

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica



TESIS DOCTORAL

Modelado meteorológico mesoescalar de los entornos de misiones a Marte

Mesoscale meteorological modeling of mars mission environments

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Jorge Pla García

Director

Scot C. R. Rafkin

Madrid 2019

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica

MODELADO METEOROLÓGICO MESOESCALAR DE LOS ENTORNOS DE MISIONES A MARTE

**MESOSCALE METEOROLOGICAL MODELING OF MARS
MISSION ENVIRONMENTS**



Jorge Pla-García

Madrid, 2018

TESIS DOCTORAL

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica



TESIS DOCTORAL

**MODELADO METEOROLÓGICO MESOESCALAR DE LOS ENTORNOS DE
MISIONES A MARTE**

**MESOSCALE METEOROLOGICAL MODELING OF MARS MISSION
ENVIRONMENTS**

Memoria para optar al grado de doctor con Mención Internacional

Presentada por:

Jorge Pla-García

Director de Tesis:

Dr. Scot C. R. Rafkin

Tutor de Tesis:

Dr. Nicolás Cardiel López

Madrid, 2018

TESIS DOCTORAL

Modelado meteorológico mesoescalar de los entornos de misiones a Marte

Mesoscale meteorological modeling of Mars mission environments

Autor:

Jorge Pla-García

Director de Tesis:

Dr. Scot C. R. Rafkin

Tutor de Tesis:

Dr. Nicolás Cardiel López

La presente Memoria de Tesis Doctoral ha sido elaborada gracias al contrato MINECO ESO2016-79612-C3-1-R del Ministerio Español de Economía, Industria y Competitividad en el Centro de Astrobiología (CSIC-INTA, asociado al NASA Astrobiology Institute) y al contrato NASA/Jet Propulsion Laboratory 1356597 en el Space Science Institute (Boulder, Colorado, USA).

Índice / Index

Agradecimientos.....	11
Resumen.....	15
Abstract.....	19
I. Meteorología mesoescalar en Marte.....	25
II. The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations.....	69
III. The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation.....	85
IV. Evaluation of MSL Curiosity rover SAM methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System.....	115
Apéndice / Appendix	
V. La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra.....	159
VI. Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 10 / Weather report Mars Year 33, month 10.....	175
VII. Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 11 / Weather report Mars Year 33, month 11.....	191
VIII. Future work.....	209

*A todas las personas
que me han apoyado
durante todos estos años,
en especial a mi mujer Gemma,
a mi madre Lourdes,
a mi padre José Antonio,
a mi hermana Irene
y a mi hija Lucía que está aterrizando.*

Agradecimientos

En primer lugar me gustaría dar las gracias a los Centros de Investigación que han facilitado el desarrollo de esta Tesis Doctoral, concretamente al Centro de Astrobiología (CSIC-INTA, asociado al NASA Astrobiology Institute en Torrejón de Ardoz, Madrid), al Space Science Institute (SSI) y al Southwest Research Institute (SwRI), estos dos últimos ubicados en Boulder, Colorado (USA), ya que sin su apoyo y financiación hubiera sido imposible la elaboración de este trabajo.

Quería dar las gracias también al extraordinario trabajo del equipo del instrumento REMS a bordo del rover Curiosity de NASA, tanto a ingenieros como a científicos, cuyo talento, esfuerzo y dedicación ha propiciado la generación de datos meteorológicos marcianos de valor incalculable, que han servido para realizar gran parte de las investigaciones de esta Tesis Doctoral.

Quería dar las gracias también a Alejandro Oscoz Abad que fue la primera persona que confió en mí cuando me dio la oportunidad de trabajar en el Observatorio del Teide del Instituto de Astrofísica de Canarias y a Eva Díaz-Catalá y a Jesús Sobrado-Vallecillo, que hicieron lo propio cuando comencé mi andadura en el INTA-Centro de Astrobiología.

Agradecimiento especial a José Antonio Rodríguez-Manfredi (Centro de Astrobiología, investigador principal de las estaciones medioambientales españolas para Marte TWINS y MEDA) y Javier Gómez-Elvira (Centro de Astrobiología, investigador principal de la estación medioambiental española para Marte REMS) que han confiado en mí desde el primer día y me han dado la oportunidad de investigar la atmósfera de Marte. Prometo devolver todo ese apoyo y confianza con trabajo duro y dedicación.

Mi estancia de investigación de casi un año (en tres periodos diferentes) en Boulder, Colorado (USA) ha sido la mejor experiencia de toda mi vida, y no hubiera sido posible sin el cariño, hospitalidad, paciencia y enseñanzas de todos mis compañeros del Southwest Research Institute (SwRI) y los del Space Science Institute.

La presente Tesis Doctoral jamás se hubiera realizado si no hubiera tenido el apoyo incondicional de mi familia. Infinitas gracias a mi madre Lourdes, a mi padre José Antonio y a hermanita del alma Irene por estar siempre ahí, en los buenos y en los malos momentos.

Muchísimas gracias a la persona más importante de mi vida, mi mujer Gemmita, por aguantarme durante todos estos años. Prometo compensarle el resto de mi vida con mucho amor por todo el tiempo que le he dedicado a esta Tesis Doctoral y que he restado de estar a su lado.

Por último, pero para mí la persona más importante para que todo este trabajo pudiera realizarse, quiero dar las gracias especialmente a mi director de Tesis, Scot C. R. Rafkin, por que sin él esta aventura inolvidable, vibrante y emocionante de tres años jamás hubiera tenido lugar y esta Tesis Doctoral jamás se habría elaborado. Me siento un auténtico privilegiado de haber tenido a Scot como director de Tesis, ya que me ha ofrecido la posibilidad de trabajar con él codo con codo y me ha ido introduciendo en multitud de ambientes de investigación de NASA. Su dedicación hacia mí ha sido formidable. Él me ha enseñado todo lo que se y a él le debo ser el investigador que soy en la actualidad. Scot me ha formado

como científico enseñándome desde el nivel más básico con una paciencia admirable. Con la finalización de esta Tesis Doctoral pierdo a un director de Tesis, pero gano el mejor amigo posible para el resto de mi vida.

Resumen

Esta Tesis Doctoral en formato publicaciones se ha estructurado principalmente en torno a cuatro artículos científicos sobre modelado meteorológico mesoescalar de la atmósfera de Marte. Los artículos están estructurados con un orden lógico, de tal modo que las investigaciones y conclusiones de cada uno de ellos sirven como punto de partida del siguiente artículo.

En el primer artículo (*Pla-Garcia & Rafkin 2016*) se realiza una introducción a las condiciones de la atmósfera marciana incluyendo una completa descripción de los modelos de área limitada para Marte, así como su estado actual. El auge de la exploración marciana a partir de la década de los noventa, junto con la optimización de los modelos meteorológicos terrestres, ha propiciado el escenario ideal para la adaptación de este tipo de modelos a la atmósfera de Marte. Su uso se ha convertido en una parte fundamental para la interpretación de los datos generados por las misiones al planeta rojo y para proporcionar las restricciones de sus condiciones ambientales necesarias para la planificación y operación de las misiones. Además son una herramienta fundamental para la evaluación de riesgos en la etapa de entrada, descenso y aterrizaje de las misiones a Marte. De hecho, el conocimiento adquirido durante esta Tesis Doctoral ha permitido que NASA nos seleccione para realizar las simulaciones meteorológicas de las diferentes zonas de aterrizaje de la misión NASA Mars2020 y cuyas conclusiones se recogen en contribuciones a congresos (*Pla-Garcia et al. 2017; Pla-Garcia & Rafkin 2015*).

Tradicionalmente los resultados del modelado mesoescalar de Marte no se podían validar directamente y se utilizaba para ello datos obtenidos de forma remota. Hoy en día somos capaces de contrastar las simulaciones meteorológicas realizadas con modelos de área limitada marcianos con datos in-situ de alta calidad como los que nos proporciona la estación medioambiental REMS (Rover Environmental Monitoring Station) a bordo del rover Curiosity de NASA. Además, al igual que pasa con todas las mediciones de estaciones aisladas, la interpretación meteorológica se ve obstaculizada por la falta de contexto espacial en el que situar las observaciones. Este imprescindible trabajo de comparación y validación se ha desarrollado en el segundo artículo (*Pla-Garcia et al. 2016*), en el que los resultados del modelo Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS) muestran una buena concordancia con las observaciones cuando se consideran las incertidumbres en el conjunto de datos de observación, lo que nos da la confianza para utilizar el modelo a la hora de investigar el entorno meteorológico de toda la región del cráter Gale, tal y como se describe en el tercer artículo.

En el tercer artículo (*Rafkin, Pla-Garcia et al. 2016*), los resultados de MRAMS se utilizan para interpretar los datos meteorológicos de REMS. La combinación de modelo y observaciones revela un complejísimo entorno meteorológico dentro del cráter, el más dinámicamente complejo registrado en Marte. Las circulaciones de diferentes escalas interactúan de forma no lineal para

producir el tiempo meteorológico observado. El solsticio de verano se muestra como una estación anómala en donde el aire del interior y del exterior del cráter está muy bien mezclado debido a un fuerte flujo procedente del norte y a ondas de montaña de gran amplitud. Se muestra que la circulación del cráter induce una capa límite oprimida, conclusión incluida como coautores en otro artículo científico (*Moore et al. 2015, incluyendo a Pla-Garcia*). Por todos estos motivos y con el fin de comprender mejor las circulaciones atmosféricas de futuras misiones de Marte (no solo de NASA), será imprescindible seguir realizando predicciones meteorológicas con modelos de mesoescala marcianos.

Todas las detecciones del metano marciano han sido controvertidas ya que evidencian una variabilidad del metano tanto temporal como espacial difícil de explicar con los conocimientos actuales. En ausencia de un mecanismo conocido que lo destruya rápidamente, la vida fotoquímica del metano es del orden de varios siglos, por lo que debería tener una distribución uniforme por todo el planeta, algo no observado. Los picos observados por el instrumento SAM (Sample Analysis at Mars) del rover Curiosity y el rápido retorno al nivel de fondo es, cuanto menos, curioso. El cuarto artículo (*Pla-Garcia 2018 -to be submitted-*), utilizamos MRAMS para estudiar el transporte y la mezcla atmosférica de metano emitido en el modelo desde ubicaciones específicas usando gases trazadores y para investigar si la localización de estas emisiones (dentro o fuera del cráter Gale) y el tipo de emisión (puntual o continua) son consistentes con las medidas de SAM. Las simulaciones indican que debe haber una liberación continua para contrarrestar la rápida mezcla atmosférica. El modelo también indica que el momento del muestreo de SAM es muy importante, porque la abundancia de metano en el modelo varía en un orden de magnitud durante un ciclo diurno. Es difícil conciliar las detecciones máximas de metano con el transporte atmosférico y la mezcla pronosticada por MRAMS en las mismas épocas anuales. El único escenario posible es una emisión local continua pero intermitente cercana al rover con las restricciones adicionales de que tales emisiones deben ser globalmente raras o que debe haber un mecanismo desconocido de rápida destrucción de metano. Parte de estas conclusiones han sido incluidas como coautores en un artículo que recientemente el equipo de SAM ha enviado a Science, así como en congresos internacionales (*Pla-Garcia & Rafkin 2018; Pla-Garcia 2017; Webster et al. -including Pla-Garcia- 2017*).

Un quinto artículo (*Pla-Garcia & Menor-Salvan 2017, seleccionado como portada de Anales de Química*) ha sido incluido en el Apéndice como referencia sobre el origen y posterior evolución de la atmósfera de la Tierra desde su formación para comprender como podrían haber sido esas primeras etapas en la atmósfera de Marte, ya que se piensa que ambos planetas debieron tener unas condiciones muy similares en sus comienzos.

En el Apéndice también han sido incluidos los informes meteorológicos divulgativos elaborados para el cráter Gale de Marte, que además son los primeros elaborados con carácter divulgativo. El objetivo es aplicar los conocimientos adquiridos durante esta Tesis Doctoral para publicar cada mes marciano un detallado parte meteorológico del planeta rojo para el público general.

Referencias

- MOORES, J. E., Lemmon, M. T., Kahanpää, H., Rafkin, S. C., Francis, R., **PLA-GARCIA, J.** et al. (2015). Observational evidence of a suppressed planetary boundary layer in northern Gale Crater, Mars as seen by the Navcam instrument onboard the Mars Science Laboratory rover. *Icarus*, 249, 129-142.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2018). Evaluation of MSL-SAM martian methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS). In Workshop "From Mars Express to ExoMars", 27-28 February 2018, ESAC Madrid, Spain
- PLA-GARCIA, J.** (2018, to be submitted). Evaluation of MSL Curiosity rover SAM methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System
- PLA-GARCIA, J.** (2017). Atmospheric modeling of Mars CH₄ subsurface clathrates releases mimicking SAM and 2003 Earth-based detections. In AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts (Vol. 49).
- PLA-GARCIA, J.** & Menor-Salván, C. (2017). La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra. In *Anales de Química* (Vol. 113, No. 1)
- PLA-GARCIA, J.**, Rafkin, S. C. R., & Fairen, A. G. (2017, January). Meteorological Predictions for Mars2020 Exploration Rover High-Priority Landing Sites. In The Sixth International Workshop on the Mars Atmosphere: Modelling and observation was held on January 17-20 2017, in Granada, Spain. p. 4418 (p. 4418).
- PLA-GARCIA, J.** et al. (2016). The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations. *Icarus*, 280, 103-113.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2016). Meteorología mesoescalar en Marte/Mars mesoscale meteorology. *Física de la Tierra*, 28, 129.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2015). Meteorological predictions for Mars 2020 Exploration Rover high-priority landing sites through MRAMS Mesoscale Modeling. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17).
- RAFKIN, S. C., **PLA-GARCIA, J.** et al. (2016). The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation. *Icarus*, 280, 114-138.
- WEBSTER, C. R. (including **PLA-GARCIA, J.**) (2017) Mars Methane at Gale Crater Shows Strong Seasonal Cycle: Updated Results from TLS-SAM on Curiosity. In AGU2017 General Assembly Conference Abstracts P33F-07

Abstract

This PhD Doctorate, in publications format, has been mainly structured around four scientific articles on Mars atmosphere mesoscale meteorological modeling. The articles are structured in a logical order, so that the investigations and conclusions of each of them work as a starting point for the next one.

In the first article (*Pla-Garcia & Rafkin 2016*) an introduction to the conditions of the Mars atmosphere is made, including details and the state of the art of mesoscale models. The revitalizing of Mars exploration in the early 1990s combined with the maturation of terrestrial mesoscale models provided fertile ground for the application of suitably modified models to the martian atmosphere. The use of mesoscale models, particular for Mars, has become an integral part of interpreting the data returned from missions and providing constraints and bounds on environmental conditions in support of mission planning and operations. Mesoscale models are ideal tools for greatly minimizing risk during entry, descent, and landing phases. In fact, the knowledge acquired during this PhD Doctorate has promoted our NASA selection to carry out the meteorological simulations of the different landing sites for the NASA-Mars2020 mission whose conclusions are included in contributions to conferences (*Pla-Garcia et al., 2017; Pla-Garcia & Rafkin 2015*).

Traditionally, many of the results of the martian mesoscale modeling could not be directly validated and, in order to do so, images and data obtained remotely were used. Today we are able to contrast the meteorological simulations carried out with these models against high-quality in-situ data such as those provided by REMS (Rover Environmental Monitoring Station) aboard NASA's Curiosity rover. Also, as with all single station measurements, the meteorological interpretation is hindered by a lack of spatial context in which to place the observations. Ideally, meteorological models properly validated against observations can be used to provide this context, as we did for Gale crater. This fundamental work of comparison and validation has been developed in the second article (*Pla-Garcia et al. 2016*) in which model results are shown to be in good agreement with observations when considering the uncertainties in the observational data set, providing justification for utilizing the model results to investigate the broader meteorological environment of the Gale crater region, which is described in the third paper.

In the third article (*Rafkin, Pla-Garcia et al. 2016*), MRAMS results are used to interpret the landed meteorological data from REMS. The combination of model and observations reveals a complex meteorological environment within the crater, indeed the most dynamically complex environment ever on Mars. Different scale circulations all interact in nonlinear ways to produce the observed weather. Summer solstice is shown to be an anomalous season when air within and outside the crater is well-mixed by strong, flushing northerly flow and large amplitude, breaking mountain waves. The crater circulation is shown to induce a suppressed

by boundary layer, a conclusion included in another article as coauthor (***Moore et al. 2015 -including Pla-Garcia-***). For all these reasons, in order to better understand the atmospheric circulations for future Mars missions (not only NASA), it will be essential to continue performing meteorological predictions with martian mesoscale models as we are already doing.

All detections of martian methane have been controversial because, among other problems, they show a variability of methane, both temporal and spatial, difficult to explain with current knowledge of atmospheric circulation and chemistry. In the absence of a known fast destruction mechanism, the photochemical life of methane is of the order centuries. This is much longer than the atmospheric mixing timescale, and thus the gas should tend to be well mixed (except when near a source or shortly after an episodic release) and uniformly distributed throughout the planet, something not observed. In the fourth article (***Pla-Garcia 2018 -to be submitted-***) MRAMS was used to study the transport and mixing of methane from specified source locations using tracers, and to investigate whether methane releases location (inside or outside of Gale crater) and type (punctual or steady state in time) are consistent with the observations made by the Sample Analysis at Mars (SAM) instrument suite aboard the MSL Curiosity rover. Observed spikes followed by a rapid return to the background level is, therefore, curious. The model simulations indicate that there must be a steady-state release to counteract atmospheric mixing, because the timescale of mixing in the crater is ~ 1 sol. The model also indicates that the timing of SAM sample ingestion is very important, because modeled methane abundance varies by one order of magnitude over a diurnal cycle with a steady state emission. It is difficult to reconcile the SAM peak methane detections with the atmospheric transport and mixing predicted by MRAMS in the same periods. The only plausible scenario is an intermittent local steady state release close to the rover with the additional restrictions that such releases must be globally rare or there must be an unknown rapid methane destruction mechanism. Part of these conclusions has been included in a paper that the SAM team has submitted to Science as well as in some conferences (***Pla-Garcia and Rafkin 2018, Pla-Garcia 2017, Webster et al., Including Pla-Garcia, 2017***).

A fifth article (***Pla-Garcia & Menor-Salvan 2017, selected as front cover of Anales de Quimica journal***) has been included in the Appendix as a reference on the origin and subsequent evolution of the Earth's atmosphere since its formation in order to understand how those first stages could have been in the Mars atmosphere, since it is thought that both planets should have had similar conditions in their beginnings.

The Appendix also includes weather reports elaborated for Gale crater that, indeed, are the first ever outreach martian weather reports published. The objective of this project is to apply the knowledge acquired during this PhD Doctorate to publish, every martian month, a detailed weather report of the red planet (Gale crater) for the general public.

References

- MOORES, J. E., Lemmon, M. T., Kahanpää, H., Rafkin, S. C., Francis, R., **PLA-GARCIA, J.** et al. (2015). Observational evidence of a suppressed planetary boundary layer in northern Gale Crater, Mars as seen by the Navcam instrument onboard the Mars Science Laboratory rover. *Icarus*, 249, 129-142.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2018). Evaluation of MSL-SAM martian methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS). In Workshop "From Mars Express to ExoMars", 27–28 February 2018, ESAC Madrid, Spain
- PLA-GARCIA, J.** (2018, to be submitted). Evaluation of MSL Curiosity rover SAM methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System
- PLA-GARCIA, J.** (2017). Atmospheric modeling of Mars CH₄ subsurface clathrates releases mimicking SAM and 2003 Earth-based detections. In AAS/Division for Planetary Sciences Meeting Abstracts (Vol. 49).
- PLA-GARCIA, J.** & Menor-Salván, C. (2017). La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra. In *Anales de Química* (Vol. 113, No. 1)
- PLA-GARCIA, J.**, Rafkin, S. C. R., & Fairen, A. G. (2017, January). Meteorological Predictions for Mars2020 Exploration Rover High-Priority Landing Sites. In The Sixth International Workshop on the Mars Atmosphere: Modelling and observation was held on January 17-20 2017, in Granada, Spain. p. 4418 (p. 4418).
- PLA-GARCIA, J.** et al. (2016). The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations. *Icarus*, 280, 103-113.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2016). Meteorología mesoescalar en Marte/Mars mesoscale meteorology. *Física de la Tierra*, 28, 129.
- PLA-GARCIA, J.** & Rafkin, S. C. (2015). Meteorological predictions for Mars 2020 Exploration Rover high-priority landing sites through MRAMS Mesoscale Modeling. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17).
- RAFKIN, S. C., **PLA-GARCIA, J.** et al. (2016). The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation. *Icarus*, 280, 114-138.
- WEBSTER, C. R. (including **PLA-GARCIA, J.**) (2017) Mars Methane at Gale Crater Shows Strong Seasonal Cycle: Updated Results from TLS-SAM on Curiosity. In AGU2017 General Assembly Conference Abstracts P33F-07

I. Meteorología mesoescalar en Marte

Meteorología mesoescalar en Marte

Jorge PLA-GARCIA^{1,2,3} y Scot C.R. RAFKIN²

¹Centro de Astrobiología, Torrejón de Ardoz, 28850, España, jpla@cab.inta-csic.es

²Southwest Research Institute, Boulder, CO, 80302, Estados Unidos

³Space Science Institute, Boulder, CO, 80301, Estados Unidos

Recibido: 22/04/2016

Aceptado: 26/09/2016

Resumen

El auge de la exploración marciana a partir de la década de los noventa, junto con la optimización de los modelos meteorológicos terrestres de área limitada, ha propiciado el escenario ideal para la adaptación de este tipo de modelos a la atmósfera de Marte. Su uso se ha convertido en una parte fundamental para la interpretación de los datos generados por las misiones espaciales al planeta rojo y para proporcionar las restricciones de sus condiciones ambientales. Además se han convertido en una herramienta fundamental para la evaluación de riesgos en la etapa de entrada, descenso y aterrizaje de las misiones al planeta rojo. Las circulaciones de mesoescala en Marte que contribuyen notablemente a la estructura y dinámica de la atmósfera son los vientos de ladera, los procesos de inyección de polvo atmosférico y los procesos de transporte de volátiles en la capa límite atmosférica. En este artículo se incluye también a modo de ejemplo de modelización mesoescalar de Marte la simulación meteorológica con el modelo MRAMS del cráter Gale donde el rover Curiosity de la misión Mars Science Laboratory (MSL) de la NASA aterrizó en agosto de 2012 con la estación meteorológica española REMS a bordo, la cual servirá además para validar el modelo. Las interpretaciones meteorológicas revelan un entorno meteorológico dinámicamente muy complejo. Dentro del cráter se producen circulaciones atmosféricas, fruto de la suma no lineal de las escalas local, regional y sinóptica. Se pueden distinguir claramente dos periodos atmosféricos en el cráter: periodo semiaislado, durante gran parte del año marciano (Ls 0, 90 y 180) y periodo de mezcla, durante el verano (Ls 270). En el periodo semiaislado, un flujo de masas de aire pasa por encima del cráter y genera una capa límite muy estable, los vientos son de componente sur y las masas de aire en el suelo del cráter son generalmente más frías que la del exterior, por ello, los vientos de ladera descendentes, de origen termodinámico, generalmente no se introducen en el cráter, por lo que el nivel de mezcla es muy bajo. Sin embargo durante el verano (Ls 270) los vientos son los más fuertes de todo el año, sobre todo durante la noche, siendo generalmente de componente norte. Esta estación (Ls 270) es única en el cráter, ya que las masas de aire interiores se mezclan con la atmósfera externa debido a los fortísimos flujos del norte que inundan completamente el cráter por procesos dinámicos conocidos como ondas de montaña.

Palabras clave: Atmósfera de Marte, Dinámica atmosférica, Clima de Marte, Estructura atmosférica

Mars mesoscale meteorology

Abstract

The revitalizing of Mars exploration in the early 1990s combined with the maturation of terrestrial mesoscale modeling codes provided fertile ground for the application of suitably modified models to the atmosphere of Mars. The use of mesoscale models, particular for Mars, has become an integral part of interpreting the data returned from missions and providing constraints and bounds on environmental conditions in support of mission planning and operations. Mesoscale models are ideal tools for greatly minimize risk during entry, descent, and landing phases. Slope winds, dust injection processes and atmospheric volatiles transport are the main Mars mesoscale circulations that affect the atmospheric

structure and dynamics. In this article is also included as an example the meteorological simulation of Gale Crater environment, in which the Mars Science Laboratory (MSL) Rover Curiosity landed in August 2012, with the spanish weather station Rover Environmental Monitoring Station (REMS) aboard. The observational data record provides sufficient means against which to evaluate mesoscale model. Meteorological interpretations show a dynamically complex environment. Local, regional and synoptic scales all interact in nonlinear ways to produce the observed weather. Two different atmospheric periods could be distinguished inside the crater: semi-isolated period during most of the martian year (Ls 0, 90 and 180) and mixing period during the summer (Ls 270). During the semi-isolated period, warm air from south overrides the crater creating a very stable boundary layer. Crater air mass is generally much colder than outside the crater forcing downslope flows, thermodynamically driven, to not scour crater and hence decreasing mixing level in this period. Ls 270 was shown to be an anomalous season when air within and outside the crater was well mixed by strong, flushing, northerly flow and large amplitude breaking mountain waves. At other seasons, the air in the crater was more isolated form the surrounding environment.

Key words: Mars atmosphere, Atmospheric dynamics, Mars climate, Atmospheric structure

Índice: Introducción 1. Modelado mesoescalar en Marte 1.1 Modelo mesoescalar MRAMS 2. Descripción del experimento para el cráter Gale 2.1 Inicialización y condiciones de contorno 2.2 Tiempo de integración y frecuencia de salida 3. Comparación de las observaciones frente a las simulaciones 3.1 Datos de presión 3.2 Datos de temperature del suelo 3.3 Datos de temperatura del aire 4. Interpretación meteorological 4.1 Circulación de escala global o planetaria 4.2 Circulaciones regionales 4.3 Vientos de ladera y ondas de montaña 4.4 Capa Limite Atmosférica (CLA) debilitada 5. Conclusiones

Normalized Reference

Pla-Garcia J., Rafkin S.C.R., (2016). Meteorología mesoescalar en Marte, *Física de la Tierra.*, Vol., 28, 129-161

Introducción

Marte presenta muchos de los fenómenos meteorológicos que se producen en la Tierra como la circulación atmosférica meridional (Haberle et al. 1993), estaciones asociadas a la oblicuidad planetaria, perturbaciones baroclínicas y frentes en superficie (Tyler y Barnes 2005), nubes de condensación de vapor de agua y dióxido de carbono (Michaels et al. 2006), circulaciones diurnas catabáticas y anabáticas (Rafkin et al. 2002, Spiga 2011b), tormentas de polvo (Cantor et al. 2001) y remolinos de polvo conocidos como *dust devils* (Fisher et al. 2005). Sin embargo las diferencias con la Tierra, como la menor irradiación solar, la baja densidad atmosférica, la compleja topografía y la alta variabilidad en la cantidad de aerosoles (compuestos principalmente por polvo radiativamente activo), deben tenerse en cuenta a la hora de modelar numéricamente la atmósfera de Marte.

De todos los planetas del Sistema Solar, Marte es el que presenta una mayor similitud con las condiciones ambientales terrestres, ya que esta compuesto por roca y metales de alta densidad, además de rotar aproximadamente al mismo ritmo y en el mismo sentido que la Tierra. Un día marciano, denominado “sol”, dura 24 horas y 39 minutos, y su año se prolonga durante 668,59 soles (dos años terrestres), motivo por el cual las estaciones en Marte tienen aproximadamente el doble de duración que las terrestres. El eje de rotación de Marte es además muy parecido al de la Tierra, con

una inclinación de 25° (el de la Tierra es de $23,5^\circ$), pero con una excentricidad de su órbita alrededor del Sol mucho más grande (0,093, mientras que en la Tierra es de 0,017) lo cual produce una gran diferencia en la irradiación solar máxima recibida en el hemisferio norte comparada con el sur. Como consecuencia de este diferente aporte energético, las estaciones resultan más extremas en el hemisferio sur. Una muestra de ellos es que las temperaturas veraniegas en el hemisferio sur pueden ser hasta 30 K más calientes que las del verano del hemisferio norte.

La longitud solar (Ls) es el ángulo que forma el planeta Marte con el Sol, medido desde el equinoccio de primavera del hemisferio norte, donde Ls es 0. La longitud solar Ls 90 corresponde al solsticio de verano, Ls 180 corresponde al equinoccio de otoño y Ls 270 al solsticio de invierno, todos ellos relativos al hemisferio norte.

El forzamiento radiativo del ambiente de Marte es un elemento clave en el modelado atmosférico. Aunque la atmósfera está compuesta casi en su totalidad de CO_2 , la presión media global en superficie es de tan solo ~ 6 mb (apenas un 1% de la presión terrestre) dando como resultado una constante de tiempo radiativa pequeña (inferior a un sol) y un debilitamiento del calentamiento por efecto invernadero (Gierasch and Goody, 1968). Esta tenue atmósfera, junto con la ausencia de masas oceánicas y la baja inercia térmica del suelo marciano, producen una gran amplitud térmica diaria. Además, Marte está situado a una distancia del Sol 1,52 veces más lejana que la Tierra, recibiendo solo un 43% de la luz solar que recibe nuestro planeta. Esta tenue atmósfera junto con la ausencia de masas oceánicas y la baja inercia térmica del suelo marciano, producen una gran amplitud térmica diaria.

La presión media nos informa de los cambios estacionales. Aunque parezca sorprendente, los casquetes polares marcianos tienen una gran influencia en la presión atmosférica global de Marte. Estos están compuestos mayoritariamente por una capa permanente de hielo de agua de unos 2 kilómetros de profundidad en el casquete norte y de algo más de 3 kilómetros en el sur. El diámetro del casquete polar norte es de 1.000 kms y el del sur de unos 350 km. Cada casquete contiene aproximadamente 1,6 millones de kilómetros cúbicos hielo, es decir una cantidad de agua suficiente como para formar un océano global de 35 metros de profundidad (Christensen et al. 2007). En cada casquete polar existe por encima de la capa de hielo de agua una capa superficial de hielo de CO_2 . Una de las diferencias principales entre casquetes, además de su tamaño, es la profundidad de la capas superficiales de hielo de CO_2 , siendo la del casquete polar norte de un metro de profundidad, sublimándose por completo en verano y congelándose en invierno, mientras que la del sur, de unos 8 metros de profundidad, aunque disminuye su grosor, permanece durante todo el año marciano por encima de la capa de hielo de agua subyacente, la cual no queda expuesta en ningún momento del año marciano. El ciclo de insolación solar da lugar a un intercambio de CO_2 entre casquetes. En el invierno del hemisferio norte (verano del hemisferio sur) el CO_2 de la atmósfera se congela sobre el casquete polar norte, y se sublima del casquete del polo sur. En invierno del hemisferio sur (verano del hemisfe-

rio norte) el proceso se invierte, lo que significa que cada año alrededor de un tercio de la atmósfera se intercambia entre los casquetes. Este ciclo controla por tanto el contenido global atmosférico de CO₂ y determina la presión media diaria en una determinada estación. La existencia de dos mínimos y dos máximos, unos relativos y otro absolutos, en la presión anual medida por REMS corresponden a la alta excentricidad de la órbita de Marte y a una distribución asimétrica en la cantidad de hielo de CO₂ entre los casquetes polares (Fig. 5).

Los valores máximos y mínimos de la presión atmosférica en superficie están gobernados por las variaciones generadas por el giro diario de Marte. La marea térmica planetaria produce una bajada de presión durante el día y una subida durante la noche. ¿Cómo se produce? El Sol calienta la superficie y la atmósfera de la cara diurna del planeta, causando que el aire se expanda hacia arriba. En las capas altas de la atmósfera, las masas de aire se extiendan hacia los lados para igualar la presión a su alrededor. Al expandirse, la columna atmosférica disminuye su peso y se decremента la presión en la superficie. El efecto contrario se produce en la cara nocturna del planeta.

La capa límite planetaria (CLA) es la capa de la atmósfera en la que predomina la mezcla turbulenta del aire, generada por el roce permanente con la superficie rugosa del suelo y por la elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse. La altura de CLA depende de factores tan variados como la topografía, la rugosidad de la superficie, la intensidad del viento, el grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, etc. Durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el grosor de la CLA, que alcanza su máxima altura a primeras horas de la tarde; por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo impide la turbulencia termodinámica (pero no la mecánica) y el espesor de la CLA se reduce. En ella es donde se producen los vórtices convectivos y los dust devils. Debido a las características topográficas de los cráteres de Marte, en ellos se produce un ascenso de masas de aire a lo largo de los bordes de los cráteres durante el día, y un descenso durante las noches. A diferencia de la CLA terrestre, la cual es calentada principalmente por flujos turbulentos, la de Marte es calentada por la convergencia del flujo radiativo (Michaels y Rafkin 2004). Durante el día, la superficie caliente irradia un flujo de energía ascendente, donde es absorbida por el polvo y CO₂ de las capas atmosféricas cercanas al suelo. Este proceso genera una CLA en Marte muy profunda (unos 8-10 kms), con un gradiente adiabático muy inestable (Smith et al. 2004). Por la noche este proceso se invierte, desarrollándose una fuerte inversión térmica (Spiga et al. 2011). El efecto del calentamiento radiativo se incrementa debido a la baja masa atmosférica: una unidad de energía entrante puede generar un incremento de temperatura casi 100 veces mayor que en la Tierra debido a la diferencia de densidad. Por esta misma razón, la eficiencia del transporte turbulento de energía se ve fuertemente debilitado en Marte, aunque las variaciones turbulentas pueden ser mucho más grandes que en la Tierra (Rafkin y Michaels, 2004; Haberle et al. 1993; Larsen et al 2002; Savijärvi and

Kauhanen, 2008). Una de las principales consecuencias de la diferencia en el calentamiento atmosférico entre la Tierra y Marte es que la elevación del terreno en este último ejerce una influencia pequeña en las temperaturas cercanas a la superficie. Se puede decir que, mientras las isotermas tienden a ser cuasi-horizontales en la Tierra, las isotermas en Marte siguen la topografía. Esta diferencia en la estructura de la temperatura tiene fuertes implicaciones en la naturaleza de las circulaciones mesoescales de los dos planetas.

La diferencia de temperatura entre el suelo y la capa atmosférica superficial dependerá de la cantidad de radiación solar recibida, pudiendo llegar a tener 30 °C de diferencia entre el suelo y la capa atmosférica superficial. Esta diferencia varía también entre localizaciones, dependiendo no solo de la latitud, sino también del albedo, la inercia térmica del suelo y de la cantidad de polvo atmosférico. Esta discrepancia sustancial en las temperaturas aire-suelo entre Marte y la Tierra deriva en una incorrecta interpretación de las temperaturas máximas marcianas en la literatura y webs de divulgación, en las que la temperatura del suelo a menudo se confunde con la del aire.

La temperatura media del aire en Marte cerca de la superficie es alrededor de 218 K (-55 °C), la cual varía desde los 276,3 K (+3,15 °C) de máxima en regiones cercanas al ecuador hasta los 170K (por debajo de -100 °C) de mínima en los casquetes polares. Las temperaturas nocturnas en los polos están limitadas por la temperatura de condensación del CO₂, que es de 150 K (-123,15 °C). Las temperaturas registradas por las diferentes misiones son accesibles desde la base de datos del Sistema de Datos Planetarios de NASA (<http://pds.jpl.nasa.gov/>).

La temperatura del aire más alta registrada en toda la historia de la exploración del planeta Marte (+3,15 °C) fue medida por el instrumento REMS, que se encuentra el cráter Gale próximo al ecuador en el hemisferio sur marciano (Figuras 3 y 4), justo después del mediodía del sol 754 en la longitud solar 199, momento en el que el cráter recibe mayor irradiación solar. Esto no significa que sea la temperatura más alta de Marte, sino la más alta registrada hasta la fecha en una localización concreta cerca del ecuador. Otras temperaturas máximas del aire cerca del ecuador marciano medidas a la misma altura sobre el suelo son las del aterrizador Viking 1, con 255,75 K (-17,4 °C) en Ls 147 y el aterrizador Pathfinder, con 261,55 K (-11,6 °C) en Ls 164. Los rover Spirit y Opportunity, aunque carecían de instrumentación meteorológica, podían (y Opportunity sigue pudiendo) estimar indirectamente la temperatura del aire aplicando algoritmos de correlación con la banda de 15µm de CO₂ usando el espectrómetro mini-TES, obteniendo los registros máximos de 260 K (-13.15°C) en el caso de Spirit y de 265 K (-8.15 °C) en el caso de Opportunity (Spanovich et al. 2006). Por lo tanto, aunque la escasez de medidas meteorológicas en Marte hace que estas no sean globalmente representativas, se podría concluir que registrar temperaturas del aire en Marte positivas es algo excepcional.

El polvo es uno de los actores principales de la atmosfera de Marte influyendo notablemente en la variabilidad atmosférica. El polvo en suspensión en la atmosfera de Marte es tan fino, que casi podríamos hablar de “humo” de polvo. Este polvo

tiene un importante impacto radiativo: tanto la insolación como el flujo descendente infrarrojo se ven afectados por el contenido de polvo atmosférico. Generalmente, el polvo tiene un efecto anti-invernadero en las longitudes de onda solares, pero actúa con un efecto contrario en el infrarrojo. Por lo tanto, un aumento de la cantidad de polvo atmosférico reduce en superficie el flujo entrante solar pero aumenta sin embargo el flujo descendente infrarrojo. El resultado neto es una disminución en la amplitud de la señal diurna de la temperatura tanto del aire como del suelo, aumentando las temperaturas nocturnas y disminuyendo las diurnas hasta en 20oC. Esta alteración de las temperaturas tiene también un efecto en la presión y los vientos, los cuales modifican tanto el transporte de polvo en la atmósfera como la inyección de polvo a la atmósfera desde la superficie retroalimentando por tanto el proceso.

El polvo atmosférico también tiene un importante impacto radiativo. Tanto la insolación como el flujo descendente infrarrojo se ven afectados por el contenido de polvo atmosférico. Generalmente, el polvo tiene un efecto anti-invernadero en las longitudes de onda solares, pero actúa con un efecto contrario en el infrarrojo. Por lo tanto, un aumento de la cantidad de polvo atmosférico reduce en superficie el flujo entrante solar pero aumenta sin embargo el flujo descendente infrarrojo. El resultado neto es una disminución en la amplitud de la señal diurna de la temperatura tanto del aire como del suelo, aumentando las temperaturas nocturnas y disminuyendo las diurnas (Haberle et al. 1982). En el equipo REMS hemos visto que esta diferencia puede llegar a ser de 20C en determinadas ocasiones del cráter Gale. El polvo atmosférico tiene una fuerte implicación en el clima y la circulación general de la atmósfera marciana y por ende en las operaciones de las misiones de exploración. Esta alteración de las temperaturas tiene también un efecto en la presión y los vientos, los cuales modifican tanto el transporte de polvo en la atmósfera como la inyección de polvo a la atmósfera desde la superficie retroalimentando por tanto el proceso. En ocasiones, debido a la irradiación solar y su interacción con vientos en superficie, se producen *dust devils*. Por desgracia, el conocimiento que tenemos sobre la dinámica de estos *dust devils* en la CLA es bastante pobre. La temporada de polvo comienza cuando la radiación solar incidente en el hemisferio sur alcanza niveles importantes en el equinoccio de primavera (Ls 180) y termina cuando esta desciende en el equinoccio de otoño (Ls 0). Como se ha comentado anteriormente, la atmósfera marciana en los trópicos es muy repetible entre un año y el siguiente. Las tormentas globales de polvo son el proceso más estocástico de la atmósfera marciana. Estas tormentas globales de polvo, las cuales son impredecibles a día de hoy ya que no se conoce cual es el mecanismo que las desencadena, evolucionan desde tormentas locales de polvo en solo unos soles. Se originan en el hemisferio sur marciano, y rápidamente comienzan a cubrir los trópicos y el hemisferio norte. Las tormentas globales de polvo se producen de media una vez cada tres años marcianos, hasta que los depósitos de polvo (la cuenca Hellas es uno de los más importantes) se recarguen. Hace cinco años marcianos que no se produce una tormenta global de polvo en Marte, por lo que se espera

que este año, o en alguno de los siguientes se desencadene. Aunque se desconoce que es lo que provoca el fenómeno, se han propuesto varios condicionantes para que se desencadene una tormenta global de polvo en Marte. En primer lugar, los bordes de la cuenca Hellas (uno de los depósitos de polvo más importantes en Marte) favorecen los vientos de ladera. En segundo lugar, los altos niveles de la presión en superficie de la cuenca Hellas favorecen la suspensión del polvo en el aire. Además, cuando nos aproximamos al equinoccio de primavera (Ls 180) la presencia de los bordes del casquete polar sur cerca de Hellas proporcionan un fuerte gradiente térmico que deriva en circulaciones del tipo “brisa marina” (las masas de aire al sur de la cuenca se calientan más rápido que las del casquete polar sur que generando presiones bajas en el primero e iniciando un movimiento de masas de aire desde la zona de altas presiones a la de bajas). Esta circulación de “brisa marina” desencadena tormentas locales de polvo entre el casquete polar sur y la cuenca de Hellas. El rango de acción de estas tormentas locales es mucho más amplio que el de costumbre llegando a duplicar su tamaño y desencadenando una tormenta global de polvo. Una hipótesis elegante sobre este incremento de actividad es por el acoplamiento de los momentos angulares orbital y rotacional del planeta Marte que se produce de media cada tres años marcianos, coincidiendo con el inicio de las tormentas globales de polvo.

El rover Curiosity de la misión Mars Science Laboratory (MSL) de la NASA aterrizó en agosto de 2012 en el cráter Gale con la estación medioambiental REMS (Gómez-Elvira et al. 2012) (Fig. 1) a bordo. Debido a que el cráter Gale se encuentra cercano al ecuador marciano (coordenadas), se dan las condiciones de atmósfera barotrópica: las isobaras (líneas de presión atmosférica constantes) coinciden con las isopícnas (líneas de densidad constantes), ya que la presión solo depende de la densidad y no de otros campos debido a que las diferencias de temperatura entre una zona y otra al mismo nivel son muy pequeñas en los trópicos. En este tipo de atmósfera barotrópica se suelen producir (como sucede en la Tierra) ondas de Kelvin asociadas a estabilidad atmosférica y una gran repetitividad en las condiciones meteorológicas entre soles consecutivos debido a la ausencia de frentes. Sin embargo en latitudes medias y altas marcianas (y terrestres), la baroclinicidad es alta, produciéndose ondas de Rossby que llevan asociada inestabilidad atmosférica (frentes), produciéndose una alta variabilidad entre soles.

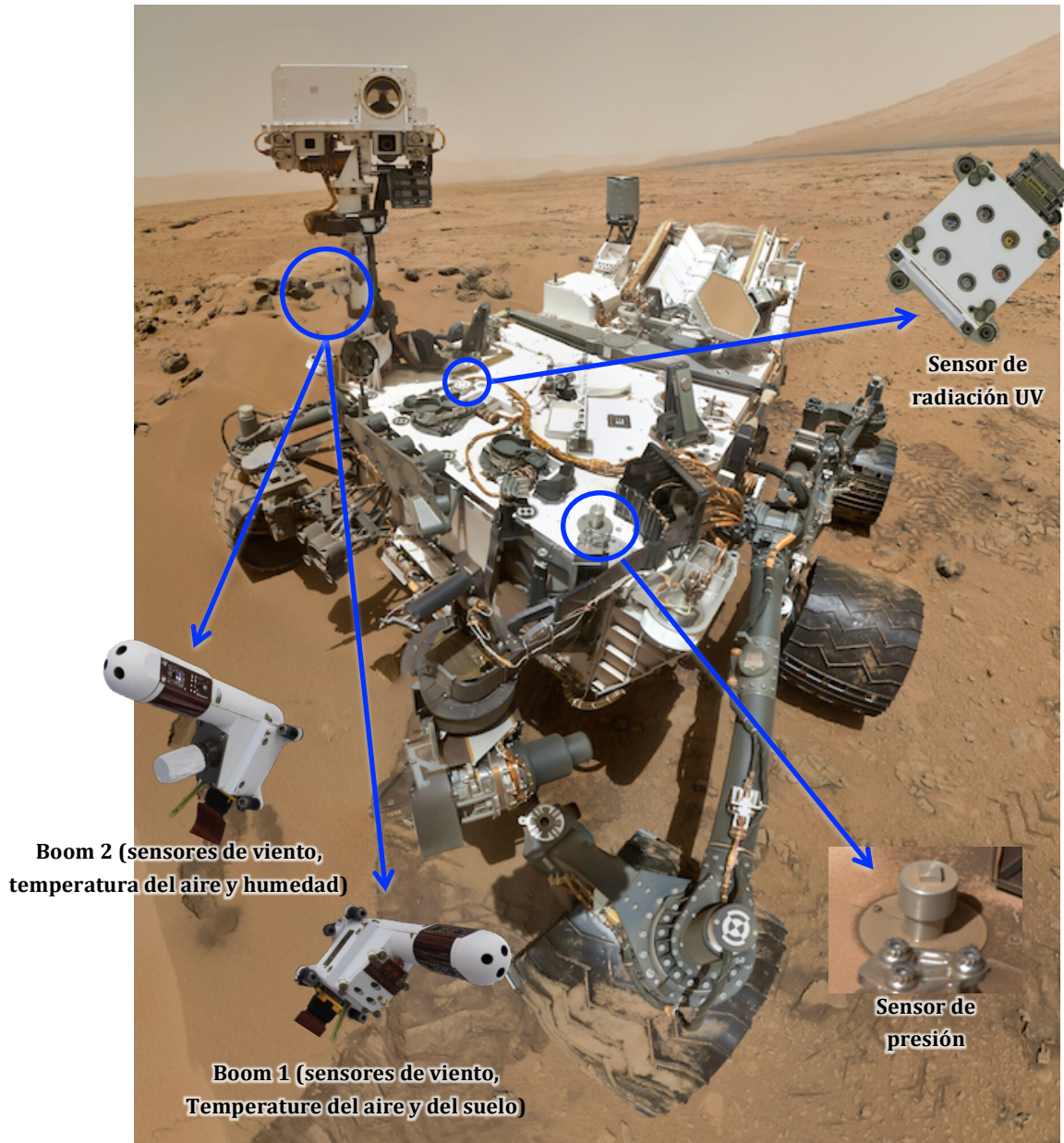


Figura 1. Instrumento REMS a bordo del rover Curiosity en Marte

El cráter Gale

Gale es un cráter de unos 155 km de diámetro que se sitúa cerca del ecuador de Marte, entre las tierras elevadas del hemisferio sur y las bajas del hemisferio norte, división denominada dicotomía (Fig. 2).

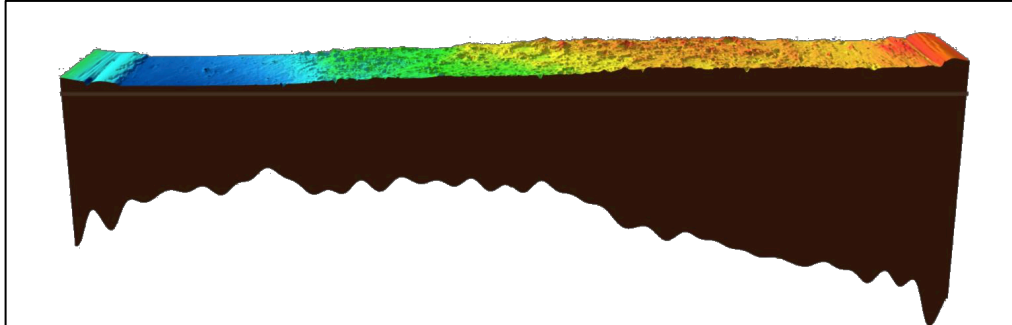


Figura 2. Perfil topográfico de Marte. Tierra altas del hemisferio sur a la derecha (colores cálidos) y tierras bajas del hemisferio norte a la izquierda (colores fríos). Gale se encuentra aproximadamente en el centro (Fuente: NASA/GSFC).

Al norte de Gale, se alza un terreno elevado y desigual, altamente craterizado, que recibe el nombre de Terra Cimmeria; mientras que al sur encontramos una planicie topográficamente deprimida y prácticamente libre de cráteres, denominada Elysum Planitia. El cráter Gale se produjo a raíz del impacto de un asteroide hace más de 3.800 millones de años, en un periodo que se conoce como Noéico Superior. Marte era mucho más húmedo entonces, y dentro del cráter se formó un lago en el que se fueron depositando materiales provenientes de un canal al sur (Fig. 3), que fluía naturalmente de las tierras altas a las bajas. Al igual que el resto del planeta, este lago se acabó secando y las tormentas de arena lo rellenaron de polvo. Los vientos más tarde erosionarían parte de estos materiales (Fig. 3), dando como resultado la montaña de 5,5 km de altura que vemos en la actualidad, Aeolis Mons (también denominado Monte Sharp).

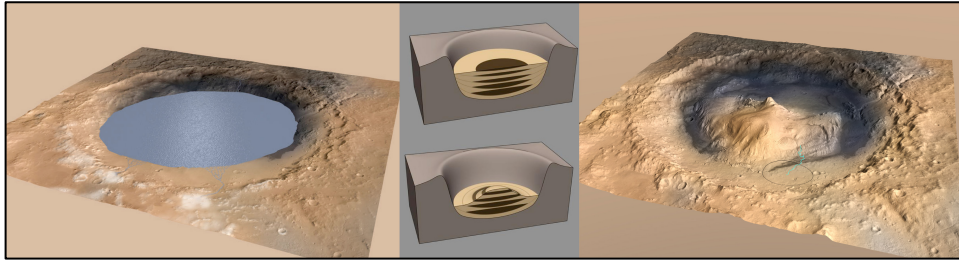


Figura 3. Reconstrucción de cómo pudo ser el cráter Gale en la antigüedad, cuando estaba cubierto por un lago y recibía agua de canales (izquierda). Los materiales se fueron depositando y luego erosionando (centro), dejando el montículo que vemos en la actualidad (derecha), que guarda el registro de su historia (Fuente: NASA).

1. Modelado mesoescalar en Marte

Los modelos meteorológicos de área limitada aplicados a Marte son de especial importancia para el estudio de fenómenos horizontales de pequeña escala (aquellos menores de 100 kilómetros) como los vientos de ladera, los procesos de inyección de polvo atmosférico, los procesos de transporte de volátiles en la CLA o cuando se pretende simular las condiciones atmosféricas en la fase de entrada, descenso y aterrizaje de una misión y así poder diseñarla de forma adecuada. Debido a que los recursos computacionales se utilizan para realizar la resolución numérica de las ecuaciones que caracterizan los procesos atmosféricos en un área limitada es necesario utilizar condiciones de contorno. Estos modelos de área limitada permiten, a diferencia de los modelos de circulación general (MCG), aumentar la resolución horizontal y vertical de la simulación en igualdad de recursos computacionales, a cambio de no calcular las condiciones de contorno atmosféricas alrededor de los bordes de su dominio. Estas condiciones de contorno pueden ser introducidas de forma arbitraria o bien suministradas mediante las salidas de las simulaciones de un MCG. El desarrollo de modelos meteorológicos de área limitada para Marte requiere la aplicación de conocimientos de meteorología terrestre, en donde los modelos numéricos de predicción meteorológica se acoplan dentro de los MCG. El modelado mesoescalar permite realizar predicciones meteorológicas a corto plazo y en escalas locales. Los MCG son necesarios por tanto para calcular las condiciones de contorno y predecir cambios en escalas temporales más largas. Uno de los rasgos más importantes de los modelos de área limitada, junto a su mayor resolución, es que no necesitan balance hidrostático para poder permitir la mezcla convectiva vertical (Rafkin et al. 2001, Michaels y Rafkin 2003). Los modelos de área limitada pueden resolver fenómenos microescalares inferiores a 100 metros de resolución entre puntos, aunque no pueden resolver movimientos turbulentos, motivo por el cual estos tienen que ser parametrizados. Aún con esta alta resolución, existen fenómenos meteorológicos que se producen en escalas menores al del tamaño de la malla. La oportunidad de modelar con resoluciones

varios ordenes de magnitud mayor que los MCG abre la puerta a una representación más explícita de algunos procesos que operan dentro del espaciado de malla de un MCG. El uso de modelos de área limitada para aumentar la resolución puede ayudar en el calibrado, o al menos para identificar sus debilidades, de algunos esquemas de parametrización de los MCG.

