

THE ASTROPHYSICAL JOURNAL

# Carbon Cycle Instability for High-CO<sub>2</sub> Exoplanets: Implications for Habitability

---

R. J. Graham<sup>1</sup> and R. T. Pierrehumbert<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geophysical Sciences, University of Chicago, 5734 S Ellis Ave. Chicago, IL 60637, USA;

<sup>2</sup> Department of Atmospheric, Oceanic, and Planetary Physics, University of Oxford, Clarendon Laboratory,  
Parks Rd. Oxford, OX1 3PU, UK

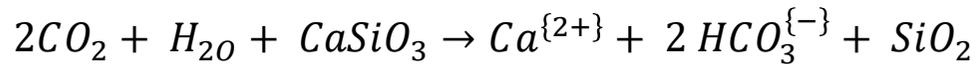
汇报人：王胤杰

2024年7月31日

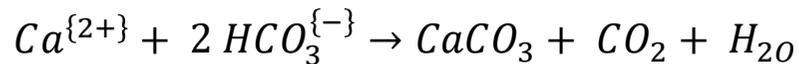
经典的宜居带（HZ）隐含了这样一种假设：碳酸盐-硅酸盐循环调节大气中的二氧化碳分压（pCO<sub>2</sub>），具有陆地和地表水的系外行星上，不同的恒星辐射下维持宜居性。

雨水和气态二氧化碳生产碳酸（H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>）

雨水pH值大约为5.6，碳酸可以溶解硅酸盐、碳酸盐岩石：

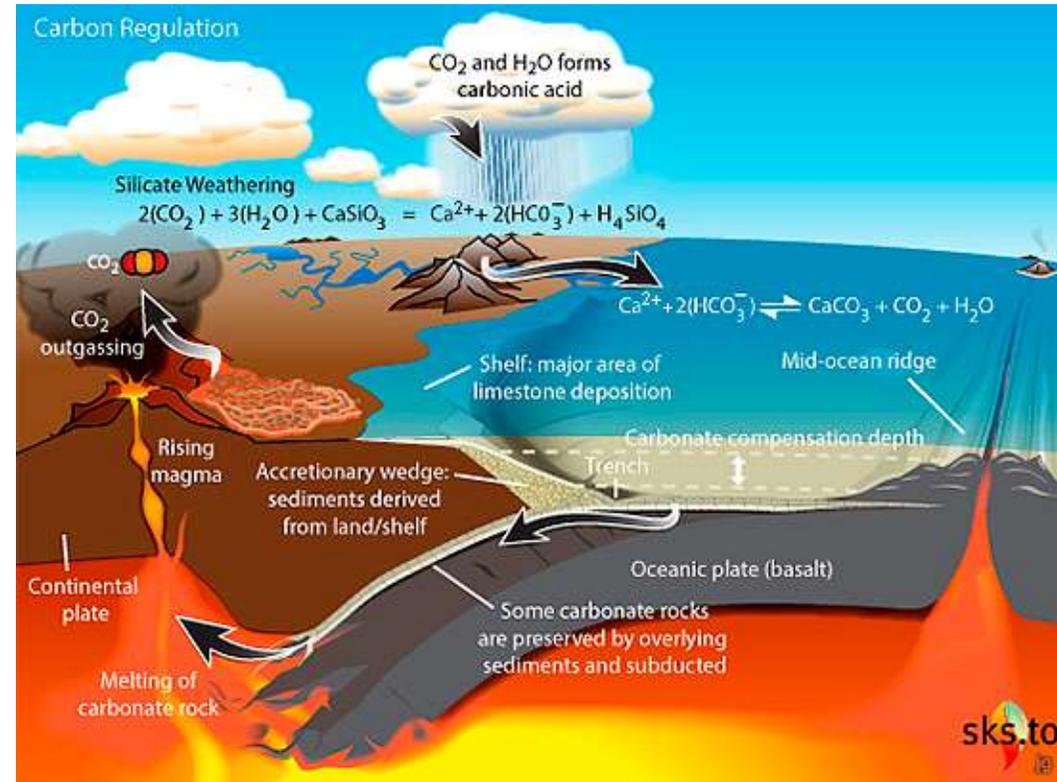
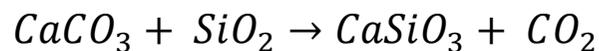


河流径流将这些产物带入海洋，海洋钙化生物使用Ca<sup>2+</sup>和HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>构建的壳和骨骼，碳酸盐沉淀：



壳和骨骼中的碳酸钙（CaCO<sub>3</sub>）在海洋生物死亡后沉入海底

一些可能被带入深地幔，与二氧化硅（SiO<sub>2</sub>）反应为硅酸钙（CaSiO<sub>3</sub>）和二氧化碳（CO<sub>2</sub>），通过火山活动等返回大气：



地球上99.6%的碳封存在长期岩石储库中，只有0.002%的碳存在于生物圈中。

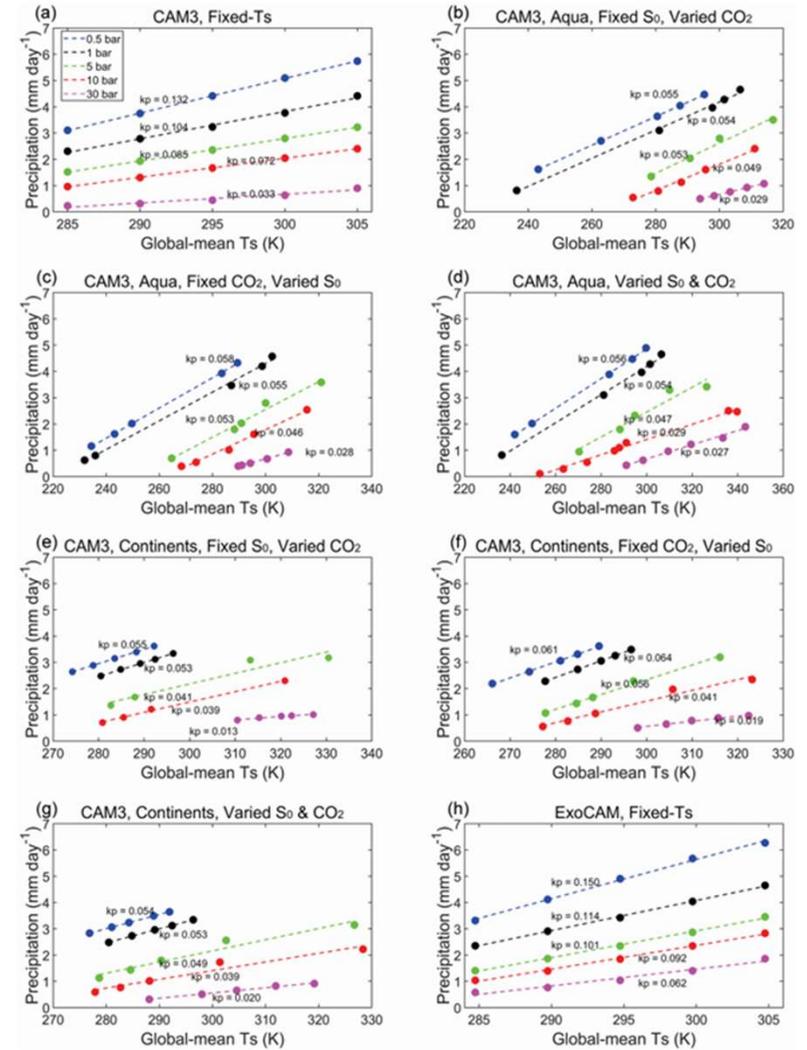
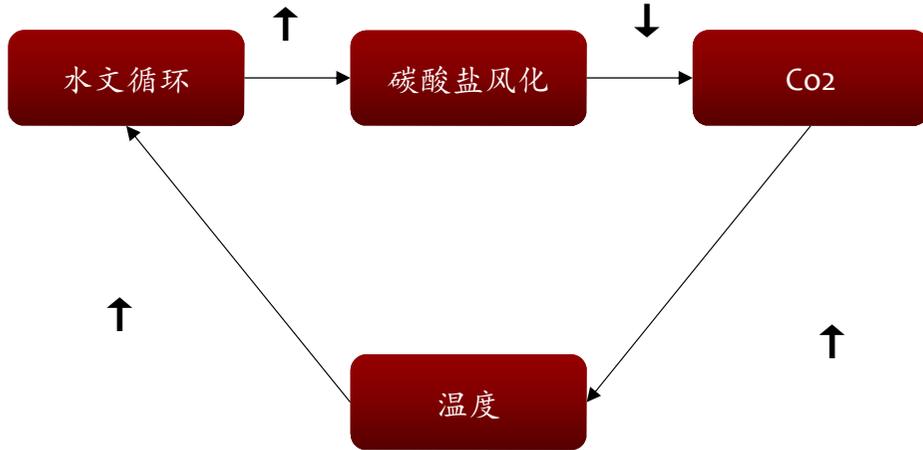
一个未解的问题：硅酸盐风化是否能够在HZ外缘稳定气候？

