

**FORZAMIENTO ASTRONÓMICO EN
EL NEÓGENO DE LA TIERRA Y
MARTE**

M.Sc. ANDREA SÁNCHEZ SALDÍAS

**TESIS DOCTORAL
PEDECIBA BIOLOGÍA**

**ORIENTADOR: RICHARD A. FARIÑA
CO-ORIENTADOR: ANGELO P. ROSSI**

Para Bruno y Sofía, las dos estrellas más brillantes de mi Universo.

A la memoria de mi abuelo Antonio.

AGRADECIMIENTOS

Una Tesis de Doctorado, especialmente cuando se trata de un trabajo interdisciplinario, abarca un período de tiempo prolongado en la vida del estudiante. La formación que se va adquiriendo va de la mano con la vida personal, y por eso hay muchas personas a las cuales agradecer en ambos aspectos.

En primer lugar, este trabajo hubiera sido literalmente imposible sin el enorme compromiso del Dr. Richard Fariña. No solamente apostó a la idea de un trabajo que cubriría varias áreas del conocimiento, sino que aceptó orientarme, darme una enorme libertad a la hora de investigar, ayudarme a vencer los desafíos burocráticos y algunas ideas preconcebidas sobre los trabajos interdisciplinarios, y sobre todo creyó en mí, mucho más de lo que yo misma creía.

De la mano de Richard aprendí muchísimo. Obviamente por los conocimientos que intentó transmitirme, pero además sobre el rigor científico, la redacción de artículos, las respuestas a los revisores, la presentación de trabajos, y el ser cada vez más independiente en todos estos aspectos.

Pero además pude ver claramente, en su interacción conmigo y con sus otros estudiantes, que el ser un científico muy destacado no es incompatible con el ser un gran ser humano.

También quisiera agradecer a su esposa, Ángeles Beri, quien siempre fue una fuente de estímulo científico y afectivo. Por extensión, a toda la 'gente linda' del grupo de Paleontología, especialmente Ada Czerwonogora, Sebastián Tambusso y Mariana Di Giacomo.

En el orden académico debo agradecer a Angelo P. Rossi, que aceptó ser el Co-orientador de la Tesis, a la Agencia Nacional de Investigación e Innovación (ANII) que me otorgó una beca de apoyo al Doctorado y especialmente al Dr. Mauro Spagnuolo, quien generosamente compartió conmigo sus conocimientos sobre Geología Planetaria,

procesamiento de imágenes de proyectos espaciales, y sobre todo dedicó tiempo a discusiones muy fructíferas que se reflejan en este trabajo.

Agradezco a mis estudiantes (algunos de ellos hoy Licenciados), a quienes vi pasar de ser tímidos estudiantes de primer año a ser astrónomos con una formación sólida. Muchas gracias a Mariana Martínez, Julia Venturini, Santiago Roland, Sebastián Bruzzone y especialmente a Andrea Maciel, con quien compartimos una oficina y una amistad a prueba de sucesos alegres y de los no tanto, astronómicos y de nuestras vidas personales. También a los estudiantes y docentes de la Licenciatura en Ciencias Ambientales de Rivera, especialmente a Edwin Da Costa por su colaboración con el tratamiento de imágenes.

Y en el orden de los afectos, a mi familia, mis tíos y padrinos Juan José Saldías y Vilma Arbelo, que siempre me ayudaron a encontrar el norte de mi brújula. A mi primo Alejandro Saldías y su esposa Adriana Lojo y a su hermosa hija Antonella, que con sus casi dos añitos es una fuente de alegría y esperanza para todos. A Pablo Tancredi y Francesca Tancredi, que hace muchos años me aceptaron como parte de su vida, y a mi familia política Susana Machado y Claudia Tancredi.

Es absolutamente probable que me olvide de mencionar a muchas personas, pero estoy segura que ellos saben quiénes son y que les estoy agradecida.

Andrea Sánchez Saldías

Diciembre del 2014

INDICE

Abstract	6
Resumen	10
Introducción	14
1. El forzamiento astronómico	17
1.1 El Neógeno en la Tierra.	17
1.2 La Teoría de Milankovitch.....	19
1.3 Reconstrucción paleogeográfica de los paleolagos...	23
2. Registros e insolación en la Tierra y Marte: materiales y métodos.....	25
2.1 Cálculo de la insolación	25
2.2 Registros de hielo en Antártida.....	23
2.2.1 Isótopos de oxígeno.....	32
2.2.2 Gases de invernadero.....	34
2.3 Paleolagos	34
2.3.1 Análisis de imágenes y datos topográficos	34
2.3.2 Registros en cuevas	35
2.3.3 Marte	36
2.4 Validación de nuestro modelo	39
3. Paleolagos y el Estuario del Plata	52
3.1 Introducción	52
3.2 Paleolagos	53
3.3 Insolación en los Andes	59
3.4 Drenaje del sistema	68
3.5 Conclusiones	83
4. Marte	85
4.1 Introducción	85
4.2 Características generales de Marte	87
4.3 Procesos geológicos en Marte	89
5. Parámetros de Milankovitch e imágenes de Marte	97
5.1 Introducción	97
5.2 Forzamiento astronómico	98
5.3 Imágenes de Marte	100
5.4 Zonas seleccionadas y procesamiento previo de las imágenes...105	

6. Forzamiento astronómico en Marte	116
6.1 Introducción	116
6.2 Procesamiento de las imágenes	118
6.3 Análisis frecuencial	120
6.4. Resultados y conclusiones	122
6.4.1 Cráteres	122
6.4.2 Polo Norte	126
6.4.3 Discusión.....	136
6.4.4 Conclusiones	140
7. Conclusiones generales	141
Referencias	145

ABSTRACT

The main purpose of this Thesis is to study the astronomical forcing influences on Earth and Mars past climates. Milankovitch' Theory states that the periodic climate changes during the Earth's Neogene were influenced by the insolation, defined as the amount of solar radiation received on a given Earth's surface area, during a given time (W/m^2); and that those periods coincide with glaciation - deglaciation cycles. A more detailed explanation of this Theory is given on Chapter 1: Astronomical Forcing.

The first part of the Thesis consists in formulate and validate our model, which states that is unnecessary to add extra hypothesis (such as atmospheric behavior, the phase difference of the climate system's response to the insolation, variations on the albedo, etc) in order to find time correlations between numerical values and proxy records. In this study, numeric models generated with INSOLA software (<http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>) were used, and then compared with Antarctic proxy records. Numerical calculation of insolation and proxy samples selection criteria are described in Chapter 2: Proxies and Insolation on Earth and Mars. Material and methods. The Earth's data sample comes basically from samples of ice and gas trapped in ice stratified columns over Vostok Lake (78°S), Epica Dronning Maud Land (68°S), project EPICA Dome C (75.1°S) and Taylor Dome (77.5°S) results, which cover the last 800 thousand years. This information was collected from the public database of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, EE.UU, <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo>). In order to validate our hypothesis, a frequency analysis of the samples and insolation data as a function of the latitude and the time of the year was performed, using the SPECTRA algorithm (which can work using non-equispaced data such as the proxies) as well as the PAST and MATLAB 7.0

® (*Mathworks, Inc.*) software packages; the last one using a routine to calculate Lomb's Periodogram, which is similar to the Fourier Transform (FT) technique.

The second part of the Thesis applies our model of astronomical forcing to the paleogeographic reconstruction of the Minchin paleolakes system (15°S - 23°S) at the Bolivian Altiplane. Our purpose was to demonstrate that this lake system, which existed during the late Pleistocene, was a humidity source for the *Estuario del Plata*, contributing to a milder weather than the currently proposed, which increases the primary productivity of his area. This contributes to explain the presence of a great amount of megafauna fossils at the regions which are occupied nowadays by the Buenos Aires province and República Oriental del Uruguay. All of these aspects are explained on Chapter 3: Paleolakes and 'Estuario del Plata'.

The last part of this Thesis includes the study, applying the same model, of an aspect of the Mars' climate related to sedimentary processes on craters and polar layer deposits of the Martian North Pole. Both processes may be explained by the astronomical forcing, but as in the Mars' case there are not direct records (such as Earths' proxies), high resolution images were used.

In Chapter 4: Mars, the main features of Mars are described. In Chapters 5 (Milankovitch's parameters and images form Mars) y 6 (Astronomical forcing on Mars) we explain the selection criteria of the images, their processing and results. Conclusions of frequency analysis are explained, applied both to the topography and the brightness profile of the images. We also show the frequency correlation between the results obtained from the images and the numerical calculation of the insolation. Finally on Chapter 7 (Conslusions), we present the general conclusions of the work, considering Earth and Mars results.

The main results are:

1) The model was validated using the data from the Antarctica and the insolation, where the most important feature were the coincidence between the proxies' latitude (taken as an input to calculate the insolation) and the time of the year when the insolation is calculated.

2) From the paleogeographic reconstruction of the Bolivian Altiplano, the estimated variations of the change of the Minchin System during the late Pleistocene show that their basin might have overflows periodically due to the periodic change of the insolation at the top of the atmosphere, which is controlled by the parameters of the astronomical forcing theory. The four main components of the Minchin System: Titicaca Lake (3812 a.s.l), connected with Poopó Lake (3686 a.s.l) through the Desaguadero River, and the current salt lakes of Coipasa (3657 a.s.l) and Uyuni (3650 a.s.l) formed a paleo-lake which, according to our slope maps, did not have any geographic obstacles to flood and reach the Paleoparana tributaries, particularly the Pilcomayo River, and so increasing the humidity at the *Río de la Plata* region during the late Pleistocene.

3) Regarding to Mars, the frequency rate corresponds with the obliquity cycle rate of the planet for the sedimentary deposits on the Martian equator, being the most important parameter for the astronomical forcing at this zone. The analysis is different for the polar deposits, due to the fact that the zones are wider and revealed periodic movements of ice forward and backward, in a similar way as the glaciations on the Earth. Our main frequencies correspond to 0.01121 1/m and 0.02802 1/m; and might be associated to the eccentricity ($1/0.01121 = 89000$) and the precession ($1/0.02802 = 35688$) as the dominant factors.

The analysis and discussion of the results for the Earth of this thesis were published in:

Sánchez Saldías, A., Fariña, R. Palaeographic reconstruction of Minchin palaeolake system, South America: The influence of astronomical forcing. *Geoscience Frontiers* 5, 2014, 249-259.

RESUMEN

En esta Tesis se estudia la influencia del forzamiento astronómico en el clima pasado de la Tierra y Marte. La Teoría de Milankovitch plantea que la insolación recibida por la superficie terrestre es la responsable de las variaciones climáticas periódicas durante el Neógeno terrestre, y estos períodos coinciden con los procesos de glaciaciones - deglaciaciones. Se define la insolación como la radiación solar que incide en la Tierra por unidad de área (W/m^2). Una explicación más detallada de esta Teoría se da en el Capítulo 1: El forzamiento Astronómico.

La primera parte de la Tesis consiste en formular y validar nuestro modelo. Éste plantea que no es necesario el manejo de hipótesis adicionales (como comportamiento atmosférico, desfase en la respuesta del sistema climático a la insolación, cambios de albedo, etc.) para encontrar correlaciones temporales entre los valores numéricos y los registros proxy. Para este estudio, se utilizaron modelos numéricos generados con el software INSOLA (<http://www.imcce.fr/Equipes/ASD/insola/earth/earth.html>) y posteriormente se compararon con datos proxy en la Antártida. En el Capítulo 2: Registros e Insolación en la Tierra y Marte. Materiales y Métodos, se describe como se realiza el cálculo numérico de la insolación y los criterios de selección de muestras de datos proxies. Básicamente, la muestra de datos elegida para la Tierra fue a partir de muestras de hielo y gas atrapados en núcleos de hielo estratificadas en el manto de hielo sobre el lago antártico Vostok (78°S), Epica Dronning Maud Land (68°S), EPICA Dome C (75.1°S) y Taylor Dome (77.5 °S) en Antártida, que cubren los últimos 800 mil años. Se recabó la información de la base de datos de dominio público de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, EE.UU., <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/>).

Para validar nuestra hipótesis de trabajo, se llevó a cabo un análisis frecuencial de los datos de insolación y de las muestras, en función de la latitud y la época del año. Para ello, se utilizó el algoritmo SPECTRA, que puede considerar datos no equi-espaciados como los de los datos proxy, y también los paquetes de software PAST y MATLAB 7.0[®] (*Mathworks, Inc.*), implementando en el último caso una rutina para el periodograma de Lomb, comparable a la técnica clásica de la Transformada de Fourier (FT por sus siglas en inglés).

La segunda parte de la Tesis aplica nuestro modelo de forzamiento astronómico a la reconstrucción paleogeográfica del sistema de paleolagos Minchin (15°S-23°S), en el Altiplano boliviano. El propósito fue demostrar que este sistema de lagos, que existió durante el Pleistoceno tardío, fue una fuente de humedad para el Estuario del Plata, propiciando un clima más benigno que el que se propone actualmente y, por lo tanto, aumentando la productividad primaria de esta zona. Esto contribuye a explicar la presencia de una enorme cantidad de fósiles de megafauna en la región que ocupan actualmente la provincia de Buenos Aires y la República Oriental del Uruguay. Estos aspectos son desarrollados en el capítulo 3: Paleolagos y el estuario del plata.

La última parte de la Tesis abarca el estudio, aplicando el mismo modelo, de un aspecto de clima de Marte, asociado a procesos sedimentarios en cráteres y depósitos en capas en el Polo Norte marciano. Ambos procesos pueden tener una explicación en el forzamiento astronómico, pero en el caso de Marte no se tienen registros directos (como en los proxies terrestres) por lo cual se trabajó en base a imágenes de alta resolución (del orden del metro/pixel) de orbitadores marcianos.

En el Capítul 4: Marte, se describen las características generales de Marte, en los capítulos 5 (Parámetros de Milankovitch e imágenes de Marte) y 6 (Forzamiento astronómico en Marte) los criterios de selección de las imágenes, el procesamiento de

las mismas y los resultados obtenidos. Se muestran los resultados y conclusiones del análisis frecuencial aplicado tanto en la topografía como en los perfiles de brillo de las imágenes. También se explica la correlación de frecuencias para los resultados obtenidos de las imágenes y el cálculo numérico de la insolación. Finalmente, en el capítulo 7: Conclusiones Generales, se presentan las conclusiones generales del trabajo, considerando los resultados para la Tierra y Marte.

Los resultados principales son:

- 1) se validó el modelo a través de la correlación entre datos de Antártida y la insolación, siendo los factores determinantes la coincidencia entre la latitud de los proxies y la latitud que se toma como parámetro de entrada para el cálculo numérico de la insolación y la época del año en que se calcula la insolación.
- 2) en la reconstrucción paleogeográfica del Altiplano boliviano, la estimación de las variaciones en la extensión del sistema Minchin durante el Pleistoceno tardío indica que su cuenca pudo haberse desbordado periódicamente a causa del cambio también periódico de la insolación a tope de atmósfera, controlada por los parámetros de la teoría de forzamiento astronómico. Las cuatro componentes principales del sistema Minchin: Lago Titicaca (3812 m.s.n.m.), conectado con el Lago Poopó (3686 m.s.n.m.) a través del Río Desaguadero, y los actuales salares de Coipasa (3657 m.s.n.m.) y Uyuni (3650 m.s.n.m.) formaron un paleo-lago, que de acuerdo a nuestros mapas de pendientes no tuvo obstáculos geográficos para desbordar y alcanzar a tributarios del Palaeoparaná, particularmente al Río Pilcomayo, aumentando la humedad en la región del Río de la Plata durante el Pleistoceno tardío.
- 3) En relación a Marte, para los depósitos sedimentarios en el ecuador marciano, la relación de frecuencias se corresponde con la del ciclo de la oblicuidad en

Marte, el cual sería el parámetro dominante en el forzamiento astronómico para esa zona. Para el caso de los depósitos polares, el análisis es diferente, dado que las zonas son mucho más amplias, lo que permite detectar los avances y retrocesos del hielo, de forma análoga a las glaciaciones terrestres. Nuestras frecuencias principales corresponden a 0,01121 1/m y 0,02802 1/m, y estarían asociadas a la excentricidad ($1/0,01121 = 89000$) y la precesión ($1/0,02802 = 35688$) como factores predominantes.

El análisis y discusión de los resultados para la Tierra de esta Tesis fueron publicados en:

Sánchez Saldías, A., Fariña, R. Palaeographic reconstruction of Minchin palaeolake system, South America: The influence of astronomical forcing. *Geoscience Frontiers* 5, 2014, 249-259.

INTRODUCCIÓN

‘En el principio creó Dios los cielos y la Tierra.

Dijo Dios: júntense las aguas que están debajo de los cielos en un lugar y descúbrase lo seco.

Dijo luego Dios: produzca la tierra hierba verde, árbol que de fruto y que su semilla esté en él. Y fue la tarde y la mañana del día tercero. Y después dijo: haya lumbreras en los Cielos para separar el día de la noche, y sirvan de señales para las estaciones, para días y años. Y fue la tarde del día cuarto.

Y creó Dios al hombre a su imagen y semejanza, varón y hembra los creó. Y fue la tarde del sexto día. Y el séptimo día Dios vio que todo lo creado era bueno... y descansó’

Libro Primero de Moisés, GÉNESIS.

La historia parece ser más complicada y nuestra forma de seguir y entender el proceso será distinta.

El primer aspecto a señalar respecto a esta Tesis es que se trata de un trabajo interdisciplinario. Esto implica que se abordarán una serie de problemas y se utilizan técnicas y conocimientos previos que provienen de distintas disciplinas. En general, cuando un estudiante de doctorado se enfrenta a una Tesis con una temática específica parte del estado de situación del tema, define su objetivo y a través de su trabajo realiza su aporte original sobre ese tema específico.

En este caso, entendemos que ese proceso se cumplió, pero para eso fue necesario transitarlo desde varias disciplinas al mismo tiempo. Desde un principio, en la instancia de la defensa del plan de doctorado aprobada hace ya 4 años, los objetivos

fueron definidos claramente como objetivos que no trataban un aspecto específico de un solo tema perteneciente a una sola rama del conocimiento.

Una de las consecuencias de este abordaje, es que los aportes originales al conocimiento no se muestran de una sola forma, sino que se evidencian en distintas áreas y puede ser más complejo para el lector entender lo que se avanzó desde el punto de partida hasta la presentación final.

Es por esto que a continuación se tratará de explicar claramente los objetivos y el hilo conductor de esta Tesis.

El objetivo general es el estudio de dos escenarios (la Tierra y Marte) y fenómenos específicos a ciertas regiones de cada uno de ellos e intentar demostrar que en ambos casos el forzamiento astronómico (Milankovitch, 1941; Laskar, 2004) es aplicable a estas situaciones, permite entender fenómenos pasados y obtener nuevos resultados en la reconstrucción paleoclimática.

El primer escenario está ubicado en la Tierra y se divide en dos aspectos de interés:

- a) la Antártida, donde los registros almacenados en el hielo permiten inferir condiciones climáticas pasadas, y que utilizaremos para probar las técnicas que serán utilizadas en el resto de la Tesis
- b) el Altiplano andino, a través de la existencia de un enorme paleo lago que abarcó hace decenas de miles de años estructuras allí presentes actualmente (el Lago Titicaca, el Lago Poopó y los salares de Coipasa y Uyuni), su evolución paleoclimática y su impacto como fuente de agua, humedad y condiciones climáticas potencialmente más benignas en el Río de la Plata.

El segundo escenario está ubicado en Marte y los procesos sedimentarios en regiones definidas. Por una parte los depósitos en capas de hielo en el polo norte y por otra parte estructuras sedimentarias en cráteres a latitudes intermedias.

El enfoque común en todos los casos consiste en intentar evaluar la importancia del forzamiento astronómico, especialmente la insolación a lo largo del tiempo, para determinar que frecuencias predominaron en cada caso y poder inferir la respuesta del sistema a cada una de ellas. A través de esto se pueden estimar cotas temporales, variación en regímenes hídricos y/o tasas de depositación.

Volviendo al principio de este capítulo y desde una perspectiva menos estricta, tal y como lo requieren las comunicaciones científicas, obviamente tendremos en cuenta a la especie humana, mencionando su origen y utilizando la capacidad creativa de un colectivo enorme de personas. Algunos pioneros en aventurar hipótesis, otros que estudiaron a través de trabajos de campo, de modelos numéricos, de sistematización del tiempo en rangos mucho más amplios y otros capaces de enviar sondas espaciales que aportan datos e imágenes de otro planeta, y utilizan distintos algoritmos para interpretar esa información que nos llega de fuera de nuestra Tierra. Haremos ciencia.

El objetivo es mucho menos pretencioso, nos enfocaremos en algunos aspectos del clima pasado y presente, comparando escenarios y potencialidades de zonas pequeñas de la Tierra y Marte. La medición del tiempo será más compleja y estructurada, y la interrelación de los componentes dinámicos de los sistemas a estudiar será tenida en cuenta.

Por eso la historia será más compleja, pero sin duda fascinante.

CAPÍTULO 1

EL FORZAMIENTO ASTRONÓMICO

‘Mide lo que se pueda medir; y lo que no, hazlo medible.’

Galileo Galilei (1564 1642)

1.1 Introducción: El Neógeno en la Tierra.

El Período Neógeno es una división temporal de la escala geológica terrestre (Figura 1.1.1), que abarca unos 23 millones de años Tarbuck y Lutgens (1999). Si se busca mayor precisión en esta definición, de acuerdo a Hilgen et al., (2012) es posible acotarlo entre los 23.03 y 2.588 millones de años antes del presente (de aquí en mas MaBP), lo que incluiría las épocas del Mioceno (23.03-5.33 MaBP) y Plioceno (5.33- 2.588 MaBP). Entre los aspectos más significativos de este período se cuentan desplazamientos continentales, la conexión de América del Norte con América del Sur mediante la formación del istmo de Panamá, lo que condujo a la interrupción de la comunicación entre las aguas del océano Atlántico y Pacífico y el desvío de la corriente del Golfo.

El Período Cuaternario es la siguiente división en la escala geológica, posterior al Neógeno, y que abarca los últimos 2.588 millones de años y es posible subdividirlo en dos épocas: desde 2.588 millones de años hasta 11700 años en el pasado se encuentra

el Pleistoceno, y desde 11700 años hasta la fecha el Holoceno. En el 18º Congreso Geológico Internacional llevado a cabo en Londres en 1948 se llegó al acuerdo de definir el comienzo del Plioceno *'at the horizon of the first indication of climatic deterioration in the Italian Neogene succession.'* (King y Oakley, 1949).

Por otra parte, el comienzo del Holoceno se ubica en 11700 años BP, de acuerdo a una profundidad en registros geológicos de núcleos de hielo en Groenlandia obtenidos por el proyecto NGRIP (North Greenland Ice Core Project). Hasta el momento es la primer y única época definida a través de registros de hielo por la GSSP (Glacial Global Stratotype Section and Points). Sin duda esto se debe a la descripción detallada de cambios climáticos obtenidos en núcleos de hielo en diversos lugares en el mundo (Pillans y Gibbard, 2012), tema que trataremos en el capítulo 2.

Los valores de tiempo para períodos y épocas pueden verse en la figura 1.1.1 que corresponde a una sección tomada de la Comisión Internacional de Estratigrafía (2014)

Durante el Cuaternario aparece el Homo Sapiens sobre la Tierra, predominan las aves y los mamíferos vertebrados y en términos generales la flora y la fauna son similares a las actuales. Si bien los valores de temperatura anteriores a este período son poco precisos, debido a la incertidumbre en las estimaciones, es posible notar en los últimos millones de años una variación térmica cíclica que ha determinado una sucesión periódica de glaciaciones e importantes cambios del nivel del mar.

	Series / Epoch	Stage / Age	GSSP	numerical age (Ma)
Quaternary	Holocene		↙	present
	Pleistocene	Upper		0.0117
		Middle		0.126
		Calabrian	↙	0.781
		Gelasian	↙	1.80
Neogene	Pliocene	Piacenzian	↙	2.58
		Zanclean	↙	3.600
	Miocene	Messinian	↙	5.333
		Tortonian	↙	7.246
		Serravallian	↙	11.62
		Langhian		13.82
		Burdigalian		15.97
				20.44
		Aquitania	↙	23.03

Figura 1.1.1. Neógeno y Cuaternario en la Tierra de acuerdo a la Carta Cronoestratigráfica Internacional v2014. Fuente: Comisión Internacional de Estratigrafía (2014)

Durante estos ciclos, las fluctuaciones en la temperatura posibilitaron que en regiones de alta latitud (llegando incluso hasta latitudes de 38°N), o con una altura significativa sobre el nivel del mar, se acumulara hielo en forma de glaciares y se produjeran importantes cambios climáticos globales, con impacto ambiental, geográfico y en la biota terrestre. En particular, durante sucesivas glaciaciones, en el norte de América y Europa se formaron espesos mantos de hielo llamados Laurentino y

Finoescandinavo respectivamente (Uriarte, 2003). Si bien ya existían grandes extensiones permanentes de hielo en la Antártida y Groenlandia, los nuevos mantos avanzaban hacia el Sur y el Norte (para el hemisferio Norte y Sur respectivamente) en épocas de baja temperatura y luego se detenían y retrocedían hacia el norte en épocas de menos frío conocidas como interglaciares. Desde el comienzo del Holoceno nos encontramos en una etapa interglaciar, con temperaturas más benignas.

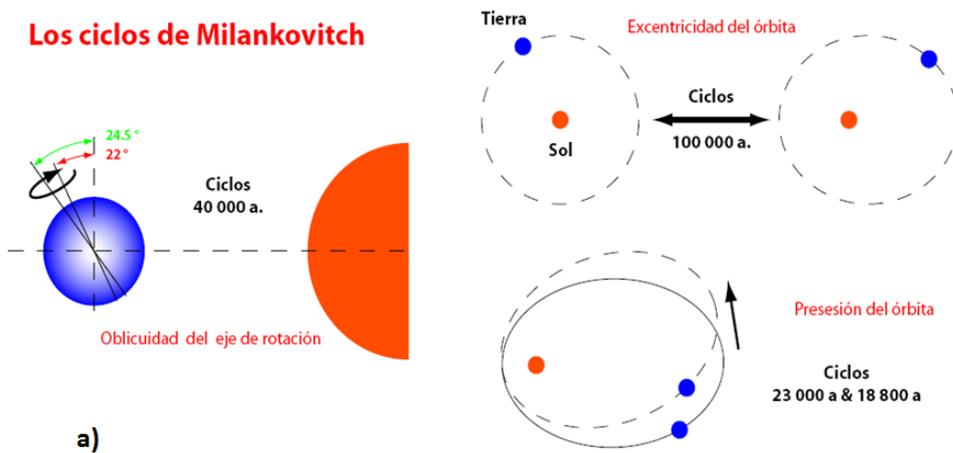
1.2 La Teoría de Milankovitch

Como señalamos anteriormente, durante los ciclos periódicos de glaciaciones y deglaciaciones en el Cuaternario, las fluctuaciones de temperatura determinaron acumulaciones de hielo en latitudes altas y grandes variaciones en el nivel del mar, así como cambios climáticos, ambientales y geográficos. Una explicación posible es que estos ciclos son causados por variaciones periódicas de la insolación debido a cambios en parámetros orbitales y rotacionales de la Tierra.

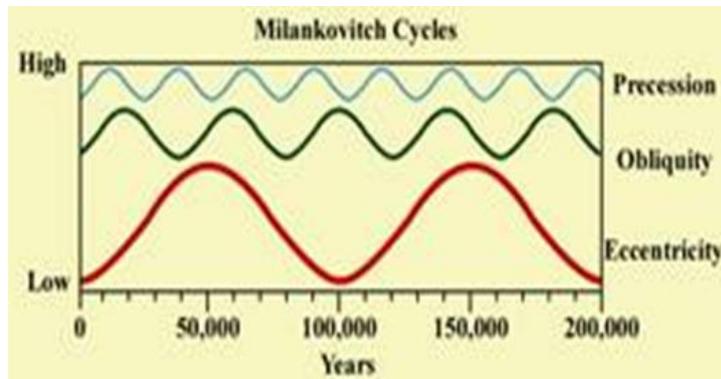
La teoría de forzamiento astronómico fue propuesta por el astrónomo serbio Milutin Milankovitch (1941) – aunque cabe reconocer también ideas similares por parte de James Croll (1876) - y es considerada un factor determinante para reconstrucciones ambientales y climatológicas (Berger, 1977, 1980; Huybers, 2006).

Milankovitch (1941) propuso que el forzamiento astronómico a través de la insolación recibida por la atmósfera y superficie terrestre es el responsable del clima del Cuaternario. Se define la insolación como la radiación solar que incide en la Tierra por unidad de área (Watt/m^2). De esta manera la interacción de la variación periódica de tres parámetros orbitales de la Tierra (Figura 1.2.2 c) determina la variación de insolación de manera cíclica.

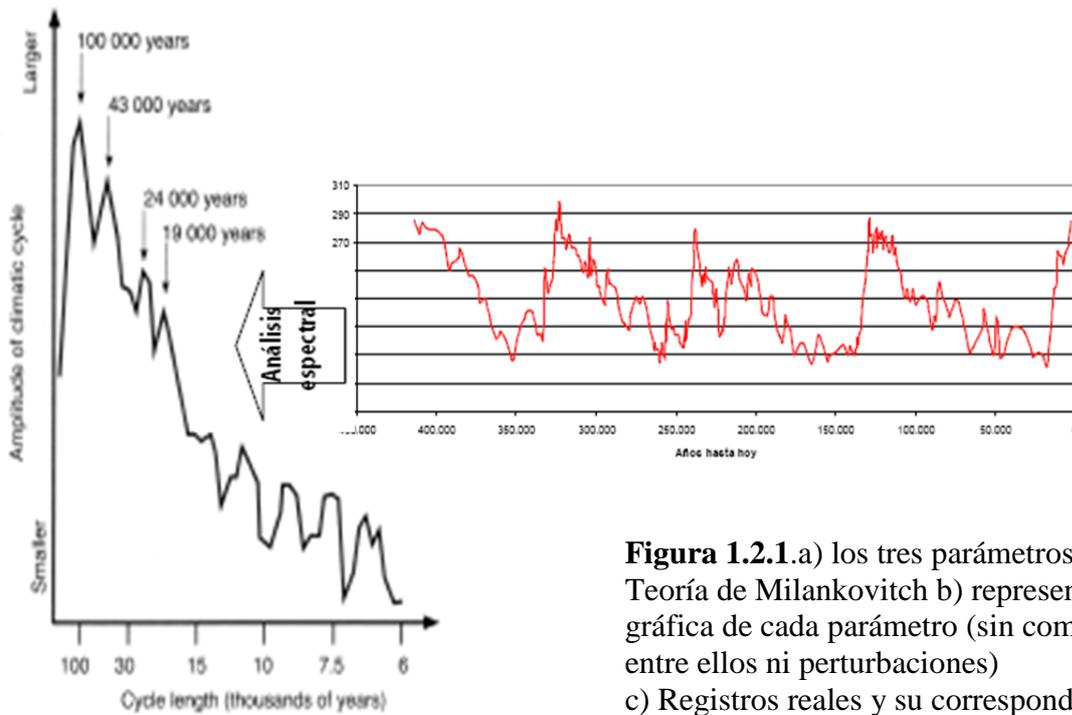
Los ciclos de Milankovitch



a)



b)



c)

Figura 1.2.1. a) los tres parámetros de la Teoría de Milankovitch b) representación gráfica de cada parámetro (sin combinar entre ellos ni perturbaciones) c) Registros reales y su correspondiente análisis espectral.

Fuente: Universidad de Castilla - La Mancha

Como se verá en las Figura 1.2.2, la variación de estos parámetros no tiene la forma sinusoidal pura señalada por Milankovitch (1941), por lo cual al tenerse en cuenta la combinación de períodos (y la predominancia de alguno de ellos) además de las distintas perturbaciones, la insolación tampoco se ve como una superposición de sinusoides simples.

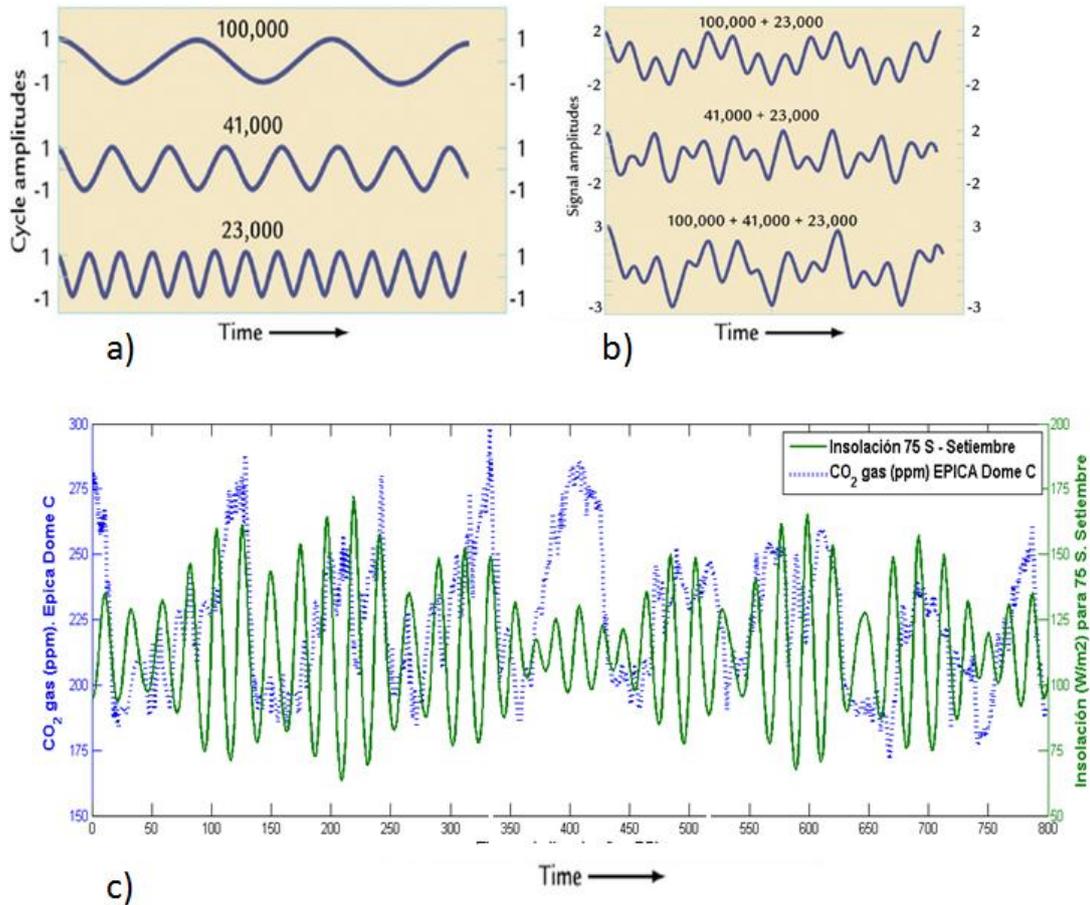


Figura 1.2.2. a) Variación de los parámetros orbitales, con sus períodos correspondientes b) combinación de períodos. Fuente: Adaptación de Muller y Mc Donald (2002) c) insolación para 75 °S, combinada con registros de CO₂ (este trabajo).

El período mayor se corresponde aproximadamente con 100.000 años y está asociado con la excentricidad de la órbita terrestre. A pesar que la variación de la excentricidad en sí misma no tiene consecuencias relevantes en el clima terrestre, sus efectos combinados con otros parámetros son muy importantes. En la medida que la

inclinación del eje de rotación y la excentricidad crecen, las estaciones son más marcadas en un hemisferio y más moderadas en el otro. Cada 41.000 años (segundo período) el eje de rotación de nuestro planeta oscila entre $21,5^\circ$ y $24,5^\circ$, fenómeno conocido como cambio en oblicuidad. Asociado al crecimiento de este ángulo ocurre el fenómeno de contraste estacional, las estaciones se vuelven más extremas en ambos hemisferios, con veranos más cálidos e inviernos más fríos. Por último, el tercer período, se corresponde con la precesión terrestre, un movimiento análogo al de un trompo donde el eje sería el propio eje de rotación planetario y completaría una vuelta en 26000 años. Esto determina si el verano en un hemisferio dado comienza en un punto de la órbita más cercano o más lejano al Sol, lo cual optimiza el ya mencionado contraste estacional cuando la mayor inclinación en el eje coincide con la máxima distancia al Sol. Una vez analizados los diferentes parámetros debemos señalar que los ciclos de Milankovitch (forzamiento astronómico) puede ser considerado la causa principal para los episodios glaciares/interglaciares del Cuaternario (Huybers, 2006; Muller y Mc Donald, 2002; (Berger, 1977, 1980)

1.3 Reconstrucción paleogeográfica del sistema de paleolagos

Reconstrucciones paleoclimáticas actuales de la región del Río de la Plata durante el Pleistoceno tardío (30.000 a 10.000 años antes del presente) proponen condiciones climatológicas secas, con precipitaciones que en el momento del Último Máximo Glaciar (~ 20.000 años antes del presente (Clark et al., 2009)) alcanzaban sólo un tercio del nivel actual. De acuerdo a datos tomados de la Dirección Nacional de Meteorología es del orden de entre 1100 y 1200 milímetros anuales para latitudes entre $32,5^\circ$ S y 35° S en Uruguay. A pesar de la baja productividad primaria que se esperaría

bajo tales condiciones una megafauna muy importante existió en este lugar durante esa época (McNaughton et al., 1989)

En esta sección se explorará la influencia de la inundación y desborde de un enorme cuerpo de agua en el Altiplano Andino, del cual quedan hoy algunos remanentes, como posible fuente de regímenes húmedos en el Estuario del Plata. Esto explicaría un aumento de la productividad primaria y concomitantemente el vasto número de megaherbívoros.

Los cambios en el área cubierta por estos paleolagos y el volumen que ocupaba la paleocuenca, se explicarán con un modelo de forzamiento astronómico que describe la variación de la insolación a tope de atmósfera en los últimos 50000 años.

Este modelo previamente fue validado comparando sus resultados numéricos con diferentes proxies (CH_4 , CO_2 , D , $\delta^{18}\text{O}$), cuyas muestras fueron tomadas de columnas de hielo en el manto glaciar sobre el Lago Vostok, EPICA Dome C y EPICA Dronning Maud Land en la Antártida (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members, 2010; Luthi et al., 2008; Siegenthaler et al., 2005; Monnin et al., 2001; Indermule et al., 2000; Petit et al. 1999) y posteriormente datadas con diversas técnicas.

CAPÍTULO 2

REGISTROS E INSOLACIÓN EN LA TIERRA Y MARTE: MATERIALES Y MÉTODOS

Cuando el ciudadano Laplace le regaló al general Napoleón la primera edición de su ‘Exposition du Système du monde’, el general le dijo “Newton habló de Dios en su libro. Yo he recorrido el suyo y no encontré Su nombre ni una sola vez”. A lo que Laplace respondió: “Primer ciudadano Cónsul, no he tenido necesidad de esa hipótesis”.

Hervé Faye, Sur l'origine du monde, théories cosmogoniques des anciens et des modernes, 1884, p. 109-111.

2.1. Cálculo de la insolación.

En esta sección detallaremos el método utilizado para calcular la insolación a tope de atmósfera, con el software Insola (Laskar, 2004).

Desde el momento que fue propuesta la teoría de forzamiento astronómico, se ha dado un desarrollo notable en algoritmos numéricos que permiten cálculos computacionales para la insolación, capaces de considerar muchos grados de libertad adicionales al problema, como por ejemplo la perturbación de la órbita terrestre por los demás planetas del Sistema Solar, y la interacción Tierra-Luna. También se han refinado las técnicas de obtención, procesamiento y datación de los datos proxies (definiendo éstos últimos como variables que permiten inferir el comportamiento de otras en el análisis climático).

La insolación para los últimos 800 mil años, que constituye el período en el cual se cumplen las condiciones de registros proxies disponibles y consenso en la determinación estratigráfica (Jouzel et al., 2007) fue calculada utilizando el software *Insola* (Laskar et al., 2004). Este programa fue diseñado específicamente para este propósito y analiza la influencia de los tres parámetros orbitales y rotacionales de la Tierra asociados al Forzamiento Astronómico (excentricidad, precesión y oblicuidad). Se calculan soluciones numéricas integrando expresiones semi-analíticas de las ecuaciones gravitatorias del movimiento orbital. El paso de integración es constante para el intervalo de tiempo considerado (que puede ser ingresado como parámetro por el usuario), y esto permite que los datos de salida del programa sean equi-espaciados, lo cual da lugar a resultados más precisos cuando se aplican técnicas de análisis frecuencial, como por ejemplo los basados en la Transformada de Fourier. El intervalo de tiempo en el cual el software es confiable es entre 50 millones de años hacia el pasado y 20 millones de años en el futuro (Laskar, 2004), y el cálculo de la insolación toma en cuenta la latitud ingresada como parámetro de entrada por el usuario.

Respecto a los parámetros astronómicos asociados al Forzamiento Astronómico se considera que:

- a) los tres términos más importantes en la expresión analítica de la expansión en serie de la excentricidad desde 50 millones de años hacia el pasado hasta 20 millones de años hacia el futuro están afectados por resonancias de movimiento medio, que determinan períodos de 405 mil años (resonancia Venus – Júpiter), 95 mil años (resonancia Marte – Júpiter) y 124 mil años (resonancia Venus – Marte) respectivamente (Laskar et al., 2004; Crucifix et al., 2006). Cuando se considera la influencia dinámica de otros planetas, se obtienen pequeñas diferencias (Berger et al., 2004; Berger et al., 2005).

b) en lo que tiene que ver con la precesión y la oblicuidad, la situación no es tan simple como para la excentricidad, debido a la interacción Tierra – Luna. Debido al intercambio de momento angular entre ambos cuerpos, la velocidad de rotación terrestre disminuye mientras la distancia Tierra-Luna aumenta, por lo cual se deben hacer correcciones en las expresiones analíticas de la precesión y la oblicuidad (Berger y Loutre, 1992; Berger et al., 1992; Laskar et al., 2004) introduciendo el concepto de precesión climática definida como: $e \sin \omega$, donde e es la excentricidad orbital y ω es la longitud del perihelio medida desde el punto Υ .

Dado que como hipótesis de trabajo consideramos que los resultados son más precisos cuando los datos numéricos y los proxies coinciden en latitud, el parámetro de entrada para la latitud al programa Insola fueron las latitudes del manto glaciar sobre el Lago Vostok (78°S), EPICA Dome C (75.1°S) y Epica Dronning Maud Land (68°S) y Taylor Dome (75.1°S) (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members, 2010; Luthi et al., 2008; Siegenthaler et al., 2005; Monnin et al., 2001; Indermule et al., 2000; Petit et al. 1999)

La época del año elegida fue el comienzo de la primavera austral, considerando esta última fecha como el inicio de lo que (Berger, 1980) define como ‘*critical season*’, dado que para ella se obtiene el mejor ajuste entre los datos numéricos y los registros proxies (Fig. 2.1.2).

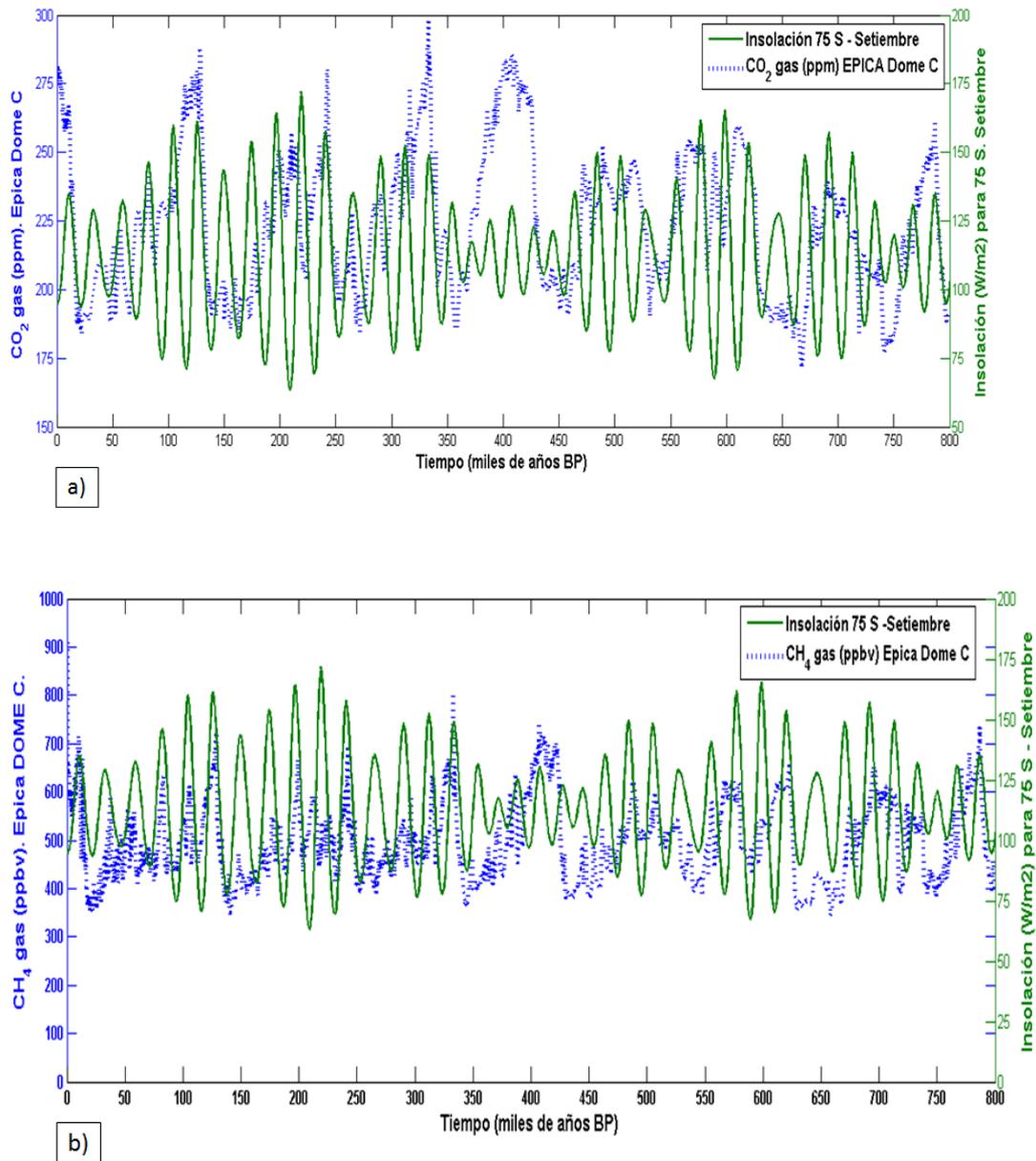


Figura 2.1.2. Insolación (línea continua) vs. (a) CO₂ gas (línea punteada). Datos obtenidos de Vostok y Epica Dome C (Monnin et al., 2001; Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005; Luthi et al., 2008) y (b) CH₄ gas (línea punteada) Datos obtenidos de EPICA Dome C (Louergue et al., 2008).

