Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Telecomunicació de Barcelona
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

PROJECTE FINAL DE CARRERA

La Terraformació de Mart: desenvolupament d'un model climàtic latitudinal per estudiar l'ecopoiesi planetària de Mart

(The Terraformation of Mars: development of a latitudinal climate model for studying the planetary ecopoiesis on Mars)

Autor: Daniel Garcia Solà

Director: Jordi Isern Vilaboy

Institut d'Estudis Espacials de Catalunya (IEEC)

Institut de Ciències de l'Espai (ICE-CSIC)

Tutor: Enrique García-Berro Montilla

Departament de Física Aplicada (UPC)

Setembre 2016

Taula de continguts

Agraïments v
Resum del Projecte vii
Resumen del Proyecto viii
Abstract ix
Índex de figures xi
Índex de taules xiv
Acrònims xv
1. Introducció 1
1.1. Context del projecte 1
1.2. Objectius del projecte 3
1.3. Estructura de la memòria 3
2. Dades sobre el planeta Mart 5
2.1. Exploració del planeta Mart 5
2.1.1. Observacions històriques 5
2.1.2. Missions espacials 6
2.2. Característiques del planeta Mart 9
2.2.1. Formació de Mart i propietats planetàries 9
2.2.2. L'interior de Mart 11
2.2.3. La superfície de Mart 11
2.2.4. L'atmosfera i el clima de Mart 17
2.3. Història geològica i climàtica de Mart 19
2.3.1. Pre-Noaic (4,5 – 4,2 Ga) 19
2.3.2. Noaic (4,2 – 3,6 Ga) 20
2.3.3. Hespèric (3,6 – 3,0 Ga) 20
2.3.4. Amazònic (3,0 – 0 Ga) 21
3. El procés de terraformació de Mart 23
3.1. Motivacions 23
3.2. Debat ètic 24
3.3. Disciplines involucrades 25
3.4. Descripció del procés de terraformació 26
3.4.1. Condicions inicials i condicions finals desitjades. 27
3.4.2. Etapes del procés de terraformació 27
3.5. Mètodes de terraformació 31
3.5.1. Alteració de paràmetres astronòmics 31
3.5.2. Construcció de miralls orbitals 31
3.5.3. Alliberament de gasos d'efecte hivernacle 31
3.5.4. Reducció de l'albedo 32
3.5.5. Alliberament d'aerosols a l'atmosfera 32
3.5.6. Drenatge d'aqüífers subterranis 32
3.5.7. Impacte de cometes i asteroides 33
3.5.8. Explosions termonuclears 33
3.5.9. Introducció de vida 33
3.6. Escala temporal i despesa energètica 34
4. Introducció als model climàtics 37

4.1. Definicions 37
4.2. Components i processos del sistema climàtic 37
4.2.1. L'atmosfera 37
4.2.2. La hidrosfera 38
4.2.3. La criosfera 38
4.2.4. La litosfera 38
4.2.5. La biosfera 39
4.2.6. L'antroposfera 39
4.2.7. Interaccions entre components 39
4.3. El balanç d'energia del sistema climàtic 40
4.4. Alteracions del sistema climàtic 43
4.5. Mecanismes de realimentació 44
4.6. Classificació de models climàtics 45
4.6.1. Models del balanç d'energia (EBM) 45
4.6.2. Models radiatius-convectius (RCM) 45
4.6.3. Models de complexitat intermèdia 46
4.6.4. Models de circulació general (GCM) 47
4.7. Validació de models climàtics 49
4.8. Models climàtics de Mart 49
5. Model climàtic de Mart 51
5.1. Components del sistema climàtic 52
5.1.1. L'atmosfera 52
5.1.2. La regolita 53
5.1.3. Les capes polars 53
5.2. Variables del sistema climàtic 53
5.3. Divisió en zones latitudinals 54
5.4. Pas temporal i temps d'estudi total 54
5.5. Divisió del subsòl en capes verticals 54
5.6. L'equació de balanç radiatiu dinàmica (EBRD) 55
5.6.1. Radiació solar incident a la superfície Q_{sol} 58
5.6.2. Radiació atmosfèrica cap a la superfície Q_{atm} 60
5.6.3. Radiació de calor latent Q_{lat} 62
5.6.4. Radiació geotèrmica del subsòl Q_{reg} 62
5.6.5. Radiació per transport d'energia latitudinal Q_{tr} 63
5.6.6. Radiació infraroja de la superfície Q_{ir} 64
5.7. Intercanvi de volàtils 65
5.7.1. Intercanvi de volàtils atmosfera-capes polars 65
5.7.2. Intercanvi de volàtils atmosfera-regolita 67
5.7.3. Estabilització de la pressió atmosfèrica global 73
5.8. Producció de gasos d'efecte hivernacle 75
5.8.1. Producció 75
5.8.2. Despesa energètica 76
5.8.3. Característiques gasos EH considerats 77
5.9. Reducció de l'albedo polar 77
5.9.1. Aportació i pèrdua de material 78
5.9.2. Despesa energètica 78
5.10. Augment de la insolació 80
5.11. Viabilitat energètica 80
5.12. Dades del model i condicions inicials 81

5.12.1. Pressió atmosfèrica 81
5.12.2. Temperatura atmosfèrica 81
5.12.3. Albedo superfície 82
5.12.4. Gruix de capes polars 82
5.12.5. Concentracions de volàtils al subsòl 83
5.12.6. Propietats tèrmiques i difusives del subsòl 84
5.12.7. Perfil de temperatura del subsòl 84
6. Simulacions del model 85
6.1. Paràmetres fixats del model 85
6.2. Validació del model 86
6.3. Resultats de les simulacions 90
6.3.1. Simulació 1: augment de la insolació 91
6.3.2. Simulació 2: disminució de l'albedo a les zones polars 91
6.3.3. Simulació 3: modificació composició atmosfèrica 92
6.3.4. Simulació 4: combinació simulacions 1 i 3 93
6.3.5. Comparativa dels resultats de les simulacions 93
7. Conclusions i estudis futurs 107
7.1. Discussions i conclusions 107
7.2. Línies futures de treball 109
8. Apèndix 111
8.1. Solució analítica de l'equació de propagació de la calor 111
8.2. Càlcul de la insolació mitjana anual latitudinal i global 112
8.3. Constant de difusió dels gasos 113
8.4. Algoritme principal del model 115
9. Referències 117

Agraïments

He passat molt de temps desitjant que arribés aquest moment. Per una cosa o altra, sempre l'havia anat ajornant, però a la fi he assolit una de les metes que m'havia marcat a la vida.

L'esforç ha valgut la pena perquè, encara que no tinc formació de físic, he tingut l'oportunitat de treballar sobre un tema que m'ha apassionat des de ben petit. Segurament per això no he desistit mai.

El camí ha estat llarg. Per això, en primer lloc, vull donar les gràcies a la meva família, als meus pares i a la meva germana, per tot el que m'ha donat i per fer possible que iniciés aquest camí. A mon pare per transmetre'm la curiositat i la fascinació per aprendre com funcionen les coses: “Tant de bo poguessis viure aquest moment amb nosaltres”. A ma mare perquè ha esperat aquest moment amb més ganes que jo mateix. A la meva dona Txeli i els meus fills, l'Ariadna i en Jofre. Ells han estat un esperó continu per finalitzar aquest treball. A més, segons diuen, un pare ha de predicar amb l'exemple. També vull mencionar els meus amics més propers, Roberto i Felipe entre d'altres, que sempre han estat preguntant sorneguerament: "¿Cuándo acabarás tu proyecto?".

Per últim, voldria agrair molt especialment l'ajut que m'ha proporcionat el professor Jordi Isern, investigador de l'Institut d'Estudis Espacial de Catalunya (IEEC) i de l'Institut de Ciències de l'Espai (ICE-CSIC). Va ser ell qui em va proposar de realitzar aquest projecte i sempre ha tingut un moment quan m'han calgut els seus consells. Sobretot, gràcies per la seva eterna paciència. També vull donar les gràcies a l'Enrique Garcia-Berro per posar-me en contacte amb el professor Isern. Si no hagués estat per les seves classes de l'assignatura d'Astronomia i Radioastronomia a l'ETSETB potser no m'hauria decidit a fer aquest treball.

Gràcies a tots!!!

Dani

Resum del Projecte

Les característiques del planeta Mart fan que sigui un dels millors candidats per durhi a terme un procés d'enginyeria planetària conegut com a terraformació amb l'objectiu d'aconseguir una atmosfera habitable i respirable per als éssers humans. La primera etapa de la terraformació, anomenada ecopoiesi, consisteix a aconseguir les condicions climàtiques mínimes favorables per a establir un ecosistema on es puguin introduir microorganismes extremòfils, els quals ajudin a generar una atmosfera com la terrestre en etapes posteriors del procés.

S'ha desenvolupat un model matemàtic latitudinal del sistema climàtic de Mart per estudiar l'evolució de les condicions climàtiques planetàries i l'alliberament del CO_2 i H_2O de les capes polars i del subsòl cap a l'atmosfera durant l'etapa d'ecopoiesi segons la modificació de l'albedo, la irradiació solar i la composició atmosfèrica.

S'ha realitzat l'estudi de 4 simulacions diferents que modifiquen alguna de les variables d'entrada del model amb l'objectiu de determinar si és possible arribar i mantenir les condicions climàtiques següents: temperatura mitjana superior a 253 K, pressió atmosfèrica global entre 100 i 300 hPa, pressió parcial atmosfèrica de CO_2 superior a 100 hPa i pressió parcial atmosfèrica d'H_2O al voltant de 3 hPa.

Dels mètodes proposats per dur el sistema climàtic de Mart a les condicions desitjades els més prometedors són aquells que impliquen afegir una combinació de gasos d'efecte hivernacle (EH) del tipus dels perfluorocarbonis. Les temperatures assolides permeten la introducció de microorganismes extremòfils per continuar el procés de terraformació en estadis posteriors. El temps requerit per assolir aquestes temperatures és de l'ordre del centenar d'anys. L'energia necessària es pot aconseguir aprofitant l'energia solar rebuda en el 0.1% de la superfície planetària amb una eficiència del 10%. Ara bé, els nivells de densitat atmosfèrica i d'humitat esperats no s'assoleixen perquè l'alliberament de volàtils del subsòl s'atura per la condensació d'H_2O atmosfèric a la superfície de les latituds altes ($|\theta| \geq 60^{o}$). Per reduir o evitar aquesta situació és necessari augmentar la temperatura d'aquestes latituds.

En aquesta la línia es proposa continuar la investigació amb el model desenvolupat provant altres simulacions que permetin increments de temperatura majors en latituds altes per reduir o evitar la condensació d'H_2O i permetre l'alliberament de més quantitats de volàtils a l'atmosfera. El tipus de simulació recomanat és el que combina l'increment de la insolació i l'addició de gasos EH a l'atmosfera.

Resumen del Proyecto

Las características del planeta Marte lo convierten en uno de los mejores candidatos para llevar a cabo un proceso de ingeniería planetaria conocido como terraformación con el objetivo de lograr un ambiente habitable y respirable para los seres humanos. La primera etapa de la terraformación, llamado ecopoiesis, consiste en lograr las condiciones mínimas favorables para establecer un ecosistema donde se puedan introducir microorganismos extremófilos, que ayuden a generar una atmósfera como la terrestre en etapas posteriores del proceso.

Se ha desarrollado un modelo matemático en latitud del sistema climático de Marte para estudiar la evolución de las condiciones climáticas planetarias y la liberación de CO_2 y H_2O de las capas polares y del subsuelo hacia la atmósfera durante la etapa de ecopoiesis según la modificación del albedo, la radiación solar y la composición atmosférica.

Se ha llevado a cabo el estudio de 4 simulaciones distintas que modifican alguna de las variables de entrada del modelo con el fin de determinar si es posible conseguir y mantener las siguientes condiciones climáticas: temperatura media superior a 253 K, la presión atmosférica global entre 100 y 300 hPa, presión parcial atmosférica de CO_2 superior a 100 hPa y presión parcial atmosférica de H_2O alrededor de 3 hPa.

De los métodos propuestos para llevar el sistema climático de Marte a las condiciones deseadas los más prometedores son aquellas que involucran la adición de una combinación de gases de efecto invernadero del tipo de los perfluorocarbonos. Las temperaturas alcanzadas permiten la introducción de microorganismos extremófilos para continuar el proceso de terraformación en etapas posteriores. El tiempo requerido para alcanzar estas temperaturas es del orden de los cien años. La energía necesaria se logra aprovechando la energía solar recibida en el 0.1% de la superficie planetaria con una eficiencia del 10%. Sin embargo, los niveles de densidad atmosférica y la humedad esperadas no se alcanzan porque la liberación de volátiles se anula debido a la condensación de H_2O atmosférico en la superficie de las latitudes altas ($|\theta| \geq 60º$). Para reducir o evitar esta situación es necesario aumentar la temperatura en estas latitudes.

En esta línea se propone continuar la investigación con el modelo desarrollado probando otras simulaciones que permitan incrementos de temperatura mayores en latitudes altas para reducir o evitar la condensación de H_2O y permitir la liberación de más cantidades de volátiles a la atmósfera. El tipo de simulación recomendado es el que combina el aumento de la insolación y la adición de gases de efecto invernadero a la atmósfera.

Abstract

Planet Mars is one of the best candidates for performing a process of planetary engineering known as terraforming with the goal of achieving a habitable and breathable atmosphere for humans. The first stage of terraforming, called ecopoiesis, consists on achieving the minimum climatic conditions favorable to establish an ecosystem where extremophile microorganisms can be introduced for creating an Earth-like atmosphere in later stages of the process.

A latitudinal mathematical model of Mars climate system has been developed to study the evolution of planetary climatic conditions and the release of CO_2 and H_2O from polar caps and regolith to the atmosphere during the ecopoiesis stage according to the modification of the albedo, solar irradiation and the atmospheric composition.

The study has been carried out with 4 different simulations that modify any of the input variables of the model in order to determine whether it is possible to achieve and keep the following climatic conditions: average temperature higher than 253 K, global atmospheric pressure between 100 and 300 hPa, atmospheric partial pressure of CO_2 higher than 100 hPa and atmospheric partial pressure of H_2O around 3 hPa.

The most promising methods for bringing Mars climate system to the desired conditions are those that involve adding a combination of greenhouse gases, in particular perfluorocarbons. The temperatures reached allow the introduction of extremophile microorganisms in order to continue the process of terraforming in later stages. The time required to attain these temperatures is of the order of a hundred years. The energy required can be achieved by taking advantage of the solar energy received in the 0.1% of the planetary surface with an efficiency of 10%. However, the levels of atmospheric density and humidity expected are not reached because the release of volatiles from the underground is stopped by atmospheric H_2O condensation on the surface of the high latitudes ($|\theta| \geq 60^{\circ}$). To reduce or avoid this situation it is necessary to increase the temperature of these latitudes.

Further investigation with the developed model is proposed for testing other simulations that allow greater temperature increases in high latitudes to reduce or prevent H_2O condensation and allow the release of more amounts of volatiles into the atmosphere. The recommended type of simulation is one that combines the increase of solar radiation and the addition of greenhouse gases to the atmosphere.

Índex de figures

Figura 2.1 Concentració d'hidrogen equivalent-H_2O proporcionat per l'espectòmetre de neutrons de l'orbitador Mars Odissey [19]. 13
Figura 2.2 Model de l'escorça superficial de Mart [51]. 13
Figura 2.3 Mapa topogràfic de la superfície marciana proporcionat per l'instrument MOLA [72] de l'orbitador Mars Global Surveyor. 15
Figura 2.4 Mapa topogràfic de les zones polars de Mart proporcionat per l'instrument MOLA de l'orbitador Mars Global Surveyor [72]. 16
Figura 2.5 Mapa topogràfic de les zones polars de Mart [20]. 18
Figura 2.6 Circulació atmosfèrica i cèl·lules de Hadley a Mart [20]. 19
Figura 2.7 Línia temporal dels principals esdeveniments geològics de Mart [25]. ... 22
Figura 3.1 Equilibri entre corba de pressió de vapor del CO_2 (CPV-CO_2), temperatura polar actual (Tpol-actual) i temperatura polar actual augmentada en 5 K (Tpol+5) 28
Figura 3.2 Equilibri entre corba d'adsorció del CO_2 a la regolita i temperatura de la regolita a latituds mitjanes [28]. 29
Figura 4.1. Components del sistema climàtic i processos associats [33]. 40
Figura 4.2. Balanç d'energia amb una atmosfera representada per una única capa transparent a la radiació solar i emissivitat ε. 41
Figura 4.3. Representació del balanç d'energia sobre la superfície d'una zona limitada per les latituds θ_1 i θ_2 i longituds λ_1 i λ_2. 42
Figura 4.4. Estructura vertical atmosfèrica d'un RCM [37]. 46
Figura 4.5. Esquemes de malla per models atmosfèrics i oceànics tridimensionals [33]. 48
Figura 5.1. Components del sistema climàtic del model. 52
Figura 5.2. Divisió en capes del subsòl. 55
Figura 5.3. EBRD sobre la superfície sense presència de gel i en cas de presència de capa superficial de gel. 56
Figura 5.4. Àrea de la superfície d'una zona de latitud. 57
Figura 5.5. Balanç radiatiu sobre la superfície d'una zona. 57
Figura 5.6. Àrea de la superfíce transversal que presenta una zona de latitud a la radiació solar. 58
Figura 5.7. Balanç radiatiu a l'atmosfera. 60
Figura 5.8. Fenomen de conducció de la calor. 62
Figura 5.9. Transport d'energia latitudinal. 63
Figura 5.10. Intercanvi volàtils capes-atmsofera. 67
Figura 5.11. Estructura d'una capa de la regolita. 67
Figura 5.12. Adsorció CO_2 i H_2O als porus de la regolita sense presència d'H_2O condensada. 72
Figura 5.13. Sublimació/condensació H_2O als porus de la regolita en presència d'H_2O condensada 73

Figura 5.14. Intercanvi de volàtil entre la capa Q de la regolita i l'atmosfera en un pas temporal $\Delta t = t_{k+1} - t_k$ per una zona de latitud θ_i. 74
Figura 5.15. Cobertura de material d'una zona latitudinal. 79
Figura 5.16. Recorregut del material per cobrir una banda latitudinal θ_i-θ_s cada pas temporal. 79
Figura 6.1 Evolució de la temperatura i de la pressió atmosfèrica en condicions inicials. 87
Figura 6.2 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) en condicions inicals. 87
Figura 6.3 Evolució temporal de la pressió CO_2 i H_2O atmosfèrica en condicions inicials. 88
Figura 6.4 Evolució temporal de la pressió CO_2 adsorbida al subsòl i condensada a la superfície en condicions inicials. 88
Figura 6.5 Evolució temporal de la pressió H_2O adsorbida al subsòl, condensada al subsòl i condensada a la superfície en condicions inicials. 89
Figura 6.6 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) en condicions inicials. 89
Figura 6.7 Evolució temporal de la pressió CO_2 i H_2O atmosfèrica en condicions inicials amb un pas temporal Δt = 1,882 / 4 anys. 90
Figura 6.8 Evolució temporal de l'albedo en el procediment de cobertura de material de la zona 1 (-87.5º). 91
Figura 6.9 Evolució temporal de la pressió parcial de C_2F_6, C_3F_8 i SF_6 92
Figura 6.10 Evolució de la temperatura mitjana global per totes les simulacions. ... 96
Figura 6.11 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-1-ins. 96
Figura 6.12 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-2-alb. 97
Figura 6.13 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-3-geh. 97
Figura 6.14 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-4-ins-geh. ... 98
Figura 6.15 Evolució de la pressió atmosfèrica global per totes les simulacions. 98
Figura 6.16 Evolució de la pressió atmosfèrica de CO_2 per totes les simulacions.. 98
Figura 6.17 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica de CO_2 adsorbit al subsòl per totes les simulacions. 99
Figura 6.18 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica de CO_2 condensat a la superfície formant capes per totes les simulacions. 99
Figura 6.19 Evolució de la pressió atmosfèrica d'H_2O per totes les simulacions. 99
Figura 6.20 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O adsorbida al subsòl per totes les simulacions. 100
Figura 6.21 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O condensada al subsòl per totes les simulacions. 100
Figura 6.22 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O condensada a la superfície formant capes per totes les simulacions. 100

Figura 6.23 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-1-ins. 101
Figura 6.24 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-2-alb. 101
Figura 6.25 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-3-geh. 102
Figura 6.26 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-4-ins-geh. 102
Figura 6.27 Energia consumida per cada simulació comparada amb la generada per 100 centrals de 800 MW. 103
Figura 6.28 Energia consumida per cada simulació comparada amb l'energia solar incident aprofitada en el 0.1% de la superfície planetària amb una eficiència del 10%. 103
Figura 8.1 Algoritme principal del model. 115

Índex de taules

Taula 2.1 Recull de missions dels anys 60 i 70 [20]. 6
Taula 2.2 Recull de missions dels anys 1988 al 2005 [20]. 7
Taula 2.3 Característiques i propietats generals de Mart [19, 20]. 10
Taula 2.4 Propietats dels satèl·lits de Mart [19, 20]. 10
Taula 2.5 Fracció de massa d'H_2O de la superfície de Mart per latitud [46]. 13
Taula 2.6 Estimació de quantitats de volàtils a Mart [19]. 14
Taula 2.7 Composició atmosfèrica de Mart [20]. 17
Taula 3.1 Estats climàtics de Mart, actual i desitjats. 27
Taula 3.2 Resum de mètodes de terraformació [14]. 34
Taula 3.3 Despesa energètica estimada per diferents processos d'alliberament de volàtils a Mart [29]. 35
Taula 5.1. Zones latitudinals del model. 54
Taula 5.2. Profunditats de penetració de l'ona calorífica per valors típics de densitat, conductivitat i calor específica de la regolita marciana [44, 46]. 55
Taula 5.3. Insolació mitjana anual per cada latitud. 59
Taula 5.4. Característiques gasos EH. 77
Taula 5.5. Quantitats inicials de CO_2 a les capes polars. 82
Taula 5.6. Quantitats inicials d'H_2O a les capes polars. 82
Taula 5.7. Concentracions inicials de volàtils a la regolita. 83
Taula 6.1 Paràmetres fixats del model. 85
Taula 6.2 Emissivitat i coeficients de transport per zones. 86
Taula 6.3 Condicions climàtiques actuals. 86
Taula 6.4 Estat present i desitjat pel sistema climàtic de Mart. 91
Taula 6.5 Casos simulats. 93
Taula 6.6 Comparativa de l'estat inicial, l'estat desitjat i l'estat a la iteració 264 (500 anys) de les diferents variables del model per les diferents simulacions. 104
Taula 6.7 Comparativa energia disponible i necessària màxima per les diferents simulacions (superfície planetària aprofitada per recollir radiació solar $f_s=10^{-3}$, eficiència=10%; nombre centrals generadores NC=100, potència nominal per central W_{NC}=800MW) 105
Taula 6.8 Assoliment de l'estat 1 per cada simulació. 105

Acrònims

A continuació es llisten alguns acrònims utilitzats:

E

EH Efecte hivernacle

ESA European Space Agency

G

GEL Global Equivalent Layer

I

IR Infraroig

M

MOLA Mars Orbiter Laser Altimeter

N

NASA National Aeronautics and Space Administration

P

PFC Perfluorocarboni

PS Pol Sud

PN Pol Nord

U

UV Ultraviolat

1. Introducció

1.1. Context del projecte

Les agències espacials de tot el món fa dècades que han iniciat l'exploració robòtica d'altres mons del Sistema Solar diferents de la Terra. Segurament, a llarg termini, un dels futurs esglaons en aquesta conquesta de l'espai serà l'establiment d'assentaments humans en la superfície d'alguns planetes o satèl·lits. Aquesta expansió estarà motivada principalment per raons econòmiques i la necessitat d'ampliar els coneixements científics. Els assentaments hauran de proporcionar unes condicions mínimes per permetre la vida dels seus ocupants. En un primer estadi podrien ser petits habitats o biosferes que dependrien dels subministraments terrestres, però en algun cas es podria anar més enllà. Per aconseguir un assentament permanent i independent s'hauria de transformar tot un planeta en una biosfera autònoma, amb unes condicions climàtiques semblants a les de la Terra, mitjançant un procés que es coneix com a terraformació.

Segons Martyn J. Fogg la terraformació *"... pot ser definida com un procés d'enginyeria planetària, específicament dirigit a millorar la capacitat d'un medi ambient planetari extraterrestre per suportar la vida. L'objectiu últim en la terraformació d'un planeta seria crear una biosfera planetària no continguda en cap mena de recinte que emulés totes les funcions de la biosfera de la Terra, capaç de ser habitable completament pels éssers humans"* [1]. Cal diferenciar el concepte de terraformació del d'enginyeria planetària. Aquest últim és un terme més genèric que defineix les accions encaminades a modificar l'entorn d'un planeta encara que finalment no tingui les condicions d'habitabilitat de la Terra.

L'origen conceptual de terraformació, tot i que encara no s'utilitzava aquest terme com a tal, es remunta al segle XIX amb els estudis dels primers mediambientalistes com George P. Marsh o Vladimir Vernadsky sobre l'impacte de les activitats humanes a la Terra. També l'astrònom aficionat Percival Lowell ja va especular sobre l'aplicació de l'enginyeria planetària a altres mons.

Les observacions astronòmiques de Mart durant el segle XIX van influenciar sobre la literatura de ciència-ficció. La noció de terraformació apareix per primer cop a una novel·la del 1930 titulada *Last and First Men*, d'en William Olaf Stapledon, un poeta anglès conegut pels seus llibres de ciència-ficció. En aquesta novel·la es relata com la Humanitat ha de fer habitables diversos planetes del Sistema Solar per sobreviure a la destrucció de la Terra. Uns anys més tard, el 1942, l'escriptor Jack Williamson va ser el primer a batejar aquest concepte amb el mot "*terraforming*", terraformació en anglès, a la seva novel·la *Collision Orbit*, on el defineix com el conjunt d'operacions necessàries per la transformació d'un planeta en una altra Terra. Arthur C. Clark també va introduir el concepte de terraformació en la seva novel·la del 1951, *The Sands of Mars*. I el 1965, Frank Herbert va fer servir la idea de terraformació en la seva obra *Dune*, on els pobladors del desèrtic planeta Arrakis decideixen transformar el planeta en un verger.

Avui en dia l'obra de referència en la ciència-ficció sobre la terraformació de Mart és la trilogia d'en Kim Stanley Robinson del 1993-1996, *Red Mars, Green Mars* i *Blue Mars*. En aquesta obra s'aborda el tema de la terraformació de manera molt completa des de tota mena d'aspectes: científics, polítics, socials, ètics, etc. L'autor fa una descripció d'una possible societat marciana, formada per colons arribats de la Terra i població autòctona, on es generen conflictes entre els qui volen terraformar Mart a qualsevol preu, per adaptar-lo a la vida humana, i aquells que no volen modificar les característiques del planeta tot respectant el seu entorn natural.

En un sentit invers, els científics també han recollit moltes idees de la literatura de ciència-ficció per desenvolupar noves tecnologies i coneixements. Els estudis sobre la terraformació no són pas una excepció. Un dels primers científics que es va dedicar a l'estudi d'aquesta matèria va ser el cèlebre astrònom nord-americà Carl Sagan. En el seu article del 1961, *The Planet Venus*, Sagan va proposar un mecanisme per transformar l'atmosfera de Venus a una temperatura de 460 ºC i 91170 hPa de pressió de CO_2 per fer-la menys inclement, mitjançant la introducció d'algun tipus d'algues microscòpiques capaces de resistir aquestes condicions tan extremes. Les algues convertirien l'atmosfera de CO_2 en una atmosfera d'oxigen i vapor d'aigua reduint l'efecte hivernacle i refredant el planeta. A partir d'aquest treball publicat a la reconeguda revista *Science*, la terraformació va començar a ser considerada una disciplina més seriosa.

Des d'aleshores molts membres de la comunitat científica es dediquen a estudiar aquesta matèria esperonats per les missions d'exploració enviades per tot el Sistema Solar. Actualment, alguns dels científics de referència en aquest tema són en Robert Zubrin, Christopher P. McKay i Martyn J. Fogg. Han col·laborat en treballs que avaluen la possibilitat de terraformar planetes de tipus terrestre com Venus, Mart i Mercuri. Fins i tot existeixen estudis sobre la terraformació de la Lluna i alguns satèl·lits de Júpiter i Saturn.

La majoria d'aquests treballs de recerca es centren en la possibilitat de terraformar Mart. Les seves característiques planetàries són molt semblants a les de la Terra i el fan el millor candidat perquè un procés de terraformació pugui tenir èxit. El procés de terraformació de Mart hauria de dur el planeta des del seu estat d'esterilitat actual, amb una temperatura atmosfèrica mitjana de -60 ºC i una pressió atmosfèrica de 7 hPa de CO_2, fins a un estat final, que seria un planeta totalment habitable pels humans i altres animals terrestres.

El procés s'hauria de fer en dues etapes. La primera, seria un procés d'enginyeria planetària que en Robert Haynes va batejar com ecopoiesi ("construir una llar" en grec) en el qual s'haurien d'augmentar la temperatura i pressió atmosfèriques a nivells que permetin crear un ecosistema autoregulat i autosuficient de microorganismes anaeròbics (T~250 K i P~150 hPa). Això implica provocar un canvi climàtic radical mitjançant l'escalfament global planetari basat en l'alliberament del CO_2 i els volàtils continguts a les capes polars i el subsòl. En la segona etapa s'introduirien microorganismes modificats a partir d'enginyeria genètica per suportar condicions climàtiques extremes, que ajudarien a augmentar la quantitat d'O_2 i N_2 a l'atmosfera a partir del CO_2 atmosfèric i els òxids i nitrats del subsòl. Més endavant, quan les condicions ho permetessin, s'introduirien plantes complexes per completar una

atmosfera respirable amb temperatures globals que permetrien un clima temperat més aviat fred, nivells d'humitat baixos i una pressió atmosfèrica una mica per sota de la terrestre.

A partir de l'estudi de models climàtics, teories ecològiques i tecnologies d'enginyeria planetària es creu possible terraformar el planeta Mart amb la tecnologia disponible actualment.

1.2. Objectius del projecte

Partint dels estudis realitzats per diversos autors, l'objectiu d'aquest projecte és desenvolupar un model matemàtic simple latitudinal del sistema climàtic de Mart format per l'atmosfera, les capes polars i el subsòl. Aquest model ens ha de permetre estudiar l'evolució temporal de les condicions climàtiques principals del sistema (temperatura i pressió atmosfèrica) durant la primera etapa de la terraformació segons la variació de certs paràmetres (albedo, irradiació solar, quantitat de gasos d'efecte hivernacle).

El model ha de ser l'eina de treball que ens permeti donar resposta a les següents qüestions sobre la primera fase del procés de terraformació de Mart:

- Decidir si és realitzable: donades les condicions climàtiques inicials del planeta decidir si és possible assolir unes condicions finals desitjades i mantenir-les
- Decidir si és viable temporalment: si la resposta a la primera qüestió és positiva, determinar en quin marge de temps es pot completar
- Decidir la viabilitat energètica: si la resposta a la primera qüestió és positiva, estimar si la despesa energètica necessària és assumible

1.3. Estructura de la memòria

Per implementar un model climàtic cal conèixer les propietats i característiques del sistema a modelar. Al capítol 2 s'amplia la informació sobre les característiques físiques del planeta que han aportat les diferents missions d'exploració. També s'hi fa un breu repàs de les missions d'exploració a Mart.

Al capítol 3 es descriu amb més detall el procés de terraformació de Mart posant èmfasi en la primera fase del procés i els mètodes per dur-la a terme.

Un model climàtic pot ser molt complicat de construir a conseqüència de la quantitat i complexitat dels processos físics, químics i biològics que hi intervenen. Al capítol 4 es fa una breu introducció als models climàtics per aclarir alguns conceptes bàsics i repassar la tipologia dels models existents.

Al capítol 5 es detalla les característiques del model climàtic desenvolupat. S'ha escollit la construcció d'un model simple per reduir la quantitat de processos a implementar i perquè es considera suficient per assolir l'objectiu del present treball. De tota manera, el model creat podrà ser ampliat en treballs posteriors per augmentar-

ne la complexitat i la bondat per representar amb més exactitud el sistema climàtic de Mart. El desenvolupament d'aquest model es realitza en llenguatge de programació MATLAB per ser el més adequat per implementar els mètodes numèrics necessaris per resoldre les equacions diferencials que el descriuen.

Al capítol 6 s'exposen els resultats de les simulacions fetes amb el model, i al capítol 7 se n'extreuen les conclusions i possibles camins a seguir en futurs estudis.

Finalment al capítol 8 s'hi afegeix l'apèndix amb informació complementària d'utilitat per completar la comprensió de diversos aspectes del model implementat.

2. Dades sobre el planeta Mart

2.1. Exploració del planeta Mart

2.1.1. Observacions històriques

Les primeres observacions del planeta Mart abans de l'aparició dels telescopis, cap a l'any 1609, ja van determinar el període de translació al voltant del Sol de 687 dies terrestres. La teoria heliocèntrica de Nicolau Copèrnic (1543) va servir per explicar el seu aparent moviment retrògrad. Més endavant, Johannes Kepler va poder establir-ne l'òrbita el·líptica a partir de les acurades observacions del seu mestre, Tycho Brahe, a finals del segle XVI.

Més endavant el 1659 Chrystian Huygens va ser el primer a determinar una característica topogràfica de Mart, Syrtis Major. Giacomo Cassini va identificar les capes polars el 1666. Entre el 1777 i 1783 sir William Herschel va ser el primer a identificar la inclinació de l'eix de rotació d'uns 30º; també va donar un període de rotació de 24 hores i 39 minuts i 21 segons, i va deduir la presència d'una atmosfera molt tènue.

Durant el segle XIX van continuar les descobertes amb l'ajut de millors telescopis: es va refinar la mesura del període a 24 hores 37 minuts i 22 segons; es van començar a dibuixar mapes de la superfície marciana més detallats. El 1877, Giovanni Schiaparelli va identificar unes línies fosques que recorrien la superfície que va anomenar "canali". Molts van pensar que es referia a canals fets per alguna civilització marciana en el passat i es va desfermar la imaginació dels escriptors de ciència-ficció. A començaments del segle XX, el multimilionari nord-americà Percival Lowell va muntar un observatori astronòmic per demostrar aquesta teoria, però el desenvolupament de telescopis més potents (Mount Palomar, 1948) i finalment l'enviament de les primeres sondes espacials van acabar enterrant la teoria dels canals: les línies fosques eren originades pel moviment de pols i sorra provocats pels vents estacionals.

Els avenços tecnològics a partir dels anys 50 van augmentar la qualitat i quantitat de les observacions de manera dramàtica. Es van començar a realitzar observacions en l'espectre IR des del telescopi orbital Hubble i també mesures de la topografia de la superfície marciana des de radiotelescopis terrestres. Únicament superades per l'instrument MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) de l'orbitador Mars Global Surveyor, operatiu fins al 2006 [20].

A partir dels anys 60 es van començar a enviar diverses missions espacials per intentar descobrir in situ més característiques de Mart. Fins a l'actualitat s'han enviat més de 30 missions (entre orbitadors, mòduls d'aterratge i ròvers d'exploració). En l'apartat següent es detallen les més exitoses i les seves descobertes més rellevants.

2.1.2. Missions espacials

Les primeres missions espacials es van desenvolupar als anys 60 en el context de la Guerra Freda entre els EUA i l'antiga URSS. Els governs van destinar molts recursos per ser els primers en mostrar al món el seu poder militar i tecnològic [19]. Tanmateix, els objectius científics no es van perdre mai de vista. Els programes d'exploració de Mart tenien (i encara tenen) com a objectius científics principals la recerca d'evidències de vida passada i present al planeta seguint la petja de l'aigua, la recollida de dades per reconstruir la seva evolució geològica, determinar la història climàtica del planeta i la preparació per futures missions d'exploració tripulades.

L'objectiu de les primeres missions era sobrevolar l'òrbita marciana per prendre imatges de la superfície i fer mesures atmosfèriques en l'espectre IR i UV. El 1964 la missió americana Mariner 4 va confirmar que l'atmosfera marciana estava composta per 500 a 1000 Pa de CO_2. Més tard, el 1971 la Mariner 9 va ser la primera aeronau en entrar i mantenir-se en l'òrbita de Mart. Des d'allà va enviar més de 7000 fotografies que van ajudar a traçar el mapa del 70% de la superfície del planeta i va confirmar la presència de canals naturals formats per fluxos d'aigua líquida en algun moment de la història del clima marcià.

A partir de la Mariner 9 les missions es van tornar més ambicioses. Es van dissenyar mòduls d'aterratge per fer mesures a la mateixa superfície planetària. El 1976 les missions americanes Viking 1 i 2 van aconseguir aterrar exitosament a la superfície de Mart amb l'objectiu de trobar indicis sobre la presència de vida a Mart. Les dues missions Viking constaven d'un orbitador i un mòdul d'aterratge. Els orbitadors van enviar més de 50000 imatges de la superfície i els mòduls de terra van fer mesures meteorològiques i geològiques, van analitzar l'estructura atmosfèrica, i també van analitzar mostres del sòl en un petit laboratori biològic. No es van trobar rastres de vida, però si evidències de vapor d'aigua atmosfèric.

Mission	Country	Launch date	Type of mission	Results
[Unnamed]	USSR	10/10/60	Flyby	Did not reach Earth orbit
[Unnamed]	USSR	14/10/60	Flyby	Did not reach Earth orbit
[Unnamed]	USSR	24/10/62	Flyby	Achieved Earth orbit only
Mars 1	USSR	1/11/62	Flyby	Radio failed at 106×10^6km
[Unnamed]	USSR	4/11/62	Flyby	Achieved Earth orbit only
Mariner 3	US	5/11/64	Flyby	Shroud failed to jettison
Mariner 4	US	28/11/64	Flyby	Successfully flew by 7/14/65
Zond 2	USSR	30/10/64	Flyby	Passed Mars but radio failed
Mariner 6	US	24/2/69	Flyby	Successfully flew by 7/31/69
Mariner 7	US	27/3/69	Flyby	Successfully flew by 8/5/69
Mariner 8	US	8/5/71	Orbiter	Failed during launch
Kosmos 419	USSR	10/5/71	Lander	Achieved Earth orbit only
Mars 2	USSR	10/5/71	Orbiter/lander	No useful data; lander failed
Mars 3	USSR	28/5/71	Orbiter/lander	Arrived 12/3/71; some data
Mariner 9	US	30/5/71	Orbiter	In orbit 11/13/71 to 10/27/72
Mars 4	USSR	21/7/73	Orbiter	Failed; flew past Mars 2/10/74
Mars 5	USSR	25/7/73	Orbiter	Arrived 2/12/74; lasted a few days
Mars 6	USSR	5/8/73	Orbiter/lander	Arrived 3/12/74; little data return
Mars 7	USSR	9/8/73	Orbiter/lander	Arrived 3/9/74; little data return
Viking 1	US	20/8/75	Orbiter/lander	Orbiter lasted 6/19/76–8/7/80; lander operated 7/20/76–11/13/82
Viking 2	US	9/9/75	Orbiter/lander	Orbiter lasted 8/7/76–7/25/78; lander operated 9/3/ 76–8/7/80

Taula 2.1 Recull de missions dels anys 60 i 70 [20].

Durant els anys 80 es va deixar de banda l'exploració de Mart, però als anys 90 es va reprendre de nou. El 1996 la NASA va enviar la Mars Global Surveyor, un orbitador amb diversos instruments per cartografiar el planeta i estudiar-ne el clima. Un dels seus principals instruments era el Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) que va permetre cartografiar la topografia marciana com mai s'havia fet i va produir perfils tridimensionals del pol nord. També va trobar evidències d'aigua líquida en la superfície. El mateix any es va enviar la Mars Pathfinder, el primer conjunt mòdul d'aterratge-ròver d'exploració. La Pathfinder va desplegar el ròver Sojourner, el primer vehicle amb rodes sobre Mart que va retornar 550 fotografies i va realitzar anàlisis químiques de mostres del sòl en 16 llocs diferents, al voltant del seu lloc d'aterratge.

Phobos 1	USSR	7/7/88	Orbiter/lander	Lost en route to Mars
Phobos 2	USSR	12/7/88	Orbiter/lander	Lost March 1989 near Phobos
Mars Observer	US	25/9/92	Orbiter	Lost just before Mars arrival
Mars Global Surveyor	US	7/11/96	Orbiter	Operated 9/12/97– 11/2/06
Mars 96	Russia	16/11/96	Orbiter/lander	Launch vehicle failed
Mars Pathfinder	US	4/12/96	Lander/rover	Operated 7/4/97– 9/27/97
Nozomi	Japan	4/7/98	Orbiter	In heliocentric orbit
Mars Climate Orbiter	US	11/12/98	Orbiter	Lost on arrival 9/23/99
Mars Polar Lander/ Deep Space 2	US	3/1/99	Lander/ penetrators	Lost on arrival 12/3/99
Mars Odyssey	US	7/4/01	Orbiter	Arrived 10/24/04; still operating
Mars Express	ESA	2/6/03	Orbiter/lander	Arrived 12/25/03; orbiter operating, lander lost upon landing
Mars Exploration Rovers:				
Spirit	US	10/6/03	Rover	Arrived 1/3/04; still operating
Opportunity	US	7/7/03	Rover	Arrived 1/25/04; still operating
Mars Reconnaisance Orbiter	US	12/8/05	Orbiter	Arrived 3/10/06; still operating

Taula 2.2 Recull de missions dels anys 1988 al 2005 [20].

Després dels fracassos de les missions Mars Climate Orbiter (1998) i Mars Polar Lander (1999), el 2001 la NASA va enviar la Mars Odissey amb gran expectació. Un dels principals objectius científics de Mars Odyssey 2001 era la cartografia dels elements químics i minerals que componen la superfície de Mart. Gràcies al seu espectròmetre de neutrons es va determinar l'abundància d'hidrogen equivalent d'H_2O i CO_2 en el primer metre de la superfície; també va adquirir imatges tèrmiques d'alta resolució en l'espectre IR de minerals superficials i va proporcionar informació sobre l'estructura de la superfície de Mart. Mars Odissey encara és operativa.

El 2003 l'Agència Espacial Europea (ESA) va llençar la missió Mars Express, un orbitador amb l'objectiu d'estudiar l'atmosfera de Mart, el seu clima, l'estructura del planeta, la seva mineralogia, la seva geologia i la recerca de traces d'aigua amb l'instrument OMEGA. La missió va proporcionar evidències d'H_2O a les capes polars. Un dels resultats més excitants va ser la detecció de metà atmosfèric (CH_4) per l'experiment PFS; el curt temps de vida del CH_4 a l'atmosfera va fer creure que la seva reposició es donaria per processos volcànics, hidrotermals o fins i tot biològics. Mars Express continua operativa.

El 2003 la NASA va llençar la missió Mars Exploration Rovers (MER) que constava de dos ròvers, l'Spirit i l'Opportunity, amb l'objectiu d'analitzar les roques del voltant dels seus llocs d'aterratge per determinar si hi havia existit activitat d'aigua. Els dos van trobar evidències de la presència d'aigua de manera intermitent al llarg de la

història marciana. Spirit va deixar de transmetre el 2011, Opportunity encara és operativa.

El 2005 la NASA va enviar la Mars Reconaissance Orbiter (MRO), un orbitador dissenyat per realitzar un seguiment dels canvis en l'aigua i la pols en l'atmosfera de Mart, buscar més evidències d'antics mars i aigües termals i estudiar els últims canvis climàtics de Mart mitjançant l'estudi dels minerals de la superfície i capes. També es tenia previst fer-la servir com enllaç de comunicacions d'alta velocitat entre altres missions i la Terra. MRO continua operativa en l'actualitat.

El 2007 la NASA va llençar la Phoenix, un mòdul d'aterratge amb l'objectiu d'analitzar la presència d'H_2O del subsòl de les zones polars. L'analitzador termal de Phoenix va confirmar la presència d'aigua, però només va estar activa durant 3 mesos. Es va perdre el contacte a finals del 2008.

