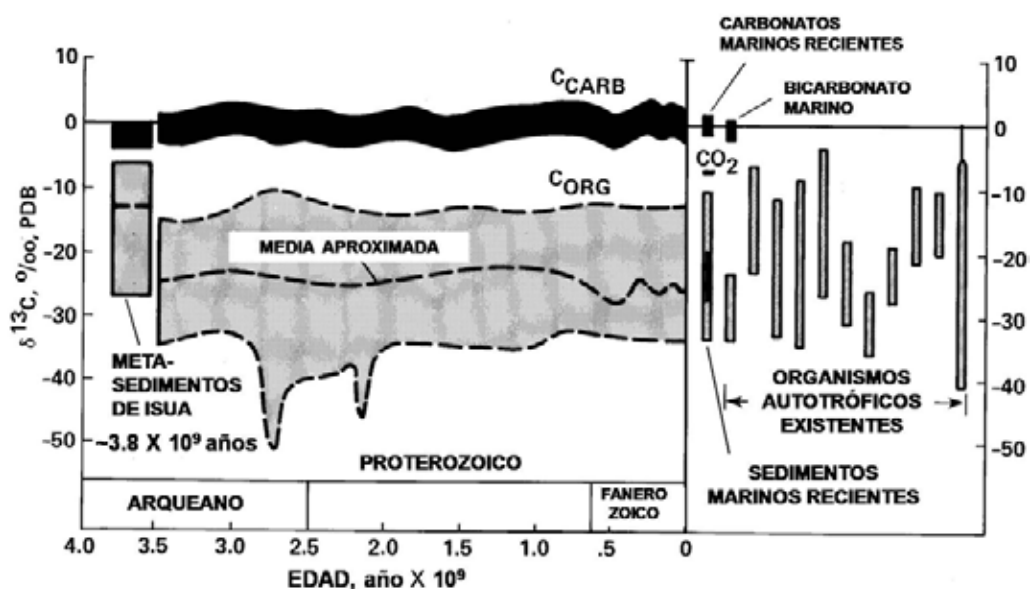


Figura 12. Valores isotópicos del carbono para carbonatos y materia orgánica en sedimentos terrestres para los últimos 3.8 Ga. Las unidades están en ‰, las cuales corresponden al enriquecimiento de isótopos pesados [^{13}C] en partes por millón, cuando se comparan al estándar. Los organismos fotosintéticos preferencialmente toman el ^{12}C sobre el ^{13}C resultando en un cambio isotópico de -25‰. Este valor ha caracterizado sedimentos orgánicos a través de la historia de la Tierra pese a significantes cambios ocurridos en la atmósfera y en la biota. En Marte estos valores aunque diferentes, podrían ser buenos indicadores de presencia biológica.

La esterilización experimental del suelo con radiación γ mostró cepas resistentes incluso después de 2-3 Mrad lo que es equivalente a una exposición de 10 Ma dentro del permafrost de Siberia (Steven et al., 2006), además que la presencia de aridez y el estado congelado parece dar cierta resistencia adicional a la radiación debido a la pérdida de agua móvil. Gracias a los datos del Vikingo y de las meteoritas marcianas SNC hay buena evidencia de que las concentraciones naturales de elementos radioactivos en Marte son similares a la Tierra (Stoker, 1993).

A pesar de todo lo anterior, mil millones de años pudo acumular miles de veces la dosis letal de radiación evitando su viabilidad actual, aunque su materia orgánica como aminoácidos tal vez pudo preservarse y luego podría ser comparada con la bioquímica terrestre (Bada et al., 2005).

2.6 Vida en el Marte actual y algunas especulaciones

Aunque las condiciones actuales en Marte sugieren que hay pocas probabilidades para la vida en la superficie, el interés sobre la posibilidad de vida en el subsuelo de ese planeta ha ido incrementándose a lo largo de esta última década (Boston et al., 1992). Si el agua líquida se encuentra en el subsuelo, ésta podría ser provista por el permafrost derretido o por otras fuentes subterráneas producto del calentamiento geotérmico residual del planeta. Los gases liberados de esta actividad podrían, además, proporcionar actividad metabólica a ciertas comunidades bacterianas quimiolitioautotróficas, como las metanógenas que usan H_2

y CO₂ en la producción de metano [CH₄] (Bebout et al., 2004; Kral et al., 1998). Finalmente estas condiciones llevarían a la aparición de hábitats subterráneos con una buena diversidad de microorganismos marcianos. Ciertamente, gran número de comunidades metanógenas independientes de la biósfera terrestre se han reportado en sedimentos basálticos, donde el H₂ se produce de las reacciones del intemperismo entre el H₂O y las rocas basálticas (McKinley et al., 2000; Stevens and McKinley, 1995; Stevens and McKinley, 2000). Así, con la presencia de agua líquida en Marte, todos los ingredientes para un hábitat en el subsuelo estarían presentes, ya que la presencia de CO₂ atmosférico y las rocas basálticas son abundantes en el planeta.

Dado que, la posibilidad actual de vida en el planeta Marte dependería de la existencia de sistemas hidrotermales, este hecho parecería improbable debido a la aparente ausencia total de actividad volcánica en el presente. Sin embargo, diversos trabajos apoyan la existencia probable de actividad geotérmica reciente -en términos de la escala geológica- gracias a datos proporcionados por las meteoritas SNC y por la presencia de metano en la atmósfera de ese planeta. Por ejemplo, el índice D/H medido en el agua de las meteoritas SNC mostró que hay un enriquecimiento de deuterio con valores cercanos a los valores encontrados en la atmósfera marciana (Watson et al., 1994a; Watson et al., 1994b). Asumiendo que este proceso es debido al escape atmosférico, sugeriría también que hubo un intercambio entre la atmósfera y las rocas de las cuales se derivaron las meteoritas en cuestión; y probablemente este intercambio involucró sistemas hidrotermales subterráneos producidos por eventos volcánicos o impactos (Gulick, 1998; Gulick, 2001; Moore et al., 1995).

Otro punto interesante es la presencia de metano en la atmósfera marciana, que ha dado numerosas expectativas a la posibilidad de actividad geotérmica residual y/o vida metanogénica en el subsuelo.

Debido a la atmósfera oxidante de Marte y al tiempo de vida extremadamente corto, de algunos cientos de años, por la alta descomposición fotoquímica en ese planeta la presencia de metano no era muy esperada (Encrenaz, 2008; Krashnopol'sky et al., 2004). Sin embargo, en el año 2004 tres grupos diferentes anunciaron la detección de metano en Marte. El primero, usando espectroscopia infrarrojo de alta resolución con base en la Tierra, reportó cerca de 10 ppb de metano en la atmósfera (Krashnopol'sky et al., 2004). El segundo, utilizando el Espectrómetro Fourier Planetario a bordo del orbitador Mars Express, también reportó valores cercanos a 10 ppb con variaciones de órbita a órbita y un máximo de 35 ppb (Formisano et al., 2004). Finalmente el tercero y en paralelo, usando imágenes de espectrometría de alta resolución con base en la Tierra y de dos diferentes telescopios en marzo y mayo 2003, reportó la detección de manchas muy localizadas con mezclas altas de metano, incluso cercanas a 250 ppb en uno de los casos (Mumma et al., 2003; Mumma et al., 2004; Mumma et al., 2005). Estos trabajos y las posibles limitaciones de los métodos usados fueron revisados exhaustivamente por algunos estudios, evaluando posibles variables durante la detección de metano que incluyen zonas localizadas de producción, tormentas de polvo, posibles cambios en la frecuencia de producción, etc (Encrenaz, 2008; Onstott et al., 2006).

Desde que el tiempo de vida del metano en la atmósfera es muy corto, éste debe ser repuesto por un mecanismo de desgasificación que trabaje continuamente en ciertos lugares, e incluso en buena cantidad, si existieran aerosoles de peróxidos en el polvo que hacen más corta aun la vida de la molécula (Atreya et al., 2007; Farrell et al., 2006). El origen externo dado por cometas o meteoritas debe ser excluido debido a que tales eventos llevarían a una distribución uniforme en muy corto tiempo [semanas]. Además la

frecuencia de impactos por meteoritas carbonáceas es muy bajo (Atreya, 2007; Formisano et al., 2004; Krashnopol'sky et al., 2004; Krasnopol'sky, 2006). Aunque la frecuencia de meteoritas carbonáceas en la Tierra puede ser baja comparada a Marte, debido a las densidades de sus atmósferas diferentes, que son capaces de destruir este tipo de meteoritas durante su ingreso, la cantidad de metano originada por esta fuente no explica los niveles ni la forma de distribución de metano encontrada en ese planeta (Atreya et al., 2007).

El origen biológico de metano también ha sido propuesto debido a la ausencia de vulcanismo y ventilas hidrotermales (Krashnopol'sky et al., 2004). Haciendo una analogía con la formación de metano en la Tierra, la metanogénesis de organismos subterráneos sería un mecanismo plausible en Marte. Sin embargo, diversos autores consideran que desgasamientos a pequeña escala pueden también ser producidos por mecanismos abióticos como la serpentización (Atreya, 2007; Bar-Nun and Dimitrov, 2006; Bar-Nun and Dimitrov, 2007; Chastain and Chevrier, 2007; Formisano et al., 2004; Hand, 2008; Lyons et al., 2005; Onstott et al., 2006; Oze and Sharma, 2005). En el proceso de serpentización, la hidratación catalítica de rocas ultrabásicas lleva a la producción de H_2 , que reacciona con los granos de carbono o CO_2 atrapado en las rocas mediante la reacción tipo Fischer – Tropsch para producir metano, el cual queda atrapado como un clatrato hidratado estable. La posibilidad del movimiento de hielos a los polos por un posible periodo interglacial en Marte, también podría promover el desgasamiento de los clatratos de la zona ecuatorial que quedaron descubiertos y así un mecanismo que explique la falta de homogeneidad en la producción de metano (Prieto-Ballesteros et al., 2006). Otra hipótesis indica que esto se debería a una oxidación no homogénea proporcionada por las tormentas de polvo, que destruirían el metano dependiendo de la zona de mayor concentración de oxidantes (Atreya et al., 2007). Adicionalmente otro autor sugiere que de existir metanógenas en Marte, estas podrían tranquilamente soportar una atmósfera densa capaz de soportar agua líquida (Shaw, 2008). Este último argumento puede ser discutido, debido a que la producción de metano por metanógenas, podría estar bajo el permafrost al igual de lo que ocurre en las tundras siberianas, donde la cantidad de metano podría causar un gran impacto de invernadero global si se descongelase el suelo (Kobabe et al., 2004).

Finalmente, si bien estos sistemas propuestos no están completamente demostrados, tampoco son excluidos por las observaciones actuales de Marte. Nuestro conocimiento del planeta es todavía limitado y nuestras especulaciones acerca de la vida están basadas estrictamente en la analogía de la historia con la Tierra. Esto es interesante para especular un poco acerca de las condiciones en las que Marte podría haber sido diferente de la Tierra. En ese particular, dos ideas han emergido: la primera es que la vida pudo haberse originado en Marte y luego ser transplantada a la Tierra, y la segunda de que una atmósfera rica en oxígeno producida biológicamente – y su concomitante efecto en la evolución – ocurrió más rápidamente en Marte que en la Tierra.

En el primer escenario especulativo, Marte desarrollaría la vida más rápidamente que la Tierra debido a que este planeta no tuvo un gran impacto como el que recibió la Tierra para formar la Luna hace 4.5 Ga (McKay, 1997). Sin un impacto tan grande, el planeta rojo pudo tener cierta ventaja de tiempo en generar vida y tener una biósfera antes del bombardeo tardío entre los 4 y 3.8 Ga. Luego, si Marte tenía vida antes de los 3.9 Ga, es probable que ésta fuera llevada a la Tierra por las meteoritas eyectadas durante el bombardeo. Aunque existe la posibilidad inversa debido a la menor masa del planeta, también es de considerar que el tamaño de los eventos sobre Marte debió ser muchísimo menor permitiendo la supervivencia de la biota existente. De manera interesante, la

temperatura del interior de material inyectado del espacio no necesariamente alcanza altas temperaturas como su superficie (Melosh, 1988) y el tiempo de transporte a la Tierra desde Marte puede ser tan rápido como 10 Ma (Gladman et al., 2005; Gladman and Burns, 1996; Gladman et al., 1996).

El segundo escenario parte del hecho de la generación de una atmósfera rica en O₂ de manera más rápida en Marte que en la Tierra por diversas razones. Una de ellas es que debido a su baja gravedad la pérdida de H₂ producido de la fotodisociación del agua fue mucho más rápida. Además, la cantidad de H₂ de fuentes volcánicas a lo largo del tiempo - a pesar de sus grandes volcanes - fue mucho menor que para la Tierra. Otra razón es que los océanos en Marte - de existir - fueron más pequeños que en la Tierra. Diferentes estimaciones van de 6 a 1000 metros de agua a todo lo largo del planeta (McKay and Stoker, 1989) frente a más de 3000 m de profundidad oceánica en la Tierra. Finalmente, Marte perdió o nunca tuvo tectónica de placas (Head and Solomon, 1981; Sleep, 1994; Solomon et al., 2005). En la Tierra esta transición de una atmósfera rica en O₂ requirió más de 2 Ga y permitió una explosión biológica evolutiva. En Marte, las condiciones para esto pueden haber ocurrido en 10 a 100 Ma. Si es así, se esperaría encontrar evidencia de eucariontes y quizá organismos multicelulares en el registro fósil.

La búsqueda de evidencia de vida pasada o presente en Marte es motivada directamente por la evidencia de agua líquida en su historia. Los estudios de la vida en la Tierra, indican fuertemente que ésta es un requerimiento esencial. Aún con la temperatura anual en Marte por debajo del punto de congelación, la vida podría sobrevivir en fuentes temporales de agua líquida y en cuerpos de agua cubiertos por hielo. Una comparación de la vida en Marte, aun si sólo fuese expresada en fósiles, junto con la Tierra mantiene el potencial de expandir de manera importante nuestra comprensión de la vida en el universo.

3 LA VIDA EN AMBIENTES EXTREMOS: LAS EXTREMÓFILAS

Durante la evolución de la Tierra, acompañando a los procesos geológicos y de cambio climático, numerosos tipos de ecosistemas se formaron gracias a la ancha variedad de ambientes con diferentes factores biogeoquímicos existentes. La vida empezó su colonización interactuando tanto con el ambiente como entre los mismos organismos, lo que se demuestra en la casi ausencia de ecosistemas que contienen una sola especie. Como una regla, la mayoría de los ecosistemas contienen comunidades funcionales y evolutivamente relacionadas. En contraste a las estructuras multicelulares de los eucariontes -tejidos, órganos, sistemas de órganos y organismo completo-, las formas más organizadas de los procariontes en la naturaleza presentan una colonización béntica formando biopelículas y tapetes microbianos. En estas estructuras complejas todas las células microbianas de diferentes especies son distribuidas en espacio y tiempo de acuerdo a sus funciones y a gradientes fisicoquímicos que permiten un soporte más efectivo al sistema, autoprotección y distribución energética.

Al respecto, los ecosistemas más estudiados fueron aquellos relacionados con el cuerpo humano, por su importancia médica; y con los encontrados en hábitats acuáticos, por su importancia ecológica. Sin embargo, diversos ecosistemas considerados agresivos desde el punto de vista antropocéntrico por sus condiciones extremas de temperatura, pH, presión, mineralización, etc., fueron considerados “muertos o ausentes de vida”. Esta afirmación

cambió radicalmente gracias al descubrimiento de un amplio rango de microorganismos capaces de vivir, crecer y multiplicarse en dichos ambientes [Tabla 7].

Los extremófilos son organismos que no sólo sobreviven a condiciones extremas, sino requieren tales condiciones para existir; lo cual es diferente de aquellos organismos que pueden tolerar y sobrevivir a condiciones extremas, pero que crecen de manera óptima bajo condiciones menos agresivas.

La secuencia cronológica del descubrimiento de organismos extremófilos partió en la década de los 70s en el que se sabía de la existencia de hongos capaces de crecer en un ecosistema con pHs ácidos [pH 4-6]. En ese ecosistema se encontraron bacterias coexistentes que fueron descritas como “acidófilas” como la *Acidithiobacillus ferrooxidans*. Subsecuentemente, se encontraron bacterias acidófilas termofílicas litotróficas e hiperacidofílicas como el género *Picrophilus* que vive en pH 0 e incluso en concentraciones de hidrogeniones mucho mayores que las usadas en la escala del pH (Schleper et al., 1996; Schleper et al., 1995).

El descubrimiento de bacterias “termofílicas” es atribuido generalmente a Miquel (Miquel, 1888); sin embargo, Brewer en 1866 ya había descrito un grupo de bacterias termofílicas en los geysers de California que fueron denominados *Chlamydobacteriales* (Brewer, 1866). Sin embargo, la época moderna del estudio de la termofílicas fue acelerado luego del descubrimiento del *Thermus aquaticus* (Brock and Freeze, 1969), que logró grandes avances en la biotecnología actual, y por el descubrimiento de algunas cepas nuevas capaces de vivir a temperaturas de 113 a 130°C [*Pyrolobus fumarii*, cepa 121 de Kasheti] (Bloechl et al., 1997; Cowan, 2004).

La primera mención del término “psicrófilas” fue hecha por Schmidt-Nielsen para la descripción de bacterias capaces de crecer a 0°C, aunque las diatomeas del ártico habían sido estudiadas por más de 100 años sin utilizar este término (Schmidt-Nielsen, 1902). Actualmente con el desarrollo de técnicas, instrumentos y habitaciones frías, ha sido posible el estudio de psicrófilas aerobias y anaerobias capaces de crecer a -5 °C (Pikuta et al., 2003a; Pikuta et al., 2003b; Russell and Cowan, 2006). La detección *in situ* de bacterias a -20°C en zonas altamente mineralizadas también ha sido reportado (Staley and Gosink, 1999).

La primera “alcalífila” mencionada como tal fue *Streptococcus faecalis* (Downie and Cruickshank, 1928); aunque previamente se reportó la detección de bacterias tolerantes a la alcalinidad y nitrificantes (Meek and Lipman, 1922). Casi 60 años después, bacterias alcalifílicas de los géneros *Clostridium* y *Bacillus* fueron aisladas del suelo, conjuntamente con el descubrimiento de los géneros *Natronobacterium* y *Natronococcus* (Tindall et al., 1984).

El estudio de “halófilas” se inició durante el análisis de suelos salinos y lagos, que derivó al descubrimiento de *Haloferax mediterranei*, la cual presenta un crecimiento adecuado en 30% de NaCl (Cavicchioli, 2002; Cavicchioli et al., 2006).

Los microorganismos “barófilos” fueron descubiertos luego de la fabricación de pequeños submarinos capaces de ingresar a altas profundidades oceánicas. El estudio de ventilas hidrotermales permitió el descubrimiento de organismos capaces de crecer a presiones de 100 megapascales [MPa] (Yayanos, 2002; Yayanos et al., 1979). De manera interesante, un estudio en laboratorio con *Shewanella oneidensis* cepa MR1 y *Escherichia coli* cepa MG1655 mostró que estos microorganismos fueron capaces de soportar presiones de 68 a 1680 MPa en celdas de diamante y continuar viables luego de disminuir la presión a valores atmosféricos [0.1 MPa] (Sharma et al., 2002).

Tabla 7. Comunidades microbianas conocidas.

Tipo de Comunidad	pH	NaCl %(w/v)	Temperatura °C
Psicrófilas de agua fresca			≤10
Mesotérmicas de agua fresca	5 - 7	0 - 1	15 - 40
Termófilas de agua fresca			50 - 60
Hipertermófilas de agua fresca			70 - 110
Psicrófilas marinas			≤10
Mesotérmicas marinas	8	3 - 4	15 - 40
Termófilas marinas			50 - 60
Hipertermófilas marinas			70 - 120
Alcalífilas psicrófilas			≤10
Alcalífilas mesófilas	9 - 13	0 - 1	15 - 40
Alcalífilas termófilas			50 - 60
Alcalífilas hipertermófilas			70 - 110
Haloalcalífilas psicrófilas			≤10
Haloalcalífilas mesófilas	9 - 10	3 - 25	15 - 40
Haloalcalífilas termófilas			50 - 60
Halófilas psicrófilas			≤10
Halófilas mesófilas	8	3 - 35	15 - 40
Halófilas termófilas			50 - 60
Acidófilas mesófilas			15 - 40
Acidófilas termófilas	0 - 4	0 - 2	50 - 60
Acidófilas hipertermófilas			70 - 120
Barófilas psicrófilas *			≤4
Barófilas mesófilas *	5 - 10	3 - 6	15 - 40
Barófilas termófilas *			50 - 60
Barófilas hipertermófilas *			70 - 130
Psicrófilas radioresistente **			≤10
Termófilas radioresistentes **	5 - 7	0 - 4	50 - 60
Hipertermófilas radioresistentes **			70 - 100

*Las Barófilas generalmente o son psicrófilas del fondo marino o hipertermófilas cercanas a ventilas hidrotermales. Resisten presiones entre 40 - 100 MPa [1atm = 0.101 MPa].

**Las radioresistentes psicrófilas, termófilas e hipertermófilas llegan a resistir 15000 – 30000 grays [Rayos X y radiación gamma resp.]. Los organismos resistentes a metales tóxicos están ampliamente distribuidos y no constituyen una comunidad propia [Ver texto para más detalles].

Los primeros organismos capaces de resistir altas dosis de radiación fueron encontradas durante los procesos de conservación y almacenamiento de alimentos (Raj et al., 1960). Un ejemplo de estos organismos es *Deinococcus radiodurans*, que puede sobrevivir y crecer en el agua del núcleo de reactores nucleares. El daño causado a su ADN por las altas dosis de radiación ionizante es reparado por un sistema muy eficaz diseñado inicialmente contra procesos de “deseccación”. Entre las arqueas, las bacterias hipertermófilas reductoras de azufre, como la *Thermococcus gammatolerans*, son capaces de resistir 30 kGy de radiación gamma (Jolivet et al., 2003).

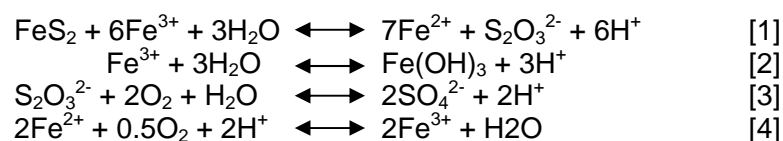
La “anaerobiosis”, como una alternativa a la vida aerobia, fue descubierta por Pasteur en su trabajo de fermentación (Pasteur, 1861); sin embargo, las técnicas de cultivo de anaerobias obligadas fue posterior (Nottingh and Hungate, 1969). Aunque existen muchas especies de bacterias y arqueas con esta capacidad que no son consideradas extremófilas, dado que en la Tierra primitiva fue una condición importante del ambiente, la anaerobiosis tiene un gran interés en la discusión acerca de los límites de la vida.

Finalmente, la presente sección pretende mostrar la amplia variedad de ambientes considerados extremos que soportan una amplia diversidad de microorganismos, muchos de los cuales pueden ser extrapolados a condiciones extraterrestres presentes actualmente, como es el caso del planeta Marte.

3.1 Microorganismos acidofílicos o acidófilos

Es bien conocido que las proteínas desnaturalizan a pHs bajos. Sin embargo diferentes organismos han sido descubiertos viviendo en ambientes ácidos, lo que representa un interés para su uso aplicativo en biotecnología y para investigación genética. Peces y cianobacterias creciendo a pH 4, insectos y plantas a pH 2-3, otros organismos eucaria a pHs cercanos a cero (Rothschild and Mancinelli, 2001), son algunos ejemplos de la diversidad de organismos acidófilos, que curiosamente son primordialmente eucariontes y no procariontes. *Cyanidium caldarium*, un alga roja perteneciente a las rodofitas que contiene clorofila "a" y C-ficocianina en sus cloroplastos, coloniza suelos y acuíferos calientes y ácidos de diferentes partes del mundo. Especies de hongos como *Aconitium cylatium*, *Cephalosporium s.p.*, *Trichosporium cerebriae* y algas verdes como *Dunaliella acidophila* pueden vivir a pH 0 con un crecimiento óptimo a pH 1 (Schleper, 2008; Schleper et al., 1995). Las arqueas *Picrophilus oshimae* y *P. torridus* rompen el límite esperado, viviendo satisfactoriamente a pH 0 en zonas cercanas a ventilas hidrotermales en Japón (Schleper et al., 1996). Otro microorganismo acidófilo extremo es *Ferroplasma acidarmanus* que crece en el drenaje minero de Iron Mountain, California a pH cero. Curiosamente estas especies no poseen pared celular y su membrana celular es la única barrera entre el citoplasma y el ácido sulfúrico concentrado con altas concentraciones de cobre, arsénico, cadmio y zinc en el medio circundante.

Las bacterias que crecen a pHs menores a 3 tienen metabolismos quimiolitotróficos, quimiolitomixotróficos y quimioorganoheterotrófico. Entre las acidófilas existen hipertermófilas, termófilas moderadas y mesófilas, hay aeróbicas, microaerófilas y anaeróbicas obligadas, hay formadores y no formadoras de esporas, y presentan reacción positiva y negativa a la coloración de gram. Son capaces de obtener energía de hidrógeno, hierro, azufre, o moléculas orgánicas. Usualmente participan en el proceso de transformación de azufre y hierro de minerales y rocas (biointemperismo), acidificando el medio [equilibrios 1-3], o consumiendo protones que pueden llevar a alcalinizarlo [equilibrio 4].



Algunas acidófilas pueden mantener el pH neutro en el interior de su citoplasma debido a que muchas de sus enzimas no están adecuadas a pHs bajos. La mayoría de estos organismos poseen un pH intracelular de 5 a 7 (Burton and Norris, 2000; Norris et al., 2000). Sin embargo, las proteínas extracelulares muestran una adaptación a la alta acidez con un funcionamiento óptimo a pHs bajos.

Anteriormente ya se adelantó que los microorganismos pueden desarrollar una adaptación a varios factores extremos al mismo tiempo. Altas temperaturas, bajos pHs, y alta concentración de ciertos metales [el término *metalófila* fue usado en alguna literatura

aunque no es ampliamente aceptado] son ejemplos de parámetros que podrían participar conjuntamente en múltiples adaptaciones. En ambientes ácidos la solubilidad de metales es mucho más alta y en muchos casos pueden alcanzar concentraciones de g/l. En las células de acidófilas los metales pueden acumularse en concentraciones fisiológicamente tóxicas dado que forman intracelularmente uniones coordinadas con diferentes aniones bloqueando los grupos funcionales de varias enzimas, inhibiendo sistemas de transporte, desplazando co-factores y desintegrando la membrana celular. Sin embargo, cinco mecanismos son conocidos para protegerse de esta toxicidad (Dopson et al., 2003): 1) eflujo de los metales tóxicos fuera de la célula, 2) conversión enzimática, 3) secuestro extra e intracelular, 4) exclusión por una barrera permeable, y 5) reducción de la sensibilidad de blancos celulares. Los mecanismos de resistencia a metales fueron estudiados extensamente para arsénico, cobre, zinc, cadmio, níquel, mercurio, plata, hierro férrico, molibdeno, cromo, y uranio. Algunos organismos con resistencia a As(III) son *Acidithiobacillus caldus* y *Sulfolobus metallicus* respectivamente. *Acidithiobacillus ferrooxidans* resiste 800mM de Cu(II), 153mM [10g/l] de Zn(II), 1M de Ni(II) y 1mM [108 mg/l] (Dew et al., 1999). La bacteria *Acidocella s.p.* tolera 700mM de Cd(II), mientras las arqueas *Sulfolobus acidocaldarius* y *S. solfataricus* hasta 10mM. Resistentes a mercurio como *Metallosphaera sedula*, y a Fe(III) como *Leptospirillum ferrooxidans* y *Acidiphilium cryptum*, también toleran concentraciones altas de uranio, molibdeno y cromo presentes comúnmente en ambientes ácidos.

Considerando el ancho espectro de diversidad filogenética de microorganismos que habitan a pHs bajos, los mecanismos de resistencia a metales y a la concentración de H⁺, y estructuras celulares demuestran que las acidófilas (el mayor grupo de extremófilas) no poseen una raíz ancestral monofilética. La habilidad de estos microorganismos para sobrevivir en ambientes ácidos podría ser resultado de un proceso adaptativo durante las etapas tempranas de la evolución biológica de la Tierra. El punto de vista del origen, desarrollo y distribución de la biota original ancestral en los ambientes ácidos y calientes como el primer ecosistema de la Tierra temprana, es soportado por la existencia de géneros y familias especializadas de acidófilas hipertermófilas y termófilas moderadas en una taxa separada de la sistemática de procariontes, además del hecho de la escasa y dudosa existencia de microorganismos acidófilos psicrófilos que además carecen de una correspondiente taxa para ellos.

3.2 Microorganismos termofílicos o termófilos

Para la mayoría de especies conocidas de *Eucaria* las temperaturas alrededor de 100 °C desnaturalizan proteínas y ácidos nucleicos, incrementa la fluidez de las membranas hasta niveles letales y degradan la clorofila [cerca a 75 °C] haciendo imposible la fotosíntesis. Sin embargo, algunos organismos de los dominios *Bacteria* y *Arquea* pueden vivir a mayores temperaturas. Tradicionalmente todos los organismos termofílicos son divididos en 3 grupos: termofílicos moderados [con crecimiento óptimo entre 50 y 60 °C], termofílicos [con crecimiento óptimo entre 70 y 80 °C] y los hipertermofílicos [con crecimiento óptimo a temperaturas > 80 °C].

Arquea consiste en 4 Phyla: Crenarchaeota [Sulfolobales y Thermoproteales], Euryarchaeota [halófilas y metanógenas extremas], Korarchaeota y Nanoarchaeota. El Phylum Korarchaeota, ha sido identificado a partir de análisis de ADN obtenido de ambientes naturales sin cultivo previo (Burggraf et al., 1997), por lo que aún su establecimiento no está validado. El Phylum Nanoarchaeota está representado por

simbiontes hipertermófilos cuyo tamaño es del orden de nanómetros: *Nanoarchaeum equitans* que vive obligadamente de la cepa *Igniococcus* K1N4/1 (Huber et al., 2003). Este cocultivo fue aislado de muestras de ventilas hidrotermales cercanas a Islandia y crecen estrictamente en condiciones anaerobias, pH 5-6 y entre 70 - 98 °C, tolerando concentraciones de 2% de NaCl en el medio (Itoh, 2003).

Entre el dominio *Bacteria*, dos ramas y linajes cortos son representados por miembros de la orden Thermotogales, que incluye los géneros *Thermotoga*, *Thermosipho*, y *Fervidobacterium*, y Aquificales, que incluye solamente el género *Aquifex*. De manera interesante todos son hipertermófilos a diferencia de *Arquea* que presenta diferentes especies de termófilos.

Los organismos termófilos pueden ser productores primarios de materia orgánica, además de ser descomponedores primarios y secundarios dentro de la comunidad. Quimilitoautótrofos, y organótrofos con anabolismo mixotrófico y heterotrófico son coexistentes con ellos. Algunos poseen un catabolismo respiratorio dependiente de aceptores electrónicos externos como azufre, hierro, sulfatos, nitratos, oxígeno, etc, o presentan un metabolismo fermentativo. Numerosas enzimas capaces de mantener su estabilidad a altas temperaturas [p.e. amilopululanasa a 142 °C] y a la presencia de detergentes fueron descubiertas en diferentes hipertermófilas como *P. furiosus* (Sakuraba and Ohshima, 2002). Ecosistemas de hipertermófilas localizadas en el fondo marino y altas profundidades muestran estabilidad a pH neutro. A este respecto, el pH 7 debe considerarse neutro sólo a una temperatura cercana a 25 °C y 1 bar de presión, ya que a una presión de saturación del agua y a 100°C, el pH neutro tiene un valor de 6.13; y a 200°C, de 5.64 (Amend and Teske, 2005). Tres son los mecanismos descritos que utilizan las termófilas para incrementar la estabilidad a altas temperaturas: 1) disminuyen el tamaño de sus proteínas incrementando su estructura secundaria, 2) disminuyen residuos lábiles como asparragina, cisteína y glutamina, e 3) incrementan la formación de compuestos aromáticos aumentando interacciones hidrofóbicas, uniones con metales y oligomerización (Yano and Poulos, 2003).

Dada la alta compactación de los cromosomas de las hipertermófilas, se sugiere que las tempranas formas de vida pueden haber tenido genomas pequeños (Fujiwara, 2002).

3.3 Microorganismos barofílicos o barófilos

La presión es un parámetro físico muy importante que ha influido en la evolución y distribución de macro y microorganismos (Bartlett, 2002). Los homínidos han evolucionado a una presión atmosférica de 0.101 MPa [1 atmósfera = 1.013 bar], aunque nuestros ancestros acuáticos se originaron bajo presiones hidrostáticas. Los océanos tienen una profundidad media de 3800 m y así una presión media de 38 MPa y una máxima de 11000 m [110 MPa]. La presión hidrostática incrementa en 10.5 kPa por metro de profundidad comparada con 22.6 kPa por metro de presión litostática. La presión disminuye con la altitud, así que con 10 km sobre el nivel del mar, la presión es casi un cuarto de la presente en superficie. El punto de ebullición del agua se incrementa con la presión, así en el fondo oceánico el agua permanece líquida hasta los 400 °C. Dado que el agua líquida en la superficie de la Tierra se encuentra en ese estado incluso cerca a los 100°C, el incremento de presión puede incrementar la temperatura óptima para el crecimiento microbiano en algunos grados (Pledger et al., 1994). Ambientes de alta presión incluyen lagos profundos y regiones profundas del subsuelo, como el lago Baikal en Siberia, Rusia y el lago Vostok en la Antártida. Comunidades de microorganismos en el

subsuelo han sido encontradas a 3500 m de profundidad (Szewzyk et al., 1994) lo que predice la existencia de un gran número de procariontes en el subsuelo (Whitman et al., 1998).

Aunque el incremento de la presión comprime el volumen y la fluidez de membrana celular, numerosas especies en la Tierra pueden soportar altas presiones, sin embargo un cambio brusco de presión ha demostrado ser letal. Un ejemplo son los organismos que crecen en las Fosas de las Marianas a 10898 m de profundidad, los cuales pueden sobrevivir a 80 MPa pero no a presiones de 50 MPa (Kato et al., 1998).

La gran diversidad de organismos resistentes a altas presiones, permitió denominar a las bacterias como “barófilas”, si eran capaces de vivir de manera óptima a presiones mayores de 40 MPa, y como “barotolerantes” si presentan un crecimiento óptimo a presiones menores de este valor y que además pueden crecer a presiones de 1 atmósfera. Dada las altas presiones en la profundidad del océano y las bajas temperaturas [+2 °C], a excepción de las zonas cercanas a ventilas hidrotermales [hasta 400 °C], la diversidad de organismos es muy alta. Las primeras bacterias barófilas fueron aisladas a 10500 m (Yayanos, 1995; Yayanos et al., 1979), las cuales crecieron en cultivo a 100 MPa y 2 °C, y fueron capaces de resistir 100 °C bajo una presión de 40 MPa. Takami y colaboradores lograron aislar miles de microorganismos de muestras de lodo obtenidas de las Fosas de las Marianas, los cuales fueron cultivados a 100 MPa e incubadas entre 4 a 75°C, por 1 a 4 semanas (Takami et al., 1997). La biodiversidad obtenida incluyó actinomicetos, hongos, termófilas, psicrófilas y alcalífilas. Curiosamente, algunas especies crecieron mucho mejor a temperaturas altas (Yayanos, 1986).

Los microorganismos del subsuelo que viven en los poros de sedimentos consolidados y no consolidados, en las fracturas de rocas y en inclusiones de fluidos, son en su mayoría anaeróbios, con la excepción de aquellos presentes en lugares radioactivos donde la radiólisis del agua produce hidrógeno y oxígeno (Pedersen, 2000). Estos organismos han sido encontrados en la mayoría de rocas sedimentarias continentales en los niveles más profundos estudiados [aprox. 3000 m] (Crozier et al., 1999) e incluyen el gran número de bacterias y arqueas descubiertas en pozos petroleros (Jeanthon et al., 1995).

Varios estudios han reportado un sistema de genes regulados por presión alta encontrados en microorganismos barófilos que transcriben enzimas resistentes denominadas “piezoestables” y proteínas de funciones variables que han tenido importancia médica como el exopolisacárido que ha reemplazado a la Heparina (Raguenes et al., 1997). Dado que el sistema de genes encontrado se encuentra en microorganismos que viven a presión atmosférica, se ha sugerido que la vida emergió de ambientes profundos del océano en etapas tempranas.

Superando cualquier registro conocido, Sharma y colaboradores, demostraron experimentalmente la resistencia de *Shewanella oneidensis* cepa MR1 y *Escherichia coli* cepa MG1655, a presiones de 68 a “1600 MPa” utilizando celdas de diamante. La oxidación de formato por parte de estos organismos, fue mantenida constante hasta las presiones de 1060 MPa y la viabilidad bacteriana en las inclusiones de fluidos de cristales de hielo tipo IV [cristalización a alta presión, baja temperatura, forma tetragonal, y densidad aproximadamente 1300 kg/m³] se mantuvo hasta presiones de 1600 MPa. Curiosamente, la subsecuente baja de presión hasta niveles ambientales [0.1 MPa] no afectó en la viabilidad (Sharma et al., 2002). Estos resultados expanden por un orden de magnitud el rango de condiciones que representan la zona habitable en el sistema solar, dado que implican que la presión no puede ser un impedimento significativo para la vida. La

presión máxima explorada en ese trabajo es equivalente a una profundidad de 50 km debajo de la corteza terrestre, ó, 160 km de un océano hipotético, lo cual sugiere que las capas de agua/hielo de Europa, Callisto, o Ganimedes, las zonas de subducción en la Tierra, y las capas de hielo polar en Marte; podrían proveer de hábitats adecuados para la vida no limitados por la presión.

3.4 Microorganismos psicrófilos o psicrófilos

Aunque diversos organismos podían crecer a temperaturas bajas, la primera mención del término “psicrófila” fue hecha por Schmidt-Nielsen, quien describió una bacteria capaz de vivir a 0 °C (Schmidt-Nielsen, 1902). La actual definición biológica para microorganismos psicrófilos es la habilidad de crecer bajo temperaturas cercanas o mucho menores que 0 °C y la incapacidad de realizar metabolismo por encima de los 15 °C. Los verdaderos psicrófilos se lisan a temperatura ambiente, y sus proteínas y enzimas son muy sensibles a desestabilizarse sino se encuentran en hielo. Los psicrotolerantes en cambio, pueden sobrevivir a temperaturas bajas pero crecen de manera óptima a temperaturas similares a los organismos mesófilos.

Dado que el agua congelada no es disponible para el metabolismo, numerosas bacterias psicrófilas e inclusive algas como la *Chlamidomona nivalis*, y diatomeas pueden producir enzimas extracelulares que permiten mantener derretido el hielo circundante permitiendo el agua líquida disponible (Raymond et al., 1994). Es conocido que la mayoría de diatomeas – sino todas – de los océanos congelados de la Antártida son capaces de sintetizar gran cantidad de macromoléculas denominadas “crioprotectoras” que son similares a glicoproteínas y que protegen del congelamiento (Raymond, 2000; Raymond and Fritsen, 2000; Raymond and Janech, 2003). Uno de estos ejemplos es el glicerol, sintetizado en diferentes tipos bacterianos e inclusive peces de las zonas polares. Otros organismos, en cambio, han modificado su metabolismo de manera drástica para resistir el congelamiento y proteger su membrana celular de la cristalización, concentración de solutos y deshidratación (Price and Sowers, 2004) [Figura 13]. Los crioprotectores como glicerol y DMSO son líquidos miscibles en agua que pueden penetrar la célula y protegerla del congelamiento al reducir los efectos de la deshidratación y prevenir la formación de cristales de hielo (Raymond et al., 2008).

Los ecosistemas de la Tierra con temperaturas bajas permanentes incluyen las regiones polares Árticas y Antárticas con capas de hielo y nieve, permafrost y glaciares, y aguas profundas y sedimentos marinos. Los permafrost son suelos que permanecen congelados a 0°C o menos, por dos o más años consecutivos (Wagner et al., 2001). En la Tierra cerca del 20% de la superficie es permafrost y puede alcanzar grosores de 600 a 800 m como en la Siberia del Este [Yakutia Central]. Durante cortos periodos del verano polar, una delgada capa de permafrost puede derretirse. Otra zona importante de muy bajas temperaturas es el fondo marino, desde que el océano cubre las tres cuartas partes del planeta. Las psicrófilas que dominan este ecosistema a temperaturas constantes de 4°C a 1000 m de profundidad, son verdaderas extremófilas debido a que no sólo se han adaptado a bajas temperaturas sino a diversas condiciones adversas. Por ejemplo, altas presiones, por lo que se les denomina piezo-psicrófilos o baro-psicrófilos y comprenden no solamente bacterias o arqueas, sino organismos eucariontes como hongos, algas y protozoarios (Feller and Gerday, 2003). Otras comunidades denominadas halo-psicrófilas viven en el hielo oceánico soportando altas concentraciones de sales a -20 °C (Staley and Gosink, 1999). Las troglo-psicrófilas de las cavernas y grietas alpinas sobreviven en ambientes de pocos nutrientes y sin luz,

mientras que las comunidades de la superficie de los glaciares y capas polares sobreviven a altas dosis de radiación UV (Carpenter et al., 2000).

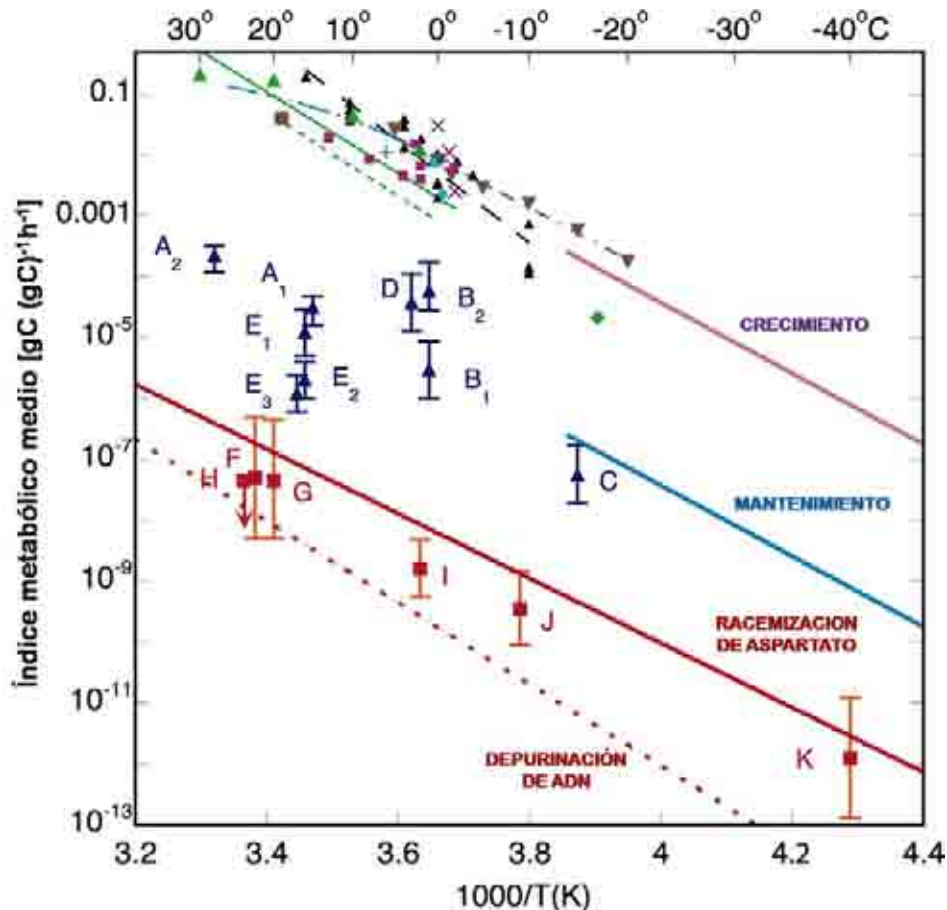


Figura 13. Comparación de las relaciones metabólicas para procariontes como una función de la temperatura en varios ecosistemas. El índice metabólico “ μ ” es medido en gramo de Carbono (C) asimilado por gramo de biomasa total de C por hora. El C participante en las comunidades latentes es el convertido en CO_2 , CH_4 , CO_3 , u otro desecho. El grupo superior muestra gasto de C para “crecimiento” y muestra comunidades en permafrost, lagos, bacterias marinas y de agua dulce, hielo y océano polar, lagos permanentemente congelados de la Antártica, hielo y nieve del polo sur, nubes, sedimentos marinos, pantanos y arroyos. Los grupos marcados con las letras A – E, son comunidades que utilizan su metabolismo para mantener funciones básicas disponibles pero no para crecer. Las comunidades F – G se encuentran usando un μ suficiente para depurinización de ADN y de racemización del ácido aspártico (que son mecanismos de reparación y sobrevivencia). Los detalles de cada comunidad se encuentran descritos en (Price and Sowers, 2004).

De esta manera, la diversidad fisiológica y filogenia de las bacterias psicrofílicas y psicrotolerantes es muy amplia, incluyendo los tres dominios del árbol filogenético. Bacterias anaerobias que incluyen a las metanógenas, reductoras de hierro, sulfato y nitrato fueron muy estudiadas dado que los principales hábitats metanogénicos existen en los permafrost de las tundras y pantanos de Siberia en Rusia y Canadá. También bacterias aerobias oxidantes de metano, fueron encontradas en los pantanos congelados de la región Ártica (Trotsenko and Khmelenina, 2002). La primera bacteria reductora de sulfato

denominada *Desulfotomaculum antarcticum* fue aislada de la Antártica en 1968 (Iizuka et al., 1969), y es capaz de crecer a $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Cada microorganismo está adaptado para funcionar adecuadamente en su ambiente natural, lo que se ve reflejado en sus características fisiológicas: rango de temperatura, pH, salinidad, etc. Algún cambio extremo en las condiciones ambientales óptimas lleva a un profundo estrés en el organismo, que dependiendo del tiempo e intensidad del proceso determina si éste morirá, dejará de crecer o tendrá un periodo de desfase donde reducirá su biomasa (Russell and Cowan, 2006). La mayoría de microorganismos son capaces de tolerar pequeños cambios en el ambiente adaptándose en el tiempo e incluso alcanzar sus límites máximos de tolerancia si las células tienen suficiente oportunidad de interactuar con el ambiente deteriorado. Las psicrófilas han adaptado su estilo de vida a preferir [y algunas veces a requerir] estos ambientes extremos. Ciertamente, algunos cambios en el ambiente inducen respuestas elaboradas en el organismo que en un principio estaban diseñadas para sobrevivir y no para crecer. De acuerdo a conclusiones recientes, los mecanismos de adaptación a temperaturas bajas está conectado con el cambio estructural y funcional de las proteínas, que incrementa la fluidez de la membrana celular por el cambio de ácidos grasos saturados por insaturados, y la generación de péptidos anticongelantes. Curiosamente, las psicrófilas poseen enzimas que son muy activas a bajas temperaturas y que podrían ser hasta 10 veces más activas que sus homólogos mesofílicos.

3.5 Microorganismos halófilos o halofílicos

Los microorganismos halófilos son aquellos que requieren sal en su medio para crecer, mientras que los organismos halo-tolerantes no son dependientes de esta condición, pero pueden tolerar hasta 15% de salinidad en su medio. La diversidad abarca los tres dominios de la vida y generalmente la tolerancia está correlacionada con la cantidad de energía generada y el costo energético de la adaptación osmótica en el ambiente. Las bacterias halófilas incluyen la única familia arquea del orden *Halobacteriales* denominada *Halobacteriaceae*, las cuales requieren para mantener su estructura y crecimiento concentraciones mayores a 1.5 M de NaCl. Esta familia de arqueas se diferencia del resto de halófilas por la presencia de lípidos ligados a grupos éter en su membrana y coloraciones púrpuras o rojizas debido a diversos pigmentos, importantes para su metabolismo y sobrevivencia (Oren, 2002).

Fundamentalmente hay dos estrategias de sobrevivencia para hacer frente al estrés osmótico inherente a las altas concentraciones de sales. En la primera estrategia, las células mantienen altas concentraciones de sal intracelular osmóticamente equivalente a la externa, de manera que todos los sistemas intracelulares están adaptados a estas concentraciones. En la segunda estrategia, las células mantienen bajas concentraciones de sales en su citoplasma y la presión osmótica es balanceada con solutos orgánicos compatibles, de manera que los sistemas internos no requieren estar adaptados (Oren, 1999). Sin embargo, en este último caso se requiere gran gasto energético para las bombas iónicas que mantienen las concentraciones bajas de iones intracelulares. Las bombas antitransporte de Na^+/H^+ son las más utilizadas por estas especies y la sal equivalente intracelular para los organismos que utilizan la primera estrategia es generalmente el KCl en concentraciones molares. Los osmolitos que permiten a las halófilas o halotolerantes mantener su fisiología activa en ambientes muy salinos fueron extensamente revisados por (Roberts, 2005).

La importancia de las halófilas en la evolución es de gran interés debido a que fueron encontradas vivas en cristales antiguos de sales correspondientes al Pérmico, Jurásico y mucho más atrás en el tiempo (McGenity et al., 2000).

3.6 Microorganismos alcalífilos o alcalifílicos

Los organismos alcalífilos son aquellos que requieren un pH mayor a 8 para crecer y no pueden crecer en un pH neutro. La mayoría de estos organismos son cianobacterias que son capaces de crecer a pHs de 12 - 13. Los alcalitolerantes en cambio pueden crecer a pH neutro pero pueden crecer en pHs de 10 - 11. Comúnmente toda alcalífila ha sido dividida en dos grupos principales de acuerdo a su fisiología: los alcalífilos propiamente dichos y los haloalcalífilos (Horikoshi, 2008; Horikoshi and Akiba, 1982). Estos últimos requieren altos valores de pH y altas concentraciones de NaCl para crecer, mientras los primeros no rigurosamente. Algunas alcalífilas y haloalcalífilas son dependientes de los iones CO_3^{2-} , sobre todo las aisladas de lagos alcalinos. De manera interesante, en diferentes lagos se han encontrado alcalífilas reductoras de sulfatos que pertenecen a familias filogenéticamente separadas de las reductoras como *Desulfonatraceae* (Kuever et al., 2005).

De manera similar a las halófilas, los organismos alcalifílicos desarrollan mecanismos de acumulación de osmoprotectores para resistir el choque osmótico, manteniendo su pH intracelular y activar vías de transporte iónico. Se ha postulado que la diferencia básica entre las comunidades halófilas y las alcalífilas, está determinada por la zona donde ocurrió la mineralización y la adaptación concomitante. Las alcalífilas evolucionaron de las formaciones de cuerpos de agua oceánica atrapada en los continentes, mientras que las halófilas surgieron junto con los depósitos de sedimentos en las costas oceánicas (Zavarzin et al., 1999; Zavarzin et al., 1996). Por esta razón, la comunidad alcalífila procarionte puede ser considerada como un análogo relicto de la biota continental del Proterozoico. Sin embargo, para responder la pregunta de si la comunidad alcalifílica puede reflejar la fuente terrestre que dio inicio a la diversidad biológica de los procariontes, aún falta encontrar si la diversidad de esta comunidad es suficiente para incluir de manera representativa miembros en todas las ramas del árbol filogenético de los procariontes; y demostrar que los alcalifílicos no son la línea final de la evolución.

3.7 Microorganismos resistentes a radiación

El estudio de organismos resistentes a altas dosis de radiación fue iniciado luego del descubrimiento de *Deinococcus radiodurans* en 1956 durante los procesos de esterilización de comida por rayos X. En contraste con otros tipos de extremófilos, no existen datos de microorganismos que sean verdaderos radiófilos entre los microorganismos radioresistentes. Es difícil probar la existencia de verdaderos radiófilos dado que ellos tendrían que requerir flujos constantes de altas dosis de radiación para crecer. La evolución de organismos capaces de crecer continuamente bajo 6 krad [60 Gy/h] o sobrevivir a dosis bruscas de 1500 krad es sorprendente dada la aparente ausencia de ambientes altamente radioactivos en la Tierra a lo largo del tiempo geológico. A pesar de la existencia de los reactores nucleares naturales antiguos, como el de Oklo en Gabón de 2 Ga, los niveles de radiación en los ambientes superficiales de la Tierra han provisto sólo cerca de 0.05 a 20 rad/año en los últimos 4 Ga (Crozier et al., 1999; Makarova et al., 2001). El daño al ADN en los organismos es infringido por una variedad de agentes fisicoquímicos comunes [UV, oxidantes], o por condiciones ambientales no estáticas [ciclos de desecación - hidratación, ciclos de altas y bajas temperaturas], lo que hace más probable que la resistencia a la

radiación se desarrolle en respuesta a exposiciones crónicas de formas de daño al ADN no radioactivas.

En la fase de crecimiento exponencial, células de *D. radiodurans* no murieron al ser sometidas a radiación ionizante por encima de los 0.5 Mrad y mostraron una sobrevivencia del 10% frente a 0.8 Mrad (Moseley and Evans, 1983); además, la resistencia de este organismo frente a UV es 33 veces mayor que la de *E.coli*. Un estudio completo del genoma de *D. radiodurans* llevó a las siguientes conclusiones (Makarova et al., 2001): 1) la familia de hidrolasas denominadas Nudix mostraron homología con las proteínas de plantas resistentes a desecación, lo que contribuiría a la resistencia a radiación y desecación de *Deinococcus*; 2) la alta frecuencia de nucleótidos repetidos podría jugar un rol en la respuesta a estrés; y 3) la presencia de genes comunes en otras especies encargados de la estructura del *pili* sugiere la expresión de proteínas capaces de formar sistemas de secreción debido a que *Deinococcus* no presenta esta estructura.

Otros ejemplos de estos organismos radioresistentes son las cepas de *Lactobacillus sakei* que presentaron mayor resistencia a radiación gamma durante su fase exponencial [0.82 kGy] frente a su fase estacionaria de crecimiento [0.64 kGy]. De manera interesante, la termófila *Truepera radiovictrix* presentó 60% de sobrevivencia luego de ser expuesta a 5 kGy de radiación gamma (Albuquerque et al., 2005). Experimentos con la cianobacteria tolerante a desecación *Chroococcidiopsis* demostraron alta resistencia a 15 kGy de rayos X (Billi et al., 2000), apoyando la teoría de mecanismos genéticos redundantes para la reparación del ADN por desecación. Un estudio mostró que un vacío de 10^{-6} Pa disminuye la sobrevivencia de microorganismos resistentes a desecación como *D. radiodurans* y *Bacillus sp.*, lo que es interesante para el caso de sobrevivencia de organismos en el espacio (Saffary et al., 2002). Otro interesante experimento demostró que las bacterias radioresistentes acumulan altas concentraciones de manganeso en su citoplasma y bajas de hierro. El efecto opuesto se vio en *Shewanella oneidensis* que es muy sensible a radiación (Ghosal et al., 2005). Probablemente Mn(II) actúa como un antioxidante que refuerza el sistema enzimático durante el estrés oxidativo posterior al daño en el genoma, mientras que el Fe(II) liberado de las proteínas llevaría a un daño adicional altamente oxidante.

3.8 Extremófilas en suelos

Son considerados organismos extremófilos del suelo, a aquellos que son capaces de crecer bajo condiciones inusuales o extremas (sedimentos de los polos, suelos alcalinos, suelos ácidos, hiperáridos, etc) comparadas con otras especies cercanas filogenéticamente, que viven en condiciones más propicias desde el punto de vista físico-químico.

La diversidad de extremófilas en los suelos es bastante alta, excediendo el actual conocimiento y lo que nosotros podríamos esperar. Con el avance de las técnicas moleculares y el incremento de la disponibilidad de las secuencias de ADN ribosomal, futuras investigaciones pueden ser hechas para mirar dentro de la estructura de la comunidad, además de los procesos microbianos en los cuales participan estos organismos.

Los microorganismos fueron conocidos, por mucho tiempo, como las especies más abundantes en el suelo y con una diversidad enorme. Cerca de 4600 genomas distintos de procariontes por gramo de suelo, basado en cinéticas de reasociación de ADN, fueron publicados hace casi dos décadas (Torsvik et al., 1990). Una década después, el mismo autor, luego de evaluar diferentes tipos de suelo estimó 10^{10} células/cm³ con más de 8800 genomas equivalentes en suelos con pastizales (Torsvik et al., 2002). Sin embargo, el esfuerzo de estudiar la composición y distribución de organismos en el suelo solamente ha

alcanzado éxitos limitados. Esto debido principalmente a la dificultad en el cultivo y caracterización de microbios del suelo por métodos tradicionales dependientes de cultivo. Como resultado de esto se sugiere que las especies cultivables sólo representan entre el 0.1 a 1% de la diversidad presente en el suelo (Bintrim et al., 1997).

En años recientes un progreso significativo ha sido desarrollado para la evaluación de comunidades microbianas basadas en métodos independientes de cultivo y técnicas moleculares. Diversos estudios utilizando operones del ARN ribosomal, típicamente las subunidad pequeña 16S y algunas veces la 5S ARNr, han ayudado a analizar poblaciones en el suelo y evaluar la diversidad de organismos difícilmente cultivables (Borneman and Triplett, 1997; Tringe et al., 2005; Zhou et al., 1997). Varias técnicas basadas en la amplificación de ADN extraído de muestras de suelo llevan a la generación de huellas digitales únicas para cada especie que pueden ser comparadas entre si y determinar posibles cambios de la composición de la comunidad en el tiempo (Fierer and Jackson, 2006).

Los problemas para el estudio de microorganismos en el suelo no son solamente limitaciones metodológicas, sino la falta de conocimiento sobre la taxonomía. Es difícil estudiar la diversidad de un grupo de microorganismos cuando no se puede categorizar o identificar las especies presentes.

3.8.1 Heterogeneidad espacial

Cuando se estudian microorganismos, comúnmente se hacen réplicas de 1 a 5 g de suelo y se concluye acerca de la comunidad, lo que lleva a varios problemas en la interpretación. Uno es innato a la heterogeneidad del suelo y la distribución espacial de los microorganismos (Trevors, 1998). Franklin y Mills usaron escalas espaciales múltiples, con intervalos de muestras de 2.5 cm a 11 m, para estudiar la heterogeneidad espacial de comunidades microbianas de los suelos (Franklin and Mills, 2003). Ellos reportaron que las comunidades pueden tener nidos como niveles de organización y podrían depender de diferentes propiedades de los suelos. Así, puesto que existen a pequeña escala, la posibilidad de tomar 1 a 5g de suelo podría sesgar los resultados y favorecer la detección de poblaciones dominantes. Por tal motivo, Grundmann y Gourbiere sugieren que las muestras de suelo deben ser hechas en una pequeña escala con más número de muestras (Grundmann and Gourbiere, 1999). Otro problema es que existen muchos microhábitats que son convenientes para el crecimiento microbiano. Como consecuencia de ello, las bacterias son altamente agregadas en suelos formando grupos. Muy poco se conoce acerca de la variabilidad espacial y temporal de microorganismos en suelos (Trevors, 1998). Si las muestras de suelo son tomadas de manera tradicional la diversidad microbiana y el tamaño de población podría ser subestimada resultando en alta variabilidad entre réplicas y bajo poder estadístico (Klironomos et al., 1999). Klironomos y colaboradores sugieren usar una combinación de análisis geoestadístico para describir distribución espacial de microorganismos en el subsuelo junto con el poder de análisis para manejar el tamaño de muestra requerida. Esto reduce la variabilidad en el muestreo y provee un régimen de muestreo más representativo (Klironomos et al., 1999).

3.8.2 Dificultad para cultivo de microorganismos

La inmensa diversidad fenotípica y genotípica encontrada en comunidades bacterianas hace que sean difíciles de estudiar (Ovreas, 2000). Se ha sugerido que cerca del 99% de bacterias observadas bajo el microscopio no son cultivables por técnicas comunes (Giller et al., 1997; Pace, 1997; Torsvik et al., 1998; Trevors, 1998). Es posible que este 1% de bacterias

cultivables sea representativo de la población entera y que el otro 99% sea simplemente un estado fisiológico que eluda la capacidad de cultivarlas. Sin embargo, también es probable que el 99% sean fenotípica y genotípicamente diferentes al 1% y sólo la minoría de la población sea representada (Rondon et al., 2000). Para solucionar estos problemas asociados al cultivo, varios métodos han sido desarrollados para identificar y estudiar componentes estructurales de los microorganismos.

3.8.3 Limitaciones de los métodos moleculares

Técnicas moleculares basadas en “reacción en cadena de la polimerasa” [PCR] han sido usados para superar los problemas de cultivo, pero también presentan otras limitaciones. La eficiencia de lisis de estructuras celulares varía entre los diferentes grupos de microorganismos (Prosser, 2002). Las bacterias que viven agregadas en el suelo son difíciles de separar de las partículas y esto es necesario para poder evaluar su presencia y diversidad (Trevors, 1998). Si el método de extracción usado es débil, Gram negativas, y no las Gram positivas son lisadas. Si en cambio el método es muy fuerte ambas bacterias podrán lisarse pero su ADN puede ser recortado (Wintzingerode et al., 1997). Iguales problemas ocurren para hongos entre micelios de diferentes edades y esporas (Prosser, 2002). Los métodos de extracción de ADN o ARN usados pueden también sesgar una diversidad de estudios. Con muestras ambientales también es necesario remover sustancias inhibitorias como los ácidos húmicos, con lo cual se puede interferir el subsiguiente análisis de PCR.

Los pasos de purificación también pueden llevar a pérdida de ADN o ARN, sesgando el análisis. La amplificación diferencial de genes blanco puede también sesgar los estudios basados en PCR. Típicamente, las regiones 16S rRNA, 18S rRNA o ITS (espacios intra-transcriptos) son blancos de iniciadores (primers) para estudios moleculares debido a que estos genes/fragmento están presentes en todos los organismos, tienen zonas definidas para clasificación taxonómica que no están sujetas a transferencia horizontal y existen bases de datos disponibles para investigadores. Wintzingerode y colaboradores observaron amplificación diferencial en la PCR que incluía diferentes afinidades del primer a los templados (al ADN blanco), diferente número de copias de genes blanco, eficiencia de hibridación y especificidad de primer (Wintzingerode et al., 1997). Adicionalmente, secuencias con bajo contenido de guanina- citosina se separan más rápido en la fase de desnaturalización del PCR y amplifican así preferentemente.

Los métodos moleculares sin embargo, proveen información filogenética acerca de las comunidades microbianas en contraste a las técnicas basadas solamente en cultivo.

3.8.4 Ambigüedad taxonómica de los microorganismos

Otro problema asociado con la medida de diversidad microbiana en ambientes es la falta de una adecuada definición de especie microbiana, ya que la existente para plantas y animales, no aplica a procariontes u organismos asexuales (Godfray and Lawton, 2001). La plasticidad genética bacteriana de transferencia de ADN por plásmidos, bacteriófagos y transposones, complica el concepto.

Actualmente los métodos para estudiar microorganismos en ambientes se han clasificado en dependientes de cultivo e independientes de cultivo, aunque debido al gran avance de los métodos moleculares, se clasifican en métodos bioquímicos y moleculares propiamente dicho. La Tabla 8 resume las ventajas y desventajas de diferentes métodos utilizados, pero es importante remarcar que para un estudio completo de una comunidad microbiana en el

ambiente se requiere del apoyo de por lo menos dos técnicas y es importante también, conocer el entorno donde se encuentra la posible comunidad bacteriana para determinar el mejor método a utilizar.

3.8.5 Diversidad microbiana en suelos

Muchos factores ambientales influyen la diversidad de procariontes en el suelo. Estos incluyen la humedad, el tamaño de partícula, el pH, la concentración de carbono orgánico, el índice carbono/ nitrógeno, y el tipo de vegetación. Sin embargo, está comprobado que la temperatura del sitio, latitud y otras variables que afectan la diversidad de plantas y animales no presentan ninguna relación con la diversidad bacteriana; ni las distancias geográficas afectan la composición de la comunidad (Fierer and Jackson, 2006). Ciertamente, en ese estudio el pH del suelo fue el mejor predictor de diversidad bacteriana y de composición de la comunidad. La diversidad bacteriana fue más alta en suelos neutros decreciendo cuando el pH se movía a condiciones más ácidas. El otro extremo (pH > 8.5) mostró resultados variables.

La diversidad bacteriana también es influenciada por el tamaño de partícula del suelo (Ranjard et al., 2000). Un estudio indicó que *α-Proteobacteria* es dominante en suelos con partículas grandes, mientras que *Halophaga / Acidobacterium* son las más comunes encontradas en suelos arcillosos (Sessitsch et al., 2001).

La diversidad de microorganismos en diferentes tipos de suelos es muy variable; sin embargo, algunas tendencias muestran la presencia predominante de *Acidobacterias* en suelos de las tundras y zonas áridas (Dunbar et al., 1999; Nemergut et al., 2005). La presencia de este género como *Acidobacterium capsulatum* en suelos ácidos (Kishimoto et al., 1991), considera a las *Acidobacterias* como las extremófilas por excelencia en suelos.

Además, muchos de los principales organismos extremófilos de suelos corresponden al Dominio Bacteria, como las psicrófilas de la Antártica *Psychrobacter* y *Planococcus* (Wery et al., 2003), las halófilas *Marinococcus halotolerans* y *Streptomonospora alba* (Li et al., 2003), las termófilas del suelo del parque Yellowstone *Geobacillus tepidamonas*, las acidófilas *Methylocella silvestris* y *Clostridia acidisoli* (Dunfield et al., 2003), etc.

La presencia e importancia del Dominio Arquea en los suelos no fue reconocido hasta hace una década principalmente por la dificultad de cultivo de estos microorganismos y porque fueron aislados en ambientes extremos de difícil acceso. Luego del descubrimiento de su presencia en el suelo, numerosos estudios han demostrado su importancia como componentes de la comunidad microbiana con una alta distribución (Bintrim et al., 1997; Ochsenreiter et al., 2003). Al realizar el análisis molecular de las subunidades ribosomales se demostró que la mayoría de las arqueas pertenecen al *phylum Crenarchaeota*. Curiosamente, las arqueas pertenecientes al *phylum Euryarchaeota* están relacionadas con metanógenas las cuales están localizadas en tundras y suelos inundados que les dan excelentes condiciones anóxicas para su crecimiento y metabolismo (Liesack et al., 2000). Estos organismos utilizan H₂-CO₂ o acetato como sustratos para metanogénesis y pueden sobrevivir durante ciclos de aridez, incluso en presencia de oxígeno.

Tabla 8. Métodos Bioquímicos y moleculares para el estudio de microorganismos en el suelo.

MÉTODO	VENTAJAS	DESVENTAJAS
CONTEO DE PLACA	<ul style="list-style-type: none"> • Se observa directamente viabilidad • Barato • Reproducible 	<ul style="list-style-type: none"> • Mayoría bacterias no cultivables • El medio afecta expresión genética • Cultivos selectivos • Velocidades de crecimiento diferentes • Interacciones colonia – colonia • Medio influencia el crecimiento de laguna colonia
PERFILES FISIOLÓGICOS DE CONSUMO DE CARBONO	<ul style="list-style-type: none"> • Se observan características metabólicas • Reproducible (+/-) • Buena cantidad de datos 	<ul style="list-style-type: none"> • Muy laborioso • Sólo microorganismos cultivables • Sólo microorganismos que usen carbono. • Establece diversidad metabólica potencial y no in situ • Sensible a densidad del inóculo • Velocidades de crecimiento diferentes
ELECTROFORESIS DE PROTEINAS CELULARES	<ul style="list-style-type: none"> • Para pared celular es mejor en evaluar especies que RAPD • PFGE semejante en reproducibilidad a AFLP 	<ul style="list-style-type: none"> • Variaciones por nicho de proteínas (tiempo de expresión)
HIBRIDIZACIÓN	<ul style="list-style-type: none"> • Cuantitativa (abundancia relativa) • Usa ADN total • No tiene sesgos del PCR • Estudia ADN o ARN 	<ul style="list-style-type: none"> • Pérdida de sensibilidad (gran numero de copias para su detección) • Dependen de buena extracción y lisis
MULTIPLEX PCR	<ul style="list-style-type: none"> • Ahorro en tiempo. • En muestras desconocidas • Cuantitativa 	<ul style="list-style-type: none"> • Competencia enzima sustrato.
RTQ- PCR (PCR en TIEMPO REAL)	<ul style="list-style-type: none"> • Corto tiempo de análisis (90 – 30 min) • Menor riesgo de contaminación • Diferencia de especies y subespecie (duplex) 	<ul style="list-style-type: none"> • Experiencia en interpretación • Costos
RAPD (Amplificación al Azar de DNA polimórfico)	<ul style="list-style-type: none"> • Sin PCR previo • Primers cortos • Temperatura de hibridización baja • Estudio sencillo, rápido de relaciones genéticas en colecciones conocidas o desconocidas. 	<ul style="list-style-type: none"> • Depende de amplificación (Taq, difusión de la Temperatura del termociclador) • Disminuye especificidad • Depende de extracción, requiere alta concentración de DNA
ARDRA (Análisis de restricción de DNA ribosómico amplificado)	<ul style="list-style-type: none"> • Detecta cambios estructurales en comunidad microbiana • Menor concentración de ADN • Más rápido y menos laborioso que ribotipificación. 	<ul style="list-style-type: none"> • PCR previo • Sesgo de PCR • Depende de enzima de restricción y segmento a amplificar.
RFLP (Restricción de longitud de fragmentos polimórficos)	<ul style="list-style-type: none"> • Detecta cambios estructurales en comunidad microbiana • No usa PCR 	<ul style="list-style-type: none"> • Sesgo de PCR • Depende de enzima de restricción y segmento a amplificar
AFLP (Amplificación de longitud de fragmentos polimórficos)	<ul style="list-style-type: none"> • Mayor sensibilidad que en PCR punto final, RFLP y RAPD • Poco ADN en muestra, no depende de extracción ni lisis • Detecta subespecies • Detecta cambios estructurales • Poder resolutivo en la separación de genotipos • Más reproducibilidad • NO depende de hibridización 	<ul style="list-style-type: none"> • No detecta si el cambio estructural es expresado. • Cierta complejidad experimental.

3.9 Significancia astrobiológica de los microorganismos extremófilos

El estudio de microorganismos metabólicamente activos en temperaturas bajas es de mayor interés para la astrobiología, desde que la mayoría de los cuerpos de nuestro sistema solar son mundos congelados. Adicionalmente, ha sido mostrado que muchos microorganismos pueden permanecer viables por largos periodos geológicos cuando son criopreservados en hielo (Pikuta et al., 2005). Es bien conocida la resistencia de organismos con metabolismo activo inclusive a $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, un ejemplo de ello es el género *Trichococcus* que puede replicarse a $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Pikuta et al., 2006).

La microflora de la criósfera del planeta Tierra es un excelente análogo para formas de vida que podrían ser encontradas en el permafrost o las capas polares de Marte, en la superficie de los cometas, o en el agua líquida y cortezas de hielo de las lunas congeladas de Jupiter o Saturno (Abyzov et al., 2006). Es bien conocido que existen en la actualidad vastos depósitos de agua congelada en el polo norte de Marte. El orbitador Mars Global Surveyor ha producido imágenes poligonales de Marte consistentes con las imágenes poligonales de los permafrost en la Tierra, asociados a los efectos de expansión y contracción del hielo producto del cambio estacional (Paepe et al., 2001). El detector de neutrones de alta energía a bordo del Mars Odyssey también detectó grandes cantidades de agua congelada en los polos, hasta 50% por fracción de masa. En el norte el hielo está casi superficialmente, mientras que en el sur está cubierto por una capa de 10 a 20 cm de regolito. El agua contenida en el regolito marciano excede el 11% por encima de los 60 grados en ambos hemisferios. Dos regiones cercanas al ecuador [Arabia Terra y Medusae Fossae] todavía presentan entre 9 y 10% de agua (Mitrofanov et al., 2004).

La posibilidad de la existencia de microorganismos extremófilos vivos o preservados en el presente en el agua congelada y en el permafrost del Marte actual es de gran importancia para la Astrobiología. Si bien el agua es un requerimiento para la vida en la Tierra, no lo es la presencia de grandes lagos u océanos, dado que los organismos crecen perfectamente en delgadas películas de agua dentro de permafrost y rocas congeladas de las regiones polares [criptoendolíticas], y en delgados canales con salmueras [halófilas] o ácidos [acidófilas] de los glaciares (Mancinelli et al., 2004; Pikuta, 2004). En la Tierra el calentamiento solar de rocas con bajo albedo en los glaciares resulta en la formación de microambientes [crioconitas] que atrapan agua líquida, gases, moléculas orgánicas y minerales que proveen condiciones ideales para el crecimiento de comunidades microbianas que incluyen organismos procariontes y eucariontes. Así, el estudio de las especies en la Tierra que prosperan en las regiones más frías de nuestro planeta es de gran importancia para el diseño y desarrollo de sistemas robóticos que requieran buscar biomarcadores y evidencia de vida pasada o presente en Marte, Europa, u otra blanco de la investigación astrobiológica.

La importancia de estudiar microorganismos acidófilos concierne primariamente a sistemas hidrotermales ácidos, que pueden existir en cuerpos del sistema solar donde haya volcanes o actividad tectónica. Existe evidencia de actividad volcánica pasada en Marte y Venus, y reciente en Io demostrada con imágenes de radar, IR, UV, ópticas y espectros de neutrones (Pikuta, 2004). La actividad volcánica en el antiguo Venus fue muy alta comparada a procesos en la Tierra, y aunque es un planeta de tamaño similar a ésta, por su cercanía al Sol presenta temperaturas alrededor de los $470\text{ }^{\circ}\text{C}$ en su superficie y una presión atmosférica 100 veces superior. Luego del descubrimiento de microorganismos activos a 44 km de altura [nivel de la estratósfera] (Harris et al., 2002), la posibilidad de existencia de formas de vida en las gotitas condensadas de ácido de las nubes densas y frías de la atmósfera de Venus ha sido discutida.

La luna Joviana Io, es el cuerpo celeste con mayor actividad volcánica en el sistema solar con condiciones que pueden ser aceptables para el desarrollo de microorganismos dependientes de azufre, además que provee de geysers y manantiales ácidos disponibles para el desarrollo de acidófilas que metabolizan el azufre.

Por otro lado, hay mucha evidencia de que debajo de la corteza fracturada de hielo de Europa, una luna de Saturno, existen océanos de agua líquida. El efecto tidal Joviano y/o la actividad hidrotermal podrían ser los responsables del calentamiento necesario para mantener el agua líquida en el interior. De esta manera, las acidófilas también podrían habitar ventilas hidrotermales en Europa (Pikuta and Hoover, 2004), y las psicrofilas podrían prosperar en los nichos formados en las interfaces del agua líquida y la hoja de hielo.

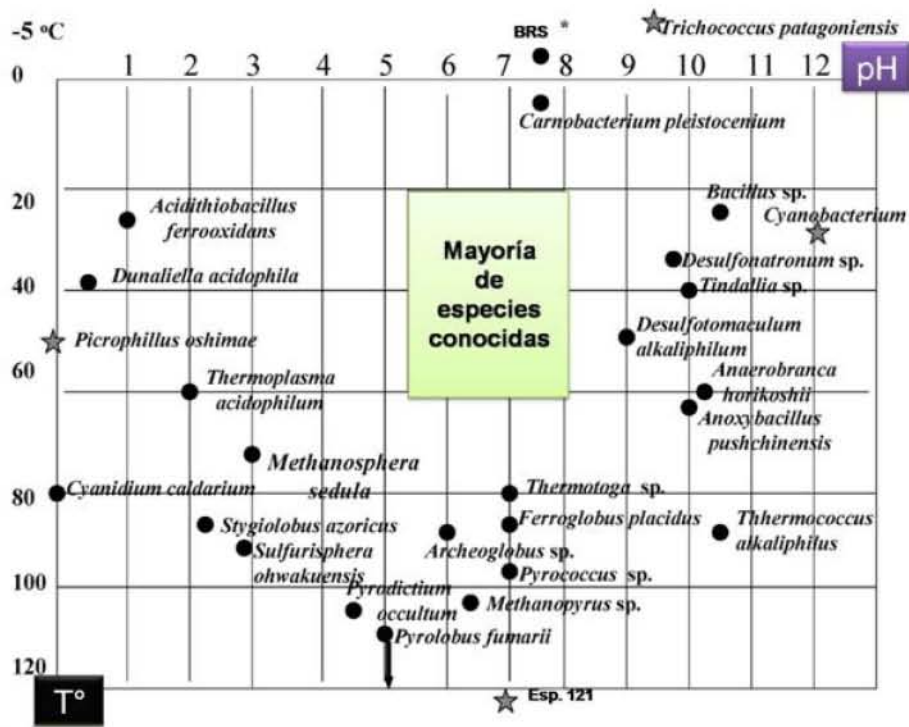
La importancia del estudio de microorganismos alcalífilos para la Astrobiología fue potenciada gracias a los hallazgos de carbonatos y glóbulos de carbonatos rodeados de posible magnetita biogénica asociada a microfósiles en la meteorita ALH84001 (McKay et al., 1996). El estudio de esta meteorita dio evidencia de la existencia de carbonatos en Marte. Aunque la participación de agentes microbianos en la formación de sistemas carbonatados en la Tierra ha sido revisado exhaustivamente (Pikuta et al., 2003a), las nanoestructuras encontradas en la meteorita no fueron lo suficientemente convincentes para considerarlas microfósiles. Sin embargo, este hecho estimuló profundamente la investigación de meteoritas, paleontología bacteriana y microorganismos extremófilos. Adicionalmente, se direccionó la búsqueda de biomarcadores y el dónde y cómo buscar evidencias de vida en ambientes hostiles, tanto de la Tierra como del resto del Sistema Solar.

Estudios recientes han resultado en la detección de restos mineralizados de estructuras grandes y complejas, similares a los formados por diversos microorganismos coccoidales, filamentosos y cianobacterias, en las meteoritas carbonaceas Orgeil [C11] y Murchinson [CM2] (Hoover, 2007). Este autor, mostró imágenes de fracturas frescas en la roca de una muestra de la meteorita Orgeil tomada el año 2004 usando microscopía electrónica de emisión de campo. Estas fotografías mostraban estructuras complejas muy parecidas a los tapetes formados en la Tierra por la cianobacteria fosilizada *Phormidium tenuissimum*. De manera interesante, en la Tierra, esta cianobacteria forma sus tapetes solamente si se encuentra sumergida en agua y en superficies expuestas al Sol. Dado que la muestra de la meteorita estudiada por Hoover no fue sumergida desde su llegada a la Tierra (porque se habría disuelto), ni su interior fue abierto y expuesto a la luz solar, los fósiles encontrados sugirieron pertenecer a organismos que habrían crecido en el cuerpo parental de la meteorita antes de su caída. Sin embargo, como en el caso de otros fósiles extraterrestres a bordo de las meteoritas, estos hallazgos son muy debatidos y no son completamente aceptados hasta que rigurosamente se demuestre que los restos no poseen una interpretación no biológica y que no se descarte una contaminación terrestre.

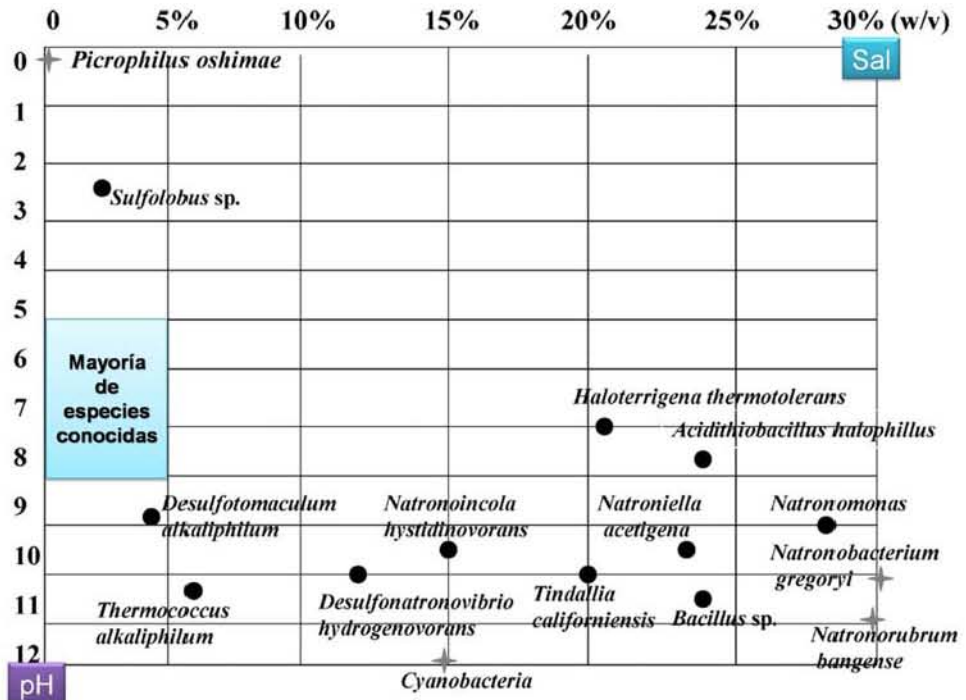
Es bien conocido que las extremófilas son de gran importancia en el creciente campo de la Astrobiología en orden de ayudar a comprender dónde y cómo se puede buscar la vida en cualquier parte del cosmos. Si se considera la distribución de la vida en una matriz de pH/temperatura, salinidad/temperatura, salinidad/pH, y radiación/temperatura para colocar los nombres de las especies de microorganismos conocidos en su respectiva matriz, podríamos observar lo siguiente: **1)** El diagrama de pH/temperatura [Figura 14A] muestra una zona verde en el área de pH neutro y temperaturas moderadas, correspondientes a mesófilas y moderadas termófilas, donde se encuentran la mayoría de especies microbianas

conocidas incluyendo a los saprófitos, patógenos y microorganismos importantes en el equilibrio de cadenas tróficas en diferentes ecosistemas. Al lado izquierdo de esta área se encuentran las acidófilas, quienes curiosamente muestran, la ausencia de verdaderas psicrófilas, mientras demuestran gran variedad de acidófilas - mesófilas, termófilas e hipertermófilas. La mayoría de estas poblaciones son arqueas y la especie más termoestable es *Pyrolobus fumarii* que resiste en una autoclave 60 minutos a 120 °C. Sin embargo, la especie neutrofílica 121 vive a temperaturas mayores de 120 °C y puede sobrevivir a ciclos de 130 °C. Por otro lado, la alcalífila perteneciente a las arqueas llamada *Thermococcus alkaliphilus* que crece a pH 10.5 es considerada hipertermófila debido a que vive a temperaturas mayores de 80 °C. En este lado derecho del rectángulo verde, la mayoría de las especies son mesófilas y termófilas, incluyendo bacterias y arqueas. Es interesante remarcar que la población dominante en esta zona alcalífila son las cianobacterias. De manera interesante la arquea *Psrichococcus patagoniensis* capaz de soportar pHs > 10, crece perfectamente a temperaturas de -5 °C, demostrando la presencia de verdaderas alcalífilas psicrófilas, incluyendo varios géneros de bacterias reductoras de sulfato [BRS] (Knoblauch et al., 1999). **2)** El diagrama de salinidad/pH [Figura 14B], muestra de manera similar al diagrama anterior un rectángulo celeste donde se encuentran la mayor cantidad de especies conocidas. Como se puede observar la mayoría de acidófilas extremas se encuentran en regiones salinas menores al 5% (peso/volumen). Especies del género *Natronobacterium* y *Natronorubrum* son capaces de crecer en 30% (p/v) de salinidad. Las cianobacterias soportan pH altamente alcalino y generalmente hasta 15% de salinidad. De manera interesante, este diagrama confirma la hipótesis acerca de la aparición tardía de las halófilas en la evolución de la vida, dado que la acumulación y solubilidad de los iones Na⁺ y Cl⁻ en agua fueron posibles en estadios tardíos de la evolución de la Tierra. **3)** En el diagrama salinidad/temperatura [Figura 14C], se observan mesófilas y termófilas por encima del 25% de salinidad y ninguna especie de hipertermófila en esas áreas salinas extremas. Probablemente, otra vez, la línea de la evolución de la Tierra tenga que ver con este hecho; dado que los posibles primeros organismos serían hipertermófilos no halofílicos, y con un océano primordial no salado en su conjunto. **4)** El diagrama final [Figura 14D], muestra las especies conocidas en la matriz de radiación/temperatura. Tres especies (una de ellas arquea) puede tolerar niveles de radiación de 30 kGy. Este hecho abre dos interrogantes interesantes: ¿existieron niveles de radiación de esa magnitud en la Tierra primitiva?, o ¿es posible que esos microorganismos se originaran en algún lugar del cosmos donde los niveles de radiación fueron muy altos, y luego fueron transportados por cometas y meteoritos a la Tierra?. Buscando resolver estas interrogantes existe una gran necesidad de obtener más datos de estos organismos y abre la necesidad de investigar más a las extremófilas.

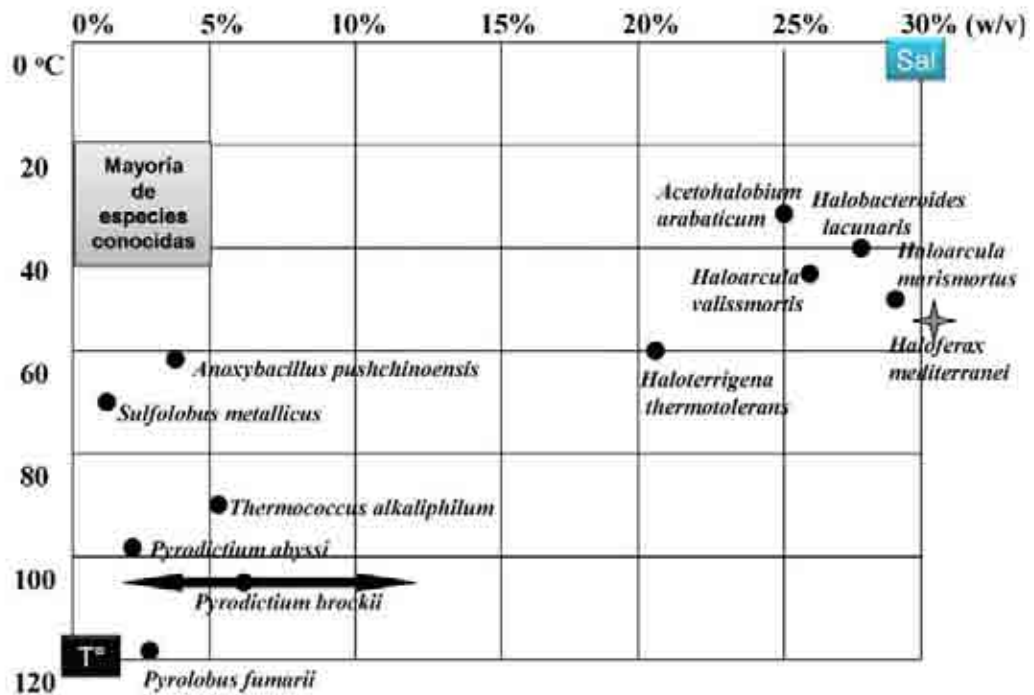
A



B



C



D

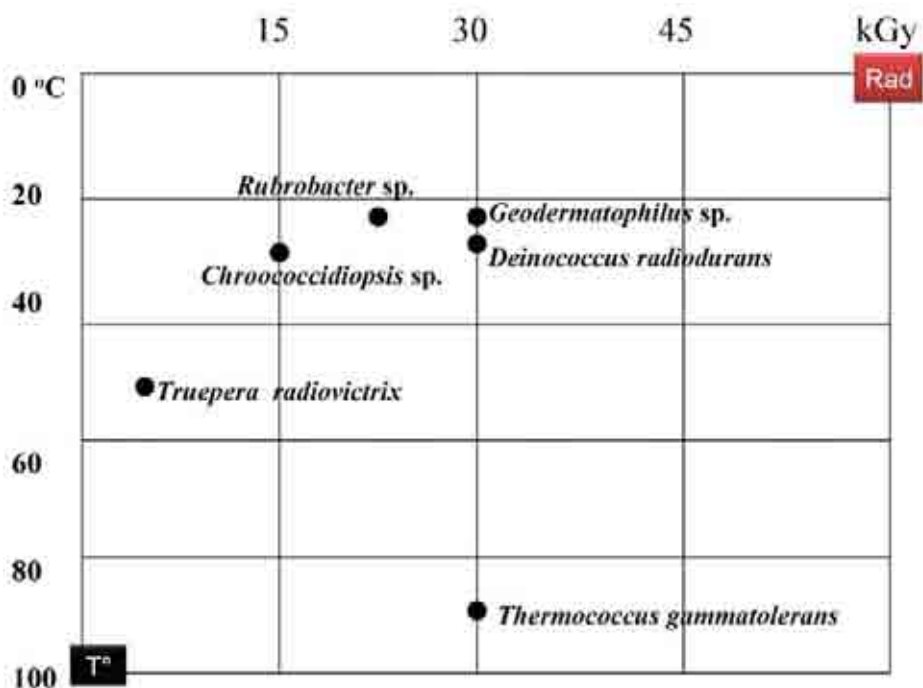


Figura 14. Distribución de microorganismos conocidos en una matriz A) pH/temperatura, B) salinidad/pH, C) salinidad/temperatura, D) radiación/temperatura. BRS: bacterias reductoras de sulfato.

Analizando un poco los diagramas anteriores surgen algunas preguntas interesantes como: ¿cuál es la dirección de los cambios biológicos (adaptación, mutación, transformación en

formas metabólicas inactivas, etc.) que las células han experimentado durante la evolución de la Tierra?, ¿es apropiado sugerir que una sola fuente homogénea de células iniciaron la evolución en la Tierra, o fueron varios tipos fisiológicamente diferentes que interactuaron y desarrollaron la vida como la conocemos?, y si es así ¿quién fue el primer ancestro de todo el conjunto de organismos extremófilos que conocemos actualmente?. Si la formación de cualquier planeta requiere un periodo de temperaturas elevadas, luego es obvio que los microorganismos hipertermófilos tienen la prioridad de ser considerados los ancestros. Las psicrófilas se habrían desarrollado luego de que el planeta se enfriara en su superficie. Las concentraciones de oxígeno y el enfriamiento inicial son excluidas durante la formación del planeta, sugiriendo de manera muy probable los metabolismos de tipo anaerobio en el inicio. De manera interesante, las acidófilas probablemente también fueron las primeras en aparecer en la historia biológica de la Tierra, y sólo después de la precipitación de ciertos minerales y la suficiente concentración de CO₂ en la atmósfera, las alcalífilas pudieron hacer su aparición en la biología. Las halófilas también debieron aparecer en etapas tardías cuando extensas superficies se tornaron áridas. Debido a los tamaños muy pequeños de las bacterias y arqueas la presión no ha tenido mucha influencia en ellas, como sí la ha tenido sobre organismos macroscópicos, formando gran diversidad de organismos barófilos en los ecosistemas de los fondos marinos y de grandes profundidades del subsuelo. Otra pregunta fundamental es acerca de la distribución de los organismos una vez originados endógenamente [en la Tierra] o exógenamente [por la caída de diversos impactadores provenientes del Cosmos], ¿fue la distribución de la superficie hacia adentro, o viceversa del centro [requiriendo altas presiones y ausencia de luz] hacia la superficie?.

La secuencia y dirección de las mutaciones que permitieron que ocurrieran las diversas adaptaciones en las células ancestro, en respuesta a los nuevos cambios del ambiente tiene un carácter complicado; ya que no sólo incluye una influencia multifactorial en una dirección, sino probablemente vectores de ida y vuelta. Ciertamente durante los procesos de evolución, las células pudieron haber experimentado varios factores fisicoquímicos extremos al mismo tiempo que dio como resultado la aparición de nuevos organismos resistentes, tolerantes e incluso con requerimientos obligados [filos] a múltiples factores ambientales agresivos. Esto se sustenta por la existencia actual de acidófilas termófilas, halo-alcalífilas termófilas, barófilas hipertermófilas, halo- o alcalífilas psicrófilas, etc. La genética de los microorganismos extremófilos podría leer un mapa de los efectos ambientales en el pasado y probablemente tener un conocimiento de lo que podrían ocasionar cambios estresantes en el futuro.

La vida aún en un mismo tipo de células representa una relación de “competitividad” constante entre ellas; las que coman más y respiren mejor serán las más fuertes y predominantes, mientras que las más débiles morirán. A nivel interespecie esto se expresa más efectivamente, los ambientes y funciones metabólicas propias específicas de cada especie celular llevará a limitar de manera completa e incompleta el crecimiento de las vecinas [arrojando tóxicos, excretando antibióticos, liberando inhibidores, etc], llevando a la creación de un consorcio microbiano ajustado de manera funcional y fisiológica, que posteriormente puede ser una comunidad. Las relaciones de simbiosis entre diferentes tipos de microorganismos son reflejados a nivel genético y celular en los organismos eucariontes [mitocondrias y cloroplastos] para mejorar su eficiencia energética, y a nivel de cultivos binarios imposibles de separar debido a algún componente indispensable para ambos microorganismos [muchas veces no detectado]. Todo esto sugiere una relación inicialmente desarrollada en ambientes extremos.

Así, la interacción de los organismos en crecimiento y en procesos de acumulación con el ambiente y otras especies biológicas, consecuentemente lleva a la creación de ecosistemas balanceados. Todo depósito geopaleontológico representa una cronología codificada de la actividad biológica. La formación de gran cantidad de minerales y la formación de fósiles es el resultado directo e indirecto de actividad biológica. Carbón, petróleo, azufre elemental, metano, oro, pirita, etc., fosilizados fueron formados en ciertos periodos de evolución bajo circunstancias específicas, donde diversas regiones - locales o extensas - experimentaron explosiones demográficas de ciertas poblaciones de extremófilas, y donde la formación de rocas y minerales ocurrió debido a procesos de biolixiviación o por directa actividad metabólica. Luego de los cambios climáticos globales y los procesos de geoformación, muchas poblaciones con una fisiología única fueron reemplazadas para siempre por otras, lo cual puede ser observado en depósitos de minerales y rocas. Por esta razón, toda extremófila moderna puede ser llamada “relicta” apropiadamente, debido a que en su genoma está memorizada la historia del ambiente, haciendo esta característica que el estudio de las extremófilas muy importante en diversas ramas fundamentales de la ciencia. Ciertamente, la cara moderna de la Tierra es producto de la interacción de agentes biológicos [mayormente microorganismos] y minerales. La formación del suelo fue clave en la distribución de plantas en el planeta, lo cual aún presenta muchas interrogantes sin resolver y probablemente las extremófilas también jugaron un rol importante. Por otro lado, está bien establecido que los organismos eucariontes no pueden existir sin los procariontes, como ocurre en las plantas [la rizósfera de la raíz, la flora protectora superficial, etc.] y animales [la flora en diversas mucosas]. La participación de bacterias extremófilas en tales ecosistemas no excluye la presencia de bacterias, como bacterias que ocasionan acidez extrema estomacal que lleva a enfermedad crónica o procesos microbianos de metanogénesis en el intestino.

Es conocido que menos del 1% de toda la diversidad microbiana en la naturaleza ha sido cultivada satisfactoriamente y los análisis de secuencias de genes en librerías construidas para el gen 16S rARN muestran que cerca del 99% de procariontes aún es desconocido (Pakchung et al., 2006). Sin embargo, aunque hace más de 100 años el Dr. Petri introdujo el método de cultivo en agar sólido usando platos - técnica que lleva actualmente su nombre - numerosas mejoras se han hecho en las técnicas de cultivo y actualmente diversos laboratorios apoyados en la biología molecular han empezado una carrera para la identificación y posible aplicación biotecnológica de las extremófilas. Seguramente, estos estudios serán de gran beneficio para entender la historia de la evolución biológica y también de los procesos ambientales que pudieron existir en la Tierra primitiva.

4 AMBIENTES ANÁLOGOS A MARTE

Se considera un “*ambiente análogo*” a Marte, a un lugar en la Tierra de localización específica que por alguna de sus características geológicas, químicas, ambientales, y probablemente biológicas, o por varias de ellas, tiene similitud a condiciones presentes o pasadas de Marte. Esta definición puede ser extrapolada a cualquier cuerpo del Sistema Solar o del cosmos.

La preparación para futuras misiones al planeta Marte es de gran interés y desafío científico desde que se debe predecir cómo el equipo y los experimentos diseñados en Tierra deberán actuar eficazmente una vez se encuentren en el planeta. A este respecto los análogos a

Marte y sobre todo los *suelos* considerados análogos permiten una gran ventaja para resolver este problema. Estos materiales terrestres son química y físicamente similares a los “suelos” marcianos y debido a que contienen minerales exóticos y cantidades traza de material orgánico son muy interesantes para la investigación. Sin embargo, no todos los análogos actuales son apropiados para todas las tareas que se requieren.

Como ya adelantamos brevemente en la sección 2, el planeta Marte es un planeta terrestre que comparte con la Tierra diversas características y procesos a lo largo de su historia geológica; sin embargo, debido a que las condiciones cambiaron drásticamente para Marte y la Tierra, estos procesos coevolutivos se separaron llevando a caminos diferentes, que hasta el momento continúan siendo estudiados. Por ende, conocer más las características del planeta Marte en la actualidad permite también entender los mecanismos que pudieron actuar sobre el planeta hasta llevarlo a este estado; además permite localizar un adecuado análogo en la Tierra. La presente sección resume brevemente algunas condiciones no descritas en la sección 2 que son importantes para la comparación entre Marte y la Tierra, luego se describe la importancia de los análogos marcianos, se identifica sus limitaciones y finalmente se sugiere la necesidad de buscar nuevos análogos a Marte.

4.1 Algunas consideraciones entre Marte y la Tierra

La mayoría de las diversas características del planeta Marte en comparación con la Tierra se resumen en las Tablas 1 y 2 y fueron tratadas brevemente en la sección 2. Sin embargo, un punto interesante a discutir es la intensidad de radiación ultravioleta [UV] en ambos planetas, y así considerar esta característica para la evaluación de análogos marcianos en la Tierra. En nuestro planeta las zonas con mayor transmisividad de luz solar [~87%] se encuentran ubicadas en áreas cercanas a los polos donde la media anual de luz solar es de 336 Wm^{-2} y la luz solar incidente sobre la atmósfera de las mismas localizaciones es de 387 Wm^{-2} (McKay et al., 2003). Se sabe que la radiación UV-A (315-400nm) es menos dañina que la radiación UV-B y UV-C (200 –315nm) para las condiciones de habitabilidad. La Tabla 9 muestra una comparación de los valores de radiación UV-B y UV-A entre la Tierra y Marte, donde se demuestra claramente que la intensidad de radiación UV altamente penetrante [B y C] es mucho más alta en el Planeta Rojo versus la Tierra debido a que carece de una capa importante de Ozono. Los flujos de UV-A en cambio, son cercanos en ambos planetas gracias a que el CO_2 de la atmósfera marciana absorbe esos rangos de radiación (Cockell et al., 2000). Este hecho es importante si se pretende comparar ambos planetas; dado que no existe una zona en la Tierra que presente características similares a la radiación UV presente en Marte; sin embargo, la ubicación de zonas donde exista un aparente dominio de actividad fotoquímica por alto flujo de radiación permitirá ayudar a entender procesos de oxidación mediante modelos teóricos y experimentales.

Tabla 9. Flujo de Radiación UV presentes actualmente en la Tierra y Marte (Cockell et al., 2000).

Flujos diarios	UV-B/C (200 – 315 nm) (KJ/m²)	UV-A (315-400nm)(KJ/m²)
Marte	361	1126
Tierra	39	1320

Otro punto que debe ser considerado es la composición mineral de Marte y los posibles procesos que generaron esa composición. Cerca de 40 misiones espaciales han sido

mandadas a Marte hasta la fecha. En 1964 Mariner 4 [EEUU] fue la primera en dar información acerca del planeta y su atmósfera. Pero fue hasta 1976 donde las misiones Vikingo [EEUU] llegaron a explorar la superficie, dando evidencia de actividad volcánica y agua líquida en el pasado, arcillas enriquecidas en hierro, presencia de tormentas de polvo, cambios de presión estacionales y ausencia de vida. Posteriormente, la misión Pathfinder [1996 USA], con su módulo de descenso móvil llamado Rover, determinó las propiedades mecánicas del suelo marciano. Rover mostró que el 16% de las rocas observadas eran de aproximadamente 3 cm de ancho redondeadas [posiblemente por erosión], guijarros en una matriz consolidada de arcillas, limos y arena de 0.5 a 1 cm, rocas prismáticas de tipo volcánico, conglomerados del tipo sedimentario formados por limos, arenas y guijarros [cementado por azufre, arcillas y sílice] y dio evidencia de la presencia de níquel [Ni], platino [Pt] y aluminio [Al] en la superficie (McKay, 1997). Ocho años después, los exploradores Spirit y Opportunity [2004 USA] encontraron capas de olivino [hematina gris] además de jarosita en la superficie, que son minerales que sólo se forman en ambientes con agua líquida (Klingelhofer et al., 2004). Adicionalmente, diversas imágenes captadas por estos exploradores sugirieron una geomorfología planetaria indicativa de actividad glacial en el pasado (Musser, 2004).

Recientes análisis de la meteorita marciana Chassigny han sido interpretados como indicador de actividad hidrotermal en la superficie y subsuelo de Marte (McCubbin et al., 2009). Adicionalmente, episodios de vulcanismo con un subsecuente intemperismo ácido del material ígneo podría haber jugado un rol en la configuración de la superficie marciana y la generación de diversos sulfatos y depósitos de filosilicatos alrededor del planeta. Un interesante estudio sostiene que los fluidos magmáticos en Marte pueden producir aguas magmáticas – asociadas a filosilicatos – y soluciones acuosas ácidas que dan inicio a la síntesis de jarosita - hematita (Nekvasil et al., 2008). Esto es consistente con resultados previos en modelos de intemperismo ácido de basaltos sintéticos en laboratorio (Tosca et al., 2004). Sulfatos de Mg, Fe, Ca, y Al fueron producidos en este experimento. Adicionalmente, antes del descubrimiento de carbonatos en el sitio de amartizaje del Phoenix (Boynton et al., 2009), un origen hidrotermal de los carbonatos en Marte fue propuesto como un medio de explicar las inconsistencias en los cálculos de los niveles de CO₂ en la atmósfera marciana (Griffith and Shock, 2002).