辐射比太古宙时期还低，大气中可能以CO<sub>2</sub>为主。

风化产物通过水的作用从陆地运送到海洋，硅酸盐风化与水文循环密切相关

地球与不同的模拟系外行星气候条件下的条件下，水文循环在更高的温度下增强

类似地球的假设-一个负反馈过程



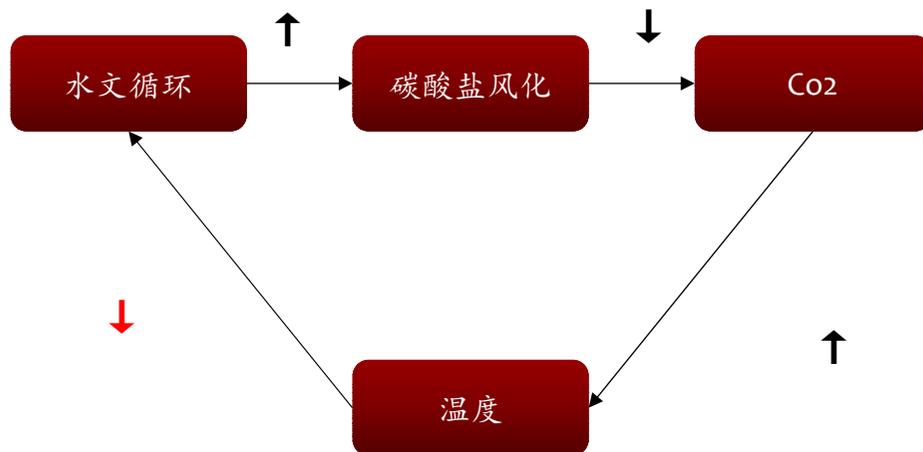
(Xiong et al. 2022)

考虑风化后低恒星辐射和高pCO<sub>2</sub>全球气候模型模拟结果：全球蒸发和降水会随着pCO<sub>2</sub>和温度的增加而减少（反直觉的）

风化会随着pCO<sub>2</sub>的增加而减少（正反馈的）

不稳定的碳循环，可能会导致CO<sub>2</sub>的失控积累或减少到更冷（可能是雪球地球）的条件

### 实际模拟



虽然该系统的行为尚未完全绘制出来，但结果表明硅酸盐风化可能无法在名义HZ的外缘维持宜居条件

### 降水-气候耦合与能量限制

一个被低估的因素是将水蒸发到大气中的能量成本对全球降水率的限制。这种限制来自地表能量预算的稳态表示：

$$[S_{\text{abs}} = H_{\text{rad,sens}} + L]$$

其中：

- $S_{\text{abs}}$  是地表吸收的日照量，
- $H_{\text{rad,sens}}$  是长波（红外）和显热（干燥湍流）对地表的综合加热/冷却通量，
- $L$  是地表的潜热通量（与蒸发相关）。

### CO<sub>2</sub>浓度对能量平衡的影响

- 提高CO<sub>2</sub>浓度增加边界层中的水蒸气积聚，抑制地表的长波冷却，增加边界层的稳定性。
- 这些效应会减小  $H_{\text{rad,sens}}$  的大小，增加蒸发通量（ $L$ ），进而增加全球平均降水量。

### 极端情况下的能量分配

- 足高温：潜热通量占据方程右侧的主导地位，几乎所有的入射辐射都用于驱动蒸发。

## 使用的模型:

## 1. Isca GCM框架:

1. 使用伪谱动力核心在球面上求解静力压力坐标原始方程。
2. 水平分辨率为T42 (64个纬度, 128个经度), 垂直有40个sigma-压力层。



## 2. 对流和配置:

1. 使用简单的Betts-Miller对流松弛方案 (Betts & Miller, 1993)。
2. 使用桶式水文配置来控制蒸发, 仿照Manabe (1969) 的土壤处理方法。
3. 边界层通量使用默认的Monin-Obukov方案处理 (如Frierson等, 2006)。

## 3. 陆地和海洋配置:

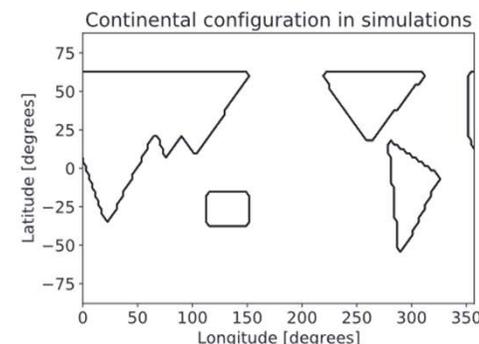
1. 模拟中的陆地配置包括现代大陆的简化、无地形的多边形表示。
2. 使用薄片海洋配置, 将混合层深度减少至10米, 以加速模拟的能量稳态收敛。
3. 所有模拟的倾角和偏心率设置为零, 没有季节循环, 昼长均为24小时, 特定于类似地球的快速旋转行星。

## 4. 无云假设:

1. 当前实现是无云的, 避免云反馈的不确定性。
2. 高CO2条件下低层高反照率水云预计会显著减少, 减少了简化的严重性。

## 5. 辐射传输:

1. 使用SOCRATES代码, 采用相关k方法求解平行平面、双流近似辐射传输方程。
2. 高辐照量、低pCO2模拟使用UK Met Office的标准光谱文件; 高pCO2模型配置使用NASA GISS的ROCKE-3D数据库中的光谱文件。