En la Tierra, los modelos meteorológicos de área limitada son modelos numéricos tridimensionales de predicción meteorológica con una resolución horizontal y vertical suficientemente alta como para predecir fenómenos atmosféricos de mesoescala y microescala. Estos fenómenos son a menudo producidos por la topografía o están relacionados con procesos convectivos. Es importante recalcar que para Marte los modelos de área limitada no son modelos predictivos ya que utilizan siempre como entrada los resultados de un MCG en un procedimiento conocido como *downscaling* dinámico, a diferencia de los terrestres que normalmente son inicializados con observaciones reales (proceso conocido como reanálisis), aunque también pueden arrancar en frío o utilizar *downscaling* dinámico.

Las imágenes obtenidas por orbitadores y robots en superficie, tanto aterrizadores como robot exploradores, muestran claramente como la atmósfera marciana es bastante activa en la meso y la microescala. Algunas de las rachas de viento son de una escala tan pequeña que se pueden clasificar como circulaciones microescalares producidas por la interacción del viento con algún obstáculo topográfico. Uno de los rasgos más dinámicamente activos observados en Marte son los *dust devils*. Estos remolinos juegan un papel fundamental en el mantenimiento de la cantidad de polvo atmosférico (Newman et al, 2002; Kahre et al 2006; Basu et al 2004).

Dado que muchos de los fenómenos atmosféricos que se producen en Marte son de carácter micro y mesoescalar, y que estos tienen un papel protagonista en la circulación general (por ejemplo en lo que se refiere al ciclo del polvo), es importante el desarrollo, mantenimiento y mejora de los modelos de área limitada marcianos capaces de simular estos fenómenos.

Los fenómenos atmosféricos de mesoescala se clasifican dentro del dominio espacio-temporal entre los sistemas de microescala de corta duración y los sistemas de escala sinóptica (escala global) de larga duración. En la práctica, la división entre microescala y mesoescala, y mesoescala y escala sinóptica es bastante difusa. Aunque muchos de los fenómenos atmosféricos considerados típicamente mesoescalares han sido observados por imágenes orbitales y en menor medida mediante teledetección y mediciones in situ, son los modelos numéricos combinados con la información derivada de análogos terrestres las herramientas más eficientes a la hora de estudiar los flujos térmicos de pendiente, las ondas de gravedad, las tormentas de polvo y las circulaciones que producen las nubes de hielo (de CO₂ y de H₂O), considerados todos ellos fenómenos mesoescalares.

Las circulaciones mesoescalares en Marte tienen una influencia muy grande en la estructura y dinámica de la atmósfera. En muchos casos, las circulaciones son mucho más intensas y generalizadas que en la Tierra. Por ejemplo, se piensa que los

flujos térmicos de ladera dominan la meteorología local en todo el planeta Marte excepto en las regiones más llanas. En la Tierra sin embargo dichos flujos solo son predominantes donde el forzamiento sinóptico es pequeño y la topografía es muy accidentada. En Marte, la estructura y dinámica de la atmósfera esta íntimamente relacionada con las variaciones de la topografía, incluso con las relativamente pequeñas.

El uso de modelos de área limitada para Marte se ha convertido en una parte fundamental en la interpretación de los datos obtenidos por las misiones enviadas al planeta rojo. Además, los modelos se están utilizando cada vez más para proporcionar detalles de las condiciones ambientales necesarios para la planificación y operación de las misiones (Rafkin et al 2003, Toglio et al 2003; Vasavada et al 2012; Chen et al 2010).

En términos de hidrostática, el gradiente de presión horizontal producido por los gradientes de temperatura es mucho más grande en Marte que en la Tierra y por ende los flujos térmicos de ladera en el planeta rojo son unas 2,5 veces más fuertes (Rafkin y Michaels 2003; Ye et al 1990). Es por ello que las técnicas utilizadas para el planeta Tierra, en las que los modelos mesoescales son inicializados desde MCG extrapolando datos atmosféricos globales a mesoescales a través del gradiente adiabático, no funcionan para el planeta Marte. En cambio se utilizan otras técnicas que conservan la estructura térmica vertical cerca de la superficie asegurando que no se introduzcan gradientes adiabáticos inestables ni gradientes de presión horizontales espurios entre columnas adyacentes (Tyler et al. 2002).

Tradicionalmente muchos de los resultados del modelado mesoescalar de Marte no se podían validar directamente y se utilizaba para ello las imágenes y datos térmicos obtenidos de forma remota. Por ejemplo los vientos calentados adiabáticamente que forman parte de los flujos descendentes de ladera, se identificaban estudiando la señal térmica de superficie observada desde órbita (Spiga 2011) y los rastros dejados por el polvo o la alineación de las dunas proporcionan datos sobre la dirección de la viento.

Uno de los éxitos más importantes hasta la fecha del modelado mesoescalar de Marte ha sido la satisfactoria simulación de las condiciones atmosféricas marcianas sin la necesidad de reanálisis ni de datos observacionales en la inicialización del modelo o en la definición de las condiciones de contorno. A cambio, estas simulaciones han utilizado como entrada las salidas de los MCG de Marte, los cuales a su vez tampoco han sido inicializados con datos derivados del estado de la atmósfera. Estos MCG arrancan desde un estado de reposo con una atmósfera isoterma. Los datos de salida de los MCG se consideran datos climáticos, no meteorológicos, ya que se refieren al tiempo meteorológico promedio sobre un periodo tradicional de años o décadas.

1.1 Modelo mesoescalar MRAMS

MRAMS (Mars Regional Atmospheric Modeling System, Rafkin et al. 2001) es un modelo meteorológico de área limitada adaptado al planeta Marte. Simula las circulaciones atmosféricas marcianas a escala regional y local. MRAMS es una adaptación de RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), un modelo meteorológico de área limitada no hidrostático diseñado para simular la meteorología terrestre (Pielke et al. 1992). RAMS, ampliamente utilizado para pronosticar el clima, fue diseñado para simular a escala sinóptica, mesoescala y microescala, los flujos atmosféricos sobre una topografía compleja, y la simulación de sistemas atmosféricos sobre terreno complejo. MRAMS está explícitamente diseñado para simular circulaciones atmosféricas en Marte a nivel de mesoescala y microescala con propiedades superficiales de alta resolución. Entre sus principales características incluye un modelo dinámico no hidrostático con ecuaciones para el movimiento vertical, polvo atmosférico y vapor de agua, un modelo de física atmosférica para el hielo de dióxido de carbono y un modelo de regolito que incluye deposición y sublimación de CO_2 .

Varios proyectos de exploración de Marte de la NASA, incluyendo los Mars Exploration Rovers (Spirit y Opportunity) (Rafkin et al. 2003), el aterrizador Phoenix (Tamppari et al 2008), el rover Curiosity (MSL) (Vasavada 2012, Chen et al 2010), el aterrizador InSight y el rover Mars2020, han utilizado MRAMS para estudiar una amplia variedad de circulaciones atmosféricas.

2. Descripción del experimento para el cráter Gale

Para simular el entorno meteorológico de la misión MSL, el modelo MRAMS ha sido configurado con siete mallas anidadas centradas sobre la zona de aterrizaje dentro del cráter Gale (Figura 4).

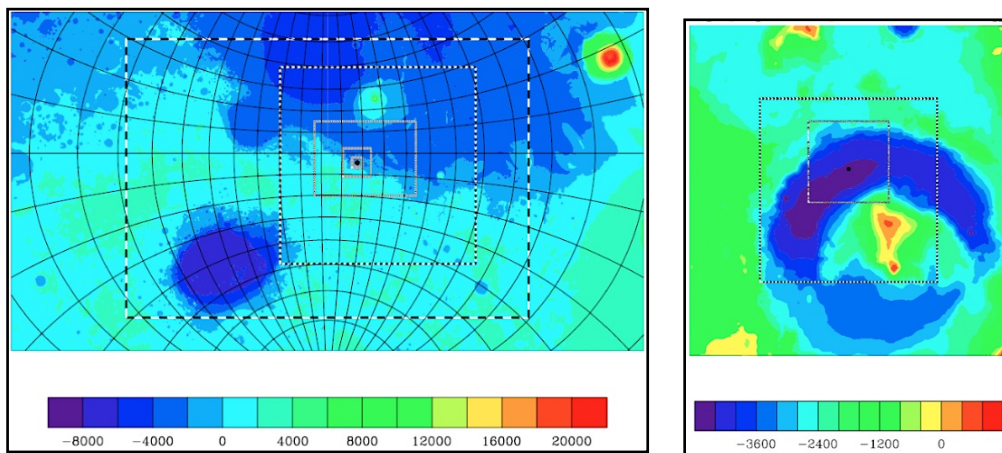


Figura 4. Espaciado de malla horizontal para las mallas 1 a 7 (izquierda) y 4 a 7 (derecha),

centradas sobre la zona de aterrizaje de MSL dentro del cráter Gale. El espaciado en cada malla se representa en la figura con una línea discontinua blanca y negra. La elevación de la topografía se muestra con un código de colores obtenido del instrumento MOLA.

Las mallas fueron configuradas, en la medida de lo posible, para incluir en ellas aquellas regiones topográficas que pudieran influir en el experimento. La malla más externa y de menor resolución (malla 1) cubre gran parte de los hemisferios norte y sur, incluyendo la cuenca de impacto Hellas y la dicotomía hemisférica. Esta configuración captura los fuertes flujos topográficos que se producen en las cercanías de la dicotomía hemisférica así como los flujos estacionales de la circulación general meridional (células de Hadley) los cuales tienen dimensiones casi globales. Las mallas han sido diseñadas para minimizar en la medida de lo posible que accidentes topográficos importantes se encontraran dentro de los límites de una malla. El espaciado horizontal (distancia entre puntos) es de 240, 80, 26.7, 8.9, 2.96, 0.98 y 0.33 kilómetros de la malla 1 a la 7 respectivamente. Todas las mallas tienen la misma configuración vertical. El nivel más bajo, en el que se pronostican la temperatura del aire y la presión, es de ~14 metros sobre el suelo. Este espaciado vertical ha sido configurado para tener una separación creciente entre niveles, alcanzando un máximo de 2500 metros en los niveles más altos. Los niveles verticales van cambiando gradualmente desde los niveles más superficiales que son paralelos a la topografía, a los completamente horizontales en la cima del modelo. El espaciado vertical no excede los 100 metros en el primer kilómetro de altura de la atmósfera, ni los 400 metros en los tres siguientes. La cima de la atmósfera en el modelo se sitúa a una altura de 51 kilómetros con 50 niveles verticales.

2.1 Inicialización y condiciones de contorno

Las salidas obtenidas con el MCG de NASA Ames (Kahre et al. 2006) se han utilizado para inicializar el estado de la atmósfera en MRAMS. Las condiciones de contorno han sido incluidas en MRAMS de forma análoga.

El polvo ha sido parametrizado utilizando los datos promediados zonalmente del instrumento TES (Thermal Emission Spectrometer del orbitador Mars Global Surveyor) en años sin tormentas globales y siguiendo un perfil vertical de tipo Conrath-Nu (Conrath 1975). Este parámetro describe como varía la profundidad de la columna de polvo atmosférico con la latitud y las estaciones, siendo máxima en la latitud subsolar. El hielo de CO₂ superficial ha sido parametrizado en función de los datos derivados del MCG de NASA Ames para la localización y momento de arranque del experimento. Las propiedades de la superficie marciana son inicializadas en MRAMS con los datos obtenidos por el instrumento TES para inercia térmica del suelo y albedo, y con los datos del instrumento MOLA para la topografía y la pendiente. MRAMS tiene en cuenta los efectos producidos por las sombras de la topografía y la radiación en pendiente. Los datos de la inercia térmica del suelo obtenidos por TES no tienen la resolución suficiente como para captar algunas de las variaciones del

suelo dentro del cráter Gale. Durante el primer verano de la misión (Ls 270) la inercia térmica del suelo en la zona conocida como Yellowknife Bay era tan diferente a la observada desde órbita que se tuvo que parametrizar dentro del modelo a un valor de 460 SI, basado en el trabajo de Hamilton et al. 2014. Dado que los datos de inercia térmica utilizados en MRAMS son generalmente más bajos que los reales, se espera que las curvas diarias de temperatura del suelo sobreestimen la amplitud diurna, tal y como se describe en el apartado 3.2.

Algo similar sucede con los datos de albedo dentro del cráter. A diferencia de la inercia térmica, no se ha realizado ningún cambio del albedo en el modelo, por lo que se esperaría que las simulaciones fueran ligeramente más calientes de lo que deberían, como así es.

2.2 Tiempo de integración y frecuencia de salida

En el experimento se han simulado cuatro soles con una resolución de cinco mallas y posteriormente se han añadido tres soles más aumentando la resolución hasta siete mallas. El primer sol siempre se descarta, ya que se utiliza como adaptación del modelo. Todas las simulaciones empezaron poco antes del amanecer local. MRAMS no es un modelo global y no puede, en teoría, simular un año marciano. Las series de datos anuales obtenidas por REMS pueden estudiarse en detalle en el artículo de Martínez et al. 2016 de este mismo volumen. Para obtener las condiciones representativas de un año marciano se han realizado simulaciones en cuatro longitudes solares que coinciden con los solsticios y equinoccios, de forma que los resultados pueden ser comparados directamente con sus correspondientes soles de operación de REMS, cuyos datos han sido promediados cada cinco minutos.

3. Comparación de las observaciones frente a las simulaciones

Solo tenemos datos de cuatro experimentos meteorológicos en la superficie Marte: las estaciones meteorológicas de los aterrizadores Viking 1 y 2 (VL1 y VL2), el experimento de estructura atmosférica ASI/MET del aterrizador Mars Pathfinder y el instrumento REMS de la misión Mars Science Laboratory Curiosity rover (Gomez-Elvira et al. 2012). Este último era el único que en el momento de la elaboración de este artículo seguía funcionando.

Una característica común de todos estos experimentos, excepto REMS, es que todas estaban ubicadas en zonas relativamente llanas y de topografía poco compleja. VL1 obtuvo datos durante casi un año marciano en zonas llanas de latitudes subtropicales del hemisferio norte, mientras que VL2 obtuvo datos durante dos años marcianos en zonas llanas de latitudes medias del hemisferio norte, incluyendo un periodo de tormenta de polvo global. La misión Pathfinder obtuvo datos durante 83 soles en una zona topográficamente similar a VL1. La misión Phoenix obtuvo datos en zonas llanas de latitudes altas del hemisferio norte. En cambio, la misión MSL se encuentra en una de las zonas topográficamente más complejas de todas las visitadas en Marte hasta la fecha. La meteorología dentro del cráter es también una de las más

complejas, debido a que la topografía condiciona la circulación atmosférica cerca de la superficie. El lugar elegido para el aterrizaje es uno de los de menor elevación dentro del cráter, ubicado entre el borde norte y el monte central Sharp.

El objetivo de las comparaciones entre las simulaciones con MRAMS y las observaciones del instrumento REMS es establecer una medida de confianza tanto en los resultados del modelo como en los datos de la estación meteorológica.

3.1 Datos de presión

Como se ha mencionado anteriormente, en cada casquete polar existe por encima de la capa de hielo de agua una capa superficial de hielo de CO₂, capa que se sublima totalmente en el verano boreal y parcialmente en el verano austral. El ciclo de insolación solar da lugar a un intercambio de CO₂ entre casquetes. En el invierno del hemisferio norte el CO₂ de la atmósfera se congela sobre el casquete polar norte, y se sublima del casquete del polo sur. En invierno del hemisferio sur (verano del hemisferio norte) el proceso se invierte, lo que significa que cada año alrededor de un tercio de la atmósfera se intercambia entre los casquetes. Este ciclo controla por tanto el contenido global atmosférico de CO₂ y determina la presión media diaria en una determinada estación. La existencia de dos mínimos y dos máximos, unos relativos y otro absolutos, en la presión anual medida por REMS (Martinez et al. 2016, este mismo volumen) corresponden a la alta excentricidad de la órbita de Marte y a una distribución asimétrica en la cantidad de hielo de CO₂ entre los casquetes polares.

La comparación entre los datos de presión diaria medidos por el instrumento REMS y los obtenidos en las simulaciones del modelo MRAMS se muestran en la Figura 5. Uno de los aspectos más importantes para comprender la meteorología del cráter Gale son las variaciones de presión sobre la media. Algunas de las características básicas de estas variaciones de presión son inmediatamente evidentes en la gráfica, donde se aprecia como la estructura diurna varía considerablemente a lo largo del año. El equinoccio de verano (Ls 270) tiene una estructura relativamente suave semejante a una onda sinusoidal.

En el resto de estaciones, se aprecia mucha más estructura en la señal con varias chepas y armónicos de orden superior, ausentes en Ls 270. Esta ausencia responde a una escasa contribución de las circulaciones inferiores a la escala de la marea térmica del ciclo de presión. En esta estación concreta, las circulaciones global y regional neutralizan la circulación local del cráter. En Ls0, 90 y 180, la circulación del cráter y la regional de la dicotomía están mejor definidas que en Ls 270. El resultado de una circulación más localizada y organizada es la presencia de estructuras de alta frecuencia en la señal de presión.

La circulación del cráter produce una exportación neta de aire durante el día, como resultado de los flujos de ventilación de pendiente ascendentes, y una importación neta de aire por la noche como consecuencia de un flujo de aire de pendiente descendente. Las perturbaciones diarias de la presión media son el resultado de la

marea térmica (dominada por los modos diurno y semidiurno) y por las circulaciones regional y local.

Los resultados del modelo mostrados en la Figura 5 son compatibles con cada uno de los rasgos observados, lo que sugiere que el modelo funciona satisfactoriamente a la hora de capturar los procesos físicos, incluyendo todas las escalas de movimientos relevantes que actúan para producir las variaciones diarias. La amplitud y la fase de la marea diaria (definida por los momentos máximo y mínimo de presión) son generalmente bien capturadas en el modelo.

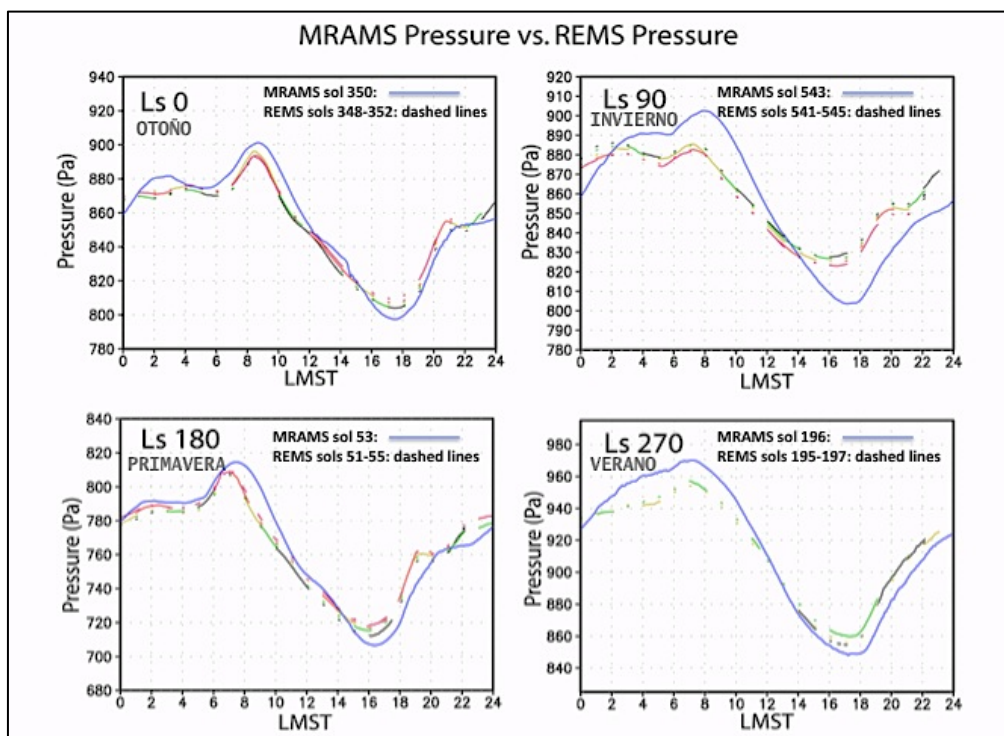


Figura 5. Señal diaria observada y modelada de presión en las cuatro estaciones. La línea continua es la señal del modelo MRAMS. Los datos de cinco soles consecutivos de REMS se representan en líneas discontinuas de diferentes colores. Adaptado de Pla-García et al. 2016

Harri et al. [2014] encontraron una oscilación de presión en las horas vespertinas, aproximadamente entre las 1900 y las 2200 LMST del sol 48. Estas oscilaciones son de 0.5 Pa o incluso menores, con periodos de 12-18 minutos. Debido a que la frecuencia de salida del modelo es de 5 minutos, es difícil capturar ondas de período similar (se produce el efecto conocido como aliasing). Sin embargo, observando los resultados del modelo para Ls 180 (que equivale al Sol 53), se puede apreciar una oscilación similar comenzando aproximadamente a las 1900 LMST y disminuyendo

alrededor de las 2200 LMST, momento en el que la curva de presión global comienza a subir rápidamente (Fig. 6). Estas oscilaciones están probablemente asociadas a una actividad de ondas de montaña, como se explicará en la sección de interpretación meteorológica.

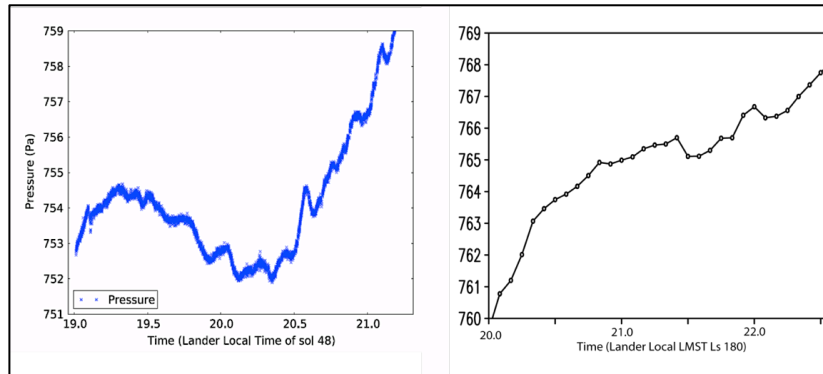


Figura 6. Oscilaciones de presión en el cráter Gale en Ls 180 (2000-2200LMST). Las observaciones están a la izquierda y los resultados del modelo a la derecha.

3.2 Datos de temperature del suelo

Las comparaciones de temperatura del suelo se muestran en la Figura 7.

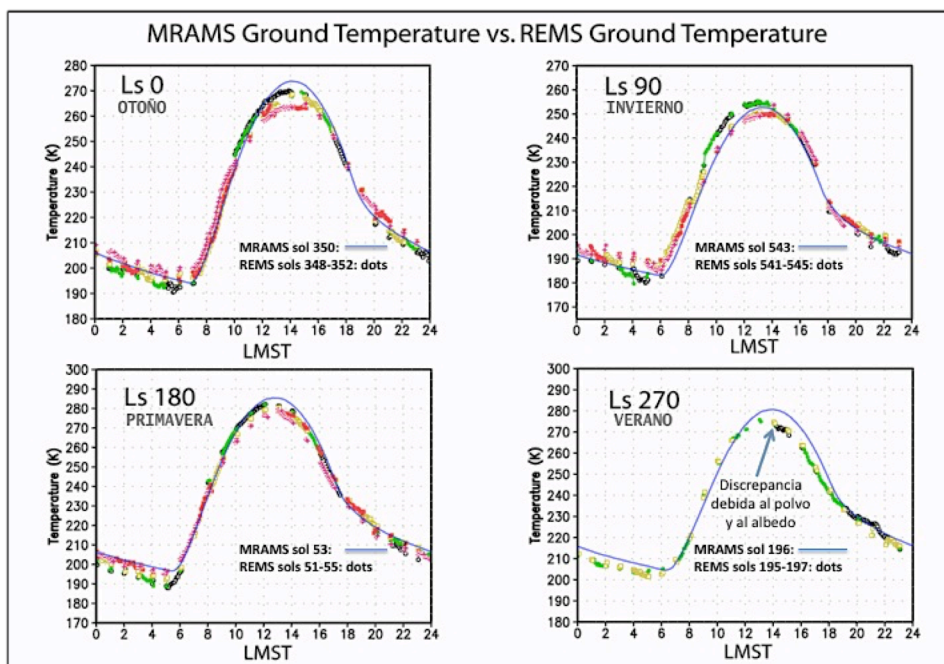


Figura 7. Señal diaria observada y modelada de temperature del suelo en las cuatro estaciones. La línea continua es la señal del modelo MRAMS. Los datos de cinco soles consecutivos de REMS se representan con puntos de diferentes colores. Adaptado de Pla-García et al. 2016.

La temperatura del suelo es un parámetro importante para estudiar el intercambio de energía que se produce entre el suelo y la atmosfera, siendo determinante para conocer las condiciones de habitabilidad y el contenido en agua subsuperficial. Además de servir para “sondear” que hay bajo la superficie, nos aporta información sobre los materiales y su exposición a la radiación solar, dependiendo del ángulo de incidencia de la radiación solar y su intensidad, así como las condiciones de opacidad atmosférica. La temperatura se mide en un área circular del suelo cercano al rover. Durante el trayecto se puede comparar como varían estas temperaturas en las diferentes superficies. Cuando Curiosity permanece parada, se puede estudiar su evolución con el tiempo y compararla con las temperaturas del aire y así conocer, por ejemplo, la resistencia de un material a cambiar de temperatura. Este parámetro se denomina inercia térmica, siendo lo que más le afecta el tamaño de partícula. Inercias térmicas bajas, que estarían relacionadas con grandes cambios en la temperatura superficial, indican materiales finos. Las zonas que no presentan esta amplia variación, por lo tanto, se espera que sean materiales más compactos o al menos con un mayor tamaño de partícula.

Las temperaturas del suelo, al igual que las atmosféricas, varían también enormemente durante el día, habiendo una diferencia de temperaturas diurnas y nocturnas de entre 80 y 100 grados (mucho más que las propias variaciones estacionales). Esto hace que encontremos temperaturas máximas superiores y mínimas inferiores que las que se registran en la atmósfera. Las temperaturas del suelo medias máximas en Gale apenas superan los $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, mientras que las temperaturas del suelo medias mínimas son inferiores a $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$.

REMS determina la temperatura del suelo a partir de la emisión infrarroja de la superficie, asumiendo una emisividad igual a uno. La temperatura del suelo es el diagnóstico del balance de energía de la superficie en el cual contribuye la insolación, los flujos infrarrojos descendentes (de la atmósfera al suelo) y ascendentes (del suelo a la atmósfera), la conducción en el subsuelo y el flujo atmosférico de calor turbulento. Un desequilibrio en alguno de estos componentes resultará en un cambio neto de la temperatura de la superficie y por lo tanto un cambio en la emisión infrarroja que puede ser detectada por el sensor de temperatura del suelo (GTS) de REMS. Las comparaciones de las simulaciones con los datos de REMS (Figura 7) muestran que la temperatura del suelo simulada está dentro de los márgenes de error de medición de

~5 K en todas las estaciones, excepto en Ls 270. En Ls 0 y Ls 180, parece que la señal simulada es algo más caliente durante la tarde, aunque la temperatura está dentro de los márgenes de error de las observaciones. En Ls 90, el aumento de temperatura al amanecer es más rápido en las observaciones que en el modelo, aunque el resto de la señal de temperatura es coincidente con las observaciones. El modelo tiene en cuenta los efectos topográficos de las pendientes y de las sombras a la hora de realizar los cálculos de transferencia radiativa, pero se basa en la información obtenida a partir de la topografía de MOLA promediada para la resolución de la malla más interna del modelo (en este caso 333 m). Un ascenso más rápido de la temperatura del suelo medida por el GTS podría ser el resultado de una orientación hacia el Sol más eficiente que la del modelo. Esta pendiente tendría un impacto prácticamente despreciable durante el resto del día y ninguno durante la noche, donde el enfriamiento infrarrojo es el que domina.

En general, la buena representación en las simulaciones de las medidas observadas en Gale sugiere que el modelo ha sido inicializado con unos valores razonables de inercia térmica, albedo y contenido de polvo atmosférico en la mayoría de las estaciones. Teniendo en cuenta que los valores de albedo en el modelo están ligeramente subestimados, la tendencia de las simulaciones de tener una temperatura ligeramente superior a la observada en todas las estaciones es razonable, sobre todo en el verano (Ls 270). Esta mayor discordancia en Ls 270 comparada con las otras estaciones del año sugiere, en lugar de un error en la física del modelo, que los valores de albedo, inercia térmica o cantidad de polvo atmosférico no han sido inicializados de forma exacta. Si las parametrizaciones físicas fueran erróneas, entonces se esperarían desajustes en todas las estaciones, pero no es el caso. Una posibilidad es que el valor del albedo sea demasiado bajo en el modelo. En Ls 270, el rover se encontraba en la zona denominada Yellowknife Bay, donde el albedo podría haber alcanzado valores de 0,3, mientras que el valor utilizado en MRAMS (derivado de TES) es significativamente menor (0,23). Un ajuste en el valor del albedo cambiaría las temperaturas del suelo en Ls 270 (incluidas en la Figura 7), para parecerse más a las observadas, sin embargo la fase de las curvas de temperatura no se vería afectada.

Se puede apreciar una curiosa protuberancia en la curva de temperatura observada por REMS entre las 2000 y las 2200 LMST en Ls 270 que no parece apreciarse en las otras estaciones y que podría deberse a un evento de calentamiento rápido asociado con el paso de ondas de montaña. Hay que resaltar que la amplitud de la perturbación observada es menor que la incertidumbre de las mediciones.

Otra posible explicación podría ser el aumento de la turbulencia impulsado por el incremento de la cizalladura del viento en la inversión nocturna. A medida que la capa de inversión nocturna se desarrolla, los vientos por encima de esta se desacoplan de la superficie y la disminución de la fricción produce una aceleración neta. En ese

momento, las inestabilidades de la cizalladura pueden empujar el aire cálido en altura hasta la superficie, produciendo una mezcla en las masas de aire.

3.3 Datos de temperature del aire

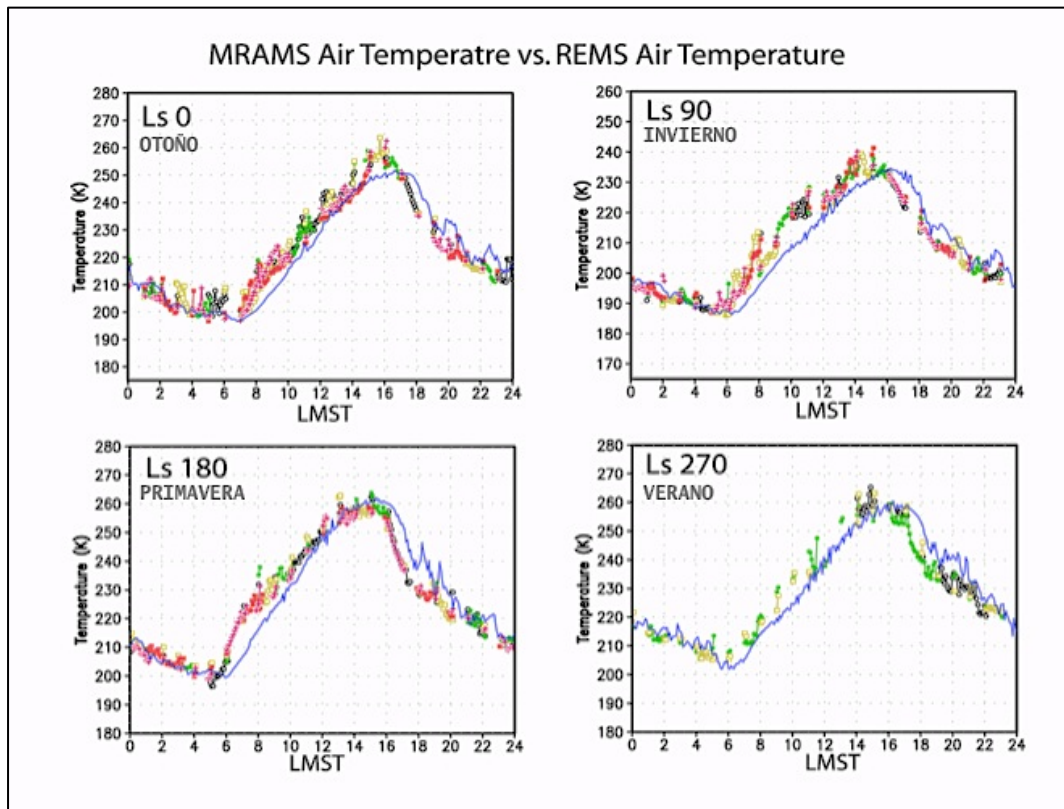


Figura 8. Igual que la figura 7 pero para la temperatura del aire, la cual esta medida a 1.5 metros por encima del nivel del suelo. El nivel atmosférico más bajo ha sido simulado con MRAMS a una altura de ~14 m.

Las comparaciones de temperatura del aire se muestran en la Figura 8. Es importante recalcar que la temperatura del aire observada se mide a una altura de ~1,5 m sobre el nivel del suelo (AGL), mientras que MRAMS proporciona temperatura del aire en el nivel más bajo del modelo, el cual se encuentra a unos ~14 m. Como era de esperar, esta diferencia de altura hace que los valores de MRAMS sean más fríos que los observados por la mañana y al comienzo de la tarde, siendo más calientes el resto de la tarde y durante la noche. Este fenómeno se debe al gradiente superadiabático vespertino y a la fuerte inversión térmica nocturna (Schofield et al., 1997).

La mayor diferencia entre el modelo y las observaciones es el calentamiento excesivo de las temperaturas simuladas por la tarde, pero es difícil cuantificar cuánto es debido a la diferencia de altitud entre modelo y sensor. Una cierta cantidad de discrepancia puede no ser atribuible a la altitud, dado que las temperaturas de superficie del modelo también son un poco más calientes que las observadas.

Las temperaturas observadas muestran una gran variación por la tarde, durante los periodos de calentamiento solar, mientras que el modelo es relativamente suave durante ese mismo intervalo. Esto era de esperar, debido a que estas variaciones térmicas son debidas a la turbulencia de la CLA, las cuales no pueden ser resueltas en el modelo debido a que tienen un tamaño menor al del espaciado de malla de mayor resolución (las únicas turbulencias que el modelo puede resolver son los flujos turbulentos de mesoescala nocturnos, como las ondas de gravedad, porque están en una escala comparable o mayor que el espacio de malla). Sin embargo, el efecto submalla de la turbulencia es capturado por el modelo a través de la ecuación de pronóstico denominada energía cinética turbulenta (TKE).

El modelo muestra un pico de TKE durante la tarde (Figura 9), que es consistente con las variaciones de alta frecuencia observadas. Por la noche, el modelo resuelve las variaciones térmicas, las cuales son consistentes con las observaciones. Por lo tanto, las variaciones observadas no se relacionan con la turbulencia de pequeña escala (que no puede resolver el modelo), pero sí con los flujos descendentes altamente variables y capturados por el modelo (los cuales son producidos dinámicamente como se explicará más adelante).

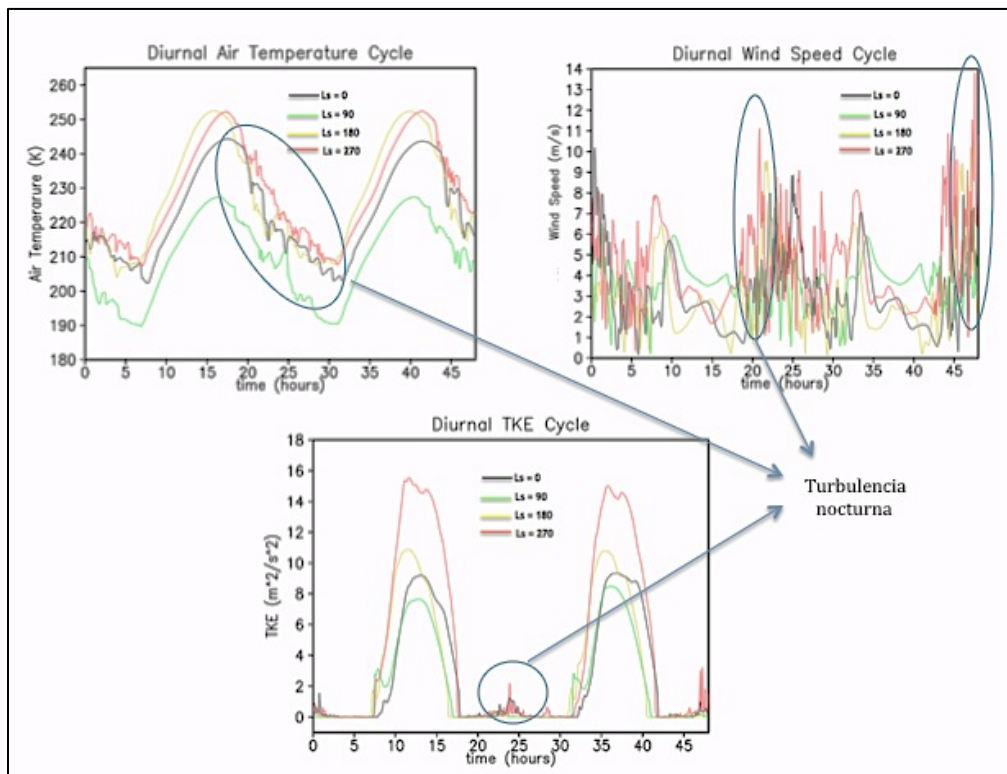


Figura 9. Turbulencia nocturna en el cráter Gale obtenida con MRAMS.

4. Interpretación meteorológica

El tiempo meteorológico observado en el cráter Gale puede ser considerado como la suma de los efectos derivados de las circulaciones atmosféricas en el contexto de las diferentes escalas (sinóptica, regional y local, Figura 10), tal y como se concluye en las interpretaciones extraídas de las simulaciones. En la escala global (sinóptica), la circulación meridional es producida por el gradiente de presiones a gran escala alimentado por el correspondiente gradiente térmico meridional. El forzamiento solar produce la fuerte marea térmica diaria que también interacciona con la topografía. Si bajamos a la escala regional, la dicotomía topográfica (tierras bajas al norte y altas al sur), las variaciones topográficas de escala continental y los grandes cráteres de impacto (como la cuenca Hellas) exhiben circulaciones térmicas de ladera que oscilan diariamente de forma ascendente y descendente. A nivel local, cráteres, valles y colinas producen de forma similar circulaciones térmicas directas que producen vientos de ladera ascendentes durante el día y descendentes durante la noche. Finalmente, en la microescala, se produce turbulencia convectiva y vórtices (incluyendo *dust devils*) que producen perturbaciones de alta frecuencia.

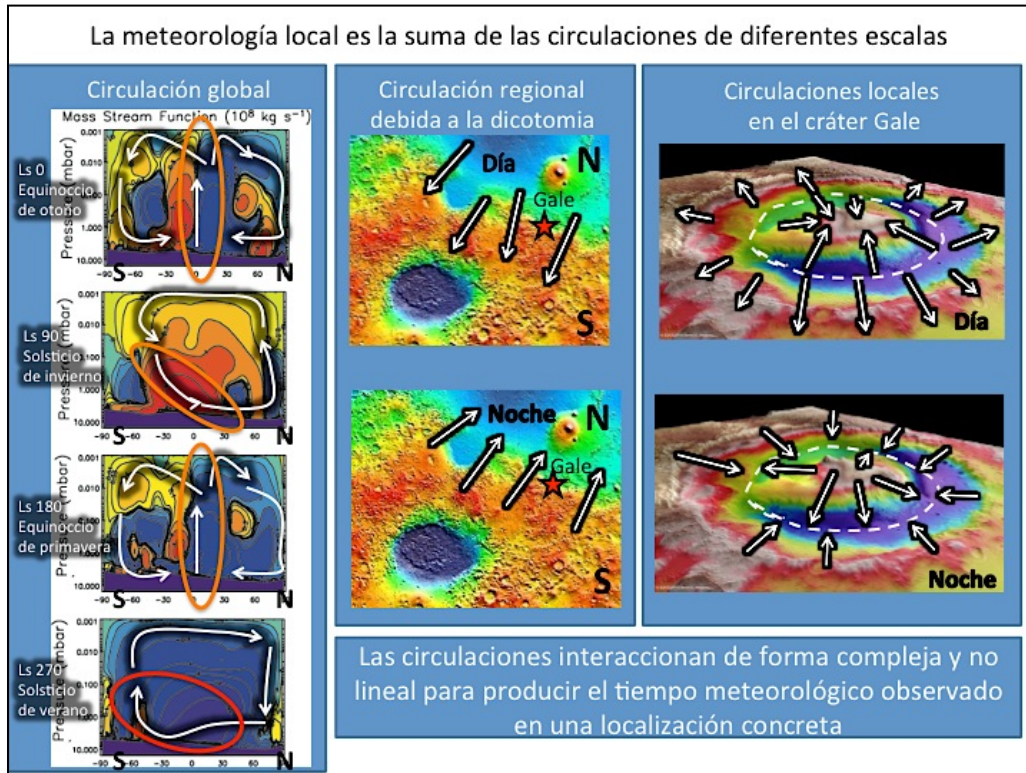


Figura 10. Escenario multiescalar. El cráter Gale se encuentra cerca del ecuador marciano.

Todas estas circulaciones no suelen sumarse de forma lineal. Por ejemplo, una fuerte circulación asociada al cráter puede afectar sustancialmente la altura de la CLA dentro del mismo, y esto puede conducir a una modulación importante de la turbulencia y los vórtices convectivos. Del mismo modo, fuertes circulaciones de escala regional o global pueden alterar de forma considerable la circulación del cráter.

En el caso específico de Gale, las interacciones no lineales entre escalas son evidentes tanto en los resultados de MRAMS como en las observaciones de REMS.

4.1 Circulación de escala global o planetaria

Los cambios de estación producen en Marte cambios en la circulación meridional global, compuesta por una sola célula de Hadley (a diferencia de las tres terrestres, Hadley, Ferrel y Polar) que es de carácter global y cambia de signo al llegar el verano. Esto es algo que está bien establecido a través de los MCG de Marte, cuyos resultados son consistentes con los campos de temperatura globales derivados desde órbita (Haberle et al., 1993).

Esta célula de Hadley tiene una rama ascendente en las latitudes altas del hemisferio verano (Ls 90 para el HN y Ls 270 para el HS) y una rama de subsidencia en el hemisferio de invierno (Ls 270 para el HN y Ls 90 para el HS). Los vientos en superficie asociados a esta circulación fluyen desde el hemisferio de invierno al hemisferio de verano. Se produce así mismo un flujo de retorno en capas altas inverso al flujo de superficie (Figura 11).

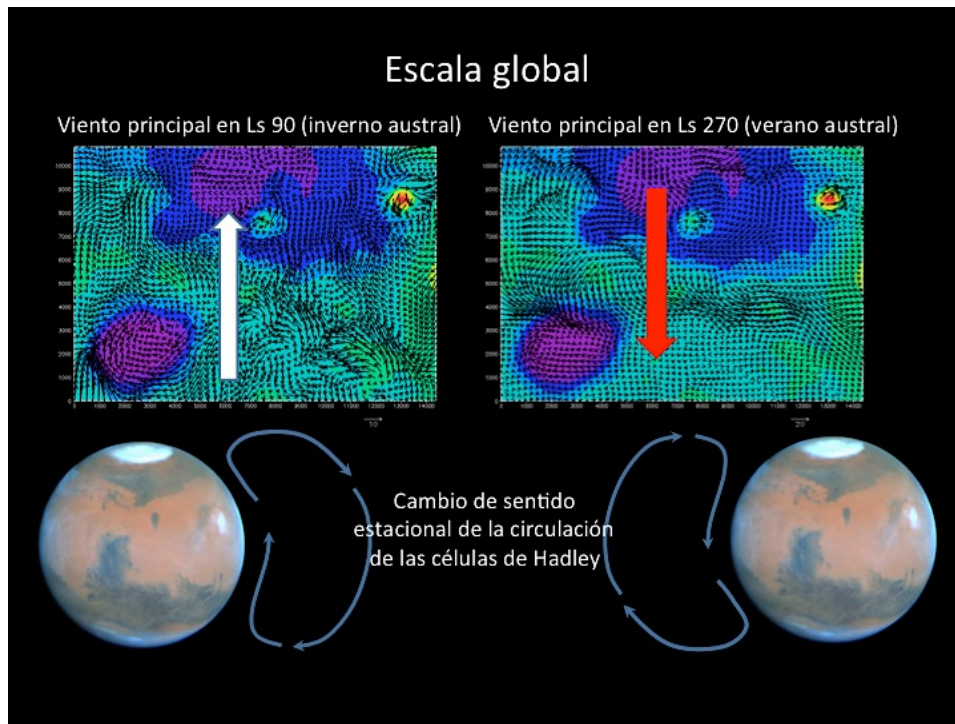


Figura 11. Malla 1 de MRAMS 240km (arriba). Células de Hadley (abajo)

Alrededor de los equinoccios hay un breve período de transición donde la rama ascendente cruza rápidamente de un hemisferio al otro, a medida que migra hacia su ubicación solsticial (Figura 10, lado izquierdo). Durante esta transición, hay una convergencia en la rama ascendente (similar a la zona de convergencia intertropical en la Tierra), generándose dos células de Hadley, una en cada hemisferio. Debido a la circulación global, los vientos sinópticos en superficie en la ubicación de Gale se invierten con el cambio de estación, teniendo vientos de componente norte en el equinoccio de verano (Ls 270) y de componente sur en el de invierno (Ls 90). En los solsticios, los vientos sinópticos podrían ir en cualquier dirección dado que la rama ascendente transita a través de la zona ecuatorial, por eso los denominamos neutros (Figura 10, lado izquierdo).

A diferencia de otras estaciones, en Ls 270 hay en promedio un flujo muy fuerte de componente norte en la región del cráter Gale, independientemente de la hora del día. En la escala global, el hemisferio sur esta más caliente y atrae a los vientos del norte debido al gradiente de presión a gran escala producido. Por último, el calentamiento vespertino de la dicotomía tenderá a producir un flujo de pendiente ascendente que reforzará aún más los vientos del norte.

Por lo tanto, durante la tarde en Ls 270, la gran escala y la escala regional favorecen claramente los vientos del norte. Es de esperar que la dicotomía fuerce también el flujo de vientos descendentes de ladera durante la noche, debido a que estos vientos fríos son forzados termodinámicamente a descender. Sin embargo, lo que se aprecia es que este flujo sigue siendo de componente norte. Al parecer, la circulación meridional global es lo suficientemente fuerte como para contrarrestar el forzamiento topográfico de la dicotomía. En la escala global, hay un flujo muy fuerte de norte a sur sobre la región del cráter Gale en Ls 270 durante todos los momentos del día. Como se mostrará a continuación, la mezcla constructiva de todas las circulaciones de las diferentes escalas en Ls 270, hará que este periodo sea único en el cráter Gale.

4.2 Circulaciones regionales

Aunque existe gran complejidad meteorológica en la escala del cráter, se pueden asumir algunas generalidades. En todas las escalas hay una tendencia de los vientos a soplar pendiente arriba durante el día y hacia abajo por la noche. En el caso del cráter Gale, esto se traduce en una divergencia de los vientos del suelo del cráter, los cuales se desplazan hacia el monte Sharp y los bordes del cráter durante el día, realizando el recorrido inverso durante la noche, lo que les hace converger en el suelo del cráter (Figura 10 a la derecha).

La esencia de esta danza diaria se puede apreciar en todas las estaciones, sin embargo la fuerza de los vientos de pendiente varía considerablemente en función de la estación debido a las interacciones no lineales con los flujos de mayor escala. Además, las inestabilidades dinámicas mesoescales (sobre todo las ondas de montaña y las ondas de gravedad de gran amplitud) también participan en la mezcla. Estas ondas, a diferencia de todas las circulaciones mencionadas con anterioridad, no son producidas por procesos termodinámicos, en lugar de ello, algunos flujos mesoescales como las ondas de montaña se generan dinámicamente por la interacción del viento con la topografía.

Estos fenómenos dinámicos, que no son de origen catabático, pueden oponerse a las fuerzas de flotabilidad y proporcionar un mecanismo para forzar que las masas de aire caliente descendan (cuando en condiciones normales deberían ascender por tener menor densidad) y que las masas de aire frío asciendan. Hacia las 1600h (LMST), el flujo ascendente de la dicotomía está completamente desarrollado y los vientos son de componente norte en todas las estaciones, además en el equinoccio de

verano (Ls 270) la circulación meridional global refuerza los vientos ascendentes por la dicotomía (Figura 12).

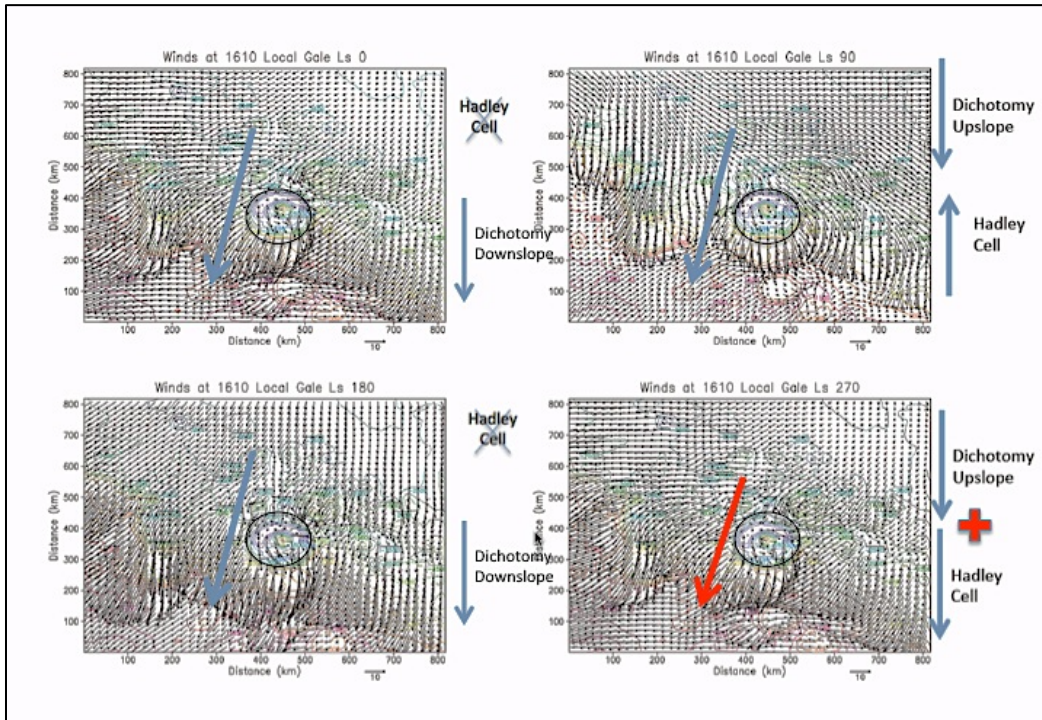


Figura 12. Escala regional (malla 4, 9km res.) durante el día (1610 LMST). Se aprecia una gran influencia de la topografía de la dicotomía en todas las estaciones. Vientos de componente norte durante el día. Desviación de vientos alrededor y sobre el cráter.

En Ls 0, 90 y 180, la temperatura potencial de las masas de aire del suelo del cráter son más frías que las del exterior del mismo, tal y como se aprecia en las diferencias de las propiedades térmicas de las mismas (Figuras 13 y 14). Esta situación térmica tiende a suprimir los movimientos verticales.