Así mismo, los datos espectrales de la sonda Mars Global Surveyor mostraron la existencia de 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. Datos acerca del manto marciano mostraron que estaba constituido principalmente de olivino [(Mg, Fe)₂SiO₄ polimórfico], espinela [MgAl₂O₄] y perruskita [(Mg,Fe)SiO₃], mientras que la corteza presentaba minerales como pirrotita [Fe₇S₈], magnetita [Fe₃O₄], titanomagnetita [Fe₂O₃-FeTiO₃], hematina [Fe₂O₃] y maghemita [γ -Fe₂O₃]. Análisis de los isótopos de tungsteno sugieren que no hubo una redistribución significativa de material por grandes impactos de cometas y meteoritos en su época temprana. A partir de estos datos se han realizado modelos teóricos sobre la zona de transición entre la corteza y el manto, la cual podría estar a una distancia radial de 1300 a 1700 Km, mientras que en la Tierra se encuentra a 400 Km [Figura 15]. Al no tener registros sísmicos en Marte por la ausencia de actividad tectónica los valores correctos no han sido bien determinados (Zuber, 2001).

Todos estos datos del Planeta Rojo muestran que los procesos de mineralización son similares a los que ocurren en localizaciones específicas en la Tierra, lo que ayuda a ubicar

un posible análogo y a tener *per se* una posible explicación del fenómeno geológico y geoquímico.

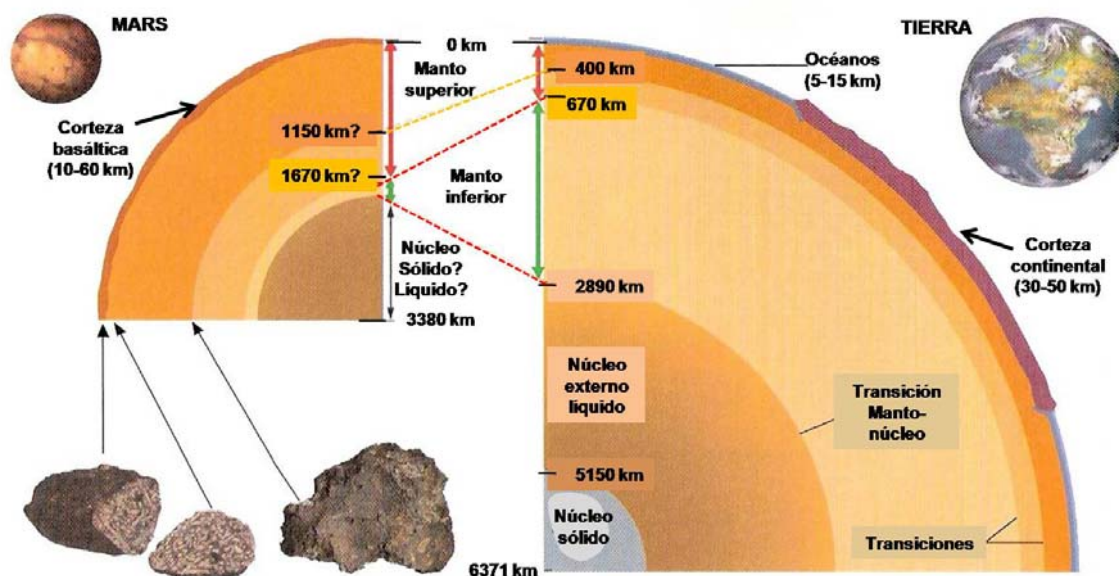


Figura 15. Comparación del posible interior de Marte versus la Tierra. Gracias a las meteoritas tipo Chassigny se ha calculado la profundidad del núcleo y se ha postulado que podría permanecer líquido debido a la presencia de azufre en 14% junto con níquel y hierro.

4.2 Importancia de los análogos a Marte

De acuerdo a lo discutido anteriormente, Marte es de gran interés debido a su potencialidad como posible hábitat para la vida (Bada et al., 2005; Klein, 1979a; Klein, 1979b).

La mayoría de nuestro conocimiento acumulado de Marte, viene de observaciones del terreno desde orbitadores en el espacio (Bell and Ansty, 2007; Poulet et al., 2008), meteoritas marcianas como Nakhla y Allan Hills [ALH84001] (Brack and Pillinger, 1998; Gibson et al., 2005; McKay et al., 1996) y naves exploradoras sobre la superficie (Mutch et al., 1976c; Squyres et al., 2004a; Squyres et al., 2004b). Alcanzar y amartizar satisfactoriamente en el Planeta Rojo ha demostrado ser una tarea muy difícil a pesar de los logros alcanzados en las recientes misiones [como la misión Phoenix y los Mars Exploration Rovers] (Crisp et al., 2003; Golombek et al., 2003a; Golombek et al., 2003b). Dado que todas las misiones espaciales consumen mucho tiempo y dinero, además que la exploración de nuestros vecinos planetarios debe ser continua, es de máxima importancia que todos los componentes técnicos y procedimientos experimentales para las futuras misiones a Marte funcionen apropiadamente una vez *in situ*. Buscando probar la instrumentación de los exploradores antes de su lanzamiento y mejorar las posibilidades de éxito, se ha vuelto crucial la realización de diversos análisis experimentales usando suelos terrestres de ambientes similares a los que podrían ser encontrados en Marte (Cabrol et al., 2001a; Cabrol et al., 2001b; Sarrazin et al., 2005). Los suelos análogos a Marte proveen un pre-análisis del ambiente físico que una misión a ese planeta podría encontrar. Ellos simulan el tipo de suelo sobre el que podría manejar el explorador y los materiales que podrían muestrear los instrumentos enviados a bordo. Los suelos análogos a también ayudan a imitar y predecir materiales en los cuales los niveles de diversas moléculas [y

posiblemente vida] podrían ser encontrados, particularmente a la luz de los encuentros recientes acerca de ciertos minerales que parecen preservar materia orgánica de mejor manera que otros bajo condiciones marcianas similares (Peeters, 2008). De esta manera, los suelos análogos presentados más adelante en esta sección, podrían ayudar a los científicos planetarios a preparar investigaciones *in situ* sobre el planeta Marte.

Marte, como la Tierra, es un objeto geológicamente diverso y tradicionalmente es visto como una caja de arena basáltica que se vuelve cada vez más refinada, como lo demuestran los descubrimientos recientes de la mineralogía variada a escala local y regional [Figura 16]. Como adelantamos anteriormente, el detector hiperespectral OMEGA en el Mars Express identificó depósitos en capas que exhiben altos niveles de kieserita, yeso y sulfatos polihidratados en localizaciones múltiples como Valles Marineris, Margaritifer Sinus y Terra Meridiani (Gendrin et al., 2005).

En una pequeña escala, el explorador Spirit mostró evidencia de 6 tipos de suelos en Gusev Crater y en Columbia Hills, sugiriendo una serie de condiciones para su formación y mecanismos de alteración (Morris et al., 2006a; Morris et al., 2006b). Debido a esta heterogeneidad, es importante establecer cuál es la parte de Marte que se desea simular para luego identificar el suelo análogo adecuado que podría beneficiar la preparación de los equipos y métodos para una misión espacial exitosa. Por ejemplo, el prototipo de un espectrómetro para una misión a las dunas ricas en yeso de Olympia Planitia (Langevin et al., 2005) podría requerir un diferente análogo químico que una misión con un objetivo similar a las arenas basálticas de Chyrse Planitia (Greeley et al., 1978). Así mismo, un ingeniero en sistemas de aterrizaje buscaría un análogo físico diferente para una misión en el polo dependiendo si la misión alcanzará su objetivo en el suelo endurecido del invierno o en el suave suelo del verano. La gran cantidad actual de orbitadores de Marte dan la disponibilidad de información acerca de las características de masa del blanco propuesto, permitiendo usar este conocimiento en la búsqueda de un análogo en la Tierra más específico que sirva para preparar y planear mejor tanto los procesos físicos como científicos de la misión.

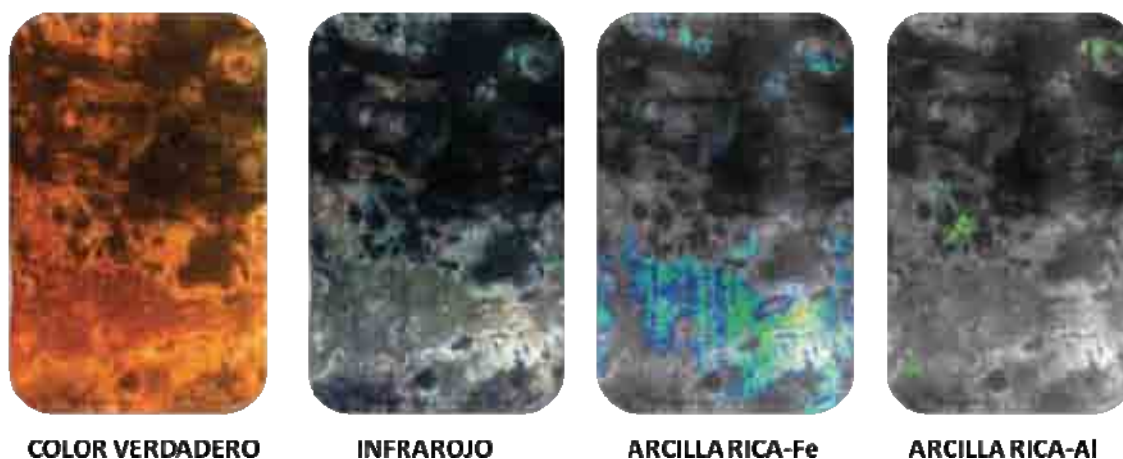


Figura 16. Imágenes del Espectrómetro de Imágenes de Reconocimiento Compacto para Marte (CRISM) a bordo del MRO. Las imágenes muestran variación local de los suelos al sur de los Valles Marwth. La variación de colores verdaderos y falsos representa la heterogeneidad mineralógica. La presencia de arcillas ricas en Fe y en Al, correlacionan con las rocas formadas bajo distintas condiciones ambientales. Esta heterogeneidad es constante a todo lo largo del planeta. Tomadas y modificadas de la página de JPL/NASA.

4.3 Tipos de análogos marcianos

Los análogos marcianos pueden ser clasificados de acuerdo a las características y propiedades que imitan de mejor manera las condiciones presentes en Marte. Esto permite planear una futura misión con objetivos específicos centrados las características especiales de un análogo particular. Estos análogos también pueden ser usados de una manera predictiva para anticipar posibles hallazgos en el lugar de destino, un ejemplo de esto son los estudios de la técnica de termovolatilización en diversos suelos hiperáridos. Esta técnica estuvo abordado del Vikingo y recientemente del Phoenix con el objetivo de extraer material orgánico del suelo. Los estudios en los análogos explicaron las causas por las que esta técnica falló en el caso del Vikingo, y predijeron cercanamente los resultados de la misión Phoenix (Navarro-Gonzalez et al., 2006b; Valdivia-Silva et al., 2009). Así mismo, comprender el desarrollo de un suelo químicamente análogo en la Tierra nos permitirá hacer mejores hipótesis de cómo procesos geológicos similares pudieron ocurrir en Marte. Conocer las concentraciones y depósitos de moléculas biológicas en un suelo análogo también da mayor conocimiento de dónde y cómo buscar rastros de vida pasada o presente en Marte.

Además de la evaluación *in situ* de los fenómenos geológicos que formaron estos ambientes “análogos” en la Tierra, son los suelos obtenidos de estos lugares los que tienen la mayor información acerca de los procesos involucrados en su formación y de las interacciones biológicas pasadas y presentes. Por tal motivo son los “*suelos análogos*” los que toman mayor importancia durante un estudio de posibles zonas análogas a Marte como es el caso de este estudio. De acuerdo con esto, los suelos análogos pueden clasificarse en las siguientes clases:

4.3.1 Análogos químicos

Estos incluyen suelos terrestres que son muy similares al regolito marciano en términos de sus propiedades químicas como son su constante dieléctrica, su potencial redox, pH, composición elemental, y composición mineralógica. Esta clase de análogo son muy buenos para probar y calibrar espectrómetros además de probar procedimientos que logren interpretar las condiciones de la formación de suelos en Marte.

4.3.2 Análogos mecánicos

Esta clase está representada por suelos y sitios que exhiben propiedades mecánicas similares al regolito Marciano, como la resistencia del suelo, la fuerza cohesiva, y el ángulo de fricción interna. Estos materiales son muy útiles para el diseño general de los futuros exploradores y sistemas de aterrizaje – amartizaje, lo que también puede ser probado y mejorado con estos análogos.

4.3.3 Análogos físicos

Estos suelos comprenden materiales que tienen propiedades físicas similares a Marte, como son la distribución del tamaño de partícula, forma de la partícula, densidad, masa, porosidad, contenido de agua y propiedades termofísicas [como el albedo e inercia térmica]. Los análogos físicos nos permiten evaluar el efecto físico del suelo marciano sobre componentes mecánicos como son las uniones de las articulaciones del traje espacial, las bisagras robóticas y la maquinaria que toma muestras de suelo. En el laboratorio estos materiales podrían también ayudar a clarificar las interacciones entre el agua y el suelo pasadas y presentes. Este tipo de análogo incluye las características Geomorfológicas (paisaje) y de la geología comparables con Marte.

4.3.4 *Análogos magnéticos*

Estos son materiales con propiedades magnéticas similares a Marte incluyendo la susceptibilidad magnética y la saturación de la magnetización. Estos suelos son particularmente valiosos durante las pruebas de instrumentos relacionados al magnetismo.

4.3.5 *Análogos orgánicos*

Zonas cercanas a suelos “estériles” son especialmente importantes para simular el contenido bajo de materia orgánica esperado en suelos marcianos. La búsqueda de signos de vida del pasado y/o presente en Marte es uno de los más importantes objetivos para la exploración en el Planeta Rojo, y debido a que la vida como la conocemos está basada en el carbono, los instrumentos para la detección de estos compuestos son primordiales en las misiones próximas a Marte (Bada et al., 2005; Buch et al., 2009; Cabane et al., 2004).

Probar estos instrumentos para la detección de moléculas de interés biológico en cantidades traza constituye un desafío en la metodología para ingenieros y científicos. Por ende, la existencia de suelos análogos orgánicos permite de cierta manera evaluar la sensibilidad y funcionalidad del instrumento en un ambiente de campo similar al marciano.

4.4 Localizaciones terrestres de los análogos marcianos

El valor de los análogos a Marte ha sido altamente apreciado en los últimos años gracias a la información valiosa que continúan brindando para la Astrobiología. Por tanto, diferentes grupos de investigación han buscado y continúan gastando esfuerzos en localizar ambientes denominados “Marte en la Tierra”. Brevemente, los análogos que han sido y son ampliamente estudiados son los siguientes:

4.4.1 *Islas de Hawaii*

Hawaii y Marte muestran una historia de vulcanismo intenso además que las continuas erupciones del volcán Kalauea proveen una oportunidad en tiempo real de estudiar la formación y la alteración de la lava (Farr, 2004). Los depósitos volcánicos de Ka’u Desert, Kalauea, Mauna Loa y Mauna Kea brindan una serie de excelentes análogos químicos. Firmas espectrales del material basáltico muestran significativas similitudes con el albedo alto en las regiones de Marte (Singer, 1982). La ceniza intemperizada del cono de ceniza del Pu’u Nene en Hawaii es la fuente para el JSC Mars-1, un suelo sintético marciano colectado y caracterizado por científicos e ingenieros del Centro Espacial Johnson en 1993 (Allen et al., 1999; Perko et al., 2006). El estudio de la geología hawaiana y el clima marciano llevó a predecir la presencia de kaolinita en Marte, un pronóstico que recientemente ha sido demostrado (Ehlmann et al., 2008a).

4.4.2 *Salten Skov, Dinamarca*

Los sedimentos rojizos de Salten Skov en el centro de Dinamarca contienen altas concentraciones de óxidos de hierro, especialmente hematita, maghemita y goetita (Merrison et al., 2004; Nornberg et al., 2004). Las muestras de este sitio son excelentes análogos magnéticos y químicos para aplicaciones biológicas. Las concentraciones bacterianas en estos suelos son muy altas para probar adecuadamente la detección de la vida por instrumentos, pero debido a sus propiedades análogas mineralógicas, los suelos de Salten Skov pueden ser usados para examinar la ruptura de componentes celulares bajo condiciones marcianas simuladas (Hansen et al., 2005). Un estudio ha mostrado que aminoácidos y otras moléculas orgánicas presentes en este suelo son degradadas bajo condiciones marcianas simuladas debido a la naturaleza oxidante del material, como podría ocurrir en Marte (Garry et al., 2006; ten Kate et al., 2006; ten Kate et al., 2005).

Comprender el mecanismo de destrucción de las moléculas orgánicas ayudara a mejorar la búsqueda de signos de vida pasada o futura en Marte y permitirá una adecuada interpretación de los futuros hallazgos.

4.4.3 *El desierto de Atacama: La región de Yungay, norte de Chile*

La exhaustiva y reciente búsqueda de vida pasada o presente en Marte ha llevado a la identificación de un suelo análogo orgánico que contiene concentraciones de materia orgánica en cantidades trazas similares a las esperadas en Marte. Este lugar considerado el más seco del mundo, no presenta niveles bacterianos detectables con técnicas convencionales y en alguna ocasión fue considerado estéril (Navarro-Gonzalez et al., 2003). Estudios químicos del suelo regional sugieren altas condiciones oxidantes posiblemente resultantes de los altos niveles de sales exóticas como nitratos, sulfatos y percloratos y el depósito seco de ácidos (Ewing et al., 2006; Sutter et al., 2007), que podrían explicar la baja cantidad de materia orgánica (Lester et al., 2007; Navarro-Gonzalez et al., 2003; Quinn et al., 2005). Recientes estudios que desarrollan instrumentos para detectar vida, han usado esta región casi exclusivamente como un suelo análogo orgánico de Marte (Amashukeli et al., 2007; Buch et al., 2006; Buch et al., 2009; Meunier et al., 2007; Skelley et al., 2007).

Marte presentó cambios drásticos en su clima que llevaron al planeta a un proceso de deshidratación, convirtiendo su paisaje en un desierto hostil para la vida. Condiciones similares pero a diferente escala de tiempo están sucediendo actualmente en el desierto de Atacama el cual, al carecer casi completamente de precipitación, presenta un proceso de aridificación continua (Christensen, 2003). Esto sugiere que la formación de ciertos minerales evaporíticos puede ser común en ambos lugares. Un estudio de la mineralogía en la región de Yungay mostró datos de IR cercano (0.4 a 2.5 μm) y medio (2.5 a 25 μm , 4000 a 400 cm^{-1}) en el subsuelo (Sutter et al., 2007), demostrando la acumulación de sulfatos (yeso, anhidros) en niveles similares a los reportados en la zona marciana denominada Meridiani Planum (Fairen et al., 2005). Altos niveles de nitratos y cloruros también se encuentran acumulados debido a la pérdida de precipitación. Posibles fuentes de estas sales incluyen la redistribución eólica de sales de la playa, aerosoles marinos y/o procesos volcánicos. El estudio de perfiles de suelo mostró carbonatos, sulfatos y nitratos que proveen de ensayos adecuados en la búsqueda de minerales biológicamente relevantes en Marte. El análisis de difracción de rayos X a diferentes profundidades es resumido en la Tabla 10.

El IR-cercano indicó mayor presencia de yeso en los horizontes superiores con respecto a los inferiores ya que el espectro mostró picos de absorción de agua característicos (1.45, 1.49 y 1.54 μm). El IR-medio indicó la presencia de sulfatos, nitratos y carbonatos, mostrando las posibles interferencias en los espectros. Por ejemplo la banda de carbonatos en 1429 cm^{-1} es sensible al tamaño de partícula y puede ser difícil detectar cuando los sulfatos u otros minerales están presentes. Bajo estas circunstancias, la detección de carbonatos estaría a cargo de la banda en 2512 cm^{-1} . La distribución de sales en Yungay es análoga a la encontrada en Meridiani Planum donde el sulfato es concentrado en perfiles altos y el cloruro en bajos. La limitada precipitación en la región de Yungay ha dirigido la distribución de sales en sus suelos de manera que esta actividad acuosa pudo ser la misma que ocurrió en Marte (Fairen et al., 2005). Estos resultados demuestran la utilidad de estudios en análogos terrestres anticipando resultados de investigación que afectan la mineralogía en la superficie y subsuelo de Marte.

Tabla 10. Mineralogía de Yungay, Atacama Chile.

Horizonte (cm)	Mineralogía
0-2	F, Q
2-3	G, A, Q, F
3-12	G, Q, F
12-26	G, Q, F
26-39	G, Q, F
39-71	Q, A, G, F
71-86	A, F, Q
86-102	Q, A, H, G, F, C
102-122	Q, A, H, C, F
122-146	H, Q, N

Q-quarzo, F-feldespatos, A-anhidrita, G-yeso, H-halita, C-calcita y N-nitratito.

Otra zona interesante, propósito de este estudio, es la región denominada *Pampas de La Joya* ubicada al sur del Perú. Esta área será descrita más adelante buscando demostrar su importancia astrobiológica como un nuevo suelo análogo a Marte.

4.4.4 *El desierto de Mojave, EEUU*

El desierto de Mojave al este de California muestra una historia de vulcanismo y actividad tectónica, volviendo este lugar un excelente análogo a las tierras altas de Marte (Howard, 2007). El subsecuente intemperismo ha producido condiciones físicas y una serie de composiciones químicas similares a las encontradas en el Planeta Rojo (Jackson and Farrell, 2006; Williams et al., 2006). Sin embargo, la región es usada principalmente como un análogo mecánico elegido para probar sistemas de amortizaje y los sistemas completos de los exploradores (Johnson et al., 2005; Volpe, 1999). Adicionalmente, esta área es logísticamente atractiva debido a su proximidad al Laboratorio de Propulsión a Chorro [JPL], donde la NASA construye las principales naves exploradoras, convirtiéndose en una excelente elección para minimizar costos de transporte y riesgos en general.

La producción reciente del “simulador marciano Mojave”, del basalto granular triturado, pretende superar algunas debilidades del suelo sintético JSC Mars-1 como sus propiedades higroscópicas y la alta composición de volátiles (Beegle et al., 2008; Peters et al., 2008a; Peters et al., 2008b).

4.4.5 *Río Tinto, España*

Los análogos estudiados actualmente han sido usados tradicionalmente para simular un Marte densamente homogéneo sin tomar en cuenta las anomalías locales encontradas por los exploradores en áreas específicas. Sin embargo, recientemente la región de Río Tinto, Huelva al suroeste de España representa un nuevo paso en la evolución de los estudios de análogos marcianos, debido a que es analizado de manera específica por su similitud a la geoquímica inorgánica de Marte (Amils et al., 2007). El Río Tinto es un río con una coloración roja, con un pH de 1 y con una abundante comunidad microbiana (Gonzalez-Toril et al., 2003a; Gonzalez-Toril et al., 2003c). Aunque este paisaje no es el observado en Marte y no posee propiedades físicas ni mecánicas similares, la química de sulfatos ácidos provee un excelente modelo para el desarrollo de ciertos minerales en el suelo marciano observados por el Opportunity como la jarosita y hematita (Fernandez-Remolar et al., 2004; Klingelhofer et al., 2007; Klingelhofer et al., 2004). El trabajo en Río Tinto permite a los ingenieros calibrar instrumentos de análisis mineralógico (Stoker et al., 2008) y da a los

científicos un mejor contexto para la interpretación de los datos enviados por los exploradores.

4.4.6 El Sistema hidrotermal del Jaroso, España

La formación de minerales asociados a sulfatos en Meridiani Planum podría estar asociada a hidrotermalismo en Marte (Knoll et al., 2005). Los sulfatos hidratados enriquecidos en Fe[III] provenientes de sulfuros oxidados observados en los afloramientos pueden producirse como resultado de reacciones de largo tiempo. Así, el hidrotermalismo y vulcanismo podrían haber jugado un rol en la configuración de las condiciones superficiales de Meridiani. La caracterización más reciente de los materiales marcianos soportó la idea que son productos de actividad hidrotermal (McCubbin et al., 2009), lo cual es altamente consistente con la observación de materiales enriquecidos en Fe, Mg, Si y Ca (Christensen et al., 2004). En la Tierra, las ventilas hidrotermales son típicamente llenas de actividad microbiana lo que sugiere que la vida pudo iniciarse en estos ambientes o cerca de ellos (Reysenbach and Shock, 2002). Esto permite lógicamente pensar en la posibilidad de la existencia de ambientes hidrotermales en el pasado donde la vida podría haber emergido y/o desarrollado.

El Sistema Hidrotermal del Jaroso, Almería al sureste de España, es considerado como un ambiente único formado por sucesivos episodios de vulcanismo, tectónica, hidrotermalismo y evaporación que permitieron la formación de sulfatos [principalmente jarosita] (Frost et al., 2007; Martínez-Frías et al., 2007) que imita las condiciones que prevalecieron en la historia del Marte antiguo e incluso del presente [Tabla 11]. Los materiales encontrados en este ambiente terrestre y algunos otros con características similares muestran evidencia de actividad microbiana pasada o presente cuyos registros [biomarcadores] son encontrados probablemente en estos minerales (Gonzalez-Toril et al., 2003b; Lopez-Archilla et al., 2001). Ciertamente, restos de microfósiles marinos mineralizados (microforaminíferos) son distribuidos al azar dentro de laminitas (Martínez-Frías et al., 2004).

Así, la comprensión de la geoquímica compleja de este ambiente y sus biomarcadores dentro de sus minerales y sedimentos pueden ayudar a mejorar la habilidad de reconocer e interpretar biomarcadores determinando si la vida esta o estuvo presente y la capacidad de evaluar el potencial astrobiológico de Marte.

Tabla 11. Comparación de los minerales alterados en el SHJ, España y algunos de los minerales encontrados en Marte a la fecha.

	Minerales del Jaroso	Minerales de Marte
Referencias	(Frost et al., 2007; Martínez-Frías et al., 2007; Martínez-Frías et al., 2004)	(Arvidson et al., 2006; Bishop et al., 2008; Boynton et al., 2009; Morris et al., 2000; Morris et al., 2006a; Squyres et al., 2007; Squyres et al., 2004b; Squyres et al., 2008)
Oxi-hidróxidos	Hematita [Fe ₂ O ₃], Goetita [α -FeOOH]	Hematita, Goetita
Carbonatos	Calcita [CaCO ₃], Siderita [FeCO ₃]	Calcita, Magnesita
Fe-sulfatos	Jarosita [KFe ₃ (OH) ₆ (SO ₄) ₂], Halotrichita [FeAl ₂ (SO ₄) ₄ ·22H ₂ O], Alunita [KA ₁₃ (SO ₄) ₂ (OH) ₆]	Jarosita
Sulfatos	Barita [BaSO ₄], Yeso [CaSO ₄ ·H ₂ O]	Sulfatos de Ca, Fe, Mg, Na
Filosilicatos	Esmectita	Filosilicatos de Al, esmectita de Fe/Mg
SiO₂	Cuarzo	Sílica amorfa

4.4.7 *Los Valles Secos, Antártida*

En la Tierra, los primeros ambientes considerados análogos a Marte han sido los Valles Secos de la Antártica (Uydess and Vishniac, 1976). Considerado un desierto polar, donde las dunas de arena no son un rasgo predominante, este ambiente ha permanecido inalterado por miles de años. La temperatura va de aproximadamente -60 °C en invierno a 24 °C en verano; estimándose un rango de 20-60 ciclos de hielo/deshielo por año. Zonas de permafrost similares a Marte a lo largo del año permiten tener un excelente análogo del suelo congelado de Marte. En el verano existen escurrimientos por la fundición del hielo, confinándose a los valles formando lagos y depósitos salinos a través de largos periodos de tiempo por la ausencia de lixiviación y mínima actividad biológica (Horowitz et al., 1969; Priscu et al., 1999; Wentworth et al., 2005), lo que genera una morfología muy característica. Probablemente procesos similares pudieron ocurrir en algún periodo de Marte, con lo cual se esperaría encontrar una gran región con una topografía muy similar. Sin embargo, el principal modificador del paisaje actual de Marte son los vientos con velocidades de 150 a 200 Km/h (Armstrong and Leovy, 2005; Sullivan et al., 2005).

En los valles secos de la Antártica el 90% [en peso] de la superficie es roca. La ablación y subsecuentes derrumbes del hielo debidos a la acción del viento generan una topografía particular y similar a aquéllas vistas en ciertas áreas de Marte. Aunque los valles han sido de gran ayuda para entender los procesos de erosión que se llevan a cabo en Marte, aún no se ha logrado entender otros procesos que han operado en el pasado sobre la superficie del Planeta Rojo. Otras similitudes entre Marte y la Antártica, están dadas por el bajo campo magnético, la alta velocidad de los vientos y la poca protección atmosférica contra los rayos ultravioleta del sol.

A pesar de que existen procesos en la superficie de Marte para los cuales no hay ninguna analogía con los que se presentan en la Tierra, las bajas temperaturas y la baja disponibilidad de agua líquida hizo de los valles secos al sur de Victoria en la Antártica el mejor análogo de Marte en los 70'.

4.5 En busca de un catálogo adecuado

El análisis de suelos análogos es una parte crucial para la preparación de una adecuada exploración a Marte, que permite de manera oportuna y relativamente barata probar los sistemas y equipos de las misiones, y estudiar los procesos científicos que pudieran encontrarse en Marte.

Todavía, pese a la importancia interdisciplinaria de los análogos de suelos marcianos, los datos centrados en parámetros del suelo y el uso de los análogos están en pocas fuentes y son adquiridos de manera inconsistente. La información mineralógica por ejemplo, puede ser adquirida por varios métodos analíticos diferentes que incluyen la espectroscopia de emisión térmica, la difracción de rayos X, la espectroscopia Mossbauer, o la espectroscopia de partículas alfa - rayos X. Los datos obtenidos décadas atrás podrían ser obsoletos dado el avance de la tecnología de los instrumentos analíticos en los últimos años. Uno de los análogos actuales, el JSC Mars-1, fue muy usado debido a su similitud con los datos espectrales de Marte en los 90', y sirve de base de comparación para posibles estándares modernos que incorporen los hallazgos de exploradores contemporáneos y orbitadores hiperspectrales. Estos datos, por su parte, permiten puntualizar la búsqueda de nuevos análogos con características específicas. Aún cuando múltiples tipos de información para un lugar son disponibles, ellos frecuentemente vienen de estudios que examinan diferentes localizaciones en diferentes momentos y con diferentes instrumentos. Dos estudios dispares

o no concordantes con el aparente mismo muestreo podrían muy bien estar separados por cientos de kilómetros, decenas de años, varios centímetros de lluvia, etc., dado que es casi imposible manejar todas las variables presentes. La comunidad que busca explorar Marte requiere de datos químicos, mecánicos, físicos, magnéticos, y biológicos, que no están disponibles en su totalidad en cada tipo de muestra.

Tabla 12. Suelos análogos marcianos.

Propiedades evaluadas en Marte	Hawaiï	Salten Skov	Atacama (Yungay)	Mojave	Río Tinto	El Jaroso	Valles secos Antártica	Atacama (La Joya)
Químicas								
• Constante dieléctrica	—	—	—	—	—	—	—	—
• Potencial Redox	—	—	●	—	—	—	—	—?
• pH	—	●	●	—	●	●	—	—?
• Conductividad eléctrica	—	—	●	—	—	—	—	—
• Volátiles	●	—	—	●	—	—	—	—
• Mineralogía	●	●	●	●	●	●	—	—
Mecánicas								
• Fuerza de cohesión	●	—	—	—	—	—	—	—
• Ángulo de fricción interna	●	—	—	—	—	—	—	—
Físicas								
<i>Generales</i>								
• Tamaño de partícula	●	●	—	—	—	—	●	—
• Forma de partícula	—	—	—	●	—	—	—	—
• Densidad relativa	●	—	—	—	—	—	●	—
• Densidad total	●	—	●	—	—	—	—	—
• Porosidad	●	—	—	—	—	—	—	—
• Contenido de agua	●	—	●	—	—	—	●	—
Geológicos								
• Morfología	—	—	●	—	—	—	●	—
• Procesos geológicos	●	—	●	●	—	●	●	—
• Profundidad de capa	—	●	—	—	—	—	●	—
Termofísicas								
• Albedo	—	—	—	—	—	—	—	—
• Inercia térmica	—	—	—	—	—	—	—	—
Magnéticas								
• Susceptibilidad magnética	—	—	—	—	—	—	—	—
• Saturación magnética	—	●	—	—	—	—	—	—
Orgánicas								
• Carbono orgánico total	—	—	●	●	●	—	●	—
• Abundancia molecular	●	●	●	—	●	●	●	—
• Cuenta de microorganismos	●	●	●	—	●	●	●	—

Una compilación de los datos publicados para las propiedades de suelos análogos a Marte. La columna de propiedades corresponde a los resultados analizados en Marte. El círculo significa que el suelo análogo presenta datos que pueden ser comparados con Marte, la línea representa la ausencia de información al respecto. El desierto de La Joya, motivo del presente trabajo, no presenta antecedentes directos y sólo recientemente se reportó alta actividad oxidante en condiciones similares a Marte en muestras de esta zona (Peeters, 2008). Las referencias para la construcción de esta tabla son citadas en el texto.

La Tabla 12, muestra este problema en una lista de las propiedades del suelo que han sido evaluadas en Marte comparadas con los datos actuales que se tiene de los suelos análogos. Una entrada indica la presencia de datos accesibles y la celda blanca indica la ausencia de la información para el correspondiente análogo. Como se observa hay mucha información disponible pero aún falta otra que es muy importante, como la relacionada a las propiedades termofísicas y macroscópicas. Los análogos sujetos a un amplio rango de estudios espectroscópicos, sobre todo a los métodos usados alguna vez en Marte, permiten a los

científicos e ingenieros a tener referencias cruzadas de múltiples instrumentos y hacer inferencias más informadas de los destinos de Marte. De esta manera, un catálogo de las diferentes propiedades de los suelos análogos brindaría un comprensivo compendio de datos, que ayudaría a evitar diversos problemas en las técnicas y experimentos como ha pasado anteriormente (Navarro-González et al., 2006b) y a enfocar la misión de acuerdo a los requerimientos. Finalmente, gracias al uso de suelos análogos la exploración a Marte puede ser más segura y científicamente más productiva.

5 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

¿QUÉ FACTORES QUÍMICOS Y MICROBIOLÓGICOS PRESENTA EL DESIERTO DE LA JOYA AREQUIPA – PERÚ COMO UN POSIBLE ANÁLOGO A MARTE?

6 HIPÓTESIS

LA PRESENCIA DE FACTORES QUÍMICOS Y MICROBIOLÓGICOS ENCONTRADOS EN EL DESIERTO DE LA JOYA, AREQUIPA - PERÚ PERMITEN CATALOGAR A ESTA ZONA COMO UN ANÁLOGO QUÍMICO, ORGANICO Y PROBABLEMENTE FÍSICO AL PLANETA MARTE.

7 IMPACTO DEL ESTUDIO

El presente trabajo está diseñado para realizar diversos estudios experimentales [con muestras] y descriptivos [observación de instrumentos y de campo] tanto *in situ* como en laboratorio, que busca catalogar una zona desértica como un análogo marciano. Los resultados obtenidos de estos suelos terrestres, mejoraran la comprensión de los datos observacionales y experimentales que han sido y que serán hechos en el planeta Marte.

Este estudio está directamente en línea con el tipo de investigación especificada en el Programa “Mars Fundamental Research” de la NASA que busca resolver preguntas fundamentales acerca del *ambiente marciano, la estabilidad de los compuestos orgánicos en el suelo de Marte, el origen y naturaleza de los oxidantes en ambientes hiperáridos, y el posible origen de las especies minerales en estos ambientes*. La presente investigación está ligada a ayudar a entender la habitabilidad de suelos similares a Marte, particularmente con respecto a microorganismos que son capaces de usar sales y sobrevivir con escasa cantidad de agua. Adicionalmente, el estudio prueba tecnologías alternativas para la búsqueda de compuestos orgánicos en Marte.

El trabajo es relevante para las metas, objetivos, investigaciones y prioridades científicas propuestas por el “Mars Exploration Program Analysis Group (MEPAG, 2008)”, principalmente enfocado a la Meta 1: *Determinar si la vida pudo iniciarse y sobrevivir en el planeta Marte*. Por las mismas razones, la investigación está de acuerdo con el programa “Mars Exploration Strategy 2009-2020”, particularmente con la *Búsqueda de evidencia de vida pasada y presente en Marte*, donde los resultados serán sumamente valiosos debido a que darán un modelo potencial con importantes implicaciones para la exploración y comprensión de la astrobiología del Planeta Rojo.

Finalmente, fuera del campo de la astrobiología, el estudio describe una zona potencial para la agricultura. Si bien el trabajo no tiene como objetivo la evaluación de todos los parámetros necesarios para analizar este potencial, los resultados podrán servir de un indicador inicial para futuros trabajos que busquen estudiar este importante objetivo.

CAPÍTULO II

OBJETIVOS

Luego de justificar de manera detallada la importancia del presente estudio y después de enmarcarlo dentro las metas propuestas por la astrobiología, ésta tesis pretende responder la pregunta central y verificar la hipótesis mediante los siguientes objetivos:

1. Objetivo General

Determinar los factores químicos y microbiológicos en el Desierto de La Joya, Arequipa – Perú que lo pueden catalogar como un posible análogo a Marte.

2. Objetivos Específicos

- Describir las condiciones ambientales de la zona que expliquen las condiciones presentes.
- Describir la geomorfología y los posibles procesos geológicos que permitan explicar el paisaje.
- Determinar la composición mineralógica del suelo.
- Medir la concentración de carbono orgánico e inorgánico total en el suelo.
- Evaluar las características oxidantes del suelo para la materia orgánica.
- Detectar y cuantificar los microorganismos presentes en el suelo y sus posibles hábitats.
- Comparar los datos obtenidos en el suelo de La Joya con datos encontrados en la región de Yungay y los obtenidos en Marte buscando catalogar el tipo de análogo que representa.

Un esquema de los métodos que serán utilizados para cada uno de los objetivos trazados en el estudio se encuentra al inicio del Capítulo IV, donde posteriormente son detallados.

CAPÍTULO III

ANTECEDENTES

1 ¿PORQUÉ ESTUDIAR EL DESIERTO DE LA JOYA?

El Desierto de la Joya o también llamado Pampas de La Joya, es parte de la franja desértica peruana que pertenece al Desierto de Atacama [Figura 17]. Esta zona despertó un alto interés académico durante una expedición preliminar, a lo largo del desierto, llevada a cabo por el grupo de Navarro-González y colaboradores durante el segundo trimestre del año 2003. Ciertamente, como parte de su investigación en la zona de Yungay localizada en la parte norte de Chile -que llevó a descubrir y catalogar esta zona como un suelo análogo a Marte (Navarro-González et al., 2003)-, realizó un transecto hacia el norte entrando a la zona desértica peruana. Durante el viaje se tomaron muestras de seis zonas que mostraron propiedades físicas de interés como la coloración rojiza del suelo, gran cantidad de minerales de hierro y abundante presencia de minerales evaporíticos y cuarzo. Sin embargo solamente una de las áreas mostró, además de las características anteriores, ausencia de vida macroscópica de manera similar a la región de Yungay. Esta zona, que ya se ubica dentro del Desierto de La Joya, fue marcada como el punto de muestreo “PC03-06” y presentó de manera preliminar valores muy bajos de carbono orgánico evaluado con permanganatometría [Tabla 13].

Análisis posteriores realizados en el laboratorio utilizando técnicas de pirolisis-cromatografía de gases- espectrometría de masas [explicado más adelante en el siguiente capítulo] corroboraron los resultados y concomitantemente motivaron el gran interés astrobiológico por esta zona; lo que a su vez sugirió que podría tratarse de un área con suelos análogos a Marte ubicado a 1000 km de distancia del análogo Yungay (Valdivia-Silva et al., 2005). Adicionalmente a los datos preliminares encontrados en La Joya, la presencia de gradientes de humedad separados por pocos kilómetros que permitiría indagar los procesos de transición húmedo-árido de manera más accesible que en la zona chilena, donde al menos existen cientos de kilómetros entre ambos tipos de ambientes, incrementó el interés por esta área.

Por otro lado, dado que casi todos los estudios son realizados en la región Yungay y zonas adyacentes, los diversos procesos geológicos, geoquímicos, biológicos, etc., de interés, no pueden ser extrapolados a todos los suelos hiperáridos si al menos no se comparan con otros estudios realizados en suelos con una evolución similar. De esta manera, las Pampas de La Joya adquirieron un importante valor para la Astrobiología como una zona nueva de posible comparación que puede ayudar a entender y, esta vez, generalizar o extrapolar los diversos procesos que son propios y comunes de suelos hiperáridos, como el que se encuentra en la superficie de Marte.



Figura 17. Mapa del Desierto de Atacama entre Perú y Chile. El círculo rojo muestra la ubicación de las Pampas de La Joya. Las secciones A y B corresponden a las Fig.19 y 20. La definición de hiperárido, árido y semiárido es discutida en la siguiente sección de este capítulo. Modificado de (Hartley, 2003).

Tabla 13. Valores de carbono orgánico y características encontradas en las zonas de muestreo de la zona peruana del Desierto de Atacama.

Muestra	Latitud	Longitud	Algunas características	C. orgánico ($\mu\text{Co/g}$ de suelo)
PC03-01	-17°55.839'	-70°25.014'	Frontera Chile-Perú, presencia de líquenes, y vegetación transportada por el viento.	503.5
PC03-02	-17°47.122'	-70°42.843'	Desierto de Tacna, arena fina, suelo rojizo, presencia de cactus y escasa vegetación.	104.2
PC03-03	-17°29.036'	-71°3.852'	Desierto de Tacna, área de futura estación meteorológica. Muy escasa vegetación.	373.3
PC03-04	-17°12.536'	-71°15.989'	Pampas de Moquegua, abundantes dunas, posibles depósitos de carbonatos. Abundante magnetita, muy escasa vegetación.	62.9
PC03-05	-16°44.390'	-72°2.462'	Pampas de La Joya, abundante cuarzo poco colonizado, muy escasa vegetación a pesar de estar a pocos kilómetros la Irrigación San Camilo.	110.7
PC03-06	-16°44.839'	-72°2.109'	Pampas de La Joya, abundante cuarzo y mica, suelo rojo, presencia de magnetita, ausencia de vida macroscópica.	70.7

Los datos preliminares muestran a las Pampas de la Joya y a las Pampas de Moquegua como posibles análogos orgánicos. La tabla fue una recopilación de datos tomados de (Molina-Sevilla, 2005) y bitácoras del laboratorio. El área destinada para estación meteorológica al momento no ha sido instalada, pero constituye un buen punto de referencia. C: carbono, Co: carbono orgánico.

De esta manera, los datos morfológicos, geoquímicos, y biológicos de la Joya son realmente escasos, antiguos e incluso ausentes comparados a los estudios realizados en

Yungay, que han presentado un incremento muy notorio en la última década para los diferentes campos de la ciencia. Sin embargo, aunque La Joya sea una parte pequeña de todo el Desierto de Atacama y aunque junto con algunas áreas –como Yungay- haya conseguido tener características peculiares motivos del presente estudio, no deja de compartir una historia geológica común que llevó a Atacama a convertirse probablemente en la zona más seca del mundo (Ewing et al., 2006; McKay et al., 2003; Munoz et al., 2007). Debido a esto, comprender la historia y evolución de todo el desierto ayudará a entender de mejor manera las características peculiares de La Joya que no ocurrieron en Yungay y viceversa, además de mostrar las características comunes a ambos lugares. La intención de comparar ambas zonas no pretende excluir otras localizaciones dentro del desierto, como las Pampas de Moquegua que también pudieran tener otras peculiaridades de interés, sino evaluar un conjunto de hechos separados en tiempo y distancia que expliquen fenómenos y procesos que puedan extrapolarse a la “aridificación” acontecida en Marte cuando perdió su agua líquida. Un proceso que se está llevando a cabo desde hace miles, e incluso millones, de años en el Desierto de Atacama (Clarke, 2006).

La siguiente sección revisa la evidencia estratigráfica actual centrada en la zona de Yungay que explica en cierta forma los climas áridos y/o hiperáridos del pasado, los procesos paleo-hidrogeológicos que contribuyeron de manera diferente al origen de la hiperaridez, y los posibles procesos geoquímicos clave en la pedogénesis de este tipo de suelos que puedan explicar de alguna manera las características geomorfológicas del área de estudio.

2 HISTORIA GEOLÓGICA DEL DESIERTO ATACAMA

El Desierto de Atacama es una franja desértica que se encuentra a lo largo de la costa oeste Sudamericana desde los 5° hasta los 35° latitud sur y varía, debido a la geografía de continente, entre los 70° a 80° longitud oeste. Esta franja desértica contiene suelos denominados hiperáridos y áridos casi exclusivamente en los países de Chile y Perú. Aunque existe una franja de suelos áridos y semiáridos circundante, que logra llegar a la costa este de Argentina [alcanzando los 50° de latitud sur], ésta área ya no se denomina como “Desierto de Atacama” sino en su conjunto constituye el Desierto Sudamericano [Figura 18]. Todo el desierto abarca cerca de 4000 km de longitud con precipitaciones promedio menores a los 200 mm/año (Houston and Hartley, 2003); mientras la región de Atacama presenta precipitaciones menores a los 10 mm/año, constituyendo una de las regiones más secas del mundo.

La clasificación de estas zonas como hiperáridas, áridas y semiáridas fueron derivadas del Índice de Aridez (IA) que se calcula como la relación de la precipitación [P] entre el potencial de evotranspiración [PET]. Los valores de evotranspiración fueron calculados por las ecuaciones de Thornwaite’s que evalúan la temperatura media mensual y la media mensual del número de horas de luz al día (UNEP, 1997) [Tabla 14].

Como algunas características adicionales que diferencian estos climas; el uso de pastoreo es posible en las áreas áridas, pero no la agricultura sostenida por lluvia. En las áreas semiáridas la agricultura es irregular, aunque el crecimiento de pastizales es satisfactorio (Goodin and Northington, 1985). Por otro lado, los suelos hiperáridos muestran ausencia de vida macroscópica y pueden ser usados como excelentes aproximaciones a los límites del bioma desértico. Las áreas semiáridas y áridas actualmente tienen gran importancia debido al incremento de su extensión debido a procesos de “desertificación” (Kottek et al., 2006).

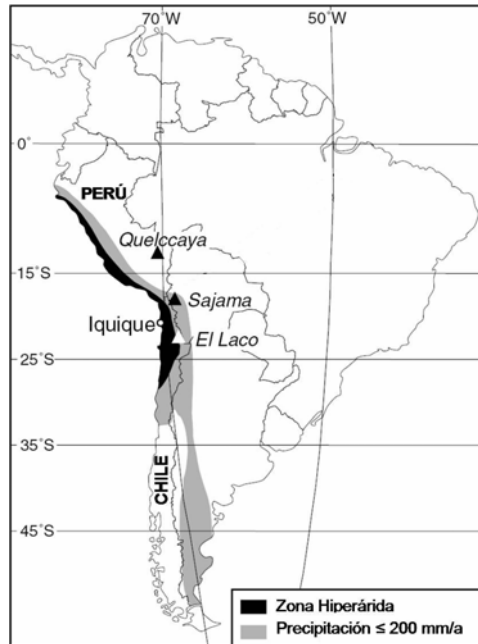


Figura 18. El Desierto de Atacama y regiones secas circundantes.

Tabla 14. Índices de Aridez y Tipo de Clima.

IA	Clima y tipo de suelo
>0.65	Húmedo
0.65 - 0.5	Sub húmedo - seco
0.5 - 0.2	Semiárido
0.2 - 0.05	Árido
<0.05	Hiperárido

La desertificación, es definida como “la degradación de los suelos en áreas áridas, semiáridas y sub húmedas-secas como resultado de cambios climáticos y actividad humana” (Houerou, 1996); y ha sido reconocida como uno de los problemas ambientales globales más importantes desde 1970. La totalidad de las tierras susceptibles a desertificación son cerca del 40% de toda la superficie de suelos del planeta. Es necesario enfatizar que los suelos hiperáridos [los ambientes extremadamente secos] no son susceptibles a desertificación y constituyen el 7.5% de toda la superficie continental del mundo (Houerou, 1996; Thomas, 1995). Los desiertos emergen independientemente de las actividades humanas, de manera que el término “aridificación” se refiere al desarrollo natural de desiertos a través de la evolución de los climas secos, lo cual constituye un proceso mucho más lento que la desertificación. Ciertamente, la desertificación ocurre primariamente en la mayoría de los ambientes secos a excepción de los hiperáridos, debido a que las condiciones climáticas y ecológicas los tornan más susceptibles a procesos de degradación que las tierras húmedas. Así, los suelos hiperáridos usualmente están excluidos de esta consideración (Schlesinger, 1997). Por lo tanto, el Desierto de Atacama, presenta procesos de “aridificación” a lo largo de toda su historia geológica, evidenciado actualmente por el valor medio de su índice precipitación-evapotranspiración menor a 0.538 (McKay et al., 2003) y los datos de precipitación meteorológicos.

La Dirección Meteorológica de Chile muestra precipitaciones promedio de 0.6 mm/año en Arica, la ciudad límite con Perú, y un incremento paulatino conforme se va hacia el Sur, llegando a cerca de 21 mm/año en Copiapo. Sin embargo, el área de Yungay cercana a la ciudad de Antofagasta presenta una caída abrupta a valores de 0.3 mm/año. Igualmente el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi) muestra que el área peruana hasta los 10° S presenta niveles de precipitación fluctuantes entre 0.4 a 2 mm/año, con incrementos abruptos en regiones cercanas de hasta 100 mm/año, siendo más susceptible a la presencia del “Fenómeno del Niño”. Estos cambios son atribuidos también al incremento del dominio del Sistema Monzónico del Amazonas al noreste y a un ingreso mayor de humedad del Pacífico ocasionado por las cuencas de ríos que atraviesan el Valle Central y la Cordillera de la Costa (p.e. los ríos Vitor, Sihuas y Quilca). Así mismo, el río Loa al norte de Chile junto con el Sistema Frontal de Invierno muestra características similares.

La hiperaridez históricamente ha resultado de factores numerosos que han ocasionado discusión acerca de su importancia en el proceso: la confluencia de la zona sub-tropical de alta presión, la Corriente de Humboldt (que ocasiona el efecto Coriolis a lo largo de la costa oeste) y la presencia de la Cordillera Andina son algunos de estos. Esta condición extrema ha resultado en un número de características únicas e inusuales en la zona, tales como la frecuencia baja de erosión (Dunai et al., 2005; Nishiizumi et al., 2005) y acumulación en el suelo de sales poco comunes que incluyen percloratos, iodatos y nitratos, además de evaporitas como yeso, halita y anhidrita que son comunes a estas condiciones (Bohlke et al., 1997). Adicionalmente esta área presenta muchos de los depósitos más significativos del mundo de minerales de cobre porfídico (Herail et al., 1999), zonas de enriquecimiento supergénico y depósitos con mineralización exótica ocasionada por mineralización secundaria sub-horizontal formada por precipitación y filtrado de minerales (Clarke, 2006). En conjunto estas condiciones hacen que el desierto de Atacama tenga áreas probablemente similares en hiperaridez y mineralogía a la superficie marciana (Ewing et al., 2006; Navarro-Gonzalez et al., 2006b; Sutter et al., 2007).

La importancia del estudio de zonas como Atacama, permite entender mejor los procesos geológicos, climáticos y geoquímicos que pudieron haber ocurrido en el planeta Marte hace miles de millones de años. Es conocido que entre los 4.1 y 3.6 Ga, la Tierra y Marte presentaban condiciones atmosféricas y geológicas similares con la presencia probable de agua líquida (Fairen et al., 2003). En esa época, por causas no comprendidas completamente, el planeta Marte perdió su atmósfera y por ende entró en un proceso de deshidratación progresiva (aridificación) (Fairen et al., 2005). Por otro lado, en la Tierra se han encontrado fósiles bacterianos de 3.5 Ga en diversas rocas australianas y canadienses (Moorbath, 2005); lo cual puede llevar a la hipótesis que en Marte, para ese momento de su historia cuando era similar a la Tierra, también existieron formas de vida similares que luego pudieran sobrevivir a este cambio drástico de deshidratación continua en ese planeta. Dado que el proceso de aridificación ocurre actualmente en diversas regiones del desierto de Atacama donde la precipitación es muy escasa y la pérdida de agua es mayor que la ganancia (Kalthoff et al., 2006), es de sumo interés el estudio del comportamiento de este fenómeno que permitirá extrapolar condiciones diversas a lo ocurrido en el planeta rojo. La presencia de vida en los núcleos más hiperáridos del desierto también ayudará a comprender procesos evolutivos de adaptación biológica a cambios de deshidratación progresiva.

2.1 Características de la geomorfología y del clima en el desierto de Atacama

2.1.1 Geomorfología del paisaje

Por sus características topográficas bien definidas ha sido posible diferenciar en el desierto de los Andes las siguientes unidades geomorfológicas: faja litoral, cordillera de la costa, planicies costeras o valle central y las estribaciones andinas (García, 1968; Valero-Garces et al., 1999). La *faja litoral* comprende el terreno de aproximadamente 5 km de ancho que se desarrolla entre la rivera del mar y la cota de 400m. Tiene un relieve bajo y pendiente suave de 5 a 6° al O-SO. El límite oriental es bien definido y está señalado por un cambio fuerte de pendiente en la topografía. Dentro de esta unidad, principalmente en la zona peruana, existen acantilados de 80m de altura, pequeñas ensenadas, puntas y formas intermedias que están modeladas fundamentalmente por abrasión marina sobre rocas gnéisicas, doríticas y graníticas. Otras zonas están cubiertas por acumulaciones arcillosas amarillentas o por pequeñas terrazas aluviales, marinas y detritos de talud. La *cordillera de la costa*, formada por una cadena de montañas de aproximadamente 20 km de ancho, discurre paralela al litoral y presenta altitudes cercanas a los 2000 msnm como el cerro la Huata en la Joya. Contiene rocas ígneas y sedimentarias del Mesozoico e incluso hasta del Eoceno (245 a 36 Ma) y al igual que el litoral las rocas están parcialmente cubiertas por arcillas, limos y arena que ocasionalmente tienen de 100 a 150 cm de espesor. En la zona chilena, la cordillera de la costa presenta características similares (Clarke, 2006; Mpodozisa et al., 2005). El *valle central*, también llamado depresión intermedia o pampas costeras, consiste en una cuenca ocupada por rocas sedimentarias del Oligoceno al Plioceno (36.6 a 1.6 Ma). Tiene un ancho promedio de hasta 40 km y está a altitudes de 1000 a 1600 msnm. Las *estribaciones andinas*, al este del valle central, conforman los flancos bajos de la Cordillera de los Andes. En la zona chilena se observa que el flanco este de la cordillera está precedida por una línea de elevaciones montañosas denominada “Precordillera” que presenta una variedad de relieves y aparecen elevaciones angulares que sobrepasan los 3000 msnm de altura en promedio [Figura 19]. La mayoría del valle central consiste en una superficie del Terciario tardío (Alpers and Brimhall, 1988; Beaty, 1983; Goudie et al., 2002). Determinaciones de la edad en materiales volcánicos dentro de depósitos de sedimentos superficiales mostraron estratos piroclásticos de 5.6, 8.9 y 11.5 Ma a lo largo del valle desde Ica en Perú hasta El Salvador en Chile (Clarke, 2006; García, 1968). Al sur de los 23°S el desierto es dominado por extensos depósitos fluviales de grava. Esta grava y depósitos relacionados son probablemente resultado del levantamiento de los Andes ocurrido en el Mioceno medio a tardío (Clark et al., 1967; Marinovic et al., 1992; Mortimer, 1973; Nishiizumi et al., 2005). Superficies duras, deflaciones, zonas de deslizamiento rocoso, depósitos de abanicos aluviales de hace 3–9 Ma y zonas diseccionadas profundamente por quebradas de 1 a 1.5 km de profundidad [como al norte del valle central] muestran ocupación por sedimentos de esta edad. Rastros de drenaje de la mayoría de las quebradas no tienen evidencia de flujo reciente ni sedimentos fluviales al fondo demostrando que pueden haber sido formados, al menos en parte, por escape de agua subterránea. Estudios recientes de núclidos cosmogénicos e isótopos de argón demostraron edades de sedimentos superficiales de 2.1 Ma indicando cambios profundos y redistribución de sedimentos en el Plioceno-Pleistoceno (Bobst et al., 2001).

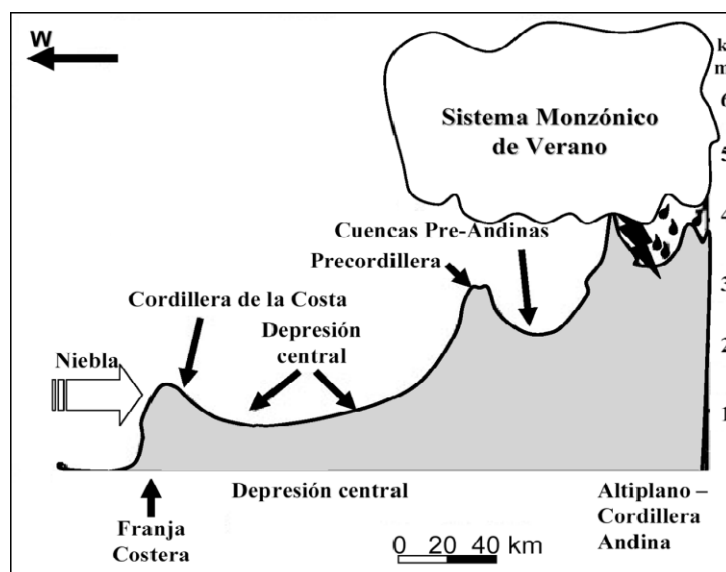


Figura 19. Esquema de la sección transversal del Desierto de Atacama a la altura de Yungay, Chile [La línea de corte es mostrada como sección A en la Figura 17].

Las cortezas duras, “duricrusts”, son características comunes presentes en la línea costera y en el valle central (Nishiizumi et al., 2005; Pope et al., 1995). Sulfatos impregnados de sales exóticas, como nitratos, percloratos y yodatos son también frecuentes en la línea costera y el valle central. El calcio y sulfato en los suelos se deben probablemente a intemperismo de las rocas y removilización de agua subterránea, seguidos por redistribución eólica en el paisaje (Goudie et al., 2002; Rech et al., 2003a). El origen de las sales de nitratos, también sujeto a mucha controversia, parece relacionado a depositación atmosférica de óxidos de nitrógeno (Ewing et al., 2006; Michalski et al., 2004). La distribución de las sales en el duricrust de estas zonas parece estar controlada parcialmente por la topografía. Evidencias isotópicas han mostrado que los sulfatos de calcio, presentes en toda posición, pueden proceder parcialmente del transporte eólico en partículas de polvo (Rech et al., 2003b). La niebla marina es frecuente a lo largo de las costas desde los 15°-27°S (Larrain et al., 2002), pero su incursión tierra adentro depende de la elevación y conexión topográfica a la costa (Cereceda et al., 2002).

2.1.2 Factores actuales de hiperaridez

El término de hiperaridez no se debe solamente a la ausencia de precipitación (P), que en este desierto es calculado en 1- 2 mm/año (Mintz and Walker, 1992), sino también está relacionado al potencial de evapotranspiración del suelo (PET), definiéndose mejor como una relación P/PET menor a 0.05 (UNEP, 1997). Utilizando esta definición, el área ubicada entre los 15° a 30°S del desierto es considerada hiperárida con un P/PET < 0.5. (McKay et al., 2003). Además se sabe que en la zona hiperárida puede pasar una década sin lluvia seguida por un evento de 10–20 mm (Warren-Rhodes et al., 2006).

Cuatro factores contribuyen actualmente a la hiperaridez del desierto de Atacama (Hartley et al., 2005; Houston and Hartley, 2003): *primero* el desierto permanece en el área subtropical de alta presión donde desciende de manera estable el aire producido por la circulación cerrada de Hadley, lo que disminuye la convección y bloquea la humedad del

oeste [efecto zonal]. *Segundo*, el desierto se encuentra a más de 2000 km de la humedad Amazónica y del Atlántico [efecto continental]. *Tercero*, la presencia de los Andes evita el ingreso de la humedad del este [efecto orográfico de sombra]. Finalmente el *cuarto* factor, la Corriente de Humboldt, que aporta nutrientes frescos a la costa norte Chilena y Peruana [fenómeno de surgencia], impide que nubes de aire caliente y por ende de humedad ingresen al continente atrapándola antes de los 800 msnm [efecto oceánico]. (Figura 20).

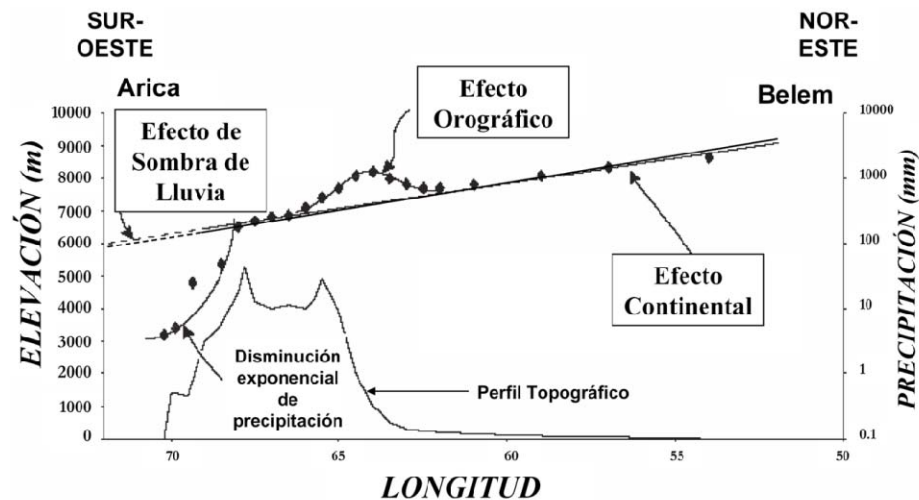


Figura 20. Perfil transversal del continente Sudamericano, se observan los efectos actuales de hiperaridez [la línea de corte se muestra como sección B en la figura 17]. No se muestran los efectos zonal y oceánico producto de la zona de presión alta y la corriente de Humboldt respectivamente. Figura tomada y modificada de Hartley *et al* (2005).

El impacto de los Andes en el clima del desierto es crítico. El levantamiento regional de los Andes: a) rompe la circulación zonal creando una barrera a vientos globales que es aguda cuando es perpendicular al flujo y originando una precipitación orográfica en la cara al viento y una sombra de lluvia al lado contrario (Figueroa *et al.*, 1995; Houston and Hartley, 2003), b) altera el balance de radiación como resultado de aumento de insolación en las alturas incrementando la evaporación (Hay and Wold, 1998) y c) desplaza masas de aire modificando e intensificando los contrastes de presiones frecuentemente conducidas por la circulación del monzón (Zhou and Lau, 1998), todo lo cual es exacerbado en latitudes bajas.

La humedad que llega al desierto proviene de tres fuentes: durante el verano austral flujos del noreste (monzónicos) traen precipitación convectiva de la Amazonia (Garreaud *et al.*, 2003), mientras que durante el invierno, flujos del suroeste traen precipitación frontal de los ciclones extratropicales (Vuille, 1999). La precipitación del verano es la fuente principal de humedad, generalmente en forma de lluvias antes de los 4500 msnm y nieve encima de los 5300 msnm. La precipitación del invierno ha sido subestimada principalmente al sur de los 20° S porque generalmente es en forma de nieve, la cual es pobremente cuantificada y cae debajo de los 1000 msnm. El promedio límite anual entre los dos sistemas de humedad puede ser definido como el área que mensualmente tiene la precipitación máxima en verano o invierno y es una diagonal que cruza los Andes dividiendo la zona del valle central y el altiplano (Houston and Hartley, 2003). La tercera fuente de humedad es la niebla y lloviznas que son más comunes en invierno y están asociadas al paso del sistema frontal. El

impacto zonal del cinturón subtropical de alta presión producido por la circulación de Hadley genera un déficit fuerte de precipitación como resultado del descenso estable de aire, centrado entre los 18° y 28° S. La zona más probable de menor precipitación corresponde al límite de los dos sistemas anteriores donde su efecto es minimizado.

Los efectos continental y orográfico pueden ser vistos en una sección suroeste – noreste, entre las longitudes 54 y 67° W donde se observa una reducción gradual en la precipitación asociada con el incremento en la distancia a la humedad del Océano Atlántico. Adicionado a éste, el incremento de lluvias por el efecto orográfico en la cara este de los Andes se inicia desde los 300 msnm y se hace máximo a los 1000 msnm para luego declinar a valores base a los 5000 msnm. En la cara oeste, en cambio, el efecto de sombra resulta en una precipitación reducida (Houston and Hartley, 2003).

Estudios de correlación entre altitud y precipitación muestran una relación directa entre los 15 y 24° S. Estos datos muestran que en alturas por debajo de los 2300 msnm la precipitación disminuye muy rápidamente y que la relación es directa hasta cerca de los 4500 msnm, desde donde puede existir sesgo por la cantidad baja de estaciones meteorológicas a tales alturas. Al sur de los 24° S no existe esta correlación debido a que esta zona es más influenciada por el sistema frontal que suele ser muy variable.

En el Altiplano, el último ciclo glacial- interglacial ha mostrado variaciones extremas en la temperatura media anual de aproximadamente 11° C y de lluvias hasta de 300 mm (Grosjean et al., 1995). La superficie del terreno ha variado de zonas cubiertas de nieve perenne o casi perenne, por la gelisoliflucción (o congeliflucción) a zonas con ligera vegetación. El agua de los lagos ha variado de fresca a hipersalina. Extrapolación de los estudios del Altiplano a las altitudes más bajas del desierto de Atacama muestra una tendencia general. La curva de lluvias y altitud, aunque muy general, indica que las lluvias incrementadas a ~250 mm serían suficientes para resultar en lagos perennes en el Altiplano. En altitudes menores a 3000 m, típicas de Atacama, un incremento de lluvia de 50 mm traduciría un efecto similar considerando la actual relación altitud- precipitación. Para el desierto de Atacama, sin embargo, el rango más probable de precipitación fue de 0–100 mm durante los ciclos glacial- interglacial. Así, en general los cambios climáticos de interglacial a glacial habrían tenido poco impacto en el paisaje por debajo de los 3000 m, excepto en la vecindad inmediata de los lagos, los cuales se habrían puesto a la intemperie y en áreas elevadas arriba de los 3500 m donde existiría la gelisoliflucción durante los climas más fríos. La excepción podría ser en las zonas de valles de los ríos donde algún incremento en la precipitación resulta en un incremento de la descarga. Hay evidencia de diatomitas en la Formación El Loa, como en los lagos que existieron en la cuenca del río Loa durante el Neogeno (Marinovic and Lahsen, 1984); sin embargo, no hay evidencia a favor o en contra de lagos en el Cuaternario.

Normalmente las comunidades de plantas sirven como indicadores de disponibilidad de agua vía precipitación y/o humedad de la niebla y de gradientes latitudinales y altitudinales del clima (Latorre et al., 2003). Sin embargo en sitios hiperáridos del desierto como Atacama las precipitaciones son insuficientes para soportar plantas vasculares y no se observa signos de vida macroscópica (Latorre et al., 2003; Latorre et al., 2002). Estos datos son coherentes con reportes recientes donde afirman que la producción primaria en esta región se limita principalmente a las cianobacterias de crecimiento lento que sobreviven debajo de rocas con minerales translúcidos como cuarzo (Warren-Rhodes et al., 2006) y dentro de algunas sales precipitadas como yeso y halita (Dong et al., 2007; Wierzchos et al., 2006). Más al sur, cerca de los 26° S, donde hay disponibilidad mayor de agua

(incluyendo lomas que interceptan neblina), el paisaje cambia paulatinamente hasta hacerse una vegetación continua como resultado de una frecuencia mayor de lluvias de invierno del Pacífico (Latorre et al., 2002); de igual manera, al avanzar hacia el norte desde la zona más árida de la región de La Joya, aun dentro de los 15° S, el cambio a la vegetación es abrupto constituyendo gradientes de humedad en menos de 100 km, lo que es muy particular en la zona.

Cada cierta cantidad de años, se presentan condiciones cálidas en el Pacífico ecuatorial y costas del norte de Chile, Perú, Ecuador y Colombia, asociadas a una disminución de la presión atmosférica, evidenciando así la presencia de El Niño. Este calentamiento del agua marina inhibe la surgencia en la superficie del mar (afloramiento de aguas frías, ricas en microorganismos, desde las profundidades marinas), aumentando la temperatura del aire en 1 a 2° C sobre lo normal, lo que es sensible en la costa norte de Chile. La parte central, sur y austral del país no experimentan variaciones térmicas importantes. El elemento climático más afectado por El Niño es la precipitación.

La circulación atmosférica en Chile, que determina las características climáticas del país, está definida por dos factores: el anticiclón subtropical del Pacífico suroriental y el cinturón de bajas presiones subpolares. El primero corresponde a un área de presiones semipermanentes altas que afecta la zona norte y central del país, con fluctuaciones norte-sur en la ubicación de su borde sur durante el invierno (30° a 35° de latitud) y en verano (35° a 40° de latitud). El segundo factor es el cinturón de presiones bajas que se localiza entre los 45° y 55° de latitud sur, cuyos desplazamientos hacia latitudes menores ocurren con frecuencia en invierno, originando el desarrollo de sistemas frontales que incursionan regularmente entre La Serena y Concepción. En presencia de un evento de El Niño, el anticiclón subtropical del Pacífico se debilita en el sector oriental (frente a Chile) disminuyendo sus efectos en la zona central y norte del país y facilitando el desplazamiento de los sistemas frontales que provienen de la región oeste del Pacífico. Esta condición atmosférica, aumenta la frecuencia de bandas nubosas frontales y las intensifica, generándose así una mayor cantidad de precipitaciones. El desplazamiento del anticiclón subtropical del Pacífico hacia el oeste, facilita la presencia de capas atmosféricas inestables cercanas a la superficie, que se asocian a precipitaciones.

2.1.3 Depósitos de sales y ganancia de masa

Los depósitos ricos en nitratos al norte de Chile han sido uno de los aspectos más estudiados de la geoquímica del desierto (Ericksen, 1981; Pueyo et al., 1998; Searl and Rankin, 1993). Pese a esto los estudios acerca de su distribución geográfica son muy pocos, aunque en general, se encuentren adyacentes o en la dirección del viento de playas o salares (Mikhailov, 2000; Navarro-Gonzalez et al., 2003). Además, las variaciones químicas este-oeste debidas al incremento en la distancia de partículas atmosféricas a fuentes marinas ha sido bien demostrado (Berger and Cooke, 1997; Rech et al., 2003b). Recientemente Ewing y col. [2006], realizaron un estudio minimizando esta variación por selección de zonas equidistantes a la costa, lo que llevó a mostrar que las fuentes atmosféricas de materiales en estos suelos provienen de la redistribución eólica de partículas (polvo, sales de mar y de salares) y de partículas formadas localmente por química atmosférica (componentes nitratos y sulfatos de precursores de óxidos gaseosos (Michalski et al., 2004). El afloramiento marino (o surgencia) cercano a la costa lleva a alta productividad de la pesca en las costas oceánicas (Marín and Olivares, 1999; Moore et al., 2002), resultando en un suministro de aerosoles marinos que en esta área son probablemente una fuente para el suelo de

constituyentes primarios de sales que contienen sodio, cloro, y de azufre - nitrógeno inorgánico (Michalski et al., 2004; Rech et al., 2003a). Fuentes biológicas marinas pueden brindar C y N orgánico además de Ca y C inorgánico de organismos marinos (Moore et al., 2002). El suministro relativamente continuo de sales marinas con vientos dominantes en tierra pueden ser suplementados con emisiones volcánicas del este, aunque estas fuentes son pobremente cuantificadas y probablemente altamente variables (Mather et al., 2004; Matthews et al., 1997). Sales derivadas de volcanes y aguas subterráneas son dispersadas también por deflación eólica de salares (Bao, 2005; Bao et al., 2004; Rech et al., 2003b; Spiro and Eckardt, 1999). Finalmente, la química local probablemente es espacialmente variable y depende de la proximidad a las fuentes atmosféricas (Ewing et al., 2006; Rech et al., 2003b). Con la disminución de la actividad biótica y precipitación, la formación del suelo cruza un límite de pérdida de masa neta debido a alteraciones geoquímicas del sustrato geológico a incremento del volumen del suelo con retención de suministro atmosférico que puede exceder la masa del material de silicato parental después de 10^6 años (Ewing et al., 2006). Este límite árido-hiperárido marca la pérdida casi nula de suelo por erosión, transformación de silicatos y actividad biológica, procesos claves en la pedogénesis de casi todos los lugares de la Tierra. Cuando la hiperaridez minimiza estos procesos, el resultado es un suelo compuesto primariamente de sales atmosféricas y polvo, el cual físicamente expande el paisaje formado. La redistribución vertical de solutos y depositación de polvo argumentada por Gellert *et al* [2004], Clark *et al* [2005] y Yen *et al* [2005], para esta zona hiperárida, tiene implicaciones críticas para la historia de aridificación que ocurrió y que ocurre actualmente en Marte (Clark et al., 2005; Gellert et al., 2004; Yen et al., 2005).

2.2 Evidencia sedimentológica de aridez en el Desierto de Atacama

La mayoría de estudios de la historia de aridez e hiperaridez del desierto de Atacama está enfocada a datos sedimentológicos de hallazgos chilenos y muy pocos estudios de la zona peruana. Los datos relevantes estratigráficos y sedimentológicos fueron revisados recientemente por Clarke [2006] y son actualizados en la Tabla 15. Aunque trabajos recientes han mostrado datos de climas desde el Pleistoceno tardío a la actualidad, existen pocos datos cuantitativos en la variabilidad espacial y el origen de la hiperaridez (Garreaud et al., 2003; Houston and Hartley, 2003; Markgraf, 2001). Aunque las evaporitas no son la mejor evidencia sedimentológica de climas áridos, su presencia denota procesos de mayor pérdida de agua que, unidos con otros datos de fechamiento y cambios globales conocidos, pueden ayudar a explicar periodos de transición hacia la hiperaridez. La evidencia sedimentológica descrita para la zona de La Joya, es reevaluada en el capítulo V, sección 2 del presente trabajo.

2.2.1 Triásico (~200 Ma)

Las evaporitas continentales más tempranas en el desierto de Atacama son del Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (pre-Sinemuriano) y son descritas por Suárez y Bell [1987]. La Formación de Chifuncho contiene depósitos de anhídrita cementando clastos volcánicos en conglomerados de ambientes aluviales. La Formación Pan de Azúcar de una edad similar tiene halita en la parte basal de la formación. Depósitos más tempranos del Pérmico Tardío – Triásico Temprano (245 Ma) como las Formaciones de Tuina y El Bordo no son

evaporíticas, lo que indica periodos húmedos previos al Triásico Tardío (Suarez and Bell, 1987).

En la zona peruana de La Joya el Grupo Yamayo descrito por Bellido y Guevara [1963], no evidencia evaporitas, pero si registra conglomerados volcánicos. Al parecer esta zona actualmente ubicada a los 15° S presentaba climas húmedos o quizá semiáridos comparada con zonas más al sur (Bellido and Guevara, 1963).

2.2.2 *Jurásico (~183- 152 Ma)*

Las evaporitas del Jurásico de la zona chilena (~180 Ma) aparecen en el Grupo Caracoles (Marinovic and Lahsen, 1984). Estas consisten en anhidrita y yeso cercanamente asociados con clastos terrestres y marinos, y calizas marinas. Estas unidades fueron probablemente depositadas en ambientes de costas de lagunas o áreas saladas formadas en estanques estacionales (sabkhas). Las evaporitas del Jurásico Tardío se observan en latitudes modernas de los 21–35° S, que son cercanas a su distribución en el Cuaternario de 19–27° S, indicando que ha sido poco el cambio latitudinal de América del Sur y la zona climática árida durante este periodo, pese a que la zona jurásica de evaporitas fue dos veces más ancha que la del Cuaternario.

La zona peruana de La Joya muestra tres formaciones representativas de este periodo: del Jurásico Temprano se encuentra la Formación Volcánico Chocolate, del Jurásico Medio la Formación Socosani, ambas descritas inicialmente por Jenks [1948], y la Formación Guaneros del Jurásico Tardío propuesta por Bellido y Guevara, [1963]. La Formación Volcánico Chocolate presenta derrames andesíticos y dacíticos, lutitas y en la parte superior intercalados con carbonatos de calcio y magnesio. La Formación Socosani presenta calizas compactas en donde la dolomita es abundante (Jenks, 1948). La Formación Guaneros, en cambio, presenta arenisca calcárea fosilífera, derrames andesíticos y calizas. La zona peruana al parecer durante el Jurásico también presenta rastros sedimentológicos probables de periodos áridos. Aunque las calizas o dolomitas por sí mismas no son garantía de climas áridos, la localización continental de las muestras estratigráficas puede hacer sospechar este hecho. Como indicamos anteriormente, estudios más detallados deben realizarse para comprobar esta suposición.

2.2.3 *Cretácico (~144- 66 Ma)*

Evaporitas marinas y continentales del Cretácico Temprano se observan a lo largo de la costa y entre las Formaciones Lautaro y Quebrada Monardes al sur de Atacama (Suarez and Bell, 1987). Las evaporitas marcaron la transición entre calizas marinas poco profundas de la Formación Lautaro y la arenisca roja continental de la Formación Quebrada Monardes. Las evaporitas se caracterizan por apariciones discontinuas de evaporitas cíclicas de sulfatos. Texturas específicas presentes en el sedimento huésped incluyen pseudomorfos calcíticos y calcedónicos después de anhidrita, pseudomorfos calcedónicos después de halita y vestigios de anhidrita. Los lechos rojos comprenden una asociación compleja de lodo arcilloso y arenisca. Las evaporitas se interpretaron como productos de la depositación en ambientes salinos de costas lacustres y sabkhas asociados con lechos rojos fluviales y eólicos dentro de un ambiente intra- arco (Bell and Suarez, 1993). Similares a las del Jurásico Tardío, las evaporitas del Cretácico Temprano aparecieron en latitudes de 21–35°S. En el norte de Atacama la Formación Purilactis del Cretácico Tardío al Paleoceno (~97– 57 Ma) también contiene evidencias de evaporitas (Marinovic and Lahsen, 1984).

Los Grupos de la zona peruana comprenden el Complejo Yura y el Volcánico Toquepala descritas por Jenks [1948], Wilson y García [1962] y Benavides [1962]; de los cuales el primero es el que presenta evidencia de evaporitas. El Grupo Yura contiene cuarcita (parte con estratificación cruzada), areniscas, lutita, dolomita y otras calizas (Wilson and Garcia, 1962).

2.2.4 Terciario (~37 a 11 Ma)

La Formación Azapa en la zona norte chilena (Wörner et al., 2002) y el Grupo San Pedro del Oligo-Mioceno extensamente expuesto en la Cordillera de la Sal (Wilkes and Gorler, 1988), contienen yeso, anhidrita y halita. El Grupo San Pedro se interpreta como un depósito ocasionado por un abanico aluvial en ambientes de playas lacustres. Sus horizontes fosilíferos contienen algas límnicas, ostrácodos y gasterópodos expuestos en la parte norte de la región. Ello indica incursión de agua poco salina o periodos efímeros de salinidad baja. Unidades de halita con grosores de varias decenas de metros ocurren repetidamente en la sucesión. Evaporitas del Oligoceno–Mioceno (Suarez and Bell, 1987) existen en las latitudes modernas de 21–27°S.

Durante el Neógeno la evaporación de depósitos es extremadamente común y bien preservada. En el valle central del Norte de Chile un rango amplio de evaporación terminal de depósitos durante el Plioceno-Pleistoceno (~5.3 a 0.01 Ma) comprende las evaporitas de Hilaricos y Soledad (Pueyo et al., 2001) y también pueden ser tomados como depósitos representativos de esta edad. Estudios de isótopos ^{21}Ne cosmogénico en la Formación Azapa que se encuentra a 1500 msnm demostraron que tiene una edad de 25 Ma corroborando procesos de erosión baja en ausencia de agua (Dunai et al., 2005).

El equivalente en Perú de la Formación Azapa chilena es la Formación Moquegua (Dunai et al., 2005; Tosdal et al., 1984; Wörner et al., 2002) estudiada por Brügger [1950] y por Bellido y Guevara [1963]. Esta Formación es la evidencia más fuerte de aridez en la zona peruana debido a la presencia abundante de yeso y conglomerados con clastos de halita. Esta zona presente areniscas arcillosas en la parte superior y arcillas rojizas con lentes de yeso, halita y conglomerados finos (Brügger, 1950).

2.2.5 Cuaternario (~1.6 Ma - a la actualidad)

Evaporitas del Plioceno–Holoceno han sido y continúan siendo depositadas en modernos lagos salinos, del cual el Salar de Atacama es el más grande. Ellas incluyen yeso, anhidrita, halita, boratos y sulfatos de sodio. Las evaporitas están siendo depositadas en lagos de sal y lagunas costeras entre los 19°S y 27°S. El depósito de sales en algunas bases de lagos ha sido continuo desde el Mioceno, por ejemplo en el Salar de Atacama se ha depositado halita con un grosor de 975 m (Suarez and Bell, 1987).

Diversas áreas de la zona peruana de La Joya presentan gran cantidad de halita que se continúa depositando lentamente. En esta zona son frecuentes minas y grandes extensiones de cuarzo y mica; adicionalmente, ceniza volcánica abundante producto de actividad volcánica piroclástica durante el Plioceno-Pleistoceno rellenaron quebradas profundas preexistentes rebasando sus flancos y extendiéndose algunas veces sobre las llanuras adyacentes.

2.3 Aspectos paleogeográficos de la hiperaridez en el desierto de Atacama

Los efectos zonal, continental, orográfico y oceánico son importantes para la reconstrucción de los paleoclimas que contribuyeron con la hiperaridez.

Datos paleomagnéticos muestran que América del Sur ha permanecido dentro de los 9° de su latitud actual en el planeta desde al menos hace 165 Ma que corresponde al Jurásico Tardío (Beck, 1999) y desde ese tiempo ha estado dentro del cinturón subtropical de alta presión de la circulación Hadley. La circulación de Hadley se debe al transporte de calor desde las zonas ecuatoriales hasta las latitudes medias, donde la cantidad de radiación solar incidente es en promedio mucho menor. Las células de Hadley se extienden desde el Ecuador hasta latitudes de unos 30° en ambos hemisferios. Este calor es transportado en un movimiento celular con el aire ascendiendo por convección en las regiones ecuatoriales y desplazándose hacia las latitudes superiores por las capas altas de la atmósfera. El ascenso del aire caliente en el Ecuador está acompañado por la formación frecuente de tormentas convectivas en la llamada zona de convergencia intertropical.

Evidencias estratigráficas y sedimentológicas evaluadas anteriormente muestran que la aridez en ciertas zonas pudo existir desde el Triásico Tardío hace ~230 Ma, pero también es cierto que las evaporitas son resultado de un desbalance en el equilibrio hídrico y que no necesariamente todas indican aridez continua. El depósito de sales de boro y de potasio es más sugestivo de estos ambientes por requerir mayor pérdida de agua en su formación. Basado en estas evidencias Hartley y col., en 1992 proponen que cerca de los 90 Ma durante el Cretácico Tardío se inició una aridez continua (Hartley et al., 1992). Esta fecha es coincidente con las alteraciones climáticas del continente producidas por la aparición de la circulación profunda en el Océano Tethys. Es sabido que durante el Cretácico Temprano (140-130 Ma) la masa de Gondwana creó un supercontinente y unos 5000 km del Océano Tethys como fuente de humedad, existiendo desde entonces un efecto continental.

El levantamiento regional de los Andes de manera inequívoca ha mostrado ser una causa de incremento en la aridez (Ruddiman et al., 1997). En elevaciones de 1000 m el efecto orográfico empieza a hacerse sentir e incrementa su acción hasta alcanzar los 2000 m (Hay, 1998). Esto ocurre de manera similar en los Himalayas que impactaron el clima progresivamente durante su levantamiento (Zhiseng et al., 2001).

Basados en estimaciones de paleoelevación para los Andes, otro estudio observó que los 1000 m se alcanzaron a los 20 Ma y los 2000 m a los 10 Ma (Gregory-Wodzicki, 2000). Así, el efecto de sombra pudo desecar más el desierto entre los 15 a 10 Ma (Alpers and Brimhall, 1988) y crear una proto-circulación monzónica. Estos datos son coincidentes con la cesación de enriquecimiento supergénico en depósitos de cobre porfídico, el cual requiere precipitación de al menos 100 mm/año para formarse (Clark et al., 1990), y coincide con el fin de la pediplanación entre 12 y 11 Ma indicando cambios a condiciones hiperáridas. Asumiendo las frecuencias de evaporación zonal de 2000 a 3000 mm/año y precipitaciones de 100 mm/año la relación P/PET da valores entre 0.05 y 0.03 que serían indicativos de condiciones hiperáridas.

La corriente Circum-Ecuatorial temprana hace 180-160 Ma causada por la configuración continental dominante, generó un giro a gran escala en el Pacífico Sur y creó un flujo norte a la Corriente proto-Humboldt; aunque es poco probable que esta fuera muy fría debido a que la temperatura global fue alta y a la ausencia, en ese entonces, de la Corriente Circumpolar Antártica (Gerhard and Harrison, 2001). Debido a esto, es poco probable que esta corriente haya contribuido con la aridez en ese tiempo. Posteriormente, la corriente Circum-Ecuatorial fue fuertemente reducida por movimientos de la India hacia el Norte y el cierre inicial del Tethys hace 60- 40 Ma forzando a la corriente hacia el Sur de África. Aguas profundas antárticas inician su formación hace 30 Ma (Sykes et al., 1998), seguidas por la formación de la Corriente Circum-polar Antártica hace 23 Ma (Kennett, 1982) debido a la

expansión de la capa de hielo Antártico del Este durante el Mioceno Medio (15-12 Ma). Esta expansión causó enfriamiento del clima global, aridificación y el desarrollo de un flujo profundo de aguas frías denominada Corriente de Humboldt, la cual incrementó el afloramiento de nutrientes entre los 14 a 11 Ma (Tsuchi, 1997). Así, el deterioro climático global y la intensificación de la corriente fría entre los 15 y 11 Ma también contribuyeron al desarrollo temprano de la hiperaridez. Conclusiones similares se encontraron en el desierto de Namibia con respecto a la corriente de Benguela (Van Zinderen Bakker and Mercer, 1986).

Argumentos para un inicio tardío de la hiperaridez durante 8-3 Ma basados en sedimentación lacustre y fluvial del desierto de Atacama son atribuidos a cambios globales del clima en lugar de fluctuaciones de la corriente peruana o el levantamiento de los Andes (Hartley, 2003; Hartley and Chong, 2002). El cierre final del pasaje de Panamá hace 4.6 Ma (Haug and Tidemann, 1998) y el cierre del pasaje de Indonesia hace 5-3 Ma (Cane and Molnar, 2002) que provocaron cambios en la circulación global termohalina, glaciación en el Hemisferio Norte y aumento de aridificación climática global, deben contribuir con la hipótesis de fluctuaciones climáticas sobre un fondo hiperárido temprano en lugar de inicio tardío de la hiperaridez. Periodos de humedad originados por la gran variabilidad climática característica del Mioceno Tardío al Plioceno (~7 a 3 Ma), dotaron al desierto de periodos breves de humedad. Otras causas para esta variabilidad extrema se han atribuido generalmente a las fuerzas orbitales y aperturas o cierres oceánicos (Hayward et al., 2002; Zachos et al., 2001a; Zachos et al., 2001b) que influenciaron en el transporte de humedad de la base Amazónica al desierto (Houston and Hartley, 2003). Esta transferencia transandina ha sido la fuente principal de humedad del desierto desde el establecimiento de la corriente profunda Antártica que enfrió la Proto-Humboldt en conjunción con la apertura del pasaje Tasmania- Antártico hace 30 Ma (Zachos et al., 2001a). La conexión climática entre la Amazonia y los Andes se ilustra por etapas de humedad en la base Amazónica hace 33-35, 24, 20, 12-17 Ma (Vasconcelos et al., 1994), que corresponden a las fases fluviales en el desierto de América del Sur reportadas por varios autores (Alpers and Brimhall, 1988; Dunai et al., 2005; Sillitoe and McKee, 1996; Tosdal et al., 1984) de las cuales las ocurridas a fines del Terciario y Cuaternario son las más intensas. El comienzo de la Oscilación Sur del Niño a mediados del Holoceno trajo efectos en las costas desérticas con incremento de la precipitación preferentemente en latitudes superiores ~10°S (Sandweiss et al., 1996), aunque existen registros de alteraciones menos frecuentes hasta latitudes de 29-30 °S (Ortlieb et al., 1996). Los vientos alisios que normalmente soplan en la región intertropical desde América hacia Oceanía, se debilitan y pueden llegar a cambiar de sentido, facilitando así el transporte de aguas calientes características del sector de Indonesia hacia las costas intertropicales sudamericanas y posteriormente hacia el istmo de Panamá y las costas norte de Chile. En la atmósfera media y alta del Pacífico ecuatorial, los vientos del este también se debilitan, permitiendo que la nubosidad convectiva del sudeste asiático se desplace hacia América del Sur, produciendo precipitaciones intensas en Ecuador y Perú. Estas alteraciones atmosféricas, también hacen que la zona de altas presiones que se ubica sobre el Océano Pacífico frente a la parte norte y central de Chile (anticiclón del Pacífico), se desplace hacia el oeste, debilitando sus efectos en Chile y permitiendo así que los sistemas frontales que provienen del Pacífico sur, alcancen la zona central y norte chico del país, incrementándose la cantidad e intensidad de las precipitaciones en estos sectores.

Tabla 15. Relación del tiempo geológico con la evidencia estratigráfica y eventos paleohidrológicos desencadenantes de hiperaridez en el Desierto de Atacama.

ESCALA GEOLÓGICA			UNIDAD ESTRATIGRÁFICA			REFEREN.	EVENTOS PALEOHIDROLÓGICOS	REFEREN.
PERIODO	ÉPOCA	Ma	CHILE	PERU				
CUATERNARIO	HOLOCENO						Aparición de la Corriente del Niño	Sandweiss 1996
	PLEISTOCENO	Ta	0.05 - 1.6 - 0.05 3.4 - 1.6	Formación Salar de Atacama	Unidad Hilaricos y Soledad	Clarke 2006, Pucdo 2001	Alta variabilidad climática, cierre de las vías oceánicas de Panamá y de Indonesia.	Houston 2003, Hartley 2002, Hayward 2002, Amman 2001
NEOGENO	PLIOCENO	Te	5.3 - 3.4					
	MIOCENO	Ta Me Te	11.2 - 5.3 16.6 - 11.2 23.7 - 16.6				Levantamiento de los Andes a 2000msnm, fin de la pediplanación, Aparición de la Corriente Peruana de Humbolt, Enfriamiento global, Crecimiento del hielo Antártico	Dunai 2005, Alpers 1988, Houston 2003, Worner 2002, Gregory-Wodzicki 2000, Gerhard 2001, Sykes 1998, Hayward 2002
PALEOGENO	OLIGOCENO	Ta Te	30.0 - 23.7 36.6 - 30.0	Grupo San Pedro	Formación Azapa	García 1958, Dunai 2005, Benavides 1962, Bell 1993, Wilson 1962, Wilkes 1988, Brüggén 1950	Fin del enriquecimiento supergénico, aparición de la Corriente Circumpolar Antártica, fin del periodo fluvial de la precordillera	Alpers 1988, Sillitoe 1996
	EOCENO	Ta Me Te	40.0 - 36.6 52.0 - 40.0 57.8 - 52.0					
	PALEOCENO	Ta Te	63.6 - 57.8 66.4 - 63.6					
CRETÁCICO	TARDÍO		97.5 - 66.4	Formación Purilactis		Marinovic 1984	Aparición de Corrientes profundas en el Océano Tethys, inicio del efecto continental sobre el desierto.	Beck 1999
	TEMPRANO		144.0 - 97.5	Formación Quebrada Monardes	Formación Lautaro	Suarez 1987, Bellido 1963, Jenks 1948, Wilson 1962, Benavides 1962	Aparición del Océano Tethys por el movimiento de Gondwana	
JURÁSICO	TARDÍO		163.0 - 144.0			Bellido 1963	Variación de 9°S de latitud con respecto a la actualidad de las coordenadas actuales de 19° - 27°S.	Houston 2003, Beck 1999
	MEDIO		187.0 - 163.0			Jenks 1948		
	TEMPRANO		208.0 - 187.0	Grupo Caracoles		Marinovic 1984, Jenks 1948		
TRIÁSICO	TARDÍO		230.0 - 208.0	Formación Pan de Azúcar	Formación Chifuncho	Suarez 1987, Bellido 1963	Aparición de la Corriente Circum-ecuatorial y la corriente proto-Humbolt de aguas calidas.	Gerhard 2001

Abreviaturas: Ta: Tardío, Me: Medio, Te: Temprano

Incisiones extensas de cañones y erosión al norte de Chile entre los 3 y 1 Ma fue indudablemente iniciada, por el levantamiento tectónico e incremento de la humedad en el Altiplano, con un consecuente residuo líquido en el desierto. Una incisión similar de cañones ha sido demostrada en Namibia entre los 2.8 y 1.3-0.4 Ma y ha sido atribuida a un periodo de humedad incrementada coincidente en el tiempo con la expansión de la capa de hielo Antártida (Van de Wateren and Dunai, 2001).

Evidencia adicional y algo contradictoria para fluctuaciones de climas es provista por algunos autores como Amman *et al.*, [2001] quien demuestra que condiciones glaciales durante el Pleistoceno y Holoceno causaron incrementos de la precipitación y reducida evaporación sobre el Altiplano (Amman et al., 2001). Estudios de isótopos de oxígeno [$\delta^{18}O$] y relaciones magnesio/ calcio de plancton foraminífero en el Pacífico, correlacionaron etapas glaciales con aumento de circulación similar al Niño [que produjeron sequías en el Altiplano y Atacama] y etapas interglaciales con aumento de condiciones similares a la Niña [las cuales son asociadas con incremento de humedad sobre el Altiplano y Atacama] (Dettinger et al., 2000; Koutavas et al., 2002; Stott et al., 2002).

Pese a la falta de congruencia de estos últimos estudios, fluctuaciones significativas en el clima han sido demostradas universalmente del Oligoceno al presente, con registros de durante el Plioceno- Pleistoceno que mostraron mucha variabilidad.

Recapitulando lo anterior, la aridez ha persistido por los últimos 200 Ma debido a que 1) la región de Atacama ha permanecido aproximadamente en la misma paleolatitud durante este periodo y el continente Sudamericano a mantenido la misma orientación norte- sur a lo largo de todo ese tiempo, 2) la región siempre ha estado en la margen oeste del continente y 3) la región progresivamente ha aumentado su hiperaridez con el levantamiento de los Andes en el Mioceno, y el efecto subsecuente de la reorganización de la circulación oceánica inducida por el cierre de la vía marina de América Central en el Plioceno (Hartley, 2003). Esto trae por consiguiente que la región de Atacama ha estado siempre en una zona subtropical de presión alta y lluvia baja, que los vientos preponderantemente siempre han sido secos a su paso a través del interior del continente; y que la configuración continental a mostrado corrientes activas de agua fría (Corriente de Humboldt) en las afueras de la costa reduciendo la evaporación (Hartley, 2003). Otros factores que inducen aridez, tales como el enfriamiento global (Hartley and Chong, 2002) son comparativamente factores potenciadores del efecto. Es importante reconocer que estos factores, que operan individualmente y en conjunto, generan la hiperaridez en la región, pero no la crearon, ya que la aridez estuvo presente mucho más tiempo.

Hay evidencia variada de lagos a nivel alto en los salares de Atacama durante el Pleistoceno. Hay poca evidencia certera de depositación de agua fresca y lagos a niveles altos para el Salar de Atacama, aunque parecen haber existido periodos de lagos salinos perennes (Bobst et al., 2001) y registros contradictorios de sedimentos en Laguna Punta Negra registra episodios de depositación de agua fresca. Lynch y col. [1986], tomaron esto como evidencia para descargas de agua fresca en el pasado. Este autor argumenta que la circulación atmosférica fue desplazada hacia el norte durante el Pleistoceno. Prueba de esta observación es que la línea de nieve presente en las cumbres de los Andes nace del Este al Noroeste desde los 31°S, indicando precipitación desde el este (Lynch, 1986). En cambio, la línea de nieve del Pleistoceno nació del oeste al este en los 28°S, indicando precipitación desde el oeste. Este patrón ocurre hoy en día solamente al norte de los 27°S. El cambio al norte en los patrones del clima confirman los datos del Altiplano Boliviano (Grosjean, 2001; Grosjean et al., 1995). Cortas en tiempo, pero fluctuaciones significativas han

aparecido en el Holoceno. Fósiles de roedores junto con restos de comida (Latorre et al., 2003; Rech et al., 2003a) muestran evidencia de fluctuaciones en la vegetación en las márgenes de las regiones áridas – hiperáridas representadas por la cordillera de Domeyko, corroboradas por estudios paleohidrológicos (Rech et al., 2003b). La causa para el establecimiento temporal de zonas saturadas con agua en localizaciones específicas como la Quebrada Puripica ha sido extensamente debatida. Algunas posibilidades incluyen el aumento en los niveles del agua subterránea debido al cambio climático, bloqueo de flujos en la quebrada por deslizamiento de rocas, o cambios hidrológicos durante largos periodos secos (Grosjean, 2001). Sin embargo, la confluencia de evidencia entre niveles de agua incrementada y una expansión de vegetación apoya el concepto de cargas de precipitación corta e incrementada, manejada por cambios del verano monzón sudamericano.

En general, el clima hiperárido sujeto a precipitaciones oscilantes cortas ha caracterizado la historia cuaternaria de la región. La presencia de extensas formas fluviales del Plioceno Tardío y la extensión limitada de características claras del Cuaternario sugieren una aridificación profunda durante el Plioceno-Pleistoceno consistente con varios estudios (Hartley and Chong, 2002; Hartley et al., 2005; Ravelo et al., 2004). Los suelos desarrollados en estas formas integran oscilaciones fluviales de plazo corto y revelan efectos de plazo largo (10^6 años) en el gradiente de precipitación latitudinal.

2.4 Consideraciones finales

El registro sedimentológico en el Desierto de Atacama indica que ha habido periodos largos de depositación evaporítica extensa bajo climas semiáridos a hiperáridos desde el Triásico Tardío (aproximadamente hace 225 Ma). Sin embargo, estos procesos no parecen haber sido continuos ni en el tiempo ni en toda la superficie del desierto. Los datos hallados en las formaciones de la zona chilena cercanos a Yungay, no correlacionan muy bien con los de la zona peruana de La Joya, donde los primeros registros evaporíticos aparecen en el Jurásico Temprano (~180Ma). Aunque no todas las evaporitas son signo de climas áridos, la Formación Moquegua en la zona peruana y su análogo la Formación Azapa en Chile del Oligo-Mioceno, muestran halita continental que sugiere fuertemente la presencia de climas hiperáridos. Una opción de la falta de concordancia es la poca cantidad de estudios en La Joya y la probabilidad que la aridez, mas no la hiperaridez, en latitudes actuales superiores (~15°S) haya empezado más tardíamente hasta el Jurásico e incluso hasta el Cretácico. La evidencia sedimentológica abundante en Atacama indica que la aridez comenzó antes del Cretácico, y que la coincidencia en este periodo con el inicio de otros fenómenos como las corrientes del Océano Tethys, contribuirían progresivamente con la aparición de la hiperaridez. Oscilaciones del clima habrían ocurrido durante todo el tiempo geológico, pero fueron extremas en el Cuaternario. Sin embargo, a menos que los cambios ocurridos en edades más antiguas a este periodo fueran aun más extremos, parece poco probable que hubieran causado un cambio mayor de las condiciones de aridez. En esta zona hay tres fuentes de humedad que son el verano Monzónico al Noreste, la precipitación frontal al Suroeste y la niebla debajo de los 800 msnm (capa de inversión). De éstos, el más efectivo es el Monzón Amazónico, el cual crea un efecto de sombra en la cara oeste de los Andes y está bien desarrollado al norte de los 27°S. Desde esta latitud hasta los 15°S existe una relación exponencial directa entre altitud y precipitación por lo menos hasta los 4500 msnm, donde los datos publicados son abundantes (Hartley, 2003). Al sur de los 27°S donde la precipitación es dominada por el Invierno Frontal se observa el cambio progresivo de árido a semiárido y no existe una relación significativa entre altitud y precipitación

fluvial. En latitudes más al norte de los 15° el paisaje es muy dominado por el Monzón, lo que permite la aparición de mayor cantidad de ríos que atraviesan el valle central, a diferencia de lo que ocurre a mayores latitudes. La Oscilación Sur del Niño es un fenómeno posterior del Holoceno medio. Sus efectos son muy variables de acuerdo a las latitudes del desierto y han ocasionado periodos cortos de humedad.

Debido a que América del Sur ha mantenido su latitud durante los últimos 165 Ma el desierto de Atacama puede ser considerado el más viejo de la Tierra debido a su posición zonal a la circulación de Hadley. El efecto continental si sufrió una reducción mayor con la apertura del Atlántico (entre África y América del Sur) hace 90 Ma, y esto no puede ser considerado como una causa de hiperaridez. El efecto de sombra de precipitación entre los 15 y 10 Ma sugiere que esto puede haber contribuido significativamente a su desarrollo. Un enfriamiento mayor con una consecuente aridificación asociada a cambios en la circulación oceánica y el clima de los 15 a 12 Ma, pudo también contribuir a la hiperaridez. Estos datos muestran que aunque la aridez del desierto pudo ser temprana, como se evidencia en los registros sedimentarios, la hiperaridez debió ser más tardía y no necesariamente se contradice con los cambios climáticos, debido a que estos últimos pudieron ser los que originaron la sedimentación y la geoquímica tan singulares en esta zona del planeta.

El origen de la hiperaridez durante el Cenozoico entonces está relacionado con el incremento progresivo del levantamiento Andino y el desarrollo de una sombra de precipitación acoplada con el deterioro del clima global del Mioceno Medio y el comienzo de la Corriente de Humboldt. Fluctuaciones posteriores del clima solamente disminuyeron temporalmente la intensidad de la hiperaridez.