Los resultados se obtuvieron a partir del procesamiento de los datos principalmente con MATLAB[®]. Además de los gráficos se implementó una rutina para el periodograma de Lomb (Lomb, 1976), comparable a la técnica clásica de la

Transformada Rápida de Fourier (FT por sus siglas en inglés) pero con la ventaja de no introducir frecuencias espurias al utilizar datos espaciados uniformemente. También se utilizó para la determinación de períodos el paquete de procesamiento de datos PAST (PAleontological STatistics, Hammer et al., 2001).

Otra herramienta utilizada fue el análisis wavelet. Si bien los ciclos de Milankovitch implican series temporales (con sus frecuencias asociadas) de por lo menos decenas de miles de años, no todos los datos proxies disponibles cubren escalas que excedan en mucho tiempo los 100000 años (máximo período asociado a la excentricidad). Por otra parte, aunque haya registros de tiempo mucho mayores a 100000 años, el intervalo de interés según lo que estemos analizando puede ser menor. Los períodos de oblicuidad (41000 años) y de precesión climática (19-23 mil años) no difieren tanto en el tiempo. Por lo tanto lo que ocurre es que cuando hacemos un análisis frecuencial, estamos intentando encontrar la o las frecuencias predominantes para el período de tiempo definido. Podemos hacer la analogía con una ‘fotografía’ en el dominio de las frecuencias, o plantear de manera más técnica que lo que se realiza es un análisis estático en el tiempo.

Si la frecuencia predominante es muy clara (por ejemplo el sistema es muy sensible al cambio de precesión climática) y esto resulta evidente en el análisis frecuencial con un alto coeficiente de correlación, no hay mayores problemas. Pero cuando el espectro es más complejo o aparecen distintas frecuencias que no se diferencian unas de otras de manera significativa en el coeficiente de correlación espectral, puede estar ocurriendo que en el intervalo de tiempo que estamos estudiando se esté produciendo una transición entre frecuencias dominantes. Para determinar ese fenómeno es necesario hacer un análisis frecuencial dinámico, conocido como el análisis wavelet.

A través de este análisis es posible analizar los datos a distintas escalas de tiempo. Se utilizará la técnica Transformada Wavelet Continua (CWT por sus siglas en inglés). Es necesario conocer el intervalo de muestreo (Δt) para una serie temporal de N años, por lo que los datos deben estar equi-espaciados (como se analizará en la Fig 2.4.2).

En la figura 2.4.6 se mostrarán análisis wavelet para registros proxies. Los resultados están expresados en gráficos donde en el eje de las abscisas se encuentra el tiempo total de la serie expresado en términos de el intervalo de la muestra ($N / \Delta t$). El eje de las ordenadas está en escala logarítmica de base 2 y por convención se coloca como el máximo de la escala $2 \Delta t$ y como mínimo $\frac{1}{4} N$. Esto hace que en la parte superior de la gráfica se ubiquen los valores de períodos más pequeños, mientras que en el parte inferior se encuentran los períodos mayores. La tercer coordenada, que muestra la intensidad de la frecuencia se respresenta a través de una escala de colores.

2.2 Registros de hielo (proxies) en Antártida.

La importancia de núcleos de hielo en el manto glacial sobre el Lago Vostok radica no solamente en que muestran una fuerte correlación con nuestro cálculo de la insolación, sino también, como se verá más adelante, por las observaciones de Placzek et al. (2013), donde se plantea que algunos resultados obtenidos por estos autores para el Altiplano (concretamente cambios de temperatura del orden de -5.7 ± 1.1 °C) son incongruentes con modelos aplicados a regiones tropicales pero consistentes con los registros para Vostok. De hecho, Placzek et al. (2013) señalan: *'we recognize the uncertainties that results from this choice to use such a distant temperature record; unfortunately the Vostok record is the best continuous approximation of temperature available at present'*

En diferentes sitios de perforación en Antártida, fueron obtenidas muestras de hielo y gas atrapado en núcleos de hielo estratificados en el manto glacial, y los registros más amplios cubren los últimos 800 mil años (Jouzel et al., 2007). La información sobre las muestras de datos de Antártida elegidas para este trabajo se tomó de la base de datos de dominio público de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

En la Figura 2.2.1 se puede ver la ubicación de los distintos proyectos de los cuales fueron tomados los datos

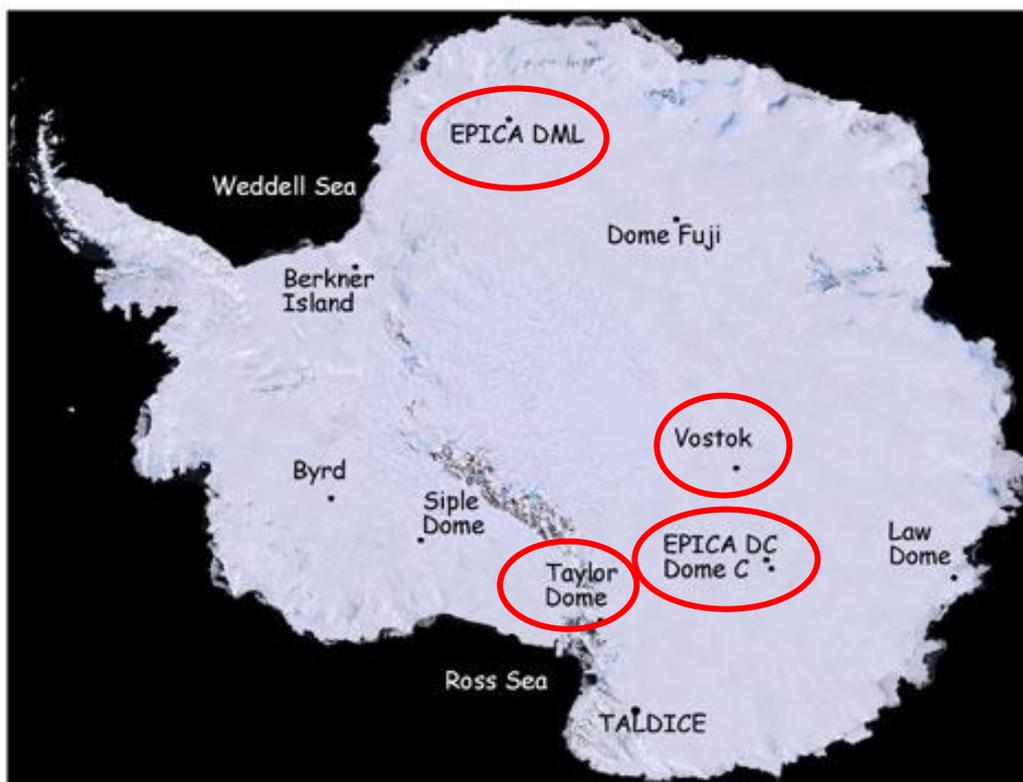


Figura 2.2.1 Antártida y ubicación de los distintos proyectos de los cuales fueron tomados los datos. Fuente: IceREADER.

Los datos seleccionados fueron:

1. Manto glacial sobre el Lago VOSTOK, 78°S:
 - a.CO₂ (gas) desde 440000 años antes del presente a la fecha (Petit et al. 1999)
2. EPICA Dome C, 75.1°S:

- a. CO₂ (gas) desde 22000 años antes del presente a la fecha (Monnin et al., 2001)
 - b. CO₂ (gas) desde 664000 a 393000 años antes del presente (Siegenthaler et al., 2005)
 - c. CO₂ (gas) desde 800000 a 611000 años antes del presente (Luthi et al., 2008)
 - d. CH₄ desde 800000 años a la fecha (Loulergue et al., 2008)
 - e. Deuterio 800000 años a la fecha (Jouzel et al., 2007)
3. EPICA Dronning Maud Land, 68°S
- a. δ¹⁸O (ice) desde 807941 años a la fecha (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members, 2010)
4. TAYLOR Dome, 77,8 °S
- a. CO₂ (gas) desde 63000 a 19000 años antes del presente (Indermule et al., 2000)

A los efectos de entender la selección de los proxies que utilizaremos en este trabajo, a continuación explicaremos la importancia y las implicaciones de cada uno de ellos.

2.2.1 Isótopos de oxígeno:

El oxígeno puede encontrarse bajo la forma de tres isótopos estables: ¹⁶O (que constituye el 99.759 % del total), ¹⁷O (0.037 % del total) y ¹⁸O (0.204% del total). La variación en ¹⁸O, representada de la forma δ¹⁸O, refiere al cambio en la relación ¹⁸O/¹⁶O comparada con la Standard Mean Ocean Water (SMOW por sus siglas en inglés y definida por Craig y Gordon (1965) a partir de muestras tomadas por el US National Bureau of Standards).

La ecuación 2.2.1.1 muestra su definición matemática, donde el resultado se expresa en partes por mil (‰) (Muller y McDonald, 2000):

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{muestra}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right)_{SMOW}} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{Ecuación 2.2.1.1})$$

Dado que el hielo glaciar tiene una concentración de $\delta^{18}O$ 40 o/oo (4%) menor que la del océano, es decir hay más ^{16}O en el hielo que en los océanos, en el hielo glaciar $\delta^{18}O$ tiene valores negativos (Muller y McDonald, 2000). Si consideramos el último episodio glaciar, el nivel del mar era alrededor de 100 metros menor que el presente (Bard et al., 1990). Suponiendo que la profundidad media de los océanos es 4000 m (Pickard y Emery, 1990), entonces $100/4000 = 0.025$ o 2.5 % del agua oceánica fue retenida en el hielo continental. El agua que permaneció en los océanos quedó empobrecida en ^{16}O por un factor de 4% y por lo tanto el $\delta^{18}O$ oceánico aumentó (2.5% x 4%), aproximadamente un 0.1% (1 ‰). Por lo tanto podemos considerar al $\delta^{18}O$ como un indicador representativo del aumento o disminución del volumen de hielo.

Por otra parte, el oxígeno en la atmósfera tiene un $\delta^{18}O$ de +23.5 ‰ comparado con la media del agua oceánica (Kroopnick y Craig, 1972). Esta diferencia es atribuída a la remoción de $\delta^{16}O$ atmosférico debido a la actividad biológica y se denomina efecto Dole (Dole et al., 1936).

En relación al deuterio, Jouzel (2007) plantea '*A high-resolution deuterium profile is now available along the entire European Project for Ice Coring in Antarctica Dome C ice core, extending this climate record ~800,000 years ago.*

Experiments performed with an atmospheric general circulation model including water isotopes support its temperature interpretation'. Por lo tanto en esta Tesis tomaremos como datos de temperatura para los últimos 800000 años, los determinados por Jouzel (2007) y definidos como la diferencia de temperatura respecto al promedio de temperaturas de los últimos mil años.

2.2.2 Gases de invernadero

Los gases de invernadero, como el dióxido de carbono y el metano (CO₂ y CH₄; Loulergue et al., 2008), además de poder ser considerados como registros, también contribuyen en la variación de la temperatura. Cuando la concentración de estos gases en la atmósfera aumenta a ciertos niveles, se genera un efecto invernadero, la temperatura se eleva más rápidamente y más cantidad de agua se evapora. Al mismo tiempo, el albedo de la Tierra decrece, por lo cual se establece un mecanismo de retroalimentación positiva.

2.3 Paleolagos

2.3.1 Análisis de imágenes y datos topográficos

Como se verá en el capítulo 3, uno de los objetivos de esta Tesis es analizar la relación entre la insolación y el desborde de un conjunto complejo unificado de paleolagos (sistema Minchín) ubicado en el altiplano andino, el cual incluye la cuenca del Titicaca al norte, las cuencas conjuntas del actual Lago Poopo y los actuales salares de Coipasa y Uyuni al Sur y la cuenca del Río Desaguadero que conecta ambas regiones (Minchin, 1882; Steinmann et al., 1904).

En este trabajo, analizaremos la evidencia geológica y reconstruiremos el paleolago utilizando procedimientos digitales, con especial énfasis en evaluar la posibilidad de un drenaje sustancial hacia la cuenca del Río Pilcomayo, y desde allí a la cuenca del Río Paraná.

Se tomaron imágenes de Google Earth y los datos de altura para generar mapas topográficos digitales de alta resolución adaptados a la región de interés fueron tomados

de la base de datos de la misión Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) que utiliza dos antenas de radar para obtener datos interferométricos que poseen una resolución topográfica digital de 1 segundo de arco. En particular se utilizaron los datos SRTM3-South America.

El sistema fue reconstruido a través del uso de herramientas de software específicas, tales como Global Mapper v13 y Surfer para los aspectos topográficos, tratamiento de imágenes y mapas.

La insolación fue calculada a través del paquete Insola (Laskar, 2004). A través de la relación entre la insolación y el régimen hidrológico del sistema Minchín, analizaremos el desborde del sistema y se estimarán cotas temporales al mismo (Thompson, 1998) Rondeau, 1990; Fornari et al., 2001; Placzek et al., 2006).

2.3.2 Registros en cuevas

También se utilizaron datos de $\delta^{18}\text{O}$ en espeleotemas (formaciones en cuevas) para determinar la relación entre la estratificación en estalagmitas, la insolación local y los niveles de paleo - precipitación. Los datos fueron obtenidos de de la base de datos de dominio público de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) y corresponden al siguiente sitio:

CUEVA DEL DIAMANTE, (6°S, 77W) (Cheng, 2013)

Datos específicos de la muestra:

Name of data set: Northern Peru 250KYr Stalagmite Stable Isotope Data Stable isotope data (d13C and d18O) data from 7 stalagmites collected in caves in northern Peru. STUDY_ID:13836

Los resultados se obtuvieron a partir del cálculo de la insolación con el paquete Insola (Laskar, 2004) y el procesamiento de los datos principalmente con rutinas implementadas en MATLAB[®]

2.3.4. Marte

Las imágenes de Marte utilizadas en esta Tesis fueron obtenidas de la base de datos de HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment), que orbita Marte a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter desde 2006. Esta cámara es capaz de tomar imágenes estereográficas, de manera de realizar medidas topográficas a pequeña escala, para mostrar procesos específicos en superficie. HiRISE puede muestrear el suelo marciano con una resolución de 90 cm (30 cm/px). Otra característica es la capacidad de tomar imágenes de alta resolución en un amplio rango del espectro, lo cual es relevante para distinguir diferencias en la composición de capas en sedimentos y en el caso de los depósitos polares, observar estratigrafía en el orden de metros (McEwen et al., 2007, y referencias allí contenidas). Hay dos aspectos a tener en cuenta, en primer lugar que en los datos de las imágenes normalmente no contienen información topográfica, por lo cual debe seleccionarse un par estereográfico de imágenes y junto con los datos del Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) construir la imagen en tres dimensiones.

El Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) es un instrumento a bordo de la misión Mars Global Surveyor, lanzada en 1996, que analiza medidas de topografía, rugosidad y reflectividad de Marte, con una precisión en el sentido vertical del orden de 1 m. A partir de sus observaciones, se pueden construir grillas topográficas de $1/64^\circ$ en latitud por $1/32^\circ$ en longitud, lo cual equivale en el ecuador marciano a un área de $1 \times 2 \text{ km}^2$ (Smith et al., 2001 y referencias allí contenidas).

Una vez seleccionadas las imágenes de la base de datos de HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment (McEwen et al., 2007) debe construirse una imagen topográfica ‘**dem**’ (digital elevation model) a partir de un par estereográfico de imágenes y datos de MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter). Luego se considera para el análisis la imagen topográfica construida y una de las imágenes RGB que se utilizó para construirla.

En Marte estudiaremos dos estructuras sedimentarias de Arabia Terra (Cráter Schiaparelli) y una región de acceso restringido de HiRISE (Cráter sin identificación, Lat: 2° 16, Long, 8° 54’) y compararemos los resultados con el estudio de secuencias extensas de capas de hielo en el Polo Norte marciano (North Layer Polar Deposits o NLPD).

Las imágenes seleccionadas fueron:

Cráter Schiaparelli (Lat: 3°, Long: 13.9°),

Zona cercana al Cráter Becquerel (cráter sin identificación, Lat: 2°, Long, 8°)

Zona en los los North Layered Polar Deposits o NLPD (Lat: 84°, Long: 34°)

En el caso de las capas sedimentarias en los cráteres determinar el espesor de las capas, es necesario determinar que se encuentren horizontales unas respecto a otras. Esto permite posteriormente tomar transectos topográficos que vinculados con la insolación dan restricciones temporales a los tiempos de depositación (y eventualmente las edades).

Para determinar el espesor de las capas sedimentarias en Marte se utilizó el software ORION® Version 2.4 para Windows. Con este programa se determinaron ángulos entre las capas y sus pendientes.

Con el Software ORION, una vez que tenemos la imagen topográfica, se presiona el mouse marcando tantos puntos como se considere necesario en una potencial capa continua. ORION determina el plano de mejor ajuste para esos puntos y determina los valores de ‘dip’ y ‘strike’ (explicados en la figura 5.4.4).

Este procedimiento se realiza para cada una de las capas que encontramos en la zona de interés y de esa forma determina el ángulo que forman entre ellas (Figura 2.3.4.1)

Para Marte consideramos que un grupo de capas están horizontales si el ángulo encontrado no supera los 5°.

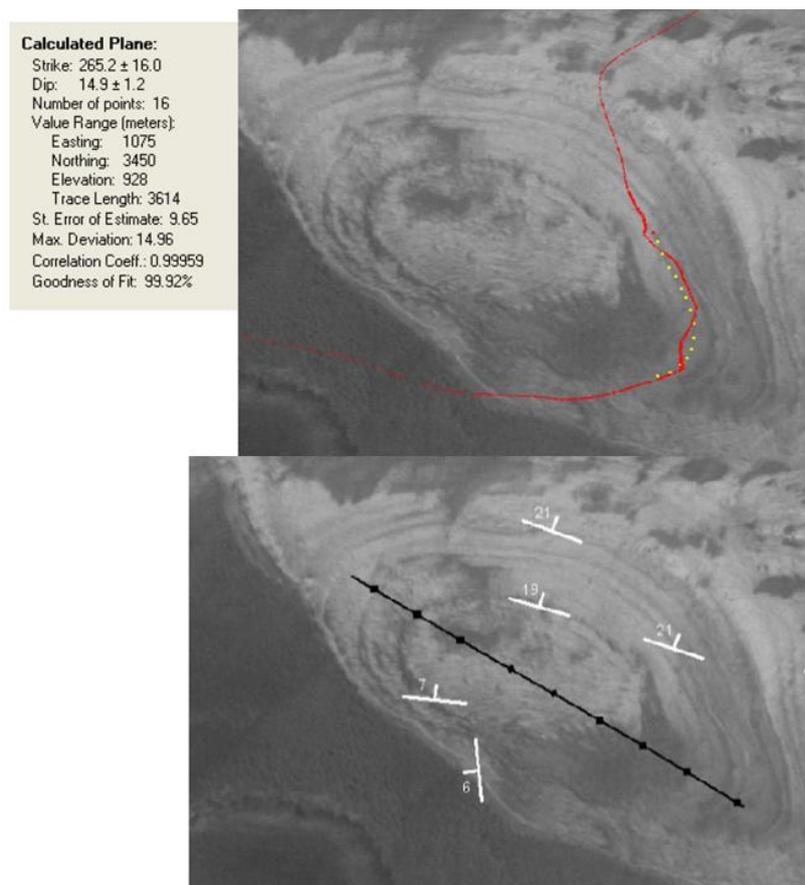


Figura 2.3.4.1 Ejemplo ilustrativo de los resultados que se obtienen con los procedimientos explicados anteriormente. Fuente: ORION Tutorial.

2.4. Validación de nuestro modelo

Existen varios métodos para llevar a cabo el análisis frecuencial de datos equiespaciados, de los cuales probablemente el más conocido sea la FFT. Sin embargo, esta técnica tiene la limitación de evaluar el espectro solamente en frecuencias específicas. El fundamento matemático consiste en proyectar la serie temporal en una base ortonormal definida por $N/2$ frecuencias, donde N es el número total de datos. Como no es una transformación continua, no puede considerarse un método seguro para la obtención de frecuencias reales. Por esta razón decidimos implementar en MATLAB una rutina que toma los registros proxies (edad de la muestra, datos correspondientes), los interpola, los filtra y realiza el análisis frecuencial de acuerdo a la implementación de la Transformada de Fourier. Los resultados fueron comparados y confirmados a través de la técnica de periodogramas de Lomb (1976)

Tomando como ejemplo el caso de la excentricidad, la figura 2.4.1 muestra una mayor variación en la excentricidad que la sugerida por un simple patrón sinusoidal, tal como se muestra en Milankovitch (1941) y esquematizada en la figura 1.2.1 b) de este trabajo. Tal como se esperaba, el período de 100000 años está representado por la línea de mayor amplitud y menor dispersión. Aparece otro período de 400000 años (que coincide con los resultados de Berger, 1977, pero con una amplitud menor) y que todavía es una cuestión abierta en la comunidad científica, aunque recientemente proxies con ese período han sido identificados en lechos de lagos profundos (Newark Basin Coring Project; Olsen y Kent, 1996).

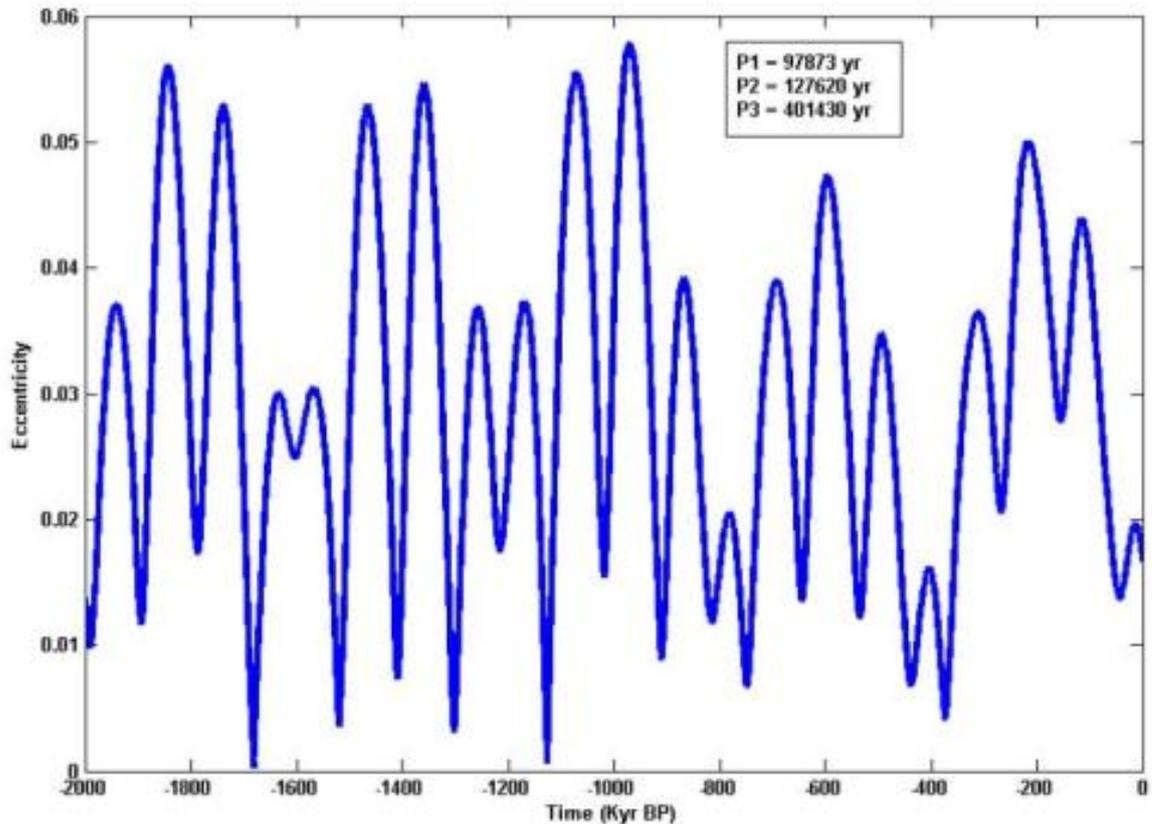


Figura 2.4.1 Excentricidad vs tiempo para el Cuaternario (últimos 2 millones de años). Los periodos obtenidos para este parámetro orbital son: P1= 97873 miles de años, P2 = 127620 miles de años, P3 = 401430 miles de años.

Analizando la gráfica 2.4.1 se puede demostrar que, si se tiene en cuenta solamente los intervalos de picos menos espaciados, se obtiene el período de 100000 años, pero el período de 400000 años no es tan evidente.

Por otra parte, modelos numéricos anteriores muestran correlación entre el comportamiento de las variables astronómicas asociadas a la Teoría de Milankovitch, normalmente evaluadas a 65°N de latitud, con proxies tomados a diferentes latitudes, lo que determina imprecisiones y la necesidad de hipótesis *ad hoc* para explicar discrepancias en los resultados (por ejemplo, Petit et al., 1999).

Nuestro modelo se basa en correlacionar registros proxies con la latitud correspondiente al lugar donde fueron tomadas las muestras y a partir del

comportamiento de la insolación y los registros determinar las respuestas del sistema particular. También es relevante el momento del año adecuado para el cálculo de la insolación, para lo cual se elige como parámetro de entrada del software diferentes posiciones de la Tierra en su órbita, que dan diferentes valores a la longitud media (definida como un ángulo imaginario descrito por la Tierra a velocidad constante y proporcional al tiempo).

En la figura 2.4.2, se muestran tres gráficas de la evolución de $\delta^{18}\text{O}$ en hielo tomados en EPICA Dronning Maud Land (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members, 2010). En a) los registros son comparados con la insolación calculada para la latitud del sitio (68°S) en el comienzo de la primavera austral, b) los registros son comparados con la insolación calculada para la latitud del sitio (68°S) pero un mes después de esa fecha y c) los registros son comparados con la insolación calculada para la latitud 65°N en el comienzo del verano boreal, según el criterio de cálculo de la insolación de Petit et al., (1999).

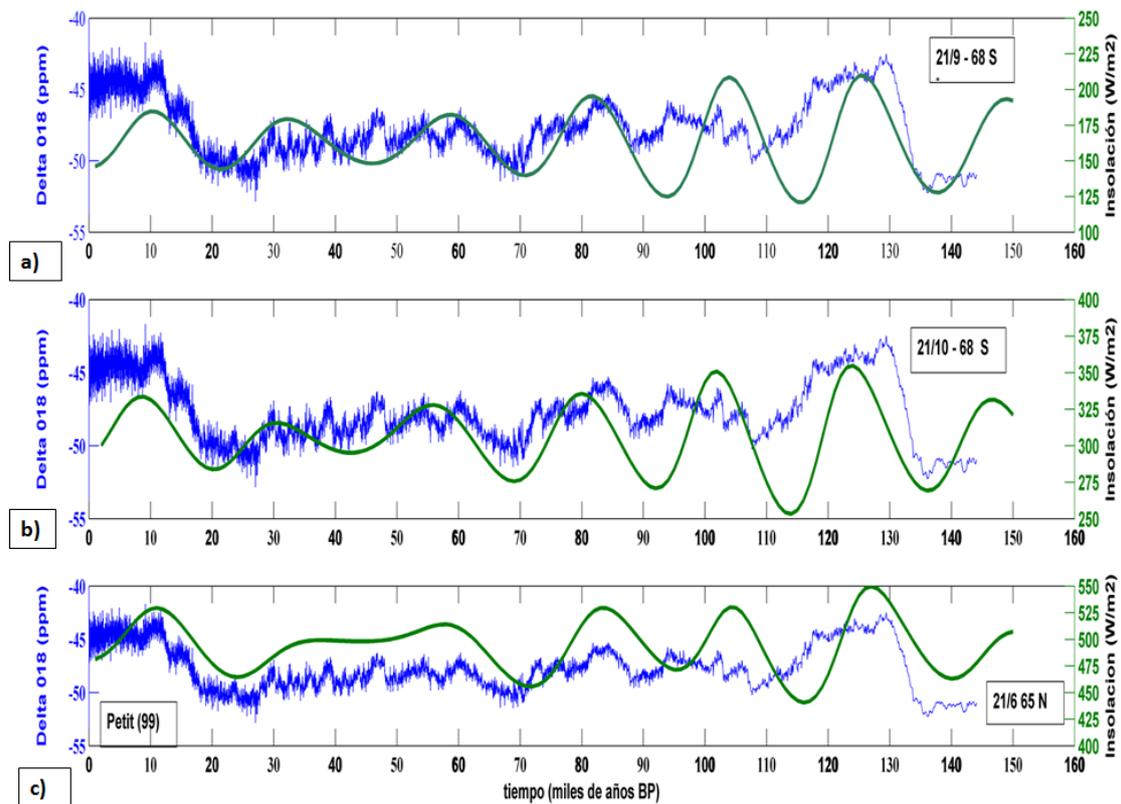
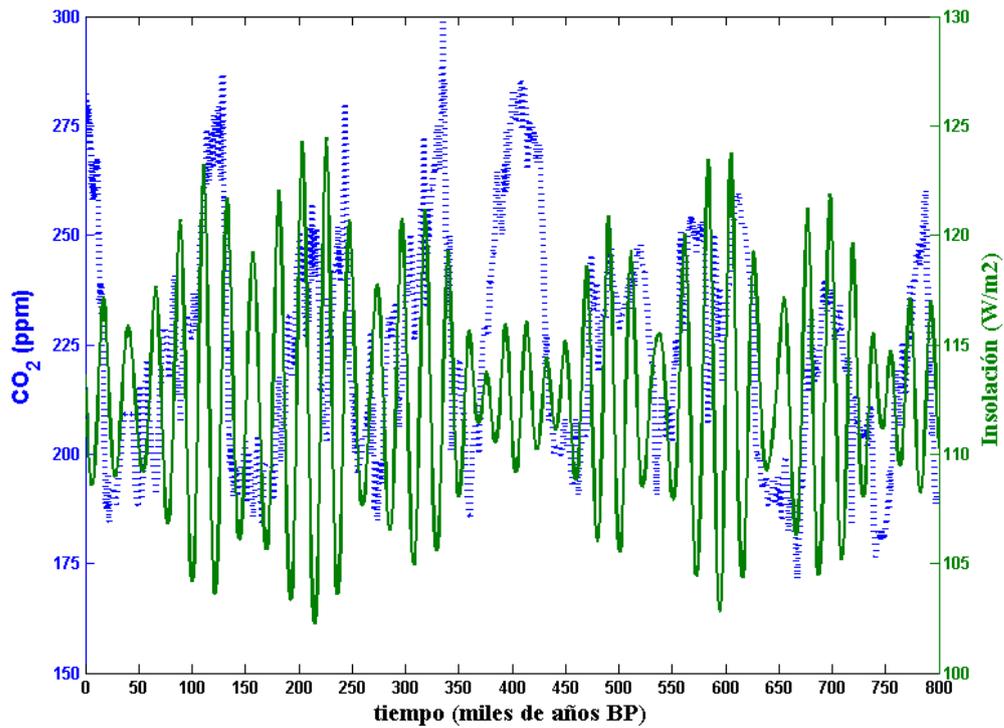
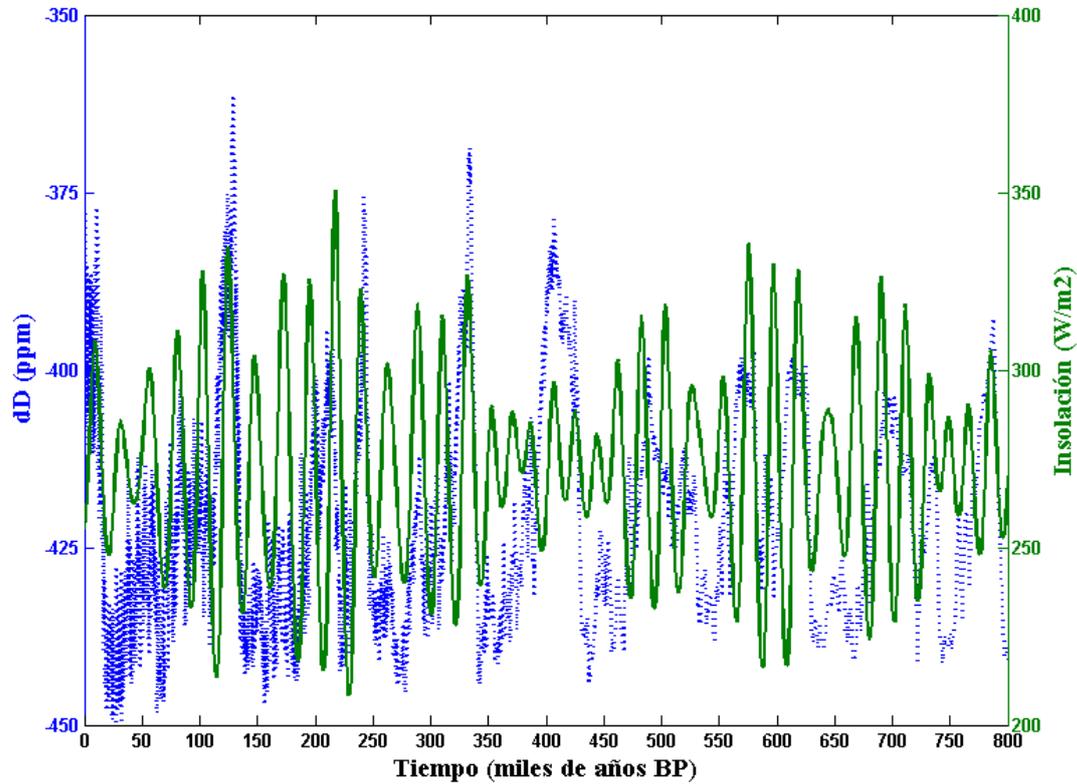
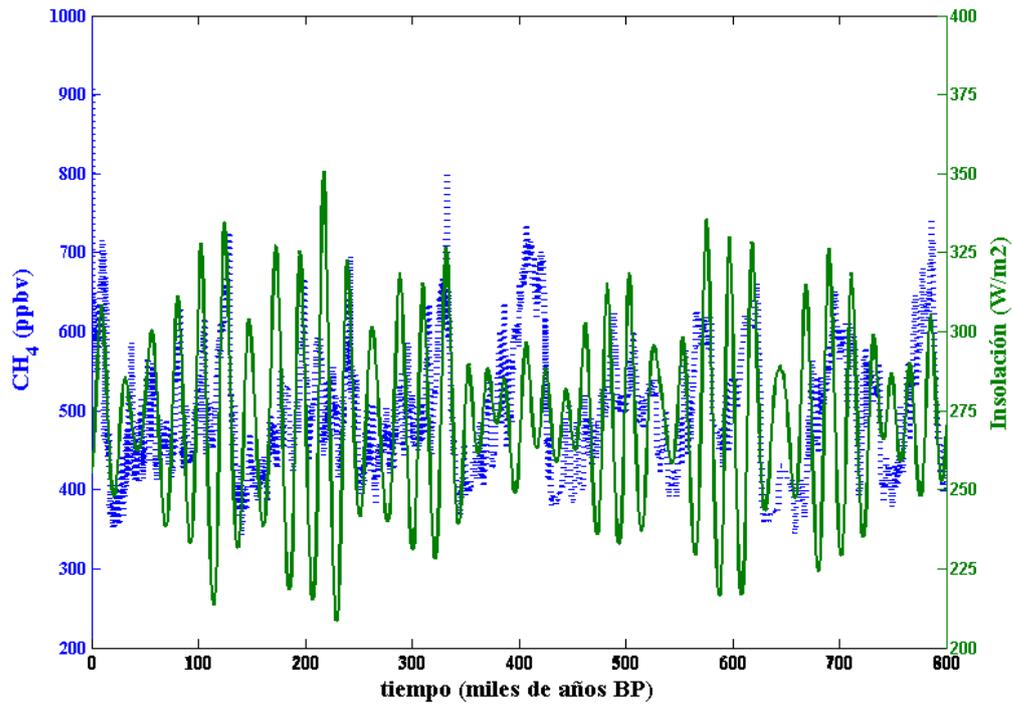


Figura 2.4.2. Insolación contra tiempo, calculada para la latitud de EPICA Dronning Maud Land (68°S) y registros de δO^{18} en hielo tomados en ese sitio (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members 2010): a) para el comienzo de la primavera austral b) un mes después del comienzo de la primavera austral c) insolación contra tiempo, calculada para 65°N en el comienzo del verano boreal (Petit,1999) y registros de δO^{18} en hielo tomados en EPICA Dronning Maud Land (68°S) (Bazin et al, 2013; EPICA Community Members, 2010). La serie temporal de los proxies no fue suavizada ni filtrada.

Lo que se intenta demostrar en esta figura es que existe un mejor ajuste de la curva de la insolación cuando ésta se calcula para la latitud donde fueron tomados los registros proxies (Fig 4.2.2 a) y b) comparada con c)).

Por otra parte, En la Figura 2.4.3, se muestra la relación entre la insolación para 75°S, calculada para la estación óptima (primavera austral) y los registros proxies de CO₂, CH₄, D y δ¹⁸O (hielo) tomados de la base de datos de NOAA detallada en 2.2. Exceptuando el período alrededor de los 400000 años BP, hay coincidencia entre la insolación y el comportamiento esperado para los registros.





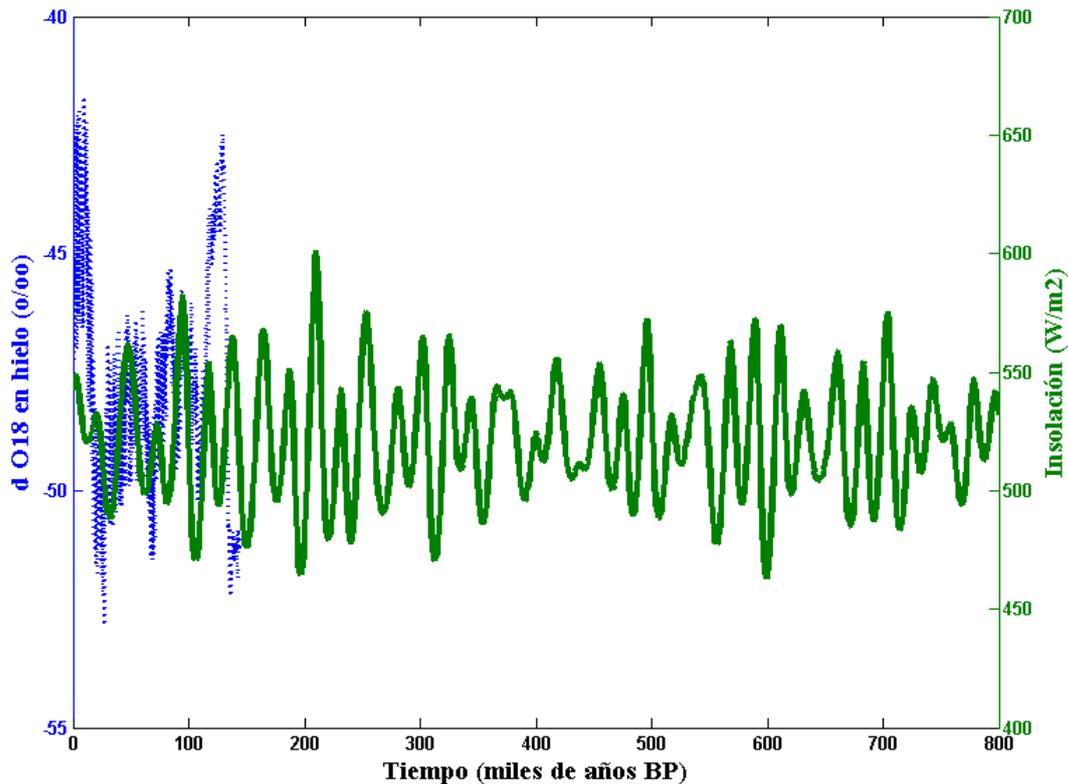


Figura 2.4.3. Insolación para 75°S calculada para el comienzo de la primavera austral vs tiempo y comparada con diferentes proxies tomados a esa latitud. CO₂ (Luthi, 2008); CH₄ (Loulergue, 2008); dD (Deuterio: Jouzel, 2007) y δ¹⁸ O_(hielo) (Bazin, 2013). Todas las concentraciones son respecto a SMOW (Standard Mean Ocean Water)

En relación al análisis espectral de los datos, en la figura 2.4.4 se muestran los resultados de la técnica de tratamiento de los mismos previa a realizar el análisis espectral: a) comportamiento del tiempo en función del número de datos de la serie temporal para una de las muestras de registros proxies, b) la misma serie temporal pero con el tiempo interpolado c) el Δt en función del número de datos, donde se aprecia que para los intervalos de tiempo se incrementan para las edades más antiguas de los registros d) Δt interpolado, notar que los intervalos de tiempo entre dos registros es constante. Al mismo tiempo que se interpola el tiempo, también se han interpolado los datos de los registros.

Cabe destacar que estos resultados se obtuvieron para la muestra de CO₂ (800000 años), pero el mismo comportamiento se observa en todas las series de registros.

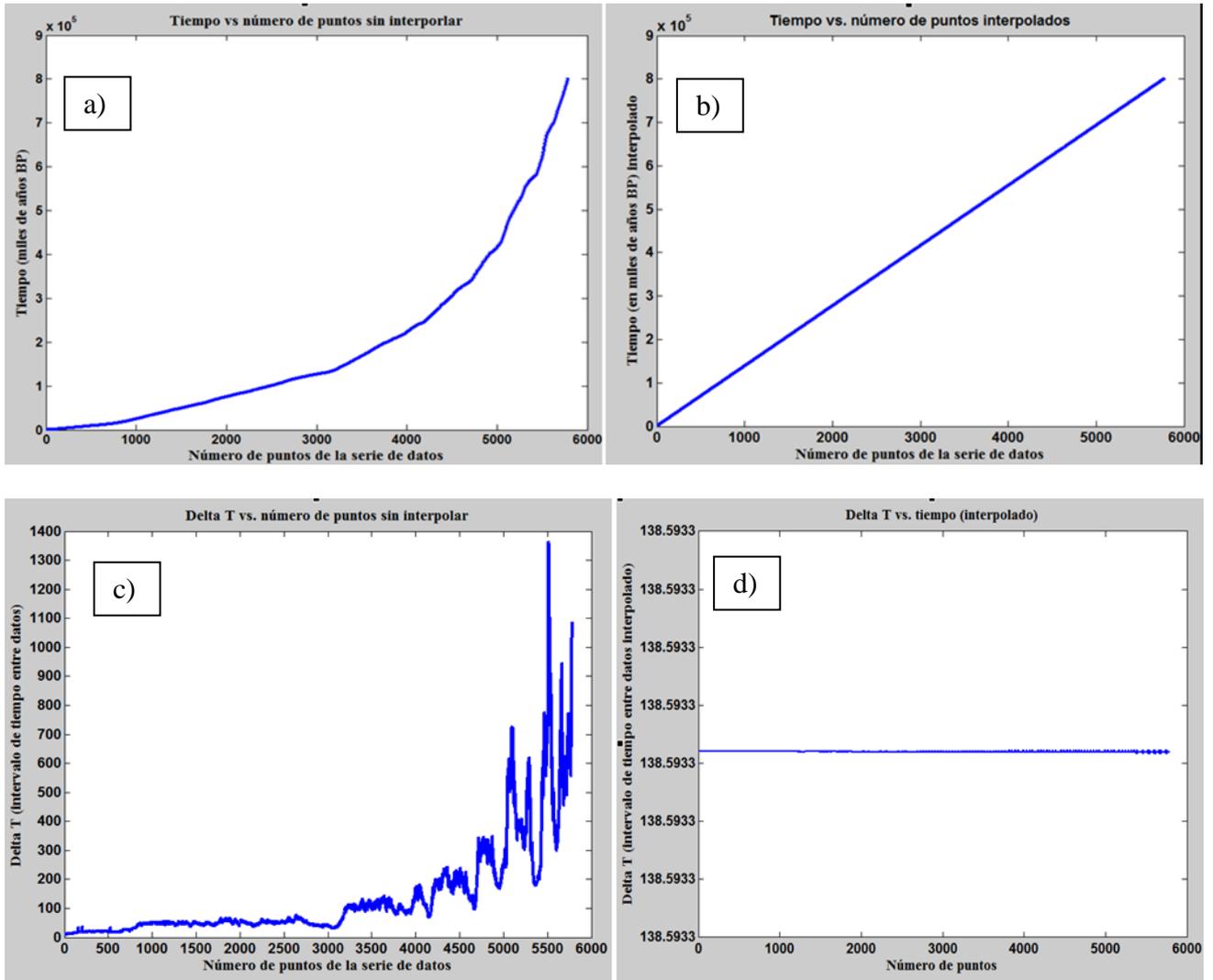
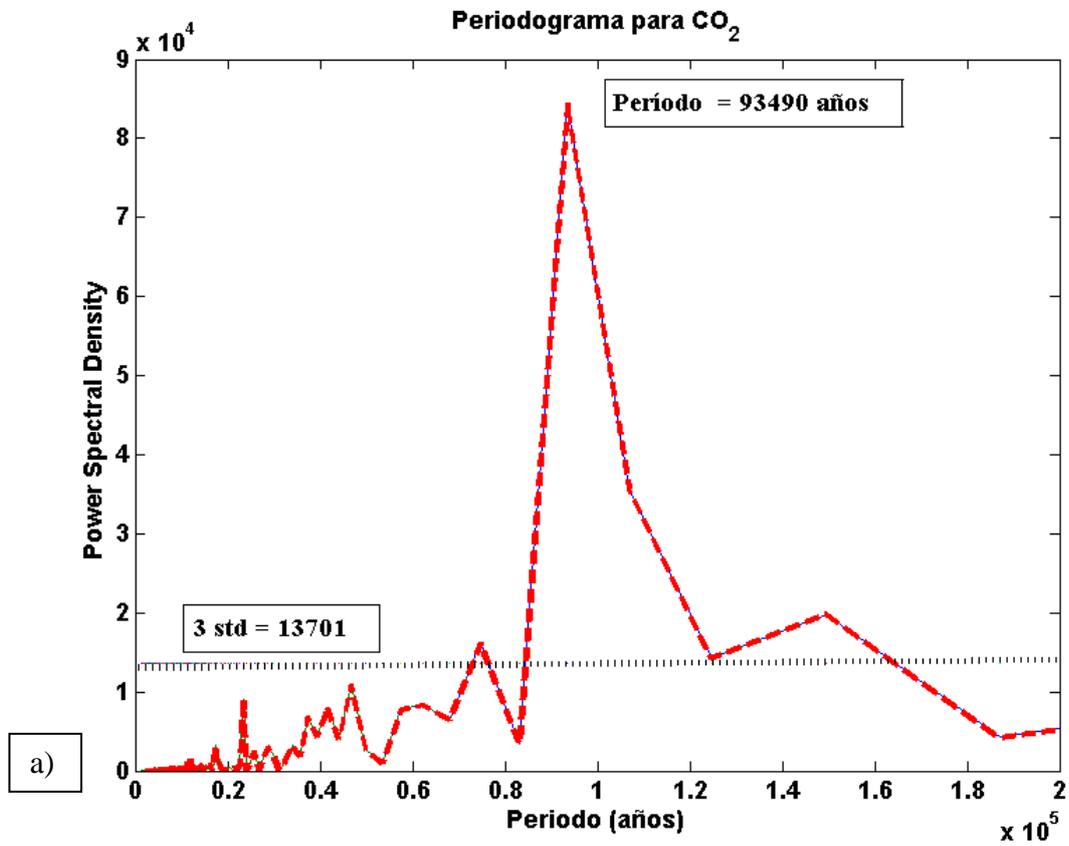


Figura 2.4.4 a) comportamiento del tiempo en función del número de datos de la serie temporal para una de las muestras de registros proxies, b) la misma serie temporal pero con el tiempo interpolado c) el Δt en función del número de datos, d) Δt interpolado.