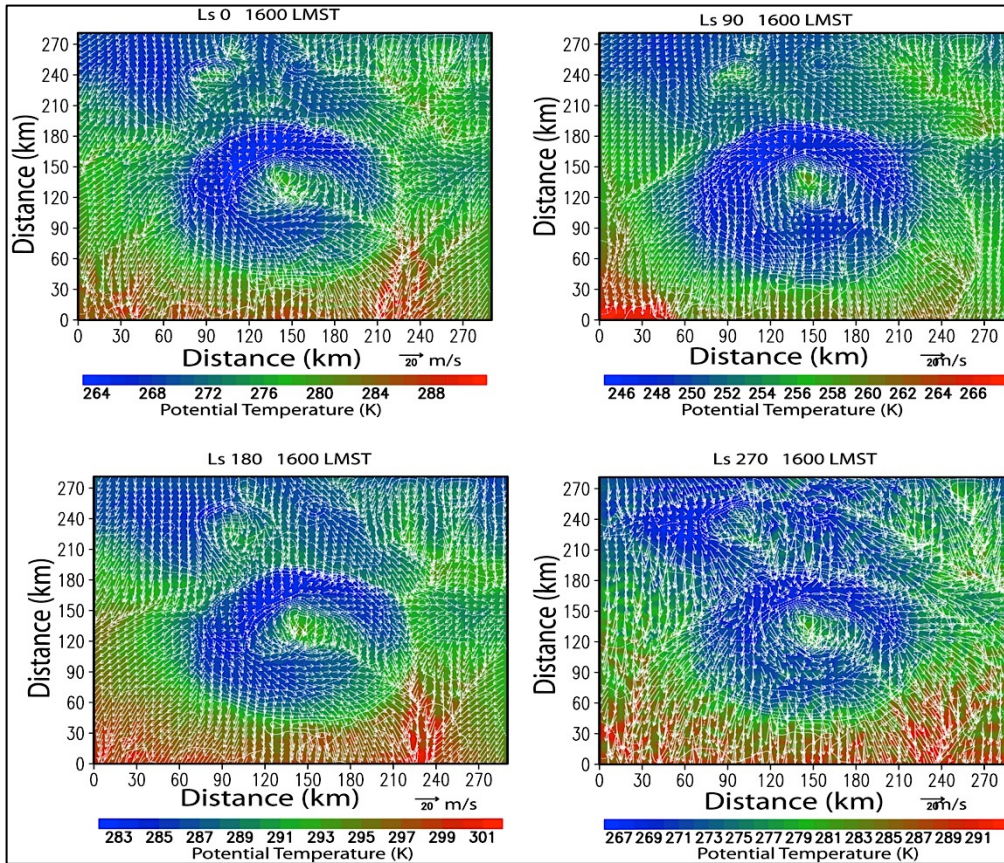


Figura 13. Dirección y velocidad del viento en superficie (vectores) y temperatura potencial (colores) a las 1600 LMST en función de la estación (malla 5) en el cráter Gale. La escala del vector de viento se muestra en la parte inferior derecha de la imagen. Figura obtenida de Rafkin, Pla-García et al. 2016.

Con excepción de Ls 270, en general durante el año marciano el aire fuera del cráter es más cálido que el del interior. Cualquier masa de aire que descienda por los bordes del cráter hacia el interior tiende a rebotar, debido a principios de flotabilidad, y a no mezclarse con el aire más frío inferior.

Al final de la tarde (2200 LMST), el flujo ascendente por las laderas del cráter cambia a sentido descendente en todas las estaciones (Figura 14). La temperatura potencial elevada en las masas de aire del suelo del cráter en Ls 270 proviene de aire en altura transportado por la fuerte mezcla vertical asociada a ondas de montaña, las cuales, junto a los flujos descendentes de ladera, mantienen la atmósfera en los niveles bajos más cálida de lo que se esperaría de los procesos radiativos y convectivos.

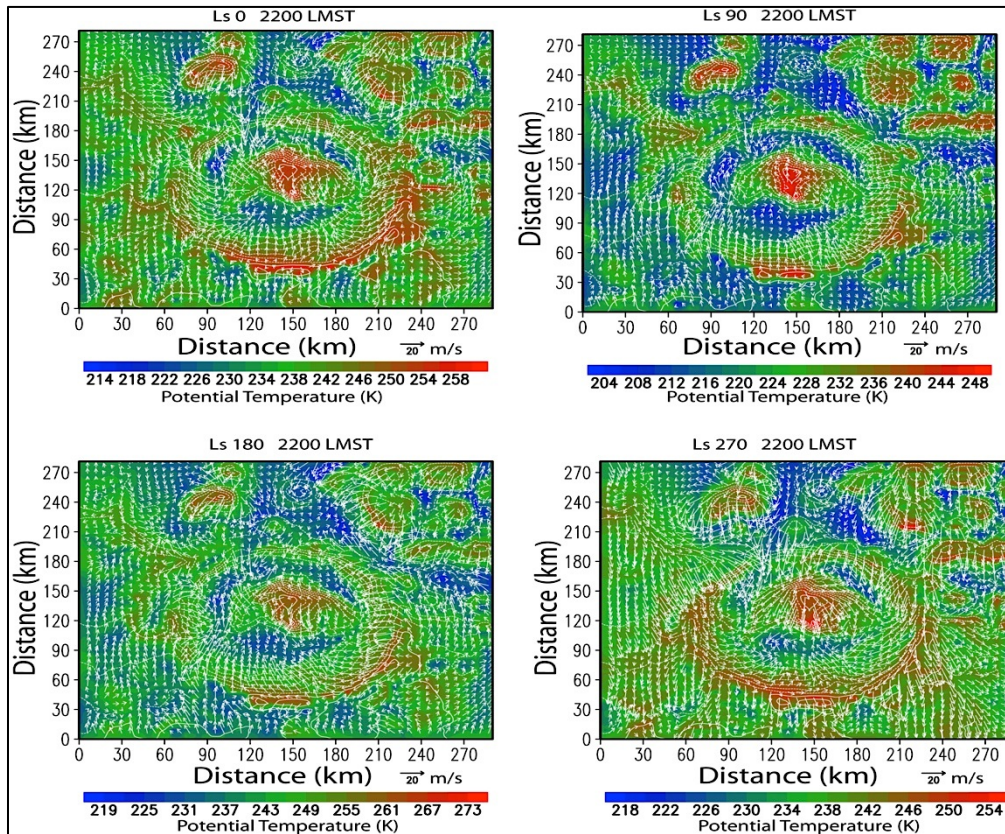


Figura 14. Igual que en figura 13 pero a las 2200LMST

En la Figura 15 se puede apreciar claramente como una fuerte corriente de aire frío penetra por el borde norte del cráter hacia las 2200 LMST en Ls 270. Este viento no es tan sólo aire fluyendo a través del accidente topográfico de Peace Vallis, sino más bien una inundación completa por todo el borde noroeste. En ese momento las masas de aire del interior del cráter están bien mezcladas con las del exterior debido a los vientos que lo inundan desde el norte. Algunos accidentes topográficos, como el antiguo cauce fluvial Peace Vallis al noroeste del cráter Gale, parecen proporcionar una vía con menor resistencia para el intercambio de aire entre el cráter y el exterior, pero ese intercambio parece ser mucho más limitado en Ls 0, 90 y 180.

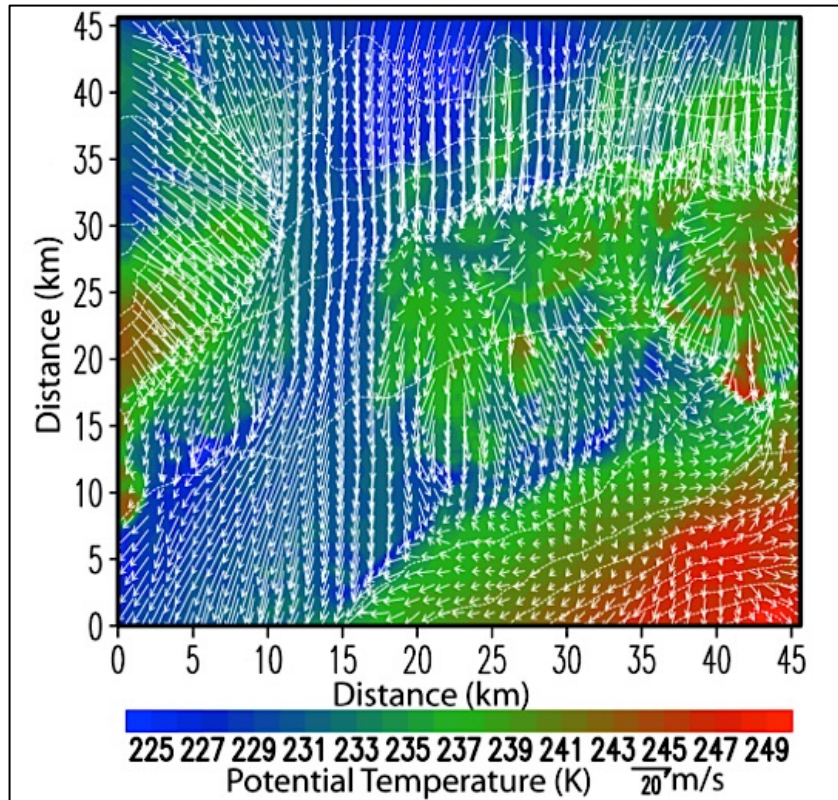


Figura 15. Malla de mayor resolución en Ls 270 a las 2200LMST. Dirección y velocidad del viento en superficie (vectores) y temperatura potencial (colores) a las 2200 LMST. La escala del vector de viento se muestra en la parte inferior derecha de la imagen. Figura obtenida de Rafkin, Pla-García et al. 2016.

Los vientos también soplan hacia abajo en la dicotomía topográfica en todas las estaciones excepto en Ls 270, donde persisten los vientos del norte, ya que los vientos globales de componente norte consiguen derrotar por la noche a los vientos de componente sur descendentes por la dicotomía (Figura 16).

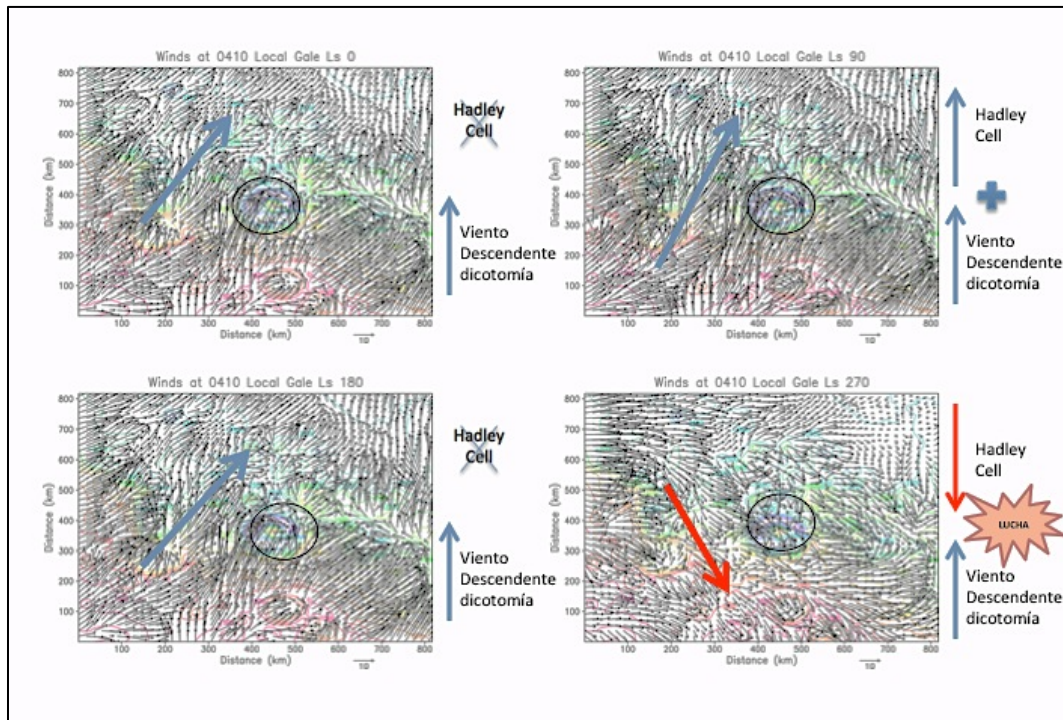


Figura 16. Escala regional durante la noche (malla 4, 9km res.) (0410 LMST). Fuerte influencia de la dicotomía y vientos regionales de componente sur en todas las estaciones excepto en Ls 270. Los vientos sinópticos de la celula de Hadley derrotan a los de la dicotomía en Ls 270.

4.3 Vientos de ladera y ondas de montaña

Los cortes en sección verticales proporcionan una clara representación de los vientos de ladera y de las ondas de montaña, cuando se estos producen. La Figura 17 muestra las secciones verticales de sur a norte a las 2200 LMST en función de la estación. En Ls 90 y Ls 180, no se muestra ninguna evidencia significativa de ondas de gravedad o de montaña. En Ls 0 aparece una onda en el borde norte del cráter, pero se encuentra muy por encima del suelo del mismo. Las ondas más fuertes se identifican claramente al norte del cráter en Ls 270 a las 2200 LMST, alcanzando la superficie y transportando el aire caliente en altura directamente al suelo, donde se mezcla con el aire frío, diluyéndolo.

Se cree que muchos de los vientos descendentes de ladera nocturnos que se producen en Marte son de origen catabático (Spiga et al., 2011). Los vientos catabáticos son generados por la aceleración gravitacional del aire frío impulsados hacia abajo por una pendiente. Pero en los vientos descendentes del cráter Gale hay algo más. Si bien es cierto que existen elementos de vientos catabáticos asociados a ondas de montaña especialmente justo después del atardecer, las ondas de montaña observa-

das son generadas dinámicamente y se deben principalmente a los vientos sinópticos interactuando con la topografía.

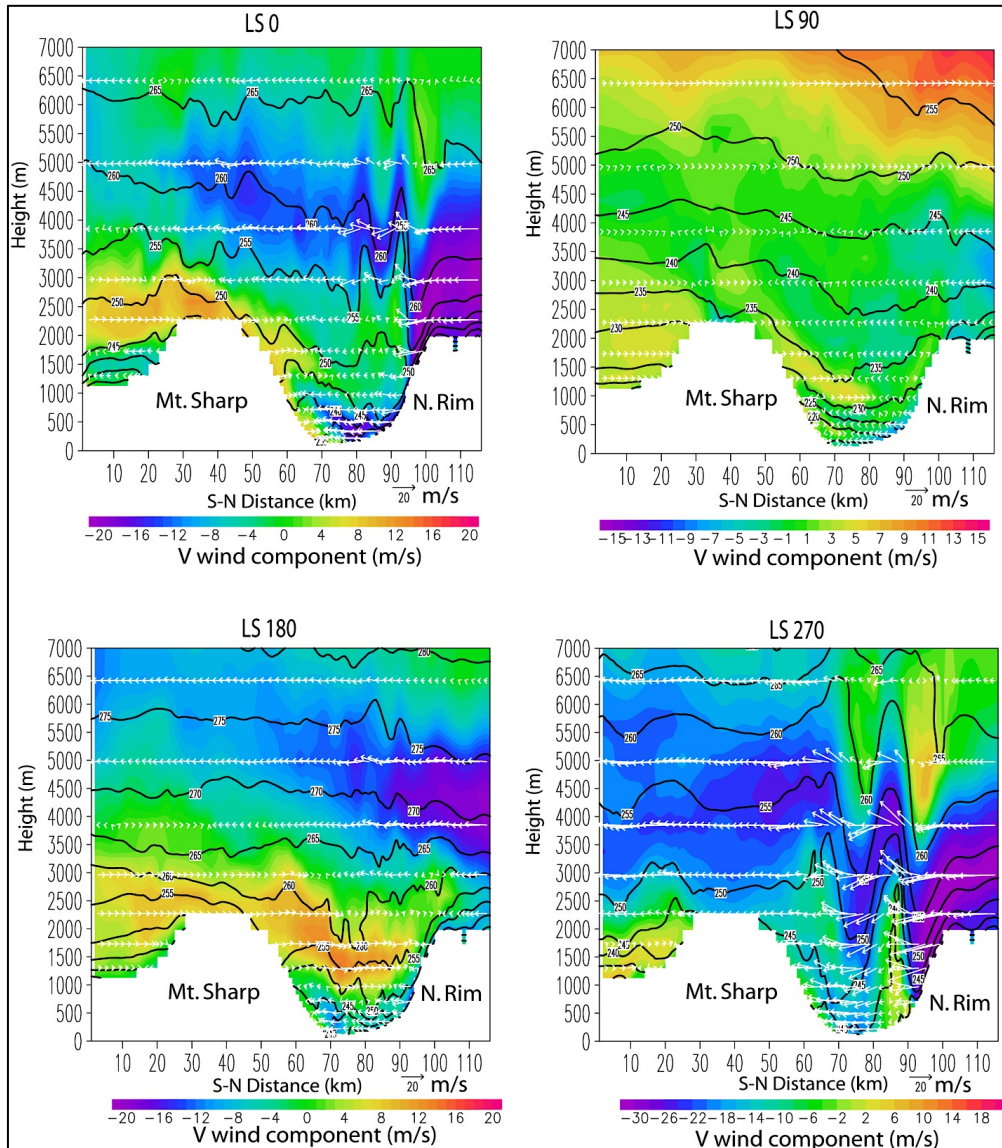


Figura 17. Corte en sección vertical (de sur a norte). Los vectores representan el viento en el plano de la imagen. Los colores representan la velocidad del viento horizontal y los contornos representan la temperatura potencial. Malla 6 en función de la estación a las 2200 LMST. Figura obtenida de Rafkin, Pla-Garcia et al. 2016.

En Ls 270, los vientos del norte son particularmente fuertes debido a la circulación meridional global. Sin embargo, el desarrollo de una capa de inversión térmica después del atardecer en los niveles más bajos, proporciona las condiciones ideales para la generación de ondas de montañas (sobre todo en los bordes y parte externa del cráter), que descienden hasta la superficie alrededor de las 2200 LMST. Al amanecer, la capa de inversión desaparece y el escenario favorable para la generación de ondas de montaña se disipa.

En Ls 0, 90 y 180, a medida que el aire frío desciende, se va encontrando a su paso con aire cada vez más frío (en el suelo del cráter la temperatura potencial es hasta 20K más baja que el aire descendente). En ese momento, el aire descendente se desliza sobre el aire más frío, pasando directamente por encima del cráter sin interactuar con las masas de aire que tiene en su interior, motivo por el cual se puede decir que el cráter se encuentra semiaislado la mayor parte del año.

4.4 Capa Limite Atmosférica (CLA) debilitada

La CLA es donde se producen los vórtices convectivos y los remolinos de polvo. Una capa límite poco profunda (distancia pequeña entre el suelo y la atmósfera libre) no favorece la formación de vórtices convectivos, por lo tanto no es sorprendente la ausencia en los datos de REMS de vórtices potentes y *dust devils*. En principio esperaríamos que las masas de aire en el exterior del cráter, donde los *dust devils* son más activos, fueran más polvorientas que las del interior del mismo. A medida que estas masas de aire se advectan sobre el cráter, se va formando una capa de polvo en altura. Curiosamente, el mayor número de vórtices de pequeña escala se produce entre las 1900 y las 2200 LMST en Ls 270 (Kahanpää et al., 2015). Estos vórtices no pueden ser convectivos, ya que la inestabilidad atmosférica no es producida por convección. En su lugar, los vórtices son generados por turbulencia de origen mecánico, probablemente ondas de montaña asociadas a rachas de viento. Además, no es sorprendente que la cantidad de remolinos de polvo sea tan pequeña, ya que los procesos de subsidencia, la CLA poco profunda y el gradiente adiabático estable (subadiabático), no favorecen la formación de *dust devils*.

En la Figura 18 se muestra un corte en sección vertical de sur a norte del cráter Gale a las 1600 LMST, para cada una de las estaciones simuladas con MRAMS. En ese momento, la CLA debe estar plenamente desarrollada y cerca de su profundidad máxima, sin embargo en el caso de Gale esta tiene solo una altura de 1-1.5 kms, muy baja comparada con los 8-10 kms que suele tener de media el planeta. Además, el flujo de ladera ascendente asociado a la dicotomía topográfica, que tarda más en desarrollarse que los flujos ascendentes por las laderas del cráter, debe estar completamente formado. Si observamos la temperatura potencial, se puede concluir que existe una fuerte inversión térmica justo encima del cráter en todas las estaciones. En la parte norte del cráter, la temperatura potencial aumenta con la altura, lo que significa que el perfil térmico vertical es estable en lugar de neutro. Con la excepción de Ls

270, cada estación muestra el patrón de pendiente ascendente local esperado, a pesar de que es alterada por circulaciones de mayor escala, como se ha mencionado previamente.

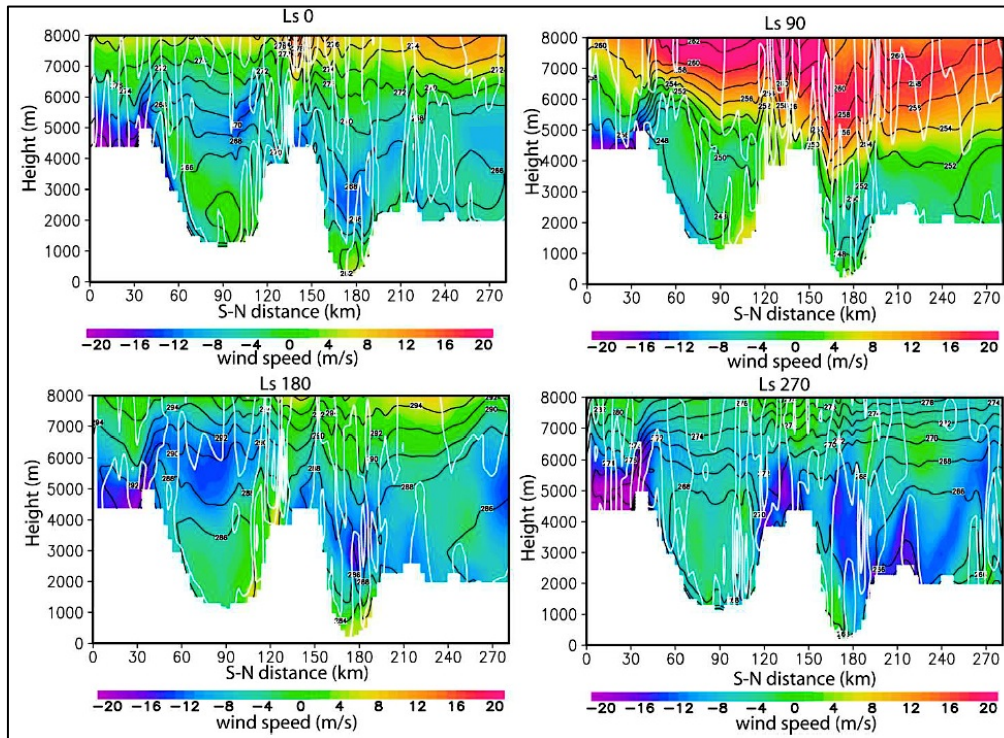


Figura 18. Corte en sección vertical de sur a norte a las 1600 LMST. Velocidad del viento horizontal en el plano de la sección Horizontal representado por escala de colores. La temperatura potencial y la velocidad vertical están representadas por contornos negros y blancos respectivamente. Los intervalos del contorno de la velocidad vertical son de 2 m/s. El plano del corte en sección es el oeste del monte Sharp, en $x \approx 120$ km.

A diferencia de las circulaciones descendentes de ladera, las ascendentes parecen transportar eficientemente el aire del suelo del cráter hacia los bordes del mismo. Sin embargo, este aire generalmente cambia de sentido en altura y vuelve a descender en subsidencia. El movimiento hacia abajo actúa para debilitar la CLA. Sin duda, algo de aire se mezcla con la atmósfera de fuera del cráter, pero la mayor parte parece quedarse semiaislado dentro de él.

5. Conclusiones

El uso de los modelos de área limitada para simular la meteorología de Marte se ha convertido en una parte fundamental para la interpretación de los datos generados por

las misiones marcianas y para proporcionar las restricciones de sus condiciones ambientales. Además son una herramienta fundamental para la evaluación de riesgos en la etapa de entrada, descenso y aterrizaje de las misiones al planeta rojo. Los procesos de mesoescala se producen en el dominio espacio-temporal comprendido entre la microescala y la escala sinóptica. Las circulaciones de mesoescala en Marte que contribuyen notablemente a la estructura y dinámica de la atmósfera son los vientos de ladera, los procesos de inyección de polvo atmosférico y los procesos de transporte de volátiles en la capa límite atmosférica. El modelo de mesoescala MRAMS se ha aplicado al cráter Gale, donde el rover Curiosity de la misión Mars Science Laboratory (MSL) de la NASA aterrizó en agosto de 2012 con la estación meteorológica española REMS a bordo. El modelo MRAMS se ha validado frente a los datos de REMS y los resultados de la comparación nos permiten concluir que el modelo representa las condiciones meteorológicas del cráter Gale de una forma fidedigna. Se aprecia gran similitud entre las simulaciones y las observaciones. La temperatura del suelo y la presión son los parámetros más robustos con los que validar las predicciones del modelo.

A diferencia de las anteriores misiones marcianas con instrumentación meteorológica, las cuales se encontraban en zonas llanas, la misión MSL se encuentra en una zona topográficamente muy compleja. Los datos obtenidos por el instrumento REMS en el cráter Gale revelan un entorno meteorológico dinámicamente muy complejo. Las circulaciones globales y regionales desempeñan un papel crucial en la meteorología del cráter. Comprender el contexto de las diferentes escalas (local, regional y global) y como interaccionan entre ellas es fundamental. Dentro del cráter se producen circulaciones atmosféricas, fruto de la suma no lineal de todas estas escalas. Los flujos atmosféricos locales son extremadamente complejos dentro del cráter, especialmente por la noche. Los mayores cambios estacionales se producen en Ls 270. Los vientos descendientes provienen en todas las estaciones del hemisferio sur, excepto en Ls 270 en el que provienen del hemisferio norte. Los vientos más fuertes se producen en Ls 270 y sobre todo durante la noche debido a ondas de montaña. La masa de aire del cráter es generalmente más fría que la del exterior. Los vientos de ladera descendentes generalmente no se introducen en el fondo del cráter. Excepto en Ls 270, el flujo de aire suele pasar por encima del cráter, generando así una capa límite muy estable. Esta reducción en la mezcla de masas de aire debe tener una fuerte influencia sobre los ciclos del agua, polvo y gases dentro del cráter. Se concluye que la inyección de polvo atmosférico y la existencia de *dust devils* dentro del cráter son muy limitadas. El aire que sobrevuela el cráter tiene mayor contenido en polvo. Se aprecian variaciones de temperatura por la noche debido a corrientes de densidad complejas y ondas de gravedad. Se aprecia turbulencia nocturna probablemente debido a inestabilidades por vientos de cizalla o a vientos de ladera descendentes. Tanto en el modelo como en las observaciones se aprecian diferentes eventos dinámicos: ondas gravitatorias y ondas de montaña. Los resultados del modelo deben

considerarse representativos, pero no necesariamente como predicciones de la hora o lugar exactos de los eventos meteorológicos.

Agradecimientos

Los autores agradecen encarecidamente la invitación a escribir este artículo de los editores Francisco Valero, Miguel Herraiz Sarachaga y Jesús Martínez-Frías y los didácticos comentarios de Daniel Santos Muñoz. Los autores a su vez están muy agradecidos por el gran trabajo realizado por todo el equipo de MSL, y muy especialmente por el esfuerzo de los equipos de ingeniería y ciencia de REMS, cuya dedicación ha permitido que este artículo haya podido elaborarse. Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad (contratos AYA2011-25720 y AYA2012-38707) y por el Jet Propulsion Laboratory de NASA (contrato 1509303).

Referencias

- (2002), Simulation of surface meteorology at the Pathfinder and VL1 sites using a Mars mesoscale model, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 107, 4. BASU, S., RICHARDSON M. I., WILSON R. J. (2004), Simulation of the Martian dust cycle with the GFDL Mars GCM. *Journal of Geophysical Research: Planets* 109, 11.
- CANTOR, B. A., JAMES P. B., CAPLINGER M., WOLFF M. J. (2001), Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106, 10, 23653-23687.
- CHEN, A., et al. (2010), Atmospheric risk assessment for the Mars Science Laboratory entry, descent, and landing system: *Aerospace Conference*, 2010 IEEE.
- CHRISTENSEN, P. R. (2006). Water at the poles and in permafrost regions of Mars. *Elements*, 2(3), 151-155.
- CONRATH, B. J. (1975), Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm of 1971. *Icarus* 24, 1, 36-46.
- FISHER, J. A., RICHARDSON M. I, NEWMAN C. E., SZWAST M. A., GRAF C., BASU S., EWALD S. P., TOIGO A. D., WILSON R. J. (2005), A survey of Martian dust devil activity using Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera images, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 110, 3.
- GIERASCH, P., GOODY R. (1968), A study of the thermal and dynamical structure of the martian lower atmosphere, *Planet Space Sci.*, 16, 5, 615-646.
- GÓMEZ-ELVIRA, J., et al. (2012), REMS: The environmental sensor suite for the Mars Science Laboratory rover, *Space Sci. Rev.*, 170, 583-640.
- HABERLE, R. M., et al. (1993), A boundary-layer model for Mars: Comparison with Viking lander and entry data. *Journal of the Atmospheric Sciences* 50, 11, 1544-1559.

- HABERLE, R. M. (1993), Mars atmospheric dynamics as simulated by the NASA/Ames general circulation model, *Journal of Geophysical Research*, 98, 3093-3124.
- HABERLE, R.M., LEOVY C. B., POLLACK J. B. (1982), Some effects of global dust storms on the atmospheric circulation of Mars, *Icarus*, 50, 322-367.
- HAMILTON, V. E. et al. (2014), Observations and preliminary science results from the first 100 sols of MSL Rover Environmental Monitoring Station ground temperature sensor measurements at Gale Crater. *Journal of Geophysical Research: Planets* 119, 4, 745-770.
- HARRI, A. M., et al. (2014), Pressure observations by the Curiosity rover: Initial results. *Journal of Geophysical Research: Planets* 119, 1, 82-92.
- KAHRE, M. A., J. R. MURPHY, HABERLE R. M. (2006), Modelling the Martian dust cycle and surface dust reservoirs with the NASA Ames general circulation model, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 111, 6.
- LARSEN, S. E., JØRGENSEN H. E., LANDBERG L., TILLMAN J. E. (2002), Aspects of the atmospheric surface layers on Mars and Earth. *Boundary-Layer Meteorology* 105, 3, 451-470.
- MARTINEZ G., DE LA TORRE M., VICENTE-RETORTILLO A., KEMPPINEN O., RENNO N., LEMMON M. (2016), An Overview of the Environmental Conditions at Gale Crater from MSL/REMS Measurements. *Revista Española de Física de la Tierra (this issue)*.
- MICHAELS, T. I., RAFKIN S. (2004), Large-eddy simulation of atmospheric convection on Mars, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 599, 1251-1274.
- MICHAELS, T. I., COLAPRETE A., RAFKIN S. (2006), Significant vertical water transport by mountain-induced circulations on Mars, *Geophysical Research Letters*, 33, 16, 5 pp.
- NEWMAN, C. E., LEWIS S. R., READ P. L., FORGET F. (2002), Modeling the Martian dust cycle, 1. Representations of dust transport processes. *Journal of Geophysical Research: Planets* 107, 12.
- PIELKE, R. A., et al. (1992), A comprehensive meteorological modeling system—RAMS, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 49, 1, 69-91.
- PLA-GARCIA J., RAFKIN S., KAHRE M., GOMEZ-ELVIRA J., HAMILTON V., MARIN M., NAVARRO S., TORRES J., VASAVADA A. (2016), The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part I: Interpretation. *Icarus*, 280, 103-113
- RAFKIN, S., PLA-GARCIA J., KAHRE M., GOMEZ-ELVIRA J., HAMILTON V., MARIN M., NAVARRO S., TORRES J., VASAVADA A. (2016), The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation. *Icarus*, 280, 114-138

- RAFKIN, S. (2011), The Potential Importance of Non-Local, Deep Transport on the Energetics, Momentum, Chemistry, and Aerosol Distributions in the Atmospheres of Earth, Mars, and Titan, *Planet. Space Sci.* 60, 147-154
- RAFKIN, S., MICHAELS T. I. (2004), Meteorological predictions for the Beagle 2 mission to Mars. *Geophysical Research Letters*, 31, 1.
- RAFKIN, S., MICHAELS T. I. (2003), Meteorological predictions for 2003 Mars Exploration Rover high-priority landing sites, *Journal of Geophysical Research*, 108, 12, 8091.
- RAFKIN, S. C. R., STA. MARIA M. R. V. , MICHAELS T. I. (2002): Simulation of the atmospheric thermal circulation of a martian volcano using a mesoscale numerical model. *Nature*, 419, 697-699.
- RAFKIN, S., HABERLE R. M., MICHAELS T. I. (2001), The Mars Regional Atmospheric Modeling System: Model Description and Selected Simulations, *Icarus*, 151, 2, 228-256.
- SAVIJÄRVI, H., KAUKANEN J. (2008), Surface and boundary-layer modelling for the Mars Exploration Rover sites. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134, 632, 635-641.
- SMITH, M. D., et al. (2004), First Atmospheric Science Results from the Mars Exploration Rovers Mini-TES, *Science*, 306, 5702, 1750-1753.
- SCHOFIELD, J.T., BARNES, J.R., CRISP, D. et al., (1997). The Mars pathfinder atmospheric structure investigation/meteorology (ASI/MET) experiment. *Science* 278, 5344, 1752-1758 .
- SPANOVICH N., SMITH M.D., SMITH P.H., WOLFF M.J., CHRISTENSEN P.R., SQUYRES S.W. (2006), Surface and near-surface atmospheric temperatures for the Mars Exploration Rover landing sites. *Icarus*.
- SPIGA, A., FORGET F., MADELEINE J. B., MONTABONE L., LEWIS S. R., MILLOUR E. (2011), The impact of martian mesoscale winds on surface temperature and on the determination of thermal inertia, *Icarus*, 212, 2, 504-519.
- SPIGA, A., FORGET F., MADELEINE J. B., MONTABONE L., LEWIS S. R., MILLOUR E. (2011), Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena: Katabatic winds and boundary layer convection, *Planet Space Sci.*, 59, 10, 915-922.
- TAMPPARI, L.K., BARNES, J., BONFIGLIO, E., CANTOR, B., FRIEDSON, A.J., GHOSH, A., GROVER, M.R., KASS, D., MARTIN, T.Z., MELLON, M., MICHAELS, T., 2008. Expected atmospheric environment for the Phoenix landing season and location. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 113, 3.
- TOIGO, A. D., RICHARDSON M. I. (2003), Meteorology of proposed Mars Exploration Rover landing sites. *Journal of Geophysical Research: Planets* 108, 12.
- TYLER, D., BARNES J. R. (2005), A mesoscale model study of summertime atmospheric circulations in the north polar region of Mars, *Journal of Geophysical Research: Planets* 110, 6.

TYLER, D., BARNES J. R., HABERLE R. M. VASAVADA A. et al. (2012), Assessment of Environments for Mars Science Laboratory Entry, Descent, and Surface Operations. *Space Science Review* 170, 1, 793-835

YE, Z. J., M. SEGAL, R. A. PIELKE (1990), A comparative study of daytime thermally induced upslope flow on Mars and Earth. *Journal of the Atmospheric Sciences* 47, 5, 612-628.

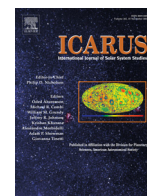
II. The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Icarus

journal homepage: www.elsevier.com/locate/icarus

The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations

Jorge Pla-Garcia^{a,b}, Scot C.R. Rafkin^{a,*}, Melinda Kahre^c, Javier Gomez-Elvira^b,
Victoria E. Hamilton^a, Sara Navarro^c, Josefina Torres^b, Mercedes Marín^c, Ashwin R.
Vasavada^d

^aSouthwest Research Institute, 1050 Walnut Street, Suite 300, Boulder, CO 80302, USA

^bCentro de Astrobiología (INTA-CSIC), 28850 Torrejón de Ardoz, Spain

^cNASA Ames Research Center, Moffett Field, CA 94035, USA

^dJet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, 4800 Oak Grove Dr, Pasadena, CA 91109, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 June 2015

Revised 22 December 2015

Accepted 15 March 2016

Available online xxx

Keywords:

Mars atmosphere

Atmospheres, dynamics

Mars, climate

Atmospheres, structure

ABSTRACT

Air temperature, ground temperature, pressure, and wind speed and direction data obtained from the Rover Environmental Monitoring Station onboard the Mars Science Laboratory rover Curiosity are compared to data from the Mars Regional Atmospheric Modeling System. A full diurnal cycle at four different seasons (Ls 0, 90, 180 and 270) is investigated at the rover location within Gale crater, Mars. Model results are shown to be in good agreement with observations when considering the uncertainties in the observational data set. The good agreement provides justification for utilizing the model results to investigate the broader meteorological environment of the Gale crater region, which is described in the second, companion paper.

© 2016 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

This is the first part of a two-part paper on the meteorology of Gale crater, Mars. Gale crater, in which the Mars Science Laboratory (MSL) landed in August 2012, is the most topographically complex area visited to date by a Mars spacecraft. Based on earlier modeling and studies of Gale crater and similar features elsewhere (Tyler and Barnes, 2013; Rafkin and Michaels, 2003), the meteorology within the crater was expected to be one of the most dynamically complex meteorological environments on the planet. Gale crater did not disappoint. The Rover Environmental Monitoring Station (REMS) has returned data on the nature of this complex meteorology. As with all single station measurements, the meteorological interpretation is hindered by a lack of spatial context in which to place the observations. Ideally, numerical models properly validated against observations can be used to provide this context. In the case of REMS, complete model validation has been challenging. Operational constraints, REMS sensors accommodation, measurement uncertainties, and inadvertent destruction of one of the REMS wind sensors by flying debris at landing has made compre-

hensive model validation a difficult enterprise. Nevertheless, there is enough data of sufficient quality to conduct some model validation, and where the data are absent or of poor quality, models can play a role in providing a more complete picture of the meteorological environment; the data and models are synergistic.

Part I of this paper is concerned with comparing the model results to observations, with the goal of establishing some measure of confidence in the model results. Where there is disagreement between the observations and models, every attempt is made to determine the root cause of the discrepancy, considering the possibility of errors in both the model and observations. Part II of this paper is concerned with the interpretation of the observations based on the context provided by the modeling (Rafkin et al., this issue).

2. Numerical experiment design and configuration

2.1. The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS)

The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS) is a versatile numerical mesoscale model that simulates the circulations of the Martian atmosphere at regional and local scales (Rafkin et al. 2001, 2002, 2009). MRAMS is derived from

* Corresponding author. Tel.: +1 720 240 0116.

E-mail address: rafkin.swri@gmail.com, rafkin@boulder.swri.edu (S.C.R. Rafkin).

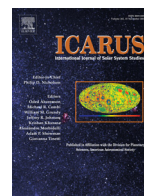
III. The meteorology of Gale Crater as determined from Rover
Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II:
Interpretation



ELSEVIER

Contents lists available at ScienceDirect

Icarus

journal homepage: www.elsevier.com/locate/icarus

The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation

Scot C.R. Rafkin^{a,*}, Jorge Pla-García^{a,b}, Melinda Kahre^c, Javier Gomez-Elvira^b,
Victoria E. Hamilton^a, Mercedes Marín^c, Sara Navarro^c, Josefina Torres^b, Ashwin Vasavada^d

^aSouthwest Research Institute, Boulder, CO, 80302, United States

^bCentro de Astrobiología, Torrejón de Ardoz, Spain

^cNASA Ames Research Center, Moffett Field, CA 94035, United States

^dJet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, CA, United States

ARTICLE INFO

Article history:

Received 23 June 2015

Revised 13 December 2015

Accepted 26 January 2016

Available online xxx

Keywords:

Mars, atmosphere

Atmospheres, dynamics

Atmospheres, structure

ABSTRACT

Numerical modeling results from the Mars Regional Atmospheric Modeling System are used to interpret the landed meteorological data from the Rover Environmental Monitoring Station onboard the Mars Science Laboratory rover Curiosity. In order to characterize seasonal changes throughout the Martian year, simulations are conducted at Ls 0, 90, 180 and 270. Two additional simulations at Ls 225 and 315 are explored to better understand the unique meteorological setting centered on Ls 270. The synergistic combination of model and observations reveals a complex meteorological environment within the crater. Seasonal planetary circulations, the thermal tide, slope flows along the topographic dichotomy, mesoscale waves, slope flows along the crater slopes and Mt. Sharp, and turbulent motions all interact in nonlinear ways to produce the observed weather. Ls 270 is shown to be an anomalous season when air within and outside the crater is well mixed by strong, flushing northerly flow and large amplitude, breaking mountain waves. At other seasons, the air in the crater is more isolated from the surrounding environment. The potential impact of the partially isolated crater air mass on the dust, water, noncondensable and methane cycles is also considered. In contrast to previous studies, the large amplitude diurnal pressure signal is attributed primarily to necessary hydrostatic adjustments associated with topography of different elevations, with contributions of less than 25% to the diurnal amplitude from the crater circulation itself. The crater circulation is shown to induce a suppressed boundary layer.

© 2016 Elsevier Inc. All rights reserved.

1. Introduction

This is the second part of a twopart paper on the meteorology of Gale Crater (5.4S, 137.8E), Mars. In the first part (Pla-García et al., 2016), model simulations conducted with the Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS) were compared against observations from the Rover Environmental Monitoring Station (REMS; Gómez-Elvira et al., 2012, 2014) onboard the Mars Science Laboratory (MSL) rover Curiosity and were shown to reproduce reasonably well the observed diurnal signals of ground and air temperature, pressure, and winds at Ls 0, 90, 180, and 270. The

reader may refer back to the first part of the paper when references are made to observational and model data comparisons.

Having established the ability of the model to simulate the observed meteorological conditions in Part I, one goal of this second part is to describe the broader meteorological scenarios that are, at the very least, consistent with the observations. A second goal is to elucidate the processes and physics behind the observations. As expected, there are strong indications that there is a complex interplay between circulations over a large range of spatial and temporal scales. In particular, the modeling will demonstrate that global, regional and local circulations must all be considered in order to explain the observational data. These interactions would be difficult, if not impossible, to establish from data alone.

Since there is only a single station with which to validate the model, there is an inherent assumption that the reasonable agreement of the model with the observations (Pla-García et al., 2016) may be extrapolated to all places in the model domain.

* Corresponding author at: 1050 Walnut Street, Suite 300, Boulder, CO 80302, United States. Tel.: +1 720 240 0116.

E-mail address: rafkin.swri@gmail.com, rafkin@boulder.swri.edu (S.C.R. Rafkin).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.icarus.2016.01.031>

0019-1035/© 2016 Elsevier Inc. All rights reserved.

IV. Evaluation of MSL Curiosity rover SAM methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System

Evaluation of MSL Curiosity rover SAM methane detections with the Mars Regional Atmospheric Modeling System

J. Pla-Garcia^{1,2}

¹Centro de Astrobiología (INTA-CSIC), 28850 Torrejón de Ardoz, Spain.

²Space Science Institute, 4750 Walnut Street, Suite 205, Boulder, CO 80301, USA.

Corresponding author: Jorge Pla-Garcia (jpla@cab.inta-csic.es)

Key Points:

- Crater mixing timescales are ~1 sol during all seasons. Methane abundances of a steady state source vary by an order of magnitude over a diurnal cycle.
- It is difficult to reconcile measurements with the transport and mixing modeled in the same periods. The only plausible scenario is an intermittent local steady state release close to the rover.
- Ground temperature may control the release of methane trapped in clathrates on seasonal timescales, implying a seasonal hemispheric difference in methane background levels.

Abstract

The in situ detection of methane at Gale crater by the TLS-SAM instrument suite aboard the MSL Curiosity rover has garnered significant attention because of the implications for the potential of indigenous Martian organisms [Webster *et al.*, 2015]. In the absence of a known fast destruction mechanism, the photochemical lifetime of methane is on the order of several centuries. This is much longer than the atmospheric mixing time scale, and thus the gas should tend to be well mixed except when near a source or shortly after an episodic release. The observed spike from the background, and then the return to the background level in 47 sols is, therefore, curious. The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS) was used to study the transport and mixing of methane from specified source locations using tracers, and to investigate whether methane releases inside or outside of Gale crater are consistent with SAM observations. The model simulations indicate that there must be a steady state release to counteract atmospheric mixing, because the timescale of mixing in the crater is ~1 sol. The timing of SAM sample ingestion is important, because modeled methane abundance varies by one order of magnitude over a diurnal cycle. It is difficult to reconcile observations with the atmospheric transport and mixing modeled in the same periods. The only plausible scenario is an intermittent local steady state release close to the rover with the additional restrictions that such releases must be globally rare or there must be an unknown rapid methane destruction mechanism.

1 Introduction

1.1. Review of ground-based and orbiter methane measurements

The possibility of detecting methane in the Mars atmosphere has attracted a great deal of attention because methane is primarily (90-95%) produced by biological activity on Earth. The first reported detection of methane in the atmosphere of Mars was made with the Mariner 7 spacecraft Infrared Spectrometer (IRS), and was announced at press conference two days after the Mars flyby [Sullivan, 1969]; however, shortly after it was shown that the observed spectral signatures were actually from CO₂ ice. This event serves as a lesson on how difficult it is to identify from Earth or from Martian orbit the spectral lines of methane, how difficult is to interpret remotely sensed spectra with weak absorption features, and how important it is not to let preconceived ideas and desires undermine a subjective analysis [Pla-Garcia, 2018]. As Carl Sagan quoted, “extraordinary claims require extraordinary evidence”.

Despite the Mariner 7 incident, the search for methane on Mars continued. Over the last 14 years, there have been several reports of methane detection from Earth and from Mars orbit, although the detections are controversial and not universally accepted. All the putative detections suffer from one or more problems: weak signal, poor spectral resolution, telluric line contamination, and instrument noise or performance issues.

As can be seen in Table 1, different detections of methane in the Mars atmosphere have been reported since 1999 until today. The earliest report of martian atmospheric methane suggested a global average value of 10 ± 3 parts per billion by volume (ppbv) using the Fourier Transform Spectrometer at the Canada–France–Hawaii Telescope (capturing only a portion of the Martian disk) and searching for methane in the 3.3 microns spectral band [Krasnopolsky *et al.*, 2004].

In the second detection, from Mars orbit observation, *Formisano et al.* [2004] used the Planetary Fourier Spectrometer (PFS) on board ESA’s Mars Express (MeX) spacecraft summing a wide range of latitude and longitude observations, reporting a global average value of 10 ± 5 ppbv, later updated to 15 ± 5 ppbv [Geminale *et al.*, 2011]. Geminale showed evidence of widespread temporal and spatial variability with indications of discrete localized sources (they found that methane is not uniformly distributed in the Martian atmosphere) and a summertime maximum of 45 ppbv in the north polar region. If true, these observations suggest that the variation of methane abundance is a feature of Mars from 2004 to 2008, although there is high controversy about these detections due to instrument noise. The MeX measurements are at the limits of the resolution and sensitivity of the PFS instrument, limited by the extremely poor spectral resolution that is ~ 200 times the Mars methane linewidths [Webster *et al.*, 2011; Zahnle *et al.*, 2010]. The data do not suffer from telluric contamination, but the spectral resolution is too coarse and the signals too weak for methane to be identified directly [Zahnle *et al.*, 2010]. Geminale estimates that a methane emission of 126 tons per year is required for the mentioned concentrations of ~ 10 ppbv on Mars. This volume could rise up to 57,000 tons per year if the putative high methane of 45 ppbv observed from Earth are taken into account.

Mumma et al. [2009] (hereafter M09) applied infrared spectroscopic techniques using the powerful infrared high-resolution spectrometers NIRSPEC and CSHELL at high-altitude telescope observatories Keck-2 and NASA-IRTF, respectively, to search for methane in the 3.3

microns spectral region identifying multiple spectral lines having both spatial and temporal variability on the scale of several Mars years. The distinct spatial variability reported in M09 suggests regional sources emissions (Figure 1).

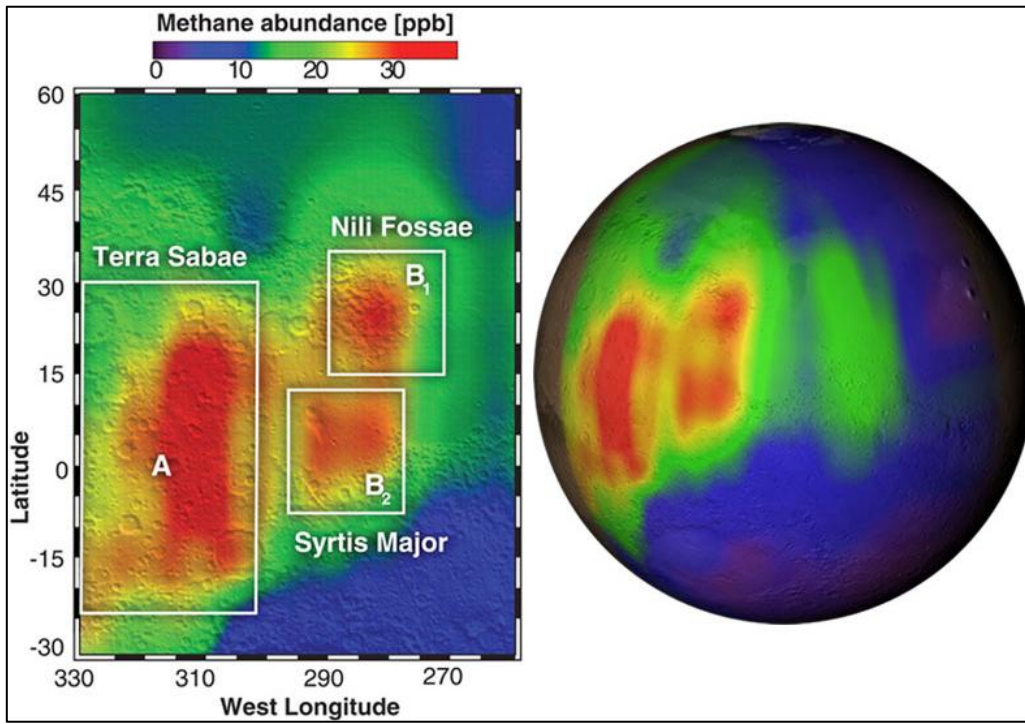


Figure 1. M09 observations of methane near the Syrtis Major volcanic district where methane appears notably localized (A, B1, and B2) in northern summer L_s 155°. Adapted from M09.

If true, these results suggest that methane is not just slowly leaking out from discrete regions, but that there must also be large intermittent releases from specific areas. If the M09 values were accurate, the emission flux for the largest methane plume was estimated to be $\geq 0.63 \text{ kg s}^{-1}$, generating a mean mixing ratio of $\sim 33 \text{ ppbv}$ close to Syrtis Major volcanic area (approximately $8,000,000 \text{ km}^2$) with a peak mixing ratio of $\sim 45 \text{ ppbv}$ during northern summer, and very low methane outside that area. Distributed over the whole planet, it would be a global average mixing ratio of $\sim 2 \text{ ppbv}$. Together with other detections, M09 estimated a global average of $\sim 6 \text{ ppbv}$. But observations of the following year found a global mixing ratio of $\sim 3 \text{ ppbv}$; and then Mumma concluded that the photochemical lifetime of atmospheric methane had to be less than ~ 4 Earth years if the 2003 event was singular or only ~ 0.6 Earth years if the event repeats every Mars year. It is very difficult to explain this methane variability with today knowledge of martian atmosphere. Methane should be globally distributed (something not observed) with the absence of a known mechanism for rapidly (in martian days or months) destroying methane on Mars. This fast destruction is also difficult to reconcile with other gases distributed in the martian atmosphere.

Follow-up methane measurements [Villanueva *et al.*, 2013] at a different season are generally smaller than the plume values reported previously. The temporal variability could indicate seasonal variations in the source strength, intermittent source of methane or extremely rapid destruction of methane through non-photochemical processes. There is no known mechanism for

rapidly destroying methane chemically on Mars, although heterogeneous chemistry with surface peroxides and atmospheric aerosols, or destruction by peroxides generated intermittently through dust electrochemistry [Atreya *et al.*, 2007] are possibilities. Such mechanisms would also likely disrupt the broader oxygen and hydrogen chemistry, and there is little evidence of such effects. Another analysis shows that methane in the wind can react with the eroded surface quartz grains (abraded silicates) which sequester methane by forming covalent Si-CH₃ bonds and thus an enrichment of the soil with reduced carbon, offering a possible explanation for the fast disappearance of methane on Mars [Jensen *et al.*, 2014].