El 2011 la NASA va enviar una de les missions més ambicioses amb suport internacional: el Mars Science Laboratory (MSL) amb elròver Curiosity, el doble de llarg i tres vegades més pesant que els MER. La seva missió: analitzar mostres de sòl i roques marcianes a la recerca de compostos orgànics per trobar pistes de possible vida microbiana en el passat. Els científics van analitzar les seves troballes, i avui en dia es creu que l'antic Mart hauria tingut la química adequada per allotjar-hi la vida. Ara bé, els nivells de radiació detectats plantejarien riscos per futures missions tripulades. Actualment continua operativa cercant traces de metà i altres compostos orgànics.

El 2013 es va llençar la missió MAVEN (Mars Atmospheric and Volatile EvolutioN), un orbitador de la NASA amb l'objectiu d'estudiar l'atmosfera de Mart per ajudar a entendre el canvi climàtic del planeta al llarg de la seva història. Des de la seva arribada a Mart, MAVEN ha proporcionat informació sobre com es perden els gasos atmosfèrics a l'espai actualment per entendre el que va succeir en el passat. En l'actualitat continua operativa i també ha de proporcionar suport per als enllaços de comunicacions de les missions actuals sobre la superfície del planeta (MSL, Opportunity) i missions futures.

Actualment la ESA ha engegat el programa d'exploració ExoMars 2020, una sèrie de missions amb l'objectiu de determinar si en algun moment de la història del planeta hi va existir vida a Mart. Recentment, s'ha llençat la missió ExoMars TGO (Trace Gas Orbiter), actualment en ruta cap a Mart. Els principals objectius de la missió són trobar evidències de metà i altres gasos traça atmosfèrics que podrien ser un senyal de processos biològics o geològics actius a Mart. La missió també inclou Schiaparelli, un mòdul d'aterratge amb l'objectiu d'estudiar els camps elèctrics de la superfície de Mart i la concentració de pols atmosfèrica com a possibles detonants de les tempestes de pols.

La NASA preveu llençar el 2018 la missió InSight (Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport) que situarà un mòdul d'aterratge sobre la superfície per estudiar l'interior planetari, per entendre també els processos que van donar forma als planetes rocallosos del Sistema Solar interior fa més de 4000 milions d'anys.

2.2. Característiques del planeta Mart

Els segles d'observació telescòpica i les missions robòtiques de les últimes dècades han permès recollir una gran quantitat de dades sobre les característiques del planeta. Algunes d'elles són poc conegudes i/o estan subjectes a revisió en espera de noves dades.

2.2.1. Formació de Mart i propietats planetàries

Mart és el quart planeta del Sistema Solar. Com els altres planetes del sistema es va formar fa uns 4500 milions d'anys a partir del procés d'acreció d'un núvol de gasos i pols que rodejava el Sol. Forma part dels planetes del Sistema Solar interior, com la Terra. La composició és bàsicament rica en ferro i volàtils com aigua i diòxid de carboni. És un planeta rocallós, per això es considera que és un planeta de tipus terrestre.

Durant el període que va dels 4500 als 3800 milions d'anys els altres planetes del Sistema Solar interior van patir un episodi de bombardeig massiu de meteorits. Possiblement durant aquest període un d'aquests meteorits va arrencar una gran porció de l'hemisferi nord del planeta Mart i va provocar la pèrdua de la major part dels volàtils del planeta.

Té una òrbita el·líptica al voltant del Sol amb una distància mitjana de 1.52 UA i una gran excentricitat (0.0934) que provoca que la distància al Sol variï de 1.38 UA en el periheli a 1.66 UA en l'afeli. Això fa que les diferències de temperatura entre les estacions sigui molt acusada. La seva major distància al Sol fa que la irradiació solar que arriba la seva òrbita sigui menys de la meitat que a la Terra, uns 590 $W \cdot m^{-2}$.

El període de rotació és de 24 hores i 37 minuts, per tant un dia marcià té una durada molt semblant a la d'un dia terrestre (24 hores). Un any marcià dura uns 687 dies terrestres i uns 669 dies marcians.

L'obliqüitat de l'eix de rotació és l'angle d'inclinació que forma l'eix respecte de la perpendicular al pla de l'eclíptica. Actualment l'obliqüitat és de 25.2º. Aquesta inclinació fa que Mart experimenti també un cicle estacional al llarg de l'any.

La insolació es veu afectada per tres cicles orbitals, coneguts com a cicles de Milankovitch [20, 71]:

- l'excentricitat de l'òrbita varia de 0 a 0.12 amb un període 95000 anys. Afecta la distància del planeta al Sol en el seu periheli i afeli.
- L'obliqüitat de l'eix de rotació pot variar entre 15 i 35º amb un període de 120000 anys. Una inclinació més gran de l'eix de rotació fa que la insolació sigui més elevada a latituds més altes durant l'estiu i les estacions tinguin oscil·lacions de temperatura més altes.

- la precessió de l'eix de rotació modifica la posició relativa dels solsticis i dels equinoccis respecte de l'afeli i el periheli. Actualment, l'eix de rotació apunta en la direcció del Sol durant l'afeli. Per tant, l'hemisferi sud rep més insolació durant el periheli i menys durant l'afeli. Com a conseqüència les temperatures a l'hemisferi sud són més extremes. La precessió de l'eix té un període de 51000 anys.

L'albedo planetari global pren valors al voltant de 0.2. Pel que fa a la superfície l'albedo pren valors entre 0.15 i 0.7 segons la latitud. Les zones equatorials tenen un coeficient de reflexió de la radiació solar més baix, que creix a mesura que s'apropa a les zones polars per la presència de capes de gel.

El radi equatorial és de 3394 km, la meitat que la terrestre. La massa és de $6.4185 \cdot 10^{23}$ kg, una desena part de la Terra. La gravetat és un terç de la terrestre, 3.72 $m \cdot s^{-2}$. La densitat mitjana planetària és de 3933 $kg \cdot m^{-3}$.

Propietat	Valor	Mart/Terra
Massa total (kg)	$6.4185 \cdot 10^{23}$	0.1075
Radi (km)	3394	0.5319
Àrea superfície total (km^2)	$1.448 \cdot 10^{8}$	0.284
Densitat ($kg \cdot m^{-3}$)	3933	0.7131
Gravetat en superfície ($m \cdot s^{-2}$)	3.72	0.38
Velocitat escapament ($km \cdot s^{-1}$)	5.027	0.449
Període rotació (h)	24.6229	1.0288
Obliqüitat	25.2	1.074
Període translació (d)	686.97	1.8808
Camp magnètic (Tesla)	residual	-
Distància al sol (km)	$227.4 \cdot 10^{6}$	1.52
Distància afeli (km)	$249.2 \cdot 10^{6}$	1.638
Distància periheli (km)	$206.7 \cdot 10^{6}$	1.405
Excentricitat	0.0934	5.59
Radiació solar alta atmosfera ($W \cdot m^{-2}$)	590	0.4307
Albedo	0.2	0.667
Període variació excentricitat (a)	$95 \cdot 10^{3}$	0.95
Període precessió (a)	$51 \cdot 10^{3}$	2.04
Període variació obliqüitat (a)	$120 \cdot 10^{3}$	3.0

Taula 2.3 Característiques i propietats generals de Mart [19, 20].

Mart té dos satèl·lits de poca grandària que orbiten al seu voltant molt a prop del planeta: Deimos i Phobos. El seu origen encara no està clar: es podrien haver format durant la formació planetària per acreció de materials; d'altra banda la seva composició és semblant a la dels asteroides, així que podrien ser cossos provinents del cinturó d'asteroides capturats per la gravetat marciana; una tercera possibilitat és la formació per l'impacte d'un cos que hauria ejectat material planetari cap a l'espai.

Propietat	Deimos	Phobos
Massa total (kg)	$10.8 \cdot 10^{15}$	$2.0 \cdot 10^{15}$
Diàmetre (km)	22.2	12.6
Eix semi-major òrbita (km)	23460	9377
Període de l'òrbita (h)	30.35	7.66

Taula 2.4 Propietats dels satèl·lits de Mart [19, 20].

2.2.2. L'interior de Mart

El coneixement de l'interior de Mart es basa en càlculs i models teòrics derivats de les observacions realitzades quant a grandària, massa, dinàmica de rotació i camps magnètics i gravitacionals. Els models suggereixen un nucli molt dens, ric en ferro i magnesi en menor quantitat, envoltat d'un mantell de més baixa densitat i cobert per una escorça encara menys densa.

Originalment el nucli era mot calent a causa de la calor provocada per la formació del planeta. Així el ferro líquid en rotació va crear una magnetosfera planetària per l'efecte dinamo durant els primers 100 milions d'anys. Aquesta magnetosfera impedia la penetració de la radiació solar d'alta energia fins a la superfície. Posteriorment el nucli es va refredar possiblement per la reacció del ferro amb grans quantitats d'aigua. El resultat van ser òxids de ferro i hidrogen que es va escapar a l'espai alliberant grans quantitats de calor. Com a conseqüència el camp magnètic va desaparèixer deixant només certes traces. Això va provocar que els vents solars s'enduguessin part de l'alta atmosfera. Els models prediuen que actualment el nucli està dividit en un nucli interior de ferro sòlid i un nucli exterior de ferro líquid, com la Terra. El nucli té un radi de 1500 a 2000 km i conté un 15-30% de la massa planetària.

El mantell està format per roca fosa de densitat 3500 $kg \cdot m^{-3}$ i també es divideix en dues capes diferenciades per la seva composició química. En total fa uns 1500 a 2100 km de gruix. Durant els primers 100 milions d'anys d'existència del planeta la convecció al mantell va ser molt activa, provocant una gran activitat volcànica a la superfície. Més endavant, amb el refredament planetari, aquesta convecció es va alentir i el vulcanisme va minvar. Aquesta va ser una possible causa de la pèrdua d'aportació de volàtils a l'atmosfera.

Amb el refredament del mantell es va crear una escorça o litosfera de roca basàltica d'entre 40 i 150 km de gruix. Aquest gruix impedeix que hi existeixi una tectònica de plaques com a la Terra, que té una litosfera més prima.

L'estructura de l'escorça planetària de menys a més profunditat és la següent:

- Capa superior: anomenada regolita. És una capa de material porós d'entre pocs mil·límetres i 7 km. Es compon d'una barreja de materials provinents d'impactes, fluxos de lava, dipòsits sedimentaris i material erosionat. Densitat entre 1200 i 1800 $kg \cdot m^{-3}$.
- Capa intermèdia: fonament de roca basàltica fracturada per processos geològics o impactes de meteorits.
- Capa inferior: material compactat per la pressió a gran profunditat. Densitat entre 2500 i 3000 $kg \cdot m^{-3}$.

2.2.3. La superfície de Mart

Una de les principals característiques de la superfície marciana és el desnivell topogràfic existent entre les terres baixes de l'hemisferi nord i les terres altes del sud (dicotomia hemisfèrica marciana, veure figura 2.3). La diferència d'alçada entre els

dos hemisferis és d'uns 3 km de mitjana. Els desnivell entre el punt més baix del planeta (Hellas Planitia a -8 km) i el punt més alt (Olympus Mons a 21 km) és de gairebé 30 km, superior al màxim desnivell conegut a la Terra [20, 53, 72]. L'alçada de referència (z=0) es pren pel nivell de pressió atmosfèrica de 610 Pa.

Les terres del nord són més planes formades per fluxos de lava i dipòsits sedimentaris (figura 2.4). En canvi les terres del sud, més muntanyoses, presenten una superfície poc renovada plena de cràters d'impacte. Prop de la zona equatorial hi ha l'altiplà de Tharsis on es troba l'Olympus Mons, el volcà més alt del Sistema Solar. Al voltant de la zona equatorial també es troben xarxes de valls fluvials i canals de desbordament que evidencien l'acció de fluxos de grans quantitats d'aigua líquida en un passat llunyà.

La composició del material a la superfície és diversa. Per això, l'albedo de la superfície també mostra diferències zonals. La superfície es divideix en zones de dos tipus: zones de roca basàltica de baix albedo i zones d'albedo més elevat formades per dipòsits de material sedimentari i erosionat ric en òxids de ferro. A les zones sedimentàries també s'hi troben en abundància sals minerals com els ferrosilicats i els sulfats, i en menor mesura carbonats i fluorites, entre d'altres. Alguns tipus de sals minerals es formen en presència d'aigua, per tant, es consideren un indicatiu de l'abundància d'aigua en la superfície en algun moment del passat.

La capa superficial del subsòl o regolita està composta per material d'origen sedimentari porós que cobreix la roca sòlida. Els porus contenen CO_2 i H_2O en diversos estats. Aquests volàtils es concentren principalment en latituds altes i mitjanes, $|\theta| > 40^o$. Per latituds baixes es considera que la regolita és pobre en volàtils per les condicions de temperatura i pressió atmosfèrica. També s'hi troba nitrogen en forma de nitrats.

Les reserves d'H_2O, fins a profunditats 1-2 km, es troben en estat sòlid i adsorbides a les parets dels porus del subsòl, o formant part de certs minerals hidratats. Per baixes latituds es considera que la presència de gel d'H_2O és només estable a partir de certa profunditat (> 500 m). [46, 70].

Les concentracions d'H_2O en la capa més superficial del subsòl (~1 m de profunditat) s'estimen des d'un 2% en pes a les zones equatorials i fins a un 30% en pes a les zones polars (figura 2.1 i taula 2.5), segons dades de la missió Odissey [44, 46]. Es pensa que poden existir dipòsits subterranis d'aigua líquida a profunditats superiors als 3 km (figura 2.2).

La quantitat total de CO_2 emmagatzemada s'estima equivalent a 400 hPa distribuïts per tota la regolita. 200 hPa en estat adsorbit i els altres 200 hPa en forma de carbonats. Les condicions de temperatura i pressió no permeten la formació duradora i estable de CO_2 en estat sòlid, líquid o associat a molècules H_2O en forma de clatrats. Tot el CO_2 acumulat en aquests darrers estats s'hauria difós a l'atmosfera en relativament poc temps comparat amb una escala de temps geològic [19, 40].

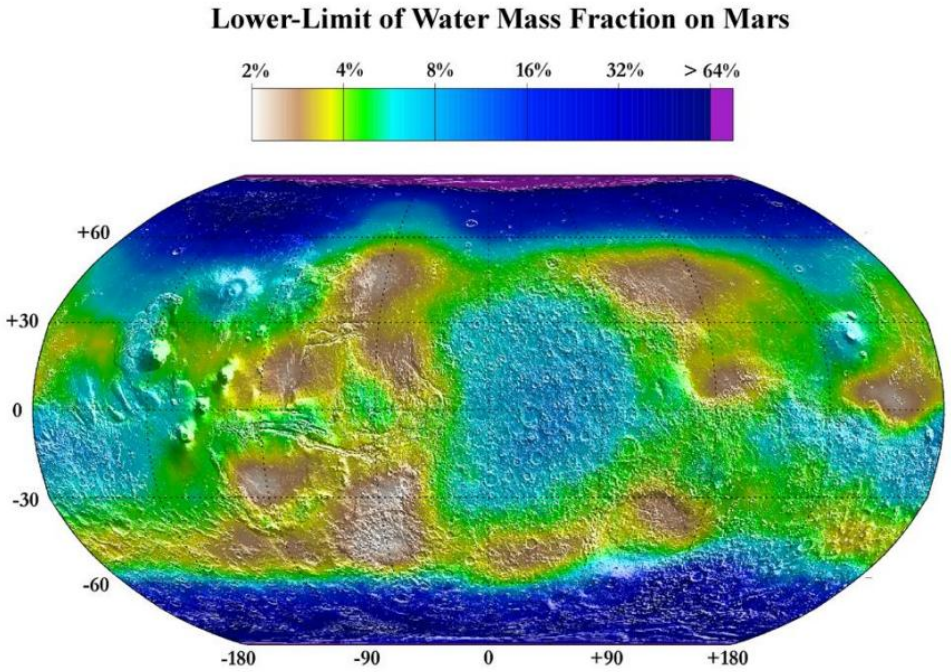

Figura 2.1 Concentració d'hidrogen equivalent-H_2O proporcionat per l'espectòmetre de neutrons de l'orbitador Mars Odissey [19].

Latitud	H_2O (%en pes)
80-90S	>45
60-80S	15-35
40-60S	2-20
0-40S	2-8
0-40N	2-8
40-60N	5-30
60-80N	30-45
80-90N	>45

Taula 2.5 Fracció de massa d'H_2O de la superfície de Mart per latitud [46].

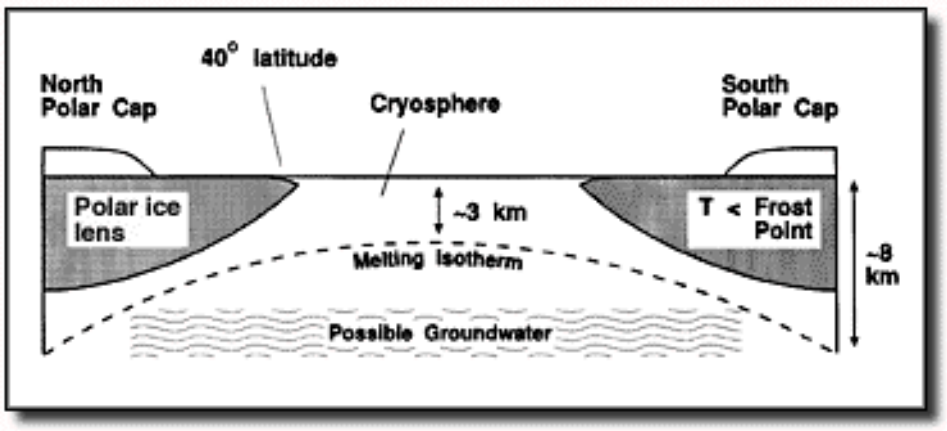

Figura 2.2 Model de l'escorça superficial de Mart [51].

La capa polar nord fa uns 1100 km de diàmetre ocupant gairebé tot el cercle polar per damunt de la latitud 80 ºN. Està formada principalment per una capa de gel d'aigua d'uns 2-3 km de gruix per sobre la qual es forma una capa d'entre 1 i 2 metres de gel de CO_2 estacional que pot arribar a latituds 50-60 ºN en totes les longituds durant l'hivern boreal [18]. La quantitat de CO_2 s'estima equivalent a uns 5-10 hPa. El volum gel d'H_2O s'estima entre $1.1\text{-}2.3\cdot10^6$ km^3 [20].

La capa polar sud fa uns 400 km de diàmetre per sobre la latitud 85 ºS. Està formada per una capa de gel d'aigua d'uns 3-4 km de gruix coberta per una capa de 8-10 metres de CO_2 permanent, que equival a 1 hPa de CO_2 atmosfèric. A l'hivern és forma una capa de CO_2 estacional que s'intercanvia amb el pol nord fins als 65 ºS. S'estima que el volum de gel d'H_2O és similar que al pol nord. També s'han detectat reserves enterrades de CO_2 a més profunditat, que poden representar el 80-100% de la massa atmosfèrica de CO_2 actual [26].

S'estima que la quantitat d'aigua emmagatzemada als pols serviria per formar un oceà global de 5-30 m de profunditat. L'aigua continguda a la regolita, adsorbida, en estat sòlid o en forma sals hidratades, podria representar un oceà de fins a 100 m. La quantitat de CO_2 als pols és menor del que es pensava abans de l'arribada de les dades recollides per la missió Odissey. S'estimava que hi podia haver fins a 120-130 hPa de CO_2, però ara es pensa que com a màxim hi ha entre 10 i 20 hPa.

Water (H_2O) Reservoir	*Equivalent Global Ocean Depth*
Atmosphere	10^{-5} m
Polar caps and layered terrains	5–30 m
Ice, adsorbed water, and/or hydrated salts stored in the regolith	0.1–100 m
Deep aquifers	Unknown
Carbon Dioxide (CO_2) Reservoir	*Equivalent Surface Pressure*
Atmosphere	~6 mbar
Carbonate in weathered dust	~200 mbar per 100 m global average layer of weathered dust
Adsorbed in regolith	<200 mbar
Carbonate sedimentary rock	~0 (at surface)
Sulfur Dioxide (SO_2) Reservoir	*Equivalent Global Layer Depth*
Atmosphere	0
Sulfate in weathered dust	~8 m per 100 m global average layer of weathered dust
Sulfate sedimentary rock reservoirs	Extensive, but not yet quantifiable

Taula 2.6 Estimació de quantitats de volàtils a Mart [19].

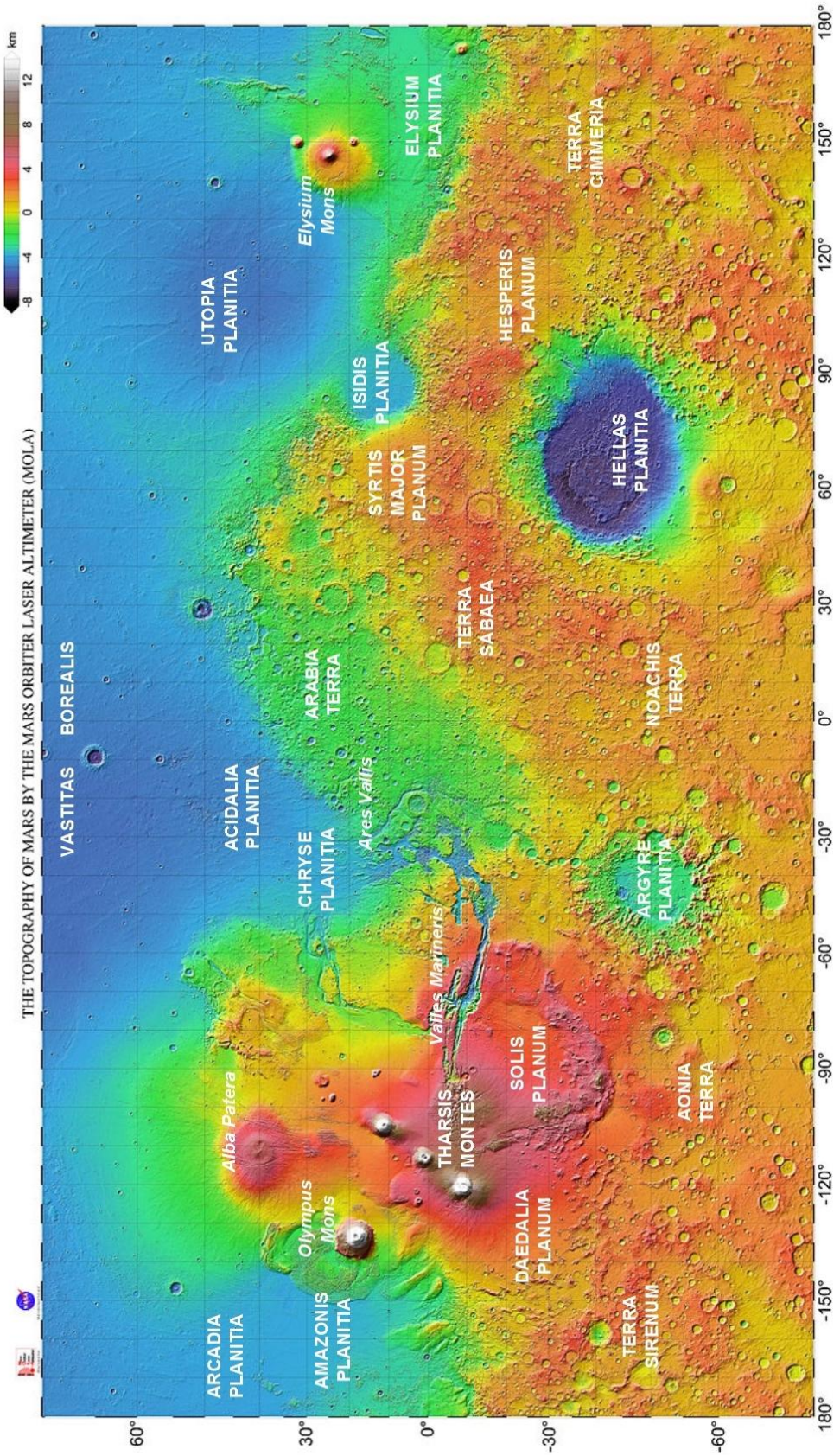

Figura 2.3 Mapa topogràfic de la superfície marciana proporcionat per l'instrument MOLA [72] de l'orbitador Mars Global Surveyor.

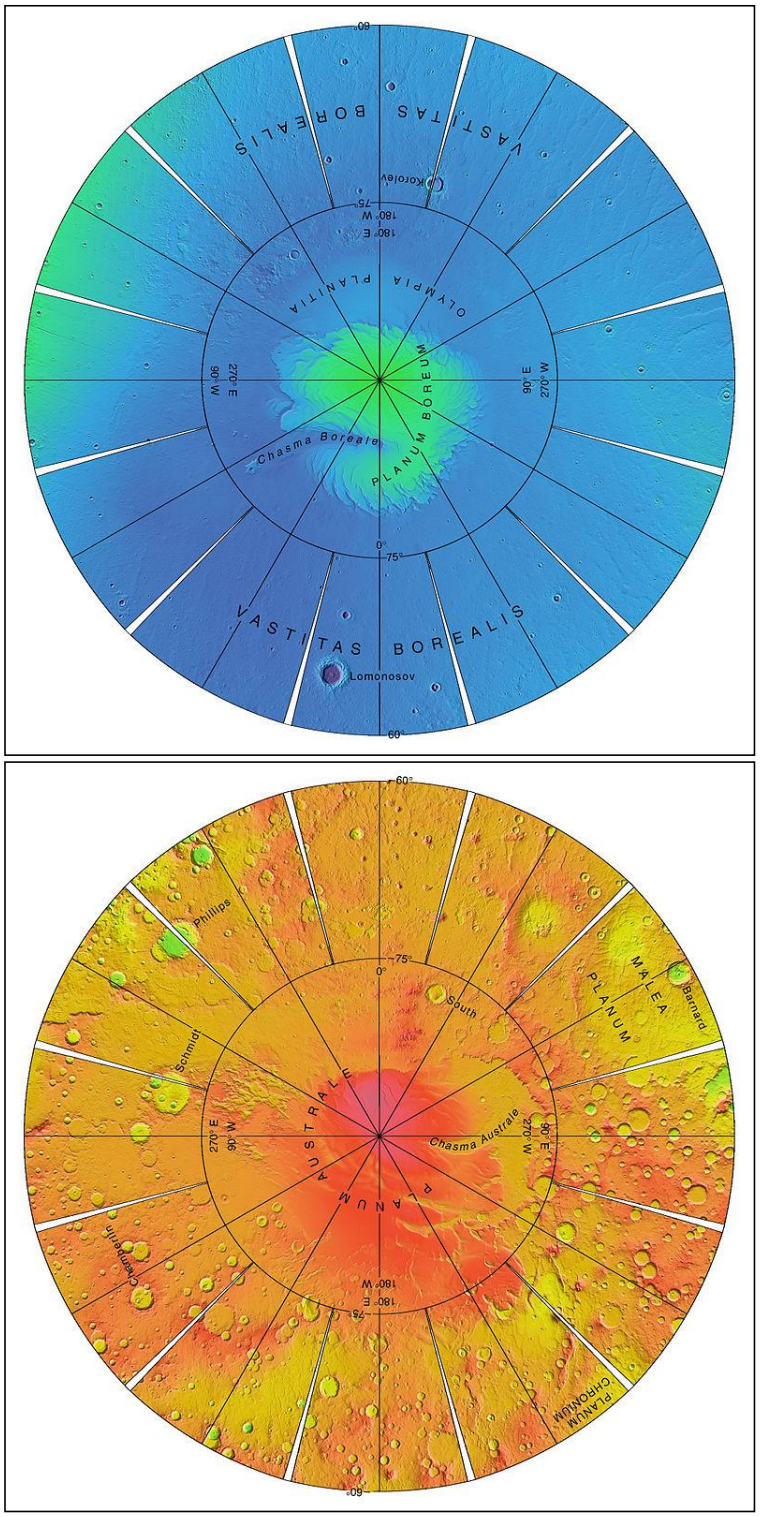

Figura 2.4 Mapa topogràfic de les zones polars de Mart proporcionat per l'instrument MOLA de l'orbitador Mars Global Surveyor [72].

2.2.4. L'atmosfera i el clima de Mart

L'atmosfera marciana és molt poc densa. A la superfície la pressió atmosfèrica varia de 7 a 10 hPa i la temperatura oscil·la 70 K del dia a la nit. La temperatura mitjana és de 218 K, i pren valors de 145 K a les zones polars i de 245 K a les zones equatorials. Aquestes condicions no permeten trobar aigua en estat líquid a la superfície.

La seva atmosfera està composta principalment de CO_2 (> 95%), Ar (1.6%) i N_2 (2.7%). El percentatge de vapor d'aigua és molt baix. També hi ha traces d'altres gasos: O_2, CH_4, CO, NO, etc. El CO_2 crea un lleuger efecte hivernacle (EH) que provoca una diferència d'uns 5 K entre la temperatura efectiva del planeta (213 K) al capdamunt de l'atmosfera i la temperatura mitjana en la superfície.

Element / Compost	% en volum	Pressió parcial (hPa)
Diòxid carboni (CO_2)	95.32	~6.67
Nitrogen (N_2)	2.7	~0.189
Argó (Ar)	1.6	~0.112
Oxigen (O_2)	0.13	~0.009
Monòxid carboni (CO)	0.08	~0.0056
Aigua (H_2O)	0.021	~0.0015
Òxid nitrós (NO)	0.01	~0
Neó (Ne)	0.00025	~0
Criptó (Kr)	0.00003	~0
Xenó (Xe)	0.000008	~0
Ozó (O_3)	0.000003	~0

Taula 2.7 Composició atmosfèrica de Mart [20].

A banda també s'hi troba pols suspesa a l'atmosfera provinent de l'aixecament de partícules de la superfície per l'acció del vent. La composició bàsica són òxids de ferro que donen el característic color ataronjat o marronós a l'atmosfera. La presència de pols modifica les propietats radiatives de l'atmosfera.

L'atmosfera s'estructura verticalment en 4 capes principals (figura 2.5):

- Baixa atmosfera (troposfera marciana): des de la superfície fins a una alçada de 40 km. La temperatura i la pressió decreixen segons l'alçada. A poques desenes de kilòmetres es poden formar núvols de CO_2 i gel. El transport d'energia està dominat per la convecció als primers 10 km. La densitat està condicionada bàsicament per l'intercanvi de CO_2 amb les capes polars per sublimació o condensació. La major part de l'atmosfera es concentra per sota l'alçada d'escala atmosfèrica d'uns 11 km.
- Mesosfera: regió entre els 40 i 100 km. Formació de núvols de CO_2 i vents turbulents. El perfil de temperatura es manté constant amb l'alçada.
- Alta atmosfera o termosfera: de 100 a 250 km, la temperatura en aquesta regió és molt elevada per la radiació solar. A la part baixa es produeix la ionització dels gasos atmosfèrics.
- Exosfera: a partir de 250 km, on es produeix la pèrdua de gasos atmosfèrics com l'hidrogen, oxigen i diòxid de carboni per causa del vent solar i la baixa gravetat planetària.

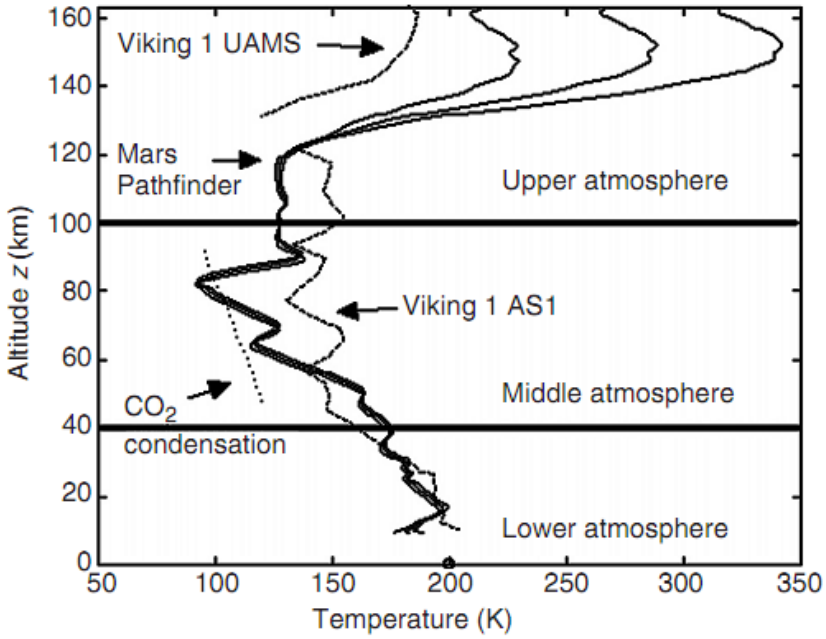

Figura 2.5 Mapa topogràfic de les zones polars de Mart [20].

L'absència de capa d'ozó atmosfèrica i magnetosfera fa que la radiació solar d'alta energia (UVB i UVC) arribi a la superfície en grans quantitats, i que tampoc existeixi blindatge contra la radiació còsmica [62].

La circulació atmosfèrica està controlada pel forçament radiatiu i l'efecte Coriolis, i es modifica per la topografia i la variació de l'albedo de la superfície. La diferència de temperatura entre les zones polars i l'equador crea un flux convectiu de les zones equatorials cap a les polars, que genera vents latitudinals. La rotació del planeta provoca que aquest flux es divideixi en 3 zones diferents per hemisferi, anomenades cèl·lules de Hadley (figura 2.6). Com a resultat es generen vents zonals est-oest. La velocitat del vent en superfície pren normalment valors entre 1-10 m/s. La circulació atmosfèrica també es veu afectada per la condensació i sublimació estacional del CO_2 polar i la inèrcia tèrmica de certes regions.

Durant el periheli es formen tempestes de pols a l'hemisferi sud per la radiació solar més elevada de l'estiu meridional. La pols suspesa fa pujar la temperatura de l'alta atmosfera per l'absorció i reemissió de la radiació solar IR, i alhora fa baixar la temperatura de la superfície en bloquejar la radiació solar. L'augment del gradient de temperatura entre les diferents capes atmosfèriques enforteix el vent provocant l'expansió de la tempesta. El procés porta a una tempesta global a tota la superfície del planeta. En aquest cas, la temperatura als pols pot augmentar de 30 a 60 K.

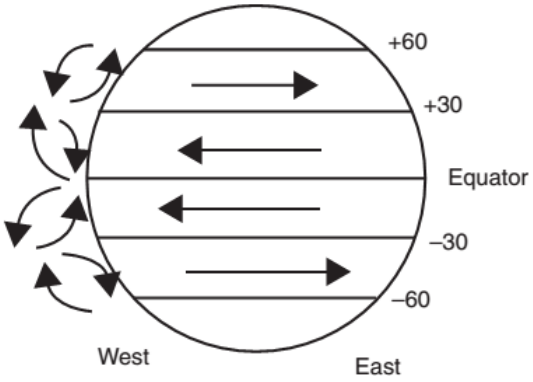

Figura 2.6 Circulació atmosfèrica i cèl·lules de Hadley a Mart [20].

Les tempestes globals no es formen a l'hemisferi nord perquè l'estiu septentrional coincideix amb l'afeli, i la radiació solar és més baixa que en l'estiu austral. En canvi, els vents més forts es generen a les terres baixes del nord perquè l'orografia del terreny no presenta obstacles. Els vents en aquestes regions poden arribar a velocitats de 120 km/h.

El clima fred de Mart és causat bàsicament pels seus paràmetres orbitals: per una banda la seva distància respecte del Sol provoca una insolació un 43% menor que a la Terra, i d'altra banda l'elevada excentricitat de l'òrbita marciana implica un afeli i un periheli amb distàncies al Sol molt diferents. Les temperatures tan baixes fan que el vapor d'aigua atmosfèric sigui molt escàs, ja que l'aigua queda atrapada en les zones polars o el subsòl.

2.3. Història geològica i climàtica de Mart

Les diferents etapes de l'evolució temporal del clima de Mart estan relacionades amb els seus períodes geològics (veure figura 2.7). La distribució dels quals ha anat variant segons han evolucionat els coneixements que revelen les dades obtingudes per les missions. En els següents apartats les unitats de temps s'expressen en milers de milions d'anys o Giga-anys (Ga).

2.3.1. Pre-Noaic (4,5 – 4,2 Ga)

Aquest període es va iniciar amb la formació del planeta a partir d'un núvol de gas i pols protoplanetari. Es van produir els primers episodis de bombardeig massiu de meteorits que van alliberar a l'atmosfera grans quantitats de volàtils, com ara CO_2 i H_2O. La convecció del magma al mantell va generar una magnetosfera que protegia contra la pèrdua de volàtils a l'alta atmosfera [20].

Es pensa que la dicotomia hemisfèrica es va formar durant aquest període quan l'impacte d'un gran meteorit a l'hemisferi nord va arrencar un bon tros del planeta creant la regió de Vastitas Borealis.

La pèrdua de calor de l'interior planetari cap a l'espai per convecció va provocar enduriment progressiu de l'escorça planetària.

2.3.2. Noaic (4,2 – 3,6 Ga)

El període Noaic es va iniciar amb la formació de la conca d'impacte d'Hellas. El mantell encara era actiu i es va accentuar el bombardeig massiu de meteorits, sobretot al voltant de fa 3,8 Ga. Durant aquesta època es va produir la principal formació de cràters d'impacte a l'hemisferi sud i l'alliberament abundant de CO_2 (~1-2 bar) i H_2O atmosfèrics. I també es va formar l'altiplà de Tharsis per vulcanisme primigeni i moviments tectònics.

Fins fa poc es pensava que en aquestes condicions el clima es podria haver mantingut càlid i humit de manera estable durant tot el període, amb presència d'aigua líquida abundant a la superfície. Fins i tot s'hi podria haver donat l'aparició de vida. Algunes característiques planetàries semblaven confirmar aquesta hipòtesi [24]:

- xarxes de valls fluvials en zones equatorials prop de Tarsis
- aparents línies de costa d'un oceà a l'hemisferi nord amb quantitats d'aigua equivalents a un oceà global (GEL) de 550 m de profunditat
- abundància de minerals que es podrien crear en presència d'aigua líquida com els fil·losilicats de magnesi o ferro en terrenys formats en aquest període

Tanmateix estudis i models més recents semblen indicar que el clima només podria haver estat càlid i humit durant episodis d'escalfament puntuals [25]:

- les xarxes de valls fluvials segurament es van formar durant episodis d'escalfament puntuals. Els impactes de meteorits al Noaic tardà van provocar la fusió de H_2O congelada en les zones altes equatorials
- un oceà a l'hemisferi nord de 550 m GEL (*global ocean equivalent layer*) hauria deixat rastres de glaciacions i presència de carbonats molt més abundant que la detectada actualment
- les estimacions de la reserva global d'aigua actual no superarien els 200 m GEL
- la radiació solar més dèbil en aquest període (75% de l'actual) i l'efecte hivernacle d'una atmosfera de CO_2 de pressió menor de 2 bar no afavoririen un clima amb temperatures superiors als 273 K
- els fil·losilicats es podrien haver format en l'interior planetari i ser transportats per l'erosió posteriorment

2.3.3. Hespèric (3,6 – 3,0 Ga)

Durant aquest període es van formar els grans volcans de Tharsis. Es va iniciar un vulcanisme molt intens que va causar la formació d'extenses planes de lava, com ara Hesperia Planum (d'on aquest període agafa el nom). Mentrestant els impactes de meteorits van anar minvant.

El vulcanisme va ajudar a mantenir una atmosfera densa, encara que la pressió de CO_2 va caure al voltant de 400-500 hPa. La pèrdua de volàtils a l'alta atmosfera va ser conseqüència de l'alentiment de la convecció del magma al mantell, la pèrdua gradual de la magnetosfera i la baixa gravetat planetària. Els moviments de plaques tectòniques també es van reduir.

L'aportació d'altres gasos hivernacle d'origen volcànic, com el diòxid de sofre (SO_2), va provocar escalfaments episòdics de l'aigua congelada a les zones altes equatorials que en fondre's ràpidament van provocar la formació de canals de desbordament per fluxos catastròfics d'aigua líquida (Chryse Planitia) i de llacs o petits mars efímers en les terres planes del nord.

Actualment els terrenys formats durant aquest període són rics en sulfats [25]. El SO_2 combinat amb H_2O va generar àcid sulfúric que permetia la formació de sulfats hidratats a la superfície.

2.3.4. Amazònic (3,0 – 0 Ga)

Durant el període Amazònic el vulcanisme gradualment va anar minvant i els episodis d'escalfament puntuals van ser més escassos. Els impactes de meteorits també són cada cop més rars. Es van produir episodis puntuals de vulcanisme intens, a regions com Elysium i Tharsis, que van provocar la fusió massiva del permafrost i fluxos catastròfics d'aigua formant canals de desbordament. Com a resultat es van crear extensions de terres planes que s'anaven renovant periòdicament per fluxos de lava o aportacions sedimentàries degudes a fluxos d'aigua. Un exemple d'aquest fenomen és la regió d'Amazonis Planitia a l'oest de Tharsis, que dóna nom a aquest període geològic.

Fa un 1 Ga el vulcanisme va començar a ésser residual i la convecció al mantell es va aturar completament. Com a conseqüència es van perdre la tectònica de plaques i la magnetosfera completament. Els volàtils atmosfèrics que no es van perdre a l'espai van quedar atrapats a les capes polars o el subsòl. L'atmosfera va assolir finalment les condicions actuals: molt baixa densitat i temperatura molt freda.

Els terrenys rics en ferro van patir l'oxidació per la presència de peròxids atmosfèrics. Aquests òxids de ferro actualment donen el color vermell característic al planeta.

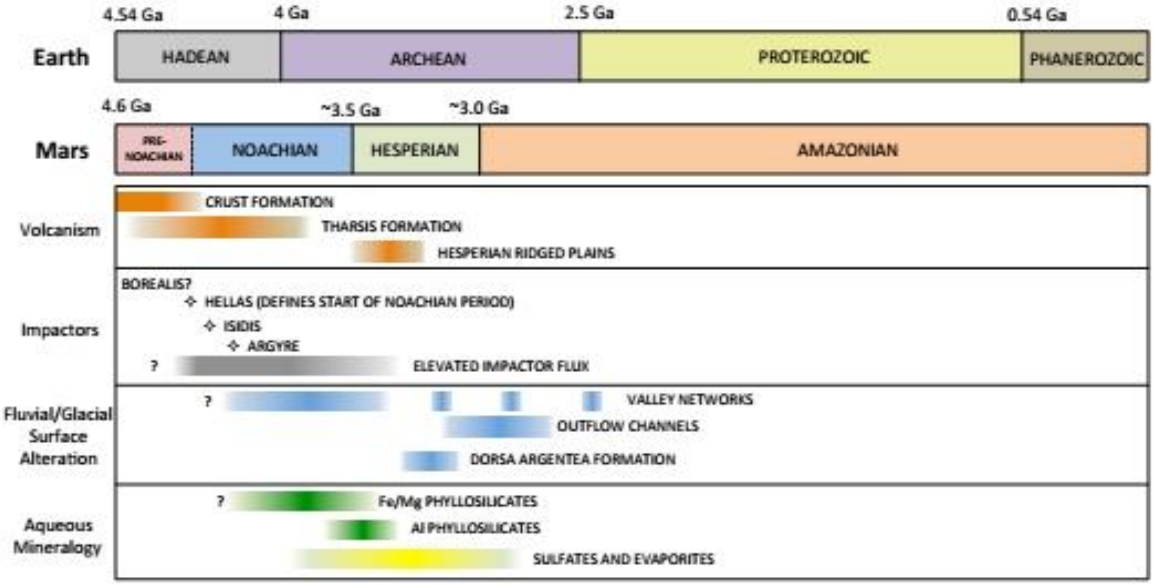

Figura 2.7 Línia temporal dels principals esdeveniments geològics de Mart [25].

3. El procés de terraformació de Mart

3.1. Motivacions

L'estiu de 1996, els científics de la NASA van revelar l'existència d'un meteorit que provenia de Mart descobert a l'Antàrtida. Segons els estudis realitzats pel científic David McKay el meteorit, conegut com a ALH84001, té 4.500 milions d'anys i va xocar amb la Terra ara fa 15 milions d'anys. El més interessant del cas és que es van trobar unes estructures microscòpiques de llargària entre 20 i 100 nanòmetres molt semblants a les bacteris terrestres.

De moment, però, no s'ha trobat cap evidència de vida al planeta. No és pas estrany. Actualment, l'atmosfera marciana és molt diferent de la terrestre: té una atmosfera amb una pressió de 7 hPa, amb 96% de CO_2 per tan sols un 0,13% d'O_2, una temperatura mitjana de 60 ºC sota zero, i carència d'aigua líquida en la superfície.