## 实验设计:

## 1. 低pCO2模拟:

1. N2为主的大气, 地表压力为1个大气压, CO2浓度为200、300和400 ppmv, TOA辐照量为 $S = 1250 \text{ W m}^{-2}$ 。

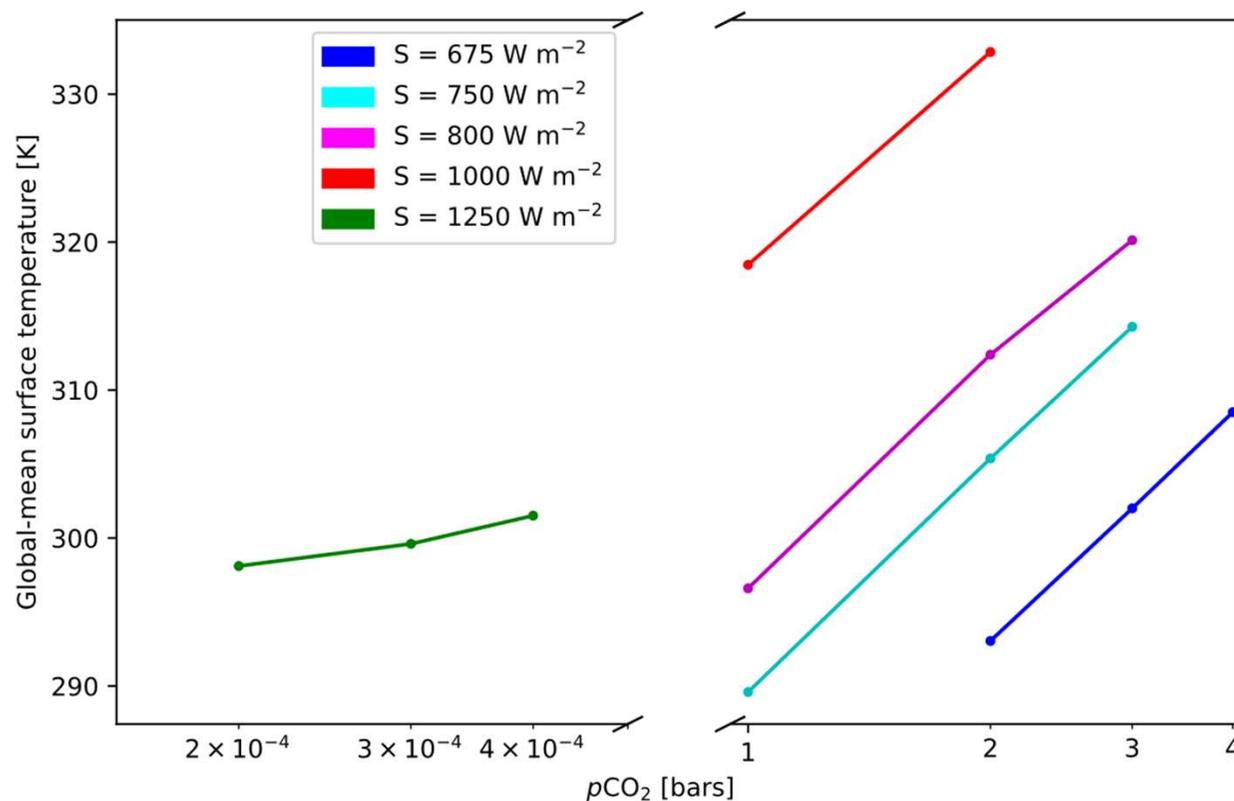
## 2. 高pCO2模拟:

1. TOA亚恒星短波辐照量为 $S = 675、750、800$ 或 $1000 \text{ W m}^{-2}$ , CO2分压为1、2、3或4个大气压。
2. 大气H2O含量由Isca的水文循环决定。

## 3. 模拟运行:

1. 每次模拟运行直到TOA和地表能量通量平衡在<1%内, 然后至少再运行一年, 结果来自每次模拟最后一年数据的平均值。

High  $p\text{CO}_2$  simulations display greater ECS, as expected

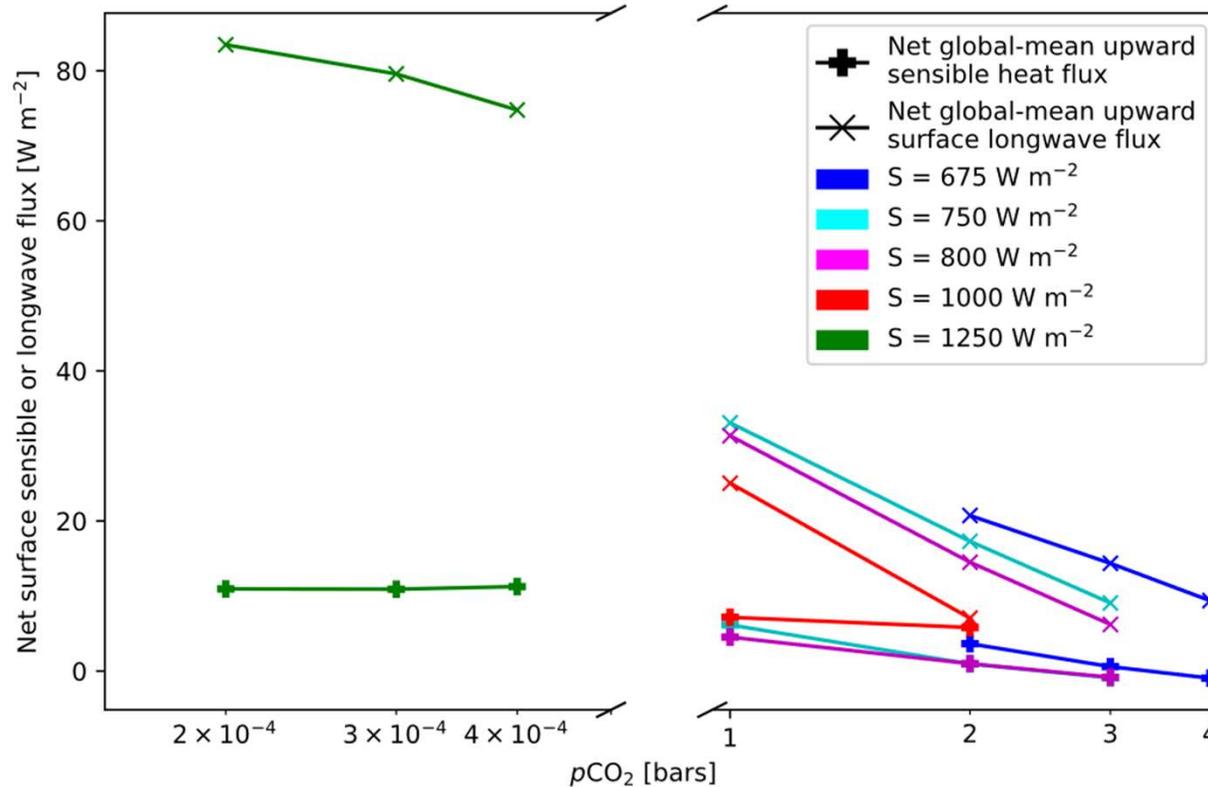


全球平均表面温度作为 $p\text{CO}_2$ 在各种辐照量 $S$ 下的函数

低 $p\text{CO}_2$ 、高辐照量模拟显示ECS为**3.4 K**，接近现代地球的估计值（1.5–4.5 K）

高 $p\text{CO}_2$ 、低辐照量模拟由于 $\text{CO}_2$ 的自增宽效应，所有ECS值均约为**15 K**

Surface sensible and longwave fluxes are throttled under high  $p\text{CO}_2$ , low instellation conditions