Zahnle *et al.* [2010] makes a strong case that the M09 detection was not martian methane at all, but the retrieval of a doppler shifted telluric line (when Mars was blue-shifted, the methane lines observed by M09 overlapped telluric lines, while when Mars was red-shifted did not). The strongest reported signals using Earth based observations [Krasnopolsky *et al.*, 2004 and M09] are from methane lines where the potential for confusion with other telluric or martian spectral features is significant, while observations at more favorable wavelengths indicate no methane above a 3 ppbv noise floor [Zahnle *et al.*, 2010].

Fonti and Marzo [2010], using the Thermal Emission Spectrometer (TES) on-board Mars Global Surveyor (MGS), showed evidence of widespread temporal variability with a global average value of 3 to 42 ppbv between 1999 and 2004 and with strong spatial variability in the methane signal intermittently present over locations where favorable geological conditions such as residual geothermal activity (Tharsis and Elysium) and strong hydration (Arabia Terra) might be expected. There is considerable controversy about these detections, because TES lacks spectral line resolving power and requires co-addition of nearly 3,000,000 crude spectra to produce a very weak signal. Also, the identification of a methane signal is controversial due to the presence of nearby H₂O and CO₂ lines. The identification of methane depends on spatial and seasonal correlations with results from Geminale *et al.* [2008] and M09.

Other favorable locations for high methane levels are: Valles Marineris (42° to 7°N) with an upper limit of 10 ppbv and 3 ppbv outside that region [Krasnopolsky, 2012], and with a value of 20±10 ppbv over Elysium region [Encrenaz, 2008].

In an effort to minimize the previous problems reported (telluric contamination with other martian spectral features, instrument noise and very low spectral resolution data), observations were performed with the Echelon-Cross-Echelle Spectrograph (EXES) onboard the Stratospheric Observatory for Infrared Astronomy (SOFIA). The high-altitude measurements of SOFIA (~12-14 km) significantly reduce the effects of the terrestrial atmosphere allowing the use of methane lines in the 7.5 μm band. These measurements suggest an upper limit on the methane volume mixing ratio ranging from 1 to 9 ppbv [Aoki *et al.*, 2017, 2018]. The measurements were performed during northern summer (L_s 123°) of Mars year 33.

Based on current understanding, the total photochemical loss rate of methane in the martian atmosphere is $2.2 \times 10^5 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, and its lifetime is 340 years [Krasnopolsky *et al.*, 2004]. Since the vertical and horizontal mixing time is much shorter than the photochemical lifetime, methane should be uniformly mixed and distributed throughout the atmosphere. However, the different methane observations (Table 1) if true, indicate a temporal and spatial variability of methane that is inconsistent with a well-mixed atmosphere or inconsistent with a long photochemical lifetime

[Lefèvre and Forget, 2009], or maybe all the previous measurements have defects in some way, and that, in reality, there is a well-mixed methane signal that is being misinterpreted. Further, with a long photochemical lifetime, even episodic emissions like those identified in Table 1 would result in a large global methane abundance.

Type	Instrument	Observation	Mars Ls	Max. Value in ppbv (region)	Global avg (ppbv)	Reference
Earth based	FTS-CFHT	1999	88	-	10±3	Krasnopolsky et al. 2004
Martian orbit	TES-MGS	1999	180	~68 (Tharsis), ~64 (AT), ~60 (Elysium)	33±9	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	1999	270	~26 (Tharsis), ~30 (AT), ~24 (Elysium)	6±2	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2000	0	~34 (Tharsis), ~32 (AT), ~32 (Elysium)	17±5	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2000	90	~30 (Tharsis), ~40 (AT), ~38 (Elysium)	14±4	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2001	180	~56 (Tharsis), ~62 (AT), ~60 (Elysium)	18±7	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2001	270	~24 (Tharsis), ~24 (AT), ~22 (Elysium)	5±2	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2002	0	~32 (Tharsis), ~28 (AT), ~30 (Elysium)	10±4	Fonti and Marzo 2010
Earth based	CSHELL-IRTF, NIRSPEC-Keck2	2003	155	<45 (TS, NF and SM)	6	Mumma et al. 2009
Martian orbit	TES-MGS	2003	180	~58 (Tharsis), ~56 (AT), ~52 (Elysium)	30±8	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2003	270	~22 (Tharsis), ~20 (AT), ~20 (Elysium)	5±1	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2004	0	~30 (Tharsis), ~30 (AT), ~30 (Elysium)	9±3	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	TES-MGS	2004	90	~56 (Tharsis), ~60 (AT), ~40 (Elysium)	28±8	Fonti and Marzo 2010
Martian orbit	PFS-MEX	2004	330-350	-	10±5	Formisano et al. 2004
Martian orbit	PFS-MEX	2004	330-10	20±10 (Elysium)	-	Encrenaz 2008
Earth based	CSHELL-IRTF	2006	10	-	<14	Krasnopolsky et al. 2007
Earth based	CSHELL-IRTF	2006	10	<10 (VM, 63-93°W and 0 to 7°N); 3 outside this region	-	Krasnopolsky et al. 2012
Earth based	CSHELL-IRTF and NIRSPEC-Keck2	2006	17	4	3	Mumma et al. 2009
Earth based	CRIRES-VLT, CSHELL-IRTF, NIRSPEC-Keck2	2006	352	-	<7.8	Villanueva et al. 2013
Martian orbit	PFS-MEX	2004-2008	50	21 (-40E and +70E lon)	14±5	Geminale et al. 2008
Martian orbit	PFS-MEX	2004-2008	160-180	<45 (north polar region)	14±5	Geminale et al. 2011
Martian orbit	PFS-MEX	2004-2008	325	5 (-40E and +70E lon)	14±5	Geminale et al. 2008
Earth based	CRIRES-VLT, CSHELL-IRTF, NIRSPEC-Keck2	2009	12	-	<6.6	Villanueva et al. 2013
Earth based	CSHELL-IRTF	2009	20	<8 (0-30°W)	-	Krasnopolsky et al. 2012
Earth based	CSHELL-IRTF	2010	70	<8 (30°W to 90°E and along the central meridian)	-	Krasnopolsky et al. 2011
Earth based	CRIRES-VLT, CSHELL-IRTF, NIRSPEC-Keck2	2010	83	-	<7.2	Villanueva et al. 2013
In-situ (Mars sfc)	SAM-MSL	2013-2014	336-82	7.2 ± 2.1 (Gale crater)	-	Webster et al. 2015
Earth (~12-14 km)	SOFIA-EXES	2016	123	1 ± 5 ppb (several locations)	-	Aiko et al. 2017

Table 1. Detections of methane in the Mars atmosphere reported since 1999 through 2017.

Another possibility is that martian photochemical models could be wrong (Cesar Menor-Salván, personal communication), because the rapid destruction of methane is very difficult to reconcile with the known distribution of other gases in the Mars atmosphere. Methane oxidation would deplete the oxygen in Mars atmosphere in less than 10,000 years unless balanced by an equally large unknown source of oxidizing power. Perchlorates on the surface and on atmospheric dust, or the production of H₂O₂ through electrochemical processes in dust devils and dust storms might be able to provide oxidation source [Atreya et al., 2007]. Photochemical removal of methane also disrupts the hydrogen chemistry and those effects would presumably be seen in other, more obvious places on Mars (e.g., water, OH, O₂, O₃, and CO/CO₂ abundance). The effects on other species have not been observed, although there are unexplained variations in O₂ [McConnochie et al., 2015] that might provide some clues. Some colleagues [Moore et al., 2017] proposed that the small seasonal variations of methane background values could be traced to seasonal variations in UV, but UV insolation does not change that much over the seasons at the equatorial location of Gale crater, and it cannot explain the quick decrease from the peak values back to the background level. Photochemical activity might be expected to rise and fall slightly with the seasons, but the slight variations are insufficient to produce the necessary and sudden destruction mechanisms. To the extent that SAM and perhaps other MSL instrumentation can measure trace gases, particularly those species whose presence are less controversial than methane, the seasonal and diurnal variability and abundance could provide further clues about the mixing time scale of the crater. Oxygen species (O, O₂ and/or O₃) are potential candidates for investigation, as is CO. Whether other trace gases (for example radon, which has a uniquely subsurface source) exhibit peculiar behaviors has yet to be determined, but it is an interesting topic to consider for the future.

1.2. SAM methane detections at Gale crater

In situ measurements provide ground truth using direct and, in principle, more reliable methods than those from Earth or Mars orbit. The Tunable Laser Spectrometer (TLS) of the Sample Analysis at Mars (SAM) instrument suite aboard the MSL Curiosity rover at Gale crater (Mars) was specifically designed to obtain abundance measurements of different isotopologues of methane, using laser absorption spectroscopy (Table 1).

SAM determines methane abundances by taking the difference between measurements from a cell with an atmospheric sample and an empty cell. Using this difference technique minimizes the effect of potential contamination between measurements, and atmospheric methane would be detected as the difference between the signals [Webster *et al.*, 2015].

During the long pre-launch activities in Florida, the evacuated foreoptics chamber leaked up to a significant pressure (~ 76 mbar) by the time MSL Curiosity rover arrived at Mars. This pressure included terrestrial “Florida air” from the launch site that contained significant terrestrial methane gas (~ 10 ppmv) [Webster *et al.*, 2015 Supplementary Material]. This concentration is $\sim 1,000$ times the ppbv values that SAM has since measured in the martian atmosphere. Zahnle [2015] expressed the possibility that the Curiosity rover itself has known or hidden sources of methane that might contaminate the TLS-SAM foreoptics chamber to produce methane around the rover. In order to rule out this, the SAM team measured the foreoptics pressure every time the instrument was running and, apart from two deliberate attempts to reduce that pressure (pump out the chamber), there is no evidence of a broken seal or leakage of gas out of the foreoptics chamber over the 5 years of measurements. Also, with the previously mentioned “difference method”, the “empty cell” spectra/measurements provide a direct measurement of the foreoptics methane amount, which has varied somewhat during pumping attempts, but remains around $\sim 10^{15}$ molecules of methane in the foreoptics chamber.

Two different atmospheric sampling methods are used by SAM. The first is a “direct ingest” method in which gas is ingested into the instrument through an inlet port located on the side of the Curiosity rover, taking ~ 10 minutes to fill to ~ 7 mbar and producing uncertainties of ~ 2 ppbv for each measurement. The second is an “enrichment” method, that ingests atmospheric gas through a second inlet port, which is passed over a CO₂ scrubber to more slowly fill the instrument (~ 2 hours) to ~ 7 mbar [Webster *et al.*, 2015]. This method efficiently removes the incoming CO₂ and effectively enriches the methane abundance by a factor of ~ 25 , allowing more precise measurements of low background levels. In both cases, the time of initiation of measurements is constrained by competing rover activities and power availability. Most of the SAM-TLS measurements were acquired during nighttime (except on sols 305 and 525) due to thermal requirements of the SAM sample handling system. Also, long periods of time can pass between measurements.

The record of SAM methane measurements is shown in Figure 2. The first three measurements (Sols 79, 81 and 106 after MSL Curiosity rover landing) indicated a value of <1.5 ppbv using the direct ingestion method (see Table 2, next page). Another measurement taken almost 200 sols later (on sol 292, around one Earth year later from previous measurement) was also at the 1 ppbv level. There is no way to know if methane concentrations remained consistently at this level during that long period, despite the green bar in the Figure 2 that incorrectly suggests such knowledge. Same problem for the rest of gaps between measurements.

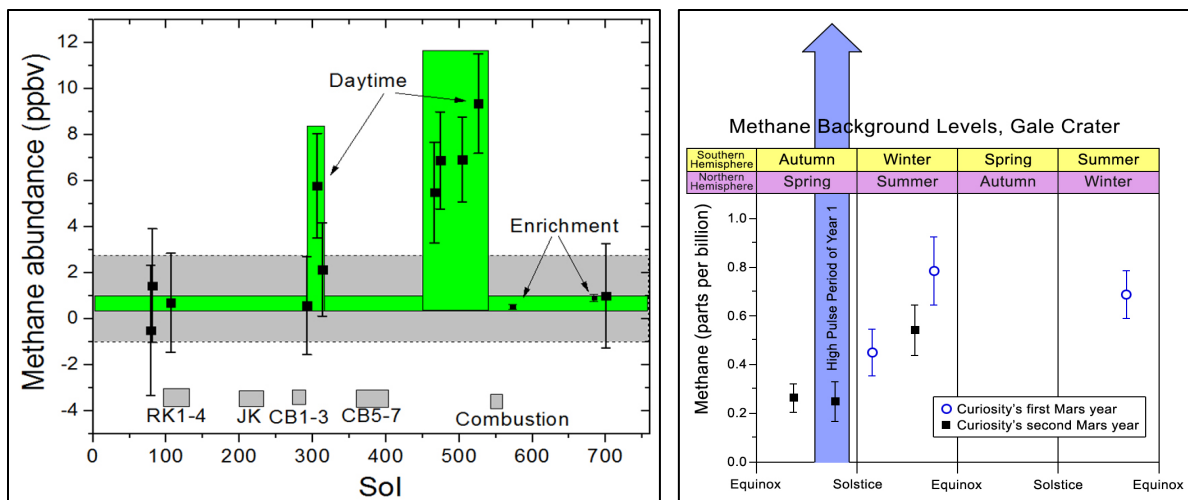


Figure 2. Two years of subsequent measurements taken during the rover's journey of 9 km over highly varied terrain. SAM methane measurements fall into two basic categories: larger spikes of up to ~7 ppbv (left) and low level background abundance of ~0.3-0.7 ppbv (right). The background measurements may indicate a seasonal cycle. The time between measurements is insufficient to determine how frequently spikes in abundance occur, how fast they decay, or how common the spikes may be. The green shading incorrectly suggests knowledge of methane concentrations at times when no measurements were taken. [Mars Exploration Program NASA website December 16, 2014 (left image) and May 11, 2016 (right image)].

A spike in methane abundance was first noted at sol 306 (L_s 336°). It is commonly assumed that methane abundance remained continuously elevated between sol 466 and 526 ($\sim L_s$ 55-82°), with a mean value of 7.2 ± 2.1 ppbv (95% Confidence Interval) [Webster *et al.*, 2015], but there are no data to support this assumption. The infrequency of methane measurements introduces great uncertainty about variations between spikes, because it is not known precisely when the spikes began, how long they lasted, or how long it took for the values to return to background values. Again, green bar in the Figure 2 is highly misleading and incorrectly suggests such knowledge. It could be possible that the methane values come back to background values in hours or sols after the peak, and the detected spikes were serendipitous.

The methane concentration once again returned to background levels when a measurement was taken at sol 573 using the enrichment method. Subsequent measurements at sol 684 (both direct ingest and enrichment method) were also at the background level.

Run Description	Sol	L _s deg	Mean CH ₄ value ±1 SEM (ppbv)
DIM1	79.96	195.60	-0.51±2.83
DIM2	81.89	196.77	1.43±2.47
DIM3	106.14	211.74	0.68±2.15
DIM4	293.16	329.16	0.56±2.13
DIM5	305.58	336.12	5.78±2.27
DIM6	314.14	340.83	2.13±2.02
DIM7	467.14	55.59	5.48±2.19
DIM8	475.14	59.20	6.88±2.11
DIM9	505.12	72.66	6.91±1.84
DIM10	525.56	81.84	9.34±2.16
EM1	573.08	103.48	0.47±0.11
EM2	684.06	158.61	0.90±0.16
DIM11	684.27	158.73	0.99±2.08

Table 2. MSL Curiosity rover TLS-SAM methane measurements at Gale crater over a ~20-month period (from Oct. 26th 2012 to July 9th 2014). SEM stands for Standard error of the mean. Adapted from *Webster et al.* [2015].

Neglecting the spikes of concentration, there appears to be a seasonal cycle in the background methane concentrations at Gale crater (Figure 2), with a mean value of ~0.4 ppbv (compared with 1.8 ppmv on Earth, the background methane content at Gale crater is 4,500 times less), ranging from a minimum about 0.3 ppbv near the northern summer solstice to a peak of 0.7 ppbv sometime between the northern autumn equinox and the winter solstice [*Webster et al.*, 2017].

Is important to note that all the martian methane detections reported since 2009 [*Krasnopolsky*, 2011; *Krasnopolsky*, 2012; *Villanueva et al.*, 2013; *Webster et al.*, 2013; *Webster et al.*, 2015 and *Aoki et al.*, 2018] are <9 ppbv or below detection thresholds altogether. Also, many of the Earth-based and orbital detections are an order of magnitude greater than the SAM background, which is odd considering the sporadic nature of the remote measurements. The reason could be a weak signal, poor spectral resolution, telluric line contamination, instrument noise or performance issues associated with previous remote measurements as mentioned before.

1.3. Previous modeling works of methane transport

Previous works modeling martian methane plumes have been undertaken using GCMs: *Lefèvre and Forget* [2009], *Mischna et al.* [2011], *Holmes et al.* [2015] and *Viscardy et al.* [2016].

Lefèvre and Forget [2009] employed a more sophisticated Martian atmospheric simulation to investigate the question of methane destruction timescales. Their simulations show no correlation between the M09 reported spatial patterns of methane variability and the computed spatial patterns of CO₂ condensation.

Mischna et al. [2011] concluded that a best match to M09 observations would be found if a nearly instantaneous (rather than gradual), spatially large release occurred just before the time of observation (before it could be substantially diluted) no more than 1–2 sol earlier (Figure 3). This result is consistent with relatively fast atmospheric mixing.

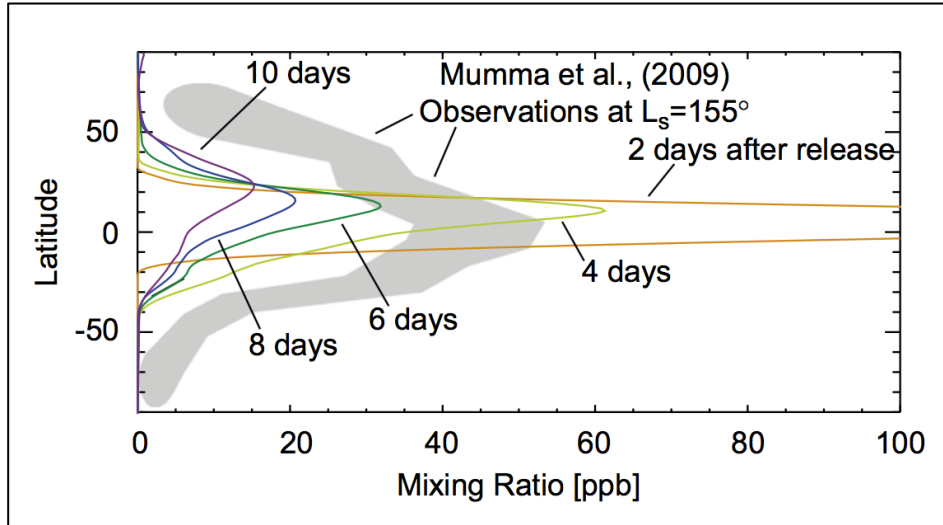


Figure 3. Latitudinal distribution of plume mixing ratio as a function of time for central longitude of 315°W , and $16^\circ \times 10^\circ$ (lon, lat) smoothing. Each curve (progressing from right to left) shows the variation in 2 sol increments, from 2 sols after a ‘pulse’ release (rightmost) to 10 sols after (leftmost). The shaded region encloses the M09 methane observations. From *Mischna et al.* [2011].

The results of *Holmes et al.* [2015] show that the spatial and temporal variability of methane on Mars implied by M09 observations might be explained by advection from localized time-dependent sources alongside a currently unknown methane sink. The best agreement between the existing observations is found in their simulations using a steady state release from a small source over Nili Fossae. *Holmes et al.* [2015] suggest that the lower levels of SAM measurements as compared to previous results [M09 and *Fonti and Marzo, 2010*] can be explained by a relative lack of, or indeed complete absence of, methane source emission in the intervening period. Again, this requires a hitherto unknown large methane sink.

Previous GCM simulations have focused on the horizontal evolution of the methane, but *Viscardy et al.* [2016] explored the three-dimensional dispersion of methane throughout the atmosphere after a surface release. Their simulations show that surface emissions of methane results in a non-uniform vertical distribution, including the formation of elevated layers, shortly after the release. As expected, the destination of the released methane is determined by the global circulation pattern at the time of the release, and the methane can be transported to locations over the planet that are far away from the emission source. It typically takes several weeks for the methane to become uniformly mixed, implying that the detection of vertical layers of methane can be a clue of recent surface emission. Their finding shows abundances of methane higher up in the atmosphere can be much larger than those measured at the surface where the rover Curiosity is located.

As shown by *Pla-Garcia et al.* [2016] and *Rafkin, Pla-Garcia et al.* [2016] (hereafter PGR16) the circulation in and around the ~150 km diameter Gale crater is very complex, with strong seasonal and diurnal variations. The expectation is that the distribution of methane in and around the crater will be strongly influenced by the complex circulations. In order to represent the large scale release and dispersion of methane, the use of a GCM, as done in the previous works [*Mischna et al.*, 2011; *Holmes et al.*, 2015 and *Viscardy et al.*, 2016] is appropriate, but a GCM cannot capture the transport in and around Gale crater. The mesoscale circulations driven by the complex topography at the scale of the crater can only be simulated by a model with significantly greater spatial and temporal resolution. The work herein extends PGR16 to investigate the transport and dispersion of methane by resolved crater circulations.

It is difficult to explain the SAM and previous measurements at the global scale using global scale models. An individual peak methane detection could be consistent with a regional release and large scale transport, but continuously elevated peaks are not. For methane to remain elevated for many sols, a release would have to be nearly continuous in order to counteract transport. Such a continuous release would then result in globally large methane values after the relatively short mixing timescales.

The behavior of highly localized releases (on the scale of Gale crater or smaller) or the transport of a larger release by the complex circulations in Gale crater has yet to be fully explored. For example, PGR16 hypothesized that gases released in the crater could become trapped in the lowest portion of the crater basin due to the very cold and dense air mass that would be resistant to mixing with air above. Cold air trapping is a common phenomena on Earth and often results in the build up of pollution in enclosed basins e.g., *Malek et al.*, [2006], *Whiteman et al.*, [2001], *Steyn et al.*, [2013].

2 Mars methane modeling experiments

2.1. Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS)

The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS) is used in this study to investigate the transport and dispersion of trace gases in and around Gale crater. MRAMS is a versatile numerical mesoscale model that simulates the circulations of the Martian atmosphere at regional and local scales [*Rafkin et al.*, 2001, 2002, 2006, 2009; PGR16]. MRAMS is derived from the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) which is a widely-used nonhydrostatic Earth mesoscale and cloud-scale model [*Pielke et al.*, 1992] designed to simulate synoptic-scale, mesoscale, and microscale atmospheric flows over complex terrain. MRAMS is explicitly designed to simulate Mars atmospheric circulations at the mesoscale and smaller scales with realistic, high-resolution surface properties.

To simulate the Gale crater meteorological environment, MRAMS is configured with five grids centered over the MSL Curiosity rover site (Figure 1 of PGR16; chapter II of this PhD book). The grids are configured, as much as practicable, to cover topographic regions that might influence the solution on a particular grid. The outermost grid (the mother domain) extends well into the northern hemisphere, covering the north polar cap and the hemispheric topographic dichotomy. This configuration can capture the strong topographic flows that sometimes occur near the hemispheric dichotomy, and it can capture the seasonal mean meridional flows (i.e., the

Hadley cell) that are nearly global in extent and that should have a great impact on the methane mixing. Grids are also specified so as to minimize, as much as possible, the crossing of large topographic features at the boundaries, which can create spurious numerical noise. The horizontal grid spacing at the center of the five grids are 240, 80, 26.7, 8.9 and 2.96 km, respectively (Figure 2; PGR16), with the innermost grid centered at the location where MSL-TLS-SAM detected the methane spikes.

All the grids have the same vertical grid configuration with the vertical winds staggered between thermodynamic levels. The lowest thermodynamic level (where temperature and pressure are prognosed) is ~ 14.5 m above the ground. Ideally, the first vertical level would be located at the height of the TLS-SAM sensor (~ 1 m), but this is not computationally practical; the integration time step for nonhydrostatic models is closely coupled to the thickness of that layer. Using a lowest model thickness of one to two meters would have required a mother domain time step of fractions of a second compared to a value closer to 10 s. Thus, the model would have run approximately two orders of magnitude slower. This vertical spacing is gradually stretched with height until reaching a maximum spacing of 2,500 m, and the levels gradually transition from terrain-following near the surface to horizontal at the top of the model. The spacing does not exceed 100 m in the lowest 1 km, and does not exceed 400 m in the lowest 4 km. The model top is 51 km with 50 vertical grid points.

Output from the NASA Ames General Circulation Model [Kahre *et al.*, 2006] is used to initialize the atmospheric state in MRAMS. Time-dependent boundary conditions are also supplied from the NASA model output at intervals of 1/16th of a sol. This frequency is sufficient to capture the thermal tide signal, but some amount of aliasing is possible. Dust is prescribed based on zonally-averaged TES retrievals (in non-global dust storm years) and follows a Conrath-v profile in altitude [Conrath, 1975]. The Conrath-v parameter that describes the depth of the dust varies with season and latitude as prescribed in the baseline version of the Ames GCM. The deepest atmospheric dust column is found near the subsolar latitude. CO₂ ice is placed on the surface based on the location predicted by the GCM at the MRAMS initial time. The ice is static in time during the MRAMS integration; the active CO₂ cycle is disabled, which is a valid assumption for the short periods of simulation time (≤ 12 sols) under consideration with the model. MRAMS surface properties are obtained from TES thermal inertia (nighttime) and albedo data sets binned at 1/8th of a degree, and from MOLA topography binned at 1/128th of a degree (Table 1 of PGR16; chapter II of this PhD book). The model computes topographic shadowing and slope radiation effects based on the MOLA data.

The model was run for twelve sols. Although the circulation patterns are highly repeatable from sol to sol beginning within a few hours of initialization, the first sol may be regarded as “spin-up”. All simulations were started, at or slightly before local sunrise (assigned randomly). In order to characterize seasonal mixing changes throughout the Martian year, simulations were conducted at L_s 270° (the wholesale inundation and flushing season of the crater reported in PGR16), L_s 90° (as a representative of the rest of the year) and L_s 155° (the season of the 2003 Earth-based detections M09). Using the above model configurations, PGR16 demonstrate that the model was able to reproduce the meteorological observations obtained by the MSL Curiosity rover REMS instrument [Gómez-Elvira *et al.*, 2012] in Gale crater.

MRAMS has the capability to simulate the transport of inert gases as tracers, and this capability is used to represent the transport of mixing of methane. An atmospheric tracer may be considered as an inert gas released into the model atmosphere, is always well mixed in the atmosphere and is transported by advection and dispersion (subgrid turbulent mixing). Since the photochemical lifetime of methane is thought to be very long [Lefèvre and Forget, 2009] compared to the 10 sols duration of the simulation, no sinks are imposed on the tracers that represent methane. Tracers in the MRAMS model can be placed anywhere, and may be released instantaneously or at a user-specified, time-dependent rate. This continuous emission feature was coded in the model within the frame of this PhD, being MRAMS highly improved. Tracers are not radiatively active and do not contribute to the tendency of any model prognostic variables. Tracers released from the same location but with different emission fluxes in my experiments will evolve identically with abundances in proportion to their source fluxes. In other words, the source flux may be scaled after numerical integration in order to get a proportional answer (e.g. multiplying the flux in MRAMS by 200 produces a 200 times higher tracer mixing ratio value but with an otherwise identical spatial pattern).

2.2. Martian clathrates subsurface model

The detection of methane variability necessitates a methane source (Figure 4). These sources could include non-biological processes such as serpentinization of olivine [Oze and Sharma, 2005; Atreya et al., 2007], geothermal production [Etiope et al., 2011], erosion of basalt with methane inclusions [McMahon et al., 2013], release from regolith-adsorbed gas [Meslin et al., 2011; Gough et al., 2010], exogenous sources including infall of interplanetary dust particles (IDP) and cometary impact material [Schuerger et al., 2012], biological sources like subsurface methanogen microorganisms [Krasnopolsky et al., 2004] or release of methane from organic decay in solution [Keppler et al., 2012; Schuerger et al., 2012; Poch et al., 2014]. The evidence for each of these sources is generally weak or speculative.

The Mars methane gas produced by these sources could be trapped in subsurface clathrates. Clathrates on Earth store methane but they are not a means of producing methane chemically. They would merely hold onto previously formed methane until a later period. Clathrate hydrates are crystalline compounds comprised of cages formed by hydrogen-bonded water molecules inside of which guest gas molecules are trapped. An increase in temperature or a decrease in pressure can lead to the dissociation of clathrates, which results in the release of the trapped gas. Under colder conditions of an earlier climate period (e.g., resulting from obliquity cycles), a cryosphere could trap methane as clathrates in stable form at depth. Under current climate conditions those same clathrates could become unstable and result in a sporadic release. Previous studies [Chastain et al., 2007] indicate that the present-day conditions in the martian subsurface are favorable for the presence of clathrates.

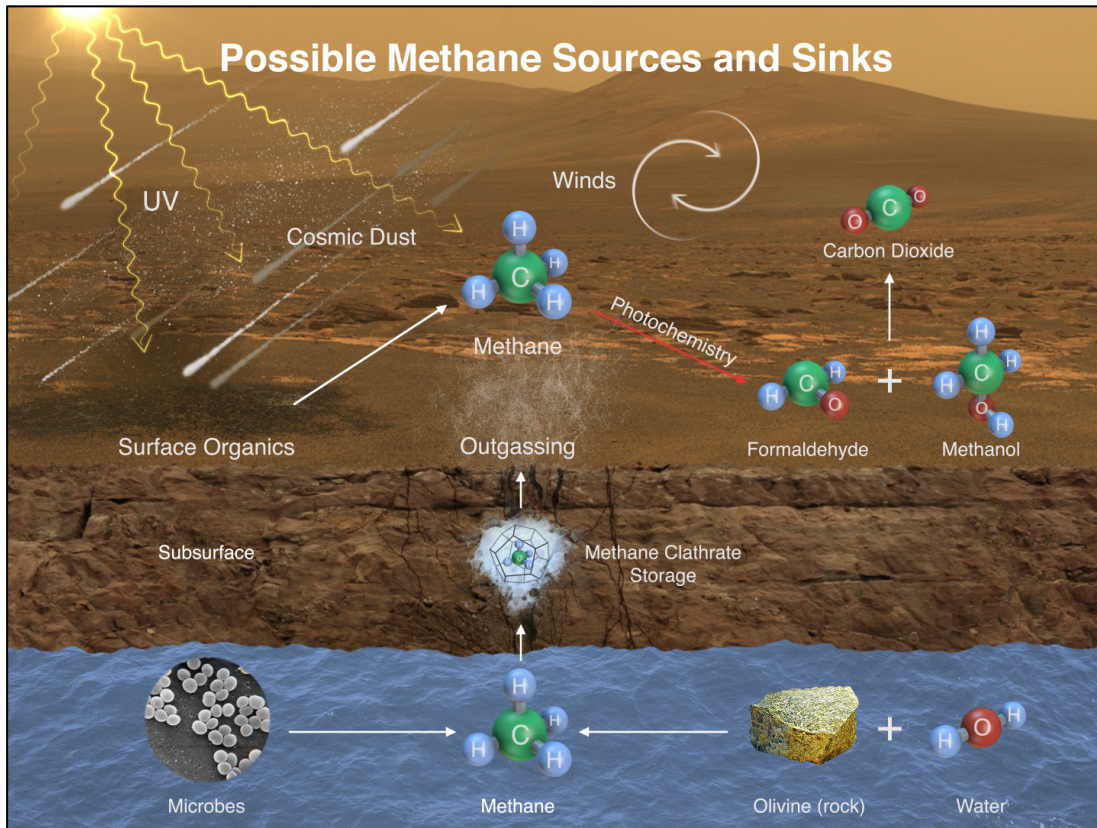


Figure 4. Possible methane sources and sinks on Mars. Image credit: NASA/JPL-Caltech/SAM-GSFC/Univ. of Michigan

It is very important to emphasize that, despite the numerical modeling and theory behind their existence, there have been no conclusive measurements of clathrates on Mars for the moment. The methane emission rate from the subsurface is agnostic of the source mechanism for MRAMS. But, since a flux need to be imposed in the MRAMS simulations, it is beneficial to utilize an emission rate that is representative of at least one plausible or proposed martian emission mechanism. Methane clathrates are selected for this purpose. Recalling that the MRAMS tracer abundance scales linearly with the flux, the solution for any desired flux magnitude can be obtained from the MRAMS results, regardless of the actual flux mechanism.

My colleagues Özgür Karatekin and Elodie Gloesener produced maps of methane-rich clathrate stability zones (Figure 5) obtained by coupling the stability conditions of methane clathrate with a subsurface model [Karatekin *et al.*, 2016; Karatekin *et al.*, 2017; Gloesener *et al.*, 2017, hereafter KG17). Ancient clathrates may exist at depth where the geothermal gradient causes them to decompose over time [Stevens *et al.*, 2015]. The regolith properties directly control the subsurface thermal conditions and therefore the depth of clathrate stability: assuming homogeneous values with depth, the lower the thermal inertia in the surface, the less stable the clathrates will be (the thermal wave penetrates more deeply). This map, based on the mean annual temperature and TES-derived thermal inertia, among other variables, does not reveal local-scale variations, so if Gale crater was formed after the emplacement of the clathrates, it is possible that there could be methane locally closer to the surface than would be inferred from this map.

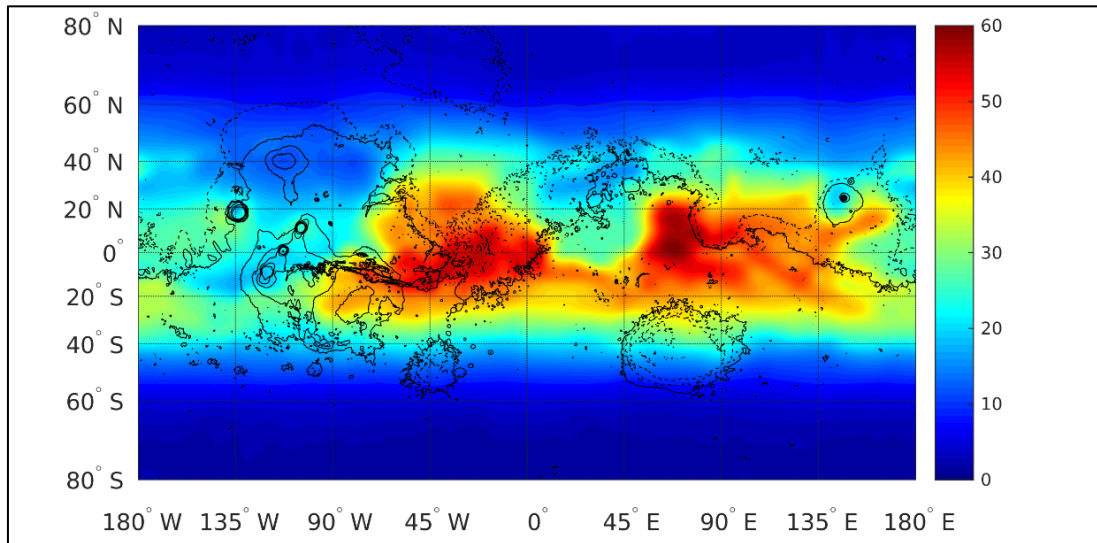


Figure 5. Depth (m) of the beginning of hydrate stability zone in present-day martian subsurface for clathrates formed from a gas phase with 90% fraction of methane. Adapted from *Gloesener et al.*, [2017] and *Karatekin et al.*, [2017].

Methane clathrates can be stable very near the surface at high latitudes, and can be as close as 20 m to the surface in the tropics under today's climate. In the cases where a surface flux of methane is specified in the MRAMS simulations, the flux is assumed to come from subsurface methane clathrate emplaced in earlier geological times and which has been destabilized due to changes in the regolith energy balance.

Obliquity changes should have dissociated a large part of methane clathrates, however *Root and Madden*, [2012] have shown that some of these clathrates may be preserve as metastable reservoirs over geologic time scales due to slow dissociation and diffusion rates. These reservoirs could provide a long term release of methane in the atmosphere without any current addition of methane in the reservoir. On the other hand, if methane is produced continuously in the subsurface at present-day (serpentinization followed by Fischer-Tropsch reactions for example), the base of the martian cryosphere could be gradually enriched in small amounts of methane clathrate hydrate and the methane diffusion through the overlying ice would expand the reservoir with time. Therefore, methane clathrates could eventually form near the surface at the top of their stability zone, although formation rates at these shallow depths would be significantly lower than those at the base of the hydrate stability zone [*Gainey and Madden*, 2012].

KG17 calculated the surface methane flux by modeling methane gas transport through the regolith to the surface via molecular and Knudsen diffusion. Gas adsorption processes are ignored in these calculations of the methane flux used in the MRAMS experiments. Including adsorption reduces the methane flux by roughly ~ 30 times, although it increases the emission time by the same amount, amplifying seasonal variations of background methane through Arrhenius dependency. KG17 calculated the relative abundances of methane in mixed $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2\text{-Ar}$ clathrates by considering several initial abundances of methane in the gas phase. For example, the dissociation of 1 m^3 of clathrates formed from a gas phase containing 90% of methane, $\sim 9\%$ of CO_2 , $\sim 1\%$ of N_2 and 0.16% of Ar at a depth of 45 m in Gale crater (assuming a mean thermal inertia of ~ 365 for the first meters and increasing with depth due to compaction),

produces $\sim 2 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ methane flux at $L_s 285^\circ$ (Figure 6) during the first sols. The determination of these surface fluxes takes into account the diurnal temperature cycle. It is important to note that, although the methane flux should be higher during warmer seasons due to the dependence of the diffusion coefficient with temperature (and with the kinetic constant if adsorption is taken into account adsorption), the same value is used for all the seasons modeled with MRAMS ($L_s 90^\circ$, $L_s 155^\circ$ and $L_s 270^\circ$), so methane flux in my simulations is overestimated for $L_s 90^\circ$ and $L_s 155^\circ$. Updated methane fluxes are being calculated in order to scale the tracers to a more realistic values.

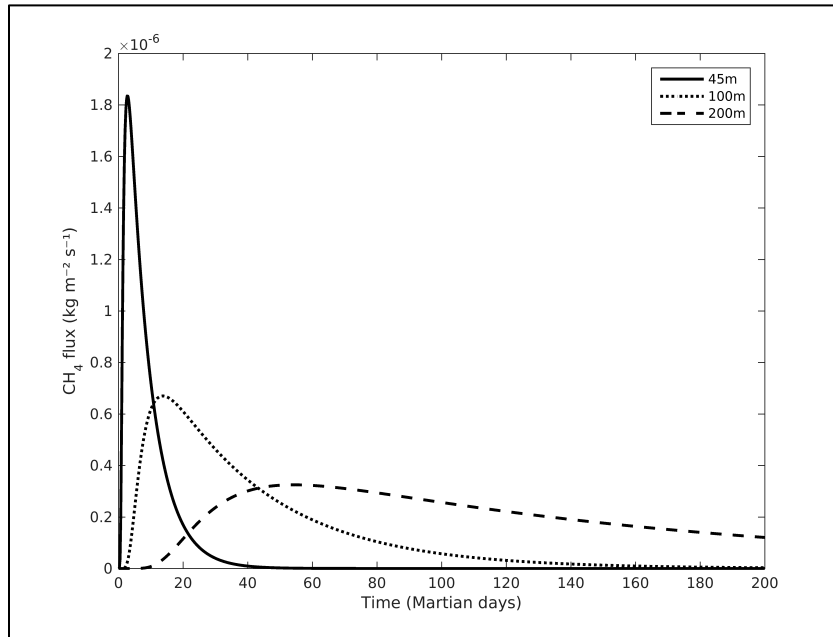


Figure 6. Methane flux for clathrates formed from a gas phase with 90% of methane derived from *Gloesener et al.*, [2017] subsurface diffusive model that includes molecular and Knudsen diffusion.

2.3. MRAMS methane experiment scenarios

Different MRAMS tracer scenarios were constructed with simulations at different seasons ($L_s 90^\circ$, 155° and 270°) as shown in Table 3.

The instantaneous methane release scenarios are designed to quantify the rate of mixing within the crater and between the crater and air outside the crater. The steady state methane release scenarios explore the transport of methane under specific flux scenarios, locations and areal extent of the emission.

The selection of the seasons is based on my previous work (PGR16). $L_s 270^\circ$ is anomalous in that it is a very windy season with large amplitude breaking mountain waves, and rapid mixing with air external to the crater. The regional northwest winds from the northern lowlands scour the very bottom of the crater floor. Crater circulation is pushed and extended dramatically to the south. This is not just air flowing through topographic passes like Peace Valles; rather, it is a wholesale inundation of the crater by air from the northwest. Based in my previous PGR16 work, $L_s 270^\circ$ is presumed the fastest exchange period between air inside and outside crater during

Mars year. During the other seasons the mixing was presumed slower. In the rest of the year other than $L_s 270^\circ$, mixing between the crater air mass and the external crater air was interpreted to be more subdued. $L_s 90^\circ$ was selected for my methane mixing experiments because it is representative of most rest of the year. Simulations at $L_s 155^\circ$ were also conducted, because it is the season of the M09 2003 Earth-based detections. The methane release in all my experiments was done at 0500 Local Mean Solar Time (hereafter LMST).

CH₄ release	Instantaneous emission	Steady state emission
Inside crater small size area emission (~149 km²) close to MSL location	Ls90 & Ls270	Ls90 & Ls270
NW Outside crater medium size area emission (~6,400 km²)	Ls90 & Ls270	Ls90 & Ls270
NE&SW&SE Outside crater medium size area emission (~6,400 km²)	X	
M09 large size area (~8,000,000 km²)	X	Ls90, Ls155 & Ls270
M09 large size area (~2,000,000 km²)	X	Ls270

Table 3. MRAMS methane instantaneous and steady-state release scenarios for inside and outside Gale crater release locations at $L_s 90^\circ$, $L_s 155^\circ$ and $L_s 270^\circ$.

2.3.1. Instantaneous methane release scenarios

The goal of instantaneous in time methane release experiments is to study how the different air masses containing each of the tracers mix with one another. The amount of mixing can be diagnosed by looking at the fraction of each tracer compared to all the tracers. Fraction of a tracer X is $\frac{\text{tracer X}}{\sum \text{all tracers}}$. For example in Figure 7, at the start, 100% of the tracers in the bottom (<200 m high) of the crater are tracer #1 mimicking methane, because there has yet to be any mixing. If at some later time it is found that 50% of the tracers in the bottom of the crater are tracer #1, then half of that original air mass has been mixed away. By looking at the fraction of other tracers, the amount of mixing with each of the different air masses can be determined.

In these experiments, four tracers were strategically placed into the model after spin-up (1 sol) to diagnose the mixing of air inside and outside the crater both for $L_s 90^\circ$ and $L_s 270^\circ$ seasons. There were no additional sources (i.e. no flux) or sinks of tracers (the photochemical destruction lifetime is orders of magnitude longer than my twelve-sols simulation). Tracer #1 represents a hypothetical methane-enriched air mass near the surface (<200 m above the surface). The other three tracers are placed in different layers above tracer #1 (Figure 7) in order to track those air masses. Tracer #2 is placed between 200 to 500 m above the surface inside Gale crater, tracer #3 from 500 to 2,000 m above the surface inside Gale crater, and tracer #4 everywhere else in the domain (outside and above Gale crater).

In the instantaneous methane release inside of Gale crater experiment (Figure 7, left side), tracer #1 has an area of $\sim 149 \text{ km}^2$ and is located one grid point (less than 3 km) west from the MSL Curiosity rover in the north crater basin.

In the instantaneous methane release outside of Gale crater experiment (Figure 7, right side), tracer #1 has an area of $\sim 6,400 \text{ km}^2$ and is located $\sim 100 \text{ km}$ northwest-upstream of the landing site outside the crater.

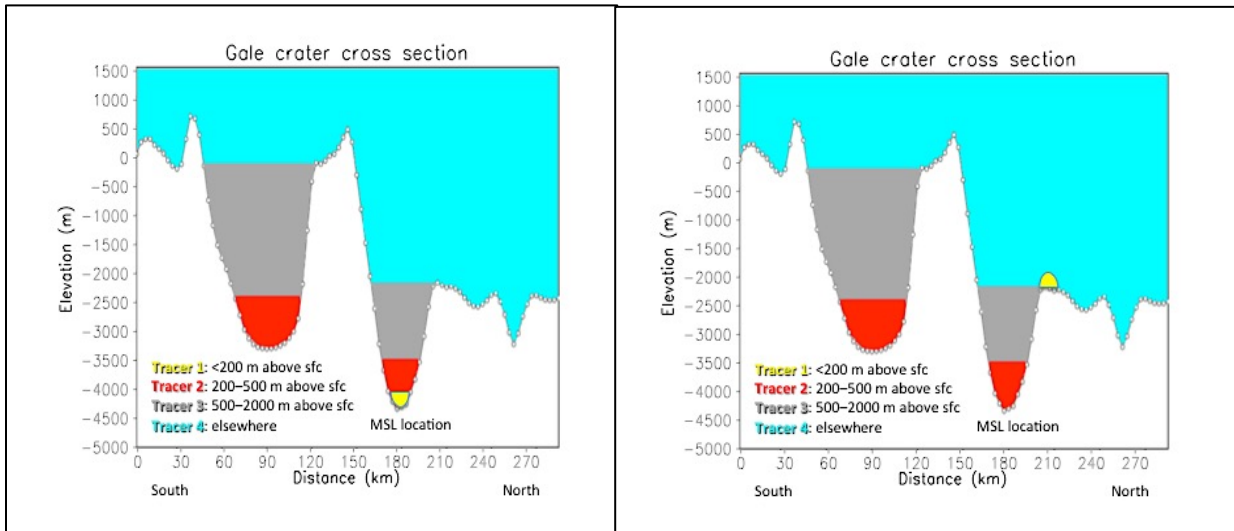


Figure 7. Instantaneous methane release scenarios cross sections (Mt. Sharp in the middle, north basin to the right and south basin to the left in both boxes). Y-axis is elevation in meters relative to the MOA datum. Tracer #1 (yellow) is placed one grid point (less than 3 km) west from the MSL Curiosity rover location inside Gale crater (left box) and $\sim 100 \text{ km}$ northwest upstream of the MSL landing site (right box). In both cases, Tracer #1 is placed $<200 \text{ m}$ above the surface, Tracer #2 (red) is placed from 200 to 500 m above the surface inside Gale crater, tracer #3 (grey) from 500 to 2,000 m above the surface inside Gale crater, and tracer #4 (blue) elsewhere (outside and above Gale crater).

2.3.2. Steady state methane release scenarios

In these scenarios, the methane release is steady state in time (continuous surface emission) with a prescribed flux of $\sim 2 \times 10^{-6} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ over a period of twelve sols. Five independent methane steady state release sources, four of them located $\sim 100 \text{ km}$ NW, NE, SW and SE of the MSL Curiosity rover landing site outside Gale crater, each with an area of $\sim 6,400 \text{ km}^2$ and another one located inside of the crater ~ 1 grid point west to the rover with an area of $\sim 149 \text{ km}^2$, as shown in Figure 8. Since the tracers do not interact with each other, multiple tracer configurations can be studied simultaneously in a single simulation.

Two additional experiments were performed mimicking the M09 release areas, including the “full” M09 release area ($\sim 8,000,000 \text{ km}^2$) source at Terra Sabae (A in Figure 1), Nili Fossae (B1 in Figure 1) and Syrtis Major (B2 in Figure 1) and a “partial” M09 release source only from the Nili Fossae area ($\sim 2,000,000 \text{ km}^2$).

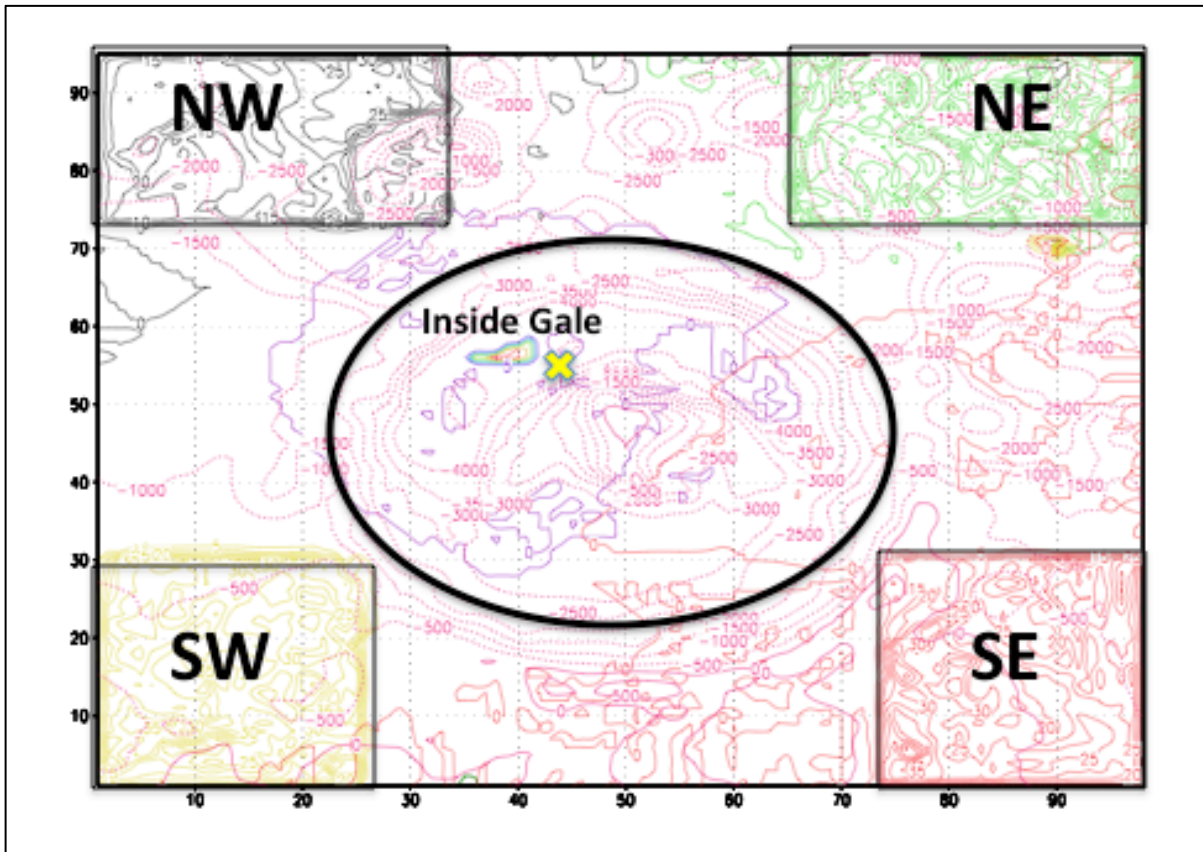


Figure 8. Steady state methane release scenarios aerial view. Gale crater encircled. The yellow cross represent the MSL Curiosity rover location. Four independent methane release sources were located outside the crater ~100 km NW, NE, SW and SE of the rover landing site, each with an area of ~6,400 km² and another one located inside of the crater ~1 grid point west from the rover with an area of ~149 km².

3 Results

To gain a true appreciation for the complexity, beauty and evolution of methane emissions at various locations, the reader should proceed no further without first viewing the animations of the circulations provided in the supplementary material.

Again, and as discussed in the MRAMS model description section, the lowest thermodynamic level where methane could be sampled in my simulations is ~14.5 m above the ground due to computational restrictions, so higher methane values at SAM height (~1 m) compared to the methane values sampled with MRAMS are expected.

It is important to note that the rise of methane concentration first noted by the SAM instrument (L_s 336°) was at a transitional time at Gale Crater, when strong flushing northern winds that produce a wholesale inundation of the crater give way to less intense circulations typical of the rest of the year (PGR16). Based on the analysis of winds and potential temperature, PGR16 suggested that mixing between the crater air mass and the rest of the atmosphere was also reduced during the more quiescent times of year. The tracer studies provide a means to quantitatively test this hypothesis.