Precisament, un dels arguments que s'ha utilitzat com a motivació per terraformar Mart és el de restaurar-lo a un estat passat on les condicions eren més favorables per l'existència de la vida. Però, si no és el cas, continua sent un objectiu molt interessant per diverses raons [2, 3, 4]:

- Perquè és el millor candidat per la seva semblança en certs aspectes astronòmics i geològics a la Terra, i segurament on aquest esforç seria menys costós i tindria més garanties d'èxit.
- Perquè es disposa de la tecnologia necessària per fer-ho. Està demostrat que l'espècie humana actualment és capaç de transformar l'atmosfera i el clima d'un planeta com la Terra amb la tecnologia disponible, com ha estat succeint des de començaments del segle XX.
- Per desenvolupar el coneixement científic i tecnològic. Terraformar un planeta implica la participació de moltes disciplines científiques i tots els avenços assolits en aquests camps podrien ser retornats i aplicar-se en benefici dels éssers humans. Per exemple, podrien aplicar-se per resoldre els problemes climàtics a la Terra.
- Per motius econòmics. Mart representa una nova font de matèries primeres i riquesa per la Terra, sobretot en el sector miner i metal·lúrgic. Les inversions fetes en un procés de terraformació serien retornades amb escreix. A més l'establiment de colònies permanents significaria nous mercats i noves oportunitats per a les empreses terrestres.
- Per motius socials i demogràfics. Un programa de terraformació de Mart podria significar la creació de llocs de treball per milers de joves científics, tècnics, inventors, metges, etc. A banda, és probable que la Terra no tingui prou recursos per mantenir una població creixent en un futur no massa llunyà. Per tant, explorar i colonitzar Mart és una oportunitat per mantenir l'equilibri demogràfic i dels recursos naturals de la Terra.
- Per la supervivència de l'espècie humana en cas que una catàstrofe còsmica fes la Terra inhabitable. La colonització de Mart representaria el primer pas cap

a un salt de la nostra espècie per establir-se en altres planetes o altres sistemes solars per sobreviure com espècie.
- Per motius filosòfics. L'obertura d'una nova frontera representa un desafiament com a espècie i l'oportunitat d'experimentar en la cooperació internacional per deixar de banda els conflictes entre pobles i nacions.

3.2. Debat ètic

En l'apartat 3.1 es parla de les motivacions per terraformar i colonitzar Mart. Tanmateix, hi ha qui no es mostra d'acord amb aquesta idea i s'ha generat un cert debat ètic entre membres de la comunitat científica [6, 7].

El pensament tradicional pel que fa a l'ètica mediambiental té tres punts de vista bàsics: egocentrisme, homocentrisme i ecocentrisme. Tots enfocats des d'un prisma geocèntric. Això vol dir que tan sols tracta les relacions humanes amb la natura tal com es manifesten a la Terra. Ara bé, una ètica basada en el geocentrisme és aplicable en el cas d'una eventual terraformació d'un entorn com és Mart?

A la Terra els principis ètics mediambientals que intenten protegir i donar valor a la vida no entren en conflicte amb els que intenten restringir l'activitat humana, normalment destructiva. El cas de Mart és el contrari, en principi és un planeta sense vida i es té la possibilitat d'introduir-la o reintroduir-la. Per tant, els principis de donar valor a la vida no entren en conflicte amb l'activitat humana.

Alguns autors com en C. P. McKay [29, 30], Robert Haynes [7] o Don MacNiven [6] proposen que s'han de trobar uns axiomes més generals en què basar si és apropiat terraformar Mart. Proposen que s'ha d'anar cap a una ètica cosmocèntrica amb aquests tres axiomes fonamentals:

- L'antihumanisme: la noció que qualsevol acció humana és inevitablement perjudicial.
- La tutela: un requeriment segons el qual els humans han d'utilitzar la natura sàviament en el seu propi benefici.
- El valor intrínsec: la suposició que qualsevol objecte té un valor intrínsec independentment de si és d'utilitat als humans o no.

L'aplicació dels dos primers axiomes en la qüestió de terraformar Mart sembla no plantejar objeccions perquè si el planeta no té vida, la mà de l'home no la pot fer malbé i és un procés que es pot realitzar d'una manera assenyada en benefici dels humans. Ara bé, la terraformació entra en conflicte amb el tercer axioma, ja que si es dóna un valor intrínsec a l'estat en què es troba Mart ara mateix no s'hauria d'iniciar cap procés de transformació.

En el cas que hi hagi alguna forma de vida dorment al permafrost o refugiada en algun nínxol amagat. Què s'hauria de fer aleshores? Des d'un punt de vista homocèntric i utilitarista l'exploració i colonització de Mart hauria de ser prioritària per sobre de la preservació de la vida autòctona. Però des d'un punt de vista cosmocèntric la presència de vida a Mart tindria un valor intrínsec per si mateix. A més, com que no

seria de la mateixa branca filogenètica que la vida terrestre seria única a l'Univers. Fins i tot, se li podria donar un gran valor científic. D'aquesta manera se l'hauria de deixar estar, o si més no, això implicaria una presència humana mínima. En Carl Sagan va escriure: "Si hi ha vida a Mart, crec que no hauríem de fer-hi res a Mart. Mart aleshores pertany als marcians, encara que només siguin microbis".

També en Chris McKay opina que els microbis marcians tenen dret a la vida, encara que la seva extinció beneficiés a la vida terrestre. Però, d'altra banda comenta en un dels seus articles si no seria més apropiat alterar les condicions de Mart, perquè aquestes formes de vida indígena en estat latent poguessin desenvolupar-se i diversificar-se pel planeta. Si fos així, es podria donar una segona definició de terraformació com "l'alteració intencionada d'un entorn planetari per augmentar les oportunitats de supervivència d'una biologia autòctona o, en la seva absència, permetre la proliferació de formes de vida terrestres".

3.3. Disciplines involucrades

La complexitat d'un procés de terraformació implica que s'hi hagin d'integrar estudis de camps molt variats. Actualment, aquestes disciplines convergeixen en l'astrobiologia, que es dedica a l'estudi de la història i el futur de la vida a l'univers [3].

Astrofísica i planetologia

Aporten coneixement sobre les característiques orbitals, la formació, la composició i l'evolució planetària que poden explicar el clima d'un planeta.

Geologia planetària

Els processos que succeeixen a l'interior i la superfície d'un planeta poden determinar la seva composició atmosfèrica i les seves condicions climàtiques: impactes de meteorits, convecció al mantell, magnetosfera, vulcanisme, alliberament de gasos i aerosols, etc. De retruc, els processos atmosfèrics també afecten la superfície planetària: precipitacions, oceans, rius, reaccions químiques entre d'altres.

Ciències atmosfèriques

Un dels elements clau del procés de terraformació és la creació o transformació d'una atmosfera planetària. Per entendre els factors que determinen l'estat d'una atmosfera durant períodes llargs de temps (estructura i comportament) cal desenvolupar models atmosfèrics que incloguin els processos físics i químics que s'hi esdevenen.

Climatologia i meteorologia

La climatologia com l'estudi del sistema climàtic (no únicament l'atmosfera, sinó també els oceans, la litosfera, la criosfera, la biosfera i les seves interrelacions) durant

llargs períodes de temps pot ajudar a entendre el passat i el futur de les condicions climàtiques globals d'un planeta. En canvi, la meteorologia pot ser útil per la predicció de l'estat del temps a curt termini a escala local.

Hidrologia

L'estudi del cicle de l'aigua i la seva distribució planetària és important de cara al desenvolupament o la introducció de vida durant un procés de terraformació.

Biologia

La terraformació en algun dels seus estadis requereix la introducció de formes de vida (per exemple microorganismes). Per tant l'estudi d'aquestes formes de vida (origen, evolució, adaptació i desenvolupament) involucra disciplines com la genètica, la bioenginyeria, l'ecologia, la bioquímica, etc.

Exobiologia

De manera prèvia a un procés de terraformació cal comprovar la presència de vida autòctona. L'exobiologia com l'estudi de vida extraterrestre ha de permetre esbrinar l'existència present o passada de vida en un planeta, encara que no estigui basada en la mateixa composició bioquímica que la del planeta Terra.

Enginyeria

Evidentment, com a complement de les anteriors, caldrà fer ús d'algunes tecnologies ja desenvolupades en els camps de l'astronàutica, l'enginyeria aeroespacial, l'electrònica i les telecomunicacions, la generació d'energia, l'enginyeria mecànica i l'enginyeria química entre d'altres.

Altres

Si en un futur s'estableixen assentaments humans, també hi intervindran camps com la medicina, la psicologia, l'economia, la política, la sociologia, l'ètica, etc.

3.4. Descripció del procés de terraformació

El procés de terraformació de Mart és comparable amb el descens d'una muntanya de gran alçada. A mesura que es descendeix per la muntanya apareix un estadi més càlid i humit amb un ecosistema biològic més divers. De la mateixa manera, la terraformació és un camí que ha de recórrer una sèrie d'etapes per dur el planeta Mart del seu estat actual amb un clima molt fred i sec fins a un estadi final càlid i humit que permeti el desenvolupament de la vida, sigui autòctona o terrestre [31].

3.4.1. Condicions inicials i condicions finals desitjades.

Les condicions finals desitjades depenen de quin tipus de condicions d'habitabilitat es volen aconseguir. Per a Mart es plantegen dos estats d'habitabilitat bàsics [5, 29, 30]:

- **Estat 1**: Una atmosfera menys freda (~253 K) i més densa (~100-300 hPa) que l'actual, que permetés la presència d'aigua líquida en algunes zones. La composició seria principalment de CO_2 i pobra en N_2 i O_2. Aquestes condicions permetrien la introducció de microorganismes anaeròbics i certs tipus d'algues i/o líquens. Els humans haurien de tenir fonts d'O_2 artificials per respirar, sistemes de protecció contra la radiació UV, i viurien en assentaments reduïts amb sistemes de climatització i fabricació d'O_2 i H_2O.

- **Estat 2**: Una atmosfera amb temperatures mitjanes semblants a les boreals de la Terra (~280 K), humida i amb una composició semblant a la terrestre (rica en N_2 i O_2), on poguessin viure tot tipus d'espècies animals i plantes sense cap mena de sistema artificial de supervivència. Per arribar a aquest estat s'ha de partir de l'estat 1 i passar per una sèrie d'estadis intermedis. Els microorganismes i algues introduïts en assolir el primer estat ajudarien a crear aquest tipus d'atmosfera, ja que són productores d'O_2 i N_2, i consumidores de CO_2. L'atmosfera més densa reduiria el flux de raigs UV a la superfície. En aquestes condicions es podrien formar llacs o petits mars d'aigua en estat líquid en zones de baixa altitud.

La taula següent descriu les variables atmosfèriques en els estats desitjats:

Paràmetre	Present	Estat 1	Estat 2
Temperatura mitjana superfície (K)	~218	>253	>280
Pressió atmosfèrica superfície (hPa)	~7	~100-300	>500
Pressió parcial CO_2 (hPa)	6.67	~100-300	<10
Pressió parcial O_2 (hPa)	0.009	>1	>130 <250
Radiació UV en superfície (W/m^2)	~6	~5	~3
Pressió parcial N_2 (hPa)	0.189	~1-10	>300
Pressió parcial H_2O (hPa)	0.0015	~3	~10
Global Equivalent Layer (GEL) d'H_2O líquida a la superfície (m)	-	~70	~500

Taula 3.1 Estats climàtics de Mart, actual i desitjats.

3.4.2. Etapes del procés de terraformació

Primera etapa

L'objectiu d'aquesta etapa (que també es pot anomenar *estadi prebiòtic*) és arribar a l'estat 1 i assolir les condicions necessàries per la introducció de microorganismes. Això implica provocar un canvi climàtic mitjançant l'escalfament global planetari. Per aconseguir l'escalfament planetari és necessari alliberar els volàtils (CO_2, H_2O)

continguts al subsòl i les capes polars per provocar un efecte hivernacle (EH) descontrolat a l'atmosfera marciana.

A les capes polars la temperatura està controlada per la corba de pressió de vapor (CPV) del CO_2. Actualment la temperatura es troba en un punt d'equilibri estable A (figura 3.1), però qualsevol petit augment de la temperatura polar pot alterar aquest equilibri. Si la temperatura polar augmenta més de 4-5 K, la pressió de CO_2 en provar d'igualar el valor de la CPV a aquella temperatura no troba cap punt d'equilibri, el sistema es torna inestable i s'allibera tot el CO_2 de manera descontrolada. Això es deu al fet que la presència de més CO_2 a l'atmosfera fa pujar la temperatura encara més realimentant l'alliberament del CO_2 [28].

Al mateix temps l'alliberament del CO_2 de la regolita comença a actuar de manera similar que ho fa a les capes polars. Actualment la corba temperatura de la regolita en funció de la pressió i la corba d'adsorció del CO_2 de la regolita es creuen en un punt d'equilibri estable C (figura 3.2). Però si augmenta la temperatura de la regolita per mitjans externs, la corba de temperatura es mourà amunt desplaçant el punt d'equilibri cap a temperatures i pressions de CO_2 més altes.

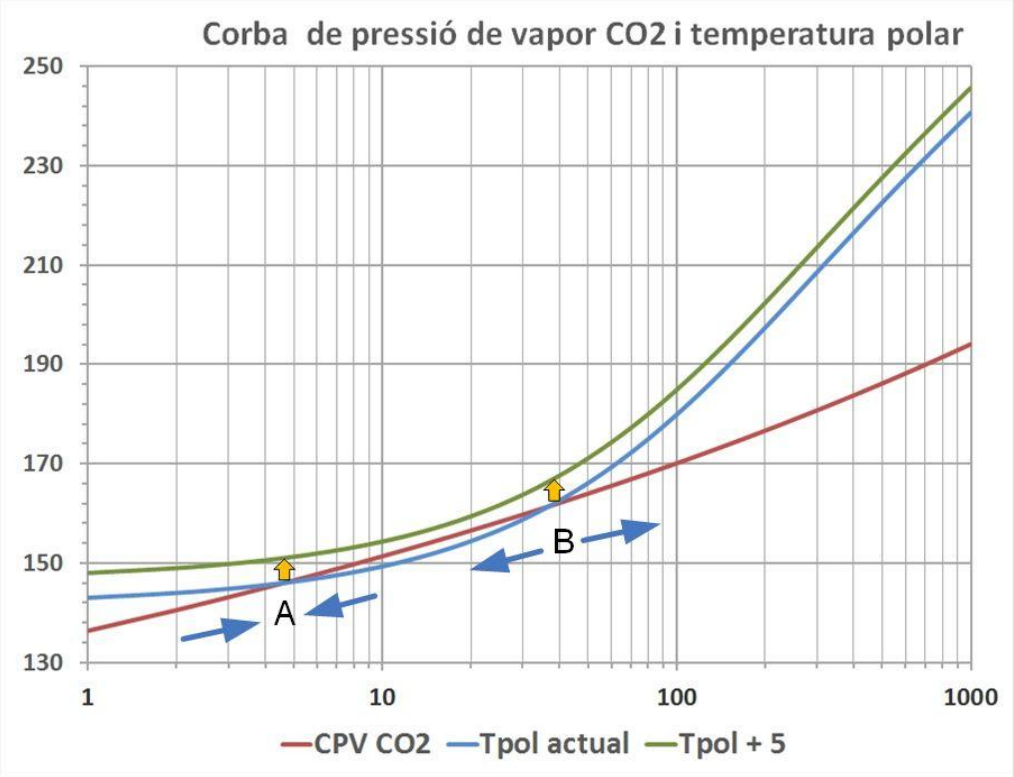

Figura 3.1 Equilibri entre corba de pressió de vapor del CO_2 (CPV-CO_2), temperatura polar actual (Tpol-actual) i temperatura polar actual augmentada en 5 K (Tpol+5) .

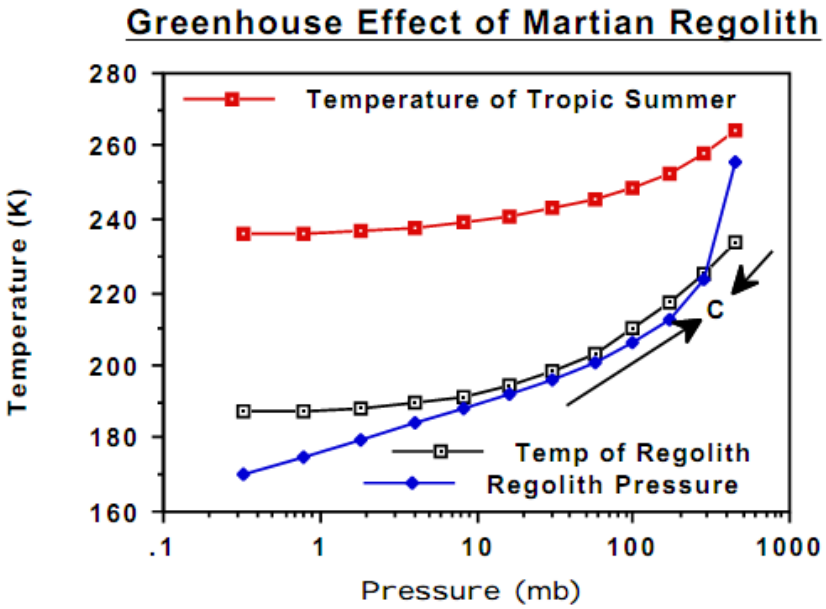

Figura 3.2 Equilibri entre corba d'adsorció del CO_2 a la regolita i temperatura de la regolita a latituds mitjanes [28].

En paral·lel, l'augment de temperatura provocat per l'alliberament de CO_2 també afecta l'equilibri termodinàmic de l'aigua emmagatzemada al pols en forma de gel i a la regolita (adsorbida o congelada). L'augment de la quantitat de vapor d'aigua a l'atmosfera reforçarà l'efecte hivernacle. L'augment de temperatura també pot afavorir l'alliberament de N_2 i O_2 capturats en forma de nitrats i òxids al subsòl.

Per engegar aquest efecte hivernacle descontrolat es pot actuar sobre tres aspectes del sistema climàtic de Mart: augmentar la irradiació solar, reduir l'albedo de la superfície i alterar la composició atmosfèrica mitjançant la introducció de gasos d'efecte hivernacle (EH).

Segona etapa.

Un cop assolit l'estat 1 arribar a l'estat d'habitabilitat 2 requereix un procés que ha de passar per diferents estadis intermedis [31]:

1. Estadi microbià: les condicions creades en la primera etapa permetrien la introducció d'arqueobacteris, cianobacteris, algues microscòpiques i/o líquens modificats a partir d'enginyeria genètica per suportar condicions climàtiques extremes. Haurien de ser resistents a temperatures de 250-260 K i a la radiació UV. Els arqueobacteris i cianobacteris ajudarien a iniciar el cicle del nitrogen: generació de N_2 atmosfèric a partir dels nitrats del subsòl i fixació del N_2 en amoníac i aminoàcids. Per això necessiten uns nivells mínims de N_2 a l'atmosfera de 2-3 hPa. Per altra banda les algues i líquens augmentarien la quantitat d'O_2 a partir del CO_2 atmosfèric i els òxids al subsòl. El resultat seria una atmosfera amb 3-4 hPa d'O_2 i fins a 300 hPa de N_2. La producció d'oxigen permetria la creació d'una eventual capa d'ozó com a protecció dels rajos UV.

2. Estadi briofític: les condicions creades en l'estadi anterior permetrien la introducció de plantes briòfites com les molses. Els líquens continuaran propagant-se en una atmosfera rica en CO_2. En aquest estadi la conversió de CO_2 en O_2 mitjançant fotosíntesi seria més eficient, per tant, la quantitat de CO_2 podria reduir-se. Per evitar un refredament s'hauria de mantenir la temperatura amb mètodes alternatius com la producció artificial de gasos EH. De fet, per ser més eficients les briòfites necessiten temperatures al voltant de 275-280 K. Els nivells de N_2 es mantindrien en uns 300 hPa i els d'O_2 arribarien a uns 20 hPa. Les molses i líquens erosionarien la superfície i retindrien la humitat del terreny aportant més nutrients al sòl. D'aquesta manera prepararien el terreny per la introducció de plantes més complexes.

3. Estadi angiospèrmic: a partir de les condicions anteriors es poden introduir alguns tipus de plantes angiospermes (plantes amb flor), bàsicament herbàcies i joncs. Aquestes plantes poden sobreviure amb temperatures polars al voltant de 280 K i per reproduir-se no necessiten la presència d'insectes pol·linitzadors, ja que poden crear plantes noves escampant les seves arrels. En aquest estadi ajudarien a augmentar el nivell d'O_2 fins a uns 60 hPa i enriquir el subsòl amb nutrients. Crearien torberes on l'aigua es podria acumular.

4. Estadi boreal: en aquest estadi s'introduirien plantes coníferes adaptades en certes zones amb la intenció de crear boscos boreals. Per això seria necessari augmentar la temperatura fins a uns 283-285 K durant almenys una quarta part de l'any marcià, i que la humitat present a l'atmosfera permetés precipitacions de 60 cm en un any marcià. Això implica l'existència d'un cicle de l'aigua. Per disposar de la humitat suficient s'haurà d'extreure H_2O dels pols i del subsòl en grans quantitats. Al final d'aquest estadi els nivells d'O_2 arribarien a 80-90 hPa i els de CO_2 continuarien caient. En aquestes condicions potser es podrien introduir insectes i anèl·lids que afegirien nutrients al sòl i contribuirien a crear sòls aptes per l'agricultura.

5. Estadi temperat: la culminació del procés de terraformació seria un ecosistema temperat en extenses zones del planeta. Per això és necessari mantenir temperatures per sobre del 283-285 K durant la meitat de l'any marcià i precipitacions d'almenys 140 cm anuals. Altres zones mantindrien unes condicions boreals o desèrtiques corresponents a estadis anteriors. Els nivells d'O_2 assolirien els 120-130 hPa i els de N_2 es mantindrien sobre el 300 hPa. El CO_2 atmosfèric es reduiria per sota del 10 hPa. En aquestes condicions seria possible introduir més varietat de plantes i arbres i es permetria una agricultura extensiva sobre la superfície marciana. També la introducció de vida animal més diversa. Per assolir nivells més alts d'O_2 i N_2 i crear una atmosfera més semblant a la terrestre no es descarta fer servir mètodes de producció artificial.

Manteniment de l'estat d'habitabilitat.

No existeix cap garantia que un cop el sistema climàtic de Mart assoleixi l'estat desitjat es pugui mantenir per si mateix. En aquesta etapa s'han de realitzar tasques de

monitoratge de les condicions climàtiques i regulació de tots els processos en marxa per mantenir l'estat d'habitabilitat desitjat.

3.5. Mètodes de terraformació

A continuació es fa un recull d'alguns mètodes per aconseguir dur a terme el procés [2, 3, 14, 39].

3.5.1. Alteració de paràmetres astronòmics

L'alteració dels paràmetres astronòmics té per objectiu augmentar la irradiació solar. A continuació es presenten tres opcions que es consideren massa dràstiques i poc realitzables amb la tecnologia actual [2]:

- Modificació de l'excentricitat de l'òrbita de Mart al voltant del Sol per augmentar més irradiació solar durant el periheli.
- Modificació de l'obliqüitat de l'eix de rotació de Mart.
- Modificació del cicle de precessió de Mart.

3.5.2. Construcció de miralls orbitals

R.M. Zubrin i C.P. McKay proposen augmentar la irradiació solar sobre les capes polars fent ús de miralls orbitals per alliberar els volàtils (CO_2, H_2O) emmagatzemats [28]. Altres autors proposen un sistema de miralls capaç d'augmentar la insolació un 30% a escala global planetària [39].

La construcció d'un mirall orbital tècnicament equivaldria a la construcció d'una estació orbital, encara que podria tenir alguns inconvenients relacionats amb la grandària del mirall, la disponibilitat del material necessari in situ o la seva conseqüent despesa econòmica. S'estima que l'energia necessària per l'extracció de matèria primera i la fabricació d'un mirall orbital d'un radi de 100 km i $2 \cdot 10^5$ tones és de l'ordre de 120 MW-any, equivalent a la que proporcionen 24 reactors nuclears de 5 MW-any [28].

3.5.3. Alliberament de gasos d'efecte hivernacle

L'alliberament de petites quantitats de gasos d'efecte hivernacle (EH) fabricats in situ provocaria un escalfament global planetari molt potent. És un dels mètodes preferits i és perfectament realitzable com ja s'ha demostrat al planeta Terra (escalfament global). Caldria la construcció de petites factories de generadores de gasos EH arreu del planeta alimentades per reactors nuclears. Aquestes factories es dedicarien a la conversió dels minerals extrets del subsòl en els gasos desitjats.

Els perfluorocarbonis (PFCs) CF_4 (tetrafluorometà), C_2F_6 (hexafluoroetà) i C_3F_8 (octafluoropropà) i el SF_6 (hexafluorur de sofre) són els millors candidats per fer servir en el procés de terraformació [3, 14]. Compleixen els següents requeriments bàsics:

- Potencials d'escalfament per absorció de radiació IR molt elevats
- Temps de vida atmosfèric molt llargs (> 1000 anys) per evitar un cost energètic de fabricació excessiu.
- No reaccionen fàcilment amb altres compostos, per tant, no perjudicarien la formació d'una eventual capa d'ozó; són innocus pels éssers vius.
- Compostos senzills i barats de produir. Tenen baixes energies de formació per mol. A més els elements bàsics per la seva fabricació es troben amb certa abundància al subsòl de Mart, en forma de sals minerals: carbonats, fluorites, sulfats.
- Susceptibles de ser produïts per microorganismes en una atmosfera pobra en CO_2 i rica en N_2/O_2 per mantenir EH en etapes més avançades del procés en un futur. S'ha observat que alguns microorganismes a la Terra són capaços de produir aquests compostos; es podrien introduir a Mart en un futur.

També es poden considerar el NH_3 (amoníac) i CH_4 (metà) per ser fàcils d'obtenir del subsòl i pel seu baix cost energètic de fabricació, encara que els seus temps de vida siguin molt més curts.

3.5.4. Reducció de l'albedo

La reducció de l'albedo en una regió es fonamenta en escampar pols o sorra fosca (algun material ric en carboni). D'aquesta manera s'absorbeixi més radiació solar i augmenta la temperatura. Aquesta operació es podria realitzar sobre les capes polars per alliberar els volàtils emmagatzemats.

Un cop establerts assentaments a Mart es podria transportar la pols d'unes regions del planeta a d'altres amb vehicles. Es pot considerar com un bon complement a altres mètodes. Tanmateix, amb els mètodes de mineria convencional actuals es creu impossible poder cobrir una superfície com la del pol sud marcià amb 5 cm de regolita en un temps raonable.

3.5.5. Alliberament d'aerosols a l'atmosfera

Alliberament a l'atmosfera de partícules o aerosols absorbents d'energia solar els quals ajudarien a la formació de núvols de CO_2 per augmentar l'efecte hivernacle. La seva efectivitat s'hauria de demostrar a l'atmosfera de Mart. Però perfectament realitzable tecnològicament.

3.5.6. Drenatge d'aqüífers subterranis

El drenatge a gran escala dels aqüífers subterranis consisteix en l'extracció de l'H_2O en estat líquid present al subsòl a gran profunditat amb estacions de bombeig, per fer-

la arribar a la superfície. En les condicions climàtiques actuals aquesta aigua sublimaria a l'atmosfera contribuint a l'efecte hivernacle. En un estat més avançat de terraformació podria abastir d'aigua les formes de vida introduïdes. La seva realització depèn de l'existència i accessibilitat d'aquests dipòsits.

3.5.7. Impacte de cometes i asteroides

Provocar impactes de cometes i asteroides a la superfície de Mart per enriquir l'atmosfera amb volàtils atrapats al subsòl i als mateixos cometes (N_2, NH_3, CH_4, H_2O). Poc recomanable si es vol fer servir altres mètodes alhora, com ara, introduir microorganismes o enviar missions tripulades. També a tenir en compte les dificultats tecnològiques i el cost energètic per desviar aquests cossos de les seves òrbites.

3.5.8. Explosions termonuclears

Escalfament del subsòl amb explosions nuclears subterrànies per alliberar-ne els volàtils (CO_2, H_2O, N_2). Com l'anterior tampoc és recomanable per la seva incompatibilitat de cara a introduir vida a Mart.

3.5.9. Introducció de vida

Introducció de microorganismes i plantes modificats per bioenginyeria per augmentar la quantitat de N_2 i O_2 a l'atmosfera. En anglès es coneix com a *biological seeding*. En un inici es farien créixer en laboratoris i hivernacles controlats per estudiar l'adaptació a les condicions climàtiques del planeta. Més endavant serien introduïts en nínxols escollits, per exemple sota la superfície a recer de la radiació UV. Un cop les condicions climàtiques ho permetin es podrien disseminar arreu del planeta mitjançant vehicles terrestres o aeris. Aquest mètode requereix encara molta recerca a fer i els seus resultats són a llarg termini.

Technique	Time Scale	Approximate Requirements	State of the Technology	Effectiveness	Compatibility
Artificial Greenhouse Gas production	10-30 yrs to assemble. Continuous production as needed	0.1 to 1 Pa of gas requiring 1,000-20,000 MWe	Demonstrated	Very Effective	Compatible with other methods
Biological Seeding	50-200 yrs after heating starts, 500-1,000 yrs to create forests, 21,000-100,000 years for Earth-like O_2 levels (Fogg 1995, Graham 2004)	After initial heating, existing base infrastructure could be used	More research needed. Very promising	Very effective, relatively slow	Compatible with other methods
Orbital Mirrors	>10 yrs to assemble, >50 yrs of operation	New technologies will lower launch costs. Aluminum available on Earth	More research, needed, feasible, but challenging	Effective and flexible	Compatible. Potentially dangerous if using lenses instead of mirrors
Lowering albedo	5 yrs to start, Continuous usage as needed	Depends on method used. NEO-mission type requirement	Partially demonstrated	Effective only in polar regions	Compatible with other methods
Volatile Impacts	<15 yrs to assemble mission, 10–20 yrs to import bodies to Mars	Flagship mission type requirements	Partially demonstrated	Very effective	Not easily compatible with other methods

Taula 3.2 Resum de mètodes de terraformació [14].

3.6. Escala temporal i despesa energètica

Un altre aspecte a tenir en compte és el relatiu a l'escala temporal que requeriria el procés de terraformació de Mart. Segons algunes estimacions realitzades [29, 30], la primera fase del procés es podria completar entre 100 i 300 anys sempre i quan es pogués aprofitar un 10% de l'energia solar incident sobre el planeta.

En canvi, la segona fase podria allargar-se diversos milers d'anys. Uns 1000 anys per crear boscos de coníferes [31] i fins a 100000 per tenir una atmosfera amb nivells d'O_2 semblants als de la Terra [29]. Sempre que es tingui en compte una biomassa capaç d'aprofitar el 0.01% de l'energia solar com la terrestre (veure taula 3.3).

Aquestes estimacions es basen en l'energia solar necessària per completar el procés amb les tecnologies actuals, però segurament aquests períodes de temps es podrien escurçar a mesura que es vagin descobrint noves tecnologies i metodologies per accelerar el procés.

Initial state	*Final state*	*Amount*	*Energy ($J\ m^{-2}$)*	*Solar energy (yr)*[a]	*Time (yr)*
Surface warming					
CO_2(s) at 125°C	CO_2(g) at 15°C	200 kPa; 5.4×10^4 kg m^{-2}	3.7×10^{10}	7.9	
Dirt at −60°C	Dirt at 15°C	~10 m; 2×10^4 kg m^{-2}	1.2×10^9	0.3	
H_2O(s) at −60°C	H_2O(l) at 15°C	10 m; 1×10^4 kg m^{-2}	5.5×10^9	1.2	
H_2O(s) at −60°C	H_2O(g) at 15°C	2 kPa; 5.4×10^2 kg m^{-2}	1.6×10^9	0.33	
Total				10	100
Deep warming					
H_2O(s) at −60°C	H_2O(l) at 15°C	500 m; 5×10^5 kg m^{-2}	2.8×10^{11}	56	500
Making O_2					
CO_2(g) + H_2O	$CH_2O + O_2$(g)	20 kPa; 5.4×10^3 kg m^{-2}	8×10^{10}	17	100,000

Taula 3.3 Despesa energètica estimada per diferents processos d'alliberament de volàtils a Mart [29].

Més endavant, en l'apartat 5.11 de la memòria, es planteja comparar l'energia necessària per dur a terme el procés de terraformació amb l'energia de la radiació solar rebuda que es pot aprofitar en una àrea restringida del planeta, o bé, amb l'energia generada per cert nombre de centrals de certa potència nominal.

4. Introducció als model climàtics

4.1. Definicions

El sistema climàtic és el conjunt format per l'atmosfera, la hidrosfera, la criosfera, la litosfera, la biosfera i les seves interaccions.

Potser és difícil tenir una definició satisfactòria de clima per la quantitat i complexitat de variables que hi intervenen en escales espai-temporals molt diverses. Una de molt general podria ser [36, 37, 38]: *"el clima és l'estat mitjà de les variables que caracteritzen un sistema climàtic al llarg d'un període de temps computades globalment o regionalment"*. El període de temps al qual es fa referència és el fixat per la WMO (*World Meteorological Organisation)*, 30 anys.

Aquesta definició permet descriure el canvi climàtic com la diferència entre dos estats climàtics, i una anomalia climàtica com la diferència entre un estat climàtic i l'estat mitjà del clima. La variació de l'estat climàtic procedeix d'interaccions entre les parts del sistema climàtic (realimentació) i de forçaments externs.

Un model climàtic és la representació matemàtica del sistema climàtic basat en principis físics, químics i biològics. L'objectiu principal per construir un model climàtic és comprendre els processos del sistema i predir els efectes dels forçaments i interaccions entre les seves parts. Per exemple, estudiant la sensitivitat del clima, és a dir, els canvis de temperatura per un forçament donat.

Els processos del sistema climàtic poden ser molt complexos i sovint poc entesos. Per això, un model tot just pot ser una simplificació del món real. Les equacions derivades de les lleis físiques poden ser tan complexes que s'han de resoldre numèricament (per diferències finites o volums finits) discretitzant les variables en l'espai i el temps.

4.2. Components i processos del sistema climàtic

4.2.1. L'atmosfera

Regió per sobre de la superfície planetària composta per una barreja de gasos i substàncies líquides i sòlides en suspensió (pols, aerosols). S'estructura verticalment en diferents capes amb un perfil de pressió decreixent.

Alguns dels gasos i aerosols poden alterar el balanç radiatiu d'energia, i per tant la temperatura atmosfèrica, per l'absorció de part de la radiació solar incident.

S'hi produeixen fenòmens de transport de matèria i calor que generen el que s'anomena la circulació general atmosfèrica. La qual explica fenòmens com les

cèl·lules de Hadley, els vents meridionals, els vents zonals, la formació de núvols per convecció i les precipitacions.

4.2.2. La hidrosfera

La hidrosfera descriu tota l'aigua en estat líquid continguda en oceans, rius, llacs i aqüífers subterranis.

Grans masses d'aigua com els oceans actuen de reguladors del clima. La seva elevada inèrcia termal esmorteeix grans alteracions de temperatura del sistema, ja que emmagatzemen i transporten grans quantitats d'energia solar.

La circulació oceànica està dirigida pel vent, la diferència de densitat provocada pel nivell de salinitat i gradients termals latitudinals i verticals.

4.2.3. La criosfera

La criosfera està composta per totes les formes de gel en superfície (capes polars, glaceres) o al subsòl (permafrost).

L'albedo d'extenses zones amb capes de gel en superfície influeix sobre el balanç radiatiu d'energia perquè reflecteix gran part de la radiació solar.

La neu i el gel emmagatzemen i alliberen calor latent (en processos de sublimació-fusió-condensació) que afecta el cicle estacional de la temperatura. També actuen com aïllants tèrmics entre la superfície i l'atmosfera.

Les capes de gel sobre els oceans també influeixen sobre la salinitat. Si es fonen grans quantitats de gel sobre els oceans, la concentració de sal disminueix dràsticament, afectant la circulació oceànica i el sistema climàtic complet. A més, el nivell del mar es pot veure afectat.

D'altra banda, el desglaç del permafrost pot permetre l'alliberament de gasos hivernacle atrapats al subsòl que afectin el clima.

4.2.4. La litosfera

La litosfera es correspon a la zona de terra sòlida que inclou l'escorça i el mantell extern planetaris.

La disposició de les masses de terra pot afectar la circulació oceànica i en conseqüència el clima global. També la topografia pot afectar localment el clima, ja que la circulació atmosfèrica es pot veure afectada per zones muntanyoses.

En la superfície la radiació solar d'ona curta es transforma en radiació d'ona llarga per l'escalfament del sòl. L'albedo del terreny localment afecta el balanç radiatiu d'energia.

La litosfera pot ser un magatzem de volàtils atmosfèrics i també un dipòsit de pols atmosfèrica. Els processos geològics com el vulcanisme poden aportar gasos hivernacle, cendra i pols que poden afecta la radiació solar incident a escala global.

4.2.5. La biosfera

La biosfera és el conjunt de les formes de vida que habiten els altres components del sistema climàtic. També forma part del sistema climàtic i hi participa activament.

La vegetació terrestre i els microorganismes marins participen en l'alteració de la composició atmosfèrica. La vegetació terrestre també influeix sobre l'albedo zonal, el manteniment de la humitat al sòl, la disminució de l'erosió del terreny i de l'aixecament de pols cap a l'atmosfera. Tot acaba afectant el balanç radiatiu d'energia global.

4.2.6. L'antroposfera

Alguns autors han afegit en un subsistema a part tots els processos generats o alterats per l'activitat humana. Els més rellevants són l'emissió de substàncies a l'atmosfera que alteren el balanç radiatiu i l'ús de la superfície terrestre que comporta la desforestació, desertificació i degradació d'àrees construïdes. La major part dels models climàtics tracten aquests processos com forçaments externs del sistema climàtic.

4.2.7. Interaccions entre components

Molts processos físics, químics i biològics s'esdevenen entre els components del sistema climàtic en diferents escales temporals i espacials. Estan enllaçats per intercanvis de massa, de calor o de moment. En general tots els subsistemes són oberts i s'interrelacionen amb algun altre. Els models climàtics quan tracten aquestes interaccions en diuen acoblament.

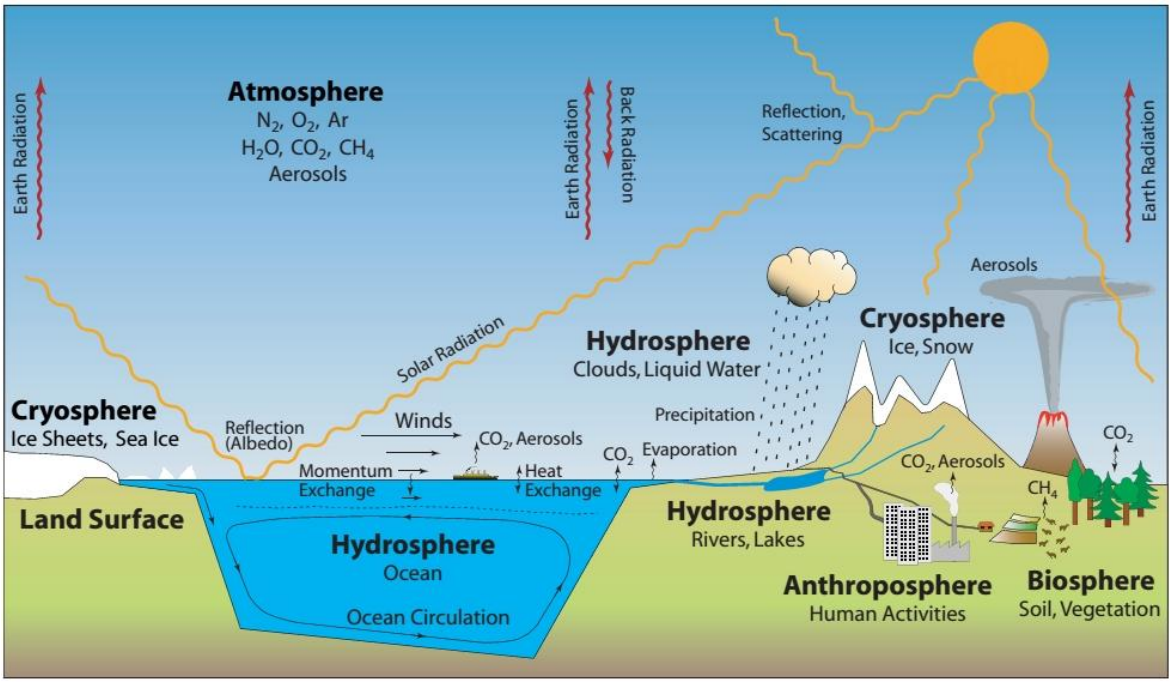

Figura 4.1. Components del sistema climàtic i processos associats [33].

4.3. El balanç d'energia del sistema climàtic

La major part de l'energia que entra al sistema climàtic prové de la radiació solar (Q_S) en [W] d'ona llarga (IR) i ona curta (espectre visible i UV). El flux d'energia per unitat de temps i superfície és la constant solar (S_0) en [$W \cdot m^{-2}$]. Poden existir altres fonts d'energia com la procedent de l'interior planetari, però normalment és negligible en comparació a la radiació solar. Part de l'energia solar és reflectida cap a l'espai, sigui per l'atmosfera, núvols o la superfície planetària. La fracció d'energia reflectida s'anomena albedo (α). L'energia és interceptada per l'àrea transversal de la superfície que ofereix el planeta al Sol $\pi \cdot R^2$, on R és el radi planetari.

Per explicar que la temperatura planetària sigui estable és necessari que existeixi una pèrdua d'energia (Q_{IR}) que compensi la d'entrada (Q_S). Aquesta pèrdua ve donada pel flux d'energia IR ($F = \sigma \cdot T_e^4$ [$W \cdot m^{-2}$]) que emet el planeta si es considera com un cos negre per tota la seva superfície $4 \cdot \pi \cdot R^2$. Simplificant el balanç d'energia al capdamunt de l'atmosfera [36] s'iguala l'energia entrant a l'energia sortint del sistema i s'obté la temperatura efectiva del planeta (T_e):

$$Q_S = Q_{IR} \Rightarrow \pi \cdot R^2 \cdot (1 - \alpha) \cdot S_0 = 4 \cdot \pi \cdot R^2 \cdot \sigma \cdot T_e^4 \quad (4.1)$$

$$T_e = \left[\frac{(1-\alpha) \cdot S_0}{4 \cdot \sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \quad (4.2)$$

En presència d'una atmosfera amb gasos EH la temperatura T_e no és la temperatura real que es mesuraria a la superfície. Els gasos EH absorbeixen una petita part de la

radiació solar i gran part de l'energia IR emesa per la superfície planetària. Aquesta energia posteriorment és reemesa (Q_{AT}) incrementant significativament la temperatura del sistema (figura 4.2).

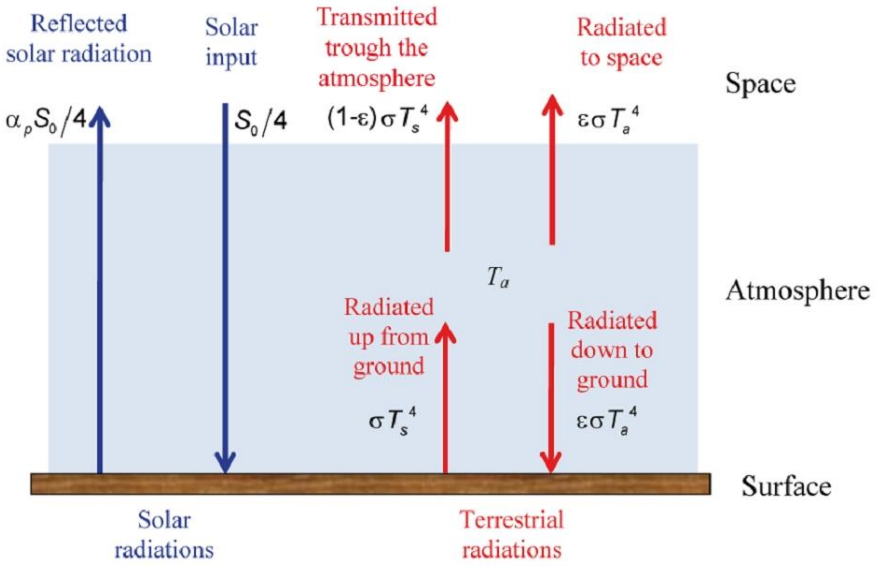

Figura 4.2. Balanç d'energia amb una atmosfera representada per una única capa transparent a la radiació solar i emissivitat ε.

