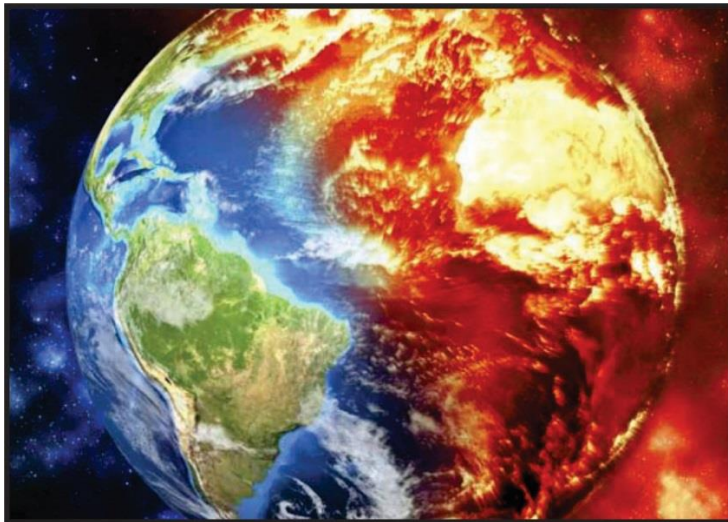




ENTENDER O CLIMA E SEU AQUECIMENTO



Iran Carlos Stalliviere Corrêa
CECO/PGGM/IGEO/UFRGS

(Imagem da capa: Mudança Climática: uma grande ameaça global. Fonte: <https://ocombatente.com/wp-content/uploads/2020/05/2019-03-16-mudancas-climaticas-a-maior-ameaca-ao-planeta-780x408-1.jpg>)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CENTRO DE ESTUDOS DE GEOLOGIA COSTEIRA E OCEÂNICA

PROGRAMA DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA MARINHA



Furacão Catarina visto da ISS em 26 de março de 2004 | NASA
(fonte: <https://metsul.com/wp-content/uploads/2023/07/CATARINA-scaled.jpg>)

***ENTENDER O CLIMA E SEU
AQUECIMENTO***

Iran Carlos Stalliviere Corrêa

2024

Prof. Iran Carlos Stalliviere Corrêa
Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica
Departamento de Geodésia
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

C824e Corrêa, Iran Carlos Stalliviere
Entender o clima e seu aquecimento.
Iran Carlos Stalliviere Corrêa - Porto Alegre:
CECO/PGGM/IGEO/UFRGS, 2024.
[142 f.] il.

ISBN: 978-65-00-90322-5

1. Gases de efeito estufa. 2. Aquecimento Global. 3.
Variação do nível do mar. 4. Mitigação. I. Título.

CDU 551.5

Catálogo da Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

Programa de Geologia e Geofísica Marinha



Mudanças climáticas

(fonte: <https://t.ctcdn.com.br/rUsknaAqZoaR8HMcVyilvkocjAs=/1024x576/smart/i635691.jpeg>)

ENTENDER O CLIMA E SEU AQUECIMENTO

2024

Iran Carlos Stalliviere Corrêa



Reitor
Carlos André Bulhões Mendes

Vice-Reitora
Patrícia Helena Lucas Pranke

Diretor do Instituto de Geociências
Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Vice-Diretora do Instituto de Geociências
Tatiana Silva da Silva

Projeto Livro Didático

Projetado e elaborado pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica

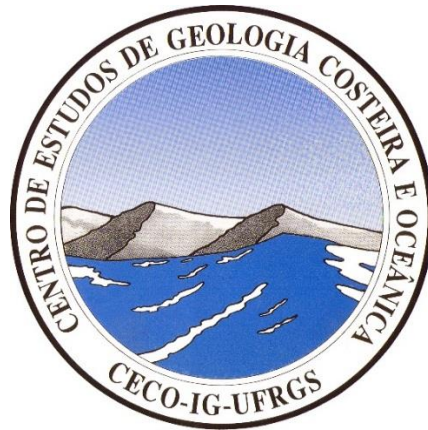
Diretor: María Alejandra Gomez Pivel
Vice-Diretora: Maria Luiza Correa da Camara Rosa

2024

**Segundo a lei nº 9610/98 e o Código Penal no Artigo 184, é vedada a reprodução, por qualquer meio, desta apostila didática, sendo somente permitida com autorização do professor-autor.
A cópia não autorizada é punível com sanções administrativas e penais.**