3.1 Instantaneous methane release results

In the instantaneous methane release scenarios, $L_s 270^\circ$ was shown to be, as expected, a faster mixing season when air within and outside the crater was well mixed by strong, flushing, northerly flow and large amplitude breaking mountain waves: downslope air driven both by buoyancy and dynamical forcing at night penetrates all the way down to the surface producing a wholesale inundation of the crater. In this instantaneous methane release inside of Gale crater scenario, the tracer #1 mixing ratio inside the crater is diluted to a few percent or less just 5 hours after the release both at $L_s 90^\circ$ and at $L_s 270^\circ$ (Figures 9 and 10). Also, if the reader takes a look at log fraction (Figure 11) can see how at 2000 LMST, that is after 15 hours from the release, tracer #1 is diluted by five orders of magnitude from the initial concentration at $L_s 90^\circ$ and by eleven orders of magnitude at $L_s 270^\circ$. Not only is tracer #1 removed quickly, but in that 15-hour period the fraction of external crater air (tracer #4) at the bottom of the crater replacing internal crater air is 80% at $L_s 90^\circ$ (when mixing is slightly more slower) and 100% at $L_s 270^\circ$ (when mixing is slightly more rapid). These results indicate that much of the air originates from outside the crater regardless of the season. Thus, the mixing of the crater air with the external environment is slightly slower during the rest of the year compared to the $L_s 270^\circ$ season, but the timescale is still rapid. Regardless of the season, the simulations indicate that the air mass of the northern crater basin is evacuated and mixed away in one sol or less. These new results are an important update to the 2016 work; the crater does not appear to be strongly isolated at any time of year. Also, air from $L_s 270^\circ$ scenario is similar to a frontal passage where horizontal incoming air mass from the northern hemisphere sweep air from the crater away (Figure 10 bottom, Figure 11 bottom), while in the $L_s 90^\circ$ a much more vertical pattern to the mixing is observed (Figure 9 bottom, Figure 11 top).

The instantaneous methane release scenario outside of Gale crater provides additional insight into the potential transport of air into the crater. In this scenario, only 15 hours after release, the methane that makes it to the MSL Curiosity rover location at ~ 14.5 m high (the lowest thermodynamic level where methane could be sampled in my simulations) is diluted by six orders of magnitude from the initial release concentration regardless of the season (Figure 12). Although the methane is transported towards the crater due to the northwesterly wind blowing towards the crater (as expected in PGR16), the methane is rapidly mixed vertically and horizontally. So, although the air in the crater is being rapidly replaced by outside air, there is a large amount of mixing and dispersion of the source air itself; it appears that a broad region of external air is mixed into the crater. To achieve a value of 1 ppbv at the rover location, an upwind release of methane on the order of parts per thousand would be required, which is likely unreasonable.

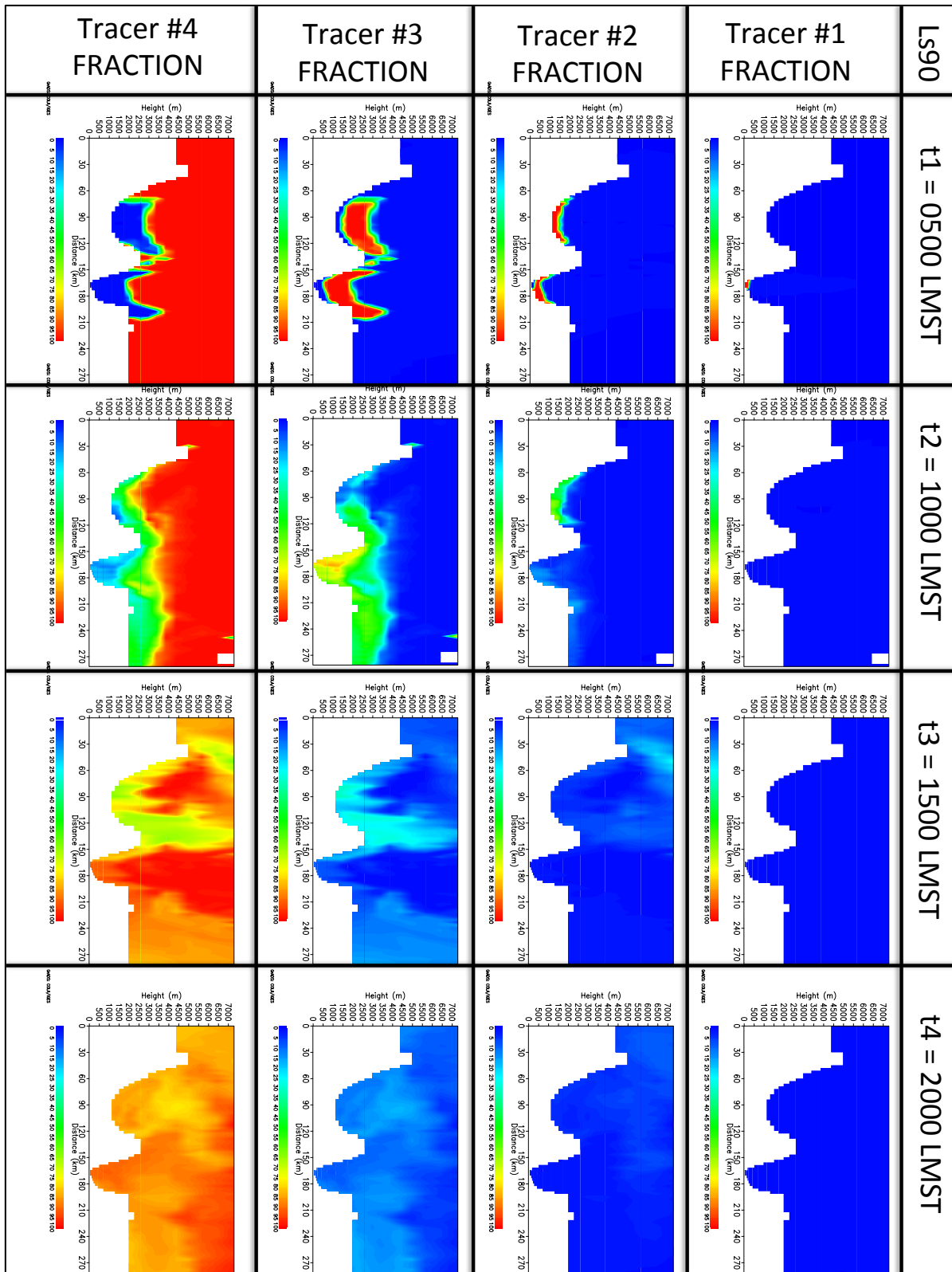


Figure 9. Fraction of the four tracers at four different times (0500, 1000, 1500 and 2000 LMST) at $L_s 90^\circ$ in a cross section view of the crater.

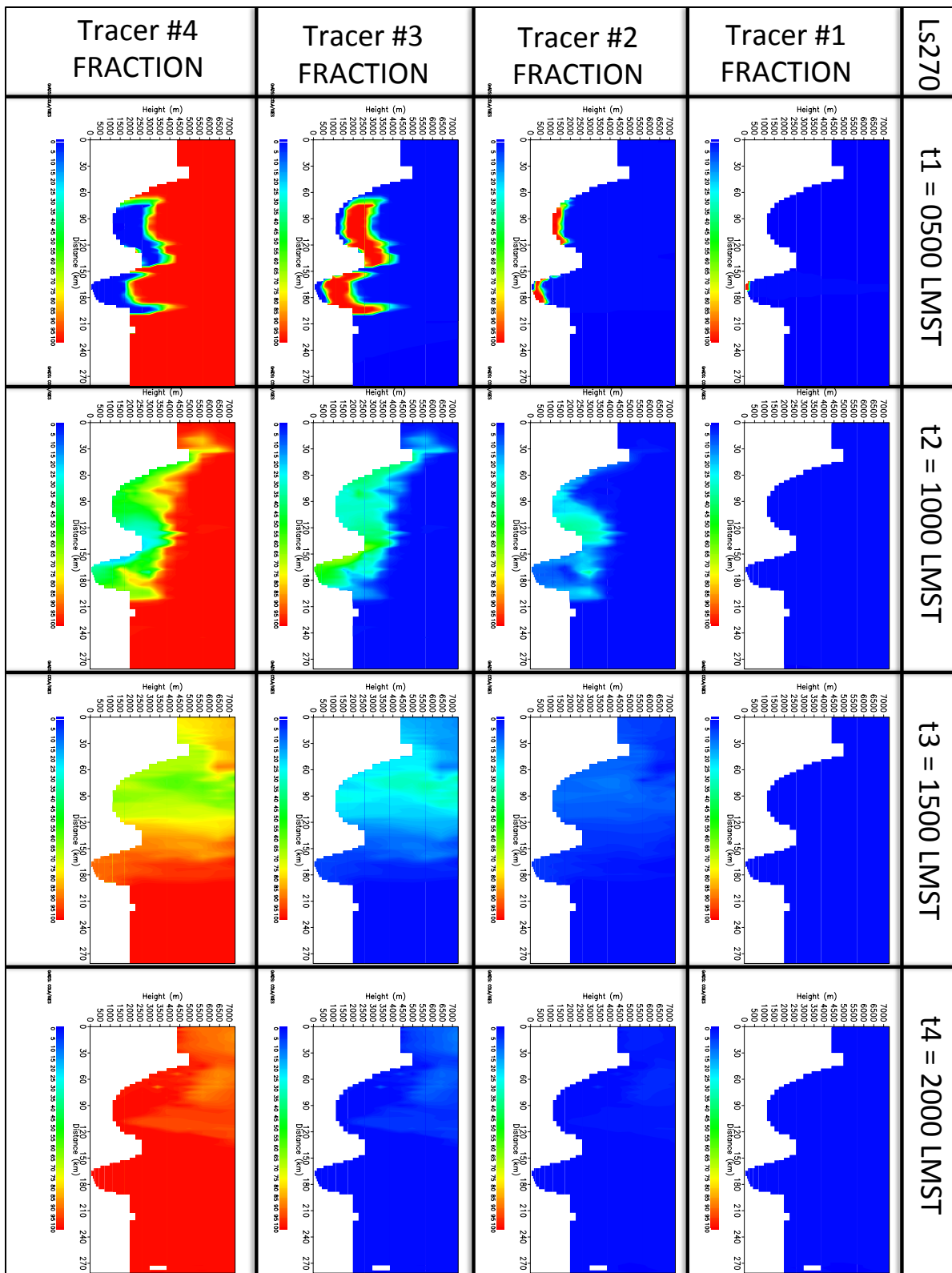


Figure 10. Same as Figure 9 but for Ls 270°.

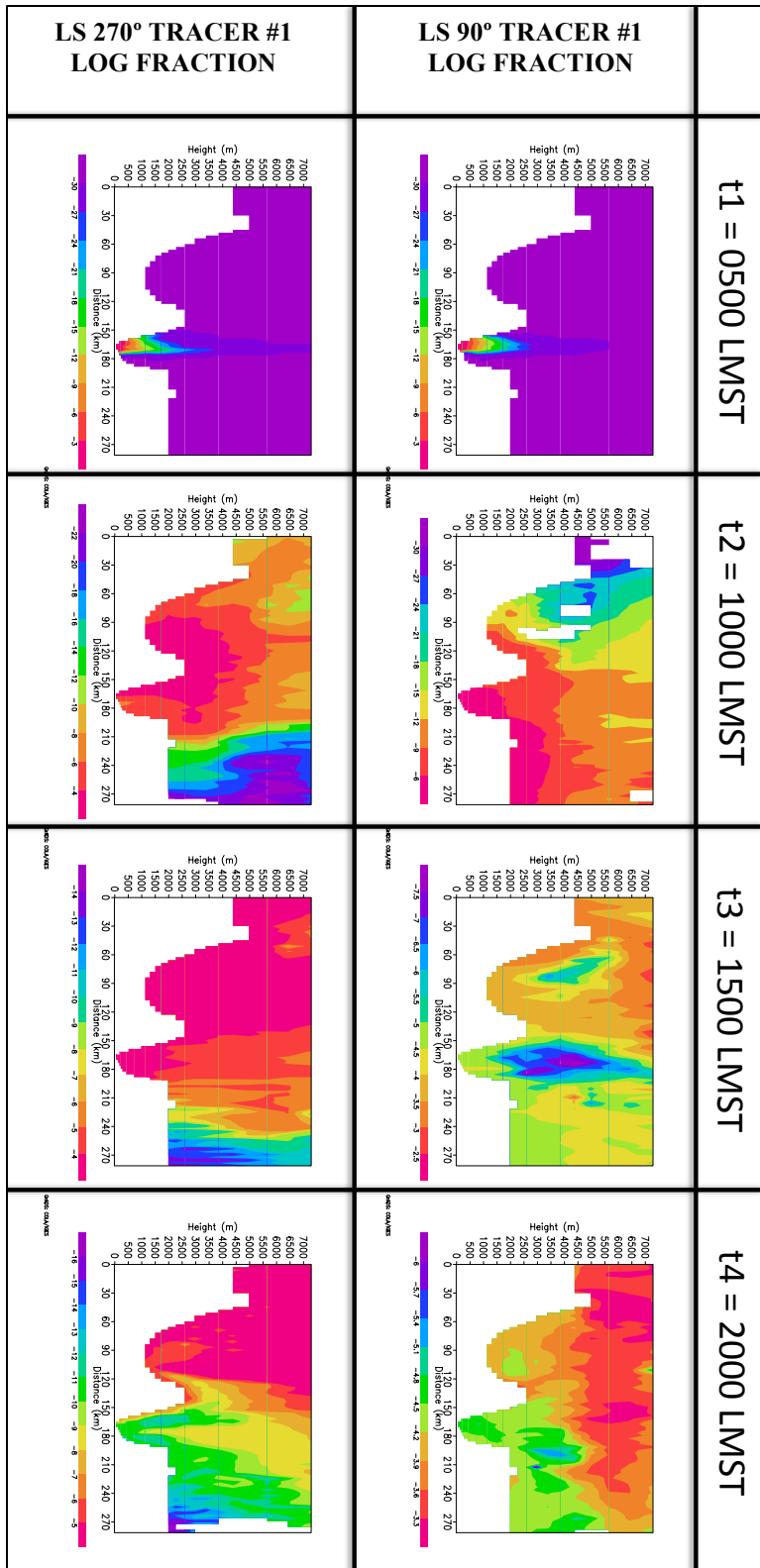


Figure 11. Same as Figure 9 and 10 but for log fraction at L_s 90° and L_s 270° for tracer #1 only.

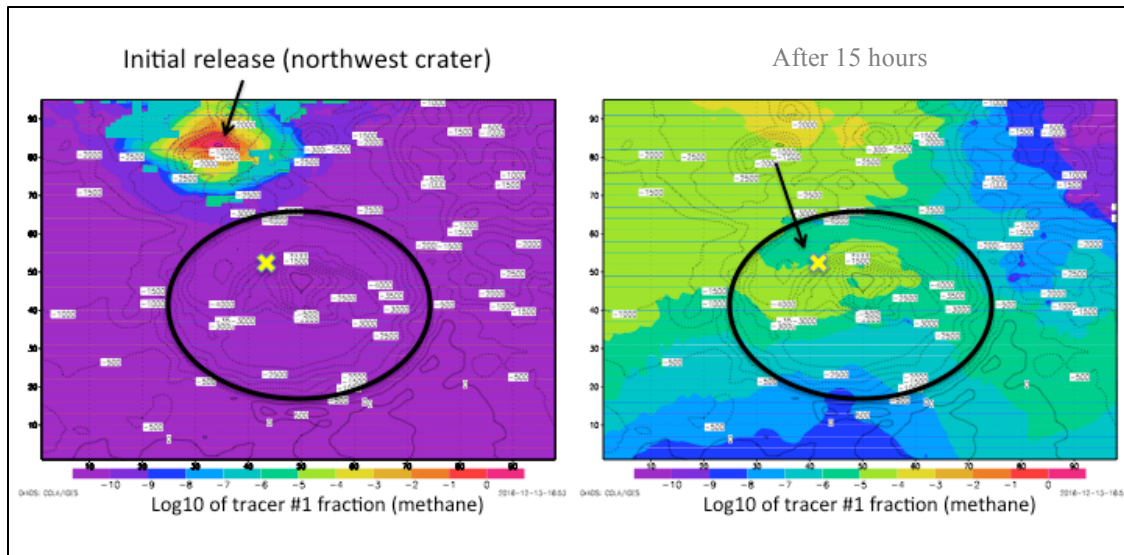


Figure 12. Aerial view of tracer #1 (methane) fraction at ~ 14.5 m high with crater encircled at $L_s 90^\circ$. Instantaneous methane released outside crater is diluted by approx. 6 orders of magnitude from the initial release concentration at rover location (left) only 15 hours after emission (right) regardless of the season. Same behavior is observed at $L_s 270^\circ$.

3.2. Steady-State methane release results

In the steady-state methane release outside of Gale crater scenarios (NW, NE, SW and SE ~ 100 km outside crater), modeled abundances at the MSL Curiosity rover location are ~ 10 times lower (< 0.08 ppbv) compared to SAM background levels (< 0.7 ppbv) and ~ 100 times lower compared to the spikes (< 8 ppbv) during all seasons and after being release from all locations outside of Gale crater (NW, NE, SW and SE) as can be shown in Figure 13. Each of the different releases are emitted and sampled independently. When releasing from a source NW outside crater at $L_s 270^\circ$, methane variations of one order of magnitude are sampled regardless of the time of the sol due to the strong flushing north component winds throughout the entire day (Figure 13, upper left, red). In the other release locations experiments, the methane values are higher during nighttime, presumably because during night downslope winds from the crater rims transport methane from release locations converging with Mt. Sharp downslope winds making methane contained and isolated at the very bottom of the crater, persisting and becoming trapped for longer periods inside Gale until daytime upslope winds sweep it away (Figure 13, except NW scenario).

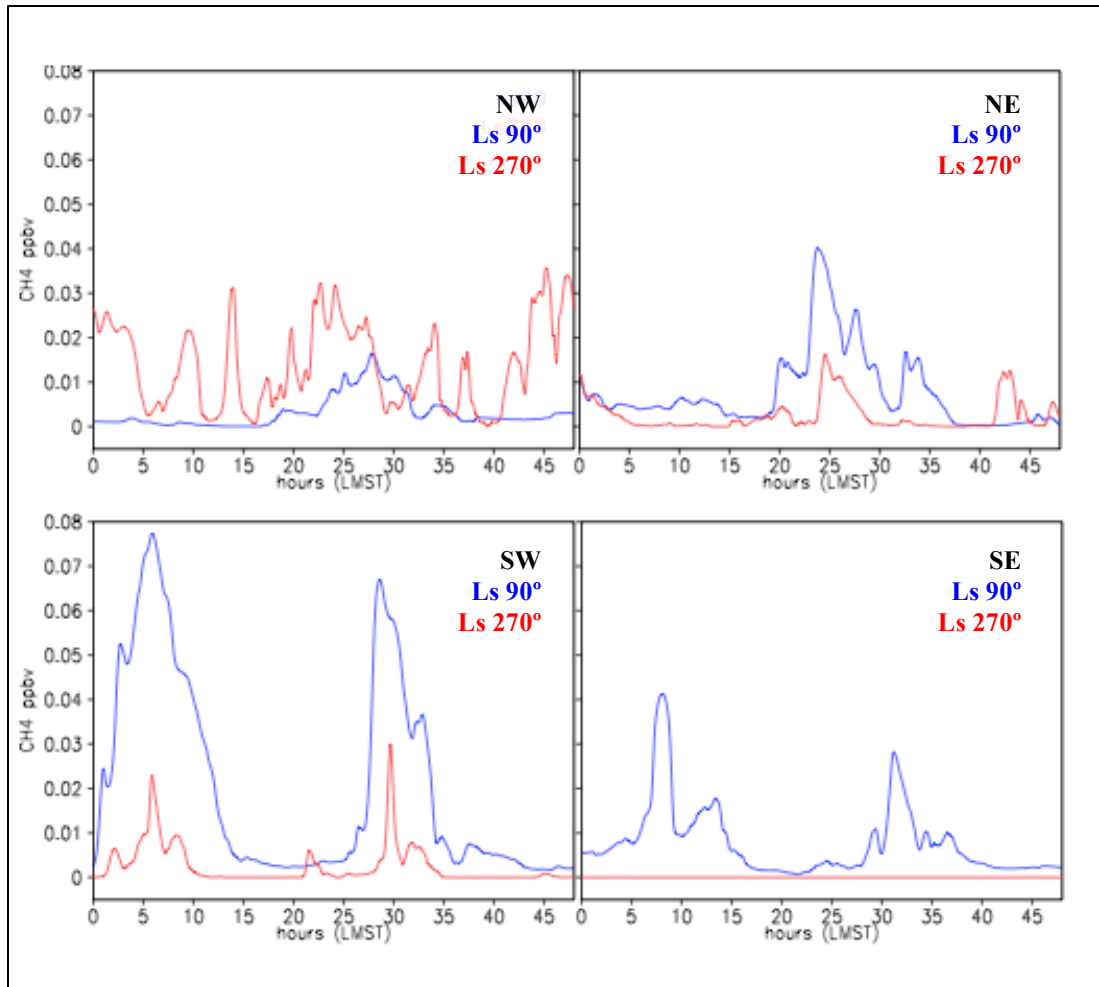


Figure 13. Two sols (0-48 hours) timeseries of MRAMS methane abundances sampled at MSL location while being released from steady state methane emission located outside of Gale crater (NW, NE, SW, SE). Each of the different releases are emitted and sampled independently.

In the steady state methane release inside of Gale crater scenario (~ 1 grid point west from the rover with an area of $\sim 149 \text{ km}^2$) when sampling the model at the source location, methane values fluctuate from 0.1 to 1.2 ppbv (Figure 14). This is comparable with the SAM low background methane abundances and only ~ 6 times lower than the methane spikes. It is important to emphasize that these methane values are sampled at ~ 14.5 m high so a higher methane abundance is expected at ~ 1 m above release source.

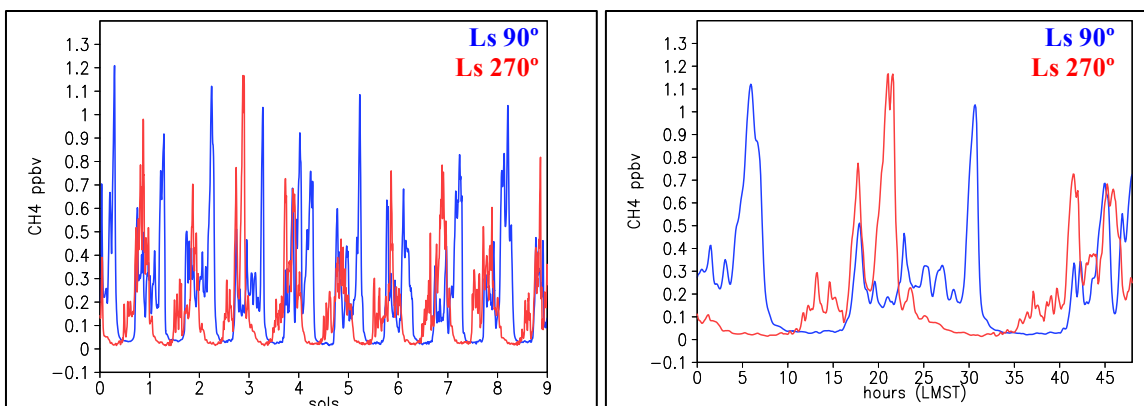


Figure 14. Nine-sols timeseries (left) and two-sols timeseries (right) of MRAMS methane abundances sampled ~14.5 m high at release site which is located inside of Gale crater ~1 grid point west from the rover with an area of ~149 km². The release emission is steady state. Only nine of the twelve sols simulated were included into the figure.

Thus, if the rover were directly over a release location, the SAM measurements could be consistent with a reasonable release associated with a flux similar to methane clathrate release. L_s 155° is the highest methane values season in the M09 (<45 ppbv) and also in MRAMS steady state methane release mimicking M09 scenarios when sampling at the rover location eleven sols after release at L_s 155° (~16 ppbv) compared to L_s 90° (~0.25 ppbv) and L_s 270° (~0.8 ppbv) (Figure 15). This big difference could be due to the fact that L_s 155° is approaching to the spring equinoctial neutral global winds period (PGR16). Around the equinoxes, there is a brief transition period where the rising branch quickly crosses from one hemisphere into the other as it migrates to its solstitial location. During this transition, there is convergence into the rising branch (similar to the intertropical convergence zone on Earth), and dual Hadley cells with one circulation in each hemisphere. Based on the mean meridional circulation, surface winds at the tropical location of Gale crater would be expected to go either way as the rising branch transits through the equatorial region containing and circulating methane-rich air from M09 release areas in the intertropical zone. At the solstices, those winds reverse with northerly winds around L_s 270° and southerly winds around L_s 90° (PGR16) that could sweep methane-rich air from M09 release areas away from the equator.

As shown, even an area as large as the putative M09 release is insufficient to produce the amplitude of the sporadic higher spikes of methane measurable at MSL Curiosity rover during the SAM high spikes periods (~L_s 55-82°). At L_s 270° in these M09 scenarios, the methane values sampled at the rover location fluctuate from 0.1 to 0.8 ppbv. These values are compatible with SAM low background methane abundances and are ~12 times lower than SAM direct ingest detections (high spikes).

When comparing the M09 full area (~8,000,000 km²) release scenario (Figure 15, bottom left) with the partial M09 area (~2,000,000 km²) release scenario (Figure 15, bottom right) both at L_s 270°, results show 30 times higher methane values with the larger release area, so the release size has also a large impact on the methane abundance sampled at the MSL Curiosity rover location.

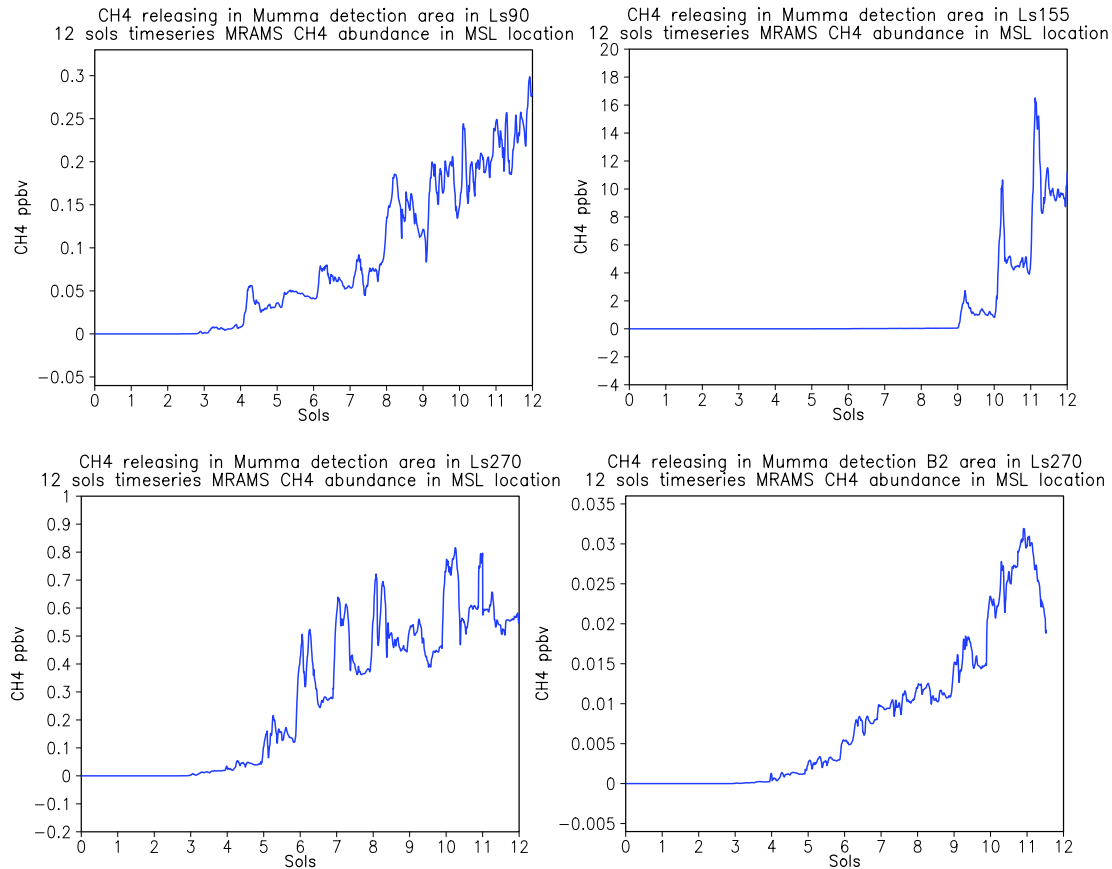


Figure 15. Twelve-sols timeseries of MRAMS methane abundances sampled at MSL Curiosity rover location while being released from steady-state methane emission at M09 detection location.

The modeling results of the steady-state methane release M09 scenario at $L_s 155^\circ$ are in agreement with previous GCM modeling studies of methane plumes at the same season [Mischna *et al.*, 2011; Karatekin *et al.*, 2017; Viscardy *et al.*, 2016] where the horizontal distribution of the methane cloud moves mainly in a eastward direction five sols after the surface release (Figure 16).

Also my simulations show that surface emissions of methane results in a non-uniform vertical distribution (~5-20 km), including the formation of elevated layers five sols after the release (supplementary material), that is in agreement with Viscardy *et al.*, [2016].

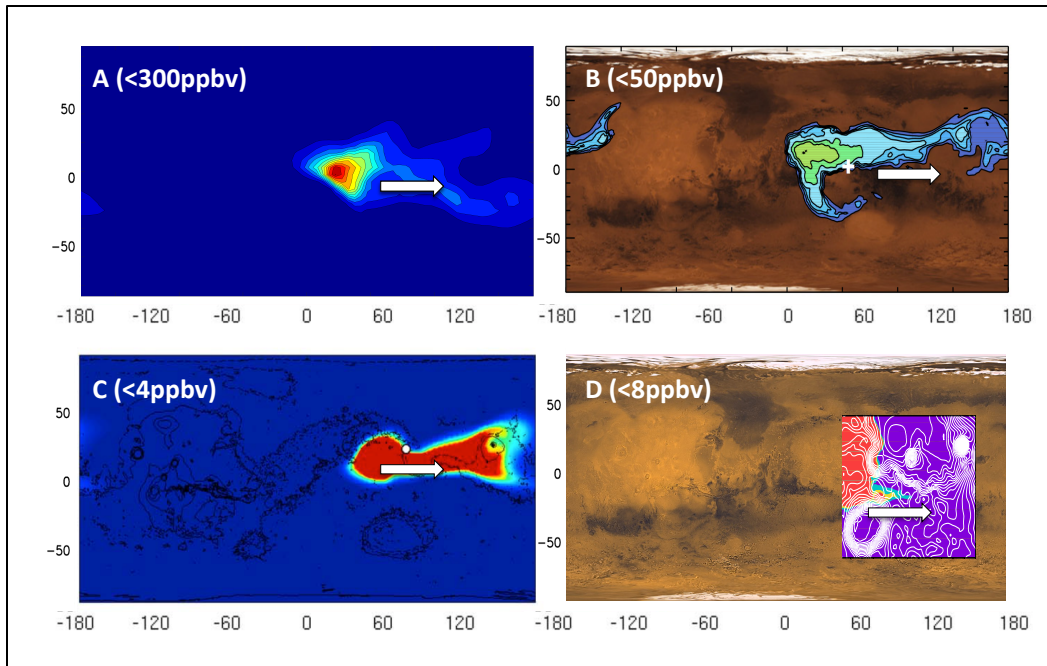


Figure 16. Horizontal distribution of methane mixing ratio (in ppbv) 5 sols after surface release of methane in the M09 release area at $L_s = 155^\circ$. Karatekin *et al.*, [2017] (A; GCM), Mischna *et al.*, [2011] (B; GCM), Viscardy *et al.*, [2016] (C; GCM), Pla-Garcia *et al.*, [2018] (D, this paper results with mesoscale model) shows the same easterly pattern of the methane plume five sols after the release.

4 Discussion

The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS), used to study the transport and mixing of methane from specified source locations using tracers, help us to investigate whether methane releases, instantaneous or steady state, inside or outside of Gale crater, during summer time or the rest of the year, are consistent with SAM observations.

The instantaneous release scenarios indicate that the timescale of mixing in the crater is ~ 1 sol during all seasons, which is much faster than previously estimated. For there to be an extended period (> 1 sol) of enhanced methane abundance in the crater, there must be either a nearby steady release to counteract atmospheric mixing or there must be an extensive and highly enriched methane air mass; however, this would contradict the Mischna *et al.*, [2011] modeling study indicating a single rather than extended period of release. Further, an extended, large release would result in average global values in excess of the background SAM value after mixing, unless the unknown rapid destruction mechanism is invoked, like the ones described in the introduction section (e.g. dust electrochemistry and wind eroding surface quartz grains).

For the elevated methane levels in the crater to drop rapidly back to background levels, at least two things would need to happen. First, the external crater environment would have to drop at least as rapidly to the background levels. This seems possible only if there is very deep mixing that spreads the release through a very large volume of atmosphere, or if a rapid destruction mechanism is invoked. The second thing that would have to happen is that the crater air would have to mix nearly completely with the external crater air. Although mixing seems slightly

slower the rest of the year other than L_s 270°, it may still be possible that the mixing time scale is sufficient to affect the necessary change as shown in my instantaneous methane release scenarios (Figures 9 and 11).

The timing of SAM sample ingestion is very important looking at the steady state methane release inside Gale crater scenario results because they show diurnal methane variations of one order of magnitude, increasing during the evening and night, and decreasing during the daytime (Figure 13 –except NW at 270°- and Figure 14). Again, most of the SAM-TLS measurements were acquired during nighttime (except on sols 305 and 525) due to thermal requirements of the SAM sample handling system, but SAM did not include the exact acquisition times into the literature so I can not study, for the moment, the influence of the local ingestion time into the measurements. During daytime, upslope winds through the crater rims and Mt. Sharp could sweep the air out of the crater dragging methane with them (Figure 17 upper left, 1300 LMST), and during nighttime the process reverses with downslope winds from rims and Mt. Sharp converging and containing methane at the very bottom of the crater, persisting and becoming trapped for longer close to the point where it is released (Figure 17, 1900 LMST, 0100 LMST and, moreover, 0700 LMST). This behavior emphasizes the importance of the horizontal mixing. Horizontal and not only vertical mixing should be taken into account when studying atmospheric methane circulation. Also and as previously mentioned, gases released in the crater could become trapped in the lowest portion of the crater basin due to the very cold and dense air mass that would be resistant to mixing with air above helping to the converging downslope winds to contain methane close to the release area.

Based on global circulation modeling, methane could also be subject during daytime to turbulent convective vertical mixing in the planetary boundary layer (hereafter PBL) and mixed upward rapidly to the top of this atmospheric layer [*Viscardy et al.*, 2016]. When the PBL decreases (and therefore also turbulent convective vertical mixing) in the late afternoon, followed by the development of nocturnal inversion after sunset, it could help to the mentioned converging downslope winds (both from rims and Mt. Sharp) to contain the methane close to its release location.

As discussed in PGR16 and further confirmed with the present results, the circulation in and around Gale crater is extremely complex and varies seasonally. The circulation is strongly 3-D, not just 1-D or 2-D, and any scenario describing the transport of methane must recognize this dimensionality. The source location of methane emission cannot be determined by simply looking upstream, and variations of methane concentration cannot be determined by simply considering 1-D vertical mixing based on PBL height. Further, because of the complexity of the circulation, the local horizontal (2-D) wind speed and direction at the rover location may not be representative of the larger prevailing wind, which is extremely 3-D. Consequently, trying to determine the source location of methane based only on REMS horizontal wind estimates at the time of the SAM measurements or trying to explain a putative suppressed mixing with a PBL suppression (1-D) is a dubious proposition.

The only plausible scenario to reconcile observations and the modeling results is an intermittent local steady state release very close to the rover with the additional restriction that such releases must be globally rare (in other words claiming that Gale crater is a unique place on Mars, on the other hand something highly unlikely) or there must be a unknown rapid methane destruction

mechanism that prevents a rapid increase of the background methane level that would be detected by SAM.

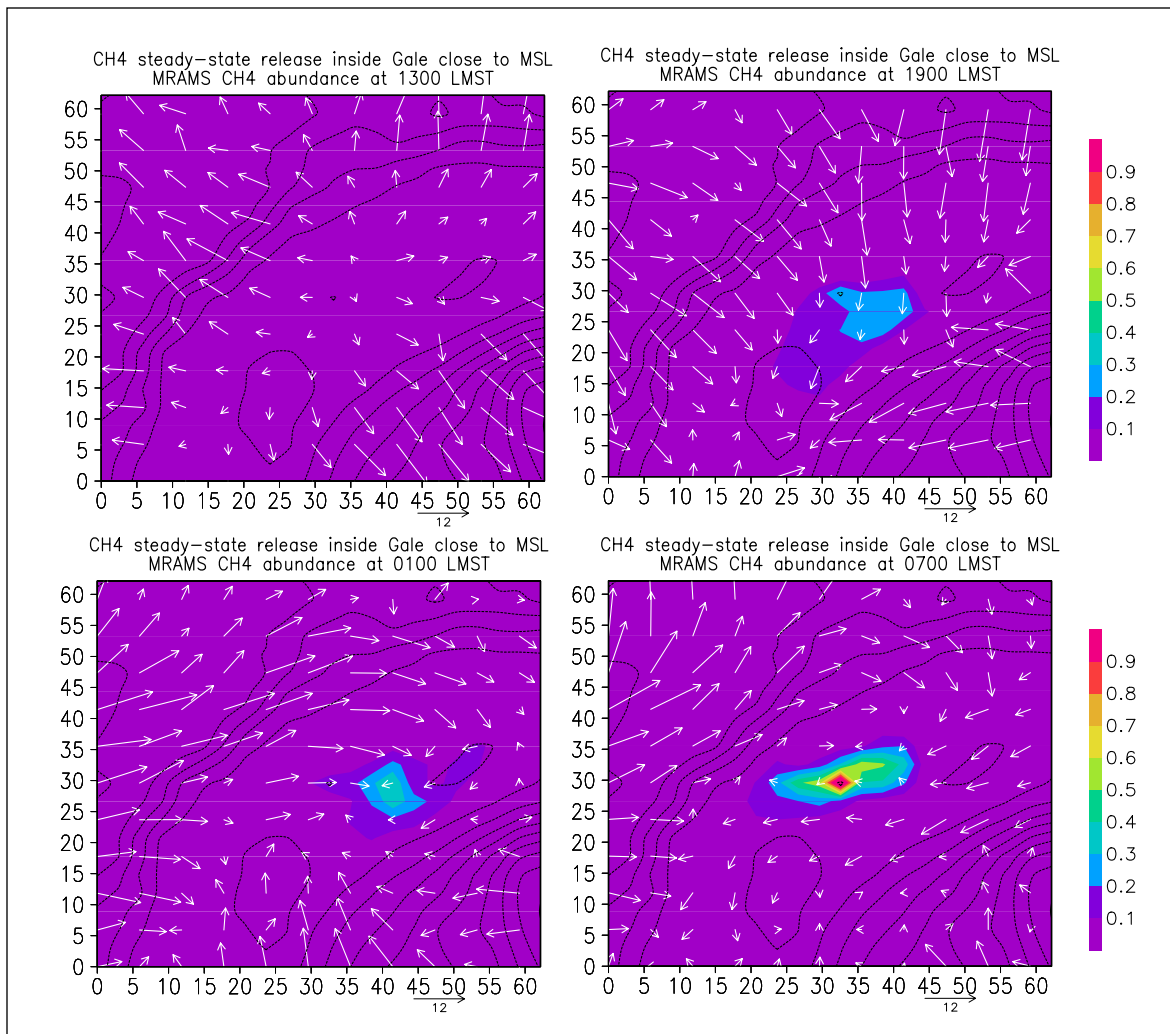


Figure 17. Areal view of methane mixing ratio for a clockwise 18-hours timeseries steady-state methane release ~ 1 grid point west from the rover location. The methane started to be steady state released at 0500 LMST the sol before. During nighttime the downslope winds from rims and Mt. Sharp converge and constrain methane at the very bottom of the crater, persisting and becoming trapped for longer period close to the point where it is released.

Although being so lucky to have the rover moving just above a methane release location and having methane spikes lasting just a sol or some sols are extraordinary claims, I can explain them and they are compatible with my modeling results. But, if the spike lasted for a long time, similar to the period without SAM measurements between spikes (that is ~ 200 sols), it becomes much difficult to interpret. While Gale crater may be a special place, it almost certainly is not unique. If methane is being released locally in the crater, it should also be released elsewhere on Mars. Thus, a release of long duration at Gale crater would also happen elsewhere, and this would have result in a background global methane abundance above that measured by SAM, again assuming no rapid and efficient destruction mechanisms.

4.1. A possible explanation to the methane background seasonal cycle

The MSL-SAM team recently presented in situ measurements of the background methane levels in Gale Crater that exhibits a strong, repeatable seasonal variability ranging from about 0.3 ppbv to about 0.7 ppbv with a mean value of ~ 0.4 ppbv over more than two martian years (Webster et al. 2017). The observed large seasonal variation in the background and sporadic observations of higher pulses of ~ 7 ppbv appear consistent with localized small sources of methane releases from Martian surface reservoirs that may be occurring throughout the planet.

The origin of methane variability is an active area of research, and my colleagues on the MSL team (John E. Moores and co-authors) are working to better model adsorption on, and diffusion through, the regolith, as well as the impact of the depth of the boundary layer on vertical mixing. Because the PBL is especially suppressed at Gale crater [Newman et al., 2017; PGR16; Moores et al., 2015], then vertical mixing is very limited, too. It has been proposed that this vertical mixing limitation makes Gale crater a very special place [Fonseca et al., 2018], because methane would persist for longer close to the point where it is emitted and background concentrations observed should be substantially higher compared to other locations on Mars. But there is a major flaw in this theory, which is that it really only considers vertical mixing. Even a highly stratified boundary layer with limited vertical mixing could be flushed out with strong horizontal winds flowing into and out of the crater. The influence of the height of the PBL could be important, or it could be mostly irrelevant. But again, and as previously mentioned, what I found in my simulations is that mixing is high during all the martian year, being slightly more rapid at $L_s 270^\circ$ compared to other seasons when there is still ample mixing, so the crater is not isolated in any period of the year and any gas inside the crater is diluted and diffused away regardless of the season. As previously noted, horizontal, and not only vertical, mixing should be taken into account. The PBL could be very suppressed and therefore vertical mixing, too, while having a strong horizontal mixing. Again, the circulation is strongly 3-D, not just 1-D or 2-D, and any scenario describing the transport of methane must recognize this dimensionality.

It could be an alternative explanation, other than PBL height variation during the Mars year for the seasonal background methane cycle. If there is a hemispheric difference in methane emission values (due to atmospheric variables variations), it will be reflected in the origin of the air mass at Gale crater.

Presumably, ground temperature controls the release of methane trapped in clathrates on seasonal timescales, assuming again that clathrates may be preserved today due to slow dissociation and diffusion rates and that methane may be produced continuously in the subsurface at present-day. The methane flux should be then higher during warmer seasons, implying a seasonal hemispheric difference in methane background values if I assume ubiquitous release sources over the planet, with higher values in the summer hemisphere and lower in the winter hemisphere. The origin of the external air could be very different depending on the season (PGR16). For example, during $L_s 225-315^\circ$, the strong northwesterly air flowing down the crater rims during nighttime and easily making it to the crater floor originates from deep within the northern hemisphere, whereas at other seasons the origin of that external air is from locations closer to the crater or from more tropical regions. This matters because if ground temperature is controlling emission, different locations and hemispheres will emit differently at different seasons.

Maximum emission at Gale crater would correspond with minimum emission in the north hemisphere and vice versa. The consequence of this is that although the local methane emission in the crater may be highest during the warm L_s 225-315° season, those emissions are rapidly transported and swept away and replaced by methane poor air emanating from the cold northern hemisphere. So, even with a maximum emission at Gale, the methane background levels inside crater could be poorly correlated with ground temperature at L_s 225-315° (Figure 18, blue circles) due to the methane-rich internal crater air from local releases being rapidly replaced/mixed by a wholesale inundation of methane-poor external crater air from the north hemisphere with a lower background level (in the north hemisphere release areas there should be less chances to stress the rock to create cracks or to thin ice barriers due to be cooler), something shown from L_s 216° -sol 1451- to L_s 298° -sol 1579- in Figure 18.

In contrast, the methane flux in the crater at other seasons is similar to the flux for the source air location. In this scenario, mixing has little effect on the overall methane concentration and the concentration should be better correlated with the local ground temperature. During the colder seasons, enrichment observations have reasonably good correlation with ground temperatures from L_s 331° -sol 965- to L_s 158° -sol 684- (Figure 18, red circles) when the methane-poor internal crater air is mixed with methane-poor external crater air from locations closer to the crater or from more tropical regions.

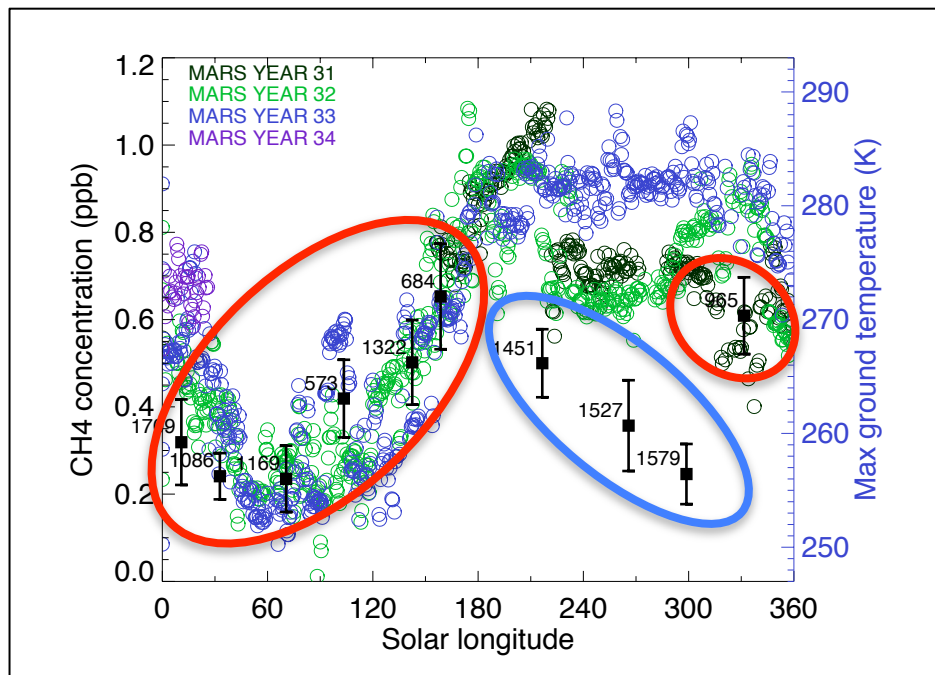


Figure 18. Background methane [enrichment] measurements (black squares with sol numbers) compared with maximum ground temperature (colored circles). Correlation is better in southern late summer/fall/winter (L_s 331-158°) than in southern late spring/early summer (L_s 216-298°) because in the latter, although the local methane emission in the crater may be the highest due to be the warmest season, those emissions are rapidly swept away and replaced by methane-poor air emanating from the cold northern hemisphere. Adapted from *Webster et al.* [2017].

4.2. Impact of the thermal inertia on the methane spikes

To determine the global clathrate stability zone map (Figure 5) and the methane flux described in section 2.2, KG17 used the thermal inertia derived by TES MGS observations, with a surface mean thermal inertia for Gale crater of 365. The recent results from *Vasavada et al.*, [2017] shows a much lower thermal inertia in Gale crater, ranging from 200 to 350 TI, depending on the type of soil inside the crater. The surface methane flux for a given source depth and a given amount of methane should be higher with lower thermal inertia (Elodie Gloesener personal communication). The diffusion coefficient depends on the temperature and the methane flux should be larger when temperature is more important (so when thermal conductivity and thermal inertia are lower). Indeed in the KG17 simulations, the surface flux is 13% larger for TI = 200 compared to TI = 500. Although correlation does not imply causation, the good agreement of methane spikes sols with very low thermal inertia Gale crater soils (Figure 19) is at least curious. Maybe putative local clathrates releases could be producing methane spikes when soils conditions are appropriate. This behavior is not observed in the background methane enrichment measurements sols (Figure 20). So assuming the same clathrate reservoirs and the same dependence with seasons both for spikes and background level sols, maybe the thermal inertia is making the difference.

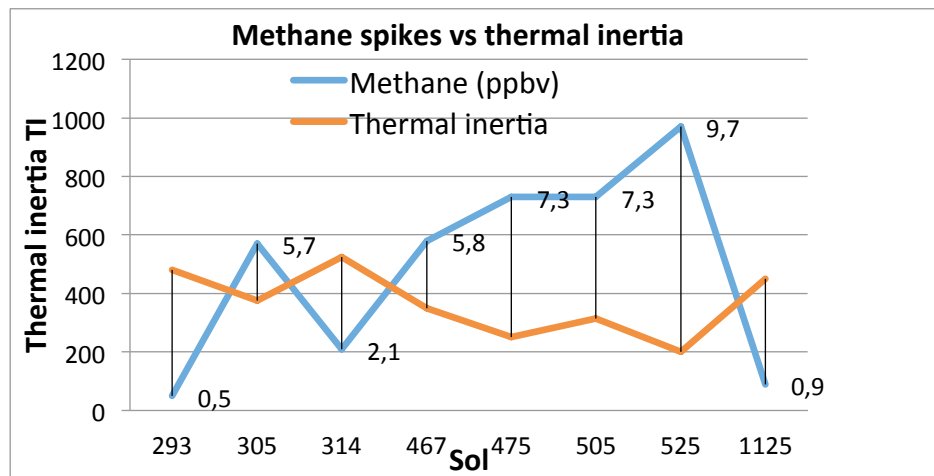


Figure 19. Thermal inertia values vs TLS-SAM direct ingest measurements.

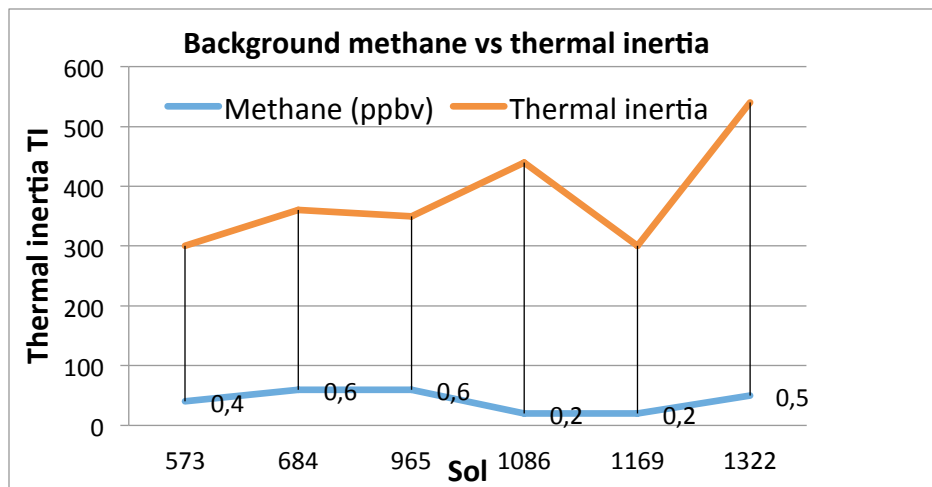


Figure 20. Thermal inertia values vs TLS-SAM enrichment measurements.

5 Conclusions

The MRAMS model is well suited to study evolution, transport and mixing of methane from potential source locations using tracers. Although there have been no conclusive measurements of clathrates on Mars for the moment, they could be a possible store of methane that could be episodically released on Mars, and because the methane emission rate from the subsurface is agnostic of the source mechanism for MRAMS, clathrates are selected for this purpose.