Cuando se realiza el análisis espectral para CO_2 (*atm*) y temperatura (datos de EPICA Dome C, Jouzel, 2007) se obtienen los periodogramas que se muestran en la figura 2.4.5.



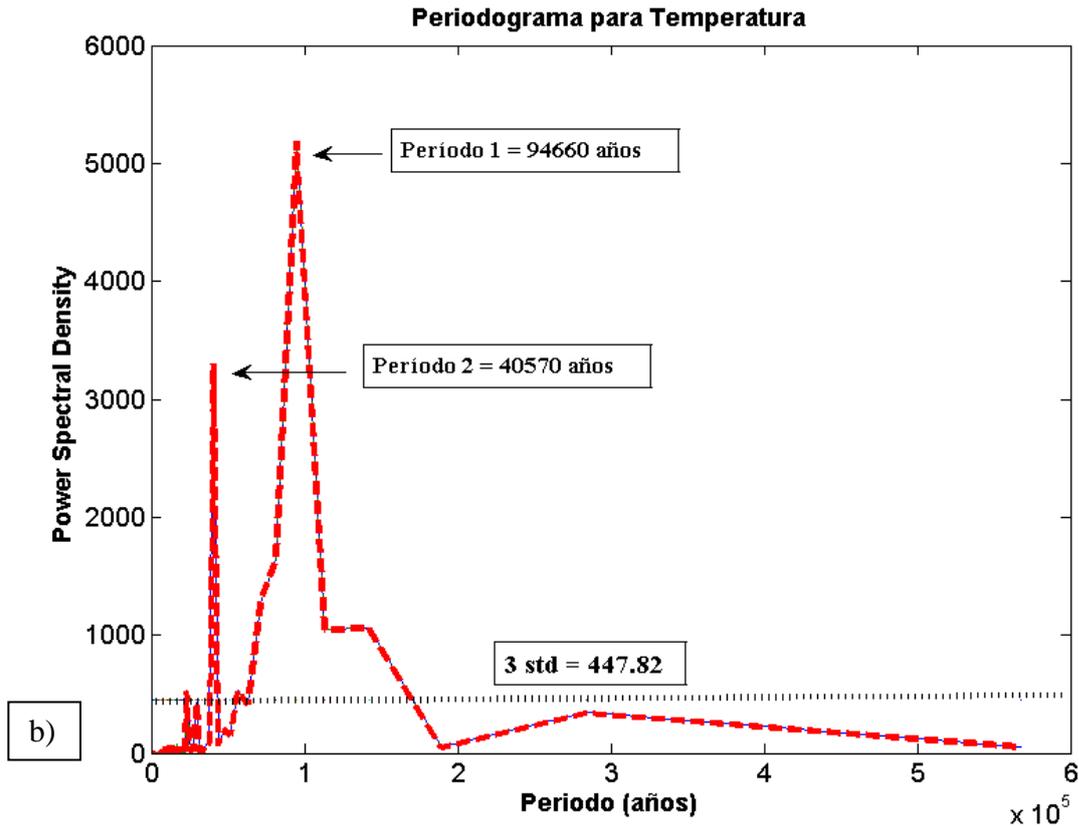


Figura 2.4.5. Periodogramas para: CO₂ (a) y temperatura (b). La línea punteada representa el valor correspondiente a 3σ para los datos de PSD. Los resultados no fueron suavizados ni filtrados.

En los periodogramas para el gas de efecto invernadero CO₂ y la variación de temperatura en Antártida (Fig. 2.4.3), solamente fueron considerados los puntos por encima de 3 veces la desviación estándar (3 std , línea punteada) de los valores de la distribución de densidad de la potencia espectral (PSD por sus siglas en inglés) y que se relaciona con la amplitud de la señal del proxy analizado. Para la temperatura se obtiene un período correspondiente de 94660 años (asociado a la excentricidad) y, con un menor PSD, otro período de 40570 años (asociados a la oblicuidad).

Ambos períodos están muy por encima de los otros picos y de la línea que marca la desviación estándar.

Para el CO₂, la situación es más compleja, ya que aparece un período bien definido, con un alto valor de PSD, de 93490 años (asociado a la excentricidad) y varios valores con PSD mucho menor, pero muy cercanos por encima y por debajo de la línea límite de 3 std.

Las diferencias en los periodogramas puede explicarse por el efecto del dióxido de carbono en la atmósfera. El CO₂ es un gas de efecto invernadero, es decir, a mayor concentración de CO₂ en la atmósfera, mayor es la cantidad de radiación que se retiene en la atmósfera y por lo tanto hay un calentamiento del sistema. Por lo tanto, nuestra sugerencia es que los diversos máximos relativos cercanos a la línea de 3 std, reflejan un comportamiento de retroalimentación positiva, según el cual el forzamiento astronómico determina en ciertos ciclos un aumento de temperatura que induce mayor liberación de CO₂, que a su vez incrementa la temperatura. Una vez que se alcanza cierto umbral, se interrumpe el balance entre las bajas temperaturas y la formación de hielo y se dispara el proceso de deglaciación. Este proceso explicaría un hecho conocido, que es que las glaciaciones tienen un final abrupto, si se lo compara con el tiempo que transcurre para la entrada a una etapa de glaciación. Nuestra propuesta es que la retroalimentación positiva entre el CO₂ y la temperatura no solamente interrumpe la formación de hielo ‘fresco’, sino que podría inducir el derretimiento del hielo ya presente.

Otro aspecto que reafirma esta hipótesis es que el mismo mecanismo puede darse para el metano. Si bien se estima que durante la transición de un periodo glacial a uno interglacial el CO₂ contribuyó con aproximadamente 2 W/m² y el CH₄ con 0.3 W/m² de forzamiento radiativo (Medina Elizalde, comunicación personal) el CH₄ es un gas de invernadero 23 veces más potente que el CO₂ (Muller y Mc Donald, 2002) por lo cual una emisión menor del mismo podría tener efectos de calentamiento más importantes que los señalados.

Cabe recordar que los proxies fueron obtenidos a una latitud entre 68 °S y 78°S y la insolación fue calculada para esa latitud, habiendo elegido la mejor fecha del año para su cálculo. Si tenemos en cuenta los potenciales efectos del CO₂ y el CH₄ y analizamos la concordancia de su evolución con la insolación (Figura 2.4.4) se vuelve trascendente la importancia del Hemisferio Sur *per se* y no solamente como una fuente de datos sobre la variación climática global (Jouzel et al., 2007).

En la figura 2.4.6 realizamos un análisis wavelet para el CO₂ cuyo periodograma se muestra en la figura 2.4.5. El intervalo de tiempo (Δt) interpolado tiene un valor de 1427.94 años. El color rojo que se encuentra dentro del cono de influencia determina las frecuencias predominantes. Es notorio que esto se da para un valor de '*x*' centrado en 240 y de '*y*' de 6.7. Como los valores del eje de abscisas está en función del Δt , el valor en la serie temporal para el CO₂ en que se detecta la frecuencia dominante es $240 \times 1427.94 = 349906$ años. Para determinar el período debemos considerar que el eje de las ordenadas está en escala logarítmica en base 2, por lo cual el período es $2^{6.7} = 103968$ años. Por lo tanto confirmamos que desde aproximadamente 400000 años al presente el período más relevante más relevante está asociado a 100000 años, y por lo tanto a la excentricidad.

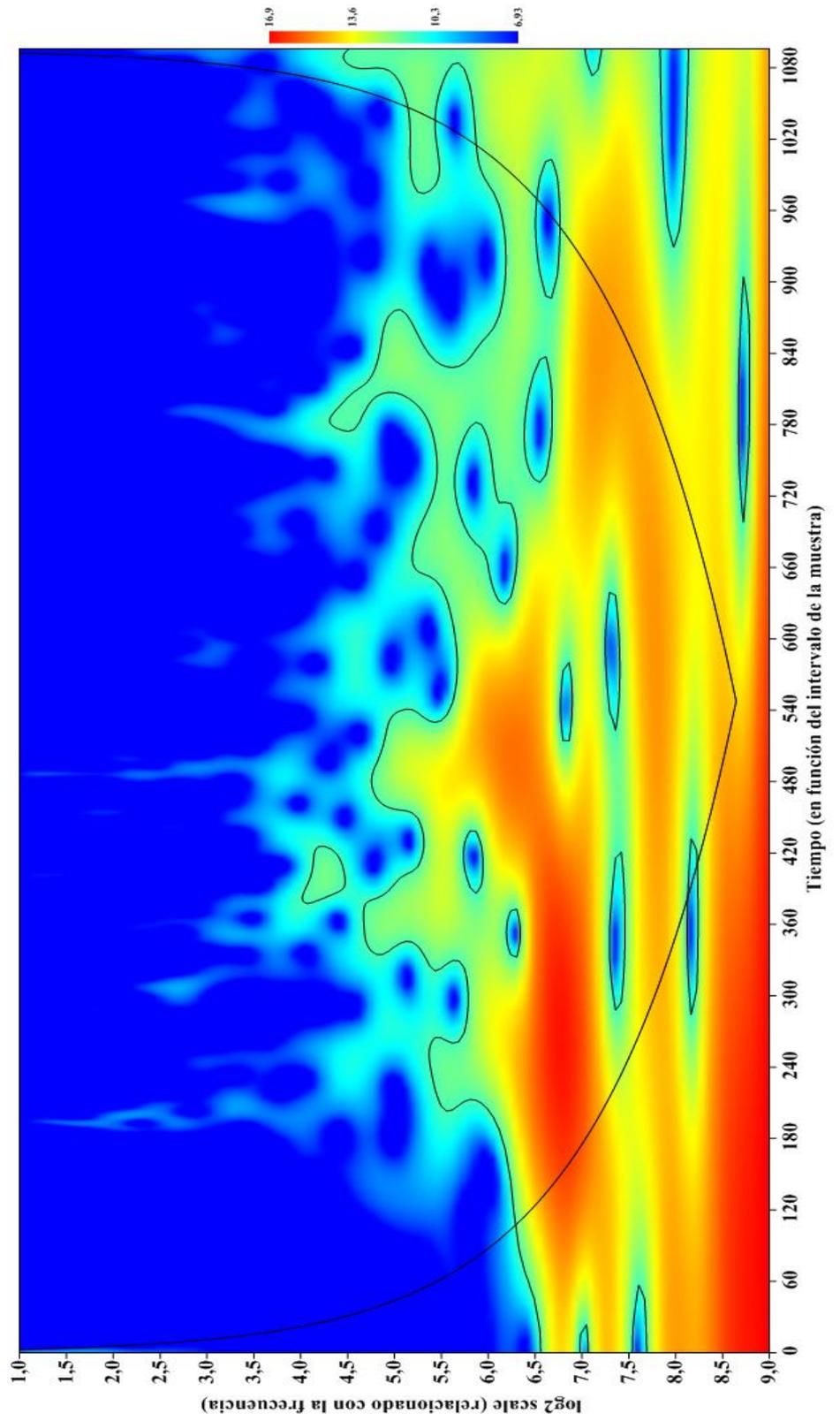


Figura 2.4.6. Análisis wavelet para el CO₂.

CAPÍTULO 3:

PALEOLAGOS Y EL ESTUARIO DEL PLATA.

‘El mapa no es el territorio’

Alfred Korzybski

Science and Sanity, 1950

3.1. Introducción

Como consecuencia de la baja disponibilidad de agua circulante en la atmósfera, durante los intervalos fríos de los ciclos de Milankovitch, muchas regiones de nuestro planeta tuvieron regímenes más secos que los actuales. Por ejemplo, el paleoambiente de las áreas cercanas al actual Río de la Plata, han sido consideradas en un trabajo clásico de Iriondo y García (1993) como mucho más secas y ligeramente más frías durante el último máximo glacial (de aquí en más LGM, por sus siglas en inglés). El nivel de precipitaciones obtenido por estos autores fue del orden de 350 mm y las temperaturas entre 2.5–3°C por debajo del registro actual, además de un marcado contraste estacional. Aunque estudios recientes proponen un escenario aún más complejo (Garreaud et al., 2007; Zech et al., 2009; Heil et al., 2010), la aproximación general es válida para nuestros propósitos.

Por otra parte, el grupo de megamamíferos que se encontraba distribuido en la región en esa época incluye hasta 12 especies con masas para los adultos del orden de una tonelada o más (Fariña et al., 2013). El propio Darwin (1836) quedó asombrado por tal biodiversidad de megamamíferos y tituló el capítulo V de su Diario de Viaje del Beagle “*Large animals do not require luxuriant vegetation*”, en el cual comentó que la asociación entre animales gigantes y gran forestación no fue siempre necesaria: “*yet in*

former days, numerous large animals were supported on the plains now covered by a thin and scanty vegetation”.

La percepción de Darwin fue más tarde evaluada con modernas herramientas como la energética y la paleoecología (Fariña 1996). A partir de esos enfoques, se concluyó que las precipitaciones inferidas deben de haber sido insuficientes para producir una productividad primaria suficientemente alta como para sustentar tantos mamíferos de gran tamaño (McNaughton et al., 1989)

Aquí proponemos una posible fuente de agua, proveniente del drenaje de un sistema de paleolagos en la región del Altiplano (Thompson, 1998).

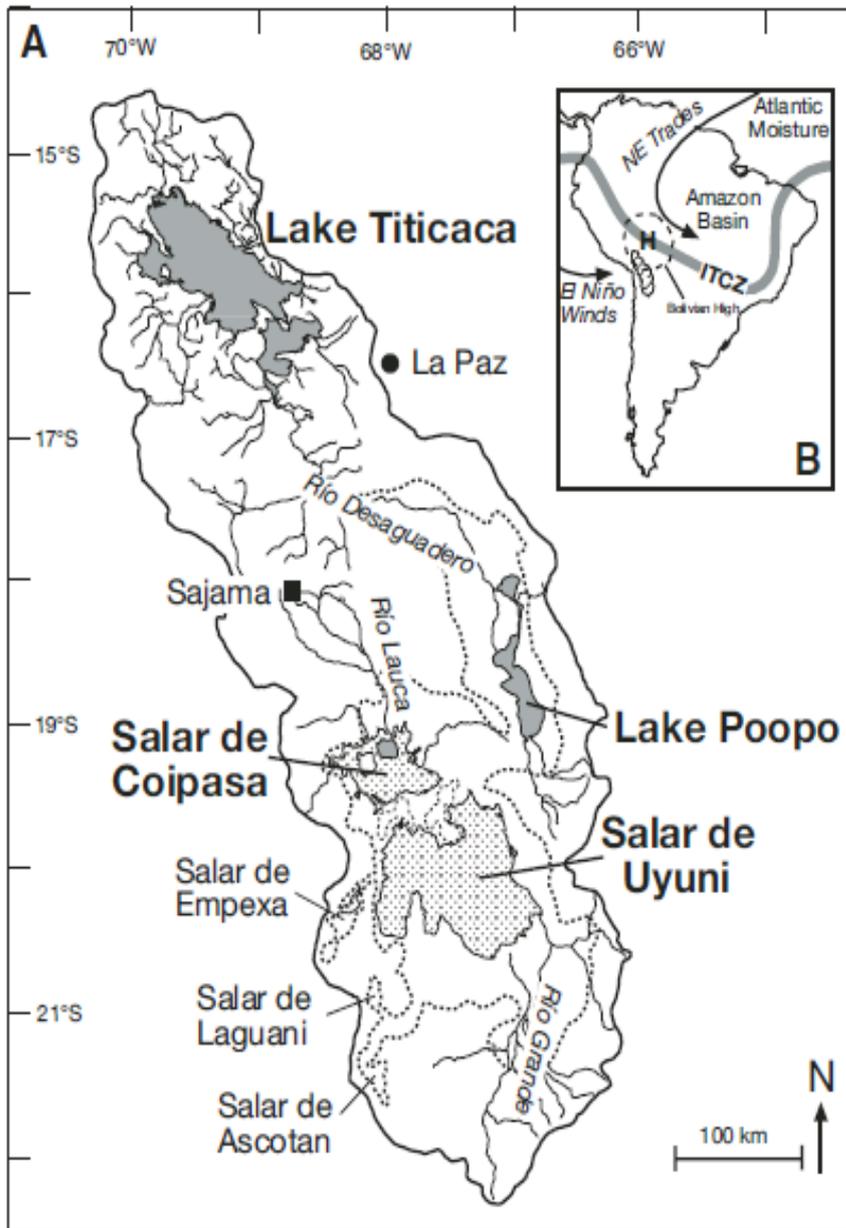
3.2 Paleolagos

El sistema Minchin de paleolagos en el altiplano andino, fue reconstruido como una cuenca de desborde de casi 200.000 km² de extensión, ubicada entre la cordillera andina Occidental y Oriental, a una altura promedio de 3800 metros sobre el nivel del mar (de aquí en más m.s.n.m). Hoy en día, el Lago Titicaca se encuentra en el Altiplano norte a 3812 m.s.n.m., con un área de 8372 km², una profundidad de 281 m y una cuenca de 56.270 km². En la zona sur del Altiplano, conectado con el Río Titicaca por el Río Desaguadero, se encuentra el Lago Poopó (3686 m.s.n.m., 3191 km² de área, 3 m de profundidad y 27,700 km² de cuenca). Actualmente toda la región sur es un área seca que contiene muy pocos cuerpos de agua, como por ejemplo el Lago Poopó, y se caracteriza por dos salares enormes: Coipasa (3657 m.s.n.m., 2218 km² de área) y Uyuni (3663 m.s.n.m., 10582 km² de área) (Fig. 3.2.1)

Sin embargo, se ha propuesto que en el pasado grandes extensiones de lagos ocupaban la región altiplánica entre los 15° y los 23° de latitud sur (Minchin, 1882; Steinmann et al., 1904; Servant and Fontes, 1978; Blodgett et al., 1997; Argollo and

Mourguiart, 2000; Placzek et al., 2006, 2011, 2013). Los primeros intentos para fechar estos paleolagos son de Servant y Fontes (1978).

En este trabajo, analizaremos la evidencia geológica y reconstruiremos el paleolago utilizando procedimientos digitales, con especial énfasis en evaluar la posibilidad de un drenaje sustancial hacia la cuenca del Río Pilcomayo, y desde allí a la cuenca del Río Paraná. La misión Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) utiliza dos antenas de radar para obtener datos interferométricos que poseen una resolución topográfica digital de 1 segundo de arco. Aquí se utilizan datos de altura para generar mapas digitales de alta resolución adaptados a la región de interés.



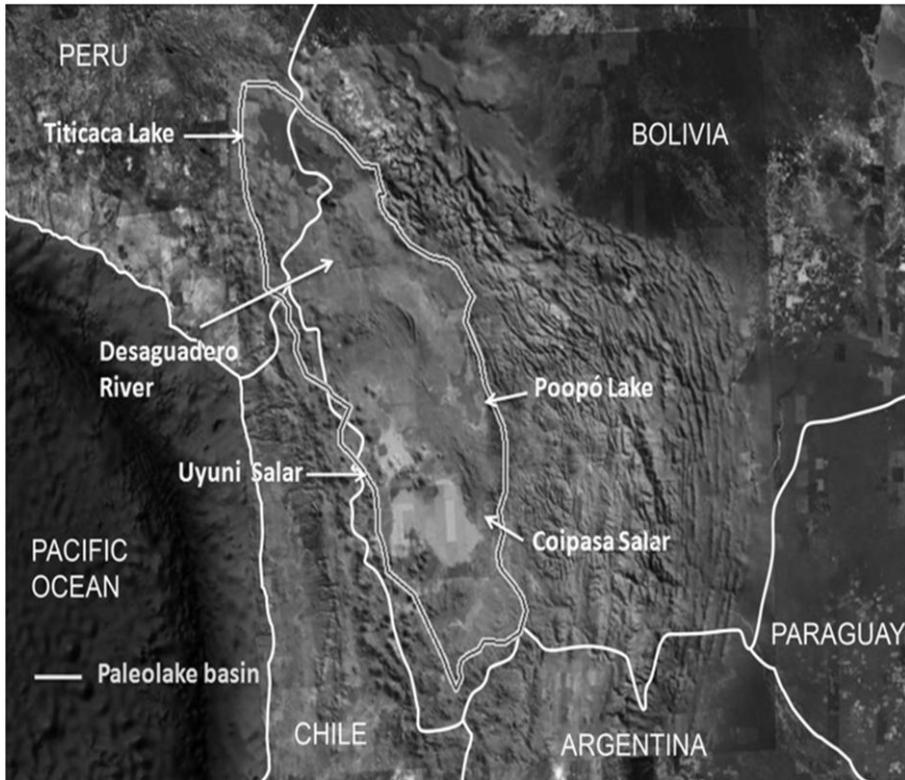
C

Figura 3.2.1. (a) Estructuras que componen la cuenca de Minchin donde se señalan el Lago Titicaca, el Rio Desaguadero, el lago Poopó y los salares de Uyuni y Coipasa, con escala y georeferenciados. Se marcan las fronteras de los países actuales de la región. B) Relación del sistema con la zona de convergencia intertropical (ICZT) (Placzek, 2011) c) Cuenca del lago Minchin delimitada por líneas dobles sobre el mapa topográfico de la región y los límites de los países actuales de la región (este trabajo)

El estudio de la razón isotópica del oxígeno $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ice}}$) y polvo insoluble obtenido a partir de muestras de hielo del Desierto de Sajama por Thompson (1998) dan restricciones temporales de alrededor de 30000 años antes del presente para la existencia del paleolago Minchin, denominado así en honor al ingeniero y geógrafo británico John B. Minchin (Minchin, 1882; Steinmann et al., 1904. Por otra parte, las líneas de depósito con incrustaciones de carbonatos datadas con el método de ^{14}C y U/Th dan edades más antiguas, entre 44–34 y 68–72 mil años antes del presente (Rondeau, 1990; Fornari et al., 2001; Placzek et al., 2006). Paleolagos más antiguos

también se han descrito como la sucesión de una serie compleja de ciclos máximos de cuencas, llamados Mataro, Cabana y Ballivián (Servant y Fontes, 1978; Lavenu et al., 1984). Recientemente, varios ciclos con diferentes configuraciones de los lagos han sido reconocidos desde el último período glacial (Lavenu et al., 1984; Mourguiart et al., 1997; Sylvestre et al., 1999; Placzek et al., 2006, 2013): ciclo de máxima cuenca del Lago Ouki/Salinas (entre 125 y 80 mil años antes del presente), ciclo de máxima cuenca del Lago Inca Huasi (alrededor de 46 mil años antes del presente), ciclo de máxima cuenca del Lago Sajsi (entre 24 y 20 mil años antes del presente), ciclo de máxima cuenca del Lago Tauca (entre 18 y 14 mil años antes del presente) y ciclo de máxima cuenca del Lago Coipasa (entre 12.8 y 11 mil años antes del presente). Placzek (2006) propone que la nomenclatura del sistema de paleolagos debe ser revisada y que el nombre Minchin es obsoleto y ha sido usado para la descripción de diversos ciclos o superposición de los mismos, incluso con significados diferentes o contradictorios. En nuestro caso, decidimos mantener ese nombre, en honor al descubridor del mayor paleolago en todo su conjunto, el cual incluye la cuenca del Titicaca al norte, las cuencas conjuntas de Poopó-Coipasa-Uyuni al sur y la cuenca del Río Desaguadero que conecta ambas regiones, bajo la hipótesis de que esos cuerpos de agua (actuales y pasados) funcionaron y aún funcionan como un sistema (Fig. 3.2.2).

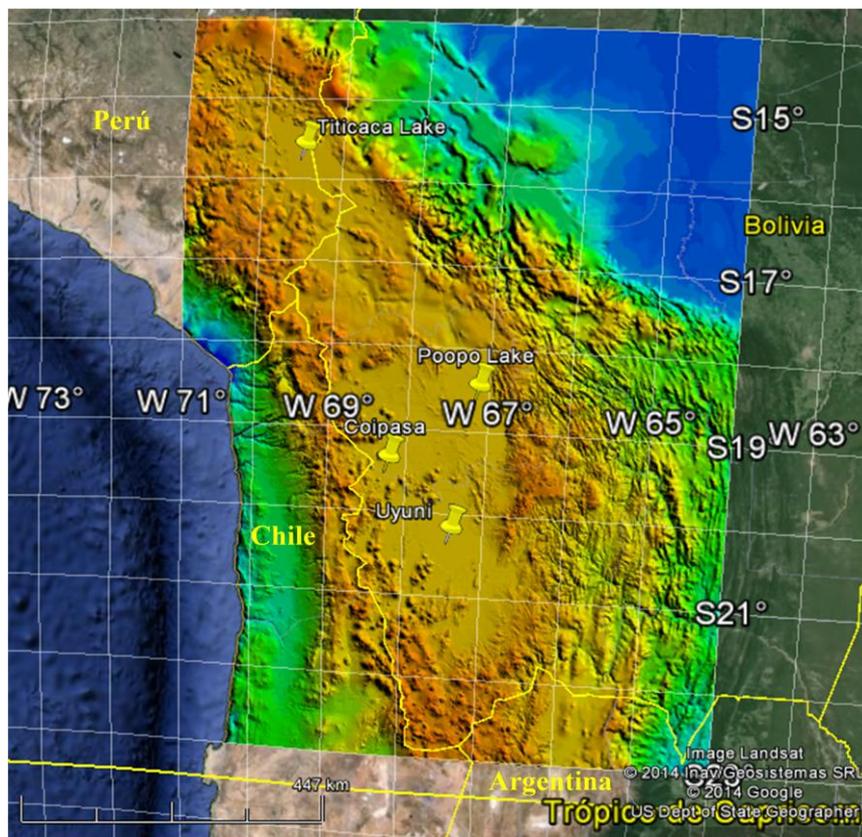
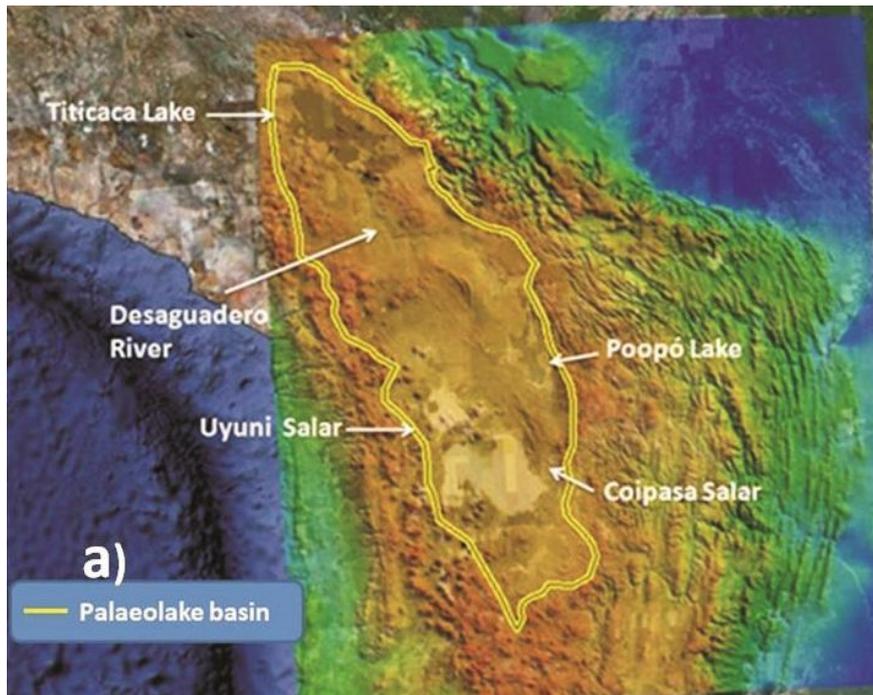


Figura 3.2.2. (a) Cuenca de Minchin, definida de acuerdo a Thompson et al. (1998), y construída en capas geográficas (Google Earth) + topográficas (base de datos SRTM3 procesadas con Global Mapper) (b) La misma región, pero georeferenciada.

En efecto, debido a los efectos asociados del incremento de precipitaciones, descenso de la temperatura y procesos de deshielo en los glaciares (Blodgett et al., 1997), el Lago Titicaca se desbordó varias veces en el Pleistoceno tardío, volcando sus aguas en el Lago Poopó, que a su vez inundó lo que hoy son los salares de Coipasa y Uyuni (Baker et al., 2001). Este fenómeno ha llegado a ocurrir en la actualidad, pero a una escala mucho menor (Roche et al., 1991). Estos cambios en el área y el volumen de los lagos se relacionan con cambios climáticos, para el cual en nuestro trabajo señalamos al forzamiento astronómico como la causa principal en, al menos, los últimos 50000 años.

3.3. Insolación en los Andes

El verano austral es la estación de máximas precipitaciones en los Andes; el 75% de las lluvias anuales se concentra en el período diciembre – marzo. Temporadas húmedas y secas en esta región en los últimos 50000 años están en fase con máximos y mínimos de insolación local respectivamente, particularmente cuando el parámetro dominante del forzamiento astronómico es el ciclo de 23000 años de la precesión climática (Baker et al., 2001).

La variación en la insolación controla el sistema climático de esa área, conocido como ‘South American Summer Monsoon’, un sistema atmosférico regido por un contraste de presión atmosférica, que se genera en las regiones intertropicales debido a que el continente se calienta (y enfría) más rápido que el agua oceánica en el Atlántico (Liebmann y Mechoso, 2011). Durante el verano, en condiciones de máxima insolación en el Altiplano, el aire sobre el continente se eleva, generando un área de baja presión. Para mantener el equilibrio en la presión, como la dirección del viento va desde zonas de alta presión a zonas de baja presión, un viento fuerte sopla desde el océano durante el verano en el Hemisferio Sur, es decir, desde diciembre hasta marzo. La lluvia se

produce por el aire húmedo asociado a la masa de aire oceánica, que se eleva y se enfría al encontrar las montañas y es reforzada por la fuente de humedad que proviene del Océano Atlántico cubriendo toda la región amazónica, y es transferida al Altiplano.

Algunos autores sugieren que la temperatura de superficie de mar (SST por sus siglas en inglés) del Atlántico Norte puede influenciar la región tropical del hemisferio sur y que este puede ser el mecanismo dominante que determinó el paleoclima de la región durante el Pleistoceno tardío (Cruz, 2005; Blard et al., 2009) La zona de convergencia intertropical (ITCZ por sus siglas en inglés) es un cinturón de baja presión y precipitación asociada, que se distribuye alrededor del ecuador terrestre. Está formado, como su nombre indica, por la convergencia de aire cálido y húmedo de latitudes al norte y al sur del ecuador.

Por ejemplo, Blard (2009) sugirió que durante el episodio Tauca (18-24 ka AP), la temperatura era 6 o 7 °C menor que la actual, mientras que la humedad fue entre 1.5 y 3 veces mayor que hoy. Estos valores de temperatura y precipitaciones son concordantes con los de la SST del Atlántico Tropical y con la posición más al Sur de la ITCZ en el intervalo de tiempo entre 17 y 12 mil años antes del presente (Blard (2009). En base a dataciones por los métodos de ^{14}C y $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, Silvestre et al. (1999) identificaron las fases de los lagos Tauca (13000–12000 años antes del presente) y Coipasa (9500–8500 años antes del presente) como eventos hidrológicos significativos en los Andes tropicales australes. Interpretaciones anteriores tienden a atribuir los niveles máximos de los lagos al deshielo que se genera cuando los glaciares se retraen (Servant y Fontes, 1978) o al nivel de precipitaciones más alto que en la actualidad (Hastenrath y Kutzbach, 1985). La primera de las hipótesis actualmente se considera menos acertada dado que Clayton y Clapperton (1997) demostraron que un avance glaciar local coincidió con un máximo en el nivel del paleolago Tauca a 13300 ^{14}C años

antes del presente. Por lo tanto, en esta tesis no consideraremos el desborde de los lagos como una consecuencia solamente del deshielo glaciar.

Mourguiart (2003) propone que durante la estación húmeda, el nivel de precipitaciones se relaciona con el hecho que la ITCZ se encuentra en su posición más al Sur, aproximadamente a 17°S. Este autor propone que durante la última edad del hielo se produjo un enfriamiento de 5°C, pero no hay evidencias concluyentes sobre condiciones húmedas o secas en la zona tropical de América del Sur (Bush et al., 2001). Por otra parte, de acuerdo a Cheng (2013): *'Precise characterization of hydroclimate variability in Amazonia on various timescales is critical to understanding the link between climate change and biodiversity'*.

El planteo de Cheng (2013) es que el hecho que el 80% de las precipitaciones en la región adyacente a los Andes en dirección al Este se producen en el verano austral se debe a que el South American monsoon (SAM) transporta humedad tropical desde la cuenca del Amazonas hacia los Andes. Luego, debido al encuentro con la cordillera, las masas de aire húmeda y cálida son desviadas hacia el SE de América del Sur debido a la corriente de chorro en capas bajas ('Andean low level jet'). Este autor señala que este mecanismo se refleja en los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en estalagmitas asociando la disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las estalagmitas con un importante régimen húmedo y mayores precipitaciones. Además, Cheng (2013) señala que sus datos están en fase con registros para el Lago Titicaca (Baker, 2001; Fritz, 2007).

Para analizar esto, se tomaron los datos de NOAA correspondientes a la Cueva del Diamante, que se encuentran disponibles para diferentes períodos de tiempo y se construyó una serie unificada de tiempo y registros de $\delta^{18}\text{O}$. La misma se muestra en la Figura 3.3.1

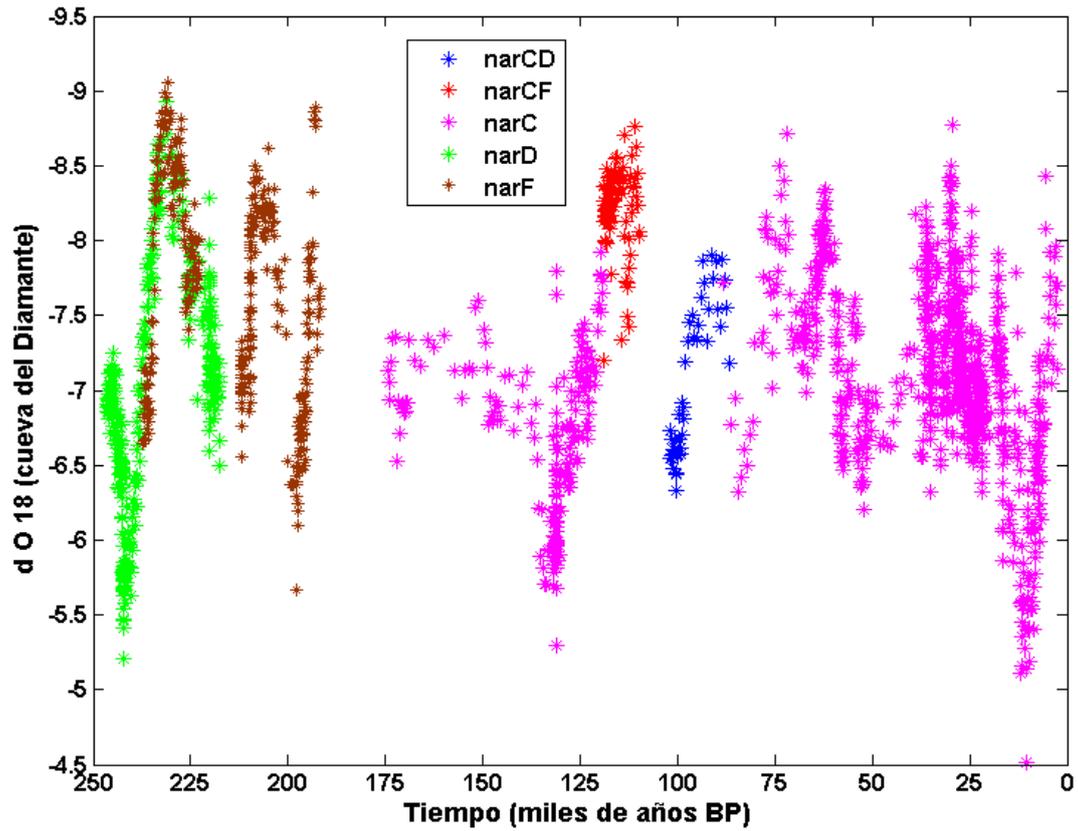


Figura 3.3.1 Registros unificados para los datos de Cueva del Diamante (Cheng ,2013). La leyenda en la figura muestra los distintos conjuntos de datos.

Posteriormente se calculó la insolación para 6 °S (latitud del sitio de los datos), para los meses de diciembre, enero y febrero (DEF), dado que en diciembre comienza el verano austral y diciembre-enero-febrero se asocian al incremento en el régimen de lluvias en la zona del Titicaca y se analizó la relación entre los datos de $\delta^{18}\text{O}$ e insolación promediada en DEF (Figura 3.3.2)

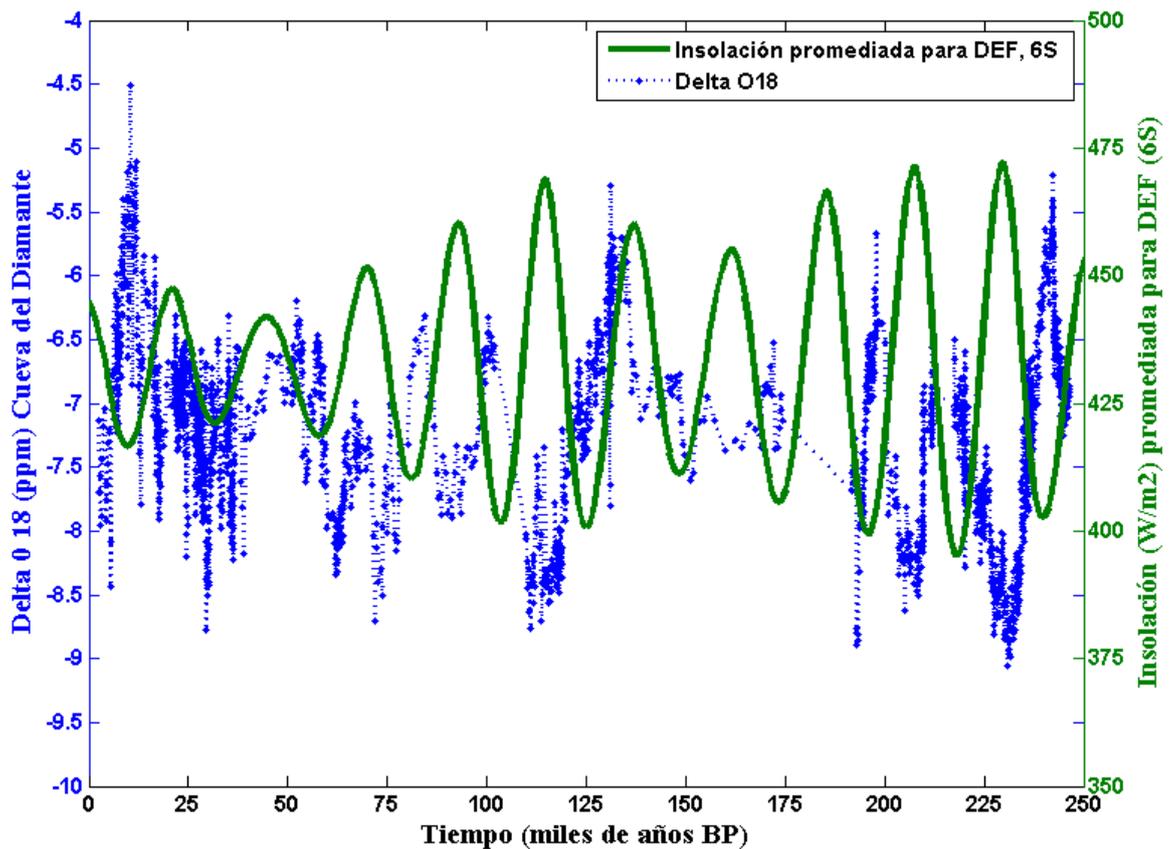


Figura 3.3.2 Insolación para 6 °S calculada promediada para diciembre, enero y febrero (DEF) vs registros unificados de $\delta^{18}\text{O}$ para los datos de Cueva del Diamante (Cheng, 2013).

Es notorio que los aumentos de insolación van acompañados por disminuciones de $\delta^{18}\text{O}$ (lo mismo ocurre cuando disminuye la insolación y aumenta el $\delta^{18}\text{O}$) por lo cual los aumentos de insolación corresponden a períodos de mayores precipitaciones y un régimen general más húmedo en la región. Como Cheng (2013) plantea que sus datos están en fase con otros registros de diatomeas y CaCO_3 (aquí nos concentraremos solamente en el $\delta^{18}\text{O}$) para el Lago Titicaca, podemos afirmar que en el sistema Minchin, a mayor insolación, mayor régimen de precipitaciones, lo cual justifica la hipótesis de un desborde en esos períodos.

Consideramos que el mejor escenario para mejorar la productividad primaria en la zona del Río de la Plata fue una alta insolación en la latitud correspondiente al

sistema Minchin, lo cual implica contribución de agua a través de los monzones anuales que coincida con un máximo de insolación en la latitud del Estuario del Plata (35°S). Pero además es necesario que a 35°S haya un bajo contraste estacional, que determinaremos a través de la insolación. Si los veranos en el Estuario fueran cálidos pero los inviernos muy fríos, las condiciones climáticas serían adversas, lo mismo ocurre entre la primavera y el otoño. Por este motivo nos interesa que en los períodos de máxima insolación (y por ende máximas precipitaciones en el Titicaca (Fig. 3.3.2)) estén en fase con los de máxima insolación en la latitud del Río de la Plata (35°S) y que a 35°S haya un bajo contraste estacional.

La Figura 3.3.3 muestra la variación en insolación a 16°S (latitud promedio del lago Titicaca) comparada con la insolación para 35° S, ambas calculadas para diciembre. Ambas muestran un comportamiento similar, tanto en la posición temporal de los máximos y mínimos, como en la amplitud dentro del período de interés.

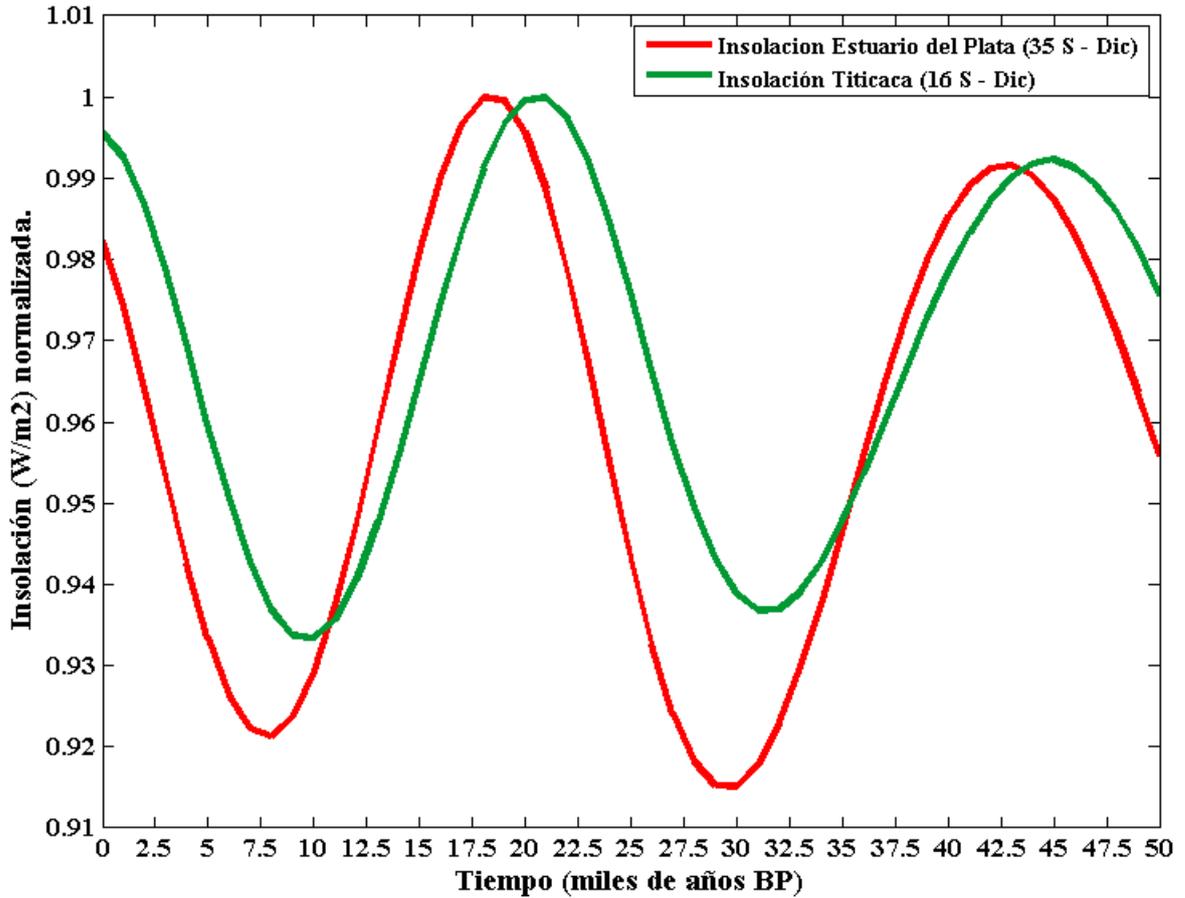


Figura 3.3.3 Insolación para 50 mil años antes del presente, a 16°S (Titicaca) y 35 °S (Estuario del Plata). Los datos de insolación fueron calculados para diciembre y están normalizados

Dado que la latitud del Estuario del Plata también se corresponde con la de la llamada Formación Luján, en Argentina, en la cual existe un amplio registro fosilífero, Miembro Guerrero, que se depositó entre 21 y 10 mil años antes del presente (Tonni et al., 2003), y teniendo en cuenta la importancia del contraste estacional analizada previamente, calculamos los contrastes estacionales, para los últimos 50000 años, entre solsticios (diferencia de insolación entre el 21 de diciembre y 21 de junio) y para los equinoccios (21 de setiembre menos 21 de marzo) (Fig. 3.3.4).