La geoquímica del suelo en esta región no es sólo un reflejo del depósito atmosférico y de la morfología de largo tiempo, sino un registro fino de variaciones en el clima de hace varios millones de años. La historia del clima es una función de variaciones regionales a globales y acopla procesos de evolución del paisaje y formación del suelo en esta región. Tanto el fechamiento de sedimentos y la evaluación de los procesos de hiperaridez son claves para proveer la magnitud y duración de variaciones en las precipitaciones. El desierto de Atacama es casi certeramente la región más vieja (25 Ma) que ha permanecido hiperárida en la Tierra hasta la actualidad. Las implicaciones de ésto para la morfogénesis de la zona árida, procesos regolíticos y formación supergénica, son áreas para investigaciones futuras que también podrían extrapolarse a los procesos que ocurren en Marte.

Finalmente, la zona del desierto ubicada cerca a los 17° latitud sur y en especial el área denominada La Joya, al suroeste del Perú, parece ser un área interesante de investigación por diversos motivos: primero, presenta los procesos geomorfológicos y geoquímicos en etapas más tempranas que los acontecidos en Yungay; segundo, estudios preliminares en nuestro laboratorio han demostrado que presenta características similares en composición química a los encontrados en Yungay (Valdivia-Silva et al., 2005); tercero, presenta variaciones climáticas abruptas a pocos kilómetros de distancia a diferencia de los miles de kilómetros necesarios para evidenciar estos cambios en la zona chilena; y cuarto, algunos datos previos muestran que los minerales de la zona tienen origen volcánico con gran cantidad de hierro, con aportes metamórficos, intrusivos y sedimentarios, lo que hace a la zona interesante como un probable análogo a Marte.

Por tal motivo, luego de describir en esta sección diversas características del desierto de Atacama, podemos asegurar que diversas regiones del Desierto de Atacama, constituyen áreas de estudio y de experimentación importantes en la nueva y multidisciplinaria

disciplina de la astrobiología; tanto para dilucidar eventos pasados y presentes en Marte, como para probar metodologías nuevas en la investigación espacial mucho antes que dichos experimentos se envíen al planeta rojo.

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍAS

1 ESTRATEGIA EXPERIMENTAL

En busca de responder el objetivo general y los siete objetivos específicos propuestos en el presente estudio, han sido utilizadas diferentes técnicas y metodologías experimentales de carácter multidisciplinario. Muchas de ellas fueron estandarizadas previamente en el laboratorio y otras desarrolladas *de novo*. Dado que, el estudio puede ser insertado dentro de diversos campos de investigación; los métodos utilizados se agruparon buscando, en primer término, mantener cierta independencia del conocimiento generado para poder buscar dentro de ellos, datos de interés que ayuden a catalogar la zona como un determinado análogo. Posteriormente, los datos generados fueron confrontados buscando entender de manera más global los procesos que allí fueron encontrados y que pueden ser extrapolados a Marte. Los métodos experimentales son resumidos en la Figura 21.

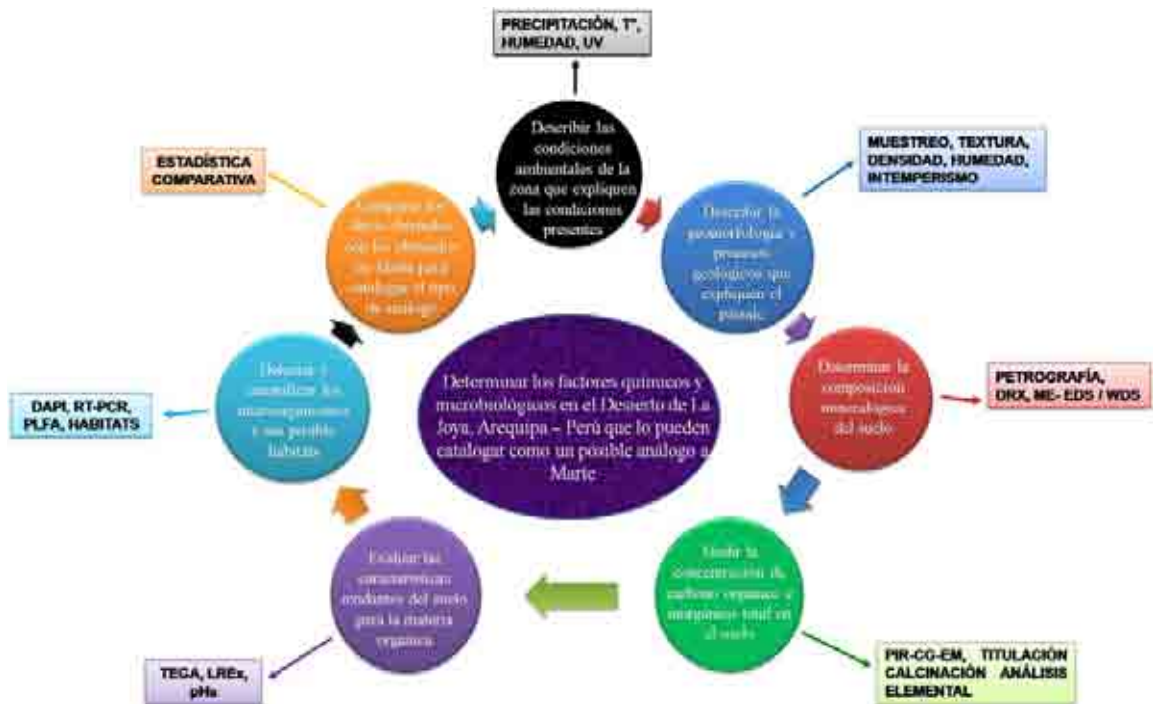


Figura 21. Diagrama de la estrategia experimental utilizada en el estudio.

2 ZONA GEOGRÁFICA DEL ESTUDIO

La zona de estudio en el presente trabajo es el área denominada “Desierto de La Joya o Pampas de La Joya” que está ubicada a ~70 km de la ciudad de Arequipa, Perú, a lo largo de la costa del pacífico sur, aproximadamente entre las latitudes de 16°S a 17°S, las longitudes de 71.5°W a 72.5°W y entre una altura de 1000 y 2000 m.s.n.m. El área total del

estudio es una continuación de la franja desértica de Atacama, encontrándose dentro de la zona que presenta suelos hiperáridos (Houston and Hartley, 2003). De acuerdo a los resultados preliminares, mostrados en la sección 1 del capítulo 3, el área de mayor interés fue localizada alrededor del punto PC-0306 [$16^{\circ}44.416'S$, $72^{\circ}2.064'W$, altura de 1147 m.s.n.m.] denominado en este trabajo como PE-001, con un área circundante de 96 km^2 al que denominamos “cuadrángulo de interés” [Extremo N-O: $16^{\circ}38,386'S$ y $72^{\circ}02.679'W$; extremo S-E: $16^{\circ}44.986'S$, $71^{\circ}58.279'W$] [Figura 22]. Adicionalmente, para los estudios descriptivos y comparativos se evaluaron zonas circundantes áridas y semiáridas a lo largo de la costa norte y sur del desierto de La Joya, abarcando cerca de 2200 km^2 . También, se incluye como zona de estudio parte de la región chilena circundante a la estación del Desierto de la Universidad de Antofagasta, Chile [coordenadas de $24^{\circ}04'50''S$, $69^{\circ}5'11''W$, y a una altura de 900 – 1000 m] donde se encuentra la región de Yungay, considerada un suelo análogo a Marte (Navarro-González et al., 2003); y algunas zonas de sitio entre la ciudad de Iquique y Copiapó, al norte de Chile. Como referencia importante, la región de Yungay se encuentra a 1000 km de la zona de interés peruana.

La región de Pampas de La Joya y áreas circundantes, llamadas también en la literatura como Lomas de Arequipa (Fabrè et al., 2006), presenta una precipitación de $\sim 50 \text{ mm/a}$ por debajo de los 500 m.s.n.m., y cercanas a cero por encima de esa altura, pasando en algunas ocasiones varios años sin llover. Los periodos más secos ocurren entre Enero-Febrero y Abril; mientras que de Mayo a Octubre, la neblina se torna más densa- con una humedad relativa de hasta 75% en algunas zonas específicas más cercanas a la costa - permitiendo el crecimiento de vegetación en esas áreas únicamente. Cuando la topografía es plana y existe comunicación con la costa (Cereceda et al., 2002), la neblina estacional se disipa en el interior; pero si existen montañas que la interceptan [generalmente de 150 a 1000 m de altura], la neblina permite el crecimiento de pequeños arbustos temporales en un proceso denominado “formación de Lomas”, las cuales están separadas por áreas sin ningún tipo de vegetación. En toda la zona sur de la franja desértica peruana, donde está incluida La Joya, existen alrededor de 40 formaciones de Lomas, entre las que destacan las Lomas de Mollendo. Es importante aclarar que la zona más cercana de vegetación del “cuadrángulo de interés” se encuentra a 5 km del punto extremo N-E, donde se está realizando labores de irrigación artificial, y a 10 km del punto PE-001.

La temperatura media anual en toda la región es de $\sim 18^{\circ}\text{C}$ con temperaturas mínimas de 5°C en el mes de Julio y máximas de 30°C en Enero-Febrero (Zavala-Yupanqui, 1993). Todo el desierto es afectado fuertemente por el Fenómeno del Niño u Oscilación Sur del Niño [ENSO], que puede generar lluvias más intensas, generalmente cíclicas cada 7 a 10 años. La roca parental es ígnea ácida [granodiorita] con sedimentos clásticos locales [arena, limo, arcilla, arenisca o conglomerados]. El material parental no consolidado [$<2\text{mm}$] pertenece mayormente al grupo textural arenoso. Los suelos son de la clase *Aridisoles* caracterizada por su baja concentración de carbono orgánico.

Tanto las características ambientales y geomorfológicas de esta zona son presentadas más detalladamente en el siguiente capítulo.

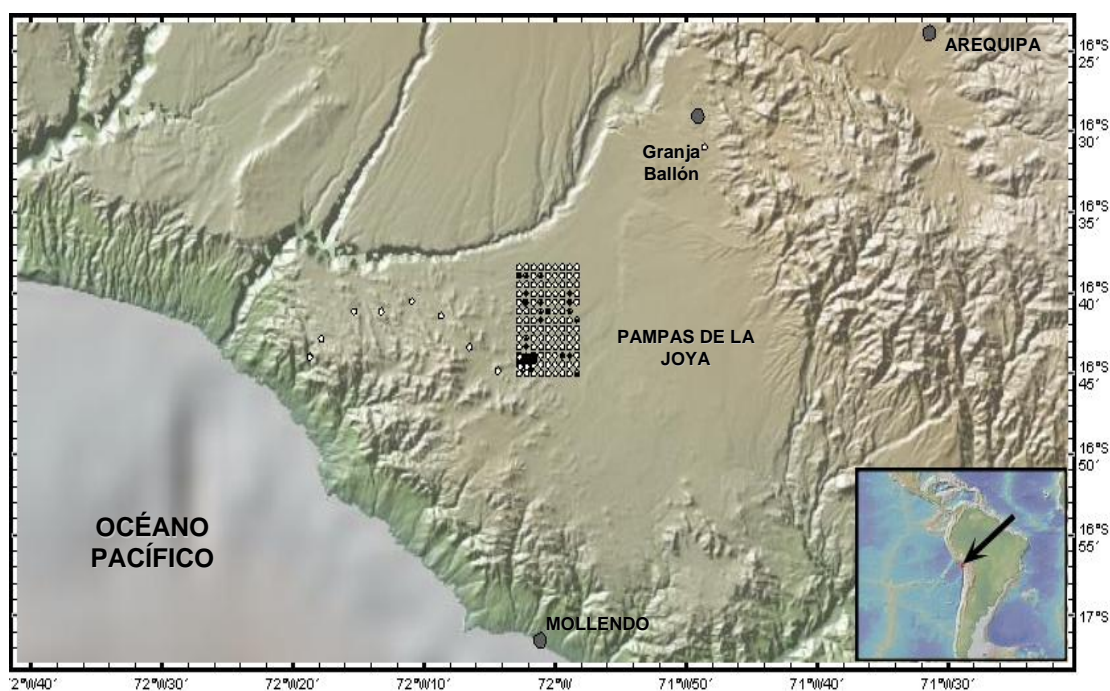


Figura 22. Zona de estudio: Desierto de La Joya o Pampas de La Joya, Perú y el cuadrángulo de interés [12 x 8 km]. Los puntos representan algunas zonas de muestreo.

3 MUESTREO DE CAMPO Y SELECCIÓN DE MUESTRAS

3.1 Diseño del muestreo de campo

Debido a que el objeto primordial de la presente investigación es *el suelo*, fue necesario tener en cuenta algunas consideraciones importantes: 1ro, definimos al suelo como un sistema abierto y dinámico en el tiempo y el espacio que presenta interacción con la materia y la energía, constituyendo una geomembrana entre la litósfera y la atmósfera (Bockheim et al., 2005); 2do, el suelo es un cuerpo natural compuesto de minerales, materia orgánica, líquidos, y gases presente en la superficie, ocupa un espacio y está caracterizado por capas u horizontes que se pueden distinguir del material parenteral (Soil Survey Staff, 1999); 3ro, la formación del suelo es un proceso largo que dura cientos a miles de años, por lo que se considera como un recurso no renovable (Bautista-Zuñiga, 2004); y 4to, debido a su alta heterogeneidad espacial, un muestreo que sea representativo de las propiedades del suelo explorado [precisión], es un proceso difícil que conlleva un análisis previo de las características de la región de interés y de los objetivos buscados. Ciertamente, las diferencias en la composición y propiedades del suelo se encuentran no sólo entre una región a otra, sino en muestreos muy cortos como en una misma parcela de cultivo. Cada situación es singular y requiere la toma de decisiones de acuerdo a los objetivos específicos y a las características del paisaje o lugar.

Teniendo estas consideraciones previas, el diseño del muestreo fue elegido de acuerdo a una clasificación basada en las aplicaciones, precisión, y exactitud para cada uno de ellos [Tabla 16, Figura 23] (Dijkerman, 1981; Einax et al., 1997; Peterson and Calvin, 1996).

Tabla 16. Diseño de muestreos de suelo y la evaluación de sus aplicaciones.

Diseño	Precisión de las muestras (P)	Aplicación, observaciones y exactitud
A juicio del experto	No se puede evaluar, ni extrapolar.	Información general, primera aproximación al terreno, se requiere personal de experiencia.
Aleatorio simple	No define unidades. P: es baja, porque no da datos suficientes para extrapolar propiedades a toda la población.	En poblaciones homogéneas.
Aleatorio estratificado	Se definen estratos o grupos más homogéneos que deben ser bien definidos. P: es regular, porque los datos específicos de cada grupo aumentan la precisión de los datos poblacionales.	En poblaciones heterogéneas, idóneo en grandes áreas y altos costos.
Sistemático	Muestreo equidistante. P: es buena, porque que mejora la caracterización de la población, disminuye el error de selección. Se elige un punto de arranque.	En poblaciones heterogéneas, se utiliza para desarrollar mapas de distribución.
Geoestadístico	Incluye los tipos de muestreo anteriores correlacionados con el espacio. P: es muy buena, porque evalúa de mejor manera la variabilidad de la población. Requiere muestreo previo para ver la escala de variación espacial.	En regiones con variabilidad desconocida. Usado para mapas de distribución espacial (cartografía).

Los diseños de muestreo, indicados en esta tabla, pueden ser aplicados perfectamente a muestras del subsuelo. Es recomendable que el diseño geoestadístico se realice conjuntamente con un muestreo sistemático (Webster and Oliver, 1990).

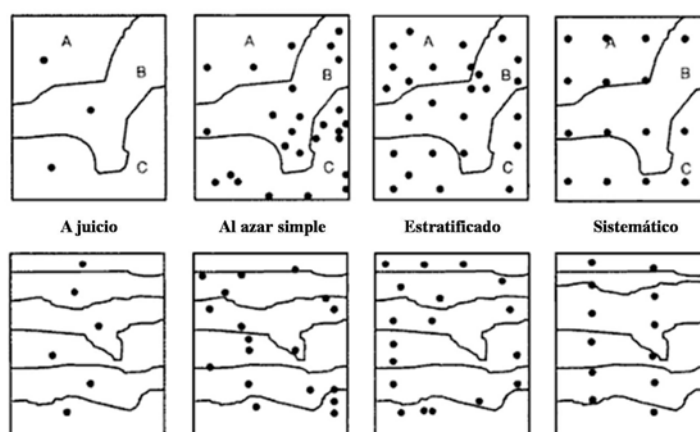


Figura 23. Ejemplo de los diseños de muestreo basado en el juicio del experto, aleatorio simple, aleatorio estratificado, y sistemático en 1) un paisaje con 3 tipos de suelo A, B, C; y 2) en un perfil de suelo con seis horizontes. Modificado de Dijkerman [1981].

Basándose en las consideraciones previas, el presente trabajo adoptó los diseños “**sistemático**” para el muestreo en el *cuadrángulo de interés* y “**aleatorio estratificado**” para los muestreos de transectos, zonas circundantes y zonas con objetivos comparativos. Para el caso de estudios descriptivos del paisaje se adoptó el diseño “**a juicio del experto**”, dado que, el presente trabajo da la primera aproximación al terreno con expectativas futuras más detalladas.

3.2 Tipo, características y procedimientos de la muestra

Otras consideraciones importantes para un adecuado muestreo en suelos es el tipo de muestra que se va a requerir para determinado análisis. Esta información llevará a determinar la cantidad de la muestra, la profundidad del muestreo, el manejo y los procedimientos necesarios para evitar errores de heterogeneidad, de fluctuación en el

espacio o en el tiempo, de delimitación y de extracción durante el proceso (Bautista-Zuñiga, 2004).

La Tabla 17 resume de manera didáctica los tipos de muestras, sus aplicaciones, la forma de tomarlas y las herramientas necesarias para esto.

Tabla 17. Tipos de muestra y sus aplicaciones.

	MUESTRAS			
	POR HORIZONTES	ALTERADAS		INALTERADAS
		SUPERFICIALES		
		SIMPLES	COMPUESTAS	
DEFINICIÓN	Horizontes del perfil del suelo diferenciados por procesos.	Muestras de un sitio.	Muestras de varios sitios que han sido mezcladas.	Muestras que se colectan sin alterar la estructura.
APLICACIÓN	Levantamiento de suelos, análisis mineralógicos y fisicoquímicos, comportamiento de contaminantes.	Conocimiento de la variabilidad superficial.	En estudios de fertilidad y para el conocimiento de los valores medios en zonas homogéneas.	Estudios de micromorfología y densidad aparente. También se utilizan en estudios con columnas de suelo.
TOMA DE MUESTRA	Se colectan por horizontes, en calicatas.	Muestreos en rejilla y transectos.	Tomar 16 o más submuestras del mismo tamaño.	De las paredes del perfil, de parte del perfil o del perfil completo
HERRAMIENTAS Y ACCESORIOS	Palas curvas o planas, picos, espátulas, barrenas de 1 m de largo.	Barrenas de 5 cm de ancho y/o cucharas.	Barrenas de 5 cm de ancho y/o cucharas.	Cajas de kubiena, cuchillos, cilindros de PVC o acero inoxidable, martillo.

Modificada de Bautista-Zuñiga [2004].

De manera general, las muestras se recolectaron durante los años 2004 al 2008 en los meses de Enero-Abril, y Mayo-Julio, coincidiendo con las épocas secas y frías del año respectivamente (McKay et al., 2003; SENAMHI, 2008). Este rango de meses fue considerado en todo el trabajo, tratando de disminuir los errores de fluctuación en el tiempo (Varallyay, 1990).

El contenido de las muestras, casi en la totalidad de las veces, fue recolectado de la superficie del suelo [5 -10 cm] o del subsuelo [hasta los 100 cm]. Aunque, algunas muestras fueron fragmentos de roca y/o minerales encontrados dentro de la zona de interés. En todos los casos los sitios de muestreo fueron ubicados con coordenadas de latitud [grados S], longitud [grados W] y altura sobre el nivel del mar [msnm], utilizando equipos de GPS [Sistema de Posicionamiento Global].

Las muestras de suelo, que fueron utilizadas para estudios químicos, pertenecieron al tipo alterado simple y compuesto dependiendo de los objetivos específicos. Las muestras para estudios microbiológicos solamente fueron del tipo alterado simple. En el caso de los estudios físicos y mineralógicos, el tipo de muestra fue alterado simple, compuesto e inalterado, dependiendo también de los objetivos. A este respecto, las muestras compuestas fueron formadas utilizando muestras simples con propiedades físicas similares de color, textura y densidad, encontradas durante los análisis preliminares de estas condiciones. Estos datos mostraron la existencia de 6 tipos de suelos [I-VI] en la totalidad del cuadrángulo de interés [de 96 km²]; formando, así, 6 muestras compuestas de un total de 389 muestras simples. El motivo para esta decisión fue sustentada por el alto costo que involucra realizar análisis específicos de muestras simples, cuando solamente se requerían datos generales y preliminares del área de estudio. Ciertamente, los análisis obtenidos de estas mezclas compuestas mostraron estimaciones válidas de la superficie, que de otra forma se obtendrían, con la media de los análisis individuales de las muestras simples

(Fortunati et al., 1994). Los datos requeridos para análisis más detallados fueron realizados sobre muestras simples.

Para disminuir el error de heterogeneidad y variabilidad de la superficie de estos suelos, que ha sido reportado previamente inclusive a distancias muy cortas (Peeters, 2008; Valdivia-Silva et al., 2005); cada área de muestreo fue delimitada en un cuadrado imaginario de 2 m², de donde se tomaron al menos 6 puntos de manera aleatoria por cada bolsa de muestra. Luego, el contenido dentro de la bolsa fue homogeneizado por agitación. El procedimiento de recolección, fue realizado siguiendo cuidadosas normas de limpieza y en algunos casos, de esterilidad, para evitar cualquier tipo de contaminación (Eigenbrode et al., 2009). Al respecto, las muestras fueron tomadas usando guantes estériles, con cucharas metálicas de acero inoxidable esterilizadas, almacenadas en bolsas estériles [Whirlpak TM] con la menor cantidad de aire posible, y transportadas hasta su análisis posterior en el laboratorio. En el caso de experimentos de microbiología molecular, las muestras fueron colocadas en tubos Eppendorf estériles de 2 ml llenos de etanol en grado absoluto o paraformaldehído al 4% previamente filtrado en cámaras de flujo laminar. Adicionalmente, para algunos experimentos, fue necesario aislar completamente la zona y colocarse un traje esterilizado. Es importante acotar que las muestras para análisis químicos fueron tomadas en diferente bolsa que las recolectadas para los estudios microbiológicos, inclusive en el mismo sitio del muestreo.

La cantidad de muestra aproximada, fue de 200 a 500 g por bolsa y 1 a 2 g por tubo.

La mayor densidad de muestreo está focalizada en el Desierto de La Joya, Perú y en la zona de Yungay, Chile, como lo muestra la Figura 24.

Un resumen de los muestreos realizados, el número de muestras, localización, punto de arranque, tipo de muestra, y diseño utilizado se muestran en la Tabla 18.

Las muestras fueron denominadas en orden correlativo de acuerdo a su recolección, precedidas por las letras “PE” si pertenecen a Perú y “ATLF” si corresponden a alguna zona chilena. Los muestreos posteriores en un mismo punto fueron marcados con el sufijo A, B, C, etc [por ejemplo PE-001A]. El *punto de arranque* para el muestreo sistemático se denominó PE-001 y corresponde al punto PC-0306 de los estudios preliminares [Ver Cap. III, sección 1].

Es necesario indicar que el procedimiento de muestreo utilizando cucharas metálicas, imita en cierta forma los procedimientos realizados por el brazo robótico a bordo de la nave Vikingo y Phoenix en la superficie de Marte, además que ha sido utilizado por diversos estudios en suelos análogos al Planeta Rojo (Ewing et al., 2006; Klein, 1979b; Ming et al., 2008; Mutch et al., 1976b; Navarro-Gonzalez et al., 2006a; Navarro-Gonzalez et al., 2003; Peters et al., 2008a).

3.3 Procesamiento de las muestras en laboratorio

Las muestras fueron procesadas principalmente en el laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares de la Universidad Nacional Autónoma de México [UNAM]. Los análisis petrográficos, de difracción de rayos X, y microsonda fueron realizados en laboratorios del Instituto de Geología y Geofísica de la UNAM. Los estudios microbiológicos así como procesos que debían ser realizados rápidamente fueron realizados en los laboratorios de la Facultad de Medicina de la Universidad Nacional San Agustín, Arequipa-Perú, en el laboratorio de Inmunología del Instituto de Investigaciones Biomédicas – UNAM y en el laboratorio de Microbiología ENEP, FES-Iztacala, UNAM.

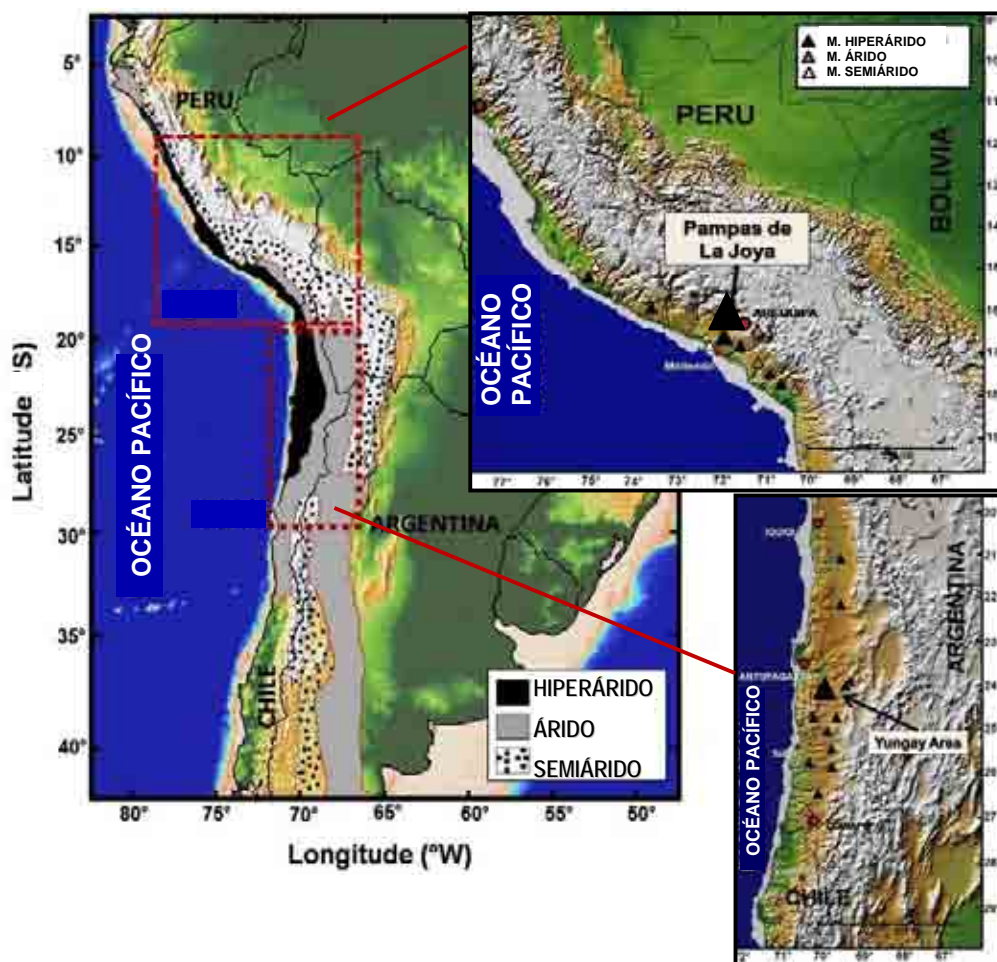


Figura 24. Desierto de Atacama y densidad de muestreo. El tamaño de los triángulos es directamente proporcional a la densidad del muestreo. *M.*: muestra.

4 OBTENCIÓN DE DATOS METEOROLÓGICOS

Los datos meteorológicos fueron obtenidos anualmente durante los años 2004 al 2008, gracias a sensores y pluviómetros colocados en diversos sitios de la zona de estudio [Tabla 19; Figura 25]. Las mediciones fueron realizadas con una frecuencia de 30 a 60 minutos dependiendo del tipo de dispositivo. Los datos evaluados fueron la temperatura ambiental y de las rocas [°C], la humedad relativa del aire [%], la humedad del suelo a 10cm de profundidad, debajo de rocas y del suelo entre las rocas, la precipitación [mm], la radiación fotosintéticamente activa [400-700nm] $\mu\text{mol}/\text{m}^2\text{s}$, y la radiación UV [esta última evaluada solamente desde junio del 2006 a marzo del 2008].

Los registradores HOBO [#H08-004-02 y H08-006-04; Onset Inc.] de Humedad Relativa, Temperatura e intensidad de luz, presentan 4 canales de entrada para almacenar los datos transmitidos por sensores específicos; permiten una programación de inicio y fecha, poseen una batería típica con duración de un año y son capaces de almacenar hasta 7943 y 32500 mediciones respectivamente, de 8-bit sin descargar a la computadora. El rango de operación para la temperatura es de -20°C a 70°C (-4°F a 158°F) y de humedad relativa es del 0 al 95% sin condensación. El sensor de temperatura puede evaluar un rango de -4°F a 158°F [-

20°C a 70°C], con una precisión de $\pm 1.27^{\circ}\text{F}$ [$\pm 0.7^{\circ}\text{C}$] a $+70^{\circ}\text{F}$ [21°C], un tiempo de respuesta de 1 minuto y una resolución de 0.7°F [0.4°C] a $+70^{\circ}\text{F}$ [21°C].

Tabla 18. Características de los muestreos realizados en las Pampas de La Joya.

Zona Fecha	Localización y/o Punto de arranque	Área y densidad de muestreo	# de muestra	Tipo de muestra	Diseño del muestreo	Objetivos del muestreo
1 Abril 2004	Alrededor del punto PE-001 [16°44.416'S; 72°2.064'W]	Cuadrado de 1 km ² – 1c/100 m.	181	Alteradas superficiales simples.	Sistemático.	Explorar la distribución del núcleo Hiperárido. + Análisis químicos y microbiológicos
2 Mayo 2004	300 m al Norte del punto PE-001. [puntos extremos 16°44.150'S, 72°02.623'W y 16°43.985'S; 72°02.512'W]	Rectángulo de 0.6 km ² – 1c/100 m.	73	Alteradas superficiales simples.	Sistemático.	Ampliar la zona 2 de muestreo. + Estudios químicos y microbiológicos
3 Junio 2004	Alrededor del punto PE-001. [puntos extremos 16°44.986'S; 72°02.679'W y 16°38.386'S; 71°58.279'W]	Rectángulo de 96 km ² – 1c/km. Reconocimiento de zonas adyacentes.	119	Alteradas superficiales simples y compuestas.	Sistemático. + Aleatorio estratificado en zonas adyacentes.	Mapas de distribución. Análisis químicos y microbiológicos.
4 Julio 2004	Del punto PE001 al punto PE-379 [16°43.945'S; 72°18.645'W]	1er Transecto a la costa de 30 km – 1c/~4 km.	8	Alteradas superficiales simples.	Aleatorio estratificado	Análisis químicos y microbiológicos. Variaciones con humedad.
5 Julio 2004	A 177 km al Noreste de PE-001. Del punto PE-381 [15°50.930'S, 73°24.868'W] al PE-387 [16°14.502'S; 73°34.450'W]	2do Transecto a la costa de 45 km 1c/~9 km.	7	Alteradas superficiales simples.	Aleatorio estratificado	Análisis químicos y microbiológicos. Variaciones con la humedad.
6 Junio 2005	Área de Yungay, Chile. Zona de Jardín de Rocas y alrededores [24°4'9.6"S; 69°51'58.8"]	Área aleatoria de ~300 m ² . Transecto rumbo al sur de ~265 km [Yungay- Copiapo]	100	Alteradas superficiales simples.	Aleatorio estratificado	Análisis químicos y microbiológicos. Objetivos comparativos en zonas hiperáridas, áridas y semiáridas.
7 Julio 2006	Dentro de la Zona 3.	Rectángulo de 96 km ² – 1c/2km. Zonas representativas de los 6 tipos de suelo.	47	Alteradas superficiales simples. + Inalteradas y alteradas compuestas.	Sistemático. + Aleatorio simple y estratificado	Análisis microbiológicos. + Propiedades físicas, y petrografía.
8 Enero 2007	Dentro de la Zona 3.	Hoyos en zonas representativas de los tipos de suelo. 1c/10 cm.	6 (x10)	Alteradas por horizontes.	Sistemático.	Análisis químicos y microbiológicos.
9 Setiembre 2008	Valles de los ríos <i>Sihuas</i> [16°22'00.44"S; 72°08'58.70"W], <i>Vitor</i> [16°35'02.81"S; 71°59'53.66"W], y <i>Tambo</i> [17°01'57.29"S; 71°42'22.13"W]; Complejo Metamórfico Precámbrico (Carretera Arequipa-Mollendo); Fallas activas (Pitay) [16°12'40.73"S; 72°03'08.39"W]; Piso del Desierto en la zona 3 y alrededores.	Áreas específicas evaluadas en mapas de la zona. Área total explorada ~700 km ² . Zonas representativas de los 6 tipos de suelo.	40	Fragmentos de rocas, evaporitas y otros minerales. + Alteradas superficiales simples.	A juicio del experto.	Evaluar geomorfología de La Joya y alrededores. + Estudios de oxidación (Liberación Marcada).

El sensor de humedad puede evaluar un rango de humedad relativa de 25% a 95% a 80°F [27°C] para intervalos <10 segundos, sin condensación, con una precisión de $\pm 5\%$, un tiempo de respuesta [en aire] de 10 min y una precisión del tiempo de ± 1 minuto/semana a 68°F [20°C].

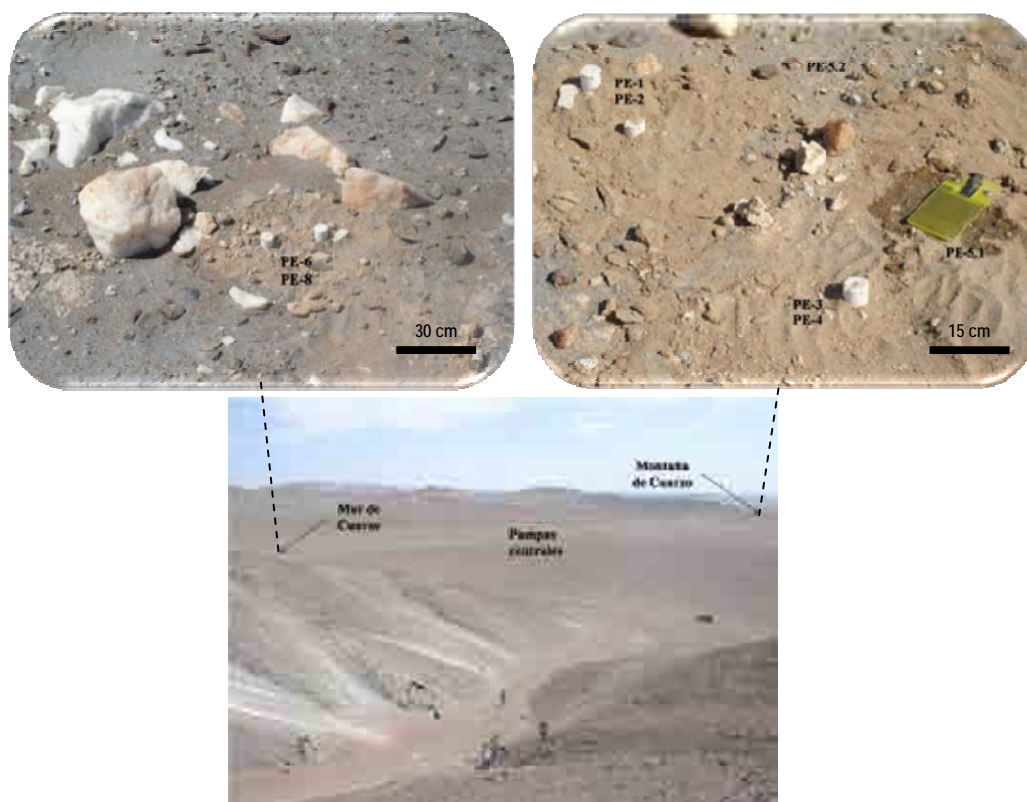
Los sensores de HR en los suelos extremadamente secos de La Joya son una excelente vía para monitorear la humedad del suelo; sin embargo, se instaló un sensor de conductividad ECH₂O-20 [Decagon Devices, Inc.] para medir humedad del suelo [en contenido de agua volumétrica “ θ ” en m³/m³]. La prueba se basa en la caída de voltaje entre dos alambres separados a 5mm, referenciado a un resistor de 2.2 kohm utilizando una excitación por corriente alterna de 2.5 V, con un tiempo de medida de 10 milisegundos, una precisión de ± 0.03 m/m [$\pm 3\%$], una resolución de 0.002 m³/m³ [0.1%] y un rango de medida de 0 a una saturación completa de agua. Los datos en voltaje son transformados mediante la ecuación: [11.9 x 10⁻⁴ x mV – 0.401]. Adicionalmente, se colocó en la superficie un sensor cualitativo para detectar la humedad condensada del desierto [Leaf Wetness Sensor, Spectrum Technologies, Inc.]. El sensor de intensidad de luz solar [piranómetro] es basado en un detector de silicón sensible a la luz con longitud de onda de 400 a 1100nm, con un error en la medida <10%.

El registro de precipitación fue realizado por dos pluviómetros autónomos [#RG3; Onset Inc.], con baterías de 1 año de duración, un sensor HOBO integrado de temperatura y una memoria de grabado de datos de 64Kb. La frecuencia de precipitación máxima detectada es de 12.7 cm por hora, con una precisión de $\pm 1.0\%$ [20mm/h] y una resolución de 0.2mm. El registro de radiación UV fue efectuado por el sensor de UV, SU-100 [Apogee Instruments Inc.] que mide longitudes de onda entre 250 y 400nm expresadas en $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Considerando que el flujo de fotones de la radiación UV de la luz del sol es cerca del 8,5% del flujo total de fotones fotosintéticos [$\sim 2000 \mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$], el flujo de fotones de la radiación UV es de unos 170 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$. El sensor no es selectivo para UVB [280-320nm] debido a que menos el 5% de fotones caen en el rango de 240 y 320nm. Todos los sensores fueron calibrados de acuerdo a las instrucciones del fabricante. La fecha de colocación de los sensores HOBO fue el 05 de mayo del 2004 y el 17 de julio del 2004. El pluviómetro fue colocado el 20 de agosto del 2004. El sensor de UV fue colocado el mes de junio del 2006. La marca de los sensores utilizados en este estudio fueron validados anteriormente por otros trabajos realizados por el grupo de investigación en Yungay, Antofagasta-Chile y Pico de Orizaba, Veracruz-México (Cruz-Kuri et al., 2009; McKay et al., 2003; Pérez-Chavez et al., 2000).

Tabla 19. Sensores climatológicos en el Desierto de La Joya.

Tipo de sensor	Marca	Zona de localización	Coordenadas	Altura (msnm)	Profundidad
T°, HR, LS	PE-1 y PE-2	Montaña de cuarzo. Cerca al punto PE-001	16°44.416'S; 72°2.064'W	1151	0 cm
T°, HR, LS	PE-3	Montaña de cuarzo	16°44.416'S; 72°2.064'W	1151	1 cm
T°, HR, LS	PE-4	Montaña de cuarzo	16°44.416'S; 72°2.064'W	1151	8 cm; en línea con PE-3
HS, HC	PE-5.1 y PE-5.2	Montaña de cuarzo	16°44.416'S; 72°2.064'W	1151	ECH ₂ O-20 a 2 cm, LWS a 0 cm
T°, HR, LS	PE-6	Mar de Cuarzo. Cerca al punto PE-389	16°44,556'S; 72°02,583'W	1140	0 cm
T°, HR, LS	PE-7	Mar de Cuarzo	16°44,556'S; 72°02,583'W	1140	1 cm
T°, HR, LS	PE-8	Mar de Cuarzo	16°44,556'S; 72°02,583'W	1140	0 cm
T°, HR, LS	PE-9	Pampas centrales	16°44,827'S; 72°01,919'W	1033	1 m encima del suelo [con PLU-1]
T°, HR, LS	PE-10.1 PE-10.2	Pampas centrales	16°44,827'S; 72°01,919'W	1033	1 m encima del suelo; 5 cm debajo
HS, HC	PE-11.1 PE-11.2	Mar de Cuarzo	16°44,560'S; 72°02,581'W	1154	ECH ₂ O-20 a 2 cm, LWS a 0 cm
Precipitación	PLU-1	Pampas centrales	16°44,827'S; 72°01,919'W	1033	1 m encima del suelo
Radiación UV	UV-1	Mar de dunas	16°36,534'S; 71°57,933'W	1224	3 m encima del suelo

Las zonas de localización fueron denominadas de esta manera durante todo el estudio. T°: temperatura, HR: humedad relativa, LS: luz solar, HS: humedad del suelo, HC: humedad condensada, UV: Ultravioleta.

**Figura 25.** Zonas de ubicación de los sensores meteorológicos.

5 ANÁLISIS FÍSICOS DEL SUELO

5.1 Evaluación preliminar

Una evaluación de las características físicas del suelo [apreciación táctil de la textura, color y componentes minerales] fue el sustento inicial para la agrupación de todas las muestras simples superficiales, en 6 tipos de muestras compuestas [Figura 26].

De manera resumida, las características muy notorias al tacto en seco y en húmedo, el color y la presencia de componentes minerales muy notorios, permitieron una clasificación inicial, que fue corroborada posteriormente por métodos más sensibles.

Así, bajo la guía de la Tabla 20, se procedió a catalogar con el tacto la textura del total de las muestras simples de la zona 3 de muestreo incluyendo las zonas 1 y 2 [383 muestras].

Adicionalmente la presencia cualitativa de yeso, cuarzo y mica además de la coloración del suelo ayudaron a esta clasificación preliminar [Figura 26].

Tabla 20. Clave para estimación de la textura al tacto del suelo.

Aspereza	Adhesividad y plasticidad	Formación de esfera y cordón	Textura
No áspera o ligeramente áspera	Adhesivo y plástica en extremo	Esferas en extremo coherentes Cordones largos que se doblan con facilidad en anillos	ARCILLOSO
No áspera	Muy ligeramente adhesivo y plástica	Esferas moderadamente coherentes Forma con dificultad cordones que tiene aspecto quebradizo	LIMOSO
Ligeramente áspera	Ligeramente adhesivo	Esferas moderadamente coherentes Forma con gran dificultad cordones que tiene aspecto quebradizo	FRANCO LIMOSO
Ligeramente o moderadamente áspera	Moderadamente adhesivo y plástica	Esferas muy coherentes Cordones que se doblan en anillos	FRANCO ARCILLOSO
Ligeramente áspera	Ligeramente adhesivo y plástica	Esferas moderadamente coherentes Forma cordones con gran dificultad	FRANCO
Áspera	No adhesivo ni plástica	Esferas ligeramente coherentes No forma cordones	FRANCO ARENOSO
Muy áspera	No adhesivo ni plástica	Forma esferas no coherentes que se deshacen con facilidad	ARENOSO

Tomada de (Pellegrini, 2004)

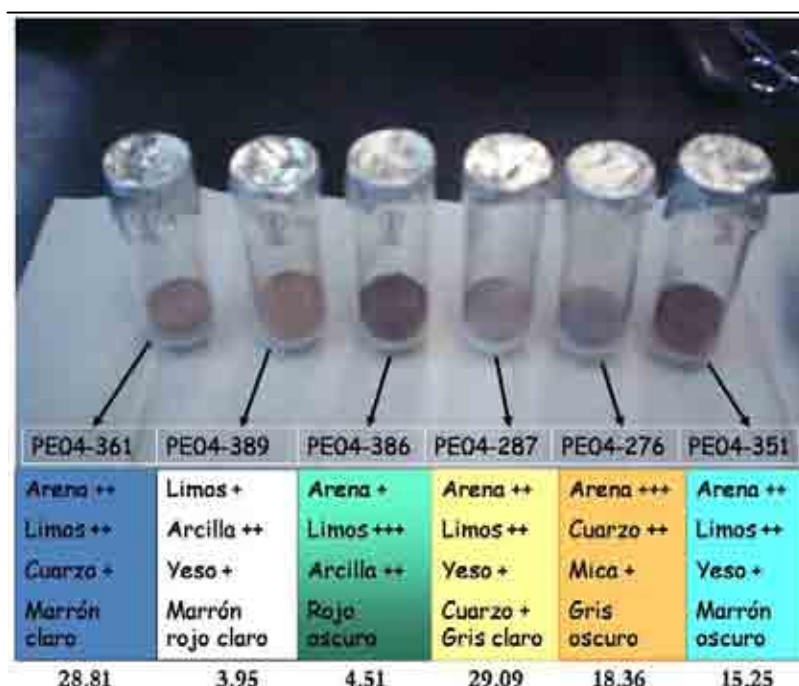


Figura 26. Tipos de suelo seleccionados en La Joya. Las muestras simples señaladas son representativas de cada muestra compuesta y el número representa el porcentaje aproximado del área del desierto ocupada por cada tipo de suelo [de un total de 383 muestras].

5.2 Análisis textural del suelo

La textura de un suelo es una propiedad física permanente, que se refiere a la expresión porcentual de las fracciones granulométricas arena, limo y arcilla. La combinación de estas 3 fracciones nos determina una clase textural. Las clases texturales son agrupamientos donde las propiedades dependientes de la textura presentan un comportamiento homogéneo [propiedades agronómicas homogéneas]. Normalmente nos indica al grupo de partículas preponderantes. Las clases texturales dentro del sistema del USDA (Soil Survey Staff, 1999) son 12 y se disponen en un triángulo de textura, como se observa en la Figura 27.

5.2.1 Determinación de la clase textural por el método de la pipeta [Robinson]

El método de la pipeta es una técnica de análisis usada como método estándar basado en la dispersión física y química de las partículas de acuerdo a la Ley de Stokes, que relaciona el radio de la partícula y su velocidad de sedimentación por gravedad, en un fluido de viscosidad conocida. El método utilizado en este trabajo fue la técnica modificada por (Day, 1965) y (Green, 1981).

500g de las muestras compuestas de los seis tipos de suelos fueron tamizadas en una malla de 2mm de poro, para separar la fracción de grava de la de arena-limo y arcilla [Tabla 21]. La fracción grava también fue separada en bolsas aparte.

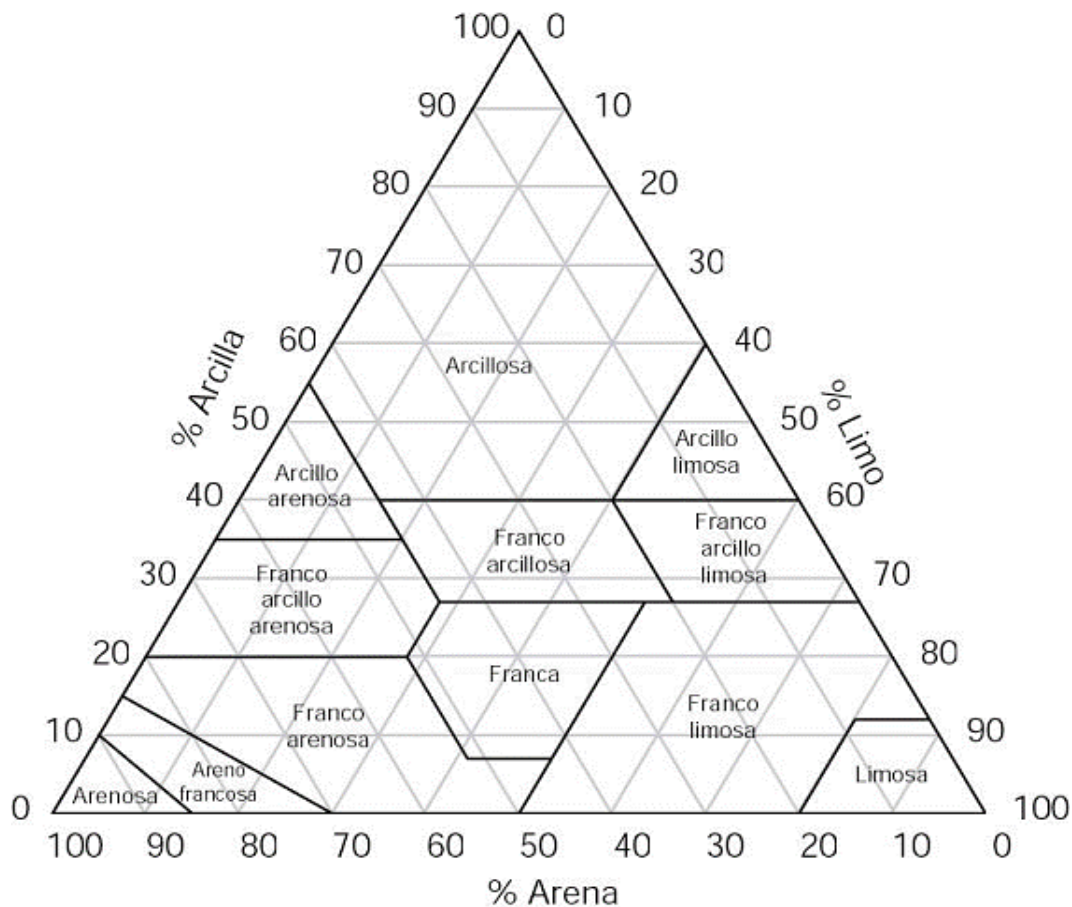


Figura 27. Triángulo de clases texturales.

Tabla 21. Tamaño de partícula de los componentes del suelo.

Fracción	Arena					Limo	Arcilla
	Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
mm	2 - 1	1 - 0.5	0.5 - 0.25	0.25 - 0.1	0.1 - 0.05	0.05 - 0.002	<0.002
µm	1000 - 2000	500 - 1000	250 - 500	100 - 250	50 - 100	2 - 50	<2

Se pesó 100 g del suelo tamizado por triplicado, se colocó en frascos de vidrio, se le agregó 100 ml de hexametáfosfato [50g/L; dispersante] y se dejó en agitación mecánica por 12 horas. Posteriormente, se lavó con agua destilada MiliQ en una malla de 50µm de poro y se trasladó el contenido a una probeta, que fue aforada a 1L el mismo tipo de agua. De esta manera se separó la fracción “arenas” de las de “limo y arcillas” que quedaron en las probetas. Las arenas fueron lavadas con agua corriente y se traspasaron a crisoles previamente pesados. Se dejaron a 105°C, durante 24 horas para evaporar el agua. Y finalmente fueron separadas en sus respectivas fracciones usando mallas con tamaño de poro de 1, 0.5, 0.25, 0.1 y 0.05 mm. Las probetas fueron evaluadas diariamente ~ cada 12 horas, durante 7 días segregando los 300 ml del sobrenadante de cada probeta a un vaso, y añadiendo a este último 15 ml de cloruro de magnesio 1M [floculante]. Luego de cada segregación se aforó cada probeta a 1L, se agregó 10 ml de hexametáfosfato y se agitó cuidadosamente con una varilla. Al cabo de los 7 días, el sobrenadante se encontró

transparente, dando por terminada la separación [Figura 28]. Todo el proceso se realizó a una temperatura ambiente controlada de $19 \pm 1^\circ\text{C}$.

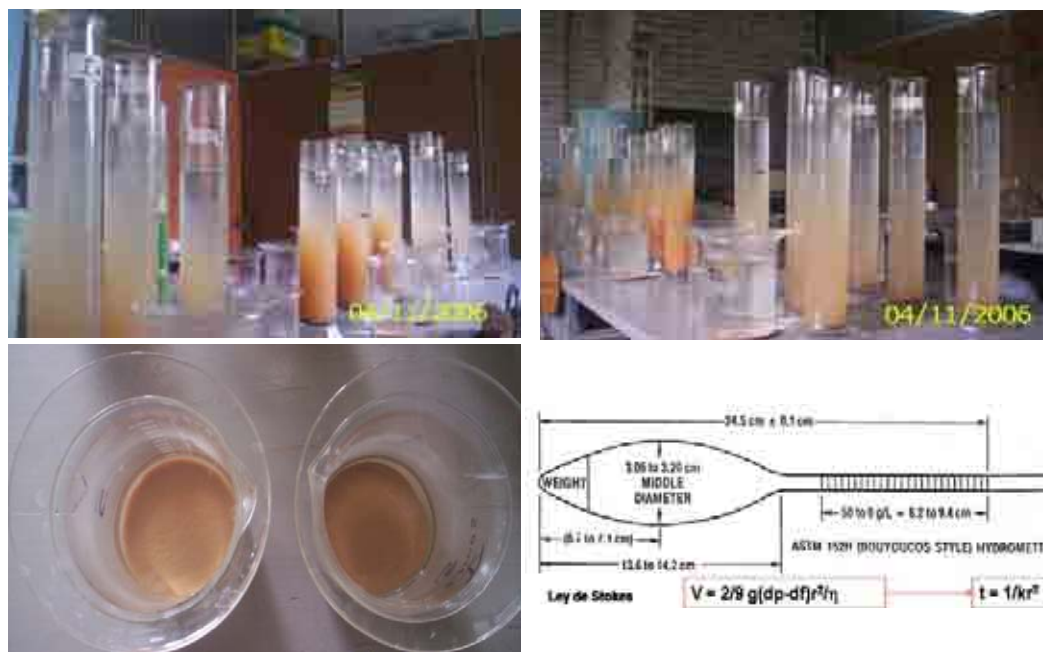


Figura 28. Separación granulométrica por el método de la pipeta y del hidrómetro. Las figuras A, B y C muestran el proceso de separación. La Figura D, muestra un esquema del hidrómetro. La ley de Stokes demuestra que el tiempo para recorrer una cierta distancia es inversamente proporcional al radio aparente de la partícula. V =velocidad de la partícula, g =gravedad, d =densidad de la partícula y del fluido, r =radio de la partícula [aparente], y η =viscosidad del fluido. El valor de “ k ” se asume si todos esos valores son constantes.

5.2.2 Determinación textural por el método del hidrómetro [Bouyoucos]

El hidrómetro mide la densidad del medio, que varía directamente con la cantidad de partícula que tiene en suspensión (Day, 1965). Tiene una dispersión química por el hexametáfosfato y una dispersión física violenta por medio del batidor. Una vez realizada la dispersión, y obtenida la individualización de partículas, se procede a disponer la suspensión en un recipiente estandarizado colocando un densímetro o hidrómetro a tiempos preestablecidos. En nuestro caso las lecturas se realizaron con un hidrómetro ASTM 152H [Figura 28], a los 40 segundos (limo y arcilla) [R_{40}] y a las 7 horas (arcilla) [R_7] de la dispersión física. Fue necesario tener medidas “blanco” con la misma agua y dispersante, sin muestra de suelo [R_L]. El total de arenas se sacó por diferencia. Las formulas utilizadas para los cálculos fueron:

$$\text{Arenas} = 100 - ((R_{40} - R_L) \times 100 / g \text{ suelo})$$

$$\text{Arcillas} = (R_7 - R_L) \times 100 / g \text{ suelo}$$

$$\text{Limos} = 100 - (\% \text{arcillas} + \% \text{arenas})$$

Todo el procedimiento fue realizado bajo una temperatura controlada de $19 \pm 1^\circ\text{C}$.

5.2.3 Remoción de carbonatos, óxidos de hierro y materia orgánica de las arcillas

Con el fin de obtener arcillas libres de la presencia de carbonatos, materia orgánica y óxidos de hierro, se procedió a removerlos mediante acetato de sodio [NaOAc], peróxido de hidrógeno [H_2O_2] y ditionito de sodio [$\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$] respectivamente.

Para remover los carbonatos las arcillas fueron pasadas a tubos de centrífuga de 250 ml aforada a 100ml de agua destilada y 10 ml de NaOAc 1M y pH 5. Se centrifugó por 10 minutos a 1500 rpm y se descartó el sobrenadante hasta que éste estuvo completamente claro luego de dos lavados con agua destilada.

Para remover la materia orgánica, las muestras de arcillas fueron traspasadas a vasos de precipitado de 600 ml, donde se les agregó 50 ml de agua destilada y 10 ml H₂O₂ al 30% lentamente, bajo agitación y con un calentamiento progresivo desde temperatura ambiente hasta los 90°C [en ningún momento la muestra permaneció seca]. Si hubo demasiada efervescencia se agregó agua destilada fría, y se esperó a que la reacción disminuya para agregarle más peróxido. Una vez que no se observaba reacción se agregó 10 mL de agua destilada y se esperó a que se evapore el exceso bajo calentamiento, sin dejar completamente seca la muestra.

Finalmente las muestras se traspasaron a tubos de centrífuga de 250 ml, donde se les agregó el buffer citrato-bicarbonato para hacer un volumen final de 150 ml. Se agregaron 3 g de ditionito de sodio lentamente, de acuerdo a la efervescencia de la reacción. Después se colocaron los tubos en un baño María a 80°C agitando la suspensión intermitentemente por 20 minutos. Las muestras fueron sacadas del baño y se les adicionaron 10 ml de NaCl saturado. Se mezclaron, agitaron, centrifugaron y el sobrenadante fue decantado [este sobrenadante sirve para cuantificar Fe amorfo, Silicio, y Aluminio; ver más adelante].

Las muestras que no quedaron grises y sin coloración pasaron nuevamente por el proceso anterior. Finalmente, las muestras fueron lavadas, primero, con 50 ml de una solución de NaCl al 10% y, luego, dos veces con agua destilada. Cuando el sobrenadante continuó turbio se procedió a centrifugar a 2000 rpm y algunos lavados más con agua destilada.

Finalmente las muestras de arcilla se traspasaron a crisoles de pírex y se secaron a 25°C durante 24-48 horas para evitar alterar su estructura.

5.3 Determinación de pH

Los valores de pH en el suelo fueron determinados en las 117 muestras simples de la zona 3 y en las 6 muestras compuestas del desierto. Se utilizó un pHmetro marca Thermo Orion modelo 635, donde se midieron diferentes soluciones del suelo [1 g x cuadruplicado] con agua destilada [1:2]; con CaCl₂ [1:2 y 1:5]; y con KCl [1:2 y 1:5] buscando encontrar el equilibrio iónico. La medida se realizó al minuto y a los 5 minutos de colocar el electrodo en la solución.

5.4 Evaluación del intemperismo y fósforo del suelo

Las muestras utilizadas para estos procedimientos corresponden a 2 muestras simples por cada tipo de suelo [del I al VI] de la zona 3, y a las 6 mezclas compuestas correspondientes a cada tipo. Los datos de las muestras simples sirvieron para corroborar los datos de las muestras compuestas mediante estadística simple comparativa.

Cada muestra fue evaluada por triplicado, y se consideraron 2 muestras blanco y una muestra patrón por cada conjunto de muestras.

5.4.1 Extracción de óxidos cristalinos de Fe

Se pesó 1g de suelo finamente molido en un mortero de ágata, y se colocó en tubos de ensayo de 100 ml. Se colocaron 20 ml de una solución que contenía citrato de sodio 2.4M y bicarbonato de sodio 0.2M, llevando luego a un calentamiento al baño María hasta 75°C.

Una vez obtenida esta temperatura se agregó 0.4g de ditionito de sodio y se dejó a esa temperatura durante 30 minutos, con agitación ocasional utilizando agitadores de vidrio. Posteriormente se procedió a centrifugar durante 5 minutos a 4500 rpm, y se decantó el sobrenadante a un matraz aforado de 100 ml. Con el sedimento restante de los tubos de ensayo se repitió el procedimiento agregando nuevamente el citrato de sodio, el bicarbonato y el ditionito. Luego de los 15 minutos a 75°C se volvió a centrifugar y decantar en los matraces. Finalmente se agregó 10 ml de sulfato de magnesio y se aforó a 100ml (Holmgreen, 1967; Mehra and Jackson, 1960).

Las muestras fueron filtradas a envases de polietileno de 125 ml hasta su análisis.

5.4.2 Extracción de óxidos amorfos de Fe, Si y Al

Se pesó 1g de suelo finamente molido en un mortero de ágata, y se colocó en envases de polietileno de 125 ml. Bajo una campana de extracción y en oscuridad se agregó 50 ml de una solución de oxalato [esto por la reactividad frente a la luz UV].

La solución de oxalato fue preparada, pesando 17.56 g de ácido oxálico dihidratado [C₂H₂O₄.2H₂O] y 28.4 g de oxalato diamónico monohidratado [(NH₄)₂C₂O₄.H₂O], en un vaso de precipitado aforado a 1L y ajustado a un pH de 3.25 utilizando hidróxido de amonio diluido.

Los frascos que contenían la solución y la muestra, fueron colocados bajo agitación durante 4 horas encerrados en cajas oscuras. Luego de este proceso, nuevamente, bajo una campana de extracción y oscuridad se procedió a filtrar el contenido de los envases desechando los primeros 5 ml de cada uno. Fue importante tener los tiempos constantes durante todo el proceso desde la adición de la solución de oxalato hasta el filtrado final (McKeague and Day, 1965). Finalmente los filtrados fueron mantenidos en oscuridad hasta el momento del análisis, que no excedió las 24 horas después de la extracción [para evitar la precipitación del Si].

Si fue necesario hacer diluciones en las muestras, para su lectura espectrofotométrica, se usó una solución de KCl al 1% para diluir.

5.4.3 Determinación mediante espectrofotometría de absorción atómica

Los sobrenadantes fueron analizados espectrofotométricamente por lámparas selectivas para cada analito, con un espectrómetro de absorción atómica [Perkin Elmer, modelo 3110], en el Departamento de Edafología del Instituto de Geología - UNAM.

Previamente, se construyeron las curvas de calibración para cada elemento en matraces de 100 ml, conteniendo todos los reactivos empleados para cada determinación con diferentes concentraciones del analito. Los blancos no contienen analito y son el punto cero de la curva. En caso de que las muestras fueron diluidas para su análisis, las curvas estándar también fueron construidas con los reactivos diluidos en esa misma proporción.

Para el caso de los óxidos de Fe cristalino y amorfos, la curva se preparó a partir de una solución patrón de 100 mg Fe/L, construyendo una curva de 0, 1, 2, 3, 4 y 5 mg Fe/L, al aforar 0, 0.5, 1, 1.5, 2, y 2.5 ml de la solución, en 50 ml. Los datos de la curva fueron: $y=29.922x$; $R^2=0.9989$; $\alpha=0.05$. Para el reporte de resultados en **mg/g** de suelo seco, los cálculos fueron los siguientes:

$$\text{Fe en mg/g de suelo} = ([\text{mgFe/L en la muestra} - \text{Blanco}] \times \text{Factor de dilución} \times 100) // (\text{Peso del suelo g} \times 1000)$$

Para el caso de los óxidos amorfos de Al y Si, las curvas se prepararon a partir de soluciones patrón de 100 mg Al/L y 100 mg Si/L, respectivamente. Tomando 0, 2.5, 5, 10,

15, 20 ml de las soluciones patrón, se construyeron las concentraciones de 0, 5, 10, 20, 30 y 40 mg Al o Si/L, al aforar a 50 ml. En el caso del Aluminio, antes de aforar a 50 ml, se agregó 5 ml de KCl al 10%, para estabilizar la solución. Los datos de las curvas fueron: Al: $y=268.3x$; $R^2=0.9994$; $\alpha=0.05$; y Si: $y=560.07x$; $R^2=0.9956$; $\alpha=0.05$. Los cálculos para expresar los resultados en **mg/g** de suelo seco fueron:

$$\boxed{Fe, Al, Si \text{ en mg/g de suelo} = ([mgFe/L \text{ en la muestra} - \text{Blanco}] \times \text{Factor de dilución} \times 50) // (\text{Peso del suelo} \times 1000)}$$

Debido a que la solución de oxalato de amonio puede tapar los capilares de absorción y el nebulizador del equipo de absorción atómica, es importante lavados constantes y evaluaciones de la señal del estándar.

5.4.4 Índices de alteración del suelo

Los índices de alteración o intemperismo son ecuaciones, que sobre la base del análisis químico de los suelos, permiten conocer el grado de descomposición que presentan. El cálculo de los índices se basa en la relación entre los óxidos menos móviles y los más móviles o solubles en condiciones superficiales.

Los índices de alteración utilizados en el presente trabajo fueron descritos y utilizados anteriormente por diversos estudios (Escamilla- Sarabia et al., 2002; Sanchez-Carpintero et al., 1992), y son los siguientes:

- La relación Silicio y Aluminio [Sa]:

$$\boxed{Sa = SiO_2 / PM // Al_2O_3 / PM}$$

Donde, PM: peso molecular.

Si el índice disminuye significa que existe mayor progresión del intemperismo (Ruxton, 1968; Van Wanbeke, 1991).

- Relación Hierro amorfo y Silicio amorfo [Fes]:

$$\boxed{Fes = Fe_2O_3 // (Fe_2O_3 + SiO_2)}$$

Esta relación depende del contenido de minerales amorfos y marca la diferencia entre los amorfos silicatados y los amorfos de hierro. El valor es pequeño cuando se trata de suelos jóvenes poco desarrollados con grandes cantidades de alofano (cercana a cero), mientras que un valor de 0.4 implica que se tiene un 40% de amorfos de hierro (Yong et al., 1992).

- Relación Hierro amorfo y Hierro cristalino [RFe]:

$$\boxed{RFe = Fe_{ox} / Fe_d}$$

Como se explicó anteriormente, la determinación de los óxidos de hierro se realizó mediante extracciones químicas. Sobre la base de la selectividad del extractante diferentes métodos permiten recuperar formas con distinto grado de cristalización y asociadas a diversas fracciones o compuestos del suelo (Reyes and Torren, 1997). Para establecer si el ambiente pedológico de La Joya inhibe o retarda la evolución de los óxidos de hierro hacia formas cristalinas, se utilizó el indicador propuesto por (Campbell and Schwertmann, 1984). Este índice, relaciona las cantidades extraídas de óxidos de hierro con oxalato de amonio (Fe_{ox}) y las extraídas con ditionito (Fe_d), y es indicativo de la presencia y cantidad de ferrihidrita. Cuando es mayor de 0.5, es posible asumir que la formación de óxidos de hierro cristalinos es inhibida o retardada, y que formas paracristalinas como la ferrihidrita tienden a ser dominantes sobre minerales como goethita y lepidocrocita (Schwertmann, 1985).

5.4.5 Análisis de fósforo

El fósforo total fue fraccionado en las muestras compuestas de los seis tipos de suelo del Desierto de La Joya [I-VI] y confirmados por dos muestras simples tomadas al azar para cada mezcla compuesta, usando un método de extracción secuencial reportado previamente (Hedley et al., 1982). La extracción secuencial remueve el P inorgánico [Pi] y orgánico [Po] de acuerdo a la estabilidad química del fósforo. Primero, el Pi más lábil fue extraído usando una resina de intercambio aniónico [Resina P] (Amer et al., 1955). El bicarbonato de sodio 0.5M [pH 8.5] removió el Pi y Po [NaHCO₃-P] absorbido en la superficie del suelo (Bowman and Cole, 1978). El NaHCO₃-Po es fácilmente mineralizado y puede contribuir al P disponible para las plantas. El hidróxido de sodio 0.1M extrajo el Pi [NaOH-Pi], asociado con óxidos cristalinos de Al y Fe (Syers et al., 1969) y el Po [NaOH-Po] asociado con compuestos húmicos (Fares et al., 1974). El NaOH-Pi es relativamente lábil, mientras que el NaOH-Po está involucrado en procesos de transformación del suelo de largo tiempo bajo climas templados (Tiessen et al., 1983). El fósforo extraído por todas las técnicas anteriores se denomina formas no ocluidas (Walker and Syers, 1976).

El fósforo extraído con ácido clorhídrico 1M [HCl-P] es principalmente de apatitas. El residuo final [P residual] contiene las formas más estables de fósforo, las cuales fueron digeridas con H₂SO₄ y H₂O₂ altamente concentrados (Thomas et al., 1967). Los extractos conteniendo Po fueron digeridos por la determinación total de fósforo usando el método de digestión de persulfatos (American Public Health Association, 1971). El fosforo extraído o digerido fue determinado, luego de ajustar el pH a valores ácidos si era necesario, usando el método de ácido ascórbico-azul de molibdeno en un espectrofotómetro [Mod. 552, Parkin Elmer] con longitudes de onda entre 800 y 860nm [donde hay mayor absorción del fosfomolibdato azul]. Mayores detalles del método de fraccionamiento de P, se puede encontrar en una exhaustiva revisión del método (Cross and Schlesinger, 1995). Para la curva de calibración del método se usaron 219.5 g de KH₂PO₄ diluido en 1L para formar una solución patrón. A partir de esta se hicieron 6 puntos estándar de acuerdo al nivel de fósforo adecuado. Los blancos contuvieron el reactivo combinado y agua filtrada - desionizada. Cada muestra fue evaluada por triplicado. El pH óptimo para la evaluación de P en la solución fue entre 3 y 5 [datos no graficados].

El límite de detección del método fue de 10 mg/L (ppm), y una regresión lineal de 0.9962 [asumiendo $\alpha=0.05$]. Estos análisis fueron realizados en los laboratorios de la Facultad de Medicina, de la Universidad Nacional San Agustín, Arequipa-Perú.

5.5 Evaluación de la densidad del suelo

Se pesó el picnómetro limpio y seco, para luego adicionar 10g de suelo seco [libre de materia orgánica]. Se pesó el picnómetro con el contenido, incluyendo el tapón, y se llenó con agua destilada medio picnómetro limpiando el cuello. Se removió el aire contenido [atrapado] mediante agitación suave y frecuente, por algunos minutos para evitar la pérdida del suelo por la formación de espuma. Luego se volvió a añadir agua hervida a temperatura ambiente hasta llenar el picnómetro, esto porque el agua hervida eliminó gran cantidad de gas. Se puso el tapón y se secó el exterior. Luego el picnómetro fue pesado nuevamente determinando la temperatura de su contenido. Finalmente, se removió el suelo del picnómetro y se llenó con agua destilada fría, hervida previamente, se cerró con el tapón y se pesó teniendo en cuenta la temperatura del contenido.

Los cálculos realizados para determinar la densidad fueron:

$$D_p = \frac{d_w(W_s - W_a)}{(W - W_a) - (W_{sw} - W_w)}$$

Donde d_w : densidad del agua a temperatura observada, W_s : peso del picnómetro mas muestra del suelo, W_a : peso del picnómetro lleno de aire, W_{sw} : peso del picnómetro con suelo y agua, W_w : peso del picnómetro llenado con agua a temperatura observada.

6 ESTUDIOS MINERALÓGICOS DEL SUELO

6.1 Estudio petrográfico

6.1.1 Preparación de láminas delgadas

Las muestras inalteradas representativas de los 6 tipos de suelo de la superficie, fueron transferidas a cajas pequeñas rectangulares de cartón de 12 x 8 x 5 cm.

Se prepara una mezcla de 1.5 litros de polímero, 300 ml de monómero de estireno y 33 gotas de catalizador de polimerización para resinas [Resina Poliformas Plásticas S.A., México]. Se satura con la mezcla las muestras para lograr la impregnación completa de las mismas, y se coloca a un vacío de 20 atmósferas en oscuridad por 5 horas. Se evita la luz para no inducir una polimerización rápida, colocando en ciclos de oscuridad y calor durante 5 días. Posteriormente se colocan las muestras al sol durante 1 semana evitando la caída de agua debido a que la resina se volvería opaca. Una vez que la resina se encuentre impregnada y dura, se realizan cortes con un disco de polvo de diamante.

El bloque es limpiado con alcohol absoluto, evitando el contacto con grasa y polvo, y luego es montado en una lámina portaobjetos de 76 x 52 x 1.2 mm utilizando la mezcla inicial con más gotas de catalizador para acelerar la reacción. Dos horas después se procede nuevamente a realizar un corte con el disco de diamante aproximadamente de 2 mm de espesor. Finalmente la lámina es sometida a un proceso de pulido pasando por diferentes tamaños de grano de 80 a 600 y es cubierta por láminas cubreobjetos quedando lista para el estudio petrográfico [Figura 29]. Las láminas para el estudio de microsonda electrónica no fueron cubiertas.

6.1.2 Análisis petrográfico.

Las láminas delgadas cubiertas por cubreobjetos fueron analizadas ópticamente con un microscopio petrográfico de contraste de fases y luz polarizada en los laboratorios de Petrografía del Instituto de Geología- UNAM. Las imágenes obtenidas de los minerales de interés, fueron fotografiadas y/o guardadas gracias al software de uno de los microscopios. La descripción micromorfológica fue realizada de acuerdo a las directivas y terminología de Bullock [1985] (Bullock et al., 1985).

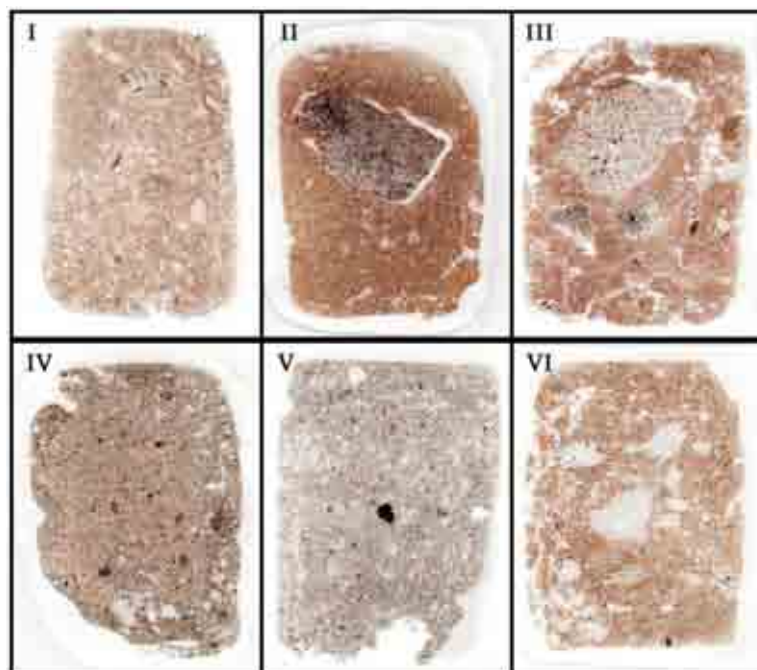


Figura 29. Láminas delgadas analizadas de los seis tipos de suelo del Desierto de la Joya, Arequipa – Perú [I-VI]. Láminas de 76 x 52 mm.

6.2 Difracción de Rayos X

Los seis tipos de muestras compuestas, 2 muestras simples de cada uno de los seis tipos, las arcillas obtenidas del método de la pipeta para cada uno de los seis tipos de suelo, y evaporitas del Desierto de La Joya fueron procesadas para análisis de difracción de rayos X.

Los difractogramas se obtuvieron en un difractómetro Philips Mod.1130/96 (generador) y PW 1050/25 (goniómetro) con registro digital de los datos, utilizando radiación $\text{Cu K}\alpha$.

En primer lugar, para las muestras de arcillas [partículas $< 2\mu\text{m}$], estas se homogenizaron mediante un mortero de ágata y se analizaron utilizando un portamuestras de aluminio [fracciones no orientadas] en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° . Estas fracciones se utilizaron para identificar los minerales que no son arcillas [feldespato, cuarzo, calcita, dolomita, etc].

Para preparar las fracciones orientadas una pequeña cantidad de muestra se mezcló con agua mili-Q y se disgregó mediante un baño de ultrasonidos. A continuación se prepararon dos fracciones orientadas (en un soporte de vidrio) de cada muestra utilizando un gotero.

Cuando las muestras se secaron, se corrieron las diferentes fracciones orientadas sin tratamiento en el intervalo de 4 a 70° y se identificaron los picos de arcilla. En segundo lugar y en base a los resultados, obtenidos en las muestras sin tratamientos, una de las fracciones orientadas de cada muestra se glicolizó [se saturó con etilenglicol] y se analizó en el intervalo angular de 4 a 20° . Finalmente la otra fracción orientada de cada muestra se calentó en dos etapas a 400° y 550°C respectivamente y se analizaron nuevamente en el intervalo angular de 4 a 20° . Estos tratamientos permitieron identificar las familias de minerales arcillosos.

Para las muestras de suelo total y evaporitas, se procedió a homogenizar el suelo utilizando el mortero de ágata y a analizarla sobre un portamuestras de aluminio [fracciones no

orientadas] en el intervalo angular 2θ de 4° a 70° . Si se observaron algunos picos de interés en el difractograma, se procedió a realizar alguno o todos los tratamientos descritos anteriormente.

6.3 Microscopía electrónica de Barrido y Energía dispersiva de Rayos X [EDS/WDS]

La microscopía electrónica combinada con análisis de microsonda, es el método más utilizado para el análisis semicuantitativo y cuantitativo puntual de fases minerales. Esta técnica puede ser utilizada además para la detección de electrones secundarios y retrodispersados.

El estudio de microsonda electrónica se llevó a cabo con un equipo marca JEOL modelo JXA-8900R equipado con 5 espectrómetros de dispersión de longitud de onda de rayos X, localizado en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, UNAM. Para los análisis cuantitativos se trabajó con un voltaje de aceleración de 15 a 20kV y una corriente de $2.00e-8$ A. La superficie analizada es de aproximadamente 1 a $10 \mu\text{m}^2$.

Las láminas delgadas de muestras simples representativas de los 6 tipos de suelo fueron recubiertas con carbón activo para su estudio geoquímico con la microsonda.

De manera previa al análisis, con ayuda de un microscopio petrográfico se marcaron círculos de las zonas y minerales de interés con tinta china, para ayudar a su ubicación durante el estudio [Figura 30].

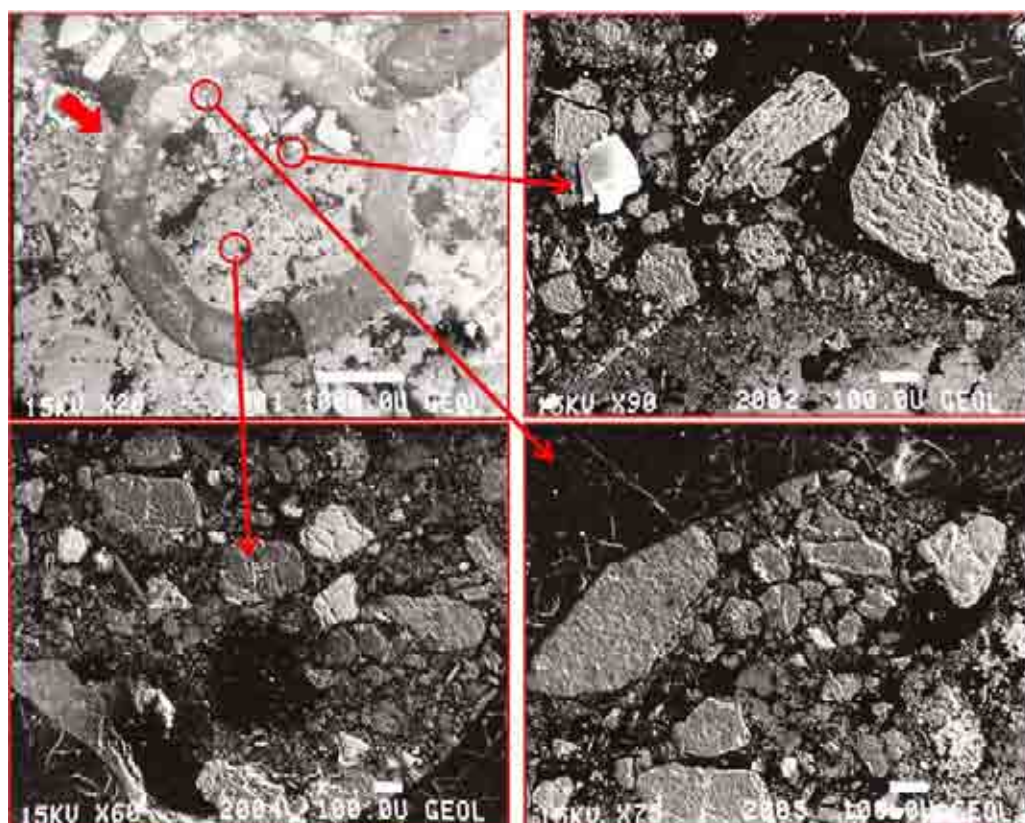


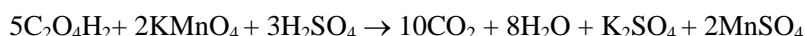
Figura 30. Análisis con la microsonda electrónica. Las zonas de interés son marcadas con un círculo de tinta china [mostrado con una flecha roja gruesa]. Dentro del círculo se puede explorar la composición de los minerales, matriz, textura, etc., [flechas rojas largas].

7 ANÁLISIS QUÍMICOS DEL CARBONO

7.1 Determinación de materia orgánica en suelos

7.1.1 Permanganatometría

El presente método es utilizado para la extracción de carbono orgánico lábil o pasivo del suelo por hidrólisis con el ácido sulfúrico, seguida por oxidación del permanganato de potasio [KMnO₄]. El método ha resultado eficaz, barato y reproducible para el trabajo de campo en suelos hiperáridos (Navarro-González et al., 2006a; Perez-Montaña et al., 2008; Valdivia-Silva et al., 2005). Adicionalmente, una ventaja de este método es que aísla la fracción biológicamente activa del carbono orgánico de la matriz del suelo, antes de la oxidación por el permanganato; lo cual elimina las complicaciones, reportadas previamente, asociadas con el método de Walkley-Black de oxidación directa de permanganato sobre la matriz del suelo (Lucas, 2004; Nelson and Summers, 1996; Tirol-Padre and Ladha, 2004). La ecuación global para la reacción, utilizando el ácido oxálico como referencia es la siguiente:



Se pesó aproximadamente 1g de suelo del desierto de La Joya, homogenizada con un mortero de ágata y se colocó en un tubo de centrífuga. Se le añadió 10ml de ácido sulfúrico al 30% y 4 gotas de AgNO₃ 0.1 M [para eliminar cloruros], para luego sonicar la mezcla por 5 minutos (Branson Ultrasonics Model 1510-DTH) y centrifugar por 15 minutos a 5000 rpm. Posteriormente, el sobrenadante se colectó con mucho cuidado en un matraz erlenmeyer de 50 ml, y se colocó en un calentador con agitación leve hasta que alcance 1~80°C.

En una bureta de 50 ml [precisión de 0.05 ml] se colocó la solución de permanganato 0.002N, previamente normalizada con ácido oxálico [C₂H₂O₄], y se dejó gotear lentamente dentro del matraz. Al principio la reacción fue lenta debido a su cinética, pero luego fue bastante rápida al acercarse al punto de equivalencia donde nuevamente se volvió lenta. Cuando el sobrenadante alcanzó una coloración rosa pálido, que no desapareció por lo menos 1 minuto, se detuvo el goteo y se anotó la cantidad de permanganato consumido.

El gasto de permanganato de potasio en ml fue transformado a % de Carbono oxidado por gramo de suelo, gracias a una curva de calibración preparada en cada serie de muestras.

Se analizaron un total de 488 muestras de las zonas 1 a la 6, y las del subsuelo [~60] por cuadruplicado y utilizando blancos sin suelo, y controles positivos con oxalato a concentraciones conocidas. Las curvas de calibración fueron desarrolladas titulando una serie de soluciones de ácido oxálico con concentraciones conocidas de 0 µg, 10 µg, 20 µg, 30 µg, 50 µg, y 100 µg de carbono orgánico. Las curvas obtenidas con un $\alpha=0.05$, obtuvieron los siguientes coeficientes de correlación: $R^2 = 0.9985, 0.9995$ y 0.9982 . El límite de detección de la técnica fue calculado en 1.2 ppm de carbono orgánico (Perez-Montaña et al., 2008; Valdivia-Silva et al., 2005).

7.1.2 Pirólisis rápida acoplada a Cromatografía de Gases – Espectrometría de Masas [Pir-CG-EM]

El análisis de material orgánico de los suelos de La Joya, mediante el equipo de Pir-CG-EM [Figura 31], constó de tres etapas bien definidas: la primera, consistió en un proceso de termovolatilización rápida (pirólisis) que volatilizó las moléculas orgánicas gracias a las

altas temperaturas alcanzadas por un pirolizador. La segunda, consistió en un proceso de separación debida a la interacción de la columna cromatográfica con los volátiles de la etapa anterior dentro del horno del Cromatógrafo de Gases. Y la tercera, consistió en la detección de las moléculas gracias a su masa y carga obtenidas por un proceso de ionización que ocurre dentro del Espectrómetro de Masas.

La pirólisis ha demostrado ser eficaz en degradar y fragmentar térmicamente a todo compuesto orgánico complejo en compuestos volátiles de fácil detección: así, las proteínas, péptidos y aminoácidos libres producen una serie de ácidos carboxílicos, nitrilos saturados e hidrocarburos saturados e insaturados; los carbohidratos se degradan a una serie de compuestos alifáticos, aldehídos, cetonas, ácidos carboxílicos, compuestos aromáticos y derivados furánicos; los ácidos grasos derivan a alcanos, alkenos, compuestos aromáticos y ácidos carboxílicos de cadena corta; las porfirinas se degradan a pirroles; y los ácidos nucleicos liberan nitrilos insaturados y furanos sustituidos. Así, la técnica de pirólisis-CG-EM detectará la presencia de cualquier material orgánico incluyendo masa celular bacteriana gracias al fraccionamiento por temperatura de estos compuestos (Simmonds, 1970; Simmonds et al., 1969). Adicionalmente, este sistema de análisis ha sido utilizado para la detección de material orgánico en diversos suelos desérticos e inclusive estuvo a bordo de las Naves Vikingo para el análisis del regolito marciano (Biemann, 1979; Margulis et al., 1979; Navarro-González et al., 2006a; Navarro-González et al., 2003).



Figura 31. Equipo Acoplado de Análisis Pir-CG-EM. A) Sistema completo donde: PI: pirolizador CG: Cromatógrafo de Gases, IR: espectrofotómetro de infrarrojo; EM=espectrómetro de masas, B) Ampliación del pirolizador, donde se observa el controlador digital, la cámara de pirólisis y el sistema de inyección. *Fotografía tomada de (Molina-Sevilla, 2005).*

Las muestras de suelo fueron liofilizadas y homogeneizadas en un mortero de ágata antes de ser analizadas. Aproximadamente 40 mg de suelo de cada muestra, pesadas en una balanza analítica [Ohaus Analytical Plus, $d=0.1\text{mg}/0.001\text{mg}$], fueron introducidos en un tubo capilar de cuarzo, el cual fue sellado cuidadosamente con pequeños tacos de lana del mismo material. A continuación, cada tubo se colocó en el centro del filamento de la espiral de platino del pirolizador [Pyroprobe 2000 from CDS Analytical, Inc], donde se procedió a remover el aire atmosférico presente dentro de la cámara por una corriente de helio (pureza 99,9999%) a 60 PSI de presión por 3 minutos. Posteriormente, el suelo fue sujeto a un tratamiento térmico de 200°C por 10 segundos, con una rampa posterior de temperatura de 10°C/ms, para finalmente alcanzar la temperatura de 750°C y mantenerla durante 60 segundos.

Los gases producto de la pirólisis fueron inyectados automáticamente 60s después de la pirólisis dentro del puerto de inyección del cromatógrafo de gases [Hewlett Packard (HP) serie 5890]. El pirolizador estuvo montado en el extremo del puerto inyector del cromatógrafo. La interfase del pirolizador y el puerto de inyección del cromatógrafo fueron mantenidos en 250°C. Las columnas cromatográficas usadas fueron una PoraPlot Q de sílica fundida de 25 m de largo y 0.32 mm de diámetro interno con una trampa de partículas a los 2.5 m; y una Varian CP-PoraBOND Q de sílica fundida de 50m de largo por 0.32mm I.D., con 5 μm de fase estacionaria y con una trampa de partículas a los 2.5m. La temperatura de la columna fue isotérmica a 60°C por 2min, luego aumentó a 10°C por minuto hasta alcanzar 240°C, donde permaneció isotérmica 30min. Se utilizó el helio como gas acarreador con un flujo de 1,2 ml/min. El cromatógrafo de gas estuvo con una interfase en paralelo con un detector HP FTIR 5965 y un espectrómetro de masas tipo cuadrupolo HP 5989B operando en modo de "ionización electrónica" a 70eV. La temperatura en la interfase fue de 260°C. El analizador de masas, escaneó a una frecuencia de 4.4 escaneos/s detectando de 45 a 200 m/z. La cámara de ionización electrónica y el cuadrupolo fueron mantenidos en 250°C y 100°C respectivamente. Cada componente fue identificado por las características de sus patrones de fragmentación al compararlos con los registrados en la biblioteca electrónica del software del equipo y con los mecanismos de fragmentación típicos de ciertos compuestos. La resolución del detector es de 1 uma (m/z) y un intervalo espectral de 10 a 200m/z.

Debido a lo costoso de la técnica y el tiempo de procesamiento, fueron escogidas 40 muestras de la zona 3 y 4, incluyendo el punto PE-001, y 4 de los 6 hoyos excavados en el desierto [Total de 60 análisis por cuadruplicado]. Los puntos fueron seleccionados de acuerdo a los resultados de la permanganometría, buscando confirmar y evaluar la presencia de materia orgánica relicta y el comportamiento de los transectos y la profundidad del subsuelo.

Basado en los resultados obtenidos en los análisis del Desierto de Atacama (Navarro-González et al., 2003), los compuestos detectados mostraron ser principalmente el benceno y el ácido fórmico. Lastimosamente, la posibilidad de realizar una curva de calibración con estándar externo e interno resultó casi imposible. Esto debido a que no se encontraron compuestos que, bajo pirólisis, dieran el pico de benceno o el de ácido fórmico únicamente. Por tal motivo, la curva de calibración que sirvió para la cuantificación de estos resultados fue construida previamente (Molina-Sevilla, 2005; Navarro-González et al., 2006a; Navarro-González et al., 2003), inyectando en el cromatógrafo diluciones de dióxido de carbono a diferentes presiones, desde 1000 hasta 400 mbar, y nitrógeno, bajo la consideración que los compuestos generados de la pirólisis tienen una respuesta

cromatográfica similar. Utilizando la ecuación de los gases ideales, para determinar la cantidad de moles de CO₂ que se deben inyectar, se obtuvieron los valores en miligramos de carbono luego de relacionar con la respuesta del equipo [área del pico cromatográfico para el CO₂]. Las inyecciones se realizaron por triplicado para realizar un análisis estadístico más confiable. La regresión lineal fue de R²=0.9939, y un α=0.05.

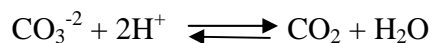
7.1.3 Calcinación del suelo

El método de calcinación detecta indirectamente mediante la pérdida de peso, el total de materia orgánica presente en una muestra. Las muestras analizadas correspondieron a las 6 muestras compuestas y a 2 muestras simples que pertenecen a cada tipo de suelo en afán de corroborar la validez de su respectiva muestra compuesta.

Se pesó 200 g de cada muestra [por cuadruplicado] y se colocó en un crisol de pírex previamente pesado. Luego se colocó las muestras en una estufa a 80°C por 6 h para eliminar la humedad y se volvió a pesar. Posteriormente se subió la temperatura a 500°C durante 24 horas para eliminar toda la materia orgánica y detectar su pérdida gracias a la disminución en el peso final con respecto al inicial sin humedad.

7.2 Determinación de carbonatos en el suelo

Para la determinación de carbonatos se utilizó la técnica de retrotitulación del ión hidronio. A un gramo de suelo se le añadió 10 ml de ácido clorhídrico 0.06 M, previamente estandarizado con carbonato de sodio [Na₂CO₃] y se le dejó sonicar durante 5 minutos. Los carbonatos presentes fueron descompuestos a dióxido de carbono de acuerdo a la siguiente reacción:



Posteriormente la mezcla fue centrifugada por 5 minutos a 2000 rpm y la solución decantada. El exceso del ion hidronio fue cuantificado por titulación con una solución de hidróxido de sodio 0.03 N, estandarizado con el HCl, utilizando el indicador Fenolftaleina (Allison and Moodie, 1965; Nelson, 1982).

Se utilizaron las 117 muestras de la zona 3, las 6 muestras compuestas y todas las del subsuelo [~60]. Los estudios se hicieron por cuadruplicado y los blancos fueron tubos sin suelo.

7.3 Análisis elemental

Para el análisis elemental se utilizaron las muestras compuestas de los seis tipos de suelo y una muestra simple al azar de cada uno de ellos con fines de control. Adicionalmente se mandaron las muestras simples de 4 hoyos del desierto.

Entre 5 y 30 mg de cada muestra homogenizada y triturada en un mortero de ágata, fueron llevadas a una temperatura de combustión de 1020°C, para determinar el contenido de Carbono, Hidrógeno, Nitrógeno y Azufre si estaban presentes. Mediante un analizador elemental [Fisons EA1108], se fijaron las siguientes condiciones analíticas: el gas acarreador o de referencia fue el helio, a un flujo de 120 y 40 ml/min respectivamente, una temperatura de la columna cromatográfica de 65°C, un detector de conductividad térmica y un tiempo de análisis de 750 segundos. Bajo estas condiciones cualquier forma del carbono en el suelo, ya sea en estado elemental, inorgánico u orgánico, fue descompuesto y analizado. El compuesto de calibración del equipo fue Cistina, Sulfanilamida, Metionina y BBOT [Fisons Inc.].

8 ESTUDIOS DE LA ACTIVIDAD OXIDANTE DEL SUELO

8.1 Análisis de la Liberación de Gases por Termólisis [TEGA]

8.1.1 Muestras de suelo y microorganismos

Las muestras tomadas para este experimento corresponden a muestras simples representativas de los seis tipos de suelo encontrados en el Desierto de La Joya [dentro de la zona 3]. Alrededor de 200 y 400 g de cada muestra alterada simple, de acuerdo a lo descrito anteriormente [ver sección 3, párrafo 3.2 en este capítulo], fueron colectadas de la superficie por duplicado. Un grupo de las muestras fueron pre-tratadas a 500°C durante 24 horas para eliminar cualquier traza de orgánicos, mientras que el otro grupo fue usado intacto.

Los microorganismos usados en este experimento y que fueron adicionados a las muestras de suelo fueron la bacteria Gram-positiva *Micrococcus luteus* [ATCC 9341]), la bacteria Gram-negativa *Salmonella typhimurium* [ATCC 21102] y el hongo *Candida albicans* [ATCC 10231]. Los cultivos bacterianos fueron incubados a 37°C en un caldo nutritivo [Sigma Inc.], mientras que el hongo fue cultivado en un caldo de dextrosa-sabouraud [Sigma Inc.]; ambos por 3 a 4 días hasta que la proliferación de los organismos alcanzara el máximo. Posteriormente para el experimento, los microorganismos fueron lavados tres veces con 200 ml de agua estéril, centrifugados a 5000 rpm, resuspendidos en agua estéril y liofilizados.

8.1.2 Termovolatilización – Espectrometría de masas [TV]

De manera similar al instrumento de termovolatilización utilizado por la reciente misión Phoenix [TEGA: Thermal Evolved Gas Analyzer] (Hoffman et al., 2008; Ming et al., 2008); en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios, ICN-UNAM; se desarrolló un método de caracterización simple de la técnica, utilizando un pirolizador integrado a un espectrómetro de masas tipo cuadrupolo, para poder interpretar los datos generados de la liberación de los volátiles por termólisis, una de las fases del TEGA.

En el experimento, entre 20 y 40 mg de suelo, 20 y 40 mg de microorganismos o una mezcla de ambos en proporción 1:4 [~5 mg de microorganismos mezclado con suelo], fueron colocados en un tubo capilar de cuarzo, [previamente limpiado a 500°C para eliminar trazas de materia orgánica exógena] y montados en el centro de un filamento de platino, dentro de la cámara del pirolizador [Pyroprobe 2000 from CDS Analytical, Inc.].

Dentro de la cámara, el aire fue removido de la muestra gracias a un flujo de helio [20 ml/min, 99.9999%, 60 PSI, 3 minutos]. Luego la muestra contenida en el tubo de cuarzo fue sometida a una rampa térmica de 30 a 1200°C con una frecuencia de calentamiento de 20°C/minuto. Los volátiles resultantes de la muestra fueron acarreados por un flujo de helio [3 ml/min, a temperatura y presión estándar] desde la cámara [mantenida a 250°C] hasta el espectrómetro de masas [HP 5989B], el cual operaba en modo de ionización electrónica a 70 eV, y con una resolución de 1 m/z. El analizador de masas escaneaba de 10 a 200 m/z a una frecuencia de 5.3 escaneos por segundo. La cámara de ionización y el cuadrupolo fueron mantenidos a 250°C y 100°C respectivamente. La sensibilidad nominal del analizador de masas es 0.02 ppb de hexaclorobenceno.

En algunos casos, el analizador de masas escaneó de 40 a 200 m/z buscando eliminar del análisis iones con masas menores a 44 m/z [CO₂], tales como el agua, nitrógeno, oxígeno, etc., los cuales interferían con ciertos análisis realizados. Los blancos fueron preparados sin suelo buscando determinar alguna fuente de contaminación.

8.2 Análisis de Liberación Isotópica Marcada (LRex)

8.2.1 Muestras del suelo y nutrientes marcados

El experimento de Liberación Isotópica (Labeled Release -LRex) es una técnica desarrollada para la detección de vida microbiana inespecífica, que fue usada a fines de los años 70 por la misión Vikingo en la superficie marciana (Levin and Straat, 1976a; Levin and Straat, 1977; Levin and Straat, 1979c). Diseñado inicialmente por Levin et al., [1976], el experimento permite detectar metabolismo heterotrófico al monitorear la liberación de gas radioactivo [CO_2 marcado] luego de la adición de nutrientes marcados con isótopos estables de Carbono. Estos nutrientes fueron una mezcla compuesta de moléculas aquirales [formato, glicolato, y glicina] y quirales [D y L enantiómeros de alanina y lactato].

Para el experimento se analizaron 7 muestras simples del desierto de La Joya, 5 de ellas representativas de los 5 tipos de suelo más hiperáridos y 2 pertenecientes a un transecto rumbo a la costa, también de zonas hipeáridas [Figura 32]. Estas muestras pertenecen a los siguientes puntos: PE-361 (*Tipo I*) [$16^\circ 43.985'S$; $72^\circ 02.067'W$], PE-389 (*Tipo II*) [$16^\circ 44.563'S$; $72^\circ 02.579'W$], PE-287 (*Tipo IV*) [$16^\circ 38.386'S$; $72^\circ 02.679'W$], PE-276 (*Tipo V*) [$16^\circ 40.574'S$; $71^\circ 57.699'W$], PE-001 (*Tipo VI*) [$16^\circ 44.419'S$; $72^\circ 02.067'W$], PE-400 (*Transecto*) [$16^\circ 41.872'S$; $72^\circ 15.553'W$] y PE-401 (*Transecto*) [$16^\circ 42.408'S$; $72^\circ 07.894'W$]. Para motivos del experimento los puntos se denominaron MX LR, donde X significó el número de muestra del 1 al 7.

Las muestras fueron colectadas en condiciones estériles [ver sección 3 en este capítulo] utilizando viales de vidrio de 5cc de capacidad, los cuales fueron esterilizados en autoclave previamente. La manipulación de la muestra fue hecha usando guantes y cucharas estériles. Aproximadamente un gramo de muestra fue introducida en cada vial previamente pesada en una balanza portátil de campo, y sellada inmediatamente con septas metálicas [Figura 32]. Para cada muestra se tomaron 21 viales de vidrio [6 por cada nutriente: formato, L-alanina y D-alanina; y tres de reserva]. De los 6 viales, 3 sirvieron de controles negativos al someterlos, junto con la muestra, a 160°C por 3 horas, previo a la inoculación de los nutrientes y de acuerdo al protocolo utilizado por las naves Vikingo (Levin and Straat, 1976a). Adicionalmente se tomaron muestras en bolsas estériles para algunos análisis como el contenido de materia orgánica, carbonatos y pH.

Tres diferentes tipos de compuestos orgánicos marcados con C-13 fueron utilizados en este experimento: formato de sodio, L-alanina y D-alanina. Los diferentes enantiómeros fueron utilizados para ayudar a distinguir la respuesta abiótica de la biótica, asumiendo que la actividad biológica tiene preferencia por la forma L de la alanina sobre la forma D (Quinn et al., 2007). No se utilizó la glucosa debido a que recientemente se demostró una cinética similar con la alanina (Navarro-González et al., 2003; Sun et al., 2009). Todos los compuestos fueron de una pureza de ^{13}C 99+ atom% [IsoTec Inc.]. Las soluciones de nutrientes fueron preparadas en una campana de flujo laminar usando utensilios estériles por autoclave o descartables. El agua utilizada fue agua de inyectable estéril y la concentración final de cada nutriente fue de 0.25mM. Utilizando jeringas estériles y filtros de 0.2 μm las soluciones fueron introducidas en los viales de manera rápida [~10 segundos de inyección] para su posterior análisis por headspace.



Figura 32. Localización de los puntos de muestreo para el Experimento de Liberación Marcada [LRex] y procedimiento estéril de las muestras.

8.2.2 Simulación del Experimento de Liberación Marcada

Mediante el uso de jeringas de headspace y el automuestreador de un cromatógrafo de gases acoplado a un espectrómetro de masas tipo Trampa de Iones [Varian® serie CP-3800, MS 4000] se extrajo sistemáticamente 150 μl de la parte gaseosa de cada vial durante 1, 2, 6 ó 12 horas, dependiendo del experimento, hasta un total de 250 horas. El gas analizado fue el $^{13}\text{CO}_2$ [45 m/z], aunque se tuvieron que hacer correcciones con la abundancia del isótopo estable perteneciente al ^{12}C y [44 m/z; del 1%] y con la relación de protonación ocasionada por el tipo de detector [trampa iónica] de una cantidad relativamente constante de ión 44 hacia 45, y del ion 45 protonado a 46: [Rangos de protonación 44/45= 1.1 – 1.5; 44/46= 65 – 75; 45/46= 55 – 60]. Por tal motivo el rango de masas evaluado fue de 43 a 47 m/z [modo SIM]. La cantidad de protonación del ión 46 fue despreciada.

Para los cálculos se utilizaron las relaciones de protonación y se sumaron los iones 45 pertenecientes al C-13 más la cantidad de ión 46 que pertenece al ión 45 protonado.

Las curvas de calibración del equipo para evaluar respuesta versus nanomoles de Carbono se realizaron con ^{13}C -formato en rangos de concentración: de 2000 a 10000 nmol [$R^2=0.9882$, $\alpha=0.05$], de 200 a 1000 nmol [$R^2=0.997$, $\alpha=0.05$], y de 0 a 200 nmol [$R^2=0.9942$, $\alpha=0.05$]. El límite de detección para el método fue de 2 nmol de Carbono.