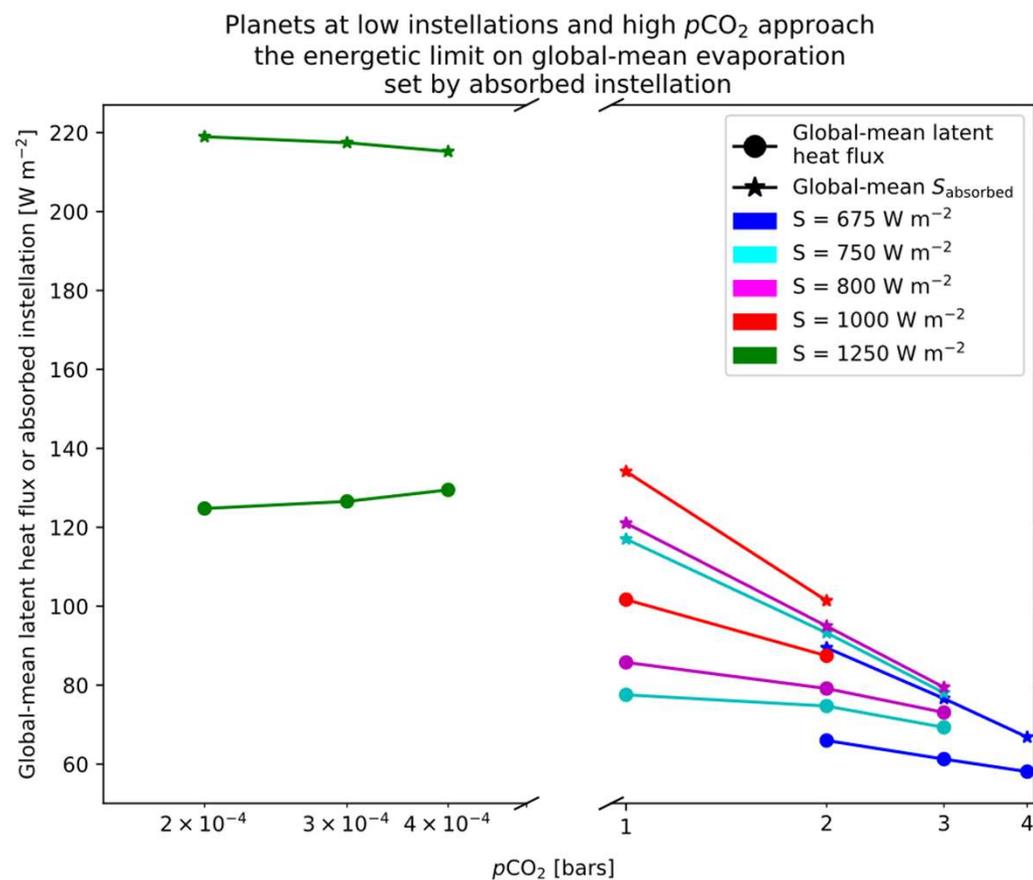


净向上显热或长波热通量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) 作为各种辐照量  $S$  下的  $p\text{CO}_2$  的函数

低  $p\text{CO}_2$ , 显热通量 (x) 随  $p\text{CO}_2$  变化不大

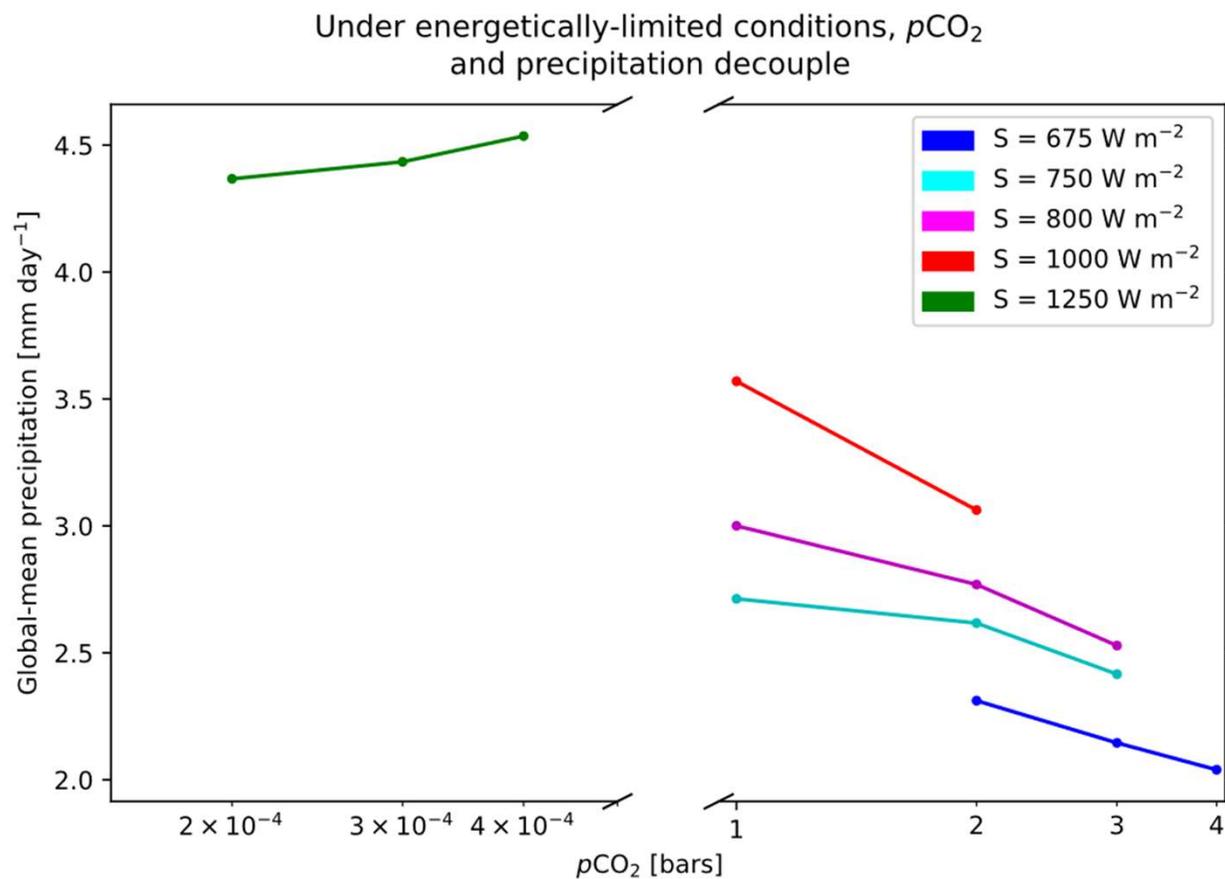
高  $p\text{CO}_2$  模拟, 显著下降, 甚至在某些情况下变为负值

对于低  $p\text{CO}_2$  和高  $p\text{CO}_2$  模拟, 长波通量 (+) 随着  $\text{CO}_2$  的增加而减少, 这是预期的



$$S_{\text{abs}} = H_{\text{rad,sens}} + L$$

全球平均吸收的辐照量和全球平均向上的潜热通量作为 $p\text{CO}_2$ 在各种条件下的函数  
 低 $p\text{CO}_2$ 、高辐照量模拟，潜热通量（○）随着 $p\text{CO}_2$ 增加而增加，但仍远低于吸收的辐照量（★）  
 高 $p\text{CO}_2$ 、低辐照量模拟，其吸收的辐照量大部分用于蒸发的潜热