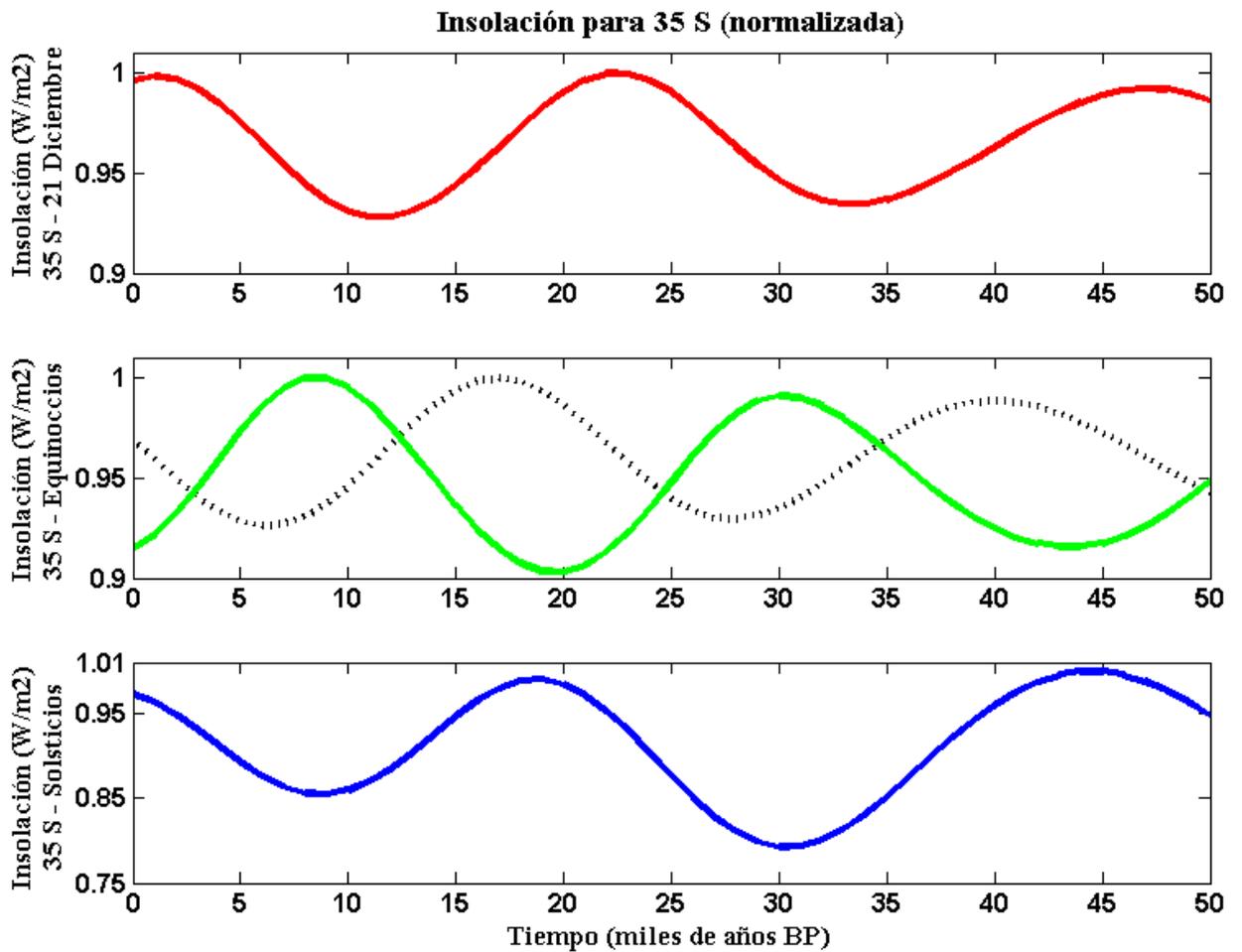


Figura 3.3.4 Insolación para 50 mil años antes del presente, a 35°S (normalizada).

Arriba: 21/12: comienzo del verano austral. Centro: 21/6: comienzo del otoño austral (línea punteada) y 21/9: comienzo de la primavera austral. Abajo: Contraste estacional en los solsticios (Diciembre – Junio).

La curva de contraste estacional para los solsticios (de aquí en más CESE) está esencialmente en fase con la de insolación con una diferencia porcentual de insolación para el Estuario (de aquí en más IE) entre diciembre y junio de 65%, 63% y 64% respecto a la insolación en Titicaca (de aquí en más IT) a 47600, 22700 y 1300 años, respectivamente (Fig. 3.3.3 y 3.3.4). Por lo tanto, los períodos óptimos son aquellos de

máxima insolación en el Altiplano y mínimo contraste estacional, durante los equinoccios (de aquí en más CEEE) en el Estuario (35°S)

Para los dos máximos más antiguos de insolación en Titicaca (47600 y 22700 años antes del presente) el contraste estacional (CESE) corresponde a períodos en los cuales la insolación en marzo es más alta que en setiembre, lo cual se mantiene para el rango temporal relevante para este trabajo (49000–35000 y 24000–12000 años antes del presente). Esto es consistente con lo esperado, ya que es inmediatamente posterior a la época de lluvias y desborde en el Titicaca (noviembre a marzo), y cuyo clima muestra bajo contraste estacional, especialmente en otoño (Fig. 3.3.4).

En Placzek et al. (2013), se compara la variación de temperatura en la Antártida con la insolación a 15°S y varios proxies en el Altiplano. Los 5000 años de desfase del ciclo del Lago Tauca (alrededor de 15000 años BP) y el primer máximo de insolación en la figura 3.3.5 plantea para estos autores un problema que no se presenta en nuestro modelo.

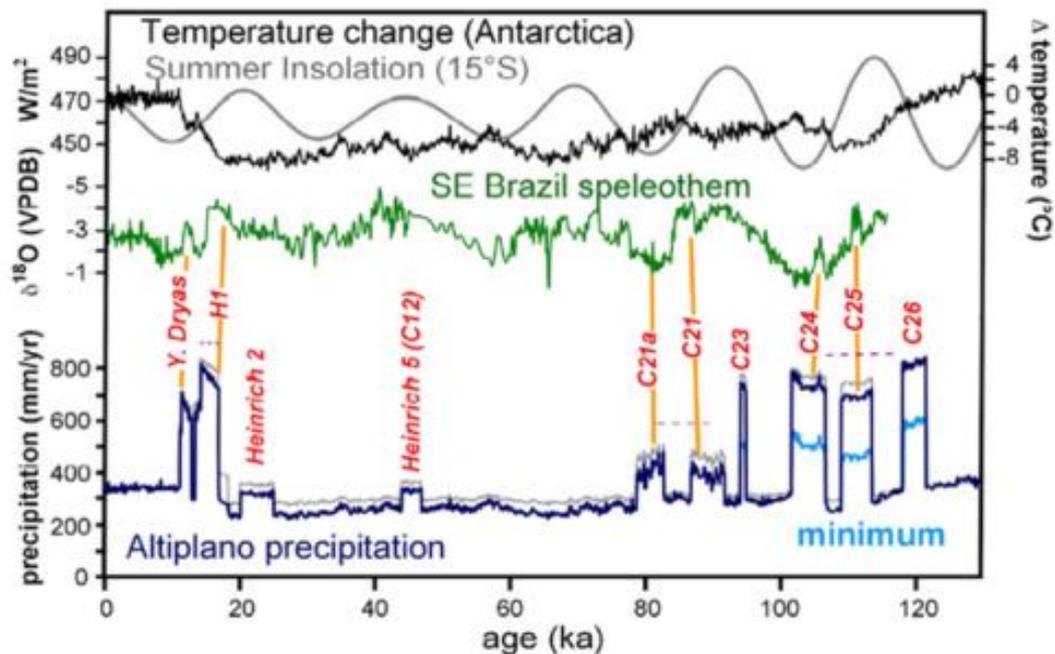


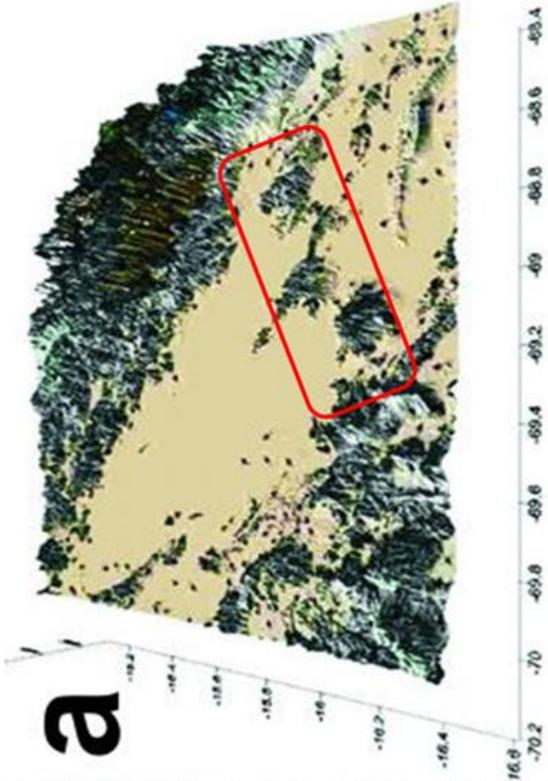
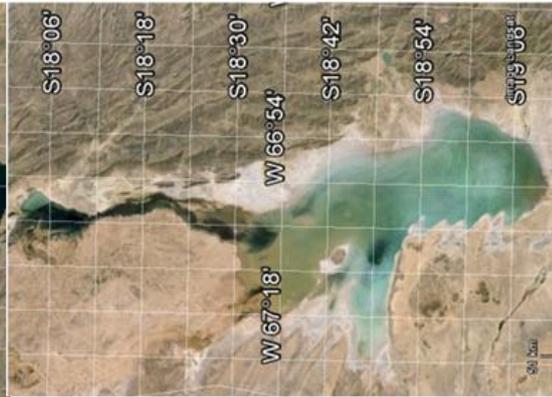
Figura 3.3.5. Variación de temperatura en Antártida comparada con insolación y precipitación en el Altiplano. Fuente: Placzek (2013).

3.4. Drenaje del Sistema

En condiciones óptimas de insolación (y como vimos anteriormente, de precipitaciones), el sistema Minchín fue transformado de una serie de cuencas endorreicas (o sistema cerrado) en un sistema abierto, en el cual el Lago Titicaca desborda y vierte parte del caudal en el lago Poopó, el que a su vez inundaba los actuales salares de Coipasa y Uyuni (Baker et al., 2001). Este fenómeno, aunque en menor escala, llegó a registrarse en la actualidad (Roche et al., 1991)

En las Figuras 3.4.1 y 3.4.2, se muestran los mapas siguiendo la secuencia de desborde que explicamos anteriormente. Los mapas de la Figura 3.4.1 comparan para cada estructura la imagen de la zona en Google Earth y el mapa de pendientes en 3D que se construyó a partir de los datos seleccionados de SRTM3-South America procesados con Surfer, que permite calcular a partir de grillas de datos las pendientes correspondientes. Aun en los casos que alguna pendiente apunta en dirección al interior de las estructuras, las diferencias de altura permiten revertir esa dirección, lo cual se ve en la Figura 3.4.1.

En el caso de la Figura 3.4.2, se consideraron las imágenes en formato 'dem' (digital elevation model), y utilizando Global Mapper se construyeron mapas en los cuales se consideraron transectos en la dirección NW-SE (cuadro superior en Figura 3.4.2 a), b),c) y d)) para confirmar a través de los perfiles de altura que no existían obstáculos de relieve en nuestra dirección de interés, que impidieran el curso del agua que desbordaba. En todos los casos la línea roja que marca la ruta posible, sobrepasa los puntos de relieve más altos.



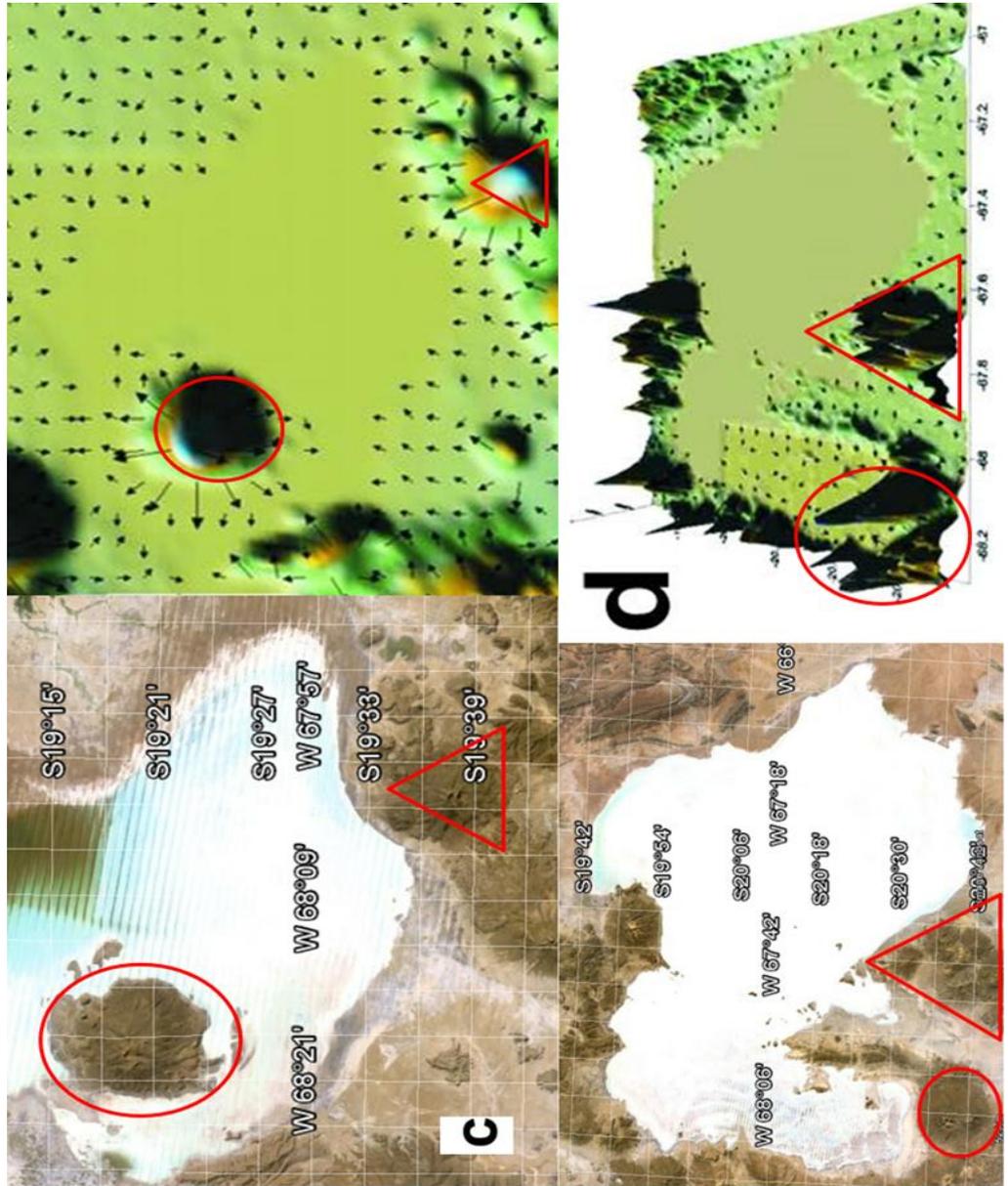
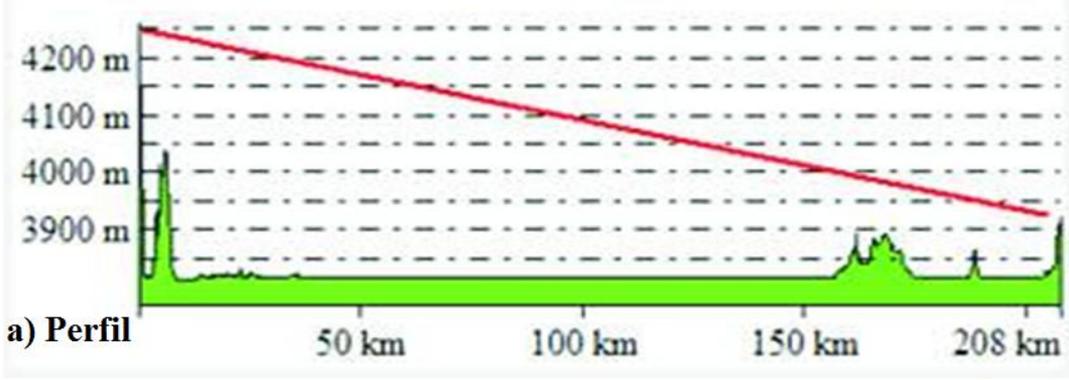
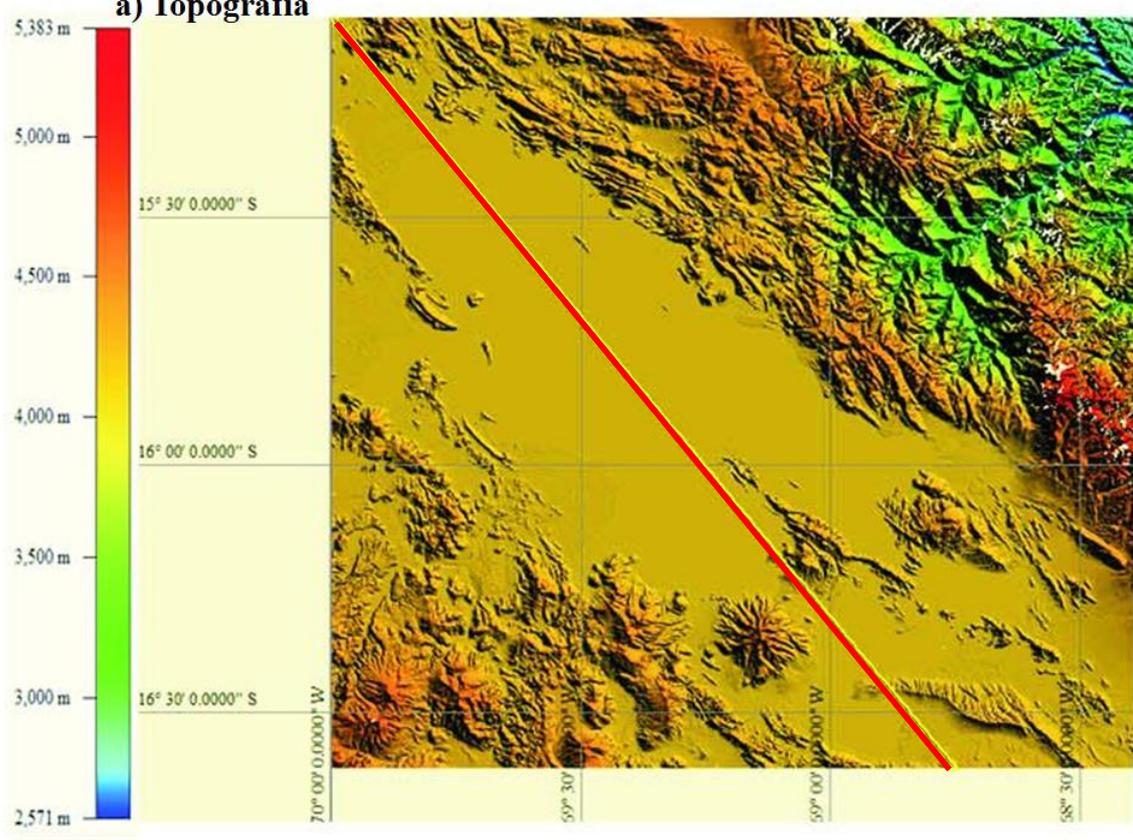


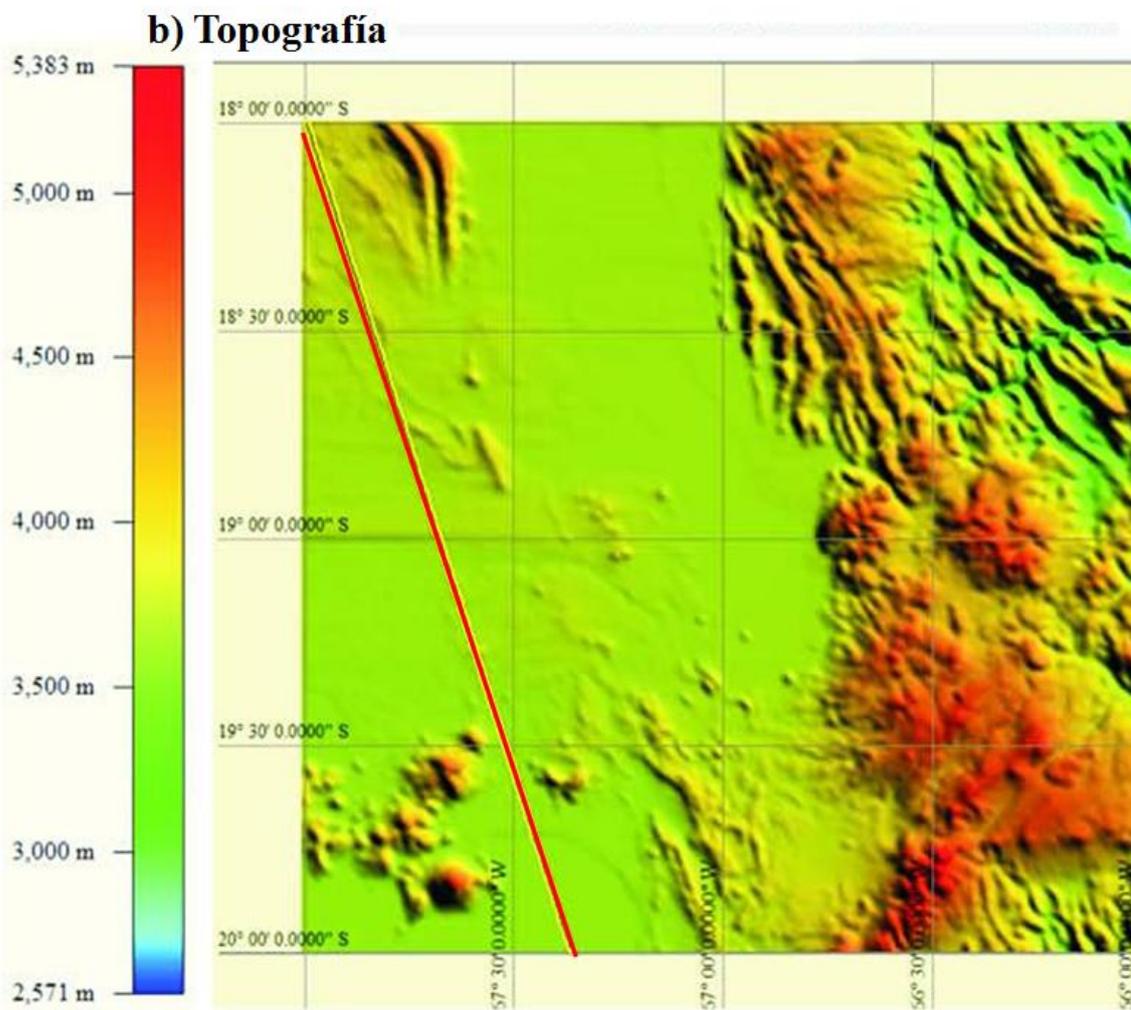
Figura 3.4.1. Mapas topográficos ordenados según la secuencia de aporte de agua: (a) Titicaca, (b) Poopó, (c) Coipasa, y (d) Uyuni. En todos los casos se puede observar la dirección NW–SE

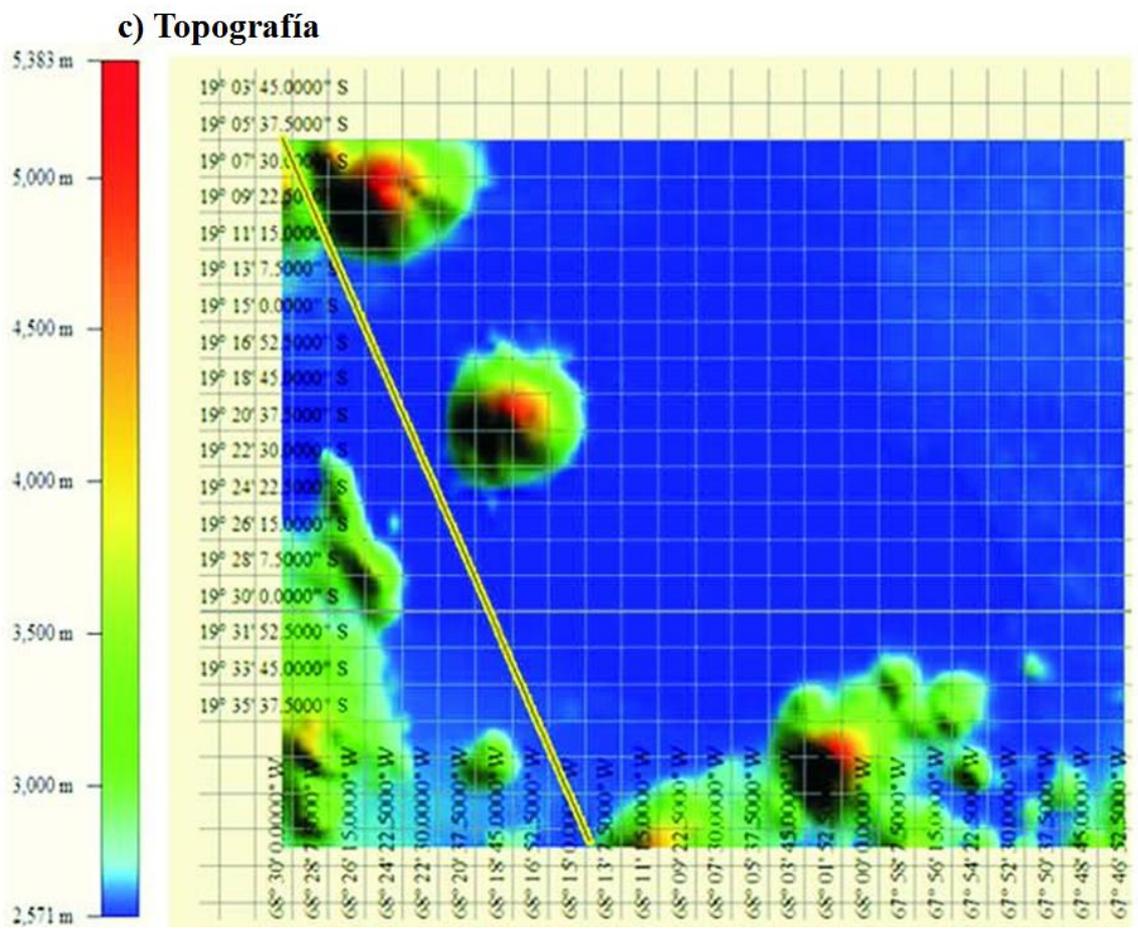
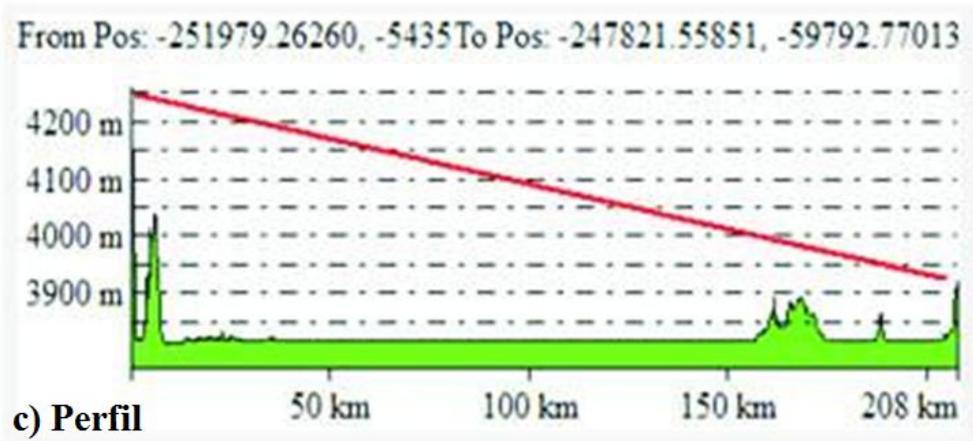
From Pos: -251979.26260, -5435 To Pos: -247821.55851, -59792.77013



a) Topografía







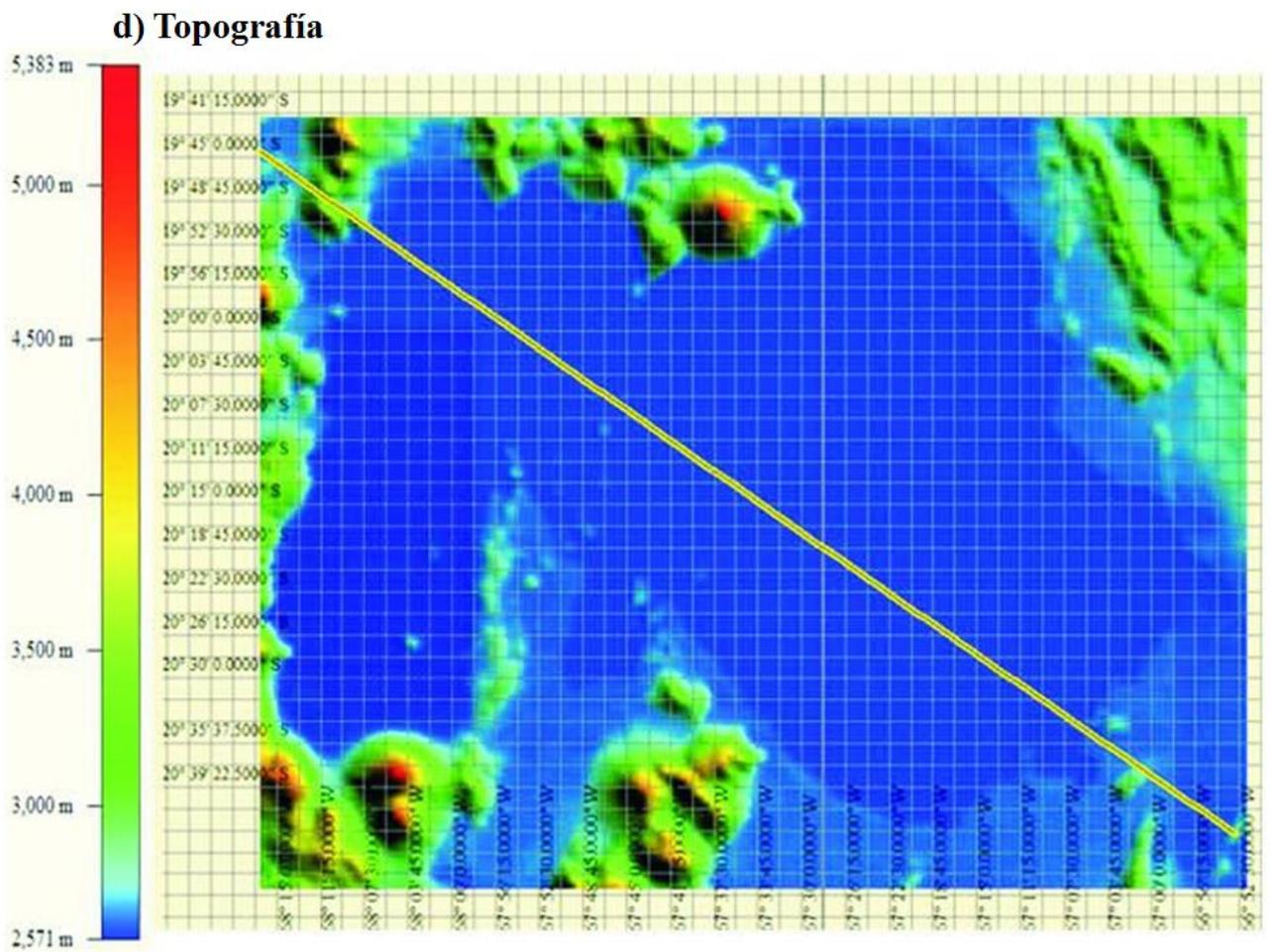


Figura 3.4.2. Perfiles topográficos mostrando la viabilidad del drenaje en dirección NW a SE.

(a) Titicaca, (b) Poopó, (c) Coipasa, y (d) Uyuni.

La conexión de estas estructuras y su aporte ‘escalonado’ de agua, sumado al hecho de que las pendientes en todos los casos son en dirección NW-SE (lo cual optimiza el proceso para nuestros fines), reafirman nuestra hipótesis, donde el agua acumulada desborda el sistema Minchin y alcanza las nacientes del paleo-río Pilcomayo (Figura 3.4.3). Desde allí hay una ruta fluvial evidente (que se mantiene actualmente) hacia la cuenca hidrológica Río Paraná – Río de la Plata.

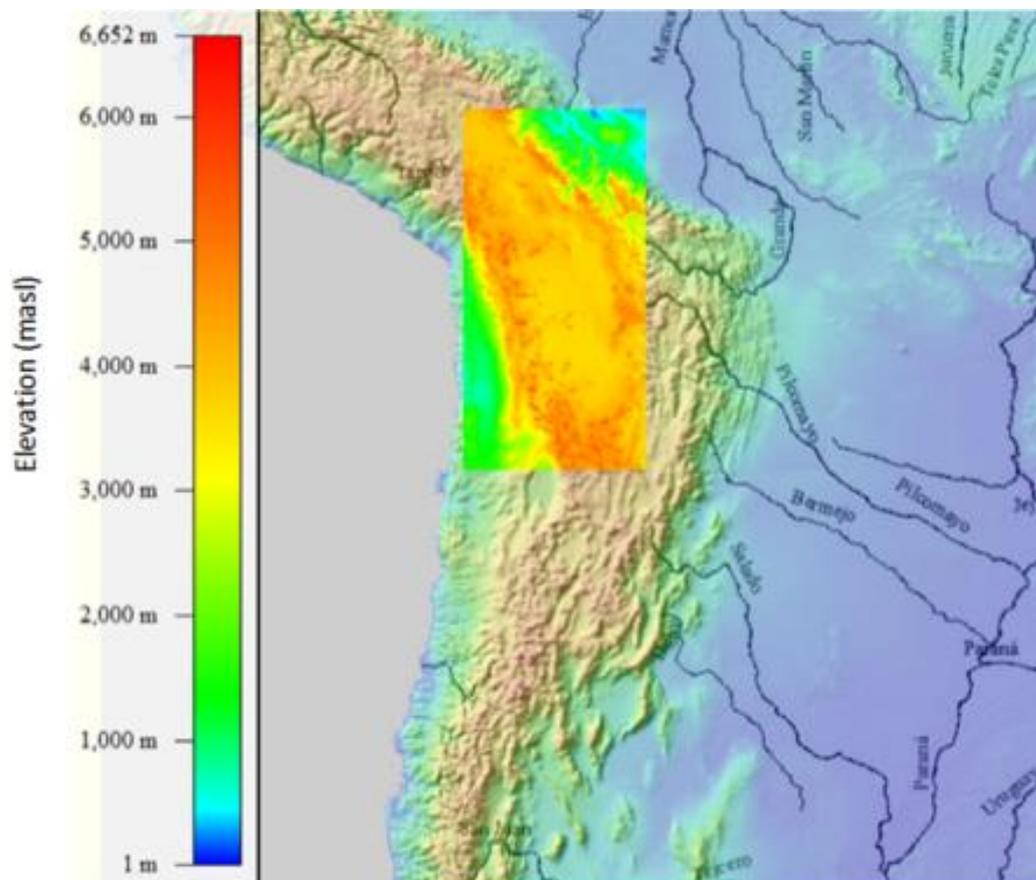
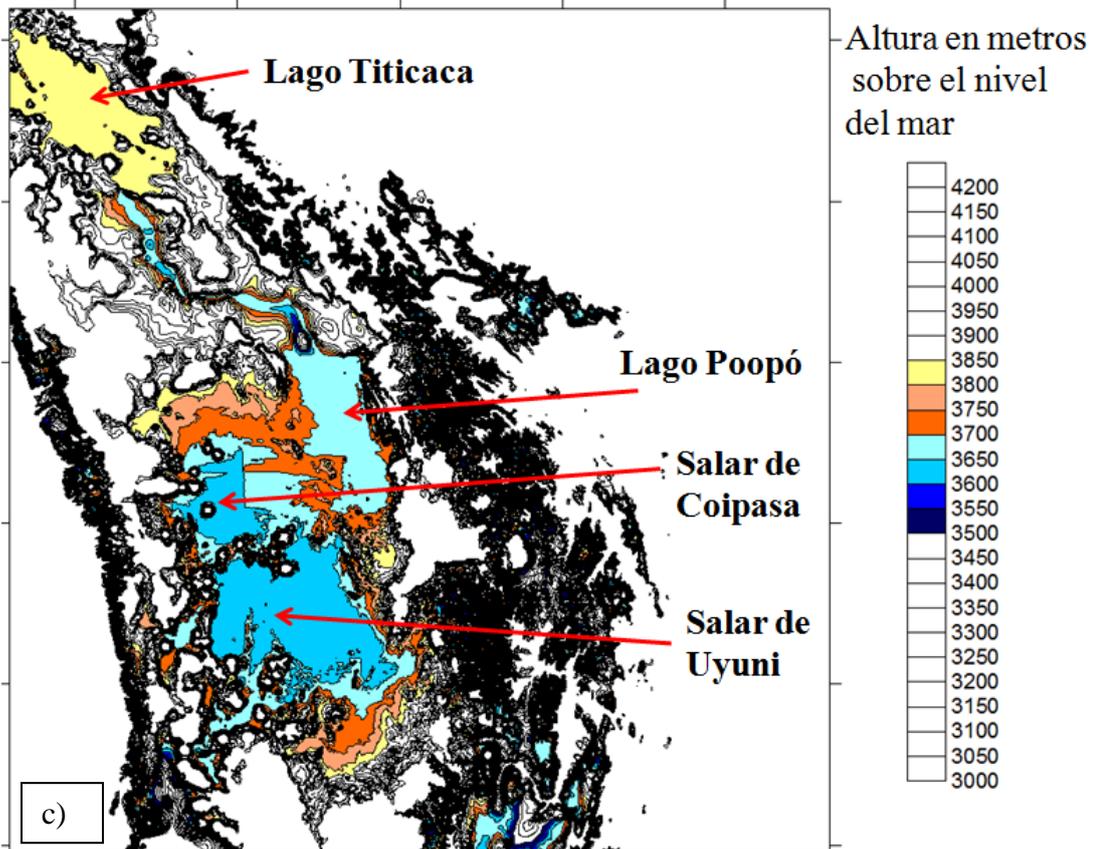
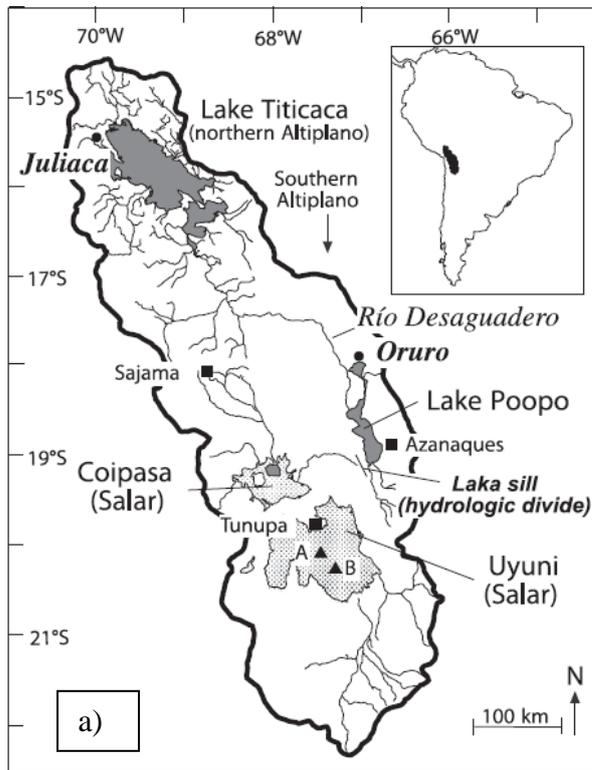


Figura 3.4.3. Región de estudio con la topografía actual y las nacientes del Pilcomayo

En la Figura 3.4.4 (a), nuestra región de estudio se muestra georeferenciada de acuerdo a las coordenadas dadas por Placzek et al. (2013) (b) la región vista en Google Earth (c) curvas de contorno correspondiente en base a los datos de SRTM3, encerrando

áreas coloreadas según el rango de altura sobre el nivel del mar y (d) reconstrucción en tres dimensiones del sistema.



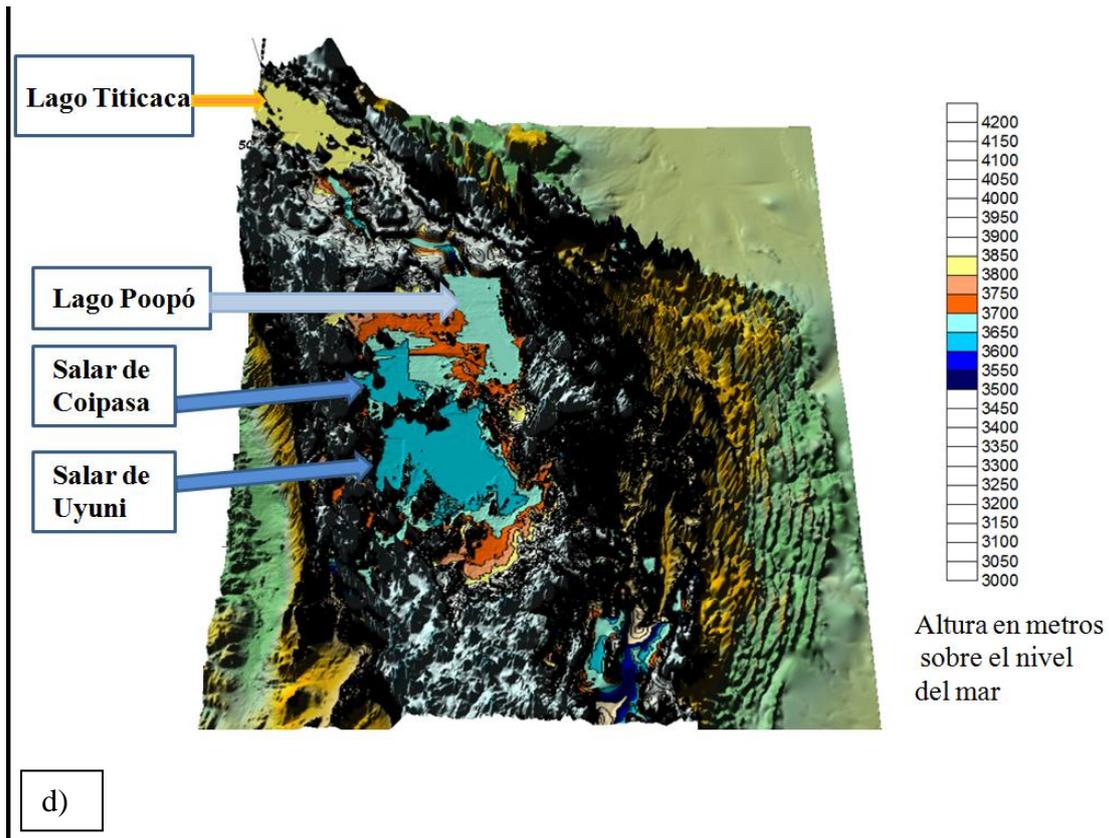


Figura 3.4.4. (a) Cuenca de Minchin, georeferenciada (Placzek et al. (2013)

b) región georeferenciada en Google Earth c) Mapa con superficies de contorno y barra de colores señalando las alturas en metros sobre el nivel del mar. d) construcción 3D de los datos mostrados en b) (este trabajo). En b) y c) los datos fueron obtenidos a través de la base de SRTM3 y procesados con Surfer. Se indican en ambos casos las estructuras actuales del sistema.

De acuerdo a lo observado en las figuras 3.4.1 y 3.4.2 no existen obstáculos topográficos (de altura, pendientes o direcciones de desborde) en cada uno de las componentes del Minchin que impidan el desborde escalonado desde Titicaca hasta los actuales salares. Pero de todas maneras confirmamos que se dieron condiciones de continuidad para el flujo del agua en el pasado en el sistema TDPS (Titicaca – Desaguadero – Poopo – Salares), asumiendo que la topografía no varió en los últimos 50000 años.

Por este motivo es que se analizaron los datos que se representan en la figura 3.4.4. Aunque las distintas estructuras están representadas por diferentes colores tanto en el mapa de contorno (Figura 3.4.4. c) como en la reconstrucción 3D (Figura 3.4.4. d) esto refleja la diferencia de alturas entre ellas, pero no se ve de manera evidente la continuidad entre ellas.

La conexión entre los lagos Titicaca y Poopó aún se mantiene en la actualidad a través del Río Desaguadero. La continuidad en el flujo terminaría en las nacientes del Pilcomayo no presenta puntos de discontinuidad. Por este motivo es que se analizaron los datos que se representan en la figura 3.4.4. Aunque las distintas estructuras están representadas por diferentes colores tanto en el mapa de contorno (Figura 3.4.4. c) como en la reconstrucción 3D (Figura 3.4.4. d) esto refleja la diferencia de alturas entre ellas.

Pero no La conexión Titicaca – Poopó aún existe a través del Río Desaguadero. Los salares de Uyuni y Coipasa están a una altura comparable sin obstáculos entre ellos que pudieran haber impedido el pasaje de agua de uno hacia otro en condiciones de desborde. Por lo tanto, el único pasaje que deberíamos garantizar en el sistema TDPS, dentro de lo que fue la cuenca de Minchin) es entre el Lago Poopó y los salares. El otro punto que debe ser analizado es el que refiere a la conexión Minchin – nacientes del Pilcomayo.

Placzek et al. (2013) plantean que existe una barrera hidrológica (Laka sill) dado que el Lago Poopó estaría 15 m por debajo de los salares de Coipasa y Uyuni (cuya diferencia de altura es de 1 m, por lo cual la inundación de uno de ellos, determina la inundación de ambos). Sin embargo, consideran la posibilidad de que estas alturas se pueden igualar dependiendo del modelo de precipitaciones utilizado.

En la Figura 3.4.5 b), se muestra el mapa de contorno que realizamos para la región.