La columna cromatográfica utilizada fue una Varian CP-PoraBOND Q de silica fundida de 50m de largo por 0.32mm I.D., y con 5 μm de fase estacionaria. La temperatura fue isotérmica en 50°C, el gas acarreador fue helio y la corrida duró 10 minutos.

Para determinar si los suelos del Desierto de La Joya, puede reproducir el patrón de la liberación inicial de CO_2 , observada cuando el Vikingo evaluó los suelos marcianos, se procedió a simular el protocolo utilizado por dicha nave (Levin and Straat, 1976a).

La solución de formato y alanina fue adicionada a los suelos en la relación de volumen aproximada a la usada por las naves Vikingo: 0.5 cm^3 de suelo con 0.115cc de solución, es decir aproximadamente 5:1, humedeciendo la muestra. En algunos experimentos colocamos 1cc de solución a 1g de suelo, para comparar con experimentos previos realizados con suelos de Yungay, Chile (Navarro-González et al., 2003). Aunque la solución de nutrientes utilizada por el Vikingo contenía una mezcla de formato, glicina, glicolato, L y D-alanina, y L y D-lactato, se ha sugerido que el CO_2 producido fue principalmente resultado de la descomposición del formato de la solución, en las etapas iniciales (Oyama et al., 1977; Ponnampuruma et al., 1977). Para comparaciones con los resultados del Vikingo, se utilizó dióxido de titanio modificado con peróxido que simula una respuesta no biológica del LReX. El TiO_2 fue modificado por la adsorción en fase vapor del H_2O_2 a temperatura ambiente, de acuerdo a un protocolo descrito en otro estudio (Quinn and Zent, 1999).

8.2.3 Datos del Vikingo

Los datos del LReX del primer ciclo del Vikingo 1 fueron obtenidos del NASA Planetary Data System. Los datos contienen las cuentas registradas por un detector beta como una función del tiempo versus el $^{14}\text{CO}_2$ contenido en las muestras de headspace. Un factor de 517 cuentas por nmol^{-1} de carbono marcado, fue utilizado para calcular el total de nmoles de $^{14}\text{CO}_2$ presente en las muestras de de las celdas de headspace (Levin and Straat, 1977; Levin and Straat, 1979a). Las comparaciones con los suelos de La Joya fueron expresados como nmoles de CO_2 / g de muestra. Para estimar el peso de las muestras del Vikingo [0.5 cm^3], se utilizó el valor de densidad de 1.3 g/cm^3 (Oyama et al., 1977).

9 ESTUDIOS MICROBIOLÓGICOS DEL SUELO

9.1 Reacción en Cadena de la Polimerasa en Tiempo Real [PCR-TR]

La técnica de Reacción en Cadena de la Polimerasa [PCR], permite detectar un gen específico gracias a su amplificación genética por la enzima ADN Polimerasa. Luego de la extracción del ADN, se introduce un "primer" específico del gen de interés y mediante ciclos de temperatura, se logra separar y localizar dicho gen en la fibra del ADN problema. Si el gen blanco está presente, las enzimas de la mezcla amplificarán dicho gen hasta hacerlo detectable en bandas [para el PCR convencional] o mediante fluorescencia [para el PCR en tiempo real] (Bustin, 2000; Wong and Medrano, 2005). De esta manera, el método permite ser el más sensible en la detección de material genético en diferentes matrices como alimentos, agua y fluidos, polvo e incluso suelos.

9.1.1 Extracción del ADN bacteriano de suelos

Para la extracción del ADN bacteriano de los suelos del desierto de La Joya se utilizaron los kits comerciales UltraClean Mega Soil DNA # 12800-50 y 12900-10 [MoBio Laboratories Inc, Carlsbad, Ca], para 0,25-1gramo y 5-10gramos respectivamente; los cuales demostraron mejor eficiencia en este paso del proceso comparado con otros métodos (datos no graficados).

El protocolo usado para 1 gramo de muestra consistió en adicionar esta cantidad de suelo en un tubo de 2 ml de capacidad diseñado para lisis celular mecánica. Se llevó al vórtex por un minuto, se le adicionó 60 µl de solución S1 [que contiene el detergente SDS para lisis celular], y se regresó nuevamente al vórtex para mezclar el componente. Se añadió 200 µl de IRS [solución removedora de inhibidores de reacción] y se dejó nuevamente en el vórtex por 10 minutos. Se centrifugó a 5000 rpm por 30 segundos, para luego sacar el sobrenadante [450 µl aproximadamente] a un tubo nuevo. Se adicionó 250 µl de solución S2 que es un agente inductor de precipitación de proteínas y se llevó al vórtex 5 segundos para luego incubar a 4°C por 5 minutos.

Nuevamente, se centrifugó a 5000 rpm por 1 minuto y se cambió el sobrenadante al tubo de microcentrífuga [450 µl aproximadamente], provisto por el kit. Se adicionaron 900 µl de solución S3 que contiene una alta concentración de NaCl purificado, se mezcló en el vórtex y se procedió a retirar los primeros 700 µl de la mezcla para llevar a un microtubo con filtro de sílica el cual se centrifugó a 5000 rpm por un minuto. Se desechó el líquido centrifugado ya que el ADN queda fijo a la sílica en concentraciones altas de sal. El líquido restante que quedó en el tubo de microcentrífuga anterior, se sacó completamente y se recargó al mismo microtubo con filtro usado. Se centrifugó, nuevamente, un minuto y se desechó el líquido filtrado. Terminado este proceso, se adicionaron 300 µl de solución S4 [etanol puro], la cual lavó las impurezas y residuos de sal del filtro de sílica, y se centrifugó 30 segundos. Cuidadosamente se sacó el filtro de sílica y se llevó a otro micro tubo donde se añadieron 50 µl de solución S5, que es un buffer pH8, la cual desprenderá el ADN pegado y lo mantendrá en el tubo luego de haber centrifugado a 5000 rpm, 30 segundos. El líquido final es el buffer con el ADN purificado el cual se guardó a -20°C. Es importante mencionar que la solución buffer no contiene EDTA (Ácido Etilen Diamino Tetracético) que es utilizado como conservante.

Los pasos utilizados para el protocolo de 10 gramos de muestra, son los mismos exceptuando las cantidades y el tamaño de los tubos.

Los volúmenes finales de solución son 50 µl para las muestras de 1 gramo y 3 ml para las de 10gramos.

9.1.2 Análisis cuantitativo de la subunidad bacteriana 16sARN

La subunidad 16sARN es un componente de la subunidad menor de los ribosomas presentes en todas las bacterias conocidas, tanto en eubacteria como arqueobacterias, y es un componente primordial para la síntesis de sus proteínas. Adicionalmente, su gen [16sADN] se encuentra conservado entre especies, con variaciones capaces de determinar su filogenia molecular si fuera secuenciado. Por tales motivos constituye un importante blanco para cuantificar la presencia bacteriana en cualquier ambiente.

Para la detección mediante PCR en tiempo real, se utilizó un termociclador Smart Cycler II System [Cepheid Inc.], con software incluido. El PCR-TR se basa en la detección de la polimerización del gen blanco utilizando “carboxifluoresceína” adicionada a los nucleótidos. De manera que, cada vez que haya una polimerización del gen blanco unido al

primer emitirá una fluorescencia capaz de ser detectada en tiempo real. Si la concentración de ADN es mayor, el detector óptico captará la señal luminosa más tempranamente en un eje de ciclos, dando una respuesta positiva acumulativa.

El Smart Cycler PCR-RT contiene 16 celdas automatizadas e independientes con la capacidad de detectar hasta 4 primers diferentes en cada muestra usando fluorocromos diferentes. Para el presente estudio solo se utilizó carboxifluoresceína y un solo primer [16sARN]. Se analizaron 4 replicas por muestra, y se adicionaron dos positivos y dos negativos en cada corrida, para evaluar el correcto funcionamiento.

Debido al costo de los análisis, las muestras utilizadas corresponden a 42 puntos de las zonas 1, 2 y 3, que no modifican la estructura sistemática del muestreo.

Para cuantificar la cantidad de material genético presente y por ende el número de copias [1 bacteria tiene entre 1 a 10 copias], se fabricó una curva de calibración con ADN purificado de la bacteria *Bacillus Globigii* (BG-ADN), que es disponible comercialmente y que viene con una concentración de 1×10^6 copias/ μ L.

Para la curva de calibración se utilizaron diluciones del BG-ADN en 5×10^4 , 1×10^4 , 5×10^3 , 1×10^3 , 5×10^2 , 1×10^2 , 5×10^1 , 2×10^1 , 1×10^1 y 0; dando concentraciones entre 50000 copias/ μ l a 10 copias/ μ l [Tabla 22]. Pese a la sensibilidad del método de detectar una copia, ningún equipo de PCR convencional [con bandas detectadas por electroforesis] ha reportado niveles menores de detección que 10^4 copias/ μ l en este tipo de suelos. Sin embargo, el método pudo lograr un límite de detección de 63 copias/ μ l.

Tabla 22. Datos de calibración usados en la curva patrón.

# Copias de BG-ADN/ μ l	# de Réplicas	Ciclos CT [media]	Desviación Estándar
50,000	4	20.05	0.16
10,000	4	22.20	0.08
5,000	4	23.16	0.26
1,000	6	25.40	0.14
500	6	26.33	0.16
400	6	26.77	0.20
300	6	27.05	0.28
200	6	27.79	0.21
100	6	28.61	0.22
50	10	29.39	0.23
20	4	29.87	0.35
10	4	31.18	0.37
Negativo	28	31.21	0.66

9.1.3 Reacción de amplificación del ADN

Para la reacción del PCR, se utilizaron tubos de reacción de 25 μ l de capacidad, donde se mezcló la muestra de ADN, el primer y los reactivos necesarios para el proceso. Los volúmenes específicos se muestran a continuación:

Tabla 23. Reactivos y volumen de la reacción de PCR.

Reactivos	Amt/ 25 μ L
Pastillas OmniMix PCR *	0.50
DG-74 primer (10 μ M)	1.25
RW01-T primer (10 μ M)	1.25
RDR245 FAM probe (10 μ M)	0.50
DEPC-Agua Tratada	12.00
Muestra	10.00

*OmniMix PCR son pro-enzimas que requieren ser mezcladas para la reacción. Cada pastilla es Buena para la reacción de 2 tubos, pero no adiciona los 25 μ l.

Los reactivos fueron mezclados previamente sin incluir la muestra formando una “mezcla maestra” cuyo volumen depende de la cantidad de muestras a procesar (1 pastilla de Omnimix por cada dos tubos de procesamiento). Una vez preparada la mezcla se mantuvo a 0°C previa homogeneización con el vórtex.

15 μ l de la mezcla maestra se colocaron en los tubos de 25 μ l del PCR, y los 10 restantes correspondieron a la muestra. Antes de introducir a las celdas se centrifugó en la microcentrífuga (incluida en el equipo Smart Cyclyer) durante 15 segundos.

El equipo fue programado térmicamente en ciclos de temperatura requeridos para la desnaturalización, acoplamiento de la Polimerasa y la replicación del ADN como se observa en la Tabla 24.

Una vez obtenido el valor numérico del ciclo positivo [CT], se interpoló con la curva de calibración para obtener el número de copias de ADN. Dado que cada bacteria posee entre 1 a 10 copias, en este trabajo se consideró un valor de 3 copias por bacteria.

Tabla 24. Programa de Temperatura para la reacción de PCR.

Pasos	Temperatura (°C)	Duración (Segundos)	Notas
Ciclo inicial “preparado”	95	300	1 ciclo
Denaturalización	95	30	
Acoplamiento*	55	60	35 ciclos
Extensión -replicación	72	30	

*Detección óptica activada.

9.2 Técnica de Inmunofluorescencia: Diamino Fenil Indol (DAPI)

9.2.1 Datos de la técnica

El 4,6 diamino, 2 fenilindol [DAPI] es una molécula fluorescente que es excitada por luz ultravioleta a 358 nm y que emite a una longitud de onda de 461 nm [color azul]. Se une fuertemente a la curvatura menor del ADN atravesando sin problema la membrana celular, por lo que es utilizado para detectar y cuantificar microorganismos. Su unión inespecífica a minerales emite en luz verde.

9.2.2 Procedimiento

2 gramos de muestra fijadas en paraformaldehído al 4% o etanol al 100% colocadas en tubos eppendorf de 2 ml, obtenidas directamente en el campo [ver sección en este capítulo] fueron almacenadas a 4°C hasta su análisis en el laboratorio. Los 2 gramos fueron traspasados a tubos de 15 ml donde se les añadió 2 ml de PBS, pH 7.2 y se centrifugó a

5000 rpm durante 10 minutos para lavar el paraformaldehído o el etanol. El PBS fue esterilizado previamente por filtración y no por autoclavado debido a que forma microminerales que son autofluorescentes.

Una vez centrifugados, se descartó el sobrenadante, y se volvió a añadir 2 ml de PBS para disgregar el botón de suelo. Para este propósito, se usó el vórtex y sonicación por 5 minutos. Nuevamente se centrifugó a 5000 rpm por 10 minutos y se descartó el sobrenadante. Se añadieron otros 2 ml de PBS, se vortexeó, se sonicó 5 minutos y se centrifugó, esta vez, a 1200 rpm, para mantener las partículas grandes al fondo y las bacterias en el sobrenadante. Se sacó 1 ml del sobrenadante y se dividió en dos tubos de 15 ml [500 μ L a cada uno], sobrando 1 ml por muestra por si se requería alguna repetición, y se les añadió 1.5 ml de PBS estéril.

Se añadieron a los 2 ml de cada tubo, 50 μ L de DAPI a concentración 1ng/ μ L, en condiciones de oscuridad y se incubó 5 minutos a temperatura ambiente. Los 2 ml se filtraron con una membrana negra milipore de 2 μ m, y cuando ésta aún estaba húmeda, se colocó sobre un porta-objetos de vidrio. Luego, se le cubrió con un cubre-objeto que tenía una gota de aceite de epifluorescencia o glicerol [éste último fue más eficaz en nuestros análisis]. Finalmente, se colocó una gota de aceite de inmersión y se observó en el microscopio de epifluorescencia con filtro para DAPI. Las bacterias se observaron de color azul y la autofluorescencia o las uniones inespecíficas de verde-amarillo. Los controles “blanco” fueron evaluados usando membranas sin muestra filtrada.

Las muestras usadas corresponden a las muestras utilizadas para el PCR en tiempo real.

El análisis de las fotografías del DAPI utilizando el programa NIH Image-J permitió calcular la biomasa bacteriana en función de los pixeles.

9.3 Análisis para la detección de Fosfolípidos de membrana (PLFA)

9.3.1 Datos de la técnica

Los fosfolípidos de membrana son los componentes principales de las membranas celulares de los microorganismos y son una herramienta importante para evaluar la respuesta microbiana a cambios en su ambiente. El análisis de la cantidad y el tipo de fosfolípidos [PLFA] provee una comprensión amplia de la comunidad microbiana, con información clave obtenida en su biomasa viable, estructura comunitaria y actividad metabólica.

Gracias al proceso de extracción y detección mediante cromatografía de gases, el límite de detección es de ~50 pmol de PLFA total y el límite de cuantificación es de ~150 pmol de PLFA total. Las muestras con cantidades menores a 50 pmol de PLFA total no pueden ser usadas para determinar la biomasa, y si son menores a 150 pmol, no deben ser usadas para discutir la composición de la comunidad.

Debido a que los fosfolípidos de membrana son rápidamente descompuestos en las células, el método no detecta “fósiles” y permite evaluar la biomasa viable. Desde que son moléculas esenciales de las membranas celulares intactas, se ha calculado un factor de conversión de 20000 células por pmol de PLFA, pudiéndose luego convertir a células por gramo de suelo. Este factor es basado en el crecimiento de células en el laboratorio y variaciones entre los tipos de organismos y condiciones ambientales.

Los fosfolípidos en una muestra pueden ser separados en tipos particulares, y el perfil resultante refleja las proporciones de las categorías de organismos presentes en la muestra. Debido a que los grupos bacterianos difieren en sus capacidades metabólicas, estos datos, determinan que grupos bacterianos están presentes y su distribución relativa dentro de la

comunidad. Esto a su vez, ayuda a entender los posibles procesos metabólicos que ocurren en esa localización.

Adicionalmente, una variación en los perfiles de PLFA en diferentes tiempos o condiciones, puede ayudar a entender la respuesta biológica de los organismos a las variaciones ambientales y ecológicas.

9.3.2 Procedimiento

Las muestras corresponden a 14 muestras simples de la zona 3 representativas de los 6 tipos de suelo. Cuatro de las muestras fueron analizadas en los laboratorios de Microbial Insights Inc. [Rockford TN, EEUU] y las 10 restantes en el Instituto de Investigaciones Biomédicas, Laboratorios de Microbiología Aplicada, UNAM.

Las muestras fueron liofilizadas y guardadas en recipientes de vidrio. El procedimiento inició con la extracción de los fosfolípidos con cloroformo y agua durante 18 horas. Al término de este tiempo se separaron las fases guardando la del cloroformo y descartando la del agua. Se secó con flujos de nitrógeno y se guardó a -20°C 24 horas. Se transfirió el remanente conteniendo los lípidos a un cartucho de extracción en fase sólida con 5 ml de cloroformo, 5ml de acetona y metanol [para la fracción polar de los fosfolípidos]. Se secó nuevamente con nitrógeno y se almacenó a -20°C por 24 horas. Se redisolvió los lípidos secos con una solución de 1ml de metanol y 1 ml de KOH 0.2 M. Se vortexó y se incubó 15 minutos a 35°C . Se enfrió la mezcla en un cuarto frío de 4°C , y se adicionó 2 ml de hexano, 0.3 ml de ácido acético y 2 ml de agua, para luego llevar al vórtex por 30 segundos. Se centrifugó para separar las fases y se transfirió la fase superior a un vial ámbar. La parte inferior se re-extrajo repitiendo el proceso y separando nuevamente la parte superior. El contenido del vial se congeló a -20°C secando previamente con nitrógeno.

Finalmente, el contenido se transfirió a viales de cromatografía de gases [de 100 μl] y se resuspendieron los lípidos con pequeñas alícuotas de hexano y un estándar interno.

Los lípidos fueron detectados con un detector de ionización de flama y fue confirmado por espectrometría de masas.

10 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Todos los análisis estadísticos fueron realizados usando el software Minitab-10 y las gráficas usando Sigma Plot-9 y Excel 2007. Los análisis de varianza fueron realizados para comparar los contenidos de fósforo entre los 6 tipos de suelos. Cuando el ANOVA global dio una $p < 0.05$, se utilizó el test pos hoc de Bonferroni para determinar que parte de la media difiere significativamente.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

1 CONDICIONES AMBIENTALES DE TEMPERATURA Y HUMEDAD EN EL DESIERTO LA JOYA. OBSERVACIONES DEL AÑO 2004 AL 2008

1.1 Resumen

En este capítulo se reporta las condiciones ambientales de temperatura y humedad durante cuatro años de evaluación [Mayo 2004 a Julio 2008] de la zona denominada Pampas de la Joya ubicada al sur de Perú donde también se observan condiciones de hiperáridez. Los datos incluyen el fenómeno de El Niño acontecido en los meses de septiembre 2006 a marzo del 2007, que a pesar de no haber tenido características catastróficas como el del año 1997-1998, muestra un incremento interesante en la humedad de la zona. Adicionalmente, los datos obtenidos, pueden describir las condiciones extremas presentes en dicha zona, y las posibles fuentes de humedad capaces de permitir la supervivencia de algún tipo de microorganismo. La temperatura media ambiental fue de 18.9°C, con una máxima de 35.9°C y una mínima de -4.5°C. La luz solar media anual fue de 508 W/m², con máximos cercanos a los 1060 W/m² al medio día en los meses más secos de setiembre a marzo. La humedad relativa mostró mayores valores durante las noches debido a la neblina entre los meses de junio y agosto, y durante las mañanas entre los meses de diciembre y marzo. El valor promedio de humedades relativas del aire fue de 29.5%, del suelo 20.1% y de la roca 20.4%. Durante los meses del fenómeno del Niño acontecieron 4 episodios de precipitación [1.1, 1.5, 2.0 y 0.9 mm], los cuales incrementaron la humedad del suelo y roca en promedio a más del 45%, mientras la del ambiente no tuvo variaciones significativas. La humedad del subsuelo persistió más de 15 días posteriores a la precipitación. De manera interesante, las rocas que amortiguaron de mejor manera los cambios de temperatura y humedad fueron las de cuarzo, constituyendo un lugar potencial para albergar vida microbiana. De igual manera, la presencia de fuentes húmedas localizadas a ~5 km de distancia de las zonas más áridas, no parecen contribuir de manera importante a la zona hiperárida donde no se observa ningún tipo de organismo macroscópico.

1.2 Recapitulando datos de interés

Como se indicó anteriormente en el capítulo 3, la mayoría de estudios, incluyendo los análisis ambientales, fueron realizados en la zona chilena del desierto de Atacama. Aunque actualmente el monitoreo del clima se realiza de manera global gracias a estaciones meteorológicas y satélites, las condiciones en la región hiperárida del desierto de La Joya han permanecido poco evaluadas a fondo. La mayoría de datos son extrapolaciones de las estaciones ubicadas en las ciudades de Mollendo y Arequipa, localizadas a 30 y 70 km del punto de interés (Fabr e et al., 2006), y de datos teóricos e históricos (Houston and Hartley, 2003). Ciertamente, la clasificación del desierto de Atacama como *Ea23*, por McGinnies *et al.*, [1968] quien usó la clasificación de Meiggs, se basó casi completamente de datos obtenidos de la zona chilena del desierto. En esta clasificación, “E” indica extrema aridez, “a” indica la ausencia de una temporada de precipitación, “2” indica la presencia de

temperaturas medias entre 10°C y 20°C en los meses más fríos, y “3” indica temperaturas medias entre 20°C y 30°C en los meses más calurosos (McGinnies et al., 1968). Dado que las Pampas de La Joya están localizadas en una zona más cercana a la región afectada por el fenómeno de El Niño, fue necesario evaluar sus características ambientales de temperatura y humedad, buscando determinar si dicha zona es compatible con la denominación de “extrema para la vida” postulada en el presente trabajo. Aunque Houston y Hartley [2003], analizaron íntegramente la climatología en la zona desértica sudamericana, dividiéndola en áreas hiperáridas, áridas y semiáridas de acuerdo a los índices de aridez [Tabla 14], la mayoría de su análisis se centra en las latitudes entre los 18°y 27°S, indicando claramente la poca disponibilidad de datos para la zona peruana a alturas mayores a los 500 msnm y menos aún, a alturas mayores a los 4000 msnm.

Como se discutió anteriormente, el desierto debe su extrema aridez a un régimen climático dominado por la presencia de las cordilleras de la Costa y de los Andes, la Corriente oceánica de Humboldt, y la presencia cercana del anticiclón del Pacífico Sur. Dados los pequeños grados de cambio del anticiclón hacia el sur durante el verano (Trewartha, 1961) y la histórica presencia de factores predisponentes de la hiperaridez (Abreu and Bannon, 1993; Rutllant et al., 1998; Rutllant and Ulriksen, 1979), esta zona desértica es considerada una de las más secas y antiguas del mundo. Aunque, existe evidencia geológica y mineralógica que sugiere condiciones áridas para el sur de Atacama con una antigüedad de 10–15 Ma. (Berger and Cooke, 1997; Ericksen, 1983), recientemente otros datos señalan fechas mucho más antiguas de hasta 25 Ma., para la hiperaridez y hasta 250 Ma para la aridez (Clarke, 2006).

Un estudio reciente, evaluó las condiciones de temperatura y humedad de la zona central de la región de Yungay, Chile durante los años de 1994 y 1998, demostrando las condiciones extremas de la zona (McKay et al., 2003) y que posteriormente dieron mayor sustento a la denominación de esta región como un “análogo a Marte” (Navarro-González et al., 2003). Adicionalmente, el trabajo demostró una marcada influencia del fenómeno del Niño sobre la precipitación en la zona. Ciertamente, Vargas y col. [2000] demostraron una relación entre el movimiento de flujos de lodo en las costas de Antofagasta durante todo el siglo XX relacionado con eventos de El Niño (Vargas et al., 2000). De igual manera Ortlieb [1995] encontró que las lluvias más pesadas en Antofagasta reportada en tiempos históricos fueron correlacionadas con eventos de El Niño [como 1982, 1987]. Ulloa y col. [2001] monitorearon la temperatura, oxígeno disuelto, clorofila-A y zooplancton en las aguas de la costa de Antofagasta durante el fenómeno de El Niño de 1997-1998 encontrando importantes perturbaciones asociadas al evento (Ortlieb, 1995; Ulloa et al., 2001).

A pesar del incremento de precipitación por los eventos de El Niño, algunos registros indican que las lluvias no penetraron al núcleo del desierto desde hace aproximadamente 20000 años (Betancourt et al., 2000). Un registro paleoclimático de 106000 años obtenido de un núcleo del Salar de Atacama, también indicó periodos temporales de humedad en el pasado (Bobst et al., 2001). Los datos mostraron que en el Holoceno temprano existieron intervalos de humedad en el Salar de Atacama, coincidentes con los niveles de un gran lago al este del Altiplano chileno y con restos de pasto por roedores, entre los 11800 y 10500 años (Betancourt et al., 2000). Así, los efectos de un evento fuerte de El Niño, sobre las costas de Sudamérica lograron alcanzar latitudes muy al sur hasta Antofagasta.

De esta manera, conocer los efectos del evento en las zonas centrales del desierto es importante para entender sus procesos evolutivos geológicos, geomorfológicos y biológicos. Afortunadamente, nuestros datos incluyen el fenómeno de El Niño acontecido

entre los meses de setiembre 2006 a marzo del 2007, el cual ha diferencia de su predecesor de 1997-1998, no tuvo efectos muy catastróficos, inclusive a latitudes norte (Takayabu et al., 1999). Sin embargo, el evento ayudó a entender los efectos y posibles fuentes de humedad dentro del núcleo hiperárido del desierto de La Joya, una zona que está mucho más al norte de Yungay y que por ende tiene mayor susceptibilidad a ser afectada.

En estos desiertos extremadamente áridos, con ausencia de vida macroscópica, como lo es La Joya, la única fuente probable de energía para los microorganismos es la fotosíntesis (Friedmann and Ocampo-Friedmann, 1977), principalmente cianobacterias. Estas viven bajo rocas translúcidas de pavimentos [como cuarzo,] o entre grietas de estas rocas [hipolíticas o criptoendolíticas - chasmoendolíticas, respectivamente] (Golubic et al., 1981 ; Warren-Rhodes et al., 2006; Wierzchos et al., 2006). Bajos niveles de luz son necesarios para permitir este proceso debajo de rocas o dentro de ellas, que además permiten atrapar la poca humedad existente y usarla para su subsistencia. Dado que la disponibilidad de agua es el factor ambiental más importante, en este capítulo analizamos los datos meteorológicos de temperatura, radiación solar, y humedad, buscando comprender el efecto del ambiente físico, especialmente el agua líquida, para evaluar posibles hábitats y la distribución de microorganismos en condiciones de baja disponibilidad de agua. Comprender los límites de la vida en ambientes desérticos de la Tierra, podrán ayudar a establecer modelos para la supervivencia de organismos en las condiciones áridas de Marte.

1.3 Datos meteorológicos en las Pampas de La Joya

El resumen de los datos meteorológicos recolectados durante los cuatro años de evaluación, desde mayo del 2004 a julio del 2008, es presentado en la Tabla 25. La lista incluye los valores promedio de la temperatura ambiental y de las rocas, de la humedad relativa del aire, debajo de las rocas y del suelo, de la precipitación y de la radiación solar. Los datos de conductividad y humedad absoluta fueron graficados únicamente. Los datos recolectados de la radiación solar sólo fueron recolectados de junio del 2006 a marzo del 2008.

1.3.1 La temperatura en La Joya

El régimen de la temperatura en el desierto de La Joya, de manera similar a la zona de Yungay en Chile, no es extremadamente caliente ni frío, en comparación a desiertos como Mojave y los valles secos de la Antártida, donde las temperaturas ambientales de algunas regiones pueden llegar a 50°C y -40°C respectivamente. Así, la temperatura máxima registrada durante los 4 años de recolección fue de 35.9°C y la mínima de -4.5°C. La temperatura ambiental promedio fue de 18.9°C, que muestra a esta región, como algo más calurosa en comparación a la media obtenida para la región de Yungay que fue de 16.5°C (McKay et al., 2003). La Figura 33, muestra la temperatura promedio diaria ambiental y de las rocas durante el año 2005, además de las temperaturas máximas y mínimas obtenidas mensualmente durante ese año. De manera general, la temperatura ambiental máxima diaria alcanzó los 30°C durante todo el año; mientras que la temperatura mínima diaria dependió de la época del año: entre los meses de mayo y agosto la temperatura mínima alcanzó los -4.5°C, mientras que en el resto del año llegó a los 4°C. Adicionalmente, la temperatura de las rocas del suelo, alcanzó un máximo de 60°C y mínimo de -6°C. La presencia de estas oscilaciones de temperatura en la roca fue evidente por la alta fragmentación mecánica [termoclastia] encontrada en todo el desierto [ver la sección 2]. La temperatura promedio de las rocas para los 4 años de registro fue de 25.2°C [~25°C más que el ambiente], la cual es significativamente diferente a la registrada para el ambiente [prueba UMW, p<0.05]. Este

hecho es importante porque disminuye la posibilidad de habitabilidad de microorganismos en las rocas del desierto, incluso debajo de ellas, por el gran rango de absorción, acumulación temporal y liberación del calor que presentan. Sin embargo, como veremos más adelante, la presencia de rocas minerales tipo cuarzo y otras evaporíticas podrían ser una opción de microhábitats para los organismos, debido a que a diferencia del resto de rocas [mayormente graníticas], amortiguan de mejor manera la temperatura y conservan la humedad. La variabilidad encontrada en nuestros datos, presenta un comportamiento similar a los datos reportados en la región de Yungay por McKay y col., [2003], que muestra la influencia del Sistema Frontal de Invierno desde el Sur-Oeste. Adicionalmente, la temperatura en general, no se vio afectada por el fenómeno de El Niño de los años 2006 y 2007, dado que no se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los valores promedio mensuales e interanuales del resto de años evaluados [ANOVA, $p > 0.05$].

Tabla 25. Promedios mensuales de los datos meteorológicos del desierto de La Joya, Arequipa-Perú.

Año/mes	TaP	TaM	Tam	TrP	TrM	Trm	Lluvia	HRa	HRr	HRs	Radiación Solar
2004/05	17.3	30.56	3.45	27.6	52.1	-0.7	0	31	20	21	-
2004/06	16.6	30.45	2.12	27.4	51.18	-3.01	0	29.4	19	17	-
2004/07	16.8	30.8	3.8	27.4	54.51	-2.64	0.1	31	25	25	-
2004/08	18.6	35.27	6.62	27.3	56.42	0.8	0	30.5	17	17	-
2004/09	18.6	34.85	4.15	28.1	56.0	-1.9	0	26	15	16	-
2004/10	19.1	34.98	6.72	28.0	57	2.4	0	26	18	22	-
2004/11	19.4	32.88	6.87	28.6	60	3.5	0	29	18	16	-
2004/12	20.1	35.27	7.83	28.3	58.9	3.8	0	31	16	17	-
2005/01	20.3	33.17	12.16	27.9	59.7	9.1	0	35	20	20	-
2005/02	20.8	33.59	11.77	27.0	61	8.7	0	34	21	19	-
2005/03	20.5	33.77	9.77	27.7	59.4	6.34	0	32	18	21	-
2005/04	19.3	34.85	10.6	27.4	57.4	5.5	0.1	33	26	25	-
2005/05	18.5	28.51	2.45	29.6	53.1	-0.3	0	27	19	22	-
2005/06	15.8	30.2	0.12	28.9	50.18	-2.02	0	27	19	21	-
2005/07	16.4	30.1	0.8	26.8	53.51	-2.45	0	30	23	24	-
2005/08	17.6	35.27	6.62	25.9	57.16	0.6	0	31	22	21	-
2005/09	18.4	33.81	4.15	28.3	56.11	-1.2	0	22	19	18	-
2005/10	19.4	33.999	5.72	28.2	57	2.27	0	23	16	15	-
2005/11	19.8	33.18	5.87	25.7	60	3.24	0	26	14	14	-
2005/12	20.5	35.27	6.83	25.5	58.9	3.68	0	29	14	15	-
2006/01	21.3	35.11	13.06	27.2	60.1	7.5	0	31	15	16	-
2006/02	20.9	33.19	12.17	27.4	59.3	8.11	0	30	15	17	-
2006/03	20.5	34.17	10.17	27.7	58.5	6.51	0.2	34	30	28	-
2006/04	20.1	33.55	9.6	25.5	56.71	5.81	0	31	16	18	-
2006/05	19.2	31.51	6.42	25.6	55.51	-0.6	0	32	16	17	-
2006/06	16.8	30.2	-0.5	27.0	49.23	-3.2	0	28	17	18	372
2006/07	17.4	30.1	-0.8	27.4	49.93	-4.1	0	31	21	23	390
2006/08	17.2	35.37	2.62	26.2	56.89	0.54	0	29	19	20	435

Año/mes	TaP	TaM	Tam	TrP	TrM	Trm	Lluvia	HRa	HRr	HRs	Radiación Solar
<i>2006/09</i>	<i>18.6</i>	<i>34.81</i>	<i>3.11</i>	<i>24.8</i>	<i>57.45</i>	<i>1.32</i>	<i>2.6</i>	<i>35</i>	<i>49.2</i>	<i>43</i>	<i>563</i>
<i>2006/10</i>	<i>19.7</i>	<i>34.999</i>	<i>5.12</i>	<i>26.9</i>	<i>56.7</i>	<i>1.12</i>	<i>2</i>	<i>34</i>	<i>49.3</i>	<i>45.2</i>	<i>587</i>
<i>2006/11</i>	<i>19.9</i>	<i>34.18</i>	<i>4.11</i>	<i>26.2</i>	<i>58.2</i>	<i>2.34</i>	<i>0</i>	<i>33</i>	<i>13</i>	<i>14</i>	<i>579</i>
<i>2006/12</i>	<i>21.5</i>	<i>35.97</i>	<i>5.23</i>	<i>25.5</i>	<i>58.32</i>	<i>3.11</i>	<i>0</i>	<i>30</i>	<i>13</i>	<i>13</i>	<i>586</i>
<i>2007/01</i>	<i>22.2</i>	<i>35.51</i>	<i>11.06</i>	<i>26.9</i>	<i>59.9</i>	<i>8.23</i>	<i>0</i>	<i>29</i>	<i>15</i>	<i>17</i>	<i>574</i>
<i>2007/02</i>	<i>21.6</i>	<i>34.19</i>	<i>10.27</i>	<i>28.5</i>	<i>60.59</i>	<i>8.63</i>	<i>0.9</i>	<i>34</i>	<i>36</i>	<i>33</i>	<i>586</i>
<i>2007/03</i>	<i>20.6</i>	<i>34.67</i>	<i>9.47</i>	<i>27.9</i>	<i>59.22</i>	<i>6.62</i>	<i>0</i>	<i>27</i>	<i>22</i>	<i>21</i>	<i>487</i>
2007/04	20.5	33.85	10.06	28.3	57.89	5.4	0	28	17	19	453
2007/05	17.1	30.16	3.55	27.2	52.37	-0.16	0	26	20	19	432
2007/06	14.6	30.15	2.72	25.2	50.32	-1.14	0	28	16	17	430
2007/07	17.1	30.18	3.18	27.8	53.53	-1.06	0	31	22	18	378
2007/08	18.9	35.17	6.22	28.6	57.48	0.4	0	30	21	21	520.1
2007/09	18.8	33.15	4.33	28.2	57.24	0.29	0	26	17	15	614.5
2007/10	19.7	32.98	6.31	27.6	56.8	1.57	0	27	14	16	556.13
2007/11	19.5	32.28	6.17	26.9	59.9	3.31	0	29	14	15	559.8
2007/12	20.0	33.37	8.13	27.2	59.51	4.62	0	32	15	16	524.4
2008/01	20.5	32.17	12.66	24.7	59.1	8.1	0	31	20	23	601.8
2008/02	20.2	32.59	11.47	25.6	60.3	8.1	0	30	19	21	586
2008/03	20.1	31.87	8.77	26.4	59.4	6.7	0	31	20	23	473
2008/04	19.0	32.75	9.6	26.1	57.01	5.1	0	27	23	26	-
2008/05	17.2	30.156	3.45	27.0	52.2	-1.1	0	25	20	22	-
2008/06	16.1	30.45	3.12	27.8	50.32	-1.4	0	22	19	20	-
2008/07	17.8	30.8	1.8	27.4	53.2	-2.03	0	29	23	22	-

TaP, TaM, Tam, TrP, TrM y Trm representan los valores promedio, máximo y mínimo de la temperatura ambiental [a] y de las rocas [r] en °C; la lluvia es expresada en mm; HRa, HRr, y HRs representan los valores promedio de la humedad relativa del aire, debajo de las rocas y del suelo expresadas en %; la radiación solar es expresada en W/m². Los datos en negrita-cursiva corresponden a los meses en que el Fenómeno de El Niño estuvo presente.

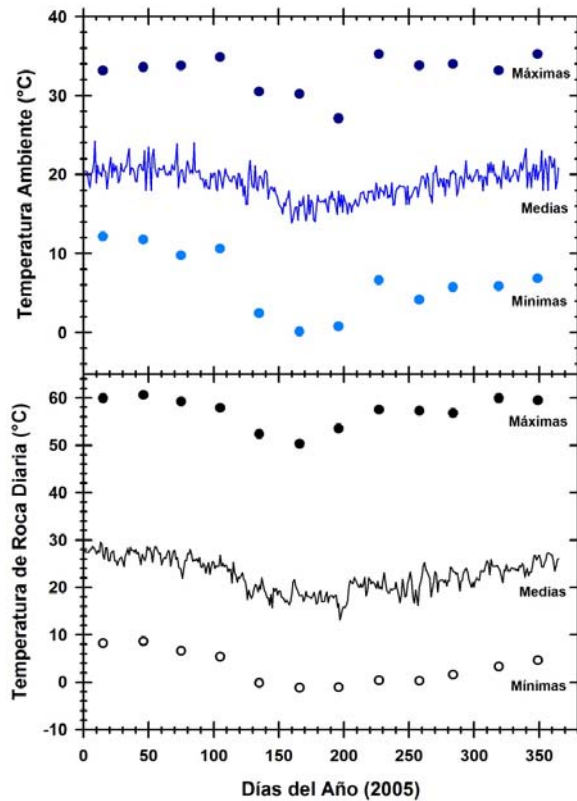


Figura 33. Valores promedio diarios, y valores máximos - mínimos mensuales de la temperatura ambiental y de las rocas.

Los cuatro años de observación mostraron pequeñas variaciones interanuales en la temperatura del ambiente, como se refleja en la Figura 34. Ciertamente, al comparar las medias mensuales de temperatura ambiental de los 4 años, no se observó variaciones estadísticamente significativas entre ellos [ANOVA, $p > 0.05$], sin embargo, la media mensual del mes de junio del 2007 si presentó un valor estadísticamente significativo con respecto al resto [$p = 0.02$], definiendo a este mes como el más frío de todo el periodo evaluado. Los datos mostraron que los meses más fríos en La Joya se encuentran entre los meses de mayo, junio y julio, coincidentes con la estación invernal y con el ingreso de neblina, como se verá más adelante. Para los años 2004 y 2008, los datos no fueron completos, sin embargo las temperaturas anuales promedio para ellos fueron 18.3 y 18.7°C respectivamente.

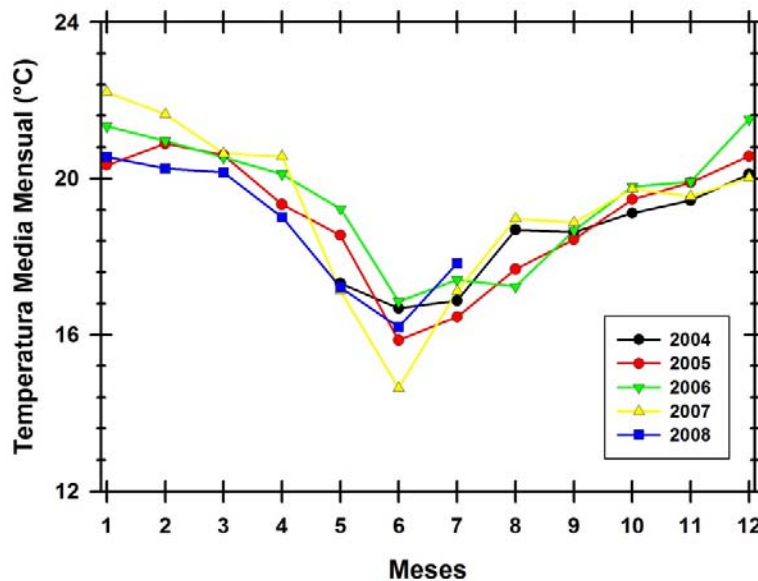


Figura 34. Valores promedio mensuales de la temperatura ambiental en el Desierto de La Joya, desde mayo 2004 a julio 2008. La línea roja que conecta los valores promedio para el año 2005, es mostrada en detalle en la Figura 33.

1.3.2 La humedad en La Joya

El registro completo de los sensores de humedad durante los 4 años de evaluación, expresado como los valores promedios mensuales, es mostrado en la Figura 35. Primeramente, la humedad de condensación [HC o rocío] fue escasa durante los cuatro años de evaluación [valores menores a 1] a excepción de los meses de setiembre y octubre del 2006 donde ocurrieron precipitaciones importantes vinculadas al Fenómeno del Niño. A pesar de ello, hubo respuesta positiva del sensor principalmente en la noche de los meses de junio, julio y agosto; los cuales coinciden con la temporada fría y de ingreso de mayor niebla nocturna. También, es interesante notar, que las precipitaciones menores a 1 mm no ocasionaron una respuesta mayor a 1 en el sensor. Estos datos comparados a los encontrados en la zona de Yungay, demuestran una actividad similar y cotidiana, aunque de manera interesante, esa región reportó un periodo de niebla más densa los años 1994 y 1995 relacionado a respuestas del sensor cercanas a la unidad (McKay et al., 2003).

En ausencia de lluvias, e inclusive con precipitaciones menores a 1 mm, la humedad relativa del suelo permaneció menor al 30%, lo cual es extremadamente árido para los suelos, debido a que corresponde a un potencial de agua de -166 megapascuales. Esta medida corresponde a la energía potencial del agua para moverse de un lado a otro debido a osmosis, gravedad, presión mecánica o efecto de matriz que incluyen la tensión superficial.

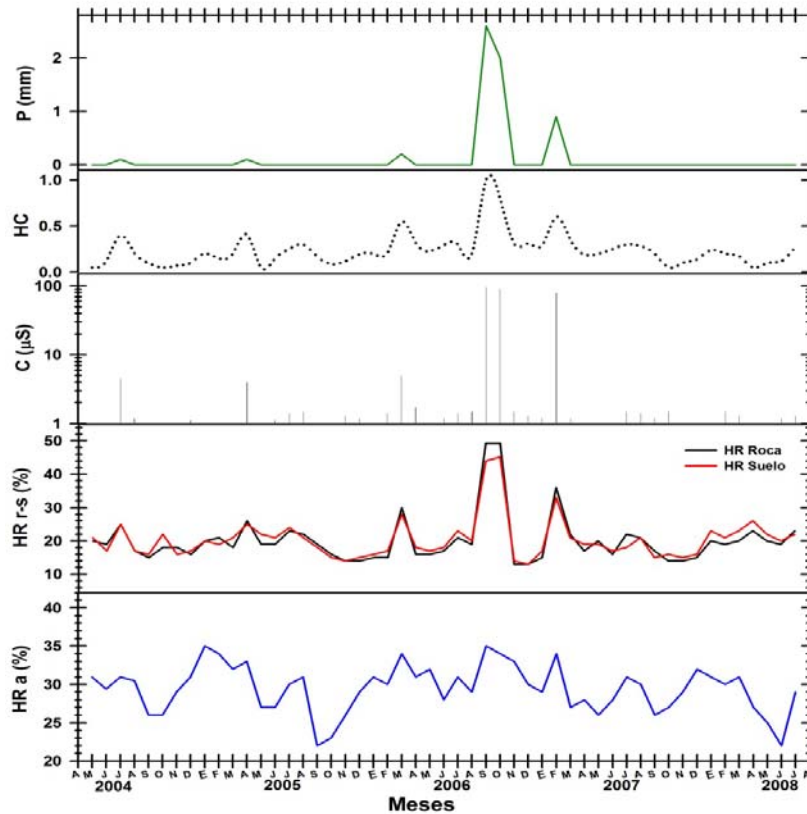


Figura 35. Patrones de humedad en el desierto de La Joya expresando las medias mensuales. El panel superior muestra la cantidad de precipitación “P” [en mm]. El segundo panel muestra la humedad condensada “HC” o rocío expresando valores cualitativos de 0 hasta 1. El tercer panel muestra la conductividad debajo de las rocas [en μS , un Siemens representa la inversa de la resistencia en ohms]. El cuarto y quinto panel muestran la humedad relativa “HR” del suelo [s], debajo de las rocas [r] y en el aire [a], [en %].

La comparación se realiza con agua desionizada pura, donde el potencial del agua es cero. De manera interesante, solamente los 3 eventos de precipitación del mes de setiembre y octubre del 2006 [ver Tabla 26], lograron elevar la media mensual de humedad relativa a cerca del 50% y cercanamente a los eventos, a valores del 100% [Figura 36]. La humedad relativa debajo de las rocas, presentó el mismo patrón del suelo, aunque mantuvo por algo más tiempo la humedad *in situ*. Curiosamente, la humedad relativa del aire no presentó variaciones significativas durante, ni después de las precipitaciones, manteniéndose entre los rangos de 25 y 35%. El incremento de HR en los meses cercanos a junio, julio y agosto son principalmente nocturnos y ocasionados por el ingreso de niebla. En algunas ocasiones los valores de HR pueden llegar a más del 75%, lo cual es coincidente con las observaciones de Fabré y col., [2006], y permite la formación de las “Lomas” [zonas específicas con vegetación temporal], únicamente en las áreas donde la topografía es plana y existe comunicación con la costa (Cereceda et al., 2002). El incremento de la HR en los meses de enero, febrero y marzo, se deben principalmente al ingreso de humedad proveniente de las lluvias que ocurren en ciudades costeras cercanas, y en algunos valles interandinos que tienen comunicación con el mar gracias a ríos provenientes de los Andes. A pesar de este

ingreso de humedad que llega a 35%, no se da un incremento suficiente capaz de permitir el crecimiento de algún tipo de vegetación.

En los 4 años de evaluación se registraron 7 eventos de precipitación [Tabla 26], de los cuales 2 estuvieron en el límite de detección del pluviómetro [0.1 mm] y uno en 0.2 mm; sugiriendo condensación de la niebla en lugar de una posible precipitación. Los eventos con una lluvia mayor a 1 mm fueron coincidentes con el fenómeno de El Niño 2006-2007.

Tabla 26. Precipitaciones en el Desierto de la Joya [mayo 2004 a julio 2008]

Fecha	Precipitación [mm]
17 de Julio 2004	0.1
16 de Abril 2005	0.1
14 de marzo 2006	0.2
12 de Setiembre 2006	1.1
14 de Setiembre 2006	1.5
3 de Octubre 2006	2.0
12 de Febrero 2007	0.9

Los siete eventos de lluvia mostraron ser principalmente nocturnos y con una duración máxima de 20 minutos, lo que apoya la hipótesis de una condensación de la niebla pesada en lugar de una verdadera precipitación en los eventos menores. De manera interesante, durante el Fenómeno del Niño se observaron 4 precipitaciones, de las cuales tres de ellas se concentraron en los meses de setiembre y octubre [1.1, 1.5 y 2.0 mm], aportando gran cantidad de humedad al suelo, debajo de las rocas y en el subsuelo [a 10 cm por debajo de la superficie], la cual persistió por más de 15 días [Figura 36]. El incremento de la HR y la conductividad debajo de las rocas confirman la presencia de eventos de lluvia importantes, a diferencia de las otras 4 precipitaciones en las que no aparecen incrementos significativos [Figuras 35 y 36].

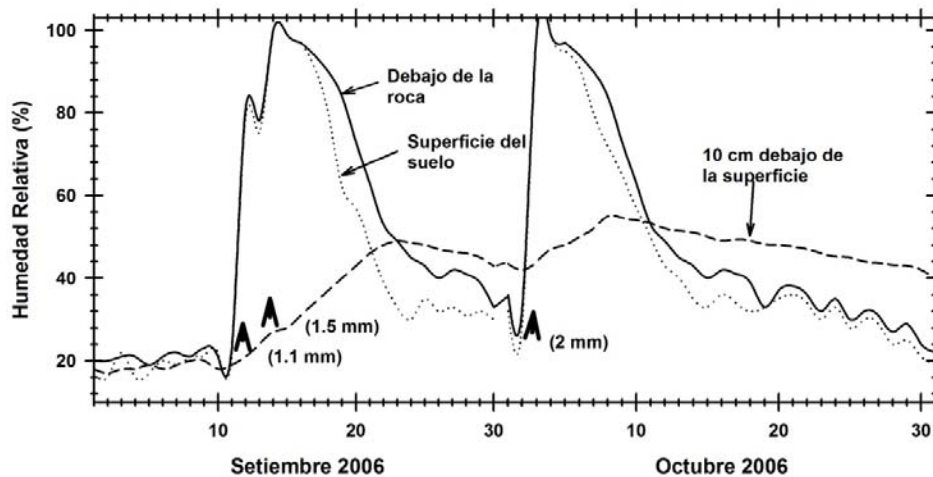


Figura 36. Gráfico detallado de los eventos de precipitación y humedad en los meses de setiembre [días 12 y 14] y octubre [día 3] del 2006 durante el fenómeno de El Niño y la caída de 3 precipitaciones casi continuas. Los niveles de alta humedad indicados como una HR > a 80% persistieron en el suelo, debajo de las rocas y en el subsuelo.

Dada la acumulación de humedad luego de la lluvia del 12 de setiembre [de 1.1 mm], debido a un nuevo evento sólo dos días después [de 1.5 mm], la humedad relativa del suelo y debajo de las rocas, no recuperó los valores pre-lluvia incluso 15 días después del evento [HR > 25%]. De manera interesante, la humedad en el subsuelo se incrementó de ~20% a ~50% de manera paulatina, 10 días después de la precipitación, lo que indica probablemente la presencia de zonas densas en el subsuelo y con poca porosidad. Esto es ratificado dado que ante el evento del 3 de octubre [de 2 mm], el incremento de humedad fue relativamente más rápido, aumentando de valores ~40% a >55% en 6 días, mostrando un cierto grado de disolución de las capas densas por los eventos anteriores [probablemente de sales]. Adicionalmente, la humedad en el subsuelo permaneció en valores de 35% hasta 20 días después del último evento y regresó a valores pre-lluvia [~25%] casi un mes después. En definitiva, este proceso fue único en el desierto, dado que de no existir la precipitación del 14 de setiembre, y menos aún la del 3 de octubre, los valores de HR del subsuelo hubieran regresado a valores pre-lluvia en mucho menor tiempo. Un proceso similar fue reportado en Yungay, para el evento de precipitación del 11 de mayo de 1997 [de 2.3 mm], en el que la HR del subsuelo permaneció más de 20 días post-lluvia luego de alcanzar su máximo entre el octavo y noveno día posterior al evento. Flujos de humedad del subsuelo a la superficie no fueron observados en ningún momento. Por otro lado, la HR del suelo y de las rocas, luego de alcanzar valores cercanos al 80% [con una precipitación de 1.1 mm] y al 100% [por la precipitación inmediata al segundo día de 1.5 mm y la posterior luego de 20 días de 2 mm]; bajaron rápidamente en tan sólo 7 a 8 días. La HR debajo de las rocas mantuvo la humedad un poco más de tiempo que la del suelo, sin llegar a ser muy representativa. Dado que los eventos de precipitación se dieron en los meses de setiembre y octubre del 2006, estos fueron atribuidos al incremento de precipitaciones en la costa peruana, asociadas al fenómeno de El Niño [ENSO]. Mientras el evento de precipitación de 2.3 mm ocurrido en Yungay, fue debido al ENSO de 1997-1998 (Ulloa et al., 2001), que causó grandes estragos en las costas peruanas, los eventos en el núcleo del desierto de La Joya para esos años no fueron analizados. Sin embargo, observando los datos de este trabajo podemos sugerir eventos similares de precipitación durante ese periodo.

Curiosamente, ningún incremento de la humedad en el suelo durante estos procesos llevó a sustentar algún tipo de vegetación temporal, pero sí, probablemente microorganismos. La humedad atrapada en las grietas de ciertas rocas, en adición con una humedad algo prolongada en el subsuelo podría permitir este hecho.

Una evaluación preliminar de la temperatura de las rocas en el desierto, mostró que el cuarzo presentó características de amortiguación de la temperatura, inclusive durante las horas en que las rocas llegaban a temperaturas mayores a 50°C, permitiendo un mayor tiempo de condensación del agua evitando su rápida evaporación [Figura 37A]. Este hecho fue corroborado con un termómetro infrarrojo portátil [Omega ETR] y fue también valorado en Yungay [comunicación personal con el Dr. Armando Bustos]. Adicionalmente, la radiación suficiente para fotosíntesis [PAR] llegó a valores entre 3.2 y 0.4% debajo de las rocas de cuarzo, convirtiendo a este tipo de roca en un posible hábitat de colonización [Figura 37B]. Concomitantemente, ante la abundancia de estos minerales en La Joya [Figura 37C], Yungay y en Marte (Banfield, 2002; Warren-Rhodes et al., 2007; Warren-Rhodes et al., 2006), es una interesante posibilidad de exploración biológica. Aunque sólo 1 de cada 100 cuarzoes se encuentran colonizados, los factores que limitan este hecho podrían

deberse a la frecuencia de ingreso de humedad en la región o al tipo de cuarzo [dependiendo su opacidad y transluminiscencia].

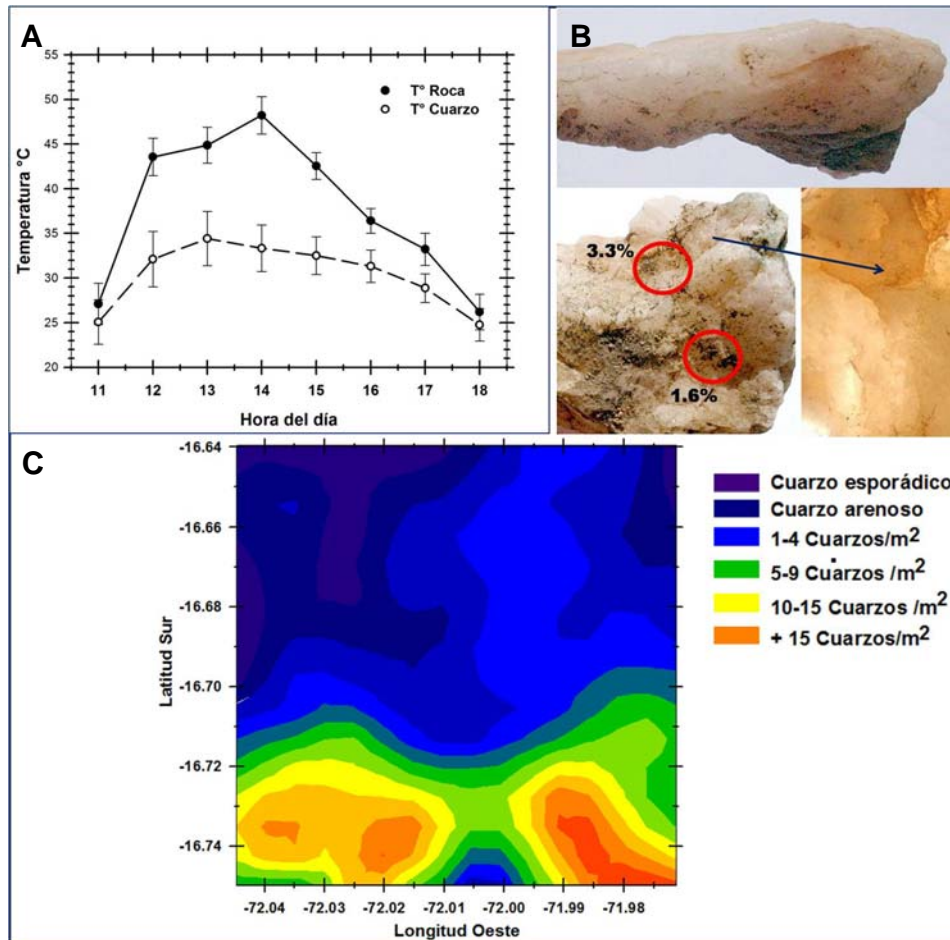


Figura 37. Propiedades de las rocas de cuarzo que las convierten en posibles hábitats para la vida y distribución de cuarzo en las Pampas de La Joya. [A] Temperatura de las rocas en horas de mayor temperatura. [B] Radiación suficiente para Fotosíntesis en un cuarzo colonizado. [C] Distribución del cuarzo en el cuadrángulo de interés para el presente estudio. Las rocas usadas en estas evaluaciones tuvieron pesos y tamaños similares, y denominamos rocas a todas aquellas que no sean minerales de cuarzo. A pesar de la baja cantidad de luz transmitida [% de la radiación solar], ésta no fue problema para la colonización bacteriana [en círculos rojos].

Un punto interesante, es el hecho que a pesar de existir cierta humedad de condensación en el desierto, ésta no es suficiente para lograr humedecer significativamente el suelo o las rocas, de manera que aunque existieran plantas en la zona, no podrían aprovechar esta humedad. Sólo la lluvia resulta en un incremento de la humedad del suelo.

La Figura 38, muestra la humedad típica de un día del mes de julio con humedad nocturna por niebla y un día del mes de setiembre, del mismo año, donde el día en su totalidad es seco. La figura 38A, muestra una humedad casi a niveles de saturación durante la media noche y la madrugada, la cual permanece hasta tempranas horas de la mañana donde la temperatura y la radiación solar se incrementan. Al comparar con un día seco, mostrado en la figura 38B, la temperatura y la radiación solar son indistinguibles, pero los valores de humedad relativa y absoluta muestran, sin lugar a dudas, la baja humedad ambiental del

desierto. A pesar de que la niebla alcanza el desierto en las noches, no parece ser una fuente importante de humedad.

Debido a la falta de algunos datos durante la recolección, comparamos con otras estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (Senamhi) y de una base de la Fuerza Aérea Peruana localizada a unos cuantos kilómetros de la zona. Estos dieron patrones y valores similares a los registrados por nuestros sensores, y sirvieron para evaluar el efecto de la altitud con la precipitación, como veremos más adelante.

El hecho que la humedad condensada o rocío no resulte en un incremento de la humedad debajo de las rocas es un efecto significativo. Friedmann y col., [1967], basados solamente en las medidas del rocío, sugirieron tentativamente que la principal fuente de agua para bacterias hipolíticas como cianobacterias en el desierto de Negev [clasificación de Meigs Ac24] es la humedad condensada (Friedmann et al., 1967; Friedmann and Ocampo-Friedmann, 1977). Para el caso de la región hiperárida denominada desierto de La Joya, que es sujeta a estudio en el presente trabajo, no parece ser ésta la fuente principal de humedad, al igual que en el caso de Yungay, Chile (McKay et al., 2003).

1.3.3 La radiación solar en La Joya

Los valores de radiación solar son resumidos en la Tabla 25. El promedio mensual es tomado de valores diarios por mes, pero considerando únicamente las horas de radiación por día, de las 5.15 horas hasta las 18.30 horas, donde la radiación solar disminuye casi a cero. Las Pampas de La Joya son libres de nubes. La luz solar media anual fue de 508 W/m², con máximos cercanos a los 1060 W/m² al medio día en los meses más secos de setiembre a abril, y ligeramente menor en los meses más húmedos de mayo a agosto. La radiación es alta y caliente cerca de 20°C más las rocas en comparación al aire, corroborado por la coincidencia del punto máximo de la temperatura de roca con el punto máximo de radiación.

Aunque en el presente estudio no se evaluaron datos de la velocidad y dirección de los vientos, que tienen una importancia en ambientes desérticos por su influencia en la temperatura y humedad del aire, diversos autores han corroborado que los vientos presentes en esta zona tienen principalmente una dirección de oeste a Este, aportando desde el océano Pacífico una cantidad importante de sedimentos marinos (Hillier, 1990; McKay et al., 2003). En conjunto con los vientos que descienden de los Andes, se ha observado una dirección vectorial resultante de los vientos de 270°, que finalmente constituye una fuente de partículas para el océano Atlántico Sur, al converger sinérgicamente con los vientos prevalentes del oeste por debajo de los 30° latitud sur.

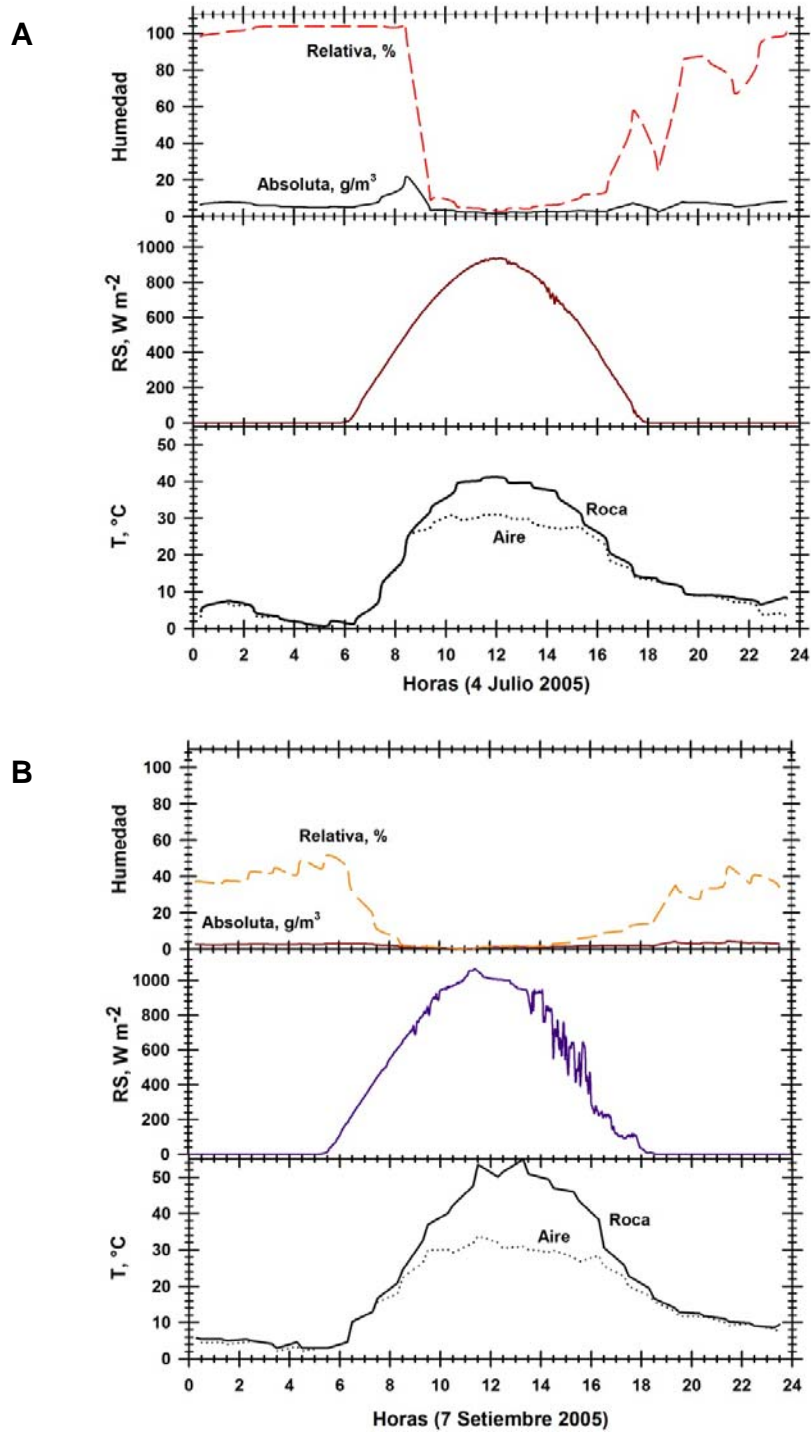


Figura 38. Ciclo diario de temperatura [T] y humedad en un día con neblina [A] correspondiente al 4 de julio del 2005, y un día seco [B] correspondiente al 7 de setiembre del 2005. La radiación solar [RS] fue ligeramente pero estadísticamente no significativa entre el día húmedo versus el seco [$p=0.81$].

1.4 Relación de precipitación y altura en el desierto de La Joya

Basados en el análisis de datos provenientes de 28 de las 50 estaciones distribuidas en la cara oeste de los Andes chilenos, Houston y Hartley [2003], modelaron la variabilidad de la precipitación en la región central del Desierto de Atacama desde los 18° a los 35° latitud S, encontrando una correlación directa entre la altitud y la precipitación desde los cero hasta los 4320 m.s.n.m. Ciertamente, a medida que las estaciones descendían sobre la cara Oeste, el efecto de sombra de lluvia se hacía más acentuado [ver Figura 20]. Aunque esta correlación subestima la caída de nieve por encima de los 4000 m.s.n.m., y la presencia de niebla por debajo de los 1000 m.s.n.m., ha mostrado ser un excelente modelo aplicable a la realidad. Sin embargo, por encima de la latitud de 18°S, la correlación no resultó ser tan precisa, debido al incremento en la precipitación por el efecto zonal y proximidad a la fuente de humedad Atlántico - Amazónica. Al analizar en una gráfica de puntos los datos obtenidos de Houston y Hartley [2003], las Direcciones de Meteorología de Chile y Perú, y los datos de los sensores colocados en La Joya; se obtuvo una gráfica muy interesante. Se encontró que a pesar de existir una mayor tendencia a la hiperaridez al acercarse a la zona central de Chile [$\sim 25^\circ$ latitud S], existe una franja con características de precipitación casi nula, entre las latitudes de 16° y 17°S, y entre las alturas de 1000 a 2000 m.s.n.m. [Figura 39]. Si se descartara esta zona, la ecuación vuelve a tener una correlación directa entre precipitación y altitud, como se muestra en la Figura 40.

De esta manera, la ausencia de precipitación en Las Pampas de La Joya, evidencia un gradiente de humedad brusco y drástico en pocos kilómetros de distancia, desde el núcleo, en comparación a las enormes distancias que se deben recorrer para encontrar zonas de transición hiperárido-árido-semiárido en la región chilena del desierto. Este hecho hace que esta zona sea única en su tipo, promoviendo la aparición de diversos microclimas que son de sumo interés para la comprensión de posibles hábitats y límites para la vida en condiciones de escasa disponibilidad de agua.

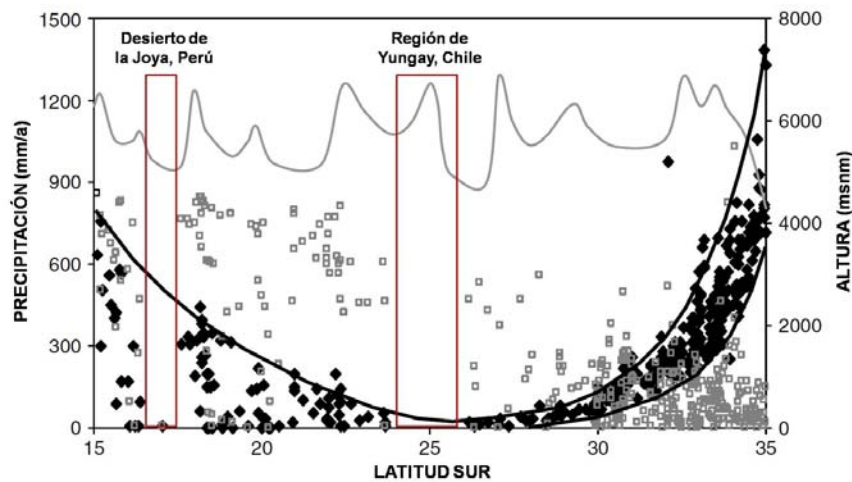


Figura 39. Sección longitudinal de la precipitación entre las latitudes de 15° a 35°S basada en datos de 1950 a 2005 del Senamhi – Perú, de 1950 a 1980 de la Dirección General de Aguas – Chile, de 1996 a 2008 de la Base La Joya de la Fuerza Aérea del Perú y del 2004 a 2008 de sensores colocados en el presente estudio entre las latitudes de 16° y 17.5° S. Las barras muestran las zonas con menor precipitación, que coinciden con la zona de estudio. Los rombos negros representan la precipitación, los grises la elevación de las estaciones y la línea gris la cresta superior de los Andes en esas regiones.

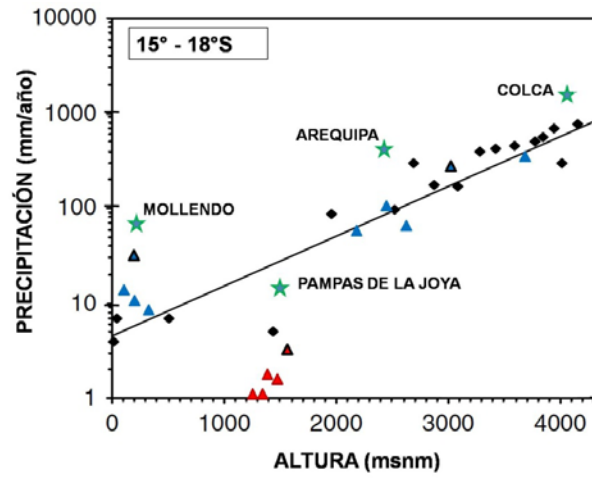


Figura 40. Relación “altitud versus precipitación” entre las latitudes de 15° a 18° S. Los datos muestran que el desierto de La Joya no cumple con esta relación. Los triángulos representan los datos obtenidos por los sensores de este trabajo; los rombos son datos del estudio de Houston y Hartley [2003]. Los triángulos con borde oscuro son los datos obtenidos durante el fenómeno de El Niño 2006-2007.

2 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE SITIO, GEOLOGÍA, GEOMORFOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA

2.1 Resumen

El desierto de La Joya, o Pampas de La Joya, ubicado en el departamento de Arequipa, Perú presenta una historia geológica común y procesos comunes con la región de Yungay, sin embargo, las condiciones de sitio para cada una de estas regiones, a pesar de pertenecer al mismo desierto de Atacama, presentan diversas diferencias que enriquecen el interés astrobiológico para su estudio.

En el presente capítulo describimos y llamamos la atención del área del desierto de La Joya, como un posible análogo a Marte en términos de su geomorfología, que es modelada básicamente por procesos eólicos y la presencia de eventos de flujo catastróficos que labraron grandes cauces; de algunas características físicas del suelo, como su densidad, pH, higroscopicidad, textura y algunos índices del intemperismo del suelo; de la mineralogía y química de seis tipos de suelo que componen el piso del desierto, y de una posible interpretación de la presencia de sedimentos extrapolados a Marte.

Los seis tipos de suelo evaluados de manera preliminar, fueron corroborados textural y mineralógicamente, mostrando un origen metamórfico y volcánico principalmente. La distribución de dunas y sedimentos, corroboró el dominio eólico sobre cualquier otro factor de intemperismo. La morfología de los cañones sugirió episodios de flujos de agua catastróficos similares a los que pudieron haber ocurrido en Marte. Los resultados de difracción de rayos X y microsonda electrónica EDS mostraron presencia de arcillas tipo montmorillonita, kaolinita e illita, además de zonas con abundantes evaporitas químicamente muy puras. Finalmente, la concentración de fósforo en el suelo mostró alta variabilidad dependiendo de los tipos de suelo. Esta variación se relacionó de manera directa a la presencia de materia orgánica, tamaño de partícula y a la influencia de humedad.

Los resultados sugieren que el desierto de La Joya, presenta tipos de suelo y áreas geográficas con características similares que pueden catalogar a esta región como un análogo geológico a ciertas áreas marcianas, como el Valle Marineris.

2.2 Recapitulando datos de interés

Como se adelantó anteriormente en el capítulo III, las Pampas de La Joya, corresponden a una parte de la región peruana del Desierto de Atacama, que presenta ciertas características geológicas, químicas y probablemente biológicas similares con la región chilena hiperárida de Yungay, [esta última ampliamente estudiada]. Este hecho está dado gracias a que comparten una “historia geológica común dentro del continente”, como la elevación de los Andes, la deriva continental, la rotación de la placa sudamericana, etc., y de mayor interés la aparición de la hiperaridez (Ewing et al., 2006; McKay et al., 2003; Munoz et al., 2007). Sin embargo, debido a la intensidad de los procesos nombrados, generalmente dada por la cercanía geográfica al origen del evento geológico, o debido a otros procesos particulares “de sitio”, ambos puntos ganaron nuevas características, muchas veces específicas, que son motivo de interés en este trabajo. Dado que el proceso de aridificación es continuo, pero con diferente intensidad a lo largo de todo el desierto, esta condición ha resultado en un número de características únicas e inusuales en la zona, tales como regiones con frecuencia

baja de erosión (Dunai et al., 2005; Nishiizumi et al., 2005) y con acumulación en el suelo de sales poco comunes que incluyen percloratos, iodatos y nitratos, además de evaporitas como yeso, halita y anhídrita (Bohlke et al., 1997). Este proceso puede imitar los eventos pasados y/o presentes en el planeta Marte luego de la pérdida de su atmósfera y su consecuente deshidratación progresiva (Fairen et al., 2005); sin embargo, el problema más debatido al respecto es la escala de tiempo en que el desierto presentó hiperaridez. Este punto fue discutido exhaustivamente en el capítulo III, sugiriendo que la zona central del desierto tiene ~25 Ma de hiperaridez y ~225 Ma de aridez. Las Pampas de La Joya, en cambio, parecen tener registros de aridez e hiperaridez más recientes [entre 150 Ma y 10 - 14 Ma, respectivamente], según lo sugiere la evidencia sedimentológica de algunos estudios previos que discutiremos brevemente al final del capítulo (Clarke, 2006; García, 1968).

Es necesario remarcar que el estudio de las condiciones físicas del suelo así como su mineralogía, permitieron iniciar el análisis más profundo de características del suelo de La Joya en términos de su posterior extrapolación a condiciones en Marte. Así, el conjunto de análisis, en este capítulo, permitió 1^o, conocer los factores de intemperismo dominante, microclimas y posible acción geoquímica en la zona de estudio; 2^{do}, conocer el origen sedimentario o metamórfico predominante de las partículas de estos suelos y explicar un posible aporte alóctono a la zona; 3^o, entender a los posibles minerales con un posible comportamiento oxidante o catalítico presente en estos suelos; 4^o, conocer el tipo de arcilla existente y modelar el posible comportamiento geoquímico de esta(s) frente al ADN, debido a su interferencia con los métodos de extracción convencional en suelos; 5^o, sugerir algunas relaciones entre el tipo de suelo con los factores químicos y microbiológicos presentes; y 6^o, comparar la mineralogía de un ambiente hiperárido terrestre con Marte o deducir posibles comportamientos en ese planeta. Aunque, es imposible tener todas las características similares a Marte, como se explicó en el primer capítulo, las características que, si puedan ser extrapoladas, servirán para pruebas específicas en el diseño de nuevas estrategias en la exploración del Planeta Rojo.

2.3 Propiedades físicas del suelo de La Joya

Una evaluación preliminar de las características físicas del suelo [apreciación táctil de la textura, color y componentes minerales] fue descrita en la sección 5 del capítulo anterior, y dio la base para una clasificación del total de las muestras recolectadas en 6 tipos de muestras compuestas [Figura 26]. De manera interesante, a lo largo de este capítulo y en los siguientes, dicha clasificación ayudó a entender la heterogeneidad del suelo de La Joya y mostró una excelente relación entre esta evaluación preliminar y las pruebas más específicas del estudio.

2.3.1 Análisis textural

El tamaño de partículas y la clase textural (Soil Survey Staff, 1999), utilizando los métodos de la pipeta y del hidrómetro, de los seis tipos de suelo son mostrados en la Figuras 41 y 42. Estos valores no son obtenidos del suelo completo sino luego de ser tamizado con mallas de 2 mm para sacar las gravas. El valor de porcentaje de las gravas son expresados al pie de la Figura 41 en caso de ser necesario un cálculo en función al peso total del suelo.

Primeramente, de manera interesante, la comparación entre las dos técnicas utilizadas en el estudio de análisis textural, no mostró ninguna diferencia estadística significativa entre ellas [prueba UMW, $p > 0.94$], lo que significa la alta sensibilidad del método del

hidrómetro frente al de la pipeta, que ahorra tiempo en el análisis por lo menos para este tipo de suelos hiperáridos. En este análisis, los seis tipos de suelo encontrados en el desierto de La Joya presentaron abundante cantidad de arena [partículas entre 50 y 2000 μm], que van del 69% en el suelo Tipo 6, al 92% en el Tipo 5. Sin embargo, es interesante notar que la fracción arena presentó mayores valores en partículas medianas, finas y muy finas [$<250 \mu\text{m}$, Figura 42], y que junto con las partículas menores a 50 μm que corresponden a limos y arcillas, logran un peso de más de 50% de la muestra [sin considerar gravas]. El suelo con mayor cantidad de arcillas y limos fue el suelo Tipo 6, el cual presentó 13% y 17% respectivamente. Las arcillas y en cierta manera los limos, son los responsables de la actividad química de los suelos por su alta área superficial y su capacidad de intercambio iónico. Estos resultados permitieron clasificar a los suelos de La Joya en las siguientes clases texturales (Soil Survey Staff, 1999): *Arena-franca* los tipos 1, 3 y 4; *Franco-arenoso* los tipos 2 y 6; y *Arena* el tipo 5. La Figura 43 muestra la textura característica de una región con clase textural *Arena-franca*.

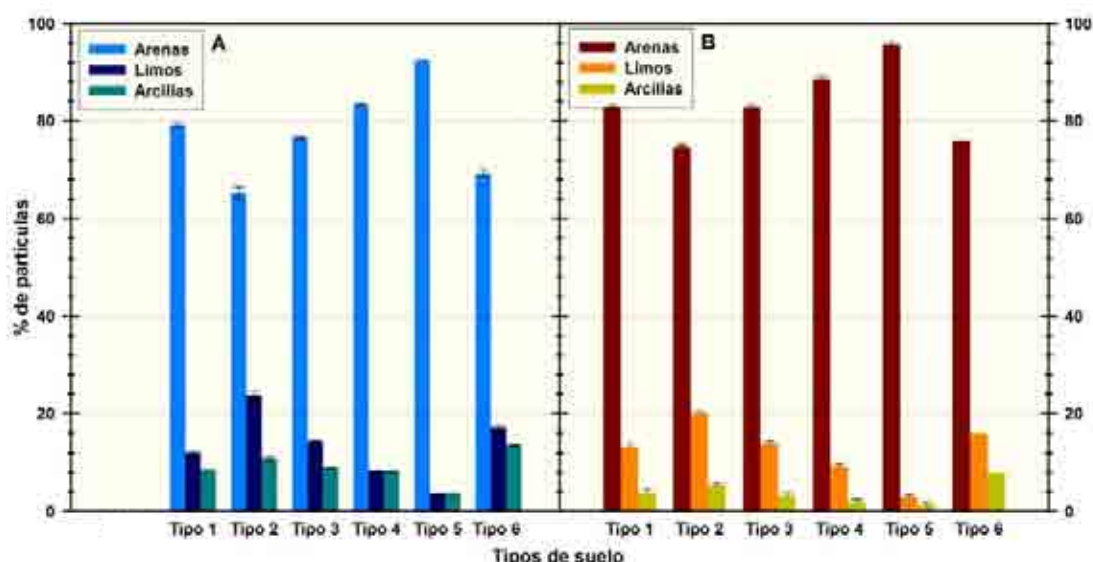


Figura 41. Tamaño de partículas por los métodos de la pipeta [A] y del hidrómetro [B]. Los porcentajes no incluyen las partículas mayores a 2 mm [gravas]. El porcentaje de gravas por suelo fueron: Tipo 1: $17.1 \pm 4.3\%$, Tipo 2: $15.5 \pm 1.7\%$, Tipo 3: $21.5 \pm 1.7\%$, Tipo 4: $11.9 \pm 1.5\%$, Tipo 5: $10.8 \pm 2.0\%$ y Tipo 6: $14.1 \pm 1.0\%$.

La superficie marciana consiste de partículas, que predominantemente son menores a 50 μm , lo que fue inferido de las observaciones realizadas durante las misiones Pathfinder, Vikingo y MER [Spirit y Opportunity]. Las imágenes de los sitios donde descendieron las naves Vikingo fueron usadas para determinar que el tamaño de partícula promedio del material suelto era de 0.1 a 10 μm , mientras que el material más acumulado tenía como 1.5 mm (Ballou et al., 1978; Christensen and Moore, 1992). Este hecho, apoya la idea de que en ciertas zonas, dado que la superficie marciana es muy heterogénea (Gendrin et al., 2005; Morris et al., 2006a), los suelos de La Joya tipo 2 y 6 podrían ser buenos análogos “de textura” al suelo de Marte, además que, como se verá en las secciones posteriores, presentan características interesantes relacionadas a su actividad química.

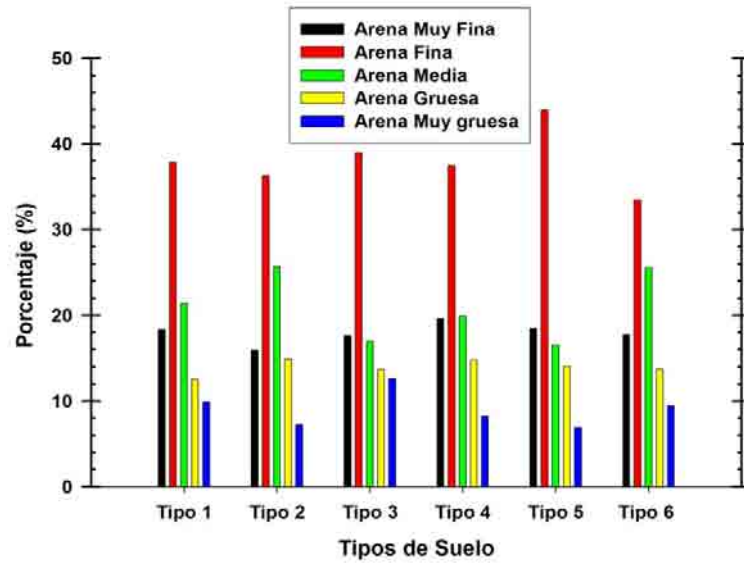


Figura 42. Porcentaje de los diferentes tamaños de arena, presentes en el suelo de La Joya. La fracción arena fina es la dominante en los 6 tipos.



Figura 43. Imagen característica de un suelo tipo 4 en La Joya, con clase textural Arenofrancoso. Se observa la ruptura mecánica de las rocas [principalmente por termoclastia] y el bajo intemperismo.

2.3.2 Densidad, higroscopicidad y pH del suelo

La Tabla 27 muestra algunas propiedades físicas del suelo de La Joya y su comparación con las fracciones sueltas y consolidadas de los simulantes marcianos MMS (Peters et al., 2008a) y JSC Mars-1 (Allen et al., 1999; Perko et al., 2006). Además, la tabla muestra datos obtenidos por las misiones Pathfinder y Vikingo de material suelto y consolidado (Moore et al., 1999; Moore and Jakosky, 1989). Las imágenes del explorador del Pathfinder y su interacción rueda-suelo, sirvieron para obtener los datos de fricción y cohesión.

Tabla 27. Propiedades físicas de los tipos de suelo del desierto de La Joya.

	Ángulo de Fricción*	Cohesión (kPa)*	Densidad aparente (kg/m ³)	Densidad real (g/mL)
La Joya T1	32°	0.33	2061 ± 93	2.395 ± 0.03
La Joya T2	37°	0.39	2212 ± 88	2.504 ± 0.04
La Joya T3	45°	1.78	2034 ± 42	2.386 ± 0.04
La Joya T4	36°	0.23	2012 ± 69	2.385 ± 0.03
La Joya T5	39°	0.71	1832 ± 45	2.277 ± 0.02
La Joya T6	34°	0.26	2125 ± 89	2.502 ± 0.03
MMS arena	38°	0.81	1384	-
MMS polvo	31°	0.53	1078	-
JSC Mars-1	47°	1.91	835	-
MPF -suelto	34.3°	0.21	1285 a 1518	-
MPF -consolidado	35° - 39°	0.17 ± 0.18	1422 a 1636	-
VL1 -suelto	17° - 22	1.6 ± 1.2	1150 ± 150	-
VL1 -consolidado	28° - 32°	5.1 ± 2.7	1600 ± 400	-
VL2 -tepetates	30° - 39°	1.1 ± 0.8	1400 ± 200	-

*Los datos fueron obtenidos del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional San Agustín, Arequipa-Perú. T: tipo; MPF: misión Pathfinder; VL: misión Vikingo 1 ó 2.

En la tabla se observa que los valores de ángulos de fricción de 5 de los 6 tipos de suelo de la Joya poseen valores comparables con los de la superficie marciana. El suelo tipo 5 presentó, en cambio, un valor similar al simulante marciano JSC Mars-1, y fue diferente estadísticamente a los valores del resto de suelos, incluyendo los de la superficie marciana [prueba T, $p < 0.05$]. Los valores de cohesión, fueron muy variables, y salvo el valor obtenido por el Pathfinder de 0.21 kPa, que fue comparable con los suelos de La Joya tipo 4 y 6, el resto de valores tienen cierta semejanza pero que no puede ser evaluada adecuadamente. Adicionalmente, la densidad de los suelos de La Joya presentaron valores más elevados que los valores marcianos a excepción de los datos del VL-1 en material consolidado, que asemeja en cierta forma al suelo de La Joya tipo 5 [Prueba T, $p > 0.05$]. Por otro lado, en la tabla se observa que los valores del simulante MMS fueron más cercanos a los marcianos. Ciertamente, como veremos más adelante, a pesar de que los simulantes marcianos MMS y JSC Mars-1 tienen como base composición basáltica [como la superficie de Marte], y la superficie de La Joya es granítica, el gran aporte volcánico a la zona parece en cierta forma darle algunas propiedades físicas que pueden ser utilizadas como análogo marciano. Químicamente como veremos en capítulos posteriores este hecho se hace más evidente.

Al calentar el suelo de La Joya a 100°C por 24 horas, el tipo I perdió 1.56% de su peso, los tipos II y VI: 0.8%, el tipo III: 1.1%, y los tipos IV y V: 1%. Esta pérdida es probablemente dominada por el agua.

Aunque la naturaleza higroscópica del suelo marciano es desconocida, las propiedades físicas de un material pueden cambiar al absorber agua. Este puede ser un problema serio para los experimentos dada la posibilidad de cambios en el tiempo y amplia variabilidad de acuerdo a las condiciones climáticas. Por ejemplo, al colocar una muestra de 10 g de material desecado en una microbalanza durante un día húmedo [75% de humedad relativa], se observó que el simulante JSC Mars-1 ganó ~0.1% de peso cada 5 minutos, el simulante MMS polvo, ganó ~0.01% cada 5 minutos, los tipos de suelo de La Joya I y III ganaron ~0.13% en el mismo tiempo y el resto de suelos de La Joya ganaron ~0.012%, también en

ese mismo intervalo. Esto mostró que los suelos de La Joya también son buenos para experimentación en cualquier laboratorio del mundo, en diversas condiciones climatológicas, donde se quiera simular condiciones marcianas, dando mayor reproducibilidad a las pruebas.

Los valores de pH de los suelos en el desierto de La Joya, también reproducen la heterogeneidad del suelo, incluso a cortas distancias. La Figura 44, ilustra este hecho al mostrar la alta variabilidad de pH en la zona 3 de muestreo [ver el capítulo IV, para detalles de la zona]. En resumen, el pH del suelo varía en rangos de 4.9 y 7.0, y aunque hay cierta tendencia con la composición mineral del tipo de suelo, no hay una relación marcadamente diferente. Este hecho, puede deberse a que los datos de pH fueron evaluados de 117 muestras simples y la formación de muestras compuestas diluyó en cierta forma esta característica. En general, el suelo Tipo 6 resultó ser el más ácido, sin alguna otra relación de los pHs menos ácidos - neutros con algún tipo de suelo. Un punto interesante, es que las zonas más ácidas del mapa, estuvieron ubicadas en la región con menor altitud de la zona 3. Este hecho sugiere la acumulación de algunas especies ácidas en la parte baja. Sin embargo, la zona ácida observada en lado Este del cuadrángulo de interés, no tuvo un relación con la altitud, pero si, con la cercanía a los Andes, y a la carretera Arequipa-Mollendo que pasa a 2 km al Noreste. Entender los procesos de transición del pH, así como de la heterogeneidad del suelo de La Joya, observada también por Peeters y col., [2008], requiere probablemente estudios de más resolución y mayor observación, sin embargo, el ingreso de niebla de la costa de manera casi predecible, formando microclimas, y la cercanía de los Andes, que aporta material volcánico, son importantes factores sugeridos por este trabajo como los responsables de tal variabilidad.

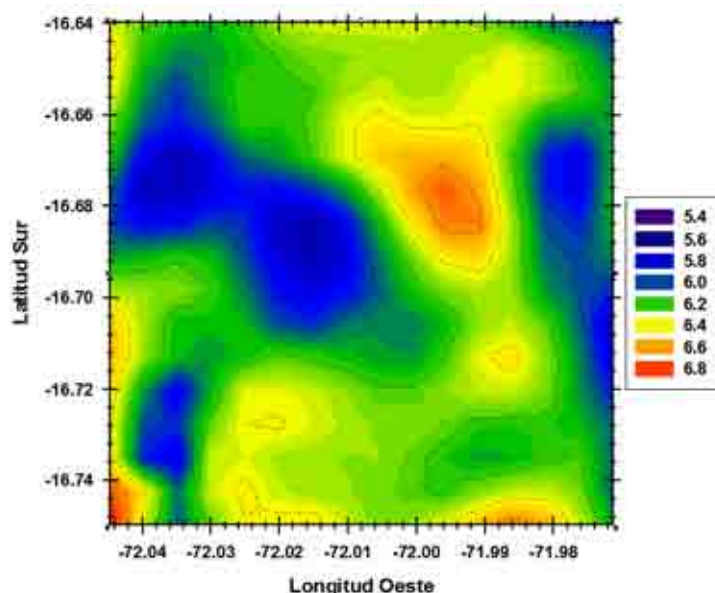


Figura 44. Valores de pH del suelo en la zona 3. La heterogeneidad del suelo en 117 muestras separadas en distancias cortas es una característica similar observada en Marte.

2.3.3 Intemperismo del desierto

Otro punto importante que fue evaluado en La Joya, fue el proceso de intemperismo que modela su suelo y permite su descomposición. Dado que se busca entender procesos de este

tipo en Marte, el análisis de este parámetro ayudó a ver si el área de estudio, tiene similitudes que puedan de alguna manera colaborar con la comprensión del proceso.

Para este propósito se eligieron 3 índices de alteración que fueron descritos en el capítulo 4 sección 5, y que se basan en la relación entre los óxidos menos móviles y los más móviles o solubles en condiciones superficiales [Figura 45, Tabla 28]. La Figura 45 muestra las concentraciones de óxidos de hierro amorfo y cristalino, y de óxidos de aluminio y silicio, usados en la interpretación en la Tabla 28 y más abajo en el texto.

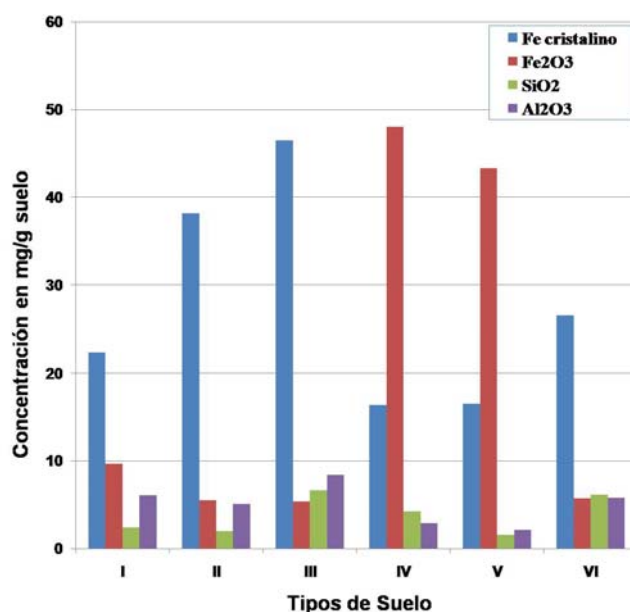


Figura 45. Concentración de óxidos de Fe, Si y Al en los seis tipos de suelo de La Joya.

Tabla 28. Índice de intemperismo Sa, Fes y Fe_{ox}/Fe_{di}. (Ruxton, 1968; Van Wanbeke, 1991) (Yong et al., 1992) (Campbell and Schwertmann, 1984)

Tipo de suelo	Índice Sa	Índice Fes	Índice Fe _{ox} /Fe _{di}
I	0.686	0.797	0.433
II	0.679	0.731	0.144
III	1.338	0.448	0.116
IV	2.492	0.918	2.939
V	1.220	0.965	2.622
VI	1.793	0.483	0.216

La relación entre óxidos amorfos de silicio y aluminio, permitió evaluar el intemperismo, debido a que los óxidos amorfos de aluminio se incrementan cuando este aumenta (Ruxton, 1968; Van Wanbeke, 1991). Si concomitantemente con este incremento, las concentraciones de estos amorfos, fueran altas, esto indicaría la presencia de alofanos. De manera similar, la relación de amorfos de silicio y hierro, marca la diferencia entre la mayor presencia de alguno de ambos óxidos. Si el valor es pequeño significa que la cantidad de amorfos silicatados está incrementada, y el suelo es joven. También la presencia excesiva de alofanos llevaría a que el valor se acerque a cero (Yong et al., 1992).

Para establecer si el ambiente pedológico de La Joya inhibe o retarda la evolución de los óxidos de hierro hacia formas cristalinas, se utilizó el indicador propuesto por (Campbell and Schwertmann, 1984). Este índice relaciona las cantidades extraídas de óxidos de hierro con oxalato de amonio [Fe_{ox}], que son los amorfos, y las extraídas con ditionito (Fe_{di}), que son los cristalinos, lo cual indica la presencia y cantidad de paracristalinos como ferrihidrita. Cuando es >0.5 es posible asumir que la formación de óxidos de hierro cristalinos es inhibida o retardada, y formas paracristalinas como la ferrihidrita tienden a ser dominantes sobre minerales como goethita y lepidocrocita (Schwertmann, 1985).

Los resultados mostraron mayor abundancia de Fe cristalino en los suelos tipo 1, 2, 3 y 6, que la cantidad de Fe amorfo, que estuvo en concentraciones bajas. Este hecho ocasionó que el índice Fe_{ox}/Fe_{di} , sea pequeño [<0.5], indicando la presencia de intemperismo en la región. Curiosamente, los suelos tipo 4 y 5 mostraron un resultado contradictorio con índices mayores a 0.5, indicando poco intemperismo por la inhibición en la formación de óxidos cristalinos; que a su vez coincide con el tipo de suelos con mayor tamaño de partícula [$>50 \mu m$] en sus texturas [ver Figura 41]. De manera interesante, el índice Sa , coincidió con el anterior en que los tipos de suelo 1, 2, 3 y 6 son los más intemperizados. Adicionalmente, en los suelos 3 y 6, las concentraciones de los óxidos de aluminio y de silicio mostraron un incremento conjunto, sugiriendo la presencia de alofanos, que además, elevaron los valores del índice [Figura 45, Tabla 28]. En el caso del índice Fes , los resultados también fueron coherentes. Los suelos tipo 1, 2, 3 y 6 mostraron mayor intemperismo, pero con acumulación diferente de amorfos. Los suelos tipo 1 y 2 mostraron bajas concentraciones de amorfos pero con predominio de óxidos de Fe; mientras que los tipos 3 y 6, también con bajas concentraciones de amorfos, mostraron mayor presencia de óxidos silicatados, que también sugieren la presencia de alofanos. Nuevamente, los suelos de tipo 4 y 5 mostraron preponderancia de amorfos de Fe sobre los de Al y Si, quienes tuvieron las menores concentraciones de los seis tipos de suelo.

Corroborando los hallazgos de los suelos 4 y 5, el estudio de la microsonda mostró que todas las fracciones del suelo, incluyendo aquellas $<5 \mu m$ mostraron una morfología angulosa, indicando bajo intemperismo. Concomitantemente, este hecho sugirió que no hubo ningún fraccionamiento mineral preferencial debido al tamaño de partícula en estos suelos (Moore and Reynolds, 1997).

En la Tierra, los suelos son creados a través de varios procesos de intemperismo que mayormente involucran interacciones del agua y/o actividad bioquímica. Sin embargo, en Marte, como en ambientes planetarios con escasa o nula presencia del agua, como La Joya, y además escasa actividad bacteriana, si la hubiera; estos procesos son en primer orden dominados por intemperismo físico que involucran mecanismos esencialmente mecánicos, como el viento. A pesar de que minerales secundarios revelan las huellas digitales del intemperismo terrestre, los clastos y partículas del suelo de La Joya son casi prístinos para los estándares de la Tierra. Dando el suficiente tiempo, los clastos de La Joya eventualmente se descompondrían en un incuestionable suelo terrestre. Sin embargo, el tiempo geológico de esta región bajo estas condiciones extremas, es bueno [~algunos millones de años] y todas las partículas de la Joya menores a $50 \mu m$ pueden ser producidas por la acción mecánica sobre todos los clastos, en una “relativa” ausencia de agua y materia orgánica. Estos hechos, definitivamente imitan los procesos que ocurren en Marte donde los eventos de impacto o interacciones aerodinámicas llevan a procesos mecánicos de pulverización [conminución].

2.4 Determinación del fósforo del suelo

El contenido de fósforo [P] en las muestras compuestas es resumido en la Tabla 29. Los resultados muestran que la menor concentración del P total [suma de todas las fracciones] estuvo en el suelo tipo VI [298.3 µg/g] y la mayor en el suelo tipo V [394.1 µg/g]. Los valores de los demás tipos de suelo mostraron diferencia significativa solamente con el menor valor [$p < 0.05$], mientras que no hubo diferencias significativas entre el resto de concentraciones [$p > 0.05$]. Los valores de Resina-P, la forma más lábil de fósforo, no mostraron diferencias sustanciales entre los suelos I al III, pero curiosamente si presentaron diferencias significativas al enfrentarlos con el tipo VI que tuvo la mayor concentración [54.2 µg/g; $p < 0.05$]. De manera similar, los suelos IV y V mostraron diferencias significativas con el resto de suelos, pero no entre ambos valores. Al enfrentarlos versus el tipo VI también hubieron diferencias significativas [$p < 0.05$]. Por otra parte, los valores de NaHCO_3 - Pi fueron más bajos en los suelos I y VI, mostrando concentraciones significativamente diferentes con el resto de suelos, quienes no tuvieron mayores diferencias. Un comportamiento similar pero sin diferencias significativas mostró el NaHCO_3 - Po. Ambas formas de P son también lábiles en el suelo. La forma NaOH - Pi, asociada a minerales de Fe y Al, y en cierta forma lábil, presentó valores sin diferencia estadística significativa en ningún tipo de suelo; mientras que la forma NaOH - Po, asociada a ácidos húmicos y considerada no lábil, presentó los valores más bajos de todas las fracciones y tampoco mostró diferencias estadísticamente significativas entre los tipos de suelo. Las fracciones HCl-P y Residual-P, de difícil extracción, mostraron valores contradictorios. El suelo tipo VI mostró el menor valor de la forma HCl-P, que es la asociada a apatita, comparado al resto; mientras que no presentó diferencias en la concentración de la forma Residual de P, extraída por ácido sulfúrico y peróxido de H.

Tabla 29. Concentraciones de las formas de fósforo [µg/g].

Tipo de suelo	<u>Resina - P</u>	<u>NaHCO_3 - Pi</u>	<u>NaHCO_3 - Po</u>	<u>NaOH - Pi</u>	<u>NaOH - Po</u>	<u>HCl - P</u>	<u>Residual - P</u>	Total
I	40.2	19.1	11.6	29.4	7.6	225.2	41.3	374.4
II	48.1	28.1	14.2	31.4	6.3	201.3	46.7	376.1
III	42.6	26.2	13.4	34.4	9.8	218.8	46.9	392.1
IV	37	29.3	15.7	35.2	9.4	200.4	50.2	377.2
V	39.3	29.7	15.2	28.8	6.1	220.2	54.8	394.1
VI	54.2	14.2	12.7	33.2	6.5	132.3	45.2	298.3

Los valores representan el valor medio de un n=5. Las formas de fósforo subrayadas, son las formas lábiles y disponibles [Ver Capítulo 4]. P: fósforo.

Los resultados obtenidos en esta sección, presentaron concentraciones de las formas de fósforo, concordantes con suelos de las Lomas de Arequipa, que presentan escasa vegetación de cactáceas, (Fabr  et al., 2006). De manera diferente, sólo la forma NaOH -Po, presentó concentraciones muy por debajo de las encontradas en ese estudio [6.1 a 9.8 µg/g vs. 9.8 a 139.3 µg/g]. Como explicamos anteriormente, las Lomas de Arequipa son pequeñas elevaciones o montes, que varían entre los 100 a 1200m.s.n.m., y que por su cercanía a la costa reciben el aporte de humedad debido principalmente a la niebla, formando oasis temporales en los meses de mayo a octubre. Aunque los valores obtenidos no son comparables con otros desiertos, ni con el estudio de Fabr  y col., [2006], las concentraciones de las diferentes formas de P en los suelos hiperáridos de La Joya, pueden ser explicados en parte por la combinación de efectos diferentes e independientes. Por

ejemplo, los valores de fósforo lábil de la forma Resina-P tuvieron una excelente correlación positiva con el contenido de arcillas [0.78, $p < 0.05$], y negativa con el contenido de arenas [-0.92; $p < 0.05$], con una clara evidencia en los tipos de suelo II, VI, y IV, V respectivamente. Ciertamente, la relación positiva entre el P lábil y las partículas finas del suelo fue mostrado anteriormente entre suelos cultivados y no cultivados (Tiessen et al., 1983), o en estudios de eutroficación (Dorich et al., 1984). Algo contradictorio, encontrado en el estudio, es que no se encontró una correlación del resto de formas de P lábil con la distribución de partículas, como se observó para la forma Resina-P. Aunque, de manera interesante, hubo una relación directa con el contenido de carbono orgánico, el cual es analizado más detalladamente en la siguiente sección. Los valores bajos de esta forma de P fueron relacionados a valores muy bajos de materia orgánica con tendencias similares entre tipos de suelo. Por otro lado, no hubo una correlación importante entre la concentración de P y la altitud, como fue descrito previamente (Fabr e et al., 2006). De los resultados se observ o, que la concentración de carbono fue mucho más importante que el tamaño de partícula para la concentración de P.