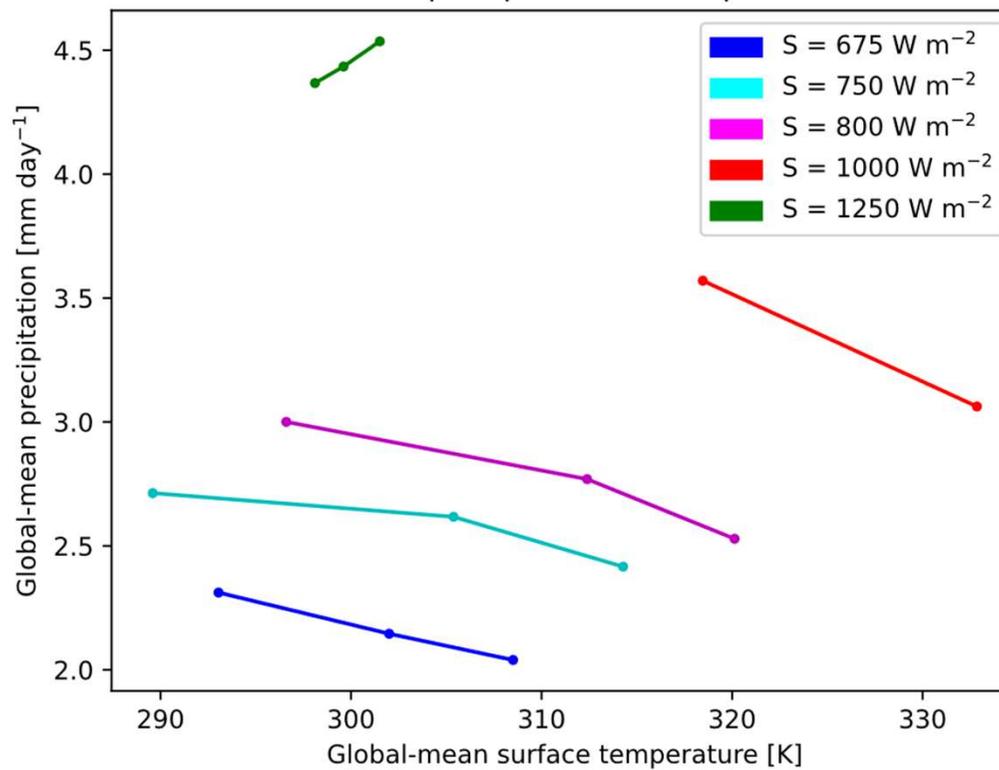


$p\text{CO}_2$ 与全球平均降水量的关系

低 $p\text{CO}_2$ 、高辐照量模拟，降水量随 $p\text{CO}_2$ 增加而增加

高 $p\text{CO}_2$ 、低辐照量模拟，吸收的辐照量大部分用于驱动蒸发，降水量随 $p\text{CO}_2$ 增加而减少

Under energetically-limited conditions,  
global-mean surface temperature  
and precipitation decouple



全球平均表面温度与全球平均降水量的关系

低pCO<sub>2</sub>、高辐照量模拟，降水量随着表面温度的升高而增加

高pCO<sub>2</sub>、低辐照量模拟，吸收的辐照量大部分用于驱动蒸发的情况下，降水量随着温度的升高而减少

# Introduction

# Method

# Precipitation

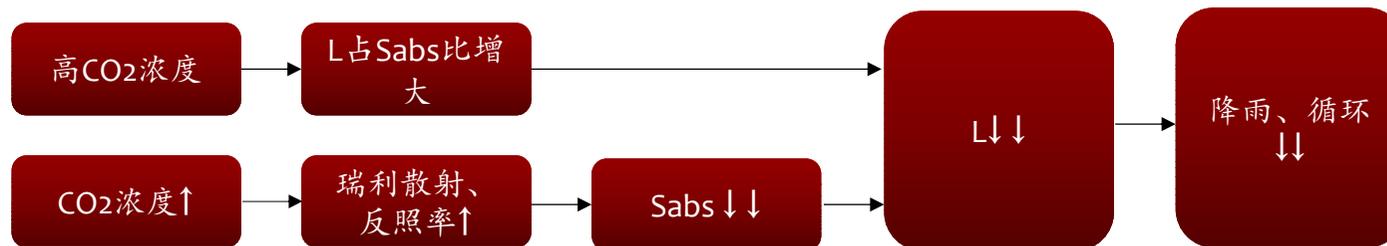
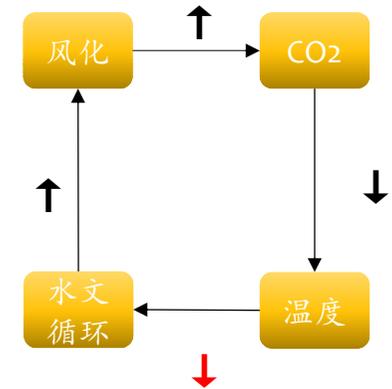
# Weathering

# Carbon Cycle

# Conclusion

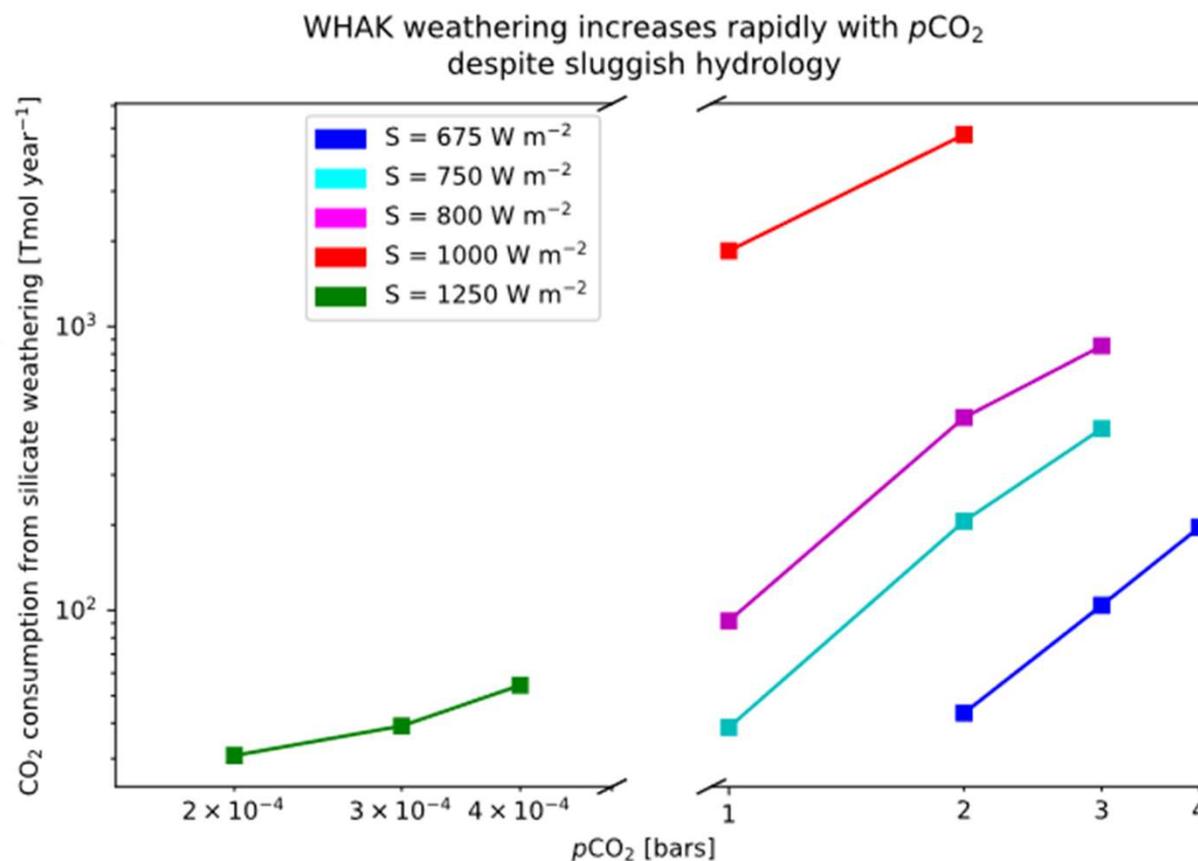
特性	低pCO2, 高辐照量	高pCO2, 低辐照量
行为一致性	与地球气候模拟预期一致	不同于地球气候模拟
全球平均表面潜热通量	随pCO2增加呈正趋势	随pCO2增加而减少
地表向上的长波辐射通量	随pCO2增加呈负趋势	随pCO2增加而减少
降水量	随pCO2增加呈正趋势	随pCO2增加而减少
潜热通量增加率	1.1% K-1, 略低于地球模拟中值 1.7% K-1	减少
总能量吸收 (Sabs)	略有减少	大幅减少, 反照率增加
潜热通量与Sabs关系	潜热通量远低于Sabs设置的极限	大部分Sabs用于蒸发, 高达92%
长波通量变化	从200 ppmv到400 ppmv减少8.7 W m-2	随pCO2增加减少, 甚至变为负值
显热通量变化	变化很小	显著减少, 甚至变为负值
降水率	增加	随pCO2增加而减少, 表面温度升高反而降水率下降
反照率变化	无显著变化	从0.16-0.17增到0.26-0.27 (3 bar)
表面温度变化	上升	显著上升