For a small short (instantaneous in time) methane release inside Gale crater, I find that all methane is gone within 5 hours regardless of season. Although the mixing time is somewhat longer for seasons outside of $L_s 270^\circ$, mixing is generally rapid. The hypothesis of a partially isolated crater in PGR16 is not supported by the tracer studies. For a limited area, short methane release from the NW outside Gale crater, methane is diluted by 6 orders of magnitude in similar time. In both cases this is regardless of the season. Indeed, timescales of mixing are ~ 1 sol, much faster than previously thought in PGR16. The duration of the methane peak observed by SAM is ~ 100 sols (assuming no high frequency variations), so there must be a steady state release to counteract atmospheric mixing. This is in contrast with *Mischna et al.*, [2011], where M09 observations could be reproduced best if the release is nearly instantaneous rather than a slow, steady emission.

In the steady state release scenarios (mimicking expectations for clathrate releases) MRAMS shows daily variations of an order of magnitude and this can impact the observed methane levels, so that timing of TLS-SAM measurements is very important.

It is very difficult to explain the SAM measurements using global scale photochemical models with global transport. But, the circulations in Gale Crater are extremely complex and local meteorology plays a major role.

In the steady state release outside (NW, NE, SW and SE) Gale scenarios, the nighttime downslope flows through crater rims pushes methane from the external release areas inside the crater. Only with a source release NW outside crater do I sample methane spikes with MRAMS during daytime due to the strong flushing north component winds.

In the steady state methane release inside Gale crater scenario, methane increases during the evening and night, and decreases during the daytime (Figure 14). During daytime, upslope winds across the crater rims and Mt. Sharp could sweep the air out of the crater dragging methane with them, and during nighttime the process reverses with downslope winds from the rims and Mt. Sharp that converge and contain methane at the very bottom of the crater, persisting and becoming trapped for longer close to the point where it is released. Also, and as previously mentioned, gases released in the crater could become trapped in the lowest portion of the crater basin due to the very cold and dense air mass that would be resistant to mixing with air above helping to the converging downslope winds to contain methane close to the release area.

$L_s 155^\circ$ is the highest methane values season in M09 (<45 ppbv) and also in the MRAMS steady state methane release M09 scenarios when sampling at the rover location eleven sols after release at $L_s 155^\circ$ (~ 16 ppbv). Based on the mean meridional circulation, surface winds at the tropical

location of Gale crater would be expected to go either way as the rising branch transits through the equatorial region containing and circulating methane rich air from M09 release areas in the intertropical zone where Gale crater is. These are the highest methane values (~16 ppbv) sampled at the rover location in all my experiments, but are incompatible with the periods when SAM detected the methane spikes.

The atmospheric circulation at Gale crater is strongly 3-D, not just 1-D or 2-D, and any scenario describing the transport of methane must recognize this dimensionality. The variations of methane concentration cannot be determined by simply looking upstream, or by simply considering 1-D vertical mixing based on PBL height. Further, because of the complexity of the circulation, the local wind at the rover location may not be representative of the larger prevailing wind. Consequently, trying to determine the source location of methane based on REMS wind estimates at the time of the SAM measurements or trying to explain a putative suppressed mixing with a PBL suppression is a dubious proposition.

It is difficult to reconcile the SAM peak methane detections with the atmospheric transport and mixing predicted by MRAMS in the same periods with my initial conditions (KG17 fluxes rates, release areas sizes and distances to MSL Curiosity rover). The only plausible scenario is an intermittent local steady state release close to the rover with the additional restriction that such release must be globally rare (this is highly unlikely because Gale crater is not a unique place on Mars) or there must be an unknown rapid methane destruction mechanism. Even if it were possible, what are the chances that the rover Curiosity would be so lucky as to operate just above the source or nearby the source as it moved?

If I multiply flux, increase the release area or move it closer to the rover (or all of the previous), it could be possible to get sporadic higher spikes (~7.2 ppbv) of methane that SAM should be capable to detect regardless where it comes from: inside Gale, outside (close to) Gale or far away from Gale. Of course, there are physical and reasonable limits to the size and magnitude of a methane release. As shown, even an area as large as the putative M09 release is insufficient to produce these sporadic higher spikes of methane measurable at the rover location. It is also challenging to imagine an emission rate that is one to two orders of magnitude larger than KG17.

Due to the high mixing rate reported in my results, it is quite possible that the value could decay to the background levels after spikes in the observed time. Thus, from a mixing standpoint, these scenarios seems at least plausible, however they require a form of special pleading. There is nothing exceptionally special about Gale crater. It is hard to argue that if methane is being released on Mars, that Gale crater is the sole source. Rather, if it is coming out at Gale crater, it is likely to be coming out in many other places on Mars. If that is the case, then the background values should likely be far higher than the observed values.

Some new hypotheses are proposed trying to explain the seasonal cycle of methane background levels and the methane spikes. For the seasonal cycle of methane background, maybe the ground temperature controls the release of methane trapped in clathrates on seasonal timescales with a higher methane flux during warmer seasons, implying a hemispheric difference in methane background values assuming an ubiquitous release sources over the planet. Then the poor correlation of ground temperature with methane background level (low values in the warmer periods) during L_s 216-298° could be explained due to wholesale inundation of methane-poor

external crater air from the north hemisphere that rapidly mixes with methane-rich internal crater air from local releases. For the methane spikes, maybe putative local releases could be producing them when soils conditions (i.e. very low thermal inertia) are appropriate.

The instrument NOMAD (Nadir and Occultation for Mars Discovery), a spectrometer suite on board ESA ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO) will provide from ~May 2018 the spectrum of sunlight across a wide range of wavelengths, enabling the valuable detection of volatile reservoirs in the Mars atmosphere and particularly the sources and the sinks of methane (it is designed to measure the first vertical profiles of methane on Mars) and other important trace gases, providing insights into the nature of their sources through the study of gas ratios and isotopes, even in low concentrations, with high sensitivity up to a thousand times more resolution than its predecessors. In addition to identifying the constituents of the Martian atmosphere, NOMAD will also map their locations. These future TGO observations will help to validate my MRAMS methane simulations.

Acknowledgments

As with all large space missions, the ability to conduct science depends upon the dedication of hundreds of scientists, engineers and managers. The authors are grateful for the hard work of the MSL team, without whose dedication none of this work could be accomplished. The authors would also like to explicitly thank the MSL science team for their efforts. Additionally, this manuscript benefited greatly from comments and discussions provided by Scot C. R. Rafkin (Southwest Research Institute), Özgür Karatekin (Royal Observatory of Belgium), Elodie Gloesener (Royal Observatory of Belgium), Michael Mischna (NASA Jet Propulsion Laboratory), Aymeric Spiga (Sorbonne Université, LMD), Timothy Michaels (SETI), Alberto G. Fairén (Cornell/Centro de Astrobiología), Lorie Bruhwiler (NOAA), Cesar Menor-Salván (Georgia Tech), Christopher R. Webster (NASA Jet Propulsion Laboratory), John E. Moores (Centre for Research in Earth and Space Science, CRESS) and Paul R. Mahaffy (NASA Goddard Space Flight Center). This work was supported by the Spanish Ministry of Economy and Competitiveness under contract MINECO ESO2016-796-C3-1-R and by the NASA/Jet Propulsion Laboratory under subcontract 1356597.

Supplementary material

Supplementary material including atmospheric methane circulation animations associated with this article can be found at:

<https://data.boulder.swri.edu/jpla/CH4paperSupplementaryMaterial/>

References

Aoki, S. et al. (2018, September), Search of CH₄ on Mars using EXES aboard SOFIA, in “From Mars Express to ExoMars” Workshop (27–28 February 2018, ESAC Madrid, Spain).

Aoki, S. et al. (2017, September), Sensitive search of CH₄ on Mars by SOFIA/EXES, in European Planetary Science Congress (Vol. 11).

- Atreya, S. K., Mahaffy, P. R., & Wong, A. S. (2007), Methane and related trace species on Mars: Origin, loss, implications for life, and habitability, *Planetary and Space Science*, 55(3), 358-369.
- Conrath, B. J. (1975), Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of the dust storm of 1971, *Icarus*, 24(1), 36-46.
- Chastain, B. K., & Chevrier, V. (2007), Methane clathrate hydrates as a potential source for martian atmospheric methane, *Planetary and Space Science*, 55(10), 1246-1256.
- Encrenaz, T. (2008), Search for methane on Mars: Observations, interpretation and future work, *Advances in Space Research*, 42(1), 1-5.
- Etioppe, G., Oehler, D. Z., & Allen, C. C. (2011), Methane emissions from Earth's degassing: Implications for Mars, *Planetary and Space Science*, 59(2), 182-195.
- Fonseca R. M., Maria-Paz Zorzano-Mier, Javier Martin-Torres (2018), Planetary boundary layer and circulation dynamics at Gale crater, Mars, *Icarus*, 302, 537-559
- Fonti, S., & Marzo, G. A. (2010), Mapping the methane on Mars, *Astronomy & Astrophysics*, 512, A51.
- Formisano, V., Atreya, S., Encrenaz, T., Ignatiev, N., & Giuranna, M. (2004), Detection of methane in the atmosphere of Mars, *Science*, 306(5702), 1758-1761.
- Gainey, S. R., & Madden, M. E. (2012). Kinetics of methane clathrate formation and dissociation under Mars relevant conditions. *Icarus*, 218(1), 513-524.
- Geminale, A., Formisano, V., & Sindoni, G. (2011), Mapping methane in Martian atmosphere with PFS-MEX data, *Planetary and Space Science*, 59(2), 137-148.
- Geminale, A., Formisano, V., & Giuranna, M. (2008), Methane in Martian atmosphere: average spatial, diurnal, and seasonal behavior, *Planetary and Space Science*, 56(9), 1194-1203.
- Gloesener, E., Karatekin, O., & Dehant, V. (2017, January), CH₄-rich Clathrate Hydrate Stability Zone in the present Martian Subsurface, In *The Sixth International Workshop on the Mars Atmosphere: Modelling and observation* (p. 4209).
- Gómez-Elvira, J., et al. (2012), "REMS: The environmental sensor suite for the Mars Science Laboratory rover", *Space Sci. Rev.*, 170, 583–640, doi:10.1007/s11214-012-9921-1.
- Holmes, J. A., Lewis, S. R., & Patel, M. R. (2015), Analysing the consistency of martian methane observations by investigation of global methane transport, *Icarus*, 257, 23-32.
- Kahre, M. A., J. R. Murphy and R. M. Haberle (2006), Modelling the Martian dust cycle and surface dust reservoirs with the NASA Ames general circulation model, *Journal of Geophysical Research E: Planets* 111(6).

- Karatekin, Ö., Gloesener, E., & Temel, O. (2017, April), Clathrate hydrates as possible source of episodic methane releases on Mars, in EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 19, p. 11000).
- Karatekin, O., Gloesener, E., Dehant, V. M. A., & Temel, O. (2016, February), Methane clathrate stability zone variations and gas transport in the Martian subsurface, in AGU 2016 Fall Meeting Abstracts. P21B2088K
- Kepler, F., Vigano, I., McLeod, A., Ott, U., Früchtl, M., & Röckmann, T. (2012), Ultraviolet-radiation-induced methane emissions from meteorites and the Martian atmosphere, *Nature*, 486(7401), 93-96.
- Krasnopolsky, V. A. (2012), Search for methane and upper limits to ethane and SO₂ on Mars, *Icarus*, 217(1), 144-152.
- Krasnopolsky, V. A. (2011, October), A sensitive search for methane and ethane on Mars, in EPSC-DPS Joint Meeting 2011 (p. 49).
- Krasnopolsky, V. A. (2007), Long-term spectroscopic observations of Mars using IRTF/CSHELL: Mapping of O₂ dayglow, CO, and search for CH₄, *Icarus*, 190(1), 93-102.
- Krasnopolsky, V. A., Maillard, J. P., & Owen, T. C. (2004), Detection of methane in the martian atmosphere: evidence for life?, *Icarus*, 172(2), 537-547.
- Lefèvre, F., & Forget, F. (2009), Observed variations of methane on Mars unexplained by known atmospheric chemistry and physics, *Nature*, 460(7256), 720-723.
- Malek, E., Davis, T., Martin, R.S. and Silva, P.J., 2006, Meteorological and environmental aspects of one of the worst national air pollution episodes (January, 2004) in Logan, Cache Valley, Utah, USA, *Atmospheric research*, 79(2), pp.108-122.
- McConnochie, T. H., Smith, M. D., Bender, S. C., Wolff, M. J., Johnson, J. R., Lemmon, M. T., ... & DeFlores, L. P. (2015, December). ChemCam Passive Sky Spectroscopy at Gale Crater: Diurnal and Seasonal cycles of O₂, H₂O, and aerosols. In AGU Fall Meeting Abstracts.
- McMahon, S., Parnell, J., & Blamey, N. J. (2013), Sampling methane in basalt on Earth and Mars, *International Journal of Astrobiology*, 12(2), 113-122.G.
- Meslin, P. Y., Gough, R., Lefèvre, F., & Forget, F. (2011), Little variability of methane on Mars induced by adsorption in the regolith, *Planetary and Space Science*, 59(2), 247-258.R. V. Gough, M. A. Tolbert, C. P. McKay, O. B. Toon, *Icarus* 207, 165–174 (2010).
- Mischna, M. A., Allen, M., Richardson, M. I., Newman, C. E., & Toigo, A. D. (2011), Atmospheric modeling of Mars methane surface releases, *Planetary and Space Science*, 59(2), 227-237.

Moores, J. E., Smith, C. L., & Schuerger, A. C. (2017), UV production of methane from surface and sedimenting IDPs on Mars in light of REMS data and with insights for TGO, *Planetary and Space Science*, 147, 48-60.

Moores, J. E., Lemmon, M. T., Kahanpää, H., Rafkin, S. C., Francis, R., ***Pla-Garcia, J.*** et al. (2015), Observational evidence of a suppressed planetary boundary layer in northern Gale Crater, Mars as seen by the Navcam instrument onboard the Mars Science Laboratory rover, *Icarus*, 249, 129-142.

Mumma, M. J. et al. (2009), Strong release of methane on Mars in northern summer 2003, *Science*, 323(5917), 1041-1045.

Newman, C. E. et al. (2017), Winds measured by the Rover Environmental Monitoring Station (REMS) during the Mars Science Laboratory (MSL) rover's Bagnold Dunes Campaign and comparison with numerical modeling using MarsWRF, *Icarus*, 291, 203-231.

Oze, C., & Sharma, M. (2005), Have olivine, will gas: Serpentinization and the abiogenic production of methane on Mars, *Geophysical Research Letters*, 32(10).

Pielke, R. A. et al. (1992), "A comprehensive meteorological modeling system—RAMS", *Meteorology and Atmospheric Physics* 49(1): 69-91.

Pla-Garcia, J., & Rafkin, S.C.R. (2018), Resolviendo el misterio del metano marciano. *AstronomíaA Journal*, 227, Mayo 2018.

Pla-Garcia, J. et al. (2016), The meteorology of Gale crater as determined from rover environmental monitoring station observations and numerical modeling. Part I: Comparison of model simulations with observations, *Icarus*, 280, 103-113.

Poch, O., Kaci, S., Stalport, F., Szopa, C., & Coll, P. (2014), Laboratory insights into the chemical and kinetic evolution of several organic molecules under simulated Mars surface UV radiation conditions, *Icarus*, 242, 50-63.

Rafkin, S.C.R., ***Pla-Garcia, J.*** et al. (2016), The meteorology of Gale Crater as determined from Rover Environmental Monitoring Station observations and numerical modeling. Part II: Interpretation, *Icarus*, 280, 114-138.

Rafkin, S.C.R., (2009), A positive radiative-dynamic feedback mechanism for the maintenance and growth of Martian dust storms, *J. Geophys. Res.* 114, E01009.

Rafkin, S.C.R., Sta. Maria, M.R.V., Michaels, T.I., (2002), Simulation of the atmospheric thermal circulation of a martian volcano using a mesoscale numerical model, *Nature* 419, 697–699.

Rafkin, S.C.R., Haberle, R.M., Michaels, T.I., (2001), The Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS): Model description and selected simulations, *Icarus* 151, 228–256.

- Root, M. J., & Madden, M. E. E. (2012). Potential effects of obliquity change on gas hydrate stability zones on Mars. *Icarus*, 218(1), 534-544.
- Schuerger, A. C., Moores, J. E., Clausen, C. A., Barlow, N. G., & Britt, D. T. (2012), Methane from UV irradiated carbonaceous chondrites under simulated Martian conditions, *Journal of Geophysical Research: Planets*, 117(E8).
- Stevens, A. H., Patel, M. R., & Lewis, S. R. (2017), Modelled isotopic fractionation and transient diffusive release of methane from potential subsurface sources on Mars, *Icarus*, 281, 240-247.
- Steyn, D. G., De Wekker, S. F., Kossmann, M., & Martilli, A. (2013), Boundary layers and air quality in mountainous terrain, in *Mountain Weather Research and Forecasting* (pp. 261-289). Springer Netherlands.
- Sullivan, W., (1969), Two gases associated with life found on Mars near polar cap, *New York Times* August 8, 1
- Vasavada, A. R., Piqueux, S., Lewis, K. W., Lemmon, M. T., & Smith, M. D. (2017), Thermophysical properties along Curiosity's traverse in Gale crater, Mars, derived from the REMS ground temperature sensor, *Icarus*, 284, 372-386.
- Villanueva, G. L. et al. (2013), A sensitive search for organics (CH₄, CH₃OH, H₂CO, C₂H₆, C₂H₂, C₂H₄), hydroperoxyl (HO₂), nitrogen compounds (N₂O, NH₃, HCN) and chlorine species (HCl, CH₃Cl) on Mars using ground-based high-resolution infrared spectroscopy, *Icarus*, 223(1), 11-27.
- Viscardy, S., Daerden, F., & Neary, L. (2016), Formation of layers of methane in the atmosphere of Mars after surface release, *Geophysical Research Letters*, 43(5), 1868-1875.
- Webster et al. including *Pla-Garcia J.* (2017). Mars Methane at Gale Crater Shows Strong Seasonal Cycle: Updated Results from TLS-SAM on Curiosity, in AGU Fall Meeting 2017, P33F-07.
- Webster, C. R. et al. (2015). Mars methane detection and variability at Gale crater. *Science*, 347(6220), 415-417.
- Webster, C. R., Mahaffy, P. R., Atreya, S. K., Flesch, G. J., & Farley, K. A. (2013). Low upper limit to methane abundance on Mars. *Science*, 1242902.
- Webster, C. R., & Mahaffy, P. R. (2011). Determining the local abundance of Martian methane and its ¹³C/¹²C and D/H isotopic ratios for comparison with related gas and soil analysis on the 2011 Mars Science Laboratory (MSL) mission. *Planetary and Space Science*, 59(2), 271-283.
- Whiteman, C.D., Zhong, S., Shaw, W.J., Hubbe, J.M., Bian, X. and Mittelstadt, J., 2001. Cold pools in the Columbia Basin. *Weather and Forecasting*, 16(4), pp.432-447.
- Zahnle, K. (2015). Play it again, SAM. *Science*, 347(6220), 370-371.

Zahnle, K., Freedman, R. S., & Catling, D. C. (2011). Is there methane on Mars?. *Icarus*, 212(2), 493-503.

V. La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra



Anales de Química

La revista de la Real Sociedad Española de Química

segunda época

www.rseq.org/anales

volumen 113

número 1

enero-marzo 2017



© CAB/Ñito

La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra, J. Pla-García y C. Menor-Salván

Entrevista a Bibiana Campos Seijo, Editora en jefe de *Chemical and Engineering News (C&EN)*

Determinación de la constante de Avogadro mediante un experimento de electrólisis realizado con productos de bajo coste, A. Tomás-Serrano y R. García-Molina

Real Sociedad Española de Química
El Sitio de la Química en España

La composición química de la atmósfera primitiva del planeta Tierra

Jorge Pla-García y César Menor-Salván

Resumen: La atmósfera que respiramos actualmente es el resultado de un proceso de cambios e interacciones en el que la geología, la entrada de objetos extraterrestres y el nacimiento y evolución de la vida han jugado un papel esencial. En este artículo resumimos el conocimiento sobre el origen y la evolución de la composición de la atmósfera del planeta durante el Precámbrico, desde la formación del planeta hasta la *explosión cámbrica*, con los principales puntos en discusión. Revisamos los eventos clave de forma cronológica y exponemos algunas preguntas aún no respondidas.

Palabras clave: Tierra primitiva, atmósfera planetaria, sopa primordial, química prebiótica, origen de la vida.

Abstract: The atmosphere we breathe is the result of changes and interactions where geology, incoming extraterrestrial objects and origin and evolution of life have a key role. This article summarizes the current scientific view of the origin and evolution of Earth's atmosphere during Precambrian and the major events of its evolution sorted chronologically, including a review about controversial points, their implications and a discussion on the open unsolved questions.

Keywords: Early Earth, planetary atmosphere, primordial soup, prebiotic chemistry, origin of life.

INTRODUCCIÓN

Un aspecto fundamental en el estudio de la historia de la atmósfera de la Tierra, y de cualquier otro planeta, así como sus procesos físico-químicos, es su estado de oxidación. Las atmósferas pueden encontrarse en un estado reducido (si sus condiciones atmosféricas impiden los procesos de oxidación debido a la eliminación completa o casi completa del oxígeno y otros oxidantes en la atmósfera o superficie), o un estado oxidado, si su composición es elevada en gases como el oxígeno, dióxido de carbono, el vapor de agua o el nitrógeno. La atmósfera de la Tierra ha pasado por estados reducidos y oxidados durante su evolución. La Tabla 1 muestra las especies dominantes en cada estado.

Es muy importante recalcar que las evoluciones de la litosfera y la hidrosfera están íntimamente ligados a la evolución de la atmósfera terrestre, debido al intercambio de materiales que se produce entre ellos a través de los denomi-

Tabla 1. Especies fundamentales que conforman una atmósfera oxidada y reducida

Atmósfera	H	C	N	O
Reducido	H ₂ /H ₂ O	CH ₄	NH ₃	CO
Oxidado	H ₂ O	CO ₂ /CO	N ₂	CO ₂ /O ₂

nados ciclos geoquímicos. Así, el conocimiento de la atmósfera primitiva de la Tierra y su evolución depende y emana del estudio de la litosfera y la hidrosfera de nuestro planeta.

REVISIÓN HISTÓRICA

Nuestro conocimiento actual acerca de la atmósfera de la Tierra ha sido el resultado de un gran número de trabajos científicos, a veces contradictorios, en los que se han desarrollado modelos teóricos y realizado experimentos para entender cómo la atmósfera ha evolucionado a la largo de la historia geológica del planeta, no pudiendo considerarse aún un tema cerrado, en especial en relación a la composición atmosférica de la Tierra primitiva. A continuación se exponen brevemente los trabajos que hemos considerado más significativos.

El modelo de Oparin

El bioquímico ruso Alexander Oparin propuso una atmósfera primitiva muy reducida, formada fundamentalmente por H₂, NH₃, CH₄ y otros hidrocarburos.^[1]

Esta propuesta es la base del escenario de la *sopa prebiótica*, propuesto independientemente por Oparin y Haldane. Según su propuesta de atmósfera altamente reducida, la elevada temperatura de la atmósfera en sus primeros estadios facilitó la reacción de dichos gases para formar una "sopa" de compuestos orgánicos de los que pudo haber emergido la vida.



J. Pla-García¹

C. Menor-Salván²

¹ Centro de Astrobiología (INTA-CSIC), Southwest Research Institute, Space Science Institute. Dirección postal: INTA-Ctra. Torrejón-Ajalvir km 4, 28850, Torrejón de Ardoz

C. e.: jpla@cab.inta-csic.es

² Georgia Institute of Technology

Recibido: 16/11/2016. Aceptado: 17/02/2017.

Hipótesis de Urey

El químico norteamericano Harold Urey estudió espectroscópicamente las atmósferas de Júpiter y Saturno,^[2] que contienen altas concentraciones de amoníaco y metano. Urey dedujo que estos planetas mantienen sus atmósferas primigenias procedentes de la nebulosa proto-solar, debido a que conservan la mayor parte del H₂ desde su formación. Este proceso se explica gracias a las enormes masas de estos gigantes gaseosos, que impiden el escape de los gases ligeros al espacio. Supuso, además, que los planetas terrestres, debido a su menor masa, irían perdiendo paulatinamente su H₂ atmosférico, haciendo que sus atmósferas fueran cada vez más oxidantes. Urey pensaba que la atmósfera de la Tierra primitiva (durante el Hadeano, entre hace 4.600 y 4.000 millones de años –en adelante Ma–) debería haber sido parecida en origen a la de Júpiter y Saturno. Por su baja masa, la Tierra habría perdido lentamente este H₂ y con él parte de su carácter reductor.

Los modelos de Rubey, Holland y Walker

De forma paralela a la hipótesis de Urey, el geoquímico William Rubey defendía la hipótesis de una atmósfera primitiva formada por gases oxidados procedentes de la desgasificación del planeta recientemente formado y la intensa actividad volcánica,^[3] suponiendo que su composición hubiera variado muy poco desde su origen hasta nuestros días, algo que todavía está por demostrar.^[4] Dicha atmósfera estaría formada por CO₂, H₂O y N₂, en lugar de sus contrapartidas reductoras, como el monóxido de carbono (CO), H₂ y amoníaco (NH₃) respectivamente. En este escenario, la atmósfera primitiva estaría en un estado de oxidación neutro, debido a la presencia de pequeñas cantidades de compuestos reductores como el metano (CH₄).

Apoyándose en las teorías de Rubey, Heinrich Holland desarrolló un modelo según el cual la atmósfera estuvo formada en una primera fase por gases reductores de origen volcánico; y en la segunda, a medida que se estructuraba el planeta y se formaba lentamente el núcleo terrestre, la desgasificación volcánica fue liberando gases cada vez más oxidantes.^[5] Hoy sabemos que el núcleo terrestre se formó muy rápidamente, por lo tanto la primera fase de Holland difícilmente se habría producido.

En estudios independientes, James Walker defendió la existencia de una atmósfera primitiva compuesta principalmente por CO₂ y N₂ procedentes de las emisiones volcánicas, tal como sugirió Rubey, con ausencia de O₂ (al menos en la superficie), y presencia de H₂ procedente del balance entre la desgasificación volcánica y el escape al espacio.^[6]

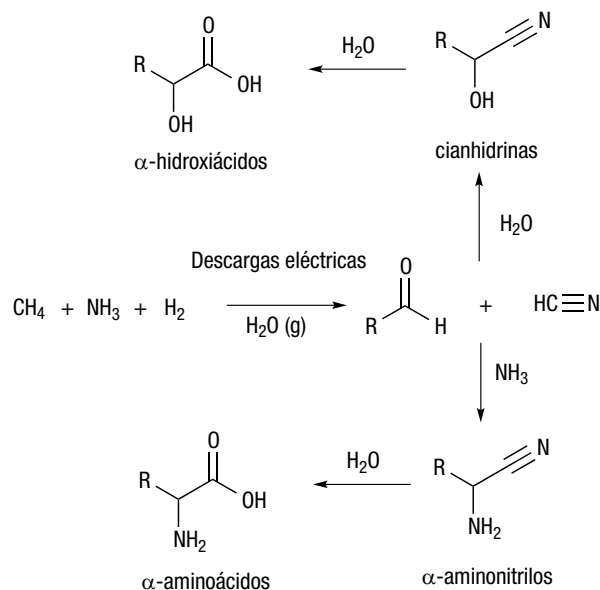
Modelos actuales

Posteriormente Carl Sagan y sus colaboradores postularon la presencia de grandes cantidades de NH₃ y, por lo tanto, el estado reducido de la atmósfera.^[7]

En la actualidad, la comunidad científica se inclina por la existencia de una atmósfera primitiva débilmente reductora,^[8] razonando que la teoría de Oparin de una atmósfera muy reducida, compuesta principalmente de CH₄ y NH₃ es muy poco probable debido, entre otros motivos, a que el NH₃ no pudo ser muy abundante ya que, aunque es posible que existiera una capa de hidrocarburos, ésta sería incapaz de bloquear la radiación ultravioleta que destruiría rápidamente el NH₃. Además se piensa que el H₂ debió escapar al espacio en grandes cantidades, dejando al N₂ como componente principal de la atmósfera.^[9] La pérdida de gases reductores, unida a la incorporación de nuevos gases oxidantes gracias a la desgasificación volcánica y la incorporación de volátiles en los cometesimales de los grandes bombardeos temprano y tardío, favorecieron, muy probablemente, un entorno débilmente reducido, en el que los gases N₂, CO₂, CO, H₂O y en menor medida, CH₄ e H₂ habrían dominado la atmósfera de la Tierra primitiva.

La composición de la atmósfera y el Origen de la Vida

Stanley Miller, estudiante de doctorado de Urey, realizó en 1953 un experimento seminal que constituyó el nacimiento formal de la Química Prebiótica. Simuló una atmósfera formada por una mezcla de metano, amoníaco, hidrógeno y vapor de agua, la atmósfera primitiva postulada por Urey. Simuló grandes tormentas eléctricas mediante descargas generadas por una bobina Tesla, dando como resultado la formación de una abundante cantidad de materia orgánica, de la que separó mediante cromatografía en papel una serie de aminoácidos, con alta concentración de glicina y alanina (Esquema 1). Este experimento abrió las ideas de la abiogénesis u origen químico de la vida al campo de la Ciencia experimental.



Esquema 1. Síntesis de Miller de aminoácidos e hidroxiácidos a partir de una hipotética atmósfera primordial reducida

Una vez estudiado el experimento de Miller con métodos analíticos modernos, se vio que podían producirse una gran variedad de aminoácidos e hidroxiácidos. El paso fundamental es la formación de cianuro de hidrógeno (Esquema 1),^[10] que posibilita la formación de amino e hidroxiácidos mediante las síntesis de Strecker y de la cianhidrina respectivamente.^[11]

El impacto del experimento de Miller fue enorme, puesto que si asumimos que la atmósfera de la Tierra primitiva tenía la composición propuesta por Urey, la irradiación de ésta atmósfera (ya sea mediante tormentas eléctricas o radiaciones procedentes del Sol y rayos cósmicos) conduciría a un escenario en el que se acumularían grandes cantidades de los componentes básicos de las células vivas.

La propuesta de Rubey y los modelos posteriores constituyeron la primera gran crítica a las implicaciones del experimento de Miller-Urey en el Origen de la Vida, debido a que la eficiencia en la producción de materia orgánica de estas atmósferas oxidadas o débilmente reducidas era mínima. La composición de la atmósfera primitiva de la Tierra es una cuestión esencial para entender el Origen de la Vida sobre nuestro planeta: confirmar que una atmósfera con base de nitrógeno y un contenido significativo en metano daría soporte a los modelos experimentales que explican el origen de moléculas orgánicas fundamentales. El metano atmosférico, en presencia de una fuente de energía (radiación UV o descargas eléctricas) daría lugar a dos reacciones clave: formación de acetileno y formación de cianuro de hidrógeno (Figura 1). La fotoquímica del acetileno en presencia de vapor de agua produce precursores fundamentales, como el ácido glioxílico, y el cianuro de hidrógeno es un precursor de urea, formamida y formiato amónico, que a su vez son esenciales en la formación de bases^[12] e incluso en la Evolución Química hacia la formación del ARN, dado que la urea y el formiato promueven la incorporación de fosfato a moléculas orgánicas y precursores de ARN, como el monofosfato de adenosina.^[13]

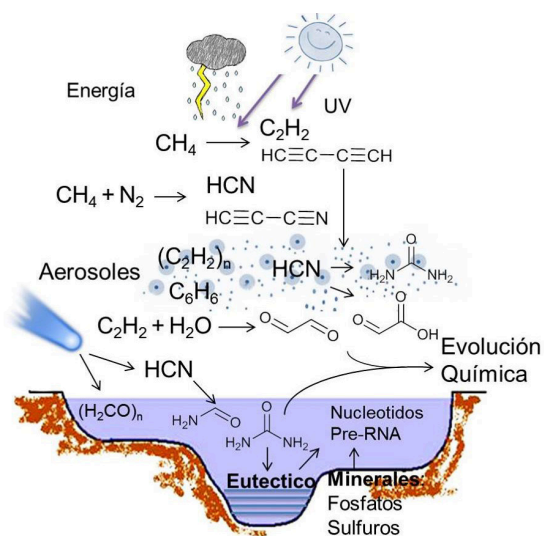


Figura 1. La composición atmosférica es esencial para entender el origen de los precursores de la vida. Las reacciones inducidas por radiación ultravioleta o descargas en una atmósfera de nitrógeno rica en metano pudieron ser los primeros pasos hacia la vida

Evolución de la atmósfera terrestre

La composición de los cuerpos del Sistema Solar y sus atmósferas depende de la zona donde comenzó su proceso de formación por acreción gravitatoria, de tal forma que la distancia cuerpo-estrella y su gradiente térmico juegan un papel fundamental.

Formación de la Tierra (~4.568 – 4.538 Ma)

En el caso de la Tierra, los planetesimales rocosos que formaron parte de la acreción eran ricos en minerales formados a altas temperaturas, empobrecidos en volátiles y conteniendo principalmente óxidos, metales y silicatos.^[14] A nuestro planeta recién formado lo conocemos como proto-Tierra, aquel en el que los procesos de diferenciación planetaria (los materiales más densos se hunden hacia el centro debido a la gravedad, mientras que los más ligeros flotan hacia la corteza) no se habían producido todavía.

Océano de magma (~4.538 – 4.490 Ma)

En los impactos de planetesimales, grandes cantidades de energía fueron liberadas en forma de calor. Este calor derretió la superficie, convirtiéndola en un océano de magma.^[15] La superficie estuvo fundida hasta que la Tierra comenzó a enfriarse debido a la pérdida de gases ligeros al espacio y al hecho de que la luminosidad solar en el rango visible fue significativamente menor que la actual (véase la *Paradoja del joven Sol tenue*).

Podemos identificar tres etapas bien diferenciadas en la historia de la atmósfera de la Tierra: *i*) atmósfera primigenia (reducida); *ii*) atmósfera secundaria (débilmente reductora) y *iii*) atmósfera biótica (Tabla 2).

1. Atmósfera primigenia (~4.490 – 4.400 Ma)

En la actualidad no existe consenso en la comunidad científica sobre la existencia de esta primera atmósfera, debido a la dificultad que tendría para mantener sus gases más ligeros.

El campo magnético planetario es el escudo protector de la atmósfera, el cual evita su erosión y pérdida de agua. Este campo magnético es producido por el efecto dinamo creado a raíz de los movimientos convectivos del núcleo externo terrestre (compuesto de hierro-níquel fundido) y el movimiento de rotación de dicho núcleo debido a la rotación de la Tierra (efecto Coriolis).

Si la Tierra no hubiera tenido un campo magnético estable en sus primeros estadios, los gases escaparían al espacio debido a dos procesos de erosión atmosférica característicos de las fases iniciales de una estrella como el Sol: el intenso viento solar primitivo; y la intensa radiación ultravioleta solar^[16] que dominó la química de la parte alta de la atmósfera. Además de estos dos procesos, los impactos de planetesimales gigantes, como el que pudo dar origen a la formación de la Luna, hace aproximadamente 4.518±10 Ma,^[17] habrían contribuido también a la erosión de la atmósfera primigenia. La existencia de este campo magnético terrestre es apoyada por la evidencia de isótopos de

Tabla 2. Fases de la atmósfera terrestre frente a las eras geológicas

SUPEREON	EON	ERA	ATMÓSFERA	MILLONES AÑOS ATRÁS	EVENTO	
FANEROZOICO				~542 - Hoy	Vida animal	
PRECAMBRICO	PROTEROZOICO	TARDIO	ATMÓSFERA BIÓTICA	~570	Evento Shuram: enorme impacto que redujo la oblicuidad terrestre	
				~582	Glaciación Gaskiers	
				~635-582	Periodo interglaciario	
				~650-635	Glaciación Marinoan. Multicelularidad (~640 Ma)	
				~700-655	Periodo interglaciario	
		~730-705		Glaciación Sturtian		
		~1.700 - 1.000		Los estromatolitos alcanzan su mayor abundancia y diversidad (~1.200 Ma)		
		~1.800				
		~1.900		Atmósfera y fondo oceánico aeróbicos		
		~2.000		Fin de glaciación		
	ARCAICO	TEMPRANO	ATMÓSFERA BIÓTICA	~2.400 - 2.100	El aumento de O ₂ consume CH ₄ (además de ser tóxico para los metanógenos), haciendo descender las temperaturas: Glaciación Huronian. Teoría Tierra Bola de Nieve	
				~2.400	Gran Evento Oxidativo (GOE): el O ₂ comienza a acumularse en la atmósfera	
				~2.500	Cianobacterias comienzan a acumular O ₂ en la atmósfera (fotosíntesis)	
				~2.800 - 2.500	Condiciones reductoras en los fondos oceánicos (formaciones de hierro bandeado). Primeros estromatolitos contrastados (~2.600 Ma)	
				~2.900	Glaciación Pongolian debida a los hidrocarburos acumulados en la atmósfera que apantallaban frente a UV. Teoría Tierra Bola de Nieve	
		~3.000		Primeras cianobacterias productoras de O ₂ (fotosíntesis oxigénica). Formación de placas continentales		
		TARDIO		ATMÓSFERA BIÓTICA	~3.400 - 3.100	El metano se ha acumulado en la atmósfera, y la concentración de CO ₂ ha disminuido un orden de magnitud
					~3.500	Primeros fósiles (Strelley Pool, Australia)
					~3.700 - 3.600	Los metanógenos comienzan a producir metano
					~3.850	Posibles evidencias de actividad biológica (podrían ser incluso anteriores a 4.100 Ma) al identificarse isótopos de carbono en apatitas: metanógenos que consumirían CO ₂ (descenso de CO ₂ y aumento de CH ₄)
~4.100 - 3.900	Gran Bombardeo Tardío (LHB): aporte de grandes cantidades de H ₂ O y abundante vulcanismo (grandes cantidades de CO ₂ a la atmósfera).					
HADEANO	ATMÓSFERA SECUNDARIA (débilmente reductora)	~4.200	Clima Templado			
		~4.400	Formación de océano de agua líquida (datos isótopos en granos de circones), gracias a que el CO ₂ compensa el joven Sol tenue			
			Gran Bombardeo Temprano (incorporación de H ₂ O y orgánicos procedentes de asteroides carbonáceos). El CO ₂ (volcanes), compensa la paradoja del joven Sol tenue: la Tierra se enfría pero más lentamente (agua líquida)			
		~4.490	Tierra formada: núcleo y corteza (diferenciación planetaria). Primera atmósfera: H ₂ , CO ₂ y H ₂ O. Muy inestable por la pérdida de gases ligeros al espacio, lo que conlleva, sumado a una menor luminosidad solar en el visible, un enfriamiento de la Tierra			
		~4.518±10	Gran impacto que formó la Luna			
~4.538		Proto-Tierra formada. Formación de océano de magma debido al elevado calor de las colisiones (que enterran CO ₂)				
~4.568		Origen del Sistema Solar (elementos más antiguos, las CAIs). Comienza el proceso de formación de la Tierra agregando planetesimales				
		ACRECIÓN INICIAL				

nitrogeno en el suelo e implica una evolución atmosférica desde la formación del planeta.^[18] Estos circones proceden de la zona Jack Hills del terreno Narryer Gneis, al oeste de Australia.

Por tanto, de haber existido, la atmósfera primigenia habría tardado en constituirse alrededor de 50 Ma desde la formación de la proto-Tierra, tiempo necesario para la desgasificación de los gases enterrados en el proceso de formación del núcleo terrestre. Esta atmósfera estaría por tanto dominada por gases reductores procedentes de la nebulosa solar (principalmente H₂) y los emitidos por actividad volcánica (CO₂ y H₂O).

La pérdida de H₂ primigenio al espacio está aún bajo debate. Mientras que Tian y colaboradores defienden que la atmósfera primitiva era rica en este gas (con una presión parcial de aproximadamente 0.1 bar) debido a su supuesto lento escape hidrodinámico al espacio,^[19] Catling^[9] argumenta que su pérdida fue considerable, y no debería considerarse su contribución a la posterior evolución atmosférica.

2. Atmósfera secundaria (~4.400 – 3.400 Ma)

Entendemos como atmósfera secundaria aquella en la que, aun habiendo surgido la vida en la Tierra a lo largo de dicho período (hace aproximadamente ~4.000-3.800 Ma), su impacto sobre la atmósfera no fue apreciable.

Esta atmósfera secundaria se formó al añadirse paulatinamente gases procedentes del manto y los aportados en los impactos estocásticos de planetesimales rocosos, vaporizados en la colisión, concretamente en los Grandes Bombardeos Temprano y Tardío. Estos gases pudieron ser H₂O, CO, CO₂ e H₂.^[20] A medida que las plumas de impacto se enfriaron, se pudieron haber formado moléculas mayores como HCN, NH₃ y CH₄.

Bombardeo temprano (4.400 – 3.800 Ma)

La rápida formación del núcleo de la Tierra debió dejar el manto carente de elementos siderófilos (como el oro y el platino), sin embargo muestras estudiadas de la Luna y el manto de la Tierra revelan inesperadas concentraciones

de estos elementos casi idénticas a las identificadas en los meteoritos de tipo condriticos.^[21] Una explicación a estas elevadas concentraciones podría ser que, durante las últimas etapas de la acreción planetaria y después de que el núcleo terrestre y la Luna se hubieran formado, el manto hubiera recibido un aporte considerable de cuerpos ricos en material siderófilo, principalmente asteroides condriticos carbonáceos y cometas. Denominamos al proceso *el Bombardeo Temprano* (*Late Veneer*, Figura 2). En la Figura 2 se puede apreciar como hay zonas del manto actual que tienen un enriquecimiento de wolframio similar al del manto primitivo ($\epsilon_w = 0.15$). Estas zonas podrían haber “sobrevivido” al Bombardeo Temprano, es decir, que no habrían sido enriquecidas con agua y volátiles en la misma proporción que el resto.

El origen del Bombardeo Temprano pudo ser la migración planetaria de Júpiter, que fue atraído gravitacionalmente por los planetesimales del disco interior del Sistema Solar, atravesando el cinturón de asteroides y desplazando los asteroides de tipo cometario (condritas carbonáceas) desde la zona exterior del cinturón hacia el interior del Sistema Solar.^[22]

Estudios en zircones del Hadeano, sugieren que la primera corteza continental solidificada se formó entre 90 y 160 Ma^[23] después del impacto que originó la Luna, por lo que se deduce que el Bombardeo Temprano tuvo que iniciarse hace aproximadamente 4.400 Ma^[24] y duró unos 500 Ma finalizando de forma catastrófica con el Gran Bombardeo Tardío, hace 3.900-3.800 Ma.^[25]

Durante este período se añadieron a la atmósfera ingredientes volátiles esenciales para el origen de la vida^[26] como agua, CO, CO₂, y CH₄, además de NH₃, HCN y C₂H₂. Un indicio de ello es que estos compuestos se han encontrado en los cometas estudiados hoy en día, como es el caso

del cometa Churyumov-Gerasimenko.^[27] La presencia de acetileno, cianuro de hidrógeno y metano está en consonancia con nuestros modelos de Química Prebiótica. Los volátiles como el H₂O y el CO₂ se disolvieron en fluidos magmáticos, degasificándose posteriormente a través de los volcanes como demuestran las observaciones de helio primordial desgasificado en las dorsales oceánicas.^[28]

Océanos de agua líquida (~4.400 Ma)

El registro geológico de la época en la que pudo haber una atmósfera primigenia es prácticamente inexistente, aunque hay evidencias de algunos granos de zircón con 4.404 Ma de antigüedad,^[29] lo que sugiere que la corteza terrestre se podría haber constituido unos 140 Ma después de la formación del planeta. El estudio isotópico del oxígeno de estos granos de zircón indica un origen magmático evolucionado del mineral, confirmando su interacción con una hidrosfera líquida a baja temperatura durante su formación.^[30] Con estos datos podemos intuir el siguiente escenario hace unos 4.400 Ma: la existencia de una corteza continental con océanos de agua líquida, el consecuente enfriamiento del océano de magma y nubes de vapor de agua en las capas bajas de la atmósfera.

Estas condiciones relativamente favorables sugieren un planeta potencialmente habitable y aumentan las probabilidades de una biosfera en el Hadeano. La procedencia del agua terrestre sigue siendo un tema en discusión. Existen dos corrientes diferenciadas para tratar de explicarla, una mas tradicional que posiciona el origen del agua en cometas y asteroides agregados en los grandes Bombardeos Temprano y Tardío, y otra más reciente defendiendo que el agua ya se encontraba en los planetesimales que formaron la proto-Tierra.

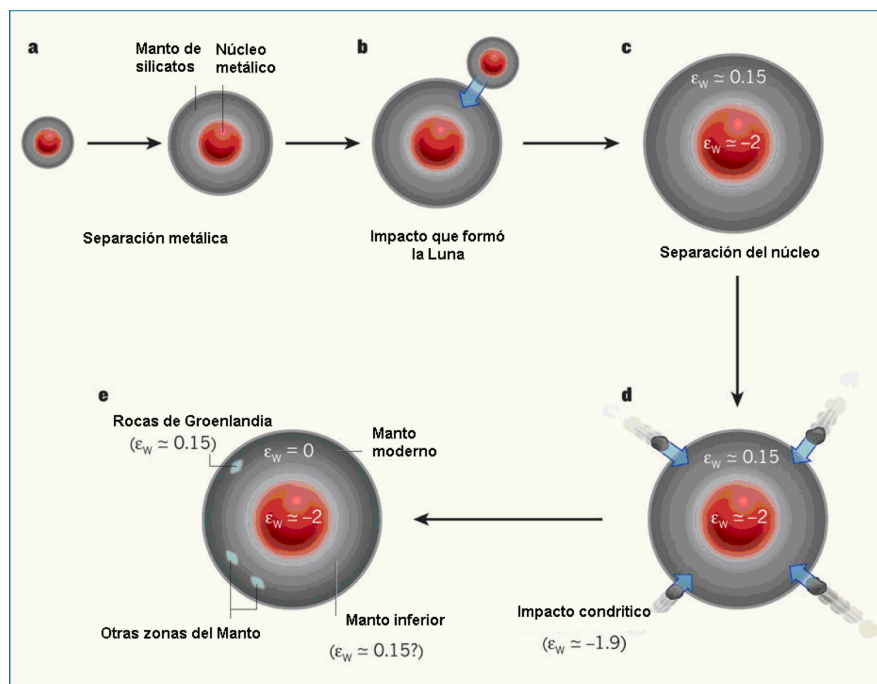


Figura 2. Bombardeo temprano.^[29] El enriquecimiento en wolframio (ϵ_w), como indicador del enriquecimiento en elementos siderófilos, es un dato clave explicado por el aporte de material en un intenso bombardeo meteorítico. Adaptado de Kleine *et al.* 2011^[25]

Gran Bombardeo Tardío (~4.100–3.900 Ma)

Se conoce como Gran Bombardeo Tardío (*Late Heavy Bombardment* o LHB) el evento puntual en el que los cuerpos interiores del Sistema Solar fueron bombardeados por planetesimales, especialmente cometesimales procedentes de las regiones externas, añadiendo más contenido de volátiles al ya aportado por el Bombardeo Temprano.^[31]

El modelo más aceptado para explicar el Gran Bombardeo Tardío es el modelo de Niza,^[32] según el cual este evento se produjo de forma puntual debido a que una resonancia entre las órbitas de Júpiter y Saturno originó una inestabilidad en los cuerpos de las regiones externas del Sistema Solar: Neptuno adelantó a Urano y ambos permutaron sus posiciones desplazando sus órbitas hacia las regiones exteriores perturbando a los objetos helados de esta zona, muchos de los cuales se precipitaron hacia el interior del Sistema Solar. Una consecuencia directa de este acontecimiento podría ser la gran similitud química de la Tierra y la luna de Saturno Titán, ya que ambos habrían recibido un aporte similar de volátiles de estos cuerpos helados migrados.^[33]

Recientes investigaciones en lechos con esférulas de impacto procedentes de asteroides del cinturón E sugieren que el LHB, en lugar de producirse de forma puntual, se extendió por todo el Arcaico y Proterozoico temprano, terminando aproximadamente hace 1.700 Ma. Se han encontrado al menos siete lechos de esférulas con una antigüedad de entre 3.470 y 3.230 Ma, cuatro entre 2.630 y 2.490 Ma y una entre 2.100 y 1.700 Ma.^[34]

Emisión de gases oxidados por vulcanismo

La rápida formación de la litosfera terrestre refuerza la teoría de una transición rápida de una atmósfera reducida débilmente reductora, debido al enterramiento de hierro, agua y carbonatos hacia el núcleo, desgasificados poco después en la litosfera a través de los volcanes. Los principales gases emitidos fueron N_2 , CO_2 y H_2O .

El CO_2 aportado por vulcanismo fue acumulándose en la atmósfera, debido a que su proceso de eliminación, la carbonatación (proceso en el que el CO_2 atmosférico es arrastrado por la lluvia y fijado en forma de carbonatos), era prácticamente inexistente por dos motivos:

- El área de los continentes era más reducida en aquella época, por tanto también lo fue el área de exposición de minerales a la carbonatación.
- La intensidad de las lluvias, que arrastra el CO_2 a la superficie era muy débil.

Primeros microorganismos (~4.100 Ma)

Hoy en día hay consenso en la comunidad científica en cuanto al período aproximado en el que apareció la vida en la Tierra. Este se suele acotar entre 4.500 y 3.850 Ma.^[35] De hecho los fósiles más antiguos conocidos hasta la fecha, descubiertos en la formación Strelley Pool de Australia,^[36] tienen una antigüedad de 3.400 Ma. Estos fósiles de complejos microorganismos sugieren que la vida debió surgir mucho antes debido al tiempo requerido para evolucionar hasta esa complejidad.

A partir de los estudios llevados a cabo en apatitos de la isla Akilia en Groenlandia,^[37] se sospecha que la vida en la Tierra podría haber aparecido hace más de 3.850 Ma, aunque algunos autores lo ponen en duda.^[38] El carbonato presente en éstos minerales muestra un enriquecimiento en carbono-12 que podría explicarse como la consecuencia de actividad biológica en este período, si bien los resultados no son concluyentes. En la misma línea, una reciente investigación sugiere que la vida podría haber estado presente hace 4.100 Ma, según los estudios de la composición isotópica de carbono en zircones que podría ser compatible con actividad biológica,^[39] aunque la comunidad científica se encuentra dividida al respecto.

Para evaluar el volumen habitable en superficie y subsuelo de una posible biosfera de microbios primordiales (como por ejemplo bacterias hipertermofílicas), se han desarrollado simulaciones numéricas del grado de metamorfismo térmico de la corteza terrestre durante el Gran Bombardeo Tardío.^[40] Los resultados muestran que no hay ningún escenario plausible en el que la Tierra fuera completamente esterilizada, al menos desde el final de la acreción primaria planetaria y el supuesto impacto que posiblemente formó la Luna. Por tanto la vida pudo haberse formado antes o durante los bombardeos. Aunque no existen registros fósiles de estas formas de vida primordiales, los microbiólogos tienen razones para pensar que los primeros seres vivos eran procariotas metanógenos anaerobios que utilizaban gases de origen volcánico (CO_2 e H_2) como aceptor y donador de electrones y produciendo como desecho grandes cantidades de CH_4 .^[41] En la atmósfera actual, el CH_4 tiene un tiempo de vida corto, de tan sólo 10 años debido a su fotólisis (destrucción) en presencia de oxígeno, pero en la atmósfera secundaria debido a la ausencia de O_2 , la fotólisis del metano es más lenta, con un tiempo de vida del CH_4 de unos 10.000 años. Por este motivo los organismos metanógenos pudieron mantener los niveles atmosféricos mil veces más altos que los actuales.^[8]

Estos organismos unicelulares debieron haber vivido en los océanos u otros ambientes protegidos de la letal radiación UV solar, ya que la superficie debió estar expuesta a esta radiación altamente energética por la ausencia de ozono atmosférico que hace el papel de escudo protector en la actualidad.

Existen registros geológicos que evidencian un descenso considerable del CO_2 atmosférico hace unos 3.500 Ma, que probablemente responda al citado aumento del CH_4 atmosférico.^[42] Este ascenso de CH_4 habría elevado la temperatura de la Tierra (ya que es un eficiente gas de efecto invernadero), intensificando las lluvias, las cuales favorecen la eliminación del CO_2 atmosférico por fijación en rocas carbonatadas.