Un punto importante a discutir, es la presencia del fenómeno de El Niño y la concentración de fósforo, además del posible origen de éste. Un probable acercamiento a responder estas preguntas, lo da el proceso que ocurre en las concentraciones de P y los eventos del Niño [ENSO], en las Lomas. Durante el fenómeno de El Niño, se inicia un crecimiento temporal de vegetación que emerge gracias a la humedad de la niebla densa y eventos de precipitación. Luego, esta vegetación muere y decae rápidamente. En ecosistemas temperados o tropicales, muchos estudios han mostrado que las diferentes formas de P, y especialmente las más lábiles, presentan fluctuaciones estacionales. Generalmente, las formas más lábiles incrementan durante el invierno y decrecen durante el verano (Magid and Nielsen, 1992; Perrott et al., 1990). Probablemente, lo mismo ocurre para el P inorgánico, en un bosque tropical durante las etapas de sequía (Yavitt and Wright, 1996). Estos hallazgos sugieren que durante la temporada de ausencia de vegetación en la Lomas [invierno o temporadas secas] hay un incremento y acumulación de las formas más lábiles del P. Considerando los mecanismos, la literatura muestra reportes conflictivos. Algunos autores consideran que la acumulación de P lábil resulta de la mineralización microbiana de los restos vegetales o la liberación de P_i de la materia orgánica (Saunders and Metson, 1971). Otros atribuyen el incremento del P lábil a la biomasa microbiana muerta por la deshidratación (Srivastava, 1997). Usando los suelos ácidos de Nueva Zelanda, un estudio mostr o que los suelos áridos incrementaban el fosfato extraíble por EDTA, resina o $NaHCO_3$ y consideraba que el secado del suelo estaba asociado directamente a la liberación de P asociado con materia orgánica, complejos Fe-Al, y a la muerte de células microbianas (Haynes and Swift, 1985). En este contexto, para las Lomas, un periodo de sequía beneficiaría en general a un periodo de fertilidad por la liberación de P_i , o un periodo durante y luego de un ENSO.

Extrapolando estos estudios al presente trabajo, los eventos de humedad por niebla, han mostrado no ser efectivos en incrementar significativamente la humedad relativa del suelo [ver sección anterior], por tanto, los efectos de incremento de humedad, son restringidos a precipitaciones durante los eventos ENSO. Además, estos eventos tampoco han dado evidencia de ser suficientes para el crecimiento de vegetación, lo que sugiere que los procesos de acumulación y ciclos del P en La Joya dependen de complejas interacciones de litología, intemperismo, aporte atmosférico y condiciones climáticas. Aunque el fenómeno no sea tan marcado como en las Lomas, donde hay ciclos de vegetación, probablemente el

P presente ciclos más pequeños con los microorganismos existentes [ver sección 5]. Estos sí podrían aprovechar la humedad de la niebla, aunque esta no incrementa la señal de los detectores de manera importante, durante los meses de aumento nocturno. Así, los ciclos de vida de los microorganismos imitarían a menor escala el proceso de la vegetación, y conjuntamente con los depósitos atmosféricos provenientes de los vientos del Pacífico, aportarían el P presente en la zona. Un hecho que apoya esta hipótesis, es la concentración de P similar entre los 6 tipos de suelo de La Joya. Los valores incrementados de P lábil, relacionados al tamaño de partícula, serían simplemente procesos de acumulación. Como los valores de materia orgánica son mínimos en estos suelos, como veremos más adelante, las concentraciones del $\text{NaHCO}_3\text{-P}$, que es una forma asociada a materia orgánica, estarían obviamente disminuidas [Tabla 29].

Estos resultados, abren diversas hipótesis acerca del fósforo en zonas hiperáridas, fenómeno que hasta el momento de la escritura del presente documento, no ha sido estudiado adecuadamente. Finalmente, la comprensión de estos ciclos, abren posibilidades para estudios de fertilidad de suelos de este tipo y extrapolaciones futuras a suelos como Marte, donde de existir alguna fuente de P lábil, podría permitir el crecimiento de microorganismos o quizá, siendo muy optimistas, algunas plantas superiores. Con respecto al nitrógeno, que es también importante en este contexto, es analizado en la siguiente sección.

2.5 Contexto geológico de La Joya

Como se adelantó en el capítulo 3 y 4, la región hiperárida de La Joya comprende un área ubicada entre la cara oeste de los Andes al norte y la Cordillera de Costa al sur [Figuras 22 y 46]. Esta banda estrecha de 40 km de ancho está cubierta por sedimentos supracorticales del Cenozoico y rocas volcánicas, que descansan sobre rocas cristalinas del Precámbrico al Mesozoico, y que son cortados por tres ríos perennes llamados Sihuas, Vitor y Tambo, originados en las partes altas de los Andes Centrales, y por canales intermitentes de corriente poco profunda que cortan evaporitas del Neogeno, arenas eólicas y sedimentos derivados de las montañas circundantes.

Los basamentos son dados por el **Complejo Basal de la Costa**, localmente descritos como Complejo Mollendo (Martignole and Mertelat, 2003; Shackleton, 1979), que corresponde a un complejo metamórfico de alta temperatura del Mesoproterozoico, con intrusiones de granitos más jóvenes que van del Ordovícico al Cretácico (García, 1968; Loewy et al., 2004). La cubierta volcano sedimentaria incluye la unidad basal descrita como el **Grupo Yamayo** (Bellido and Guevara, 1963) compuesto de 920 m de conglomerado con guijarros de rocas volcánicas, gnéisicas y cuarcitas derivadas del basamento local, seguido por limolitas, arenisca, e intercalaciones de lutitas y horizontes volcánicos. La parte mayor de la sección es arenosa principalmente. La unidad sobreyace con discordancia angular a las rocas metamórficas del Complejo Basal, e infrayace con leve discordancia al volcánico Chocolate. Con base en las relaciones con la estratigrafía regional este grupo es asignado al Triásico Tardío y Jurásico Temprano. Perteneciendo al Jurásico Temprano, la **Formación Volcánico Chocolate** sobreyace con débil discordancia angular a los sedimentos del Grupo Yamayo y otras veces se apoya directamente sobre las rocas gnéisicas del Complejo Basal.

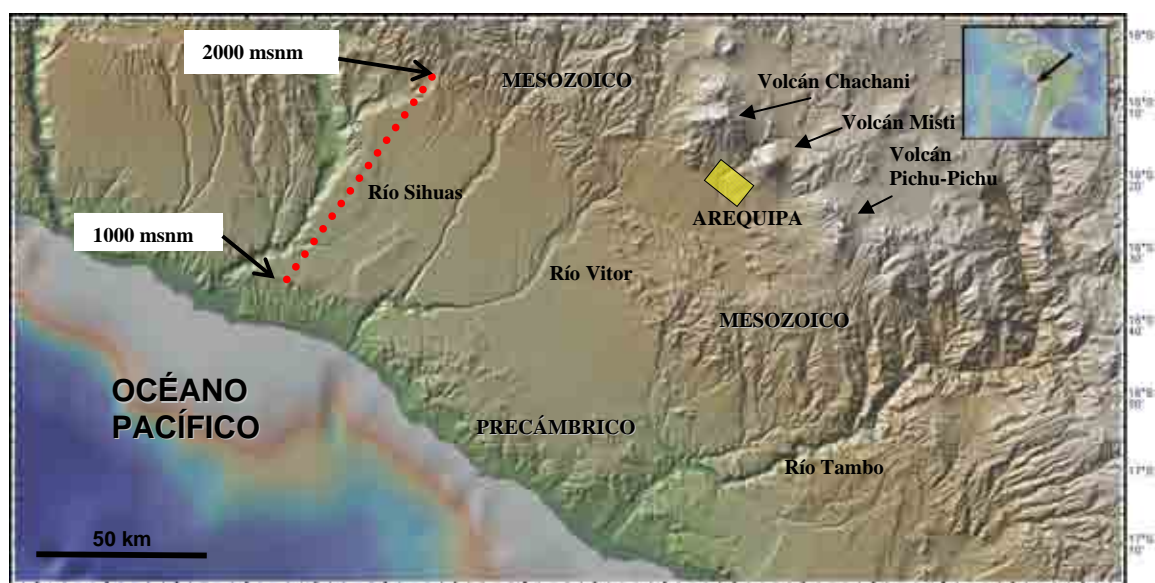


Figura 46. Las Pampas de La Joya se encuentran entre la corteza del Precámbrico al sur y la zona volcánica del Neógeno al norte. El este se encuentra limitado por unidades sedimentarias, volcánicas y plutónicas del Mesozoico. La estratigrafía del Cenozoico está dominada por la formación de Moquegua, que forma las paredes de los principales ríos, que inician su curso a través del desierto. La cuenca de Arequipa se encuentra al NE de las pampas, al pie de dos grandes volcanes del Cuaternario: el Misti y el Chachani. Tenga La parte ancha de las cuencas de los ríos Sihuas y Vitor se sustentan solamente por los estratos Cenozoico, y luego se hacen muy estrechas y profundas debido a la incisión en el basamento cristalino.

Como adelantamos en el Capítulo III, Tabla 15; la estratigrafía de la región del Desierto de La Joya ha sido descrita localmente con 14 unidades que van del Precámbrico a la actualidad (García, 1968). Aunque describimos brevemente en ese capítulo la estratigrafía del lugar, el objetivo fue buscar minerales evaporíticos o rastros de climas áridos. A continuación, describimos la columna estratigráfica en función de entender globalmente la geología de la región [Figura 47].

Está compuesta de 1500 m de derrames andesíticos y dacíticos (Jenks, 1948). En las partes inferiores el volcánico es mayormente andesítico con numerosas amígdalas rellenas de calcita; los derrames superiores son afaníticos y profiríticos, en estos últimos se distinguen fenos de plagioclasas, hornblenda y biotita. A lo largo del contacto con los intrusivos se nota un ligero metamorfismo consistente en silificación y piritización. Los fósiles hallados en los horizontes sedimentarios, por su mal estado de conservación no han resultado útiles para determinar la edad de la formación. Sin embargo, se sabe que el Volcánico Chocolate sobreyace con discordancia paralela al grupo Yamayo asignado al Triásico Tardío y Jurásico Temprano, e infrayace con igual relación a la formación Socosani de edad Toarciana-Bajociana. Esta posición estratigráfica ubica a la formación en el Jurásico Temprano. Cubriendo la formación anterior, la **Formación Socosani** (Jenks, 1948), litológicamente consiste de una secuencia calcárea cuyos niveles inferiores están recristalizados a mármol de grano fino y color grisáceo; en la parte media se exponen calizas pizarrosas con venas de dolomita. Las rocas calcáreas de Socosani sobreyacen al Volcánico Chocolate y están afectadas por los intrusivos batolíticos [llamado batolito de La Caldera]. El grosor de esta formación es de aproximadamente 426 m y presenta fósiles invertebrados que corresponden al Jurásico Temprano a Medio.

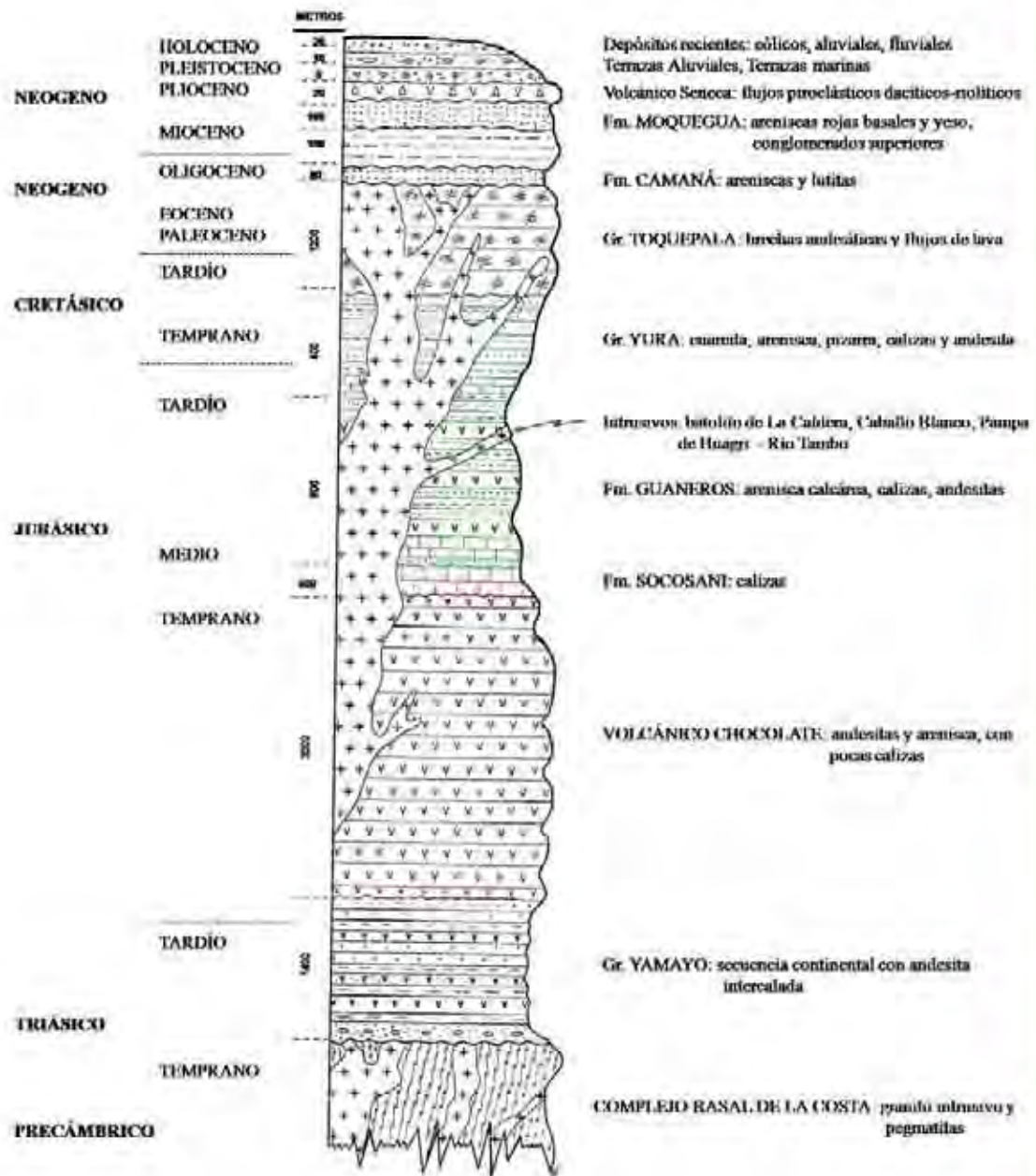


Figura 47. Columna geológica compuesta de la región del desierto de La Joya [Ver texto para explicación].

Por encima de la formación anterior se encuentra la **Formación Guaneros** (Bellido and Guevara, 1963), la cual litológicamente está compuesta por una secuencia gruesa de derrames volcánicos, con intercalaciones de paquetes sedimentarios fosilíferos. Las rocas volcánicas consisten en derrames y brechas andesíticas. Las rocas sedimentarias son areniscas plumizas y calizas detríticas con abundantes gasterópodos y lamelibranquios mal conservados. El espesor de esta secuencia se estima en 800 m y corresponde al Jurásico Tardío. Cubriendo las secuencias anteriores, el **Grupo Yura**, de 400 m de espesor, cubre la Formación Guaneros con depósitos de lutitas abigarradas, lechos de calizas y bancos de ortocuarcitas, estas últimas rocas predominan en la parte superior, constituyendo un

miembro prominente. Todas las rocas del grupo, a nivel de La Joya, están perturbadas por el intrusivo batolítico, que está formado por cuerpos graníticos ampliamente expuestos a lo largo del basamento cristalino de los Andes. Esta unidad esta asignada al Jurásico Tardío y al Cretásico Temprano (Wilson and Garcia, 1962). El **Grupo Toquepala**, o Volcánico Toquepala, cubre con derrames andesíticos, dacíticos y traquíticos, intercalados con bancos clásticos gruesos. Los escasos horizontes sedimentarios son conglomerados marrones de elementos volcánicos intercalados con areniscas tufáceas. El grosor de esta secuencia es de ~300 m. Las relaciones estratigráficas muestran que sobreyace con discordancia angular al grupo Yura e infrayace con la misma relación a la formación Moquegua. Además también están cortados por los intrusivos del macizo de La Caldera. Esto asigna al Grupo Toquepala entre el Cretásico Tardío y el Paleoceno (Benavides, 1962). La **Formación Camaná** fue descrita como una secuencia marina de areniscas y lutitas fácilmente reconocible por su coloración blanco amarillenta. Su litología consiste en areniscas de tamaño medio, seguida hacia arriba por arcillas impuras en capas finas, y cubiertas por bancos de conchas trituradas en matriz arenosa, medianamente compactadas. Su grosor es de 100 m, y la unidad yace en discordancia sobre el Complejo Basal de la Cosa [Complejo Mollendo], y su techo esta descubierto. Esta secuencia es asignada al Oligoceno. El consolidado sedimentario más joven en La Joya es definida por la **Formación Moquegua** (Bellido and Guevara, 1963; Brüggén, 1950; Dunai et al., 2005; Tosdal et al., 1984), que se divide en dos miembros: uno inferior, arcillo arenoso, y otro superior, areno-tufáceo, separados por una discordancia leve. El Moquegua inferior, de origen continental, consiste de areniscas y lutitas, intercalados con horizontes de conglomerado fino. Las areniscas son arcósicas, de grano medio a grueso, friables; generalmente estratificadas en capas medianas. Las lutitas son blandas y de estratificación delgada, contienen lentes y venillas de yeso. El conglomerado está formado por guijarros de roca volcánica y en menos proporción, de cuarcitas y roca intrusiva. El espesor de este horizonte es de 180 m. El Moquegua superior consiste de conglomerados con intercalaciones de areniscas y bancos aislados de tufos. El conglomerado es poligénico en matriz areno-arcillosa, medianamente consolidado. En el tope de la unidad se presentan algunos bancos lenticulares tufos redepositados. Su espesor es de ~165 m y su ubicación cronológica es basada en su posición estratigráfica. Esta unidad sobreyace con discordancia angular en los volcánicos del grupo Toquepala, o directamente sobre la superficie erosionada de los intrusivos del batolito de La Caldera del Cretácico-Paleogeno y el basamento metamórfico; e infrayace discordantemente a los tufos Senca considerados del Plioceno Tardío. Por tales condiciones se le considera a esta formación, ubicada en el Mioceno-Plioceno. Estos depósitos continentales son cubiertos por una unidad de piroclásticos de 50 m de espesor denominada **Volcánico Sencca**. Litológicamente está constituida por tufos riolíticos y dacíticos de color blanco en la parte superior y rosado en la base, con abundantes fragmentos de pómez y lavas. La roca es porosa, liviana y de poca consistencia. En su composición se reconocen a simple vista fragmentos de feldespato, granos de cuarzo y abundantes partículas de vidrio. Esta unidad es asignada al Plioceno. Los depósitos no consolidados de La Joya comprenden **depósitos aluviales** de hasta 15 m de grosor compuestos de materiales acarreados desde los flancos andinos por acción de numerosas corrientes, las cuales al salir al llano costanero dejaron su carga en forma de abanicos aluviales, estos por las sucesivas descargas se extendieron ampliamente, anastomosándose hasta constituir un manto más o menos continuo, tal como se le reconoce actualmente. La propagación regional de estos depósitos al pie de los Andes indican que se han formado en una época de fuertes precipitaciones y abundante

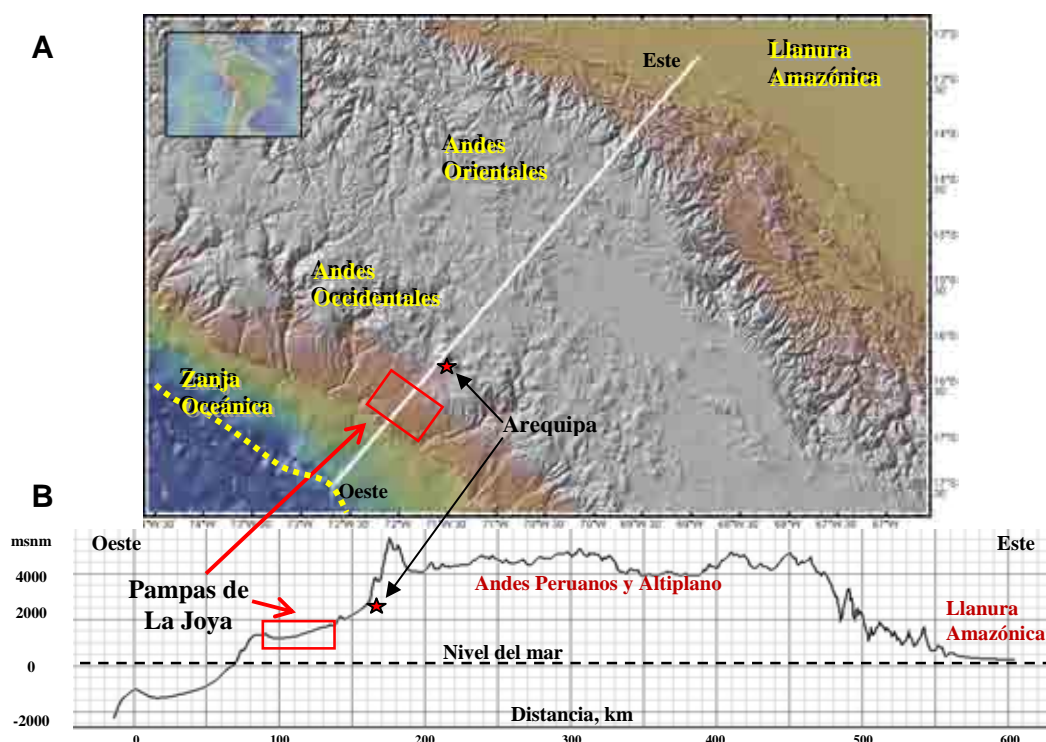
escorrentía, condiciones que prevalecieron en las partes altas de los Andes durante las etapas de glaciación y desglaciación del Pleistoceno. Las observaciones de campo indican que estos aluviales se han depositado antes de que se formaran los cauces de los ríos actuales, pues se les nota claramente cortados por ellos. Por otro lado, el ahondamiento de los valles hasta el estado actual debe haber requerido un lapso considerable, por lo que se sugiere que estos aluviales tienen una edad pleistocénica. En algunas zonas, a lo largo del litoral también se aprecian *terrazas marinas* que reposan sobre la superficie de abrasión de las rocas del Complejo Basal. Las terrazas están constituidas por capas horizontales de gravas bien redondeadas en matriz areno-arcillosa, conglomerados de arena y bancos de conchas trituradas. El espesor de estos depósitos no pasa los 10 m. A estos depósitos también se les considera del Pleistoceno. Por otro lado, sobre los tufos Sencca e incluso encima de los intrusivos, se encuentran depósitos formados principalmente por materiales volcánicos, denominados como *flujos de barro*. Litológicamente, están formados por una mezcla caótica de fragmentos y bloques de tufos y lavas de naturaleza variada. En una matriz areno tufacea gris a gris amarillenta. El material es relativamente blando y fácilmente erosionable. El grosor no pasa los 30 m, y se les considera como las porciones terminales de mantos más extensos de áreas adyacentes a La Joya, como Puquina y Arequipa. El origen de estos materiales se atribuye a acumulaciones de piroclásticos y otros productos volcánicos en los flancos del volcán Pichu-Pichu, los cuales por la acción de fuertes deshielos de los glaciares que ocupan las partes altas del volcán, fueron acarreados pendiente abajo en forma de mantos y flujos de lodo. El derretimiento del hielo en grandes proporciones habría resultado por contacto con masas incandescentes durante las erupciones. A estos depósitos también se les asigna una edad pleistocénica. Los *clásticos recientes* en las Pampas de La Joya son principalmente debidos a acumulaciones eólicas. En las partes central y septentrional de la pampa, hay numerosas dunas dispersas, principalmente del tipo barcana y, en menor proporción, en forma de crestas longitudinales. Las barcanas son relativamente pequeñas, en la mayoría de los casos sus anchos varían entre 8 y 12 m., con alturas hasta los 2.5 m. Estas dunas están en pleno desplazamiento en dirección NE, pero no se realizaron medidas sobre las distancias del movimiento. Las dunas de tipo longitudinal se presentan mayormente en el borde noroccidental de las Pampas de La Joya, cerca al Valle de Vitor, su longitud varía de 15 a 20 m., y su ancho de 1 a 25 m. Estas dunas han sido estudiadas como un excelente análogo a las dunas marcianas, como veremos más adelante. Las rocas intrusivas son comunes en el límite Este del desierto de La Joya y están relacionadas al batolito La Caldera, mientras existen también otros grupos de pequeñas intrusiones al Sur del desierto, como Caballo Blanco y Pampa Huagri-Río Tambo. Otros grupos de intrusivos de sólo 10km de largo son también visibles dentro del Complejo Basal y pertenecen al Ordovícico (Loewy et al., 2004).

2.6 Geomorfología

2.6.1 Topografía

Los Andes Sudamericanos constituyen un cinturón de montañas nevadas que contienen el segundo grupo de nevados más altos en el mundo. Su formación es debida principalmente a la elevación de la Placa tectónica continental por la subducción de la Placa de Nazca; y es el principal factor que ha contribuido con la geomorfología de la región, además de ser un factor importante en el efecto de sombra de lluvia y vulcanismo en el Desierto de Atacama. Este efecto ha cambiado a lo largo de la historia del levantamiento de los Andes desde el Mioceno y ha presentado procesos abruptos que son plasmados en su topografía (Garziona

et al., 2008). Basados en estimaciones de paleoelevación para los Andes, un estudio observó que aproximadamente los 1000 m de altura se alcanzaron hace 20 Ma y los 2000 m hace 10 Ma (Gregory-Wodzicki, 2000). Así, el efecto de sombra pudo desecar más el desierto entre los 15 a 10 Ma (Alpers and Brimhall, 1988) y crear una proto-circulación monzónica. Coincidentemente con estos datos, recientemente Garziona y col. [2008], mostraron evidencia que la elevación de los Andes permaneció relativamente estable por largos periodos [decenas de millones de años], separado por un periodo muy rápido [de 1 a 4 millones de años], que incrementó drásticamente 1.5 km o más la altitud. El levantamiento de la superficie, discontinuo en todo el piso del desierto, refleja probablemente la rápida eliminación de la litósfera poco densa e inestable, luego de un largo engrosamiento de la corteza y del manto. De manera interesante, el punto de inflexión en el incremento de la elevación, se dio a los 15 Ma al ajustar una curva elevación versus tiempo. Sin embargo, los periodos de levantamientos rápidos, según los autores, ocurrieron entre los 30 y 24 Ma, y nuevamente entre los 11 y 6 Ma. La naturaleza del relieve en La Joya, es mostrada en la Figuras 48. El perfil a lo largo de la estructura del continente desde la zanja oceánica hasta el plano amazónico, cruzando los Andes, es mostrado en la Figura 48A, B. Mientras que, el relieve paralelo a la línea de costa, cruzando parte del desierto peruano de Atacama, donde se encuentra la región hiperárida de La Joya es graficado en la Figura 48C, D. El segmento de los Andes que da cara a la zona de estudio, constituye una de las partes más anchas [555 km] de los 8100 km de largo, que tienen los Andes de Colombia a la Patagonia. Adicionalmente, contiene una gran cantidad de volcanes y dos de los picos más altos de la región: el Coropuna y el Ampato de más de 6000 m.s.n.m.



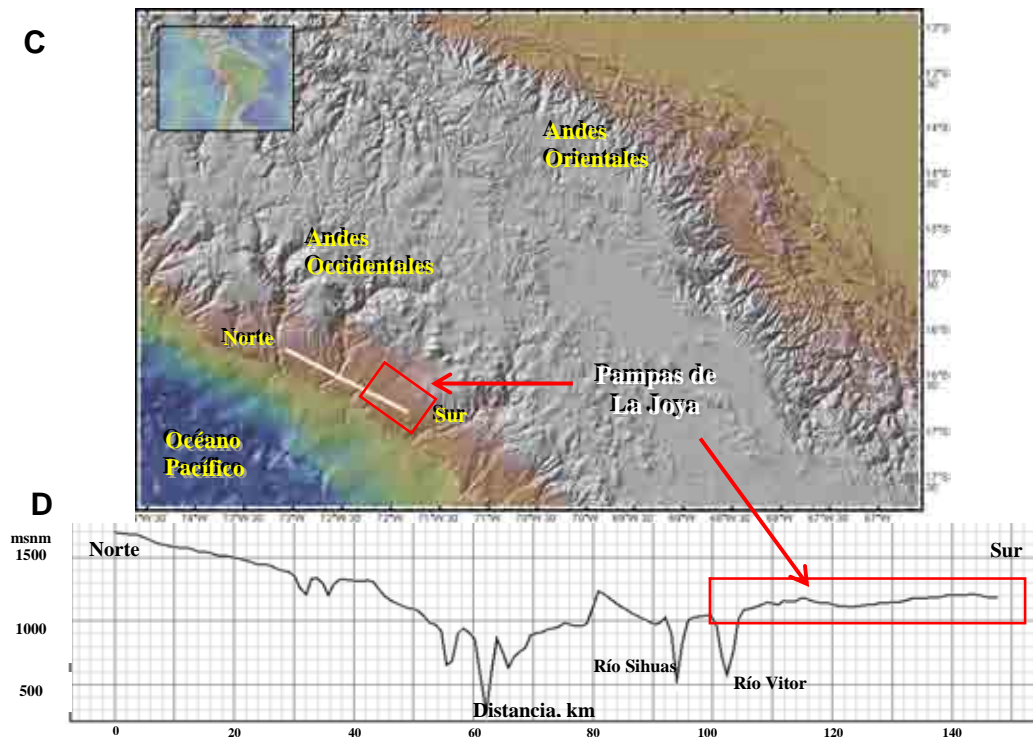


Figura 48. Perfiles topográficos de La Joya. [A] Perfil topográfico que cruza el margen continental del sur peruano, desde la zanja oceánica peruana hasta el plano amazónico, atravesando el desierto de La Joya. [B] Corte transversal del terreno del mismo perfil. [C] Perfil topográfico longitudinal que cruza las planicies desérticas del sur peruano entre los -16° a -17° latitud S, atravesando el desierto de La Joya. [D] Corte transversal del perfil longitudinal. El rectángulo muestra la zona hiperárida de estudio. Las imágenes fueron obtenidas con el programa gratuito GeoMapApp 2.3, obtenido de *Marine Geoscience Data Systems, EEUU*.

La sección topográfica de la zanja oceánica peruano – chilena llega a profundidades mayores a los 7 km, y discurre paralelamente a la cadena montañosa de los Andes, que alcanzan altitudes cercanas a los 7000 m.s.n.m., como el Aconcagua de 6962 m.s.n.m. en Argentina, y el Huascarán de 6768 m.s.n.m. en Perú. Esta pendiente en tan solo 200 km de distancia ilustra claramente el choque de las placas de Nazca y Sudamericana, constituyendo un gradiente topográfico abrupto y único en la Tierra. Todavía es más interesante el hecho de que este gradiente se formó en muy poco tiempo, levantándose del nivel del mar en los últimos 20 Ma (Alpers and Brimhall, 1988; Gregory-Wodzicki, 2000; Hay and Wold, 1998; Hoke et al., 2007; Ruddiman et al., 1997). Como se adelantó líneas más arriba el desplazamiento vertical ha sido comúnmente asociado con engrosamiento de la litósfera, debido a un acortamiento del cinturón de corteza en respuesta al acortamiento sufrido por la subducción de la placa de Nazca en contra del margen rígido del continente (Gregory-Wodzicki, 2000; Ruddiman et al., 1997; Schildgen et al., 2007). Sin embargo, estudios recientes, sugirieron que el cambio del clima durante el Cenozoico también controló el proceso de levantamiento de los Andes (Lamb and Davis, 2003; Strecker et al., 2007); esto debido a la falta de suministro de sedimentos en el canal de subducción y al subsecuente mayor acoplamiento de las dos placas para una interacción completa. De esta manera, el cambio de las condiciones de árido o semiárido a hiperárido en el desierto de Atacama, podría haber sido potenciado por el levantamiento de los Andes desde el Mioceno, debido a la aparición de una barrera en contra de la humedad Amazónica, como

se discutió en el capítulo III; de manera más importante que el resto de los factores. Cerca de 1200 km de largo y 180 de ancho, forman la zona más hiperárida del desierto de Atacama en Chile y Perú, y constituye el desierto subtropical más seco del mundo (Navarro-González et al., 2003). Aunque los mecanismos de aparición de la aridez e hiperaridez han sido discutidos extensamente en otro capítulo y en la primera parte de esta sección, el desierto de La Joya a 1200 m.s.n.m., todavía no tiene establecida la fecha probable del inicio de sus condiciones hiperáridas. Los datos analizados muestran una hiperaridez desde el Oligoceno-Mioceno o antes, para la región chilena (Clarke, 2006; Dunai et al., 2005); mientras que, para La Joya y otros núcleos áridos de la zona peruana, las evidencias de hiperaridez del Mioceno Tardío-Plioceno, son basadas simplemente en rastros evaporíticos encontrados en su estratigrafía, que requieren un estudio más extenso y comprobación. Aunque se sabe que el proceso es más joven que en Chile, conocer estos datos ayudará a entender los diferentes momentos de transición de suelos húmedos a condiciones extremadamente secas, y claro, extrapolar a procesos similares en Marte.

Las rocas del basamento expuestas en el piso de La Joya, presentan edades de 1.8 a 1.1 Ga [Complejo de Mollendo] al Cretácico [batolitos graníticos], y están limitadas al norte por la cadena volcánica de los Andes del Cenozoico Tardío, caracterizado por cuatro cumbres principales: Coropuna [6425 m], Ampato [6314 m], Hualca [6025 m] y el nevado del Chachani [6057 m]. La cadena volcánica incluye al volcán Misti [5822 m], que tuvo actividad explosiva en el pasado, mayormente en el siglo XV [1440-1460] (Thouret et al., 2001) y que se encuentra a 18 km al noreste del centro de la ciudad de Arequipa, volviéndolo extremadamente peligroso para la gente que vive en los flancos cercanos. Al oeste el desierto de La Joya es interrumpido por el canal de salida del río Vitor, el cual cava cerca de 1 km de profundidad en el basamento cristalino y en la cubierta Cenozoica del plano del desierto. La profundidad va de cerca de 100m a 3 km en sólo 25 km de distancia [Figura 49A], sugiriendo un proceso de formación catastrófico de haber sucedido en una breve escala de tiempo. Este proceso imita los cañones observados en Candor Chasma del Valle Marineris [Figura 49B]. La Cordillera de la Costa define el límite fisiográfico sur del desierto, aunque no hace mucho tiempo, debido a que se observa como los sedimentos de la pampa fueron levantados abruptamente, exhumando el basamento cristalino y presentando una elevación concordante con la incisión de canales como el del río Vitor. A diferencia de la región chilena, la Cordillera de la Costa no es una barrera física como en Yungay [Figura 15], sino constituye una elevación en conjunto con el plano del desierto, que está a 100 o 200 m más abajo. La humedad no logra penetrar gracias a la corriente de Humboldt y a la zona de alta presión que no permiten que las nubes de aire caliente puedan sobrepasar los 1000 m.s.n.m. De esta manera, la humedad discurre por los cañones labrados, a manera de ríos en las épocas más húmedas [Figura 49C].

Finalmente, la Figura 50, muestra los perfiles topográficos de diferentes paisajes en La Joya, además de mostrar evidencia de posibles fallas activas en la cara oeste de los Andes, las cuales arrastran depósitos sedimentarios al desierto. De manera interesante, durante un viaje de campo se pudo localizar una falla activa, a la que denominamos Falla Pitay, por el pequeño poblado cercano donde se encontró [Figura 50].

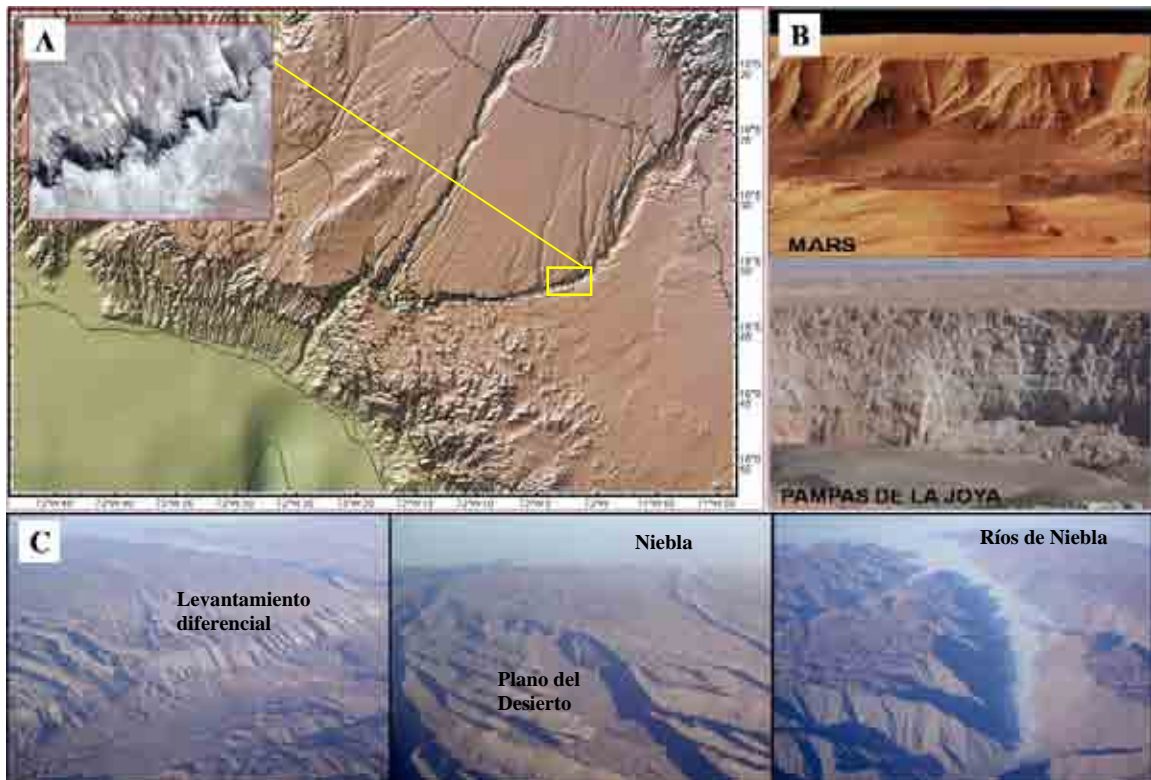


Figura 49. Canales en el desierto de La Joya. [A] Canales de los ríos Sihuas y Vitor y su anastomosis final, cavados en el basamento cristalino, y en sedimentos lucustres, fluviales y evaporíticos del Neogeno. Nótese el rápido incremento de la profundidad. El gradiente medido fue cercano a 4-5°. [B] Comparación de los cañones observados en La Joya, versus los de Candor Chasma, en Marte. [C] Imágenes aéreas del plano del desierto y los canales. Obsérvese el ingreso de humedad por los canales sin que las nubes puedan penetrar al núcleo del desierto. En la zona chilena la Cordillera de la Costa forma una barrera de humedad, mientras que en La Joya el plano desértico también se encuentra elevado.

2.6.2 Glaciación

La última glaciación del Cuaternario ocurrió hace 23-18000 años, cuando los glaciares andinos podrían haber ocupado la mayoría, sino toda la Puna con elevaciones de 3500 m o más sobre el nivel del mar. Si los grandes cuerpos de agua congelada se derritieron en cortos periodos de tiempo durante periodos calurosos, flujos catastróficos pueden haber ocurrido a lo largo de canales de drenaje preexistentes con cabeceras tan altas como 4700 m.s.n.m., o más; y formar los profundos canales de los ríos Sihuas y Vitor. El antiguo río pudo nacer en altitudes máximas donde paleolagos congelados existieron a sólo 175 km de la costa. Aunque la incisión de estos canales puede ser debida al levantamiento tectónico de los Andes en los últimos 9 Ma, en La Joya (Schildgen et al., 2007), es también probable que flujos catastróficos asociados con el descongelamiento de glaciares andinos, jugaron un papel importante en el Pleistoceno.

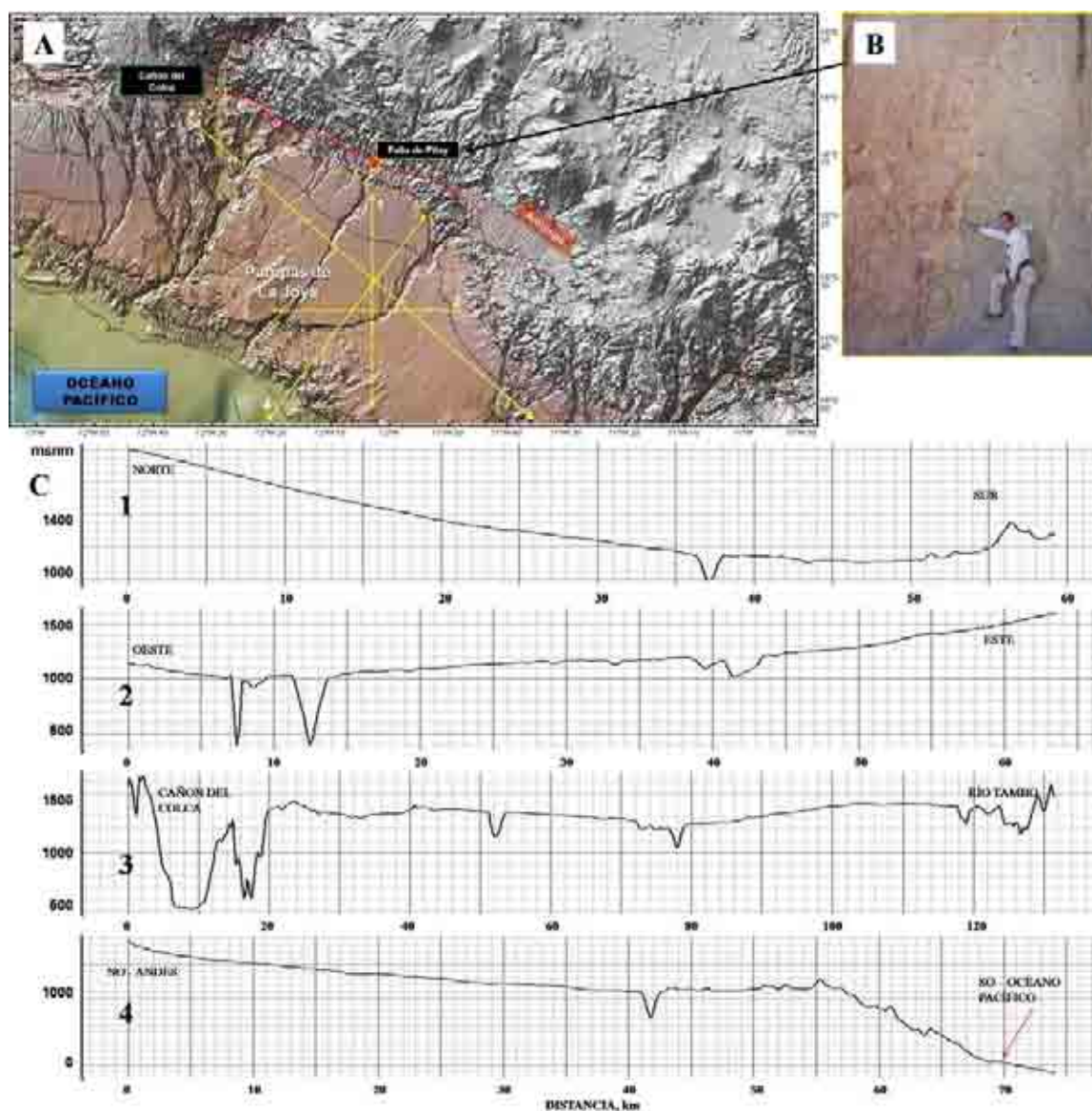


Figura 50. Perfiles topográficos de La Joya y fallas jóvenes a los pies de la cara oeste de los Andes. [A] Levantamiento diferencial entre las dos líneas punteadas de la figura, sugiriendo la presencia de fallas activas al norte de La Joya. [B] Falla de Pitay, al NE de La Joya. [C] Perfiles topográficos 1: Morfología N-S en el plano del desierto, 2: Morfología O-E en el plano del desierto, 3: Morfología N-S del Cañon del Colca hasta el río Tambo, 4: Morfología NE-SO de los pies de los Andes al Océano Pacífico. En sólo 70 km el perfil descendió ~2000 m. Los perfiles muestran una compleja historia de levantamiento, y erosión.

2.6.3 Vulcanismo

La cercanía de La Joya con la Cordillera Volcánica, determina la gran influencia de material proveniente de estos a los sedimentos de La Joya. Tanto el Misti, como el Chachani, son volcanes explosivos que han estado activos por más de 800000 años (Thouret et al., 2001) y sus restos y cenizas, se observan a lo largo de las secuencias estratigráficas expuestas en la región. Un punto importante es el hecho que este material es excelente para fechar los eventos [^{14}C , K-Ar y Ar-Ar]. Hay secuencias completamente expuestas en las paredes de los ríos Sihuas y Vitor [Figura 51].

2.6.4 *Deslizamiento gravitacional masivo y agua subterránea*

Algunos depósitos aluviales, descritos anteriormente, pueden corresponder con el colapso abrupto de rocas y sedimentos a todo lo largo de los Andes los cuales, debido a su enorme energía potencial creado por un relieve elevado de 1 a 2 km, pueden discurrir varias decenas de kilómetros dentro del plano desértico y alcanzar la línea de la costa. La evidencia geomorfológica para estos colapsos parecen haber sido preservados en el paisaje como cicatrices en forma acucharada en las escarpes de las montañas andinas (Strasser and Schlunegger, 2005). La presencia de agua subterránea en la base de los Andes, producto de la acumulación de restos en las cabeceras de las montañas, ha sido considerada como una causa de procesos masivos de pérdida en los Andes occidentales (Hoke et al., 2007).

2.6.5 *Dunas eólicas volcanoclásticas*

En la Tierra, la mayor cantidad de dunas eólicas son ricas en cuarzo, evaporitas, carbonatos o agregados arcillo-limoso (Edgett and Lancaster, 1993). Sin embargo las dunas formadas por sedimentos volcánicos retrabajados por el viento, comprenden un menor número. Este tipo de dunas son encontradas en regiones volcánicas áridas – semiáridas y en las áreas costeras de islas volcánicas. Sus sedimentos pueden ser formados por vulcanismo explosivo o erosión de flujos de lava u otro material volcánico litificado. Comúnmente estos sedimentos han sido transportados por procesos volcánicos o fluviales antes de ser retrabajados por el viento. Su composición es de máfica a sílica, dependiendo de las fuentes volcánicas locales. Las dunas volcanoclásticas, especialmente las de composición basáltica, pueden ser los mejores análogos composicionales para las dunas eólicas en Marte. Las dunas marcianas son típicamente de tonos oscuros y sus arenas pueden ser derivadas de la erosión de materiales volcánicos.

En las partes central y septentrional del desierto de La Joya, hay numerosas dunas dispersas, principalmente del tipo barcana y, en menor proporción, en forma de crestas longitudinales (Finkel, 1959; Hastenrath, 1967) [Figura 51]. Las barcanas son relativamente pequeñas, [8 - 12 m. de largo por 2.5 m. de altura]. Estas dunas debido a su movimiento y dirección son excelentes modelos para el estudio de dunas en Marte. Hastenrath [1967], mostró que la frecuencia de movimiento de estas dunas era de 9 a 23 m/año y de 17 a 56 m/año en los intervalos de 1955-1958 y 1958-1964, respectivamente. Finkel [1959], corroboró las primeras medidas con sus datos de 9-30 m/año. Las dunas de tipo longitudinal [de 15 a 20 m. de largo, y altura de 1 a 25 m.], se presentan mayormente en el borde noroccidental de las Pampas de La Joya, cerca al río Vitor. Estas dunas presentan movimiento menos evidente, imitando la mayoría de dunas marcianas, las cuales parecen permanecer inmóviles desde hace 100000 años, cuando hubieron cambios en la excentricidad y oblicuidad del planeta (Bourke et al., 2008; Laskar et al., 2002). Las dunas de La Joya presentan una composición en % de volumen de: 15% de cuarzo, 35% de plagioclasa, 5% de vidrio, 35% de olivino, micas, piroxenos y anfíboles, y 10% de opacos, donde mayormente es magnetita (Hastenrath, 1967). Si bien desde el punto de vista composicional, estas dunas no son basálticas, su morfología, dinámica de formación y movimiento, y la presencia de volcanoclásticos abundantes, permite extrapolar y entender procesos eólicos marcianos. Ciertamente, la velocidad de movimiento de dunas encontrada en varios modelos terrestres, como La Joya, son similares a los observados en Marte (Bourke et al., 2008).

Finalmente, en la Figura 51, se muestran fotografías de la región de la Joya donde se observan diferentes unidades geomorfológicas y tipos de sedimentos de la zona; que fueron descritos a lo largo de esta sección.

2.7 Petrografía del suelo de La Joya

Láminas delgadas de los seis tipos de suelo fueron preparadas y observadas bajo el microscopio petrográfico [Figura 29]. De manera general los seis tipos de suelo mostraron un material no consolidado, donde se puede distinguir fácilmente de las rocas, minerales u otros sedimentos cohesivos. Como adelantamos más arriba, los granos presentes son muy poco redondeados, mostrando ángulos prominentes, que sugieren un transporte a distancias cortas, o nulo; además de pérdida de un intemperismo prolongado tanto del suelo mismo o de la fuente. Aunque los suelos 1, 2, 3 y 6 hayan mostrado índices de intemperismo coherentes con su efecto, la mayoría de suelos presentes en La Joya corresponden a los suelos tipo 4 y 5 [~50%, ver más arriba en esta sección] que mostraron ausencia de intemperismo. También es importante aclarar, que los análisis petrográficos fueron realizados sobre muestras específicas y representativas de los 6 tipos de suelo, como se describe en el capítulo 4, y no sobre muestras compuestas.



Figura 51. Geomorfología de La Joya. Diferentes paisajes y tipos de sedimentos encontrados a lo largo del desierto. La secuencia mostrada en la fotografía del medio a la derecha corresponde a una de las paredes del río Sihuas.

El tamaño de los granos es multimodal, variando de centímetros a micrómetros, establecidos en una matriz compuesta por arcillas, hidróxidos, partículas volcánicas y evaporitas alteradas. La descripción detallada de los suelos se presenta a continuación:

2.7.1 Suelo Tipo I [Figura 52]

Este tipo de suelo presenta una matriz suboxidada con abundantes clastos metamórficos consistentes con gneises de alto grado y varias combinaciones de clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, biotita, granate, feldespato potásico y silimanita alterada. Los cristales son también abundantes y consisten de clinopiroxeno, hornblenda, mesopertita y plagioclasa. La difracción de rayos X determinó adicionalmente, yeso y muscovita.

Pedológicamente: los sedimentos muestran un fondo metamórfico-intrusivo, suelos silíceos, se observa poco intemperismo [rocas primarias], fragmentos finos y gruesos angulosos [poco transporte]. Se observa arcillas oxidadas probablemente transportadas o formadas de la roca madre en presencia de humedad antigua. El fondo volcánico es menos evidente que el metamórfico. En este tipo no se observan carbonatos.

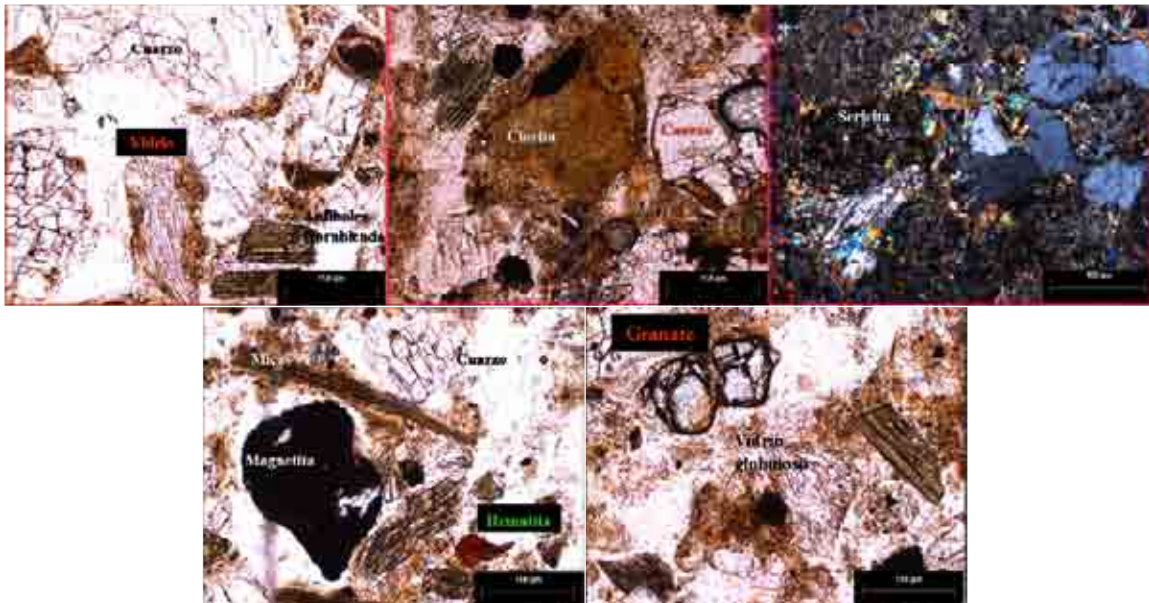


Figura 52. Suelo Tipo I. Escalas de 400 y 150 µm.

2.7.2 Suelo Tipo II [Figura 53]

Este tipo, muestra a un regolito muy poco clasificado con partículas de roca de 4 x 2 cm, compuestos de gneises de alto grado derivados del Complejo Mollendo, ubicado cercanamente. Otros clastos líticos incluyen gneises cuarzo-feldespáticos, y ricos en magnetita, granulita silimanita, plagioclasa-vidrio [vitropira], y una variedad de rocas volcánicas afaníticas. La fuente evidente, para este regolito es múltiple e incluye transporte de materiales volcánicos y cierta depositación *in situ* de gneises y granulitas. Los cristales y sus fragmentos incluyen ortopiroxeno, hornblenda, silimanita, cuarzo, serpentina y biotita. La matriz es de grano fino criptocrystalino y poco resuelto al microscopio óptico. Los análisis de rayos X de este suelo también demostraron la presencia de muscovita y yeso.

Pedologicamente, los sedimentos son también mayormente metamórficos, pero si hay evidencia volcánica; se evidencia poco intemperismo con fragmentos finos, y suelos máficos. No se evidencian carbonatos.

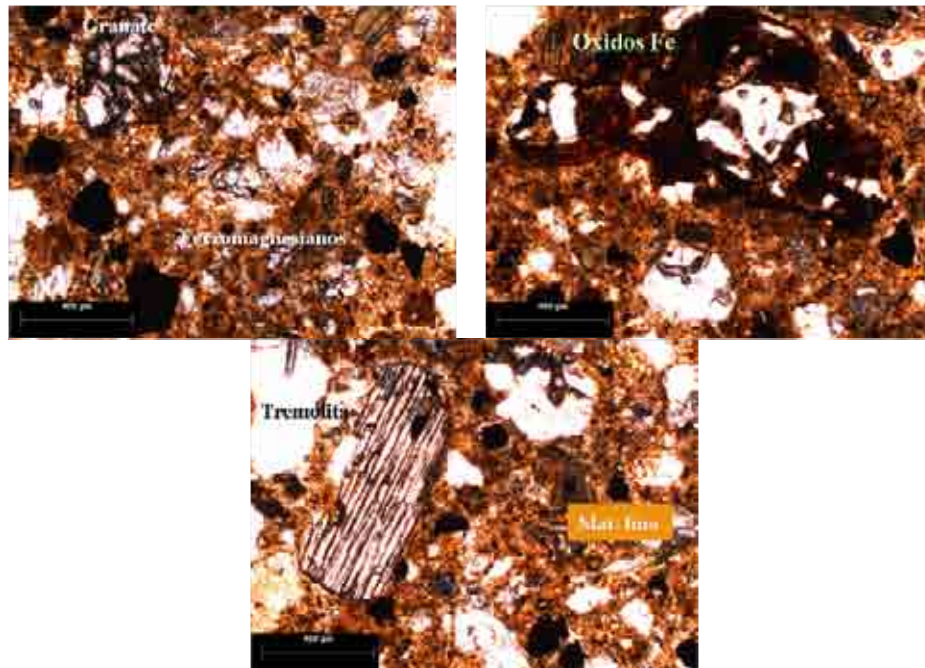


Figura 53. Suelo Tipo II. Escalas de 400 µm.

2.7.3 Suelo Tipo III [Figura 54]

Este tipo de suelos es más granular, con más signos de intemperismo, partículas finas y presencia de microagregados, sobre un fondo metamórfico. Mucha serpentina, minerales de hierro, anfíboles y piroxenos. Tampoco se evidencian carbonatos.

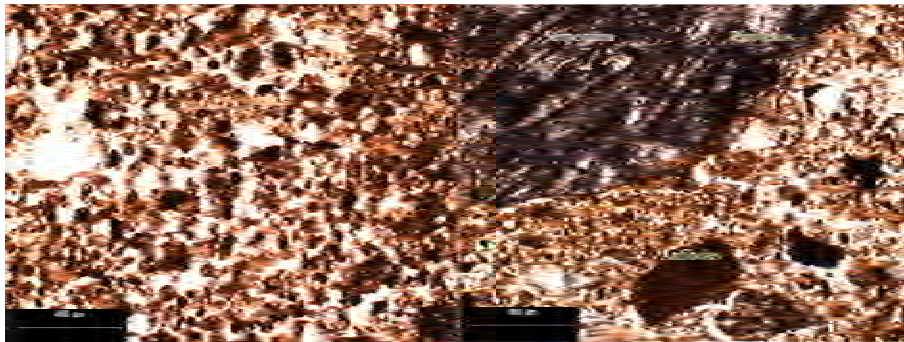


Figura 54. Suelo Tipo III. Escalas de 400 µm.

2.7.4 Suelo Tipo IV [Figura 55]

Este tipo de regolito no es oxidado, sus líticos son alterados y mayormente son de origen volcánico con bastante vidrio desvitrificado. Sin embargo, en este caso, los líticos metamórficos son comunes y consisten de gneises de cuarzo- feldespato retrogrado y granulitas con abundante muscovita secundaria. Los cristales consistieron de ortopiroxeno, plagioclasa, hornblenda, biotita y óxidos de Fe-Ti. Algunas de las plagioclasas mostraron

una marcada textura con inclusiones de vidrio, e ignimbrita, indicando una fuente volcánica del cinturón andino. No se evidencian carbonatos.

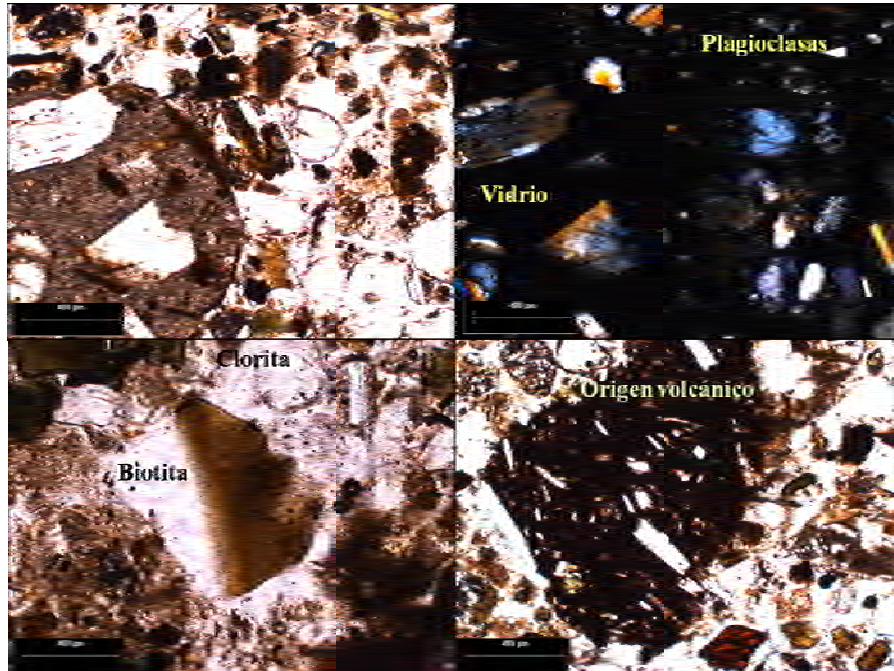


Figura 55. Suelo Tipo IV. Escalas de 400 μm .

2.7.5 Suelo Tipo V [Figura 56]

Este regolito es el menos rojizo, mostrando un color blanquesino. Los cristales consisten en ortopiroxeno, hornblenda, biotita, y óxidos de Fe-Ti. Los líticos son principalmente de origen metamórfico de alto grado, incluyendo fragmentos de roca con el montaje de ultra alta temperatura ortopiroxeno-silimanita-cuarzo. Sorpresivamente, los estudios de rayos X de estos suelos no rojizos contienen sustancialmente hematita.

Pedológicamente, es un suelo con material grueso sin cementante, bastantes fragmentos de cuarzo fragmentado. No se evidencian carbonatos.

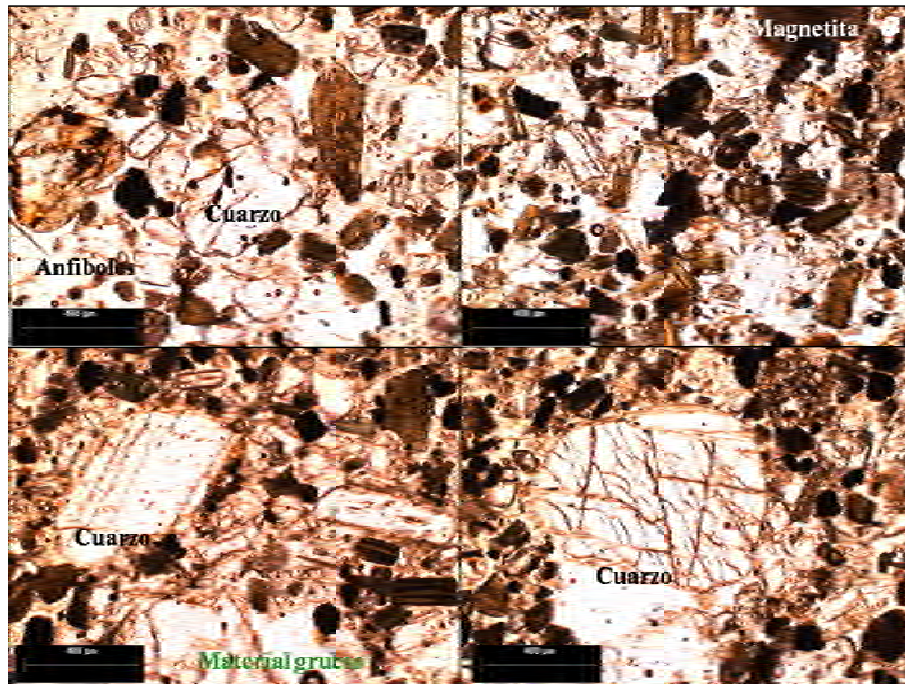


Figura 56. Suelo Tipo V. Escalas de 400 µm.

2.7.6 Suelo Tipo VI [Figura 57]

Este tipo de regolito es ligeramente oxidado y esencialmente es derivado de fuentes volcánicas. Los líticos consisten de partículas volcánicas desvitrificadas, pórfidos, fragmentos de vidrios, vitrófiros, dacita afanítica, granulitas raras [Clinopiroxeno-óxido FeTi-Plagioclasa], y algunos esquistos de muscovita. Cristales detríticos o sus fragmentos son, granate, óxidos opacos, hornblenda, kaersutita, biotita, plagioclasa, mesopertita, titanita, sanidina, apatita, clinopiroxeno, silimanita, hematita, cuarzo, ortopiroxeno, y probablemente turmalina. Con algunas fases adicionales que podrían no ser determinadas por medidas petrográficas ordinarias. La plagioclasa, seguida por el ortopiroxeno, son los cristales más abundantes en el suelo. Unos pocos grupos de cristales consisten en ilmenita-plagioclasa-vidrio y óxidos de Fe-Ti-biotita-ortopiroxeno. La matriz que soporta es de grano fino y consiste en un material amarillento criptocristalino, definiendo zonas irregulares. También se ve reemplazo de filosilicatos y probablemente yeso. La mayoría de cristales son euhedrales indicando poco o ningún transporte por agua o viento desde sus fuentes.

Aunque ópticamente no se evidenció carbonatos, los rayos X demostraron su presencia en éste y en algunos otros tipos de suelo, como se mostrará más adelante

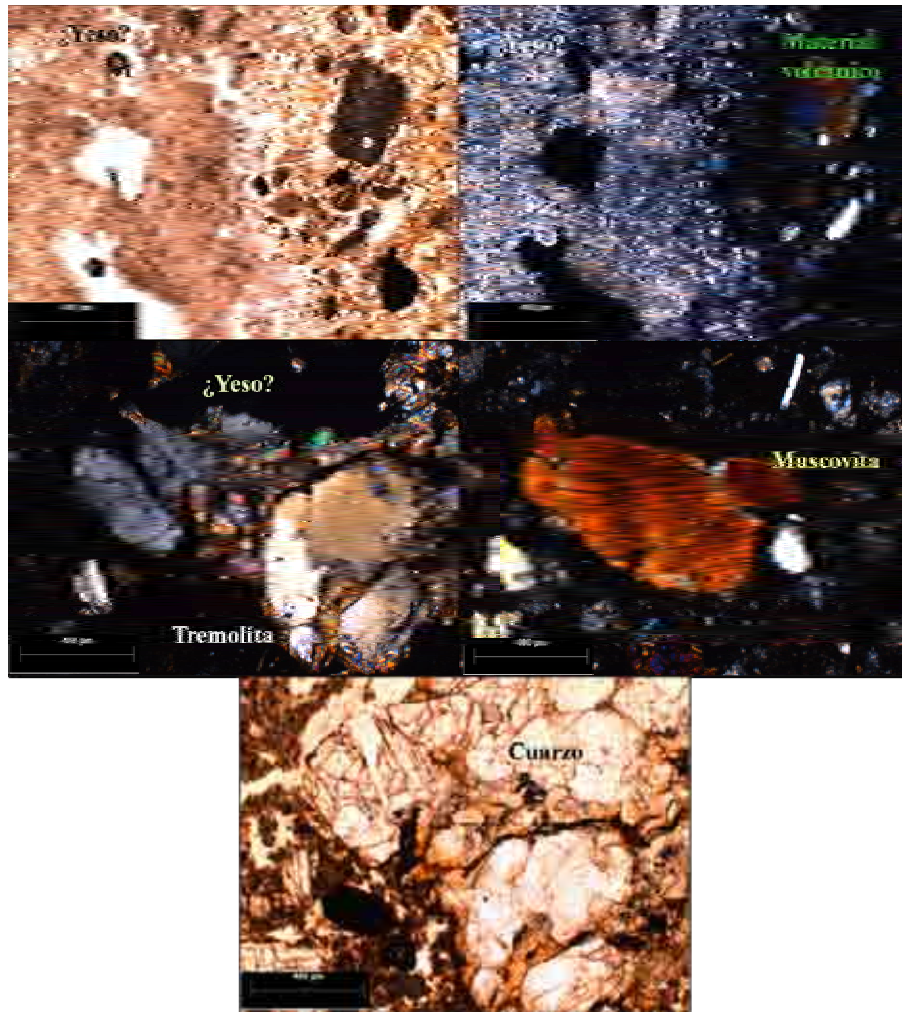


Figura 57. Suelo Tipo VI. Escalas de 400 µm.

2.8 Mineralogía del suelo de La Joya

Los componentes detríticos y litológicos identificados por las láminas delgadas en los suelos de las Pampas de La Joya, fueron confirmados por métodos analíticos [Difracción de rayos X y microsonda electrónica EDS]. Los resultados fueron divididos en 5 fuentes litológicas en orden de abundancia: volcánica, metamórfica, plutónica, sedimentaria y diagenética / hidrotermal, y son resumidos en la Tabla 30.

La fracción arcilla y algunas evaporitas, fueron evaluadas mediante difracción de rayos X, buscando su naturaleza y pureza. La fracción arcilla mostró la presencia de montmorillonita, kaolinita e illita en orden de mayor a menor abundancia, en los seis tipos de suelo, pero con diferente abundancia. Este hecho sugiere mecanismos y fuentes comunes de producción para el tipo de partículas finas en el desierto; sin embargo, el hecho de no evaluar la especie de arcilla, limita en cierta forma esta hipótesis.

Tabla 30. Componentes detríticos y líticos identificados en La Joya.

Tipo de roca	Fases características y clastos líticos
1. Volcánica	D: vidrio, cuarzo, plagioclasa, hornblenda, piroxeno [bajo en Al], olivino, óxidos de Fe-Ti, biotita. L: vitrófros, pórfidos subvolcánicos, afanitas
2. Metamórfica	D: granate, silimanita, ortopiroxeno [alto Al], cuarzo, corindón rutilo, ilmenita, zircón, titanita. L: granulitas, esquistos de bajo grado.
3. Plutónica	D: muscovita, ortoclasa, microclina, albíta, titanita. L: granitoides.
4. Sedimentaria	D: yeso, cuarzo, arcillas, clorita, carbonatos con bajo Mg, halita. L: pizarra, cuarcita.
5. Diagenética	D: iddingsita, halita, serpentina, sericita.

D: componentes detríticos. L: componentes líticos.

Ciertamente, los tratamientos de calentamiento y glicolación para determinar la especie de arcilla, no pudieron dar mayores especificaciones. La Tabla 31, muestra cada uno de los procedimientos empleados.

Tabla 31. Componentes arcillosos identificados en La Joya.

SUELOS	PICOS SIN TRATAMIENTO	PICOS CON ETILENGLICOL	CON CALENTAMIENTO 400°C	CALENTAMIENTO 550°C	MINERALES IDENTIFICADOS
Tipo I	≈14.5	≈17.6	Colapsa a 10	No se modifica	Montmorillonita
	10	10	10	10	Mica
	7.2	7.2	Se reduce	Desaparece	Caolinita s.l
Tipo II	≈14.7	(≈17.6)	Colapsa a 10	No se modifica	Montmorillonita??
	9.9	9.9	10	10	Mica
	(7.2)	7.2	Se reduce	Desaparece	Caolinita s.l
Tipo III	≈14.2	≈17.6	Colapsa a 10	No se modifica	Montmorillonita
	10	9.9	10	10	Mica
	7.2	7.1	Se reduce	Desaparece	Caolinita s.l
Tipo IV	≈14.7 a 12-6	17 a 17.6	Colapsa a 10	No se modifica	Montmorillonita
	≈10.3	9.93	10	10	Mica
	7.2	7.2	No se modifica	Desaparece	Caolinita s.l ¹
Tipo V	≈(14.7-12.6)	17.5	10	No se modifica	Montmorillonita
	≈10.3	10	10	10	Mica
	≈7.3	7.3	No se modifica	Desaparece	Caolinita s.l
Tipo VI	≈14.7 a (12.6)	17	10	No se modifica	Montmorillonita
	10	9.8	10	10	Mica
	7.2	7.2	No se modifica	Desaparece	Caolinita s.l

El término Caolinita s.l se refiere al grupo de minerales con la misma composición (Al₂Si₂O₅(OH)₄) de la Caolinita. Una especie con una abundancia menor al 5% no puede ser detectada por este método.

El resto de fases minerales obtenidas por difracción de rayos X, en orden de abundancia fueron: para el tipo I, cuarzo, plagioclasa, muscovita, yeso, anfíbol y halita; para el tipo II, plagioclasa, cuarzo, muscovita, yeso, anfíbol y halita; para el tipo III, plagioclasa, cuarzo, muscovita, ortopiroxeno, yeso, microclina y halita; para el tipo IV, plagioclasa, cuarzo, muscovita, anfíbol, yeso, microclina, hematita; para el tipo V, plagioclasa, cuarzo, yeso, muscovita, anfíbol, microclina, hematita; y para el tipo VI, cuarzo, plagioclasa, muscovita, anhidrita, ortopiroxeno, anfíbol y halita. Estos datos corroboran y amplían de mejor manera las observaciones de las láminas delgadas, como se explico anteriormente, y corroboran el origen de muchas de las fases minerales presentes en La Joya.

Para determinar la pureza de dos de las secuencias evaporíticas observadas en La Joya [cuyas fotografías están en la Figura 51], se procesaron dos muestras simples de dichas localidades y los resultados se muestran en la Tabla 32 y Figura 58.

Tabla 32. Componentes evaporíticos identificados en La Joya.

MUESTRA	FASES IDENTIFICADAS	OBSERVACIONES
¿Yeso? (DRX2969)	Anhidrite CaSO_4 [6-0226] o [37-1496] Gypsum $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ [33-0311] o [36-0432]	La fase predominante es anhidrita . Posibles trazas de cuarzo [Figura 58A].
¿Halita? (DRX2971)	Halita NaCl [5-628]	No aparecen otros materiales evaporíticos ni detríticos. Es muy pura [Figura 58B].

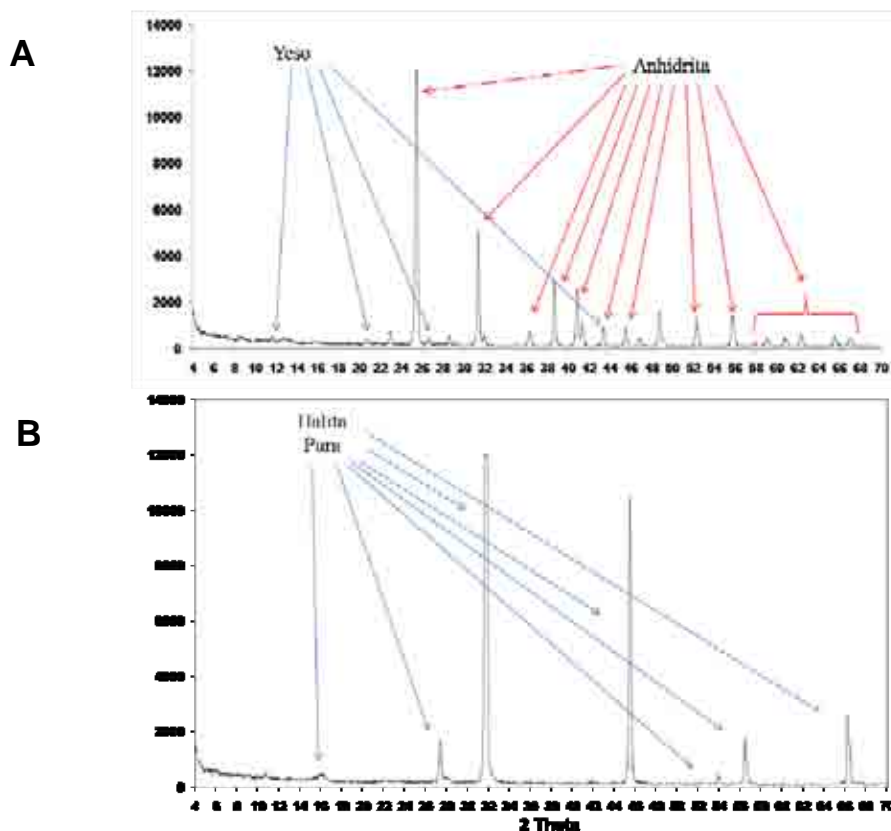


Figura 58. Difracción de rayos X de dos muestras evaporíticas. [A] Yeso y anhidrita. [B] Halita pura.

Dentro de los componentes volcánicos, los vidrios son comúnmente asociados con líticos riolíticos [vitrofiros], pero su composición puede ser de dos tipos: ácida o básica. El primer tipo corresponde a volcanismo félsico y el segundo a lavas basalto-andesíticas; de las cuales, ambas son características de los Andes modernos, que podrían ser las fuentes principales de sedimentos del suelo por su tipo de componentes. El cuarzo, plagioclasa, piroxeno, biotita, óxidos y olivino, son también derivados de las formaciones volcánicas de los Andes, pero algunos de estos materiales pueden también ser derivados de las unidades estratigráficas del Cenozoico [Formación Moquegua] o del Mesozoico [Formación Chocolate], con estratos volcánicos expuestos y compuestos por rocas afaníticas y porfídicas, indicando la presencia de diferentes unidades de composición andesítica a riolítica.

Los análisis químicos mediante la microsonda electrónica-EDS, de minerales metamórficos, óxidos, feldespatos, fases ígneas o metamórficas máficas, son resumidas en

las Tablas 33 a 36. Un ejemplo del análisis es mostrado en la Figura 59, donde se evaluó el suelo tipo II. En esta figura se vuelve a apreciar la morfología de los granos finos, en forma angulosa.

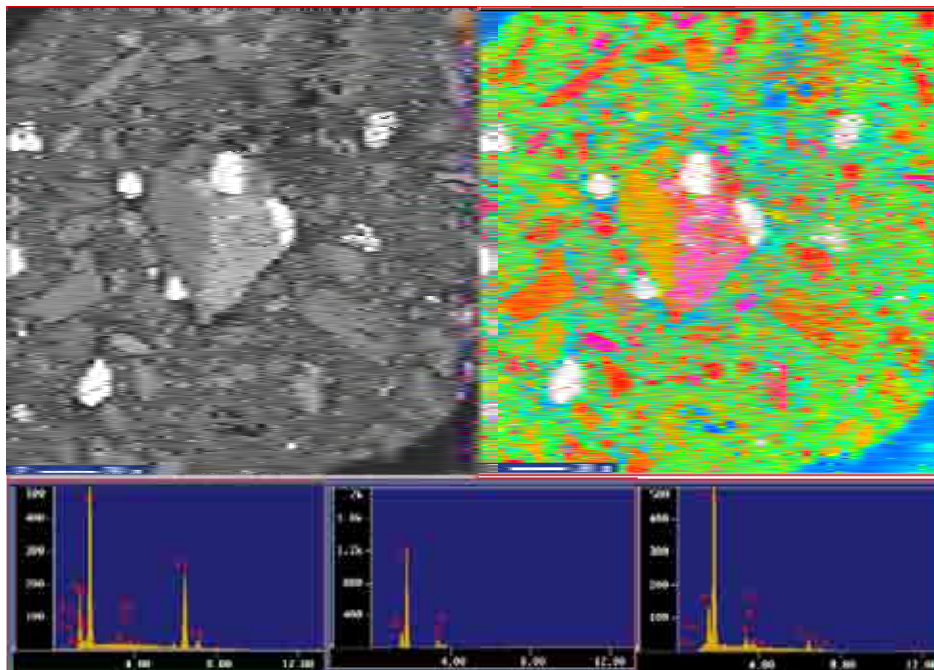


Figura 59. Análisis químico del suelo tipo II, círculo 4 [zona de interés marcada en la lámina antes de ser analizada, ver Capítulo 4 para más detalles]. Los resultados en forma de óxidos son detallados en las tablas.

Tabla 33. Análisis químico por microsonda de minerales metamórficos.

ÓXIDO	GRT	OPX	OPX	OPX	SIL	SIL
SiO ₂	38.06	40.57	44.60	37.90	40.58	36.18
TiO ₂	0.06	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	18.82	22.72	20.18	18.57	57.12	60.44
FeO	29.91	20.57	16.36	28.71	2.15	1.72
MnO	1.71	1.64	0.46	3.74	0.09	0.00
MgO	10.14	12.62	16.63	9.84	0.00	0.86
CaO	1.23	0.89	1.22	1.25	0.00	0.02
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.57
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Grt: granate, Opx: ortopiroxeno, Sil: silimanita

Tabla 34. Análisis químico por microsonda de óxidos.

ÓXIDO	MAG	MAG	MAG	ILM
SiO ₂	1.08	0.98	0.22	3.52
TiO ₂	7.01	16.28	6.09	67.30
Al ₂ O ₃	3.62	1.36	2.82	0.78
Fe ₂ O ₃	52.09	35.60	58.14	0.00
FeO	35.16	47.25	34.53	26.47
MnO	0.41	0.17	0.98	0.00
MgO	2.90	0.42	2.18	0.44
CaO	0.34	0.34	0.17	0.52

Mag: magnetita, Ilm: ilmanita

Tabla 35. Análisis químico por microsonda de feldespatos.

ÓXIDO	PL	Kfs	Kfs	Ab
SiO ₂	61.00	63.13	65.47	74.70
TiO ₂	0.00	0.16	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.28	15.73	18.83	17.36
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	0.13	0.24	0.45	0.21
MnO	0.00	0.00	0.08	0.00
MgO	0.00	0.00	0.44	0.00
CaO	10.51	0.33	0.40	0.00
Na ₂ O	4.26	0.51	0.59	7.71
K ₂ O	0.36	19.90	13.75	0.02

Pl: plagioclasa, Kfs: Feldespato potásico, Ab: anfíbol, n.d.: no determinado.

Tabla 36. Análisis químico por microsonda de fases máficas ígneas o metamórficas.

ÓXIDO	Hb	Hb	Hb	Cpx	Bt	Bt	Opx	Opx
SiO ₂	43.80	45.99	40.71	52.21	41.58	39.54	49.80	52.87
TiO ₂	2.69	3.09	4.65	0.86	4.24	4.90	0.44	0.27
Al ₂ O ₃	12.77	10.78	9.86	5.18	15.84	14.69	2.26	0.93
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	12.93	12.49	16.23	8.53	13.76	9.03	25.18	18.95
MnO	0.00	0.38	0.31	0.43	0.14	0.22	0.58	0.55
MgO	13.34	13.79	11.30	13.87	14.47	18.07	19.05	24.22
CaO	11.28	10.78	13.98	17.66	0.40	0.42	2.68	1.91
Na ₂ O	1.52	2.11	1.81	0.71	1.14	0.49	0.02	0.00
K ₂ O	0.43	0.58	0.75	0.00	8.02	12.65	0.00	0.07

Hb: hornblenda, Cpx: clinopiroxeno, Bt: biotita, Opx: ortopiroxeno

De los datos obtenidos, se sugiere fuertemente que los componentes detríticos del desierto de La Joya, han sido derivados de fuentes locales [la Cordillera de la Costa] y distantes [Cinturón volcánico de los Andes y rocas cristalinas del Mesozoico expuestas en montañas al este de la región], además de varias intrusiones graníticas. Sedimentos arrastrados por agua, flujos de viento y gravedad están muy bien representados en las unidades más jóvenes del desierto. Procesos de alta fluctuación térmica [$\sim 55^{\circ}\text{C}$ en suelo y roca] llevan a fracturas por termoclastia, mostrando procesos independientes de la mineralogía en la formación de partículas. Los cañones profundos en zonas áridas plantean interrogantes del tiempo y la forma como estos procesos pudieron darse; ¿fueron eventos violentos o muy prolongados?, y si fue esto último, ¿cuánto es el tiempo necesario para tal geomorfología?. Aunque el fondo del suelo es granítico, en este capítulo hemos demostrado que algunas propiedades físicas de los suelos son similares a las encontradas en Marte. Conjuntamente con los procesos eólicos, una historia de formación del paisaje y una mineralogía con predominancia volcánica, hacen de esta zona un excelente análogo geomorfológico. Aunque la hiperaridez de la Joya, aún permanece en controversia entre 7 a 11 Ma (Hartley and Chong, 2002), versus 14 Ma, cuando cesó el enriquecimiento supergénico del cobre porfírico (Alpers and Brimhall, 1988) o por rastros geomorfológicos (Clark et al., 1990); las excelentes paredes de los canales labrados por el Sihuas y el Vítor esperan ser fechados en el futuro. Estos datos ayudarían a responder la pregunta acerca de su formación y también a extrapolar procesos a Marte.

Por otro lado, el plano desértico al sur del Perú, fue probablemente más extenso en el pasado, y su dirección actual es consecuencia del proceso acelerado de levantamiento en el segmento frontal de los Andes. El continuo levantamiento de los Andes occidentales chilenos inició entre los 9 y 5.5 Ma (Hoke et al., 2007; Schildgen et al., 2007). Si la base del desierto de La Joya estuvo a nivel del mar durante el Mioceno, y actualmente está a 1200 m, tuvo que ser necesario un levantamiento entre 0.22 a 0.13 mm/a. Una velocidad de levantamiento ha sido calculada recientemente para la base del sur peruano en 0.04 a 0.3 mm/a basado en el fechamiento por el método de ^{10}Be cosmogénico, de las terrazas de los ríos y superficies de pediplanicies abandonadas (Hall et al., 2008). Sin embargo, cálculos realizados en el río Locumba, al sur de La Joya, usando una velocidad de 0.3 mm/a de incisión, significaría que el proceso de erosión de los depósitos del desierto y el inicio de la incisión del cañon habría empezado hace sólo 2 a 3 Ma, lo cual también es controvertido. De manera similar, otro estudio en la zona central del Perú, estimó la velocidad de levantamiento en 0.05 a 0.13 mm/a estimados mediante trazos de fisión de apatita y $[\text{U}/\text{Th}]/\text{He}$, combinados con análisis geomorfológicos (Wipf et al., 2008).

En conjunto la presente sección, describe características físicas del suelo, la geológica, geomorfología y mineralogía de la zona denominada Pampas de la Joya, dejando ampliamente clara, la numerosa cantidad de procesos y características que en conjunto a los datos de las siguientes secciones, hacen de la zona un lugar interesante, no sólo desde el punto de vista astrobiológico, que es motivo de este trabajo, sino, como una zona única en la Tierra que puede ayudar a entender las interacciones del clima y la geología de ambientes hiperáridos.

3 ESTUDIOS DE LA QUÍMICA DEL CARBONO EN EL SUELO DEL DESIERTO DE LA JOYA

3.1 Resumen

La presente sección muestra la concentración de carbono orgánico e inorgánico en el desierto de La Joya y establece el posible contenido global de carbono en todo el desierto de Atacama, incluyendo la zona chilena. También, relaciona la concentración de carbono con algunas características fisicoquímicas y geológicas de sitio. Un total de 485 muestras, entre las latitudes de 15° a 30°S, fueron analizadas por métodos de titulación y retrotitulación, dando énfasis a la región de La Joya. Adicionalmente, algunas muestras representativas fueron analizadas para evaluar el material orgánico mediante técnicas de pirólisis acoplada a cromatografía de gases y espectrometría de masas, y de calcinación. El carbono orgánico en la superficie [0-10 cm] estuvo entre valores de 2 a 70 $\mu\text{g C/g}$ de suelo en la zona de interés. La distribución en el total de muestras fue bi-modal [medias de $8\pm 4 \mu\text{g}$ y $63\pm 6 \mu\text{g C/g}$ de suelo]. La media global de carbono orgánico en la superficie fue de 0.136 g C/m^2 . Al incluir el subsuelo [0-100 cm] los valores estuvieron entre 1 y 320 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [media global= 2.998 g C/m^2]. La variabilidad superficial del contenido de carbono orgánico fue relacionada a condiciones de sitio similares a las encontradas anteriormente con el fósforo. El incremento del material orgánico se correlacionó bien con el incremento de la humedad en los transectos realizados a la costa [zonas 4 y 5 de muestreo, tabla 18] y fuera del núcleo hiperárido. De manera interesante, no se encontraron relaciones evidentes entre la concentración de C orgánico y la altitud de toposecuencias. En todos los casos el valor de material orgánico dentro de la zona hiperárida de La Joya fue más bajo que la región de Yungay en Chile. Los contenidos de carbonatos en la superficie [0-10 cm], presentaron valores entre 70 y 2100 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [media global= 1.93 g C/m^2]; y en el subsuelo [0-100 cm] entre 200 y 1500 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [media global= 6.66 g C/m^2]. La relación C/N varió con los seis tipos de suelo entre 0.1 y 6. El contenido global de carbono del metro superior de la zona hiperárida fue estimado en 1.13 Tg de carbono orgánico y 3.1 Tg de carbonatos. Finalmente, este modelo de distribución de carbono, es el único evaluado en zonas hiperáridas y constituye un excelente análogo a la distribución presente en la superficie y subsuperficie [$\sim 1 \text{ m}$] del planeta Marte.

3.2 Recapitulando datos de interés

Los ambientes hiperáridos representan algunos de los hábitats más desafiantes para la vida microbiana en la Tierra; y dado que, la vida como la conocemos se asocia íntimamente a la química del carbono, la comprensión de la distribución de material orgánico en estas zonas, podría ayudar a comprender su relación con la presencia de biota y la distribución de ésta, en este tipo de ambientes. Adicionalmente, ayudaría a entender los cambios asociados con el calentamiento global además de identificar ambientes potencialmente habitables en otros mundos.

La cuantificación de los depósitos de carbono del suelo [CS] es necesaria para modelar el ciclo global del C en diferentes escalas de tiempo. El reservorio global estimado de C en la Tierra, es de aproximadamente $2-4 \times 10^{18} \text{ g}$ (Amundson, 2001; Rasmussen, 2006); un valor, que es dinámico en el tiempo y sensible a la actividad climática y antropogénica (Amundson et al., 2007). Ciertamente, el cambio climático y la actividad del hombre, principalmente por cultivo, ha llevado a degradar los suelos y a convertirlos en desiertos, en

un proceso conocido como “desertificación”, alterando considerablemente el ciclo del carbono. Los suelos más susceptibles a estos procesos son principalmente aquellos que están en zonas con bajas precipitaciones y con cercanía geográfica a áreas desérticas (Feng et al., 2002); pero, cualquier área climática sometida a una explotación excesiva del paisaje, con un desbalance del ecosistema puede potenciar el proceso (Nicholson, 1978; Schlesinger et al., 1990). Desde 1970, la “desertificación” es considerada un grave problema global del ambiente, debido a su incremento significativo en las últimas décadas y debido a que cerca del 40% de la superficie continental es susceptible a dicho proceso (UNEP, 1997). Además, es necesario remarcar que, el proceso no es temporal, como cuando existen ciclos naturales de aridez - humedad; sino que la pérdida de la producción agrícola y la problemática social y económica concomitante son irreversibles.

Por otro lado, los procesos naturales de formación de desiertos que emergen independientemente de la actividad del hombre, a través de la evolución de climas secos y que toman procesos lentos a lo largo de la escala geológica, son denominados de “aridización” y no deben confundirse con los procesos de desertificación (UNEP, 1997). En este contexto, las áreas hiperáridas del planeta Tierra, que cubren cerca del 7.5% de la superficie continental, no son susceptibles a la desertificación y su ciclo del carbono es extremadamente lento y diferente que en el resto de suelos, excluyéndolas por tanto, de esta consideración (Ewing et al., 2006b). Así, la desertificación ocurre primariamente en todas las tierras secas debido a que sus condiciones climáticas y ecológicas las hacen más susceptibles en comparación a regiones más húmedas (Schlesinger, 1997).

Los valores de carbono en suelos susceptibles a desertificación [semihúmedos, semiáridos y áridos], se hacen necesarios para calcular los depósitos del carbono global secuestrado y su posible contribución al CO₂ atmosférico en caso de cambios climáticos (Feng et al., 2001; Kern, 1994). Un cambio hacia una región árida conlleva a la pérdida de la capacidad productiva de la biósfera, gracias a la cual la vida es dependiente. Adicionalmente, los depósitos de carbono [orgánico, inorgánico y elemental] y su relación con características de sitio en regiones hiperáridas son poco conocidos (Burke et al., 1989) y altamente requeridos (Bon, 1982; Feng et al., 2002; Turner et al., 1993). Aunque, el carbono orgánico e inorgánico ha mostrado diferentes comportamientos versus la temperatura, humedad, contenido de arcillas y toposecuencias, en diferentes ambientes, su relación en ambientes extremadamente secos tampoco es bien conocida (Grigal and Ohmann, 1992; Watson, 1990). Recientemente, la región hiperárida de Yungay en el desierto de Atacama ha sido descrita como un lugar prácticamente estéril en la Tierra, con extremadamente bajos niveles de materia orgánica [20-40 µg C/g], probablemente debido a la existencia de oxidantes que la degradan constantemente (Navarro-González et al., 2003). Esta región ha sido considerada, como única en la Tierra, con la capacidad de imitar los suelos investigados por la misión Vikingo en Marte (Mukhopadhyay, 2007; Navarro-González et al., 2006; Wu, 2007). Adicionalmente, los resultados preliminares de las Pampas de La Joya, Arequipa - Perú [Tabla 13], mostraron concentraciones de C orgánico, similares a las de Yungay que, como adelantamos en el capítulo III, incrementaron el interés por su estudio astrobiológico. En esta sección reportamos los resultados de carbono orgánico, inorgánico y elemental en la zona hiperárida de La Joya, buscando demostrar que esta región presenta condiciones interesantes en su superficie y subsuelo que pueden catalogarla como un excelente modelo de la distribución de carbono en Marte, que además, le otorgan la denominación de análogo “orgánico” marciano.

3.3 Concentración de carbono orgánico en los suelos de La Joya

Como se indicó anteriormente, el punto de partida o arranque para el estudio del carbono en los suelos de La Joya, se inició en el punto PC03-06 [PE-001 en este estudio], el cual mostró, en estudios preliminares, concentraciones muy bajas de carbono orgánico, similares a los valores encontrados en Yungay, al norte de Chile [ver Tabla 13]. Estos datos fueron obtenidos usando el método de permanganatometría, el cual como veremos más adelante, ha resultado ser muy eficaz, sensible, reproducible, barato, y práctico en el trabajo de campo, para la detección de carbono orgánico lábil [COL] en suelos hiperáridos (Navarro-González et al., 2006; Perez-Montaña et al., 2008; Valdivia-Silva et al., 2005).

Típicamente en los suelos, el carbono orgánico puede ser dividido en 2 grupos: uno lábil [o activo, COL] que es altamente degradable con frecuencias de recambio de pocos meses a pocos años, y uno recalcitrante [o pasivo, COR] que es estable y tiene una frecuencia de recambio muy larga de 40 ó más años (Lucas, 2004). El grupo pasivo está conformado por compuestos húmicos químicamente recalcitrantes y altamente descompuestos, los cuales pueden estar físicamente protegidos, como detritus de plantas y celulosa, mientras que el grupo de carbono activo, incluye aminoácidos, azúcares simples, polisacáridos, componentes bioquímicos sintetizados por microorganismos, exudados de raíces y biomasa microbiana (Amundson, 2001). Dada la importancia del carbono orgánico lábil en suelos, debido a que, puede ser utilizado biológicamente por microorganismos, su estudio en este tipo de ambientes es indispensable para evaluar posibles limitantes de la vida y su extrapolación a ambientes extraterrestres. Adicionalmente, evaluamos muestras representativas de los 6 tipos de suelo localizados en La Joya, mediante la técnica de calcinación para cuantificar, por pérdida de peso, la materia orgánica total existente [incluyendo COL y COR]. Finalmente, buscando identificar y cuantificar la materia orgánica en estos suelos, también se realizó la técnica de pirólisis rápida acoplada a cromatografía de gases - espectrometría de masas, de 40 muestras superficiales de la zona de interés. Como se explicó en la metodología, la cuantificación se realizó basada en la producción de C observada en los picos cromatográficos [ver capítulo IV, sección 7].

3.3.1 Análisis global de datos del cuadrángulo de La Joya

El conjunto de muestras pertenecientes al *cuadrángulo de La Joya*, que corresponde a la zona 3 y que incluye las zonas 1 y 2, [373 muestras, ver Tabla 18] fueron evaluadas utilizando permanganatometría buscando conocer la concentración de carbono orgánico lábil en el suelo. El histograma de frecuencias, mostró un tipo de distribución bimodal con el 93.5% de las muestras en una media de $8 \pm 4 \mu\text{gC/g}$ de suelo, y el 6.5% restante con una media de $63 \pm 6 \mu\text{gC/g}$ de suelo. El análisis de la distribución sugirió un punto de corte [a tres desviaciones estándar de ambas medias] en $\sim 40 \mu\text{gC/g}$ de suelo. La prueba de Shapiro-Wilks demostró que no hay una distribución normal [$W = 0.889603$, $p < 0.0001$], confirmando el comportamiento del carbono orgánico lábil en estos suelos. Basado en este criterio los grupos fueron denominados como *altos* y *bajos* de materia orgánica [alto o bajo COL], dependiendo si sus valores estaban por encima o por debajo del punto de corte. Un análisis de varianza para las medias de ambos grupos, utilizando la prueba T de Student modificada para grupos sin distribución normal, resultó en un valor de $T = -22.3$ y con una $p < 0.0001$, confirmando que los dos grupos de C alto y bajo, son diferentes.

La Figura 60 muestra la distribución espacial de C orgánico por permanganatometría en el cuadrángulo de interés. Los valores en esta zona varían entre 2 y $70 \mu\text{gC/g}$ de suelo y demuestran nuevamente que también existe una alta heterogeneidad presente en la zona a

pocos metros de distancia. Este hecho ya observado mineralógicamente en los 6 tipos de suelo y en los factores físicos evaluados anteriormente, permitieron relacionar y sugerir algunas explicaciones, para el comportamiento del C orgánico lábil en estos suelos hiperáridos. Aunque más adelante, discutimos estas relaciones; un hecho sumamente interesante es que los valores en toda la zona hiperárida son muy bajos comparados a cualquier otro suelo hiperárido (Navarro-González et al., 2006; Valdivia-Silva et al., 2005). Esto sugiere una distribución parcialmente homogénea de manera similar a lo observado con el fósforo lábil o las fuentes mineralógicas de esta región [ver sección 2]. De esta manera, los procesos “de sitio” son, los que podrían explicar la acumulación en este desierto “ligeramente” mayor de un punto versus otro (Ewing et al., 2006b).

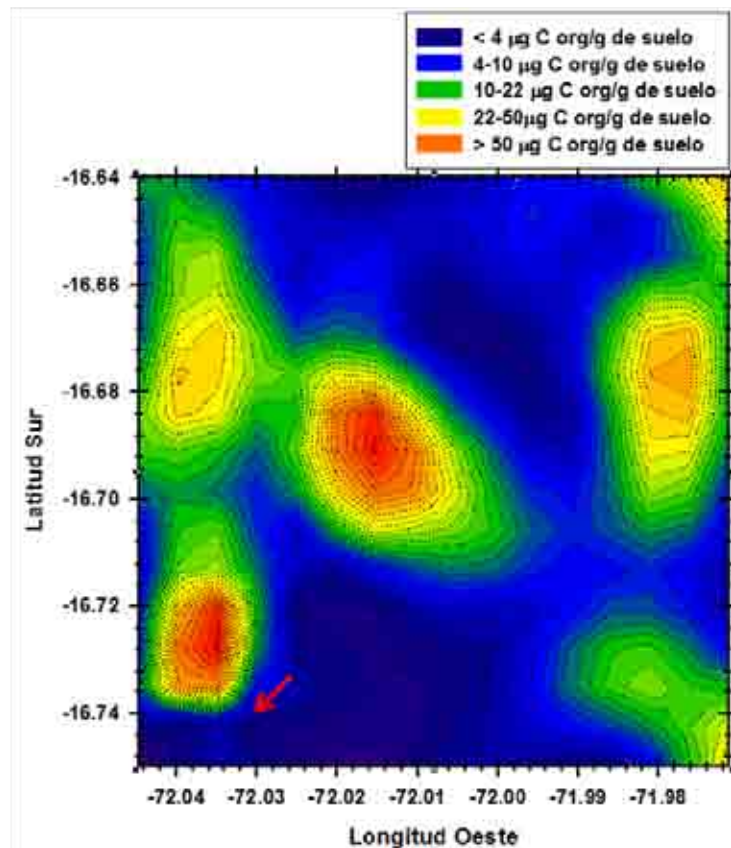


Figura 60. Concentración de carbono orgánico superficial [0-10 cm] en el cuadrángulo de interés de La Joya. La flecha corresponde al punto de arranque PE-001, que pertenece al tipo de suelo tipo VI y que presentó una concentración de 11.4 µgC orgánico/g de suelo.

Una duda importante en el análisis de datos fue, si la densidad de muestreo tuvo influencia en la distribución heterogénea de los resultados de C orgánico, y si el tipo de muestreo elegido fue representativo de esta zona. Por tal motivo, se analizaron tres grupos de muestras tomados dentro de la zona 3 colectados en mallas, cada 50, 100 y 1000 m entre muestra [Figura 61]. El primer grupo de 60 muestras colectadas cada 50 m en una malla de 500 por 250 metros, mostró una distribución bimodal con una media general de 22 ± 15 µgC/g de suelo [Shapiro-Wilks, $W = 0.918189$ con una $p = 0.000520$]. El segundo grupo de 197 muestras colectadas cada 100 m en una malla cuadrada de 1 km de lado con un área

adicional de 2 km por 300 m, mostró una distribución no paramétrica [Shapiro-Wilks W-test, $W = 0.902896$ con una $p < 0.0001$], sin dar mayor evidencia a la naturaleza bimodal de la distribución. La media de este grupo fue de $15 \pm 11 \mu\text{gC/g}$ de suelo. El tercer grupo de 117 muestras colectadas cada 1000 m en una malla de 12 x 8 km, mostró de manera similar a los grupos anteriores una distribución no paramétrica, sin una evidencia clara de la bimodalidad [Shapiro-Wilks W-test, $W = 0.896920$ con una $p < 0.0001$]; y una media de $22 \pm 17 \mu\text{gC/g}$ de suelo.

El análisis comparativo de los tres grupos no mostró una diferencia estadística significativa entre ninguna de las formas de muestreo, concluyendo que las distancias de separación entre muestras probadas no ocasionan una alteración en la forma de distribución del carbono orgánico en estas zonas, además que, las muestras pertenecen a una misma población. De estos análisis, se sugiere que en el caso de este tipo de suelos, la concentración de carbono orgánico no mostró alguna dependencia con la posición geográfica, como normalmente se espera en toposecuencias o en zonas de acumulación. Este punto lo discutimos más adelante.