Com que l'atmosfera no és un cos negre perfecte l'energia radiada és un factor de la que emetria si ho fos. Aquest factor és l'emissivitat (ε) d'un cos que pren valors entre 0 i 1. Aleshores el flux d'energia emès per l'atmosfera és $\varepsilon \cdot \sigma \cdot T_a^4$. Si s'aplica el balanç d'energia al capdamunt de l'atmosfera i a la superfície s'obté la temperatura a la superfície (T_s):

$$T_s = T_e \cdot \left(\frac{2}{2-\varepsilon}\right)^{\frac{1}{4}} \tag{4.3}$$

L'efecte hivernacle es fa notar, ja que si ε Є [0, 1] la temperatura en superfície sempre compleix que $T_s > T_e$.

La radiació solar no és la mateixa en totes les latituds del planeta, ni en totes les èpoques de l'any. A més, els cicles de Milankovitch fan variar la insolació rebuda en una zona durant llargs períodes de temps. Això permet realitzar el balanç radiatiu sobre més d'una zona latitudinal de la superfície planetària. També poden existir variacions d'alguns paràmetres en longitud com ara l'albedo.

En una zona delimitada per les latituds θ_1 i θ_2 i longituds λ_1 i λ_2 el flux net de radiació al capdamunt de l'atmosfera s'ha d'equilibrar amb la suma del transport horitzontal, els intercanvis d'energia amb l'interior planetari (Q_{PL}) i l'emmagatzematge d'energia del sistema (figura 4.3).

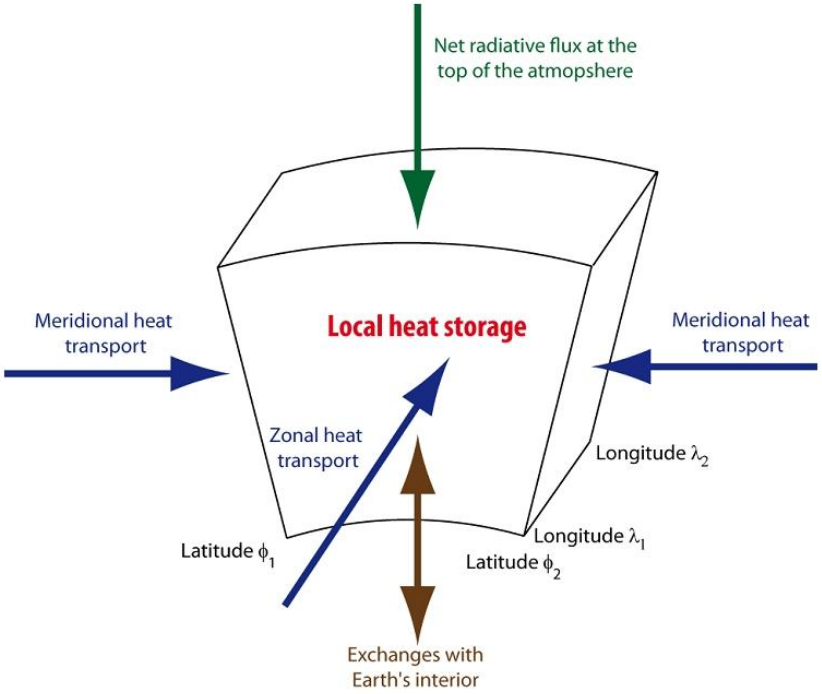

Figura 4.3. Representació del balanç d'energia sobre la superfície d'una zona limitada per les latituds θ_1 i θ_2 i longituds λ_1 i λ_2.

L'emmagatzematge d'energia del sistema juga un paper com a esmorteïdor davant dels canvis en el flux de radiació al capdamunt de l'atmosfera. La capacitat d'emmagatzematge de calor del sistema depèn de les característiques físiques del medi. En concret de la capacitat tèrmica $C_m = m \cdot c_p$ [$J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$], on m és la massa del sistema [kg] i c_p la calor específica a pressió constant [$J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$]. Aleshores es pot relacionar la variació de l'energia emmagatzemada pel sistema (Q) en [W] amb la variació de la temperatura respecte del temps segons:

$$C_m = m \cdot c_p \tag{4.4}$$

Aquesta equació introdueix la variable temporal que permet calcular la resposta temporal del sistema climàtic.

Localment l'emmagatzematge d'energia del sistema no pot compensar l'aportació provinent del capdamunt de l'atmosfera i el balanç s'aconsegueix pel transport de calor horitzontal. Si el balanç s'amitjana sobre zones latitudinals, aleshores es correspon amb un transport d'energia meridional des de les zones equatorials a les polars. L'energia es pot transportar bàsicament com calor sensible deguda a la diferència de temperatura entre superfície i atmosfera (Q_{SE}), i la calor latent (Q_{LA}) causada per l'intercanvi d'energia per condensació o volatilització de compostos (principalment H_2O). El transport d'energia pot comportar també un transport de massa que genera la circulació atmosfèrica global.

Finalment el balanç d'energia sobre la superfície planetària es pot escriure segons l'equació 4.4 amb Q com la suma de l'aportació energètica de tots els processos citats anteriorment:

$$Q = Q_S - Q_{IR} + Q_{PL} + Q_{AT} + Q_{SE} + Q_{LA} \quad (4.5)$$

4.4. Alteracions del sistema climàtic

El sistema climàtic està influenciat per diferents tipus de pertorbacions, que es poden classificar com externes quan són provocades per variacions que no són pròpies del sistema, o internes si l'origen és algun dels components del sistema [37, 38]:

- Canvis en la radiació solar incident pels cicles de Milankovitch: l'òrbita planetària pateix variacions periòdiques (de milers d'anys) a causa de la influència gravitatòria dels altres planetes del Sistema Solar. En conseqüència el patró d'insolació es modifica de manera periòdica. Els canvis afecten l'excentricitat de l'òrbita, l'obliqüitat de l'eix de rotació i la precessió de l'eix de rotació. Es considera una pertorbació externa.
- Canvis l'activitat solar: la lluminositat del Sol pateix variacions periòdiques cada 22 anys, relacionades amb l'aparició de les taques solars. És una pertorbació externa.
- Col·lisions de cometes o asteroides: pertorbació externa que pot fer augmentar els aerosols atmosfèrics i reduir la insolació de la superfície planetària. Això pot provocar la baixada de la temperatura global.
- Erupcions volcàniques: pertorbació interna més important en les variacions aleatòries a curt termini. Injecten gasos EH i partícules. El seu efecte depèn de l'alçada on arribin els materials. Si arriba a l'estratosfera, es pot distribuir pels vents zonals per tot el planeta i mantenir durant molts anys provocant la baixada de les temperatures. El seu caràcter puntual, però, no fa preveure que provoquin canvis climàtics a llarg termini.
- Canvis circulació oceànica: la circulació oceànica transporta energia d'unes zones del planeta a unes altres. Si es veu afectada, pot provocar variacions en el clima de determinades zones que reben l'energia. Un exemple a la Terra seria el fenomen del Niño a la costa xilena. És una pertorbació interna.
- Alteració composició atmosfèrica per l'activitat humana: addició de gasos EH o aerosols provoquen l'alteració del balanç radiatiu en absorbir radiació solar IR, provocant augment de temperatura global. Altres compostos poden alterar l'equilibri químic de gasos atmosfèrics existents, com és el cas de l'ozó a la Terra. És una pertorbació interna.
- Modificació de la topografia de la superfície per l'activitat humana: pertorbació interna. La urbanització d'àmplies zones i l'expansió de l'agricultura comporta la desforestació. L'eliminació de la vegetació disminueix la capacitat del sòl per retenir l'aigua, en conseqüència disminueix la nuvolositat i la precipitació; i finalment augmenta la temperatura i es produeix la desertificació.

Per poder comparar la magnitud d'una pertorbació i avaluar el seu efecte sobre el clima es defineix el forçament radiatiu com el canvi net en el balanç radiatiu planetari

(ΔQ). El forçament típicament causa un canvi de temperatura global (ΔT_s). La relació entre les dues magnituds s'anomena la sensitivitat del sistema climàtic (λ_s), que indica la variació de la temperatura d'equilibri del sistema en resposta a un forçament radiatiu [36]:

$$\Delta T_s = \lambda_s \cdot \Delta Q \tag{4.6}$$

4.5. Mecanismes de realimentació

Els mecanismes de realimentació són molt importants en la resposta global del sistema a una possible pertorbació. La realimentació es produeix quan una part de la resposta del sistema se suma a la pertorbació d'entrada, de manera que afecta la resposta. La realimentació pot amplificar (positiva) o esmorteir (negativa) la pertorbació [37, 38].

A continuació s'exposen alguns exemples de realimentació del sistema climàtic:

- Realimentació gel-albedo: en cas que la temperatura global disminueixi, les regions amb capes de gel s'estendrien augmentant la reflexió de la radiació solar. En conseqüència la superfície absorbiria menys radiació i les temperatures baixarien encara més. En cas contrari, si augmenta la temperatura i les capes de gel reculen, la reflexió de la radiació solar disminuiria fent pujar les temperatures. Aquest és un cas de realimentació positiva.
- L'efecte hivernacle del vapor d'aigua: si augmenta la temperatura es produeix l'evaporació de l'aigua cap a l'atmosfera en forma de vapor d'aigua. El vapor d'aigua és un gas EH, i per tant, bon absorbent de l'energia IR. Com a resultat la temperatura atmosfèrica augmenta provocant més evaporació. També es tracta d'una realimentació positiva.
- Realimentació dels núvols: no és fàcil de determinar quin tipus de realimentació produeix la formació de núvols. Per una banda són grans reflectors de la radiació solar, però també contribueixen a l'efecte hivernacle si estan formats per gasos EH (H_2O, CO_2). Tot depèn del tipus de núvols, la seva extensió, l'alçada on es troben, la quantitat de gas, etc. Pel cas terrestre, per núvols de tipus cúmul que ocupen poca extensió dominaria l'EH sobre l'albedo i produirien una realimentació positiva sobre el sistema; augmentant la temperatura i evaporant més H_2O per formar més núvols. En canvi pels núvols estratiformes, que ocupen grans extensions, dominaria l'efecte de l'albedo provocant una realimentació negativa. La formació de més núvols faria disminuir la temperatura i per tant l'evaporació d'H_2O. Fet que faria minvar la formació de més núvols.

Donada la complexitat del sistema climàtic es pot combinar l'efecte de les diverses realimentacions.

4.6. Classificació de models climàtics

Els processos climàtics a modelar poden ser molt complexos i no ser ben entesos. De vegades, els requeriments computacionals per modelar-los poden ser massa alts i és necessari simplificar-los. Altres vegades potser només es necessita incorporar els processos més rellevants.

Per simple que sigui el model, si s'usa de manera correcta, pot proporcionar informació molt útil sobre el comportament del sistema climàtic. De fet, no existeix un model perfecte adequat per qualsevol objectiu o requeriment. El tipus de model a escollir dependrà dels objectius a assolir. En conseqüència existeix una gran varietat de models [33, 37].

A continuació es dóna una classificació del tipus de models climàtics més habituals.

4.6.1. Models del balanç d'energia (EBM)

Els EBM (*Energy Balance Models*) poden ser de dimensió 0 o 1. Prediuen la temperatura superficial com a funció del balanç d'energia sobre la superfície planetària.

Els models de dimensió 0 són els més simples perquè no inclouen cap dimensió espacial, computen els valors mitjans de les variables climàtiques de manera global. Per afegir la distribució geogràfica de les temperatures habitualment es poden estendre per incloure una dimensió horitzontal (normalment la latitud). En aquest cas s'ha d'incloure el transport horitzontal d'energia. En general, els fluxos de radiació s'han de parametritzar de manera simplificada. En aquest tipus de models no es considera la dimensió vertical, ja que l'atmosfera es modela com una única capa.

Aquesta classe de models es poden implementar de manera senzilla i ràpida en computadors amb capacitat de processament normals. Es fan servir àmpliament en entorns educatius i s'utilitzen per investigar la sensibilitat del sistema climàtic davant de canvis externs per interpretar els resultats de models més complexos.

4.6.2. Models radiatius-convectius (RCM)

Els RCM (*Radiative-Convective Models*) es focalitzen en els processos verticals atmosfèrics. Computen el perfil de temperatura vertical modelant els processos radiatius i fent ajustaments convectius que estableixen un gradient de temperatura determinat. Principalment es fan servir per estudiar l'efecte dels canvis en la composició atmosfèrica.

L'atmosfera es divideix en cert nombre de capes (figura 4.4). Es realitza el càlcul del canvi de temperatura de cada capa a partir del balanç radiatiu entre la part superior i inferior de cadascuna. S'han de parametritzar la formació de núvols, les propietats òptiques de cada capa i l'albedo de la superfície. Al final de cada pas temporal si el perfil de temperatura resultant excedeix un "gradient de temperatura crític" es realitza

un ajustament convectiu (moviments verticals dels gasos atmosfèrics) fins que es restableix el gradient prescrit. Com a condicions de contorn s'assumeix que al capdamunt de l'atmosfera existeix un balanç radiatiu entre els fluxos radiació entrant (ona curta) i sortint (ona llarga); i a la superfície l'energia entrant per la radiació incident s'equilibra amb la perduda per fenòmens convectius [37].

Una altra versió de models verticals són els SCM (S*ingle Column Models*). Són models de columna vertical extrets de models tridimensionals. Incorporen tots els processos modelats en la versió tridimensional però sense els processos de transport horitzontal.

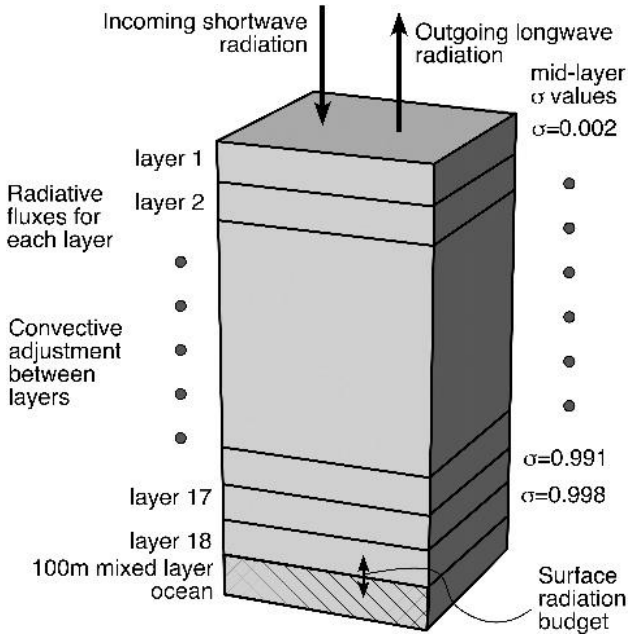

Figura 4.4. Estructura vertical atmosfèrica d'un RCM [37].

4.6.3. Models de complexitat intermèdia

Els primers van ser els models estadístics-dinàmics (SDM). En general són models 2-D amb una dimensió horitzontal i una altra vertical, encara que hi ha variants que inclouen dues dimensions horitzontals.

Els SDM combinen el transport d'energia horitzontal dels EBM amb el balanç radiatiu-convectiu dels RCM. Tanmateix, el transport d'energia de l'equador als pols es fa de manera més sofisticada basant-se en relacions teòriques i empíriques del flux entre cel·les latitudinals. La velocitat i direcció del vent es modelen estadísticament mentre que el transport d'energia es governa per les lleis de la cinètica.

Els SDM són el punt de partida de models més complexos, on s'afegeixen més processos, com ara les reaccions químiques atmosfèriques. Un exemple són els EMIC (*Earth Models of Intermediate Complexity*).

Els EMIC són més complexos que els EBM però també realitzen algunes simplificacions i parametritzacions d'alguns processos que en models més complexos (GCM) es tenen en compte de manera explícita. Formen la família de models més extensa. Alguns s'aproximen més als EBM per la seva senzillesa i altres són GCM lleugerament simplificats que incorporen alguns processos tridimensionals, com ara la circulació oceànica o atmosfèrica. En aquest últim cas, es fa servir una resolució de malla menor per reduir la càrrega computacional i el temps de les simulacions.

4.6.4. Models de circulació general (GCM)

Els GCM proporcionen la descripció més precisa i complexa del sistema climàtic. Són models 3-D que intenten simular el nombre més gran de processos possible i acoblen diferents components del sistema. La resolució de malla dels GCM és típicament de 100 a 200 km, proporciona informació més detallada a escala regional que els EMIC, que fan servir resolucions més grans de 300 km.

Els primers GCM incorporaven tan sols una representació de l'atmosfera, la superfície terrestre, i de vegades l'oceà i el gel oceànic molt simplificat. Actualment, incorporen més components i de manera més sofisticada: el cicle del carboni, de l'aigua, la dinàmica de les plaques de gel i la química atmosfèrica.

Els GCM resolen una sèrie d'equacions que descriuen el moviment d'energia, moment i matèria (vapor d'H_2O, sal oceànica, etc.) i la conservació de massa. Normalment les equacions es resolen per donar el moviment de massa (vent i corrents oceànics) del següent pas temporal, però també s'inclouen processos de formació de capes de gel, transport de calor, humitat i sal.

El primer pas és especificar les condicions climàtiques en un nombre de punts de la malla obtinguda dividint els components en cel·les tridimensionals (figura 4.5). A continuació es resolen un conjunt d'equacions no-lineals acoblades a cada punt de la malla fent ús de tècniques numèriques que discretitzen el temps en passos temporals.

Els GCM són capaços d'aproximar-se molt a la realitat, encara que existeixen algunes limitacions. S'ha de tenir en compte que els recursos computacionals disponibles determinen la durada de les simulacions. Si el model té molta resolució espacial o temporal donarà resultats més acurats, però les simulacions requeriran un temps de computació molt elevat (dies o setmanes) en els computadors més ràpids. Per tant, s'ha de prendre un compromís a l'hora d'escollir la resolució, el temps d'integració i els recursos computacionals disponibles. Actualment els models prenen resolucions espacials entre 2° i 5° de latitud i longitud i passos temporals de 20–30 minuts. La resolució vertical s'obté dividint l'atmosfera en 20-40 nivells.

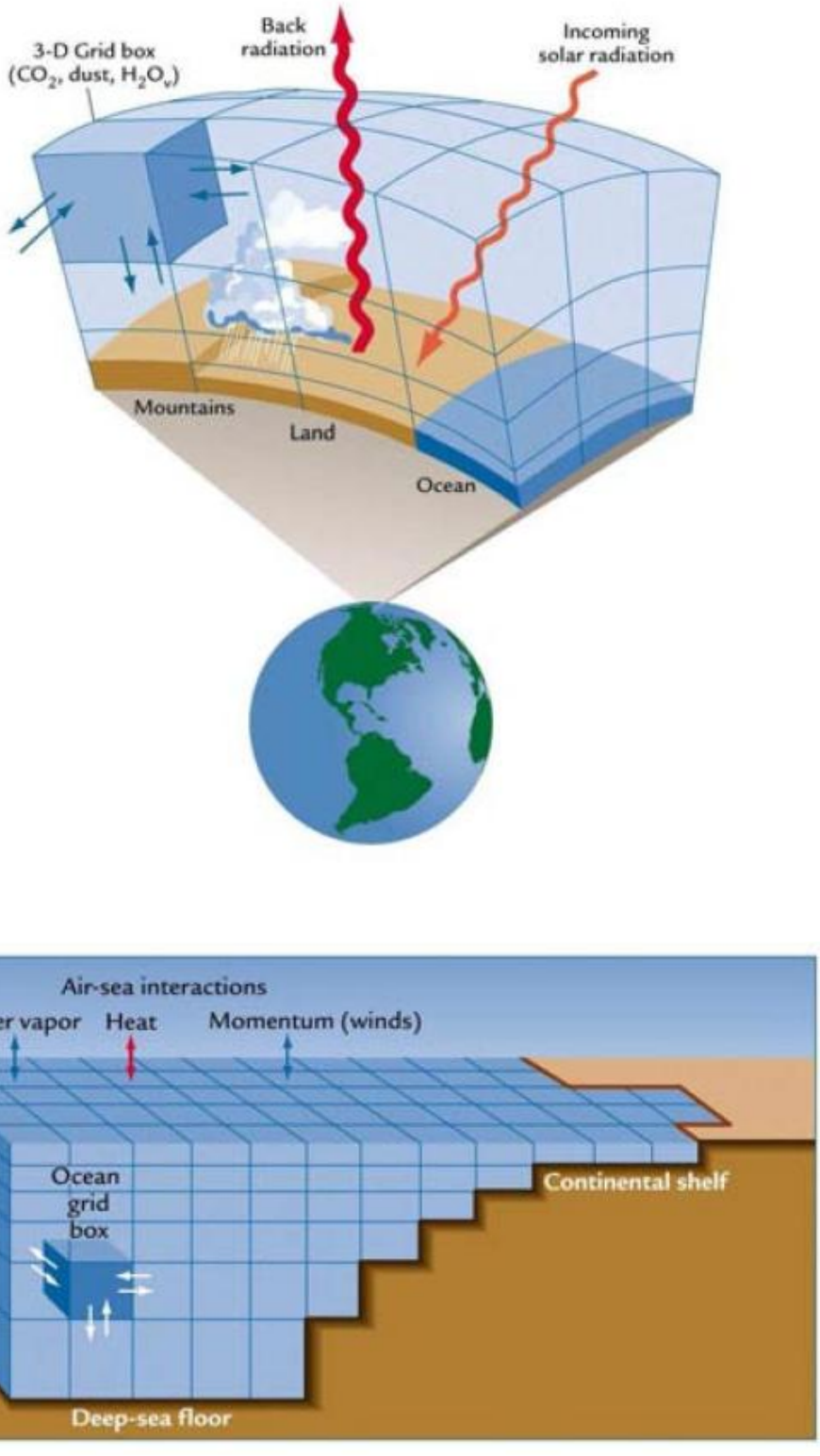

Figura 4.5. Esquemes de malla per models atmosfèrics i oceànics tridimensionals [33].

4.7. Validació de models climàtics

En primer lloc cal verificar que les solucions numèriques resolen les equacions del model adequadament i que no existeixen errors de codificació.

El següent pas és el procediment de validació, que determina si el model representa la realitat de manera acurada. Per dur-ho a terme cal comparar els resultats del model amb les observacions empíriques realitzades en les mateixes condicions. Validar un model en totes les diferents situacions és pràcticament impossible, però si és capaç de passar un nombre prou elevat de tests, es pot considerar vàlid. Si el model no és capaç de reproduir la realitat, aleshores s'haurà de millorar modificant les hipòtesis de partida, incloent-hi nous processos o millorant les parametritzacions.

Una altra manera de validar un model és fer-lo servir per reproduir l'evolució del clima en el passat, ja que es disposen de dades empíriques per contrastar els resultats de les simulacions. També és aconsellable realitzar comparacions amb altres models. Si models diferents amb esquemes o parametritzacions diferents convergeixen en els resultats es pot tenir certa confiança en la seva bondat per reproduir les condicions del sistema.

Per últim, l'ús de paràmetres no coneguts amb precisió requereix certs ajustaments que s'han de realitzar durant un procediment de calibratge. Els paràmetres poden prendre valors en un determinat rang, i a priori no existeix una raó per seleccionar un en concret. És perfectament vàlid calibrar-los per obtenir la solució més acurada de les equacions. Tanmateix, el calibratge no hauria d'emmascarar les deficiències del model. Perquè els paràmetres escollits podrien no ser satisfactoris en altres condicions. Una bona pràctica és escollir o dissenyar els components del model de manera que la selecció d'un valor concret dels paràmetres tingui un impacte mínim en els resultats.

4.8. Models climàtics de Mart

En la literatura científica han aparegut des de fa dècades tota una sèrie d'intents de modelar el clima de Mart amb objectius diferents. La majoria de models intenten modelar el clima actual o passat de Mart per entendre'n l'evolució i comparar-la amb la del clima de la Terra.

Molts són models simples de dimensió 0 o 1 que resolen les variables climàtiques de manera global, latitudinal o vertical. Alguns inclouen l'estudi de la hidrologia del subsòl [44, 45, 46, 48, 51]; altres la presència de CO_2 al subsòl [40]; el cicle del CO_2 atmosfèric i la formació de les capes polars [41, 43]; les propietats radiatives del CO_2 atmosfèric, etc.

A finals dels anys 60 del segle XX els científics de la UCLA (*University of California, Los Angeles*), C. Leovy i Y. Mintz, van fer la primera adaptació d'un model GCM del clima terrestre a les condicions de Mart [74]. Més endavant la NASA va adonar-se de la importància d'una eina com aquesta pel seu programa d'exploració de Mart i va

endur-se el model al NASA Ames Research Center. Des d'aleshores el model és conegut com l'Ames MGCM (Ames *Mars General Circulation Model*).

Als anys 90 van aparèixer altres GCM de manera independent. Per exemple el GFDL Mars General Circulation Model, del Geophysical Fluid Dynamics Laboratory de la NOAA (*National Oceanic Atmospheric Administration*), que depèn del govern dels EE.UU. A Europa, en concret a França, el 1993 va aparèixer la primera versió del LMD Mars Global Climate Model al Laboratoire de Météorologie Dynamique de París que col·labora amb l'ESA i diverses universitats europees. Actualment, existeix una col·laboració activa entre totes aquestes organitzacions per integrar nous processos en els seus respectius models.

També s'han construït models simples per estudiar l'evolució del clima marcià en una hipotètica terraformació futura. Per exemple, C.P. McKay i M. Marinova van desenvolupar un model radiatiu-convectiu per estudiar la resposta de les capes polars i la temperatura global a la introducció de gasos EH fabricats artificialment [42].

5. Model climàtic de Mart

En treballs anteriors de Michael Mellon i Bruce Jakosky [45, 46] es plantejava un model 2-D de Mart amb resolució zonal 2ºx2º i temporal de minuts. Aquest model es basava en el balanç radiatiu en superfície de cada zona i l'acoblament de la difusió de l'ona calorífica i la difusió de gasos al subsòl per descriure l'estabilitat del gel d'H_2O al subsòl a una profunditat de 2 a 5 m en les condicions actuals de Mart.

El model que es presenta a continuació és una simplificació de l'anterior. Es desenvolupa un model 1-dimensional en latitud del sistema climàtic de Mart amb resolucions zonals de 5º i 10º. La resolució temporal s'escull d'un any marcià (1,882 anys terrestres) per abastar un temps d'estudi de 500-1000 anys terrestres en poques iteracions.

L'equació de balanç radiatiu dinàmica (EBRD) sobre la superfície de cada zona es modifica de la següent manera: la insolació per cada zona s'amitjana anualment; l'albedo depèn de la temperatura zonal i la condensació del CO_2; s'afegeix el transport d'energia entre zones adjacents; la radiació atmosfèrica depèn de la seva composició tal com es recull al treball de M.Marinova i C.McKay [42].

L'EBRD s'acobla a un procés d'intercanvi de volàtils (CO_2 i H_2O) entre l'atmosfera, les capes polars i el subsòl. La profunditat d'estudi del subsòl s'amplia a 500 m.

En les zones polars, on existeix una capa de gel, la variació de la temperatura en superfície provoca canvis en l'equilibri termodinàmic de la capa que es tradueix en l'alliberament/captura de volàtils cap a l'atmosfera/de l'atmosfera. Aquest intercanvi està governat per la corba de pressió de vapor (CPV) dels volàtils segons la temperatura atmosfèrica.

En les zones on no existeix capa de gel superficial es produeix l'intercanvi de volàtils entre l'atmosfera i el subsòl tal com es descriu al treball de Norbert Schorghofer i Oded Aharonson [44]. La variació de la temperatura en superfície es propaga cap al subsòl segons l'equació de difusió de la calor (EDC). L'estat termodinàmic dels volàtils en el subsòl també pateix una alteració provocant-ne l'alliberament cap a l'atmosfera o la captura al subsòl. Es modela la coadsorció del CO_2 i H_2O segons el treball de A.P. Zent i R.C. Quinn [49, 50] i la isoterma d'adsorció de l'H_2O que es fa servir a [44]. L'equació de difusió de gasos per predir l'alliberament de volàtils es substitueix per un mecanisme de conservació de massa de volàtil en el conjunt del sistema climàtic en dos passos temporals consecutius.

A diferència dels models anteriors [44, 45, 46] l'objectiu del model que es presenta és estudiar el comportament del sistema climàtic de Mart en condicions diferents de les actuals. Es vol predir l'evolució temporal de la temperatura global i zonal, la pressió atmosfèrica i la quantitat de volàtils en cada component del sistema climàtic segons la modificació de la insolació, l'albedo i la composició atmosfèrica.

Per últim, el model desenvolupat incorpora la producció gradual de gasos EH per arribar a una pressió atmosfèrica determinada i mantenir-la, així com mecanismes per

reduir l'albedo zonal a cada pas temporal. També es realitza l'estimació de l'energia necessària per modificar aquests paràmetres a cada pas temporal

5.1. Components del sistema climàtic

El present model considera el sistema climàtic de Mart dividit en tres components bàsics: l'atmosfera, la capa superficial del subsòl (regolita) i les capes polars.

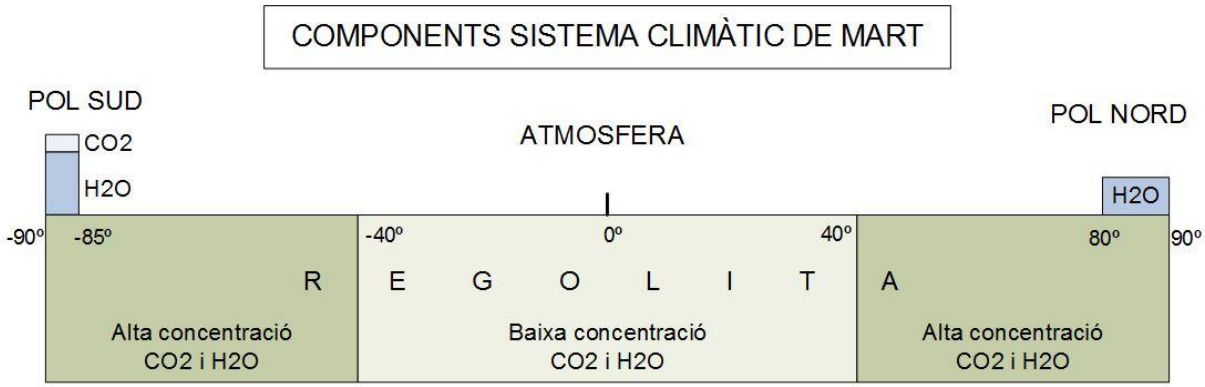

Figura 5.1. Components del sistema climàtic del model.

5.1.1. L'atmosfera

El model parteix de la composició atmosfèrica actual formada principalment de CO_2 i petites quantitats de H_2O, N_2, O_2, Ar, CO. Permet la introducció artificial de traces de certs gasos d'efecte hivernacle (EH): els perfluorocarbons CF_4, C_2F_6 i C_3F_8; l'hexafluorur de sofre (SF_6); el metà (CH_4); i l'amoníac (NH_3). Les quantitats de gasos EH ja existents com el CO_2 i H_2O es poden veure modificades per l'intercanvi de volàtils amb el subsòl o les capes polars.

La pressió atmosfèrica total ve donada per la suma de les pressions parcials de tots els gasos atmosfèrics considerats:

$$P_{tot} = P_{CO_2} + P_{H_2O} + P_{CH_4} + P_{NH_3} + P_{CF_4} + P_{C_2F_6} + \\ + P_{C_3F_8} + P_{SF_6} + P_{N_2} + P_{O_2} + P_{Ar} + P_{CO} \quad (5.1)$$

La temperatura mitjana global (T_{mean}) es pot calcular a partir de les temperatures latitudinals $T(\theta_i)$ i l'àrea superficial $A(\theta_i)$ de cada zona de latitud θ_i segons:

$$T_{mean} = \frac{\sum_i T(\theta_i) \cdot A(\theta_i)}{\sum_i A(\theta_i)} \quad (5.2)$$

5.1.2. La regolita

Es divideix el subsòl en N capes i N+1 nodes (veure apartat 5.5). Cada capa es compon de substrat de roca (bulk en anglès) i espai buit (porus). Als porus existeix la següent barreja de volàtils:

- CO_2 en estat gasós o adsorbits a les parets dels porus.
- H_2O en estat gasós, sòlid o adsorbits a les parets dels porus.
- Traces d'altres gasos atmosfèrics.

L'estructura de cada capa es detalla en l'apartat 5.7.2.

5.1.3. Les capes polars

La capa polar nord (PN) està formada per una capa de CO_2 estacional de pocs metres i una capa d'H_2O pura d'uns 2 km de gruix en latituds superiors a 80º. En condicions inicials el model considera només l'existència de la capa d'H_2O al PN perquè la capa de CO_2 és només estacional.

La capa polar sud (PS) consta d'una capa de CO_2 estacional i una de permanent barrejada amb grans quantitats d'H_2O de gruix 4 km per sota la latitud -85º. La quantitat de CO_2 acumulada volta els 10 hPa. El model considera que inicialment tot el CO_2 s'emmagatzema al PS. En aquest cas el gruix de la capa de CO_2 en l'extensió del PS pot ser d'un centenar de metres.

5.2. Variables del sistema climàtic

Les principals variables que representen les condicions climàtiques a la superfície són: la temperatura mitjana global, les temperatures latitudinals, la pressió atmosfèrica total i les pressions parcials de CO_2 i H_2O.

El model dinàmic permet estudiar l'evolució temporal d'aquestes variables climàtiques segons la modificació de les següents variables d'entrada: l'albedo (α) a cada zona de latitud, la irradiació solar (S) a cada zona de latitud i la pressió parcial de gasos EH, principalment els perfluorocarbonis (PFCs).

De manera addicional, el model també ens permet conèixer l'evolució temporal d'altres variables: la quantitat i concentració de volàtils en les capes polars i el subsòl, el perfil de temperatura del subsòl, gruix de les capes polars, entre d'altres.

Finalment, el model que es presenta permet també determinar les quantitats de gasos hivernacle a fabricar (CF_4, C_2F_6, C_3F_8, SF_6, CH_4, NH_3) per arribar a un cert nivell de pressió atmosfèrica i la despesa energètica en la fabricació d'aquests gasos.

5.3. Divisió en zones latitudinals

Es divideix la superfície planetària en M=21 zones latitudinals. L'amplitud de les zones a latituds entre -75º i 75º es pren de 10º. Per caracteritzar amb més precisió el comportament de les capes polars, les bandes de 75º a 90º i de -75º a -90º es divideixen en zones de 5º d'amplitud.

Zona	Latitud	Límit inferior	Límit superior
1	-87.5	-90	-85
2	-82.5	-85	-80
3	-77.5	-80	-75
4	-70	-75	-65
5	-60	-65	-55
6	-50	-55	-45
7	-40	-45	-35
8	-30	-35	-25
9	-20	-25	-15
10	-10	-15	-5
11	-0	-5	5
12	10	5	15
13	20	15	25
14	30	25	35
15	40	35	45
16	50	45	55
17	60	55	65
18	70	65	75
19	77.5	75	80
20	82.5	80	85
21	87.5	85	90

Taula 5.1. Zones latitudinals del model.

5.4. Pas temporal i temps d'estudi total

S'escull un pas temporal Δt = 1 any marcià = 1.882 anys terrestres (a) o l'equivalent a 687 dies terrestres (d). En segons, Δt = 59356800 s. D'aquesta manera les variables queden amitjanades anualment.

El temps de cada pas temporal: $t_k = k \cdot \Delta t$ on $k = [0,1,..., P] \in \mathbf{N_0}$ és l'índex que representa cada pas i P=NPT+1, amb NPT el nombre total de passos temporals. Es pren NPT=500, per tant, el temps d'estudi del model és d'uns 941 anys terrestres. Això ens permet prescindir dels efectes de la variabilitat orbital en la insolació que és d'escales temporals majors de 50000 anys.

5.5. Divisió del subsòl en capes verticals

Es divideix el subsòl en N capes d'igual gruix Δz m (figura 5.2). La màxima profunditat d'estudi z_{TOT} s'escull a partir de la solució analítica de l'equació de propagació de la calor (veure apèndix 8.1).

La taula següent presenta els càlculs de la profunditat de penetració per valors típics de densitat, conductivitat i calor específica de la regolita marciana i diferents temps d'estudi, amb Δt=1.882 a:

Temps [anys]	z_{tot} [m]	
	ρ=1300 [kg·m^{-3}] K=1 [W·m^{-1}·K^{-1}] c_p = 875 [J·kg^{-1}·K^{-1}] (subsòl pobre en H_2O)	**ρ=1650 [kg·m^{-3}] K=2.7 [W·m^{-1}·K^{-1}] c_p = 1060 [J·kg^{-1}·K^{-1}] (subsòl ric en H_2O)**
1,882	14.45	19.14
500	235.47	327.7
1000	333.01	441.29

Taula 5.2. Profunditats de penetració de l'ona calorífica per valors típics de densitat, conductivitat i calor específica de la regolita marciana [44, 46].

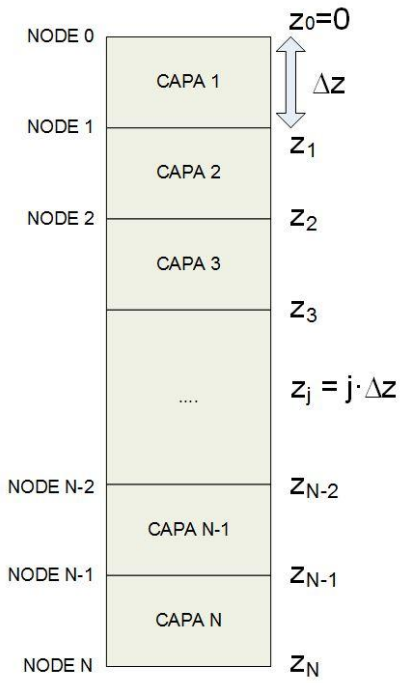

Figura 5.2. Divisió en capes del subsòl.

Es pren z_{TOT} = 500 m per ser un valor que engloba la profunditat de penetració màxima 441 m per un temps d'estudi de 1000 anys (taula 5.2). El nombre de capes es pot expressar com N = z_{TOT} / Δz; si es pren Δz = 2 m aleshores N=250 capes.

Els punts de frontera entre cada capa s'anomenen nodes. El nombre de nodes és N+1. La profunditat de cada node z_j = j·Δz on j = [0,1,..., N] Є $\mathbf{N_0}$ és l'índex que representa el node cada capa.

5.6. L'equació de balanç radiatiu dinàmica (EBRD)

Per realitzar el càlcul de la temperatura en superfície (T_s) a cada zona de latitud s'aplica l'equació de balanç radiatiu dinàmica (EBRD) sobre la superfície planetària.

En l'EBRD s'equilibra la potència de radiació rebuda o absorbida, Q_{in}, amb la potència que s'emet, Q_{out}.

Les figura 5.3 representa la modelització de dues situacions diferents que poden tenir lloc: la primera modela una zona de latitud on no hi ha presència d'una capa superficial de gel, i la segona modela la presència d'una capa de gel de CO_2 i/o H_2O, que es dóna habitualment en latituds polars:

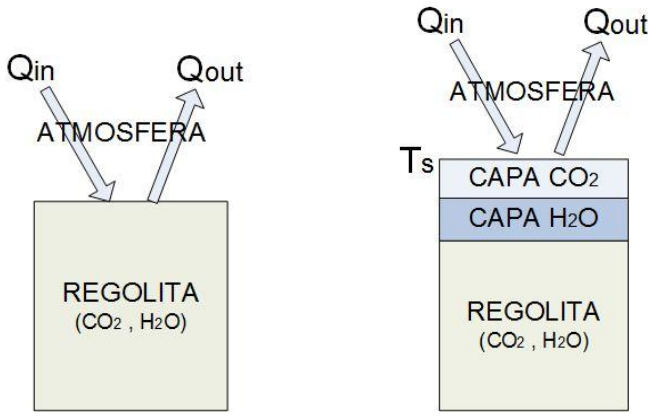

Figura 5.3. EBRD sobre la superfície sense presència de gel i en cas de presència de capa superficial de gel.

Per $Q_{in} = Q_{out}$ el sistema està en equilibri radiatiu estacionari per una certa temperatura d'equilibri $T_s = T_{eq}$. Però si $Q_{in} \neq Q_{out}$ es produeix una variació de T_{eq} respecte del temps proporcional a la capacitat calorífica del sistema, C_M. L'equació que modela aquest fenomen per una temperatura superficial T_s:

$$Q_{in} - Q_{out} = C_M \cdot \frac{dT_s}{dt} \quad [Watts] \tag{5.3}$$

C_M és la capacitat calorífica del "sistema superfície" de la zona latitudinal en $[J \cdot K^{-1}]$ que ve donada per:

$$C_M = M \cdot c_p \tag{5.4}$$

On M és la massa del sistema en [kg] i c_p la calor específica a pressió constant (700-1100 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) que depèn de la composició del sòl a la superfície.

Es resol l'equació diferencial mitjançant el mètode d'Euler per trobar l'evolució temporal de la temperatura a la superfície. Es considera que el "sistema superfície" té un gruix $\Delta\zeta$ on s'emmagatzema l'energia calorífica resultant de la variació tèrmica en la superfície. La massa M del "sistema superfície" d'una zona de latitud de volum ΔV es pot calcular com:

$$M = \rho_{reg} \cdot \Delta V = \rho_{reg} \cdot A_{zona} \cdot \Delta \zeta \tag{5.5}$$

A_{zona} és l'àrea superficial esfèrica de la zona en $[m^2]$ i ρ_{reg} és la densitat de la regolita en $[kg \cdot m^{-3}]$:

$$A_{zona} = 2\pi R_{pla}^2 \cdot [\sin(\theta_{sup}) - \sin(\theta_{inf})] \tag{5.6}$$

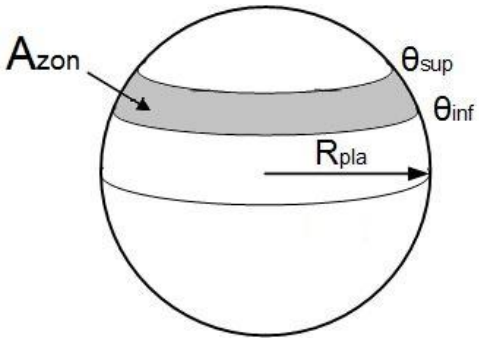

Figura 5.4. Àrea de la superfície d'una zona de latitud.

La potència absorbida en una zona, Q_{in}, es deu a l'aportació energètica de diferents processos i es pot expressar com la suma de:

$$Q_{in} = Q_{sol} + Q_{atm} + Q_{lat} + Q_{reg} + Q_{tra} \tag{5.7}$$

On Q_{sol} és la potència rebuda per la radiació solar incident a la superfície. Q_{atm} és la potència rebuda per l'emissió dels gasos hivernacle (EH) de l'atmosfera. Q_{lat} és la potència capturada/rebuda de/per la superfície en processos de sublimació/condensació dels volàtils atmosfèrics (CO_2 i/o H_2O). Q_{reg} és la potència rebuda a la superfície des de l'interior planetari en forma de flux geotèrmic, i Q_{tra} és la potència neta transportada des de o cap a zones de latitud adjacents.