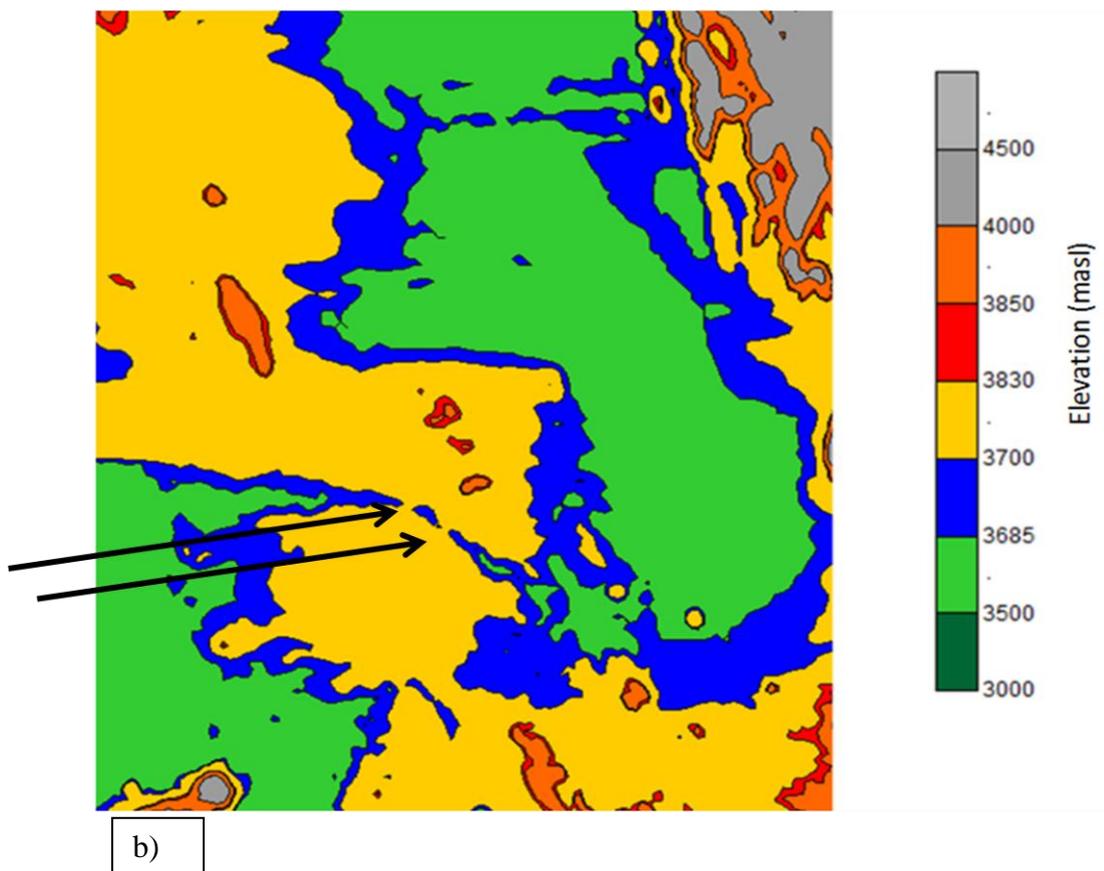
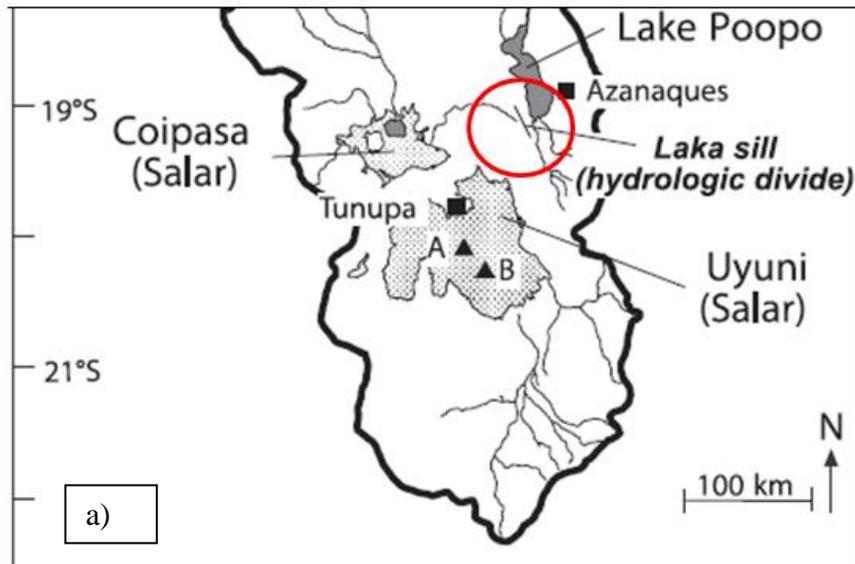


Figura 3.4.5. a) Región de Laka sill (Plackek, 2013) b) Mapa de contorno para la region de Laka sill, mostrando que la diferencia de Alturas entre Poopó y Uyuni/Coipasa es al

menos 15 m, por esta causa se ve la discontinuidad en la curva para 3685–3700 m.s.n.m. (los puntos señalados por las flechas son los que marcan la discontinuidad). Este trabajo.

Para que la barrera pueda ser pasada, la curva para 3685–3700 m.s.n.m. (en azul) debería ser continua. Sin embargo hay una discontinuidad topográfica, la cual indica que la altura estimada de los lagos difiere solamente en el orden de una decena de metros. Por otro lado, los resultados en Placzek et al. (2013, Figura 6A y Tabla 2 de Placzek et al. (2013), Figura 3.4.6 de nuestro trabajo) muestra que las mayores extensiones de algunos ciclos (Ciclo del Lago Ouki en la cuenca de Coipasa/Uyuni Basins y ciclo del Lago Sajsi en la cuenca del Poopó) no son conocidas. De hecho, en la leyenda de la Figura 6A de Placzek et al. (2013), Figura 3.4.6 a) de nuestro trabajo, se plantea:

‘The extent of paleolake cycles in the southern Altiplano lake basin. The full extent of the Ouiki lake cycle in the Coipasa/Uyuni Basins is unknown...The extent of the Sajsi lake cycle in the Poopó Basin is also unknown (not shown)’

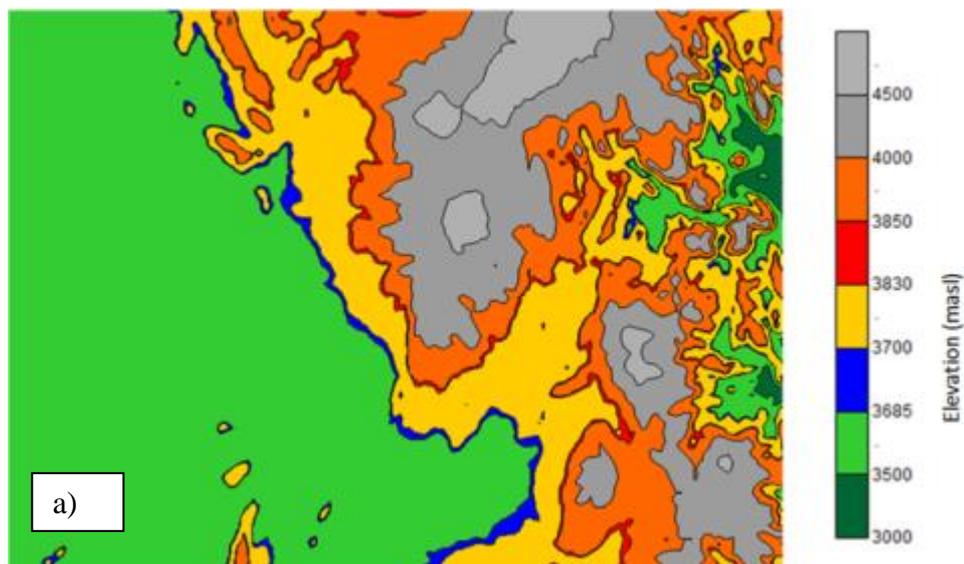


Lake cycle ^a	Highstand elevation (m asl)	Lake surface area ^b (km ²)
Modern Titicaca	n/a	8560
Modern Poópo	n/a	2530
Coipasa	3700	32,300
Tauca	3790	56,700
Sajsi/Inca Huasi/Salinas	3670	21,000
Ouki	3740	46,500
Coipasa (B)	3700	28,400
Salinas (B)	3670	20,500
Ouki (B)	3740	10,400
Ouki and Salinas (B)	Variable	30,900

Figura 3.4.6: (a) Extensión y (b) ciclos para distintos paleolagos del sistema Minchin. Fuente: Placzek (2013)

Dado que Placzek et al. (2013) relacionan el área de la superficie de los paleolagos (km^2) con su altura (m.s.n.m.) al desconocer la extensión y/o los ciclos correspondientes, la máxima altura no puede ser determinada por estos autores.

Estos resultados indican que los mayores niveles de altura de las aguas para todo el sistema, considerados para períodos de tiempo del orden de 100000 años, no es necesariamente 3790 m.s.n.m., y niveles más altos pueden haber sido alcanzados. En nuestros resultados, la barrera hidrológica entre el sistema Minchin y las nacientes del Pilcomayo se estiman alrededor de 30 m y el nivel de 3830 m.s.n.m. es continuo, lo cual indica la posibilidad de desborde sin obstáculos hacia la cuenca del Pilcomayo (Figura 3.4.7. a). En la figura 3.4.7 b) y c) se observa en mapas topográficos la cuenca de Minchin, la zona potencial de pasaje de agua y la conexión con las nacientes del Pilcomayo.



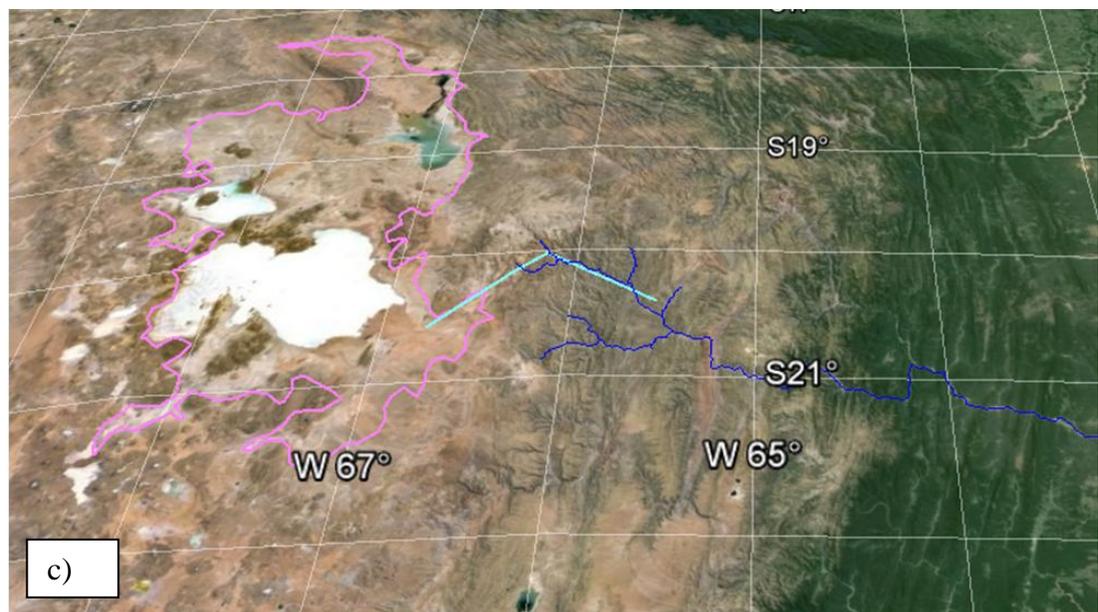
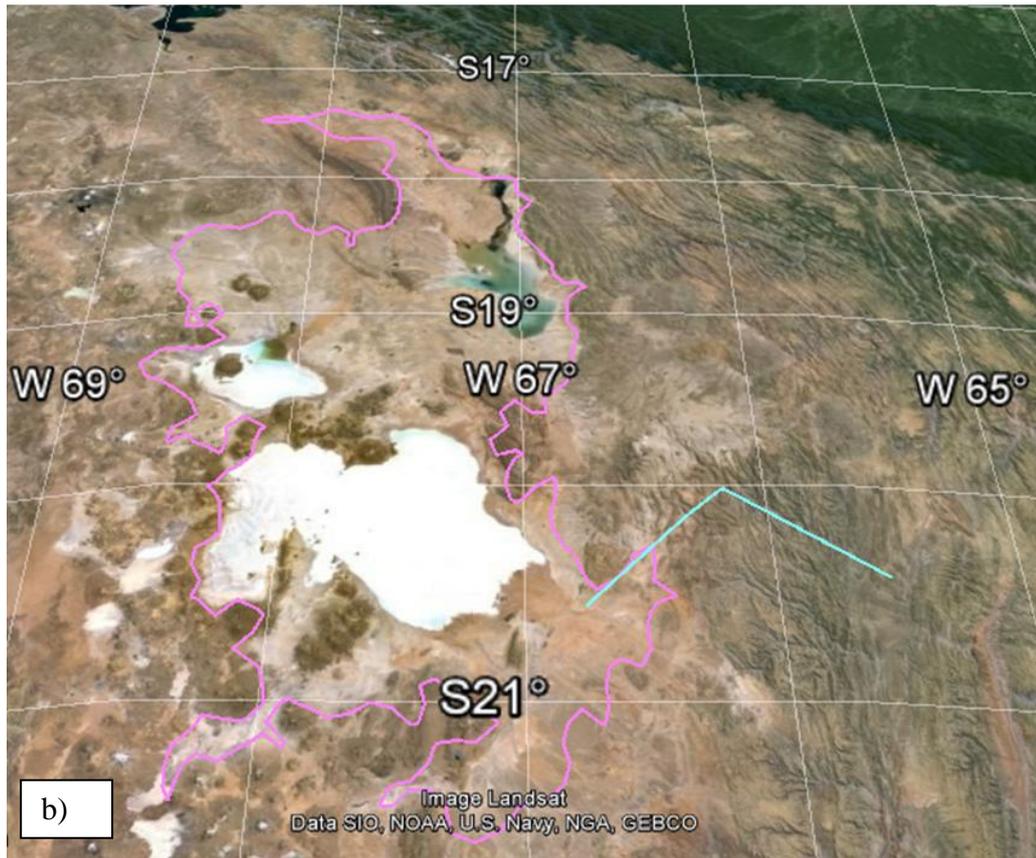


Figura 3.4.7. a) Mapa de contorno para la región de la naciente del Pilcomayo. No hay discontinuidades en el intervalo 3700–3830 m.s.n.m. (en amarillo) b) mapa topográfico georeferenciado donde se muestra la potencial región de pasaje de agua desde el sistema Minchin c) idem, pero superpuestas están las nacientes del Pilcomayo.

Consideramos que estas inundaciones periódicas fueron de importancia primordial para promover la productividad primaria en un área que de otra manera sería de régimen seco (Iriondo y García, 1993), y cuyo escenario de bajas precipitaciones es inconsistente con la riqueza de la megafauna encontrada en la región del Estuario del Plata durante el Pleistoceno tardío.

3.5. Conclusiones del capítulo

Nuestro modelo de insolación, cuya característica principal es ser latitud-dependiente fue validado al aplicarlo a los registros proxies del Lago Vostok, en la Antártida. Esto nos permitió posteriormente estimar las variaciones en la extensión del sistema Minchin durante el Pleistoceno tardío, cuya cuenca pudo haberse desbordado periódicamente. Consideramos como causa principal de este fenómeno a la insolación local a tope de atmósfera, controlada por los parámetros de la teoría de forzamiento astronómico (excentricidad, precesión climática y oblicuidad). La precesión aparece como el parámetro predominante en los regímenes húmedos y secos en el Altiplano andino en los últimos 50000 años.

En la Figura 3.4.1 se muestran los cuatro componentes principales del sistema Minchin: el Lago Titicaca (3812 m.s.n.m.), conectado con el Lago Poopó (3686 m.s.n.m.) a través del Río Desaguadero, el salar de Coipasa (3657 m.s.n.m.) y el salar de Uyuni (3650 m.s.n.m.) y se observa que la orientación de las estructuras favorece la dirección NW–SE. Los mapas de pendientes superpuestos al relieve en la Figura 3.4.1 a,b,c y d muestran que aún las pendientes relativas con dirección hacia el interior de algunos de los componentes del sistema son pequeñas y por lo tanto, se pueden revertir fácilmente por los cursos de agua. Los perfiles topográficos mostrados en la Figura 3.4.2 a,b,c,d indican que no existen obstáculos geográficos que impidan el desborde secuencial desde Titicaca hasta Uyuni. Dentro del área del sistema Minchin, el gradiente

topográfico va desde 3812 m.s.n.m. a 3657 m.s.n.m., lo cual permite el desborde, tanto para el sistema como un todo como para cada uno de sus componentes. Además, de acuerdo a la Figura 3.4.7, el exceso de agua pudo alcanzar a tributarios del Palaeoparaná, puntualmente al Río Pilcomayo, aumentando la humedad en la región del Río de la Plata, que de otra manera sólo alcanzaría precipitaciones muy bajas, del orden de 300 a 400 mm anuales.

Por lo tanto concluimos que el sistema de paleolagos del Altiplano (de aquí en más Minchin) drenaba parte de su caudal hacia el Sur Este durante la estación de lluvias, lo cual constituyó un aporte importante en el balance hídrico de la cuenca Pilcomayo-Paraná-Río de la Plata.

CAPÍTULO 4

MARTE.

“La única manera de descubrir los límites de lo posible es aventurarse hacia lo imposible”

Arthur C. Clarke

"Perfiles del futuro", 1973

4.1. Introducción

Aristóteles (384-322 AC) observó una ocultación de Marte por la Luna, deduciendo así que Marte se encontraba más lejos que nuestro satélite natural. Tycho Brahe (1546-1601) realizó entre 1580 y 1600 las observaciones de la posición de Marte más precisas de la época y Galileo Galilei (1564 –1642) lo observó por primera vez a través de su telescopio. Christian Huygens (1629-1695) determinó por primera vez en 1659 el tamaño y el período de rotación de Marte. Asaph Hall (1829-1907) descubrió en 1877 las dos lunas de Marte, Phobos y Deimos. En ese mismo año, el astrónomo italiano Giovanni Schiaparelli (1835-1910) comunicó su observación de ‘canali’ en la superficie de Marte. Este término fue traducido al inglés como ‘channels’, lo que inducía a pensar en estructuras artificiales.

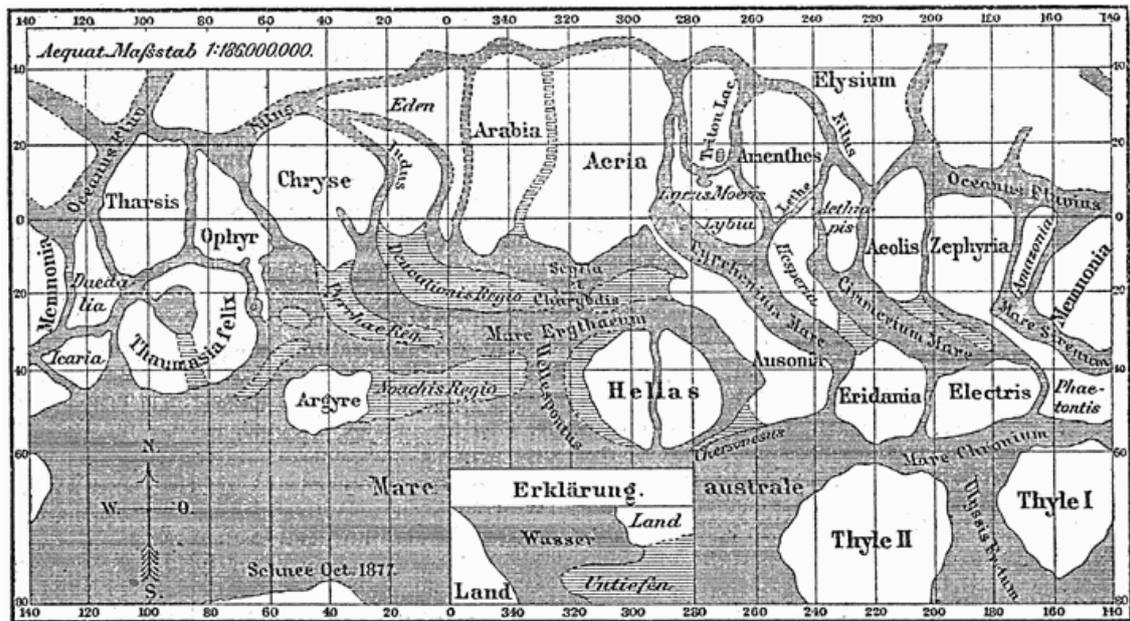


Figura 4.1.1 Mapa de Schiaparelli de la superficie marciana. Fuente: Meyers Konversations-Lexikon (German Encyclopaedia), 1888.

Uno de los personajes más conocidos que probablemente fue influido por esa idea fue el astrónomo estadounidense Percival Lowell (1855 –1916), quien en 1894 construyó un observatorio para la observación sistemática del planeta rojo y que incluso llegó a desarrollar hipótesis que explicaban esos canales como grandes obras de ingeniería extraterrestre destinadas a llevar agua de los polos hacia el ecuador, para sostener a una civilización marciana en peligro de extinción.

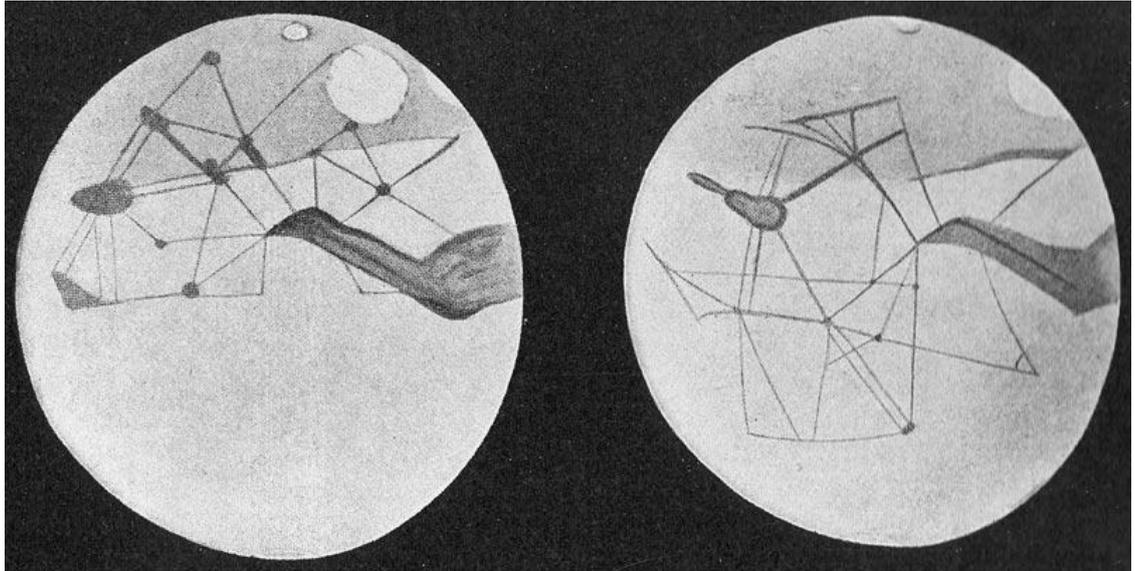


Figura 4.1.2. Mapa de Lowell de los canales marcianos. Fuente: Perelman, 1914.

4.2. Características generales de Marte.

Marte es el cuarto planeta en distancia al Sol, con un tamaño intermedio entre nuestra Luna y el planeta Venus. A partir de valores directos del radio marciano obtenidos por el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) (Smith et al., 2001) y medidas muy precisas del campo gravitatorio llevadas a cabo por la Mars Global Surveyor (Lemoine et al., 2001) el tamaño de Marte se asocia a una superficie equipotencial de radio promedio de 3396 km +/- 1 km. La masa es de $6,41 \times 10^{23}$ kg, del orden de 1/10 de la masa terrestre, lo cual determina una fuerza gravitatoria de 1/3 de la terrestre (3.3 m/s^2) y una velocidad de escape de 5 km/s mientras que en nuestro planeta es de 11 km/s. Esto explica la fuga temprana de elementos livianos en el pasado marciano, que contribuyó a una pérdida significativa de su atmósfera.

Considerando la Unidad Astronómica (UA) como la distancia media Tierra – Sol (150 millones de kilómetros), Marte se encuentra a 1,38UA del Sol en el perihelio y a 1,66 UA en el afelio, por lo cual es notorio que su excentricidad (0.09) es mayor que

la de la Tierra (0.017). Como el flujo solar depende del cuadrado de la distancia, durante el perihelio marciano el planeta recibe un 45% más de radiación que en el afelio. Como en ese momento el hemisferio de Marte más cercano al Sol es el hemisferio sur (de aquí en más nos referiremos a los hemisferios sur y norte de Marte como HSM y HNM respectivamente), el final de la primavera y el verano del HSM son más cálidos en el sur que las mismas estaciones en el HNM (Lunine, 2005). De acuerdo a la tercera Ley de Kepler, para cualquier planeta, el cuadrado de su período orbital es directamente proporcional al cubo de la longitud del semieje mayor de su órbita elíptica, por lo tanto el verano marciano será más corto, dado que la velocidad orbital es mayor en el perihelio.

Al igual que en la Tierra, la inclinación del eje de rotación y la traslación producen las estaciones y junto con la rotación planetaria determinan el valor de la insolación que llega al tope de la atmósfera de Marte. El día marciano dura 24,62 horas (del orden de un día terrestre) y su período orbital es de 688 días. Para identificar el momento del año (posición del planeta en su órbita) se utiliza una forma más precisa que la definición de meses. Se define entonces la longitud solar (L_s) como el ángulo centrado en el Sol y formado por la posición orbital de Marte y la posición del punto correspondiente al equinoccio de otoño en el HSM (Carr, 2006) (Figura 4.2.1).

mínima de $-133\text{ }^{\circ}\text{C}$ en los polos y una máxima de $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el mediodía en el ecuador, durante el verano. Por estos motivos, los modelos de insolación a tope de atmósfera, tienen una mayor correlación con lo que ocurre a nivel de superficie.

4.3. Procesos geológicos en Marte

El estudio de ‘Procesos sedimentarios extraterrestres’ comenzó con especulaciones basadas en la observación telescópica de tormentas de arena y depositación de polvo en Marte, sugeridas por Sagan y Pollack (1969).

Durante mucho tiempo Marte fue considerado principalmente como un planeta con un pasado volcánico, donde los procesos de su superficie se atribuían a depósitos de lava y flujos piroclásticos, además de algunas características muy llamativas como los canales fluviales y redes de valles.

La densidad de Marte es de 3930 kg/m^3 , consistente con el hecho que este planeta está catalogado dentro de los planetas rocosos o ‘terrestres’, por su densidad similar a la Tierra. Durante su formación, sufrió un proceso de diferenciación, que determina una estructura interna de corteza, manto y núcleo. El núcleo terrestre es 20% más denso que el marciano, el cual posee una menor cantidad de metal en el núcleo y una mayor cantidad en el manto. Esto se debe a un menor grado de compresión en un planeta más pequeño y menos masivo. (Lunine, 2005)

En la actualidad Marte no posee campo magnético (Carr, 2006), pero uno de los resultados más relevantes de la misión Mars Global Surveyor, fue el hallazgo de anomalías magnéticas, mayormente en el HSM. Por lo tanto, en épocas tempranas, el núcleo marciano (o parte de él) deben haber sido fluidos (Lunine, 2005). Como veremos más adelante, el HNM está fuertemente craterizado, por lo que la ausencia de

remanentes magnéticos se puede explicar por la destrucción sucesiva de la corteza en procesos de impacto (Solomon et al., 2005).

La variación topográfica marciana es mucho mayor que la terrestre (Lunine, 2005; Carr, 2006; Rossi y van Gasselt, 2010). Como criterio de base de alturas y profundidades, en la Tierra se toma el nivel del mar, siendo el punto más elevado el Monte Everest (8848 m sobre el nivel del mar) y el más profundo la Fosa de las Marianas (10924 m bajo el nivel del mar). En Marte el rango va desde +21229 m en el Monte Olimpo, a -8200 m en Hellas. La convención de prefijos positivos y negativos se debe a que en la actualidad Marte no posee mares u océanos de agua líquida, tomándose como nivel cero el equipotencial de radio promedio de 3396 km (Lemoine et al., 2001). Una característica muy notoria es la llamada dicotomía global (Watters et al., 2007), ya que la mayoría del HNM se encuentra por debajo de la superficie de referencia y prácticamente no posee cráteres, mientras que el HSM es más elevado (hay una diferencia media de 6300 m entre los dos hemisferios), con numerosos cráteres de impacto y cuencas.

Esto nos conduce a explicar la determinación de las escalas de tiempo geológico en Marte (Figura 4.3.1), que se basa en la distribución de densidad de los cráteres de impacto (Tanaka, 1986; Hartmann y Neukum, 2001; Neukum et al., 2010). Las edades relativas se determinan midiendo la distribución de la frecuencia de impactos, por ejemplo el número cumulativo en función del tamaño de los cráteres (Grieve y Shoemaker, 1994), a lo largo de la historia del planeta.

Como la mayor densidad de impactos en el Sistema Solar fue durante la etapa conocida como ‘bombardeo tardío’ (LHB por sus siglas en inglés, hace 3800-4100 millones de años), los planetas y satélites sin atmósfera o con una atmósfera muy débil preservan en

su superficie el registro de los cráteres de impacto, siendo las más craterizadas las más antiguas.

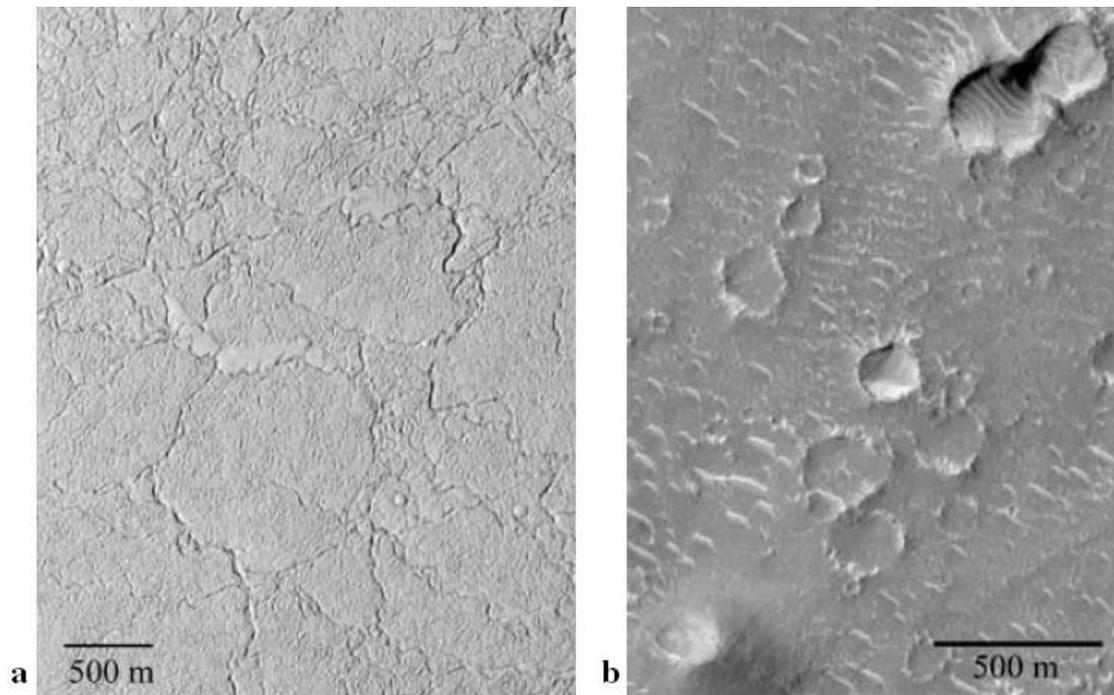


Figura 4.3.1. Comparación de superficies (a) jóvenes (en flujos de lava) y (b) antiguas (Isidis Planitia, altamente craterizada) en Marte. Fuente: Hartmann y Neukum (2001)

En el caso de Marte, incluso la dicotomía hemisférica (Figura 4.3.2) ha sido propuesta como la consecuencia de una colisión con un cuerpo de 2.2 km de diámetro, con velocidad relativa al planeta de 6 km/s y que liberó una energía de $3.4 \cdot 10^{29}$ J (Marinova et al., 2008)

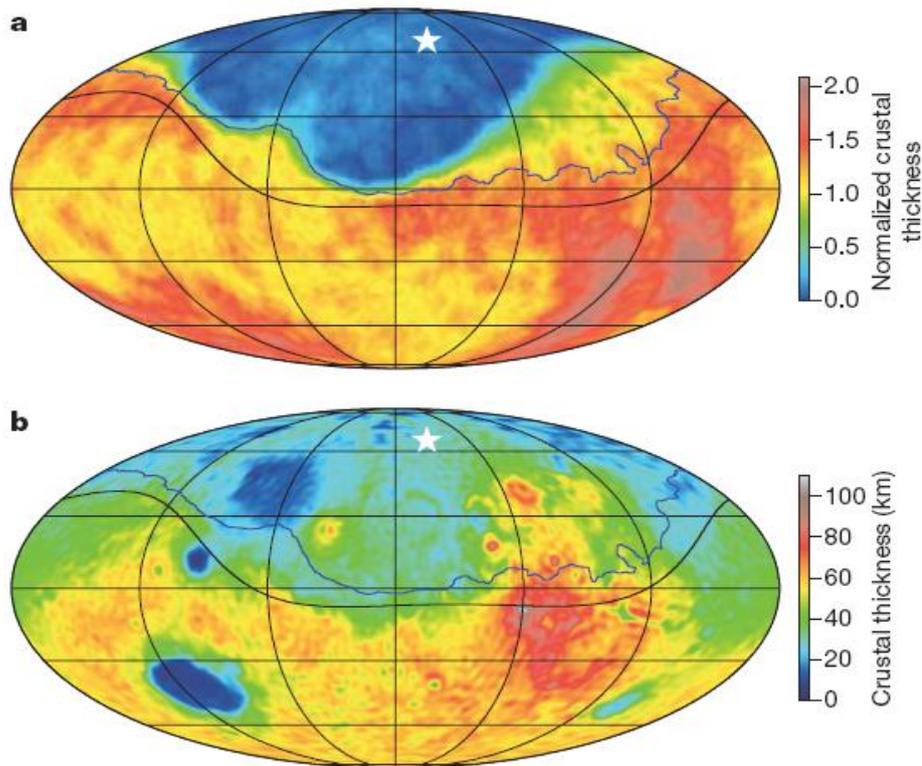


Figura 4.3.2. a) Simulación del espesor de la corteza pre y post impacto (línea negra: modelo de corteza, línea azul: límite de la superficie afectada). (b) idem, pero con modelo de corteza basada en datos de topografía y gravimetría. Fuente: Marinova et al., 2008.

También es necesario considerar los procesos de remodelación cortical, que se asocian con regiones con pocos o ningún cráter, y son más jóvenes. En la actualidad, la tasa de impactos puede considerarse baja, de acuerdo a una ley del tipo $D^{-1.8}$, siendo D el diámetro del cráter (Grieve y Shoemaker, 1994).

Bottke et al. (2012) realizan simulaciones numéricas en base a una población inicial de impactores provenientes del cinturón de asteroides (antes y después del LHB) y calculan cuantos se vuelven potenciales impactores con Marte para diferentes excentricidades del planeta y a lo largo del tiempo (Figura 4.3.3). También en este caso, es notoria la tendencia a la disminución de colisiones potenciales.

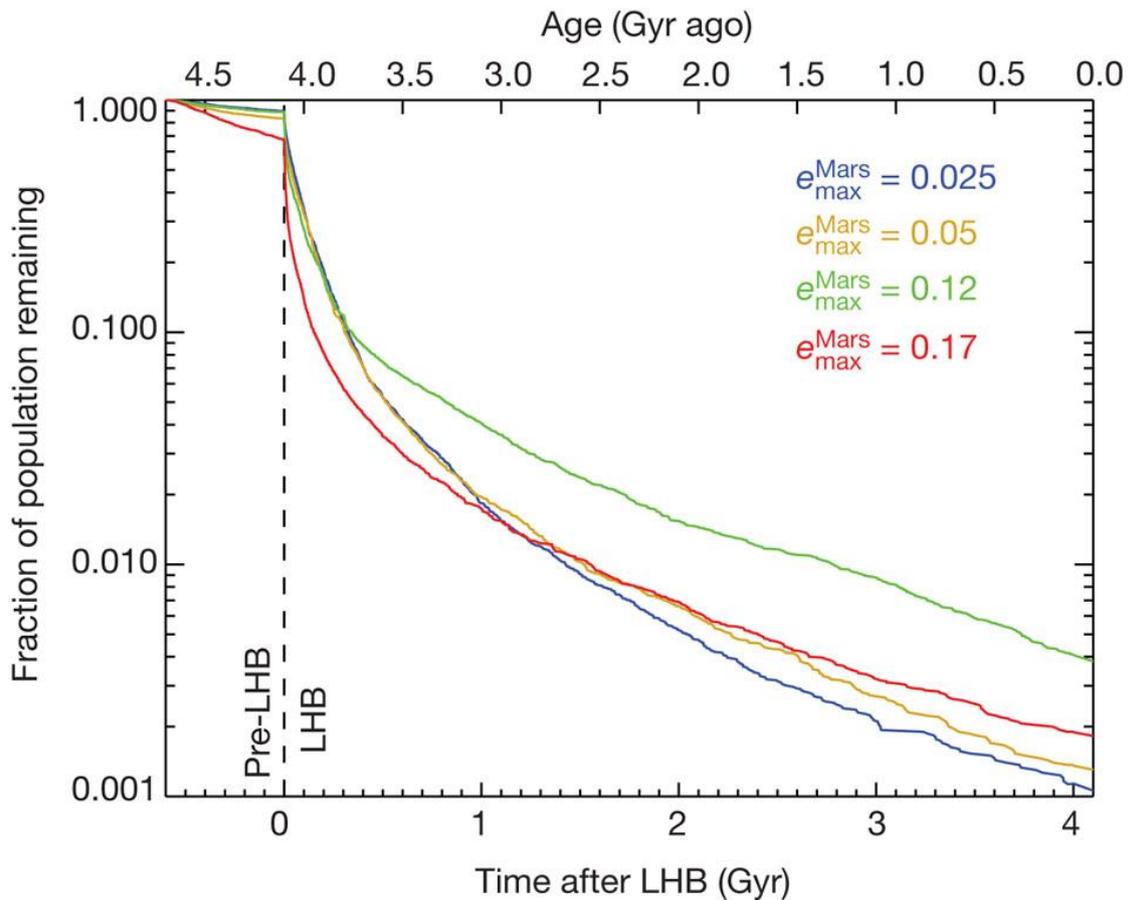


Figura 4.3.3. Cálculo de la distribución de impactores provenientes del cinturón de asteroides, para diferentes excentricidades de Marte, a lo largo de la edad del Sistema Solar. Fuente: Bottke et al. (2012)

Si bien meteoritos marcianos han llegado a la Tierra, no sabemos de qué región provienen, por lo tanto su datación no proporciona criterios para una cronología marciana de carácter absoluto. Sin embargo, existe un amplio registro de zonas de la Luna, tanto en conteo de cráteres como de muestras de terreno tomadas por los astronautas de las misiones Apolo y datadas en la Tierra. Comparando estos datos con imágenes de alta resolución de la superficie marciana, fue posible establecer una división en tiempos geológicos (Binder, 1966; Hartmann, 1966; Opik, 1966; Tanaka, 1986; Ivanov, 2001) dividida en tres/cuatro períodos, denominados por zonas de Marte que pertenecen a esos períodos.

De la más antigua a la más reciente, estas épocas son (Rossi y van Gasselt y referencias allí contenidas, 2010):

- Período pre-Noeico, dado que si bien la cuenca Noachian no se encontraba expuesta en superficie, dataciones del meteorito marciano ALH84001 señalan una edad de 4.500 millones de años.
- Noeico, así llamado por Noachis Terra, abarca desde lo anterior a 3970 millones de años hasta 3.740 millones de años;
- Hespérico, llamado así por Hesperia Planum, abarca entre hace 3.740 y 2.900 millones de años
- Amazónico (o *Era Amazónica*), llamado así por Amazonis Planitia: abarca entre hace 2.900 millones de años y el momento presente.

Un resumen gráfico puede verse en la Figura 4.3.4 (Carr y Head, 2010), donde se comparan los períodos geológicos en la Tierra y Marte (barras verticales) y los distintos procesos en la superficie marciana (cráteres de impacto, vulcanismo, procesos asociados con el agua líquida, y depósitos polares).

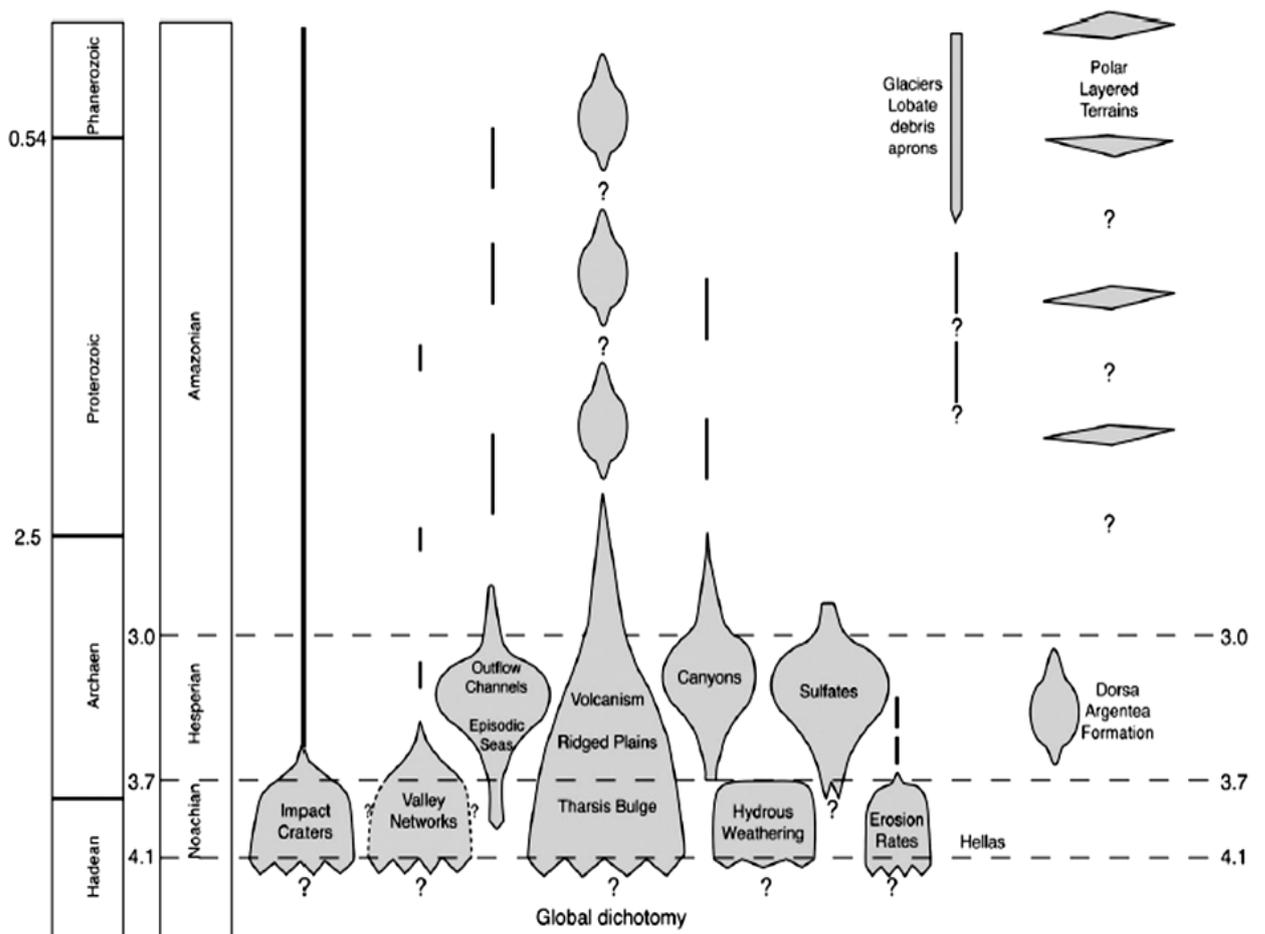


Figura 4.3.4. Actividad geológica en función del tiempo en Marte. Fuente: Carr and Head (2010)

Cabe destacar que existen regiones en Marte en las que se observan grandes depósitos sedimentarios, algunos de ellos formados alrededor de 4 mil millones de años en el pasado (4MaBP), tiempo comparable a las rocas sedimentarias más antiguas de la Tierra (grupo Isua, Groenlandia, 3.850 MaBP)

Otro grupo de depósitos sedimentarios encontrados en regiones extensas de la superficie, se dan en la escala de metros, como por ejemplo la parte superior de la pared de 5 km del cráter Gale, en el que se encuentra actualmente (diciembre de 2013) la misión Curiosity y la región de Arabia Terra, que será objeto de estudio de esta Tesis.

Arabia Terra posee un número significativo de cráteres parcialmente rellenos con estratos de origen sedimentario, en una región de 500 km x 1000 km, entre los 350° y 30° E y desde el ecuador hasta 25° N, deprimida en relación a las tierras altas del hemisferio sur de Marte (Hynek y Phillips, 2001) y a pesar de que algunos de estos cráteres se encuentran separados por grandes distancias, la morfología de la sedimentación es similar en sus aspectos generales (Lewis et al., 2008)

Andrews-Hanna et al. (2010) plantean que agua subterránea pudo surgir de las regiones más altas, atrapando sedimentos e induciendo sedimentación de evaporitas.

CAPÍTULO 5

PARAMETROS DE MILANKOVITCH E IMÁGENES DE MARTE.

“Einstein me dijo: El hecho de que usted pueda observar una cosa o no, depende de la teoría que usted use. Es la teoría la que decide lo que puede ser observado.”

Werner Karl Heisenberg (1901 -1976)

5.1. Introducción

En este capítulo analizaremos los parámetros del forzamiento astronómico: excentricidad, precesión y oblicuidad, definidos en la sección 1.2, pero aplicados a Marte. En particular se considerará la importancia de la variación del eje de rotación marciano, dado su carácter caótico y la influencia climática de este fenómeno.

Por otra parte se describirán los dispositivos de toma de imágenes (HRSC, MOLA, HiRISE) y el procesamiento previo de las mismas.

5.2. Forzamiento astronómico

En la sección 1.2 se definió la teoría de forzamiento astronómico para la Tierra y los parámetros planetarios y orbitales involucrados. Existen numerosas referencias a su aplicación en Marte, desde análisis globales (e.g. The Astronomical Theory of climatic change on Mars, Toon et al., 1980), glaciaciones (Head et al., 2003), acumulación de hielo en laderas de volcanes a bajas latitudes (Head y Marchant, 2005; Mischna et al., 2003; Head et al., 2005) e incremento de sublimación en los polos, con consecuencias para la presencia de hielo en el ecuador marciano (Jakosky y Carr, 1985).

Laskar et al. (2004) plantean:

'The parameters of Mars' orbit and spin axis orientation control the global distribution and seasonal intensity of the solar insolation, and it is widely accepted that astronomical variations could have had a profound influence on its climatic history. These changes are probably characterized by a redistribution of the major martian volatiles (CO₂, dust and water) and variations in their partition between atmospheric, surface, and subsurface reservoirs'.