SUMÁRIO

Apresentação	8
I. INTRODUÇÃO	10
1.1. O que é e como se pode conceituar o clima? Qual é a diferença entre clima e meteorologia?	10
1.2. De onde vem o calor? O que é radiação?	15
1.3. Qual é o balanço de radiação? O que é efeito estufa?	19
1.4. O que é aquecimento global? O que são gases de efeito estufa?	22
1.5. Algumas respostas às questões relativas ao efeito estufa.	28
II. VARIÁVEIS CLIMÁTICAS	32
2.1. História e medição	32
2.2. As diferentes escalas climáticas	39
2.3. Circulação atmosférica geral	47
2.4. Tipos de climas ao redor do mundo	52
2.5. Modelagem climática	58
III. EVOLUÇÃO DO CLIMA	66
3.1. Como o clima mudou no passado? Quais são as técnicas para reconstruir as mudanças climáticas?	66
3.2. Quais são as causas naturais das variações do clima no passado	73
3.3 Qual a influência do homem nas mudanças climáticas	79
IV. CONSEQUÊNCIAS DO AQUECIMENTO GLOBAL	87
4.1. Consequências do aquecimento global observado na criosfera e aumento do nível do mar	87
4.2. Consequências do aquecimento global no mundo	94
4.3. Consequências do aquecimento global no Mediterrâneo e na América do Sul	99
4.4. Consequências do aquecimento global: efeito sobre as cidades	103
4.5. Consequências do aquecimento global na sociedade e no Estado	108
4.6. Política climática internacional	111
4.7. Por que as negociações climáticas são complicadas	116
4.8. Como devemos agir sobre o aquecimento global?	118
4.9. Quais as medidas já tomadas? Elas funcionaram?	120
V. O QUE FAZER PARA CONTER A CRISE CLIMÁTICA?	123
5.1. Transição energética	123
5.2. Quais são os diferentes tipos bem como os freios, da transição	126
VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	133
VII. ABREVIATURAS	136
VIII. GLOSSÁRIO	138



APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de atender às necessidades dos alunos da **Área de Concentração em Geologia Marinha, do Programa de Pós-Graduação em Geociências**, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), é que foi organizada esta coletânea de informações referentes a notas de aulas, de artigos científicos, de relatórios de Instituições, de palestras elaboradas durante quase cinquenta anos de magistério.

A elaboração deste trabalho não tem o intuito de compará-lo a um livro didático e científico e sim apenas um complemento para os alunos, no acompanhamento das aulas e, também, para futuras consultas, já que o conhecimento do **Clima e de seu aquecimento**, é uma ferramenta que contribui notavelmente para a interpretação e compreensão do que está ocorrendo com o clima no Globo Terrestre.

As mudanças climáticas são transformações a longo prazo nos padrões de temperatura e clima. Essas mudanças podem ser de origens naturais, como por meio de variações no ciclo solar. Mas, desde 1800, as atividades humanas têm sido o principal impulsionador das mudanças climáticas, principalmente devido à queima de combustíveis fósseis como carvão, petróleo e gás. A queima desses combustíveis fósseis gera emissões de gases de efeito estufa, que agem como um grande cobertor em torno da Terra, retendo o calor do sol e aumentando as temperaturas. Os principais gases de efeito estufa, que estão causando mudanças climáticas, incluem dióxido de carbono e metano, que são oriundos do uso da gasolina, para movimentar veículos ou carvão, para aquecimento residencial ou obtenção de energia elétrica, por exemplo. O desmatamento de florestas também pode liberar dióxido de carbono. Aterros para lixo são uma das principais fontes de emissões de metano. Energia, indústria, transporte, edificações, agricultura e uso da terra estão entre os principais emissores.

Neste alfarrábio pretende-se apresentar o clima e os efeitos naturais ou antrópicos que ocasionam o seu aquecimento e propor prováveis soluções para que as metas estabelecidas em acordos internacionais possam ser atingidas.