La potència emesa en una zona Q_{out} ve donada per Q_{ir}, la potència emesa d'ona llarga (IR) per radiació de cos negre des de la superfície cap a l'atmosfera:

$$Q_{out} = Q_{ir} \tag{5.8}$$

La figura 5.5 representa el balanç radiatiu en una zona de latitud θ_i qualsevol:

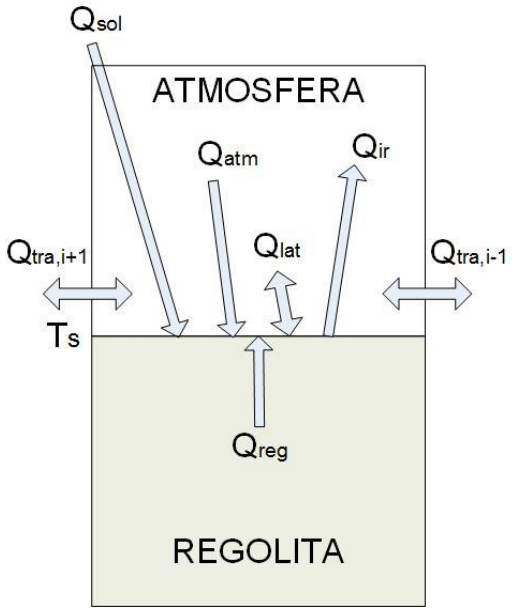

Figura 5.5. Balanç radiatiu sobre la superfície d'una zona.

A continuació es detallen els diferents processos que intervenen en l'EBRD.

5.6.1. Radiació solar incident a la superfície Q_{sol}

El flux de radiació solar incident en [$W \cdot m^{-2}$] que arriba a la superfície F_{sol} es calcula a partir de la següent expressió:

$$F_{sol} = S_0 \cdot (1 - \alpha) \cdot S_x \cdot \gamma \tag{5.9}$$

On S_0 és la constant d'irradiació solar que arriba al capdamunt de l'atmosfera de Mart calculada en 590 $W \cdot m^{-2}$. α és l'albedo de la superfície o coeficient de reflexió de la radiació solar incident que retorna cap a l'espai. S_x és el paràmetre que permet ajustar el factor de radiació solar incident de manera arbitrària; és el producte del factor de radiació global i de radiació zonal $S_x = S_{xg} \cdot S_{xz}$. γ és el factor de dependència de la radiació solar incident segons la latitud.

La radiació solar incideix perpendicularment sobre l'àrea transversal (A_{tra}) que presenta la zona latitudinal del planeta a la radiació solar. Per tant, la potència de radiació solar rebuda per la zona és proporcional a A_{tra}:

$$Q_{sol} = F_{sol} \cdot A_{tra} = S_0 \cdot (1 - \alpha) \cdot S_{xg} \cdot S_{xz} \cdot \gamma \cdot A_{tra} \tag{5.10}$$

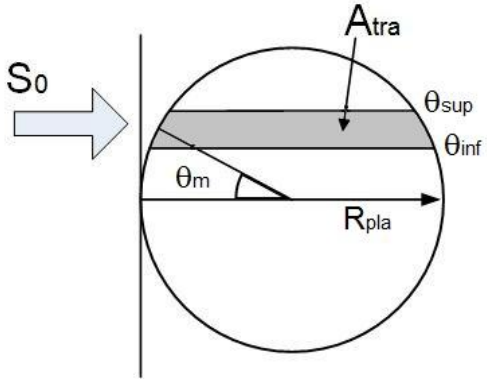

Figura 5.6. Àrea de la superfície transversal que presenta una zona de latitud a la radiació solar.

On l'àrea transversal d'una zona de latitud θ_m (figura 5.6) entre els límits θ_{inf} i θ_{sup} es pot expressar com:

$$A_{tra} = \frac{R_{pla}^2}{2} \cdot [(2\theta_{sup} - 2\theta_{inf}) + \sin(2\theta_{sup}) - \sin(2\theta_{inf})] \tag{5.11}$$

<u>Parametrització de l'albedo</u>

L'albedo es parametritza segons una expressió feta servir per models atmosfèrics terrestres [37] que depèn de la temperatura superficial T_s. L'expressió s'adapta a les condicions atmosfèriques marcianes on la condensació del CO_2 juga el paper més rellevant.

$$\begin{aligned} \alpha(T_s) &= \alpha_{max} && si\ T_s < T_1 \\ \alpha(T_s) &= \alpha_{max} + m \cdot (T_s - T_1) && si\ T_1 < T_s < T_2 \\ \alpha(T_s) &= \alpha_{min} && si\ T_s > T_2 \end{aligned} \qquad (5.12)$$

$$\text{on} \quad m = \frac{\alpha_{min} - \alpha_{max}}{T_2 - T_1}$$

L'índex de reflexió de la radiació solar assoleix un valor màxim quan es forma una capa de CO_2 condensat. En l'atmosfera marciana la condensació de CO_2 succeeix per sota de 148 K; per tant, $\alpha_{max} = 0.65$ per temperatures menors que $T_1 = 148$ K. En absència de capa de CO_2 condensat el coeficient de reflexió depèn de les característiques del material a la superfície; així $\alpha_{min} = 0.18$ per temperatures majors que T_2=178 K. Per temperatures entre T_1 i T_2 es considera que pot existir formació temporal de capa de CO_2. Aquesta parametrització és consistent amb la taula albedo-temperatura-latitud mesurades segons [43]. El model també incorpora el paràmetre d'albedo forçat (α_F) (veure apartat 5.9).

Factor d'insolació latitudinal

El factor de radiació solar mitjana anual γ rebuda en una zona de latitud es calcula a partir de la relació entre la radiació solar mitjana anual rebuda a cada latitud $\hat{S}(\theta)$ i la radiació mitjana anual global planetària $\hat{S}_g(\theta)$: $\gamma(\theta) = \hat{S}(\theta) / \hat{S}g$. La taula 5.3 resumeix els resultats dels càlculs detallats a l'apèndix 8.2:

θ	$\hat{S}(\theta)$	$\hat{S}_g$	γ(θ)	$\gamma_{int}(\theta)$
-90	90.01856	135.24137	0.66561	0.66561
-80	90.18786	135.24137	0.66687	0.66395
-70	94.43476	135.24137	0.69827	0.71639
-60	105.82786	135.24137	0.78251	0.80200
-50	122.07917	135.24137	0.90268	0.90268
-40	137.68322	135.24137	1.01806	1.00316
-30	150.04590	135.24137	1.10947	1.09102
-20	158.83267	135.24137	1.17444	1.15666
-10	162.83666	135.24137	1.20404	1.19332
0	161.89294	135.24137	1.19707	1.19707
10	159.17197	135.24137	1.17695	1.16681
20	151.61465	135.24137	1.12107	1.10430
30	139.49385	135.24137	1.03144	1.01410
40	124.11777	135.24137	0.91775	0.90363
50	105.91249	135.24137	0.78314	0.78314
60	87.55117	135.24137	0.64737	0.66569
70	74.53470	135.24137	0.55112	0.56721
80	69.08557	135.24137	0.51083	0.50645
90	68.29375	135.24137	0.50498	0.50498

Taula 5.3. Insolació mitjana anual per cada latitud.

Si es considera θ en graus sexagesimals γ(θ) es pot interpolar per una funció de 4t grau $\gamma_{int}(\theta)$ segons:

$$\gamma_{int}(\theta) = \begin{array}{l} 0.11810 \cdot 10^{-7} \cdot \theta^4 + 0.54101 \cdot 10^{-7} \cdot \theta^3 - \\ -0.00017 \cdot \theta^2 - 0.00133 \cdot \theta + 1.19707 \end{array} \quad (5.13)$$

5.6.2. Radiació atmosfèrica cap a la superfície Q_{atm}

La radiació solar incident (Q_{sol}) sobre la superfície de Mart principalment és d'ona curta (espectre UV i visible). L'atmosfera es considera transparent en aquestes longituds d'ona sempre que no es contempli l'efecte de les partícules de pols suspesa o fenòmens de dispersió de la llum.

D'altra banda, la radiació IR (d'ona llarga) de cos negre emesa per la superfície (Q_{ir-sup}) és absorbida parcialment pels gasos EH atmosfèrics (CO_2, H_2O, etc.). Per tant, només una part de la radiació IR arriba al capdamunt de l'atmosfera minvada en un factor **a**, el coeficient d'absorció.

L'atmosfera emet radiació IR (Q_{atm}) cap a l'espai i cap a la superfície planetària amb emissivitat ε. Si es considera que l'atmosfera està en estat d'equilibri termodinàmic, la llei de Kirchoff estableix que el flux de radiació absorbit per un cos és igual al flux de radiació que emet segons la llei de Stefan-Boltzmann. Aleshores el coeficient d'absorció (**a**) és igual al coeficient d'emissió o emissivitat (ε). La figura 5.7 descriu la situació:

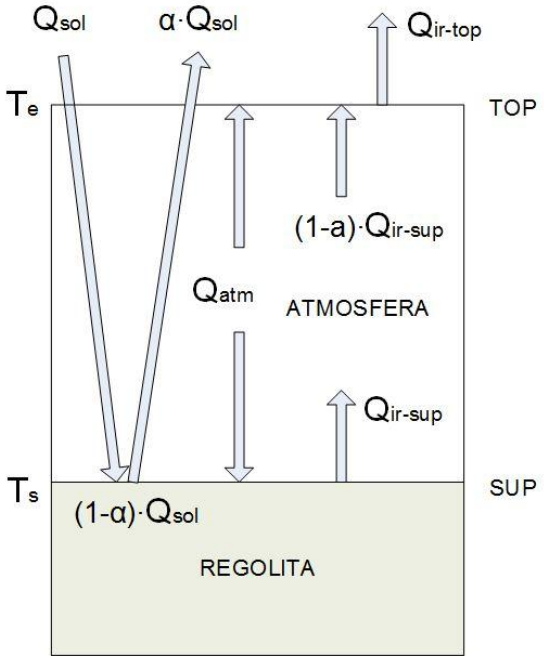

Figura 5.7. Balanç radiatiu a l'atmosfera.

Si es plantegen les equacions de balanç radiatiu globals planetàries al capdamunt de l'atmosfera (TOP) i a la superfície (SUP) es té que:

$$TOP \rightarrow \quad Q_{sol} + \alpha \cdot Q_{sol} = \alpha \cdot Q_{sol} + Q_{ir-top}$$
$$Q_{sol} + \alpha \cdot Q_{sol} = \alpha \cdot Q_{sol} + Q_{atm} + (1-\epsilon) \cdot Q_{ir-sup} \quad (5.14)$$

$$SUP \rightarrow \quad Q_{sol}(1-\alpha) + Q_{atm} = Q_{ir-sup} \quad (5.15)$$

La solució del sistema d'equacions dóna una expressió de Q_{atm} proporcional a la radiació solar incident Q_{sol}, on la constant de proporcionalitat depèn de les propietats emissives (o absortives) de l'atmosfera:

$$Q_{atm} = \frac{1-(1-\epsilon)(1-\alpha)}{2-\epsilon} \cdot Q_{sol} = K(\epsilon) \cdot Q_{sol} \quad (5.16)$$

El flux de radiació provinent de l'atmosfera (F_{atm}) de Mart és proporcional a la profunditat òptica de l'atmosfera $\boldsymbol{\tau}_{atm}$ [42]. $\boldsymbol{\tau}_{atm}$ és una mesura de l'atenuació per absorció que pateix la radiació que travessa una columna de gas atmosfèric, i alhora és un indicador de la capacitat d'escalfament que té l'atmosfera per efecte hivernacle sobre la superfície. El model pren la següent expressió de F_{atm} perquè fa quadrar el càlcul de la temperatura pel model 0-dimensional amb la temperatura mitjana atmosfèrica observada de 218 K:

$$F_{atm} = \frac{1}{2} \cdot \tau_{atm} \cdot F_{sol} \quad (5.17)$$

La potència de la radiació emesa per l'atmosfera (Q_{atm}) sobre la superfície d'una zona latitudinal (A_{zona}) s'escriu com:

$$Q_{atm} = F_{atm} \cdot A_{zona} = \frac{1}{2} \cdot \tau_{atm} \cdot Q_{sol} \cdot A_{zona} \quad (5.18)$$

$\boldsymbol{\tau}_{atm}$ és la suma de les profunditats òptiques de tots els gasos EH que componen l'atmosfera:

$$\tau_{atm} = \tau_{CO_2} + \tau_{H_2O} + \tau_{CH_4} + \tau_{NH_3} + \tau_{CF_4} + \tau_{C_2F_6} + \tau_{C_3F_8} + \tau_{SF_6} \quad (5.19)$$

On:

$$\tau_{CO_2} = 0.9 \cdot P_{tot}^{0.45} \cdot P_{CO_2}^{0.11} \qquad \tau_{CH_4} = 0.5 \cdot P_{CH_4}^{0.278}$$
$$\tau_{NH_3} = 9.6 \cdot P_{NH_3}^{0.32} \qquad \tau_{H_2O} = P_{H_2O}^{0.3}$$
$$\tau_{CF_4} = 0.137 \cdot P_{CF_4}^{0.682} \qquad \tau_{C_2F_6} = 0.3866 \cdot P_{C_2F_6}^{0.502} \quad (5.20)$$
$$\tau_{C_3F_8} = 1.095 \cdot P_{C_3F_8}^{0.591} \qquad \tau_{SF_6} = 0.27 \cdot P_{SF_6}^{0.391}$$

Amb P_{tot}, P_{CO2}, P_{CH4}, P_{NH3} i P_{H2O} en [bar] i P_{CF4}, P_{C2F6}, P_{C3F8} i P_{SF6} en [Pa].

També existeixen traces d'altres gasos: N_2, O_2, Ar, CO que no contribueixen a l'efecte hivernacle i es consideren amb $\boldsymbol{\tau}$ nul·la.

5.6.3. Radiació de calor latent Q_{lat}

En les condicions climàtiques actuals, sobre la superfície planetària es poden produir processos de sublimació o deposició dels volàtils de CO_2 o H_2O.

Durant el procés de sublimació les molècules del volàtil absorbeixen energia de la superfície per poder passar d'estat sòlid a gas. En el procés de deposició succeeix el contrari, les molècules en estat gasós alliberen energia cap a la superfície quan passen a l'estat sòlid, dipositant-se sobre la superfície.

La potència emesa/rebuda de/cap a la superfície durant el canvi d'estat (Q_{lat}) és proporcional a la taxa de variació de massa de gas respecte del temps. La constant de proporcionalitat és la calor latent de sublimació/deposició, L_{gas}, que indica la quantitat d'energia per unitat de massa que s'inverteix en el canvi d'estat en [J· kg^{-1}]:

$$Q_{lat} = -L_{gas} \cdot \frac{dm_{gas}}{dt} \tag{5.21}$$

La determinació de dm_{gas} depèn de l'intercanvi de volàtils entre l'atmosfera i les capes en la superfície (apartat 5.7.1).

En condicions inicials es considera que Q_{lat}=0, ja que es considera l'atmosfera en un estat d'equilibri estable, sense canvis de temperatura o pressió significatius.

5.6.4. Radiació geotèrmica del subsòl Q_{reg}

Segons la llei de conducció de calor de Fourier l'energia calorífica per unitat de temps (Q) que travessa un cos d'una zona a temperatura T_1 cap a una zona a temperatura T_2<T_1 és directament proporcional a la diferència de temperatures i l'àrea transversal (A) que ofereix el cos, i inversament proporcional a la distància que separa les dues zones. El coeficient de proporcionalitat és la conductivitat K en [$W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$] i depèn de les característiques materials del cos.

$$Q = K \cdot \frac{T_1 - T_2}{z_1 - z_2} \cdot A \Rightarrow Q = -K \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z} \cdot A \tag{5.22}$$

El signe negatiu indica que la calor es mou en el sentit de temperatura decreixent.

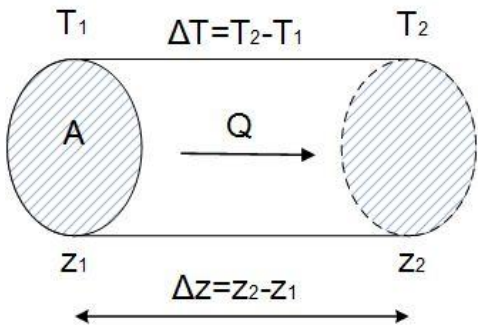

Figura 5.8. Fenomen de conducció de la calor.

Existeix un flux de calor geotèrmic a la superfície planetària provinent de l'interior de Mart. Aquest flux pren valors entre 0.015-0.045 $W \cdot m^{-2}$ a Mart. De mitjana s'acostuma a considerar 30 $mW \cdot m^{-2}$.

Si es considera z com la profunditat del subsòl creixent respecte la superfície (z=0), el flux F_{reg} que rep la superfície des del subsòl es pot expressar com:

$$F_{reg} = -K_{reg} \cdot \frac{dT}{dz}|_{z=0} \tag{5.23}$$

On dT/dz és el gradient geotèrmic a la superfície (per z=0) i K_{reg} és la conductivitat de la regolita.

Aleshores la potència calorífica procedent de la regolita (Q_{reg}) en [W] sobre la superfície d'una zona latitudinal (A_{zona}) es pot expressar com:

$$Q_{reg} = A_{zona} \cdot F_{reg} = -A_{zona} \cdot K_{reg} \cdot \frac{dT}{dz}|_{z=0} \tag{5.24}$$

5.6.5. Radiació per transport d'energia latitudinal Q_{tr}

Entre regions latitudinals veïnes es produeix un intercanvi d'energia degut principalment a la diferència de temperatura entre elles [33, 37]. Aquest transport es produeix en el sentit de la regió de més alta temperatura cap a la de més baixa temperatura. En general, una zona θ_i té dues regions adjacents θ_{i-1} i θ_{i+1}, on $\theta_{i-1} < \theta_i < \theta_{i+1}$. A les zones polars als extrems només existeix intercanvi d'energia amb una zona adjacent, de latitud superior o inferior segons el cas.

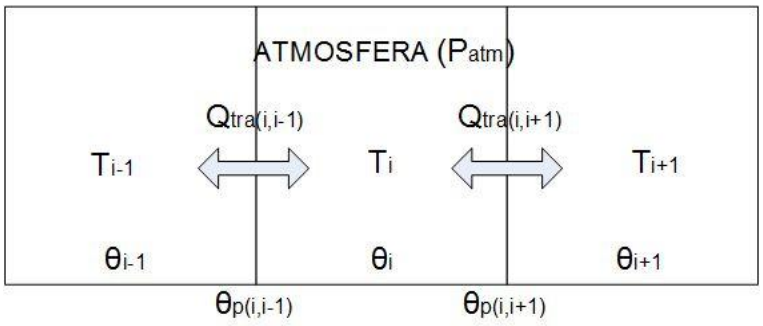

Figura 5.9. Transport d'energia latitudinal.

La potència neta aportada a una zona θ_i ($Q_{tra(i)}$) es pot calcular a partir de suma de les aportacions de les zones adjacents:

$$Q_{tra(i)} = Q_{tra(i,i-1)} + Q_{tra(i,i+1)} \tag{5.25}$$

El flux de calor transportat entre dues regions veïnes de latituds θ_i i θ_j es pot aproximar per l'expressió [33]:

$$F_{tra(i,j)} = \rho_a \cdot c_{pa} \cdot \frac{K_{d(i,j)}}{R_p \cdot (\theta_j - \theta_i)} \cdot (T_j - T_i) \quad (5.26)$$

On $\rho_a = P_a / (H_a \cdot g) = 1{,}7 \cdot 10^{-2}$ kg·m^{-3} és la densitat atmosfèrica, per P_a la pressió atmosfèrica (700 Pa), H_a l'alçada d'escala atmosfèrica ($11 \cdot 10^3$ m) i g l'acceleració de la gravetat (3,72 m·s^{-2}). c_{pa} és la calor específica per una atmosfera de CO_2 (~745 J·kg^{-1}·K^{-1}). K_d és la constant de difusivitat zonal dependent de l'estat atmosfèric (~10^6 m^2.s^{-1}). R_p és el radi planetari. θ_i, θ_i són les latituds de les zones *i* i *j* adjacents, i T_i, T_j les respectives temperatures.

El flux de calor transportat de la zona *i* a la zona *j* és directament proporcional a la diferència de temperatura entre les dues zones. Si $T_i > T_j$ el transport s'efectua des de la zona *i* cap a la zona *j*, la zona *i* perd energia cap a la *j*. En cas contrari $T_i < T_j$ la zona *i* rep energia de la zona *j*.

El transport d'energia s'efectua horitzontalment a través de l'àrea vertical $A_{p(i,\,j)}$ que separa les dues zones al llarg del paral·lel $\theta_{p(i,\,j)}$. Per tant la potència transportada entre dues zones:

$$Q_{tra(i,j)} = F_{tra(i,j)} \cdot A_{p(i,j)} \quad (5.27)$$

$A_{p(i,\,j)}$ es pren com el producte de la longitud del paral·lel $\theta_{p(i,\,j)}$ ($L_{p(i,j)}$) i l'alçada d'escala atmosfèrica H_a. Aleshores es té:

$$Q_{tra(i,j)} = L_{p(i,j)} \cdot \frac{P_a \cdot c_{pa}}{g} \cdot \frac{K_{d(i,j)}}{R_p \cdot (\theta_j - \theta_i)} \cdot (T_j - T_i) = L_{p(i,j)} \cdot K_a \cdot \beta_{(i,j)} \cdot (T_j - T_i) \quad (5.28)$$

On $K_a = P_a \cdot c_{pa} / g = 700 \cdot 745/3{,}72 = 1{,}4 \cdot 10^5$ J·m^{-2}·K^{-1} es pren constant. $\beta_{(i,\,j)}$ és el coeficient de transport dependent de la latitud, pot prendre valors entre 1 i 10 m·s^{-1} per amplades de zona de 5-10º segons el valor de K_d.

Finalment:

$$Q_{tra(i)} = K_a \cdot [L_{p(i,i-1)} \cdot \beta_{(i,i-1)} \cdot (T_{i-1} - T_i) + L_{p(i,i+1)} \cdot \beta_{(i,i+1)} \cdot (T_{i+1} - T_i)] \quad (5.29)$$

5.6.6. Radiació infraroja de la superfície Q_{ir}

La radiació solar incident d'ona curta s'absorbeix parcialment a la superfície planetària. Això provoca l'escalfament de la superfície que comença a emetre radiació infraroja d'ona llarga (IR).

Es considera que la superfície emet radiació IR com un cos negre segons la llei de Stefan-Boltzmann. El flux de radiació de la superfície s'expressa com:

$$F_{ir} = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (5.30)$$

On ε és l'emissivitat de la superfície. σ és la constant de Stefan-Boltzmann ($5{,}67 \cdot 10^{-8}$ $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$), i T_s la temperatura a la superfície en K.

F_{ir} s'emet sobre tota la superfície esfèrica de la zona latitudinal (A_{zona}). Per tant, la potència emesa per radiació IR, Q_{ir}, és:

$$Q_{ir} = F_{ir} \cdot A_{zona} = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \cdot A_{zona} \tag{5.31}$$

L'emissivitat (ε) pot prendre valors entre 0.4 i 0.8 a les zones polars on el gel de CO_2 o H_2O es barreja amb la pols. En el cas de les zones on no existeixen capes de gel l'emissivitat pren valors entre 0.8 i 1.0 [52].

5.7. Intercanvi de volàtils

L'evolució de la temperatura en la superfície planetària pot alterar l'equilibri termodinàmic dels volàtils presents en les capes polars i el subsòl (regolita), principalment H_2O i CO_2. Com a conseqüència es poden alliberar grans quantitats de gasos retinguts en estat sòlid o adsorbits cap a l'atmosfera. O bé, pot succeir el contrari, que els gasos atmosfèrics siguin capturats al subsòl o es dipositin a les capes polars.

5.7.1. Intercanvi de volàtils atmosfera-capes polars

En les condicions actuals de Mart les capes polars es modelen segons l'estructura presentada a l'apartat 5.1. Una capa de CO_2 condensat sobre una capa de gel d'H_2O que reposa sobre la regolita saturada de gel d'H_2O.

Sobre la superfície de les capes polars (com altres zones) es pot produir l'alliberament (sublimació/vaporització) o captura (deposició/condensació) dels volàtils segons les condicions de temperatura i pressió existents. S'assumeix que la pressió de vapor del volàtil tendeix a igualar la pressió de vapor de saturació del mateix per a una temperatura donada ($P_{vap} \rightarrow P_{vsat}(T)$). La pressió de vapor de saturació d'un volàtil per a una certa temperatura es calcula a partir de les seves corbes de pressió de vapor (CPV).

Corbes de pressió de vapor del CO_2

I) Transició vapor-sòlid (sublimació/deposició) de T=0 a 216 K:

$$P_{VC-I}(T) = 1{,}23 \cdot 10^{10} \cdot e^{-\frac{3168}{T}} \quad [hPa] \tag{5.32}$$

II) Transició vapor-líquid (vaporització/condensació) de T=216 a 600 K:

$$P_{VC-II}(T) = 5 \cdot 10^{7} \cdot e^{-\frac{1983}{T}} \quad [hPa] \tag{5.33}$$

En les condicions actuals de pressió (7 hPa) la temperatura de condensació del CO_2 és al voltant dels 149 K. En aquestes condicions el CO_2 es troba en estat sòlid o vapor,

per tant, es produeix un procés de sublimació/deposició. No és probable que es doni CO_2 en estat líquid l'atmosfera perquè la pressió de vapor necessària és de més de 5000 hPa en el rang de temperatures actuals.

Corbes de pressió de vapor de l'H_2O

I) Transició vapor-sòlid de T=0 K a 273 K:

$$P_{VH-I}(T) = 34{,}75 \cdot 10^9 \cdot e^{-\frac{6137}{T}} \qquad [hPa] \tag{5.34}$$

II) Transició vapor-líquid de T=216 K a 600 K:

$$P_{VH-II}(T) = 1{,}32 \cdot 10^9 \cdot e^{-\frac{5251}{T}} \qquad [hPa] \tag{5.35}$$

En les condicions actuals la pressió de vapor d'H_2O a l'atmosfera és d'uns 0.0015 hPa. Això fa que la temperatura de l'H_2O de condensació sigui d'uns 198 K. En aquestes condicions l'H_2O es troba en equilibri entre l'estat sòlid i el vapor, per tant, es pot produir la sublimació/deposició. Però si les temperatures arriben al voltant de 273 K i la pressió de vapor és més gran que 6 hPa l'equilibri passa a estar entre els estats sòlid i líquid; per temperatures superiors a 273 K i pressions de vapor superiors a 6 hPa i en cas d'existència d'aigua líquida l'equilibri resta entre els estats líquid i vapor.

Càlcul quantitat volàtils alliberats/capturats

De manera local, sobre la columna atmosfèrica de cada zona d'àrea A_{zona}, es realitzen els següents càlculs per cada pas temporal k:

1) S'obté la pressió de vapor de saturació: $P_{vsat}(T(k)) = CPV(T(k))$; i s'assumeix que la pressió de vapor hi tendeix: $P_{vap}(k) = P_{vsat}(T(k))$
2) Es calcula $\Delta P_{vap} = P_{vap}(k) - P_{vap}(k-1)$, la diferència de pressió de vapor respecte al pas anterior (k-1) per determinar si hi ha alliberament ($\Delta P_{vap} > 0$) o captura ($\Delta P_{vap} < 0$) de volàtil, o bé ni una cosa ni l'altra ($\Delta P_{vap} = 0$).
3) La variació de la pressió de vapor ΔP_{vap} implica una diferència de massa de vapor del volàtil $\Delta m_{vap} = A_{zona} \cdot \Delta P_{vap}/g$.
4) La massa de volàtil a la capa polar $\Delta m_{cap} = -\Delta m_{vap}$; si es dóna el cas que $\Delta m_{vap} > 0$ i $\Delta m_{vap} > m_{cap}(k-1)$ aleshores $\Delta m_{vap} = m_{cap}(k-1)$
5) La variació de massa de volàtil a la capa Δm_{cap} implica una diferència en el gruix de la capa: $\Delta h_{cap} = \Delta m_{cap}/(A_{zona} \cdot \rho_{cap}) = -\Delta P_{vap}/(g \cdot \rho_{cap})$
6) La quantitat final de volàtil a la capa: $m^k_{cap} = m_{cap}(k-1) + \Delta m_{cap}$; el gruix final de la capa: $h_{cap}(k) = h_{cap}(k-1) + \Delta h_{cap}$
7) Finalment es pot calcular la calor latent absorbida/alliberada de/sobre la superfície de la zona en el procés de sublimació/deposició durant el pas temporal Δt com: $Q_{lat} = -L_{vap} \cdot \Delta m_{vap} / \Delta t$

La deposició de volàtil sobre la superfície provoca l'anul·lació de l'intercanvi de volàtils atmosfera-regolita que es detalla en l'apartat 5.7.2.

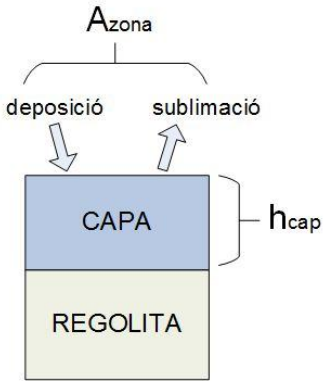

Figura 5.10. Intercanvi volàtils capes-atmsofera.

5.7.2. Intercanvi de volàtils atmosfera-regolita

La variació de temperatura a la superfície planetària es propaga cap a l'interior del subsòl segons l'equació de difusió de la calor (EDC). Això provoca una variació en el perfil vertical de temperatures de la regolita i modifica l'equilibri termodinàmic dels volàtils que conté. La variació d'aquest equilibri provoca l'alliberament o captura dels volàtils a la regolita. L'intercanvi de volàtils es regeix per la difusió dels gasos en un medi porós.

Descripció de l'estructura i contingut de la regolita

L'estructura de cada capa de regolita conté substrat de roca i espai buit (porus).
Als porus es té gas atmosfèric, amb vapor d'H_2O i CO_2. També s'hi pot formar gel d'H_2O, però no pas gel de CO_2 de manera estable en les condicions actual de temperatura i pressió [40]. A les parets del substrat de roca es troben molècules d'H_2O i CO_2 adsorbides. La figura següent modela aquesta estructura:

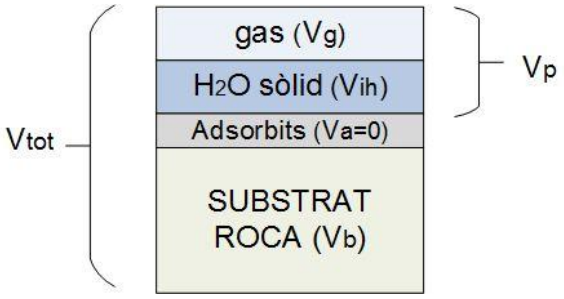

Figura 5.11. Estructura d'una capa de la regolita.

La fracció d'espai buit en un volum V_{tot} d'una capa de la regolita s'anomena porositat (ϕ). La porositat en absència de gel es calcula com: $\phi_0 = V_p / V_{tot}$. Es considera que ϕ_0 pren valors al voltant del 50%. V_{tot} es pot calcular a partir del gruix de capa Δz i l'àrea de la zona latitudinal A_{zona}: $V_{tot} = \Delta z \cdot A_{zona}$.

La porositat ϕ depèn de la quantitat de gel d'H_2O acumulada als porus, si considerem ρ_{ih} la densitat de gel referenciada al volum V_p i ρ_{ice} la densitat del gel. Es pot calcular el volum ocupat pel gel dins del porus com:

$$V_{ih} = \frac{m_{ih}}{\rho_{ice}} = \frac{\rho_{ih} \cdot V_p}{V_{ih}} = \phi_0 \cdot V_{tot} \cdot \frac{\rho_{ih}}{\rho_{ice}} \tag{5.36}$$

$$\rho_{ih} = \frac{m_{ih}}{V_p} \ , \quad \rho_{ice} = \frac{m_{ih}}{V_{ih}} = 925Kg \cdot m^{-3} \tag{5.37}$$

El volum que queda lliure de gel V_g es pot expressar com:

$$V_g = V_p - V_{ih} = \phi_0 \cdot V_{tot} \cdot (1 - \frac{\rho_{ih}}{\rho_{ice}}) \tag{5.38}$$

Així la porositat ϕ també varia ja que l'espai buit V_g varia segons ρ_{ih}:

$$\phi(\rho_{ih}) = \frac{V_g}{V_{tot}} = \phi_0 \cdot (1 - \frac{\rho_{ih}}{\rho_{ice}}) \tag{5.39}$$

Es considera el volum ocupat pels volàtils adsorbits és menyspreable (V_a=0).

La densitat total de la regolita (ρ_{reg}) considerant V_{tot} el volum per cada capa:

$$\rho_{reg} = \frac{m_{tot}}{V_{tot}} = \frac{m_b + m_{ih} + m_{vh} + m_{vc} + m_{ah} + m_{ac}}{V_{tot}} \tag{5.40}$$

On m_b és la massa de substrat de roca en V_{tot}. m_{ih} és la massa d'H_2O sòlid en V_{tot}. m_{vh} és la massa d'H_2O vapor de roca en V_{tot}. m_{vc} és la massa de CO_2 vapor de roca en V_{tot}. m_{ah} és la massa d'H_2O adsorbit de roca en V_{tot}, i m_{ac} és la massa de CO_2 adsorbit de roca en V_{tot}. De les equacions anteriors s'obté:

$$V_b = V_{tot} - V_p = (1 - \phi_0) \cdot V_{tot} \tag{5.41}$$

I es pot deduir que:

$$\rho_{reg} = \rho_b(1 - \phi_0) + \rho_{ih}\phi_0 + (\rho_{vh} + \rho_{vc}) \cdot \phi(\rho_{ih}) + \rho_{ah} + \rho_{ac} \tag{5.42}$$

Es pot definir la fracció en volum de gel d'H_2O (f_{vih}) com la fracció de volum que ocupa el gel d'H_2O respecte del volum dels porus:

$$f_{vih} = \frac{V_{ih}}{V_p} = \frac{\rho_{ih}}{\rho_{ice}} \tag{5.43}$$

I la fracció de massa total d'H2O al subsòl (f_{mh}) com:

$$f_{mh} = \frac{m_{ih} + m_{ah} + m_{vh} + m_{sh}}{m_{tot}} \tag{5.44}$$

On es té en compte l'aportació en massa d'H_2O en estat sòlid (m_{ih}), adsorbida (m_{ah}), en estat gasós (m_{vh}) i la que forma part de les sals minerals al substrat de roca (m_{sh}) respecte de la massa total (m_{tot}) en cada capa.

Si es defineix la fracció de massa en forma de sals minerals com (f_{msh}):

$$f_{msh} = \frac{m_{sh}}{m_{tot}} \tag{5.45}$$

Es pot obtenir la relació entre f_{mh} i f_{vih}:

$$f_{vih} = \frac{C(\phi_0) - A(\phi_0) \cdot (f_{mh} - f_{msh})}{B(\phi_0) \cdot (f_{mh} - f_{msh}) - D(\phi_0)} \tag{5.46}$$

amb:

$$\rho_{reg} = A(\phi_0) + f_{vih} \cdot B(\phi_0)$$

$$\begin{gathered} A(\phi_0) = \rho_b(1-\phi_0) + (\rho_{vh} + \rho_{vc})\phi_0 + \rho_{ah} + \rho_{ac} \\ B(\phi_0) = \phi_0 \cdot (\rho_{ice} - \rho_{vh} - \rho_{vc}) \\ C(\phi_0) = \rho_{vh} \cdot \phi_0 + \rho_{ah} \\ D(\phi_0) = \phi_0 \cdot (\rho_{ice} - \rho_{vh}) \end{gathered} \tag{5.47}$$

f_{msh} s'estima entre un 5-10% a baixes latituds, i pot ser més gran a latituds superiors a 60 ºN i 60 ºS [70]. f_{vih} només pot prendre valors entre 0 i 1, valors fora d'aquest rang no tenen sentit físic.

Difusió de l'ona de calor cap al subsòl

Els canvis de temperatura superficial es propaguen cap a l'interior del subsòl segons l'equació de difusió de la calor (EDC). El model assumeix que les propietats tèrmiques del subsòl depenen de la concentració d'H_2O als porus a cada nivell de profunditat z_j per cada pas temporal t_k. Les equacions a resoldre:

$$\rho(z,t) \cdot c(z,t) \cdot \frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial F(z,t)}{\partial z} \tag{5.48}$$

$$F(z,t) = -K(z,t) \cdot \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \tag{5.49}$$

Els valors de les propietats del subsòl s'amitjanen a cada pas temporal per tota la profunditat d'estudi z_{tot}.

La conductivitat tèrmica (K) del subsòl [46]:

$$K(z,t) = \frac{K_b \cdot K_p(z,t)}{(1-\phi_0) \cdot K_p(z,t) + \phi_0 \cdot K_b} \tag{5.50}$$

On K_b és la conductivitat del substrat de roca (~3 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$) i K_p la conductivitat als porus que depèn de la concentració d'H_2O sòlid i CO_2 vapor:

$$K_p = (1 - f_p) \cdot K_{p0} + f_p . K_{ice} \quad (5.51)$$

On f_p és la fracció d'àrea transversal dels porus a través de la qual succeeix la conducció de calor pel gel d'H_2O. K_{ice} és la conductivitat del gel d'H_2O; es pren valor K_{ice}=3 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$ com a valor mitjà pel rang de temperatures 150-260 K. K_{p0} és la conductivitat dels porus lliures de gel d'H_2O, K_{CO2vap} = 0.02 $W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$.

$$f_p = \sqrt{\frac{\phi_0 - \phi(\rho_{ih})}{\phi_0}} = \sqrt{f_{vih}} \quad (5.52)$$

La calor específica a pressió constant (c) del subsòl es defineix de manera semblant:

$$c(z,t) = \frac{c_b \cdot c_p(z,t)}{(1-\phi_0) \cdot c_p(z,t) + \phi_0 \cdot c_b} \quad (5.53)$$

On c_b és la calor específica del substrat de roca (~835 $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) i c_p la calor específica als porus que depèn de la concentració d'H_2O sòlid i CO_2 vapor:

$$c_p = (1 - f_p) \cdot c_{p0} + f_p . c_{ice} \quad (5.54)$$

On c_{ice} és la calor específica del gel d'H_2O, $c_{H2Oice} \approx 1540$ $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$. c_{p0} és la calor específica dels porus lliures de gel d'H_2O, $c_{CO2vap} \approx 745$ $J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$.

La densitat de la regolita (ρ_{reg}) és la donada anteriorment a l'equació 5.42.

El model planteja la resolució de l'EDC per diferències finites amb un esquema de Crank-Nicolson. La solució de l'equació dóna l'evolució temporal de temperatura en cada capa del subsòl T(z,t).

Difusió dels volàtils del subsòl

La variació del perfil vertical de temperatura del subsòl altera l'equilibri termodinàmic dels volàtils presents en els porus, que es poden trobar en 3 estats diferents: vapor (v), sòlid (i) i adsorbit (a) [70].

L'equilibri entre aquests estats ve donat per l'equació de conservació de massa i la llei de Fick de la difusió dels gasos [44, 51]:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\hat{\rho_v} + \hat{\rho_i} + \hat{\rho_a}) = -\frac{\partial}{\partial z} \cdot \hat{J_v} \quad (5.55)$$

$$\hat{J_v} = -D_v \cdot \frac{\phi}{\tau} \cdot \frac{\partial \hat{\rho_v}}{\partial z} \quad (5.56)$$

On ϕ és la porositat de la regolita que depèn de la presència de gel d'H_2O. τ és la tortuositat de la regolita. És una mesura de la complexitat del camí que pot prendre una molècula de vapor del volàtil. Per la regolita marciana se sol prendre valors entre 3 i 5. D_v és el coeficient de difusió de massa o difusivitat que indica la facilitat amb què es difon el vapor a través d'un sòlid porós. Depèn principalment del radi mitjà dels porus (r_p) (veure apèndix 8.3).

La variació temporal de la concentració de volàtil en algun dels estats ρ_i o ρ_a en una capa del subsòl provoca la variació de la concentració de vapor ρ_v. La diferència de concentració entre dues regions del subsòl pot provocar un flux de vapor J_v de la zona de major concentració a la de menor.

Les densitats (ρ) en [kg·m^{-3}] i el flux de vapor de volàtil (J_v) en [kg·m^{-2}·s^{-1}] entre capes adjacents s'expressen en termes mitjans respecte del volum d'una capa del subsòl (V_{tot}):

$$\hat{\rho}_v = \frac{m_v}{V_{tot}} \Rightarrow \rho_v = \frac{m_v}{V_g} \Rightarrow \hat{\rho}_v = \rho_v \cdot \phi_0 \cdot (1 - f_{vih})$$
$$\hat{\rho}_{ih} = \frac{m_{ih}}{V_{tot}} \Rightarrow \hat{\rho}_{ih} = \phi_0 \cdot \rho_{ih} \qquad (5.57)$$
$$\hat{\rho}_a = \frac{m_a}{V_{tot}} = \rho_a$$

L'estat sòlid només es considera per l'H_2O [40]. La formació de gel d'H_2O pot obstruir els porus fent disminuir la difusivitat de massa, ja que totes dues depenen de la porositat $\phi(\rho_{ih})$. També cal tenir en compte que la formació d'una capa superficial de gel anul·la l'intercanvi de volàtils entre regolita i atmosfera.

Per la regolita marciana la constant de difusió es considera de l'ordre 10^{-3}-10^{-4} m^2·s^{-1} [44]. En aquest cas, la distància recorreguda pels volàtils en un pas temporal Δt pot ser de l'ordre de 150-450 m (veure apèndix 8.3), i s'assumeix que la difusió dels volàtils en el subsòl és pràcticament instantània en un pas temporal. Per tant, la resolució de la difusió dels volàtils s'aproxima de la següent manera en cada pas temporal:

1. Per cada capa del subsòl es calculen les quantitats de volàtils en estat sòlid i adsorbit segons la temperatura.
2. S'assumeix que l'intercanvi de volàtils en forma de vapor es fa entre la superfície lliure de gel i la primera capa del subsòl plena de gel H_2O, és a dir, amb $f_{vih} = 1$.
3. S'estabilitza la pressió atmosfèrica de cada volàtil de manera global com s'explica en l'apartat 5.7.3 tenint en compte la conservació de la massa total de cada volàtil en el conjunt del sistema capes-regolita-atmosfera.

El càlcul de les quantitats volàtils en cada capa es modela segons dues situacions: en absència de gel d'H_2O o en la seva presència.

En absència de gel d'H_2O els volàtils es troben en equilibri entre l'estat vapor i l'adsorbit a la superfície dels porus segons la corresponent isoterma d'adsorció (figura 5.12). Aquesta isoterma dóna la concentració de volàtil adsorbit al volum (V_{tot}) de cada

capa de la regolita segons les condicions de temperatura i pressió de vapor. En general l'adsorció disminueix amb la temperatura i augmenta amb la pressió. L'adsorció pot afectar la difusió del vapor d'una capa a l'altra perquè captura molècules a les parets dels porus baixant la concentració del vapor.

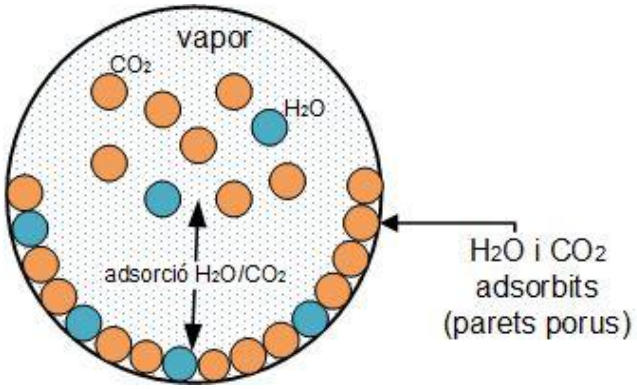

Figura 5.12. Adsorció CO_2 i H_2O als porus de la regolita sense presència d'H_2O condensada.

El mecanisme d'adsorció es modela segons l'adsorció conjunta o coadsorció del CO_2 i l'H_2O [49, 50]. Les molècules d'H_2O adsorbida tenen un temps de permanència 4 vegades més gran que les del CO_2. Per tant, la concentració de CO_2 adsorbit (ρ_{ac}) depèn de la de l'H_2O adsorbida (ρ_{ah}), que s'expressa com:

$$\rho_{ah} = \nu_h \cdot \left(\frac{k_0 \cdot P_{vh}}{k_0 \cdot P_{vh} + e^{-\frac{\varepsilon}{T}}} \right)^{0.48} \quad [kg \cdot m^{-3}] \tag{5.58}$$

On $\nu_h = 0.0284 \cdot \rho_b \cdot (1-\phi_0)$ és la densitat màxima d'H_2O adsorbida pel volum d'una capa de regolita, ε=2573 K, $K_0 = 1.57 \cdot 10^{-8}$ Pa^{-1}, T és la temperatura de la capa, i P_{vh} la pressió de vapor d'H_2O en [Pa] a la capa.