Por otra parte, Laskar et al. (2002) proponen que en sus curvas de insolación el menor período encontrado es de 51000 años, asociado a la precesión climática, también determinado por Milkovich y Head (2005). El período para la oblicuidad es de 120000 años y el de la excentricidad es de 95000 años. El movimiento precesional en el eje de rotación marciano, causa una lenta variación en la línea de los equinoccios (determinada por la intersección del plano del Ecuador con el plano orbital), con un período de 175000 años. Determina también la variación de la línea de los ápsides (definida por los puntos correspondientes al afelio y perihelio), con un período de 72000 años. El resultado neto es que la longitud del perihelio varía cada 51000 años (ver figura 5.2.1; Carr, 2006). Todos estos períodos están modulados con amplitudes que corresponden a períodos de 1.2 y 2.4 millones de años (siendo este último el preponderante).

Respecto a la oblicuidad, posee un período de 120000 años (Laskar et al. (2002), y actualmente la inclinación actual del eje marciano respecto a la normal a su plano orbital es de 25.19° (similar a la de la Tierra). Pero los satélites de Marte, presumiblemente asteroides capturados, son muy poco masivos y no cumplen el rol de nuestra Luna de estabilizar el eje de rotación. Deben considerarse además situaciones de conmensurabilidad entre el período de precesión con alguno de los períodos orbitales

(resonancias spin – órbita), que pueden determinar variaciones en la oblicuidad (Laskar et al., 2004)

La oblicuidad marciana es entonces caótica, con una variación entre 10° y 60° y con tiempos estimados de pérdida de información en el rango de los 5 a 10 millones de años, lo cual limita las integraciones numéricas (Laskar, 1990; Laskar y Robutel (1993); Touma y Wisdom (1993).

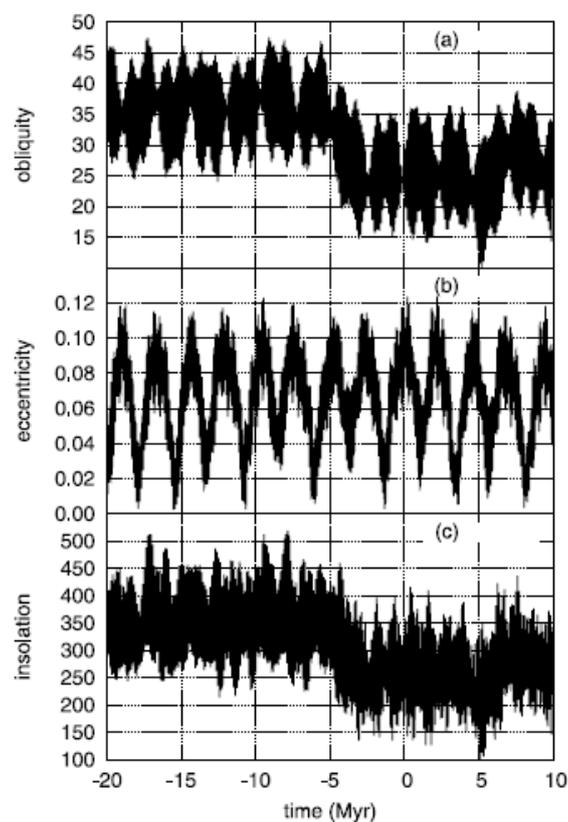


Figura 5.2.1. a) Oblicuidad (en grados), b) excentricidad c) insolación (en W/m^2) para el polo norte en el solsticio de verano. Es notorio como la oblicuidad aumenta notoriamente a los 5 millones de años hacia el pasado, influyendo en la insolación. Fuente: Laskar et al., (2004)

Esta variación en la oblicuidad se vuelve significativa, dado que los modelos climáticos indican que durante períodos de alta oblicuidad ($> 40^\circ$) grandes cantidades

de hielo polar pueden sublimarse y ser transportadas hacia las regiones ecuatoriales, donde el hielo se vuelve estable. Por otra parte, para oblicuidades como la actual o menores, el agua permanece estable solamente a altas latitudes (Jakosky et al., 1995)

5.3. Imágenes de Marte.

Gracias a las misiones a Marte en los últimos 15 años, la resolución de las imágenes se ha incrementado enormemente. El Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) es un instrumento a bordo de la misión Mars Global Surveyor, lanzada en 1996, que analiza medidas de topografía, rugosidad y reflectividad de Marte, con una precisión en el sentido vertical del orden de 1 m. A partir de sus observaciones, se construyeron grillas topográficas de $1/64^\circ$ en latitud por $1/32^\circ$ en longitud, lo cual equivale en el ecuador marciano a un área de $1 \times 2 \text{ km}^2$ (Smith et al., 2001 y referencias allí contenidas).

Los mapeos geológicos y topográficos de las misiones Mariner 9 y Viking (década de los '70) fueron utilizados durante décadas, hasta que en 2003 la High Resolution Stereo Colour Camera (HRSC), a bordo de la misión Mars Express, proporcionó las primeras imágenes de alta resolución de superficies extensas (Figura 5.3.1). Entre los resultados novedosos que revelaron las imágenes de esta cámara, es que Marte no es un planeta inactivo, sino que actividad geológica puntual aún se mantiene. La región de Tharsis tiene áreas de solamente 5 millones de años de edad y la actividad glaciaria podría mantenerse en la actualidad en ciertas regiones (Chicarro et al., 2009 y referencias allí contenidas)



Figura 5.3.1. Barrido 1.700 km de largo y 65 km de ancho tomado en sentido de sur a norte a lo largo Valles Marineris, con alta resolución de 12 m/px. Fuente: ESA. <http://mars.esa.int>

Las imágenes utilizadas en esta Tesis fueron obtenidas de la base de datos de HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment), que orbita Marte a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter desde 2006. Esta cámara es capaz de tomar imágenes estereográficas, de manera de realizar medidas topográficas a pequeña escala, para mostrar procesos específicos en superficie. HiRISE puede muestrear el suelo marciano con una resolución de 90 cm (30 cm/px). Otra característica es la capacidad de tomar imágenes de alta resolución en un amplio rango del espectro, lo cual es relevante para distinguir diferencias en la composición de capas en sedimentos y en el caso de los depósitos polares, observar estratigrafía en el orden de metros (McEwen et al., 2007, y referencias allí contenidas). Hay dos aspectos a tener en cuenta, en primer lugar que en los datos de las imágenes normalmente no contienen información topográfica, por lo cual debe seleccionarse un par estereográfico de imágenes y junto con los datos de MOLA ‘construir’ la imagen en tres dimensiones.

La Figura 5.3.2 muestra la evolución en la calidad de las imágenes desde las misiones Viking hasta HiRISE. Fuente: Grotzinger y Milliken

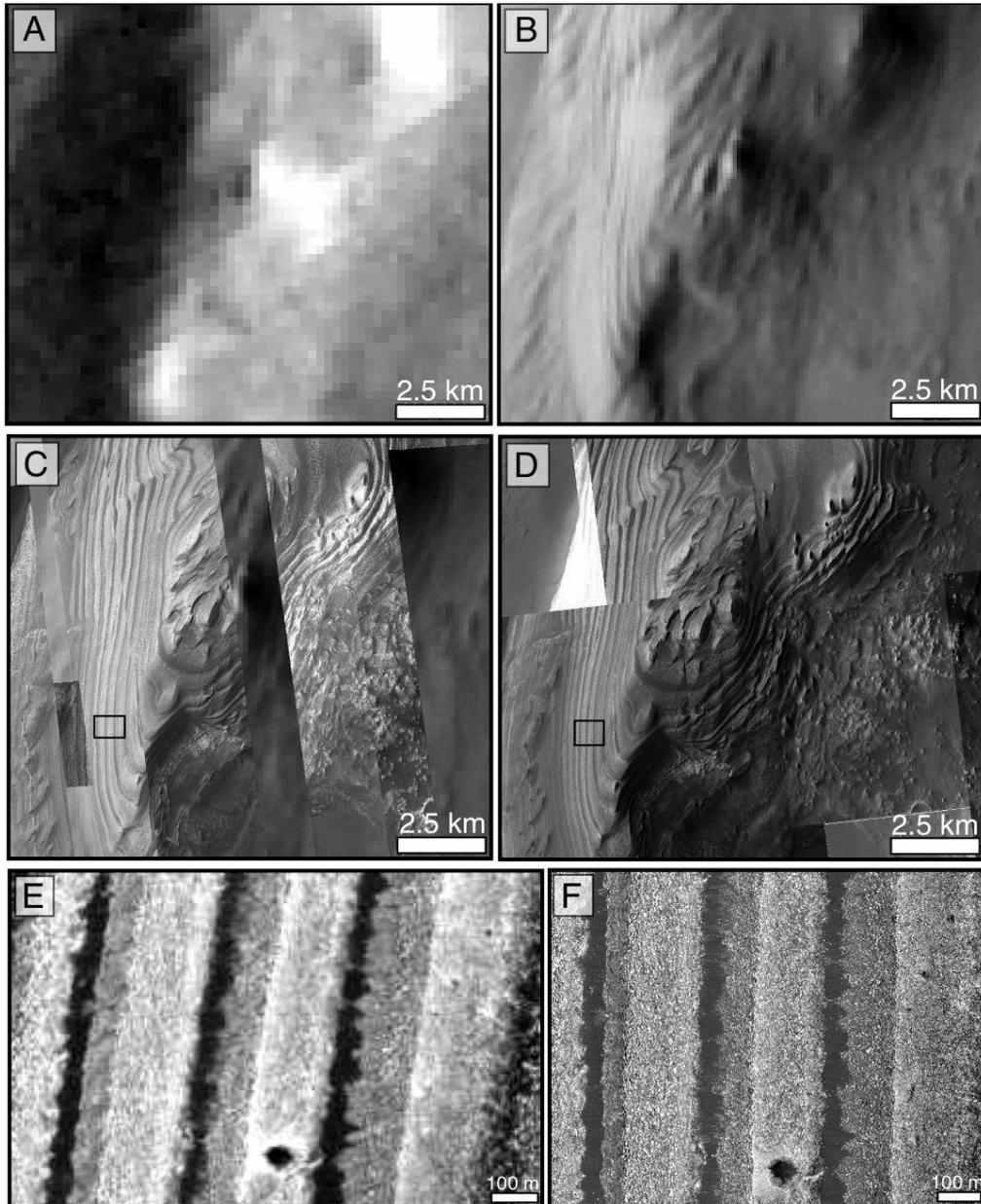


Figura 5.3.2. Imágenes de capas en Juventae Chasma mostrando cambios en la resolución de las cámaras en orbitadores desde las Viking (1975) a HiRISE (2000). El desarrollo de la Mars Orbiter Camera fue trascendente para la observación de capas sedimentarias, llegando a escalas de 3 a 6 m y en el caso de HiRISE resoluciones de 25 cm/px. (A) imagen Viking (200 m/px); (B) Mosaico de imágenes infrarojas de THEMIS (100 m/px); (C) Imagen de ángulo estrecho de MOC (3m/px); (D) HIRISE (25 cm/px); (E) Imagen de ángulo estrecho de MOC (4.3 cm/px)-la zona delimitada por un cuadrado en (C) corresponde a esta imagen; (F) imagen HIRISE (25 cm/px) correspondiente a la zona delimitada por un cuadrado en (D)

Fuente: Grotzinger y Milliken (2013)

5.4 Zonas seleccionadas y procesamiento previo de las imágenes.

Estudiaremos dos estructuras sedimentarias de Arabia Terra (Cráter Schiaparelli) y una región de acceso restringido de HiRISE (Cráter sin identificación, Lat: 2° 16, Long, 8° 54') y compararemos los resultados con el estudio de secuencias extensas de capas de hielo en el Polo Norte marciano (North Layer Polar Deposits o NLPD). Esta comparación se justifica dado que los depósitos polares se asocian con el registro climático de los últimos 10 a 100 millones de años (Toon et al., 1980; Carr, 1982; Herkenhoff y Plaut, 2000) y son consecuencia de variaciones de hielo de agua y polvo depositados a lo largo de una serie de ciclos climáticos (Mellon y Jakosky, 1995; Tanaka, 2000; Laskar et al., 2002)

En relación a la depositación los cráteres, en el proceso interviene la superposición de capas de sedimentos análogos a depositación de arena (Banfield et al., 2000)

En este trabajo seleccionamos imágenes del Cráter Schiaparelli (Lat: 3°, Long: 13.9°), de una zona cercana al Cráter Becquerel (cráter sin identificación, Lat: 2° 16, Long, 8° 54') y la zona antes mencionada de los NLPD (Lat: 84°, Long: 34°) (Figura 5.4.1)

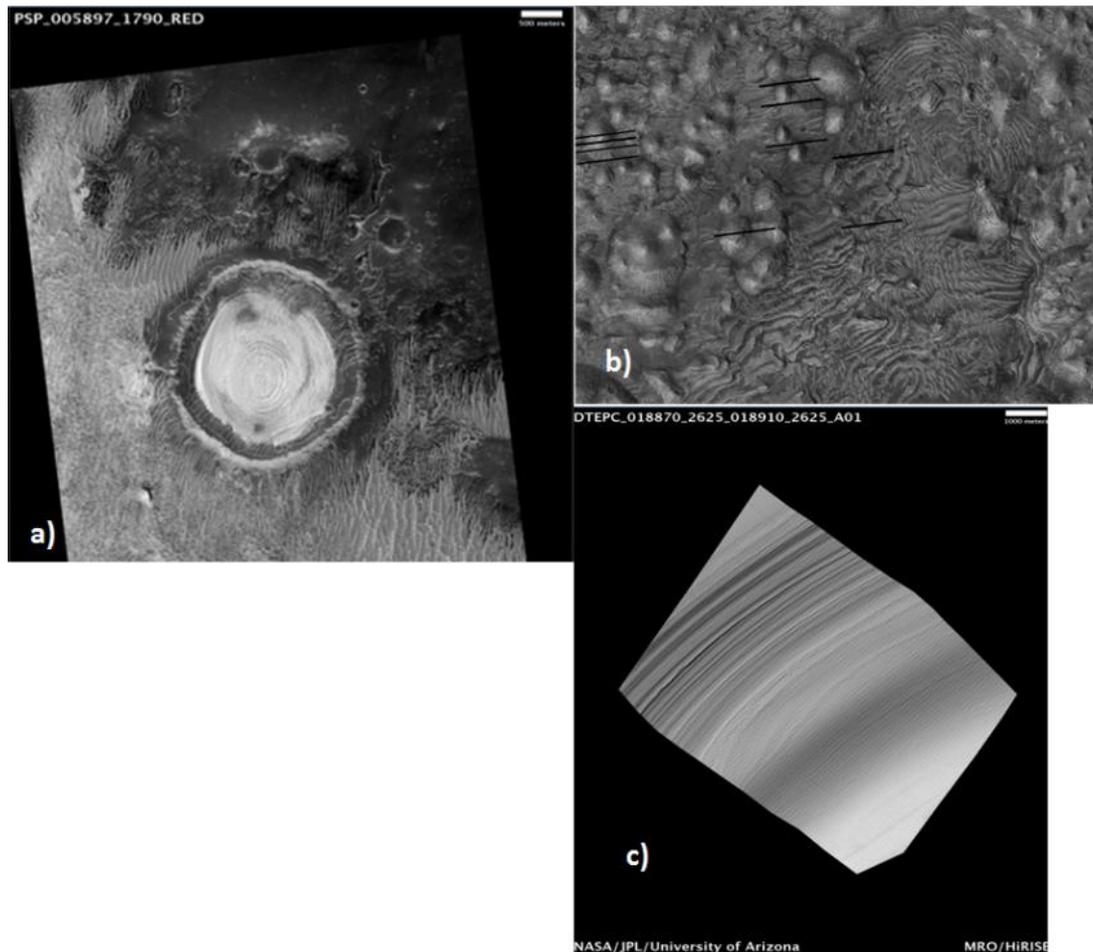


Figura 5.4.1: a) Cráter Schiaparelli b) Cráter sin identificación, Lat: 2° 16, Long, 8° 54', c) NLPD

El otro aspecto a tener en cuenta es que cuando trabajamos con imágenes asumimos ciertos principios, que se aplican en la Tierra (Figura 5.4.2), tales como el actualismo (los eventos que ocurren ahora, ocurrieron de la misma manera en el pasado); y los Principios de Steno (1669): ‘en una superposición de estratos de sedimentos, las capas más antiguas están en la parte inferior y las mas nuevas en la parte superior; y el Principio de horizontalidad original, que plantea que la depositación en capas se da de forma horizontal o lo que es lo mismo, paralelo a la superficie.

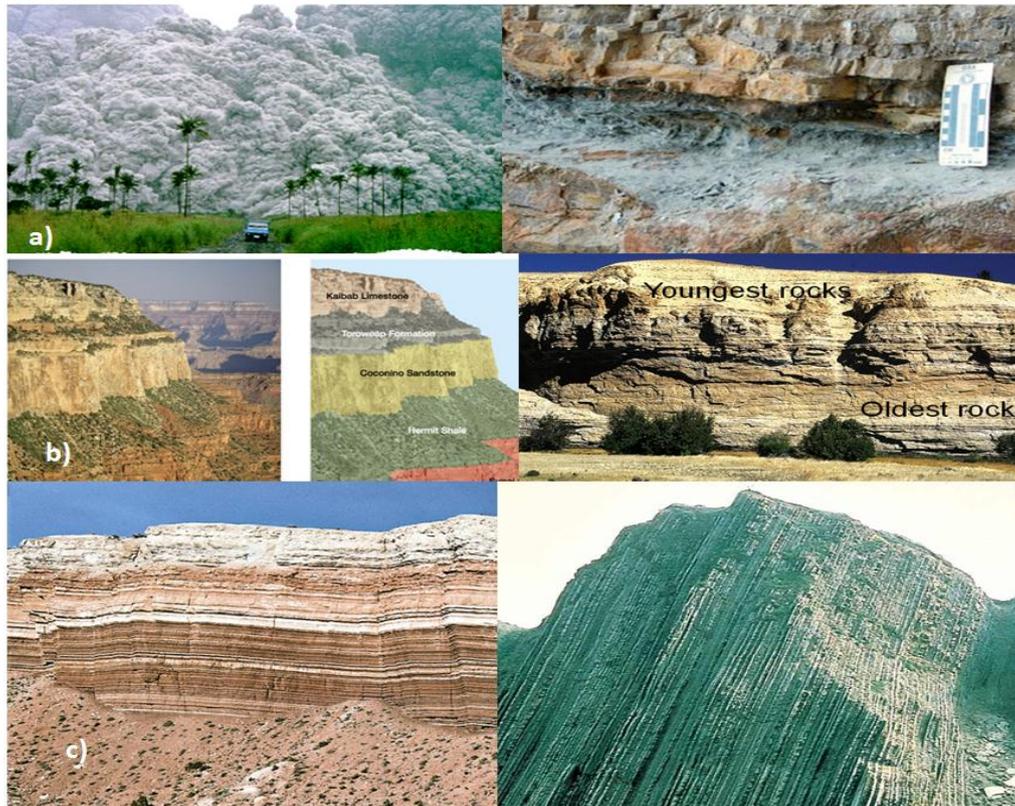


Figura 5.4.2: a) Actualismo: izquierda: Erupción del volcán Pinatubo, 1991; derecha: Capas de cenizas volcánicas de 750 millones de años, en China b) Superposición de estratos c) Horizontalidad (la imagen de la izquierda muestra este principio mientras que la derecha muestra una estructura en capas casi vertical) Adaptado de: 'Estratigrafía. Principios y métodos'. Vera Torres, J.A. 1994.

Cuando no existía la resolución necesaria para observar los estratos sedimentarios, muchas veces se asumía que las capas eran horizontales entre sí y respecto a la unidad geológica básica a la que pertenecían. Como uno de los objetivos fundamentales de esta tesis es determinar el espesor de las capas, para poner límites a sus tiempos de depósito (y eventualmente las edades), fue necesario verificar la horizontalidad. Para esto se utilizó el software ORION.

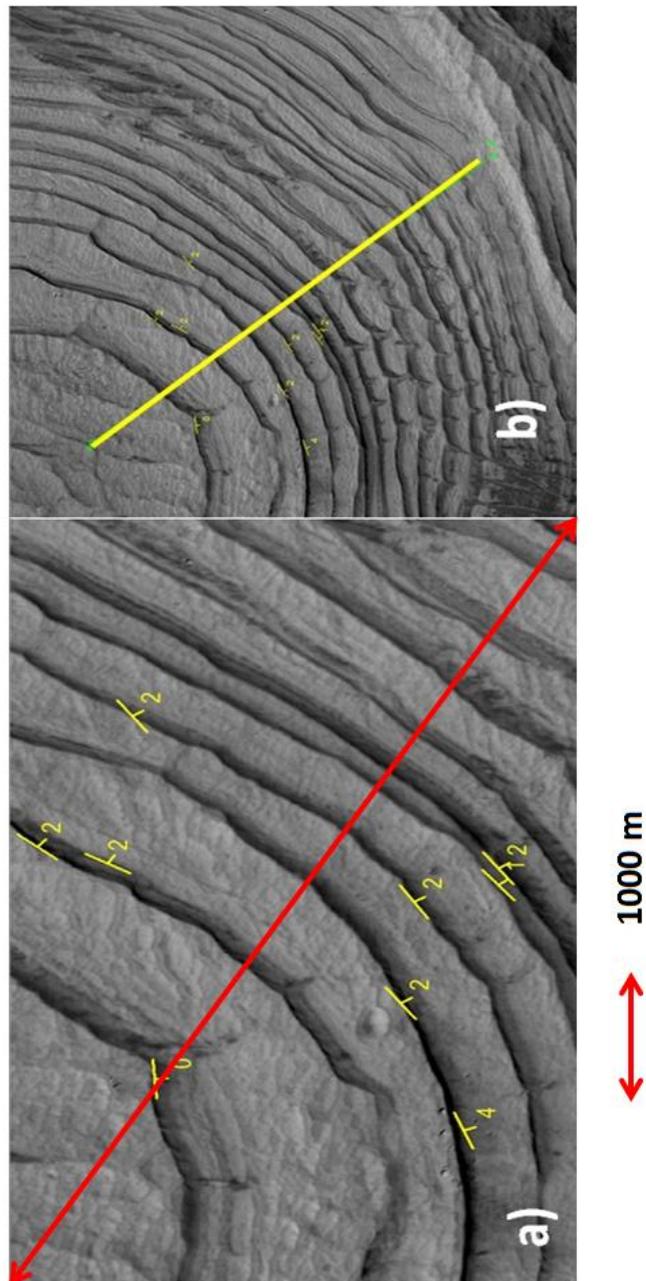


Figura 5.4.3 a) determinación de ángulos y pendientes en capas del cráter Schiaparelli b) transecto para determinar perfil topográfico.

Si bien aquí presentamos un ejemplo para el cráter Schiaparelli, el marco general de trabajo es, en primer lugar, dividir las figuras en zonas relevantes (dado que cada imagen pesa del orden de 300 Mb y algunos paquetes de procesamiento de imágenes no

admiten tanta información, como en el caso del ORION[®]) y, previamente al análisis topográfico y frecuencial, determinar el ángulo que forman las capas, su orientación y las pendientes. En geología se definen estas características como rumbo (‘strike’: línea formada por la intersección de un plano horizontal con la estructura de interés) y buzamiento (‘dip’: ángulo formado entre el plano horizontal y el plano de la superficie medida). Es evidente que el rumbo y el buzamiento son perpendiculares entre sí (Figura 5.4.4).

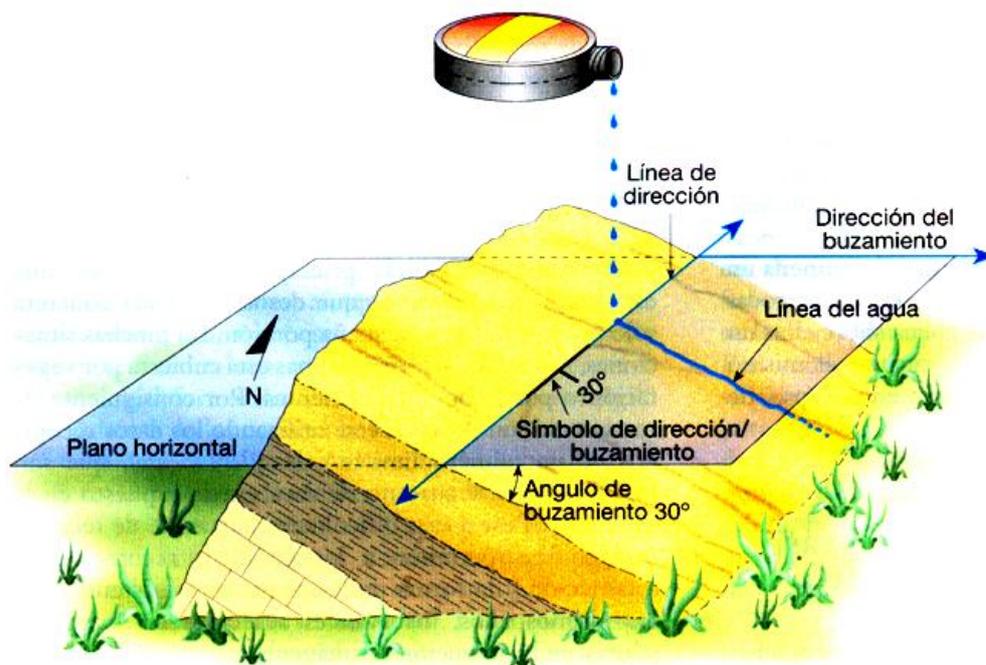
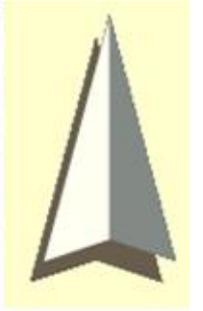
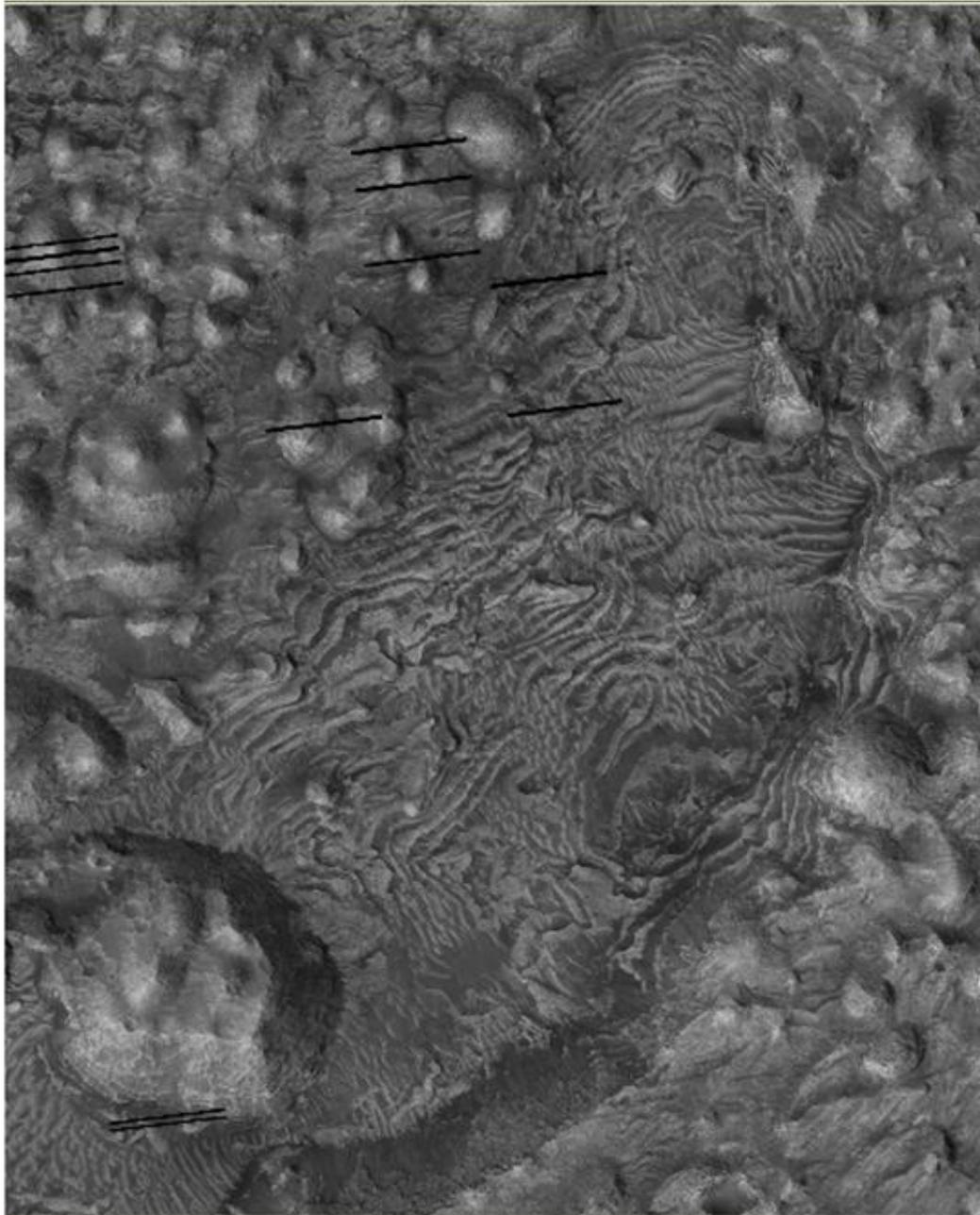


Figura 5.4.4. Determinación de línea de dirección (‘strike’) y ángulo de buzamiento (‘dip’) para capas inclinadas. Fuente: Tarbuck y Lutgens (1999)

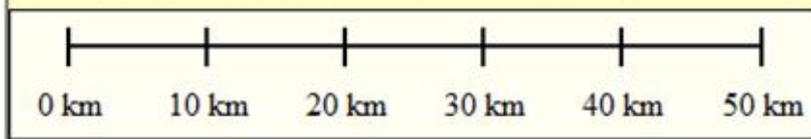
Para cada capa es necesario tomar del orden de cientos de puntos, de tal manera que ORION[®] determina por regresión lineal el plano de mejor ajuste. En el caso de Marte,

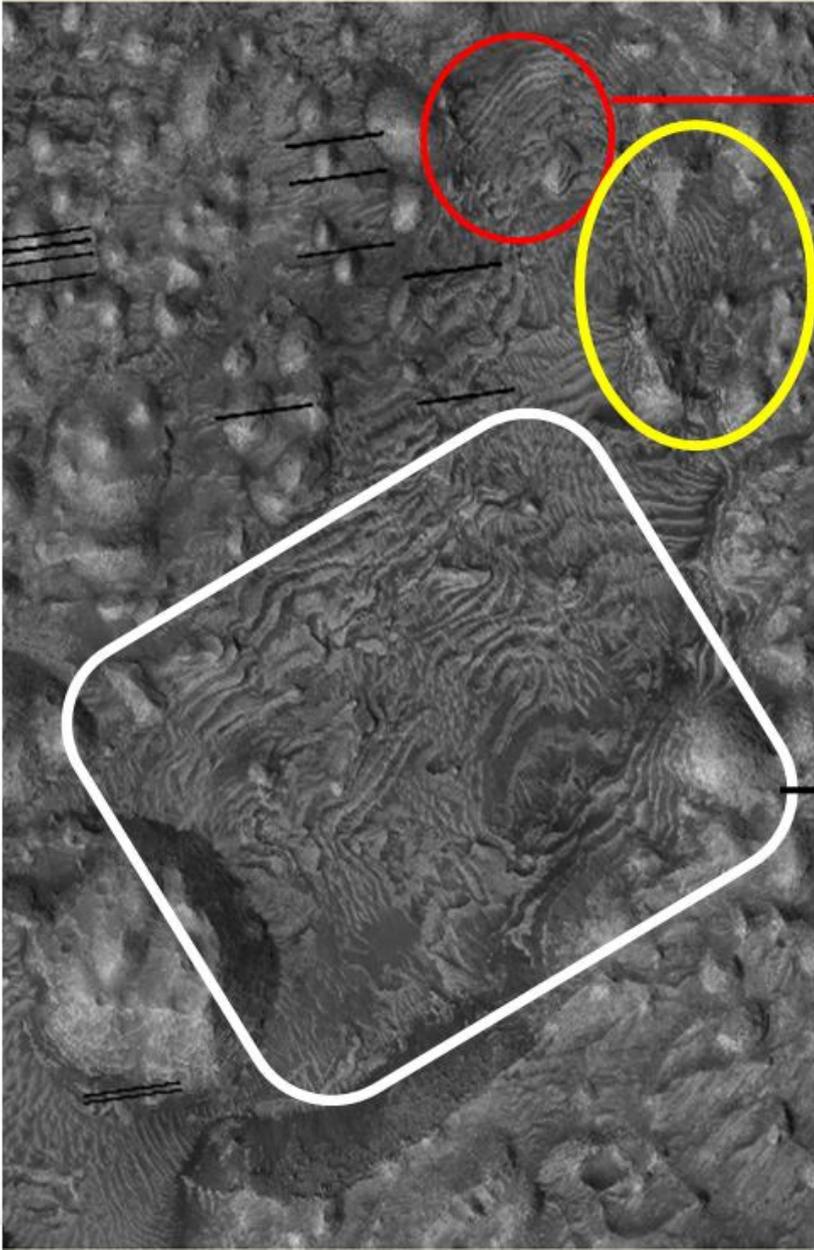
consideramos que para ángulos menores de los 10° es posible asumir horizontalidad, aunque en general los valores obtenidos fueron menores para las estructuras estudiadas.

La zona más compleja es el cráter sin identificación, Lat: $2^\circ 16'$, Long, $8^\circ 54'$, que a su vez se dividió en subzonas, no solamente por el tamaño de la imagen sino también por las aparentes diferencias geológicas y discontinuidades (Figura 5.4.5)



a)



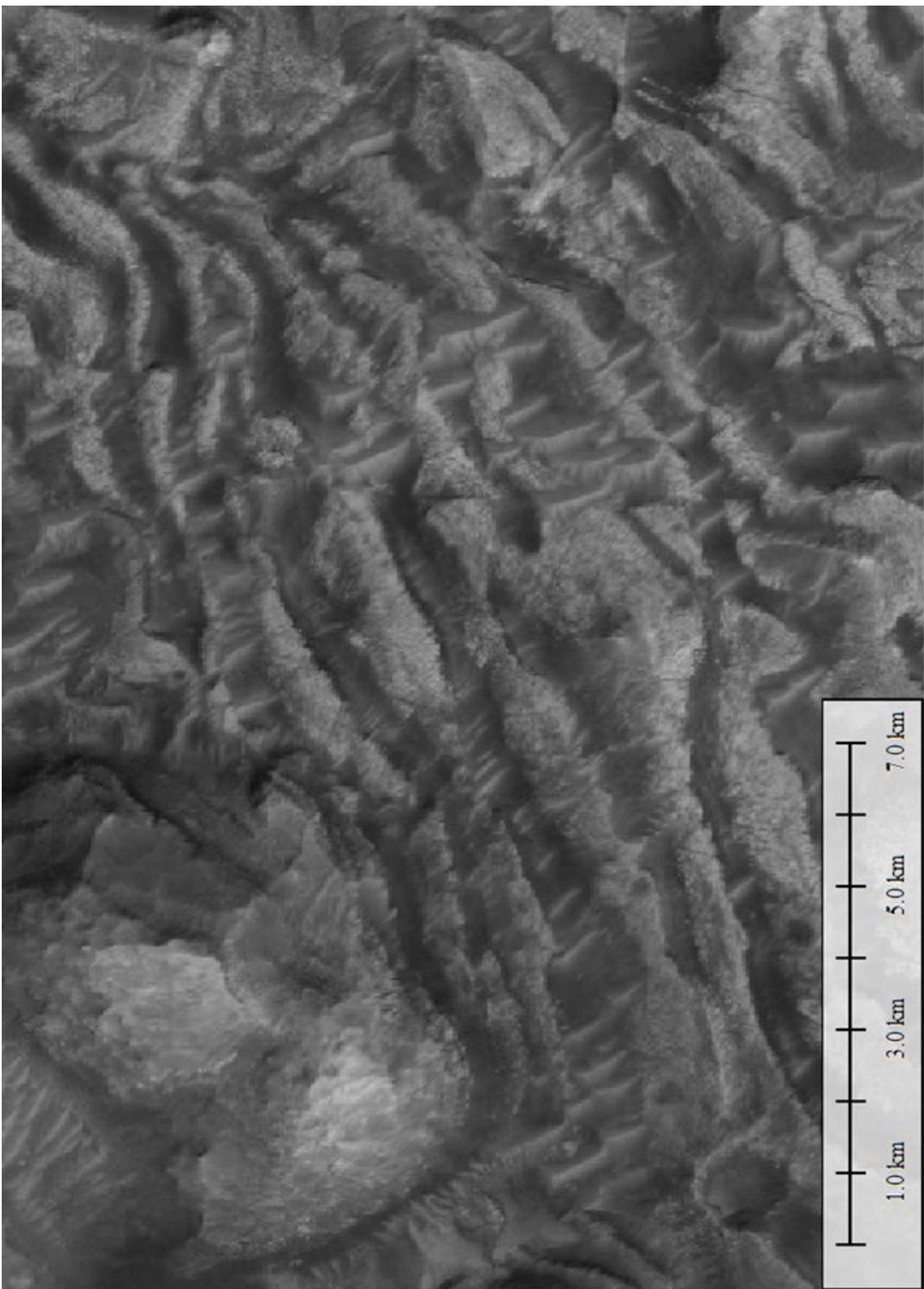


SUBSET 1

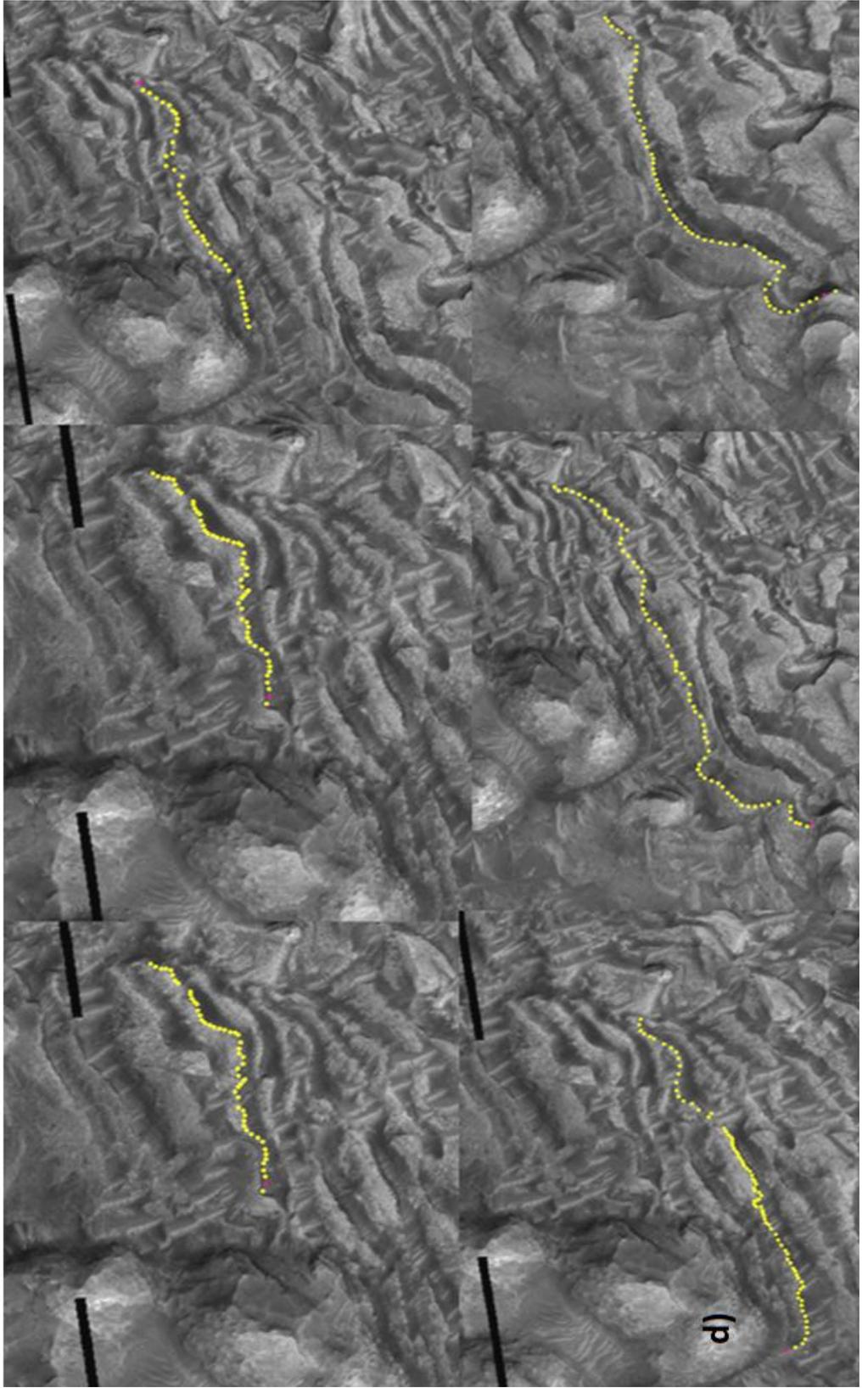
SUBSET 2

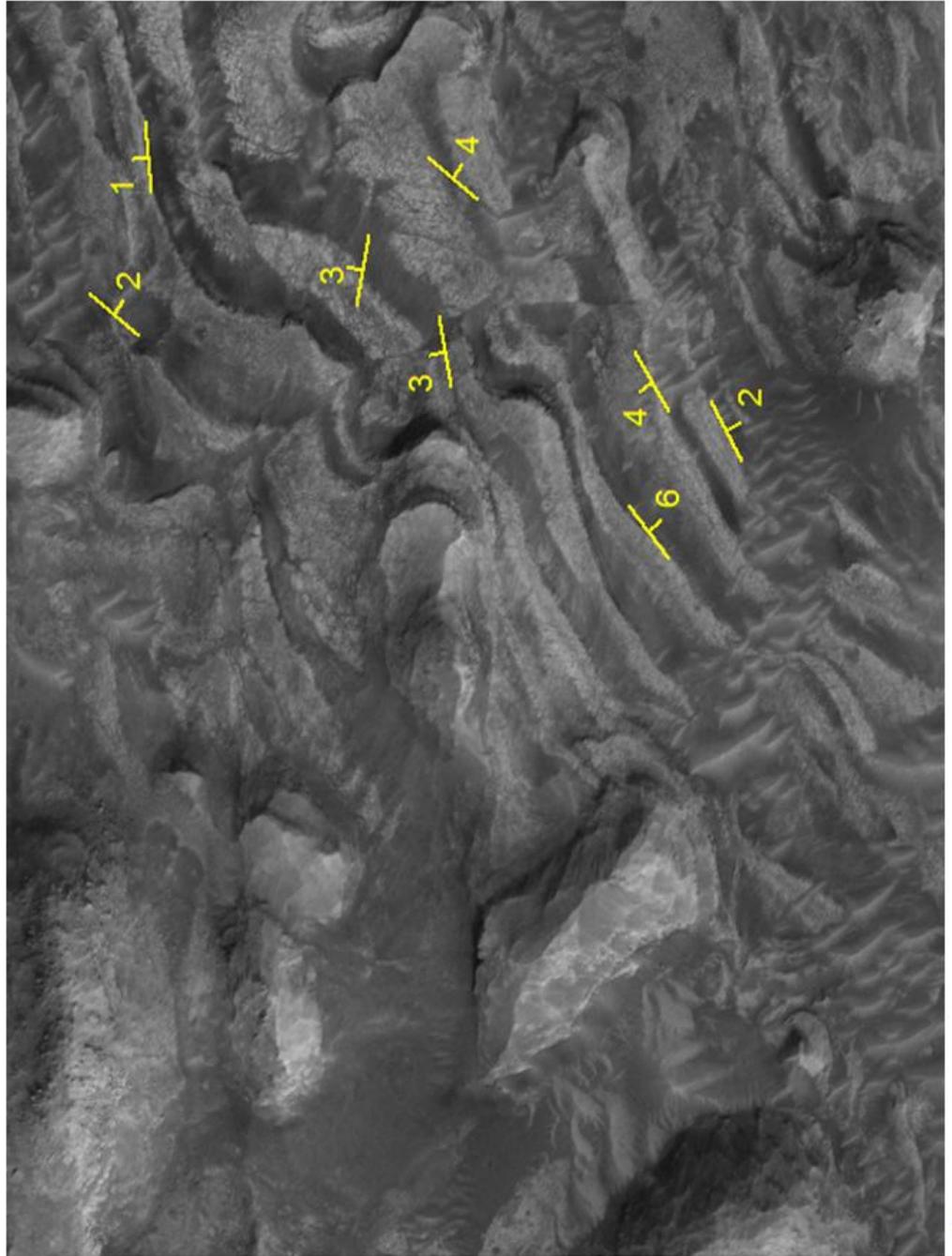
SUBSET 3

b)



c)





e)

Figura 5.4.5. a) Capas sedimentarias en cráter sin identificación (Lat: 2° 16, Long, 8° 54') b) Selección de zonas en este cráter c) detalle de la zona del cráter definida como subset 3, donde se aprecian con mayor resolución las capas. d) mosaico de imágenes de la zona subset 3 con las respectivas series de puntos en lo que a nuestro entender eran capas potenciales y fueron confirmadas con ORION e) determinación a partir de (d) de 'dip' y 'strike' para las capas respectivas.

CAPÍTULO 6

FORZAMIENTO ASTRONÓMICO EN MARTE.

“La gente se agrupaba en las galerías de piedra o se movía entre las sombras, por las colinas azules. Las lejanas estrellas y las mellizas y luminosas lunas de Marte derramaban una pálida luz de atardecer. Más allá del anfiteatro de mármol, en la oscuridad de la lejanía, se levantaban las aldeas y las quintas. El agua plateada yacía inmóvil en los charcos y los canales relucían de horizonte a horizonte. Era una noche de verano en el templado y apacible planeta Marte”.

Ray Bradbury

Crónicas Marcianas, 1950

6.1 Introducción

Como señalamos en el capítulo 4, recientemente se ha retomado el interés en los procesos sedimentarios en Marte y existen numerosos trabajos sobre la morfología, estratigrafía y relación de las capas sedimentarias con fenómenos climáticos relativamente recientes en el planeta (Milkovich y Head, 2005; Fishbaugh et al., 2010) En este capítulo, a partir de la identificación de capas tanto en perfiles topográficos como en variación de brillo en las imágenes seleccionadas, analizaremos patrones periódicos y su relación con el forzamiento astronómico en Marte.