$$S_{\{abs\}} = H_{\{rad,sens\}} + L$$



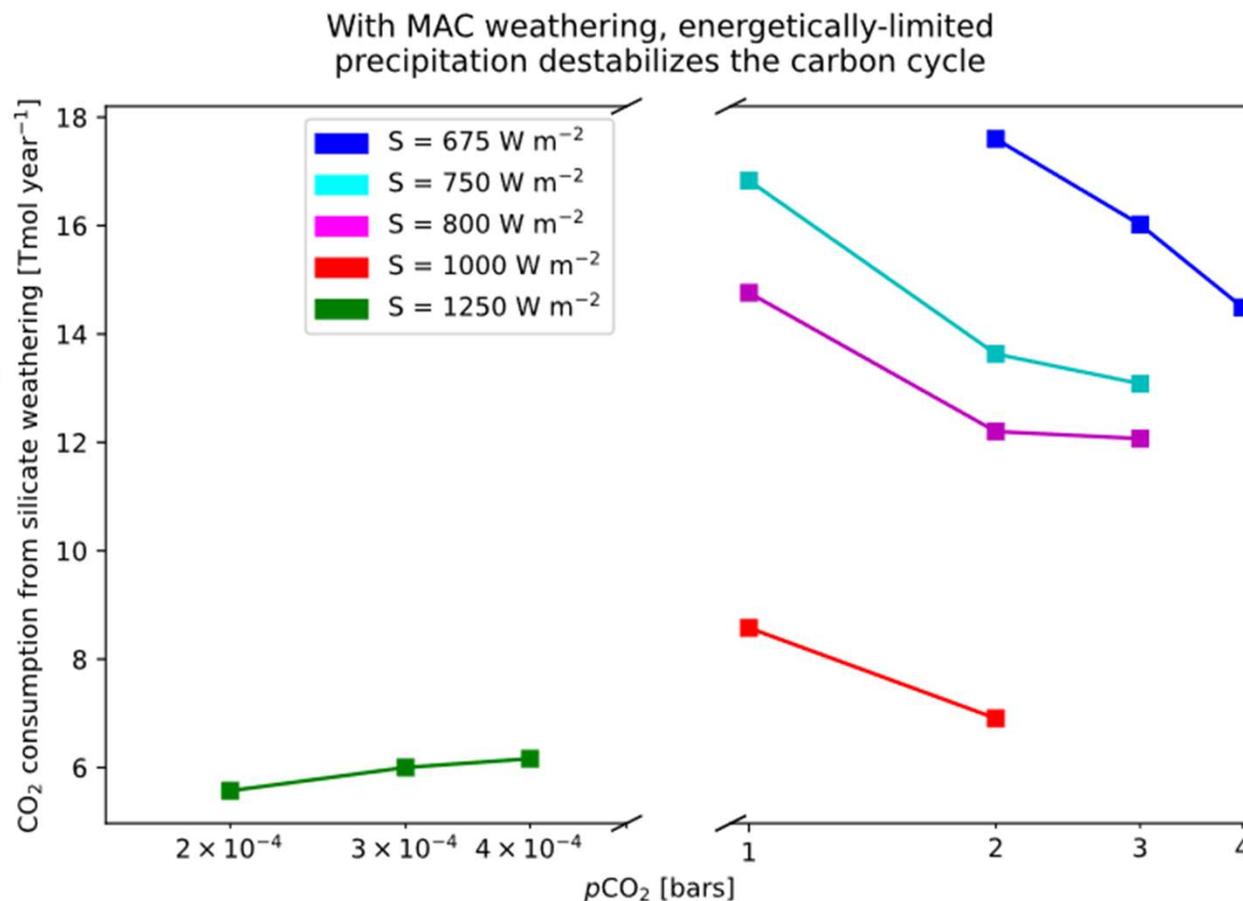
特性	WHAK 风化模型	MAC 风化模型
主要参考文献	Walker et al. (1981)	Maher & Chamberlain (2014)
模型基础	以硅酸盐溶解的动力学限制为基础	考虑风化区内粘土形成的影响
风化速率的限制因素	硅酸盐溶解的动力学过程	水流通过风化区的速率
温度依赖性	指数温度依赖性	温度和水流速率的复合依赖性
CO2依赖性	以pCO2的幂律依赖性表示	风化产物最大浓度取决于化学平衡
公式表示	$F_{\text{sil}} = \frac{W_{\text{ref}}}{\gamma_{\text{Earth}} \times 4\pi R_{\text{Earth}}^2} \times \exp\left(\frac{T - T_{\text{ref}}}{T_c}\right) \left(\frac{p\text{CO}_2}{p\text{CO}_{2,\text{ref}}}\right)^B$	$F_{\text{sil}} = \frac{\alpha}{[k_{\text{eff}}]^{-1} + mA t_s + \alpha [qC_{\text{eq}}]^{-1}}$
主要参数	<p>W_ref: 风化速率常数</p> <p>B: 风化速率对CO2分压变化的敏感度指数</p> <p>Te: 地表温度</p>	<p>α: 综合常数, A: 暴露面积,</p> <p>k_eff: 有效风化速率常数</p> <p>t_s: 接触时间, q: 水流量, C_eq: 平衡浓度</p>
参数值的来源	实验室溶解实验结果	结合了地球化学数据和水文模型
运行环境	广泛用于零维、单维和三维气候模型	适用于地球类系外行星的全球平均和局地模型
气候反馈机制	负反馈, 通过温度和CO2加速风化, 调节碳循环	负反馈在低pCO2下有效, 高pCO2可能变为正反馈
水文的敏感性	较小, 主要受温度和CO2影响	高, 对水流速率和降水变化非常敏感
潜在的不稳定性	稳定性较高, 风化速率随温度和CO2增加而增加	在高pCO2、低辐照量条件下可能导致碳循环的不稳定
地理和地质因素的考虑	考虑了全球平均的地质和气候因素	强调局地地质和水文条件的影响
对风化产品浓度的处理	风化产物浓度不直接考虑	风化区内风化产物达到最大化学平衡浓度的影响
模型简化假设	忽略了粘土形成对风化的抑制作用	考虑了粘土形成对风化速率的限制
适用范围	适用于一般的气候模拟	特别适用于研究水文条件对风化影响的行星气候模拟

$$F_{\text{sil}} = \frac{W_{\text{ref}}}{\gamma_{\text{Earth}} \times 4\pi R_{\text{Earth}}^2} \times \exp\left(\frac{T - T_{\text{ref}}}{T_e}\right) \left(\frac{p\text{CO}_2}{p\text{CO}_{2,\text{ref}}}\right)^3$$