La cobertura d'H_2O, representa el % d'àrea de les parets dels porus que cobreix l'H_2O, i es defineix com $\theta_h = \rho_{ah}/\nu_h$ [49, 68, 69]. La cobertura del CO_2 es calcula a partir de la de l'H_2O com:

$$\theta_c = (1 - \theta_h) \cdot \frac{\alpha \cdot P_{vc}}{\alpha \cdot P_{vc} + \sqrt{T} \cdot e^{-\frac{\beta}{T}}} \tag{5.59}$$

On $\alpha = 7.512 \cdot 10^{-6}$ $K^{1/2} \cdot Pa^{-1}$, β=1541.52 K, T és la temperatura de la capa, P_{vc} la pressió de vapor CO_2 en [Pa] a la capa.

Per tant, la densitat de CO_2 adsorbit (ρ_{ac}) en [$kg \cdot m^{-3}$] es pot calcular per:

$$\rho_{ac} = \nu_c \cdot \theta_c \;\; ; \;\; on \;\; \nu_c = 1{,}1667 \cdot (1 - \theta_h) \cdot \nu_h \tag{5.60}$$

Amb ν_c la densitat màxima de CO_2 adsorbida pel volum d'una capa de regolita que depèn de la cobertura d'H_2O.

El límit de l'adsorció d'un volàtil ve donat per la quantitat màxima que pot ser absorbida en el volum dels porus de la capa, que ve determinada per la seva isoterma d'adsorció; o bé per la formació d'H_2O sòlid. Aleshores l'adsorció de volàtils s'atura.

En presència de gel d'H_2O l'equilibri es troba entre l'estat sòlid i vapor (figura 5.13). Es pot donar la condensació o sublimació de l'H_2O. En absència de gel d'H_2O també es considera la seva condensació. No es considera la condensació de CO_2 dins la regolita [40] en les condicions actuals a Mart.

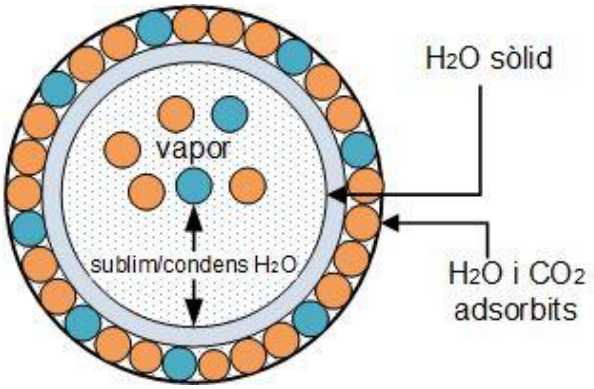

Figura 5.13. Sublimació/condensació H_2O als porus de la regolita en presència d'H_2O condensada

El guany o pèrdua de massa de la capa de gel d'H_2O s'estima proporcional a la diferència de temperatura entre dos passos temporals:

$$\Delta\, m_{ih} = -\frac{\hat{\rho}_{ih} \cdot c_p \cdot V_{tot}}{L_{gas}} \cdot \Delta\, T \qquad (5.61)$$

Un increment de temperatura comporta una pèrdua de massa de gel a la capa de la regolita, això implica la sublimació del gas. L'estimació de pèrdua de massa no pot sobrepassar la massa existent disponible. Al contrari, per un decrement de temperatura es té condensació de vapor i un augment de massa de H_2O sòlid a la capa. L'estimació del guany de massa no pot superar aquella quantitat que faci que la fracció de massa en volum d'H_2O sòlid sigui més gran del 100% ($f_{vih} \leq 1$).

5.7.3. Estabilització de la pressió atmosfèrica global

Després de calcular les quantitats de gasos en cada estat a les capes polars i la regolita es pot obtenir la pressió atmosfèrica (P_{atm}) per cada pas temporal, a partir de l'equació de conservació de massa global de cada volàtil pel sistema capes-regolita-atmosfera entre els instants t_k i t_{k+1}:

$$m_{vol}(k) = m_{vol}(k+1) \quad on \quad m_{vol} = m_{cap} + m_{reg} + m_{atm} \qquad (5.62)$$

Amb m_{vol} la massa total de volàtil en el sistema climàtic, m_{cap} la massa total de volàtil formant capes de gel en superfície, m_{reg} la massa total de volàtil capturada a la regolita i m_{atm} la massa total de volàtil a l'atmosfera.

A cada zona l'intercanvi de gas amb l'atmosfera es fa per sobre de la primera capa plena de gel (f_{vih} = 1), la capa Q (figura 5.14). Les capes inferiors per sota de Q no aporten res a l'atmosfera encara que els porus no estiguin plens, ja que la difusió de gas capa o des de l'atmosfera queda aturada a la capa Q.

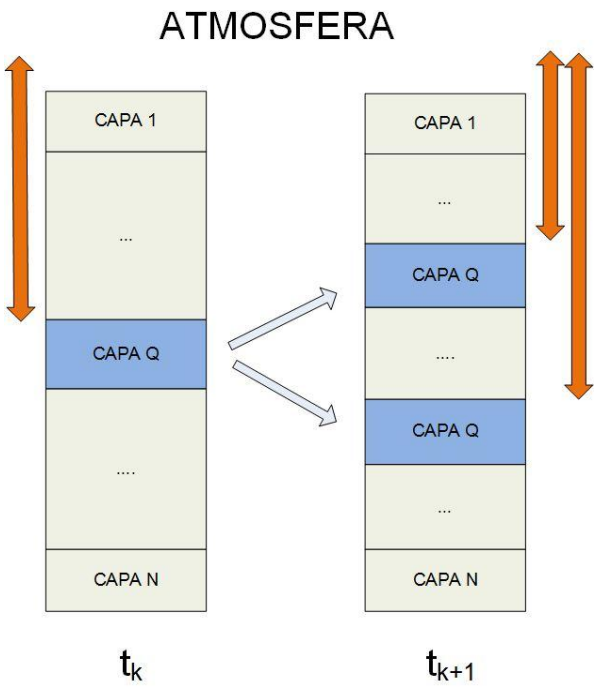

Figura 5.14. Intercanvi de volàtil entre la capa Q de la regolita i l'atmosfera en un pas temporal $\Delta t = t_{k+1} - t_k$ per una zona de latitud θ_i.

De l'equació de conservació de massa global es pot deduir:

$$m_{regQ\uparrow}(k+1) + m_{atm}(k+1) = \\ = m_{reg}(k) - m_{regQ\downarrow}(k+1) - \Delta\, m_{cap} + m_{atm}(k) \tag{5.63}$$

Amb $m_{regQ\uparrow}$ la massa total de volàtil capturada per sobre de la capa Q del subsòl i $m_{regQ\downarrow}$ la massa de volàtil emmagatzemada per sota de la capa Q. Per cada zona de latitud *i* Q pren el valor Q(i).

On:

$$\Delta\, m_{cap} = \sum_{i=1}^{M} \Delta\, m_{cap}(i) \Rightarrow \Delta\, m_{cap}(i) = m_{cap}(i, k+1) - m_{cap}(i, k) \tag{5.64}$$

$$m_{regQ\uparrow} = \sum_{i=1}^{M} \sum_{j=1}^{Q(i)-1} m_{reg}(i, j) \tag{5.65}$$

$$m_{regQ\downarrow} = \sum_{i=1}^{M} \sum_{j=Q(i)}^{N} m_{reg}(i,j) \tag{5.66}$$

$$m_{atm} = \frac{P_{atm} \cdot A_{PL}}{g} \;\; ; \;\; m_{reg}(i,j) = m_v(i,j) + m_a(i,j) + m_i(i,j) \tag{5.67}$$

$$\begin{gathered} m_v(i,j) = \rho_v(i,j) \cdot \phi_0 \cdot \left(1 - f_{vih}(i,j)\right) \cdot V_{tot}(i) \;\; ; \;\; \rho_v(i,j) = \frac{P_{atm}}{H_a \cdot g} \\ m_a(i,j) = \rho_a(i,j) \cdot V_{tot}(i) \\ m_i(i,j) = \rho_i(i,j) \cdot \phi_0 \cdot V_{tot}(i) \end{gathered} \tag{5.68}$$

Amb m_i la massa de volàtil en estat sòlid, m_a la massa de volàtil en estat adsorbit i m_v la massa de volàtil en estat de vapor. $m_i = 0$ pel CO_2 i $m_i = m_{ih}$ per l'H_2O, *i* índex de zona latitudinal amb M zones, *j* índex de capa subsòl amb N capes, *k* índex de pas temporal.

Es considera que després d'estabilitzar-se la pressió de vapor als porus és igual per totes les capes del subsòl que no estiguin plenes de gel H_2O completament ($f_{vih} < 1$) i s'iguala a la pressió atmosfèrica P_{atm}. En un altre cas $\rho_v = 0$.

A partir de les equacions anteriors es pot estimar el valor de la pressió atmosfèrica (P_{atm}) en el pas temporal següent, per l'instant t_{k+1}:

$$P_{atm}(k+1) =$$

$$= g \cdot \frac{m_{reg}(k) - m_{regQ\downarrow}(k+1) - m_{aQ\uparrow}(k+1) - m_{iQ\uparrow}(k+1) - \Delta\, m_{cap} + m_{atm}(k)}{A_{PL} + \frac{\phi_0}{H_a} \cdot \sum_{i=1}^{M} \sum_{j=1}^{Q(i,k+1)-1} (1 - f_{vih}(i,j,k+1)) \cdot V_{tot}(i)} \tag{5.69}$$

5.8. Producció de gasos d'efecte hivernacle

5.8.1. Producció

L'efecte hivernacle (EH) a l'atmosfera marciana és conseqüència de la introducció dels gasos EH fabricats i els volàtils alliberats del subsòl i de les capes polars. En el cas dels gasos fabricats es vol conèixer quina és la quantitat (o concentració) necessària per mantenir una pressió de gas desitjada i també quina és la despesa energètica a realitzar per aconseguir-ho.

La concentració molecular d'un gas es pot relacionar amb la seva pressió atmosfèrica (P) segons la llei dels gasos ideals:

$$N = \frac{n_{molec}}{V} = \frac{P \cdot N_A}{R \cdot T} = \frac{P}{K_B \cdot T} \quad [\text{molec} \cdot m^{-3}] \tag{5.70}$$

On K_B és la constant de Boltzmann i T la temperatura del gas.

La concentració d'un gas EH tendeix a minvar amb el temps, ja que les molècules es destrueixen a causa de reaccions químiques amb altres compostos, o bé, a processos de fotodissociació per radiació UV. En l'atmosfera marciana els PFC principalment pateixen fotodissociació, mentre que el CH_4 reacciona amb radicals OH^- o O_2. La destrucció de molècules segueix un patró exponencial en els dos casos:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda \cdot N \Rightarrow N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot (t-t_0)} \quad [\text{molec} \cdot \text{m}^{-3}] \tag{5.71}$$

On $N_0 = N(t=t_0)$ és el valor de la concentració en l'instant inicial t_0. La constant λ [s^{-1}] indica el ritme al qual es destrueixen les molècules i depèn de les característiques del gas i les condicions climàtiques.

El temps de vida d'un gas (τ_V) és el temps que la seva concentració triga a caure en un factor e^{-1} del seu valor inicial, ve donat per: $\tau_V = 1/\lambda$. A l'apartat 5.8.4 es proporcionen els temps de vida de cada gas EH considerats al model.

Per assolir o mantenir una certa concentració s'ha de mantenir una certa producció de gas (Γ) en [molec·m^{-3}·s^{-1}] que compensi la pèrdua per destrucció molecular ($\Pi=\lambda \cdot N$):

$$\frac{dN}{dt} = \Gamma - \Pi \tag{5.72}$$

Si es pren un ritme de producció constant $\Gamma(t)=\Gamma_0$ la solució de l'equació és:

$$N(t) = \frac{\Gamma_0}{\lambda}(1 - e^{-\lambda(t-t_0)}) + N_0 \cdot e^{-\lambda(t-t_0)} \tag{5.73}$$

El model contempla assolir la pressió de gas desitjada P_F de manera gradual en M passos temporals Δt des d'un valor inicial P_0 per $t_0=0$. A cada pas k tal que $0 < t_k \leq M \cdot \Delta t$ s'afegeix $\Delta P = (P_F - P_0) / M$ a la pressió del pas anterior P_{k-1}. Un cop assolida P_F en el pas $t_M=M \cdot \Delta t$ es manté aquest valor de pressió fins al final.

La producció de gas Γ_k per assolir o mantenir a cada pas k la pressió objectiu s'obté a partir de:

$$\Gamma_k = \frac{\lambda}{K_B \cdot (1 - e^{-\lambda \Delta t})} \cdot \left(\frac{P_k}{T_k} - \frac{P_{k-1}}{T_{k-1}} \cdot e^{-\lambda \Delta t} \right) \tag{5.74}$$

5.8.2. Despesa energètica

A cada pas temporal es pot calcular l'energia invertida a assolir la pressió desitjada a partir de l'energia necessària per fabricar un mol del gas (E_{gas}) i el ritme de producció Γ_k calculat anteriorment:

$$E_{\Delta t} = n_{\Delta t} \cdot E_{gas} \quad [J] \tag{5.75}$$

On $n_{\Delta t}$ és el nombre total de mols de gas fabricats en Δt:

$$n_{\Delta t} = \frac{\Gamma_k}{N_A} \cdot V \cdot \Delta t \quad [\text{mols}] \tag{5.76}$$

On V és el volum total que ocupa el gas a l'atmosfera $V=A_{PL} \cdot H_{gas}$ i N_A el nombre d'Avogadro. H_{gas} és l'alçada d'escala del gas a l'atmosfera, que es pot relacionar amb l'alçada d'escala de la barreja de gasos atmosfèrica (H_{atm}) segons:

$$H_{gas} = H_{atm} \cdot \left(M_{atm} / M_{gas}\right) \tag{5.77}$$

On M_{atm} és la massa molar atmosfèrica (~0.044 $kg \cdot mol^{-1}$ per una atmosfera de CO_2) i M_{gas} la massa molar del gas en [$kg \cdot mol^{-1}$].

5.8.3. Característiques gasos EH considerats

Gas	Temps de vida τ_v (anys)	Energia per fabricar 1 mol E_{gas} [$KJ \cdot mol^{-1}$]	Massa molar M_{gas} [$kg \cdot mol^{-1}$]
CF_4	25000	930	0.088
C_2F_6	5000	1344	0.138
C_3F_8	1300	1784	0.188
SF_6	1600	1220	0.238
NH_3	20	46	0.017
CH_4	8	75	0.016

Taula 5.4. Característiques gasos EH.

S'estima que els temps de vida d'un gas és inversament proporcional al flux de radiació solar. A Mart com que no existeix una capa d'ozó que protegeixi les molècules de la radiació UV gairebé tota la radiació UV arriba a la superfície (~59 $W \cdot m^{-2}$) [62]. Si es té en compte que només una quarta part de la radiació UV al capdamunt de l'atmosfera terrestre arriba a la superfície, aproximadament uns 30 $W \cdot m^{-2}$, aleshores es pot dir que $\tau_{v\text{-MART}} \approx 0.5 \cdot \tau_{v\text{-TERRA}}$. Els valors pel temps de vida dels gasos que recull la taula 5.4 són la meitat dels valors terrestres que es recullen a l'informe del IPCC del 2007 [59].

Les energies de formació dels gasos s'obtenen de l'entalpia de formació de cada compost (llei de Hess) [57, 58]. No es contempla l'energia consumida en el procés d'extracció dels materials del subsòl.

5.9. Reducció de l'albedo polar

Per reduir l'albedo de les zones polars es pot escampar una capa d'un cert gruix de material fosc extret de la regolita que permeti disminuir el coeficient de reflexió de la radiació solar per part de la superfície. Caldria transportar grans quantitats de material des de les zones que envolten les capes polars. El temps necessari per realitzar

aquest transport amb les tecnologies mineres actuals s'estima de l'ordre de 10^3-10^5 anys terrestres.

En aquest cas, el model proposa la cobertura gradual de les zones polars com una aproximació més realista del procés. A cada pas temporal es cobreix una àrea A_{DT}, part d'una zona latitudinal de superfície A_{zona}, amb un gruix h_d de material. D'aquesta manera es força l'albedo d'una zona latitudinal de manera parcial. Es pot calcular l'albedo de la zona com:

$$\alpha = (\alpha_C \cdot A_C + \alpha_{NC} \cdot A_{NC}) / A_{zona} \quad on \quad A_{zona} = A_C + A_{NC} \qquad (5.78)$$

On α_C i A_C són l'albedo i l'àrea de la zona coberta pel material; i α_{NC} i A_{NC} són l'albedo i l'àrea de la zona no coberta. α_C es correspon a l'albedo forçat (α_F), i $\alpha_{NC} = \alpha(T_s)$ es correspon a l'equació de l'albedo donada a l'apartat 5.6.1.

5.9.1. Aportació i pèrdua de material

En primer lloc es defineix l'àrea d'aportació A_{apor} total que es vol cobrir amb un gruix de material h_d en un pas temporal Δt dins d'un rang de latituds θ_i-θ_s. Donada A_{apor}, s'obté la quantitat de material a aportar:

$$M_{apor} = \rho_d \cdot h_d \cdot A_{apor} = \rho_d \cdot h_d \cdot R_{PL}^2 \cdot 2\pi \cdot (\sin(\theta_s) - \sin(\theta_i)) \qquad (5.79)$$

On ρ_d és la densitat del material $\rho_d=\rho_{bulk}\cdot(1-\phi_0)=2500\cdot(1-0,5)=1250$ kg·m^{-3}, h_d és el gruix de la capa de material, R_{PL} el radi planetari.

S'assumeix pèrdua nul·la de material per l'acció del vent. En condicions estàndard la velocitat del vent està per sota de 2 m/s. El llindar de velocitat (t_u) per engegar els mecanismes de transport de partícules en les condicions actuals es troba al voltant de 2-5 m·s^{-1} [60, 61]. En condicions més extremes amb vents superiors a 10 m·s^{-1} la pèrdua de material pot ser total. Es podria considerar un percentatge de pèrdua de material en cada pas temporal segons les característiques del material (distribució del diàmetre de partícules, humitat) i la densitat atmosfèrica, però es deixa per un estudi futur.

5.9.2. Despesa energètica

L'aportació de material es realitzaria des de P punts d'extracció equidistants al voltant de les capes polars a latitud θ_{ext}. Cadascun s'ocupa de l'abastiment d'una subzona A_{SZ} (figura 5.15). Això permetrà reduir la despesa energètica per cobrir una zona latitudinal completa o parcialment.

L'estimació de l'energia necessària per crear una capa de gruix h_d cm per sobre de la superfície $A_{ap} = A_{apor}/P$ (en una banda de latitud determinada per θ_i-θ_s dins de la subzona A_{SZ}) en un pas temporal Δt es basa a calcular el treball realitzat per escampar la massa de material a aportar ($M_{ap}= M_{apor}/P$) per l'esmentada superfície (figura 5.16).

El treball realitzat per cada subzona es divideix en dues parts:

1. El treball necessari per transportar la massa de material a aportar (M_{ap}) fins al punt inicial d'aportació S_{ini} (E_S)
2. El treball necessari per distribuir M_{ap} uniformement per la superfície A_{ap} (E_L). S'assumeix que M_{ap} disminueix de manera lineal a mesura que avança al llarg de la longitud L.

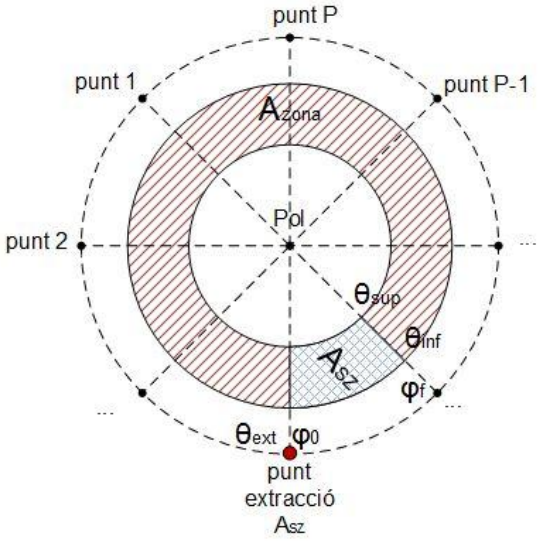

Figura 5.15. Cobertura de material d'una zona latitudinal.

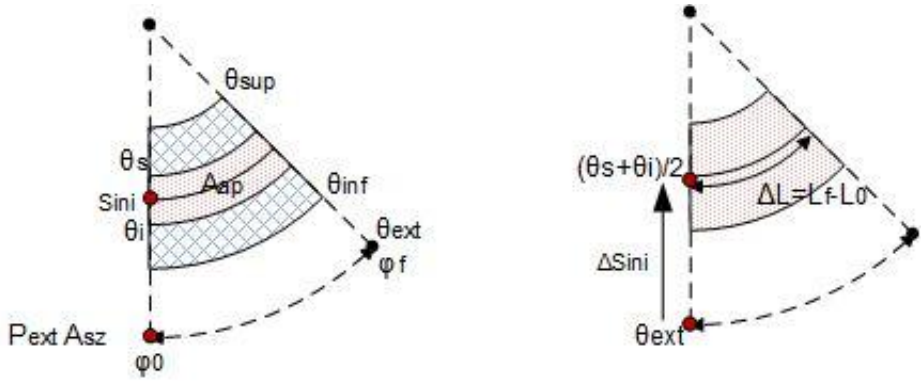

Figura 5.16. Recorregut del material per cobrir una banda latitudinal θ_i-θ_s cada pas temporal.

$$E_S = M_{tran} \cdot g \cdot \Delta S_{ini} = M_{ap} \cdot g \cdot [((\theta_i + \theta_s)/2) - \theta_{ext}] \cdot R_{PL} \quad (5.80)$$

On $M_{tran} = M_{ap}$ és la massa transportada al llarg de ΔS_{ini}, g és l'acceleració de la gravetat a Mart, $\Delta S_{ini} = \left(\frac{\theta_s + \theta_i}{2} - \theta_{ext}\right) \cdot R_{PL}$ és la longitud de l'arc entre la latitud on es troba el punt d'extracció θ_{ext} i la latitud del punt d'aportació $\frac{\theta_s + \theta_i}{2}$.

$$E_L = \int_{L_0}^{L_f} M_{tran}(L) \cdot g \cdot dL = \frac{\pi}{P} \cdot M_{ap} \cdot g \cdot R_{PL} \cdot \cos\left(\frac{\theta_s + \theta_i}{2}\right) \quad (5.81)$$

On:

$$M_{tran}(L) = M_{ap} - \frac{M_{ap}}{L_F - L_0}(L - L_0) \quad i \quad L = \varphi \cdot R_{PL} \cdot \cos\left(\frac{\theta_s + \theta_i}{2}\right) \tag{5.82}$$

I amb φ_F-φ_0 = 2π/P.

L'energia necessària global per fer el transport a totes les subzones des de P punts d'extracció a cada pas temporal Δt amb M_{ap}= M_{apor}/P:

$$E_{\Delta t} = P \cdot (E_S + E_L) = M_{apor} \cdot g \cdot R_{PL} \cdot \left[\left(\frac{\theta_s + \theta_i}{2} - \theta_{ext}\right) + \frac{\pi}{P} \cdot cos\left(\frac{\theta_s + \theta_i}{2}\right)\right] \tag{5.83}$$

5.10. Augment de la insolació

Per augmentar la insolació sobre la superfície es contempla la construcció d'un o més miralls orbitals. El model preveu que el sistema de miralls actuï sobre la superfície d'una zona latitudinal de forma completa o parcial. D'aquesta manera es pot calcular el factor d'insolació zonal S_{xz} (veure 5.6.1) de la següent forma:

$$S_{xz} = (S_{IF} \cdot A_{IF} + S_{NF} \cdot A_{NF}) / A_{zona} \quad on \; A_{zona} = A_{IF} + A_{NF} \tag{5.84}$$

on S_{IF} i A_{IF} són el factor d'insolació forçada i l'àrea de la regió amb insolació forçada dins de la zona; S_{NF} =1 i A_{NF} són el factor d'insolació no forçat i l'àrea amb insolació no forçada.

Es determina una fracció de l'àrea de la zona a insolar f_A de manera que A_{IF} = A_{zona}· f_A , A_{NF} = A_{zona}· (1- f_A) i per tant:

$$S_{xz} = S_{IF} \cdot f_A + (1 - f_A) = (S_{IF} - 1) \cdot f_A + 1 \tag{5.85}$$

La construcció d'un mirall orbital és energèticament assumible, ja que es pot considerar equivalent a la construcció d'una estació orbital com l'existent a la Terra. Més aviat es tracta d'una qüestió de caràcter econòmic i de disponibilitat de recursos in situ. Per tant, l'estudi de la despesa i viabilitat energètica d'aquest mètode queda fora de l'abast dels objectius del present treball.

5.11. Viabilitat energètica

La decisió sobre la viabilitat energètica es pren a partir de la comparació de l'energia que es necessita consumir (E_c) i l'energia disponible (E_d) a cada pas temporal. Si l'energia consumida supera la disponible, es considera que el procés no pot ser viable.

L'energia consumida és la suma de les despeses energètiques calculades en la producció de gasos i la reducció de l'albedo. L'energia disponible s'obté de dues fonts: centrals nuclears i energia solar.

Si es considera NC el nombre de centrals nuclears i W_{NC} la potència nominal que generen, l'energia que aporten en un pas temporal es pot calcular com:

$$E_{NC} = N_C \cdot W_{NC} \cdot \Delta t \quad [J] \tag{5.86}$$

Actualment a la Terra existeixen gairebé 500 reactors nuclears d'ús civil. La potència nominal mitjana per reactor és d'uns 800 MW [73]. En el present estudi s'assumeix que es disposa de NC=100 centrals de potència nominal W_{NC}=800 MW.

L'energia solar aprofitada (E_{sol}) en un pas temporal es calcula a partir de la potència mitjana anual rebuda per unitat de superfície S_0 = 590 W·m^{-2} captada en una fracció de l'àrea transversal que ofereix el planeta al Sol (f_{sol}). Si la superfície de captació es pren equivalent a la superfície transversal que ofereix la zona polar entre els 80 i 85º aleshores $f_s \approx 10^{-3}$. A més es té en compte un factor d'eficiència η = 10% en la conversió de la radiació solar a energia elèctrica. Per tant:

$$E_{sol} = S_0 \cdot \pi \cdot R_{Pl}^2 \cdot f_{sol} \cdot \eta \cdot \Delta t \quad [J] \tag{5.87}$$

5.12. Dades del model i condicions inicials

5.12.1. Pressió atmosfèrica

Les pressions parcials inicials de cada gas en hPa: P_{CO2}=6.6724, P_{H2O}=0.0015, P_{N2}=0.1890, P_{O2}=0.0091, P_{Ar}=0.1120, P_{CO}=0.0056, P_{CH4}= P_{NH3}= P_{CF4}= P_{C2F6}= P_{C3F8}= P_{SF6}=0.0. La P_{tot} inicial resultant és ≈7 hPa.

Les masses totals atmosfèriques equivalents de cada component es calculen segons:

$$m = P \cdot A_{tot} / g \tag{5.88}$$

5.12.2. Temperatura atmosfèrica

Es calcula la temperatura mitjana anual inicial a cada latitud segons la següent aproximació [28]:

$$T_0(\theta) = T_{eq} - \left(T_{eq} - T_{pol}\right) \cdot \sin^{\frac{5}{2}}(\theta) \;;\; T_{eq} = 1.13 \cdot T_{mean} \tag{5.89}$$

On T_{mean}=218 K, és la temperatura mitjana a la superfície del planeta, T_{eq} la temperatura a la zona equatorial, T_{pol} la temperatura a la zona polar (T_{PN}=150 K, T_{PS}=145 K).

5.12.3. Albedo superfície

L'albedo inicial per cada latitud es parametritza segons les temperatures inicials i les expressions descrites a l'apartat 5.6.1.

5.12.4. Gruix de capes polars

Per consistència del model s'acumula el CO_2 al PS, ja que la temperatura mitjana anual actual al PS assegura l'estabilitat de l'equilibri termodinàmic de la capa si es mantenen les condicions inicials. I per tant, en aquestes condicions, no es té sublimació ni deposició de CO_2:

	Extensió latitudinal	Extensió diametral (km)	Gruix capa (m)	$P_{atm-CO2}$ (hPa)
Capa PS estacional CO_2	85ºS a 90ºS	592	100	11

Taula 5.5. Quantitats inicials de CO_2 a les capes polars.

$$P_{atmCO2} = \frac{m_{CO2-ice} \cdot g}{A_{pl}}$$

$$m_{CO2-ice} = \rho_{CO2-ice} \cdot A_{cap} \cdot h_{cap} \quad (5.90)$$

Amb $\rho_{CO2\text{-}ice}$=1560 kg·m^{-3}.

La taula següent presenta les dimensions de les capes d'H_2O i la quantitat d'aigua equivalent en termes de profunditat d'una capa global oceànica planetària (GEL – global equivalent layer):

	Extensió latitudinal	Extensió diametral (km)	Gruix capa (km)	GEL (m)
Capa PS permanent H_2O	85ºS a 90ºS	592	4	7.0
Capa PN permanent H_2O	80ºN a 90ºN	1185	2	14.1

Taula 5.6. Quantitats inicials d'H_2O a les capes polars.

Les dades anteriors són aproximades a les dades presentades a 2.2.3.

$$GEL = \frac{m_{H2O-ice}}{A_{pl} \cdot \rho_{H2O-liq}}$$

$$m_{H2O-ice} = \rho_{H2O-ice} \cdot A_{cap} \cdot h_{cap} \quad (5.91)$$

Amb $\rho_{H2O\text{-}ice}$=925 kg·m^{-3} i $\rho_{H2O\text{-}liq}$=1000 kg·m^{-3}.

5.12.5. Concentracions de volàtils al subsòl

En la taula 5.7 es donen els valors inicials per cada zona de latitud dels paràmetres següents:

- fracció total d'H_2O en massa (f_{mh}), dades de la missió Odissey [44, 48]
- fracció en massa de sals hidratades (f_{msh}), valors típics segons [70]
- densitat d'H_2O adsorbida (ρ_{ah}) en [kg·m^{-3}].
- densitat de CO_2 adsorbida (ρ_{ac}) en [kg·m^{-3}]
- densitat de vapor H_2O (ρ_{vh}) en [kg·m^{-3}]
- densitat de vapor CO_2 (ρ_{vc}) en [kg·m^{-3}]
- densitat de gel d'H_2O (ρ_{ih}) en [kg·m^{-3}]
- fracció total d'H_2O en volum (f_{vih})

Les concentracions inicials de volàtils en estat adsorbit es calculen segons les expressions a l'apartat 5.7.2. Per latituds altes ($\theta > 40^o$) es considera que els volàtils van quedar atrapats abans de la formació de la criosfera quan l'atmosfera era encara prou densa i la temperatura prou alta ($P_{atm\text{-}CO2}$=400 hPa, P_{atmH2O}= 6 hPa, T_{sup}=273 K) fa 3500 milions d'anys (Late Hesperian). Per latituds baixes es consideren les condicions actuals ($P_{atm\text{-}CO2}$=7 hPa, $P_{atm\text{-}H2O}$=0,15 Pa, T_{sup}=T(θ)).

La concentració de volàtil en estat vapor s'obté per cadascun dels casos anteriors segons $\rho_v = P_v \cdot M/(R \cdot T) = P_v/(H_{atm} \cdot g)$. ρ_{ih} i f_{vih} es calculen a partir de les dades anteriors segons les expressions a l'apartat 5.7.2.

Zona	Latitud	f_{mh}	f_{msh}	ρ_{ah}	ρ_{ac}	ρ_{vh}	ρ_{vc}	ρ_{ih}	f_{vih}
1	-87.5	>0.45	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0
2	-82.5	>0.45	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0
3	-77.5	0.4	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0
4	-70	0.32	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	698.68	0.75
5	-60	0.18	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	196.01	0.21
6	-50	0.1	0.08	12.01	15.19	0.005	0.78	27.62	0.03
7	-40	0.05	0.05	0.87	13.5	0.00	0.02	0.0	0.0
8	-30	0.05	0.05	0.58	9.27	0.00	0.02	0.0	0.0
9	-20	0.05	0.05	0.44	6.98	0.00	0.02	0.0	0.0
10	-10	0.05	0.05	0.41	6.37	0.00	0.02	0.0	0.0
11	0	0.05	0.05	0.39	6.08	0.00	0.02	0.0	0.0
12	10	0.05	0.05	0.41	6.37	0.00	0.02	0.0	0.0
13	20	0.05	0.05	0.44	6.98	0.00	0.02	0.0	0.0
14	30	0.05	0.05	0.58	9.27	0.00	0.02	0.0	0.0
15	40	0.05	0.05	0.87	13.5	0.00	0.02	0.0	0.0
16	50	0.1	0.08	12.01	15.19	0.005	0.78	27.62	0.03
17	60	0.18	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	196.01	0.21
18	70	0.32	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	698.68	0.75
19	77.5	0.4	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0
20	82.5	>0.45	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0
21	87.5	>0.45	0.1	12.01	15.19	0.005	0.78	925	1.0

Taula 5.7. Concentracions inicials de volàtils a la regolita.

Els perfils en profunditat inicials de ρ_{vh}, ρ_{ah}, ρ_{ih}, ρ_{vc}, ρ_{ac} inicials s'obtenen de:

$$\hat{\rho_v}(z) = \rho_0 \; amb \;\; \rho_0 = \rho(z=0) = \frac{P_{atm}}{H_a \cdot g} \tag{5.92}$$

Per una profunditat ≤ 500 m es considera que la pressió estabilitzada als porus s'iguala a la P_{atm} en superfície.

$$\hat{\rho_a}(z) = \rho_a(z=0) \tag{5.93}$$

$$\hat{\rho_{ih}}(z) = f_{vih}(z) \cdot \phi_0 \cdot \rho_{ice} \tag{5.94}$$

A partir de la taula 5.7 es pot calcular la densitat de la regolita (ρ_{reg}) inicial a cada capa, les quantitats inicials de volàtils per cada capa segons $m=\rho \cdot V_{tot}=\rho \cdot \Delta z \cdot A_{zona}$, i la massa total de cada volàtil al subsòl.

5.12.6. Propietats tèrmiques i difusives del subsòl

Els valor inicials de la porositat (ϕ), la conductivitat tèrmica (K), la calor específica (c_p), el radi dels porus (r_p), depenen de la fracció de gel d'H_2O en volum ($f_{vih} = \rho_{ih}/\rho_{ice}$) inicial. Les expressions es donen a 5.7.2.

5.12.7. Perfil de temperatura del subsòl

El perfil de temperatura inicial del subsòl es considera lineal segons:

$$T(z) = T(z=0) + \frac{\delta T}{\delta z} \cdot z \quad amb \quad \frac{\delta T}{\delta z} = \frac{F_{reg}}{K_{reg}} \tag{5.95}$$

On F_{reg} és el flux geotèrmic detallat a 5.6.4. i K_{reg} la conductivitat tèrmica del subsòl que depèn de f_{vih}. En el cas de les capes polars aplica la conductivitat tèrmica del CO_2 o H_2O, segons el tipus de capa.

6. Simulacions del model

6.1. Paràmetres fixats del model

La següent taula 6.1 resumeix el llistat de paràmetres fixats del model:

Paràmetre	Valor
Pas temporal (Δt)	1,882 a
Nombre passos temporals (NPT)	500
Nombre de capes de la regolita (N)	250
Gruix de capa de la regolita (Δz)	2 m
Gruix del sistema superfície ($\Delta\zeta$)	300 m
Porositat regolita (ϕ_0)	50%
Densitat del substrat de roca (ρ_b)	2500 $kg \cdot m^{-3}$
Flux geotèrmic del subsòl (F_{reg})	30 $mW \cdot m^{-2}$
Nombre zones latitudinals (M)	21
Zones latitudinals (θ_i)	apartat 5.3
Temps de producció GH inicial	100 a
Potència d'una central d'energia (W_{NC})	800 MW
Nombre de centrals (NC)	100
Eficiència energia solar (η)	10%
Factor de la superfície planetària aprofitada per generar energia solar (f_{sol})	10^{-3}
Albedo forçat (α_F)	0.15

Taula 6.1 Paràmetres fixats del model.

Els valors de porositat, densitat del substrat de roca i flux geotèrmic són els típics de Mart [20].

El mètode numèric d'Euler utilitzat per resoldre l'EBRD és inestable. Per aquest motiu s'escull el gruix del sistema superfície $\Delta\zeta > 250$ m. De cara a treballs futurs es valora fer servir un mètode més estable.

El nombre de passos temporals NPT=500 iteracions equivalen a 941 anys terrestres.

L'energia generada per NC=100 centrals de 800 MW en cada pas temporal Δt és $E_{NC}=4.75 \cdot 10^6$ TJoules [TJ]. L'energia solar aprofitada en cada pas temporal per una eficiència del 10% i un aprofitament de la superfície del 0.1%, $E_{sol}=12.8 \cdot 10^7$ TJ.

D'altra banda, l'emissivitat de cada zona i els coeficients de transport entre zones latitudinals s'escullen de manera que el model és capaç de reproduir les condicions climàtiques de Mart actuals. Els valors d'emissivitat són consistents amb el rang donat a [52]. Els valors dels coeficients de transport s'ajusten al rang de valors esmentat a l'apartat 5.6.6. Els valors es presenten a la taula 6.2.

Zona	Latitud	Emissivitat de la superfície (ε)	Latitud frontera amb zones adjacents (inferior / superior)	Coeficients de transport latitudinal (β [$m \cdot s^{-1}$])
1	-87.5	0.4	--- / -85.0	3.7
2	-82.5	0.5	-85.0 / -80.0	3.7
3	-77.5	0.98	-80.0 / -75.0	3.7
4	-70	1.0	-75.0 / -65.0	3.7
5	-60	1.0	-65.0 / -55.0	1.8
6	-50	1.0	-55.0 / -45.0	1.8
7	-40	1.0	-45.0 / -35.0	1.8
8	-30	0.98	-35.0 / -25.0	1.8
9	-20	0.93	-25.0 / -15.0	1.8
10	-10	0.91	-15.0 / -5.0	1.8
11	0	0.92	-5.0 / 5.0	2.3
12	10	0.89	5.0 / 15.0	2.3
13	20	0.88	15.0 / 25.0	2.3
14	30	0.9	25.0 / 35.0	2.3
15	40	0.95	35.0 / 45.0	2.3
16	50	0.99	45.0 / 55.0	2.3
17	60	0.85	55.0 / 65.0	4.8
18	70	0.95	65.0 / 75.0	4.8
19	77.5	0.83	75.0 / 80.0	4.8
20	82.5	0.44	80.0 / 85.0	4.8
21	87.5	0.4	85.0 / ---	---

Taula 6.2 Emissivitat i coeficients de transport per zones.

6.2. Validació del model

En primer lloc s'executa una simulació per determinar si el model construït és vàlid. Es mantenen constants l'albedo, la insolació i la composició atmosfèrica en les seves condicions inicials. En aquestes condicions es considera que el model desenvolupat és vàlid si és capaç de reproduir les condicions atmosfèriques de pressió i temperatura actuals observats de manera estable, al llarg d'un nombre d'iteracions prou gran. L'estat present es detalla a la taula 6.3:

Paràmetre	Estat Present
Temperatura mitjana superfície (K)	~217.8
Pressió atmosfèrica (Pa)	699
Pressió parcial CO_2 (Pa)	667
Pressió parcial H_2O (Pa)	0.15

Taula 6.3 Condicions climàtiques actuals.

En aquest cas, com s'observa a la figura 6.1, el model prediu que la temperatura mitjana global es manté entre els 217.6 i 218 K al llarg de les 500 iteracions (~941 a). A la figura 6.2 s'observa com les temperatures latitudinals s'ajusten per sota d'una diferència de 2 K respecte de la inicial a la major part de les latituds, al cap de 250 i 500 iteracions (~470 i ~941 a). Tanmateix, en el rang de -70º a -40º el model prediu que la temperatura està per sobre de la inicial entre uns 3 i 6 K. Això és degut al fet

que la insolació mitjana anual parametritzada a 5.6.1 és més gran a l'hemisferi sud. L'emissivitat escollida per aquestes zones és màxima (ε=1.0) i no és suficient per compensar la insolació rebuda, per disminuir la temperatura a valors més propers als valors inicials. A més, el model actual no té en compte el perfil topogràfic de la superfície. L'hemisferi sud està per sobre de l'hemisferi nord uns 3 km de mitjana. En cas d'implementar aquesta característica es podria esperar una temperatura menor que la predita per aquestes latituds, però es deixa per millores futures del model.

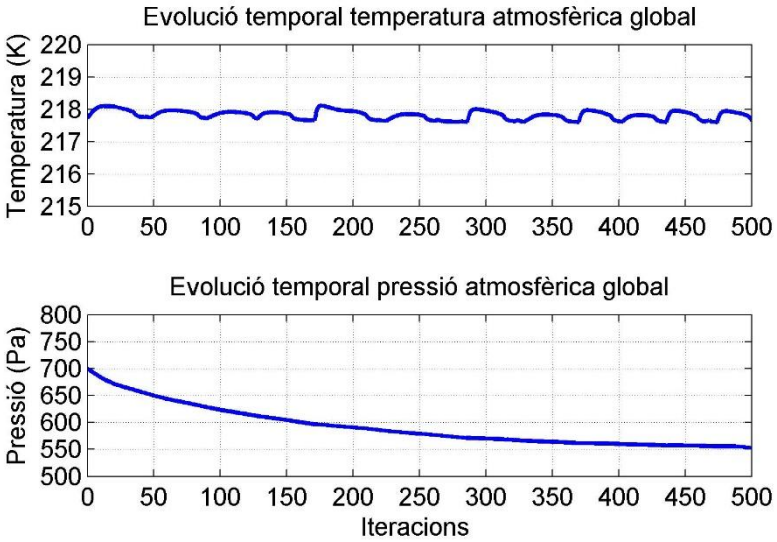

Figura 6.1 Evolució de la temperatura i de la pressió atmosfèrica en condicions inicials.

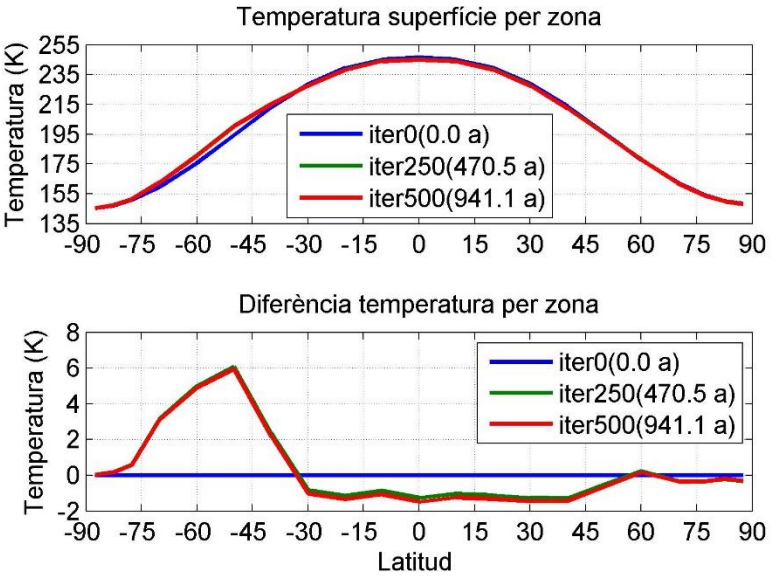

Figura 6.2 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) en condicions inicals.