Cabe destacar que en esta época también hubo otras fuentes de CH_4 de origen abiótico como los impactos de planetesimales y la interacción del agua marina rica en CO_2 con las rocas ultramáficas (rocas ígneas con poco sílice, ricas en olivino, silicato de hierro y magnesio), proceso denominado serpentización, que tiene lugar en los sistemas de circulación hidrotermal de las dorsales oceánicas.^[43]

Con el tiempo los niveles de CO_2 fueron decreciendo debido a un aumento de la tasa de CH_4 en la atmósfera y al crecimiento del área de los continentes que favorece su eliminación (se favorece la mencionada carbonatación).

Un estudio llevado a cabo en afloramientos de dacita en Sudáfrica muy bien preservados (3.500 Ma) revela que la pérdida de volátiles en la exosfera, bajo condiciones de un campo magnético entre un 50 y un 70% más débil que el actual, habría afectado a la composición atmosférica en torno a 3.450 – 3.400 Ma.^[44]

3. Atmósfera biótica (~3.300 Ma – hoy)

Unos 500-600 Ma después de su aparición, la presencia de vida modificó considerablemente las condiciones de la atmósfera. El desarrollo, evolución y crecimiento de la vida en la superficie terrestre ha ido incrementando la cantidad de O_2 en la atmósfera, desde un 1% hasta el 21% de la actualidad.

Fotosíntesis oxigénica (~3.000 - 2.500 Ma)

Este período, que habría coincidido con la era geológica del Arcaico Tardío, es de especial interés porque en él se piensa^[45] que evolucionaron los primeros organismos generadores de O_2 (cianobacterias) iniciándose la fotosíntesis oxigénica.^[46] Aunque este fue el primer período de la historia terrestre en el que el oxígeno comenzó a liberarse a la atmósfera, la cantidad total acumulada en ella era todavía muy baja.

El O_2 se acumula en la atmósfera (~2.400 Ma)

En la actualidad, la comunidad científica acepta que el momento de la historia terrestre donde el O_2 alcanzó niveles considerables en la atmósfera, denominado Gran Evento Oxidativo (Great Oxidation Event o GOE), fue hace aproximadamente 2.400 Ma, coincidiendo con el final del Arcaico Tardío y el comienzo del Proterozoico Temprano.^[5]

Aunque existen cianobacterias fotosintéticas generando oxígeno desde hace 3.000 Ma, no se desencadenó el GOE hasta que, 600 Ma después, tuvo lugar una intensa proliferación de bacterias y posiblemente el nacimiento de los primeros eucariotas.^[47] Se liberaron grandes cantidades de O_2 , que fueron modificando el carácter reductor de la superficie de los océanos y de la propia atmósfera hacia uno cada vez más oxidante. Una evidencia de la oxidación de la atmósfera es la interrupción de la formación de hierro bandeado (BIFs por sus siglas en inglés).^[48]

Este incremento de O_2 atmosférico consumió enormes cantidades de CH_4 por recombinación fotoquímica. Al ser el CH_4 un eficiente gas de efecto invernadero, su drástico descenso desencadenó una nueva glaciación hace aproximadamente 2.400 Ma, como puede comprobarse en el registro geológico del Supergrupo Huronian,^[49] con la presencia de óxido férrico (evidenciando alto contenido de O_2) sobre el material glaciario.

El aumento drástico de O_2 atmosférico implica el incremento de ozono, debido a la fotodisociación de la

molécula de oxígeno (O_2) por efecto de la luz, dando lugar a dos partículas de oxígeno atómico (O) las cuales se recombinan con el oxígeno molecular (O_2) para formar ozono (O_3), actuando este como escudo protector de la letal radiación UV solar, permitiendo la vida sobre la superficie terrestre en lugar de restringirla solo al fondo de los océanos.

Importancia del nitrógeno en la atmósfera primitiva.

El nitrógeno cumple un papel primordial para el desarrollo de la vida en la Tierra, formando parte de los ácidos nucleicos, aminoácidos y proteínas. En la atmósfera actual es un elemento tan común (78%) gracias a la inercia química del N_2 . El nitrógeno no puede ser asimilado directamente por la mayoría de los organismos, por eso se hace imprescindible su fijación en la biosfera. Entendemos por fijación de nitrógeno la combinación de nitrógeno molecular (N_2) con O_2 o H_2 para generar óxidos (como el NO) o amonio asimilables por los seres vivos. Dicha fijación puede realizarse de forma biótica o abiótica.

Al parecer, un cambio en las condiciones ambientales de la Tierra primitiva produjo el cambio de fijación abiótica a fijación biótica del nitrógeno:^[50] durante los primeros 1.000 Ma, la concentración de nitrógeno sería similar a la actual y la de O_2 despreciable, sin embargo se produciría NO gracias a la disociación fotoquímica del CO_2 y H_2O . Recordemos que en este período la concentración de CO_2 era considerablemente alta. El posterior descenso del CO_2 , en el período comprendido entre 3.800-3.500 Ma, produjo una disminución drástica en la tasa de formación de NO. Parece que durante éste período de descenso en la formación de óxidos de nitrógeno tuvo lugar la evolución de las rutas bioquímicas de fijación de nitrógeno.^[51]

Atmósfera y cambios climáticos: las glaciaciones del precámbrico

Glaciación Pongola (~3.000 – 2.800 Ma)

La aparición de esta glaciación pudo ser debida al aumento de metano atmosférico, que alcanzó una proporción $\text{CH}_4/\text{CO}_2 > 1$ formando fotoquímicamente hidrocarburos complejos.^[52] Estos hidrocarburos complejos habrían producido un apantallamiento de la atmósfera absorbiendo la radiación solar incidente y remitiéndola hacia el espacio, enfriando la Tierra e induciendo una era glacial. Este apantallamiento queda evidenciado en los estudios del MIF (Mass Independent Fractionation) de los isótopos de azufre en minerales. El MIF sólo sucede cuando la radiación ultravioleta rompe el SO_2 elevando los valores de fraccionamiento en los minerales sulfurados, lo que se conoce como un MIF elevado. Sólo un apantallamiento que proteja frente a esta radiación hace descender los valores de MIF drásticamente, evidenciando ausencia de fraccionamiento. Por lo tanto, se asocia un MIF bajo a un fuerte apantallamiento atmosférico frente a la radiación solar (por ejemplo en una glaciación) y un MIF elevado a la ausencia de apantallamiento.^[46]

Intervalo interglacial (~2.800 – 2.400 Ma)

En el intervalo entre ambas glaciaciones, el registro geológico nos muestra de nuevo un MIF elevado, debido muy probablemente a que muchos organismos metanógenos perecieron por las bajas temperaturas. Este descenso de metanógenos redundó en una disminución de hidrocarburos complejos que apantallan frente a la radiación solar, volviendo a calentar la Tierra. Además, al descender el nivel de CH_4 , la proporción CO_2/CH_4 volvería a exceder la unidad haciendo de dicha combinación una eficiente retoolimentación positiva del efecto invernadero.

Glaciación Huroniana (~2.400 – 2.100 Ma)

Esta segunda glaciación esta mejor caracterizada geológicamente y pudo haberse producido por la mencionada destrucción de CH_4 atmosférico. La reducción significativa en la tasa de desgasificación de los volcanes hace entre 2.600 y 2.400 Ma^[52] combinada con la emergencia de nuevos continentes, pudo haber generado unos niveles más bajos de CO_2 que permitieron al O_2 atmosférico destruir grandes cantidades del CH_4 recientemente aparecido, lo que disminuyó el efecto invernadero de la Tierra además de incrementar el ozono atmosférico (O_3) el cual realiza un eficiente apantallamiento, produciendo como era de esperar que los valores de MIF se mantuvieran muy bajos desde entonces hasta la actualidad.

Glaciaciones del neoproterozoico

Durante esta era se producen las glaciaciones Sturtian (~730-705 Ma), Marinoan (~650-635 Ma) y Gaskiers (~582 Ma).

Glaciaciones posteriores

Aunque se excede del objetivo de este artículo, merece la pena mencionar que las glaciaciones posteriores se desarrollaron en latitudes altas manteniendo la totalidad de la superficie del planeta congelada en lugar de solo las zonas ecuatoriales (teoría “Tierra bola de nieve”). Este cambio en el sistema climático coincide con el mayor descenso de $\delta^{13}\text{C}$ registrado, denominado evento *Shuram*, interpretado como el resultado de un impacto enorme que disminuyó la oblicuidad de la eclíptica terrestre haciendo que el sistema climático de la Tierra adoptara su configuración actual.^[52]

Algunas cuestiones abiertas

Paradoja del joven Sol tenue

La presencia de agua líquida hace 4.400 Ma, poco después de que la Tierra se formase, y las evidencias de vida primitiva durante el Arcaico plantean un serio problema: los estudios de evolución estelar concluyen que debido a una progresiva acumulación de helio en el núcleo de nuestra estrella, su luminosidad en el rango visible debió ser un 30% más débil durante el Hadeano y Arcaico que en la actualidad (a diferencia de la radiación EUV, la radiación visible del Sol se incrementa con la edad)^[54] y no habría proporcionado suficiente calor para mantener agua líquida en la superficie. Este dilema se conoce como paradoja del

joven Sol tenue (faint young Sun paradox), y ha motivado la publicación de numerosas hipótesis intentando resolverlo. Esta idea fue introducida por primera vez en 1972.^[7] Las consecuencias para el clima de la Tierra son claras: si la composición de su atmósfera no hubiera cambiado a lo largo de su historia, la temperatura media superficial habría estado por debajo del punto de congelación del agua los primeros 2.000 Ma.

Una de las hipótesis más aceptadas es que la Tierra se sobrecalentó debido a que fue víctima de un efecto invernadero descontrolado: el CO_2 (uno de los principales gases emitidos por los volcanes) junto con otros gases de efecto invernadero como el metano y, posiblemente el etano, pudieron compensar la bajada de temperaturas debido a la menor luminosidad solar.^[41]

Los cambios en el albedo terrestre también han sido propuestos como posible explicación a la paradoja del joven Sol tenue.^[55] Sin embargo, es poco probable que este cambio en el albedo hubiera sido capaz por si solo de mantener la Tierra primitiva caliente.

El CO_2 y vapor de agua atmosféricos pudieron haber proporcionado suficiente calentamiento, sin embargo, estudios en paleosuelos (suelos fósiles) sugieren que las concentraciones de CO_2 fueron menores a los 0,1 bares o 300 veces el nivel atmosférico actual (PAL, present atmospheric level) necesarios para mantener el calentamiento. Además, la concentración de vapor de agua en la atmósfera esta limitada por su presión de saturación. La cantidad requerida de CO_2 atmosférico podría reducirse hasta los 0,02 bares si se añaden 1.000 ppm (partes por millón) de metano, lo que parece razonable si los metanógenos fueran una parte importante del ecosistema del Arcaico, como sugieren algunos estudios.^[28]

La presión parcial de CO_2 podría reducirse en un factor 2 si la presión parcial del N_2 hubiera sido considerablemente mayor, como sugiere otro estudio.^[56] Esto colocaría los valores de CO_2 en 30 PAL, encajando en los valores de entre 10 y 50 PAL estimados por los estudios geológicos en paleosuelos de 2.700 Ma.^[57]

¿Paradoja resuelta?

Otros estudios^[58] sugieren que, un clima Arcaico más templado con importantes casquetes polares pero dominado por océanos abiertos es plausible con modestas cantidades de gases de efecto invernadero ($\text{CO}_2 \approx 0,02$ bares y $\text{CH}_4 \approx 0,001$ bares), cantidades que están en concordancia con las estimaciones de CO_2 en paleosuelos y las cantidades de CH_4 estimadas debido a la formación de una capa de orgánicos ópticamente gruesa durante el Arcaico. Este clima más benévolo en la Tierra primitiva favorece la química prebiótica ya que la presencia de interfases hielo-agua en casquetes polares fomenta la formación de precursores orgánicos de la vida y los protegería de la degradación.^[12]

La incorporación de elementos en el sistema climático del Arcaico pueden proporcionar entre 10 y 20 °C de calentamiento adicional en la superficie si se incluyen en la atmósfera otros gases de efecto invernadero.^[7]

Se sospecha que en las etapas prebióticas, el N_2 atmosférico era alrededor de 2-3 PAL debido a la imposibilidad de

ser fijado (enterrado de la corteza al manto) biológicamente. En la misma línea, un estudio en fósiles de gotas de lluvia con una edad de 2.700 Ma sugiere que la densidad del aire de la atmósfera primitiva era casi el doble que la actual.^[59]

Todas estas posibles soluciones, junto con los estudios de temperatura de paleocéanos,^[60] podrían haber resuelto la paradoja del joven Sol tenue.

Concentración inicial de CO₂ menor a la esperada

Aunque a través de los volcanes se desgasificó gran cantidad de CO₂ procedente de los volátiles disueltos en silicatos tras los impactos, parece poco plausible que existiera una atmósfera primitiva de entre 60 y 80 bares de CO₂ como sugerían las estimaciones basadas en la masa de rocas carbonatadas^[61] por varias razones:

- La presencia de un océano de agua líquida hace 4.300 Ma, invita a pensar en una atmósfera previa más pobre en CO₂, ya que de lo contrario el efecto invernadero que hubiera producido habría impedido el rápido enfriamiento del océano de magma.^[62]
- Una atmósfera pobre en CO₂ y rica en CH₄ redundaría en una Química Prebiótica más rica. Es posible que esto favorecería la aparición de la vida.
- Según estimaciones del flujo de CO₂ entre la corteza oceánica y el manto estudiado en minerales del Arcaico, la corteza oceánica es capaz de recoger el equivalente a 10 bar de CO₂ atmosférico. Este estudio sugiere por tanto una concentración de CO₂ inferior a 10 PAL.^[63]
- Las conclusiones anteriores se han visto reforzadas gracias a las mismas conclusiones obtenidas al estudiar el intercambio de CO₂ entre el agua del océano y la corteza oceánica, evidenciando también una concentración de CO₂ < 10 PAL.^[64]
- Otros estudios en paleosuelos estiman una concentración de CO₂ entre 10-50 PAL.^[57]

Suponiendo que la concentración de CO₂ no fue tan elevada como se presumía en un primer momento (podríamos concluir que estaría entre 10 y 50 PAL), la temperatura podría haber sido lo suficientemente alta como para permitir la presencia de agua líquida y lo suficientemente baja para permitir temperaturas como las actuales, lo que sería consistente con la existencia de puntuales episodios glaciares durante el Arcaico y redundaría en un medio más favorable para la aparición de la vida.

Temperatura del Arcaico: ¿templada o muy caliente?

Según algunos investigadores, las altas temperaturas del Arcaico son confirmadas por las siguientes evidencias:

- La baja concentración de ¹⁸O en rocas sedimentarias y la viscosidad estudiada en paleocéanos son consistentes con un clima Arcaico muy caliente^[65] (> 70°C).
- El estudio mediante técnicas bioinformáticas en secuencias moleculares bien conservadas sugieren que los primeros organismos surgieron en un ambiente con temperaturas muy cálidas.^[66]

- El retraso en la aparición de grandes grupos de organismos podría explicarse por las altas temperaturas.
- Un Arcaico frío es difícil de explicar teniendo en cuenta las elevadas tasas de desgasificación de CO₂ y su menor tasa de eliminación por meteorización.
- No sabemos si la tectónica de placas funcionó en el Arcaico como lo hace hoy, por esta razón la teoría de una baja concentración de CO₂ atmosférico debido a una fuerte subducción es controvertida.

Sin embargo otros estudios parecen demostrar que la temperatura del Arcaico fue más bien templada:

- Estudios en clastos de cuarzo no muestran disgregación como se esperaría si hubieran estado sometidos a altas temperaturas (~70 °C).^[63]
- Un Arcaico caliente es difícil de reproducir con modelos climáticos de Tierra primitiva, incluso en escenarios extremos con 0,2 bares de CO₂ y 0,001 bares de CH₄.^[58]
- Evidencias geológicas de períodos glaciares hace 2.400 y 2.900 Ma parecen indicar que en esas épocas la temperatura fue relativamente baja, probablemente inferior a 20 °C (unos 15 °C de media, la misma que en la actualidad). Según Kasting, es poco probable que la temperatura superficial oscilara 50 grados varias veces, por lo que el clima debió ser templado.^[67]
- El estudio de muestras de sistemas hidrotermales de 3.500 Ma preservados en el yacimiento de Barberton, sugieren temperaturas templadas con zonas glaciares.^[68]
- Pavlov y Kasting realizaron simulaciones con diferentes proporciones de CO₂/CH₄ para diferentes temperaturas superficiales, concluyendo que una atmósfera secundaria muy caliente con 2-3 bares de CO₂ y un porcentaje atmosférico del 0,01% de CH₄ es poco plausible, ya que una elevada concentración de CO₂ hubiera producido un pH de 3,7 en el agua de lluvia, en contradicción con lo que indica el registro geológico.^[69]

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Oparin, A. I. (1938). *The origin of life*. Sergius Morgulis Trans.
- [2] Urey, H. C. (1952). *The planets, their origin and development*, Yale Univ. Press, New Haven.
- [3] Rubey, W. W. (1951). "Geologic history of sea water an attempt to state the problem". *Geological Society of America Bulletin*, 62 (9), 1111-1148.
- [4] Ohmoto, H., & Salvan, C. M. (2010). *Origin of Life in Fe-poor Oceans Under a CH₄-rich and SO₂-poor Atmosphere: I. Theoretical Approach*. LPI Contributions, 1538, 5473.
- [5] Holland, H. D. (1994). *Early Proterozoic atmospheric change. In Early life on Earth* (vol. 84, 237-244). Columbia University Press, New York.
- [6] Walker, J. C. (1977). *Evolution of the Atmosphere*. New York: Macmillan, and London: Collier Macmillan.

- [7] Sagan, C., & Mullen, G. (1972). "Earth and Mars: Evolution of atmospheres and surface temperatures". *Science*, 177 (4043), 52-56.
- [8] Kasting, J. F. (2008). *The primitive earth. Prebiotic Evolution and Astrobiology*, edited by J. Tze-Fei Wong and A. Lazcano, Landes Bioscience, Austin, TX, 1-8.
- [9] Catling, D. C. (2006). Comment on "A hydrogen-rich early Earth atmosphere". *Science*, 311(5757), 38a-38a.
- [10] a) Miller, S. L. (1953). "A production of amino acids under possible primitive earth conditions". *Science*, 117 (3046), 528-529.; b) Miller, S. L., & Urey, H. C. (1959). "Organic compound syntheses on the primitive earth". *Science*, 130 (3370), 245-251.
- [11] Menor-Salván, C. (2013, April). "La química del origen de la vida". *Anales de Química* (vol. 109, No. 2).
- [12] Menor-Salván, C., & Marín-Yaseli, M. R. (2013). "A new route for the prebiotic synthesis of nucleobases and hydantoins in water/ice solutions involving the photochemistry of acetylene". *Chemistry-A European Journal*, 19 (20), 6488-6497.
- [13] Burcar, B., Pasek, M., Gull, M., Cafferty, B. J., Velasco, F., Hud, N. V., & Menor-Salván, C. (2016). "Darwin's Warm Little Pond: A One-Pot Reaction for Prebiotic Phosphorylation and the Mobilization of Phosphate from Minerals in a Urea-Based Solvent". *Angewandte Chemie International Edition*, 55 (42), 13249-13253.
- [14] Anders, E., & Grevesse, N. (1989). "Abundances of the elements: Meteoritic and solar". *Geochimica et Cosmochimica acta*, 53 (1), 197-214.
- [15] Solomatov, V. S. (2000). "Fluid dynamics of a terrestrial magma ocean". *Origin of the Earth and Moon*, 1, 323-338.
- [16] a) Ribas, I., Guinan, E. F., Güdel, M., & Audard, M. (2005). "Evolution of the solar activity over time and effects on planetary atmospheres. I. High-energy irradiances (1-1700 Å)". *The Astrophysical Journal*, 622 (1), 680.; b) Ayres, T. R. (1997). "Evolution of the solar ionizing flux". *Journal of Geophysical Research: Planets*, 102 (E1), 1641-1651.
- [17] Canup R. M. (2012). "Forming a Moon with an Earth-like composition via a giant impact". *Science*, 338 (6110), 1052-1055.
- [18] Tarduno J. A., Cottrell R. D., Davis W. J., Nimmo F. & Bono R. K. (2015). "A Hadean to Paleoproterozoic geodynamo recorded by single zircon crystals". *Science*, 349 (6247), 521-524.
- [19] Tian F., Toon O. B., Pavlov A. A., & De Sterck H. (2005). "A hydrogen-rich early Earth atmosphere". *Science*, 308 (5724), 1014-1017.
- [20] Schaefer L., & B. Fegley B. (2007). "Outgassing of ordinary chondritic material and some of its implications for the chemistry of asteroids, planets, and satellites". *Icarus*, 186 (2), 462-483.
- [21] Brennan J. M. & McDonough W. F. (2009). "Core formation and metal-silicate fractionation of osmium and iridium from gold". *Nature Geoscience*, 2 (11), 798-801.
- [22] Walsh K. J., Morbidelli A., Raymond S. N., O'Brien D. P., & Mandell A. M. (2011). "A low mass for Mars from Jupiter's early gas-driven migration". *Nature*, 475 (7355), 206-209.
- [23] Harrison T. M. (2009). "The Hadean crust: evidence from > 4 Ga zircons. Annual Review of Earth and Planetary". *Sciences*, 37, 479-505.
- [24] Frank E. A., Maier W. D. & Mojzsis S. J. (2012). *The "late veneer" on Earth: Evidence from Eoarchean ultramafic schists (metakomatiites)*. In 43 rd Lunar and Planetary Science Conference (Vol. 2890).
- [25] Kleine K. (2011). "Geoscience: Earth's patchy late veneer". *Nature*, 477 (7363), 168-169.
- [26] Campins H. & Drake M. J. (2010). 15 Sources of Terrestrial and Martian Water. *Water and Life: The Unique Properties of H₂O*, 221.
- [27] a) Goesmann F. *et al.* (2015). "Organic compounds on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko revealed by COSAC mass spectrometry". *Science*, 349 (6247), aab0689; b) Le Roy L. *et al.* (2015). Inventory of the volatiles on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko from Rosetta/ROSINA. *Astronomy & Astrophysics*, 583, A1.
- [28] Kasting J. F. & Catling D. (2003). "Evolution of a habitable planet". *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 41 (1), 429-463.
- [29] a) Wilde S. A., Valley J. W., Peck W. H. & Graham C. M. (2001). "Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago". *Nature*, 409 (6817), 175-178; b) Holden, P., Lanc, P., Ireland, T. R., Harrison, T. M., Foster, J. J., & Bruce, Z. (2009). "Mass-spectrometric mining of Hadean zircons by automated SHRIMP multicollector and single-collector U/Pb zircon age dating: the first 100,000 grains". *Journal of Mass Spectrometry*, 286 (2), 53-63.
- [30] Mojzsis S. J., Harrison T. M. & Pidgeon R. T. (2001). "Oxygen-isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the Earth's surface 4,300 Myr ago". *Nature*, 409 (6817), 178-181.
- [31] Chyba, C., & Sagan, C. (1992). "Endogenous production, exogenous delivery and impact-shock synthesis of organic molecules: an inventory for the origins of life". *Nature*, 355 (6356), 125.
- [32] Gomes R., Levison H. F., Tsiganis K. & Morbidelli A. (2005). "Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets". *Nature*, 435 (7041), 466-469.
- [33] Raulin F., Brasse C., Poch O. & Coll P. (2012). "Prebiotic-like chemistry on Titan". *Chemical Society Reviews*, 41 (16), 5380-5393.
- [34] Bottke, W. F., Vokrouhlický, D., Minton, D., Nesvorný, D., Morbidelli, A., Brasser, R. & Levison, H. F. (2012). "An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt". *Nature*, 485 (7396), 78.
- [35] Bada J. L. (2004). "How life began on Earth: a status report". *Earth and Planetary Science Letters*, 226 (1), 1-15.
- [36] Wacey D., Kilburn M. R., Saunders M., Cliff J. & Brasier M. D. (2011). "Microfossils of sulphur-metabolizing cells in 3.4-billion-year-old rocks of Western Australia". *Nature Geoscience*, 4 (10), 698-702.
- [37] Mojzsis, S. J., Arrhenius, G., McKeegan, K. D., Harrison, T. M., Nutman, A. P., & Friend, C. R. L. (1996). "Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago". *Nature*, 384 (6604), 55.
- [38] Lepland, A., van Zuilen, M. A., Arrhenius, G., Whitehouse, M. J., & Fedo, C. M. (2005). "Questioning the evidence for Earth's earliest life-Akilia revisited". *Geology*, 33 (1), 77-79.
- [39] Bell E. A., Boehnke P., Harrison T. M. & Mao W. L. (2015). "Potentially biogenic carbon preserved in a 4.1 billion-year-old zircon". *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112 (47), 14518-14521.
- [40] Abramov O. & Mojzsis S. J. (2009). "Microbial habitability of the Hadean Earth during the late heavy bombardment". *Nature*, 459 (7245), 419-422.

- [441] Kasting J. F. (2004). "When methane made climate". *Scientific American*, 291 (1), 78-85.
- [442] Kasting J. F. (2004). "Palaeoclimatology: Archaean atmosphere and climate". *Nature*, 432 (7016).
- [443] Lilley M. D., Butterfield D. A., Olson E. J., Lupton J. E., Macko S. A. & McDuff R. E. (1993). "Anomalous CH₄ and NH₄⁺ concentrations at an unsedimented mid-ocean-ridge hydrothermal system". *Nature*, 364 (6432), 45-47.
- [444] Tarduno, J. A., Cottrell, R. D., Watkeys, M. K., Hofmann, A., Doubrovine, P. V., Mamajek, E. E. & Usui, Y. (2010). "Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago". *Science*, 327 (5970), 1238-1240.
- [445] Wang, M., Jiang, Y. Y., Kim, K. M., Qu, G., Ji, H. F., Mittenthal, et al. (2011). "A universal molecular clock of protein folds and its power in tracing the early history of aerobic metabolism and planet oxygenation". *Molecular biology and evolution*, 28 (1), 567-582.
- [446] a) Kasting J. F. & Howard M. T. (2006). "Atmospheric composition and climate on the early Earth. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B". *Biological Sciences*, 361 (1474), 1733-1742.; b) Kasting J. F. (2001). "The rise of atmospheric oxygen". *Science*, 293 (5531), 819-820.
- [447] Goldblatt C., Lenton T. M. & Watson A. J. (2006). "Bistability of atmospheric oxygen and the Great Oxidation". *Nature*, 443 (7112), 683-686.
- [448] Poulton S. W., Krom M. D. & Raiswell R. (2004). "A revised scheme for the reactivity of iron (oxyhydr) oxide minerals towards dissolved sulfide". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 (18), 3703-3715.
- [449] Roscoe S. M. (1976). "Huronian rocks and uraniferous conglomerates in the Canadian Shield (No. GSCAN-P-68-40)". *Geological Survey of Canada*.
- [450] Catling D. & Kasting J. F. (2007). "Planetary Atmospheres and Life", Sullivan III, W. T., & Baross, J. (Eds.). *Planets and life: the emerging science of astrobiology*. Cambridge University Press., 91-116.
- [451] Navarro-González R., McKay C. P. & Mvondo D. N. (2001). "A possible nitrogen crisis for Archaean life due to reduced nitrogen fixation by lightning". *Nature*, 412 (6842), 61-64.
- [452] Pavlov A. A., Kasting J. F., Eigenbrode J. L. & Freeman K. H. (2001). "Organic haze in Earth's early atmosphere: Source of low-¹³C Late Archaean kerogens?" *Geology*, 29 (11), 1003-1006.
- [453] Condie K. C., O'Neill C. & Aster R. C. (2009). "Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth". *Earth and Planetary Science Letters*, 282 (1), 294-298.
- [454] Gough D. O. (1981). *Solar interior structure and luminosity variations. In Physics of Solar Variations*. Springer Netherlands. 21-34.
- [455] Rosing M. T., Bird D. K., Sleep N. H. & Bjerrum C. J. (2010). "No climate paradox under the faint early Sun". *Nature*, 464 (7289), 744-747.
- [56] Goldblatt C., Claire M. W., Lenton T. M., Matthews A. J., Watson A. J. & Zahnle K. J. (2009). "Nitrogen-enhanced greenhouse warming on early Earth". *Nature Geoscience*, 2 (12), 891-896.
- [57] Driese, S. G., Jirsa, M. A., Ren, M., Brantley, S. L., Sheldon, N. D., Parker, D., & Schmitz, M. (2011). "Neoproterozoic paleoweathering of tonalite and metabasalt: Implications for reconstructions of 2.69 Ga early terrestrial ecosystems and paleoatmospheric chemistry". *Precambrian Research*, 189 (1), 1-17.
- [58] Wolf E. T. & Toon O. B. (2013). "Hospitable Archean climates simulated by a general circulation model". *Astrobiology*, 13 (7), 656-673.
- [59] Som, S. M., Catling, D. C., Harnmeijer, J. P., Polivka, P. M., & Buick, R. (2012). "Air density 2.7 billion years ago limited to less than twice modern levels by fossil raindrop imprints". *Nature*, 484 (7394), 359-362.
- [60] a) Hren, M. T., Tice, M. M., & Chamberlain, C. P. (2009). "Oxygen and hydrogen isotope evidence for a temperate climate 3.42 billion years ago". *Nature*, 462 (7270), 205-208; b) Blake, R. E., Chang, S. J., & Lepland, A. (2010). "Phosphate oxygen isotopic evidence for a temperate and biologically active Archaean ocean". *Nature*, 464 (7291), 1029-1032.
- [61] Ronov A. B. & Yaroshevsky A. A. (1972). "Earth's crust geochemistry". *The Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciences*, 4.
- [62] Valley, J. W., Peck, W. H., King, E. M., & Wilde, S. A. (2002). "A cool early Earth". *Geology*, 30 (4), 351-354.
- [63] Sleep N. H. & Zahnle K. (2001). "CO₂ cycling and implications for climate on ancient Earth". *Journal of Geophysical Research: Planets*, 106 (E1), 1373-1399.
- [64] Shibuya, T., Tahata, M., Kitajima, K., Ueno, Y., Komiya, T., Yamamoto, S. & Yoshida, N. (2012). "Depth variation of carbon and oxygen isotopes of calcites in Archaean altered upper oceanic crust: Implications for the CO₂ flux from ocean to oceanic crust in the Archaean". *Earth and Planetary Science Letters*, 321, 64-73.
- [65] Fralick P. & Carter J. E. (2011). "Neoproterozoic deep marine paleotemperature: Evidence from turbidite successions". *Precambrian Research*, 191 (1), 78-84.
- [66] Schwartzman D. (2002). *Life, temperature, and the Earth: the self-organizing biosphere*. Columbia Uni. Press.
- [67] Kasting J. F. & Ono S. (2006). "Palaeoclimates: the first two billion years. Philosophical Transactions of the Royal Society of London B". *Biological Sciences*, 361 (1470), 917-929.
- [68] De Wit M. J. & Furnes H. (2016). "3.5-Ga hydrothermal fields and diamictites in the Barberton Greenstone Belt-Paleoproterozoic crust in cold environments". *Science advances*, 2 (2), e1500368.
- [69] Pavlov, A. A., Kasting, J. F., Brown, L. L., Rages, K. A., & Freedman, R. (2000). "Greenhouse warming by CH₄ in the atmosphere of early Earth". *Journal of Geophysical Research*, 105 (11), 981-11.

VI. Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 10 / Weather report Mars
Year 33, month 10

Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 10 Año 3, Mes 5 desde el aterrizaje de Curiosity en Marte

Jorge Pla García, Antonio Molina, Javier Gómez Elvira y el equipo REMS

El décimo mes del trigésimo tercer año marciano¹, discurrió desde el sol² 1534 al 1581. En estos 47 soles ha recorrido aproximadamente 200 metros y ha ascendido cerca de 15 metros por la falda del Aeolis Mons³, salvando una pendiente próxima al 7.5%. Esta zona está situada en la duna Bangold y la formación Murray, se trata de una amalgama de materiales de origen fluvio-lacustre cuarteada en bloques, entre los que se acumula arena oscura formando bancos de arena y dunas

Desde el punto de vista de su posición respecto al Sol, este mes comprende el periodo de tiempo que va desde la longitud solar⁴ (Ls) 270 a la 300. Es el primero de los tres meses del verano en el hemisferio sur marciano.

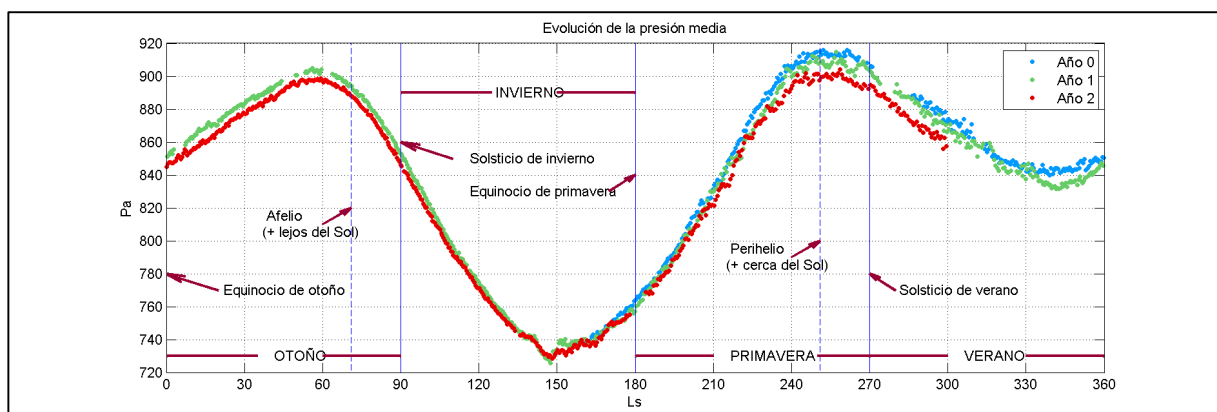


Figura 1. Evolución de la presión media medida por el instrumento REMS dentro del cráter Gale.
(Fuente: CAB)

¹ Por convenio se designó el 11 de Abril de 1955 como el comienzo del primer año marciano por varios motivos: esa fecha coincidía con el equinoccio de primavera marciano, Marte se encontraba en la mejor posición para su observación de los últimos 15 años, el año siguiente era el Año Internacional de la Geofísica y el de la primera tormenta global estudiada al detalle. Debido a que Marte se encuentra más alejado del Sol que la Tierra, su año dura casi el doble que el terrestre (concretamente 687 días terrestres).

² Sol es el nombre con que se denomina a un día en Marte, el cual dura 24 horas y 40 minutos. El número del sol hace referencia a las jornadas transcurridas desde que el rover Curiosity aterrizó en el cráter Gale.

³ Aeolis Mons es el nombre que recibe el monte de 5,5 km de altura que está situado en el centro del cráter Gale. También recibe el nombre de monte Sharp en honor del geólogo americano Robert P. Sharp

⁴ La longitud solar (Ls) es el ángulo que forma el planeta Marte con el Sol (medido desde el equinoccio de primavera del hemisferio norte, donde Ls es 0) y una vuelta completa está dividida en 360 partes

Presión atmosférica

Como se puede ver en la Figura 1, en el mes anterior se produjo el máximo anual de presión atmosférica⁵, que coincide con el momento de máxima sublimación (paso de sólido a gas) del hielo de CO₂ del polo sur marciano. En el mes actual la presión comienza a descender suavemente a medida que el planeta se acerca al equinoccio de otoño, momento en el que el CO₂ de la atmósfera comienza a congelarse sobre el casquete polar sur, haciendo bajar la presión. Como se esperaba, la presión de este mes es inferior al mismo mes del año anterior ya que el rover ha ido ascendiendo por el Aeolis Mons (a mayor altura, menor presión).

En lo que se refiere a la presión diaria, el máximo se produce cerca del amanecer mientras que el mínimo ocurre cerca del atardecer, debido al fenómeno meteorológico denominado como marea térmica⁶. Esta variación se ve acentuada, este mes, por la circulación propia del cráter, que como se explicará más adelante produce una salida de aire durante el día, como resultado de los flujos de ventilación de pendiente ascendentes, y una entrada neta de aire por la noche como consecuencia de un flujo de aire de pendiente descendente. En este mes no se ha producido la pequeña oscilación de presión que en otras estaciones se produce sobre las 8 de la tarde. Esto se debe a que la mencionada circulación dentro del cráter es contrarrestada a esa hora por las corrientes globales y regionales.

Temperatura del aire

Las temperaturas durante este mes han permanecido por debajo de cero, como ocurre en la mayor parte del año. La temperatura media ha sido aproximadamente de -40 °C, con una máxima media diaria que ha rozado los -12 °C, mientras que la mínima media se mantiene en torno a los -70 °C (Fig. 2). Cabe recordar sin embargo que las temperaturas oscilan cada día unos 60 °C, variando en un solo sol más que la media anual.

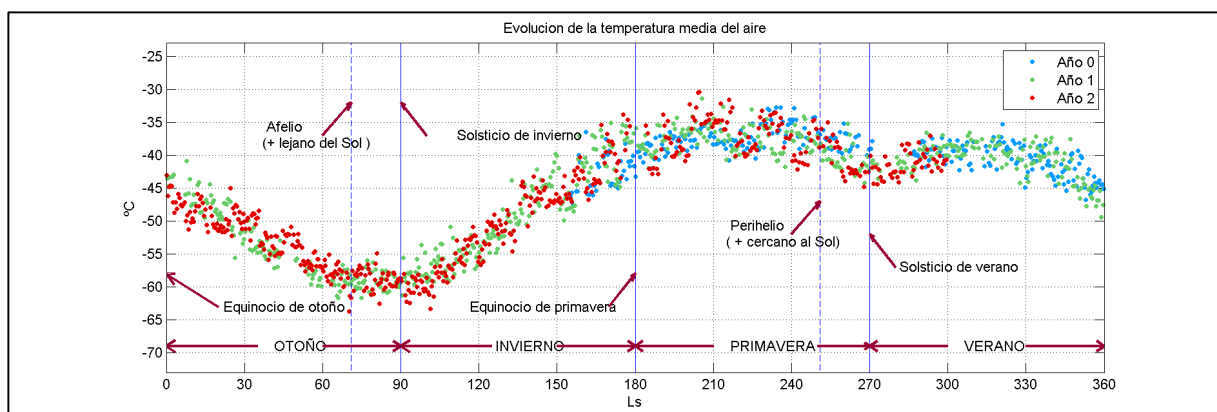


Figura 2. Evolución de la temperatura ambiente media medida por el instrumento REMS dentro del cráter Gale. (Fuente: CAB)

⁵ La atmósfera de Marte tiene como componente mayoritario el CO₂ y por tanto la presión ambiente está determinada por la concentración de este gas, que por otro lado se acumula en los polos en forma de hielo.

⁶ La luz del Sol calienta la superficie y la atmósfera en el lado diurno del planeta, haciendo que el aire se expanda hacia arriba reduciéndose la presión en superficie. En el lado nocturno del planeta se produce el efecto contrario, la presión en superficie aumenta.

Durante este mes, las temperaturas se han mantenido estables. Atrás quedó la primavera, en la que radiación solar era máxima en el cráter Gale, y por ende lo eran también sus temperaturas, que alcanzaron los +4 °C de máxima absoluta, siendo los soles más calurosos del año. Igualmente se puede apreciar en la Figura 2 que la evolución que están siguiendo las temperaturas este año es muy parecida a la de años anteriores.

Circulación atmosférica

En Marte hay una diferencia importante entre la elevación entre las tierras bajas del hemisferio norte y las altas el sur. Esta circunstancia hace que los vientos nocturnos provenientes del sur (por la noche los vientos fríos al ser más densos pesan más y por tanto soplan de sur a norte) durante casi todo el año, sin embargo, durante este mes los vientos del noroeste son particularmente intensos, especialmente por la noche, consiguiendo derrotar por primera vez en todo el año a los vientos del sur.

Por otro lado, durante el atardecer, se produce una capa de inversión térmica⁷ que proporciona las condiciones ideales para la generación de ondas de montaña (sobre todo en los bordes del cráter) durante la tarde/noche de Gale. Estas ondas de montaña⁸ tienen tanta fuerza que son capaces de hundir masas de aire que son más calientes que las del interior del cráter hacia su interior. Se produce por tanto el escenario ideal para la ventilación completa del cráter. Este fenómeno se produce desde la mitad de la primavera, alcanzando su pico máximo en el solsticio de verano (Ls 270), hasta la mitad del verano (Ls 225 - Ls 315).

Este tipo de fenómenos se produce también en nuestro planeta. Ejemplo de ello son los vientos Foehn de los Alpes o los vientos Chinook en las Montañas Rocosas. Estos últimos, nos regalaron recientemente (3-4 de febrero de 2017) un precioso ejemplo para entender lo que está pasando en el cráter Gale de Marte: masas de aire denso y frío se acumularon en las planicies del estado de Colorado al pie de las montañas Rocosas al mismo tiempo que masas de aire relativamente cálido se situaron en lo alto de las montañas (inversión térmica). Fuertes vientos del oeste empujaron toda la noche el aire caliente colina abajo, desplazando el aire frío de la planicie hacia afuera. Esta “batalla” de temperaturas se produjo a lo largo de toda la base delantera de las montañas Rocosas con oscilaciones de ~12 °C de temperatura en tan sólo unos minutos. Las temperaturas pasaron de -5 °C a las 22:30h a +7 °C a las 23:40h (Fig. 3). La temperatura bajó de nuevo

⁷ La inversión térmica se da cuando la temperatura del aire cerca de la superficie es menor que en altura, produciendo una gran estabilidad atmosférica (no hay corrientes verticales de viento)

⁸ Una onda de montaña es un fenómeno atmosférico en el que, como consecuencia de la incidencia de un flujo de aire sobre un accidente geográfico acentuado (montaña, cráter, etc.), ésta adopta un comportamiento ondulatorio a sotavento del obstáculo, forzándose ascensos y descensos dinámicos del aire. Son cuatro las condiciones que deben de cumplirse para que se forme la onda: la dirección del viento ha de ser perpendicular al accidente geográfico; la intensidad del viento debe ser fuerte; aumentar con la altura y debe estar presente una inversión térmica, de manera que la estabilidad atmosférica reinante garantice el confinamiento de la onda en los niveles inferiores.

a $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ solo 40 minutos después, ya que los vientos del oeste se debilitaron temporalmente antes de fortalecerse de nuevo, lo que permitió que las temperaturas subieran de nuevo por encima de $+8\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante toda la noche, contrastando con los $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ del mediodía. Este proceso es bastante común en esta zona durante los meses de invierno, al igual que lo es en el cráter Gale durante el verano, único momento del año en que se producen ondas de montaña (Fig. 4).

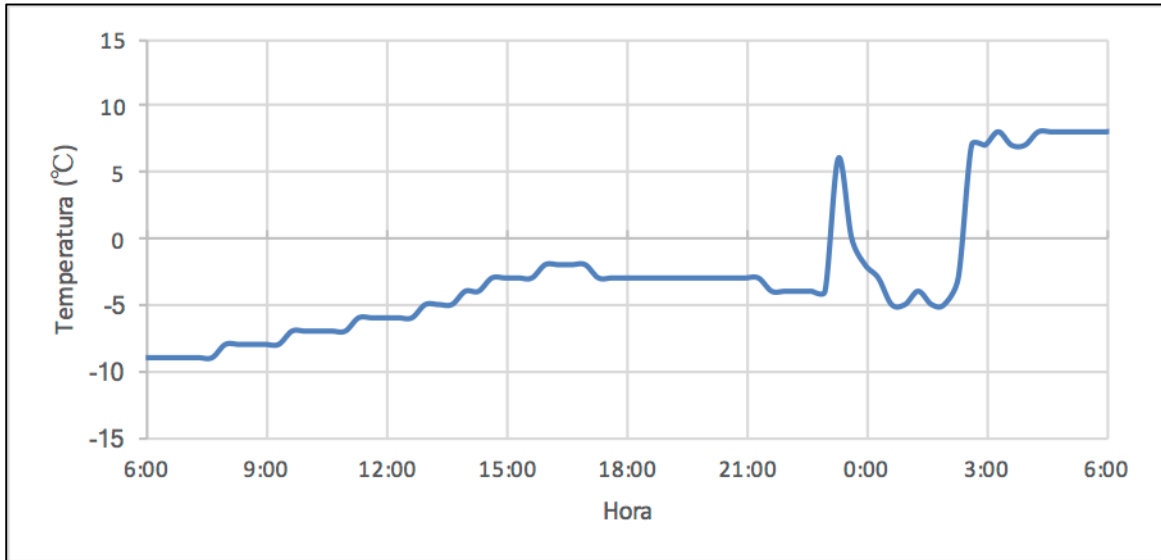


Figura 3. Batalla de temperaturas. Al acercarse la medianoche del 4 de Febrero en Boulder, Colorado (EEUU), las temperaturas oscilaron hasta $12\text{ }^{\circ}\text{C}$ gracias a los vientos descendentes “cálidos” forzados por ondas de montaña. Fuente: The Weather Company (editada)

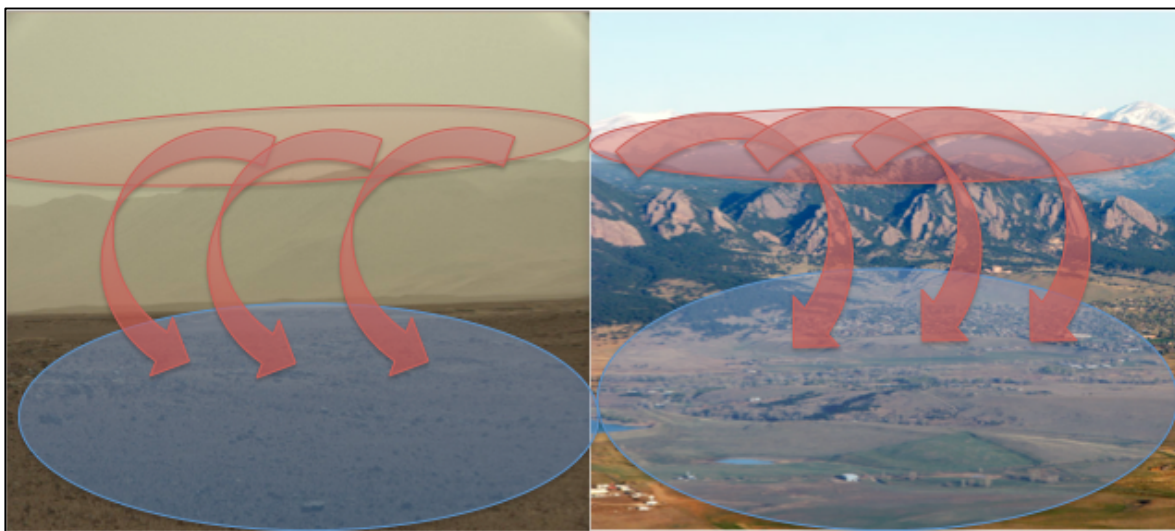


Figura 4. Fuertes vientos generan ondas de montaña que hunden las masas de aire calientes de zonas altas hacia las frías planicies de su base desencadenando una “batalla” de temperaturas tanto en Boulder, Colorado (derecha, fuente NCAR editada) como en el cráter Gale (izquierda, fuente NASA editada).

Temperatura del suelo

La temperatura media del suelo en este mes ha permanecido muy estable en torno a los $-33\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Fig. 5), siendo algo superiores a la de años anteriores. La escasa variabilidad entre días, podría ser indicador de que el rover ha circulado por una zona con una

inercia térmica⁹ constante y además pequeña. Esto tendría que ver con que haya múltiples campos de dunas cerca del rover que, con su pequeño tamaño de partículas, son incapaces de almacenar calor y por tanto siguen muy bien las variaciones de la temperatura del aire. Estas temperaturas también varían enormemente durante el día, ¡habiendo una diferencia de temperaturas diurnas y nocturnas de entre 80 y 100 grados! (mucho más que las propias variaciones estacionales).

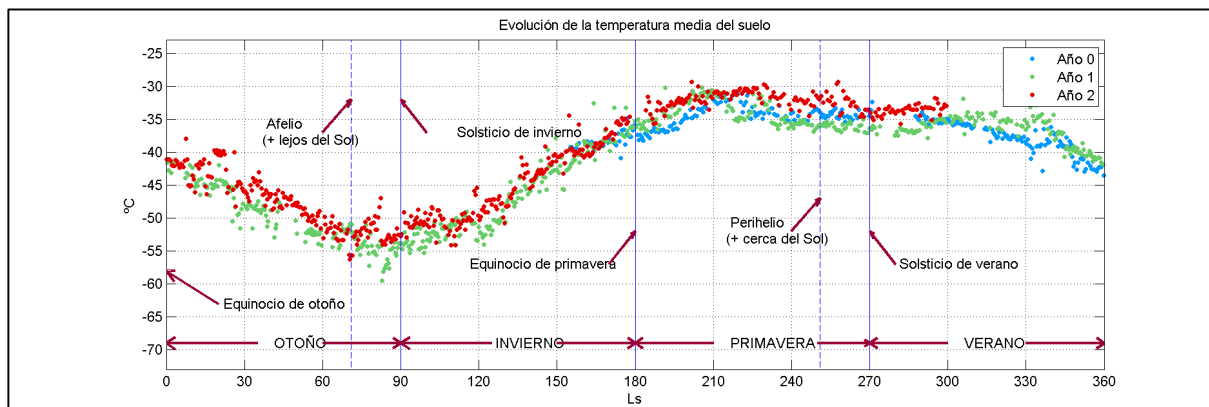


Figura 5. Evolución de la temperatura del suelo dentro del cráter Gale, medida por el instrumento REMS. (Fuente: CAB)

⁹ Inercia térmica es la capacidad que tiene un material de almacenar calor.

Weather report Mars Year 33, Month 10

Year 3, Month 5 since Curiosity landed on Mars

Jorge Pla-García^{1,2}, Antonio Molina¹, Javier Gómez-Elvira¹ and MSL-REMS team

¹Centro de Astrobiología (CSIC-INTA), Torrejón de Ardoz, Madrid 28850, Spain

²Space Science Institute, Boulder CO 80302, USA

The tenth month of the thirty third Mars year¹ goes from sol² 1534 to 1581. The rover drove uphill along 200 meters and climbed 15 meters in elevation on Aeolis Mons³ –an average slope of 7.5%– during these 47 sols. The area is located on the Bagnold dunes that overlie the Murray formation, composed of a fluvial-lacustrine mixture of materials, mostly fractured mudstones, with dark sand banks covering them in patches. According to the Sun position, this month goes from 270 to 300 solar longitude⁴ (Ls), being the first summer month –of three– in the southern hemisphere.

Atmospheric pressure

As can be noted in Fig. 1, the annual maximum of atmospheric pressure⁵ was measured during the previous month, matching with the highest CO₂ sublimation (ice turning into gas) in the martian south pole. The atmospheric pressure begins to drop during this month. As the autumn equinox approaches, the CO₂ in the atmosphere starts to freeze over the southern polar cap, decreasing the air pressure. As expected, the atmospheric pressure is lower this month compared to the same month of previous years, since the rover is climbing Aeolis Mons –the higher the elevation, the lower the air pressure.

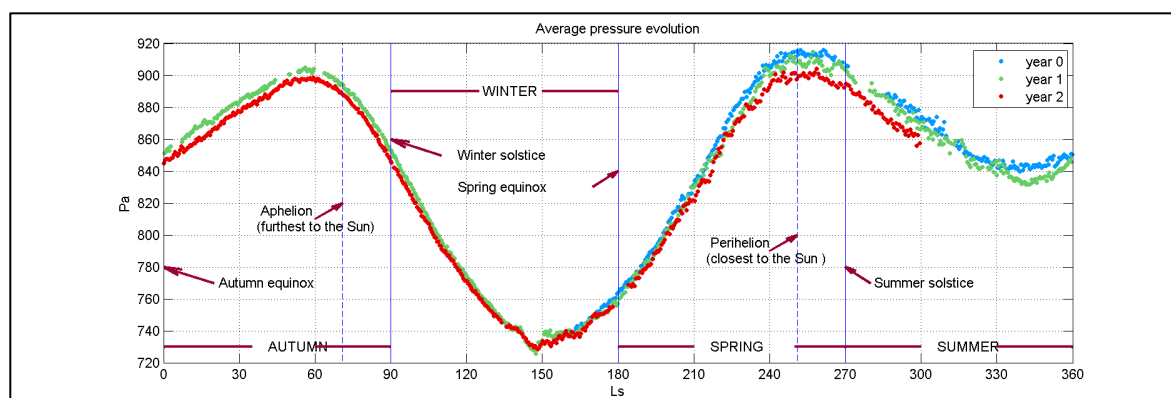


Figure 1. Average pressure evolution measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: Centro de Astrobiología)

¹ In an arbitrary convention, April 11th 1955 was adopted as the beginning of Mars year 1, because it was the year before the global dust storm of 1956, the first one to be investigated in detail. Also 1956 was an International Geophysics Year and that it had the best Mars "opposition" for the previous 15 years. A year on Mars lasts twice as long (687 Earth days) because Mars is farther away from the sun and has to travel a greater distance around it.