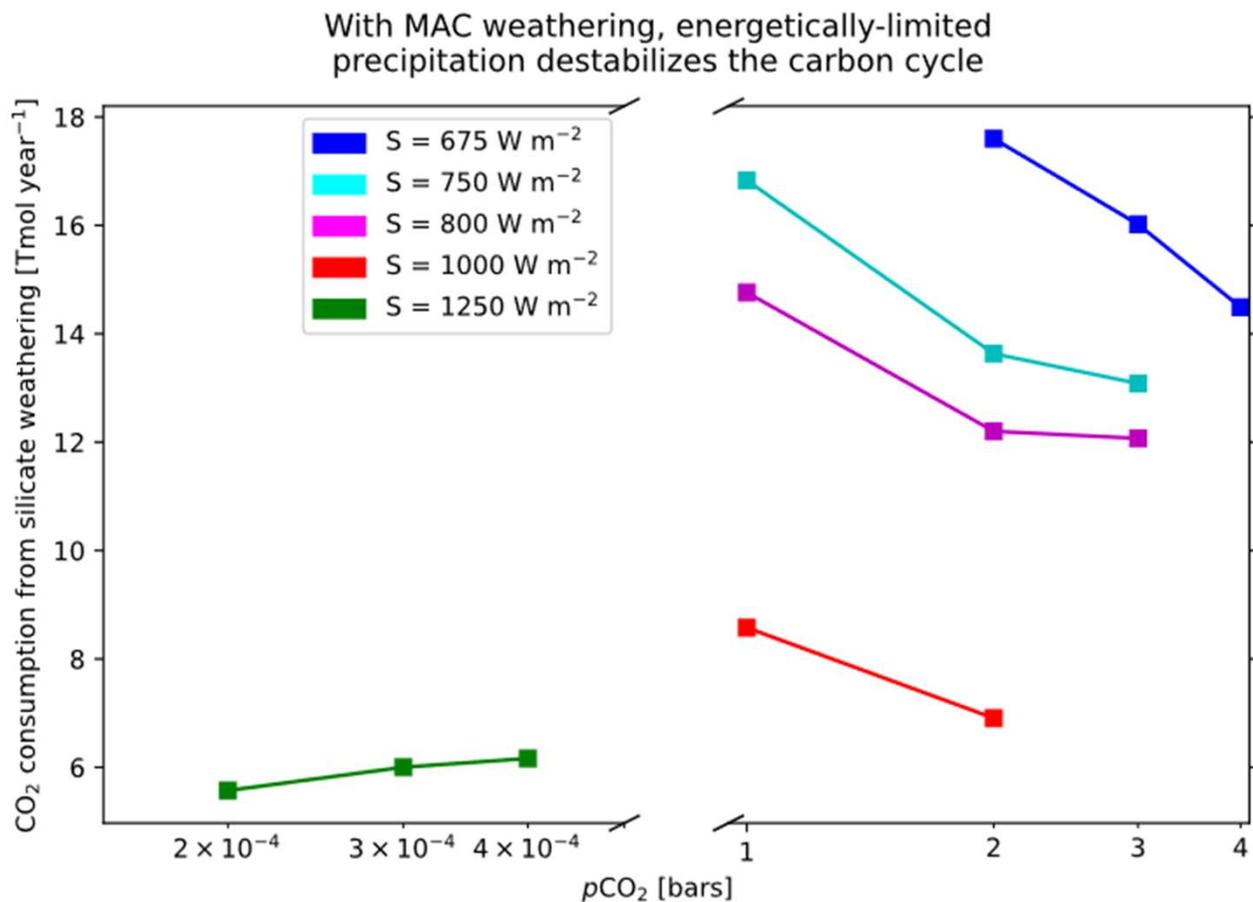
全球 WHAK 风化速率 (Tmol yr $^{-1}$ ) 与不同  $p\text{CO}_2$  值之间的关系，针对多种辐射量进行计算  
 风化通量根据 WHAK 公式 (方程式 (3)) 进行计算  
 对于所有的模拟，随着  $\text{CO}_2$  的增加，风化速率都在增加。

$$F_{\text{sil}} = \frac{\alpha}{[k_{\text{eff}}]^{-1} + mAt_s + \alpha[qC_{\text{eq}}]^{-1}}$$



标准参数值的全球MAC风化速率 (Tmol yr<sup>-1</sup>) 与不同 pCO<sub>2</sub> 值之间的关系, 针对多种辐照量进行计算  
 风化通量根据 MAC 公式 (方程 (4)) 进行计算  
 低 pCO<sub>2</sub> 模拟, 风化速率随着 CO<sub>2</sub> 的增加而增加; 高 pCO<sub>2</sub> 模拟, 风化速率随着 CO<sub>2</sub> 的增加而减少

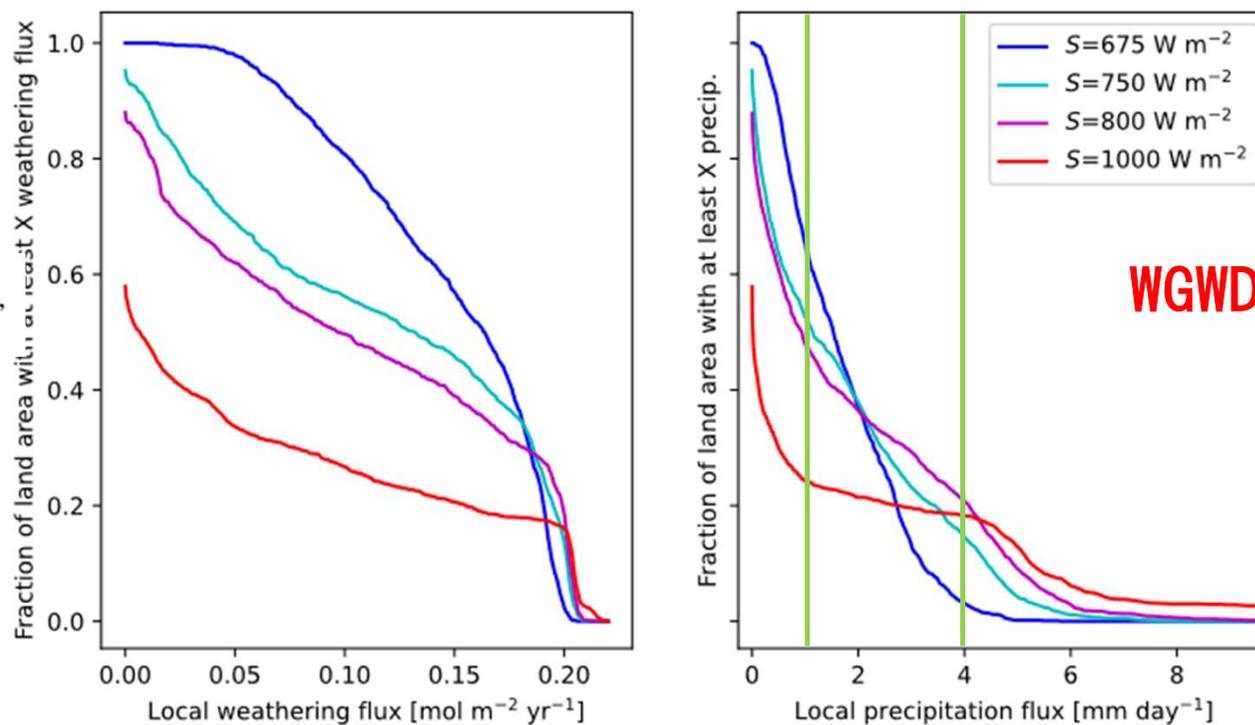
$$F_{\text{sil}} = \frac{\alpha}{[k_{\text{eff}}]^{-1} + mAt_s + \alpha[qC_{\text{eq}}]^{-1}}$$