El model prediu que la pressió atmosfèrica global s'estabilitza al voltant de 555 Pa a partir de 450 iteracions (~847 a) per sota del valor inicial (699 Pa) (figura 6.1). Això es deu bàsicament a què la pressió atmosfèrica del CO_2 baixa dels 667 Pa inicials a 525 Pa (figura 6.3). La pressió atmosfèrica de CO_2 està governada per la

condensació/sublimació del CO_2 al pol sud (PS) que tendeix a igualar la pressió de vapor de saturació per T≈145 K, entre 400 i 500 Pa. En la figura 6.4 es pot observar com bona part del CO_2 atmosfèric (~135 Pa) queda atrapat a les capes polars i una altra part s'adsorbeix al subsòl (~10 Pa). Com s'observa a la figura 6.6, el CO_2 tendeix a condensar-se al PS, de fet, el gruix de la capa de CO_2 existent al PS creix uns 12.5 m al cap de 500 iteracions (~941 a). La capa superior del PS està situada a uns 4.5 km d'alçada. En una futura millora del model que incorporés el perfil vertical topogràfic caldria veure com respondria l'evolució de la pressió atmosfèrica de CO_2. Probablement no es produiria gaire condensació de CO_2 al PS perquè el perfil vertical de pressió estaria entre 400 i 500 Pa per aquella alçada, i en principi no existiria pèrdua de CO_2 atmosfèric.

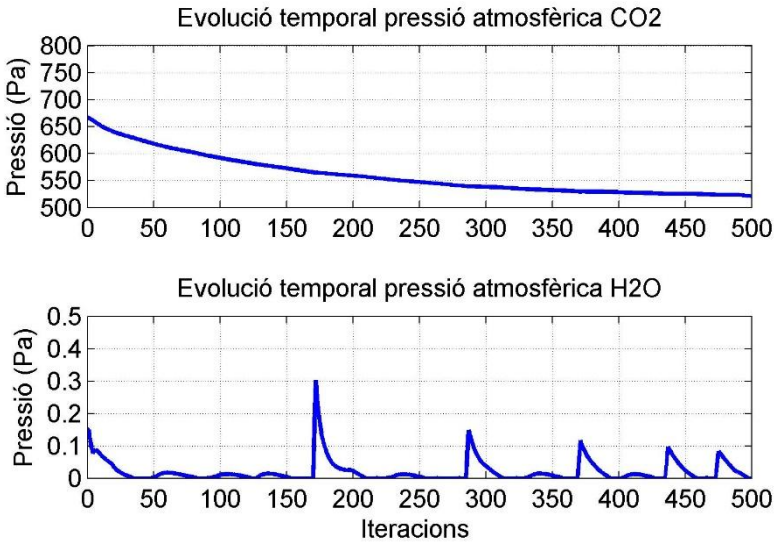

Figura 6.3 Evolució temporal de la pressió CO_2 i H_2O atmosfèrica en condicions inicials.

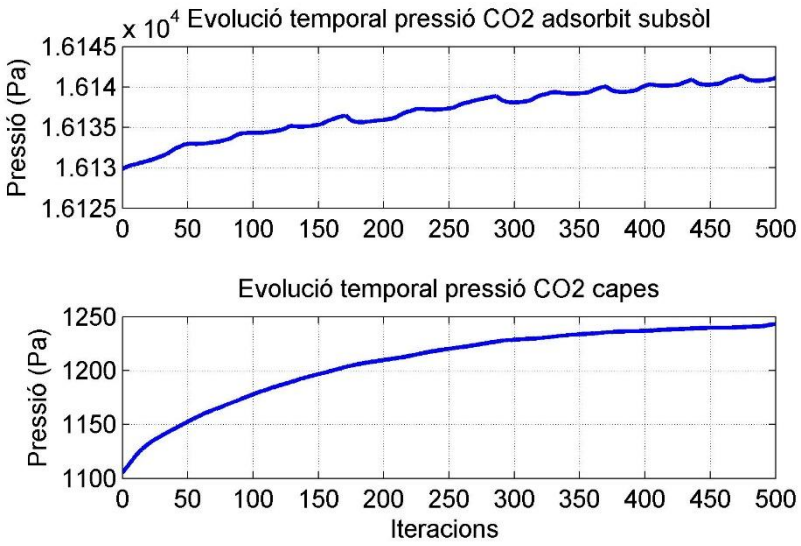

Figura 6.4 Evolució temporal de la pressió CO_2 adsorbida al subsòl i condensada a la superfície en condicions inicials.

La pressió atmosfèrica d'H_2O oscil·la entre 0 i 0.15 Pa amb algun pic de 0.3 Pa (figura 6.3). La pressió d'H_2O en estat sòlid al subsòl decreix lentament aportant a l'atmosfera esporàdicament minses quantitats d'H_2O. Després l'H_2O queda adsorbida al subsòl o condensada a la superfície a altes latituds $|\theta| \geq 60º$ formant capes de pocs mil·límetres (figures 6.5 i 6.6).

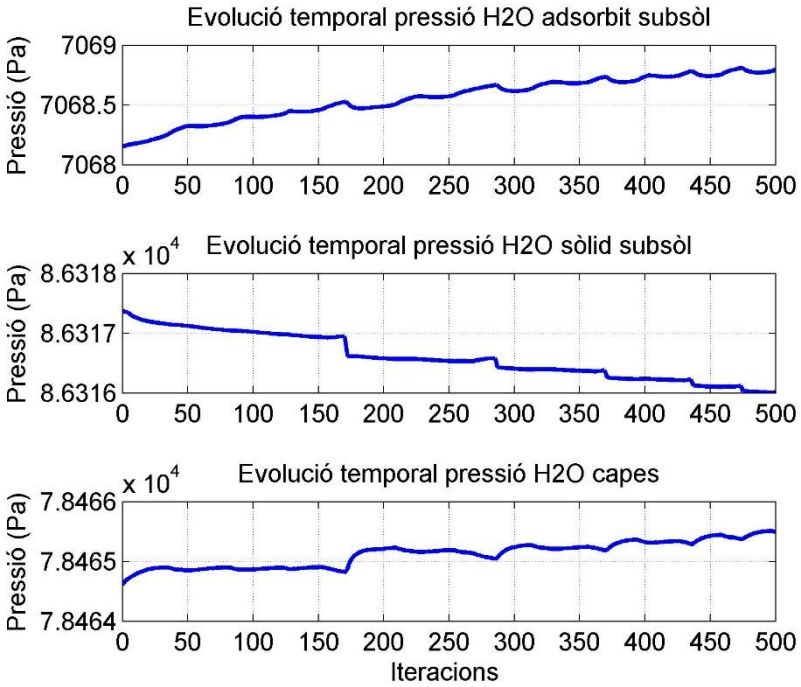

Figura 6.5 Evolució temporal de la pressió H_2O adsorbida al subsòl, condensada al subsòl i condensada a la superfície en condicions inicials.

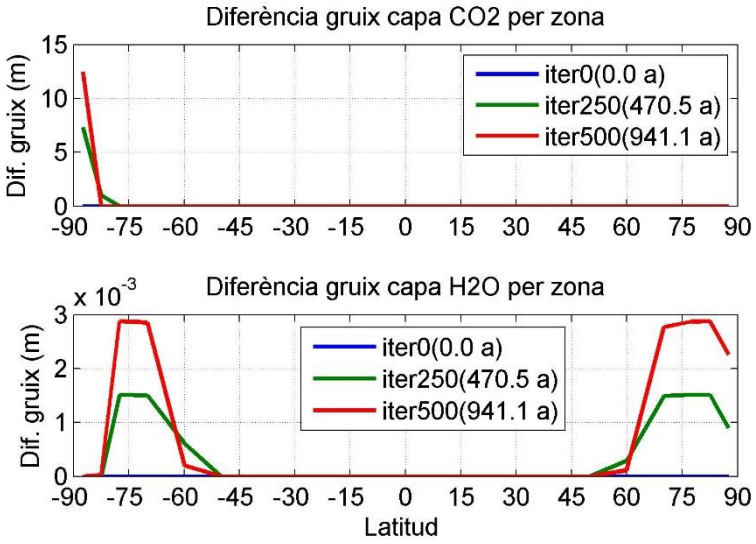

Figura 6.6 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) en condicions inicials.

Per acabar de comprovar la validesa del model i que la selecció de $\Delta\zeta$=300 m és adequada es repeteix la mateixa simulació amb un pas temporal 4 vegades menor (figura 6.7). En aquest cas per poder abastar el mateix temps de simulació (941 a) es realitzen 2000 iteracions. El valor de temperatura global predit és molt semblant al cas anterior. La temperatura mitjana global es situa al voltant dels 217.6 K. La pressió atmosfèrica s'apropa als 450 Pa a partir de 1750 iteracions (~823 a). Aquesta pressió és propera al punt d'equilibri de la CPV del CO_2 per la temperatura del PS (145 K). En aquest cas el punt d'equilibri s'assoleix més ràpidament que en el cas anterior (figura 6.1), on en el mateix temps (> 820 a) la pressió es queda al voltant de 550 hPa.

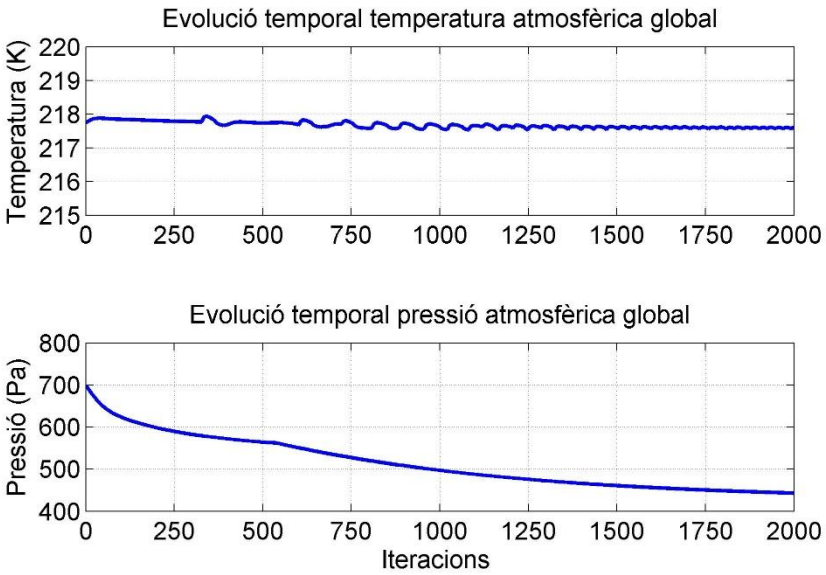

Figura 6.7 Evolució temporal de la pressió CO_2 i H_2O atmosfèrica en condicions inicials amb un pas temporal Δt = 1,882 / 4 anys.

Es pot concloure que el model és vàlid, ja que és capaç de predir les condicions climàtiques actuals, amb l'elecció dels paràmetres adequats. I per tant, pot ser útil per estimar l'evolució del clima per certs forçaments externs.

6.3. Resultats de les simulacions

Es presenten 4 simulacions diferents que modifiquen algun dels paràmetres d'entrada del model. Per cada simulació s'estudia si les variacions en els paràmetres d'entrada són capaces de fer arribar el sistema climàtic de Mart fins a l'estat 1 partint de l'estat present dins del temps de la simulació. El model no implementa els processos d'alliberament o formació d'O_2 i N_2, tampoc mecanismes de reducció de la radiació UV o de formació de cossos d'H_2O líquida sobre la superfície. Per tant, per decidir l'assoliment de l'estat desitjat només es valoren els aspectes detallats en la taula 6.4.

En cas que s'escaigui, també s'estudia si es disposa de l'energia necessària per assolir l'estat 1. L'energia disponible a cada pas temporal és l'aportada per NC centrals i l'energia solar incident aprofitada en una superfície de l'ordre de la zona del

PS (Taula 6.1). El càlcul de l'energia necessària a cada pas temporal depèn de cada cas.

Paràmetre	Present	Estat 1
Temperatura mitjana superfície (K)	~218	>253
Pressió atmosfèrica superfície (hPa)	~7	~100-300
Pressió parcial CO_2 (hPa)	6.67	~100-300
Pressió parcial H_2O (hPa)	0.0015	~3

Taula 6.4 Estat present i desitjat pel sistema climàtic de Mart.

6.3.1. Simulació 1: augment de la insolació

En aquest cas es considera l'augment de la insolació sobre la totalitat de les zones de latituds mitjanes ($40º \leq |\theta| < 75º$) per provocar la sublimació dels volàtils acumulats a la regolita. S'augmenta la insolació en un 80% superior al màxim del 30% que es preveu per un mirall orbital segons [39].

6.3.2. Simulació 2: disminució de l'albedo a les zones polars

El segon cas es simula la reducció de l'albedo sobre les dues zones polars: la cobertura del pol sud (PS) ($\theta < -85º$) per provocar la sublimació de la capa de CO_2 i la cobertura del pol nord (PN) ($\theta > 80º$) per intentar l'alliberament de vapor H_2O a l'atmosfera. S'escull una banda de cobertura de material per cada pas temporal $\Delta\theta = 0.1º$, de manera que la cobertura completa de cada zona es realitza en 50 iteracions. Es prenen P=180 punts d'extracció equidistants situats al voltant de la latitud θ_{ext} cada 2º de longitud. La distància aproximada entre els punts d'extracció és de 100 km en el cas del PS i 200 km pel PN.

Per comprovar el procediment de cobertura d'una zona en la figura 6.8 es mostra l'evolució de l'albedo al llarg del temps per la zona 1 (-87.5º). Es parteix de l'albedo inicial de 0.65 fins al nivell d'albedo forçat ($\alpha_F = 0.15$) al cap de 50 iteracions quan la cobertura de la zona es completa.

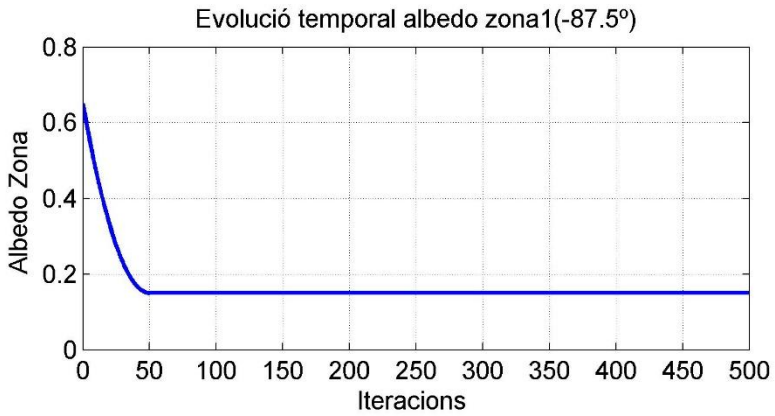

Figura 6.8 Evolució temporal de l'albedo en el procediment de cobertura de material de la zona 1 (-87.5º).

6.3.3. Simulació 3: modificació composició atmosfèrica

Segons el treball de C.P. Mckay i M. Marinova [42], el gas d'efecte hivernacle (EH) que pot provocar un augment de temperatura més elevat de manera individual a Mart és el C_3F_8 (ΔT~33 K amb 1 Pa). En el mateix estudi conclouen que existeix una combinació de gasos EH que encara millora el resultat del C_3F_8 individualment: C_2F_6 (8%), C_3F_8 (82%) i SF_6 (10%). Aquesta combinació cobreix completament l'espectre d'absorció IR des de 400 a 2500 cm^{-1} i aconsegueix un augment de temperatura de 38 K amb per una pressió d'1 Pa.

En la present simulació es té en compte una combinació de gasos semblant a l'anterior: C_2F_6 (10%), C_3F_8 (80%), SF_6 (10%). Es vol assolir una pressió de 2 Pa atmosfèrics totals.

El C_2F_6, C_3F_8 i SF_6 són gasos que tenen altes energies de formació i és previsible que l'energia requerida per assolir la pressió objectiu sigui força elevada. Però també tenen temps de vida atmosfèrics llargs i la seva massa molar (M_{gas}) és de 3 a 6 vegades més elevada que la de l'atmosfera marciana (M_{atm}) (taula 5.4), de manera que la seva l'alçada d'escala H_{gas} (l'alçada on es concentra la major part de cada gas a l'atmosfera) és menor que la de gasos amb M_{gas} més petita. Per tant, el volum atmosfèric a omplir també és menor (veure apartat 5.8.2).

A la figura 6.9 es presenta l'evolució temporal de la pressió parcial de cada gas de la combinació. La pressió objectiu final per cadascun és: 1.6 Pa de C_3F_8, 0.2 Pa de C_2F_6 i SF_6. El temps escollit per arribar a la pressió objectiu són 100 anys (~53 iteracions).

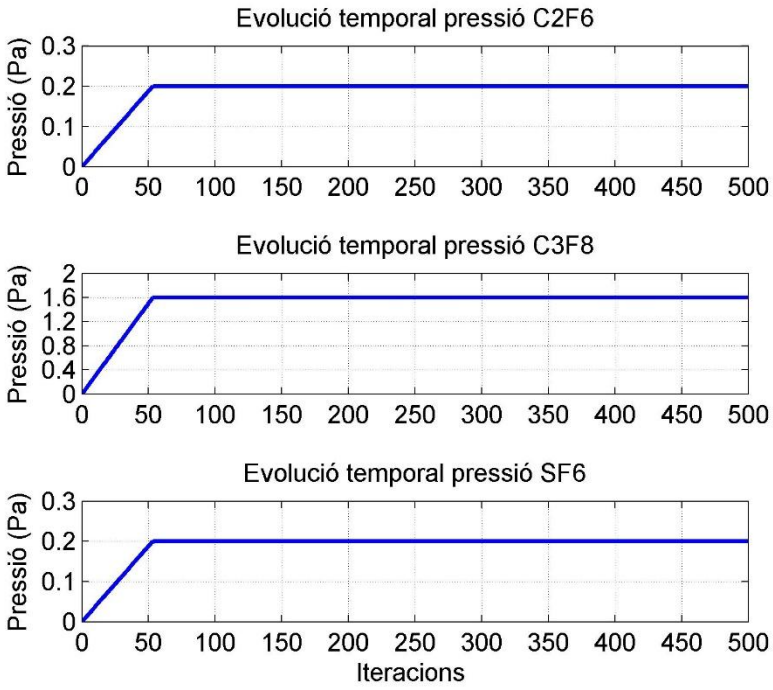

Figura 6.9 Evolució temporal de la pressió parcial de C_2F_6, C_3F_8 i SF_6 .

6.3.4. Simulació 4: combinació simulacions 1 i 3

Es construeix la simulació 4 a partir de les simulacions 1 i 3, per veure quin és l'efecte de la modificació combinada de la insolació a les latituds mitjanes ($40º \leq |\theta| < 75º$) i la composició atmosfèrica amb 2 Pa de C_2F_6 (10%), C_3F_8 (80%), SF_6 (10%).

6.3.5. Comparativa dels resultats de les simulacions

A continuació es realitza la comparativa de resultats de les simulacions plantejades que es resumeixen a la taula 6.5. Es comparen la temperatura mitjana global, les temperatures latitudinals en diferents iteracions (0, 250 i 500), la pressió atmosfèrica global, les pressions atmosfèriques parcials de CO_2 i H_2O, les pressions equivalents de CO_2 i H_2O romanents al subsòl i a les capes polars en superfície, la diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O en diferents iteracions (0, 250 i 500) i també l'energia consumida. Els resultats de cada simulació es resumeixen a les taules 6.6, 6.7 i 6.8.

Nom simulació	Tipus
sim-1-ins	Augment insolació del 80% sobre totalitat de zones de latituds mitjanes ($40º \leq \|\theta\| < 75º$)
sim-2-alb	Reducció albedo a les zones del PS ($\theta < -85º$) i del PN ($\theta > 80º$) amb $\Delta\theta = 0.1º$ i P=180
sim-3-geh	Combinació de gasos d'efecte hivernacle (GEH): 2 Pa de C_2F_6 (10%) / C_3F_8 (80%) / SF_6 (10%)
sim-4-ins-geh	Combinació de les simulacions 1 i 3

Taula 6.5 Casos simulats.

<u>Resultats de la simulació sim-1-ins:</u>

L'augment de la insolació a latituds mitjanes ($40º \leq |\theta| < 75º$) provoca un increment de temperatura global de més de 10 K (figura 6.10). Aquest increment es deu a l'augment de temperatura de 20 a 36 K en altes latituds ($|\theta| > 45º$). Part de l'energia extra rebuda en les latituds mitjanes es transporta latitudinalment cap a les latituds polars (figura 6.11). Per latituds inferiors les temperatures es mantenen en els valors inicials.

La figura 6.15 mostra com la pressió atmosfèrica s'estabilitza al voltant de 18 hPa al cap de 225 iteracions (~423 a) gràcies a l'aportació dels 11 hPa de CO_2 acumulats inicialment a la capa polar sud, la qual acaba desapareixent (figures 6.18 i 6.23). La pressió de CO_2 s'estabilitza sobre els 17.8 hPa (figura 6.16).

La pressió atmosfèrica d'H_2O s'acaba estabilitzant al voltant dels 0.75 Pa incrementant-se uns 0.6 Pa respecte del seu valor inicial (figura 6.19). La regolita pateix una lleugera pèrdua d'H_2O adsorbida i condensada (figures 6.20 i 6.21). Per exemple, al cap de 264 iteracions (~500 a) es perden 2.11 Pa d'H_2O adsorbida i 21.38 Pa d'H_2O condensada (taula 6.6). La major part de la pèrdua d'H_2O s'acaba condensant a la superfície en les zones de latitud $|\theta| \geq 60º$ (figures 6.22 i 6.23), on s'acaba acumulant un gruix extra de 5 a 15 cm d'H_2O al cap de 500 iteracions (~941

a). En aquestes latituds la temperatura continua sent massa baixa per mantenir la pressió atmosfèrica equivalent d'H_2O alliberada del subsòl.

En aquest cas el model no calcula el consum d'energia pels motius detallats a l'apartat 5.11.

Resultats de la simulació sim-2-alb:

La reducció de l'albedo a les capes polars existents, PS i PN, no altera pràcticament les condicions inicials del sistema climàtic definit pel model. La temperatura mitjana global es manté estable sobre els 218 K durant tot el temps de la simulació (figura 6.10). En el cas de les temperatures latitudinals existeix només un augment de temperatura apreciable al PN de 3-4 K (figura 6.12) que no és suficient per provocar l'alliberament significatiu de volàtils del subsòl ni de les capes polars (figures 6.17, 6.18, 6.20, 6.21 i 6.22).

La pressió atmosfèrica de CO_2 disminueix lleugerament perquè part del CO_2 atmosfèric es condensa al PS (figura 6.24), afegint un gruix de CO_2 extra de 7 m. La pressió atmosfèrica d'H_2O oscil.la entre 0 i 0.2 Pa i es produeix una lleugera pèrdua d'H_2O condensada al subsòl, una part de la qual acaba condensada en la superfície afegint un gruix de 1-2 mm de gel a latituds $|\theta| \geq 60^o$ (figura 6.24).

En aquest cas l'energia consumida màxima ($E_{C\text{-}MAX}$) es produeix al voltant de la iteració 25 (~47 a) amb un valor de $E_{C\text{-}MAX}=1.93\cdot10^6$ TJ (taula 6.7). No es supera el valor de l'energia generada per NC=100 centrals de 800 MW en cada pas temporal, $E_{NC}=4.75\cdot10^6$ TJ (figura 6.27); i encara menys el de l'energia solar aprofitada en cada pas temporal, $E_{sol}=126.52\cdot10^6$ TJ (figura 6.28).

Resultats de la simulació sim-3-geh:

L'addició de 2 Pa de la combinació de gasos EH proposada provoca un increment de la temperatura mitjana global considerable de més de 38 K. La temperatura mitjana s'estabilitza sobre els 256.4 K en 50 iteracions (~94 a) (figura 6.10). Les temperatures latitudinals s'incrementen entre 30 i 40 K segons la latitud (figura 6.13). En les zones equatorials ($|\theta|<20^o$) s'assoleixen temperatures per sobre de 273 K.

La pressió atmosfèrica global augmenta lentament assolint 20 hPa en 100 iteracions (~188 a) degut a l'increment de la pressió de CO_2 alliberat del subsòl (figura 6.17) i de les capes polars (figura 6.18), les quals perden tot el CO_2 acumulat inicialment (figura 6.25). La pressió atmosfèrica de CO_2 continua creixent durant tot el temps de la simulació a costa de la pèrdua de CO_2 adsorbit del subsòl; en la iteració 500 (~941 a) la pressió de CO_2 s'apropa als 24 hPa.

La pressió atmosfèrica d'H_2O s'incrementa respecte del seu nivell inicial (0.15 Pa) estabilitzant-se al voltant d'1 Pa (figura 6.19). La quantitat d'H_2O continguda al subsòl disminueix de manera significativa al llarg de la simulació, però s'acaba condensant a la superfície de les zones de latituds superiors a 60º en els dos hemisferis afegint fins a 15 cm de gruix a les capes superficials en la iteració 500 (~941 a), com s'observa

a la figura 6.25. En aquestes latituds la temperatura és massa baixa per mantenir una quantitat apreciable de vapor d'H_2O a l'atmosfera.

En aquest cas es poden diferenciar dos intervals de temps per avaluar el consum d'energia en diferents estats de la producció d'un gas EH. El primer és l'interval de temps transitori entre l'instant inicial fins a l'instant on s'assoleix el nivell final desitjat de pressió del gas (55 iteracions o ~104 anys). El segon interval es defineix com el de manteniment del nivell de pressió desitjat (a partir de la iteració 56).

L'energia consumida màxima ($E_{C\text{-}MAX}$) durant el transitori es produeix prop de la iteració 53 (~100 a) amb un valor de $E_{C\text{-}MAX}=13.33\cdot10^6$ TJ (taula 6.7). A la figura 6.27 s'observa com l'energia necessària supera la generada per NC=100 centrals de 800 MW ($E_{NC}=4.75\cdot10^6$ TJ) en cada pas temporal durant tot el període de producció transitori; en canvi l'energia solar aprofitada en cada pas temporal ($E_{sol}=126.52\cdot10^6$ TJ) sí que és suficient per abastir les necessitats energètiques (figura 6.28).

Durant el període de manteniment de la pressió de gas el consum màxim és de $E_{C\text{-}MAX}=1.75\cdot10^6$ TJ. En aquest cas sí que n'hi ha prou amb l'energia generada per les NC centrals.

Resultats de la simulació sim-4-ins-geh:

La combinació de l'augment d'insolació sobre latituds mitjanes ($40º\leq|\theta|<75º$) i l'afegit de 2 Pa de gasos EH provoca un increment de la temperatura mitjana global notable. Com es mostra a la figura 6.10, el sistema climàtic assoleix una temperatura estable de 265.8 K al cap de 50 iteracions (~94 a). Les temperatures latitudinals per zones de latituds $|\theta|<45º$ són molt semblants al cas de la simulació 3, però per la resta de latituds ($|\theta|>45º$) les temperatures pateixen increments d'entre 40 i 75 K (figura 6.14). Aquest fet fa evident l'efecte de la insolació extra sobre les latituds mitjanes, que també fa incrementar la temperatura de les zones polars conseqüència del transport latitudinal d'energia.

L'evolució de la pressió atmosfèrica global és molt semblant a la de la simulació 3 (figura 6.15) excepte que s'assoleix un valor proper a 20 hPa en poc més de 60 iteracions (~113 a). Això es deu al fet que tot el CO_2 de les capes polars es sublima més ràpidament degut a un increment de temperatura superior en el mateix temps que la simulació 3, 50 iteracions o ~94 a (figura 6.18).

La pressió d'H_2O atmosfèrica assoleix un pic de 15 Pa abans de la iteració 50 (~94 a). Finalment, la temperatura més elevada de les latituds altes respecte de la simulació 3 permeten que la pressió d'H_2O atmosfèrica s'estabilitzi sobre els 4 Pa al cap de 500 iteracions (~941 a) (figura 6.19). De totes maneres, la major part de la quantitat d'H_2O alliberada del subsòl s'acaba condensant igualment en la superfície a latituds altes ($|\theta|\geq70º$). En aquest cas s'arriba a afegir un gruix entre 60 i 90 cm d'H_2O condensada a la superfície (figura 6.26).

Els valors de les energies consumides són molts semblants als de la simulació 3 (taula 6.7). L'energia generada per NC centrals no és suficient per assolir la pressió de gasos

EH desitjada en cada pas temporal durant tot l'interval transitori (figura 6.27). Però amb l'energia solar aprofitada sí que n'hi ha prou (figura 6.28).

En canvi, durant tot el període de manteniment l'aportació energètica de les NC centrals és suficient per abastir les necessitats de producció de gasos EH per mantenir la pressió desitjada (figura 6.27).

Figures de les simulacions

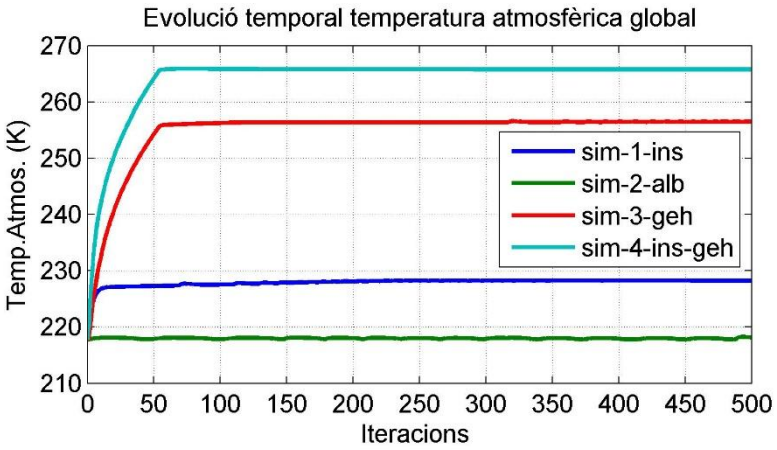

Figura 6.10 Evolució de la temperatura mitjana global per totes les simulacions.

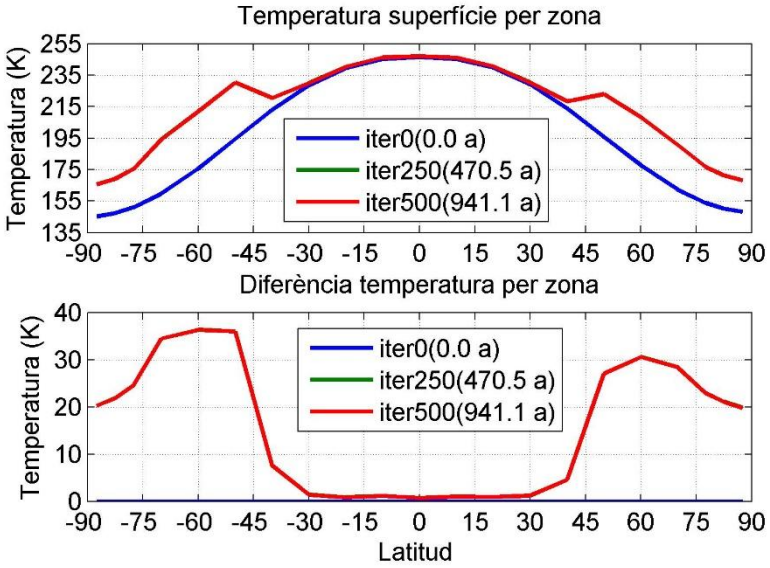

Figura 6.11 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-1-ins.

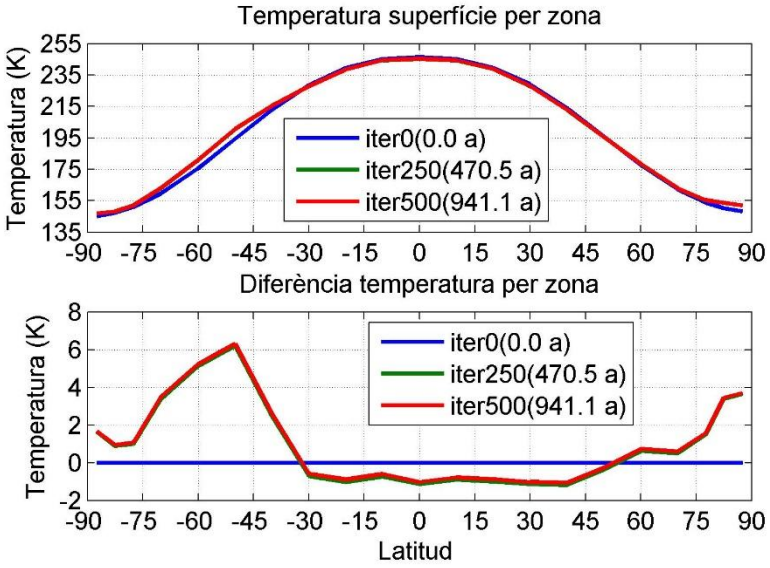

Figura 6.12 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-2-alb.

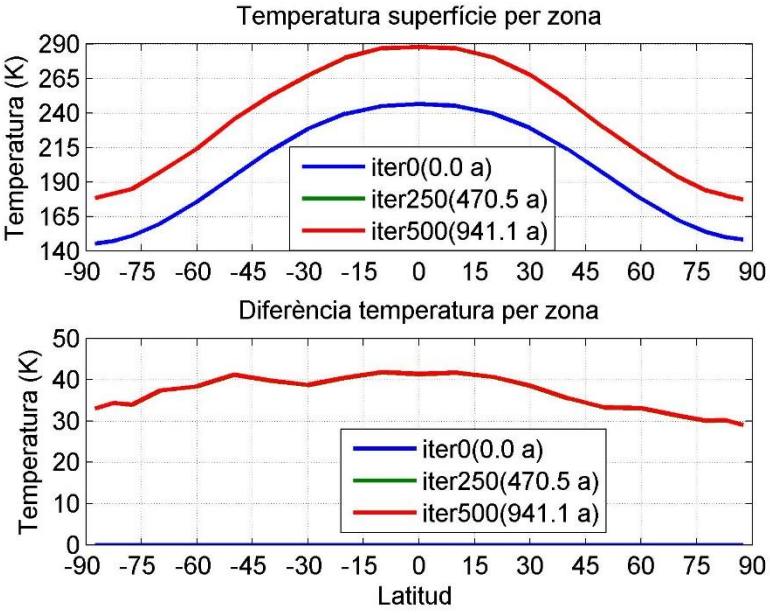

Figura 6.13 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-3-geh.

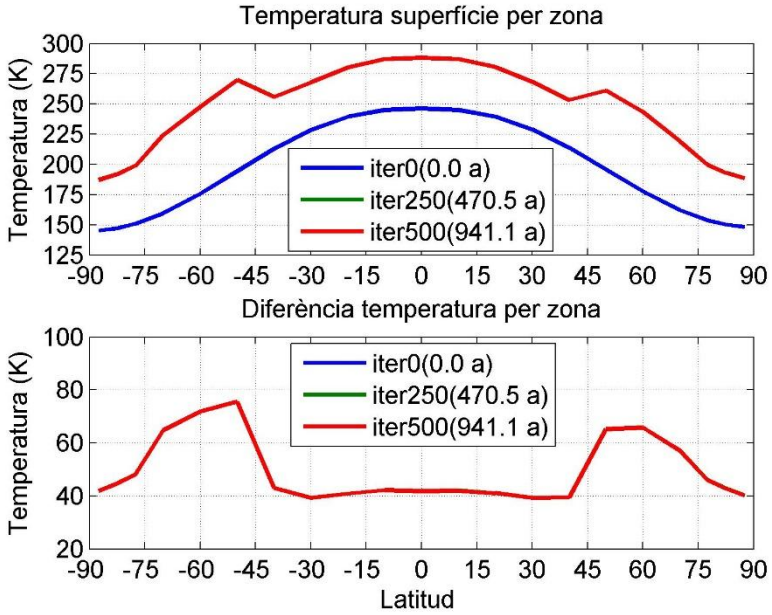

Figura 6.14 Temperatura i diferència de temperatura respecte la inicial per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-4-ins-geh.

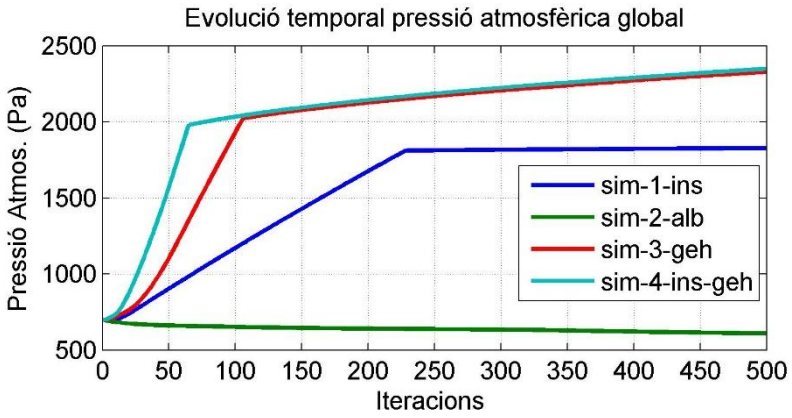

Figura 6.15 Evolució de la pressió atmosfèrica global per totes les simulacions.

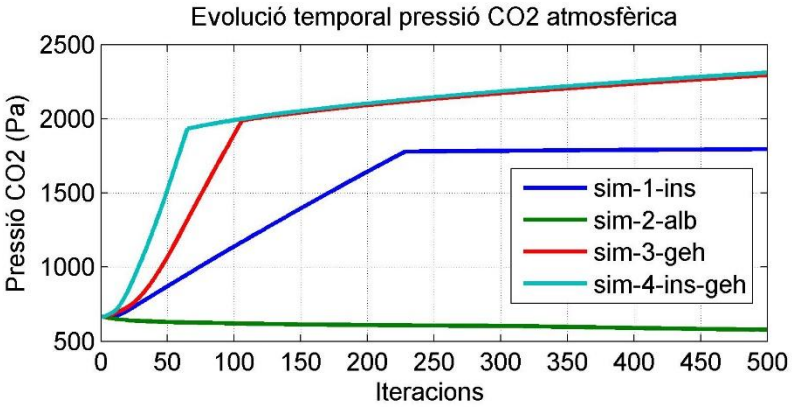

Figura 6.16 Evolució de la pressió atmosfèrica de CO_2 per totes les simulacions.

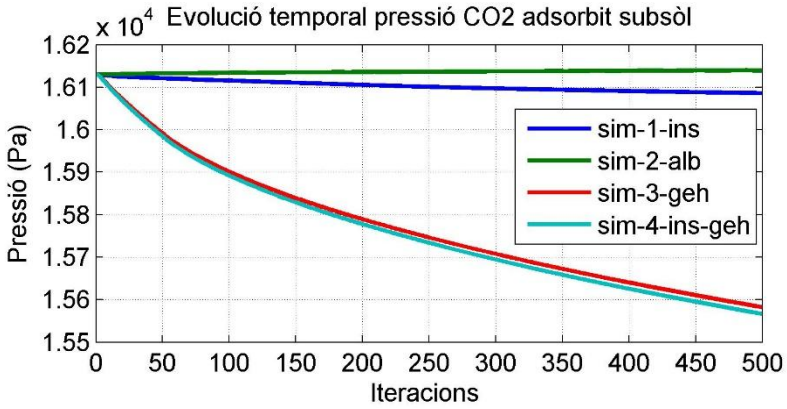

Figura 6.17 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica de CO_2 adsorbit al subsòl per totes les simulacions.

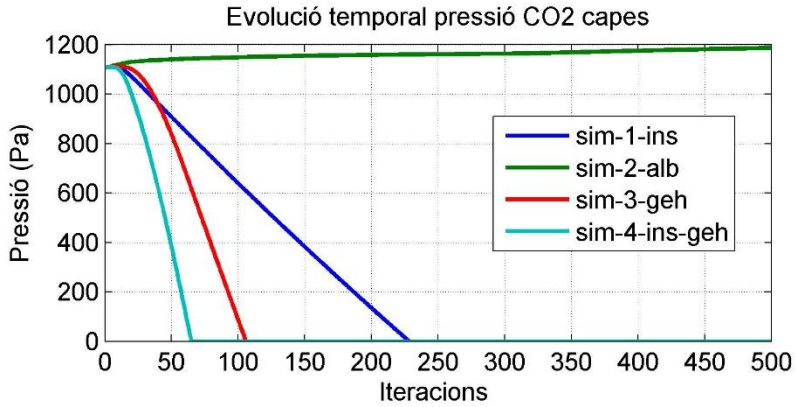

Figura 6.18 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica de CO_2 condensat a la superfície formant capes per totes les simulacions.

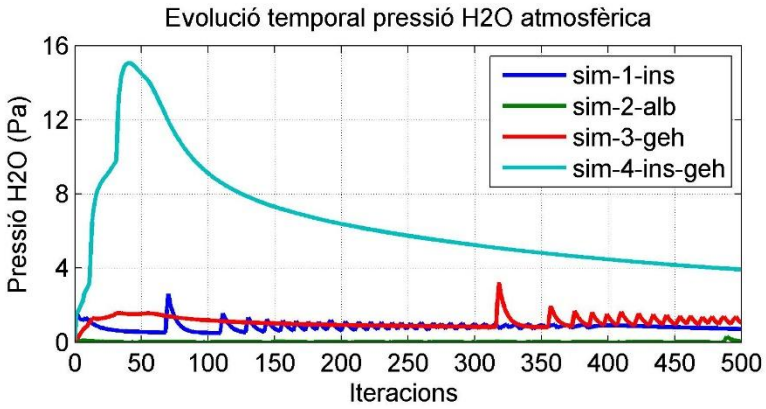

Figura 6.19 Evolució de la pressió atmosfèrica d'H_2O per totes les simulacions.

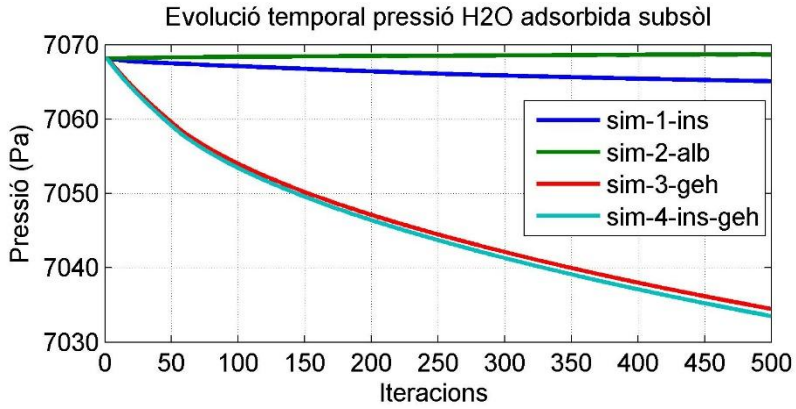

Figura 6.20 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O adsorbida al subsòl per totes les simulacions.

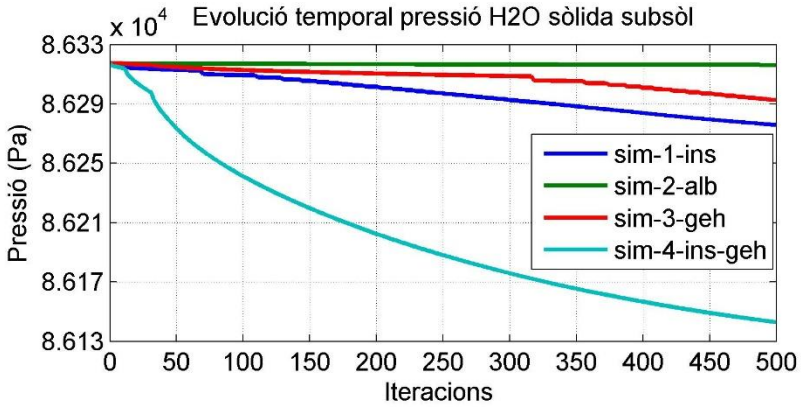

Figura 6.21 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O condensada al subsòl per totes les simulacions.

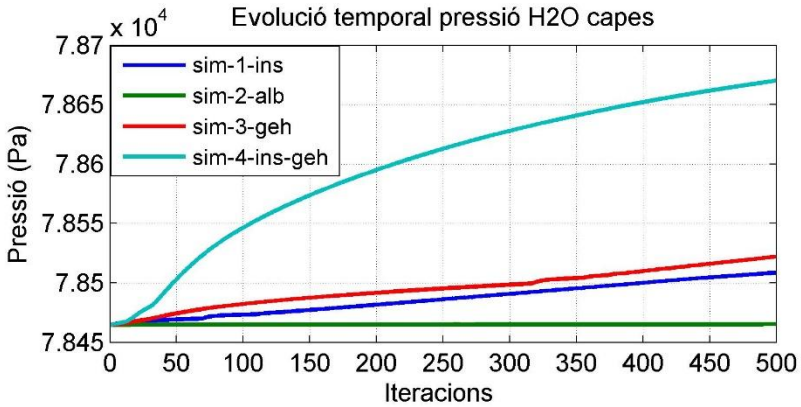

Figura 6.22 Evolució de la pressió equivalent atmosfèrica d'H_2O condensada a la superfície formant capes per totes les simulacions.