Se define de forma operativa, a una capa sedimentaria como *‘un estrato evidente en las imágenes y en la topografía que no puede ser dividida en los estratos más*

delgados utilizando la mejor resolución de los datos disponibles' (Hvidberg et al., 2013). Lewis et al. (2008) encuentran en columnas estratigráficas en la zona de Arabia Terra dos tipos de estructuras cuasi periódicas: secuencias del orden de decenas de metros de espesor (llamadas 'bundles') y estratos más finos dentro de esas secuencias (llamados 'beds') (Figura 6.1.1)

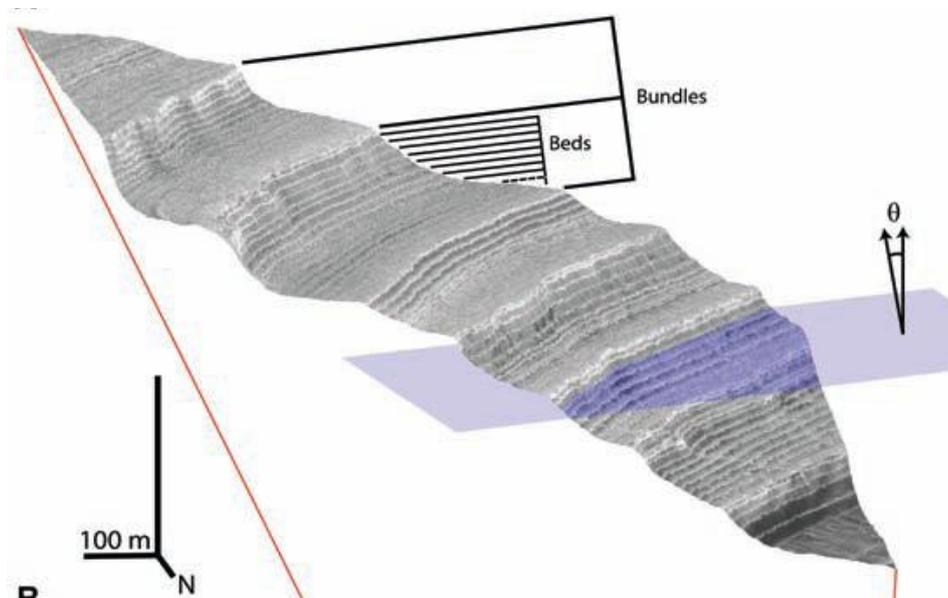


Figura 6.1.1 Estructuras topográficas cuasi periódicas con presencia de 'beds' y 'bundles'.
Fuente: Lewis et al., 2008.

Por otra parte Laskar et al. (2002) explican brevemente la aplicación del software Insola para Marte:

'The changes in insolation at the surface of Mars arise from the variation of the planet's orbit resulting from the secular perturbations of all the other planets in the Solar System and from the precession and obliquity variations of the spin axis of the

planet. The orbital motion is obtained through a new numerical integration of the whole Solar System, including all nine main planets, the Moon as a separate object, Earth and solar oblateness, tidal dissipation in the Earth–Moon system and the effect of general relativity’

Este integrador es el que utilizamos para los cálculos de insolación en Marte, y cuyas salidas numéricas comparamos con los datos topográficos y de brillo en las imágenes.

6.2 Procesamiento de las imágenes.

Si bien el Global Mapper nos permite tomar perfiles topográficos en cualquier dirección a los efectos de correlacionarlos con la insolación, no nos permite tomar transectos de brillo en la imagen plana. Dada la precisión de las imágenes topográficas (la resolución de HiRISE para todas las imágenes de esta tesis son de 0,6 m/px y los datos de MOLA tienen una resolución máxima de 1m/px), cabría preguntarse por que no solamente se toman perfiles topográficos para comparar con los patrones de insolación. Milkovich y Head (2005) explican claramente lo que ocurre para imágenes en los polos marcianos, pero que también se da en capas sedimentarias en general.

‘Changes in insolation patterns due to quasiperiodic orbital cycles will affect the brightness of an individual layer; the duration and intensity of southern summer influences the occurrence of global dust storms which affects the dust to ice ratio, and in turn the brightness, of the layer deposited at the northern cap. Darkening may also occur through ice ablation and the accumulation of included dust; lightening may occur by deposition of new ice’.

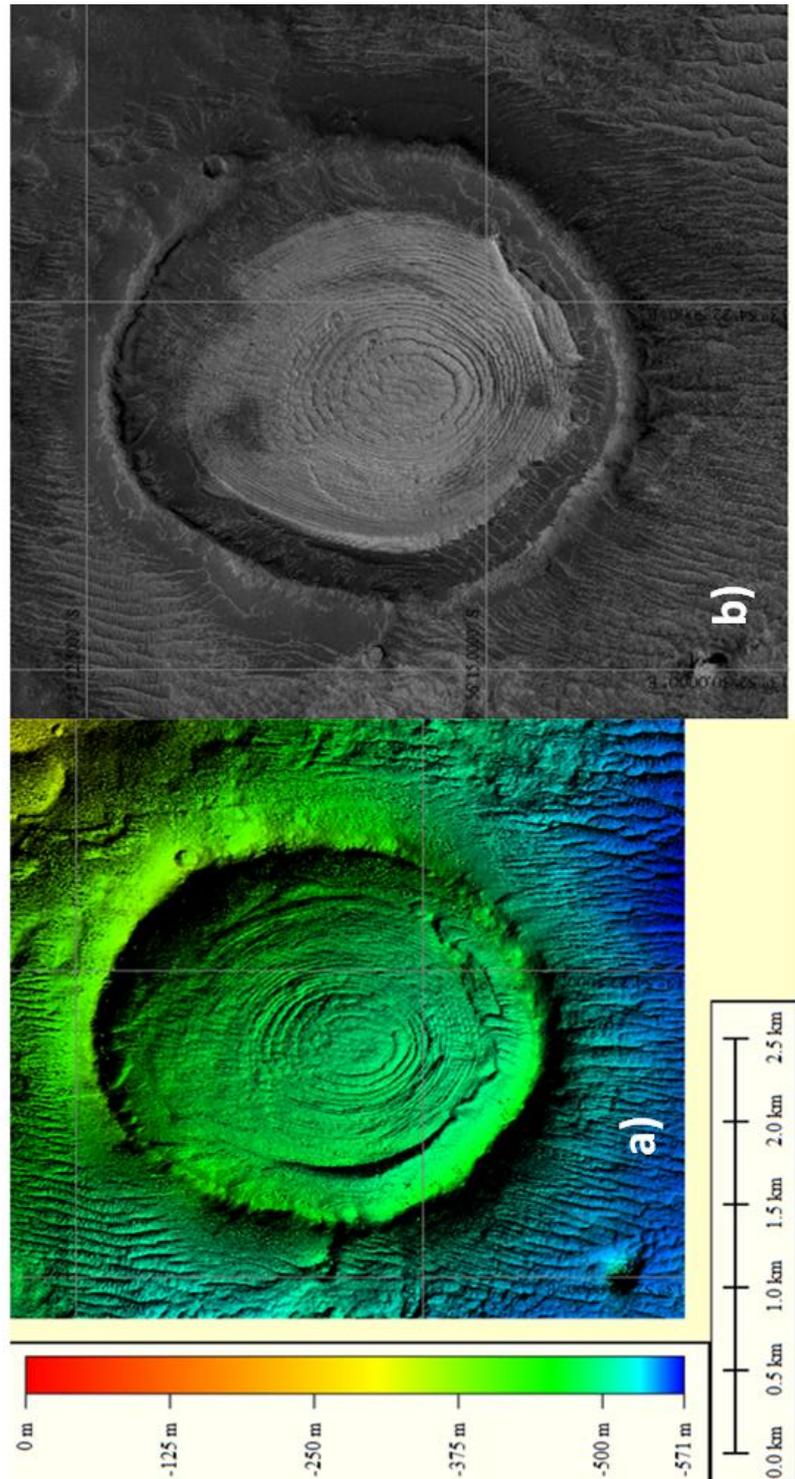


Figura 6.2.1. Ambas imágenes cargadas en el Global Mapper. a) Imagen topográfica (es posible ver las barras de nivel de altura y distancia. b) Imagen RGB en escala de grises.

Es decir, los transectos topográficos los tomamos en zonas de interés, corregidas por horizontalidad y dirección con ORION[®], pero a partir de una imagen de terreno construida por dos imágenes planas, corremos el riesgo de considerar como una sola capa a dos capas diferentes, que si bien están a la misma altura no tienen el mismo carácter geológico de composición. Si analizamos solamente la Figura 6.2.1 a), podríamos estar considerando un ‘bundle’ como la diferencia en altura entre dos capas y no observar los estratos (‘beds’) que componen una de esas capas, por estar a una altura muy próxima entre sí, pero si analizamos el brillo de la imagen vemos que se intercalan diferentes coloraciones (por ejemplo, por alternancia de sedimentos finos y gruesos, lo cual determina la cantidad de agua necesaria para ese tipo de sedimentación).

Por lo tanto para cada zona se considera la imagen topográfica y la imagen plana en escala de grises, corregidas por ORION[®] como señalábamos anteriormente.

6.3 Análisis frecuencial.

Cuando se aplica la teoría de forzamiento astronómico para Marte, deben tenerse en cuenta las diferencias entre este planeta y la Tierra (sección 4.2).

Si bien los parámetros considerados son los mismos, los períodos difieren respecto a la Tierra. En el caso de Marte, la excentricidad tiene un período de 95000 años, la precesión de 51000 años y la oblicuidad de 120000 años.

A los efectos de poder calcular las frecuencias a través de la Transformada de Fourier (de aquí en más FFT), se generaron rutinas en MATLAB[®] para obtener el valor de cada pixel en la imagen y luego considerar la resolución de la imagen en m/px. Esto genera datos equi-espaciados a partir de la matriz de datos asociada a cada una de las imágenes. Las imágenes planas se corrigieron por ruido rojo al considerar su espectro.

Esta última corrección se justifica dado que cuando se realiza el análisis espectral de una señal, se deben tener en cuenta algunos factores que pueden interpretarse como ruido y, en particular, un aspecto que está presente en los registros relacionados con la paleoclimatología es el llamado ruido rojo. Se le dio ese nombre por asociación con los espectros ópticos en los que la señal en el rojo corresponde a los componentes de baja frecuencia. Como los procesos climáticos que estamos considerando corresponden a períodos grandes y, por lo tanto, a frecuencias cortas, debemos evitar la aparición en el espectro de oscilaciones rápidas espúreas (Muller y McDonald, 2000).

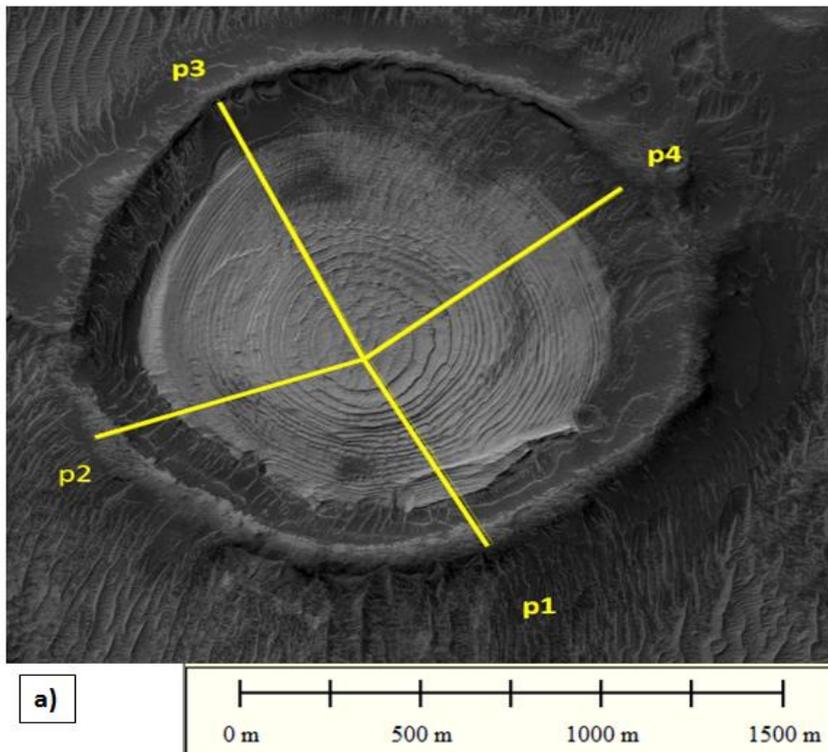
Otro aspecto considerado fue aplicar el uso de ‘ventanas’, en particular la ventana Hanning. Lo que se implementa en este caso es, dada la serie $f(t)$, realizar el análisis espectral de esta serie multiplicada por una función $g(t)$ que reduzca los lóbulos laterales de espectro y jerarquice las frecuencias principales. Para una serie entre 0 y T, la ventana Hanning implica que la función $g(t)$ sea de la forma:

$$g(t) = (1/2) (1 - \cos(2\pi \cdot t/T)) \quad \text{Ecuación 6.3.1}$$

6.4 Resultados y conclusiones.

6.4.1 Cráteres

El cráter Schiaparelli está en la región de Arabia Terra, a 3° S y 344° E. En la sección 5.4 se mostró el procesamiento previo de la imagen, donde se determinaron las pendientes y se vio que las distintas capas sedimentarias que se encuentran dentro del cráter podían ser consideradas horizontales (Figura 5.4.3). Se trazaron una serie de transectos, a los efectos de ver si en alguna dirección se disponía de más longitud en el plano, para optimizar la detección de estratos (beds) y 'bundles', tal como fueron definidos previamente. En la Figura 6.4.1.1 a) se ven cuatro de los transectos, y en la Figura 6.4.1.1 b) la distancia alcanzada.



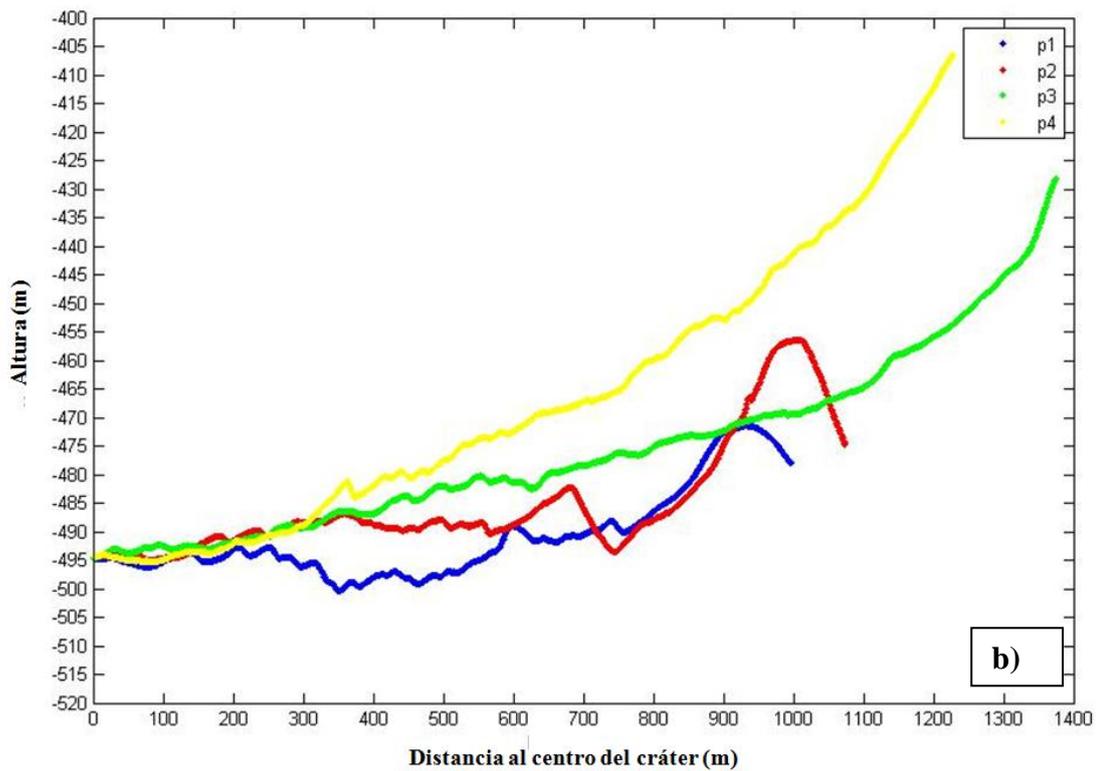


Figura 6.4.1.1: a) Imagen HiRISE del cráter Schiaparelli, con transectos topográficos trazados en Global Mapper. b) Perfiles de altura de los transectos.

En los transectos p1 y p2 se alcanza el borde de la estructura de capas 300 m antes que en p3 y p4. Sin embargo parece haber una amplitud mayor en la variación de capas en la vertical. Por lo cual se considera el transecto (tanto en el perfil topográfico como en la imagen visible) mostrado en la Figura 6.4.1.2 (a y b). En la Figura 6.4.1.2 c) y d) se ven los perfiles correspondientes.

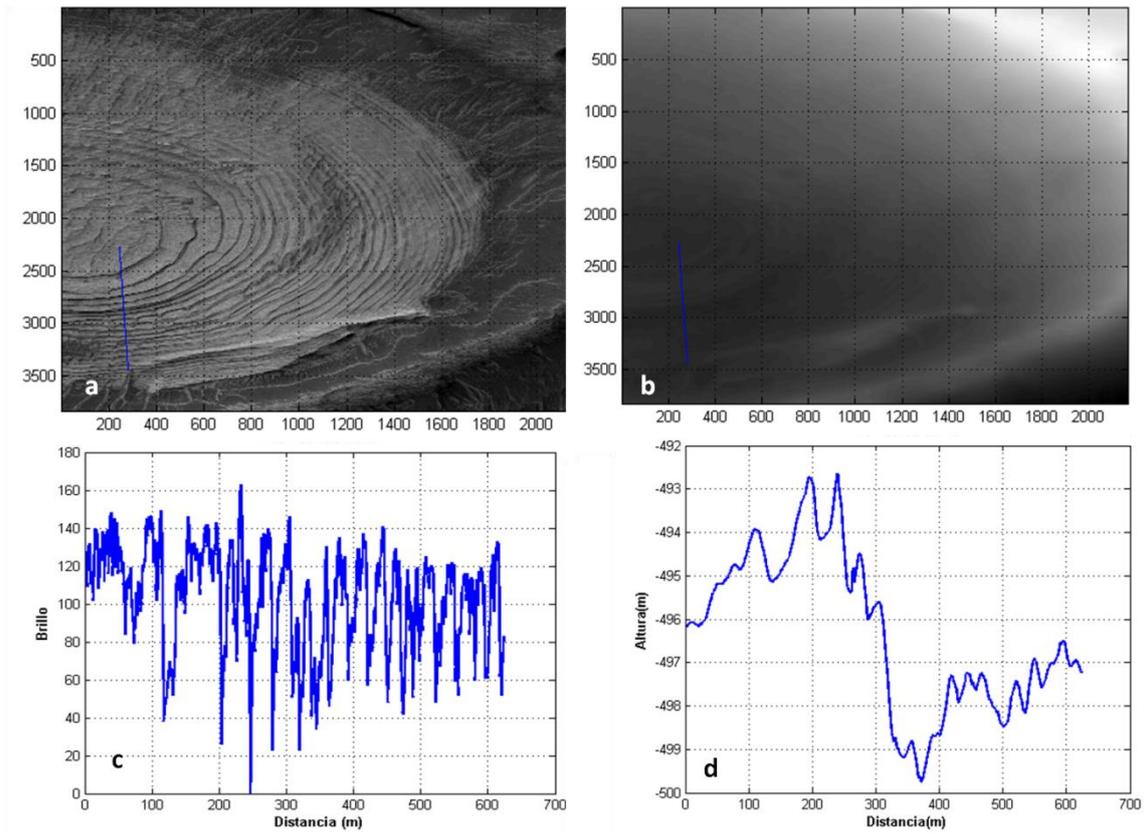


Figura 6.4.1.2 a) Imagen del cráter con el perfil de brillo (línea azul) b) Idem pero con imagen topográfica c) Perfil de brillo d) perfil topográfico.

A partir de los datos y las imágenes de la Fig. 6.4.1.2 (espesor de los estratos y variación de brillo) y a través del análisis espectral, obtuvimos frecuencias asociadas a períodos del orden de 6, 9, 23 y 45 m, respectivamente (Figura 6.4.1.3)

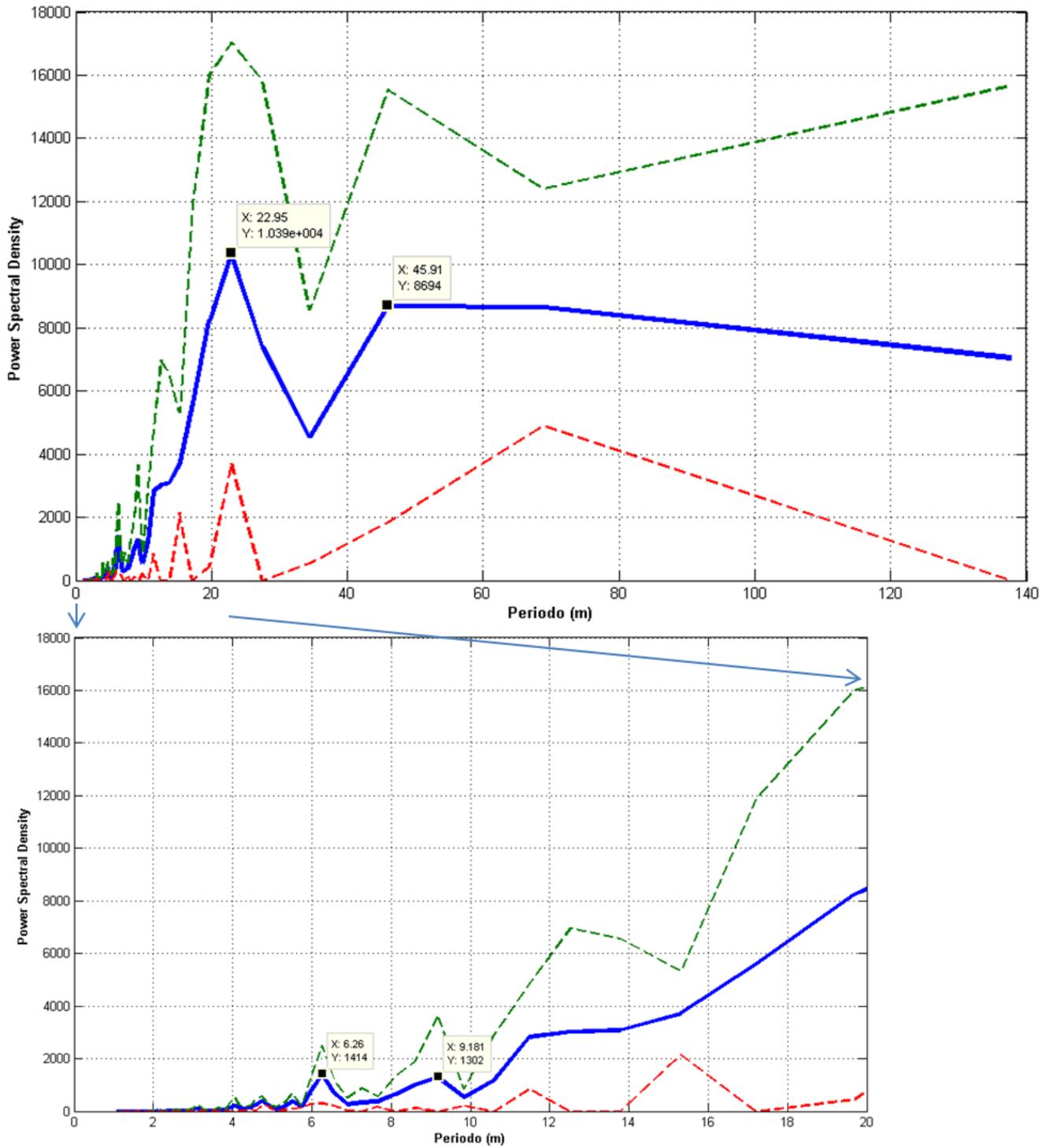


Figura 6.4.1.3 Análisis espectral de perfiles de altura y brillo para el cráter Schiaparelli (arriba) perfil completo de 0 a 140 m, (abajo) ampliación del intervalo 0 a 20 m.

Realizamos un análisis wavelet de frecuencias para la insolación, calculada con **insola.f** (Laskar, 2004) durante 10 millones de años, para la latitud del cráter Schiaparelli y la fecha correspondiente al solsticio de verano en Marte (Figura 6.4.1.4)

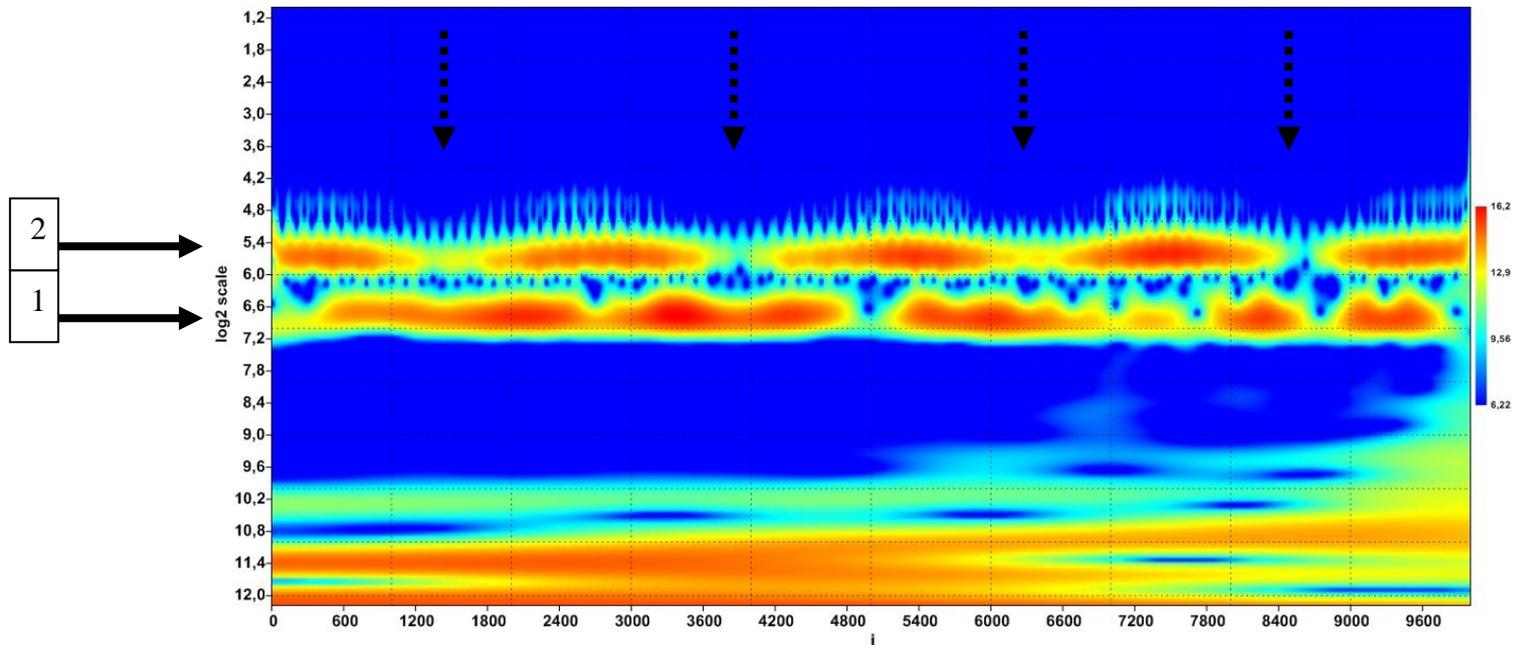


Figura 6.4.1.4 Análisis wavelet para la insolación para 3° , durante una integración de 10 millones de años. 1) frecuencia asociada a un período de 114430 (oblicuidad) 2) frecuencia asociada a un período de 48502 (precesión). Las flechas punteadas verticales indican la modulación de la precesión.

6.4.2 Polo Norte

Para el caso de los depósitos polares en capas del polo norte (NLPD), el análisis es diferente, dado que las zonas son mucho más amplias y guardan un registro a largo plazo del paleoclima del planeta, con avances y retrocesos de hielo, en un escenario análogo a las glaciaciones terrestres. Por este motivo, se buscan señales repetitivas indicadoras de estructuras mayores. A partir de la imagen 1167_0000.dt4 (84° N, 126° E), tomada por la cámara HRSC se midió el perfil topográfico de una zona de NLPD, considerando un transecto perpendicular a las capas, de 140 km de longitud (ver Fig.6.4.2.1)

Se detectaron espesores medios de las capas del orden de 30 m.

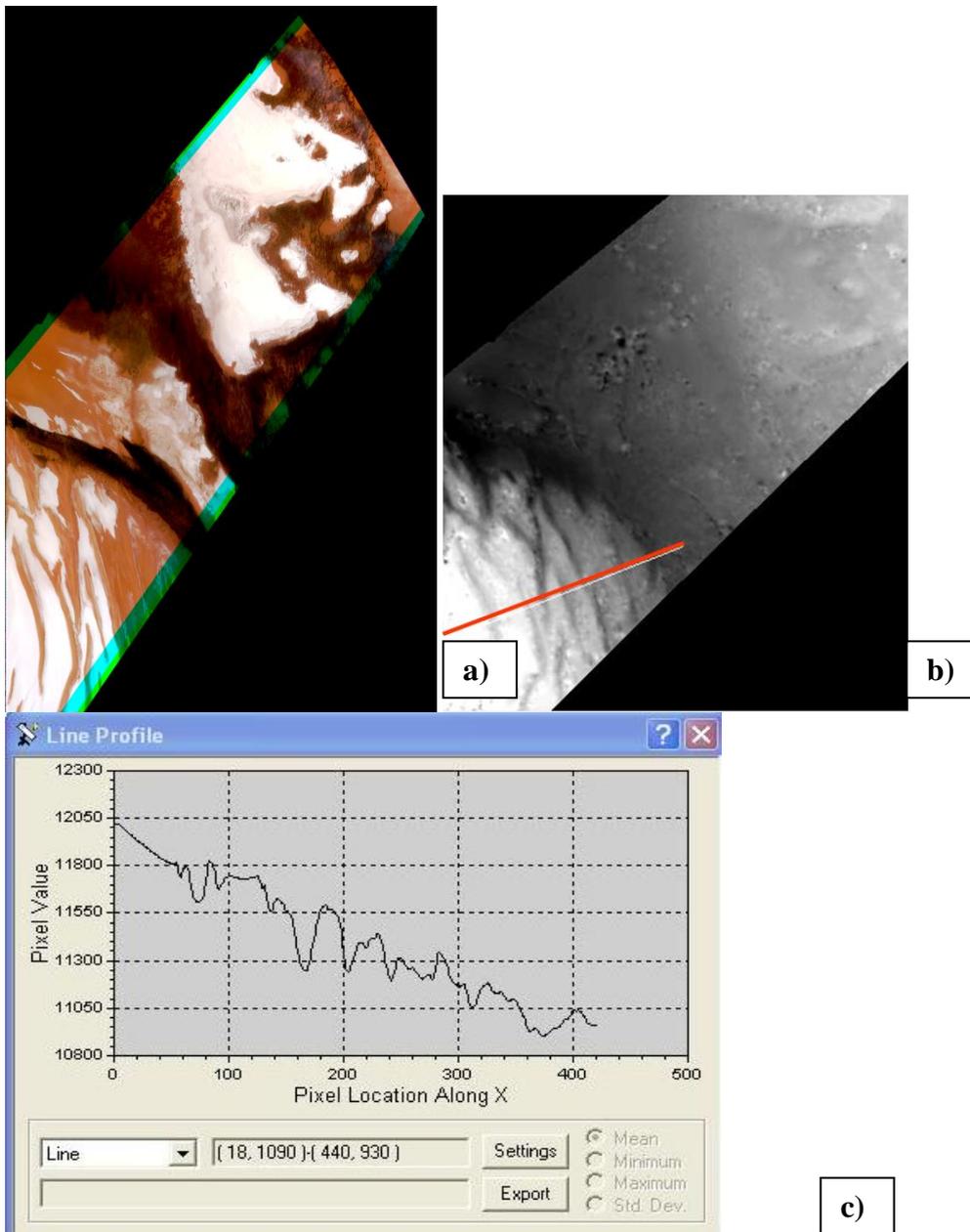


Figura 6.4.2.1 a) RGB de la imagen 1167_0000.dt4 (84° N, 126° E), Cámara HRSC, b) transecto de 140 km, perpendicular a las capas, para determinar variaciones topográficas, c) perfil de alturas (en píxeles)

A través del algoritmo insola para Marte (Laskar et al., 2002), se determinó la insolación para la región de la imagen 1167_0000.dt4 (84° N) para diferentes tiempos de corrida en el solsticio de verano en Marte. Posteriormente se re-escalaron y se compararon las curvas de insolación y relieve, obteniendo el mejor ajuste para una corrida de 5 millones de años (Figura 6.4.2.2). El análisis frecuencial para la insolación da un período primario asociado a la oblicuidad y un segundo pico asociado a la precesión.

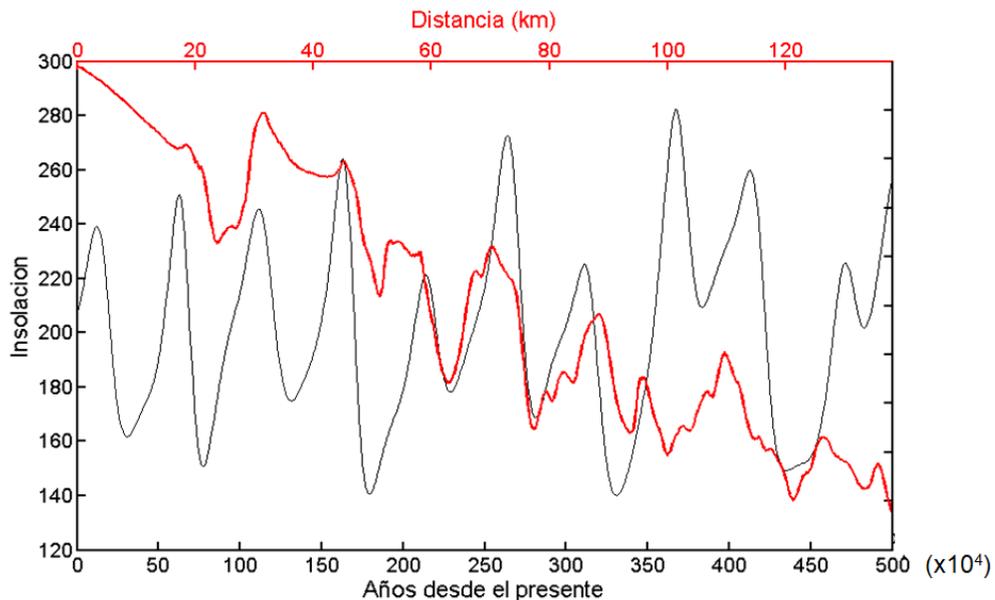
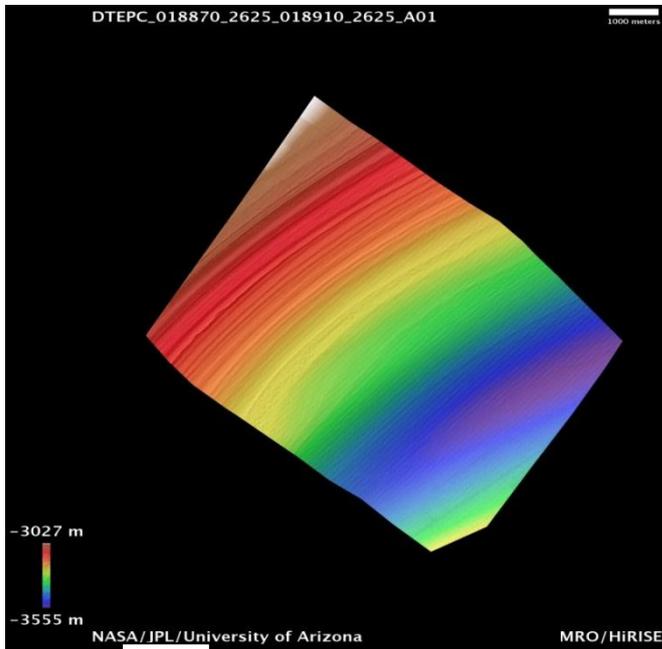


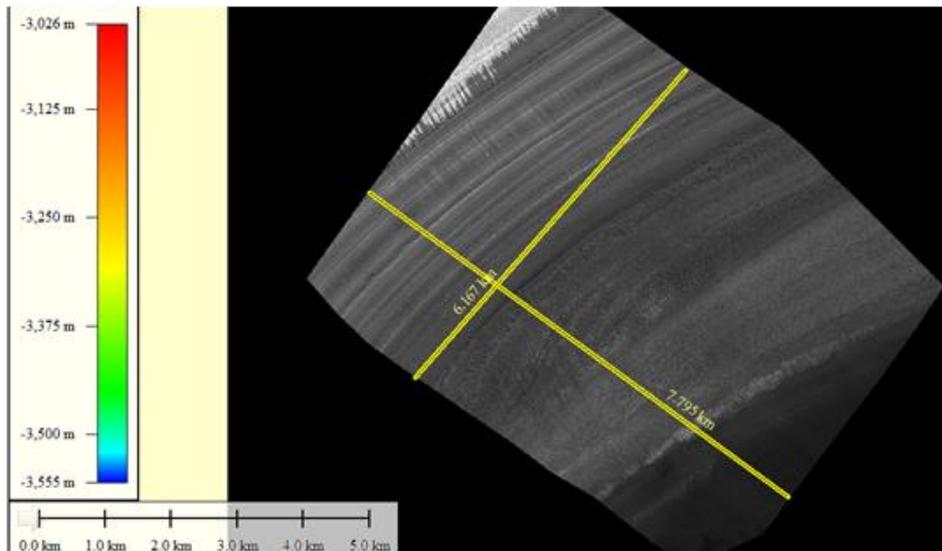
Figura 6.4.2.2 Variación topográfica (en rojo) comparada con la insolación (negro).

Dado que la resolución de HiRISE es mucho mayor y para la construcción del par estereográfico se ajusta la variación en el sentido vertical con los datos de MOLA, se seleccionó el par DTEPC_018870_2625_018910_2625_A01 (Lat: 84 N°, Long: 34° E), como se muestra en la figura 6.4.2.3 a) la variación en la vertical es de 528 m, lo que

en principio da un amplio margen para la detección de capas de distinto espesor. Las dimensiones aproximadas medidas con Global Mapper de la región son de 6,167 km x 7,795 km.



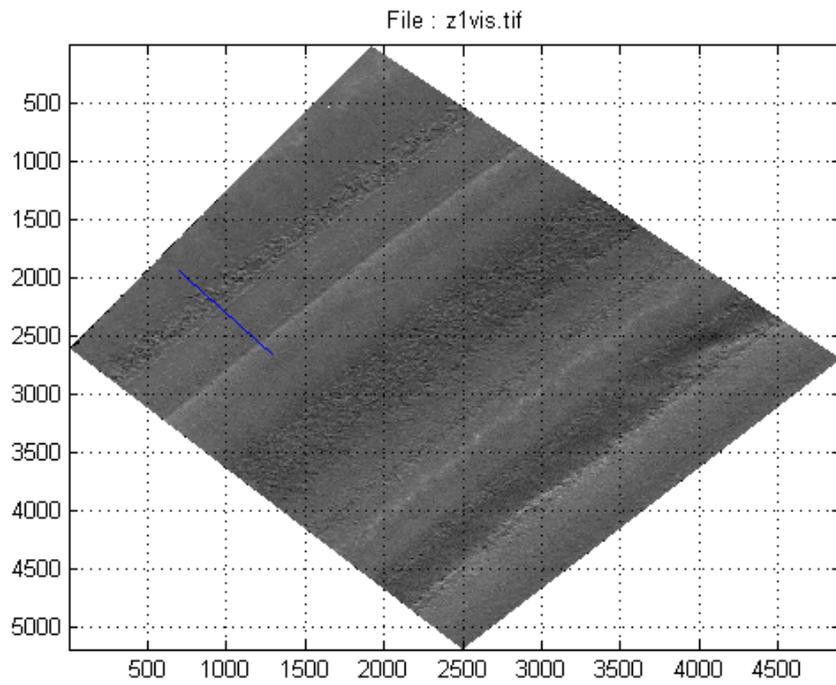
a)



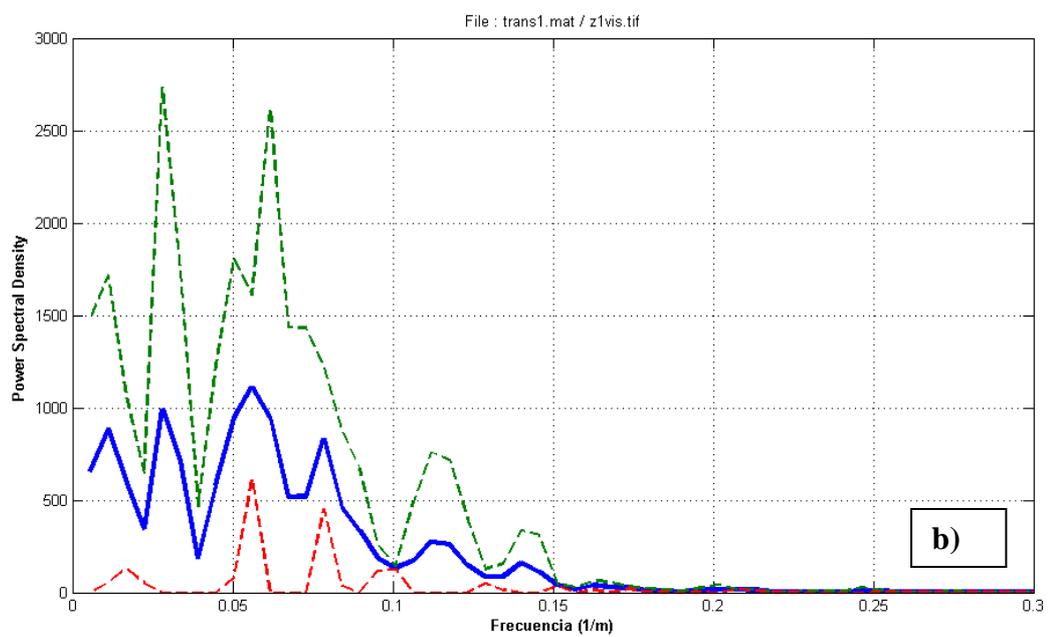
b)

Figura 6.4.2.3 a) Imagen DTEPC_018870_2625_018910_2625_A01 b) Determinación de medidas de la imagen con Global Mapper.

Para esta imagen se consideró tanto el perfil topográfico como el perfil de brillo y se trazaron perfiles en dirección perpendiculares a las capas. Si bien Global Mapper permite transectos de toda la zona para ver la variación topográfica, el tratamiento de las imágenes de brillo se realizó con MATLAB[®], y este software no permite grandes cantidades de datos, por lo cual los transectos fueron menores (Figura 6.4.2.4 a).



a)



b)

Figura 6.4.2.4 a) Imagen de un sector de los NLPD con el perfil de brillo (línea azul) b) Análisis frecuencial de los datos.

El análisis frecuencial de la imagen dio frecuencias principales de 0,01121 1/m y 0,02802 1/m, que corresponden a la excentricidad ($1/0,01121 = 89000$) y la precesión ($1/0,02802 = 35688$) como factores predominantes.

Si bien para la imagen obtenida por HiRISE no se llegó a una correspondencia entre la insolación y el perfil topográfico como en la imagen de HRSC (Figura 6.4.2.2), en ambos casos partimos de la hipótesis que el forzamiento astronómico es el que determina las variaciones en el avance y retroceso del hielo. Por lo tanto se realizó una corrida de **insola.f** (Laskar, 2004) para determinar la insolación a 84° N, se dejó correr el programa para el mayor tiempo de integración confiable, 10 millones de años, con un paso de integración de 1000 años, para el día del solsticio de verano en Marte (Figura 6.4.2.5). Con esos datos, se realizó un análisis frecuencial de la insolación. (Figura 6.4.2.6)

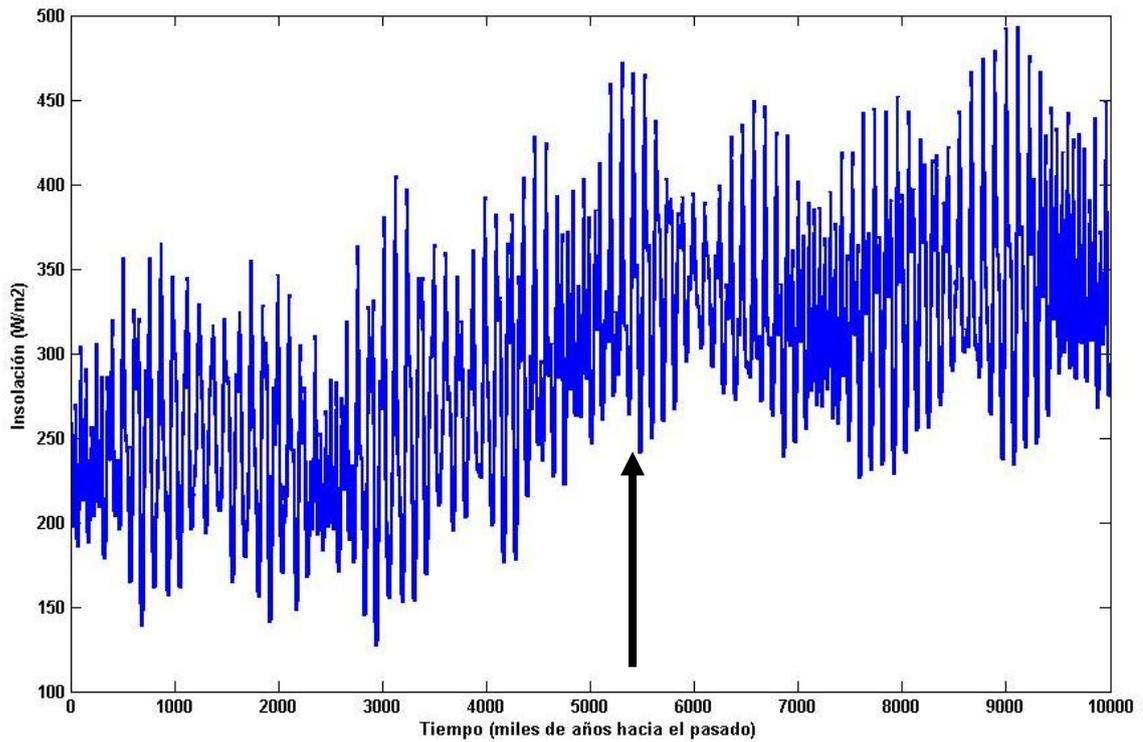


Figura 6.4.2.5 Insolación para 84° N, en el solsticio de verano, para 10 millones de años. La flecha indica el inicio de un aumento en la insolación alrededor de 5.5 millones de años hacia el pasado.