高 pCO<sub>2</sub> 模拟中，CO<sub>2</sub> 保持恒定时，全球风化速率随着辐照量的增加而下降与直觉相反，**表面温度和降水量的增加**，这些因素应风化速率的上升

Expanding deserts can reduce silicate weathering under increasing instellation

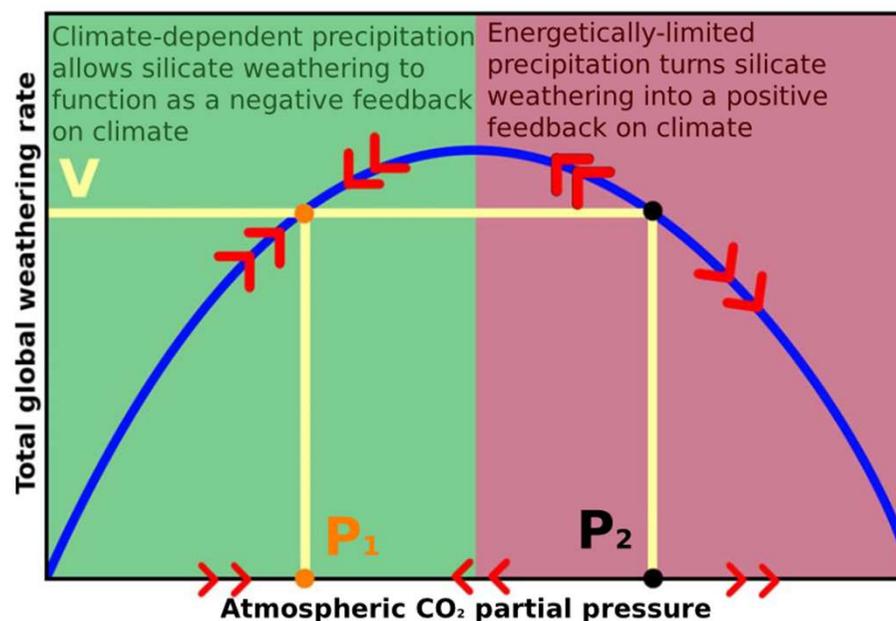
$$F_{\text{sil}} = \frac{\alpha}{[k_{\text{eff}}]^{-1} + mAt_s + \alpha[qC_{\text{eq}}]^{-1}}$$



WGWDGD效应

MAC风化（左）和降水（右）的空间分布变化，伴随TOA辐照量的增加, pCO<sub>2</sub> = 2bar  
 曲线的y值表示具有至少与相应x轴值一样多的风化通量（左）或降水量（右）的陆地比例  
 S的增加，总降水量增加，但总风化速率却减少，因为获得有效降水的陆地面积减少

## Energetically-limited precipitation introduces bifurcation and hysteresis into the carbon cycle



碳循环中鞍节点分叉的示意图

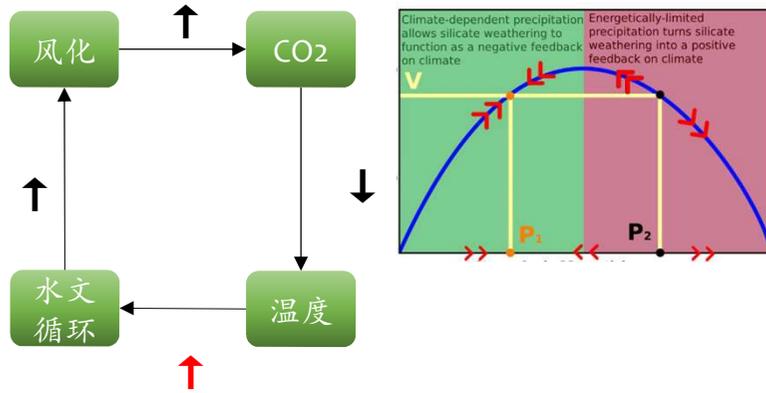
蓝色曲线表示全球风化速率随pCO<sub>2</sub>的变化

绿色区域，风化随pCO<sub>2</sub>（和表面温度）增加而增加；红色区域，风化随pCO<sub>2</sub>（和表面温度）增加而减少  
 当pCO<sub>2</sub>等于P<sub>1</sub>（橙色）和pCO<sub>2</sub>等于P<sub>2</sub>（黑色）时，风化速率与逸出速率（V）相等  
 P<sub>1</sub>平衡稳定，风化起到负反馈，P<sub>2</sub>平衡不稳定，硅酸盐风化表现出正反馈

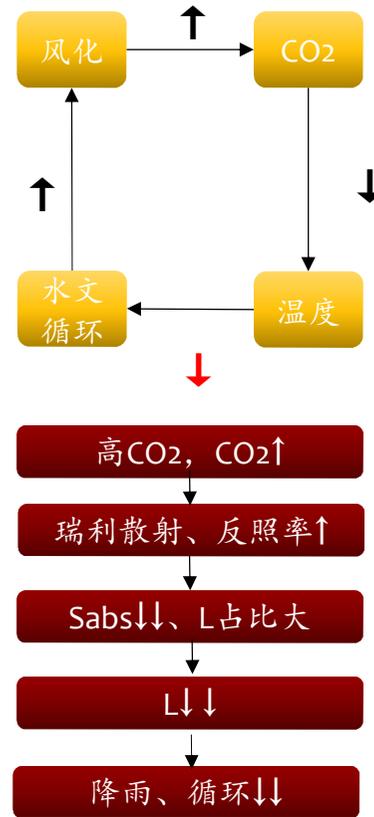
### 研究步骤



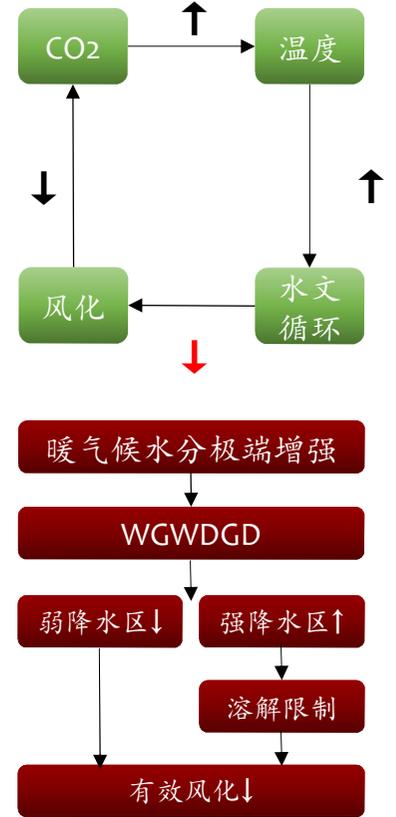
### 稳定负反馈



### CO<sub>2</sub>升高时



### 辐射升高时



不足以得出地球化学宜居带相对于传统宜居带收缩的结论：海底风化？云？岩性？自转？  
确实揭示了传统宜居带外缘宜居性可能失效的机制

**感谢大家的倾听!**

THANK YOU FOR YOUR LISTENING!