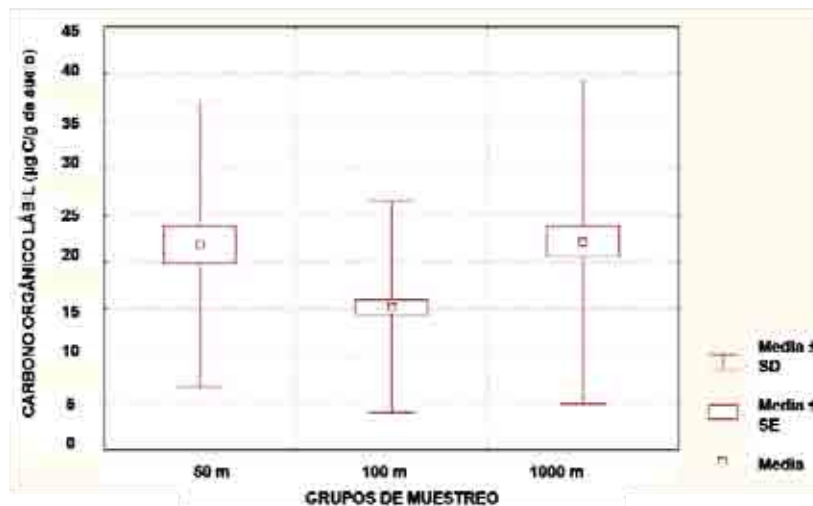


Figura 61. Comparación de las concentraciones de carbono orgánico superficial [0-10 cm] en tres grupos con diferente densidad de muestreo. Los resultados no muestran diferencias estadísticas significativas entre los grupos, demostrando la buena representatividad del área de estudio [$p > 0.05$].

3.3.2 Análisis de los transectos a la costa

Se realizaron dos transectos a través del desierto rumbo a la costa [zonas 4 y 5], buscando evaluar la relación entre el contenido de materia orgánica y el gradiente de humedad. Uno de los transectos, fue hecho desde el centro de Cerro de Cuarzo [donde se encuentra el punto PE-001] hasta 3 km cerca de la costa; mientras que el segundo fue hecho aproximadamente desde 180 km al NO de Cerro de Cuarzo, en un punto de la costa del Pacífico, y tierra adentro por la carretera hasta la ciudad de Caravelí, [ver Tabla 18, Figura 62]. Este último transecto, ubicado al norte de La Joya, tuvo como objetivo comparar las concentraciones de material orgánico con una región también considerada hiperárida por los mapas de Houston y Hartley, [2003].

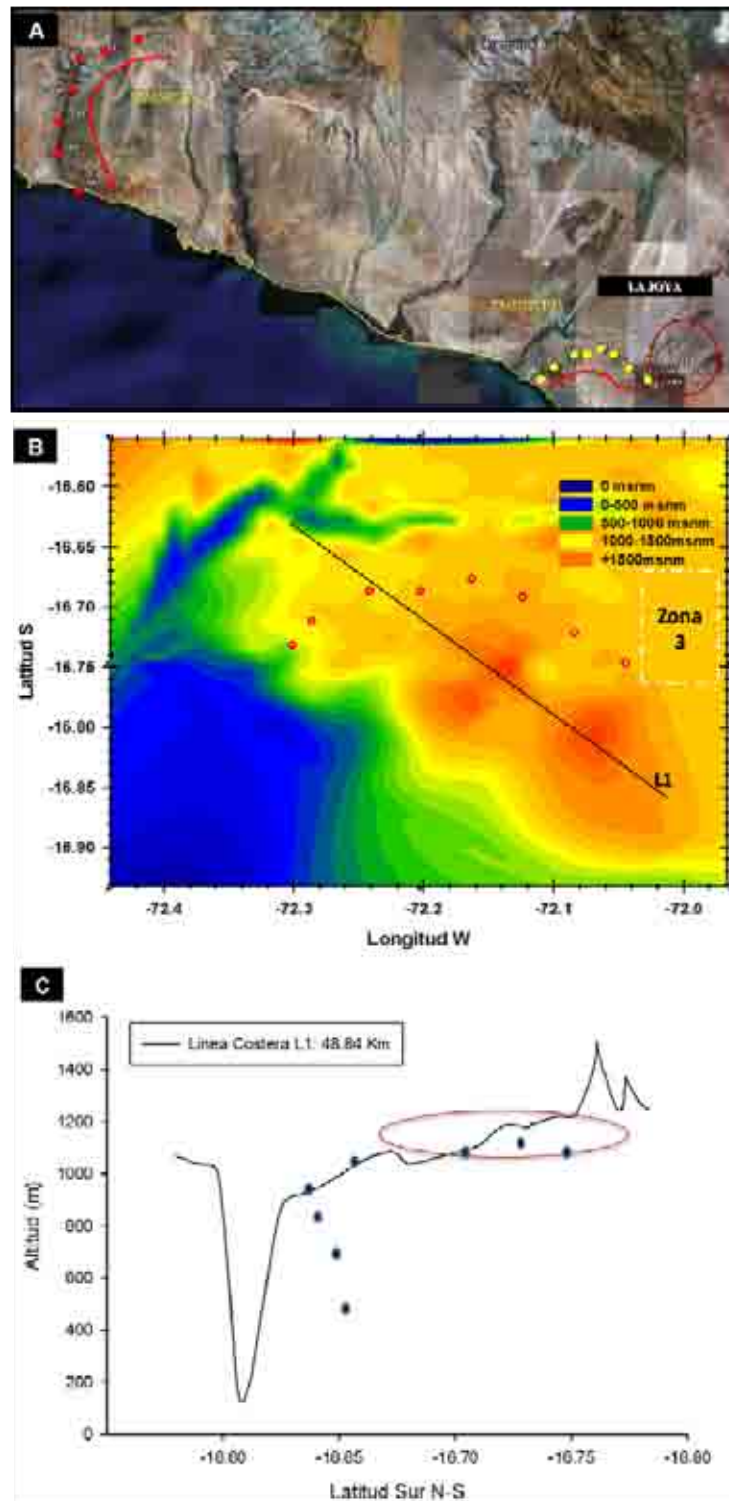


Figura 62. Transectos a la Costa. A) Ubicación de los transectos 1 y 2 para análisis de C orgánico. El círculo rojo muestra la ubicación de la zona hiperárida de interés. B) Zonas de muestreo del Transecto 1 y la altitud de la zona. C) Corte transversal que muestra el perfil L1. El círculo rojo muestra como la zona hiperárida con menores valores de C orgánico coincide con un área algo protegida por pequeñas montañas de algunos cientos de metros más que el resto de la pampa. Los puntos pertenecen al Transecto-1.

La concentración de carbono orgánico lábil en el Transecto -1 se muestra en la Figura 63A; donde se observa su incremento al acercarse a la línea de la costa. Curiosamente los valores de C orgánico lábil continuaron dentro del rango del grupo de *bajo COL*, en los primeros 5 puntos, para luego, cambiar abruptamente a valores altos, inclusive mayores que el grupo *alto COL*, en los puntos obtenidos luego de atravesar la zona de montañas ligeramente más elevadas, localizadas paralelas a la línea costera [Figura 62 B y C]. Como discutimos en la sección 2 de este capítulo, unos cuantos cientos de metros de altitud, ocasionan al parecer un importante efecto de “escudo” frente a la humedad de la costa, que a su vez, podría explicar los bajos niveles de material orgánico encontrados en toda la zona de interés. La redistribución eólica de partículas, que es uno de los factores más importantes en la geomorfología de esta región, jugaría, también, un papel importante en el carbono proveniente de zonas costeras; lo que permitiría una distribución en cierta forma homogénea en toda la región hiperárida. Sin embargo, como veremos más adelante, existen procesos de oxidación que, parecen también destruir la materia orgánica lábil de manera similar a lo encontrado en Yungay y en la superficie marciana (Amundson et al., 2007; Ewing et al., 2008b; Navarro-González et al., 2003). Los últimos 2 puntos del transecto, mostraron signos de escasa vegetación cactácea y algunos pequeños arbustos dispersos, indicando la presencia de las Lomas, discutidas anteriormente en la sección anterior. En este transecto no pudimos llegar hasta la línea costera, debido a la imposibilidad geográfica por la presencia de pequeñas montañas. El punto final estuvo localizado en una mina de cuarzo abandonada llamada San Antonio donde los niveles de COL fueron de $173 \pm 14 \mu\text{g C/g}$ de suelo.

En el caso del Transecto -2, de manera similar al primero, los valores de carbono orgánico presentaron un incremento al acercarse a la costa [Figura 63B]; aunque, en este caso, no fue tan evidente debido a la influencia del río y la ciudad de Caravelí en las cercanías. De manera interesante, los valores de carbono encontrados en este transecto, estuvieron dentro de los valores encontrados en la zona hiperárida de La Joya [$<70 \mu\text{g C/g}$ de suelo], a pesar de estar ubicado a ~ 200 km de la zona de interés. Este hecho corrobora que la franja hiperárida de Houston y Hartley [2003], también se relaciona con la baja cantidad de material orgánico. El punto final de este transecto llegó a la línea de la costa, donde se observó la presencia de mayor cantidad de vegetación, pero los niveles de carbono orgánico lábil se incrementaron solamente hasta $94 \mu\text{g C/g}$ de suelo. Este valor se explica porque la muestra presenta un tipo textural arenoso, que como es bien sabido, se relaciona inversamente al contenido de material orgánico (Ewing et al., 2006a).

3.3.3 Comparación con el carbono orgánico de la región de Yungay, Chile

Las concentraciones de carbono orgánico lábil presentes en La Joya fueron comparados con la región de Yungay, Antofagasta – Chile, considerada análoga a Marte (Navarro-Gonzalez et al., 2003), localizada a ~ 1000 km de la zona de interés. Cien muestras tomadas en la región chilena, fueron procesadas de la misma manera que las muestras peruanas utilizando la técnica húmeda de permanganatometría. De manera interesante, el proceso de los datos de Yungay dieron una distribución bimodal, similar a la de La Joya, con un punto de corte entre los grupos de alto y bajo COL, en $42 \mu\text{gC/g}$ de suelo, que es prácticamente el mismo que el encontrado para La Joya de $40 \mu\text{gC/g}$ de suelo. La media para el grupo bajo COL en las muestras chilenas fue de $17 \pm 9 \mu\text{g}$ y para el grupo alto COL fue de $69 \pm 3 \mu\text{gC/g}$ de suelo. La prueba de Shapiro-Wilks dió un valor de $W = 0.963570$ y una $p < 0.01$ confirmando que se trata de una distribución no paramétrica. Los valores bajos para ambas localidades son

muy cercanos como se esperaba para una zona hiperárida y no mostraron diferencia estadística significativa; aunque, los valores de C orgánico en La Joya fueron menores [Figura 64].

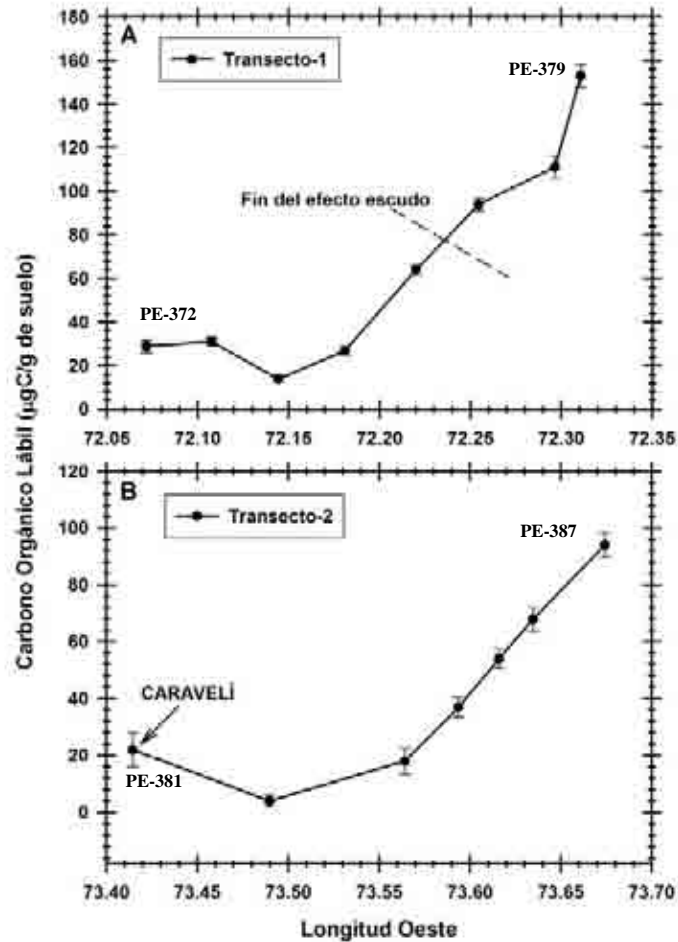


Figura 63. Concentración de C orgánico en los Transectos a la Costa. A) Transecto 1 de la zona hiperárida de la Joya hasta el punto PE-379. B) Transecto 2 a 180 km al NO de la zona hiperárida de La Joya, de los puntos PE-381 al punto PE-387. Las coordenadas de los puntos son mostradas en la Tabla 18.

Los valores de C orgánico encontrados en ambas localidades fueron consistentes con estudios previos, donde el C fue detectado por métodos más sensibles (Navarro-González et al., 2006; Navarro-González et al., 2003; Valdivia-Silva et al., 2005), como la técnica de pirólisis rápida acoplada a cromatografía de gases – espectrometría de masas [Pir-CG-EM]. En esos estudios los valores de C detectado como benceno, dieron medias de 79.25 $\mu\text{gC/g}$ de suelo para las zonas áridas de Mojave, 25.26 $\mu\text{gC/g}$ de suelo para Yungay y 19.97 $\mu\text{gC/g}$ de suelo para La Joya. Adicionalmente, Navarro-González et al., [2006], dio un valor medio de 20 a 30 $\mu\text{gC/g}$ de suelo en la zona de Cerro de Cuarzo, utilizando permanganatometría, concordando con los valores encontrados en este trabajo.

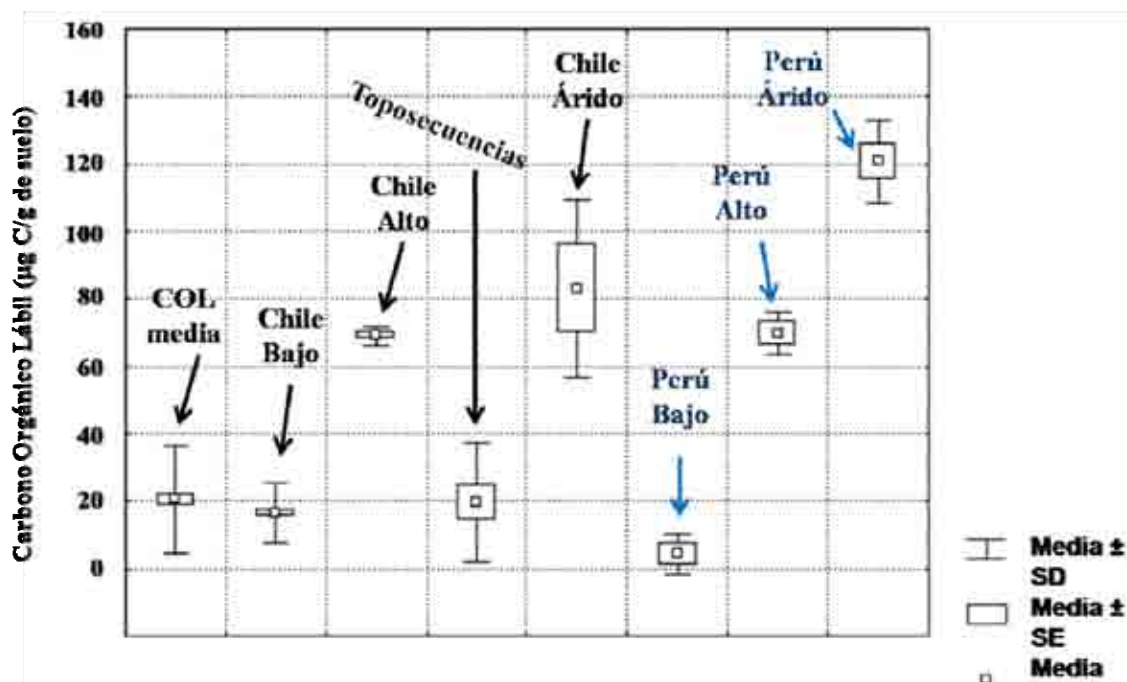


Figura 64. Concentración de C orgánico lábil [COL] en la región hiperárida chilena y peruana de Yungay y La Joya respectivamente. En la gráfica también se observan valores de COL de zonas áridas circundantes y de algunas toposecuencias [bases de montaña o fonde de barrancas] donde se esperaría mayor concentración de carbono orgánico. La definición de hiperaridez y aridez se encuentran en la Tabla 14.

Un punto importante a discutir, es que el estudio preliminar de La Joya mostrado en la Tabla 13, muestra un valor de 62 $\mu\text{gC/g}$ de suelo, lo cual a pesar de estar en el rango de valores encontrados para la zona hiperárida [2-70 $\mu\text{gC/g}$ de suelo], es un valor elevado para el área del punto PE-001 [o previamente denominado PC03-06]. Esta discordancia se explica en el perfeccionamiento de la técnica, debido a que el valor de la tabla fue adquirido el año 2003 cuando no se había contemplado las interferencias del método, como la presencia de cloruros en estos suelos, los cuales gastaban grandes cantidades de permanganato. Posteriores modificaciones a la técnica pudieron detectar mejor el C orgánico, como la adición de nitrato de plata para la precipitación de cloruros y la reducción de la molaridad del permanganato para evaluar de mejor manera su cambio de coloración [ver metodologías]. El método modificado ha sido ya evaluado en diversos suelos hiperáridos (Navarro-González et al., 2006) y ha mostrado una relación polinómica directa con la abundancia de benceno obtenido por la técnica de pirolisis [$r^2=0.9681$] (Valdivia-Silva et al., 2005). Esta relación no se cumple cuando existe materia orgánica relicta o recalcitrante en altas concentraciones, donde la técnica pirolítica ha demostrado mayor sensibilidad. Curiosamente, el estudio en estos suelos hiperáridos usando Pir-CG-EM y calcinación ha demostrado que las concentraciones de carbono relicto y recalcitrante son bajas, salvo en ciertas zonas específicas [ver más adelante] Además, medidas de la edad del carbono radioactivo indican que el material orgánico presente no es relicto de condiciones pre-desérticas (Ewing et al., 2006b; Warren-Rhodes et al., 2006). Un ejemplo interesante es el estudio en suelos del desierto de Mojave. En este estudio la técnica pirolítica detectó material orgánico en zonas donde la permanganatometría mostró valores mínimos y donde había rastros de material orgánico relicto evaluado por petrografía

[Navarro-González et al., resultados no publicados del laboratorio]. De esta manera, la técnica de permanganatometría resulta muy útil para estudios de campo con gran número de muestras y para dar un panorama con alta sensibilidad, pero no tan exacto, del contenido de materia orgánica en este tipo de suelos (Pérez-Montaña et al., 2008).

Por otro lado, en el estudio se investigó si existían diferencias en la concentración de material orgánico de acuerdo a las condiciones de Gerrard [1981] para diferentes toposecuencias [Figura 65]. Estudios en la biogeoquímica de suelos hiperáridos como Taylor Valley en la Antártida mostraron una fuerte variabilidad espacial de acuerdo a escalas del paisaje, inducida por la variación topográfica, asociada probablemente con procesos fluviales y geomórficos (Burkins et al., 2000; Burkins et al., 2001). Estos resultados son similares a otros obtenidos en zonas menos áridas, como los pastizales de Norte América (Burke et al., 1999; Burke et al., 1989; Schimel et al., 1985) en las que las concentraciones de material orgánico se incrementan de la cima hacia los pies de montañas o lomas, en ambos tipos de ambientes. Esto se explica por la premisa de toposecuencias y “catena” desarrollada por Gerrard [1981], quien postula que el movimiento cuesta abajo, o en pendiente del material, debido a gravedad o a flujos de agua, resulta en una secuencia predecible de características del suelo desde la cima hasta el pie de la elevación.

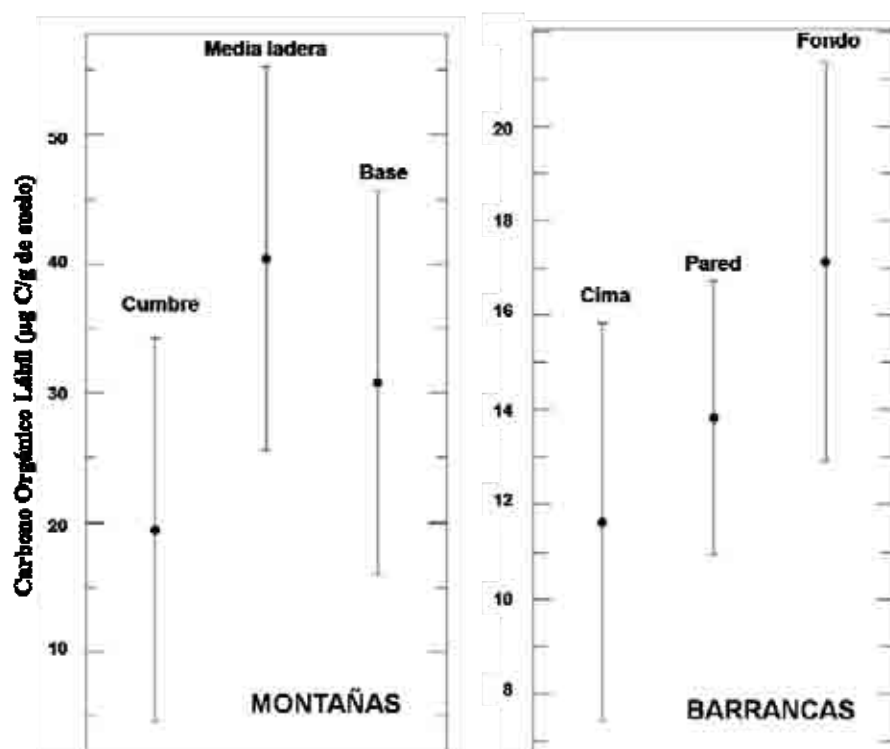


Figura 65. Concentración de Carbono orgánico lábil en algunas toposecuencias [montañas y barrancas]. Los valores de C orgánico no mostraron diferencia estadística significativa, sugiriendo un proceso de distribución diferente al postulado por Gerrard, 1981.

Las muestras de suelo correspondieron a diferentes toposecuencias de 5 montañas y 4 barrancas dentro de la zona hiperárida. Los datos fueron analizados con ANOVA y mostraron unos valores de $p = 0.142$ y 0.185 para las secuencias de montañas y de barrancas respectivamente, ambas con un intervalo de confianza del 95%. Los resultados en

ambas geoformas no mostraron diferencia estadística significativa en los valores de carbono orgánico y la posición de la muestra en la toposecuencia. Dado que las barrancas tuvieron una exposición visible al agua en el pasado, era de esperarse que el contenido de carbono orgánico sea mayor al fondo. Sin embargo, todos los puntos dentro de la barranca dieron valores correspondientes al grupo bajo COL. Las comparaciones entre cada posición dentro de las barrancas, utilizando la prueba T, mostraron valores de $p=0.12$ cima versus fondo, de 0.38 cima versus la pared, y de 0.43 entre la pared y el fondo. Nuevamente, esto mostró que no hay diferencias en la población de muestras que dependan de la posición.

3.3.4 Material orgánico obtenido por técnicas térmicas: Pir-CG-EM y calcinación

Como se explicó previamente, las técnicas de pirólisis acoplada a cromatografía de gases – espectrometría de masas y la calcinación son más sensibles en la detección de material orgánico, aunque de diferentes maneras. El análisis de muestras por Pir-CG-EM reveló que las zonas más áridas del desierto de La Joya, están con niveles mínimos de material orgánico. Al igual que los resultados obtenidos en la región de Yungay (Navarro-González et al., 2003), sólo dos picos cromatográficos correspondientes a moléculas orgánicas [ácido fórmico y benceno] fueron detectables [Figura 66]. En contraste, las zonas con mayor ingreso de humedad, como los puntos PE-377 al 379 cercanos a la costa, mostraron una mezcla compleja de compuestos orgánicos bajo pirólisis [Figura 66]. Un análisis comparativo de este tratamiento térmico con biomoléculas y biomasa bacteriana, fue llevado a cabo anteriormente en el laboratorio (Molina-Sevilla, 2005; Navarro-González et al., 2003). Proteínas, péptidos y aminoácidos libres, bajo pirolisis produjeron una serie de ácidos carboxílicos, nitrilos saturados e insaturados, hidrocarburos insaturados y aromáticos; los carbohidratos degradaron a una serie de aldehídos alifáticos, cetonas, ácidos carboxílicos, componentes aromáticos y furanos derivados; los ácidos grasos pirolizados produjeron alcanos, alquenos, compuestos aromáticos, y ácidos carboxílicos de cadena corta; las porfirinas degradaron a pirroles; y los ácidos nucleicos liberaron nitrilos insaturados y furanos sustituidos. La pirólisis de bacterias aisladas en la región de Yungay, Chile liberó una mezcla de todas las clases anteriormente citadas. Este hecho confirma la existencia de bacterias en el punto PE-379 ubicado a 3 km de la línea costera [Figura 66]

De manera interesante, la pirólisis de muestras características de los 6 tipos de suelos hiperáridos mostró resultados interesantes. A pesar de que las concentraciones de Carbono orgánico lábil varían de 2 a 70 $\mu\text{gC/g}$ de suelo, y la técnica es sensible a la presencia de material orgánico relicto, los suelos tipo I, II y VI no presentaron ningún pico cromatográfico característico de material orgánico, o presentaron picos de benceno y ácido fórmico en abundancias mínimas de difícil integración. Sin embargo, en los tres casos el pico correspondiente a dióxido de azufre tuvo una mayor abundancia. Este compuesto es producto de la pirolisis de algunos sulfatos y/o persulfatos en el suelo. Por otro lado, el suelo tipo IV mostró solamente el pico cromatográfico de benceno junto con el de dióxido de azufre, y los suelos tipo III y V mostraron mayor abundancia en los picos de benceno, ácido fórmico y de dióxido de azufre [Figura 66].

Los dos compuestos liberados por la mayoría de pirolisis son el ácido fórmico, una forma altamente oxidada de compuesto orgánico, y el benceno, un compuesto aromático altamente estable térmicamente. Estos compuestos son liberados de manera típica por el tratamiento térmico de ácidos monocarboxílicos, ácidos policarboxílicos, carbohidratos, polisacáridos, aminoácidos y proteínas. El ácido fórmico en la zona hiperárida de Yungay está presente en concentraciones de $\sim 35 - 48 \mu\text{g/g}$ de suelo, lo que es concordante con los

niveles encontrados en la región de Yungay, Chile de $\sim 50 \mu\text{g/g}$ de suelo (Navarro-González et al., 2003). Estos valores disminuyen a valores entre 20 y $30 \mu\text{g/g}$ de suelo, al alejarse de la zona hiperárida rumbo a la costa. De manera contraria, el benceno presentó valores mínimos de 1 a $3 \mu\text{g/g}$ de suelo, también de manera similar a los valores encontrados por Navarro-González et al., [2003], en la región de Yungay. Los valores de benceno permanecieron bajos inclusive en los puntos cercanos a la costa, [$\sim 5\text{-}10 \mu\text{g/g}$ de suelo], sin embargo en el punto PE-379 que se encuentra a 3 km de la línea costera, el valor fue de $58 \mu\text{g/g}$ de suelo, indicando la mayor presencia de materia orgánica, coincidente con los valores de la permanganatometría. Un índice ácido fórmico/ benceno, fue sugerido de manera interesante en el trabajo de Navarro-González et al., [2003]. En este trabajo se sugiere que un índice alto indica que la materia orgánica presente en el suelo está oxidada, probablemente compuesta de orgánicos refractarios como son ácidos mono y policarboxílicos alifáticos y aromáticos. Utilizando este índice en los suelos hiperáridos de La Joya, tendríamos un valor ≥ 12 [entre 12 y 48].

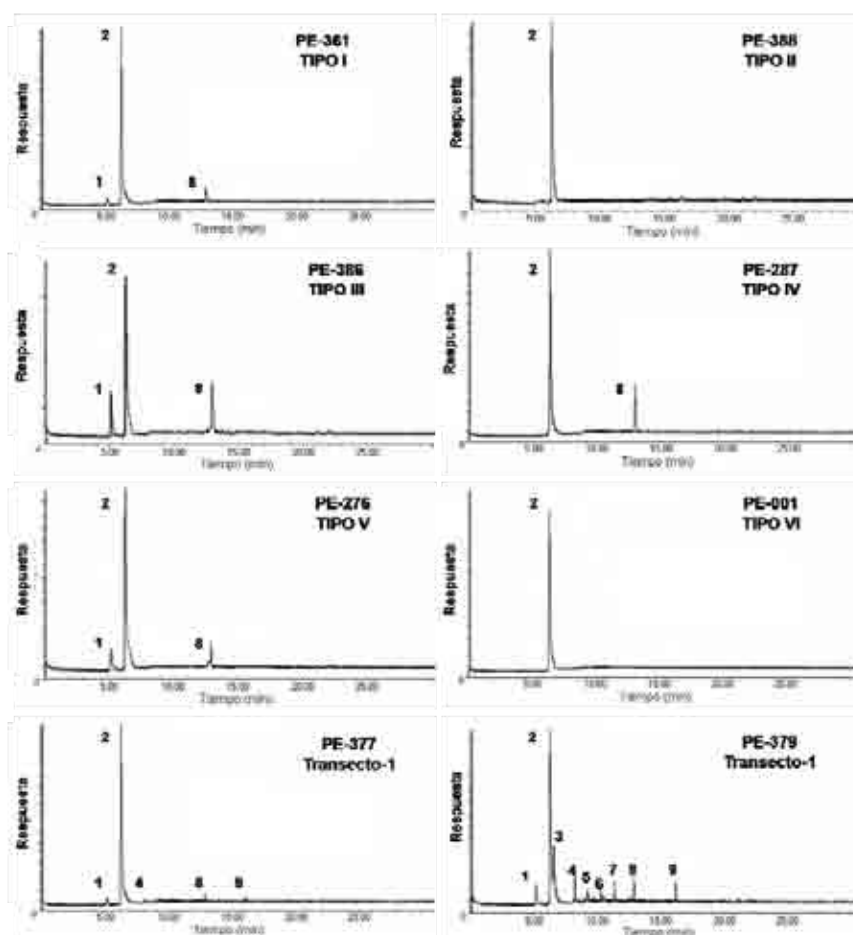


Figura 66. Cromatogramas iónicos reconstruidos de muestras representativas de los suelos de La Joya. Cuarenta muestras catalogadas en los 6 tipos de suelo y 3 muestras del gradiente de humedad [transecto] fueron pirolizadas por cuadruplicado. La figura muestra cromatogramas representativos de las pirolisis de los seis tipos de suelo y dos puntos del transecto-1. Los compuestos determinados son: 1=ácido fórmico, 2= dióxido de azufre, 3= 1,3 butadieno, 4= tiofeno, 5= 2 metil propanonitrilo, 6= 1,3 pentadieno, 7= 3 metilfurano, 8=benceno, 9= metilbenceno.

Anteriormente se adelantó la existencia de una buena correlación de la técnica pirolítica y la permanganatometría en la detección de material orgánico, e incluso una mayor sensibilidad de la pirólisis debido a su capacidad de detectar carbono orgánico recalcitrante. Sorpresivamente, en estos suelos hiperáridos la detección de componentes orgánicos fue subestimada en aproximadamente un factor de 30 a 40 veces. Aunque la cuantificación fue hecha utilizando solamente al benceno [$1 \mu\text{g}$ de benceno $\approx 0.92 \mu\text{g C}$], debido a que es el único componente que es liberado enteramente por materia orgánica en la pirolisis de la mayoría de estos suelos, y aunque exista una tendencia directa, como se aprecia al comparar suelos hiperáridos con suelos más húmedos del transecto-1 [Figura 66]; aparentemente, otros factores no permiten la liberación completa de la materia orgánica en este tipo de suelos. Ciertamente, como veremos en la siguiente sección de este capítulo, estos suelos han demostrado tener propiedades oxidantes cuando se les somete a procesos térmicos, de manera similar a lo que ocurrió en la superficie marciana bajo el experimento de Pir-CG-EM de las naves Vikingo (Navarro-González et al., 2006; Navarro-González et al., 2003). El ácido fórmico no entró a la cuantificación debido a que es producido en la pirólisis, tanto por compuestos orgánicos como por carbonatos. De manera que, el aumento de ácido fórmico en la zona hiperárida también se debe a carbonatos de la región. Aunque, como veremos más adelante sus valores son más bajos que en otras zonas áridas, sus concentraciones son 10 a 50 veces más que el carbono orgánico presente. Corroborando este hecho, experimentos del laboratorio mostraron la presencia de ácido fórmico durante la pirolisis de una mezcla de compuestos orgánicos y carbonatos, y en menor cantidad al pirolizar solamente carbonatos.

Otro punto interesante de los experimentos con pirólisis, es la presencia del pico de dióxido de azufre. Como ya se adelantó, el origen de este pico se debe principalmente a la descomposición de persulfatos y algunos tipos de sulfatos en presencia de hierro. Experimentos de pirólisis de sulfatos de calcio y magnesio no dieron este pico, si embargo en la presencia de minerales de hierro, el pico fue abundante. Este hecho es corroborado con la mineralogía encontrada en La Joya. La presencia de yeso y anhidrita en altas concentraciones es favorecida químicamente en estos suelos sobre la formación de carbonatos (Ewing et al., 2006b). De esta manera, un buen indicador de hiperaridez podría ser el conjunto de resultados que indiquen la presencia de dióxido de azufre en zonas áridas, concomitantemente con la mayor cantidad de carbono inorgánico sobre el orgánico. La Figura 67, muestra la relación de dióxido de azufre y benceno en la zona hiperárida. De manera interesante, la concentración de dióxido de azufre se incrementa en los suelos más hiperáridos y se relaciona con una menor concentración de material orgánico. Como se discute en la siguiente sección, esta evidencia apoya el hecho de la presencia de oxidantes tipo persulfato que destruyen la materia orgánica durante procesos térmicos junto con otros oxidantes.

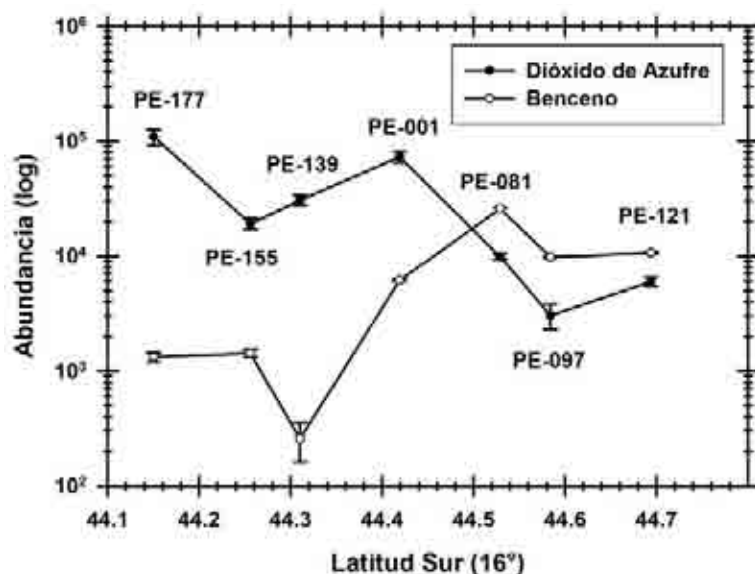


Figura 67. Relación de la abundancia de benceno y dióxido de azufre, evaluada por Pir-CG-EM de suelos del desierto de La Joya. Todas las muestras se encuentran en la zona hiperárida y representan diferentes tipos de suelo [PE-177, -155 y -139: tipo V; PE-001: tipo VI; PE-081, -097: tipo II; PE-121: tipo I].

Finalmente, análisis de material orgánico por técnicas de calcinación, permitieron determinar los valores de material orgánico total en el suelo, donde se incluye carbono orgánico lábil y recalcitrante, liberado como CO₂ durante el calentamiento. La Tabla 37 resume los valores de material orgánico por tipo de suelo, demostrando de manera interesante que la mayoría de tipos de suelo en el desierto de La Joya presenta carbono orgánico lábil, debido a que los valores de carbono total continúan teniendo valores cercanos a los encontrados por permanganatometría a excepción del suelo tipo III, que mostró en general casi el triple del valor de carbono orgánico comparado al valor obtenido por permanganatometría. Dado que el suelo tipo III corresponde sólo al 4.51% del total de muestras evaluadas en el desierto [ver metodologías], nuevamente la técnica de permanganatometría es muy funcional y sensible para la detección de carbono orgánico en este tipo de suelos, donde salvo excepciones, el COL resulta predominante en la superficie [0 – 10 cm].

Tabla 37. Concentración de material orgánico total evaluado por calcinación.

Tipo de suelo	Carbono orgánico lábil (permanganatometría, µgC/g de suelo)	Carbono orgánico total (calcinación, µgC/g de suelo)	% Abundancia*
I	7.6±2.5	12.3±4.6	28.73
II	4.3±3.1	8.2±4.8	4.22
III	40.6±9.2	143.4±21.6	4.52
IV	9.3±3.4	12.8±5.5	29.01
V	26.2±7.5	34.8±7.1	18.31
VI	14.4±5.3	13.7±4.8	15.21

Los valores corresponden a la media +/- la desviación estándar de las muestras compuestas y 3 muestras representativas de cada tipo de suelo [ver metodología]. *El porcentaje es relativo de la abundancia de cada tipo de suelo en la zona 3 de las Pampas de La Joya.

3.4 Concentración de carbonatos en los suelos de La Joya

Los valores de carbonatos en la superficie del desierto de La Joya, variaron en un rango muy amplio entre 70 y 2100 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [Figura 68]. El análisis con la prueba de Shapiro-Wilks demostró que los datos presentaban una distribución no paramétrica [$p < 0.001$], pero a diferencia del carbono orgánico lábil, no tuvo una forma bimodal. La media global de carbonatos en estos suelos estuvo en 520 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [1.93 g C/m^2].

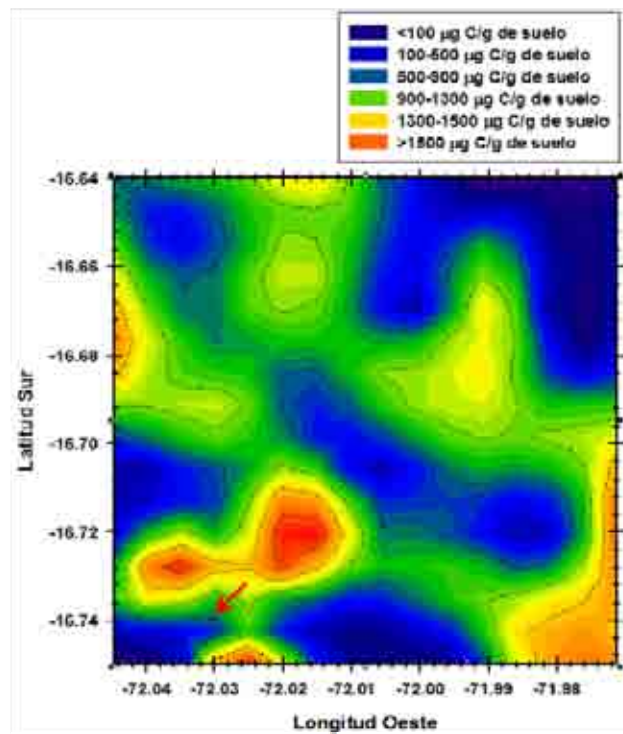


Figura 68. Concentración de carbono inorgánico superficial [0-10 cm] en la forma de carbonatos, en el cuadrángulo de interés de La Joya. La flecha corresponde al punto de arranque PE-001, que pertenece al tipo de suelo tipo VI y que presentó una concentración de 2090 μgC inorgánico/g de suelo.

De manera interesante, como se adelantó líneas arriba, la presencia de carbonatos fue hasta de 3 órdenes de magnitud mayor que la de carbono orgánico. Sin embargo los valores de carbonato para esta zona desértica son todavía muy bajos comparados con Yungay y otros desiertos áridos (Ewing et al., 2008b; Ewing et al., 2006b).

Al evaluar las áreas superficiales de carbono orgánico y de carbonatos, encontramos las cuatro combinaciones posibles: alta concentración de carbonatos y mínima de carbono orgánico, viceversa, o la coexistencia de concentraciones altas y bajas para ambos [Figura 69]. La figura claramente muestra una preferencia para la abundancia de carbonatos y baja concentración de C orgánico, como se esperaría en este tipo de suelos áridos. El resto de formas tan heterogéneas puede explicarse con la alta heterogeneidad presente en los 6 tipos de suelos encontrados. Carbonatos pedogénicos, tamaño de partícula y cierto ingreso de humedad en la niebla pueden explicar también este fenómeno.

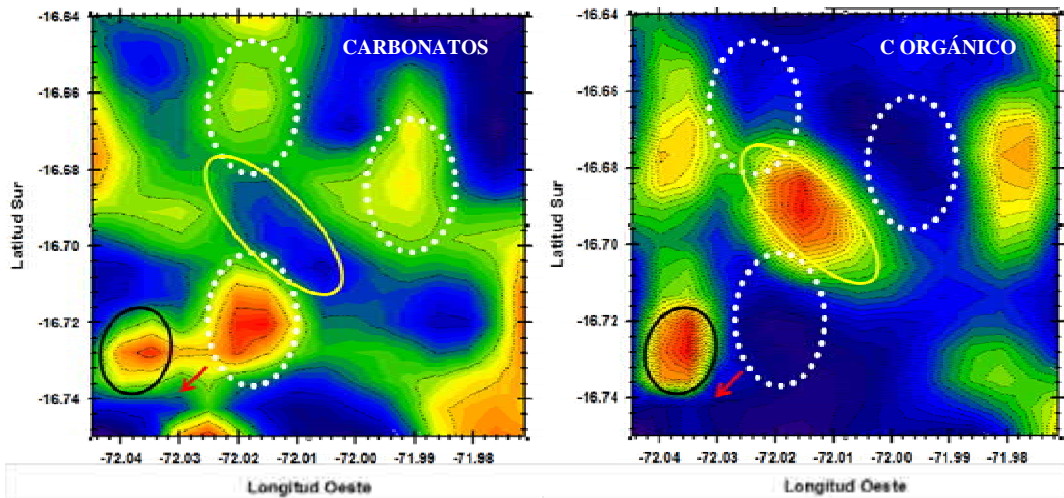


Figura 69. Coexistencia de carbono orgánico e inorgánico superficial [0-10 cm] en el cuadrángulo de interés de La Joya. La flecha corresponde al punto PE-001. El círculo negro marca una zona de la coexistencia de material orgánico y carbonatos, el círculo amarillo muestra un área de baja concentración de carbonatos y alta de C orgánico, y el círculo punteado blanco muestra varias áreas de alta concentración de carbonatos con una baja de C orgánico.

El análisis elemental del carbono en las muestras superficiales de La Joya mostró datos interesantes [Tabla 38]. Si bien existió un alto error en las medidas de carbono total debido a la pequeña cantidad de muestra utilizada en el análisis [~ 15 mg] y la alta variabilidad del suelo, existió una adecuada correlación del carbono total presente con los resultados independientes de carbono orgánico y carbonatos. Esto indica, también, que el carbono elemental se encuentra en bajas concentraciones en estos suelos. Concordante con estos datos, algunos estudios en la zona de los Andes, mostraron un bajo aporte alóctono de aerosoles carbonáceos a la zona desértica [~ 0.2 ppb] (Hillier, 1990). Esto debido, como ya se discutió en la sección 1 de este capítulo, al poco ingreso de nubes provenientes de la costa y a la redistribución eólica presente en la región.

El análisis elemental también mostró una muy baja concentración de nitrógeno en las muestras [entre 0.001 y 0.2%] del suelo, en comparación con los suelos de Yungay, donde existe una gran cantidad de depósitos de nitratos. Adicionalmente, la presencia de azufre en los análisis mostró concentraciones altas, comparadas al C y al N que variaban entre el 0.1 al 5%. La relación C/N en estos suelos fue altamente variable debido a que en muchos casos los valores de nitrógeno fueron reportados como cero, y a la variabilidad del carbono dependiendo del tipo de suelo, como se observó en la Tabla 37. De manera interesante, dependiendo del tipo de suelo en La Joya, se puede imitar la presencia de carbono en diferentes suelos desérticos hiperáridos [Tabla 38].

3.5 Modelo del depósito global de carbono en el desierto de Atacama

Finalmente, se decidió evaluar la cantidad de carbono global presente en toda la zona hiperárida de Atacama, buscando tener un modelo del posible depósito de carbono en zonas hiperáridas, que podrían servir de modelo análogo a Marte dadas las mínimas concentraciones de carbono presentes en este tipo de suelos.

Tabla 38. Análisis elemental de los suelos del desierto de La Joya y otros desiertos.

Suelo	Carbono total ($\mu\text{gC/g}$ de suelo)	Azufre total ($\mu\text{gC/g}$ de suelo)	C/N
I	1910	15000	1.61
II	2270	21000	2.42
III	1530	1286	0.37
IV	800	5900	6.5
V	1900	3400	1.0
VI	2100	40000	0.5
PE-378	5300	1100	25
Yungay	30	-	8.2
Dry Valley	25	-	0.9
Nunatak	15	-	1
Mojave	202	-	9.5
Meteoritas carbonáceas	-	-	10

El punto PE-378 corresponde al transecto-1. Los valores de los desiertos de Yungay, Nunatak, Dry Valley y Mojave fueron obtenidos de Navarro-Gonzalez et al., [2006].

Primeramente se analizó el carbono orgánico, carbonatos y carbono elemental del subsuelo en 12 hoyos de 1 m de profundidad, distribuidos 6 y 6 en las zonas de Yungay y La Joya, respectivamente. Los resultados tanto en la región de La Joya y Yungay mostraron un incremento del contenido de material orgánico a mayor profundidad. Esto como veremos más adelante está relacionado con la presencia de microorganismos en el subsuelo. Por motivos ilustrativos, se presenta la figura con 4 hoyos de La Joya que mostraron diferencias en su comportamiento [Figura 70]. Los valores de C orgánico lábil estuvieron entre 1 y 320 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [media = 2.998 g C/m^2 , Figura 70A]. Adicionalmente, la concentración de carbonatos en el subsuelo de La Joya, también, demostró la estratificación de este tipo de suelos similar a la encontrada en Yungay (Ewing et al., 2006b). Las concentraciones estuvieron entre 200 y 1500 $\mu\text{g C/g}$ de suelo [media = 6.66 g C/m^2], y como se comentó anteriormente, a pesar de ser mucho mayores que las de C orgánico, sus concentraciones son mínimos comparados a otros desiertos áridos (Ewing et al., 2008b) [Figura 70B]. De manera interesante, los niveles encontrados en el subsuelo presentan valores máximos menores a los encontrados en la superficie [1500 vs. 2100 $\mu\text{g C/g}$ de suelo], lo que indica procesos de formación secundaria de carbonatos en ciertas zonas del desierto o condiciones de sitio con secuencias evaporíticas, como las descritas en la sección anterior. Aunque la humedad proveniente de la niebla, no muestra un aporte importante en el suelo [ver sección 1 de este capítulo], el aporte pedogénico de secuencias de halita, yeso, carbonatos presente en la superficie, podría explicar esta discrepancia.

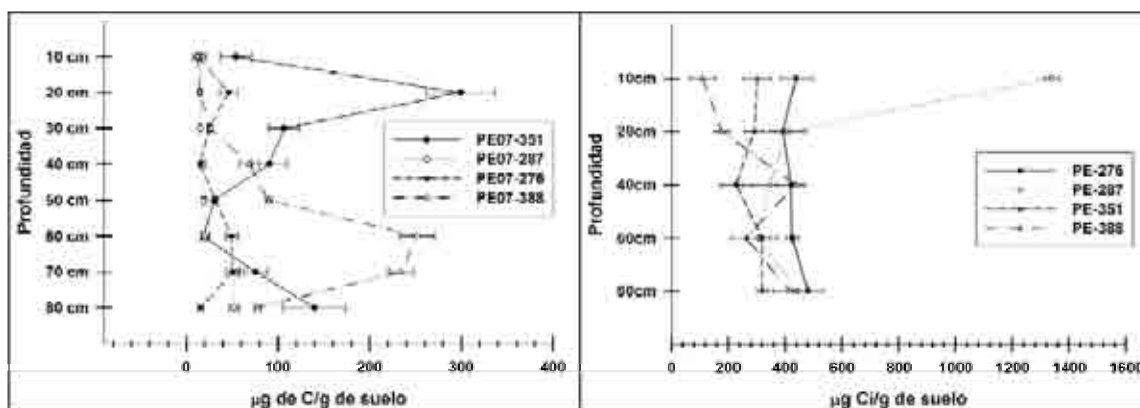


Figura 70. Concentración de carbono orgánico e inorgánico de 4 hoyos del subsuelo en el desierto de La Joya. A) Carbono orgánico. B) Carbono inorgánico. Las ubicaciones de los hoyos corresponden a las muestras indicadas y a los tipos de suelo que mostraron diferente comportamiento. El subsuelo ubicado en los tipos de suelo I y III mostraron un comportamiento similar al suelo tipo PE-351 [tipo VI]. PE-388 pertenece al suelo tipo II, PE_287 al tipo IV y el PE-276 al tipo V.

Las concentraciones de carbono orgánico y de carbonatos en el subsuelo de los 6 hoyos cavados en Yungay [ver metodologías], dieron valores entre 19 y 380 μg de C orgánico/g de suelo, y entre 300 y 1600 μg de C inorgánico/g de suelo; los cuales fueron similares y estadísticamente sin diferencia significativa a los encontrados en La Joya [prueba T, $p=0.0832$, datos no graficados]. La cantidad de carbono y azufre elemental en estos suelos mostró valores similares a los encontrados para cada tipo de suelo utilizando permanganometría, demostrando nuevamente la baja presencia de carbono elemental en los primeros 100 cm de suelo. Al igual que los datos encontrados por Ewing et al., [2006], los valores de sulfatos como yeso y anhídrita fueron altos en los primeros 100 cm de profundidad, demostrando nuevamente la preferencia de su formación en suelos hiperáridos.

Tabla 39. Análisis elemental del subsuelo en el desierto de La Joya.

Profundidad (cm)	Carbono total ($\mu\text{gC/g}$ de suelo)	Azufre total ($\mu\text{gC/g}$ de suelo)	C/N	Densidad aparente (g/cm^3)
10	943	46310	3.26690234	1.2
25	834	47013	1.49055222	1.4
50	308	21770	0.19355487	1.3
75	485	24924	0.19643688	1.5
90	547	31316	0.29357153	1.7

Los valores presentados son las medias obtenidas de los 6 hoyos evaluados en el desierto de La Joya.

La Pir-CG-EM de los 6 hoyos en La Joya demostraron un comportamiento similar a lo visto en superficie, con un pico cromatográfico abundante para el dióxido de azufre y pequeños picos con ligeros incrementos de benceno y ácido fórmico. La profundidad del subsuelo permitió la aparición de otros pequeños picos correspondientes a 1,1,3-Trimetilciclopentano, 2-Hexan-1-ol, Metilbenceno, Etilbenceno, Clorobenceno y Estireno [datos no graficados]. Estos resultados sugieren la presencia de oxidantes en las capas profundas, que reaccionan durante el proceso térmico llevando a los compuestos orgánicos presentes a CO_2 . Este hecho ha sido demostrado recientemente en diferentes tipos de suelos hiperáridos y ricos en minerales de hierro (Navarro-González et al., 2006), los cuales al ser

sometidos a los procesos térmicos de pirólisis, oxidan la materia orgánica, no permitiendo su detección por el espectrómetro de masas.

Finalmente, teniendo los valores de carbono total de la superficie y el subsuelo de diferentes partes de la zona hiperárida del desierto de Atacama [~500 muestras, ver metodología], se planteó un modelo para evaluar su posible contenido global. Para esto se utilizó la siguiente fórmula para cuantificar el carbono total:

$$Ct = A(C1+C2+C3+\dots\dots\dots+Cn) = A(B1\rho1Y1 + B2\rho2Y2 + B3\rho3Y3 + \dots\dots\dots + Bn\rho nYn)$$

Donde:

Ct: Carbono total orgánico ó inorgánico según el caso.

A: Área de la zona tomada (km²).

C1...n: Carbono orgánico o inorgánico por zona o perfil.

B1...n: Profundidad de la zona tomada (cm).

ρ1...n: Densidad aparente de la zona tomada o perfil (g/cm³ ó Mg/m³).

Y1...n: Porcentaje de C orgánico o inorgánico en la zona tomada o perfil (%).

Conociendo los valores de densidad de los diferentes tipos de suelo [Tabla 27], y de cada uno de los perfiles del subsuelo [Tabla 39]; asumiendo que la zona hiperárida es el 1.7% de todo el desierto [Área total = 302600 km²]; conociendo los porcentajes de frecuencia de cada tipo de suelo [Tabla 37]; y teniendo los valores de carbono orgánico e inorgánico; el valor final de carbono orgánico en el metro superior de la zona hiperárida del desierto de Atacama es de 1.13 Tg, mientras que el de carbono inorgánico es de 3.12 Tg.

El carbono inorgánico fue 3 veces más abundante que el carbono orgánico, demostrando que los procesos de acumulación y redistribución de sales son mucho más importantes en este tipo de suelos. Un estudio posterior será estudiar un mayor número de muestras en zonas áridas y semiáridas adyacentes, que permitirá conocer de mejor manera el carbono acumulado en estas zonas y capaz de ser secuestrado por desertificación. En este trabajo a pesar de tener muestras de esas zonas, los datos de carbono global tendrían un error muy alto.

Pese a las condiciones hiperáridas de esta región el inventario de carbonatos en el suelo de La Joya y Yungay ha mostrado valores bajos, lo que es concordante con otros estudios (Rech et al., 2003; Michalski et al., 2004). Mientras CaCO₃ (pK_{sp} = 8.34) es mucho menos soluble que CaSO₄ (pK_{sp} = 4.59), su formación no es químicamente favorecida en sitios hiperáridos. La solubilidad de carbonato es controlada por el pH, presiones parciales de CO₂ y concentraciones de Ca (Butler, 1982). Los niveles bajos de C orgánico en los horizontes superiores del suelo y extremadamente limitada actividad biológica en el área (Navarro-González et al., 2003; Ewing et al., 2004; Ewing et al., 2005; Warren-Rhodes et al., 2006) indican que los niveles de pCO₂ en suelo son probablemente cercanos a esos de la atmosfera (360 ppm). El calcio no parece ser limitante y las altas concentraciones de sulfatos parecen ser por depósitos atmosféricos de Na₂SO₄ y (NH₄)₂SO₄. Bajo estas condiciones, CaSO₄ hidratado es energéticamente favorecido a una fase de equilibrio (Doner and Lynn, 1989), mientras que CaCO₃ es sólo favorecido si pCO₂ se incrementa y/o las concentraciones de sulfato declinan. El límite de CaSO₄ vs. CaCO₃ ocurre cerca de los 20 mm lluvia/año en suelos desérticos temperados (Ewing et al., 2006b).

La concentración relativamente alta de carbonato en algunas zonas profundas del estrato no alterado de este suelo es probablemente una característica remanente. Esto coincide con un incremento del C orgánico, debido tal vez a la presencia de fragmentos recalcitrantes remanentes. Estas características sugieren que pudieron existir periodos de humedad en el pasado, capaces tal vez de soportar cierta vegetación [probablemente a lo largo del Plio-Pleistoceno]. En ese tiempo las condiciones de humedad incrementaron la actividad biológica (llevando a una mayor $p\text{CO}_2$ en suelo), reduciendo así, la actividad de sulfatos y favoreciendo la formación de CaCO_3 . La retención de fragmentos de C orgánico recalcitrante en las capas bajas avala también, los bajos niveles de actividad biológica durante el Cuaternario.

En suelos semiáridos a áridos, la retención de carbonatos se incrementa con la disminución de la precipitación debido a la disminución de la erosión en suelos generalmente bióticos (Retallack, 2005). En este caso, el inventario de carbonato del suelo disminuye con la caída de la precipitación, mientras que el nitrato altamente biodisponible se incrementa. Estas tendencias son la consecuencia de la casi total ausencia de organismos vivos y de pérdidas por disolución en suelos hiperáridos, haciéndolos fundamentalmente diferentes de otros suelos en la Tierra. Estudios en suelos del desierto de Norte América y perspectivas en los procesos de suelos bajo condiciones secas, todavía deben verse como húmedos y poblados de organismos vivos, en los cuales los ciclos de nutrientes son rápidos y continuos, y hay un gran suministro atmosférico que es perdido por erosión (Kurtz et al., 2001; Walvoord et al., 2003). Finalmente, la geoquímica de estos suelos refleja el profundo cambio que ocurre cuando los suministros atmosféricos y las extremadamente limitadas cantidades de agua, se convierten en los procesos primarios de formación del suelo.

El proceso pedogénico hiperárido observado provee un poderoso análogo terrestre para la acumulación de polvo atmosférico y solutos en paisajes antiguos de Marte (Gellert et al., 2004). Sin embargo, la interpretación de la geoquímica para Marte está sujeta aún a debate. La redistribución vertical de solutos y los depósitos de polvo han sido argumentados (Gellert et al., 2004; Clark et al., 2005; Yen et al., 2005), con críticas implicaciones para la historia del clima de Marte.

La presencia de azufre en la capa superior del suelo de La Joya (donde los carbonatos son bajos) es equimolar con Ca consistente con la difracción de rayos X que muestran la presencia de yeso y anhidrita. De manera similar a Yungay, en la zona superior el yeso excede anhidrita, mientras que debajo anhidrita excede a yeso, sugiriendo hidratación/humedad de la zona superior. La detección de anhidrita en La Joya refleja su extrema hiperaridez con una humedad relativa del suelo de sólo 20% [ver sección 1 de este capítulo]. Los eventos de lluvia pudieron concentrar sulfatos en capas más profundas como lo que sucede en Yungay. La presencia de prismas de sulfato poligonal en múltiples horizontes sugiere hidratación y deshidratación cíclica de yeso/anhidrita (Toramaru and Matsumoto, 2004).

Todos los paisajes de la Tierra reciben suministros continuos solutos atmosféricos y polvo, pero debido a la precipitación y deslave la mayoría de los suministros no son retenidos en el suelo. Los análisis de Ewing et al., [2006] de partículas aéreas y depósitos en un transecto de aridez – hiperaridez mostraron que los suministros atmosféricos tienen igual comportamiento y que las pérdidas por intemperismo y erosión varían de acuerdo a la aridez, de más del 80% de sales depositadas y 20% del total de silicatos en una zona árida a cerca de cero pérdidas en una zona hiperárida. La química total de solutos del suelo de Yungay, el área hiperárida de ese estudio, es similar a la de los depósitos atmosféricos,

indicando que la mayoría del suministro atmosférico es cuantitativamente retenido y que las sales energéticamente favorecidas son redistribuidas dentro del perfil del suelo basado en su solubilidad. El carácter y frecuencia de suministros en el desierto de Atacama, incluyendo La Joya, son localmente específicos, debido a la proximidad de fuentes marinas, volcánicas y salares.

La química atmosférica local dicta el carácter y la composición de las sales en los suelos hiperáridos, variando predeciblemente con la ubicación. Los resultados obtenidos son relevantes para Marte donde la generación de partículas atmosféricas probablemente ocurre a través de actividad volcánica, capacidad oxidativa limitada en la atmósfera, extrema aridez y excesivo transporte eólico y alteración (Thiemens et al., 2001). Estos procesos podrían ser esperados para producir un juego de sales en Marte que sean geoquímicamente distintos de los encontrados en el desierto de Atacama, pero si relacionados a la composición atmosférica y a la similar redistribución con la profundidad debido a una humedad limitada. Los suelos hiperáridos en la Tierra proveen un marco para interpretar el crecimiento de la base de datos del regolito marciano y para desarrollar hipótesis probables para el origen de suelos marcianos. En la Tierra, el depósito del polvo y los aerosoles están fuertemente ligados en la formación del suelo. Depósitos atmosféricos de largo tiempo en el desierto de Atacama, junto con procesos de lluvia y eventos de niebla pequeños y altamente estocásticos, producen una categoría de características del suelo que son diagnósticas de los procesos pedogénicos e indicativos de la dirección de los flujos de agua líquida: 1) la extrema hiperaridez resulta en la retención de casi toda la entrada atmosférica dentro de los 3 m superiores del perfil del suelo (Amundson, 2001; Amundson et al., 2006; Amundson et al., 2007), pero los eventos de lluvia poco frecuentes, separan verticalmente las sales por solubilidad, formando polígonos agrietados, cortezas duras cementadas de sulfato cercanas a la superficie, y capas variables que cubren de sales concentradas de sales más solubles como cloruros, nitratos y sulfatos de Na. 2) Los sulfatos pedogénicos en diferentes partes del desierto de Atacama exhiben tendencias de profundidad, únicas de isótopos de S, O y Ca, causado por su fraccionamiento durante su migración acuosa al subsuelo y la concomitante reacción química (Ewing et al., 2008a). 3) Los sulfatos pedogénicos y nitratos contienen una masa distintiva independiente del isótopo de O, indicativa de un origen troposférico, y en el caso del nitrato, la retención de esta señal persiste sólo bajo condiciones abióticas (Ewing et al., 2007). Tomando juntos, la morfología y la composición isotópica y química dependiente de la profundidad en suelos hiperáridos. Se provee información cuantitativa del origen de solutos, la dirección del origen del agua, y un grado de actividad biológica. Medidas dependientes de la profundidad de estos parámetros en Marte, pueden ser usados también para probar una hipótesis pedogénica para el origen de las capas de sulfatos ampliamente distribuidas y pueden ser usadas para diseñar experimentos para misiones futuras, que den mejor información de la historia de los procesos en la superficie de Marte.

4 ACTIVIDAD OXIDANTE EN LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA BAJO EXPERIMENTOS TÉRMICOS Y DE DEGRADACIÓN DE NUTRIENTES

4.1 ANÁLISIS DE LA LIBERACIÓN DE GASES POR TERMÓLISIS [TEGA] DE LOS SUELOS DEL DESIERTO DE LA JOYA MEZCLADOS CON MICROORGANISMOS Y SU IMPLICACIÓN EN LA MISIÓN PHOENIX

4.1.1 Resumen

TEGA, uno de los varios instrumentos a bordo de la misión Phoenix, realizó un escaneo diferencial calorimétrico y un análisis de gases liberados de muestras de suelo y hielo, colectados de la superficie y sub-superficie del Polo Norte de Marte donde amartizó. TEGA es una combinación de un horno de alta temperatura y un espectrómetro de masas [EM] que fue usado para analizar muestras colocadas en el sistema por un brazo robótico. Las muestras fueron calentadas en un programa de temperatura que llegó a 1000°C. El poder requerido para el calentamiento pudo ser monitoreado cuidadosa y continuamente [escaneo diferencial]. Los gases generados en el proceso pudieron ser analizados con el analizador de gases [un espectrómetro de masas tipo sector magnético], buscando determinar su composición en función de la temperatura. En el laboratorio se ha desarrollado un método simple para caracterizar muestras, usando un pirolizador integrado a un EM tipo cuadrupolo para evaluar las interpretaciones de los datos del TEGA.

En la primera parte de esta sección, se examinan las propiedades de los gases liberados de los seis tipos de suelo hiperáridos de La Joya, a los cuales además, adicionamos microorganismos [*Salmonella thypimurium*, *Micrococcus luteus*, y *Candida albicans*], buscando investigar el efecto de la matriz del suelo en la respuesta del TEGA. Entre 20 y 40 mg de suelo, con y sin ~5 mg de biomasa de microorganismos liofilizados, fueron calentados en el pirolizador desde temperatura ambiente a 1200°C en una hora, con una frecuencia de calentamiento de 20°C/min. Los volátiles liberados fueron transferidos al EM usando helio como gas acarreador. EL EM corrió en modo de barrido de 10 a 200 m/z. Adicionalmente, ~20 mg de cada microorganismo, sin una matriz de suelo, fue también analizado. Como se esperaba, hubo diferencias significativas en los gases liberados de las

muestras de microorganismos con y sin matriz del suelo, bajo condiciones similares de calentamiento. Además, hubo diferencias entre las muestras más y menos áridas.

El carbono orgánico fue liberado en la forma de CO₂ [ion 44 m/z] de los microorganismos, en las temperaturas de $\sim 326.0 \pm 19.5^\circ\text{C}$, mostrando características propias para cada uno. Otros iones liberados fueron el 41, 78 y 91 m/z. De manera interesante, durante el proceso térmico, la liberación de CO₂ se incrementó y iones previamente encontrados desaparecieron, demostrando una alta actividad oxidante en la matriz del suelo cuando ésta es sujeta a alta temperatura. Finalmente, las muestras de suelo mostraron una liberación de CO₂ por encima de los 650°C consistente con la descomposición térmica de carbonatos. Estos resultados indican que la materia orgánica mezclada con estos suelos hiperáridos es oxidada a CO₂. Estos resultados sugieren la existencia de al menos dos oxidantes en estos suelos, uno termolábil, el cual es altamente oxidativo, y otro termoestable el cual tiene una menor actividad oxidante y que sobrevive al tratamiento térmico. Adicionalmente, se encuentra que la interacción de la biomasa adicionada a las muestras de suelo, dan un diferente patrón de liberación que los orgánicos residentes en el suelo. La naturaleza del o los oxidantes presentes en La Joya es todavía desconocido.

4.1.2 Recopilando datos de interés

El análisis térmico es una técnica conveniente para la transformación de sustancias relativamente grandes en compuestos volátiles capaces de ser analizados por un EM. Las altas temperaturas durante un calentamiento rápido [pirólisis] o lento [termólisis] han sido usadas para romper enlaces y fraccionar moléculas en diferentes tipos de muestras, como son, suelos agrícolas (Schulten and Leinweber, 1993a, 1993b), microorganismos (Miketova et al., 2003; Snyder et al., 2005), paleosuelos (Wang et al., 2000), minerales (Boynton and Wing, 2007; Lauer et al., 2006), muestras de suelo para cuantificación de materia orgánica (Manning et al., 2005; De la Rosa et al., 2008) y regolito marciano por las naves Vikingo (Biemman et al., 1977).

La clave para la detección de vida en Marte, después de la presencia de agua, es la detección de materia orgánica. Dado que el análisis térmico no requiere ningún tipo de solvente para extraer este material, ha sido elegido como el método de elección para la búsqueda de materia orgánica en Marte. Así, uno de los primeros objetivos de la misión

Phoenix, que llegó exitosamente a Marte el 25 de Mayo del 2008 y dejó de funcionar en noviembre del 2008, fue la búsqueda de zonas habitables, evaluando material orgánico o biológicamente interesante en los suelos congelados de la superficie, usando volatilización térmica acoplada a espectrometría de masas [TV-EM] (Smith, 2004; Hoffman et al., 2008). Para las naves Vikingo, el límite de detección del CG-EM fue de ppb para materia orgánica (Biemann et al 1979). Sin embargo, esto no significó que el límite general de orgánicos en el suelo caracterizado por el Vikingo tuviera ppb. La razón es que el método [termovolatilización] usado para liberar materia orgánica de los suelos y llevarlos dentro del CG-EM no fue eficiente. A este respecto, estudios recientes han mostrado que la técnica pirolítica tiene limitaciones en la transferencia de fragmentos orgánicos intactos en el CG-EM cuando los suelos contienen bajos niveles de material orgánico (Skelley et al., 2005; Navarro-González et al., 2006). Ciertamente, Navarro-González et al. [2006] mostró dos importantes limitaciones de la pirolisis. Primero, cuando la materia orgánica estaba presente en forma de sustancias refractarias y en concentraciones bajas, la temperatura alcanzada por el Vikingo [de hasta 500°C] puede ser inadecuada para liberar los fragmentos orgánicos. Segundo, el hierro presente en los suelos, oxida la materia orgánica cuando es calentada, resultando en la formación de CO₂ y H₂O. El material orgánico tendría que estar presente en concentraciones altas para superar este efecto. Así, es probable que el real límite de caracterización del Vikingo con respecto al contenido de materia orgánica en los suelos sea probablemente cercana a ppm, aún cuando los límites de detección del instrumento sean ppb (Navarro-González et al., 2006). Es importante enfatizar que el trabajo de Navarro-González et al., [2006], enfatizó solamente en las limitaciones del paso pirolítico pero no, en el instrumento de CG-EM el cual operó sin problemas para lo que fue diseñado y construido (Biemann, 2007; Mukhopadhyay, 2007). Adicionalmente, otros estudios usando Pir-CG-EM [o TV rápida] han mostrado una detección no fiable de orgánicos en suelos agrícolas si los niveles de materia orgánica estuvieran por debajo de 50000 ppm C ó en la presencia de óxidos de hierro (Schulten and Leinweber, 1993a). Dado que el regolito marciano puede tener ambas condiciones, es importante investigar la respuesta térmica de ciertos tipos de suelos considerados “análogos marcianos” para entender el efecto de la matriz en la ruptura de la materia orgánica durante procesos térmicos.

Como se ha evaluado exhaustivamente en secciones anteriores, el desierto de La Joya, que forma parte de Atacama, presenta bajos niveles de materia orgánica, inclusive menores de los encontrados en Yungay, el cual es considerado un análogo marciano debido a diversas características similares, esperadas en Marte (Navarro-Gonzalez et al., 2006; Fletcher et al., 2009). Dado que el motivo del presente trabajo es evaluar a La Joya como un posible análogo marciano, en esta sección examinamos las propiedades térmicas y de liberación de 6 tipos de suelo hiperáridos dentro de La Joya [ver capítulo IV, sección 8 y Tabla 40]. Se examinan muestras de suelo no tratado y muestras enriquecidas con tres diferentes tipo de microorganismos [*Salmonella thypimurium*, *Micrococcus luteus*, and *Candida albicans*], buscando responder dos preguntas básicas: ¿cuál es la respuesta de TV de los suelos hiperáridos similares a Marte?, y ¿puede la matriz de estos suelos alterar la respuesta de TV de los microorganismos presentes en ella?. Los experimentos simulan el análisis de TV de la misión Phoenix, que sometió muestras marcianas a un calentamiento lento seguido por un EM para el análisis de los gases liberados [EGA].

Tabla 40. Características de las muestras de suelo.

Suelo	Muestra	Latitud	Longitud	Altura (m)	C org (ppm)	C inorg (ppm) &	% abund. *	pH	Granulometry (% abundance)
I	PE-361	16°43.985	72°02.067	1033	5.8	1272	28.73	6.70	Ar:79.3, L:12.07,A:8.63
II	PE-388	16°44.563	72°02.579	1140	3.2	2110	4.22	6.82	Ar:65.28, L:23.77,A:10.05
III	PE-386	16°08.742	73°38.080	1022	35.0	1338	4.52	5.90	Ar:76.58, L:14.41,A:9.01
IV	PE-287	16°38.386	72°02.679	1150	7.9	526	29.01	6.78	Ar:83.32, L:8.37,A:8.31
V	PE-276	16°40.586	71°58.279	1183	22.4	1910	18.31	6.01	Ar:92.37, L:3.80,A:3.83
VI	PE-001	16°44.419	72°02.064	1147	11.4	2090	15.21	6.80	Ar:69.19, L:17.20,A:13.61

Las muestras son representativas de cada tipo de suelo. (*) Porcentaje de abundancia relativa de cada tipo de suelo en el área evaluada de Pampas de la Joya [~150 km²]. Ar= arena, L= limo, A= arcilla. (&)Los carbonatos más frecuentes en las muestras son CaCO₃, CaMg(CO₃)₂.

4.1.3 TV de los microorganismos

La termovolatilización acoplada a espectrometría de masas [TV-EM] provee información del fraccionamiento térmico de moléculas químicas en función de la temperatura y el tiempo, produciendo una curva de una mezcla de iones los cuales pueden ser monitoreados siguiendo su liberación a una temperatura específica [Figura 71A y B]. Así, diferentes muestras han sido investigadas por pirólisis – EM, incluyendo microorganismos

[principalmente bacterias] para el estudio de sus constituyentes bioquímicos (Materazzi et al., 2001; Miketova et al., 2003; Vyazovkin et al., 2004). Estos compuestos son directamente relacionados a características que pueden ser identificadas entre grupos taxonómicos y en muchos casos, entre especies y subespecies (Snyder et al., 2005). En este estudio, se encontró, como se esperaba, patrones de iones conteniendo información distintiva de cada microorganismo estudiado: *Salmonella thypimurium* (bacteria Gram-negativa), *Micrococcus luteus* (bacteria Gram-positiva), y *Candida albicans* (hongo), de manera concordante con otros trabajos (Miketova et al., 2003; Vyazovkin et al., 2004).

Aunque la literatura provee muy poca información de análisis térmicos para microorganismos, es conocido que durante la TV rápida, diferentes compuestos bioquímicos son liberados (Simmonds et al., 1969). Como en esta sección, realizamos un experimento similar al TEGA, el cual fue utilizado por el Phoenix, no hubo un CG acoplado al pirolizador para separar los volátiles; de manera que, la TV produjo una mezcla de diferentes componentes orgánicos [Figura 71B]. Ciertamente, el objetivo de este estudio no fue analizar y caracterizar cada microorganismo de acuerdo a su grupo taxonómico, sino se enfocó en detectar iones característicos que puedan ser monitoreados durante el proceso térmico y funcionen como posibles biomarcadores, mostrando los que posean la mayor abundancia y liberación en alguno de los tres diferente grupos taxonómicos usados. Adicionalmente, los fragmentos producidos por termólisis [TV lenta] no han sido investigados adecuadamente. Nuestros resultados mostraron que los mayores fragmentos [iones, relación masa/carga, m/z] liberados por TV-EM fueron el 41, 44, 91 y 107, los cuales fueron los más representativos en los trazos para cada microorganismo [Figura 71A, C y D].

En general, es bien conocido que los fragmentos de masa derivados de especies químicas lineales saturadas e insaturadas producen iones más pequeños que 78 m/z [a masas bajas], y que compuestos aromáticos saturados e insaturados liberan fragmentos ≥ 78 m/z , los cuales representan benceno [a masas altas] (Wieten et al., 1984). Asumiendo este hecho, los fragmentos 41 y 91 m/z [en algunos casos 107 m/z] fueron elegidos como fragmentos representativos de moléculas lineales y aromáticas respectivamente, para ser monitoreadas cuando se mezclen los organismos con el suelo. Curiosamente, la intensidad de formación de las masas 41 y 91 m/z a bajas temperaturas [270 – 1000°C] fueron traslapadas por la

masa 44 m/z, la cual resulta principalmente del dióxido de carbono [CO₂] y en menor frecuencia del óxido nitroso [N₂O] producto de la oxidación térmica de orgánicos que contienen nitrógeno (Hao et al., 1994). La masa 44 formo un trazo en el rango de temperaturas desde los 150°C a los 1200°C exhibiendo picos máximos localizados entre 350°C a 450°C y entre 800°C a 900°C. Las posibles fuentes para la liberación de CO₂, en este caso, son la oxidación térmica de materia orgánica no compleja, principalmente a temperaturas <600°C (Gonzalez-Vila and Almendros, 2003; Philp, 2003); y la descomposición de moléculas complejas como polihidroxialcanoatos [PHAs] y sus copolímeros producidos por microorganismos, a temperaturas >600°C (Doi and Steinbuchel, 2002; Molto et al., 2005). Como los carbonatos producen CO₂ a temperaturas mayores a los 600 °C, y ellos pueden traslapar el CO₂ de orgánicos complejos, sólo el CO₂ de temperaturas bajas fue considerado como producto de materia orgánica.

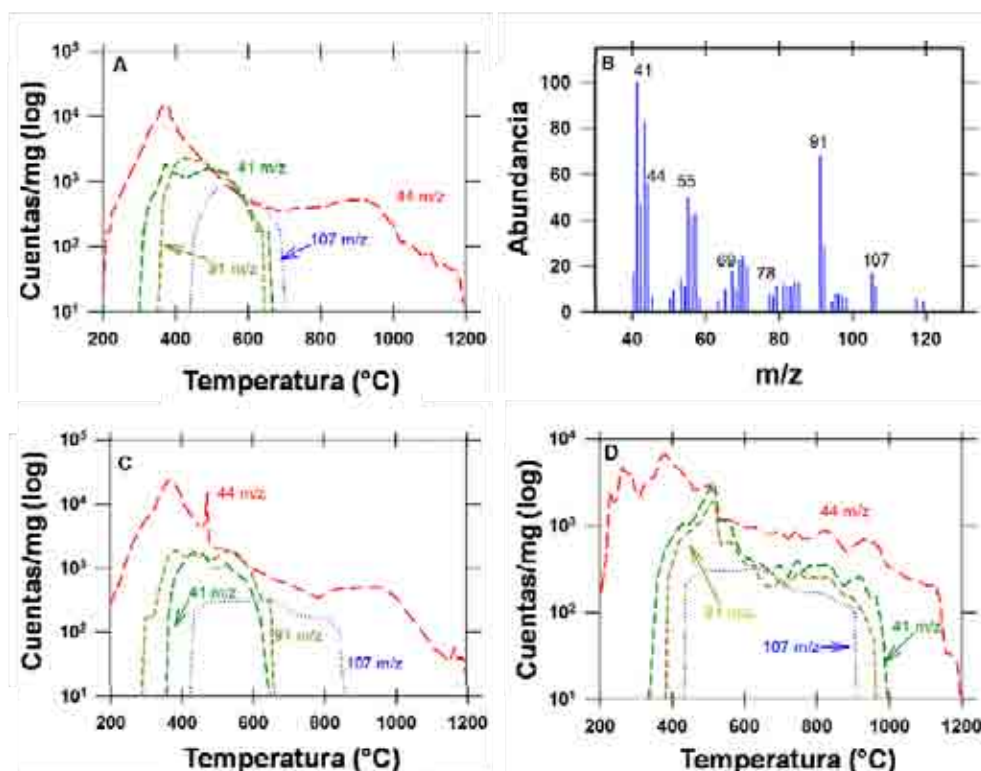


Figura 71. Trazos de TV-EM para microorganismos. Los iones pueden ser monitoreados de acuerdo a su liberación a una temperatura específica. **A)** Fragmentos abundantes para *S. typhimurium*, **B)** Espectro de masas evaluado a ~560°C observando la liberación de iones para *S. typhimurium*. **C)** Trazos de *M. luteus* y **D)** *C. albicans*. El analizador másico fue escaneado de 40 a 200 m/z.

4.1.4 TV de los suelos hiperáridos de las Pampas de La Joya

Los iones volátiles liberados del suelo durante el análisis TV-EM fueron analizados buscando fragmentos orgánicos previos a la mezcla con microorganismos. Como esperábamos, hubo diferencias significativas en el comportamiento de liberación de los gases entre las muestras hiperáridas bajo similares condiciones de calentamiento, dependiendo de la matriz del suelo y contenido de material orgánico. Algunas características de las muestras de suelo son mostradas en la Tabla 40. Las muestras pertenecientes a los ambientes más áridos y con menores niveles de materia orgánica, PE-361 y PE-388 [correspondientes a los suelos tipo I y II respectivamente], tuvieron una respuesta similar al proceso térmico. Estos suelos contienen 3 a 6 ppm de carbono orgánico [μg de C/g de suelo] y el trazo de TV-EM para ellos mostró la liberación de los siguientes fragmentos mayores: 18, 44, 48 y 64 m/z [Figura 72A y B]. La naturaleza química para estas masas fue determinada en nuestro laboratorio usando CG-EM después del análisis de productos estables producidos en dos pasos; 100°C a 500°C y 500°C a 1000°C (Navarro-González et al., 2009). Ciertamente, la masa 18 se originó de la liberación de agua, en el curso de procesos de deshidratación, que está unida a minerales del suelo, y de la oxidación de materia orgánica diferentes temperaturas dependiendo de la fracción mineral en el suelo. La masa 44 mayormente representa al CO_2 , exhibiendo un rango de temperaturas entre 1000°C y 1200°C en estos suelos. En el tratamiento térmico de suelos las fuentes para CO_2 , son la oxidación de la materia orgánica a temperaturas menores de 600°C (Trofimov and Emelyanenko, 2000; Philp, 2003; Lopez-Capel, 2005) y la descomposición térmica de carbonatos a temperaturas mayores de 600°C (Wang et., 2000; Stalport et al., 2005). Otro ion posible con igual masa es el óxido nitroso [N_2O], pero éste es menos abundante que el CO_2 , y es liberado en temperaturas más bajas que 550°C. Es importante clarificar que, aunque el CO_2 a temperaturas bajas podría mostrar la presencia de materia orgánica en los suelos, su alta concentración en la atmósfera y el suelo podría causar problemas durante la detección y cuantificación de compuestos orgánicos. Curiosamente, la liberación de CO_2 de los carbonatos en estas muestras de suelo fue producida a varios de cientos de grados más alta que lo esperado en carbonatos puros, los cuales tienen temperaturas de degradación térmica aproximadamente entre los 500 y 950°C. La posible causa de este efecto será discutida más abajo. Finalmente, las masas 48 y 64, mostraron un comportamiento térmico

similar en sus trazos, siendo liberados a $\sim 550^\circ\text{C}$ y continuaron incrementándose hasta los 1200°C . Estas masas resultan de la degradación térmica de sulfatos en el suelo en SO_2^+ (64, pico base = 100%), y SO^+ (48, pico de $\sim 50\%$). En algunos casos, la masa 66 fue detectada solamente cuando la abundancia del ión 64 era muy alta ($\text{S}^{34}\text{O}_2^+$).

Pese al hecho de que estos suelos contienen bajos niveles de materia orgánica, no se evidenció ningún fragmento orgánico detectado por TV-EM, ni tampoco se observó al ion 44 m/z liberado en $T < 600^\circ\text{C}$, el cual es usualmente un producto abundante durante la degradación de orgánicos (González-Vila and Almendros, 2003; Philp, 2003). Presumiblemente, la ausencia del ion 44 m/z se debió a dilución, dada la pequeña cantidad de materia orgánica y el tiempo de calentamiento [1 h].

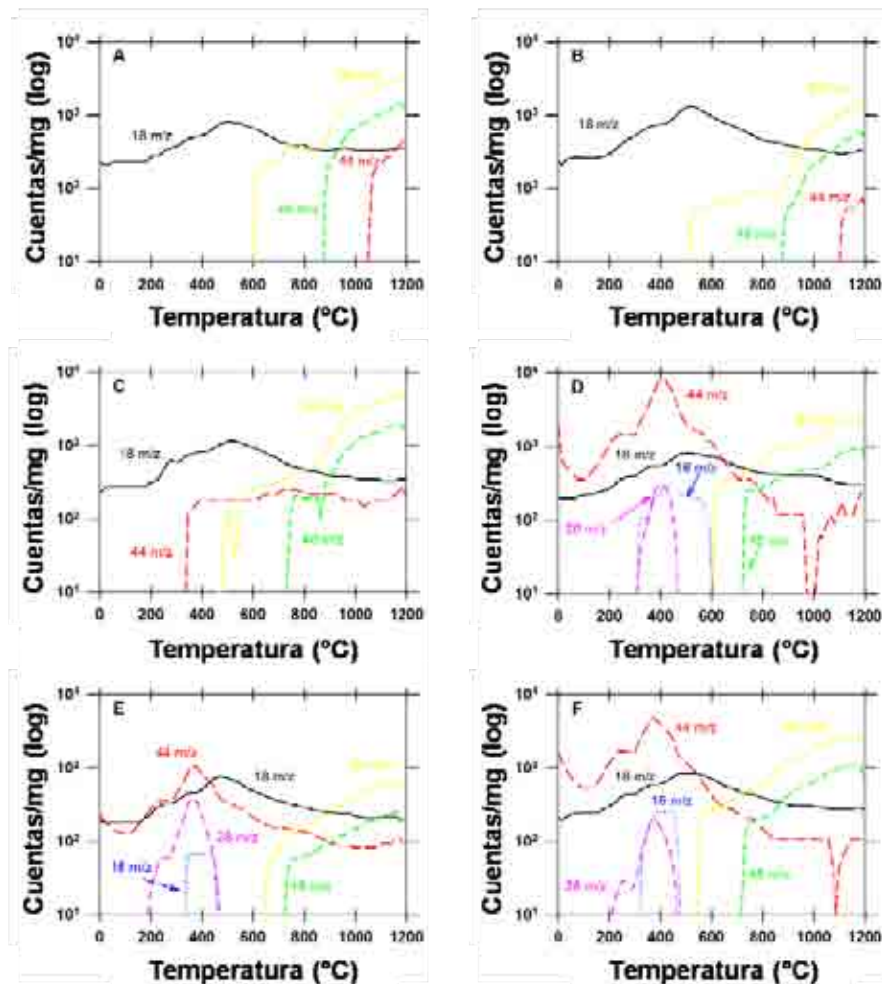


Figura 72. Trazos del TV-EM para los suelos hipeáridos **A)** tipo I: PE-361, **B)** tipo II: PE-388, **C)** tipo VI: PE-001; y los mismos mezclados con microorganismos, **D)** suelo tipo I, **E)** suelo tipo II y **F)** suelo tipo VI. El analizador másico fue escaneado de 10 a 200 m/z.

Otro suelo hiperárido que contiene niveles muy bajos de materia orgánica [~ 11.5 ppm] es el tipo VI, representado por la muestra PE-001. El tratamiento térmico mostró fragmentos similares a los observados en los suelos tipo I o II [Figura 72C]; sin embargo, una diferencia importante fue la liberación de la masa 44 a bajas temperaturas [$\sim 350^\circ\text{C}$] como se espera para el CO_2 liberado de la oxidación de materia orgánica. Además cuando el suelo PE-001 fue pre-tratado a 500°C para remover trazas de orgánicos, el ion 44 fue liberado sólo antes de los 600°C [Figura 73C]. Los trazos para TV-EM de las muestras PE-361, 388 y 001 pre-calentadas a 500°C mostraron un comportamiento similar a las muestras no pre-tratadas. Ambos casos mostraron los fragmentos 44, 48 y 64 m/z [Figura 73A-C]. Debido a que el analizador másico fue barrido de 40 a 200 m/z para estos suelos pre-tratados, los iones analizados por debajo de 44 m/z, como el agua, no aparecen graficados.

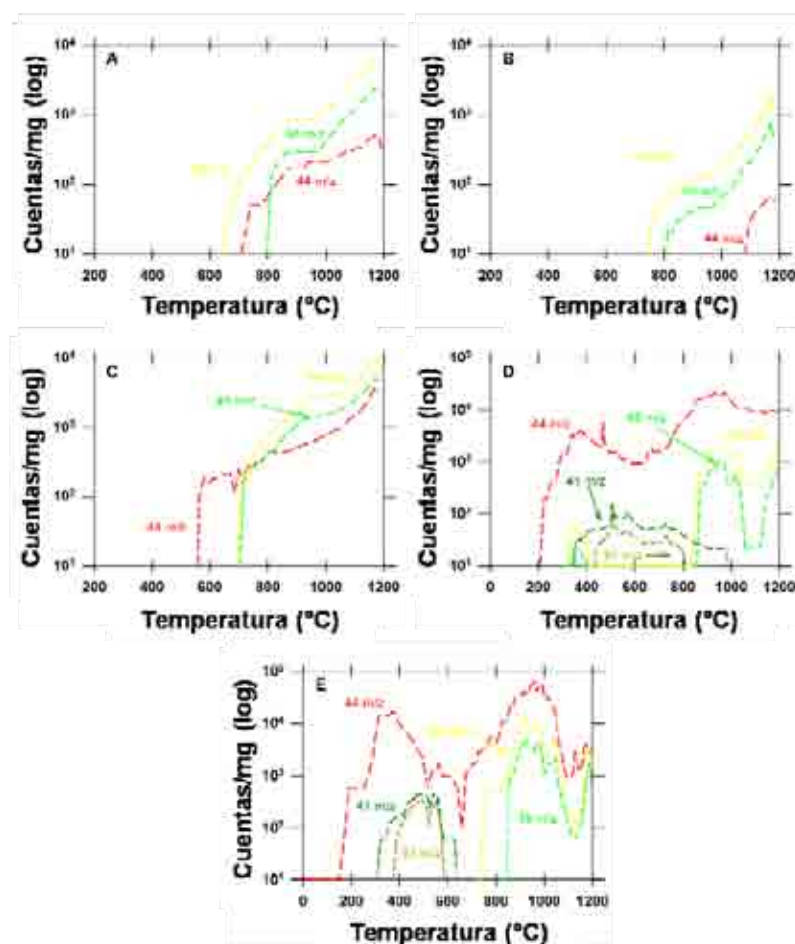


Figura 73. Trazos del TV-EM para los suelos pre-calendados (500°C x 24 h), **A)** tipo I: PE-361, **B)** tipo II: PE-388, **C)** tipo VI: PE-001; y los mismos mezclados con microorganismos, **D)** La gráfica es representativa para el suelo tipo I y tipo II y **E)** suelo tipo VI. El analizador másico fue escaneado de 40 a 200 m/z.

El trazo de TV-EM del suelo tipo V [PE-276], el cual contiene ~22.4 ppm de C orgánico, mostró la liberación de los siguientes iones: 18, 44, 48, y 64 m/z [Figure 74A]. Su tendencia fue similar a muestras previas del tipo I, II y IV; aunque en éste la masa 44 presentó dos puntos máximos centrados en 450°C y después de los 1100°C. Como en suelos previos, la masa 44 fue originada mayormente del CO₂ y en menor grado del N₂O [~1%]. El origen de este ion debe ser la oxidación de materia orgánica a temperaturas bajas (Hao, 1994) y la descomposición térmica de carbonatos a temperaturas altas (Wang et.al, 2000; Stalport et al., 2005) respectivamente. Otra vez, no hubo fragmentos distintivos de materia orgánica detectada por TV-EM, pese a la presencia de 20 a 30 ppm de C orgánico. Además, los fragmentos 18, 48 y 64 m/z fueron muy similares a los análisis previos. El proceso térmico del suelo tipo V [PE-276] pre-tratado a 500°C, no mostró la liberación inicial del ion 44, lo cual corrobora que este pico fue debido a materia orgánica [Figura 74B].

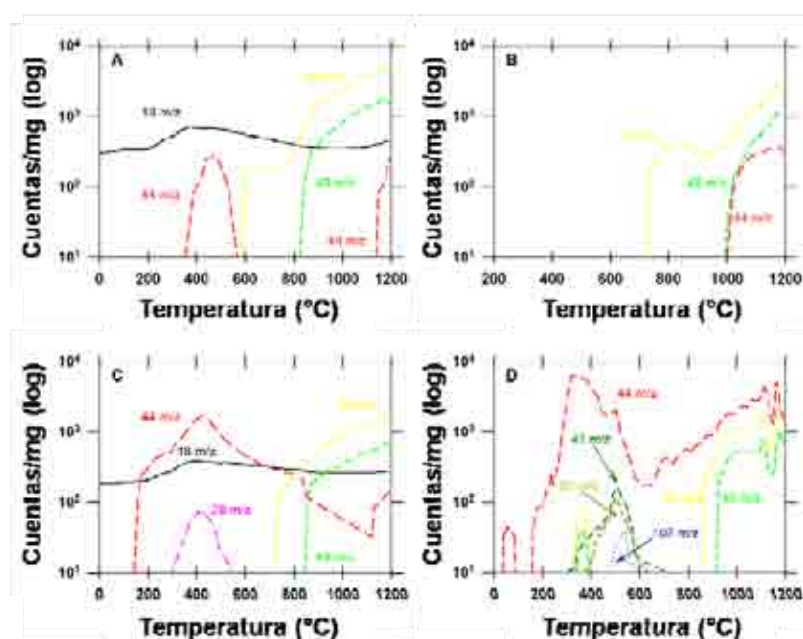


Figura 74. Trazos del TV-EM para el suelo tipo V: PE-276. **A)** Suelo puro, **B)** suelo no mezclado y pre-calentado (500°C x 24 h), **C)** suelo mezclado con microorganismos, y **D)** suelo mezclado y pre-calentado. El analizador másico fue escaneado de 10 a 200 m/z para suelos no tratados y de 40 a 200 m/z para los pre-tratados.

En contraste a las muestras previas, el suelo tipo III [PE-386] y el tipo IV [PE-287] mostraron diferencias sustanciales cuando fueron analizadas por TV-EM [en el tiempo de

picos, inicio y puntos máximos de liberación] [Figura 75A y B]. La muestra de suelo PE-386, que contiene ~35 ppm de C orgánico, presentó la liberación de los siguientes fragmentos de masa: 16, 18, 28, 30, 36, 38, 44, 48 y 64 m/z. La masa 16 fue detectada por la TV-EM entre 450°C a 750°C, alcanzando un punto máximo en ~650°C. Éste fue probablemente identificado como metano [CH_4^+], pero también podría ser enmascarado por la producción de oxígeno atómico debida a la ionización electrónica de moléculas que contienen oxígeno como CO_2 , CO, H_2O , y/o SO_2 durante la TV-EM. De manera interesante, el punto máximo coincide con el pico de CO [28 m/z] y de CO_2 [44 m/z] [Figura 75A]. El fragmento 18 resultó de la liberación de agua por procesos térmicos explicados anteriormente. Una nueva masa detectada en el suelo tipo III fue el 28 m/z, entre los 300 y 800°C; que resulta de la oxidación incompleta del C orgánico a monóxido de carbono [CO] y/o debida a la disociación electrónica del CO_2 . Así, la masa 28 tuvo una tendencia similar a la de 44. Adicionalmente, el ion 44 formado en el rango de temperaturas de 200 a 1200°C exhibió dos máximos centrados en ~360°C y 640°C, los cuales corresponden a la oxidación de orgánicos y a la descomposición de carbonatos a temperaturas bajas y altas respectivamente. Las masas 48 y 64 tuvieron similares propiedades térmicas, siendo liberadas a temperaturas mayores a 630°C, alcanzando un máximo en 800°C. Estas masas son debidas a la descomposición de sulfatos en SO^+ y SO_2^+ . Otros iones liberados de esta muestra fueron el 36 y el 38 m/z. Ellos tuvieron trazos y propiedades térmicas similares, con una producción a temperaturas cercanas de 470°C, alcanzando un máximo en ~850°C, y luego disminuyendo lentamente hasta los 1200°C. La posible naturaleza química de estas masas es la formación de H^{35}Cl^+ y H^{37}Cl^+ , respectivamente. El ácido clorhídrico [HCl] fue probablemente originado por la degradación térmica de cloruros. Finalmente, la masa 30 fue liberada en el rango de temperaturas de 180 a 550°C, y alcanzó un máximo en ~320°C. Probablemente, este fragmento es debido a NO, el cual es liberado de la oxidación térmica de materia orgánica con N a temperaturas bajas o de la degradación de nitratos a temperaturas altas (Hao, 1994; Navarro-González et al., 2009).

La TV-MS para el suelo tipo IV [PE-287], el cual contiene ~8 ppm de C orgánico, mostró la liberación de los siguientes iones: 16, 18, 28, 36, 44, 48, y 64 m/z [Figure 75B]. En este suelo la masa 44 mostró valores en el rango de temperaturas de 360 a 1200°C con una

curva máxima encima de los 750°C, lo cual podría sugerir que es debida a la descomposición térmica de carbonatos; sin embargo, este tipo de suelos posee las cantidades de carbonatos más bajas en el desierto [Tabla 1]. Alternativamente, el CO₂ podría resultar de la oxidación de orgánicos refractarios, los cuales han sido detectados por Pir-CG-EM en estudios previos (Navarro-González et al., 2006). El resto de los iones liberados ya han sido explicados y presentan trazos similares a la muestra previa PE-386.

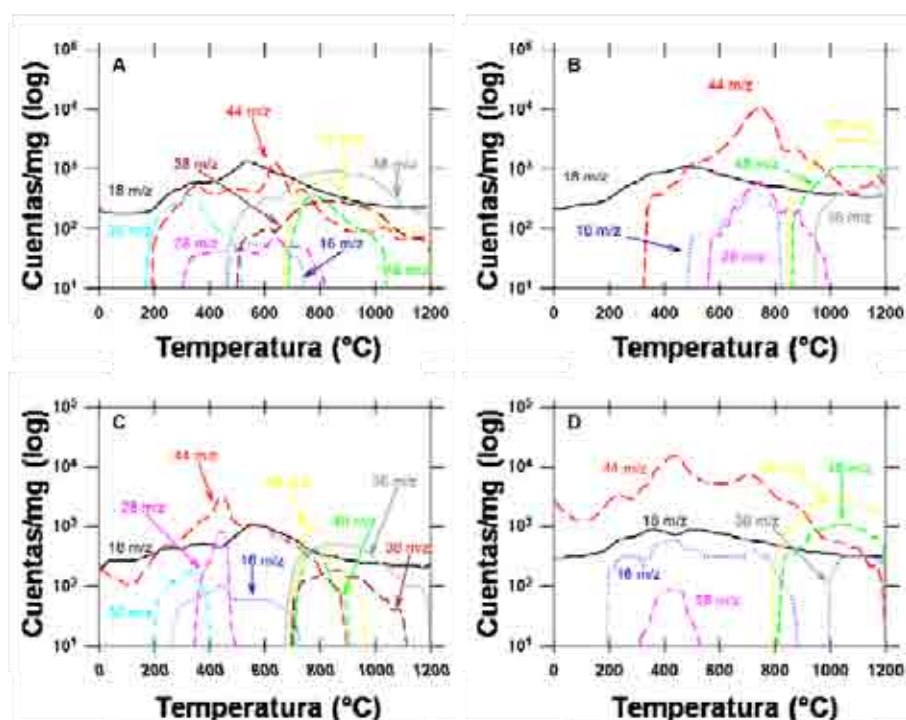


Figura 75. Trazos del TV-EM para suelos hiperáridos: **A)** tipo III: PE-386, **B)** tipo IV: PE-287. Para suelos mezclados **C)** tipo III, y **D)** tipo IV. El analizador másico fue escaneado de 10 a 200 m/z.

Aunque este suelo contiene muy bajos niveles de material orgánico similares a los de la muestra PE-001 [8 vs. 11 ppm], ésta muestra mayor liberación de CO₂, incluyendo CO y oxígeno atómico. Otra vez, este hecho confirma la presencia de orgánicos refractarios y/o sugiere la importancia del efecto de la matriz mineral del suelo sobre la materia orgánica. Ciertamente, el suelo PE-287 es más arenoso que el PE-001, el cual contiene mayor componente limoso [Tabla 1].

Los suelos pre-tratados PE-386 y PE-287 también mostraron la liberación de CO₂ [44 m/z] por encima de 550°C sugiriendo la presencia de carbonatos y/o orgánicos refractarios

respectivamente [Figura 76A y B]. Además, ambos suelos mostraron otro pico significativo de ion 48 entre los 1000 y 1200°C atribuidos a sulfatos. Pese a las condiciones hiperáridas de esta región, el depósito de carbonatos es bajo, de manera similar a Yungay, como vimos en la sección previa (Michalski et al., 2004). Mientras los carbonatos son mucho menos solubles que los sulfatos, su formación no es químicamente favorecida en esta área (Ewing et al, 2006). Sin embargo, los carbonatos presentan depósitos locales en grietas y en las caras prismáticas de los sulfatos donde ellos son protegidos (Doner and Lynn, 1989), así, podrían requerir mayores temperaturas para ser liberados. En algunos casos, esta liberación fue alcanzada después del pre-tratamiento de las muestras [500°C durante 24 horas] y el subsecuente proceso de TV. Ciertamente, las reacciones térmicas internas en cuerpos sólidos dependen de la geometría del enrejado cristalino, la naturaleza y dirección de las uniones químicas, la anisotropía de las estructuras cristalinas y sus propiedades (Stoch, 1991; Smykatz-Kloss, 2002). La matriz mineral y/o orgánica en muestras complejas tiene un efecto en los procesos de descomposición (Yarib, 1991; Blazso, 1999; Morse, 2007). De manera interesante, la granulometría de las muestras pareciera tener un efecto sobre la liberación de orgánicos refractarios. Las muestras con mayor cantidad de partículas menores a 50 μm [limos y arcillas] mostraron, en general, una liberación de CO_2 de carbonatos en temperaturas más altas [p.e. PE-361, PE-388], aunque la presencia de materia orgánica refractaria también podría incrementar este procesos [p.e. PE-276].

Otro factor a descartar, es que la muestra no haya alcanzado la temperatura marcada por el pirolizador. Diferentes muestras de carbonatos [calcita, aragonita, magnesita y sales dobles] y sulfatos fueron cargadas en capilares de cuarzo y montadas en el centro del filamento de la sonda en el pirolizador como describimos en las metodologías. La temperatura de descomposición de estas muestras coincidió con las reportadas en la literatura (Smykatz-Kloss, 2002; Stalport, 2005). Adicionalmente, la comparación entre experimentos usándola termogravimetría [TGA] versus el sistema utilizado este estudio, no mostró diferencias significativas en las temperaturas de descomposición de las muestras [$\pm 10.0^\circ\text{C}$]. Irwin [1982] y Wampler [1995] revisaron exhaustivamente la instrumentación y la aplicación de la pirólisis, demostrando la ventaja de la técnica para programas de calentamiento. Debido a que, la muestra puede ser colocada directamente dentro del filamento durante el calentamiento, no hay un gradiente térmico, como se observa en otros diseños de hornos.

Aunque en la práctica, la muestra es colocada en un tubo de cuarzo y calentada usando un filamento espiral, el pequeño horno de cuarzo formado dentro del elemento resistivo, no muestra un gradiente de temperatura significativo (Wampler, 1995). En conjunto, la suma de estos factores podría influenciar directamente la descomposición de carbonatos a mayores temperaturas.