Por otra parte, como la correspondencia entre topografía-insolación (ver Figura 6.4.2.2) se daba para un tiempo de corrida de 5 millones de años, se realizó un análisis frecuencial para la insolación calculada durante ese tiempo. En la figura 6.4.2.6, se muestran ambos periodogramas superpuestos (las frecuencias para un período de 10 millones de años se grafican en azul y para 5 millones de años en rojo. Para ambas curvas, la frecuencia mas importante coincide en un valor correspondiente a un período de 124000 años. Sin embargo la amplitud es mayor para el tiempo de corrida de 5 millones de años. La segunda frecuencia difiere un poco para ambos intervalos, pero los períodos correspondientes son del mismo orden: 52820 años para 10 millones de años y 51413 años para 5 millones de años.

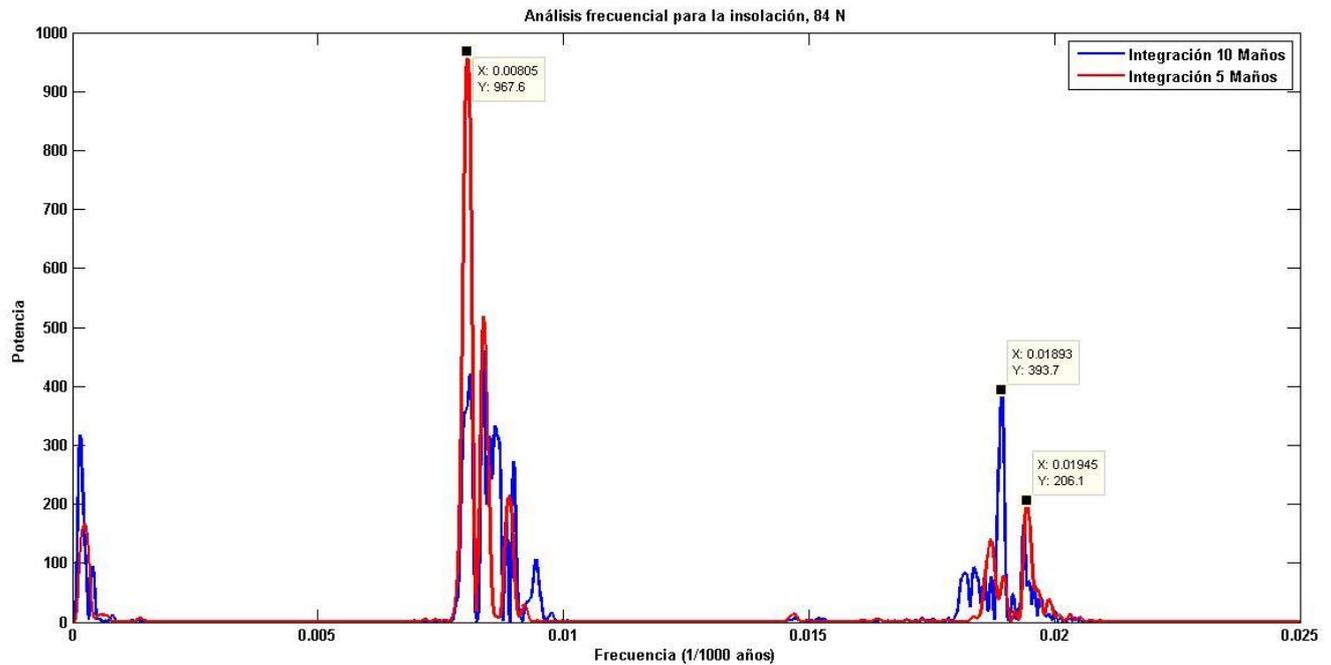


Figura 6.4.2.6 Análisis frecuencial para 84° N, para 10 millones de años (azul) y 5 millones de años (rojo).

Para esta segunda frecuencia, se invierten las amplitudes relativas, siendo mayor la de 10 millones de años. Si pensamos en el período de tiempo real en que se logró la correlación topografía –insolación (Figura 6.4.2.2), que fue en el intervalo de 5 millones de años, tiene mucho más peso la frecuencia asociada a 124000 años que la asociada a 51413 años. No se observa de forma notoria el comportamiento para las frecuencias determinadas para un tiempo de corrida de 10 millones de años.

Por lo tanto se realizó un análisis wavelet para los datos de corrida de 10 millones de años, que permite ver la evolución frecuencial del sistema de una forma dinámica, conteniendo también los datos de 5 millones de años. Los resultados se muestran en la Figura 6.4.2.7.

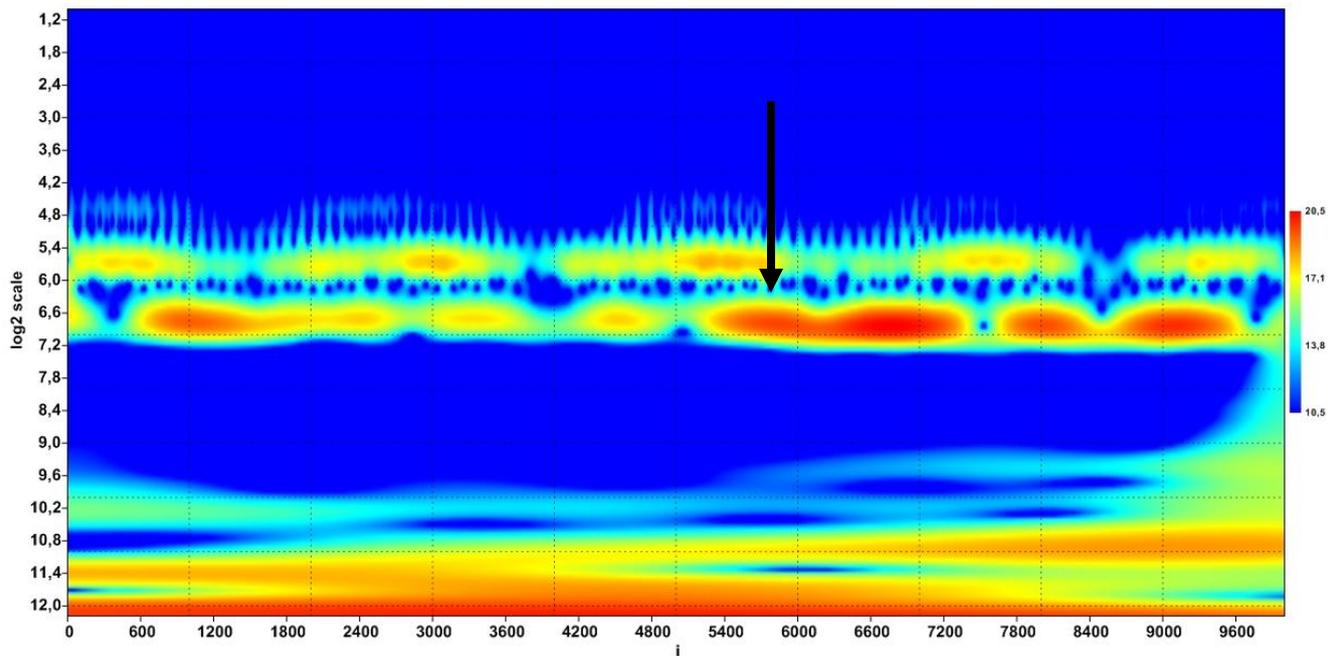


Figura 6.4.2.7 Análisis wavelet para la insolación para 84° N, durante una integración de 10 millones de años. La flecha indica el inicio de una transición frecuencial. Es notorio que entre 5.5 y 6 millones de años hacia el pasado hay una transición de frecuencias, que se corresponde a un período de 97000 años.

6.4.3 Discusión

En relación a los cráteres con capas sedimentarias en Arabia Terra, Lewis et al. (2008) realizaron un análisis espectral del brillo y, combinándolo con el perfil de altura de estructuras en Arabia Terra, y para el cráter Becquerel encuentran una relación de frecuencias 1:10 entre 'bundles' ($f= 0.03 \text{ 1/m}$, $\text{espesor}=35.5 \text{ +/- } 9\text{m}$) y 'beds' ($f= 0.3 \text{ 1/m}$, $\text{espesor}=3.6 \text{ +/- } 1\text{m}$). También encuentran estructuras de 19,6m para el cráter Crommelin, 9, 7m y 12,6 m respectivamente para un cráter sin denominación a latitudes próximas al ecuador de Marte, pero en estos casos no pueden determinar relaciones frecuenciales entre estratos (beds) y 'bundles' en esas estructuras. Si bien estos autores no realizan análisis espectral, asocian la relación 10:1 entre el espesor de los beds y bundles de Becquerel, con la relación 10:1 de la oblicuidad entre su período principal de 120 mil años y un período mayor de 1.2 millones de años (Laskar, 2004). Esto los conduce a la conclusión que la oblicuidad pudo haber sido el parámetro dominante en la depositación periódica de las capas sedimentarias.

En nuestro caso encontramos valores de 6m, 9m, 23m y 45 m para el cráter Schiaparelli Si bien no aparece una relación evidente del tipo 10:1 (Lewis et al., 2008), en nuestro trabajo no es necesario determinarla, ya que estos autores la utilizan como forma de vínculo con parámetros de forzamiento astronómico, e incluso esta relación es tentativa, dado que el espesor de los estratos (beds) es de 3.6m +/- 1m y el de los 'bundles' es de 35.5 +/- 9m (o sea que puede adoptar un valor entre aproximadamente 25 m y 45 m) y esto no cumpliría la relación 10:1 (Lewis et al., 2008, Tabla 1).

En nuestro trabajo realizamos un análisis frecuencial consistente de la insolación. Los períodos obtenidos son de 114430 años y 48502 años. El primer período se asocia con la oblicuidad, por lo cual estaría en acuerdo con la conclusión de Lewis, considerando además que Schiaparelli está mucho más cerca del Ecuador y por

lo tanto se ve más afectado por los cambios de oblicuidad. Además la presencia del período de 48502 años asociado a la precesión implica un comportamiento más complejo del sistema. Si consideramos que en el análisis wavelet surge una transición frecuencial con un período de 97000 años (excentricidad) pueden considerarse resonancias de tipo spin-órbita que afecten aún más a la oblicuidad. Finalmente, la transición que indica la presencia de excentricidad como frecuencia influyente, se produce a los 5.5 millones de años hacia el pasado, momento en que Laskar et al., 2004 señalan un aumento significativo de la oblicuidad (Figura 5.2.1). En nuestros cálculos aparece al mismo tiempo un aumento de la insolación para el polo norte marciano (Figura 6.4.2.5), lo cual es coherente, dado que la insolación está calculada para el solsticio de verano en Marte y en ese punto de la órbita es el Polo Norte el que se encuentra en dirección al Sol.

En otros perfiles en cráteres realizados hasta el momento, no se han encontrado valores que cumplan alguna relación similar a los planteados por Lewis et al., (2008), pero no descartamos nuevos valores si completamos grillas a mayor escala que cubran perfiles longitudinales mayores. Y por otra parte al contrastar los valores obtenidos con un análisis del comportamiento de la insolación, probablemente no sea necesario establecer relaciones ‘*ad hoc*’ entre los perfiles topográficos. El problema que se nos presenta es la capacidad computacional para tratar las imágenes, principalmente el análisis de las imágenes de brillo con MATLAB®.

Con los resultados obtenidos hasta el momento podemos estimar una tasa de depositación de $2,8 \cdot 10^{-4}$ m/año.

En relación a los NLPD se trabajó con dos imágenes, 1167_0000.dt4 (HRSC) y DTEPC_018870_2625_018910_2625_A01 (HiRISE). En la primera solamente se

trabajó con medidas topográficas y se obtuvieron capas de espesor de 30 m, sin llegar a detectar estructuras más pequeñas, de tipo estratos (beds). Se encontró una correspondencia entre la curva de insolación calculada para 5 millones de años y la curva de relieve. Los períodos coinciden, pero no las amplitudes.

En relación con la imagen DTEPC_018870_2625_018910_2625_A01, construida a partir de observaciones de HiRISE, se analizaron transectos tanto en la topografía como en imágenes de brillo. Se obtuvieron frecuencias principales (Figura 6.4.2.4 b) de 0,01121 1/m (asociada a la excentricidad) y 0,02802 1/m (asociada a la precesión). En los registros de las imágenes las frecuencias principales corresponden a la excentricidad y la precesión, los cuales controlarían el comportamiento del hielo en las capas del Polo Norte. Fishbaugh et al. (2010) trabajan con criterios morfológicos para determinar las capas, y de acuerdo a sus características geológicas dividen sus datos en capas llamadas 'marker beds' espaciadas entre 20m-30m y capas más pequeñas del orden de 1m. La explicación que dan los autores para este fenómeno es que probablemente las capas de mayor espesor se formaron durante períodos de oblicuidad moderada y las capas más finas cuando la amplitud de la oblicuidad es baja por estar controlada por la modulación de la precesión (Fishbaugh et al., 2010: Fig 18) Por otra parte Milkovich y Head (2005, 2008) analizando 27 imágenes con datos de HiRISE, encuentran un ciclo de 30 m, y lo asocian a la precesión. Hvidberg et al. (2012) realizan un modelo complejo intentando explicar la alternancia en la sedimentación relativa de hielo y polvo en las capas del polo norte. Encuentran capas finas, del orden de 1.6 m, que están asociadas a altas tasas de depósito de polvo y muy poco hielo. Además, un ciclo característico de 30 m, que asocian a la mitad del ciclo de 120000 años de la oblicuidad, permitiendo así depósitos alternados de hielo y polvo. Si comparamos los resultados de estos autores con los nuestros, vemos que hay una coincidencia en la

determinación de capas de espesor de 30 m, sin embargo, del análisis frecuencial de los datos de las imágenes los parámetros más influyentes son la excentricidad y la precesión. Es llamativo que la oblicuidad no aparezca como factor determinante, sobre todo tratándose de altas latitudes, pero esto puede deberse a dos causas 1) el análisis de las imágenes (especialmente las de brillo) no fue exhaustivo debido a limitaciones computacionales de MATLAB[®], y es precisamente las imágenes de brillo las que permiten complementar la topografía y observar capas más pequeñas, por lo cual se distinguen los períodos asociados a las formaciones mayores 2) la excentricidad y la precesión pueden entrar en un régimen de resonancia spin-orbita que alteraría la oblicuidad, siendo la causa de las estructuras más pequeñas no detectadas, por lo cual ese período no aparece en el análisis.

Es notorio que la mayoría de los autores que hemos citado analizan detenidamente las imágenes, pero para su interpretación climática toman como referencia el trabajo de Laskar et al., (2002, 2004). Si bien en estos últimos trabajos resultados que son generales, como la variación en oblicuidad a los 5 millones de años hacia el pasado, o la casticidad del eje marciano, la aplicación del algoritmo **insola.f** debe realizarse considerando las características de la zona a estudiar, fundamentalmente la latitud y la época del año. Por este motivo, realizamos un estudio de la insolación para 84° N, durante 10 millones de años y para la fecha de comienzo del verano en el hemisferio norte (Figuras 6.4.2.4, 6.4.2.5 y 6.4.2.6). Este análisis es independiente de los datos de las imágenes, solamente se tienen en cuenta los datos obtenidos por cálculo numérico de la insolación, aunque el resultado óptimo es que ambos resultados coincidan.

En el caso de la curva de insolación comparada con la imagen 1167_0000.dt4, hay una correspondencia de períodos y detección de capas de 30 m. Sin embargo en el

análisis frecuencial de la insolación los parámetros más influyentes son la oblicuidad y la precesión, mientras que en los datos de las imágenes son la excentricidad y la precesión. Estos resultados son coherentes con los postulados por Fishbaugh et al. (2010), y por otra parte en nuestro análisis wavelet de la insolación (Figura 6.4.2.7) aparece la señal de la frecuencia asociada a la excentricidad, lo cual implica que en un análisis frecuencial dinámico también surge el período de la excentricidad, aunque no de forma tan notoria como en los datos de las imágenes.

6.4.4 Conclusiones

Tanto en las estructuras en capas en el Polo Norte como en los depósitos sedimentarios en cráteres cercanos al ecuador es posible vincular la sedimentación al forzamiento astronómico. Para los NLPD, en el caso de la imagen 1167_0000.dt4 tomada por la cámara HRSC, fue posible trazar transectos topográficos (no se realizó análisis de brillo) donde se detectaron capas del orden de 30 m. Se encontró una correspondencia entre la curva de insolación calculada para 5 millones de años y la curva de relieve. Los períodos coinciden, pero no las amplitudes. Las estructuras de 30 m detectadas en la imagen 1167_0000.dt4, coinciden con valores de otros autores (Milkovich y Head (2005,2008); Fishbaugh et al. (2010); Hvidberg et al. (2012)), aunque no fue posible detectar estructuras menores, a nuestro criterio por limitaciones computacionales en el análisis de imágenes

En relación con la imagen DTEPC_018870_2625_018910_2625_A01, construida a partir de observaciones de HiRISE, se tomaron datos de transectos tanto en la topografía como en imágenes de brillo. Se obtuvieron frecuencias principales asociadas a la excentricidad y la precesión. El análisis de la insolación dio valores de frecuencias asociadas a la oblicuidad y la precesión (coincidiendo con Fishbaugh et al. (2010)), pero además con cierta influencia de la excentricidad en los últimos 5.5

millones de años. Este último resultado es importante porque vincula los parámetros determinantes para los datos obtenidos en las imágenes (excentricidad y precesión) y en el cálculo numérico de la insolación (oblicuidad y precesión), con influencia de la excentricidad).

Considerando la región de Arabia Terra, en el cráter Schiaparelli se determinó una horizontalidad entre las capas por lo cual no fue necesario corregir los perfiles topográficos y de brillo que se tomaron. A partir de los datos de las imágenes, y su análisis espectral, obtuvimos frecuencias asociadas a períodos del orden de 6, 9, 23 y 45 m, respectivamente. Algunos valores obtenidos para las capas (especialmente 23 m y 45m) pueden confirmar los datos obtenidos por Lewis et al. (2008), quienes obtienen para el cráter Becquerel espesores de 35 m +/- 9m para las estructuras denominadas 'bundles'. Pero al igual que en la región polar no nos fue posible distinguir estructuras de menor espesor.

Para el cálculo y el análisis frecuencial (wavelet) de la insolación, calculada para la latitud del cráter Schiaparelli, durante 10 millones de años, en el solsticio de verano en Marte, se obtuvieron períodos de 114430 (asociado a la oblicuidad) y 48502 (asociado a la precesión). A su vez, la precesión aparece modulada por un período mayor en el rango de 2.2 - 2.6 millones de años. Encontramos coherente el que la oblicuidad sea el factor preponderante para los procesos sedimentarios en regiones ecuatoriales y la modulación en la precesión confirma lo propuesto por Laskar et al., 2002.

De acuerdo a estas consideraciones, estimamos una tasa de depositación para los cráteres de $2.8 \cdot 10^{-4}$ m/año.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES GENERALES.

Cuando descubrimos que el cielo de Marte presentaba un color rosado en lugar del azul que se le había atribuido al principio, el anuncio fue recibido por un coro de joviales silbidos por parte de los periodistas reunidos: querían que incluso en este aspecto Marte se pareciera a la Tierra.

Carl Sagan

Cosmos, 1980

Si bien la decepción del público en general y de algunos científicos en particular puede ser entendible, a medida que nuestro conocimiento aumenta se vuelve imposible sostener la fantasía de Marte como una ‘segunda Tierra’, al menos en las condiciones que el planeta posee en la actualidad. Por otra parte, desde el punto de vista astrobiológico, tanto la Tierra como Marte se encuentran dentro o muy cerca de la zona de habitabilidad. Eso implica que Marte pudo cumplir con los requisitos para el surgimiento de la vida, tales como agua líquida, y compuestos orgánicos. A fines de 2013 se anunció el hallazgo de la existencia pasada de un lago marciano con un pH relativamente neutro, baja salinidad y una serie de elementos biológicos clave, como carbono, hidrógeno, oxígeno, azufre, nitrógeno y fósforo (Grotzinger et al., 2013). La

atmósfera más densa y el campo magnético que Marte tuvo en sus primeras etapas pudieron proteger la superficie del planeta de la actividad solar. Se ha especulado la existencia de formas de vida sencilla, como se sospechó de las estructuras fósiles encontradas en el meteorito marciano ALH 840001 (McKay et al., 1996).

Por otra parte, las condiciones marcianas actuales, nos permiten observar fenómenos en escalas temporales que no se pueden detectar en la Tierra, por haber sido modificados por la tectónica de placas, el vulcanismo o la erosión. Unidades sedimentarias en el interior del cráter Gale preservan registros del orden de 3.7 mil millones de años de antigüedad (Thomson, 2011), lo cual nos permite estudiar indirectamente el clima pasado del planeta, de la misma forma que diversos registros proxy nos permiten estudiar el clima pasado de la Tierra. Si bien nuestro planeta no guarda registros tan antiguos como Marte, por ser geológicamente muy activo, el estudio de los registros es más sencillo, ya que existen bases de datos de muestras tomadas *'in situ'*, mientras que en Marte debemos analizar las imágenes obtenidas por orbitadores o misiones en superficie, pero que implican una dificultad mucho mayor.

Sin embargo, pudimos comprobar que tanto en Marte como en la Tierra se cumple en términos generales la Teoría de Milankovitch, que el forzamiento astronómico a través de la variación de la insolación a tope de atmósfera puede explicar el paleoclima terrestre en periodos prolongados (cientos de miles de años en el Lago Vostok) o más recientes (decenas de miles de años en el Estuario del Plata). También explica estructuras actuales en Marte de las que solo poseemos información indirecta. Y, a través de datos que se obtienen de imágenes y espectros, intentamos explicar el paleoclima de Marte, encontrando correlaciones entre los datos y el forzamiento astronómico.

Un hecho que no es menor, es que si somos capaces de explicar el pasado climático de ambos planetas con este modelo, también podemos hacer predicciones a futuro. Si bien actualmente pruebas a ‘favor y en contra’ del cambio climático en la Tierra y el rol de las actividades humanas son noticia de todos los días, aún así podemos, por ejemplo, intentar poner una cota temporal a la próxima glaciación en nuestro planeta. O, a partir del estudio de glaciares en el actual ecuador de Marte, que provienen de una época en que su eje estuvo mucho más inclinado, proyectar esa información a un escenario de un nuevo cambio en la inclinación de ese planeta.

Finalmente, hoy en día sabemos que hay cientos de planetas orbitando otros soles, muchos de ellos dentro de la zona de habitabilidad de su estrella primaria (Jaime et al., 2014). La determinación de parámetros orbitales, la presencia de atmósfera, los espectros que nos den su composición implicarán aún más tiempo. Pero en nuestro Sistema Solar hay dos planetas con muchas características que pueden ser explicadas a través del forzamiento astronómico. La posibilidad de aplicarlo en otros sistemas no es nula y, si algo tiene la ciencia, es tiempo para continuar generando y probando hipótesis.

.

Referencias

- Andrews-Hanna, J.C., Phillips, R.J., and Zuber, M.T., 2007. Meridiani Planum and the global hydrology of Mars. *Nature* 446, 163-166.
- Argollo, J., Mourguiart, P. 2000. Late Quaternary climate history of the Bolivian Altiplano. *Quaternary International* 72, 37–51.
- Baker, P.A., Seltzer, G.O., Fritz, S.C., Dunbar R.B., Grove M.J., Tapia, P.M., Cross, S.L., Rowe, H.D., Broda, J.P., 2001. The history of South American tropical precipitation for the past 25000 years. *Science* 291, 640-643.
- Bandfield, J., Hamilton, V., Christensen P. 2000. A global view of martian surface compositions from MGS-TES. *Science* 287, 1626-1630.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. 1990. Comparison between radiocarbon and uranium series ages on glacial age Barbados coral. *Nature* 1990a; 345, 405-409.
- Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Toyé Mahamadou Kele, H., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S.O. , Severi, M., T. Blunier, T. , M. Leuenberger, M., H. Fischer, H. , V. Masson-Delmotte, V. , J. Chappellaz, J., E.Wolff. E. 2013. An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology: 120-800 ka. *Climate of the Past* 9 (4), 1715-1731.
- Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 269, 44-45.
- Berger, A., 1980. The Milankovitch theory of paleoclimates. *Vistas in Astronomy* 24, 103- 122.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1992. Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years. *Earth and Planetary Science Letters* 111, 369-382.
- Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimate studies. *Science* 255, 560-566.

- Berger, A., Loutre, M.F., Mélice, J.. 2004. Milankovitch and beyond. Proceedings of the Milutin Milankovitch Anniversary Symposium 31-50.
- Berger, A., Mélice, J.L., Loutre, M.F. 2005. On the origin of the 100-ky cycles in the astronomical forcing. *Paleoceanography* 20, PA4019.
- Binder, A.B. 1966. Mariner IV: Analysis of preliminary photographs. *Science* 152, 1053-1055.
- Blard, P., Sylvestre, F., Tripathi, A.K., Claude, C., Causse, C., Coudrain, A., Condom, T., Seidel, J., Vimeux, F., Moreau, C., Dumoulin, J., Lavé, J. 2011. Lake highstands on the Altiplano (Tropical Andes) contemporaneous with Heinrich 1 and the Younger Dryas: new insights from ^{14}C , U–Th dating and $\delta^{18}\text{O}$ of carbonates. *Quaternary Science Reviews* 30, 3973–3989.
- Blard, P., Lavé, J., Fraley, K.A., Fornari, M., Jimenez, N., Ramírez, V., 2009. Late local glacial maximum in the central Altiplano triggered by cold and locally wet conditions during the paleolake Tauca episode (17-15 ka, Heinrich 1). *Quat. Sci. Rev.* 28,3414-3427.
- Blodgett, T., Lenters, J., Isacks, B., 1997. Constraints on the Origin of Paleolake Expansions in the Central Andes. *Earth Interactions* 1, 1-28.
- Bottke, W., Vokrouhlicky, D., Minton, D., Nesvorny, D., Morbidelli, A., Brass, R., Simonson, B., Levison, H.F., 2012. An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt. *Letters to Nature* 485, 78-81.
- Carr, M. H. 1982. Periodic climate change on Mars: Review of evidence and effects on distribution of volatiles, *Icarus*. 50, 129– 139.
- Carr, M., 2006. *The surface of Mars*. Cambridge University Press.
- Carr, M. y Head, J.W., 2010. Geologic history of Mars. *Earth and planetary science Letters* 294, 185 – 203.

- Cheng,H., Sinha,A., Cruz, F., Wang,X. , Edwards,L., d'Horta, F., Ribas, C., Vuille, M., Stott, L., Auler, A., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nature Communications*, Vol. 4, 1411.
- Chicarro, A. 2004. Mars Express Overview. Lunar and Planetary Science Conference.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science*, 325(5941), 710-714.
- CLIMAP, 1976. Surface of the ice-age Earth. *Science* 191, 1131-1137.
- Comisión Internacional de Estratigrafía (<http://www.stratigraphy.org/>) Ultimo acceso 6/8/2014
- Craig, H., Gordon, L.I. 1965. Deuterium and oxygen -18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Consiglio Nazionale della Ricerche, Laboratorio di Geologica Nucleare 1-122. Pisa, Italia.
- Croll, J., 1875. *Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the earth's climate*. Edición reimpressa de D. Appleton and Company.
- Cruz, F.W., Burns, S.J., Karmann,I., Sharp, W., Vuille, M., Cardoso, A.O., Ferrari, J.A., Silva Dias, P.L., Viana, O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116000 years in subtropical Brazil. *Nature* 434, 63-66.
- Darwin, C., 1839. *Narrative of the surveying voyages of His Majesty's Ships Adventure and Beagle between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe. Volume III journal and remarks*. 1832-1836. Henry Colburn, London
- Dirección Nacional de Meteorología
(<http://meteorologia.gub.uy/index.php/caracteristicas-climaticas>)
Ultimo acceso: 19/8/2014

Dole, M. 1936. "The Relative Atomic Weight of Oxygen in Water and in Air". *Journal of Chemical Physics* 4, 268–275.

EPICA Community Members (2010) Stable oxygen isotopes of ice core EDML, PANGAEA, doi: 10.1594.

Fariña, R.A., 1996. Trophic relationships among Lujanian mammals. *Evolutionary Theory* 11, 125-134.

Fariña, R.A., Vizcaíno, S.F., de Iuliis, G. 2013. *Megafauna. Giant Beasts of Pleistocene South America*. Indiana University Press, Bloomington, 464 pp.

Fishbaugh, K.E., Byrne, S., Herkenhoff, K.E., Kirk, R., L., Fortezzo, C., Russell, P., S., Mc Ewen, A., 2010. Evaluating the meaning of “layer” in the martian north polar layered deposits and the impact on the climate connection. *Icarus* 205, 269-282.

Fishbaugh, K.E y Head, J.W. 2005. Origin and characteristics of the Mars north polar basal unit and implications for polar geologic history. *Icarus* 74, 444–474.

Fornari, M., Risacher, F., Feraud, G. 2001. Dating of palaeolakes in the central Altiplano of Bolivia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 172, 269-282.

Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O, Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R.L. 2007. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research* 68, 410-420.

Garreaud, R., Vuille, M. Compagnucci R., Marengo, J., 2008: Present-day South American Climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 180-195.

Global Mapper, Blue Marble Geographic,

<http://www.bluemarblegeo.com/products/global-mapper.php>, ultimo acceso 17/5/2013.

- Grieve, R. A. and Shoemaker, E. M., 1994. The record of past impacts on Earth. In Hazards due to Comets and Asteroids, ed. T. Gehrels. Tucson: University of Arizona press, 417-462.
- Grotzinger, J.P. y Milliken, R.E., 2013, The sedimentary rock record of Mars: distribution, origins and global stratigraphy. SEPM Special Publication.
- Grotzinger, J. P. and Sumner, D. Y. and Kah, L. C., Stack, K. , Gupta, S. , Edgar, L., Rubin, D. and Lewis, K. and Schieber, J., Mangold, N. , Milliken, R., Conrad, P. G. and Des Marais, D. and Farmer, J. and Siebach, K. , Calef, F., Hurowitz, J., McLennan, S. M., Ming, D., Vaniman, D. , Crisp, J. , Vasavada, A., Edgett, K. S. , Malin, M., Blake, D., Gellert, R., Mahaffy, P., Wiens, R. C. , Maurice, S., Grant, J. A., Wilson, S., Anderson, R. A., Beegle, L., Arvidson, R., Hallet, B., Sletten, R. S. , Rice, M. and Bell, J., III , Griffes, J. and Ehlmann, B. , Anderson, R. B. , Bristow, T. F. and Dietrich, W. E. , Dromart, G. and Eigenbrode, J. , Fraeman, A. , Hardgrove, C. , Herkenhoff, K. , Jandura, L. , Kocurek, G. , Lee, S. , Leshin, L. A. , L veill , R. , Limonadi, D. , Maki, J. , McCloskey, S. , Meyer, M. , Minitti, M. , Newsom, H. , Oehler, D. , Okon, A. , Palucis, M. , Parker, T. , Rowland, S. , Schmidt, M. , Squyres, S. , Steele, A. , Stolper, E. , Summons, R. , Treiman, A. , Williams, R. , Yingst, A. 2013. A Habitable Fluvio-Lacustrine Environment at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars. Submitido a Science.
- Hammer,  ., Harper, D.A.T., Ryan, P. D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. Palaeontologia Electronica 4(1), 9pp.
- Hartmann, W.K., 1966. Martian Cratering. Icarus 5, 565-576.
- Hartmann, W.K, Neukum, G., 2001. Cratering chronology and the evolution of Mars. Space Science Review 96, 165-199.
- Head, J. W. and Marchant, D. R., 2003. Cold based mountain glaciers on Mars: western Arsia Mons. Geology 31, 641.

- Head, J. W., Neukum, G., Jaumann, R., Hiesinger, Hauber, E., Carr, M., Masson P., Foing, B., Hoffmann, H., Kreslavsky, M., Werner, S., Milkovich S., van Gasselt, S. & The HRSC Co-Investigator Team, 2005. Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Nature* 434, 346-351.
- Head, J. W., Marchant, D. R., Agnew, M. C., Fassett, C. I., Kreslavsky, M. A., 2005. Extensive valley glacier deposits in the northern mid-latitudes of Mars: evidence for late Amazonian obliquity-driven climate change. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241,663.
- Heil, C.W., Jr., King, J.W., Zárate, M.A., Schultz, P.H., 2010. Climatic interpretation of a 1.9 Ma environmental magnetic record of loess deposition and soil formation in the central eastern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 29, 2705-2718.
- Herkenhoff, K. E. y Plaut, J. J. 2000. Surface ages and resurfacing rates of the polar layered deposits on Mars. *Icarus* 144, 243– 253.
- Hilgen F.J., Lourens L.J., Van Dam J. 2012. The Neogene Period. Capítulo 29 en: *The Geologic Time Scale 2012*. Gradstein FM, Ogg JG, Schmitz MD, Ogg GM (eds) Elsevier, Amsterdam.
- Huybers, P., 2006. Early pleistocene Glacial Cycles and the Integrated Summer Insolation Forcing. *Science* 313, 508-511.
- Hynek, B.M., & Phillips, R.J., 2001. Evidence for extensive denudation of the Martian highlands. *Geology* 29, 407-410.
- Hvidberg, C. S., Fishbaugh, K. E., Winstrup, M., Svensson, A., Byrne, S., Herkenhoff, K. E., 2013. Climate variations recorded by the North Polar Layered Deposits on Mars. *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 15, p. 13106).
- IceREADER, <http://www.icereader.org/icereader/> Ultimo acceso: 19/08/2014
- Indermühle, A., Monnin, E., Stauffer, B., Stocker, T. F., & Wahlen, M. (2000). Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr BP from the Taylor Dome ice core, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 27, 735-738.

- Iriondo, M.H., García, N.O., 1993. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 101, 209-220.
- Ivanov, B.A., 2001. Mars/moon cratering rate ratio estimates. *Space Science Reviews* 96, 87-104.
- Jakosky, B. M. y Carr, M. H., 1985. Possible precipitation of ice at low latitudes of Mars during periods of high obliquity. *Nature* 315, 559-561.
- Jakosky, B.M., Henderson, B.G., Mellon, M.T., 1995. Chaotic obliquity and the nature of the martian climate. *J. Geophys. Res.* 100, 1579–1584.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.-M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Lüthi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science* 317, 793-797.
- King, W.B.R., Oakley, K.P. 1949. Definition of the Pliocene-Pleistocene boundary. *Nature* 163, 186-187.
- Kroopnick, P.; Craig, H. 1972. Atmospheric Oxygen: Isotopic Composition and Solubility Fractionation. *Science* 175 (4017): 54–55.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system. A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus* 88, 266–291.
- Laskar, J. & Robutel, P. 1993. The chaotic obliquity of the planets. *Nature* 361, 608–612.
- Laskar, J., Levrard, B., Moustard, J.F., 2002. Orbital forcing of the martian polar layered deposits. *Nature* 419, 375–377.

- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2002. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy and Astrophysics* 428, 261-285.
- Laskar, J., Correia, A.C.M., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P. 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus* 170, 343–364.
- Lavenu, A., Fornari, M., Sebrier, R.I., 1984. Existence de deux nouveaux épisodes lacustres quaternaires dans l'altiplano Péruvien-Bolivien. *Cahiers ORSTOM. Série Géologie* 14, 103-114.
- Lemoine, F. G., Smith, D. E., Rowlands, D. D., et al., 2001. An improved solution of the gravity field of Mars GMM-2B, from Mars Global Surveyor. *J. Geophys. Res.* 23, 359-76.
- Lewis, K., W., Aharonson, O., Grotzinger, J.P., Kirk, R., L., McEwen, A., S., Suer, T., A., 2008. Quasi-periodic Bedding in the Sedimentary Rock Record of Mars. *Science* 322, 1532-1535.
- Liebmann, B. and Mechoso, C.R. 2011. The South American Monsoon System. In *The Global Monsoon System: Research and Forecast (2nd Edition)*, ed. Chih-Pei Chang. World Scientific Publishing Co, 137-157.
- Lomb, N. 1976. Least squares frequency analysis of unequally spaced data. *Astrophys. Space Sci.* 39, 447 – 462.
- Lorius, C., Merlivat, L., Jouzel, J., Pourchet, M.A., 1979. 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature* 280, 644-648.
- Louergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T.F., Chappellaz, J., 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature* 453, 383-386.
- Lunine, J., *Astrobiology: A Multidisciplinary Approach*, 2005. Pearson Addison Wesley.
- Luthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.-M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, Kawamura, K., and Stocker, T. F. 2008. High-resolution

carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 379-382.

Marinova, M., Aharonson, O., and Asphaug, E. 2008. *Nature* 453, 1216.

Matlab® MATrix LABoratory, <http://www.mathworks.com/products/matlab/>, ultimo acceso 17/5/2013.

McEwen, A., Eliason, E., Bergstrom, J., Bridges, N., Hansen, C., Delamere, W., Grant, J., Gulick, V., Herkenhoff, K., Keszthelyi, L., Kirk, R., Mellon, M., Squyres, S., Thomas, N., Weitz, C. 2007. *Journal of Geophysical Research: Planets* (1991-2012), 112.

McKay, D., Everett, K., Thomas-Keptra, K., Vali, H., Romanek, C., Clemett, S., Chillier, X., Maechling, Zare, R. 1996. Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001. *Science* 273, 5277-924-930.

McNaughton, S.J., M., Oesterheld, D.A. Frank, and K.J. Williams 1989. Ecosystem-level patterns of primary productivity and herbivory in terrestrial habitats. *Nature* 341: 142-144.

Mellon, M. T., y Jakosky, B. M. .1995. The distribution and behavior of Martian ground ice during past and present epochs, *J. Geophys. Res.*100, 781–11,799.

Milankovitch, M. 1941. Cannon of Insolation and the Ice Age Problem [in Serbian]. *Royal Serbian Sciences* 33, 1-633.

Milkovich, S.M., Head, J.W., 2005. North Polar cap of Mars: Polar layered deposit characterization and identification of a fundamental climate signal. *JGS* 110, 1005-1026.

Minchin, J.B., 1882. Notes of a Journey Through Part of the Andean Table-Land of Bolivia in 1882. *Proceedings of the Royal Geographical Society and Monthly Record of Geography New Monthly Series* 4, 671-676.

- Mischna, M. A., Richardson, M. I., Wilson, R. J. and McCleese, D. J., 2003. On the orbital forcing of martian water and CO₂ cycles: a general circulation model study with simplified volatile schemes. *J. Geophys. Res.*,108.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Barnola, J.M., 2001. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination. *Science* 291, 112-114.
- Mourguiart,P., Ledru, M.P., 2003. Last Glacial Maximum in an Andean cloud forest environment (Eastern Cordillera, Bolivia). *Geology* 31, 195-198.
- Mourguiart, P., Argollo, J., Corrège, T., Martin, L., Montenegro, M.E., Sifeddine, A., Wirrmann, D., 1997. Limnological and climatological changes in the Lake Titicaca basin (Bolivia) during the last 30 millennia. *C.R.Acad.Sci. Paris* 325,139-146.
- Muller, R.A., MacDonald, G.J., 1997. *Glacial Cycles and Astronomical Forcing*. *Science* 277, 215-218.
- Muller, R.A., MacDonald, G.J., 2000. *Ice ages and Astronomical Causes*. Springer Ed. ISBN 978-3-540-43779-6.
- Neukum, G.,Basilevsky, A.T., Kneissl, T., Chapman,M.G., Van Gasselt, S., Michael, G., Jaumann, R., Hoffmann,H., Lanz,J.K., 2010. The geologic evolution of Mars: Episodicity of resurfacing events and ages from cratering analysis of image data and correlation with radiometric ages of Martian meteorites. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 204-222.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), NOAA Paleoclimatology database, <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/> , ultimo acceso 9/8/2014.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., 1996. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 122, 1-26
- Öpik, E.J., 1966. The Martian surface. *Science* 153, 255-265.

ORION[®] Version 2.4 for Windows, <http://pangaeasci.com/index.php?page=orion>,
ultimo acceso 19/8/2014.

PAST (PAleontological STatistics Software Package for Education and Data Analysis),
<http://folk.uio.no/ohammer/past/>, Ultimo acceso 17/5/2013.

Perelman. 1914. "Distant Worlds". St. Petersburg. Soykin printing house.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Benders, M.,
Chappellaz, J., Davis, M., Delayque, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M.,
Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E.,
Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years
from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.

Pillans, B., Gibbard, B. 2012. The Quaternary Period. Capítulo 30 en: The Geologic
Time Scale 2012. Gradstein FM, Ogg JG, Schmitz MD, Ogg GM (eds) Elsevier,
Amsterdam.

Pickard, G.L., Emery, W.J. 2000. Descriptive physical oceanography (5th edition).
Pergamon Press, Oxford, England.

Placzek, C.J., Quade, J., Patchett, P.J., 2013. A 130 ka reconstruction of rainfall on the
Bolivian Altiplano. *Earth and Planetary Science Letters* 363, 97-108.

Placzek, C.J., Quade, J., Patchett, P.J., 2011. Isotopic tracers of paleohydrologic change
in large lakes of the Bolivian Altiplano. *Quaternary Research* 75, 231-244.

Placzek, C.J., Quade, J., Patchett, P.J., 2006. Geochronology and stratigraphy of late
Pleistocene lake cycles on the southern Bolivian Altiplano: Implications for
causes of tropical climate change. *Geological Society of America Bulletin* 118,
5-6, 515-532.

Press, H., 2004. Numerical recipes in FORTRAN: the art of scientific computing.
Cambridge University Press, Cambridge.

- Roche, M.A., Bourges, J., Cortés, J., Mattos, R., 1991. Climatología e hidrología de la cuenca del lago Titicaca. In: Dejoux, C., Iltis, A. (Eds.), *El Lago Titicaca: Síntesis del Conocimiento Limnológico Actual*. ORSTOM-HISBOL, La Paz, Bolivia, 83-104.
- Rondeau, B., 1990. Géochimie isotopique et géochronologie des stromatolites lacustres quaternaires de l'Altiplano bolivien. Unpublished M.Sc. thesis, Université de Québec, Montréal.
- Rossi, A.P. and van Gasselt, S., 2010. Geology of Mars after the first 40 years of exploration. *Res. Astron. Astrophys.* 10, 621.
- Sagan, C., & Pollack, J.B., 1969. Windblown dust on Mars: *Nature* 223, 791-794.
- Servant, M., Fontes J.C., 1978. Les lacs quaternaires des hauts plateaux des Andes boliviennes: premières interprétations paléoclimatiques. In : *Evolution récente des hauts plateaux andins en Bolivie*. Cahiers ORSTOM.Série Géologie, 1978, 10(1), 9-23.
- Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Data Base, <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>, ultimo acceso 17/5/2013.
- Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.M., Fischer, H., Masson-Delmotte, J., Jouzel, J. 2005. Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science*, 310, 1313-1317.
- Siegenthaler, U., Stocker, T. F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fischer, H. Masson-Delmotte, Abshire, J.B., Afsal, R., Sun, X. 2001. Mars Orbiter Laser Altimeter: experiment summary after the first year of global mapping. *J. Geophys. Res* 23, 689-722.
- Solomon, S. C., Aharonson, O., Aurnou, J. M., Banerdt, W. B., Carr, M. H., Dombard, A. J., Herbert V. Frey, H.V., Golombek, M.P., Hauck II, S.A., James W. Head III, J. W., Bruce M. Jakosky, B.M., Johnson, C.L., McGovern, P.J., Neumann G.A., Roger J. Phillips, R.J., David E. Smith, D.E., Zuber, M. T. 2005. New perspectives on ancient Mars. *Science* 307(5713), 1214-1220.

Steno, N. 1669. *De Solido Intra Solidum Naturaliter Contento — Dissertationis Prodromus.*

SRTM3-South America

http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/South_America/, ultimo acceso 17/05/2013.

Steinmann, G., Holk, H., Bistram, A., 1904. Zur Geologie des suedestland Bolivien. Zentralbl. Mineral 5, 1-4.

Stenni, B., J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, R. Rothlisberger, E. Castellano, O. Cattani, S. Falourd, S.J. Johnsen, A. Longinelli, J.P. Sachs, E. Selmo, R. Souchez, J.P. Steffensen, R. Udisti. 2003. A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217, 183-195.

Surfer Golden Software, <http://www.goldensoftware.com/products/surfer/surfer.shtml>, 17/5/2013.

Sylvestre, F., Servant, M., Servant-Vildary, S., Causse, C., Fournier, M., Ybert, J.P., 1999. Lake-level chronology on the southern Bolivian Altiplano (18°–23°S) during Late-Glacial Time and the Early Holocene. *Quaternary Research* 51, 54–66.

Tanaka, K. L., 1986. The stratigraphy of Mars. *Journal of Geophysical Research* 91, 139.

Tanaka, K. L. 2000, Dust and ice deposition in the Martian geologic record. *Icarus* 144, 254–266.

Tarbuck y Lutgens. 1999. *Ciencias de la Tierra*. Prentice Hall. Madrid.

Thompson, L.G., Davis, M.E., Mosley-Thompson, E., Sowers, T.A., Henderson, K.A., Zagorodnov, V.S., Lin, P.-N., Mikhailenko, V.N., Campen, R.K., Bolzan, J.F., Cole-Dai, J., Francou, B., 1998. A 25,000-Year Tropical Climate History from Bolivian Ice Cores. *Science* 282, 1858-1864.

- Thomson, B. J. Constraints on the origin and evolution of the layered mound in Gale Crater, Mars using Mars Reconnaissance Orbiter data. 2011. *Icarus* 214, 413-432.
- Tonni, E.P., Huarte, R.A., Carbonari, J.E., Figini, A.J., 2003. New radiocarbon chronology for the Guerrero Member of the Luján Formation (Buenos Aires, Argentina): palaeoclimatic significance. *Quaternary International* 109-110, 45-48.
- Toon, O.B., Pollack, J.B., Ward, W., Burns, J.A., Bilski, K., 1980. The Astronomical Theory of Climatic Change on Mars. *Icarus* 44, 552-607.
- Touma, J., Wisdom, J. 1993. The chaotic obliquity of Mars. *Science* 259, 1294–1297.
- Universidad de Castilla – La Mancha. <http://www.uclm.es/> Ultimo acceso 13/08/2114
- Uriarte, A. 2003. Historia del Clima de la Tierra, Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. ISBN 84-457-2079-1
- USGS/ Earth Resources Observation and Science (EROS) GTOPO30, <http://eros.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>, Ultimo acceso: 16/04/2013.
- Vera Torres, J.A. 1994. ‘Estratigrafía. Principios y métodos’. Ed. Rueda.
- Watters, T., McGovern, P., and Irwin Iii, R., 2007. Hemispheres Apart: The Crustal Dichotomy on Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 35: 621-652
- Zech, W., Zech, M., Zech, R., Peinemann, N., Morrás, H. J. M., Moretti, L., Ogle, N., Kalim, R.M., Fuchs, M. Schad, Glaser, P.B., 2009. Late Quaternary palaeosol

records from subtropical (38°S) to tropical(16°S) South America and palaeoclimatic implications. *Quaternary International* 196, 107–120.