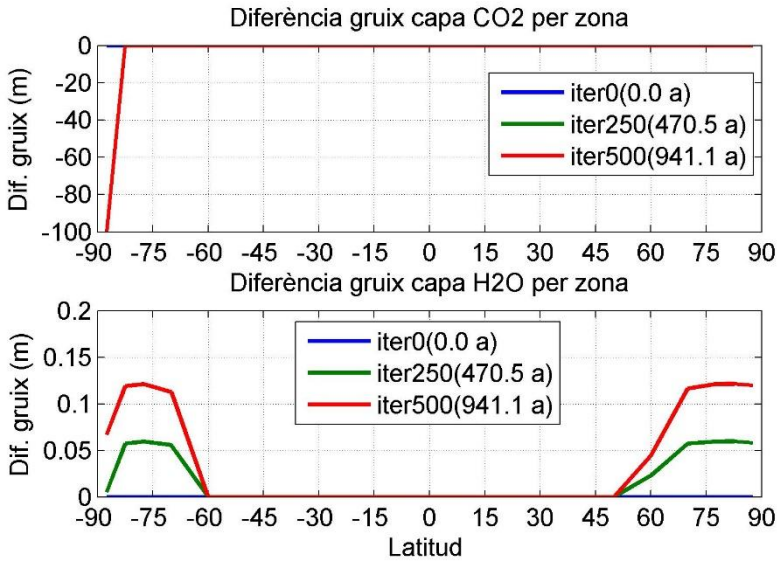

Figura 6.23 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-1-ins.

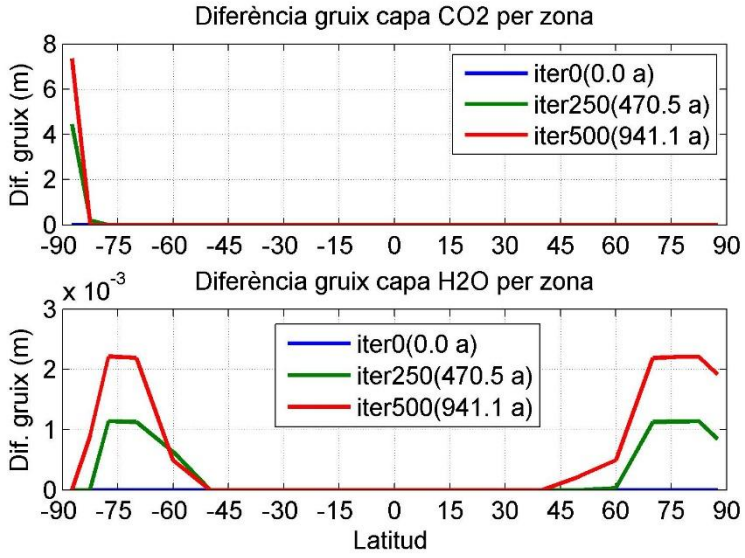

Figura 6.24 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-2-alb.

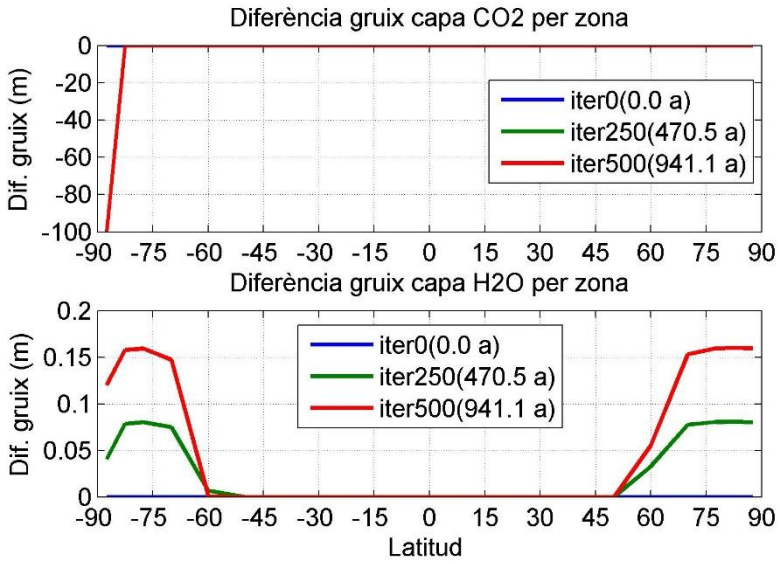

Figura 6.25 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-3-geh.

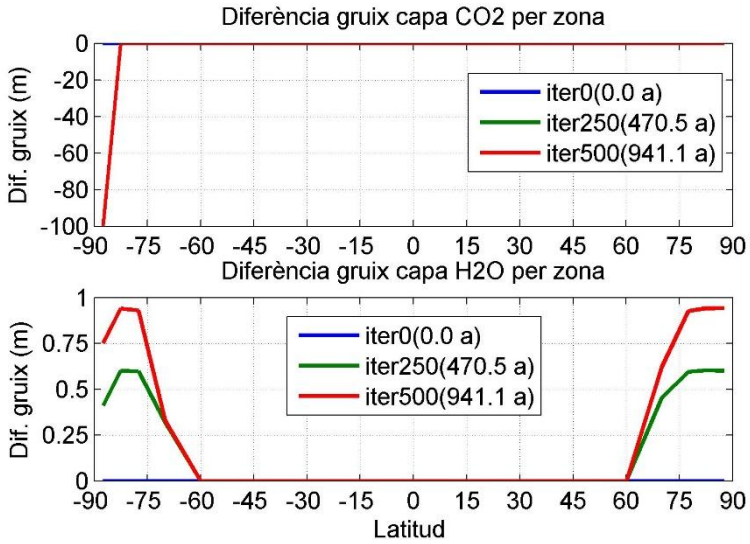

Figura 6.26 Diferència de gruix de les capes superficials de CO_2 i H_2O condensats per cada zona i per diferents iteracions (0, 250, 500) per la simulació sim-4-ins-geh.

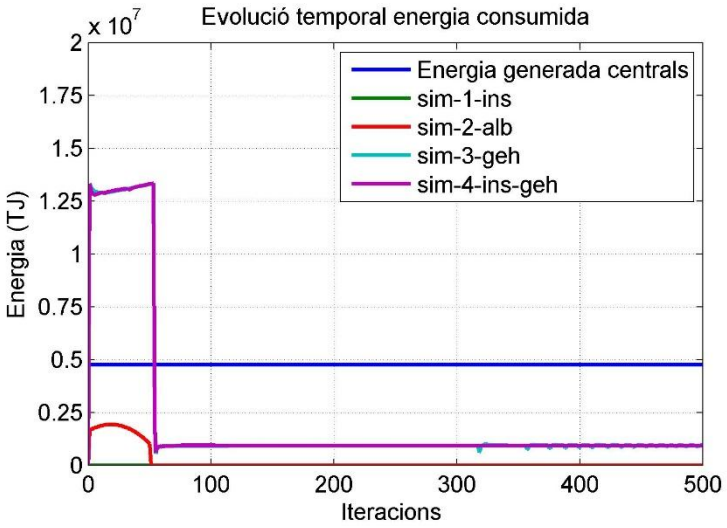

Figura 6.27 Energia consumida per cada simulació comparada amb la generada per 100 centrals de 800 MW.

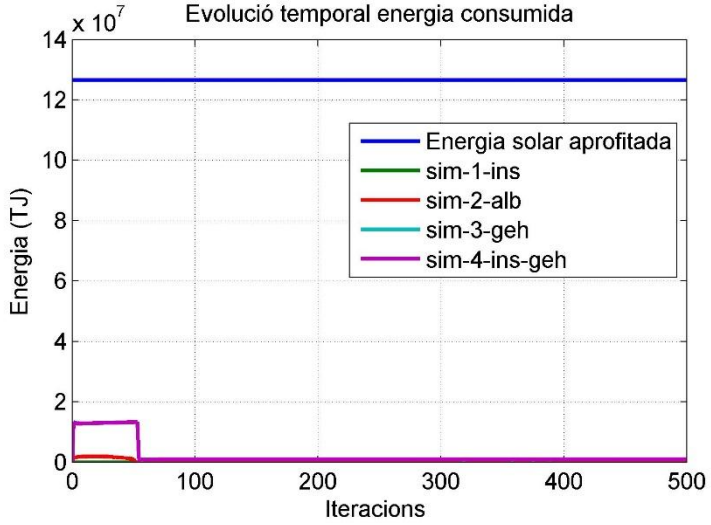

Figura 6.28 Energia consumida per cada simulació comparada amb l'energia solar incident aprofitada en el 0.1% de la superfície planetària amb una eficiència del 10%.

Taules de resultats de les simulacions

	Estat inicial	Estat 1	Estat en la iteració 264 (500 anys) Diferència respecte estat inicial			
			Simulacions			
			sim-1 ins	sim-2 alb	sim-3 geh	sim-4 ins-geh
Temperatura mitjana atmosfèrica (K)	217.74	>253	228.25 +10.51	217.86 +0.12	256.38 +38.64	265.81 +48.07
Pressió atmosfèrica total (Pa)	698.96	$>10^4$	1814.1 +1115.17	636.74 -62.22	2178.75 +1479.79	2197.19 +1498.23
Pressió atmosfèrica CO_2 (Pa)	667.24	$>10^4$	1781.82 +1114.58	605.17 -62.07	2144.31 +1477.07	2158.02 +1490.78
Pressió CO_2 adsorbit al subsòl (Pa)	16129.84	---	16099.83 -30.01	16136.85 +7.01	15734.87 -394.97	15722.23 -407.61
Pressió CO_2 condensat a capes (Pa)	1105.56	---	0.00 -1105.56	1161.90 +56.34	0.00 -1105.56	0.00 -1105.56
Pressió atmosfèrica H_2O (Pa)	0.15	>300	0.74 +0.59	0.00 -0.15	0.87 +0.72	5.59 +5.44
Pressió H_2O adsorbit al subsòl (Pa)	7068.15	---	7066.04 -2.11	7068.54 +0.39	7043.78 -24.37	7043.00 -25.15
Pressió H_2O condensada al subsòl (Pa)	86317.39	---	86296.01 -21.38	86316.72 -0.67	86309.39 -8.00	86184.39 -133
Pressió H_2O condensada a capes (Pa)	78464.61	---	78487.51 +22.90	78465.04 +0.43	78496.25 +31.64	78617.28 +152.67
Pressió atmosfèrica de gasos EH (Pa)	0.00	---	0.00 0.00	0.00 0.00	2.00 +2.00	2.00 +2.00

Taula 6.6 Comparativa de l'estat inicial, l'estat desitjat i l'estat a la iteració 264 (500 anys) de les diferents variables del model per les diferents simulacions.

Per pas temporal	Simulacions			
	sim-1 ins	sim-2 alb	sim-3 geh	sim-4 ins-geh
Energia solar disponible (TJoules)	$126.52 \cdot 10^6$	$126.52 \cdot 10^6$	$126.52 \cdot 10^6$	$126.52 \cdot 10^6$
Energia solar generada (TJoules)	$4.75 \cdot 10^6$	$4.75 \cdot 10^6$	$4.75 \cdot 10^6$	$4.75 \cdot 10^6$
Energia total disponible (TJoules)	$131.27 \cdot 10^6$	$131.27 \cdot 10^6$	$131.27 \cdot 10^6$	$131.27 \cdot 10^6$
Temps transitori (iteracions / anys)	---	55 / 104	55 / 104	55 / 104
Energia màxima necessària durant transitori (TJoules)	---	$1.93 \cdot 10^6$	$13.33 \cdot 10^6$	$13.34 \cdot 10^6$
Energia màxima necessària de manteniment (TJoules)	---	0.00	$0.98 \cdot 10^6$	$0.94 \cdot 10^6$

Taula 6.7 Comparativa energia disponible i necessària màxima per les diferents simulacions (superfície planetària aprofitada per recollir radiació solar $f_s=10^{-3}$, eficiència=10%; nombre centrals generadores NC=100, potència nominal per central W_{NC}=800MW).

	Assoliment estat 1			
	Simulacions			
	sim-1 ins	sim-2 alb	sim-3 geh	sim-4 ins-geh
Temperatura mitjana atmosfèrica	NO	NO	SI	SI
Pressió atmosfèrica total	NO	NO	NO	NO
Pressió atmosfèrica CO_2	NO	NO	NO	NO
Pressió atmosfèrica H_2O	NO	NO	NO	NO

Taula 6.8 Assoliment de l'estat 1 per cada simulació.

7. Conclusions i estudis futurs

7.1. Discussions i conclusions

En el present projecte s'ha implementat un model climàtic de Mart que combina característiques simplificades de diversos models existents amb algunes d'afegides. El model fa servir un esquema latitudinal de 21 zones acoblat a un esquema vertical del subsòl fins a 500 m de profunditat per predir la resposta del sistema climàtic de Mart format per l'atmosfera, les capes polars i el subsòl (regolita) davant del forçament de la insolació, l'albedo i/o la composició atmosfèrica. En concret s'ha realitzat un estudi de l'evolució de les temperatures en superfície (global i latitudinals), de la pressió atmosfèrica i de l'intercanvi de volàtils (CO_2 i H_2O) entre els components del sistema climàtic.

En primer lloc, s'ha comprovat que el model implementat és capaç de reproduir les condicions climàtiques actuals amb l'ajustament adequat de l'emissivitat IR de la superfície i els coeficients de transport d'energia latitudinal. Per tant, es considera que pot ser útil per estimar l'evolució del clima per certs forçaments externs.

S'ha realitzat l'estudi de 4 simulacions diferents que modifiquen alguna de les variables d'entrada del model amb l'objectiu de determinar si és possible arribar i mantenir les condicions climàtiques definides per l'estat 1 a la taula 6.4: temperatura mitjana superior a 253 K, pressió atmosfèrica global entre 100 i 300 hPa, pressió parcial atmosfèrica de CO_2 superior a 100 hPa i pressió parcial atmosfèrica d'H_2O al voltant de 3 hPa.

En la simulació 1 l'augment del 80% de la insolació localment sobre latituds mitjanes aconsegueix la sublimació total de la capa de CO_2 del pol sud (PS) i un augment de temperatura global de 10 K, però no és suficient per assolir la temperatura desitjada de l'estat 1. Si es vol fer servir aquest mètode, s'hauran de dissenyar sistemes de miralls orbitals que proporcionin insolacions molt superiors a les previstes actualment. La tecnologia actual preveu increments de la insolació del 30% [39] que són insuficients per assolir l'objectiu.

La reducció de l'albedo a les capes polars existents en la simulació 2 es mostra com un mètode molt poc efectiu i prescindible perquè no aconsegueix modificar gens les condicions climàtiques; encara que el consum energètic per cada pas temporal és assolible amb l'energia generada per 100 centrals de 800 MW. No s'ha provat de combinar la reducció de l'albedo a les capes polars existents amb altres mètodes pels pobres resultats assolits. Es pot plantejar la reducció de l'albedo sobre una superfície planetària més àmplia, però cal valorar les limitacions d'extracció minera i de transport del material.

D'altra banda, en la simulació 3, l'addició a l'atmosfera d'una combinació de 2 Pa de gasos d'efecte hivernacle (10% C_2F_6, 80% de C_3F_8, 10% de SF_6 semblant a la proposada per M. Marinova i C.P. McKay a [42]) permet superar la temperatura global desitjada per l'estat 1 uns 3 K, fins a 256 K. La combinació d'aquest mètode amb

l'augment de la insolació a latituds mitjanes en la simulació 4 encara fa augmentar més la temperatura global per sobre de 265 K.

En el cas de les simulacions 3 i 4, l'escala temporal en assolir aquestes condicions de temperatura ve marcada pel ritme de producció dels gasos EH considerats. L'estabilització de la temperatura final es produeix al cap de 100 anys (~50 iteracions), quan s'assoleix la pressió final de 2 Pa. Per tant, l'ús d'aquests mètodes fan viable temporalment el procés de terraformació. El consum energètic per cada pas temporal també és assolible si es combinen les dues fonts d'energia proposades: 100 centrals de 800 MW més la captació de l'energia solar en una àrea equivalent a la del PS (0.1% de la total planetària) amb una eficiència del 10%.

En les simulacions 3 i 4, tot i l'augment considerable de temperatura i que la capa de CO_2 condensat del PS es sublima completament a l'atmosfera, la pressió atmosfèrica de CO_2 i, en conseqüència la pressió atmosfèrica total, no superen els 25 hPa en el temps de simulació (~941 a) lluny dels 100 hPa desitjats per l'estat 1. Això no representa una limitació per poder introduir algues o líquens, ja que el nivell mínim de CO_2 per realitzar la fotosíntesi és de 0.15 hPa [29]. El temps de resposta de l'alliberament del CO_2 del PS es situa aproximadament entre 120-200 anys (64-106 iteracions), però l'alliberament del CO_2 adsorbit al subsòl és molt més lent.

S'ha comprovat que en tots els casos l'alliberament de volàtils del subsòl té un límit marcat per la condensació de l'H_2O a la superfície en latituds $|\theta| \geq 60º$. La baixa temperatura en aquestes latituds fa que qualsevol aportació de vapor d'H_2O del subsòl a baixes latituds cap a l'atmosfera es condensi a la superfície de les latituds altes en poc temps. De retruc la formació de capes d'H_2O impedeix l'intercanvi de volàtils entre subsòl i atmosfera. Per això la pressió atmosfèrica de CO_2 i d'H_2O no assoleixen en cap cas els nivells esperats (100-300 hPa i >3 hPa respectivament) per l'estat 1.

D'altra banda, en l'apartat 3.4.1 quan es defineixen les condicions per poder introduir microorganismes extremòfils també es comenta que es requereixen certs nivells d'O_2 i de N_2 atmosfèrics i de radiació UV sobre la superfície. El model desenvolupat no implementa processos per estudiar l'evolució d'aquests aspectes. Tanmateix, s'assumeix que és possible assolir els nivells desitjats: l'increment de temperatures global pot alterar l'equilibri dels òxids i nitrats del subsòl alliberant certes quantitats d'O_2 i de N_2 a l'atmosfera; i l'augment de la densitat atmosfèrica pot ajudar a reduir el nivell de radiació en la superfície.

En resum, dels mètodes proposats per dur el sistema climàtic de Mart a les condicions de l'estat 1 els més prometedors són aquells que impliquen afegir una combinació de gasos EH. Les temperatures assolides permeten la introducció de microorganismes extremòfils per continuar el procés de terraformació en estadis posteriors. Ara bé, els nivells de densitat atmosfèrica i d'humitat esperats no s'assoleixen perquè l'alliberament de volàtils del subsòl s'atura per la formació de capes d'H_2O condensada en la superfície en latituds altes. Per reduir o evitar aquesta situació és necessari augmentar la temperatura de les latituds més altes.

7.2. Línies futures de treball

Per resoldre l'equació EBRD en la superfície s'ha fet servir el mètode d'Euler. Per aconseguir estabilitzar les solucions s'ha escollit una profunditat d'emmagatzematge d'energia del sistema poc realista. En una primera línia de treball es proposa la substitució de l'esquema numèric actual per un mètode Leapfrog per aconseguir més precisió i estabilitat de les solucions sense afegir massa càrrega computacional.

Per altra banda, en la línia dels resultats obtinguts amb les simulacions realitzades es proposa continuar la investigació amb el model implementat per reduir o evitar la condensació d'H_2O en latituds altes i permetre l'alliberament de més quantitats de volàtils a l'atmosfera. Amb aquest objectiu s'han de provar altres simulacions que permetin increments de temperatura majors en aquestes latituds. El tipus de simulacions recomanat és el que combina l'increment de la insolació i l'addició de gasos EH a l'atmosfera tenint en compte els següents aspectes: ampliar l'augment de la insolació a més zones, considerar factors d'insolació superiors, afegir més quantitats de gasos EH a l'atmosfera.

Per altra banda, en una tercera línia d'actuació, es poden afegir alguns processos que millorin la capacitat del model per predir amb més exactitud alguns aspectes del sistema climàtic. Per començar es planteja la inclusió del perfil vertical topogràfic de la superfície per cada latitud. Això implica implementar el perfil vertical de pressió atmosfèrica segons l'alçada de cada zona. Cal estudiar si aquesta millora pot ser útil per reduir la condensació de vapor d'H_2O en les regions més elevades de l'hemisferi sud del planeta, ja que la pressió atmosfèrica en alçada és més reduïda, i així evitar la pèrdua de volàtils atmosfèrics. Aquesta millora també pot incorporar la formació d'aigua líquida en certes regions, com ara les zones equatorials de baixa altitud on les temperatures assoleixin els 273 K i una pressió parcial de vapor d'H_2O de 6hPa.

De fet existeixen moltes més línies d'actuació que poden ser interessants per millorar el model de cara al futur. Entre elles es poden afegir les següents:

- l'alliberament d'O_2, N_2 i CO_2 dels òxids, nitrats i carbonats del subsòl segons la temperatura, com s'ha fet amb el CO_2 i l'H_2O adsorbits al subsòl.
- la introducció de microorganismes productors de gasos.
- l'acoblament d'un model radiatiu-convectiu vertical de l'atmosfera que incorpori el determinant efecte de la pols atmosfèrica.

8. Apèndix

8.1. Solució analítica de l'equació de propagació de la calor

La propagació dels canvis de temperatura en la superfície cap a l'interior planetari es regeix per l'equació de difusió de la calor per conducció.

$$\frac{dT_s}{dt} = \delta \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{8.1}$$

On δ és la difusivitat tèrmica de la regolita en [$m^{2}\cdot s^{-1}$] que mesura la facilitat amb què es transmet l'ona de calor a través de la regolita.

$$\delta = \frac{K}{\rho \cdot c_p} \tag{8.2}$$

La difusivitat es calcula a partir de les següents propietats de la regolita: K la conductivitat tèrmica de la regolita en [$W\cdot m^{-1}\cdot K^{-1}$], ρ la densitat de massa de la regolita en [$kg\cdot m^{-3}$] i c_p la calor específica a pressió constant en [$J\cdot kg^{-1}\cdot K^{-1}$]

La solució analítica d'aquesta equació diferencial en derivades parcials dóna l'evolució de la temperatura de cada punt del subsòl al llarg del temps [67]. Si es considera el subsòl un cos semi-infinit amb distribució vertical inicial de temperatura de la regolita: $T_i(z) = T_i(0) + z \cdot dT/dz$, δ constant, la temperatura en superfície z=0 variable de $T_s(t=0)$ a $T_s(t=t_f)$ i en $z\rightarrow\infty$ constant T_∞. La solució analítica es pot expressar com:

$$T(z,t) = (T_\infty - T_s(t_f)) \cdot erf\left(\frac{z}{2\sqrt{\delta \cdot t}}\right) + T_s(t_f) \tag{8.3}$$

Les solucions són proporcionals a $e^{-\left(\frac{z}{2\sqrt{\delta \cdot t}}\right)^2}$.

Es considera que per cert pas temporal Δt la profunditat Δz de penetració de l'ona calorífica aquella per la qual l'amplitud del canvi de temperatura en superfície disminueix fins al 35%≈1/e. Per tant:

$$\left(\frac{z}{2\sqrt{\delta \cdot t}}\right)^2 = 1 \Rightarrow \Delta z = 2\sqrt{\delta \cdot \Delta t} = 2\sqrt{\frac{K}{\rho \cdot c_p} \cdot \Delta t} \tag{8.4}$$

8.2. Càlcul de la insolació mitjana anual latitudinal i global

La radiació rebuda (S) en cada instant depèn de la distància del planeta al Sol (r) i de l'angle d'incidència dels rajos solars sobre la superfície (z) segons:

$$S(r,z) = \frac{K \cdot S_o}{r}\cos(z) \tag{8.5}$$

z és l'angle zenital que depèn de la latitud (θ), l'obliqüitat (i) i del període de rotació planetària T=24,6 hores:

$$\cos(z) = \sin(\delta)\cdot\sin(\theta) + \cos(\delta)\cdot\cos(\vartheta)\cdot\cos(\frac{2\pi}{T}t) \quad \text{amb} \quad \sin(\delta) = \sin(i)\cdot\sin(L_s) \tag{8.6}$$

r és la distància al Sol que depèn de la posició en l'òrbita o l'angle orbital (L_s):

$$r(L_s) = \frac{a\cdot(1-e^2)}{1+e\cdot\cos(L_s - L_{per})} \tag{8.7}$$

On a=229·10^9 m és la distància del semieix major de l'el·lipse que descriu l'òrbita planetària, e=0,093 l'excentricitat de l'òrbita, L_{per}=250º l'angle orbital on es produeix el periheli. Aquests paràmetres es consideren constants durant el període d'estudi.

El flux de radiació solar en mitjana anual en una zona de latitud (θ) es calcula a partir de la integració anual de la radiació mitjana diària rebuda per cada latitud i angle orbital (L_s):

$$\hat{S}_{any}(\theta) = \frac{1}{360}\cdot\int_0^{360}\hat{S}_{dia}(\theta, L_s)\cdot \mathrm{d}\,L_s \tag{8.8}$$

D'altra banda la radiació mitjana diària per una determinada latitud θ i angle orbital L_s es calcula a partir de la integració de la radiació rebuda durant el període diari de rotació (T).

$$\hat{S}_{dia}(\theta, L_s) = \frac{1}{T}\cdot\int_0^T S(\theta, L_s, t)\cdot \mathrm{d}t \tag{8.9}$$

Finalment es calcula la radiació solar mitjana global planetària rebuda com (veure [13]):

$$\hat{S}_g = \frac{\sum_i \hat{S}_{any}(\theta_i)\cdot A(\theta_i)}{\sum_i A(\theta_i)} \tag{8.10}$$

On $A(\theta_i)$ és l'àrea superficial de la zona *i*.

8.3. Constant de difusió dels gasos

La difusió d'una molècula a través d'un medi porós segueix un cert camí. Es pot definir λ com el camí o recorregut mitjà (mean free path) per una molècula abans de col·lidir amb una altra [66]. En les condicions de Mart λ≈10μm [45].

La difusió molecular ordinària domina quan el radi dels porus r_p > 10λ perquè es minimitzen els xocs amb les parets dels porus, i són més freqüents els xocs entre molècules [45, 51]. En canvi es té difusió Knudsen si r_p < 10λ, perquè les col·lisions amb les parets són més freqüents [45, 51]. Quan r_p ≈ λ tenim els dos tipus de difusió, com és el cas de Mart, i en general el coeficient de difusió total (D_v) es pot calcular com:

$$\frac{1}{D_v} = \frac{1}{D_m} + \frac{1}{D_k} \tag{8.11}$$

La difusió molecular de vapor d'H_2O en una atmosfera de CO_2 assumint molècules de simetria esfèrica (D_{mhc}) en [$m^2 \cdot s^{-1}$]:

$$D_{mhc} = \left[\frac{3}{8 \cdot \sigma_{hc}^2}\sqrt{\frac{K_B^3}{2\pi}\left(\frac{1}{m_h}+\frac{1}{m_c}\right)}\right] \cdot \frac{T^{\frac{3}{2}}}{P_0} \Longrightarrow D_{mhc} = 4{,}865 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{T^{\frac{3}{2}}}{P_0} \tag{8.12}$$

On:

K_B: ct. de Boltzmann=1,38·10^{-23} J·K^{-1}
m_h: massa molecular H_2O =M_h/N_A kg·$molec^{-1}$
m_c: massa molecular CO_2=M_c/N_A kg·$molec^{-1}$
M_h: massa d'un mol H_2O=18·10^{-3} kg·mol^{-1}
M_c: massa d'un mol CO_2=44·10^{-3} kg·mol^{-1}
N_A: nombre Avogadro = 6,022·10^{23} molec·mol^{-1}
σ_{hc}: diàmetre de col·lisió H_2O en CO_2 = (σ_h+σ_c)/2=3,291 Å
σ_h: diàmetre de col·lisió H_2O=2,641 Å
σ_c: diàmetre de col·lisió CO_2=3,941 Å
P_0: pressió de la mescla de gasos en [Pa]
T: temperatura de la mescla de gasos en [K]

L'autodifusió molecular de vapor de CO_2 en una atmosfera de CO_2 (D_{mc}):

$$D_{mc} = \left(\frac{3}{8 \cdot \sigma_c^2}\sqrt{\frac{K_B^3}{\pi \cdot m_c}}\right) \cdot \frac{T^{\frac{3}{2}}}{P_0} \Longrightarrow D_{mc} = 1{,}898 \cdot 10^{-4} \cdot \frac{T^{\frac{3}{2}}}{P_0} \tag{8.13}$$

La difusió Knudsen (D_k) es calcula a partir de:

$$D_k = \frac{2}{3} r_p \left[\frac{8 K_B T}{\pi m}\right]^{\frac{1}{2}} \tag{8.14}$$

On:

m: massa molecular = M/N_A kg·molec^{-1}
M: massa d'un mol en [kg·mol^{-1}]
r_p: radi dels porus en [m] que depèn de la fracció d'H_2O en volum a la regolita (f_{vih}) i per tant de la temperatura T.

La difusió Knudsen per l'H_2O i el CO_2:

$$D_{kh} = 22{,}864 \cdot r_p \cdot T^{\frac{1}{2}} \;\; ; \;\; D_{kc} = 14{,}624 \cdot r_p \cdot T^{\frac{1}{2}} \tag{8.15}$$

Si s'assumeix simetria esfèrica [45], el radi dels porus (r_p) es pot expressar com:

$$r_p = r_0 \cdot \sqrt{1 - \frac{\rho_{ih}}{\rho_{ice}}} \tag{8.16}$$

Amb r_0 el radi mitjà de 10 μm.

L'equació de difusió dels gasos es resol de la mateixa manera que la de difusió de calor a l'apèndix 8.1. Per tant, es pot estimar la distància recorreguda per les molècules en difusió en un pas temporal Δt com:

$$\Delta z = 2\sqrt{D_v \cdot \Delta t} \tag{8.17}$$

8.4. Algoritme principal del model

A continuació es presenta el diagrama de flux de l'algoritme principal del model desenvolupat en llenguatge MATLAB.

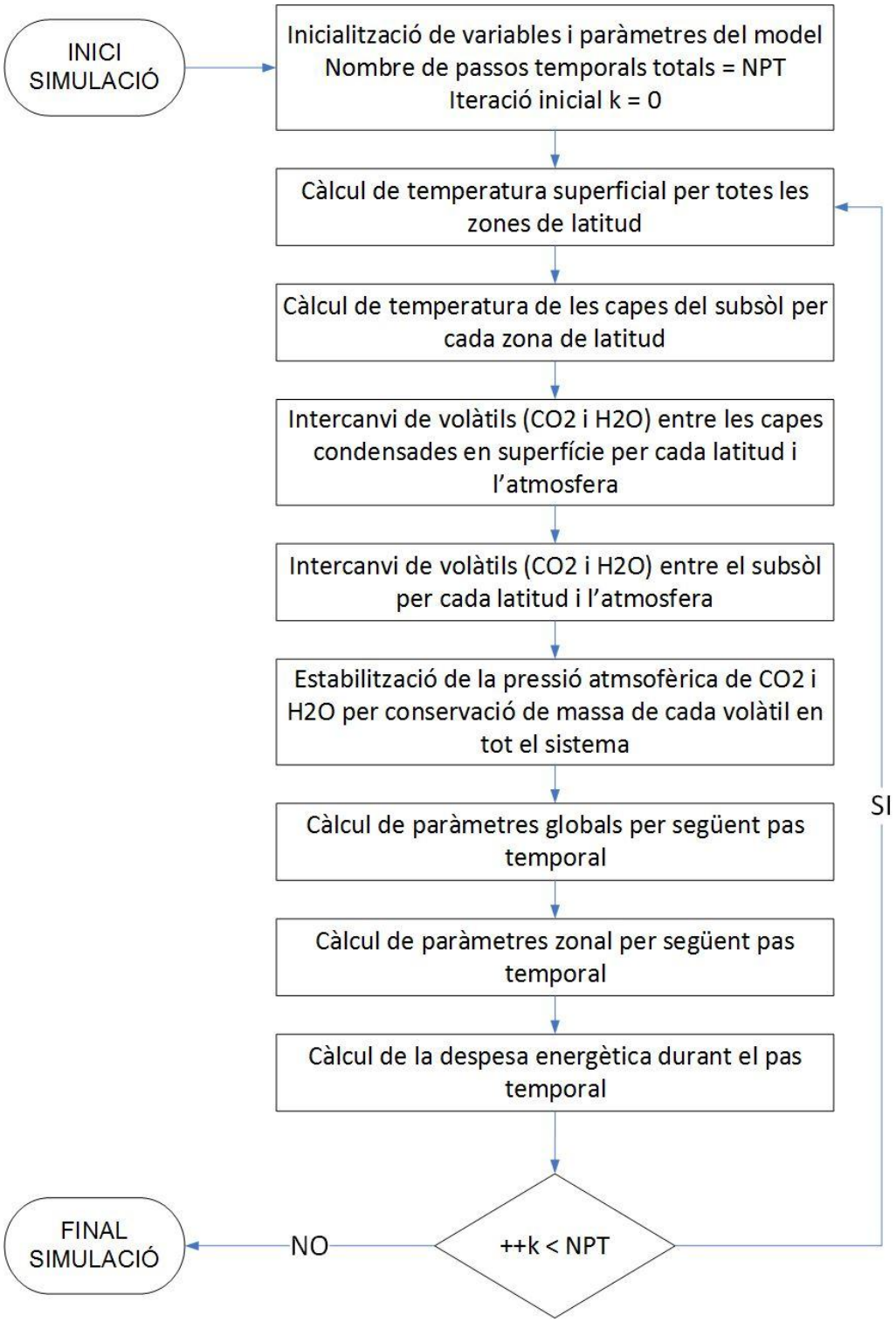

Figura 8.1 Algoritme principal del model.

9. Referències

[1]. Martyn J. Fogg, “Terraforming Mars: A Review of Research”, *Adv. Space Res.*, 22(3), pp. 415-420 (1998)

http://www.users.globalnet.co.uk/~mfogg/paper1.htm

[2]. Martin Beech, “Terraforming: The Creation of Habitable Worlds”, *Springer* (2009)

[3]. Julio Aprea, Thomas Gordon et al., “Terraforming and Precursor Activities”, *International Space University Masters Program* (2005)

[4]. Robert Zubrin, Richard Wagner, “The Case for Mars: The Plan to Settle the Red Planet and Why We Must”, *Touchstone* (1997)

[5]. Christopher P. McKay, “Bringing Life to Mars”, in The Future of Space Exploration, *Sci. Am. Quarterly*, 10(1), 52-57 (1999)

[6]. Mark Lupisella & John Logsdon, “Do we need a Cosmocentric Ethic?”, *International Astronautical Congress* (1997)

[7]. Robert H. Haynes, “How Might Mars Become a Home for Humans?”, (1993)

http://www.users.globalnet.co.uk/~mfogg/haynes.htm

[8]. Christopher P. McKay and W. Davis, “Duration of Liquid Water Habitats on Early Mars”, *Icarus*, 90, pp. 214-221 (1991)

[9]. http://www.marssociety.org

[10]. Eduardo García Llama, “Terraformación de Marte”, *Astronomía*, II época 139, pp.24-30 (2011)

[11]. J.A. Hiscox, “Biology and the Planetary Engineering of Mars”, in K.R. McMillen (Ed.), The Case for Mars VI, pp. 453-481, *Univelt*, San Diego (2000).

[12]. Michael H. Carr, James Garvin, “Mars Exploration”, *Nature*, vol. 412, pp. 250-253 (2001)

[13]. Donald Rapp, “Human Missions to Mars: Technologies for Exploring the Red Planet”, *Springer-Praxis* (2008)

[14]. Julio Aprea, Thomas Gordon et al., “*Visysphere Mars”*, *International Space University Masters Program* (2005)

[15]. http://mars.nasa.gov/programmissions/

[16]. http://www.nasa.gov/mission_pages/mars/missions/index.html

[17]. http://exploration.esa.int/mars/

[18]. François Forget et al, “Planet Mars-Story of Another World”, *Springer-Praxis* (2008)

[19]. Encyclopedia of the Solar System, *Elsevier Academic Press,* 2nd ed. (2007).

[20]. Nadine Barlow, "Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere", *Cambridge University Press* (2008)

[21]. Jim Bell (ed), "The Martian Surface: Composition, Mineralogy, And Physical Properties", *Cambridge University Press* (2008)

[22]. M.G.Chapman (ed), "The Geology of Mars: Evidence from Earth Based Analogs", *Cambridge University Press* (2007)

[23]. Michael H. Carr, "The Surface of Mars", *Cambridge University Press* (2006)

[24]. Francisco Anguita Virella, "Historia de Marte: mito, exploración y futuro", *Planeta* (1998)

[25]. Robin D. Wordsworth, "The Climate of Early Mars", *Annual Review of Earth & Planetary Sciences,* 44:1–31 (2016).

[26]. Roger J. Phillips et al., "Massive CO_2 Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars", *Science*, vol. 332, 6031, pp.838-841 (2011)

[27]. C.P. McKay, O.B. Toon, and J.F. Kasting, "Making Mars Habitable," *Nature*, 352, pp. 489-496 (1991)

[28]. R.M. Zubrin and C.P. McKay, "Technological Requirements for Terraforming Mars," *JBIS*, 50, pp. 83-92 (1997)

[29]. Christopher P. McKay and Margarita M. Marinova, "The Physics, Biology and Environmental Ethics of Making Mars Habitable", *Astrobiology*, 1, pp. 89-109 (2001)

[30]. Christopher P. McKay, "Planetary Ecosynthesis on Mars: Restoration Ecology and Environmental Ethics", *AAAS* (2008)

[31]. James M. Graham , "The Biological Terraforming of Mars", *Astrobiology*, 4(2), pp. 168-195 (2004)

[32]. R.T. Pierrehumbert, "Principles of Planetary Climate", *Cambridge University Press* (2010)

[33]. Thomas Stocker, "Introduction to Climate Modelling", *Springer* (2011)

[34]. Mark Z. Jacobson, "Fundamentals of Atmospheric Modeling", *Cambridge University Press* (2005)

[35]. José P. Peixoto, Abraham H. Oort, "Physics of Climate", *Springer* (1992)

[36]. Kevin E. Trenberth (ed), "Climate System Modeling", *Cambridge University Press* (1992)

[37]. Ann Henderson-Sellers, Kendal McGuffie, "A Climate Modelling Primer", *John Wiley & Sons*, 3rd ed. (2005)

[38]. Marta Alarcón, M.Carmen Casas, "Meteorologia i clima", *Edicions UPC* (1998)

[39]. Viorel Badescu (ed), “Mars Prospective Energy and Material Resources”, *Springer* (2009)

[40]. Sarah T. Stewart, Francis Nimmo, “Surface runoff features on Mars: Testing the carbon dioxide formation hypothesis”, *Journal of Geophysical Research*, 107(E9), p. 5069, doi:10.1029/2000JE001465 (2002)

[41]. François Forget, James B. Pollack, “Thermal infrared observations of the condensing Martian Polar cap: CO_2 ice temperatures and radiative budget”, *Journal of Geophysical Research*, 101(E7), pp. 16865-16879 (1996)

[42]. Margarita M. Marinova and C.P. McKay, “Radiative-convective model of warming Mars with artificial greenhouse gases”, *Journal of Geophysical Research*, 110(E03002), doi:10.1029/2004JE002306 (2005)

[43]. Peter J. Gierasch and Owen B. Toon, “Atmospheric pressure variation and the climate of Mars”, *Journal of Atmospheric Sciences*, 30, pp.1502-1508 (1973)

[44]. Norbert Schorghofer and Oded Aharonson, “Stability and exchange of subsurface ice on Mars”, *Journal of Geophysical Research*, Vol.110, E05003, doi:10.1029/2004JE002350 (2005)

[45]. Michael T. Mellon, Bruce M. Jakosky, “Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars”, *Journal of Geophysical Research*, Vol.98, E2,, doi: 10.1029/92JE02355 (1993)

[46]. Michael T. Mellon, Bruce M. Jakosky, Susan E. Postawko, ”The persistence of equatorial ground ice on Mars”, *Journal of Geophysical Research*, Vol.102, E8, doi: 10.1029/97JE01346 (1997)

[47]. Susan E. Postawko, William R. Kuhn, “Effect of the greenhouse gases (CO_2, H_2O, SO_2) on Martian paleoclimate”, *Journal of Geophysical Research, Vol. 91, B4, pp. D431-438, (1986)*

[48]. W.C. Feldman, M.T. Mellon et al, “Global distribution of near-surface hydrogen on Mars”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, E09006, doi:10.1029/2003JE002160 (2004)

[49]. A. P. Zent, R. C. Quinn, “Simultaneous adsorption of CO_2 and H_2O under Mars-like conditions and application to the evolution of the Martian climate”, *Journal of Geophysical Research*, 100, 5341 – 5350 (1995)

[50]. A. P. Zent, R. C. Quinn, “Measurement of H_2O adsorption at Mars-like conditions: Effects of adsorbent heterogeneity”, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9085-9096 (1997)

[51]. Stephen M. Clifford, “A Model for the Hydrologic and Climatic Behavior of Water on Mars”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 98, E6, pp.10,973-11,016 (1993)

[52]. S.G. Warren et al, “Spectral albedo and emissivity of CO_2 in martian polar caps: model results”, *Journal Geophysical Research*, vol.95, B9, pp.14717-14741 (1990)

[53]. David E. Smith et al., "The Global Topography of Mars and Implications for Surface Evolution", *Science*, vol 284, pp. 1495-1503 (1999)

[54]. François Forget, Frédéric Hourdin et al, "Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km", *Geophysical Research*, vol. 104, pp.24155-24176, doi: 10.1029/1999JE001025 (1999)

[55]. https://en.wikipedia.org/wiki/Hess's_law

[56]. https://en.wikipedia.org/wiki/Standard_enthalpy_of_formation

[57]. http://www.wiredchemist.com/chemistry/data/bond_energies_lengths.html

[58]. http://webbook.nist.gov/chemistry/

[59]. IPCC (2007), "La protección de la capa de ozono y el sistema climático mundial: Cuestiones relativas a los hidrofluorocarbonos y a los perfluorocarbonos"

[60]. Jasper K. Kok, Eric J.R. Parteli et al., "The physics of wind-blown sand and dust", *Reports on Progress in Physics*, vol. 75, 106901, 2012

[61]. David Mulholland, "Dust lifting and associated processes in present and past Martian climates", *Department of Physics, University of Oxford*, 2010

[62]. Charles S. Cockell, David C. Catling, C.P. McKay et al., "The Ultraviolet Environment of Mars: Biological Implications Past, Present and Future", *Icarus* 146, 342-359 (2000)

[63]. Curtis F. Gerald, Patrick O. Wheatley, "Análisis numérico con aplicaciones", *Pearson-Prentice Hall* (2001)

[64]. Won Y. Yang, Wenwu Cao et al, "Applied numerical methods using Matlab", John Wiley & Sons (2005)

[65]. Richard Haberman, "Ecuaciones en derivadas parciales", *Pearson Educación,* 2ª ed. (2003)

[66]. R. Byron Bird, Warren E. Stewart, Edwin N. Lightfoot, "Transport Phenomena", *John Wiley & Sons*, 2nd ed. (2002)

[67]. F.P. Incropera, D.P. DeWitt, T.L. Bergman, A.S. Lavine, "Fundamentals of Heat and Mass Transfer", *Wiley*, 6th ed. (2006)

[68]. S.J. Gregg, K.S.W. Sing, Adsorption, "Surface Area and Porosity", *Academic Press* (1982)

[69]. J.U. Keller, R. Staudt, "Gas Adsorption Equilibria", *Springer* (2005)

[70]. Troy Lee Hudson, "Growth, diffusion, and loss of subsurface ice on Mars : experiments and models", *Dissertation (Ph.D.), California Institute of Technology* (2008)

http://resolver.caltech.edu/CaltechETD:etd-05022008-154254

[71]. Norbert Schorghofer, “Temperature response of Mars to Milankovitch cycles”, *Geophysical research letters*, vol.35, L18201, doi:10.1029/2008GL034954 (2008)

[72]. http://mola.gsfc.nasa.gov/index.html

[73]. International Atomic Energy Agency (IAEA) (2006), “Nuclear power reactors in the world”

[74]. http://spacescience.arc.nasa.gov/mars-climate-modeling-group/