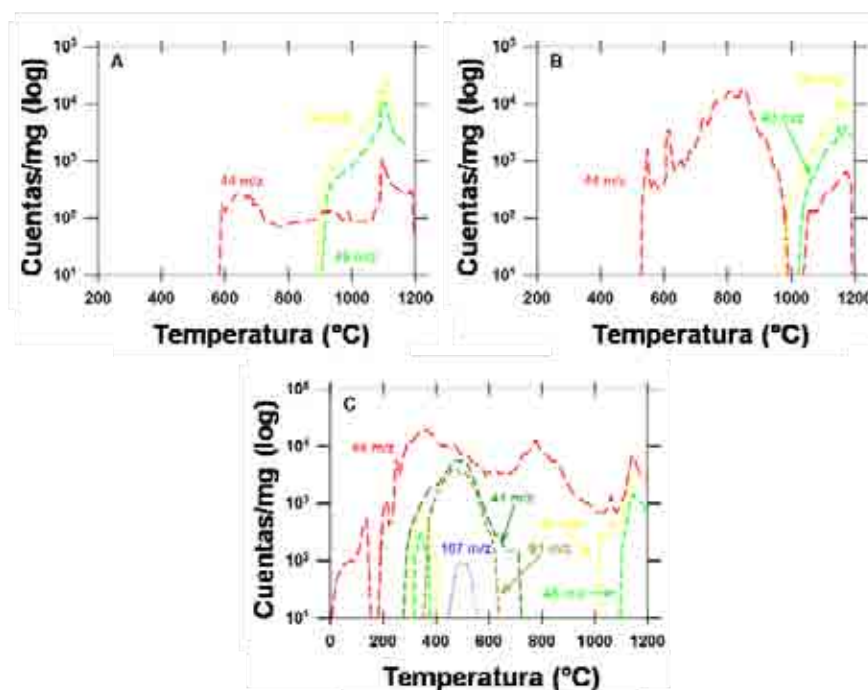


Figura 76. Trazos del TV-EM para suelos pre-tratados (500°C x 24 h), **A)** tipo III: PE-386, **B)** tipo IV: PE-287, y **C)** mezclados con microorganismos. La gráfica C es representativa para ambos tipos de suelo. El analizador másico fue escaneado de 40 a 200 m/z.

Recientemente, Peeters et al., [2008] demostró diferencias importantes para las propiedades físicas y químicas en muestras de La Joya, aún en muestras tomadas a pocos metros de diferencia. Las muestras fueron sometidas a condiciones marcianas simuladas para probar la estabilidad de aminoácidos presentes. Sus resultados indicaron un nivel de destrucción alto de estos compuestos; y concluyeron que la estabilidad de los aminoácidos en estos suelos está influenciada por la composición mineral de las muestras. Los resultados del presente estudio ratifican estos hallazgos, al observar los diversos comportamientos dependientes del tipo de matriz.

4.1.5 TV de los suelos mezclados con microorganismos

Buscando demostrar el efecto de los diferentes tipos de suelo sobre la materia orgánica durante el análisis de TEGA, tres diferentes microorganismos fueron mezclados con las muestras de suelo [Figura 71A, C y D]-, y la TV, fue evaluada usando los iones, producidos por todos los organismos, que fueran más abundantes, como se describió anteriormente [41, 91 y 107 m/z]. Los suelos tipo I, II y VI mezclados con microorganismos mostraron la ausencia completa de iones orgánicos característicos, pero evidenciaron un incremento alto de la masa 44 [CO₂]. Adicionalmente, los iones 16 y 28 m/z [oxígeno atómico y monóxido de carbono] aparecieron coincidentemente con el pico más alto de CO₂ [Figura 72D-F]. Otra vez, el ion 16 fue liberado de la ionización electrónica del CO y CO₂. Estos resultados claramente demuestran la presencia de uno o varios oxidantes que descomponen la materia orgánica en estos suelos a CO y CO₂ durante el proceso de TV. Curiosamente, los suelos pre-tratados a 500°C mostraron una respuesta térmica diferente, al ser mezclados con microorganismos, frente a los suelos no tratados [Figura 73D, E]. Los trazos para los suelos tipo I y II [PE-361 y 388 respectivamente] mostraron exactamente el mismo gráfico [Figura 73D]. Los iones 41 y 91 m/z fueron detectados por TV-EM. Estos fragmentos iniciaron su liberación en temperaturas bajas, entre 320 y 420°C respectivamente, alcanzando un punto máximo en ~500°C, para luego disminuir hasta los 1000 y 800°C respectivamente. Pese a los altos niveles de orgánicos adicionados a estas muestras [1:4], ellos tuvieron bajas señales durante el proceso y la intensidad de estas masas de orgánicos fueron sobrepasadas por la masa 44 del CO₂. El suelo pre-tratado PE-001, presento un trazo similar a las muestras previas [Figura 73E], mostrando una marcada disminución de los iones característicos de microorganismos [41 y 91 m/z] y un abrupto incremento del ion 44 m/z. Estos resultados mostraron que el calentamiento previo de las muestras a 500°C, removi6 parcialmente el efecto oxidante sobre la materia orgánica, aunque, el efecto de la matriz fue mantenida dada la alta producción de CO₂ y el declive en la abundancia de los iones orgánicos patrones. Mientras la masa 44 es observada también durante el proceso normal de TV por la oxidación de materia orgánica de microorganismos puros [Figura 71], la producción de este ion, si los microorganismos están en el suelo, es mucho más abundante.

Luego, estos datos sugieren la existencia de al menos dos tipos de oxidantes en estos suelos, uno termolábil, que es altamente oxidante, y uno termoestable, que posee una menor actividad oxidante y que sobrevive al pre-tratamiento térmico.

El suelo tipo V [PE-276] también mostró el mismo comportamiento oxidativo con una ausencia total de fragmentos característicos y un alto valor de CO_2 y CO. De manera interesante, en este suelo el ion 16 m/z no apareció [Figura 74C]. En el suelo pre-calentado, sin embargo, los iones 41, 91 y 107 m/z fueron detectados durante la TV, pero nuevamente en niveles muy bajos comparados a la producción de CO_2 . Adicionalmente, las masas 48 y 64 m/z (SO^+ , SO_2^+) aparecieron en temperaturas bajas [350 a 400°C] y probablemente son debidas a la oxidación térmica de orgánicos asociados a azufre como las sulfonamidas [Figura 74D]. Como en los suelos previamente no tratados y pre-tratados, la presencia de actividad oxidativa por la matriz del suelo fue evidente, lo cual sugiere también, la presencia de al menos dos oxidantes en este tipo suelo.

La respuesta de TV del suelo tipo III [PE-386] mezclado con microorganismos no detectó ningún ion orgánico característico, pero mostró la liberación de los siguientes iones: 16, 18, 28, 30, 36, 38, 44, 48, y 64 m/z [Figure 75C]. Estos iones fueron detectados tempranamente en el suelo no mezclado, pero a diferencia de ese, aquí hubo una gran liberación de CO_2 , con un pico en ~400°C, y un incremento de los iones 28 y 16 m/z, cuyos máximos coincidieron con la masa 44 m/z. Significativamente, el ion 30 m/z observado en el suelo no mezclado, fue nuevamente detectado en los mismos niveles en el suelo mezclado con microorganismos. Esto significa, que aunque haya compuestos orgánicos con nitrógeno provenientes de los microorganismos adicionados a estos suelos, ellos no fueron observados, y el ion detectado es el producto de compuestos presentes en el suelo nativo. Esto sugiere que el nitrógeno en este tipo de orgánicos se oxida mayormente al ion N_2O , enmascarado por el incremento del CO_2 . Ciertamente, un estudio paralelo, ha mostrado que el fragmento 30 m/z es liberado de suelos, pero no fue liberado de manera significativa de diversos compuestos orgánicos puros, bajo TV (Navarro-González et al., 2009). Así, la masa 30 m/z podría ser provista por orgánicos-N relictos perteneciente al grupo recalcitrante del suelo. Otras masas como la 18, 36, 38, 48 y 64 m/z, no tuvieron variación. De manera similar a las muestras previas, el suelo tipo IV [PE-287] mezclado con microorganismos, mostró un incremento significativo del ion 44 m/z, el cual tuvo un pico

en $\sim 400^{\circ}\text{C}$ que coincide con la oxidación de materia orgánica y con la máxima liberación de CO y O atómico [masas 28 y 16 m/z]. Curiosamente, la masa 16 es la segunda más abundante en este suelo. Los iones 41, 91 o 107 no fueron detectados [Figura 75D].

Finalmente, los suelos pre-tratados tipo III y IV, mezclados con microorganismos, tuvieron una respuesta global similar de TV [Figura 76C]. Mientras el ion 44 m/z tuvo un incremento significativo durante el proceso térmico, los iones característicos 41, 91 y 107 m/z no mostraron una disminución importante en su abundancia. Estos datos sugieren que el o los oxidantes termolábiles de la matriz del suelo, que tuvieron una alta actividad oxidante, luego del pre-tratamiento fueron eliminados; y que en estos dos tipos de suelos pareciera no existir un oxidante termoestable, dado que en estos suelos pre-tratados con 500°C los iones característicos estuvieron presentes.

La actividad oxidante en estos suelos durante el tratamiento térmico es evidente: primero, los iones que son liberados de diferentes moléculas orgánicas a temperaturas bajas [$<600^{\circ}\text{C}$], y que han sido demostrados en diferentes estudios previos (Hao et al., 1994; Manning et al., 2005; Trofimov and Emelyanenko, 2000; Philp, 2003; Lopez-Capel, 2005; Wang et al., 2000), fueron reemplazados por CO_2 [ion 44 m/z], CO [ion 28 m/z] y metano u oxígeno atómico [ion 16 m/z], los cuales son producidos durante combustión completa e incompleta. Segundo, el rango dinámico de las temperatura y barrido de masas usados en este trabajo [1200°C , 200 m/z], fueron más altos que los usados en trabajos previos (Wang et al., 2000; Manning et al., 2005; Lopez-Capel, 2005; Snyder et al., 2005), incluyendo el usado por la misión Phoenix [1000°C , 140 m/z] (Hoffman et al., 2008). Así, cualquier fragmento orgánico que podría ser retenido por interacciones con la matriz del suelo o por tener una naturaleza refractaria, es factible de ser detectado. Y tercero, los orgánicos de los microorganismos adicionados en las muestras de suelo, no son comparables con la materia orgánica nativa, la cual ha sido sujeta a interacciones geofísicas y geoquímicas a través del tiempo. Además, el tipo de interacción de los orgánicos adicionados con la matriz del suelo es primariamente física y durante el proceso térmico activa una catálisis heterogénea resultando en la oxidación de la materia orgánica (Schulten and Leinweber, 1993a, 1993b; Navarro-González et al., 2006). Independientemente del área superficial, la cual es baja en estos suelos debido a mayor concentración de arenas, la superficie catalítica de limos y

arcillas [partículas menores a 50 μ m] fueron capaces de oxidar la materia orgánica adicionada a estos suelos.

4.1.6 Implicaciones en la misión Phoenix y la exploración a Marte

En este trabajo, se examinan las propiedades térmicas de los gases liberados de seis tipos de suelos provenientes del desierto de La Joya; buscando investigar el efecto de la matriz del suelo y la baja concentración de materia orgánica sobre la respuesta de TV, además del efecto de los suelos mezclados con diferentes microorganismos sobre la TV.

Los resultados mostraron interesantes iones liberados de estos suelos “análogos a Marte” por la TV, y diferencias significativas en el comportamiento de los gases liberados dependiendo de la matriz del suelo y la concentración de material orgánica bajo condiciones térmicas similares. Estos suelos, no mostraron iones orgánicos por esta técnica. Ciertamente, los suelos con una concentración < 30 ppm de C orgánico liberaron los iones 44 y 28 m/z principalmente, los suelos con una concentración >30 ppm de C orgánico, liberó los iones 44, 28 y 30 m/z; y los suelos con un contenido muy bajo de orgánicos [<10 ppm de C orgánico] no mostró una liberación iónica, probablemente debido a la dilución de la concentración de orgánicos.

Cuando los microorganismos son adicionados al suelo, los resultados mostraron iones característicos esperados [41, 91 y 107 m/z], los cuales podrían ser usados para detectarlos en diferentes suelos en un análisis de TV-EM. Sin embargo, la actividad oxidante de la matriz del suelo eliminó estos fragmentos durante la TV. En suelos no tratados hubo ausencia de los iones previamente encontrados en el TV de microorganismos puros, y un incremento de la abundancia del CO₂ y CO. En contraste, en los suelos pre-calentados a 500°C, los iones orgánicos fueron detectados en concentraciones menores de hasta 3 órdenes de magnitud, y también hubo un incremento del CO₂. Todo esto demuestra la existencia de procesos oxidativos en la matriz del suelo cuando se somete a temperatura. Basado en la liberación de orgánicos con y sin tratamiento de las muestras, se postula la presencia de oxidantes termolábiles y termoestables, aunque su naturaleza, todavía no es dilucidada en esta zona. La evidencia para la presencia de un fuerte oxidante en los suelos marcianos ha sido muy estudiada (Oyama and Berdahl, 1977), y desde el retorno de datos del Vikingo varias hipótesis han sido presentadas para explicar la actividad oxidativa en su

superficie (Quinn et al., 2007). Peróxido de hidrógeno (Encrenaz et al., 2004), superóxidos (Yen et al., 2000), radiación UV (McKay et al., 1998), dióxido de titanio modificado con peróxido (Quinn and Zent, 1999), peroxinitritos (Plumb et al., 1989), y recientemente percloratos encontrados en la superficie de Marte por el Phoenix; son posibles candidatos.

Otra región de Atacama localizada al norte de Chile, cerca de Yungay, mostró la presencia de oxidantes no identificados, quiralmente inespecíficos (Navarro-González et al., 2003). Aunque esta región es caracterizada por grandes cantidades de depósitos de sales (Bohlke et al., 1997) y contienen especies altamente oxidantes, que incluyen iodatos (IO_3^-), cromatos (CrO_4^{2-}), percloratos (ClO_4^-) y probablemente persulfatos ($\text{S}_2\text{O}_8^{2-}$) (Ericksen, 1981, 1983); estos candidatos no explican completamente los resultados obtenidos aquí, ni a experimentos similares, realizados por el Vikingo en Marte (Navarro-González et al., 2003; Quinn et al., 2007).

Basado en los resultados, se permite concluir que si la concentración de material orgánico en el suelo y en el hielo de Marte fuera menor a 30 ppm y hubiera oxidantes, como se espera en su superficie, las técnicas como el TEGA podrían no detectarla como fragmentos orgánicos. Actualmente los estudios del Phoenix han confirmado la presencia de agua, percloratos y carbonatos en Marte, sin embargo, los datos del TEGA aún continúan siendo analizados. Así también, la naturaleza de los oxidantes en La Joya, Yungay y Marte permanece en estudio, aunque, como veremos en la segunda parte de esta sección los oxidantes también parecen ser quiralmente inespecíficos, sufren agotamiento y luego son reemplazados por actividad biológica, la cual en un principio se encuentra probablemente en estados latentes.

Finalmente, los resultados mostraron la utilidad del estudio de suelos de desiertos terrestres como una manera de probar instrumentos y experimentos para la búsqueda de material orgánico en Marte.

4.2 ACTIVIDAD OXIDANTE EN SUELOS DE LAS PAMPAS DE LA JOYA, BAJO CONDICIONES DEL EXPERIMENTO DE LIBERACIÓN ISOTÓPICA MARCADA

4.2.1 Resumen

En esta sección analizamos la descomposición de formato y alanina marcados con ^{13}C luego de ser adicionados en solución acuosa a suelos hiperáridos de La Joya, siguiendo el protocolo del experimento de Liberación Isotópica Marcada (LRexp), usado por las naves Vikingo en la superficie marciana. Durante los primeros 5 días de incubación, la solución de alanina (5mM) se descompuso en una frecuencia de 0.15 a 0.2 $\mu\text{mol/d}$, y la solución del formato (50mM) se descompuso en una frecuencia de 0.5 a 2 $\mu\text{mol/d}$, que fueron similares a los valores encontrados con suelos de Yungay en estudios anteriores. La observación de que la producción de $^{13}\text{CO}_2$ fue similar para ambos enantiómeros L y D-alanina en los primeros días de la reacción, sugirió la presencia de oxidantes no biológicos. Sin embargo, luego del séptimo día los suelos presentaron un incremento en la descomposición de la forma L, sugiriendo actividad biológica. La liberación de $^{13}\text{CO}_2$ luego de la adición de formato, mostró una cinética similar a la observada en los suelos de la superficie de Marte por las naves Vikingo. Los resultados indican que la producción de $^{13}\text{CO}_2$ producida por los suelos de La Joya es coherente con una fase inicial de descomposición no biológica seguida por una biológica, luego de la adición de compuestos orgánicos. El calentamiento de los suelos de manera previa al experimento, disminuyó pero no eliminó completamente la descomposición de los nutrientes adicionados. Finalmente, estos datos sugieren que la descomposición de materia orgánica, en los suelos hiperáridos de La Joya, comparte características similares a las encontradas en Yungay, pero también presenta diferencias importantes con respecto a la cinética observada en Marte, utilizando el experimento de Liberación Isotópica marcada.

4.2.2 Recopilando datos de interés

La única misión espacial, hasta la fecha, diseñada para la búsqueda de evidencia pasada o presente de vida en el planeta Marte ha sido la Misión Vikingo; la cual fue enviada en la década de los años 70's. Dicha misión consistió en dos naves compuestas por un orbitador

(VO) y un explorador (VL) que fueron lanzadas el 20 de agosto y 09 de setiembre de 1975 y que “amartizaron” en 2 áreas ubicadas en la parte meridional del planeta el 20 de julio y el 03 de setiembre de 1976 respectivamente. El VL-1 quedó localizado en la zona denominada Chrysie planitia y el VL-2 en la región Utopia planitia a miles de kilómetros del primero [ver Figura 4].

Los exploradores (VL), además de llevar equipos para estudios espectrográficos y atmosféricos, tenían a bordo instrumentos diseñados para investigar la presencia de rastros de vida en el regolito de la superficie. Cuatro experimentos estaban enfocados para este propósito. El primero, “químico”, consistía de un pirolizador acoplado a un cromatógrafo de gases con espectrómetro de masas (Pir-CG-EM) diseñado para detectar material orgánico, y los otros tres, “biológicos”, diseñados para medir la actividad metabólica y diferenciar si ésta era por actividad física o química (Biemann et al., 1979) [ver Tabla 3 y Figura 6, Cap. I]. Sin embargo, los resultados del Vikingo fueron dudosos y contradictorios en tres aspectos. Primero, la ausencia de material orgánico en concentraciones de partes por billon (ppb), evaluado por el Pir-CG-EM (Biemann et al., 1977). Segundo, la rápida liberación de oxígeno molecular en niveles cercanos a 1 $\mu\text{mol/g}$, cuando las muestras de suelo fueron expuestas a vapor de agua en el experimento de intercambio de gases (GEx) (Oyama et al., 1977) Tercero, los nutrientes marcados isotópicamente adicionados al suelo fueron consumidos como si algún organismo o varios hubieran estado presentes en el suelo. Esto último durante el experimento de liberación marcada (LR) (Levin and Straat, 1977).

La aparente contradicción de los experimentos biológicos con los resultados del experimento químico, fueron debatidos durante mucho tiempo, concluyendo finalmente que la reactividad del suelo marciano era debida a la presencia de uno o más oxidantes reactivos y la ausencia de orgánicos se explicaba por la alta oxidación debida a la presencia de dichos oxidantes y/o por la alta radiación UV (McKay et al., 1998; Navarro-González et al., 2003). Ha sido reportado que los suelos de Yungay en Chile, tienen algunas características que son similares a las muestras analizadas por los instrumentos a bordo de las naves Vikingo (Navarro-González et al., 2003). Navarro-González et al., [2003] describió los suelos de Yungay como “similares a Marte” basado en tres criterios: niveles muy bajos de material orgánico en los suelos, casi indetectables con análisis por Pir-CG-EM; niveles de microorganismos en el suelo por debajo de los límites de detección usando cultivos; y una

descomposición u oxidación similar y no selectiva para una mezcla de enantiómeros bióticos [L-alanina, D-glucosa], y abióticos [D-alanina, L-glucosa], que fueron adicionados a las muestras de suelo.

En el experimento de Liberación Isotópica Marcada [Labeled Release Experiment - LRExp] del Vikingo, la evolución del gas radioactivo fue monitorizado después de la adición de nutrientes marcados con ^{14}C , en celdas que contenían el suelo marciano (Levin and Straat, 1976a, 1976b, 1977). Después de la primera adición del sustrato a la muestra marciana, se observaron dos patrones distintos de evolución de liberación de $^{14}\text{CO}_2$ [Figura 77]. El primero mostró una liberación muy rápida del $^{14}\text{CO}_2$ en las primeras 24 a 48 h del experimento, la cual ha sido atribuida a un oxidante termolábil (Klein et al., 1976). La liberación inicial fue equivalente aproximadamente al 4 a 6% del total del carbono marcado adicionado a la muestra, lo que fue interpretado como la descomposición de un sólo componente de la mezcla: el formato (Klein et al., 1976; Levin and Straat, 1976a, 1976b; Ponnampuruma et al., 1977; Oyama et al., 1976)

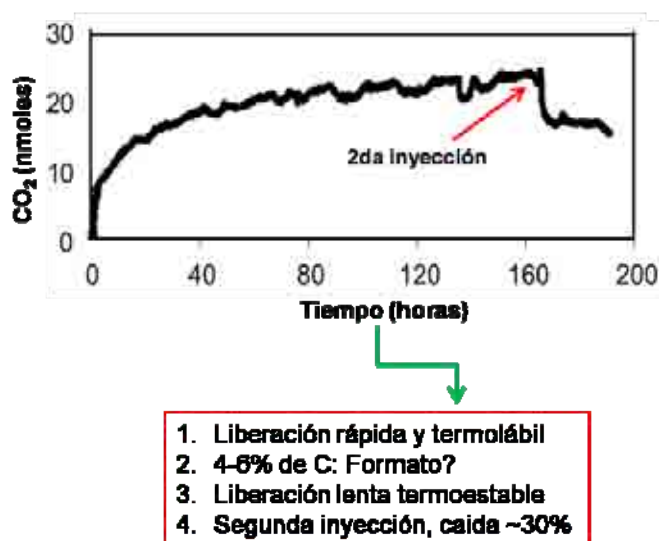


Figura 77. Cinética de la liberación de $^{14}\text{CO}_2$ y sus características, bajo el protocolo de Liberación Isotópica Marcada realizado en la superficie marciana por las naves Vikingo.

Esta liberación rápida inicial fue eliminada por calentamiento de la muestra a 160°C [y reducida por calentamiento de 50°C] en la celda, previamente a la adición de los nutrientes. El segundo patrón observado fue una liberación de $^{14}\text{CO}_2$ continua y lenta, luego que

finalizó la primera reacción oxidativa. Este $^{14}\text{CO}_2$ secundario persistió después del tratamiento [tanto a 50°C como a 160°C]. Los suelos de ambas zonas del Vikingo, incluyendo la muestra tomada debajo de la roca, dieron la misma respuesta cuando realizaron el experimento del LR (Levin and Straat, 1976a, 1976b, 1977). Una segunda inyección de solución fue administrada buscando evaluar si la oxidación se debía a una acción microbiológica, dado que a más sustrato el proceso debía presentar otro momento de liberación rápida. La respuesta a esta segunda inyección fue inesperada, debido a que el 30% del $^{14}\text{CO}_2$ presente en la cavidad dentro de la celda se fue dentro de la solución (Klein et al., 1976). La interpretación generalmente aceptada de los resultados del Vikingo, es que los suelos analizados fueron químicamente reactivos y no biológicamente activos (Klein, 1978; Zent and McKay, 1994). Adicionalmente, al menos dos reacciones oxidativas con diferente cinética son requeridas para explicar la descomposición observada de orgánicos en el LRexp (Klein, 1978, 1979).

A diferencia del experimento del Vikingo, Navarro-González et al., [2003] modificaron la técnica para demostrar que el suelo proveniente de la zona de Yungay en el desierto de Atacama al norte de Chile, tenía características oxidantes similares a las encontradas en Marte. La técnica difirió del Vikingo en los siguientes aspectos: 1) que la medición de gases liberados fue realizada solamente una vez a los 3 ó 5 días de la inyección inicial y 2) que la cantidad de nutrientes fue mayor en 2 a 3 órdenes de magnitud a la usada por el Vikingo (0.25 mM versus 50 mM de formato). Los resultados mostraron entre 3 a 12 μmol de CO_2 provenientes del formato, indicando actividad oxidativa importante. Adicionalmente, para diferenciar si este proceso se debía a efectos biológicos o abióticos se adicionaron 2 mezclas de enantiómeros marcados a muestras separadas del mismo suelo. Dada la preferencia quiral de los organismos por la forma D- y L- de los carbohidratos y aminoácidos respectivamente esta era una forma adecuada de evaluar el proceso (Cline, 2005). De manera interesante, los resultados mostraron que hubo una liberación de 0.4 μmol de ambas mezclas indistintamente evaluadas a los 3 y 5 días de incubación, lo cual sugería fuertemente una oxidación abiótica. Dado que los procesos biológicos dominan la oxidación en cualquier zona de la Tierra, estos resultados mostraban el único lugar donde este proceso era inverso.

Debido a las modificaciones realizadas en el experimento de Navarro-González et al., [2003], y la dificultad de comparación con los experimentos del LR realizados por el Vikingo; Quinn et al., [2007] analizó los suelos de Yungay para determinar su condición de “análogo a Marte” bajo la condición del LRep. Los resultados de estos experimentos permitieron comparar la cinética de descomposición de compuestos orgánicos adicionados a los suelos de Yungay con los resultados del Vikingo. La reproducción de los patrones de liberación del CO₂ fue la clave necesaria para establecer si los procesos oxidativos que ocurrieron en Yungay fueron similares a los ocurridos en Marte. Los resultados de ese estudio son considerados un antecedente directo de esta segunda parte de la sección 4, por lo que iremos discutiendo sus datos frente a los presentados en los suelos de La Joya.

4.2.3 Experimento de Liberación Marcada

Al igual que en el trabajo de Quinn et al., [2007], la primera parte de nuestro estudio fue evaluar si bajo el protocolo de Navarro-González et al., [2003] los suelos de La Joya presentaban un comportamiento similar al encontrado en Yungay. De manera interesante, el valor de ¹³CO₂ presente en el espacio del vial sellado de las 7 muestras de La Joya, luego de una incubación hasta el 5^{to} día [1g de suelo con 1ml de nutrientes en solución], fue similar a los valores encontrados en Yungay [Tabla 41].

Tabla 41. Cantidad promedio de la oxidación de nutrientes orgánicos en los suelos de La Joya y Yungay al 5^{to} día de incubación.

Localidad y Muestra	Formato (μmol)	D-Alanina (μmol)	L-Alanina (μmol)
La Joya PE-361 (I) M1	3.6	0.60	0.7
La Joya PE-389 (II) M2	2.3	0.53	0.56
La Joya PE-287 (IV) M4	5.8	0.64	0.86
La Joya PE-276 (V) M5	6.4	0.59	0.62
La Joya PE-001 (VI) M3	2.9	0.87	1.0
La Joya PE-400 (NE) M6	3.5	0.7	0.82
La Joya PE-401 (NE) M7	6.2	1.0	1.3
Yungay (N-G)	3-12	~0.4	~0.4
Yungay A (Q)	2.4	0.95	1.1
Yungay B (Q)	7.8	0.7	-

En este experimento no se utilizó el tipo de suelo III, que posee la mayor concentración de material orgánico. NE: muestras de zonas hiperáridas cercanas a La Joya, no catalogadas en algún tipo de suelo específico. N-G: Datos de Navarro Gonzalez et al., [2003]. Q: Datos de Quinn et al., [2007]. M1-7: Las muestras en este experimento fueron numeradas de acuerdo a su cercanía.

La Tabla 41, mostró que los valores hallados en Yungay son muy similares a los de La Joya al quinto día de incubación, demostrando que los resultados son comparables en ambas localidades. Utilizando este protocolo, durante los 5 días de incubación se obtuvo que las frecuencias de oxidación para la D, L- Alanina [concentración inicial por enantiómero de 5mM] estuvo en el rango de 0.15 a 0.2 $\mu\text{mol/d}$, y para el formato [concentración inicial de 50mM] estuvo en el rango de 0.5 a 2 $\mu\text{mol/d}$.

Utilizando el protocolo del Vikingo, evaluamos en primer lugar dos muestras de la región de Yungay buscando ver si nuestro método reproducía los resultados encontrados por Quinn et al., [2007]. La cinética de cambio del $^{13}\text{CO}_2$, luego de la adición de una solución de ^{13}C -formato [0.25mM] a las muestras del suelo de Yungay, mostró valores similares a los obtenidos anteriormente en ese trabajo [Figura 78]. De manera interesante, la cinética obtenida imitó la curva obtenida por el Vikingo en Marte, mostrando una liberación rápida en las primeras 24 horas, para luego mantener un proceso de oxidación lenta y continua. La disminución ligera de $^{13}\text{CO}_2$ en las muestras, luego de un rápido incremento, se debe a un probable cambio en el pH de la solución hacia el lado básico, ocasionando que el CO_2 ingrese en la solución. Este proceso será discutido más adelante.

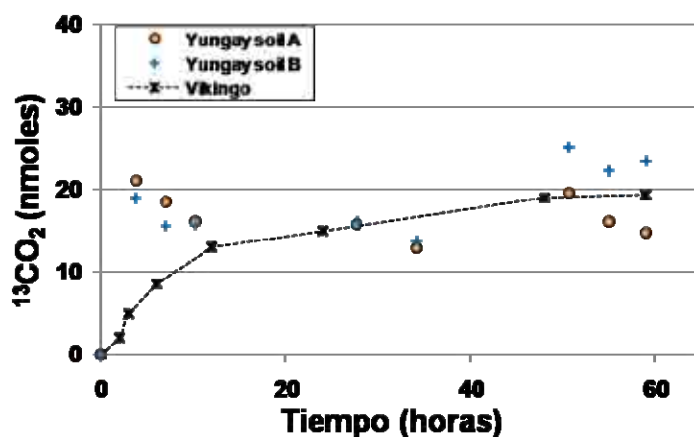


Figura 78. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ en los suelos de Yungay. Los resultados se obtuvieron al adicionar 0.25mM de formato de sodio a las muestras del suelo. 1g de suelo y 0.2 ml de solución.

Las curvas de cinética para los suelos de La Joya dieron resultados interesantes [Figuras 79 y 80]. En primer lugar, la respuesta de oxidación rápida en casi todos los suelos [excepto el

M4] fue mucho más abrupta que la que presentó el Vikingo [llegaron a ~50 -60 nmoles de $^{13}\text{CO}_2$], ya que se dio a las pocas horas de adicionar la solución de formato de sodio.

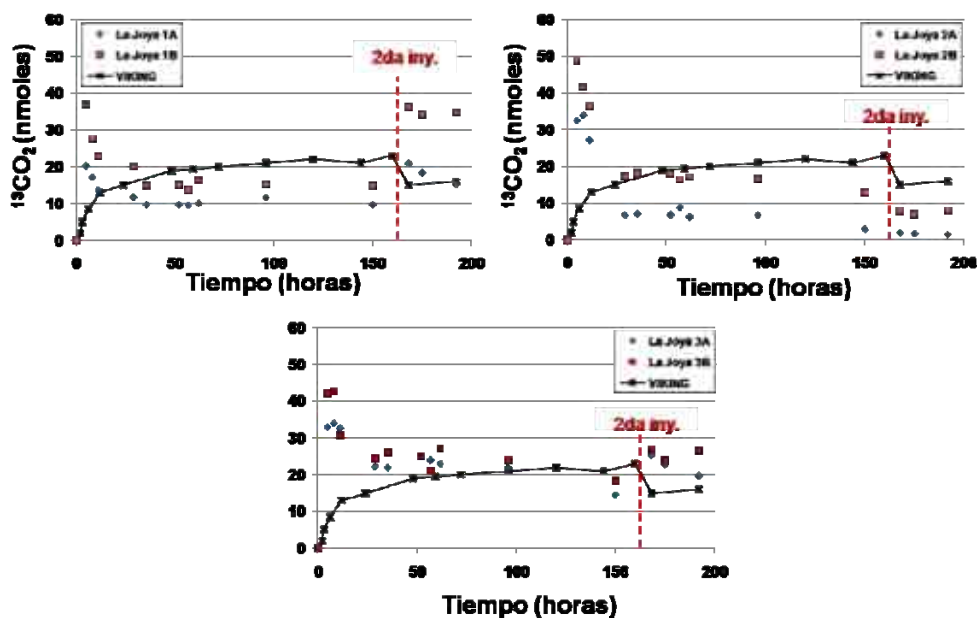


Figura 79. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ en los suelos de La Joya [suelos M1, M2 y M3]. Los resultados se obtuvieron al adicionar 0.25mM de formato de sodio a las muestras del suelo. 1g de suelo y 0.2 ml de solución.

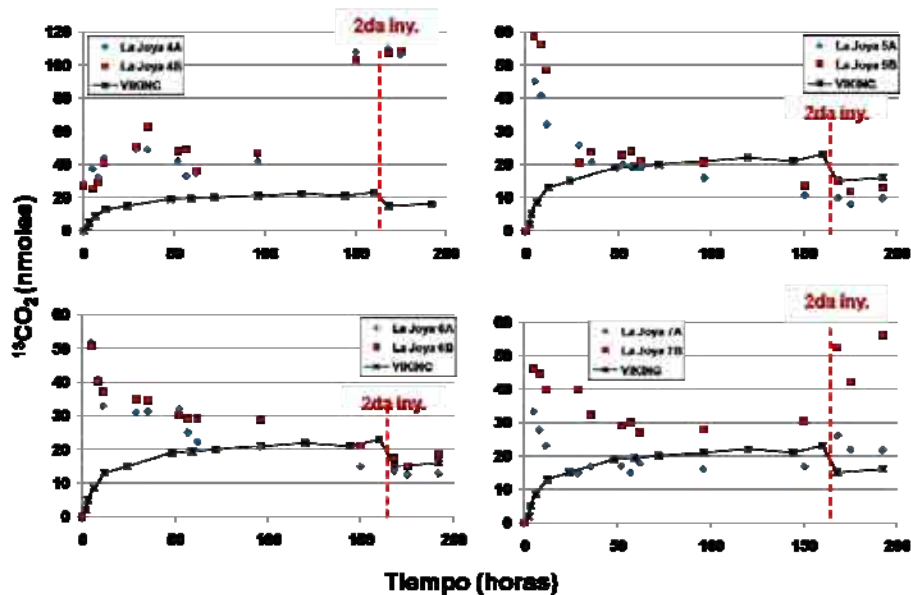


Figura 80. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ en los suelos de La Joya [suelos M4, M5, M6 y M7]. Los resultados se obtuvieron al adicionar 0.25mM de formato de sodio a las muestras del suelo. 1g de suelo y 0.2 ml de solución.

El suelo M4 en cambio, mostró una respuesta de oxidación más parecida pero también mucho más rápida que la mostrada por el Vikingo. Presentó un pico de $^{13}\text{CO}_2$ de 60nmoles pero su incremento fue más paulatino de ~40 horas.

Luego de alcanzar el pico de descomposición, todos los suelos presentaron una caída de $^{13}\text{CO}_2$ explicada probablemente por un cambio en el pH [Figura 81], hasta valores similares a los encontrados en la cinética de los suelos marcianos. Este hecho sugiere que el oxidante inicial fue rápidamente agotado, seguido por un cambio de pH al lado básico y un subsiguiente proceso oxidativo menos violento y constante hasta el sexto o séptimo día. El valor de $^{13}\text{CO}_2$ liberado en esta segunda fase estuvo entre 10 y 30 nmoles. Curiosamente el suelo M4 a diferencia del resto presentó un incremento abrupto de liberación de $^{13}\text{CO}_2$, el cual fue atribuido a actividad biológica. La posibilidad de contaminación fue descartada debido a que los suelos controles calentados a 160°C , como lo hizo el Vikingo, no presentaron ningún incremento, inclusive al prolongar la cinética hasta cerca de los 17 días [Figura 81]. Los suelos calentados a 160°C a diferencia de lo encontrado en el Vikingo, presentaron un ligero incremento inicial de actividad oxidativa en estos suelos, con una fase posterior de oxidación gradual y mínima. Esta última también estaba presente en la cinética del Vikingo. Tras una segunda inyección de nutrientes en estos suelos al séptimo día, de manera similar a lo realizado por el Vikingo, hubo un incremento de oxidación a $^{13}\text{CO}_2$ en las muestras 1, 3, 4 y 7, los que fueron atribuidos a actividad biológica. En cambio, en las muestras 2, 5 y 6, se dio un proceso similar a lo visto en el Vikingo, con disminución del CO_2 . Este proceso es consistente con el pH alcalino que mostró el suelo marciano para el Vikingo y es consistente con el cambio de pH observado tras la adición de solución acuosa en los suelos [Figura 81]. Este proceso también fue observado en Marte y Yungay (Quinn et al., 2005).

Quinn and Zent, 1999, postularon que el oxidante responsable de la descomposición rápida de formato era el dióxido de titanio modificado con peróxido. En su trabajo mostraron una cinética de liberación similar a la del Vikingo, y demostraron que el 1% de Ti presente en la superficie marciana como TiO_2 podría ser modificado por el peróxido de hidrógeno, que estabilizaría los grupos hidroxilos reactivos en la superficie del mineral. Para comparar, la cinética de la liberación del $^{13}\text{CO}_2$ debida a la descomposición de formato por dióxido de titanio modificado con peróxido versus la cinética de los suelos de La Joya, se utilizó 0.1 g

de este mineral $[\text{TiO}_2\text{-H}_2\text{O}_2]$ con 0.25M de formato de sodio en un volumen de 0.25 ml. Esta proporción fue sacada de la relación de la densidad aparente del suelo marciano, tomada como 1.3g/cm^3 y el volumen de muestra utilizado por el Vikingo de 0.5 cc. Dado que el 1% de esa cantidad es TiO_2 , la cantidad esperada es de 6.5 mg. Para subir la sensibilidad se aumentó también la concentración de 0.25mM a 0.25M del nutriente. El procedimiento de modificación del TiO_2 y la cantidad de este mineral en la superficie ha sido exhaustivamente discutido (Quinn and Zent, 1999).

Como se esperaba, los resultados mostraron que el dióxido de titanio modificado con peróxido de hidrógeno, es el mejor simulante de la cinética. El TiO_2 no modificado y el peróxido de hidrógeno sólo, no reprodujeron la cinética [Figura 82].

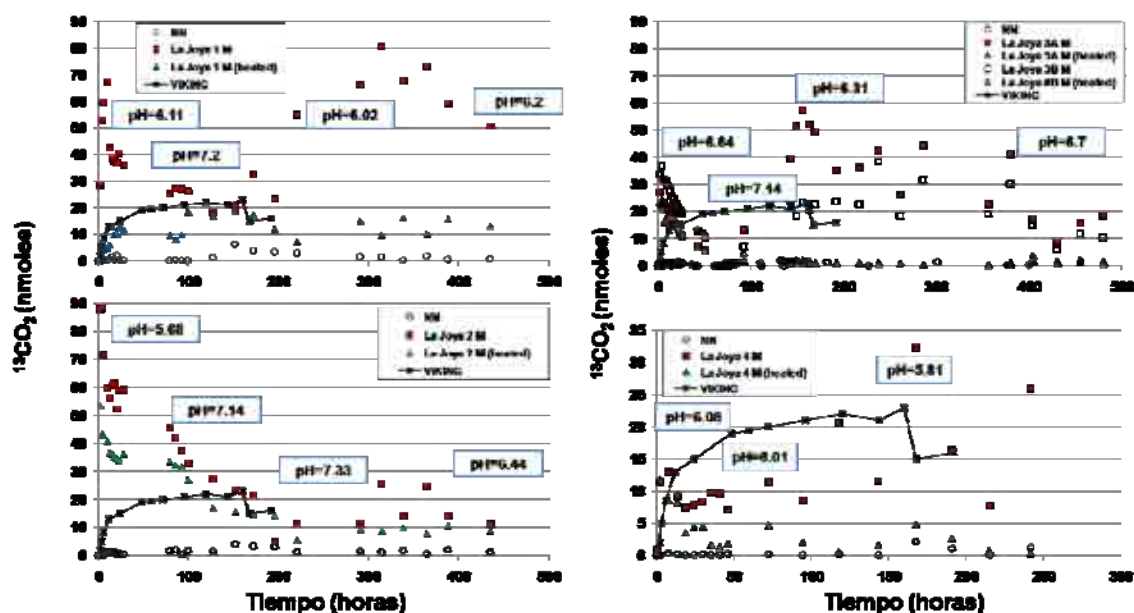


Figura 81. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ en los suelos de La Joya extendida a 17 días. Los resultados se obtuvieron al adicionar 0.25mM de formato de sodio a las muestras del suelo. 1g de suelo y 1cc de solución. El cambio de pH demostró ser el responsable de la caída del CO_2 . La acidificación es probablemente debida a metabolismo bacteriano. NN: agua sin nutriente.

4.2.4 Experimento de liberación marcada utilizando enantiómeros D y L- alanina

Para ayudar a establecer si la descomposición de formato en los suelos de La Joya, era debida a actividad microbiana o a procesos de oxidación no biológica, se utilizaron los enantiómeros de la D y L de la alanina adicionados a las diferentes muestras. Dada la

preferencia de los organismos vivos por la forma L, esto permitiría evaluar si el proceso es biológico o no [Figura 83].

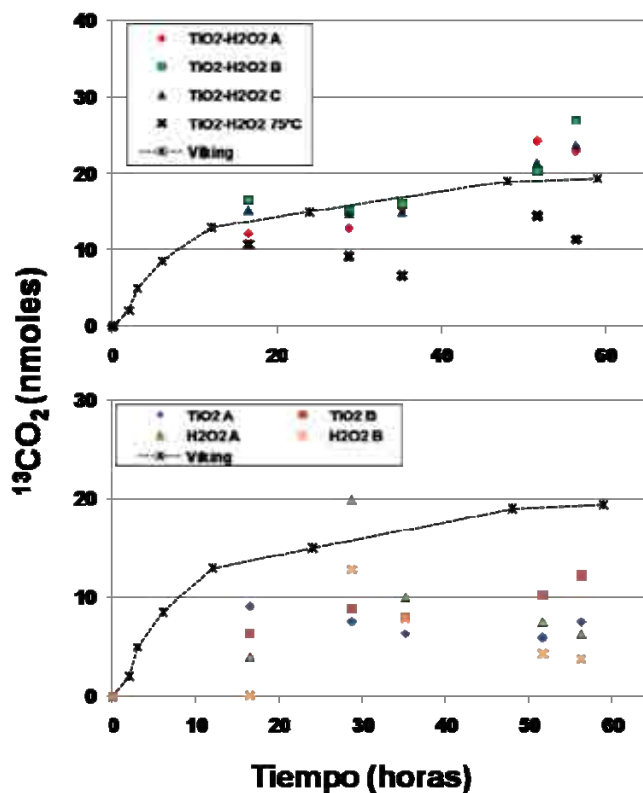


Figura 82. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ debido a la oxidación de formato, por dióxido de titanio modificado con peróxido, por TiO_2 no modificado y por H_2O_2 .

Hasta los 4 a 5 días de reacción la mayoría de suelos no mostró una preferencia quirál en la oxidación de los nutrientes. Curiosamente la muestra 3 mostró este comportamiento hasta el 9 a 10 día. Esto sugirió una descomposición no biológica de los compuestos orgánicos. Adicionalmente, no se observó una oxidación abrupta como en el caso del formato, lo que indica que los oxidantes podrían tener cierta preferencia estequiométrica o de afinidad, hecho que también se presentó en Yungay y en la superficie marciana. Posterior al 5 día, o al 10 en el caso de la muestra 3, se observó un incremento y una separación concomitante del $^{13}\text{CO}_2$ proveniente de la muestra con L-alanina. Aunque también hubo un incremento de la muestra con D-alanina, la diferencia entre estas curvas cinéticas fue muy significativa, sugiriendo actividad biológica. El incremento de la curva de D-alanina también fue

observada en Yungay, y recientemente Sun et al., [2009], ha demostrado que también hay un consumo mucho más lento de las formas enantioméricas biológicamente desfavorecidas, aunque durante el procesos de asimilación estas pueden ser degradadas e incorporadas a formas favorecidas por diversas enzimas. El calentamiento de los suelos en este caso eliminó la reactividad química, sugiriendo la existencia de diversos oxidantes y con diferentes afinidades por los sustratos. Los bajos niveles de microorganismos encontrados en Yungay (Lester et al., 2007) y en La Joya [ver siguiente sección], son consistentes con las curvas cinéticas encontradas y con un crecimiento paulatino.

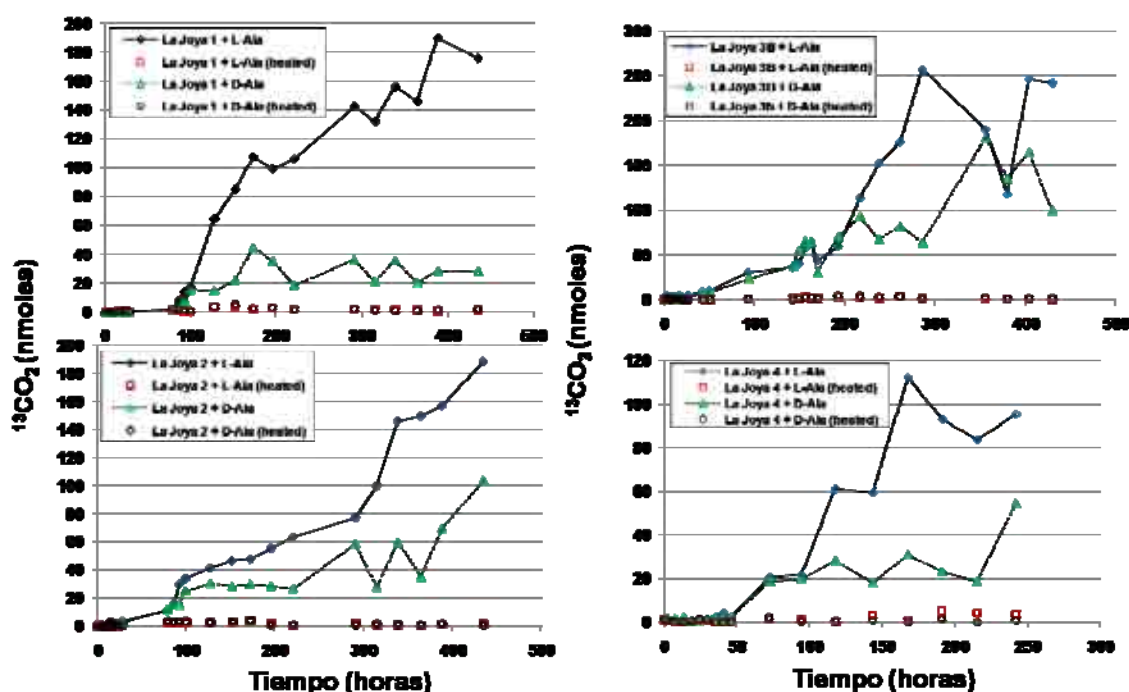


Figura 83. Cinética de la liberación de $^{13}\text{CO}_2$ debido a la oxidación de D y L-alanina en los suelos de La Joya. D y L-alanina fueron adicionados de manera separada.

Varios parámetros observados en el experimento del LR puntualizan una explicación no biológica para los resultados del Vikingo. Estas observaciones incluyen el cese del CO_2 liberado después de sólo 10 a 14% del sustrato descompuesto y la baja del CO_2 con una nueva inyección de nutrientes (Klein, 1978, 1979). Si el sustrato continúa presente, es de esperar que de haber microorganismos, la oxidación continúe producto de su respiración. Sin embargo, esto no se observó en el Vikingo, además de importantes argumentos en

contra de la actividad biológica en Marte. Numerosas explicaciones de posibles oxidantes han sido y continúan siendo postuladas para Marte [ver Tabla 3].

Finalmente, los resultados permiten concluir que: 1) existen oxidantes no biológicos dado el patrón de descomposición de enantiómeros L y D en los primeros días de liberación; 2) aparece un incremento en etapas finales de la degradación de L-alanina y D-glucosa, consistente con la existencia de bajos niveles de microorganismos en la zona; 3) la liberación del $^{13}\text{CO}_2$ del formato reproduce la cinética observada en el Vikingo; 4) se observó un incremento de $^{13}\text{CO}_2$ liberado del formato inyectado por segunda vez que es consistente a actividad biológica a diferencia del Vikingo; 5) el calentamiento previo con 160°C eliminó la descomposición biológica y no biológica de la glucosa, alanina y formato, a diferencia del Vikingo donde sólo se eliminó la liberación rápida del CO_2 ; y 6) independientemente de los efectos fotoquímicos presentes, los mecanismos de descomposición de orgánicos adicionados a La Joya son diferentes de los procesos observados por el Vikingo.

Aunque estos resultados muestren una actividad diferente dado que existen microorganismos, el suelo de esta zona es muy interesante como antecedente para otros estudios similares en otros suelos análogos y para el diseño de nuevos experimentos que busquen detectar actividad biológica en la superficie y subsuelo en Marte.

5 ESTUDIOS MICROBIOLÓGICOS PRELIMINARES EN EL DESIERTO DE LA JOYA

5.1 Resumen

En esta sección analizamos las muestras superficiales del suelo el desierto de la Joya buscando en primer lugar detectar y cuantificar la presencia bacteriana, y luego evaluar los posibles grupos estructurales de la población, basado en su composición de fosfolípidos de membrana. Dado el contenido mínimo de material orgánico [2-70 $\mu\text{gC/g}$ de suelo], los niveles bacterianos no presentaron una relación directa con su presencia. La biomasa microbiana presente fue escasa en valores de 37.71 ngC/g de suelo, que indica el bajo aporte en C orgánico debido a poblaciones microbianas. La alta heterogeneidad de los suelos confirmó una distribución con nichos de microorganismos. Los análisis de PCR mostraron niveles de bacterias de 2×10^2 bacterias / g de suelo, mientras que DAPI detectó valores de 1×10^4 bacterias/g de suelo. Esta aparente discordancia, se debe a las fallas en la extracción del ADN por la presencia de diferentes especies minerales y a la alta variabilidad de estos suelos. PLFA dio valores de 10^5 bacterias/g y dio una idea general de la estructura de la comunidad presente. Finalmente, las comunidades microbianas encontradas en estos suelos constituyen un excelente campo de exploración, donde se puede empezar a entender los requerimientos básicos y mínimos necesarios para su supervivencia en este tipo de ambientes hiperáridos.

5.2 Recopilando datos de interés

En desiertos extremadamente áridos, la baja cantidad de humedad y actividad de agua limitan severamente los límites de crecimiento bacteriano, abundancia y diversidad (Kieft, 2002; Skujins, 1984). Un ejemplo de esto es el núcleo del desierto de Atacama, cerca de Yungay (McKay et al., 2003), donde existen productores primarios que incluyen a las cianobacterias (Cameron, 1969a; Cameron and Blank, 1965; Navarro-González et al., 2003) y representan un ambiente que permite demostrar la supervivencia microbiana con escasa cantidad de agua (Cabrol et al., 2001; Cameron, 1969b; Glavin et al., 2004; Navarro-González et al., 2003; Quinn et al., 2005; Shafaat et al., 2005; Skelley et al., 2005).

Reportes previos cerca de esta zona indican valores casi nulos de organismos [<10 CFU/g] (Cameron, 1969a, b; McKay et al., 2003), sugiriendo que ha sido cruzado el límite para la vida microbiana (Navarro-Gonzalez et al., 2003; McKay et al., 2003). Sin embargo, otras investigaciones en la región han producido resultados que van desde las 10^6 células/g (Glavin et al., 2004) hasta las 10^7 CFU/g (Cameron and Blank, 1965; Cameron and Gensel, 1966). Además, muestras del subsuelo del área de Yungay ha revelado concentraciones bacterianas entre 10^2 a 10^5 CFU/g (Maier et al., 2004) y una cuenta total de células entre 10^6 a 10^7 células /g (Glavin et al., 2004). La aparente heterogeneidad de la distribución espacial microbiana dentro del núcleo hiperárido de Yungay, ha variado entre la esterilidad y 10^7 CFU/g, llevando a la necesidad de estudios más controlados a lo largo de este tipo de suelos. Por tal motivo, en esta sección se decidió analizar la superficie del desierto de La Joya, una zona con características de interés, con un tipo de muestreo en rejilla; intentando así cubrir la mayor cantidad de variantes al igual que los estudios desarrollados en secciones anteriores para la química del carbono.

Dada la dificultad para técnicas altamente sensibles, en este trabajo mejoramos la sensibilidad de dos metodologías importantes en la detección de microorganismos en el

suelo: PCR en tiempo real [Reacción en cadena de la polimerasa] y DAPI [epifluorescencia con Diamino-fenilindol], como detallamos en la metodología. Adicionalmente tomamos muestras de la región de Yungay, para realizar un análisis comparativo.

5.3 Cuantificación bacteriana en las regiones de La Joya y Yungay por PCR en tiempo real

Como ya se explicó anteriormente, el PCR en tiempo real constituye actualmente la mejor herramienta de cuantificación bacteriana gracias a su alto nivel de sensibilidad (Bustin, 2000; Wong and Medrano, 2005). Adicionalmente, debido a que el PCR en tiempo real elimina varios pasos del PCR convencional, la técnica es ideal para evitar procesos de contaminación (Wong and Medrano, 2005). Dado que la técnica es costosa se eligieron 60 puntos que luego fueron corroborados con la técnica de DAPI, que permitió el estudio de cerca de 117 puntos en rejilla [zona 3]. Para el estudio se planteó un pequeño protocolo alterno con 6 objetivos específicos que puedan servir de comparación además de brindar nuevos datos microbiológicos de la zona (Tabla 42).

Tabla 42. Objetivos y número de muestras utilizadas en el desierto de Atacama (Yungay y LaJoya) utilizando la técnica de PCR en tiempo real.

#	Objetivos	Número de muestras
1	Validación de muestras anteriormente procesadas por PCR convencional que dieron resultados negativos e indeterminados a presencia de ADN bacteriano.	2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 21, 22, 27, 28, 29, 30, 31
2	Determinación del efecto de profundidad sobre el número bacteriano en un hoyo de mina de 10 metros.	11, 12, 13, 14, 15, 16
3	Determinación del efecto de profundidad en un hoyo de 1 metro localizado en el sitio PE-001 donde se dieron previamente resultados negativos a presencia de ADN.	23, 24, 25, 26
4	Estudio de muestras recolectadas en 5 cerros a varios kilómetros de la estación de Yungay para estudiar el potencial efecto de depósito de bacterias por corrientes de viento provenientes del Océano Pacífico.	17, 18, 19, 20, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 409, 410, 411, 412, 413, 414
5	Estudio de muestras recolectadas en un transecto Este/Oeste de los Andes a la costa del Pacífico para observar el efecto de las corrientes de viento en el depósito de bacterias.	32, 33, 34, 35, 36, 37, 420, 421, 422, 423, 424
6	Estudio de muestras recolectadas en una colina cercana a Yungay donde el terreno tiene muchas grietas profundas.	415, 416, 417, 418, 419

1.- Para el primer objetivo se procesaron las muestras recolectadas en Yungay y en La Joya donde resultados previos con PCR convencional y cultivos, dieron respuesta negativa. Los resultados se muestran en la Tabla 43.

TABLA 43: Números de bacterias por gramo de suelo en diferentes zonas del desierto de La Joya y Yungay.

Nº	Lugar #	# réplicas	Ciclo de PCR-RT	Respuesta	Número de bacterias/gr	Notas
2	AT03-90	3	No	Indet.	N/A	Jardín de rocas- 1; Alt: 1038m
3	AT03-91	4	27.18 ± 0.15	+	453	Jardín de rocas- 2; Alt: 1038m
5	AT03-92	4	25.92 ± 0.04	+	1183	Jardín de rocas -3; Alt: 1037m
6	AT03-93	4	24.05 ± 0.06	+	4987	Jardín de rocas -4; Alt: 1033m. 2 de 4 no dieron reacción.
7	AT03-94	4	23.01 ± 0.28	+	11043	Jardín de rocas -5; Alt: 1032m
8	PE-345	4	26.53 ± 0.15	+	746	La Joya; Alt: 1030m
9	PE-277	4	26.69 ± 0.33	+	657	La Joya; Alt: 1029m
10	PE-001	4	26.64 ± 0.08	+	483	La Joya; Alt: 1028m

N°	Lugar #	# réplicas	Ciclo de PCR-RT	Respuesta	Número de bacterias/gr	Notas
21	AT03-16	3	20.24 ± N/A	Indet.	(92041)	2 de 3 sin respuesta.
22	AT03-19	3	No	Indet.	N/A	No hubo respuesta
27	AT03-39	4	24.27 ± 0.05	+	4213	2 de 4 sin respuesta
28	PE-003	3	27.05 ± 0.20	+	499	
29	PE-287	3	26.96 ± 0.25	+	533	
30	PE-388	3	24.89 ± 0.19	+	2603	
31	AT03-50	4	21.51 ± 0.22	+	34717	

Ausencia de reacción de la muestra fue considerada como respuesta Indeterminada.

De las 15 muestras procesadas, 3 dieron resultados indeterminados, todas las demás dieron positivas y cerca del 50% de los resultados mostraron un nivel por debajo de 1000 bacterias/gramo. Esta gran variabilidad de datos ratifica la heterogeneidad de los suelos además de la presencia de nichos y conglomerados bacterianos que probablemente dependen de particularidades químicas de sitio. Si bien el ADN puede ser de bacterias muertas o en estado no cultivable, estudios para análisis de ARN o de actividad microbiana deberán realizarse en el futuro. Lo que sí podemos confirmar es que la presencia de ADN bacteriano es positiva en dicha zona a diferencia de lo reportado anteriormente por Cameron et al., [1969a, b].

2.- Para la influencia de profundidad versus presencia bacteriana se colectaron 6 muestras a diferentes niveles de un hoyo existente en la zona a 300 m de la estación de Yungay, el cual tiene una profundidad de 10 metros. Los resultados de PCR fueron positivos solamente para las dos muestras recolectadas en el fondo del pozo, con niveles muy altos de presencia bacteriana (10^5 bacterias/g). El resto de muestras mostró inhibición de reacción, lo que demuestra gran cantidad de contaminantes.

3.- Para evaluar verazmente la influencia de la profundidad a la presencia bacteriana se tomaron muestras a diferentes niveles (5, 35, 65 y 85cm) de un hoyo cavado en Cerro de Cuarzo, La Joya donde se ha demostrado baja cantidad de material orgánico [~ 11 ppm] en la superficie e incremento de esta a 200 ppm en el subsuelo. Los resultados de esta parte del estudio fueron interesantes porque las tres muestras cercanas a la superficie mostraron bajos niveles de presencia bacteriana, 400 bacterias/g, mientras que a mayor profundidad hubo un incremento significativo en el número de bacterias (hasta 10^4 bacterias/g) [Tabla 44]; estos resultados sugieren que mientras la sobrevivencia bacteriana es limitada en la superficie, en el subsuelo hay mayor cantidad de nutrientes o mecanismos que permiten su existencia. Estos resultados son coherentes con las determinaciones de material orgánico mostradas en la sección 3.

Tabla 44. Números de bacterias por gramo de suelo en un hoyo cavado en Jardín de rocas-Atacama, Chile.

N°	# réplicas	Ciclo de PCR-RT	Respuesta	Número de bacterias/gr	Notas
23	4	27.80 ± 0.31	+	282	PE-001, 5cm.
24	4	27.33 ± 0.53	+	402	PE-001, 35cm.
25	4	27.64 ± 0.34	+	317	PE-001, 65cm.
26	4	23.04 ± 0.23	+	10792	PE-001, 85cm.

4.- En esta parte del estudio se evaluaron muestras recolectadas en las caras frontal y oculta al viento de 5 cerros localizados a varios kilómetros de la estación de Yungay. Esto para

evaluar el efecto de la altitud y del depósito bacteriano por las corrientes de viento del Pacífico [Tabla 45].

Tabla 45. Influencia de la altura y vientos sobre la presencia microbiana en 5 cerros localizados alrededor de Jardín de rocas (Yungay, Chile).

N°	Lugar	# réplicas	Ciclo de PCR-RT	Respuesta	N° de bact/g.	Notas
17	AT03-98	4	27.89 ± 0.23	+	263	Cumbre 1, al viento; Alt: 1122m
18	AT03-99	4	27.72 ± 0.30	+	298	Cumbre 1, oculta; Alt: 1221m
19	AT03-100	4	25.80 ± 0.44	+	1302	Cumbre 2, al viento; Alt: 1250m
20	AT03-101	4	17.35 ± 0.10	+	844263	Cumbre 2, oculta; Alt: 1250m
400		3	29.60 ± 0.19	+	566	Cumbre 3, valle; Alt: 1038m
401		4	28.54 ± 0.29	+	1271	Cumbre 3, medio; Alt: 1152m
402		4	29.01 ± 0.28	+	892	Cumbre 3 cima; Alt: 1223m
403		4	28.70 ± 0.10	+	1124	Jardín de rocas, cima; A: 1114m
404		4	29.17 ± 0.34	+	788	Jardín de rocas, medio; A: 1075m
405		4	28.33 ± 0.17	+	1494	Jardín de rocas, valle; Alt: 992m
406		4	28.02 ± 0.47	+	1903	Cumbre 1 valle; Alt: 1022m
407		4	28.90 ± 0.60	+	969	Cumbre 1 medio; Alt: 1111m
408		4	28.68 ± 0.72	+	1147	Cumbre 1 cima; Alt: 1201m
409		4	28.03 ± 0.42	+	1883	Cumbre 4 cima; Alt: 1400m
410		4	28.54 ± 0.64	+	1279	Cumbre 5 cima; Alt: 1414m
411		4	28.61 ± 0.49	+	1212	Cumbre 4 medio; Alt: 1330m
412		4	28.31 ± 0.16	+	1525	Cumbre 5 medio; Alt: 1340m
413		4	25.60 ± 0.09	+	12143	Cumbre 4 valle; Alt: 1174m
414		4	29.41 ± 0.46	+	655	Cumbre 5 valle; Alt: 1179m

Todas las muestras dieron respuesta positiva, 17 muestras de las 19 dieron valores cercanos y menores a 2000 bacterias/g. Y uno de los puntos en la cara oculta al viento dio un valor alto (8×10^5 bacterias/gr.), el cual fue relacionado a contaminación humana debido a la presencia de desechos en la zona.

La evaluación de resultados no mostró alguna tendencia con respecto a la cantidad de bacterias relacionadas con cambios de altitud o con la directa exposición a corrientes de viento; esto indica que dichos factores no tienen una gran importancia en la supervivencia bacteriana con respecto a aquellos presentes en zonas cercanas a Jardín de rocas y/o zonas de menor altitud. Este hecho también corrobora nuestros hallazgos acerca de la presencia de material orgánico.

5.- Esta parte del estudio pretendió evaluar el efecto de las corrientes de viento del Pacífico a lo largo de un transecto este-oeste. La muestra 37 fue la única que no pudo determinarse, todas las demás fueron positivas [Tabla 46].

Tabla 46. Influencia de la distancia de la costa frente a la presencia bacteriana.

N°	Lugar	# Réplica	Ciclo PCR- RT	Respuesta	N° Bacter/g.	Notas
32	AT03-102	4	19.65 ± 0.31	+	144646	Transecto a costa; cumbre; detrás de una roca; Alt: 1820m
33	AT03-103	4	23.46 ± 0.29	+	7792	Transecto a costa; cumbre; cerca a una roca; Alt: 1820m
34	AT03-104	4	17.11 ± 0.32	+	1014704	Transecto a costa; >1Km de la línea costera, Alt: 452m

N°	Lugar	# Réplica	Ciclo PCR-RT	Respuesta	N° Bacter/g.	Notas
35	AT03-105	4	19.19 ± 0.16	+	205766	Transecto a costa, muestra 1; Alt: 1585m
36	AT03-106	4	22.50 ± 0.16	+	16250	Transecto a costa, muestra 2; Alt: 1585m
37	AT03-107	4	No	Indeter.	N/A	Transecto a costa; valle; Alt: 997m
420		4	24.58 ± 0.44	+	26429	50 km al este de Jardín de rocas; Alt: 1691m
421		4	29.10 ± 0.24	+	833	100 km al este de Jardín de rocas; Alt: 3161m
422		4	29.35 ± 0.56	+	684	150 km al este de Jardín de rocas; Alt: 2972m
423		4	28.80 ± 0.47	+	1042	Cerca a Salar, luego de Mina Escondido. Alt: 2863m
424		3	30.30 ± 0.49	+	330	Km 55 de ruta 5 a la mina Escondido Alt: 793m

Los resultados son muy interesantes, puesto que se ve claramente un descenso rápido del número estimado de bacterias directamente relacionado a la distancia de la costa. El punto más cercano a la costa [34], presentó valores de 1×10^6 bacterias/g de suelo, mientras que los puntos más cercanos a Jardín de Rocas llegaron a 3×10^2 bacterias/g de suelo. Estos valores son coincidentes con las concentraciones de material orgánico.

6.- Finalmente evaluamos muestras de una zona localizada a 1 km de Jardín de rocas donde se encontraba una loma con la presencia de grietas profundas. Esto fue elegido para evaluar si la zona tiene o tuvo acceso más reciente a humedad que llevaría a una correspondiente mayor densidad de microorganismos [Tabla 47].

Tabla 47. Presencia bacteriana en una zona erosionada cercana a Jardín de rocas.

N°	# réplicas	Ciclos PCR-RT	Resultados	N° bact/gr.	Notas
415	4	28.45 ± 0.47	+	1362	Alt: 1089m
416	4	29.42 ± 0.35	+	649	Alt: 1091m
417	4	28.38 ± 0.98	+	1444	Alt: 1093m
418	4	29.09 ± 0.50	+	836	Alt: 1092m
419	4	28.58 ± 0.54	+	1240	Alt: 1085m

Las 5 muestras analizadas dieron respuesta positiva con cantidad de bacterias entre 649 y 1444 por gramos de suelo. De manera similar a Jardín de rocas, los resultados tienen una media aproximada de 750 bacterias/g. lo que nos indica que esta zona de grietas no tiene diferencias importantes con respecto a la primera.

Finalmente, el proceso realizado fue capaz de recuperar y detectar satisfactoriamente ADN en las muestras de suelo, teniendo una detección menor a 300 bacterias/g en los suelos hiperáridos de La Joya y Yungay, además de ser comparables.

Por otro lado, los desiertos con un carbono orgánico total mayor a $5000 \mu\text{g C/g}$ contienen al menos 10^6 CFU/g de bacterias aeróbicas y exhiben una fuerte correlación entre el carbono orgánico y la presencia de bacterias (Skujins, 1984). Para valores de C orgánico entre 1000 y $5000 \mu\text{g C/g}$, los suelos desérticos contienen entre 10^4 - 10^6 CFU/g, con una correlación

poco clara entre carbono orgánico y CFU/g. Suelos por debajo de 1000 $\mu\text{g C/g}$ tienen predominantemente cuentas menores a $10^4 \mu\text{g C/g}$ (Lester et al., 2007; Cameron, 1969a). En los resultados obtenidos con PCR en tiempo real, observamos una detección baja de organismos en la zona hiperárida y que no correlacionan con el contenido de materia orgánica adecuadamente. Sin embargo, cuando se hacen transectos a zonas más húmedas esta correlación se incrementa [de $r^2=0.342$ en la zona hiperárida a $r^2=0.776$ en el transecto]. Estos datos son concordantes con los datos de Cameron et al., [1969a], sin embargo, las concentraciones de materia orgánica en estos suelos son mucho menores. Durante el trabajo de investigación, se detectó un problema importante con este método. Cuando se realizaba el análisis de porcentaje de recobro con muestras de ADN conocidas, se vio que del 100% de ADN puesto en estos suelos, solamente se recuperaba el 51% o menos. Este hecho obligó a buscar métodos que puedan corroborar la cuantificación obtenida en estos suelos. De manera interesante, la cuantificación bacteriana mostró mayor número de bacterias utilizando estos métodos alternos. Los fenómenos de adsorción de ácidos nucleicos a suelos arcillosos y limosos, o con contenidos minerales, lleva a un grave sesgo en la cuantificación. Los estudios del tipo de arcilla presente en estos suelos, permitió hacer análisis de cinética y cambio de pH para liberar al ADN. Hasta el momento en que realizo la escritura del presente trabajo, tengo resultados parciales para la mejora de la técnica, cuyos resultados quedan en una perspectiva cercana.

5.4 Cuantificación bacteriana por fluorescencia: DAPI

El método de Diamino.fenil indol, es una de las técnicas más usadas para la detección y cuantificación bacteriana, además de ser barata y sensible [ver metodologías].

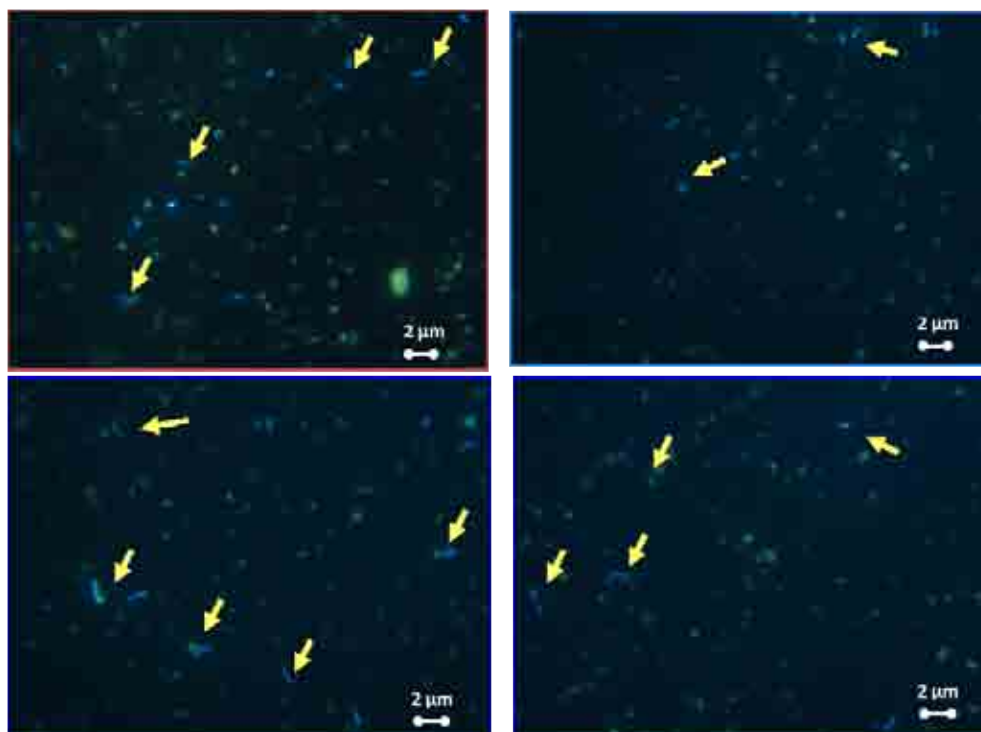


Figura 84. Microorganismos presentes en La Joya, usando el método de epifluorescencia con DAPI. Las muestras corresponden a suelos con valores $>40 \mu\text{gC}$ orgánico/g.

El problema de la técnica consiste en una fluorescencia inespecífica al unirse a matrices del suelo, principalmente arcillosas o ricas en cuarzo. Luego de diversos ajustes a la técnica se logró mejorar la visualización de la fluorescencia, pudiendo detectar cualquier especie de microorganismos por su fluorescencia azul; la inespecífica se observó como verde- amarilla [Figuras 84 y 85]. Los resultados fueron interesantes debido a que hubo una tendencia de la cantidad de microorganismos con la concentración de carbono orgánico lábil.

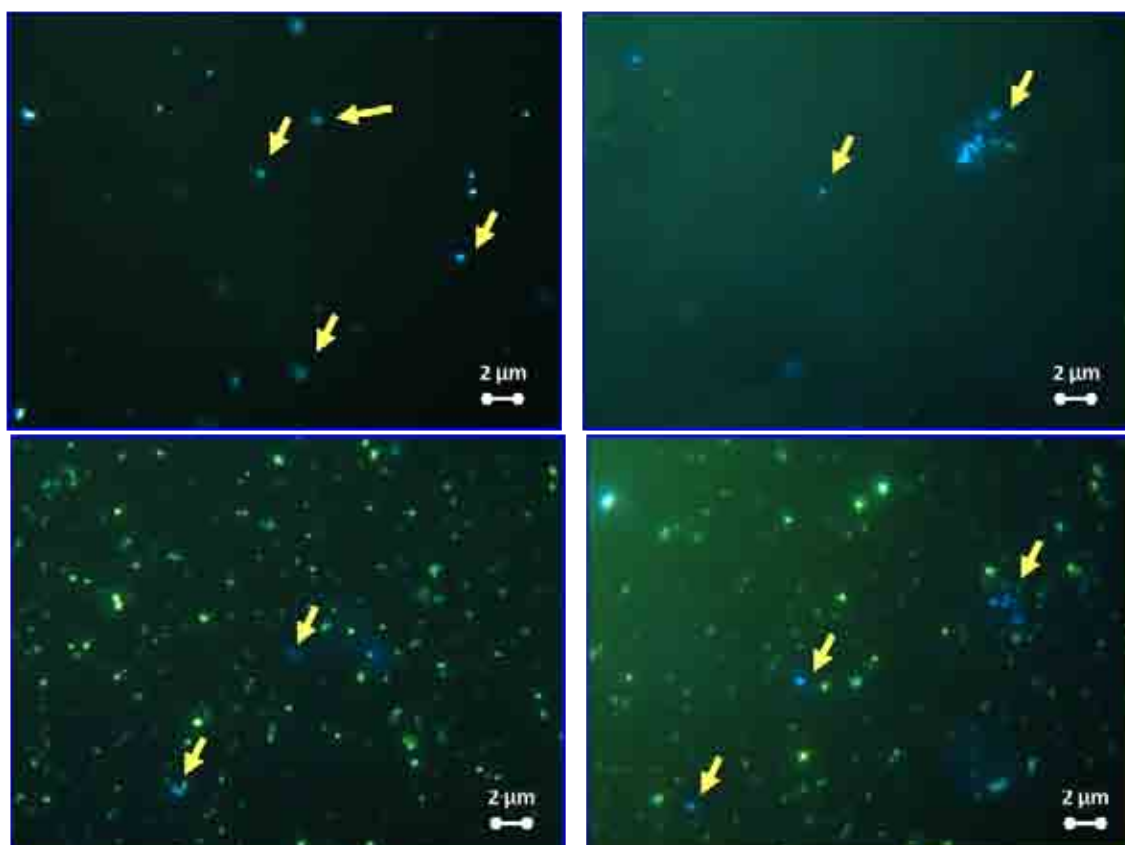


Figura 85. Microorganismos presentes en La Joya, usando el método de epifluorescencia con DAPI. Las muestras corresponden a suelos con valores $<40 \mu\text{gC}$ orgánico/g. La fila inferior corresponde a mar de cuarzo, una zona con los niveles más bajos de material orgánico. A pesar de haber colonización de clastos de cuarzo, las bacterias en la matriz del suelo son escasas.

Los resultados de DAPI permitieron manejar la distribución bacteriana en la zona de interés [Figura 86], cuantificarlas [valor medio de 8.72×10^4 bacterias /g de suelo] y analizar las imágenes para la cuantificación de biomasa basada en el MaxFerret, que es la distancia más larga de una bacteria, el ancho y volumen; los cuales sirven para sacar el valor de Carbono de Norland que finalmente da la cantidad de fg/célula (Kemp, 1993). Conociendo que son de 3 a 72 fg/célula, el cálculo de la biomasa en los suelos hiperáridos de La Joya fue de $37.71 \pm 28.55 \text{ ngC/g}$ de suelo. La alta desviación estándar es reflejo de la heterogeneidad en la región. Como se adelantó, los valores de bacterias detectadas por DAPI mostraron una media de dos órdenes de magnitud mayor que la obtenida por el PCR, lo cual obliga por segunda vez a buscar un método adicional de comprobación: PLFA.

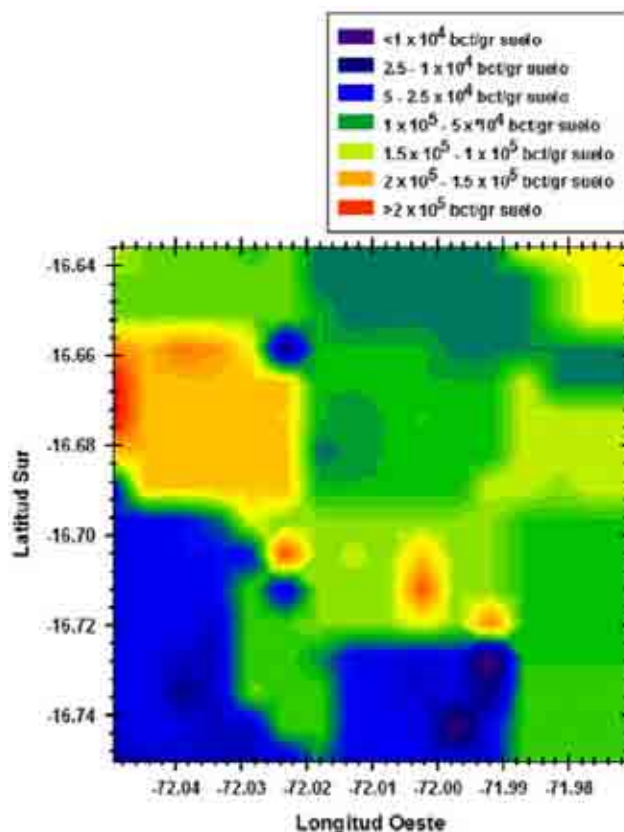


Figura 86. Distribución espacial de microorganismos evaluada por DAPI en los suelos de La Joya. Una relación con la cantidad de materia orgánica en la misma distribución espacial dio todas las posibles combinaciones. Aparentemente la abundancia de microorganismos en esta zona aporta muy poco a la concentración total de carbono orgánico lábil [ngC versus μgC]. Se asume 10^7 células = $10 \mu\text{gC}$ (Lester et al., 2007).

5.5 Detección de especies de microorganismos por PLFA

El análisis de fosfolípidos de membrana PLFA, permite conocer la biomasa presente además de características estructurales de la población [ver metodologías]. Los resultados de los análisis se resumen en la Tabla 48. El contenido de PLFA en término de equivalencias celulares en la superficie estuvo con una media de 1×10^6 células /g, lo cual es un valor más alto que el encontrado por el resto de técnicas. Sin embargo, es necesario tener cuidado al interpretar estos resultados en suelos hiperáridos; debido a que se resta la interpretación del supuesto de que la actividad microbiana degrada rápidamente los PLFAs por metabolismo después de que la célula muere (White and Ringelberg, 1997). En estos suelos, este supuesto se descarta dado que la actividad de agua es mínima, y rara vez se incrementa el metabolismo por encima del límite de actividad (McKay et al., 2002). Por tanto el PLFA extraído puede representar comunidades viables actuales o previas, dado que sus restos celulares permanecen y son relativamente preservados debido a la pérdida de la actividad microbiana en estos suelos.

Tabla 48. PLFA de suelos de La Joya

Suelo	Células/g	TB Sat	MB Sat	Norm Sat	Mono	Brmono	Poly
PE-001	1.2 x 10 ⁶	13.8	3.77	33.23	45.44	1.24	2.52
PE-388	2 x 10 ⁵	22.66	5.33	28.32	38.73	2.32	2.64
PE-276	1.6 x 10 ⁶	10.37	7.12	29.83	49.23	1.02	2.43

PLFA esta normalizado a 100%, TB-Sat: brazos terminales saturados [Firmicutos], MB-Sat: brazos medios saturados [actinomicetos y SRB], Norm-Sat: saturados normales [generalmente en todo organismo], Mono: monoenoico [Proteobacterias], Brmono: monoenoico ramificado [Metalos reductoras anaerobias], Poly: polienuicos [Eucariontes].

Dado que los PLFA son firmas características de varios grupos filogenéticos, pueden ser usados para delimitar la estructura de comunidades mezcladas en suelo (Pinkard et al., 2002). Basado en el PLFA, las comunidades detectables estuvieron compuestas de Proteobacterias, Firmicutos y Actinobacterias. En las muestras las Proteobacterias fueron las dominantes, con porcentajes entre 38 y 45%. Considerando al ambiente hiperárido extremo y la baja cantidad de materia orgánica, es sorprendente que no hay una notable respuesta estresora o estados de latencia en la comunidad. Esto debido a los índices bajos menores a 0.1 de ciclopropil-PLFA/ cis-PLFA y cis-PLFA/trans-PLFA (Pinkart et al., 2002). Esto sugiere que la actividad metabólica fue disminuida antes que la respuesta celular al ambiente extremo pueda ser iniciada.

Finalmente, todos estos resultados demuestran que la vida puede adaptarse a cualquier medio, inclusive extremo y presenta además una diversidad, hasta este momento poco conocida. El desierto de La Joya, o Pampas de La Joya, ha demostrado tener niveles bacterianos semejantes a la zona de Yungay, considerada un análogo a Marte. El estudio de microorganismos a 1000 km de distancia de ese lugar, demuestra que los mecanismos para adaptarse a este tipo de sitios no es cuestión del azar y pueden ser convergentes. A pesar de poseer diferentes características de sitio, de tipo geomorfológico, mineralógico, geoquímico y geológico, la estructura de la comunidad parece similar a la de Yungay, donde también dominan las Proteobacterias, Actinobacterias y Firmicutos (Lester et al., 2007). De esta manera, procesos de aridización en la escala geológica de estos desiertos, puede jugar un papel importante en la selección de ciertas comunidades bacterianas. El planeta Marte, sufre un proceso de aridización muy antiguo desde hace 3.8 Ga, lo que sugiere que diversos organismos, de existir, también pudieron adaptarse a este proceso. Esta pregunta, va en camino de responderse con el tiempo, y los microorganismos marcianos, también esperan ser descubiertos, ocultos entre el regolito cercano a la superficie y debajo de rocas translúcidas, como ocurre en La Joya.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

El objetivo general del presente estudio fue determinar los factores químicos y microbiológicos en el Desierto de La Joya, Arequipa – Perú que lo pueden catalogar como un posible análogo a Marte. Para ello se trazaron 7 objetivos específicos que buscaban evaluar cada una de las características que podrían denominar a La Joya como “análogo marciano”. Luego del exhaustivo trabajo experimental, descriptivo y de reconocimiento de campo, este estudio tiene argumentos suficientes para colocar a La Joya como una zona de mucho interés que puede ser análoga a Marte en varias características.

- En primer lugar las condiciones ambientales de la zona demostraron ser extremas, con un escaso aporte de humedad, que es efectivo sólo cuando hay precipitación. Temperaturas con altas fluctuaciones entre el día y la noche, que ocasionan, a su vez procesos de termoclastia. Además de altos valores de radiación UV.
- Diversas propiedades físicas, procesos geológicos y geomorfológicos como dunas, barrancas, volcanes, además de redistribución eólica de partículas, son procesos similares fácilmente extrapolables a Marte.
- La composición mineralógica si bien no es basáltica, sino granítica, posee gran aporte de material volcánico con altas concentraciones de óxidos de hierro y procesos de remodelación en ambientes hiperáridos que hace de La Joya, un excelente modelo de heterogeneidad similar a Marte.
- La Joya probablemente sea el mejor análogo a Marte con respecto a la concentración de carbono orgánico en ambientes hiperáridos. Su geoquímica es un excelente modelo de los procesos que podrían estar ocurriendo en Marte.
- Si bien no completamente, la presencia de oxidantes termolábiles y termoestables, hacen de La Joya un excelente modelo de suelo para experimentos de misiones futuras a Marte.
- Si bien, no es objetivo de este trabajo determinar los factores que determinan la presencia o ausencia de microorganismos en este tipo de suelos, se tienen todos los factores para poder evaluarlo en análisis estadísticos más complejos. El hecho de encontrar altas concentraciones de microorganismos, da una imagen muy alentadora como un posible análogo de lo que estaría pasando en Marte, y donde estarían ubicados esos organismos.
- Las continuas comparaciones con la región de Yungay, un suelo considerado análogo, ha demostrado que La Joya comparte una historia evolutiva además de tener características propias, producto de su edad geológica más joven con respecto a la hiperaridez.

En conjunto hacen que el Desierto de La Joya, cumpla con poseer la denominación de “**análogo marciano**” al igual que otras regiones interesantes astrobiológicamente hablando, en nuestro planeta.

Un resumen de las características encontradas se observan en la Tabla 49, que es la respuesta a la Tabla 12, al inicio de este trabajo.

Tabla 49. Suelos análogos marcianos.

Propiedades evaluadas en Marte	Hawaii	Salten Skov	Atacama (Yungay)	Mojave	Río Tinto	El Jaroso	Valles secos Antártica	Atacama (La Joya)
Químicas								
• Constante dieléctrica	---	---	---	---	---	---	---	---
• Potencial Redox	---	---	●●	---	---	---	---	●●
• pH	---	●	●●	---	●	●	---	●●
• Conductividad eléctrica	---	---	●	---	---	---	---	---
• Volátiles	●	---	---	●	---	---	---	---
• Mineralogía	●●	●	●	●	●	●	---	●
Mecánicas								
• Fuerza de cohesión	●	---	---	---	---	---	---	---
• Ángulo de fricción interna	●	---	---	---	---	---	---	---
Físicas								
Generales								
• Tamaño de partícula	●	●	---	---	---	---	●	---
• Forma de partícula	---	---	---	●	---	---	---	---
• Densidad relativa	●	---	---	---	---	---	●	---
• Densidad total	●●	---	●	---	---	---	---	●
• Porosidad	●●	---	---	---	---	---	---	---
• Contenido de agua	●	---	●	---	---	---	●	---
Geológicos								
• Morfología	---	---	●●	---	---	---	●●	●●
• Procesos geológicos	●	---	●	●	---	●	●●	●●
• Profundidad de capa	---	●	---	---	---	---	●	---
Termofísicas								
• Albedo	---	---	---	---	---	---	---	---
• Inercia térmica	---	---	---	---	---	---	---	---
Magnéticas								
• Susceptibilidad magnética	---	---	---	---	---	---	---	---
• Saturación magnética	---	●	---	---	---	---	---	---
Orgánicas								
• Carbono orgánico total	---	---	●●	●	●●	---	●●	●●
• Abundancia molecular	●●	●●	●●	---	●●	●●	●●	●●
• Cuenta de microorganismos	●●	●●	●●	---	●●	●●	●●	●●

REFERENCIAS

- Abramov, O. and Mojzsis, S.J., 2009. Microbial habitability of the Hadean Earth during the late heavy bombardment. *Nature*, 459: 419-422.
- Abreu, M.L. and Bannon, P., 1993. Dynamics of the South American coastal desert. *J. Atmospher. Sciences*(50): 2952-2964.
- Abyzov, S.S. et al., 2006. Super-long anabiosis of ancient microorganisms in ice and terrestrial models for development of methods to search for life on Mars, Europa and other planetary bodies. *Advances in Space Research*, 38: 1191-1199.
- Albuquerque, L. et al., 2005. *Truepera radiovictrix* gen. nov., a new radiation resistant species and the proposal of *Trueperaceae* fam. nov. *FEMS Microbiol. Let* 247: 161-169.
- Alpers, C.N. and Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1640- 1656.
- Allen, C.C. et al., 1999. Effects of sterilizing doses of gamma radiation on Mars analog rocks and minerals. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 104(E11): 27043-27066.
- Allison, L.E. and Moodie, C.D., 1965. Carbonate. In: C.A. Black (Editor), *Methods of Soil Analysis, Part II*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, pp. 1379-1396.
- Amashukeli, X., Pelletier, C.C., Kirby, J.P. and Grunthaner, F.J., 2007. Subcritical water extraction of amino acids from Atacama Desert soils. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112(G4).
- Amato, P. and Christner, B.C., 2009. Energy Metabolism Response to Low-Temperature and Frozen Conditions in *Psychrobacter cryohalolentis*. *Applied and Environmental Microbiology*, 75(3): 711-718.
- Amend, J.P. and Teske, A., 2005. Expanding frontiers in deep subsurface microbiology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 219: 131-155.
- Amer, F., Bouldin, D.R., Black, C.A. and Duke, F.R., 1955. Characterization of soil phosphorus by anion exchange resin adsorption and P32 equilibration. *Plant Soil*, 6: 391-408.
- American Public Health Association, 1971. *Standar Methods for examination of water and wastewater*, Thirteenth edn, APHA, Washington, USA.
- Amils, R. et al., 2007. Extreme environments as mars terrestrial analogs: The Rio Tinto case. *Planetary and Space Science*, 55(3): 370-381.
- Amman, C., Jenny, B., Kammer, K. and Messerli, B., 2001. Late Quaternary glacier response to humidity changes in the arid Andes of Chile (18-29 °S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 172: 313-326.
- Anders, E. and Owen, T., 1977. Mars and Earth - origin and abundance of volatiles. *Science*, 198(4316): 453-465.
- Andersen, D.T., Pollard, W.H., McKay, C.P. and Heldmann, J., 2002. Cold springs in permafrost on Earth and Mars. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 107(E3).
- Armstrong, J.C. and Leovy, C.B., 2005. Long term wind erosion on Mars. *Icarus*, 176(1): 57-74.

- Arvidson, R.E. et al., 2006. Overview of the Spirit Mars Exploration Rover Mission to Gusev Crater: Landing site to Backstay Rock in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 111(E2).
- Atreya, S.K., 2007. The mystery of methane on Mars & Titan. *Scientific American*, 296(5): 42-51.
- Atreya, S.K., Mahaffy, P.R. and Wong, A.S., 2007. Methane and related trace species on Mars: Origin, loss, implications for life, and habitability. *Plan. Space Sci*, 55: 358-369.
- Bada, J.L. et al., 2008. Urey: Mars Organic and Oxidant Detector. *Space Science Reviews*, 135(1-4): 269-279.
- Bada, J.L. et al., 2007. Debating evidence for the origin of life on Earth. *Science*, 315(5814): 937-938.
- Bada, J.L. et al., 2005. New strategies to detect life on Mars. *Astronomy & Geophysics*, 46(6): 26-27.
- Baird, A.K. et al., 1977. Viking X-Ray-Fluorescence experiment - Sampling strategies and laboratory simulations. *Transactions-American Geophysical Union*, 58(8): 829-829.
- Baker, V.R., 1988. Geological fluvial geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 100(8): 1157-1167.
- Baker, V.R., 2001. Water and the martian landscape. *Nature*, 412(6843): 228-236.
- Baker, V.R., 2005. Mars and earth: Results of recent Mars missions. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 69(10): A529-A529.
- Baker, V.R., 2006a. Geomorphological evidence for water on Mars. *Elements*, 2(3): 139-143.
- Baker, V.R., 2006b. Water and the evolutionary geological history of Mars. *Bollettino Della Societa Geologica Italiana*, 125(3): 357-369.
- Baker, V.R., 2007. Planetary science - Water cycling on Mars. *Nature*, 446: 150-151.
- Baker, V.R., 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. *Geomorphology*, 101(1-2): 1-13.
- Baker, V.R. and Milton, D.J., 1974. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23(1): 27-41.
- Bakermans, C., Tsapin, A.I., Souza-Egipsy, V., Gilichinsky, D.A. and Nealson, K.H., 2003. Reproduction and metabolism at -10 degrees C of bacteria isolated from Siberian permafrost. *Environmental Microbiology*, 5(4): 321-326.
- Ballou, E.V., Wood, P.C., Wydeven, T., Lehwalt, M.E. and Mack, R.E., 1978. Chemical interpretation of Viking Lander 1 life detection experiment. *Nature*, 271(5646): 644-645.
- Banfield, J.L., 2002. Global mineral distribution on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 107(E6): 5042.
- Banin, A. et al., 1986. Laboratory investigations of Mars - chemical and spectroscopic characteristics of a suite of Mars soil analogs. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 16(3-4): 403-404.
- Banin, A. and Margulies, L., 1983a. Simulation of Viking Biology Experiments suggests Smectites not Palagonites, as Martian soil analogs. *Nature*, 305(5934): 523-525.
- Banin, A. and Margulies, L., 1983b. Simulation of Viking Biology experiments suggests smectites not palagonites, as martian soil analogs. *Nature*, 305(5934): 523-525.
- Banin, A., Margulies, L. and Chen, Y., 1985. Iron-montmorillonite - a spectral analog of martian soil. *Journal of Geophysical Research*, 90: C771-C774.

- Bao, H., 2005. Sulfate in modern playa settings and in ash beds in hyperarid deserts: implication for the origin of 17O-anomalous sulfate in an Oligocene ash bed. *Chemical Geology*, 214: 127-134.
- Bao, H., Jenkins, K.A., Khachatryan, M. and Chong Díaz, G., 2004. Different sulfate sources and their post-depositional migration in Atacama soils. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 577-587.
- Bar-Nun, A. and Dimitrov, V., 2006. Methane on Mars: A product of H₂O photolysis in the presence of CO. *Icarus*, 181(1): 320-322.
- Bar-Nun, A. and Dimitrov, V., 2007. "Methane on Mars: A product of H₂O photolysis in the presence of CO" - Response to V.A. Krasnopolsky. *Icarus*, 188(2): 543-545.
- Barabash, S., Fedorov, A., Lundin, R. and Sauvaud, J.A., 2007. Martian atmospheric erosion rates. *Science*, 315(5811): 501-503.
- Bartlett, D.H., 2002. Pressure effect on in vivo microbial processes. *Biochem Biophys Acta*, 1595: 367-381.
- Bautista-Zuñiga, F., 2004. Técnicas de muestreo para manejadores de recursos naturales. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 507 pp.
- Beall, J., 2009. Life in Space: Astrobiology for Everyone. *Library Journal*, 134(4): 96-96.
- Beatty, C.B., 1983. Tiger-striping; a curious form of surficial patterning in the Atacama Desert, N. Chile, Geological Society of America Annual Meeting Abstracts with Programs, pp. 387.
- Bebout, B.M. et al., 2004. Methane production by microbial mats under low sulphate concentrations. *Geobiology*, 2(2): 87-96.
- Beck, M.E., 1999. Jurassic and Cretaceous apparent polar wander relative to South America: some tectonic implications. *Journal of Geophysical Research* 104: 5063-5068.
- Beegle, L.W. et al., 2008. Toward the in situ quantification of organic molecules in solid samples: Development of sample handling and processing hardware, pp. A66-A66.
- Bell, C.M. and Suarez, M., 1993. The depositional environments and tectonic development of a Mesozoic intra-arc basin Atacama Region, Chile. *Geological Magazine* 130: 417-430.
- Bell, J.F. and Ansty, T.M., 2007. High spectral resolution UV to near-IR observations of Mars using HST/STIS. *Icarus*, 191(2): 581-602.
- Bellido, E. and Guevara, C., 1963. Geología de los Cuadrángulos de Punta de Bombón y Cledesí, Comunicado Carta Geológica Nacional. MGM, Lima, pp. 150.
- Benavides, V., 1962. Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. Tomo 38, Lima.
- Berger, I.A. and Cooke, R.U., 1997. The origin and distribution of salts on alluvial fans in the Atacama Desert, northern Chile. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 581-600.
- Bertaux, J.L., Carr, M., Des Marais, D.J. and Gaidos, E., 2007. Conversations on the habitability of worlds: The importance of volatiles. *Space Science Reviews*, 129(1-3): 123-165.
- Betancourt, J.L., Latorre, C., Rech, J.A., Quade, J. and Rylander, K.A., 2000. A 22,000-year record of monsoonal precipitation from northern Chile's Atacama Desert. *Science* 289: 1542-1546.
- Bibring, J.P. and Erard, S., 2001. The Martian surface composition, pp. 293-316.

- Bibring, J.P. et al., 2006. Global mineralogical and aqueous mars history derived from OMEGA/Mars express data. *Science*, 312(5772): 400-404.
- Biemann, K., 1979. Implications and limitations of the findings of the Viking Organic-analysis experiment. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 65-70.
- Biemann, K. and Lavoie, J.M., 1979. Some final conclusions and supporting experiments related to search for organic-compounds on the surface of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 84: 8385-8390.
- Biemann, K. et al., 2003. Search for organic and volatile inorganic compounds in two surface samples from the Chryse Planitia region of Mars (Reprinted from *Science*, vol 194, pp 72-76, 1976). *Journal of Mass Spectrometry*, 38(1): 5-9.
- Billi, D., Friedmann, E.I., Hofer, K.G., Caiola, M.G. and Ocampo-Friedmann, R., 2000. Ionizing-radiation resistance in the desiccation-tolerant cyanobacterium *Chroococcidiopsis*. *Applied Environmental Microbiology*, 66(1489-1492).
- Bintrim, S.B., Donohue, T.J., Handelsman, J., Roberts, G.P. and Goodman, R.M., 1997. Molecular phylogeny of Archaea from soil. *Proc Natl Acad Sci. USA*, 94: 277-282.
- Bishop, J.L. et al., 2008. Phyllosilicate diversity and past aqueous activity revealed at Mawrth Vallis, Mars. *Science*, 321(5890): 830-833.
- Blackburn, T.R., Holland, H.D. and Ceasar, G.P., 1979. Viking Gas-exchange reaction - simulation on UV-irradiated manganese-dioxide substrate *Journal of Geophysical Research*, 84: 8391-8394.
- Bloechl, E. et al., 1997. *Pyrolobus fumarii*, gen. and sp. nov., represents a novel group of archaea, extending the upper temperature limit for life to 113 degrees C. *Extremophiles*, 1: 14-21.
- Bobst, A.L. et al., 2001. A 106 ka palaeoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173: 21-42.
- Bockheim, J.G., Gennadiyev, A.N., Hammer, R.D. and Tandarich, J.P., 2005. Historical development of key concepts in pedology. *Geoderma*, 124: 23-36.
- Bogard, D.D., Clayton, R.N., Marti, K., Owen, T. and Turner, G., 2001. Martian volatiles: Isotopic composition, origin, and evolution. *Space Science Reviews*, 96(1-4): 425-458.
- Bohlke, J.K., Ericksen, G.E. and Revesz, K.M., 1997. Stable isotope evidence for an atmospheric origin of desert nitrate deposits in northern Chile and Southern California, U.S.A. *Chemical Geology*, 136: 135- 152.
- Borneman, J. and Triplett, E.W., 1997. Molecular microbial diversity in soils from eastern Amazonia, evidence for unusual microorganisms and microbial population shifts associated with deforestation. *Applied and Environmental Microbiology*, 63: 2647-2653.
- Boston, P.J., Ivanov, M.V. and McKay, C.P., 1992. On the possibility of chemosynthetic ecosystems in subsurface habitats on Mars. *Icarus*, 95(2): 300-308.
- Bourke, M.C., Edgett, K.S. and Cantor, B.A., 2008. Recent eolian dune change on Mars. *Geomorphology*, 94: 247-255.
- Bowman, R.A. and Cole, C.V., 1978. Transformations of organic phosphorus substances in soils as evaluated by NaHCO₃ extraction. *Soil Science*, 125: 49- 54
- Boynton, W.V. et al., 2009. Evidence for Calcium Carbonate at the Mars Phoenix Landing Site. *Science*, 325(5936): 61-64.

- Brack, A. and Pillinger, C.T., 1998. Life on Mars: chemical arguments and clues from Martian meteorites. *Extremophiles*, 2(3): 313-319.
- Brewer, W.H., 1866. Note on the organisms of the geysers of California. *Am J Sci*, 92: 429.
- Brock, T.D. and Freeze, H., 1969. *Thermus aquaticus* gen N and SP N an nonsporulating extreme thermophile. *Journal of Bacteriology*, 98(1): 289-&.
- Brüggen, J., 1950. *Fundamentos de la Geología de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, pp. 374.
- Buch, A. et al., 2006. A new extraction technique for in situ analyses of amino and carboxylic acids on Mars by gas chromatography mass spectrometry, pp. 1592-1599.
- Buch, A. et al., 2009. Development of a gas chromatography compatible Sample Processing System (SPS) for the in-situ analysis of refractory organic matter in martian soil: preliminary results. *Advances in Space Research*, 43(1): 143-151.
- Bullock, M.A., Stoker, C.R., McKay, C.P. and Zent, A.P., 1994. A coupled soil atmosphere model of H₂O₂ on Mars. *Icarus*, 107(1): 142-154.
- Bullock, P. et al., 1985. *Handbook for soil thin section description*. Wayne Research Publications, Wolverhampton, U. K.
- Burggraf, S., Heyder, P. and Eis, N., 1997. A pivotal archaea group. *Nature*, 385: 780.
- Burns, R.G., 1980. Does feroxyhyte occur on the surface of Mars. *Nature*, 285(5767): 647-647.
- Burton, N.P. and Norris, P.R., 2000. Microbiology of acidic, geothermal springs of Montserrat: environmental rDNA analysis. *Extremophiles*, 4(5): 315-320.
- Bustin, S.A., 2000. Absolute quantification of mRNA using real-time reverse transcription polymerase chain reaction assays. *Journal of Molecular Endocrinology*, 25: 169-193.
- Cabane, M. et al., 2004. Did life exist on Mars? Search for organic and inorganic signatures, one of the goals for "SAM" (sample analysis at Mars). In: R. Grard, P.L. Masson and T.I. Gombosi (Editors), pp. 2240-2245.
- Cabrol, N.A. et al., 2001a. Nomad Rover Field Experiment, Atacama Desert, Chile 2. Identification of paleolife evidence using a robotic vehicle: Lessons and recommendations for a Mars sample return mission. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E4): 7807-7815.
- Cabrol, N.A. et al., 2001b. Nomad Rover Field Experiment, Atacama Desert, Chile 1. Science results overview. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E4): 7785-7806.
- Campbell, A.S. and Schwertmann, U., 1984. Iron oxide mineralogy of placic horizons. *J. Soil Sci.*, 35 (4): 569-582.
- Cane, M.A. and Molnar, P., 2002. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to East African aridification around 3-4 million years ago. *Nature* 411: 157-162.
- Cano, R.J. and Borucki, M.K., 1995. Revival and identification of bacterial - spores in 25-Million-year-old dominican amber *Science*, 268(5213): 1060-1064.
- Cano, R.J. et al., 1994. *Bacillus* DNA in fossil bees - an ancient symbiosis. *Applied and Environmental Microbiology*, 60(6): 2164-2167.
- Carpenter, E.J., Lin, S. and Capone, D.G., 2000. Bacterial activity in South Pole snow. *Applied Environmental Microbiology*, 66: 4514-4517.
- Carr, M.H., 1979. Formation of martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 84(NB6): 2995-3007.