² Sol is a martian day, that lasts 24 hours and 40 minutes (in terrestrial time). The sol number is the number of sols since the Curiosity rover landed in Gale crater.

³ Aeolis Mons is the central mound inside Gale crater, also known informally as Mount Sharp in memory of the American planetary geologist Robert P. Sharp.

⁴ Commonly referred to as Ls, this is the angular position of Mars relative to the Sun measured in degrees from the summer equinox (start of northern hemisphere Spring). The Ls year is divided into 360 fractions (degrees).

⁵ The main component of the martian atmosphere is CO₂, so the atmospheric pressure is mostly influenced by the total mass of this gas above the surface. The CO₂ is seasonally stored in the poles as an ice cap overlying another ice cap made of water (and dust).

The highest daily air pressure is registered during the sunrise and the lowest during the sunset. Mars thermal tides⁶ are the weather phenomenon responsible for these significant, daily variations. Together with thermal tides effect, the local air circulation causes air to flow away from the crater interior during the day and flow back during the night, as a consequence of the descending air along slopes.

The typical air pressure oscillation registered at ~0800 pm during the previous seasons was not recorded this month. The local crater air circulation at that time is balanced with global and regional air currents.

Air temperature

Temperatures were below zero during all the month, something common on Mars. The average temperature was around -40 °C, with an average daily maximum of almost -12 °C, while the minimum was around -70 °C (Fig. 2). It is important to note, however, that the temperatures oscillate every day about 60 °C, that is, more in a single sol than the annual average.

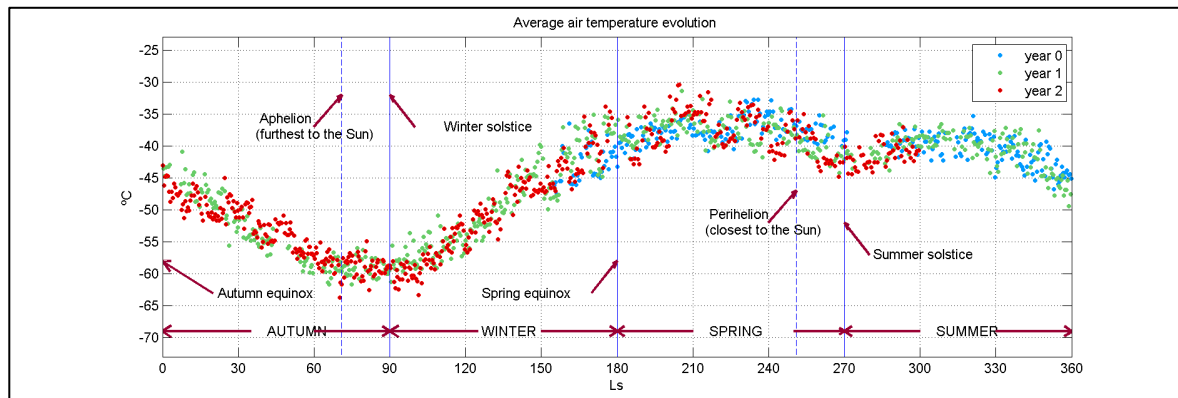


Figure 2. Average air temperature evolution measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: Centro de Astrobiología)

During this month, temperatures were stable. Gone is the spring, where solar radiation was maximum at Gale crater, and so the temperatures, which reached an absolute maximum value of +4 °C on hottest sol of the martian year. Also, in Figure 2, one can tell that the temperature evolution this year is very similar to the previous ones.

Atmospheric Circulation

On Mars, there is a dramatic difference between the lowlands of the northern hemisphere and the highlands of the south. This circumstance develops nocturnal winds toward the south (at night, cold winds sink from the north due to being

⁶ Sunlight heats the surface and atmosphere on the day side of the planet, causing air to expand upwards. At higher levels in the atmosphere, this bulge of air then expands outward, to the sides, in order to equalize the pressure around it. Air flows out of the bulge, lowering the pressure of air felt at the surface below the bulge. The result is a deeper atmosphere, but one that is less dense and has a lower pressure at the surface, than that away from the subsolar point. As Mars rotates beneath the sun, this bulge moves across the planet each day, from east to west. A fixed observer, such as REMS, measures a decrease in pressure during the day, followed by an increase in pressure at night.

heavier) during most of the year. However, during this month, the winds from the northwest are especially intense at night, defeating the southern winds for the first time in the year.

On the other hand, during the evening, an inversion⁷ develops at the crater rim and outside the crater, setting up the ideal conditions for a mountain wave⁸, which descends to the surface during evening/night. Mountain waves are not thermally driven buoyancy circulations, unlike slope circulations. Instead, some mesoscale flows, like mountain waves, are dynamically generated by the interaction of the wind with the topography. These dynamic phenomena can oppose buoyancy forces and provide a mechanism for warm air to descend or for cold air to rise. Therefore, this is the ideal scenario for flush the crater out completely. This phenomenon occurs from mid spring, peaking in summer solstice (Ls 270) and ending in mid-summer (Ls 225 - Ls 315).

These scenarios are fairly common near mountainous terrain on Earth, and are responsible for downslope wind storms, like Foehn winds in the lee of the Alps and Chinook winds in the lee of the Rocky Mountains. The latter shows us an outstanding example in the midnight of February 3rd-4th. With cold dense air at the surface across most of Northeast Colorado and relatively warm air aloft over the Central Rockies, strong west winds aloft worked overnight to push the cold air out. A temperature battle happened around Boulder (CO) area with approximately ~ 12 °C of temperature change in about 4 hours. Temperatures went from -5 °C at 10:30 pm up to +7 °C by midnight. The temperature went back down to -6 °C as the westerly winds weakened temporarily before strengthening again allowing temps to rise back above +8 °C during all night long. This magnitude of temperature change along a cold/warm air boundary is fairly common in the winter months across the high plains, east of the Rocky Mountains. This process is fairly common in this area during the winter months, as it is at Gale crater on Mars during the summer, a unique time of the year when mountain waves develops (Fig. 4).

⁷ Inversion occurs when the temperature of the air near the surface is colder than at height, producing atmospheric stability (convection is small).

⁸ A mountain wave is an atmospheric phenomenon in which, as a consequence of air flowing over a marked topographic feature (mountain, crater, etc.), it adopts a wavy behavior leeward of the obstacle, forcing dynamic rises and descents of air masses. There are four conditions that must be fulfilled to form the wave: the direction of the wind must be perpendicular to the topographic feature; the wind intensity must be strong and increasing with high; an inversion must be present, so that the prevailing atmospheric stability guarantees the confinement of the wave at lower levels.

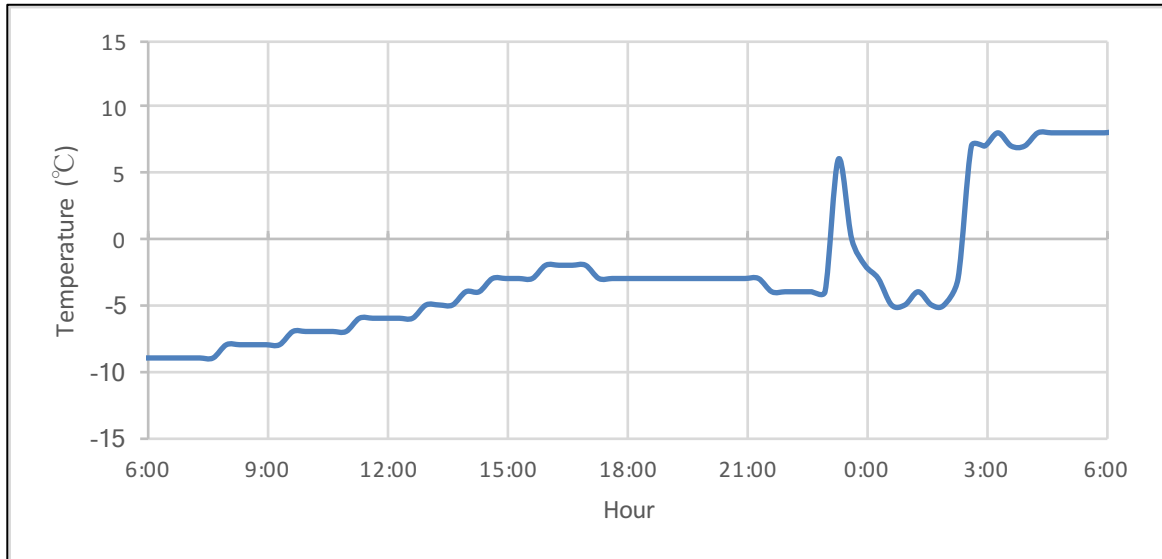


Figure 3. The temperature battle along Rocky Mountains base. When approaching February 4th midnight near Boulder (CO), temperatures oscillated around 12 °C due to warm downslope winds forced by mountain waves (Data source: The Weather Company).

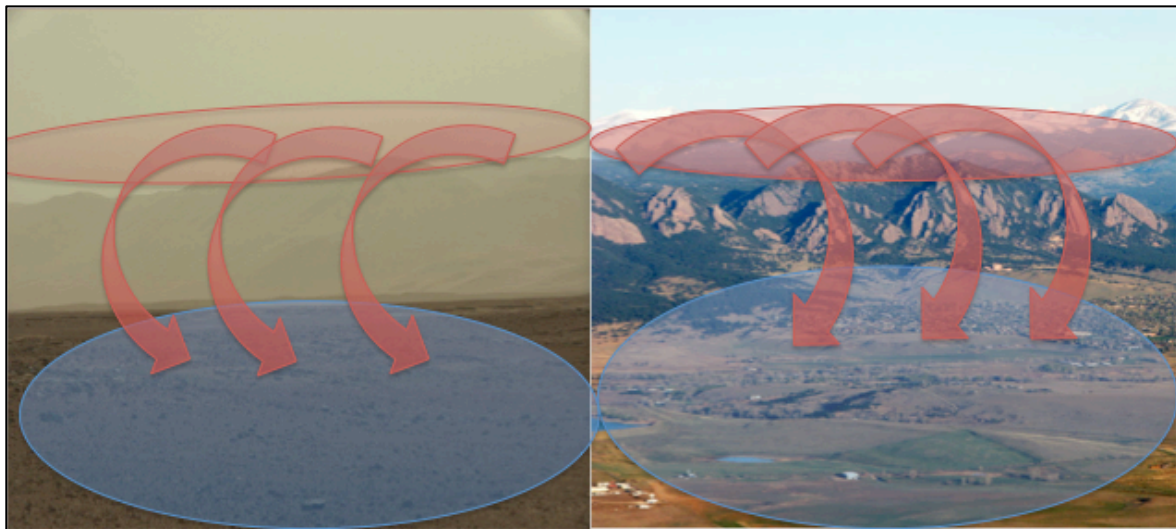


Figure 4. Strong winds develops mountain waves that sink warm air masses from the top of the Rockies to the cold plains triggering a temperature battle ensued overnight both near Boulder (right side, source NCAR edited) and at Gale crater (left side, source NASA edited).

Ground temperature

The average ground temperature measured this month was very stable around -33 °C (Fig. 5), which is a bit higher than during the same month of previous years. These small daily variations could be caused by a low and constant thermal inertia of the materials that the rover found along her track. The multiple dune fields close to the rover is consistent with this behavior, since the small particle size of the sand reduces its capability to store heat, and follow fast the thermal variations on the air. Those temperatures change dramatically during the day, with a 80 to 100 degree difference between day and night – much higher that the seasonal changes.

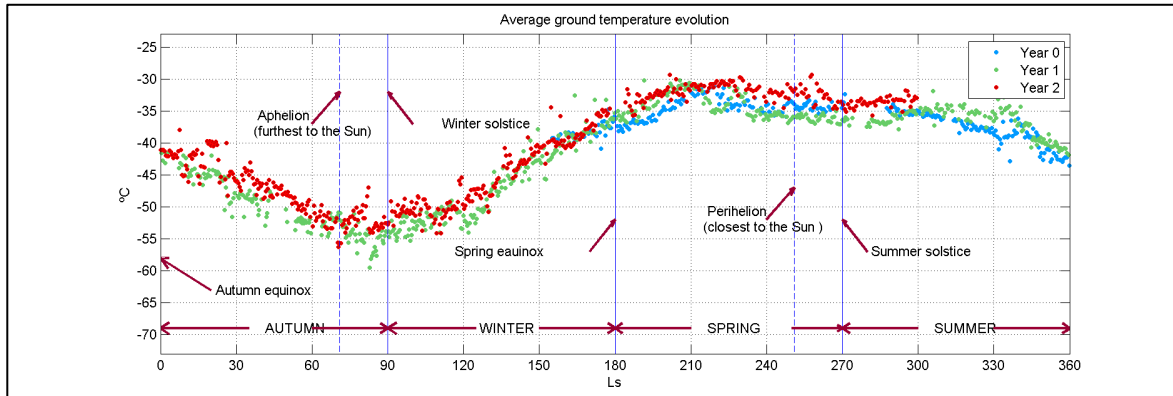


Figura 5 Evolution of the ground temperatures measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: Centro de Astrobiología)

VII. Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 11 / Weather report Mars
Year 33, month 11

Informe Meteorológico Año marciano 33, Mes 11
Año 3, Mes 6 desde el aterrizaje de Curiosity en Marte
Jorge Pla-García, Antonio Molina, Javier Gómez-Elvira y equipo REMS

El undécimo mes del trigésimo tercer año marciano transcurre desde el sol [2] 1582 al 1631. Este mes comprende, desde el punto de vista de su posición respecto al Sol, el periodo de tiempo que va desde la longitud solar 300 a la 330. En estos 49 soles, Curiosity ha recorrido casi medio kilómetro (482 m), ascendiendo unos 17 metros por la falda del Aeolis Mons en los que ha salvado una pendiente próxima al 3,5%. Aunque el ritmo de subida se mantiene estable respecto al mes anterior, el vehículo se desvió un poco de su camino para acercarse a estudiar una pequeña colina que se ha denominado Ireson. A pesar de su escaso tamaño, relieves como este son muy interesantes para descubrir más cosas del pasado de Gale, ya que permiten ver los diferentes estratos que aportan un testigo de su historia geológica y ambiental, como podemos ver en la Figura 1. Esto es en parte por lo que recorrer el flanco de cráter Gale es un objetivo prioritario de la misión, ya que es como si estuviéramos viajando por el tiempo durante este ascenso, analizando el resultado de miles de años de actividad. Aunque este cambio de altitud también nos interesa desde el punto de vista atmosférico y a escalas de tiempo más reducidas nos encontramos ya en el segundo de los tres meses del verano en el hemisferio sur marciano.

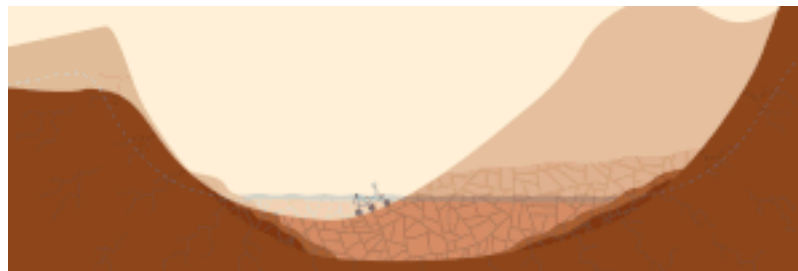


Figura 1. Esquemas que muestran un corte transversal del cráter Gale en dos momentos distintos de su historia. El norte a la izquierda y el pico central a la derecha. (Fuente: NASA/JPL-CALTECH)

Polvo atmosférico

Este mes el protagonista principal es el polvo atmosférico. Este periodo activo de polvo comenzó en el equinoccio de primavera (Ls 180), cuando la radiación solar incidente en el hemisferio sur alcanzó su nivel máximo, y terminará cuando esta descienda en el equinoccio de otoño (Ls 0). El polvo es uno de los actores principales de la atmósfera de Marte influyendo notablemente en la variabilidad atmosférica. El polvo en suspensión en la atmósfera de Marte es tan fino, que casi podríamos hablar de “humo” de polvo. Este polvo tiene un importante impacto en la atmósfera: el polvo ejerce un efecto anti-invernadero en la radiación visible (que proviene del Sol), pero actúa con un efecto contrario en la radiación infrarroja del suelo. Por lo tanto, un aumento de la cantidad de polvo atmosférico reduce en superficie el flujo entrante solar pero aumenta sin embargo el flujo ascendente infrarrojo. El resultado neto es una disminución en la amplitud de la señal diurna de la temperatura tanto del aire como del suelo hasta en 20°C, aumentando las temperaturas nocturnas y disminuyendo las diurnas. Esta alteración de las temperaturas tiene también un efecto en la presión y los vientos, los cuales modifican

tanto el transporte de polvo en la atmósfera como la inyección de polvo a la atmósfera desde la superficie retroalimentando por tanto el proceso.

Presión atmosférica

En el mes actual, al igual que sucedió en el anterior, la presión continua descendiendo suavemente a medida que el planeta se acerca al equinoccio de otoño (mínimo anual relativo), periodo en el que el CO₂ de la atmósfera se va congelando sobre el casquete polar sur, haciendo bajar la presión, tal y como puede verse en la Figura 2. Como se esperaba, la presión de este mes es inferior al mismo mes del año anterior ya que el rover ha ido ascendiendo por el Aeolis Mons (a mayor altura, menor presión).

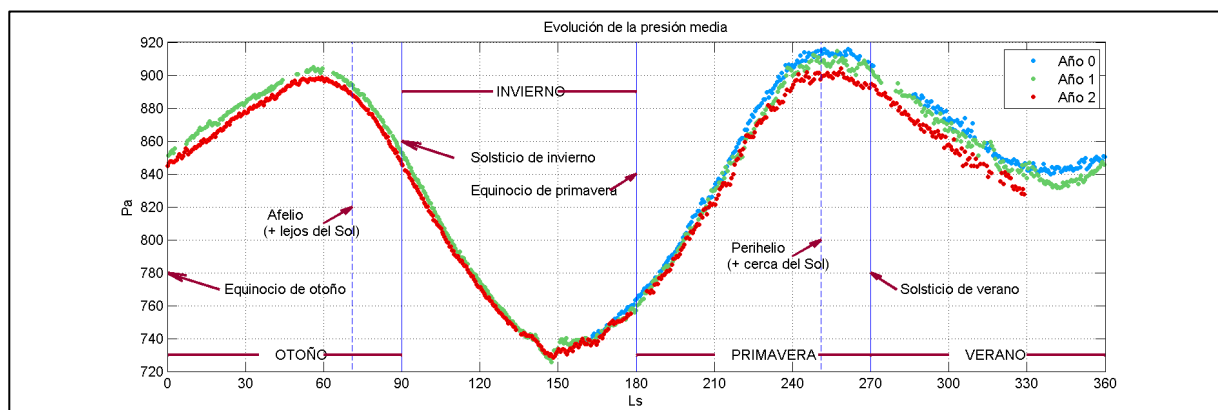


Figura 2. Evolución de la presión media medida por el instrumento REMS dentro del cráter Gale. (Fuente: CAB)

En lo que se refiere a la presión diaria, el máximo se produce cerca del amanecer mientras que el mínimo ocurre cerca del atardecer, debido al fenómeno meteorológico denominado como marea térmica explicado en el informe del mes pasado.

Temperatura del aire

Las temperaturas durante este mes han permanecido por debajo de cero, como ocurre en la mayor parte del año. La temperatura media ha sido aproximadamente la misma que el mes anterior, alrededor de -42 °C, con una máxima media diaria que ha rozado los -9 °C, mientras que la mínima media se mantiene en torno a los -69 °C (Fig. 3). Es importante resaltar, tal y como hicimos el mes anterior, que registrar temperaturas del aire en Marte positivas es algo excepcional. Cabe recordar también que las temperaturas oscilan cada día unos 60 °C, variando en un solo sol más que la media anual.

Debido a que este mes la cantidad de polvo atmosférico en suspensión ha sido mayor que la del mes anterior y tal y como se ha explicado anteriormente, esto ha provocado que las temperaturas mínimas medias hayan aumentado ligeramente (con una mayor cantidad de polvo hay un mayor efecto invernadero en el rango infrarrojo que emite el suelo por la noche y por tanto se retiene mejor el calor) y las máximas medias hayan disminuido (ahora entra menos radiación visible solar).

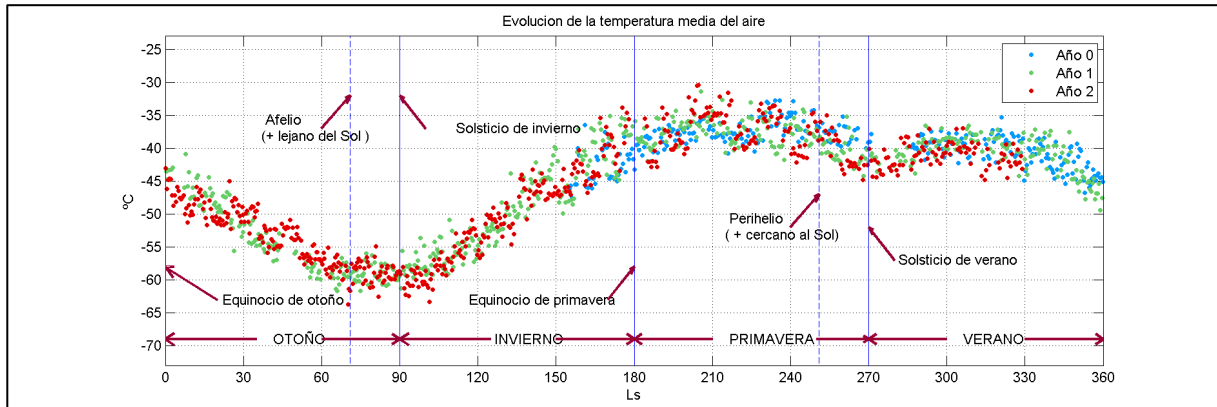


Figura 3. Evolución de la temperatura ambiente media medida por el instrumento REMS dentro del cráter Gale. (Fuente: CAB)

Igualmente se puede apreciar en la Figura 3 que la evolución que están siguiendo las temperaturas este año es muy parecida a la de años anteriores.

Circulación atmosférica

Durante este mes comienza a debilitarse el periodo anual que bautizamos como de ventilación o mezcla completa (el cuál explicamos en el informe meteorológico del mes anterior), ya que las ondas de montaña que inundaban completamente el cráter con masas de aire del exterior del mismo empiezan a debilitarse, y por ello la mezcla del aire del interior del cráter con el del exterior comienza a ser más lenta.

Debido a las características topográficas de los cráteres de Marte, en ellos se produce un ascenso de masas de aire a lo largo de los bordes de los cráteres durante el día, y un descenso durante las noches. Estas circulaciones locales establecen un sistema durante todo el año marciano en el que las masas de aire que ascienden a lo largo de los bordes del cráter y de las laderas del Aeolis Mons durante el día convergen en altura sobre el cráter y se hunden de nuevo hacia la superficie para completar la circulación, proceso denominado subsidencia (Fig. 4). Por lo tanto, en el centro del suelo del cráter, los vientos divergen cerca de la superficie, convergen en altura y aplastan al hundirse a la capa atmosférica más cercana al suelo (denominada CLA).

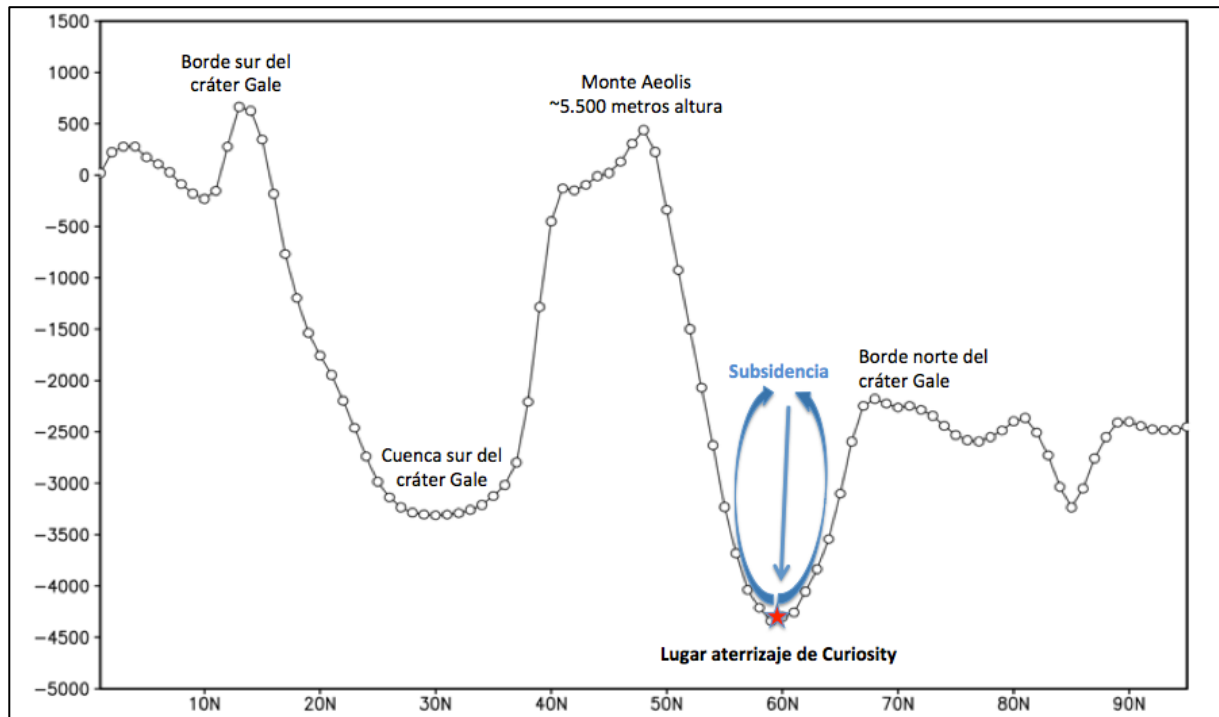


Figura 4. Fenómeno de subsidencia de masas de aire que debilitan la capa limite atmosférica.

La CLA es la capa de la atmósfera en la que predomina la mezcla turbulenta del aire, generada por el roce permanente con la superficie rugosa del suelo y por la elevación convectiva de burbujas de aire al calentarse. La altura de CLA depende de factores tan variados como la topografía, la rugosidad de la superficie, la intensidad del viento, el grado de calentamiento o enfriamiento del suelo, etc. Durante el día, el aporte de calor y la consiguiente mezcla vertical del aire incrementan el grosor de la CLA, que alcanza su máxima altura a primeras horas de la tarde; por el contrario, durante la noche el enfriamiento del suelo impide la turbulencia termodinámica (¡no la mecánica!) y el espesor de la CLA se reduce.

El rover Curiosity continua aproximándose al Aeolis Mons por lo que seguimos alejándonos de la zona de máxima subsidencia (estrella roja de la Figura 4). Además al acercarnos a las faldas del monte, se producen vientos provenientes de la ladera del monte por la noche y hacia la ladera durante el día, y la presión media desciende (tal y como se aprecia en la comparativa de las presiones anuales de REMS) y las temperaturas subir al alejarse de las bolsas de aire frío del suelo del cráter.

Dust devils

Los remolinos de polvo, más conocidos como dust devils, se producen tanto en la Tierra como en Marte. Son producidos por procesos turbulentos convectivos cuando una fuerte irradiación solar calienta una zona del suelo más que las de su alrededor (recordemos que la superficie de Marte tiene una composición irregular y hay zonas que se calientan más que otras), haciendo que la masa de aire de esa zona del suelo más caliente ascienda por flotabilidad creando una bajada de presión por debajo de ella. Esta zona de baja presión atrae a las masas de aire colindantes acelerando el viento en superficie y haciendo que la bolsa de aire comience a rotar arrastrando el polvo en superficie e

incorporándolo al remolino (Fig. 5). Los dust devils juegan un papel fundamental en el mantenimiento de la cantidad de polvo atmosférico ya que son los principales inyectores de polvo en la atmósfera.

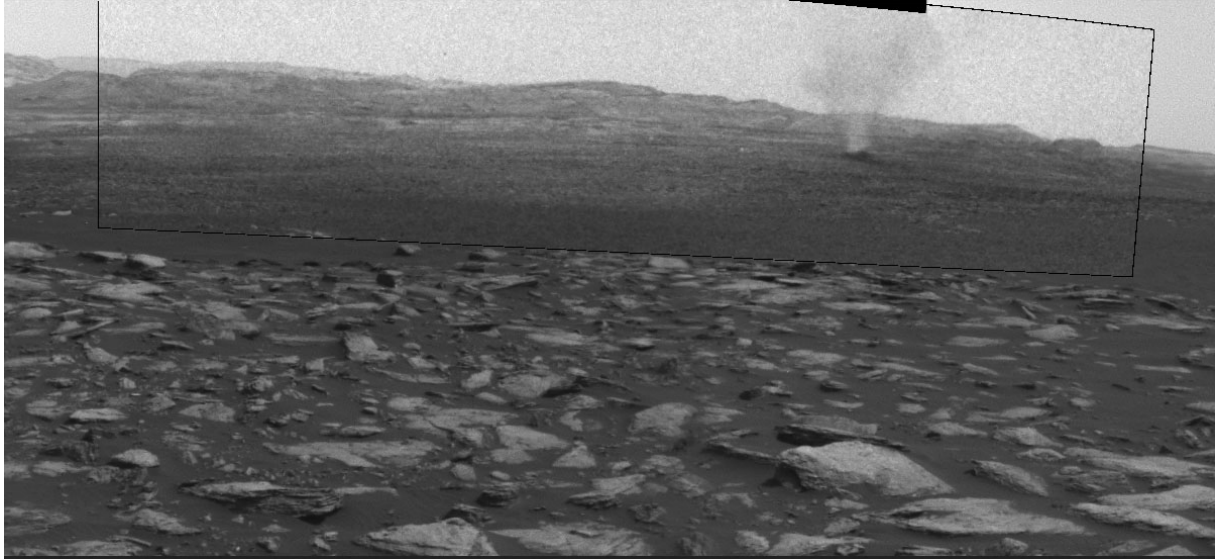


Figura 5. Esta imagen obtenida por el rover Curiosity en el mediodía del sol 1597 muestra un remolino de polvo o dust devil en acción dentro del cráter Gale (crédito imagen NASA/JPL-Caltech/TAMU)

Además y como se ha comentado anteriormente, durante el primer y segundo año marciano la CLA estuvo muy debilitada (no era muy alta), limitando la turbulencia e impidiendo la formación de estos remolinos de polvo. Al ir escalando las faldas del Aeolis Mons y alejarnos de la zona de subsidencia durante el segundo y tercer año de la misión (Fig. 5), la CLA ha crecido lo suficiente (ahora es más alta o profunda) como para incrementar la turbulencia y permitir la formación de remolinos de polvo, los cuales empiezan a verse con muchísima frecuencia durante este mes (tal y como esperábamos) a diferencia de años anteriores.

Temperatura del suelo

Este mes las temperaturas del suelo han sido menos homogéneas que el anterior, registrando sus medias un ligero descenso, pero manteniéndose aun en una media de -35 °C. Esta tendencia es esperada ya que depende directamente de los cambios estacionales de radiación solar. La alta variabilidad de los datos es algo que también se registró en años anteriores durante este mes, y está muy relacionado con el polvo atmosférico, aunque también con que el terreno por el que ha transcurrido Curiosity ha contado con diferente inercia térmica [9] e incluso la influencia de Ireson puede reflejarse aquí, ya que tales relieves favorecen la distinta acumulación de materiales con diferentes características térmicas.

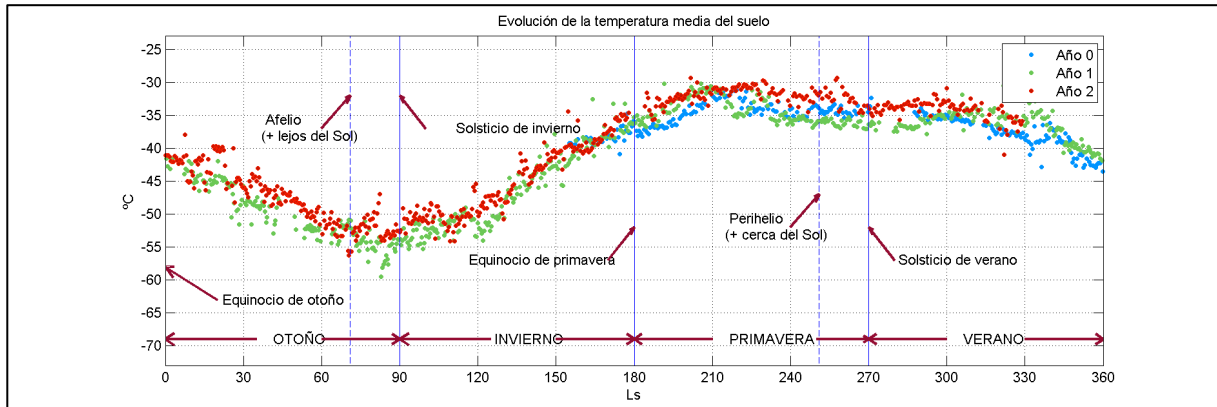


Figura 5. Evolución de la temperatura del suelo dentro del cráter Gale, medida por el instrumento REMS (Fuente: CAB)

Solo nos queda agradecer a todo el equipo REMS su gran esfuerzo para adquirir estos valiosos datos.

Weather report Mars Year 33, month 1

Year 3, Month 6 since Curiosity landed on Mars

Jorge Pla-García, Antonio Molina, Javier Gómez-Elvira and REMS team

The eleventh month of the thirty-third Mars year¹ goes from sol² 1582 to 1631 since the Curiosity landing. According to the Sun position, this month goes from 300 to 330 solar longitude³ (Ls). The rover drove uphill along half a kilometer (482 m) and climbed 17 meters in elevation on Aeolis Mons⁴ –an average slope of 3.5%– during these 49 sols. Although the rate of ascent was similar to last month, Curiosity diverted its course to study Ireson Hill. Even a small relief as this one worth separate from the path, since it may provide valuable information about Gale’s past geologic and environmental conditions (see Figure 1). One of the main reasons to climb Aeolis Mons is precisely that: it is a time travel, looking into the results of millennia of activity. The rising in elevation is also interesting from an atmospheric point of view, and time still goes on, being the second summer month –of three– in the southern hemisphere.



Figure 1. Two drawings depict the same location on the northern half of Gale Crater at two points in time. North is to the left and central peak to the right. (Source: NASA/JPL-CALTECH) [Click here to know more.](#)

Atmospheric dust

¹ In an arbitrary convention, April 11th1955 was adopted as the beginning of **Mars year 1**, because it was the year before the global dust storm of 1956, the first one to be investigated in detail. Also, 1956 was an International Geophysics Year and that it had the best Mars “opposition” for the previous 15 years. A year on Mars lasts twice as long (687 Earth days) because Mars is farther away from the sun and has to travel a greater distance around it.

² Sol is a **martian day**, that lasts 24 hours and 40 minutes (in terrestrial time). The sol number is the number of sols since the Curiosity rover landed in Gale crater.

³ **Solar longitude** is commonly referred to as Ls, this is the angular position of Mars relative to the Sun measured in degrees from the summer equinox (start of northern hemisphere Spring). The Ls year is divided into 360 fractions (degrees).

⁴ Aeolis Mons is the central mound inside Gale crater, also known informally as Mount Sharp in memory of the American planetary geologist Robert P. Sharp.

This month the atmospheric dust is in the spotlight. The spring equinox (Ls 180) is the starting of the “dust season,” as the solar radiation reaches its maximum, and it will end with the autumn equinox (Ls 0). Dust is highly influential in the Martian atmosphere causing most of its variability. The particle size is so small that we could say it is smoke dust instead. The suspended dust particles have a double effect, retaining the infrared radiation coming from the ground but reflexing the incident visible radiation, providing an anti-greenhouse effect in this case. Because of that, nighttime temperature rises, while the daytime temperature decreases. The result is a reduction in the day temperature range, both ground and atmospheric, of about 20 °C. These changes in temperature have a substantial effect on pressure and winds that modify the transport and injection of dust on the atmosphere, feeding back the process.

Atmospheric pressure

The atmospheric pressure continues dropping during this month, similarly to the last one (Figure 2). As the autumn equinox approaches, the CO₂ in the atmosphere starts to freeze over the southern polar cap, decreasing the air pressure. As expected, the atmospheric pressure is lower this month compared to the same month of previous years, since the rover is climbing Aeolis Mons –the higher the elevation, the lower the air pressure.

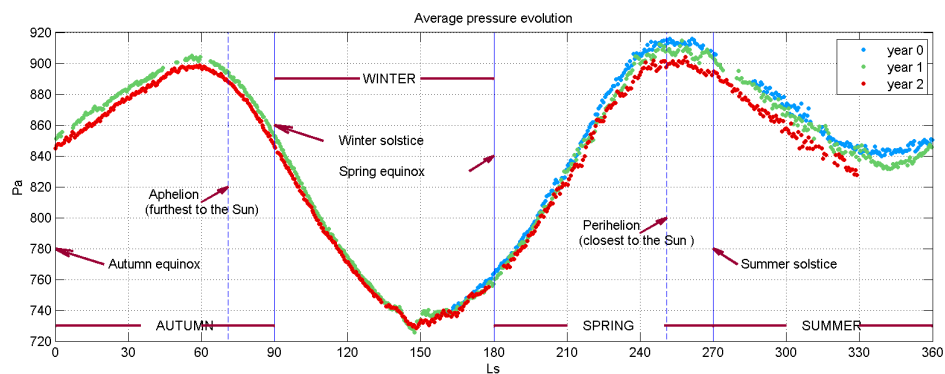


Figure 2. Average pressure evolution measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: CAB) Click image to enlarge.

The highest daily air pressure is registered during the sunrise and the lowest during the sunset due to the Mars thermal tides⁵, as we talked about last month.

⁵ **Thermal tides** occurs when sunlight heats the surface and atmosphere on the day side of the planet, causing air to expand upwards. At higher levels in the atmosphere, this bulge of air then expands outward, to the sides, in order to equalize the pressure around it. Air flows out of the bulge, lowering the pressure of air felt at the surface below the bulge. The result is a deeper atmosphere, but one that is less dense and has a lower pressure at the surface, than that away from the subsolar point. As Mars rotates beneath the sun, this bulge moves across the planet each day, from east to west. A fixed observer, such as REMS, measures a decrease in pressure during the day, followed by an increase in pressure at night.

Air temperature

Temperatures were below zero during all the month, something common on Mars. The average temperature was around $-42\text{ }^{\circ}\text{C}$, with an average daily maximum of almost $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$, while the minimum was around $-69\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Figure 3). It is important to note, however, that the temperatures above $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ are rare, oscillating every day about $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ –more in a single sol than the annual daily average.

A higher dust concentration compared to last month caused a raising in the minimum daily averages –more greenhouse effect for the ground emitted infrared radiation during the night– and a decrease in the maximum daily averages –anti-greenhouse effect for visible radiation during the day.

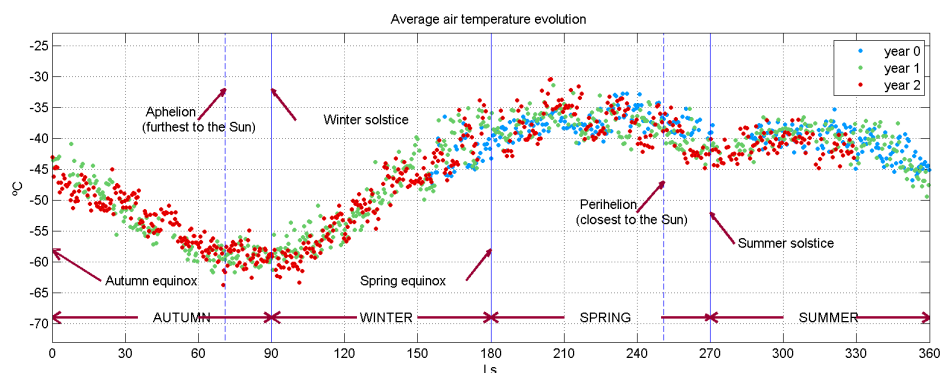


Figure 3. Average air temperature evolution measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: CAB) Click image to enlarge.

As it is noted in Figure 3, temperatures were very similar to the ones recorded the same month of the last years.

Atmospheric Circulation

This month ends the annual atmospheric behavior that we called “ventilation” or high mixing –that we explained in detail last month. The mountain waves that inundated the crater with air from the outside start to weaken, so the mixing between inside and outside air is becoming slower.

Due to the crater’s topography, the wind rises through the rims during the day and sink again during the night, as can be seen in Figure 4. This local circulation is called subsidence and occurs in Gale as well. The flows divert near the surface and converge again over the crater, suppressing the lower layer of the atmosphere, named as CLA⁶.

⁶ CLA is the lowest layer of the Mars atmosphere, where turbulence air mixing predominates due to friction with the rough ground surface and the convective rise of air bubbles.

CLA's height is related to the topography, the surficial roughness, the wind speed, and the temperature difference with the ground, among others factors. During the daytime, the increase in temperatures and vertical air mixing widens the CLA. On the other hand, during nighttime, the cooling of the ground stop convection decreasing turbulence (thermodynamic, not mechanic one!) and CLA gets thinner.

Curiosity continues its journey upslope Aeolis Mons [3], getting further from the maximum subsidence zone (red star in Figure 4). The higher over Aeolis Mons, the more winds will flow (downslope during nighttime and upslope during daytime) and the higher the air temperatures –since the cold air masses trapped inside the crater stay behind.

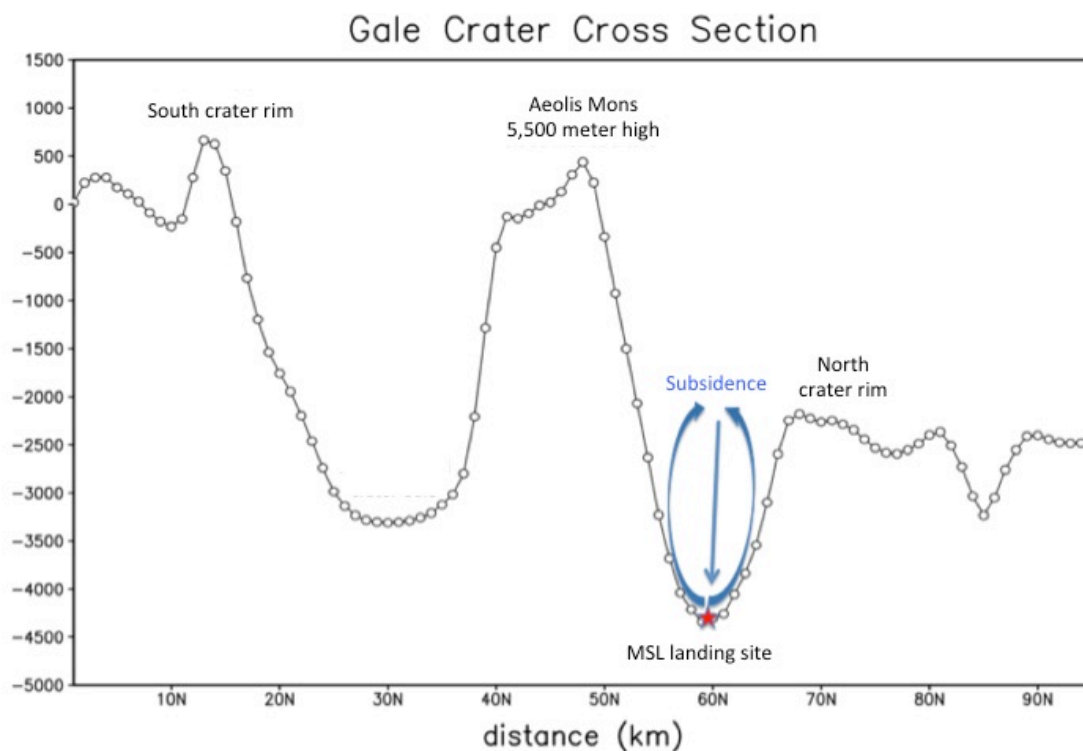


Figure 4. Atmospheric subsidence of air masses inside Gale Crater. (Data source NASA/Goddard)
Click image to enlarge.

Dust devils

Dust devils are common both on Earth and Mars surface. The intense solar radiation heating of a spot on the ground, that gets hotter than its surroundings, produces a turbulent convective process. The hotter air mass close to the ground floats creating a pressure depression below it. The low-pressure area pulls the air around it in, generating winds that rotate and rising dust within it (Figure 5). Dust devils have a major role controlling the suspension dust, as they are the primary dust injectors.

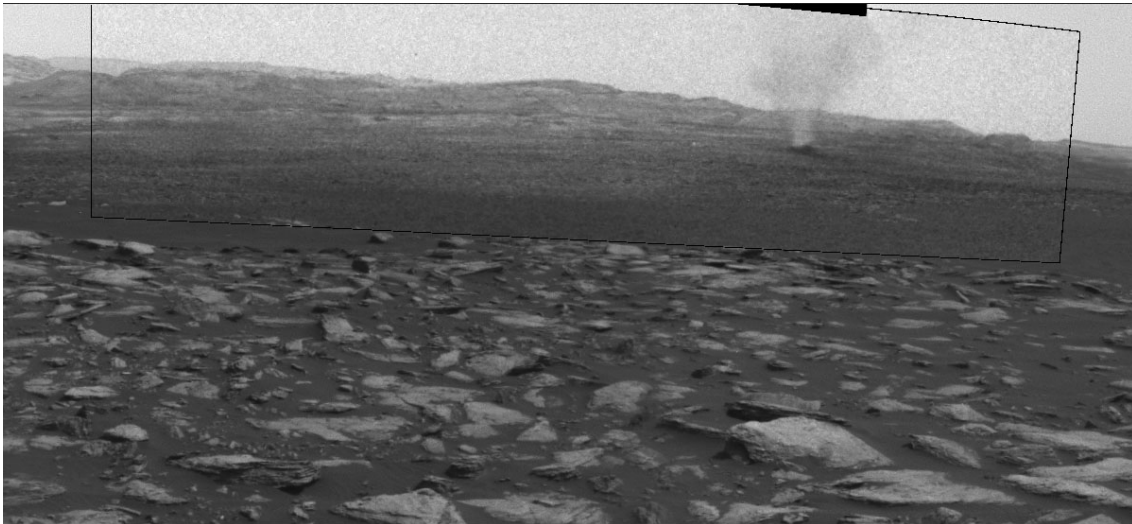


Figure 5. This sequence of images shows a dust-carrying whirlwind, called a dust devil, scooting across the ground inside Gale Crater at Sol 1597 (Source: NASA/JPL-Caltech/TAMU). [Click here to know more.](#)

During the first and second year since the arrival of Curiosity, the CLA was very weak (thin or suppressed), limiting therefore the turbulences reach and dust devils formation. The higher we are on the rims of Aeolis Mons, the stronger (wider) is the CLA, allowing the creation of more dust devils. As expected, Curiosity observed much more of them, like the one in Figure 5.

Ground temperature

This month the ground temperatures have been less constant than during the past one, recording a light decrease, but still being around $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ in daily average. As solar radiation is highly influenced by the seasons, this is an expected trend. The variability in the daily averages is something that is also repeating from last years during this month, highly influenced by suspension dust and the diversity in grounds along the Curiosity track. Rims, as Ireson Hill, favor the existence of mixed materials with different thermal behavior.

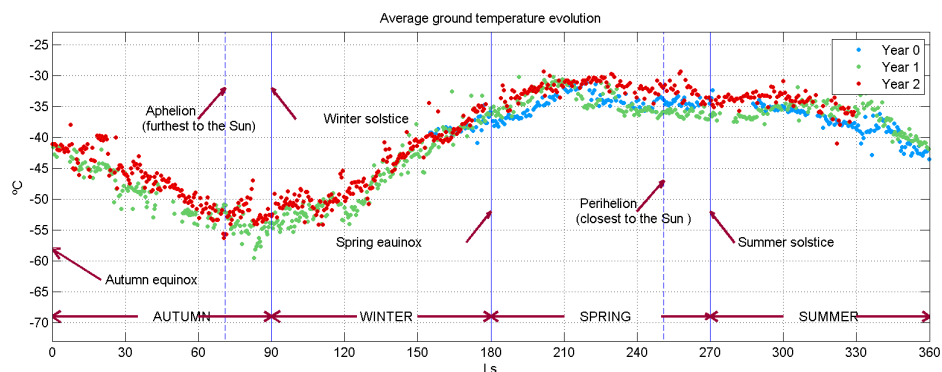


Figure 5. Evolution of the ground temperatures measured by REMS instrument inside Gale crater (Source: CAB) [Click image to enlarge.](#)

Thanks to REMS team for their effort and the valuable data.

VIII. Future work

Future work

After defend my PhD, four will be the main tasks I will perform during the postdoc:

1. Backward methane plumes trajectories around Gale crater.

The objective will be to test whether methane releases inside or outside of Gale crater are consistent with observations by the Sample Analysis at Mars (SAM) instrument on the Mars Science Laboratory rover. The proposed work will utilize the Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT), a terrestrial trajectory, dispersion, and deposition prediction model, originally developed for Earth. HYSPLIT will be modified for Mars to provide backward methane plumes trajectories around Gale crater in order to answer the question of how air parcels are transported through the atmosphere by the advection of winds generated by a numerical model. This work using backward trajectories will be accomplished by constructing trajectories to follow methane that is advected around the Martian atmosphere using winds generated from Mars Regional Atmospheric Modeling System (MRAMS). Also, HYSPLIT will be modified to allow the input of MRAMS meteorological data. The simulated trajectories will be compared to SAM's methane detection sols. The model results will test, for example, whether a methane release inside or outside the crater is most consistent with the observations.

2. Entry, Descent and Landing (EDL) mesoscale simulations for future Mars missions.

I will use MRAMS to predict meteorological conditions that are likely to be encountered by future Mars missions (like Mars2020) at several proposed landing sites during entry, descent, and landing (EDL). Most of the atmospheric hazards are not evident in current observational data and general circulation model simulations and can only be ascertained through mesoscale modeling of the region. Decide where to go first and then design a system that can tolerate the environment with passive landing systems would greatly minimize risk.

3. Martian regional dust storm simulations.

Because there have never been in situ observations at or near the active lifting center of a regional or larger dust storm on Mars, and landed meteorological packages have recorded the atmospheric environment during large and global dust storms but only at a distance from the presumed active areas, I will use MRAMS to provide guidance on the physical processes and conditions operating in an unobserved location or weather system. This is a reasonable approach assuming MRAMS has been adequately validated at other locations [Pla-Garcia et al. 2016]. The GCMs in these studies are, by design, unable to simulate detailed mesoscale (or smaller structures). Dust lifting parameters in MRAMS—the minimum surface wind stress lifting threshold and the dust lifting efficiency—will be tuned to reproduce the desired spatial and temporal extent of the storm, as well as the overall magnitude. The lifting threshold controls the location and extent of the source regions of the dust. The lower the threshold, the greater the area of dust

lifting that will be activated. The efficiency throttles the magnitude of the dust flux into the atmosphere at active lifting sites. For a fixed lifting threshold, the efficiency is the dominant parameter in determining the total amount of dust injected into the atmosphere.

4. To operate future weather instruments on Mars: TWINS (NASA InSight lander mission) and MEDA (NASA Mars2020 rover mission), and predict their meteorological environments.

As part of the martian environmental instruments TWINS and MEDA science teams, I will not only do science but also will operate the instruments from Earth. Also, I will perform the meteorological predictions of the landing sites proposed for that missions, in order to provide the spatial context for the future observations.