- Carr, M.H., 1983. The geology of the terrestrial planets. *Reviews of Geophysics*, 21(2): 160-172.
- Carr, M.H., 1995. The Martian drainage system and origin of valley networks and fretted channels. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 100(E4): 7479-7507.
- Carr, M.H., 2001. Mars Global Surveyor observations of Martian fretted terrain. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E10): 23571-23593.
- Carr, M.H., 2002. Elevations of water-worn features on Mars: Implications for circulation of groundwater. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 107(E12).
- Carr, M.H. et al., 1977. Martian impact craters and emplacement of ejecta by surface flows. *Transactions-American Geophysical Union*, 58(8): 828-828.
- Carr, M.H. and Chuang, F.C., 1997. Martian drainage densities. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 102(E4): 9145-9152.
- Carr, M.H. and Head, J.W., 2003. Oceans on Mars: An assessment of the observational evidence and possible fate. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 108(E5).
- Carr, M.H. and Wanke, H., 1992. Earth and Mars - Water inventories as clues to accretional histories *Icarus*, 98(1): 61-71.
- Cavicchioli, R., 2002. Extremophiles and the search for extraterrestrial life, pp. 281-292.
- Cavicchioli, R., Curmi, P.M.G., Siddiqui, K.S. and Thomas, T., 2006. Proteins from psychrophiles, Extremophiles. *Methods in Microbiology*, pp. 395-436.
- Cengel, Y.A., Turner, R.H., 2004. *Fundamentals of thermal-fluid sciences*. McGraw-Hill, Boston, 1047 pp.
- Cereceda, P. et al., 2002. Advective, orographic and radiation fog in the Tarapacá region, Chile. *Atmospheric Research*, 64: 261-271.
- Ciftcioglu, N., McKay, D.S., Mathew, G. and Kajander, E.O., 2006. Nanobacteria: Fact or fiction? Characteristics, detection, and medical importance of novel self-replicating, calcifying nanoparticles, pp. 385-394.
- Clark, A.H., Mortimer, C., Sillitoe, R.H., Cooke, R.U. and Snelling, N.J., 1967. Implications of isotopic ages of ignimbrite flows, southern Atacama Desert, Chile. *Nature*, 215: 723.
- Clark, A.H., Tosdal, R.M., Farrar, E. and Plazolles, V.A., 1990. Geomorphic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala porphyry copper deposits, southern Peru. *Economic Geology*, 85: 1604-1628.
- Clark, B.C. et al., 1982. Chemical - composition of Martian fines. *Journal of Geophysical Research*, 87(NB12): 59-67.
- Clark, B.C. et al., 2005. Chemistry and mineralogy of outcrops at Meridiani Planum. *Earth and Planetary Science Letters*, 240: 73-94.
- Clarke, J.D.A., 2006. Antiquity of aridity in the Chilean Atacama Desert. *Geomorphology*, 73: 101-114.
- Cockell, C.S. et al., 2000. The ultraviolet environment of Mars: Biological implications past, present, and future. *Icarus*, 146(2): 343-359.
- Coleman, N.M., Dinwiddie, C.L. and Baker, V.R., 2007. Evidence that floodwaters filled and overflowed Capri Chasma, Mars. *Geophysical Research Letters*, 34(7).
- Cowan, D.A., 2004. The upper temperature for life - where do we draw the line? *Trends in Microbiology*, 12(2): 58-60.
- Crisp, J.A. et al., 2003. Mars Exploration Rover mission. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 108(E12).

- Cross, A.F. and Schlesinger, W.H., 1995. A literature review and evaluation of the Hedley fractionation: applications to the biogeochemical cycle of soil phosphorus in natural ecosystems. *Geoderma*, 64: 197- 214.
- Crozier, R.H., Agapov, P.M. and Pedersen, K., 1999. Towards complete biodiversity assessment, an evaluation of the subterranean bacterial communities in the Oklo region of the sole surviving natural nuclear reactor. *FEMS Microbiol Ecol*, 28: 325-334.
- Cruz-Kuri, L., McKay, C. and Navarro-Gonzalez, R., 2009. A Statistical Study Through Time of Some Meteorological Variables Measured Around the Treeline of Pico de Orizaba. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 39(3-4): 380-380.
- Chastain, B.K. and Chevrier, V., 2007. Methane clathrate hydrates as a potential source for martian atmospheric methane. *Planetary and Space Science*, 55(10): 1246-1256.
- Chernyak, Y.B. and Nussinov, M.D., 1976. Volatilization from solid particles of regolith. *Nature*, 264(5583): 241-241.
- Christensen, P.R., 2003. Formation of recent Martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature*, 422: 45-48.
- Christensen, P.R. and Moore, H.J., 1992. The martian surface layer. In: H.H. Kiefer, B.M. Jakosky, C.W. Snyder and M.S. Matthews (Editors), *Mars*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 686-729.
- Christensen, P.R. et al., 2004. Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES experiment on the Opportunity Rover. *Science*, 306(5702): 1733-1739.
- Chun, S.F.S., Pang, K.D., Cutts, J.A. and Ajello, J.M., 1978. Photocatalytic oxidation of organic-compounds on Mars. *Nature*, 274(5674): 875-876.
- Chyba, C.F., 2000. Energy for microbial life on Europa - A radiation-driven ecosystem on Jupiter's moon is not beyond the bounds of possibility. *Nature*, 403(6768): 381-382.
- Chyba, C.F. and Phillips, C.B., 2001. Possible ecosystems and the search for life on Europa. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 98(3): 801-804.
- Davis, W.L. and McKay, C.P., 1996. Origins of life: A comparison of theories and application to Mars. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 26(1): 61-73.
- Day, P.R., 1965. Particle fractionation and particle- size analysis. In: C.A. Black (Editor), *Methods of Soil analysis, Part I. Agronomy*, pp. 545-567.
- Derenne, S. et al., 2008. Molecular evidence for life in the 3.5 billion year old Warrawoona chert. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2): 476-480.
- Dettinger, M.D., Cayan, D.R., McCabe, G.S. and Marengo, J., 2000. Multiscale streamflow variability associated with El Niño-southern oscillation. In: H.F. Diaz and V. Markgraf (Editors), *El Niño and the Southern Oscillation; Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 113-148.
- Dew, D.W., Muhlbauer, R. and van Buuren, C., 1999. Bioleaching of copper sulphide concentrates with mesophiles and thermophiles. *Alta Copper 99*, Brisbane, Australia.
- Dijkerman, J.C., 1981. Field description, morphology and sampling of soils. *Course in soil science and water management* Agricultural University, Wageningen, Neatherland, 401 pp.
- Dmitriev, V.V. et al., 1997. Detection of viable yeast in 3-million-year-old permafrost soils of Siberia. *Microbiology*, 66(5): 546-550.

- Donahue, T.M., 1995. Evolution of water reservoirs on Mars from D/H ratios in the atmosphere and crust. *Nature*, 374(6521): 432-434.
- Donahue, T.M., 2004. Accretion, loss, and fractionation of martian water. *Icarus*, 167(1): 225-227.
- Dong, H.L., Rech, J.A., Jiang, H.C., Sun, H. and Buck, B.J., 2007. Endolithic cyanobacteria in soil gypsum: Occurrences in Atacama (Chile), Mojave (United States), and Al-Jafr Basin (Jordan) deserts. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112(G2).
- Dopson, M., Baker-Austin, C., Koppineedi, P.R. and Bond, P.L., 2003. Growth in sulfidic mineral environments, metal resistance mechanisms in acidophilic microorganisms. *Microbiology*(149): 1959-1970.
- Dorich, R.A., Nelson, D.W. and Sommers, L.E., 1984. Availability of phosphorus to algae from eroded soil fractions. *Agric. Ecosyst. Environment*, 11: 253- 264.
- Downie, A.W. and Cruickshank, J., 1928. The resistance of *Streptococcus faecalis* to acid and alkali media. *British Journal of Experimental Pathology*, 9(4): 171-173.
- Dunai, T.J., González-López, G.A. and Juez-Larré, J., 2005. Oligocene- Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion- sensitive landforms. *Geology*, 33: 321-324.
- Dunbar, J., Takala, S., Barns, S.M., Davis, J.A. and Kuske, C.R., 1999. Levels of bacterial community diversity in four arid soils compared by cultivation and 16S rRNA gene cloning. *Applied and Environmental Microbiology*, 65: 1662-1669.
- Dunfield, P.F., Khmelenina, V.N., Suzina, N.E., Trotsenko, Y.A. and Dedysh, S.N., 2003. *Methylocella silvestris* sp. nov., a novel methanotroph isolated from an acidic forest cambisol. *Int. J. Syst. Evol. Microbiol*, 53: 1231-1239.
- Edgett, K.S. and Lancaster, N., 1993. Volcaniclastic eolian dunes: terrestrial examples and application o martian sands. *Journal of Arid Environments*, 25: 271-297.
- Ehlmann, B.L. et al., 2008a. Clay minerals in delta deposits and organic preservation potential on Mars. *Nature Geoscience*, 1(6): 355-358.
- Ehlmann, B.L. et al., 2008b. Orbital Identification of Carbonate-Bearing Rocks on Mars. *Science*, 322(5909): 1828-1832.
- Eigenbrode, J., Benning, L.G., Maule, J., Wainwright, N. and Steele, A., 2009. A field-based cleaning protocol for sampling devices used in Life-detection studies. *Astrobiology*, 9(5): 1-10.
- Eiler, J.M., Mojzsis, S.J. and Arrhenius, G., 1997. Carbon isotope evidence for early life. *Nature*, 386(6626): 665-665.
- Einax, J.W., Zwanziger, H.W. and Geiss, S., 1997. *Chemometrix in environmental analysis*. VCH - Wiley, EUA.
- Encrenaz, T., 2008. Search for methane on Mars: Observations, interpretation and future work. *Advances in Space Research*, 42(1): 1-5.
- Ericksen, G.E., 1981. *Geology and origin of the Chilean nitrate deposits*, Geological Society Professional Paper 1188, Unites States Government Printing Office, Washington.
- Ericksen, G.E., 1983. The Chilean nitrate deposits. *Am. Sci*, 71: 366-374.
- Escamilla- Sarabia, G., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S. and Gamma-Castro, J., 2002. Tepetates del glacis de Buenavista, Morelos: interacción de procesos geomorfológicos y pedogenéticos. *Boletín del Instituto de Geografía*, 48: 76-89.

- Ewing, S.A. et al., 2006. A threshold in soil formation at Earth's arid-hyperarid transition. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 70(21): 5293-5322.
- Fabré, A., Gauquelin, T., Vilasante, F., Ortega, A. and Puig, H., 2006. Phosphorus content in five representative landscapes units of the Lomas de Arequipa (Atacama Desert-Peru). *Catena*, 65: 80-86.
- Fairen, A.G. et al., 2003. Episodic flood inundations of the northern plains of Mars. *Icarus*, 165(1): 53-67.
- Fairen, A.G. et al., 2005. Prime candidate sites for astrobiological exploration through the hydrogeological history of Mars. *Planetary and Space Science*, 53(13): 1355-1375.
- Fares, F., Fardeau, J.C. and Jacquin, F., 1974. Étude quantitative du phosphore organique dans différents types de sols. *Phosphore Agric*, 63: 25- 41.
- Farr, T.G., 2004. Terrestrial Analogs to Mars: The NRC community decadal report, pp. 3-10.
- Farrell, W.M., Delory, G.T. and Atreya, S.K., 2006. Martian dust storms as a possible sink of atmospheric methane. *Geophysical Research Letters*, 33(21).
- Fassett, C.I. and Head, J.W., 2008. The timing of martian valley network activity: Constraints from buffered crater counting. *Icarus*, 195(1): 61-89.
- Feller, G. and Gerday, C., 2003. Psychrophilic enzymes: hot topics in cold adaptation. *Nature Reviews in Microbiology*, 1: 200-208.
- Fernandez-Remolar, D. et al., 2004. The Tinto River, an extreme acidic environment under control of iron, as an analog of the Terra Meridiani hematite site of Mars. *Plan. Space Sci*, 52: 239-248.
- Fierer, N. and Jackson, R.B., 2006. The diversity and biogeography of soil bacterial communities. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103: 626-631.
- Figueroa, S.N., Satyamurty, P. and da Silva, P.L., 1995. Simulations of the summer circulation over the South American region with an et a coordinate model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52: 1573-1584.
- Finkel, H.J., 1959. The barchans of southern Peru. *Journal of Geology*, 67: 614-647.
- Flowers, R.M., Wernicke, B.P. and Farley, K.A., 2008. Unroofing, incision, and uplift history of the southwestern Colorado Plateau from apatite (U-Th)/He thermochronometry. *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6): 571-587.
- Flynn, G.J., 1996. The delivery of organic matter from asteroids and comets to the early surface of Mars. *Earth Moon and Planets*, 72(1-3): 469-474.
- Flynn, G.J., Keller, L.P., Jacobsen, C. and Wirick, S., 2000. Organic carbon in interplanetary dust. *Abstracts of Papers of the American Chemical Society*, 220: 13-GEOC.
- Forget, F. and Pierrehumbert, R.T., 1997. Warming early Mars with carbon dioxide clouds that scatter infrared radiation. *Science*, 278(5341): 1273-1276.
- Formisano, V., Atreya, S., Encrenaz, T., Ignatiev, N. and Giuranna, M., 2004. Detection of methane in the atmosphere of Mars. *Science*, 306(5702): 1758-1761.
- Fortunati, G., Banfi, C. and Pasturenzi, M., 1994. Soil sampling. *Fresenius Journal of Analytical Chemistry*, 348: 86-100.
- Franklin, R.B. and Mills, A.L., 2003. Multi-scale variation in spatial heterogeneity for microbial community structure in an eastern Virginia agricultural field. *FEMS Microbiol Ecol*, 44: 335-346

- Friedmann, E.I., Lipkin, Y. and Ocampo-Paus, R., 1967. Desert algae of the Negev (Israel). *Phycologia*, 6: 185-200.
- Friedmann, E.I. and Ocampo-Friedmann, R., 1977. Endolithic microorganisms in extreme dry environments: analysis of a lithobiotic habitat. In: M.J. Klug and C.A. Reddy (Editors), *Current Perspectives in Microbial Ecology*. American Society for Microbiology, Washington, DC, pp. 177-185.
- Friedmann, E.I. et al., 2006. Biogeochemistry on Mars, both possible and realistic: Magnetite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 70(18): A185-A185.
- Frost, R.L., Weier, M., Martinez-Frias, J., Rull, F. and Reddy, B.J., 2007. Sulphate efflorescent minerals from El Jaroso Ravine, Sierra Almagrera - An SEM and Raman spectroscopic study. *Spectrochimica Acta Part a-Molecular and Biomolecular Spectroscopy*, 66(1): 177-183.
- Fujiwara, S., 2002. Extremophiles: developments of their special functions and potential resources. *J Biosci Bioengineer*, 94: 518-525.
- Gaidos, E.J., Neelson, K.H. and Kirschvink, J.L., 1999. Biogeochemistry - Life in ice-covered oceans. *Science*, 284(5420): 1631-1633.
- Gaidos, E.J. and Nimmo, F., 2000. Planetary science - Tectonics and water on Europa. *Nature*, 405: 637-+.
- García, W., 1968. Geología de los Cuadrángulos de Mollendo y La Joya (Hojas 34-r, 34-s). Boletín N° 19. In: S.d.G.y. Minería (Editor). Ministerio de Fomento, Lima, Perú, pp. 100.
- Garreaud, R.D., Vuille, M. and Clement, A.C., 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 5-22.
- Garry, J.R.C., Ten Kate, I.L., Martins, Z., Nornberg, P. and Ehrenfreund, P., 2006. Analysis and survival of amino acids in Martian regolith analogs. *Meteoritics & Planetary Science*, 41(3): 391-405.
- Garzzone, C.N. et al., 2008. Rise of the Andes. *Science*, 320: 1304-1307.
- Gellert, R. et al., 2004. Chemistry of rocks and soils in Gusev Crater from the alpha particle X-ray spectrometer. *Science*, 305: 829-832.
- Gendrin, A. et al., 2005. Suffates in martian layered terrains: the OMEGA/Mars Express view. *Science*, 307(5715): 1587-1591.
- Gerhard, L.C. and Harrison, W.E., 2001. Distribution of oceans and continents: a geological constraint on global climate variability. In: L.C. Gerhard, W.E. Harrison and B.M. Hanson (Editors), *Geological Perspectives on Global Climate Change*. AAPG Studies in Geology. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK.
- Ghosal, D. et al., 2005. How radiation kills cells: Survival of *Deinococcus radiodurans* and *Shewanella oneidensis* under oxidative stress. *FEMS Microbiol. Rev*, 29: 371-375.
- Gibson, E.K. et al., 2001. Life on Mars: evaluation of the evidence within Martian meteorites ALH84001, Nakhla, and Shergotty. *Precambrian Research*, 106(1-2): 15-34.
- Gibson, E.K. et al., 1997. Nature of carbon phases in Allan Hills 84001. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(4): A47-A47.
- Gibson, E.K., Socki, R.A., Wentworth, S.J., Romanek, C.S. and McKay, D.S., 2005. Record of water in Martian meteorites and the history of Mars, pp. A55-A55.

- Gilichinsky, D. and Wagener, S., 1995. Microbial life in permafrost - a historical review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(3): 243-250.
- Gilichinsky, D.A., Wagener, S. and Vishnevetskaya, T.A., 1995. Permafrost microbiology. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6(4): 281-291.
- Giller, K.E., Beare, M.H., Lavelle, P., Izac, A.-M.N. and Swift, M.J., 1997. Agricultural intensification, soil biodiversity and agroecosystem function. *Applied Soil Ecology*, 6: 3-16.
- Gladman, B., Dones, L., Levison, H.F. and Burns, J.A., 2005. Impact seeding and reseeded in the inner Solar System. *Astrobiology*, 5(4): 483-496.
- Gladman, B.J. and Burns, J.A., 1996. Mars meteorite transfer: Simulation. *Science*, 274(5285): 161-162.
- Gladman, B.J., Burns, J.A., Duncan, M., Lee, P. and Levison, H.F., 1996. The exchange of impact ejecta between terrestrial planets. *Science*, 271(5254): 1387-1392.
- Godfray, H.C.J. and Lawton, J.H., 2001. Scale and species numbers. *Tree*, 16: 400- 404
- Golden, D.C. et al., 2004. Evidence for exclusively inorganic formation of magnetite in Martian meteorite ALH84001. *American Mineralogist*, 89(5-6): 681-695.
- Golden, D.C. et al., 2002. Morphology of magnetite formed via thermal decomposition of siderite: Implications for inorganic formation of magnetite in martian meteorite ALH84001. *Meteoritics & Planetary Science*, 37(7): A53-A53.
- Golombek, M.P., Grant, J.A., Parker, T.J., Crisp, J.A. and Squyres, S.W., 2003a. Landing the Mars Exploration Rovers. *Geotimes*, 48(5): 18-23.
- Golombek, M.P. et al., 2003b. Selection of the Mars Exploration Rover landing sites. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 108(E12).
- Golubic, S., Friedmann, I. and Schneider, J., 1981 The lithobiotic ecological niche, with special reference to microorganisms. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 475-478.
- Gomes, R., Levison, H.F., Tsiganis, K. and Morbidelli, A., 2005. Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. *Nature*, 435(7041): 466-469.
- Gonzalez-Toril, E. et al., 2003a. Geomicrobiology of the Tinto River, a model of interest for biohydrometallurgy, pp. 301-309.
- Gonzalez-Toril, E., Llobet-Brossa, E., Casamayor, E.O., Amann, R. and Amils, R., 2003b. Microbial ecology of an extreme acidic environment, the Tinto River. *Applied Environmental Microbiology*, 69: 4853-4865.
- Gonzalez-Toril, E., Llobet-Brossa, E., Casamayor, E.O., Amann, R. and Amils, R., 2003c. Microbial ecology of an extreme acidic environment, the Tinto River. *Applied and Environmental Microbiology*, 69(8): 4853-4865.
- Goodin, J.R. and Northington, D.K., 1985. Arid regions, Plant resources of arid and semiarid lands: A global perspective. Academic Press, Orlando, pp. xiii, 338.
- Gooding, J.L., 1986. Clay-mineraloid weathering products in Antarctic meteorites. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 50(10): 2215-2223.
- Gooding, J.L., 1992. Soil mineralogy and chemistry on Mars - possible clues from salts and clays in SNC meteorites Icarus, 99(1): 28-41.
- Gooding, J.L., Aggrey, K.E. and Muenow, D.W., 1990. Volatile compounds in Shergottite and Nakhilite meteorites. *Meteoritics*, 25(4): 281-289.
- Gooding, J.L., Wentworth, S.J. and Zolensky, M.E., 1988. Calcium - carbonate and sulfate of possible extraterrestrial origin in the EETA-79001 meteorite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 52(4): 909-915.

- Goudie, A.S., Wright, E. and Viles, H.A., 2002. The roles of salt (sodium nitrate) and fog in weathering: a laboratory simulation of conditions in the northern Atacama Desert, Chile. *Catena*, 48: 255-266.
- Grady, M.M., Wright, I.P. and Pillinger, C.T., 1991. Comparisons between antarctic and non-antarctic meteorites based on carbon isotope geochemistry, pp. 49-58.
- Grady, M.M., Wright, I.P. and Pillinger, C.T., 1997. Microfossils from Mars: A question of faith? *Astronomy & Geophysics*, 38(1): 26-29.
- Grant, J.A. et al., 2004. Surficial deposits at Gusev crater along Spirit Rover traverses. *Science*, 305(5685): 807-810.
- Greeley, R., Papsen, R. and Veverka, J., 1978. Crater streaks in Chrysie planitia region on Mars - early Viking results *Icarus*, 34(3): 556-567.
- Green, A.J., 1981. Particle-size analysis. In: J.A. McKeague (Editor), *Manual of soil sampling and methods of analysis*. Canadian Society of Soil Science, Ottawa, Canada, pp. 4-29.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the central and northern Andes: a review. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 1091-1105.
- Griffith, C.A., McKay, C.P. and Ferri, F., 2008. Titan's tropical storms in an evolving atmosphere. *Astrophysical Journal Letters*, 687(1): L41-L44.
- Griffith, C.A., Owen, T., Geballe, T.R., Rayner, J. and Rannou, P., 2003. Evidence for the exposure of water ice on Titan's surface. *Science*, 300(5619): 628-630.
- Griffith, L.L. and Shock, E.L., 2002. A geochemical model for the formation of hydrothermal carbonates on Mars. *Nature*, 377: 406 - 408.
- Grosjean, M., 2001. Mid-Holocene climate in the south-central Andes: humid or dry? *Science* 292: 2391-2392.
- Grosjean, M., Geyh, M.A., Messerli, B. and Schotterer, U., 1995. Lateglacial and early Holocene lake sediments, ground-water formation and climate in the Atacama Altiplano 22-24°S. *Journal of Paleolimnology* 14(242-252).
- Grundmann, L.G. and Gourbiere, F., 1999. A micro-sampling approach to improve the inventory of bacterial diversity in soil. *Applied Soil Ecology*, 13(123-126).
- Gulick, V.C., 1998. Magmatic intrusions and a hydrothermal origin for fluvial valleys on Mars. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103(E8): 19365-19387.
- Gulick, V.C., 2001. Origin of the valley networks on Mars: a hydrological perspective. *Geomorphology*, 37(3-4): 241-268.
- Gulick, V.C. and Baker, V.R., 1989. Fluvial valleys and martian paleoclimates. *Nature*, 341(6242): 514-516.
- Gulick, V.C. and Baker, V.R., 1990. Origin and evolution of valleys on Martian Volcanos. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 95(B9): 14325-14344.
- Gulick, V.C., Tyler, D. and McKay, C.P., 1997. Episodic ocean-induced CO₂ greenhouse on Mars: Implications for fluvial valley formation. *Icarus*, 130(1): 68-86.
- Haberle, R.M. et al., 2001. On the possibility of liquid water on present-day Mars. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 106(E10): 23317-23326.
- Haberle, R.M., Tyler, D., McKay, C.P. and Davis, W.L., 1994. A model for the evolution of CO₂ on Mars. *Icarus*, 109(1): 102-120.
- Hall, S.R., Farber, D.L., Audin, L., Finkel, R.C. and Mériaux, A.-S., 2008. Geochronology of pediment surfaces in southern Peru: Implications for Quaternary deformation of the Andean forearc *Tectonophysics*, 459(1-4): 186-205.

- Halliday, A.N., Lee, D.-C. and Jacobsen, S.B., 2000. Tungsten isotopes, the timing of metal-silicate fractionation, and the origin of the Earth and the Moon. In: R.M. Canup and K. Righther (Editors), *Origin of the Earth and Moon*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 45-62.
- Hand, E., 2008. Plumes of methane identified on Mars. *Nature*, 455(7216): 1018-1018.
- Hansen, A.A., Merrison, J., Nornberg, P., Lomstein, B.A. and Finster, K., 2005. Activity and stability of a complex bacterial soil community under simulated Martian conditions. *International Journal of Astrobiology*, 4: 135-144.
- Harris, M.J. et al., 2002. The detection of living cells in stratospheric samples. In: R.B. Hoover, A. Rosanov and R. Paepe (Editors), *Instruments, Methods, and Missions for Astrobiology IV*, Proc.SPIE, San Diego, , pp. 192-198.
- Hartley, A.J., 2003. Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160: 7-10.
- Hartley, A.J. and Chong, G., 2002. Late Pliocene age for the Atacama Desert: implications for the desertification of western South America. *Geology*, 30: 43-46.
- Hartley, A.J., Chong, G., Houston, J. and Mather, A.E., 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society* 162: 421-424.
- Hartley, A.J., Flint, S., Turner, P. and Jolley, E.J., 1992. Tectonic controls on the development of a semi-arid basin as reflected in the stratigraphy of the Purilactis Group (Upper Cretaceous-Eocene), northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 275-296.
- Hartmann, W.K., 1975. If Mars once had rivers, was sun then hotter. *Smithsonian*, 6(6): 50-55.
- Haskin, L.A. et al., 2005. Water alteration of rocks and soils on Mars at the Spirit rover site in Gusev crater. *Nature*, 436(7047): 66-69.
- Hastenrath, S.L., 1967. The barchans of the Arequipa region, southern Peru. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 11: 300-311.
- Haug, G.H. and Tidemann, R., 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393: 673-676.
- Hay, W.W. and Wold, C.M., 1998. The role of mountains and plateaus in a Triassic climate model. In: T.J. Crowley and K.C. Burke (Editors), *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*. Oxford University Press, Oxford, pp. 304.
- Haynes, R.J. and Swift, R.S., 1985. Effects of air drying on the adsorption and desorption of phosphate and levels of extractable phosphate in a group of acid soils, New Zealand *Geoderma* 35: 145- 157.
- Hayward, A.M., Valdes, P.J. and Sellwood, B.W., 2002. Magnitude of climate variability during middle Pliocene warmth: a palaeoclimate modeling study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188: 1-24.
- Head, J.W. and Solomon, S.C., 1981. *Tectonic Evolution of the Terrestrial Planets*. Science, 213: 62-76.
- Hecht, M.H. et al., 2009. Detection of Perchlorate and the Soluble Chemistry of Martian Soil at the Phoenix Lander Site. *Science*, 325(5936): 64-67.
- Hedley, M.J., Stewart, J.W.B. and Chauhan, B.S., 1982. Changes in inorganic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubations. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 970-976.

- Hendry, P., 2006. Extremophiles: There's more to life. *Environmental Chemistry*, 3(2): 75-76.
- Heraul, G., Lagos, J. and Vivallo, W., 1999. Gold dispersion in Andean desert environments (Atacama, Chile). *Journal of Geochemical Exploration*, 66: 427-439.
- Hillier, S., 1990. Erosion, sedimentation and sedimentary origin of clays. In: B. Velde (Editor), *Origin and mineralogy of clays*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 162-219.
- Hoffman, J.H., Chaney, R.C. and Hammack, H., 2008. Phoenix Mars Mission - the thermal evolved gas analyzer. *Journal of American Mass Spectrometry*, 19: 1377-1383.
- Hoke, G.D. et al., 2007. Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30'-22°S. *Tectonics*, 26: TC5021.
- Holmgren, G., 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31: 210-211.
- Hoover, R.B., 2007. Comets, carbonaceous meteorites and the origin of the biosphere. In: V. Snytnikov (Editor), *Biosphere origin and Evolution*. Springer New York.
- Horikoshi, K., 2008. Past, present and future of extremophiles. *Extremophiles*, 12(1): 1-2.
- Horikoshi, K. and Akiba, T. (Editors), 1982. *Alkalophilic microorganisms: a new microbial world*. Springer-Verlag KG, Heidelberg, Germany.
- Horowitz, N.H., 1988. Life on Mars - a reply. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 18(4): 309-310.
- Horowitz, N.H. et al., 1969. Sterile soil from Antarctica - organic analysis. *Science*, 164(3883): 1054-&.
- Horowitz, N.H., Hobby, G.L. and Hubbard, J.S., 1976. Viking Carbon Assimilation experiments - interim-report. *Science*, 194(4271): 1321-1322.
- Horowitz, N.H., Hobby, G.L. and Hubbard, J.S., 1977. Viking on Mars - Carbon assimilation experiments. *Transactions-American Geophysical Union*, 58(8): 829-829.
- Horowitz, N.H., Hubbard, J.S. and Hobby, G.L., 1972. Carbon-assimilation experiment - Viking Mars Lander Icarus, 16(1): 147-&.
- Houerou, H.N.L., 1996. Climate change, drought, and desertification. *Journal of Arid Environments*, 34: 133-185.
- Houston, J. and Hartley, A.J., 2003. The Central Andean West-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyperaridity in the Atacama Desert. *International Journal of Climatology*, 23: 1453-1464.
- Howard, A.D., 2007. Simulating the development of Martian highland landscapes through the interaction of impact cratering, fluvial erosion, and variable hydrologic forcing, pp. 332-363.
- Huang, S.S., 1959. THE PROBLEM OF LIFE IN THE UNIVERSE AND THE MODE OF STAR FORMATION. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 71(422): 421-424.
- Huang, S.S., 1960. LIFE-SUPPORTING REGIONS IN THE VICINITY OF BINARY SYSTEMS. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 72(425): 106-114.
- Huber, H., Hohn, M.J., Stetter, K.O. and Rachel, R., 2003. The phylum Nanoarchaeota: Present knowledge and future perspectives of a unique form of life. *Res. Microbiology*, 154: 165-171.

- Huguenin, R.L., Miller, K.J. and Harwood, W.S., 1979. Frost-weathering on Mars - experimental evidence for peroxide formation *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 103-132.
- Hunten, D.M., 1974a. Aeronomy of lower atmosphere of Mars. *Reviews of Geophysics*, 12(3): 529-535.
- Hunten, D.M., 1974b. Photolytic stability of martian atmosphere - comment. *Planetary and Space Science*, 22(5): 878-879.
- Iizuka, H., Okazaki, H. and Seto, N., 1969. A new sulfate-reducing bacterium isolated from Antarctica. *J Gen Appl Microbiol*, 15: 11-18.
- Itoh, T., 2003. Taxonomy of nonmethanogenic hyperthermophilic and related thermophilic Archaea. *J Biosci Bioengineer*, 96: 203-212.
- Jackson, T.L. and Farrell, W.M., 2006. Electrostatic fields in dust devils: An analog to mars. *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(10): 2942-2949.
- Jakosky, B.M., 1999a. Mars - Water, climate, and life. *Science*, 283(5402): 648-649.
- Jakosky, B.M., 1999b. Martian stable isotopes: Volatile evolution, climate change and exobiological implications. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 29(1): 47-57.
- Jakosky, B.M. and Jones, J.H., 1997. The history of Martian volatiles. *Reviews of Geophysics*, 35(1): 1-16.
- Jakosky, B.M. and Mellon, M.T., 2004. Water on mars. *Physics Today*, 57(4): 71-76.
- Jakosky, B.M., Zent, A.P. and Zurek, R.W., 1997. The Mars water cycle: Determining the role of exchange with the regolith. *Icarus*, 130(1): 87-95.
- Jeanthon, C. et al., 1995. *Thermotoga subterranean* sp. nov., a new thermophilic bacterium isolated from a continental oil reservoir. *Arch Microbiol*, 164 91-97.
- Jenks, W., 1948. Geología de la Hoja de Arequipa, Boletín N° 9, Instituto de Geología del Perú, Lima.
- Johnson, A.S., Golightly, M.J., Weyland, M.D., Lin, T. and Zapp, E.N., 2005. Minimizing space radiation exposure during extra-vehicular activity, *Space Weather. Advances in Space Research*, pp. 2524-2529.
- Jolivet, E., L'Haridon, S., Corre, E., Forterre, P. and Prieur, D., 2003. *Thermococcus gammatolerans* sp nov., a hyperthermophilic archaeon from a deep-sea hydrothermal vent that resists ionizing radiation. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 53: 847-851.
- Kahn, R., 1985. The evolution of CO₂ on Mars. *Icarus*, 62(2): 175-190.
- Kahn, R., 1990. Ice haze, snow, and the Mars water cycle. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 95(B9): 14677-14693.
- Kalthoff, N. et al., 2006. The energy balance, evapo-transpiration and nocturnal dew deposition of an arid valley in the Andes. *Journal of Arid Environments* 65: 420-443.
- Kasting, J., 1991. CO₂ condensation and the climate of early Mars. *Icarus*, 94: 1-13.
- Kasting, J.F., 1988. Runaway and moist greenhouse atmospheres and the evolution of Earth and Venus. *Icarus*, 74(3): 472-494.
- Kasting, J.F., 1997. Planetary atmospheres - Warming early Earth and Mars. *Science*, 276(5316): 1213-1215.
- Katayama, T. et al., 2007. Phylogenetic analysis of bacteria preserved in a permafrost ice wedge for 25,000 years. *Applied and Environmental Microbiology*, 73(7): 2360-2363.

- Kato, C. et al., 1998. Extremely barophilic bacteria isolated from the Mariana Trench, Challenger Deep, at a depth of 11,000 meters. *Applied Environmental Microbiology*, 64: 1510-1513.
- Kennett, J., 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall, New Jersey, 813 pp.
- Kishimoto, N., Kosako, Y. and Tano, T., 1991. *Acidobacterium capsulatum* gen. nov., sp. nov.: an acidophilic chemoorganotrophic bacterium containing menaquinone from acidic mineral environment. *Curr. Microbiol*, 22: 1-7.
- Klein, H.P., 1979a. Simulation of the Viking Biology experiments - overview. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 161-165.
- Klein, H.P., 1979b. Viking mission and the search for life on Mars. *Reviews of Geophysics*, 17(7): 1655-1662.
- Klein, H.P. et al., 1976a. Viking biological investigation - Preliminary results. *Science*, 194(4260): 99-105.
- Klein, H.P. et al., 1976b. Viking mission search for life on Mars. *Nature*, 262(5563): 24-27.
- Klingelhofer, G. et al., 2007. Jarosite and goethite identified by Mossbauer spectroscopy on the surface of Mars: Mineralogical evidence for aqueous processes. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 71(15): A494-A494.
- Klingelhofer, G. et al., 2004. Jarosite and hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mossbauer spectrometer. *Science*, 306(5702): 1740-1745.
- Klironomos, J.N., Rillig, M.C. and Allen, M.F., 1999. Designing belowground field experiments with the help of semi-variance and power analyses. *Applied Soil Ecology*, 12: 227- 238
- Knoblauch, C., Sahm, K. and Jørgensen, B.B., 1999. Psychrophilic sulfatereducing bacteria isolated from permanently cold Arctic marine sediments: description of *Desulfofrigus oceanense* gen. nov., sp. nov., *Desulfofrigus fragile* sp. nov., *Desulfobaba gelida* gen. nov., sp. nov., *Desulfotalea psychrophila* gen. nov., sp. nov. and *Desulfotalea arctica* sp. nov. *Int. J. Syst. Bacteriol*, 49: 1631-1643.
- Knoll, A.H. et al., 2005. An astrobiological perspective on Meridiani Planum. *Earth and Planetary Science Letters*, 240(1): 179-189.
- Kobabe, S., Wagner, D. and Pfeiffer, E.M., 2004. Characterisation of microbial community composition of a Siberian tundra soil by fluorescence in situ hybridisation. *FEMS Microbiology Ecology* 50 13-23.
- Koeberl, C., 2003. The Late Heavy Bombardment in the inner solar system: Is there any connection to Kuiper belt objects? *Earth Moon and Planets*, 92(1-4): 79-87.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B. and Rubel, F., 2006. World map of Koppen-Geiger climate classification updated. *Meteorology Z*, 15: 259-263.
- Kounaves, S., 2007. Life on Mars may be hidden like Earth's extremophiles. *Nature*, 449(7160): 281-281.
- Kounaves, S.P. et al., 2009. The MECA Wet Chemistry Laboratory on the 2007 Phoenix Mars Scout Lander. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 114.
- Koutavas, A., Lynch-Stieglitz, J., Marchitto, T.M. and Sachs, J.P., 2002. El Niño-like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 297: 226-230.
- Kraal, E.R., van Dijk, M., Postma, G. and Kleinhans, M.G., 2008. Martian stepped-delta formation by rapid water release. *Nature*, 451(7181): 973-U2.
- Kral, T.A., Bekkum, C.R. and McKay, C.P., 2004. Growth of methanogens on a mars soil simulant. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 34(6): 615-626.

- Kral, T.A., Brink, K.M., Miller, S.L. and McKay, C.P., 1998. Hydrogen consumptions by methanogens on the early earth. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 28(3): 311-319.
- Krashnopol'sky, V.A., Maillard, J.P. and Owen, T.C., 2004. Detection of methane in the martian atmosphere: evidence for life? *Icarus*, 172(2): 537-547.
- Krasnopol'sky, V.A., 2006. Some problems related to the origin of methane on Mars. *Icarus*, 180(2): 359-367.
- Kuever, J., Rainey, F.A. and Widdel, F., 2005. Family IV. Desulfonatronumaceae fam. nov. In: D.J. Brenner, N.R. Krieg, J.T. Staley and G.M. Garrity (Editors), *Bergey's Manual of Systematic Bacteriology*, 2nd edition Springer, New York, pp. 956.
- Lamb, S. and Davis, P., 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425: 792-797.
- Lammer, H. et al., 2008. Atmospheric Escape and Evolution of Terrestrial Planets and Satellites. *Space Science Reviews*, 139(1-4): 399-436.
- Langevin, Y., Poulet, F., Bibring, J.P. and Gondet, B., 2005. Sulfates in the north polar region of Mars detected by OMEGA/Mars express. *Science*, 307(5715): 1584-1586.
- Larrain, H. et al., 2002. Fog measurements at the site "falda Verde" north of Chañaral compared with other fog stations of Chile. *Atmospheric Research*, 64: 273-284.
- Laskar, J., Levrard, B. and Mustard, J.F., 2002. Orbital forcing of the Martian polar layered deposits. *Nature*, 419: 375-377.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K., Quade, J. and Matthei, O., 2003. A vegetational history from the arid prepuna of northern Chile (22R-23RS) over the last 13,500 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 223-236.
- Latorre, C., Betancourt, J.L., Rylander, K.A. and Quade, J., 2002. Vegetation invasions into absolute desert: a 45,000 yr rodent midden record from the Calama-Salar de Atacama basins, northern Chile (lat 22°- 24°S). *The Geological Society of America Bulletin*, 114: 349-366.
- Lazcano, A., 2008. Towards a definition of life: The impossible quest? *Space Science Reviews*, 135(1-4): 5-10.
- Lazcano, A. and Miller, S.L., 1994. How long did it take for life to begin and evolve to cyanobacteria. *Journal of Molecular Evolution*, 39(6): 546-554.
- Lester, E.D., Satomi, M. and Ponce, A., 2007. Microflora of extreme arid Atacama Desert soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 39(2): 704-708.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1976a. Labeled Release - Experiment in radiorespirometry. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 7(3): 293-311.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1976b. Viking Labeled Release Biology Experiment - Interim Results. *Science*, 194(4271): 1322-1329.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1977. Life on Mars - Viking Labeled Release Experiment. *Biosystems*, 9(2-3): 165-174.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1979a. Completion of the Viking Labeled Release Experiment on Mars. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 167-183.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1979b. Laboratory simulations of the Viking Labeled Release experiment - kinetics following 2nd nutrient injection and the nature of the gaseous end product. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 185-197.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1979c. Viking Mars Labeled Release Results. *Nature*, 277(5694): 326-326.

- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1981a. Mars - is the obit premature. *Sciences-New York*, 21(4): 3-&.
- Levin, G.V. and Straat, P.A., 1981b. A search for a non-biological explanation of the Viking Labeled Release life detection experiment. *Icarus*, 45(2): 494-516.
- Levinthal, E.C., Jones, K.L., Fox, P. and Sagan, C., 1977. Lander imaging as a detector of life on Mars. *Transactions-American Geophysical Union*, 58(8): 830-830.
- Li, W. et al., 2003. *Streptomonospora alba* sp. nov., a novel halophilic actinomycete, and emended description of the genus *Streptomonospora* Cui et al. 2001. *Int. J. Syst. Evol. Microbiol.*, 53: 1421-1425.
- Liesack, W., Schnell, S. and Revsbech, N.P., 2000. Microbiology of flooded rice paddies. *FEMS Microbiol. Rev.*, 24: 625-645.
- Loewy, S.L., Connelly, F.N. and Dalziel, I.W.D., 2004. An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1): 171-187.
- Lopez-Archilla, A.I., Marin, I. and Amils, R., 2001. Microbial community composition and ecology of an acidic aquatic environment: the Tinto River, Spain. *Microb. Ecol.*, 41: 20-35.
- Lucas, S.T., 2004. Evaluation of labile soil carbon test for prediction of soil productivity response to organic matter management., Univeristy of Maryland, College Park, Maryland, 152 pp.
- Lynch, T.F., 1986. Climate change and human settlement around the late-glacial Laguna de Punta Negra, northern Chile: the preliminary results. *Geoarchaeology*, 1: 145-162.
- Lyons, J.R., Manning, C. and Nimmo, F., 2005. Formation of methane on Mars by fluid-rock interaction in the crust. *Geophysical Research Letters*, 32(13).
- Magid, J. and Nielsen, N.E., 1992. Seasonal variation in organic and inorganic phosphorus fractions of temperate-climate sandy soils. *Plant Soil* 144: 155- 165.
- Maher, K.A. and Stevenson, D.J., 1988. IMPACT FRUSTRATION OF THE ORIGIN OF LIFE. *Nature*, 331(6157): 612-614.
- Makarova, K.S. et al., 2001. Genome of the extremely radiation-resistant bacterium *Deinococcus radiodurans* viewed from the perspective of comparative genomics. *Microbiol. Mol. Biol. Rev.*, 65: 44-79.
- Mancinelli, R.L., Fahlen, T.F., Landheim, R. and Klovstad, M.R., 2004. Brines and evaporites: analogs for Martian life. *Advances in Space Research*, 33: 1244-1246.
- Mancinelli, R.L. and McKay, C.P., 1988. The evolution of Nitrogen cycling. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 18(4): 311-325.
- Margulis, L. et al., 1979. Viking mission - Implications for life on Mars. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 223-232.
- Marín, V.H. and Olivares, G.R., 1999. Estacionalidad de la productividad primaria en Bahía Mejillones del Sur (Chile): una aproximación proceso-funcional. *Revista Chilena de Historia Natural* 72: 629-641.
- Marinovic, N., Smoje, I., Maksaev, V., Hervé, M. and Mpodozis, C., 1992. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Marinovic, N.S. and Lahsen, A.A., 1984. Hoja Calama, Región de Antofagasta, Carta Geologia de Chile Escala 1: 250.000, Servicio Nacional de Geologia y Minería, Santiago, Chile.

- Markgraf, V., 2001. Interhemispheric Climate Linkages. Academic Press, New York, 454 pp.
- Martignole, J. and Mertelat, J.-E., 2003. Regional scale Grenvillian age UHT metamorphism in the Mollendo - Camaná block (basement of the Peruvian Andes). *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 99-120.
- Martinez-Frias, J. et al., 2007. Isotopic signatures of extinct low-temperature hydrothermal chimneys in the Jaroso Mars analog. *Planetary and Space Science*, 55(4): 441-448.
- Martinez-Frias, J., Lunar, R., Rodriguez-Losada, J.A., Delgado, A. and Rull, F., 2004. The volcanism-related multistage hydrothermal system of El Jaroso (SE Spain): Implications for the exploration of Mars. *Earth Planets and Space*, 56(7): V-VIII.
- Masursky, H. et al., 1977. Surface and interior of Venus. *Space Science Reviews*, 20(4): 431-449.
- Mather, T.A. et al., 2004. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile. *Journal of Geophysical Research Atmosphere* 109: D21303.
- Matthews, S.J., Gardweg, M.C. and Sparks, R.S.J., 1997. The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing, and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 59: 72-82.
- McCord, T.B., Clark, R.N. and Huguenin, R.L., 1978. Mars - near infrared spectral reflectance and compositional implication *Journal of Geophysical Research*, 83(NB11): 5433-5441.
- McCubbin, F.M. et al., 2009. Hydrothermal jarosite and hematite in a pyroxene-hosted melt inclusion in martian meteorite Miller Range (MIL) 03346: Implications for magmatic-hydrothermal fluids on Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73: 4907-4917.
- McGenity, T.J., Gemmell, R.T., Grant, W.D. and Stan-Lotter., 2000. Origins of halophilic microorganisms in ancient salt deposits. *Environmental Microbiology*, 2: 243-250.
- McGinnies, W.G., Goldman, B.J. and Paylore, P., 1968. *Deserts of the World*. University of Arizona Press, Tucson.
- McKay, C.P., 1997. The search for life on Mars. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 27(1-3): 263-289.
- McKay, C.P., 2004. Scientific goals for Martian expeditions. *Jbis-Journal of the British Interplanetary Society*, 57(3-4): 87-91.
- McKay, C.P. and Davis, W.L., 1991. Duration of liquid water habitats on early Mars. *Icarus*, 90(2): 214-221.
- McKay, C.P. et al., 2003. Temperature and moisture conditions for life in the extreme arid region of the Atacama Desert: Four years of observations including the El Nino of 1997-1998. *Astrobiology*, 3(2): 393-406.
- McKay, C.P. et al., 1998. The Mars Oxidant experiment (MOx) for Mars '96. *Planetary and Space Science*, 46(6-7): 769-777.
- McKay, C.P., Mancinelli, R.L. and Carle, G.C., 1986. Exobiology and Future Mars missions. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 16(3-4): 416-417.
- McKay, C.P., Mancinelli, R.L., Stoker, C.R. and Wharton, R.A., 1992. Mars. In: H.H. Kieffer, B.M. Jakosky, C.W. Snyder and M.S. Matthews (Editors), *Mars*. University of Arizona Press, Tucson, pp. 1234-1245.
- McKay, C.P. and Nedell, S.S., 1988. Are there carbonate deposits in the Valles Marineris, Mars. *Icarus*, 73(1): 142-148.

- McKay, C.P. and Stoker, C.R., 1989. The early environment and its evolution on Mars - Implications for life Reviews of Geophysics, 27(2): 189-214.
- McKay, C.P., Toon, O.B. and Kasting, J.F., 1991. Making Mars habitable. Nature, 352(6335): 489-496.
- McKay, D.S., Gibson, E., ThomasKeptra, K. and Vali, H., 1997. No 'nanofossils' in Martian meteorite - Reply. Nature, 390(6659): 455-456.
- McKay, D.S. et al., 1996. Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian meteorite ALH84001. Science, 273(5277): 924-930.
- McKeague, J.A. and Day, J., 1965. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. Canadian Journal of Soil Science, 46: 13-22.
- McKinley, J.P., Stevens, T.O. and Westall, F., 2000. Microfossils and paleoenvironments in deep subsurface basalt samples. Geomicrobiology Journal, 17(1): 43-54.
- Meek, C.S. and Lipman, C.B., 1922. The relation of the reaction and of salt content of the medium on nitrifying bacteria. Journal of General Physiology, 5(2): 195-204.
- Mehra, O.P. and Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by dithionite-citrate system buffered with bicarbonate. Clays and Clay Minerals, 7: 317-327.
- Melosh, H.J., 1988. The rocky road to Panspermia. Nature, 332: 687-688.
- Merrison, J., Jensen, J., Kinch, K., Mugford, R. and Nornberg, P., 2004. The electrical properties of Mars analogue dust. Planetary and Space Science, 52(4): 279-290.
- Meunier, D. et al., 2007. A laboratory pilot for in situ analysis of refractory organic matter in Martian soil by gas chromatography-mass spectrometry. Advances in Space Research, 39(3): 337-344.
- Michalski, G., Bohlke, J.K. and Thiemens, M., 2004. Long term atmospheric deposition as the source of nitrate and other salts in the Atacama desert, Chile: new evidence from mass-independent oxygen isotopic compositions. Geochimica et Cosmochimica Acta, 68: 4023- 4038.
- Mikhailov, I.S., 2000. Exogenesis and soil formation in the Atacama region. Eurasian Soil Science, 33: 1255-1262.
- Miller, S.L., 1953. A production of amino acids under possible primitive Earth conditions. Science, 117(3046): 528-529.
- Miller, S.L., 1955. Production of some organic compounds under possible primitive Earth conditions. Journal of the American Chemical Society, 77(9): 2351-2361.
- Mills, A.A., 1977. Dust clouds and frictional generation of glow discharges on Mars. Nature, 268(5621): 614-614.
- Ming, D.W. et al., 2008. Mars 2007 Phoenix Scout mission Organic Free Blank: Method to distinguish Mars organics from terrestrial organics. Journal of Geophysical Research-Planets, 113.
- Mintz, Y. and Walker, G.K., 1992. Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature. Journal of Applied Meteorology, 32: 1305-1334.
- Miquel, P., 1888. Monographie d'un bacilli vivant au dela 70 centigrades. Ann Micrographie, 1: 3-10.
- Mitrofanov, I.G. et al., 2004. Soil Water Content on Mars as Estimated from Neutron Measurements by the HEND Instrument On board the 2001 Mars Odyssey Spacecraft. Solar System Research: 253-357.

- Mittlefehldt, D.W., 1994. ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the martian meteorite clan. *Meteoritics*, 29(2): 214-221.
- Mittlefehldt, D.W., 1997. Macroscopic description of Allan Hills 84001 and the relative timing of events in its history. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(4): A93-A93.
- Mittlefehldt, D.W. and Lindstrom, M.M., 1994. Geochemical evidence for mixing of 3 components in martian orthopyroxenite ALH84001. *Meteoritics*, 29(4): 504-504.
- Mix, L.J. et al., 2006. The astrobiology primer: An outline of general knowledge - Version 1, 2006. *Astrobiology*, 6(5): 735-813.
- Mojzsis, S.J. et al., 1996. Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature*, 384(6604): 55-59.
- Mojzsis, S.J., Harrison, T.M. and Pidgeon, R.T., 2001. Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, 409(6817): 178-181.
- Molina-Sevilla, P., 2005. Caracterización de suelos desérticos como posibles análogos de suelos marcianos, Facultad de Química, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, Distrito Federal, 90 pp.
- Moorbath, S., 2005. Dating earliest life. *Nature*, 434: 155.
- Moore, H.J. et al., 1999. Soil-like deposits observed by Sojourner, the Pathfinder Rover. *Journal of Geophysical Research - Planets*, 104(E4): 8729-8746.
- Moore, H.J. and Jakosky, B.M., 1989. Viking landing sites, remote-sensing observations, and physical-properties of martian surface materials. *Icarus*, 81(1): 164-184.
- Moore, H.J. and Reynolds, R.C., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, Oxford.
- Moore, J.K., Doney, S.C., Glover, D.M. and Fung, I.Y., 2002. Iron cycling and nutrient limitation patterns in surface waters of the world ocean. *Deep-Sea Research Part II. Topical Studies Oceanographic*, 49: 463-507.
- Moore, J.M. et al., 1995. The Circum-Chryse region as a possible example of a hydrologic-cycle on Mars - Geologic observations and theoretical evaluation. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 100(E3): 5433-5447.
- Morozova, D., Mohlmann, D. and Wagner, D., 2007. Survival of methanogenic archaea from Siberian permafrost under simulated Martian thermal conditions. *Origins of Life and Evolution of Biospheres*, 37(2): 189-200.
- Morris, R.V. et al., 2000. Mineralogy, composition, and alteration of Mars Pathfinder rocks and soils: Evidence from multispectral, elemental, and magnetic data on terrestrial analogue, SNC meteorite, and Pathfinder samples. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 105(E1): 1757-1817.
- Morris, R.V. et al., 2006a. Mossbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Gusev crater, Mars: Spirit's journey through weakly altered olivine basalt on the plains and pervasively altered basalt in the Columbia Hills. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 111(E2).
- Morris, R.V. et al., 2006b. Mossbauer mineralogy of rock, soil, and dust at Meridiani Planum, Mars: Opportunity's journey across sulfate-rich outcrop, basaltic sand and dust, and hematite lag deposits. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 111(E12).
- Mortimer, C., 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. *Journal of the Geological Society*, 129: 505-526.
- Moseley, B.E. and Evans, D.M., 1983. Isolation and properties of strains of *Micrococcus* (*Deinococcus*) radiodurans unable to excise ultraviolet lightinduced pyrimidine

- dimers from DNA: evidence for two excision pathways. *J. Gen. Microbiol*, 129: 2437-2445.
- Mpodozisa, T.C. et al., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics*, 399: 125- 154.
- Mukhin, L.M., Koscheev, A.P., Dikov, Y.P., Huth, J. and Wanke, H., 1996. Experimental simulations of the photodecomposition of carbonates and sulphates on Mars. *Nature*, 379(6561): 141-143.
- Mumma, M.J., Novak, R.E., DiSanti, M.A. and Bonev, B.P., 2003. A sensitive search for methane on Mars. *Bull. Amer. Astron. Soc*, 35(4): 937-940.
- Mumma, M.J., Novak, R.E., DiSanti, M.A., Bonev, B.P. and Dello Russo, N., 2004. Detection and mapping of methane and water on Mars. *Bull. Amer. Astron. Soc*, 36(4): 1127-1131.
- Mumma, M.J. et al., 2005. Absolute abundance of methane and water on Mars: spatial maps. *Bull. Amer. Astron. Soc*, 37(3): 669-673.
- Munoz, C., Guerra, N., Martinez-Frias, J., Lunar, R. and Cerda, J., 2007. The Atacama Desert: A preferential arid region for the recovery of meteorites - Find location features and strewnfield distribution patterns. *Journal of Arid Environments*, 71(2): 188-200.
- Musser, G., 2004. The spirit exploration. *Scientific American*: 52-58.
- Mutch, T.A. et al., 1976a. Fine particles on Mars - observations with Viking-1 Lander cameras. *Science*, 194(4260): 87-91.
- Mutch, T.A. et al., 1976b. Surface of Mars - view from the Viking-1 Lander. *Science*, 193(4255): 791-801.
- Mutch, T.A. et al., 1976c. Surface of Mars - view from Viking-2 lander. *Science*, 194(4271): 1277-1283.
- Navarro-Gonzalez, R., McKay, C.P. and Mvondo, D.N., 2001. A possible nitrogen crisis for Archaean life due to reduced nitrogen fixation by lightning. *Nature*, 412(6842): 61-4.
- Navarro-Gonzalez, R. et al., 2006a. The limitations on organic detection in Mars-like soils by thermal volatilization-gas chromatography-MS and their implications for the Viking results. *Proc Natl Acad Sci U S A*, 103(44): 16089-94.
- Navarro-Gonzalez, R. et al., 2006b. The limitations on organic detection in Mars-like soils by thermal volatilization-gas chromatography-MS and their implications for the Viking results. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 103(44): 16089-16094.
- Navarro-Gonzalez, R. et al., 2003. Mars-like soils in the Atacama Desert, Chile, and the dry limit of microbial life. *Science*, 302(5647): 1018-21.
- Nekvasil, H., McCubbin, F.M., Tosca, N.J. and Smirnov, A., 2008. Hydrthermal activity on Mars: can magmatic waters play a viable role? *Lunar and Planetary Science XXXIX*, Abstract # 1828.
- Nelson, D.W. and Summers, L.E., 1996. Total carbon, organic carbon, and organic matter In: J.M. Bigham and J.M. Bartels (Editors), *Methods of soil analysis: Part 3- Chemical methods*. Soil Science Society of America, Madison, WI, pp. 961-1010.
- Nelson, R.E., 1982. Carbonate and gypsum. In: A.L. Page (Editor), *Methods of Soil Analysis, Part II: Chemical and microbiological properties*, 2nd edition, Agronomy Monograph N°9. American Society of Agronomy, Madison, WI, pp. 182-191.

- Nemergut, D.R. et al., 2005. Structure and function of alpine and arctic soil microbial communities. *Res. Microbiology*, 156: 775-784.
- Nisbet, E.G. and Sleep, N.H., 2001. The habitat and nature of early life. *Nature*, 409(6823): 1083-1091.
- Nishiizumi, K., Caffee, M.W., Finkel, R.C., Brimhall, G. and Mote, G., 2005. Remnants of a fossil alluvial fan landscape of Miocene age in the Atacama Desert of northern Chile using cosmogenic nuclide exposure age dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 237: 499-507.
- Nna-Mvondo, D., Navarro-Gonzalez, R., Raulin, F. and Coll, P., 2005. Nitrogen fixation by corona discharge on the early precambrian Earth. *Orig Life Evol Biosph*, 35(5): 401-9.
- Nornberg, P., Schwertmann, U., Stanjek, H., Andersen, T. and Gunnlaugsson, H.P., 2004. Mineralogy of a burned soil compared with four anomalously red Quaternary deposits in Denmark. *Clay Minerals*, 39(1): 85-98.
- Norris, P.R., Burton, N.P. and Foulis, N.A.M., 2000. Acidophiles in bioreactor mineral processing. *Extremophiles*, 4(2): 71-76.
- Nottingham, P.M. and Hungate, R.E., 1969. Methanogenic fermentation of benzoate. *Journal of Bacteriology*, 98(3): 1170-&.
- Nussinov, M.D., Chernyak, Y.B. and Ettinger, J.L., 1978. Model of fine-grain component of martian soil based on Viking Lander data. *Nature*, 274(5674): 859-861.
- Ochsenreiter, T., Selezi, D., Quaiser, A., Bonch-Osmolovskaya, E. and Schleper, C., 2003. Diversity and abundance of Crenarchaeota in terrestrial habitats studied by 16S RNA surveys and real time PCR. *Environmental Microbiology*, 5(787-797).
- Onstott, T.C. et al., 2006. Martian CH₄: Sources, flux, and detection. *Astrobiology*, 6(2): 377-395.
- Oren, A., 1999. Bioenergetic aspects of halophilism. *Microbiol Mol Biol Rev*, 663: 334-348.
- Oren, A., 2002. Diversity of halophilic microorganism: environments, phylogeny, physiology, and applications. *J Ind Microbiol Biotechnol*, 28: 56-63.
- Oro, J. and Holzer, G., 1979. Photolytic degradation and oxidation of organics-compounds under simulated martian conditions. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 153-160.
- Ortlieb, L., 1995. El Niño events and the occurrence of rainfall episodes in the Atacama Desert: the record during the last two centuries [in Spanish]. *Bull. Inst. Francais Etudes Andines*, 24: 519-537.
- Ortlieb, L., Diaz, A. and Guzman, N., 1996. Late Quaternary Coastal Changes in Northern Chile, International Geological Correlation Program 367. *Quaternary Science Review* 15: 857-859.
- Ostroumov, V., 1994. A physical and chemical characterization of martian permafrost as a possible habitat for viable microorganisms. *Life Sciences and Space Research Xxv* (4), 15(3): 229-236.
- Ovreas, L., 2000. Population and community level approaches for analysing microbial diversity in natural environments. *Ecology Letters*, 3: 236-251
- Owen, T., 1976. Volatile inventories on Mars. *Icarus*, 28(2): 171-177.
- Owen, T. and Biemann, K., 1976. Composition of atmosphere at surface of Mars - detection of Argon-36 and preliminary - analysis. *Science*, 193(4255): 801-803.

- Oyama, V.I. and Berdahl, B.J., 1979. Model of Martian Surface - Chemistry. *Journal of Molecular Evolution*, 14(1-3): 199-210.
- Oyama, V.I., Berdahl, B.J. and Carle, G.C., 1977. Preliminary findings of Viking Gas-Exchange Experiment and a model for martian surface-chemistry. *Nature*, 265(5590): 110-114.
- Oyama, V.I., Berdahl, B.J., Carle, G.C., Lehwalt, M.E. and Ginoza, H.S., 1976. Search for life on Mars - Viking 1976 Gas changes as indicators of biological - activity. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 7(3): 313-333.
- Oze, C. and Sharma, M., 2005. Have olivine, will gas: Serpentinization and the abiogenic production of methane on Mars. *Geophysical Research Letters*, 32(10).
- Pace, N.R., 1997. A molecular view of microbial diversity and the biosphere. *Science*, 276: 734- 740
- Paepe, R., Hoover, R.B. and Van Overloop, E., 2001. Patterned Ground as Evidence of Water on Mar. In: R. Paepe (Editor), *Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resource Potential*, NATO-ARW in NOVOSIBIRSK, SIBERIA, 12-16 Nov. 1998. Kluwer Publishing, New York, pp. 581-588.
- Pakchung, A.A.H., Simpson, P.J.L. and Codd, R., 2006. Life on earth. Extremophiles continue to move the goal posts. *Environmental Chemistry*, 3(2): 77-93.
- Pang, K.D., Chun, S.F.S., Ajello, J.M., Nansheng, Z. and Minji, L., 1982. Organic and inorganic interpretations of the martian UV-IR reflectance spectrum. *Nature*, 295(5844): 43-46.
- Panikova, N.S., Flanagan, P.W., Oechel, W.C., Mastepanov, M.A. and Christensen, T.R., 2006. Microbial activity in soils frozen to below-39 degrees C. *Soil Biology & Biochemistry*, 38(4): 785-794.
- Pasteur, L., 1861. Animalcules infusoires vivant sans gaz oxigene libre et determinant des fermentations. *Compt Rend Acad Sci (Paris)*, 52: 344-347.
- Pedersen, K., 2000. Exploration of deep intraterrestrial microbial life: current perspectives. *FEMS Microbiol Lett*, 185: 9-16.
- Pederson, J.L. et al., 2006. Using fill terraces to understand incision rates and evolution of the Colorado River in eastern Grand Canyon, Arizona. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111(F2).
- Peeters, Z., Quinn, R., Martins, Z., Becker, L., Brucato, J., Willis, P., Grunthaner, F., and Ehrenfreund, P., 2008. Mars regolith analogues - interactions between mineralogic and organic compounds *Lunar and Planetary Science XXXIX*, pp. 1742.
- Pellegrini, A., 2004. *Texturas y color del suelo*, Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina
- Pérez-Chavez, I., Navarro-Gonzalez, R., McKay, C.P. and Cruz-Kuri, L., 2000. Tropical Alpine environments: A plausible analogue for ancient and future life on Mars, *Astrobiology: Origins from the Big-Bang to Civilization*. Kluwer Academic Publishers, pp. 297-302.
- Perez-Montañó, H.S. et al., 2008. Fieldable Method for Quantification of Labile Soil Organic Carbon in Hyper-Arid Mars-Like Soils. *Astrobiology*, 8(2): 329 (AbSciCon Abs.#9-07-O).
- Perko, H.A., Nelson, J.D. and Green, J.R., 2006. Mars soil mechanical properties and suitability of mars soil simulants. *Journal of Aerospace Engineering*, 19(3): 169-176.

- Perrott, K.W., Sarathchandra, S.U. and Waller, J.E., 1990. Seasonal storage and release of phosphorus and potassium by organic matter and the microbial biomass in a high-producing pastoral soil. *Australian Journal Soil Research*, 28: 593-608.
- Peters, G.H. et al., 2008a. Mojave Mars simulant - Characterization of a new geologic Mars analog. *Icarus*, 197(2): 470-479.
- Peters, G.H. et al., 2008b. RASP-based sample acquisition of analogue Martian permafrost samples: Implications for NASA's Phoenix scout mission. *Planetary and Space Science*, 56(3-4): 303-309.
- Peterson, R.J. and Calvin, L.D., 1996. Sampling. In: N. Sparks (Editor), *Methods of soil analysis. Part 3. SSSA, Wisconsin, EUA*.
- Phillips, R.J. et al., 2001. Ancient geodynamics and global-scale hydrology on Mars. *Science*, 291(5513): 2587-2591.
- Pikuta, E.V. and Hoover, R.B., 2004. Astrobiological significans of chemolithoautotrophic acidophiles. In: R.B. Hoover and A. Rozanov (Editors), *Instruments, methods, and missions for astrobiology VII, Proc. SPIE*, pp. 179-1490.
- Pikuta, E.V. et al., 2006. *Trichococcus patagoniensis* sp nov., a facultative anaerobe that grows at -5 degrees C, isolated from penguin guano in Chilean Patagonia. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 56: 2055-2062.
- Pikuta, E.V. et al., 2003a. *Tindallia californiensis* sp nov., a new anaerobic, haloalkaliphilic, spore-forming acetogen isolated from Mono Lake in California. *Extremophiles*, 7(4): 327-334.
- Pikuta, E.V. et al., 2003b. *Desulfonatronum thiodismutans* sp nov., a novel alkaliphilic, sulfate-reducing bacterium capable of lithoautotrophic growth. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 53: 1327-1332.
- Pikuta, E.V. et al., 2005. *Carnobacterium pleistocaenium* sp. nov., a novel psychrotolerant, facultative anaerobe isolated from Fox Tunnel permafrost, Alaska. *Int. J. Syst. Evol. Microbiol Mol Biol Rev*, 55: 473-478
- Pikuta, E.V., Hoover, R.B. and Tang, J., 2007. Microbial extremophiles at the limits of life. *Critical Reviews in Microbiology*, 33(3): 183-209.
- Pikuta, E.V.H., R. B., 2004. Growth of the facultative anaerobes from Antarctica, Alaska, and Patagonia at low temperatures, *Instruments Methods and Missions for Astrobiology VIII, Proc SPIE*, pp. 160-191.
- Plaut, J.J., Kahn, R., Guinness, E.A. and Arvidson, R.E., 1988. Accumulation of sedimentary debris in the south polar -region of Mars and implications for climate history. *Icarus*, 76(2): 357-377.
- Pledger, R.J., Crump, B.C. and Baross, J.A., 1994. A barophilic response by two hyperthermophilic, hydrothermal vent Archaea: an upward shift in the optimal temperature and acceleration of growth rate at supra-optimal temperatures by elevated pressure. *FEMS Microbiol Ecol*, 14: 233-242.
- Plumb, R.C., Tantayanon, R., Libby, M. and Xu, W.W., 1989. Chemical-model for Viking Biology Experiments - implications for the composition of the martian regolith. *Nature*, 338(6217): 633-635.
- Pollack, J.B., Kasting, J.F., Richardson, S.M. and Poliakoff, K., 1987. The case for a wet, warm climate on early Mars. *Icarus*, 71(2): 203-224.

- Ponnamperuma, C., Shimoyama, A., Yamada, M., Hobo, T. and Pal, R., 1977. Possible surface-reactions on Mars - implications for Viking Biology results. *Science*, 197(4302): 455-457.
- Pope, G.A., Dorn, R.I. and Dixon, J.C., 1995. A New Conceptual Model for Understanding Geographical Variations in Weathering. *Annals of the Association of American Geographers*, 85(1): 38-64.
- Poulet, F. et al., 2008. The martian surface revisited by mex/omega and implications for the formation of shergottites, pp. A128-A128.
- Price, P.B., 2007. Microbial life in glacial ice and implications for a cold origin of life. *Fems Microbiology Ecology*, 59(2): 217-231.
- Price, P.B., 2009. Microbial genesis, life and death in glacial ice. *Canadian Journal of Microbiology*, 55(1): 1-11.
- Price, P.B. and Sowers, T., 2004. Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101(13): 4631-4636.
- Prieto-Ballesteros, O. et al., 2006. Interglacial clathrate destabilization on Mars: Possible contributing source of its atmospheric methane. *Geology*, 34(3): 149-152.
- Priscu, J.C. et al., 1999. Geomicrobiology of subglacial ice above Lake Vostok, Antarctica. *Science*, 286(5447): 2141-2144.
- Prosser, J.I., 2002. Molecular and functional diversity in soil microorganisms. *Plant Soil*, 244: 9- 17
- Pueyo, J.J., Chong, G. and Jensen, A., 2001. Neogene evaporates in desert volcanic environments: Atacama Desert, northern Chile. *Sedimentology*, 48: 1411 - 1431.
- Pueyo, J.J., Chong, G. and Vega, M., 1998. Mineralogy and parental brine evolution in the Pedro de Valdivia nitrate deposit, Antofagasta, Chile. *Revista Geologica de Chile*, 25: 3-15.
- Quinn, R., Zent, A.P. and McKay, C.P., 2006. The photochemical stability of carbonates on Mars. *Astrobiology*, 6(4): 581-591.
- Quinn, R.C., Ehrenfreund, P., Grunthaner, F.J., Taylor, C.L. and Zent, A.P., 2007. Decomposition of aqueous organic compounds in the Atacama Desert and in Martian soils. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112.
- Quinn, R.C. and Zent, A.P., 1999. Peroxide-modified titanium dioxide: A chemical analog of putative Martian soil oxidants. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere*, 29(1): 59-72.
- Quinn, R.C. et al., 2005. Detection and characterization of oxidizing acids in the Atacama Desert using the Mars Oxidation Instrument. *Planetary and Space Science*, 53(13): 1376-1388.
- Raguenes, G., Christen, R., Guezennec, J., Pignet, P. and Barbier, G., 1997. *Vibrio diebolicus* sp. nov., a new polysaccharide-secreting organism isolated from a deep-sea hydrothermal vent polychaete annelid, *Alvinella pompejana*. *International Journal of Systematic Bacteriology*, 47: 989-995.
- Raj, H.D. et al., 1960. Utilization of carbohydrates and amino acids by micrococcus-radiodurans. *Canadian Journal of Microbiology*, 6(3): 289-298.
- Ranjard, L., Poly, F., Combrisson, J., Richaume, A. and Gourbiere, F., 2000. Heterogeneous cell density and genetic structure of bacterial pools associated with various soil microenvironments as determined by enumeration and DNA fingerprinting approach (RISA). *Microb Ecol*, 39: 263-272.

- Ravelo, A.C., Andreasen, D.H., Lyle, M., Lyle, A.O. and Wara, M.W., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. *Nature*, 429: 263-267.
- Raymond, J.A., 2000. Distribution and partial characterization of ice-active molecules associated with sea-ice diatoms. *Polar Biology*, 23(10): 721-729.
- Raymond, J.A., Christner, B.C. and Schuster, S.C., 2008. A bacterial ice-binding protein from the Vostok ice core. *Extremophiles*, 12(5): 713-717.
- Raymond, J.A. and Fritsen, C.H., 2000. Ice-active substances associated with Antarctic freshwater and terrestrial photosynthetic organisms. *Antarctic Science*, 12(4): 418-424.
- Raymond, J.A. and Janech, M.G., 2003. Cryoprotective property of diatom ice-active substance. *Cryobiology*, 46(2): 203-204.
- Raymond, J.A., Sullivan, C.W. and Devries, A.L., 1994. Release of an ice-active substance by antarctic sea-ice diatoms. *Polar Biology*, 14(1): 71-75.
- Rech, J.A., Pigati, S., Quade, J. and Betancourt, J.L., 2003a. Reevaluation of mid-Holocene deposits at Quebrada Puripica, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 194: 207- 222.
- Rech, J.A., Quade, J. and Hart, W.S., 2003b. Isotopic evidence for the source of Ca and S in soil gypsum, anhydrite and calcite in the Atacama Desert, Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 575-586.
- Reyes, I. and Torren, J., 1997. Citrate-ascorbate as a highly selective extractant for poorly crystalline iron oxides. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 61: 1647-1654.
- Reysenbach, A.L. and Shock, E., 2002 Merging genomes with geochemistry in hydrothermal ecosystems. *Science*, 296: 1077-1082.
- Rivkina, E.M., Friedmann, E.I., McKay, C.P. and Gilichinsky, D.A., 2000. Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point. *Applied and Environmental Microbiology*, 66(8): 3230-3233.
- Roberts, M.F., 2005. Organic compatible solutes of Halotolerant and halophilic microorganisms, *Saline Systems* 1:5. <http://www.salinesystems.org/content/1/1/5>.
- Romanek, C.S., Mittlefehldt, D.W., Gibson, E.K. and Socki, R.A., 1994. Martian carbonates in ALH84001 - Textural, elemental, and stable isotopic compositional evidence on their formation. *Meteoritics*, 29(4): 523-523.
- Rondon, M.R. et al., 2000. Cloning the soil metagenome: a strategy for accessing the genetic and functional diversity of uncultured microorganisms. *Applied Environmental Microbiology*, 66: 2541- 2547.
- Rosing, M.T., 1999. C-13-depleted carbon microparticles in > 3700-Ma sea-floor sedimentary rocks from west Greenland. *Science*, 283(5402): 674-676.
- Rothschild, L.J. and Mancinelli, R.L., 2001. Life in extreme environments. *Nature*, 409(6823): 1092-1101.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Prell, W.L. and Kutzbach, J.E., 1997. The uplift-climate connection: a synthesis. In: W.F. Ruddiman (Editor), *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum: New Cork, New York, pp. 471-516.
- Russell, N.J. and Cowan, D.A., 2006. Handling of psychrophilic microorganisms. *Extremophiles*, 35: 371-393.
- Rutllant, J., Fuenzalida, H., R., T. and Figueroa, D., 1998. Ocean-atmosphere-land interaction in the Antofagasta Region (Chile, 23 S): the DICLIMA field experiment [in Spanish]. *Rev. Chilena Historia Natural*, 71: 405-427.

- Rutllant, J. and Ulriksen, P., 1979. Boundary layer dynamics of the extremely arid northern part of Chile: the Antofagasta Field Experiment. *Boundary Layer Meteorology*, 17: 41-55.
- Ruxton, B.P., 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal Geology*, 76: 518-527.
- Saffary, R. et al., 2002. Microbial survival of space vacuum and extreme ultraviolet irradiation: strain isolation and analysis during a rocket flight. *FEMS Microbiology Letters*, 215: 163-168.
- Sagan, C., Thompson, W.R. and Khare, B.N., 1992. Titan - A laboratory for prebiological organic-chemistry. *Accounts of Chemical Research*, 25(7): 286-292.
- Sakuraba, H. and Ohshima, T., 2002. Novel energy metabolism in anaerobic hyperthermophilic archaea: a modified Embden-Meyerhof Pathway. *J Biosci Bioeng*, 93: 441-448.
- Sanchez-Carpintero, I., Vidal, M. and Ugarte, F.M., 1992. Contribución al conocimiento de los depósitos detríticos pleistocenos de los montes Vascos-Pirineos occidentales y su relación con formaciones edáficas surpirenaicas. *Cuadernos de Sección, Historia* 20: 203-211.
- Sandweiss, D.H., Richardson, J.B., Reitz, E.J., Rollins, H.B. and Maasch, K.A., 1996. Geoarchaeological Evidence from Peru for a 5000 Years B.P. Onset of El Niño. *Science* 273: 1531-1533.
- Sarrazin, P. et al., 2005. Field deployment of a portable X-ray diffraction/X-ray fluorescence instrument on Mars analog terrain, pp. 128-133.
- Saunders, W.M.H. and Metson, A.J., 1971. Seasonal variation of phosphorus in soil and pasture. *N. Z. J. Agric. Research*, 14: 307-328.
- Scott, E.R.D., Krot, A.N. and Yamaguchi, A., 1997. Formation of carbonates in Martian meteorite Allan Hills 84001 from shock melts. *Meteoritics & Planetary Science*, 32(4): A117-A118.
- Schaefer, M.W., 1993a. Aqueous geochemistry on early Mars, pp. 4619-4625.
- Schaefer, M.W., 1993b. Volcanic recycling of carbonates on Mars. *Geophysical Research Letters*, 20(9): 827-830.
- Schidlowski, M., 1987. Application of stable isotopes to early biochemical evolution on Earth. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 15: 47-72.
- Schidlowski, M., 1988. A 3,800-million-year isotopic record of life from carbon in sedimentary - rocks *Nature*, 333(6171): 313-318.
- Schidlowski, M., 2000. Carbon isotopes and microbial sediments. *Microbial Sediments*: 84-95.
- Schidlowski, M., 2001. Carbon isotopes as biogeochemical recorders of life over 3.8 Ga of Earth history: evolution of a concept. *Precambrian Research*, 106(1-2): 117-134.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Reiners, P.W. and Pringle, M.S., 2007. Uplift of the western margin of the Andean plateau revealed from canyon incision history, southern Peru. *Geology*, 35: 523-525.
- Schleper, C., 2008. Microbial Ecology Metabolism of the deep. *Nature*, 456(7223): 712-714.
- Schleper, C., Puhler, G., Klenk, H.P. and Zillig, W., 1996. *Picrophilus oshimae* and *Picrophilus torridus* fam nov, gen nov, sp nov, two species of hyperacidophilic, thermophilic, heterotrophic, aerobic archaea. *International Journal of Systematic Bacteriology*, 46(3): 814-816.

- Schleper, C., Puhler, G., Kuhlmoorgen, B. and Zillig, W., 1995. Life at extremely low pH. *Nature*, 375(6534): 741-742.
- Schlesinger, W.H., 1997. Science and the desertification debate. *Journal of Arid Environments*, 37: 599-608.
- Schmidt-Nielsen, S., 1902. *Centralbl Bakteriöl Parasitenkd, II Abt.* 9: 145-147.
- Schopf, J.W., 1993. Microfossils of the early Archean Apex chert - New evidence of the antiquity of life *Science*, 260(5108): 640-646.
- Schopf, J.W., 1999. Cradle of life: the discovery of Earth's earliest fossils. *Cradle of life: the discovery of Earth's earliest fossils.*: i-xv, 1-367.
- Schopf, J.W., 2006. Fossil evidence of Archaean life. *Philosophical Transactions of the Royal Society B-Biological Sciences*, 361(1470): 869-885.
- Schopf, J.W., Kudryavtsev, A.B., Czaja, A.D. and Tripathi, A.B., 2007a. Evidence of archaean life: Stromatolites and microfossils. *Precambrian Research*, 158(3-4): 141-155.
- Schopf, J.W., Tripathi, A.B. and Kudryavtsev, A.B., 2006. Three-dimensional confocal optical imagery of Precambrian microscopic organisms. *Astrobiology*, 6(1): 1-16.
- Schopf, J.W., Walter, M.R. and Ruiji, C., 2007b. Earliest evidence of life on earth. *Precambrian Research*, 158: 139-140.
- Schwertmann, U., 1985. The effect of pedogenetic environments on iron oxide minerals. In: B.A. Stewart (Editor), *Advances in Soil Science*. Springer - Verlag, New York, USA, pp. 171-200.
- Searl, A. and Rankin, S., 1993. A preliminary petrographic study of the Chilean nitrates. *Geological Magazine*, 130: 319-333.
- Segura, A. and Navarro-Gonzalez, R., 2001a. Experimental simulation of early Martian volcanic lightning. *Space Life Sciences: Life in the Solar System: Prebiotic Chemistry, Chirality and Space Biology*, 27(2): 201-206.
- Segura, A. and Navarro-Gonzalez, R., 2001b. Experimental simulation of early Martian volcanic lightning. *Adv Space Res*, 27(2): 201-6.
- Segura, A. and Navarro-Gonzalez, R., 2005. Nitrogen fixation on early Mars by volcanic lightning and other sources. *Geophysical Research Letters*, 32(5).
- SENAMHI, 2008. Información del Tiempo, Clima y Agua, Servicio Nacional de Metereología e Hidrología del Perú
<http://www.senamhi.gob.pe>, Lima, Perú.
- Sephton, M.A. et al., 2002. High molecular weight organic matter in martian meteorites. *Planetary and Space Science*, 50(7-8): 711-716.
- Sessitsch, A., Weilharter, A., Gerzabek, M.H., Kirchmann, H. and Kandeler, E., 2001. Microbial population structures in soil particle size fractions of a longterm fertilizer field experiment. *Appl Environ Microbiol*, 67: 4215-4224.
- Shackleton, R.M., 1979. The compressive margin of the American continents. In: G. Faure (Editor), *Origins of Igneous rocks: Isotopic evidence*. Springer-Verlag, New York, USA, pp. 157-168.
- Sharma, A. et al., 2002. Microbial Activity at Gigapascal Pressures. *Science*, 295: 1514-1516.
- Shaw, G.H., 2008. Earth's atmosphere - Hadean to early Proterozoic. *Chemie Der Erde-Geochemistry*, 68(3): 235-264.
- Sillitoe, R.H. and McKee, E.H., 1996. Age of supergene oxidation and enrichment in the Chilean porphyry copper province. *Economic Geology*, 91: 164-179.

- Simmonds, P.G., 1970. Whole microorganism studied by Pyrolysis-Gas Chromatography-Mass Spectrometry: significance for extraterrestrial life detection experiments. *App. Microbiology*, 20(4): 567-572.
- Simmonds, P.G., Shulman, G.P. and Stembrigde, C.H., 1969. Organic Analysis by Pyrolysis-Gas Chromatography- Mass Spectrometry a candidate experiment for the biological exploration of Mars. *J. Chrom. Sci*, 7: 36-41.
- Singer, R.B., 1982. Spectral evidence for the mineralogy of high-albedo soils and dust on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 87(NB12): 159-168.
- Skelley, A.M. et al., 2007. Organic amine biomarker detection in the Yungay region of the Atacama Desert with the Urey instrument. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112(G4).
- Sleep, N.H., 1994. Martian plate-tectonics. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 99(E3): 5639-5655.
- Sleep, N.H. and Zahnle, K., 1998. Refugia from asteroid impacts on early Mars and the early Earth. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 103(E12): 28529-28544.
- Sleep, N.H., Zahnle, K.J., Kasting, J.F. and Morowitz, H.J., 1989. Annihilation of ecosystems by large asteroid impacts on the early Earth *Nature*, 342(6246): 139-142.
- Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2nd edition. *Agric. Handbook*, Vol. 436. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC, 869 pp.
- Solomon, S.C. et al., 2005. New perspectives on ancient Mars. *Science*, 307(5713): 1214-1220.
- Southam, G., Rothschild, L.J. and Westall, F., 2007. The geology and habitability of terrestrial planets: Fundamental requirements for life. *Space Science Reviews*, 129(1-3): 7-34.
- Spiro, B. and Eckardt, F.D., 1999. The origin of sulphur in gypsum and dissolved sulphate in the Central Namib Desert, Namibia. *Sedimentary Geology* 123: 255-273.
- Squyres, S.W. et al., 2007. Pyroclastic activity at home plate in Gusev Crater, Mars. *Science*, 316(5825): 738-742.
- Squyres, S.W. et al., 2004a. The Spirit Rover's Athena Science Investigation at Gusev Crater, Mars. *Science*, 305(5685): 794-799.
- Squyres, S.W. et al., 2004b. The Opportunity Rover's Athena science investigation at Meridiani Planum, Mars. *Science*, 306(5702): 1698-1703.
- Squyres, S.W. et al., 2008. Detection of silica-rich deposits on Mars. *Science*, 320(5879): 1063-1067.
- Srivastava, S.C., 1997. Microbial contribution to extractable N and P after air-drying of dry tropical soils. *Biol. Fert. Soils* 26: 31- 34.
- Staley, J.T. and Gosink, J.J., 1999. Poles apart: Biodiversity and biogeography of sea ice bacteria. *Annual Review of Microbiology*, 53: 189-215.
- Steven, B., Leveille, R., Pollard, W.H. and Whyte, L.G., 2006. Microbial ecology and biodiversity in permafrost. *Extremophiles*, 10(4): 259-267.
- Stevens, T.O. and McKinley, J.P., 1995. Lithoautotrophic microbial ecosystems in deep basalt aquifers *Science*, 270(5235): 450-454.
- Stevens, T.O. and McKinley, J.P., 2000. Abiotic controls on H₂ production from basalt-water reactions and implications for aquifer biogeochemistry. *Environmental Science & Technology*, 34(5): 826-831.

- Stoker, C.R. and Bullock, M.A., 1997. Organic degradation under simulated Martian conditions. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 102(E5): 10881-10888.
- Stoker, C.R. et al., 2008. The 2005 MARTE Robotic Drilling Experiment in Rio Tinto, Spain: Objectives, Approach, and Results of a Simulated Mission to Search for Life in the Martian Subsurface. *Astrobiology*, 8(5): 921-945.
- Stoker, C.R., Gooding, J.L., Roush, T., Banin, A., Burt, D., Clark, B.C., Flynn, G., and Gwynne, O., 1993. *Resources of Near - Earth Space*. University of Arizona Press, Tucson.
- Stott, L., Poulsen, C., Lund, S. and Thunell, R., 2002. Super ENSO and global climate oscillation at millennial time scales. *Science*, 297: 222-226.
- Strasser, M. and Schlunegger, F., 2005. Erosional processes, topographic length-scales and geomorphic evolution in arid climatic environments: the 'Lluta collapse?', northern Chile. *International Journal Earth Science, Geologische Rundschau*, 94: 433-446
- Strecker, M.R. et al., 2007. Tectonics and Climate of the Southern Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35: 747-787.
- Suarez, M. and Bell, C.M., 1987. Upper Triassic to lower cretaceous continental and coastal saline lake evaporites in the Atacama region of northern Chile. *Geological Magazine*, 124: 467- 475.
- Sullivan, R. et al., 2005. Aeolian processes at the Mars Exploration Rover Meridiani Planum landing site. *Nature*, 436(7047): 58-61.
- Sun, H.J., Saccomanno, V., Hedlund, B. and McKay, C.P., 2009. Stereo-Specific Glucose Consumption May Be Used to Distinguish Between Chemical and Biological Reactivity on Mars: A Preliminary Test on Earth. *Astrobiology*, 9(5): 443-446.
- Sutter, B., Dalton, J.B., Ewing, S.A., Amundson, R. and McKay, C.P., 2007. Terrestrial analogs for interpretation of infrared spectra from the Martian surface and subsurface: Sulfate, nitrate, carbonate, and phyllosilicate-bearing Atacama Desert soils. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112.
- Syers, J.K., Shah, R. and Walker, T.W., 1969. Fractionation of phosphorus in two alluvial soils and particle size separate. *Soil Science*, 108: 283- 289.
- Sykes, T.J.S., Ramsay, A.T.S. and Kidd, R.B., 1998. Southern Hemisphere Miocene bottom-water circulation: a palaeobathymetric analysis. In: A. Cramp, C.J. MacLeod, S.V. Lee and E.J.W. Jones (Editors), *Geological Evolution of Ocean Basins: Results from the Ocean Drilling Program - Geological Society of London, Special Publication*, 131. Geological Society Press, London, pp. 43-54.
- Szewzyk, U., Szewzyk, R. and Stenström, T., 1994. Thermophilic, anaerobic bacteria isolated from deep borehole in granite in Sweden. *Proc Natl Acad Sci USA* 91: 1810-1813.
- Takami, H., Inoue, A., Fujii, F. and Horikoshi, K., 1997. Microorganisms isolated from the deepest sea mud of Mariana Trench. *FEMS Microbiol Lett*, 152: 279-285.
- Takayabu, Y.N., Iguchi, T., Kachi, M., Shibata, A. and Kanzawa, H., 1999 Abrupt termination of the 1997-98 El Niño in response to a Madden-Julian oscillation *Nature*, 402 279-282.
- Tarback, E.J., Lutgens, F.K., 1994. *Earth Science*. Prentice Hall New Jersey, xii, 755 pp.
- ten Kate, I.L., Garry, J.R.C., Peeters, Z., Foing, B. and Ehrenfreund, P., 2006. The effects of Martian near surface conditions on the photochemistry of amino acids. *Planetary and Space Science*, 54(3): 296-302.

- ten Kate, I.L. et al., 2005. Amino acid photostability on the Martian surface. *Meteoritics & Planetary Science*, 40(8): 1185-1193.
- Thomas-Keprta, K.L., Clemett, S.J., McKay, D.S., Gibson, E.K. and Wentworth, S.J., 2008. Reassessment of the "Life on Mars" hypothesis, pp. A154-A154.
- Thomas-Keprta, K.L. et al., 1998. Bacterial mineralization patterns in basaltic aquifers: Implications for possible life in martian meteorite ALH84001. *Geology*, 26(11): 1031-1034.
- Thomas, D.S.G., 1995. Desertification: causes and Processes. In: W.A. Nierenberg (Editor), *Encyclopedia of Environmental Biology*. Academic Press, San Diego, pp. 463-473.
- Thomas, R.L., Sheard, R.W. and Moyer, J.R., 1967. Comparison of conventional and automated procedures for nitrogen, phosphorus, and potassium analysis of plant material using a single digestion. *Agron. J.*, 59: 240-246.
- Thomson, B.J. and Schultz, P.H., 2007. The geology of the Viking Lander 2 site revisited. *Icarus*, 191(2): 505-523.
- Thouret, J.-C. et al., 2001. Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru *Geological Society of America Bulletin*, 113: 1593-1610.
- Tiessen, H., Stewart, J.W.B. and Moir, J.O., 1983. Changes in organic and inorganic phosphorus composition of two grassland soils and their particle size fractions during 60-90 years of cultivation. *J. Soil Sci.*, 34: 815- 823
- Tindall, B.J., Ross, H.N.M. and Grant, W.D., 1984. *Natronobacterium* gen-nov and *Natronococcus* gen-nov, 2 new genera of haloalkaliphilic archaeobacteria *Systematic and Applied Microbiology*, 5(1): 41-57.
- Tirol-Padre, A. and Ladha, J.K., 2004. Assessing the reliability of Permanganate-oxidizable carbon as an index of soil labile carbon. *Soil Science Society of America Journal*, 68: 969-978.
- Torsvik, V., Daae, F.L., Sandaa, R.-A. and Ovreas, L., 1998. Review article: novel techniques for analysing microbial diversity in natural and perturbed environments. *Journal of Biotechnology*, 64(53-62).
- Torsvik, V., Ovreas, L. and Thingstad, T.F., 2002. Prokaryotic diversity magnitude, dynamics, and controlling factors. *Science*, 296: 1064-1066.
- Torsvik, V., Salte, K., Sorheim, R. and Goksoyr, J., 1990. Comparison of phenotypic diversity and DNA heterogeneity in a population of soil bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 56: 776-781.
- Tosca, N.J., McLennan, S.M., Lindsley, D.H. and Schoonen, M.A.A., 2004. Acid-sulfate weathering of synthetic Martian basalt: The acid fog model revisited 109(*Journal of Geophysical Research*): E05003.
- Tosdal, R.M., Clark, A.H. and Ferrar, E., 1984. Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1318-1332.
- Toulmin, P., Clark, B.C., Baird, A.K., Keil, K. and Rose, H.J., 1976. Preliminary - results from Viking X-ray -fluorescence experiment - 1st sample from Chryse-Planitia, Mars. *Science*, 194(4260): 81-84.
- Treiman, A.H., 1998. The history of Allan Hills 84001 revised: Multiple shock events. *Meteoritics & Planetary Science*, 33(4): 753-764.

- Trevors, J.T., 1998. Bacterial biodiversity in soil with an emphasis on chemically-contaminated soils. *Water Air Soil Pollut*, 101: 45- 67.
- Trewartha, G.T., 1961. *The Earth's problem climates*. Univerisity of Winconsin Press, Madison.
- Tringe, S.G. et al., 2005. Comparative metagenomics of microbial communities. *Science*, 308: 554-557.
- Trotsenko, Y.A. and Khmelenina, V.N., 2002. Biology of extremophilic and extremotolerant methanotrophs. *Arch Microbiol*, 177: 123-131.
- Tsuchi, R., 1997. Marine climatic responses to Neogene tectonics of the Pacific Ocean seaways. *Tectonophysics*, 281: 113-124.
- Ueno, Y., Yurimoto, H., Yoshioka, H., Komiya, T. and Maruyama, S., 2002. Ion microprobe analysis of graphite from ca. 3.8 Ga metasediments, Isua supracrustal belt, West Greenland: Relationship between metamorphism and carbon isotopic composition. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 66(7): 1257-1268.
- Ulloa, O. et al., 2001. Evolution and biological effects of the 1997-98 El Niño in the upwelling ecosystems off northern Chile. *Geophysical Research Letters*, 28: 1591-1594.
- UNEP, 1997. *World atlas of desertification (2°edition)*. In: U.N.E. Programme (Editor), Nairobi, pp. 182.
- Uydess, I.L. and Vishniac, W.V., 1976. Extreme environments: Mechanism of Microbial adaptation. In: M.R. Heinrich (Editor). *Academic Press*, New York, pp. 205.
- Valdivia-Silva, J.E. et al., 2005. Organic Matter Analysis of the Hyper-Arid Peruvian Desert in comparison to other Hyper-Arid Environments. *EOS Transactions, American Geophysical Union, Fall Meeting*. , 86(52): Abstract #P51D-0949.
- Valdivia-Silva, J.E., Navarro-Gonzalez, R. and McKay, C., 2009. Thermally evolved gas analysis (TEGA) of hyperarid soils doped with microorganisms from the Atacama Desert in southern Peru: Implications for the Phoenix mission. *Advances in Space Research*, 44(2): 254-266.
- Valero-Garces, B.L., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H. and Messerli, B., 1999. Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate, and tectonic forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151: 101- 125.
- Van de Wateren, F.M. and Dunai, T.J., 2001. Late Neogene passive margin denudation history - cosmogenic isotope measurements from the central Namib desert. *Global and Planetary Change*, 30: 271-307.
- Van Wanbeke, A., 1991. *Soils of the tropics: properties and appraisal*. McGraw Hill, Inc, New York, USA.
- Van Zinderen Bakker, E.M. and Mercer, J.H., 1986. Major Late Cenozoic climatic events and palaeoenvironmental changes in Africa viewed in a world wide context. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 56: 217-235.
- Varallyay, G., 1990. Types of soil processes and changes. In: R. Arnold, I. Szaboles and V. Targulian (Editors), *Global Soil Change*. International Institute for Applied Systems Analysis - ISSS - UNEP, Laxenburg, Austria.
- Vargas, G., Ortlieb, L. and Rutllant, J., 2000. Historic mudflows in Antofagasta, Chile, and their relationship to the El Niño/Southern Oscillation events [in Spanish]. *Rev. Geológica de Chile*, 27: 157-176.

- Vasconcelos, P.M., Renne, P.R., Brimhall, G.H. and Becker, T.A., 1994. Direct dating of weathering phenomena by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar analysis of supergene K-Mn oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1635-1665.
- Velbel, M.A., Long, D.T. and Gooding, J.L., 1991. Terrestrial weathering of Antarctic stone meteorites - formation of Mg-carbonates on ordinary chondrites, pp. 67-76.
- Vishnivetskaya, T.A. et al., 2006. Bacterial community in ancient Siberian permafrost as characterized by culture and culture-independent methods. *Astrobiology*, 6(3): 400-414.
- Volpe, R., 1999. Navigation results from desert field tests of the Rocky 7 Mars rover prototype. *International Journal of Robotics Research*, 18(7): 669-683.
- Vuille, M., 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, 19: 1579-1600.
- Wagner, D., Spieck, E., Bock, E. and Pfeiffer, E.-M., 2001. Microbial life in terrestrial permafrost: methanogenesis and nitrification in gelsols as potentials for exobiological processes. www.awi-bremerhaven.de/Publications/Wag2001a.pdf.
- Walker, J.C.G., 1977. *Evolution of the atmosphere*. Macmillan, New York, 318 pp.
- Walker, T.W. and Syers, J.K., 1976. The fate of phosphorus during pedogenesis. *Geoderma*, 15: 1-19.
- Walter, M.R., Golubic, S. and Preiss, W.V., 1973. Recent stromatolites from hydromagnesite and aragonite depositing lakes near Coorong Lagoon south Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(4): 1021-1030.
- Wallace, D. and Sagan, C., 1979. Evaporation of ice in planetary - atmospheres - ice - covered rivers on Mars. *Icarus*, 39(3): 385-400.
- Warren-Rhodes, K.A. et al., 2007. Ecology and spatial pattern of cyanobacterial community island patches in the Atacama Desert, Chile. *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*, 112(G4).
- Warren-Rhodes, K.A. et al., 2006. Hypolithic cyanobacteria, dry limit of photosynthesis, and microbial ecology in the hyperarid Atacama Desert. *Microbial Ecology*, 52(3): 389-398.
- Watson, L.L., Epstein, S. and Stolper, E.M., 1994a. D/H of water released by stepped heating of Shergotty, Zagami, Chassigny, ALH-84001, and Nakhla. *Meteoritics*, 29(4): 547-547.
- Watson, L.L., Hutcheon, I.D., Epstein, S. and Stolper, E.M., 1994b. Water on Mars - clues from Deuterium/Hydrogen and water contents of hydrous phases in SNC meteorites. *Science*, 265(5168): 86-90.
- Webster, R. and Oliver, M.A., 1990. *Statistical methods in soil and land resource survey*. Oxford University Press, Oxford, Inglaterra.
- Wentworth, S.J., Gibson, E.K., Velbel, M.A. and McKay, D.S., 2005. Antarctic Dry Valleys and indigenous weathering in Mars meteorites: Implications for water and life on Mars, pp. 383-395.
- Wentworth, S.J. and Gooding, J.L., 1991. Carbonate and sulfate minerals in the Chassigny meteorite. *Meteoritics*, 26(4): 408-409.
- Wentworth, S.J. and Gooding, J.L., 1994. Carbonates and sulfates in the Chassigny meteorite - further evidence for aqueous chemistry on the SNC parent planet. *Meteoritics*, 29(6): 860-863.

- Wery, N. et al., 2003. Use of a packed-column bioreactor for isolation of diverse protease-producing bacteria from Antarctic soil. *Applied and Environmental Microbiology*, 69: 1457-1464.
- Westall, F. et al., 2001. Early Archean fossil bacteria and biofilms in hydrothermally-influenced sediments from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Precambrian Research*, 106(1-2): 93-116.
- Wharton, R.A., Crosby, J.M., McKay, C.P. and Rice, J.W., 1995. Paleolakes on Mars. *Journal of Paleolimnology*, 13(3): 267-283.
- Whitehouse, M.J., Myers, J.S. and Fedo, C.M., 2009. The Akilia Controversy: field, structural and geochronological evidence questions interpretations of > 3.8 Ga life in SW Greenland. *Journal of the Geological Society*, 166: 335-348.
- Whitman, W.B., Coleman, D.C. and Wiebe, W.J., 1998. Prokaryotes: the unseen majority. *Proc Natl Acad Sci USA*, 95: 6578-6583.
- Wierzchos, J., Ascaso, C. and McKay, C.P., 2006. Endolithic cyanobacteria in halite rocks from the hyperarid core of the Atacama Desert. *Astrobiology*, 6(3): 415-422.
- Wilde, S.A., Valley, J.W., Peck, W.H. and Graham, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 409(6817): 175-178.
- Wilkes, E. and Gorler, K., 1988. Sedimentary and structural evolution of the Cordillera de la Sal, 11 Region, Chile. *V Congreso Geológico Chileno*, 1: A1173-1-1188.
- Wilson, J. and Garcia, W., 1962. *Geología de la Hoja de Arequipa*, Boletín N° 9, Instituto Geológico del Perú, Lima.
- Williams, R.M.E., Zimbelman, J.R. and Johnston, A.K., 2006. Aspects of alluvial fan shape indicative of formation process: A case study in southwestern California with application to Mojave Crater fans on Mars. *Geophysical Research Letters*, 33(10).
- Wing, M.R., 1997. Hydrocarbons in the ALH84001 meteorite do not appear biogenic. *Abstracts of Papers of the American Chemical Society*, 213: 241-GEOC.
- Wintzingerode, F.V., Gobel, U.B. and Stackebrandt, E., 1997. Determination of microbial diversity in environmental samples: pitfalls of PCR-based rRNA analysis. *FEMS Microbiol. Rev*, 21: 213-229.
- Wipf, M., Zeilinger, G., Seward, D. and Schlunegger, F., 2008. Focused subaerial erosion during ridge subduction: impact on the geomorphology in south-central Peru. *Terra Nova*, 20: 1-10.
- Wong, M.L. and Medrano, J.F., 2005. Real-time PCR for mRNA quantification. *BioTechniques*, 39: 1-22.
- Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I. and Seyfried, H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18°S (N. Chile) during the last 25 Ma: Uplift, erosion and collapse through time. *Tectonophysics*, 345: 183-198.
- Wright, I.P. and Pillinger, C.T., 1998. Mars, Modulus and MAGIC. The measurement of stable isotopic compositions at a planetary surface. *Planetary and Space Science*, 46(6-7): 813-823.
- Yano, J.K. and Poulos, T.L., 2003. New understandings of thermostable and piezostable enzymes. *Curr. Opin. Biotechnol*, 14: 360-365.
- Yavitt, J.B. and Wright, S.J., 1996. Temporal patterns of soil nutrients in a Panamanian moist forest revealed by ion-exchange resin and experimental irrigation. *Plant Soil*, 183: 117- 129.

- Yayanos, A.A., 1986. Evolutional and ecological implications of the properties of deep-sea barophilic bacteria. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 83(24): 9542-9546.
- Yayanos, A.A., 1995. Microbiology to 10,500 meters in the deep-sea. *Annual Review of Microbiology*, 49: 777-805.
- Yayanos, A.A., 2002. Are cells viable at gigapascal pressures? *Science*, 297(5580).
- Yayanos, A.A., Dietz, A.S. and Vanboxtel, R., 1979. Isolation of a deep-sea barophilic bacterium and some of its growth-characteristics. *Science*, 205(4408): 808-810.
- Yen, A. et al., 2005. An integrated view of the chemistry and mineralogy of martian soils. *Nature* 436: 49-54.
- Yen, A.S., Kim, S.S., Hecht, M.H., Frant, M.S. and Murray, B., 2000. Evidence that the reactivity of the martian soil is due to superoxide ions. *Science*, 289(5486): 1909-1912.
- Yong, R.N., Mohamed, A.M.O. and Wang, B.W., 1992. Influence of amorphous silica and iron hydroxide on interparticle action and soil surface properties. *Canadian Geotechnology Journal*, 29: 803-818.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001a. Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686-693.
- Zachos, J.C., Shackleton, N.J., Ravnough, J.S., Pälike, H. and Flower, B.P., 2001b. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 292: 274-278.
- Zavala-Yupanqui, L., 1993. La sequía: causas y consecuencias en el Perú. *Boletín Lima*, 90: 21-31.
- Zavarzin, G.A., Zhilina, T.N. and Kevbrin, V.V., 1999. The alkaliphilic microbial community and its functional diversity. *Microbiology*, 68: 503-521.
- Zavarzin, G.A., Zhilina, T.N. and Pikuta, E.V., 1996. Secondary anaerobes in haloalkaliphilic communities in lakes of Tuva. *Microbiology*, 65(4): 480-486.
- Zent, A.P. and McKay, C.P., 1994. The chemical-reactivity of the martian soil and implications for future missions. *Icarus*, 108(1): 146-157.
- Zhiseng, A., Kutzbach, J.E., Prell, W.L. and Porter, S.C., 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, 411: 62-66.
- Zhou, J. et al., 1997. Phylogenetic diversity of a bacterial community determined from Siberian tundra soil DNA. *Microbiology*, 143: 3913-3919.
- Zhou, J.Y. and Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate* 11: 1020-1040.
- Zuber, M.T., 2001. The crust and mantle of Mars. *Nature*, 412: 220-227.