Expresso aqui o meu mais profundo agradecimento ao **Prof. Dr. Luiz Roberto Silva Martins** (*in memoriam*), meu Mestre e Professor, o qual me ensinou os primeiros passos na área da Geologia Marinha e que me fez gostar desta ciência tornando-me, mais tarde, professor da mesma. Agradeço a ele também, pelas inúmeras oportunidades que me deu em participar de inúmeras Operações Oceanográficas, tanto no Brasil como fora dele, e o de coordenar algumas delas. Me incentivou e me apoio quando recebi convite da Universidade de Concepción, no Chile, onde ministrei, durante 10 anos, a disciplina de Morfologia e Sedimentologia Marinha, com associação as variações climáticas. Expresso, também, meus agradecimento ao **Prof. Dr. Clóvis Carlos Carraro** (*in memoriam*) que foi quem me apoiou, durante toda minha vida universitária, e me ensinou as trilhas da Topografia e Geomorfologia.

Aos Profs. Martins e Carraro meu respeito e gratidão.

O Autor.



O clima já mudou e a adaptação é urgente
(Crédito: Tomaz Silva/Arquivo Agência Brasil)

I. INTRODUÇÃO

1.1. O que é e como se pode conceituar o clima? Qual é a diferença entre clima e meteorologia?

Amanhã estará mais frio..., Ontem o tempo estava muito chuvoso..., As temperaturas estarão 2°C acima do normal.... O clima está presente em nosso dia a dia. Assim, ao se ouvir o noticiário matinal, nossos ouvidos ficam atentos para saber como vai se comportar a meteorologia, ou como mais comumente dizemos, o tempo, e assim ficamos sabendo como devemos nos vestir.

Aquecimento global, derretimento das calotas polares, aumento do nível do mar, temperaturas extremas, redução das emissões de gases de efeito estufa (GEE)...., O clima também está presente em todos os meios de comunicação, mobiliza até as pessoas nas ruas. Mas, no fundo, sabemos realmente o que é o clima? E qual é a diferença entre clima e meteorologia? Vamos rever esses conceitos a partir do básico.

A meteorologia é o tempo atual, o qual se caracteriza por todos os parâmetros que definem a atmosfera: temperatura, umidade, precipitação, nebulosidade, etc. Esses parâmetros podem ser avaliados pela percepção; abrimos a janela e observamos o tempo no momento. O tempo está bom, o sol brilha, há muitas nuvens, está quente, está frio..., Também podemos medi-los com diversos instrumentos e assim obter uma descrição científica da meteorologia. Por exemplo: hoje a temperatura é de 23°C em Porto Alegre, a pressão atmosférica é de 1070 hPa e o vento sopra do setor SW a 20 km/h. A meteorologia também é a previsão do tempo para os próximos dias. "... choverá amanhã à tarde e não em todos os lugares, vamos ver, olhem entretanto estas clareiras, presentes hoje..."

Quando falamos de clima, ainda se trata da atmosfera e de suas interações com o solo, mas a forma e as escalas de tempo para estudá-lo são completamente diferentes. Clima é a sucessão de condições meteorológicas em um determinado local e durante um longo período de tempo, geralmente 30 anos, no mínimo. O clima é descrito de acordo com elementos estatísticos. Por exemplo: em Porto Alegre, durante o período climático, que chamaremos "clima normal" 1981-2021 - ou seja, 40 anos, a temperatura média é de 19,7°C ao longo do ano, normalmente, a temperatura mínima, nos meses mais frios, é de 10°C e a temperatura máxima, nos meses mais quentes, é de 31°C e raramente são inferiores a 5°C ou superiores a 35°C. O índice pluviométrico é, em média, de 1580 mm/ano. Pode-se dizer que o clima é um conceito instantâneo. A evolução da meteorologia é diretamente perceptível aos humanos. O clima é um conceito estatístico. As mudanças

climáticas são completamente imperceptíveis para os humanos. Graças ao registo metódico da meteorologia diário, durante um longo período de tempo, em um mesmo local, é que podemos avaliar o clima e suas mudanças.

Para deixar bem clara a diferença entre clima e meteorologia, vamos usar uma metáfora: você está caminhando à beira-mar, observando as ondas irem e virem. Você pode avaliá-las a olho nu: são mais ou menos pequenas, são grandes, mais ou menos rápidas ou são violentas. Em suma, as ondas são visíveis e palpáveis para o ser humano. Essas ondas são a metáfora da meteorologia. Agora você se senta no terraço de um café à beira-mar e observa o oceano. Se você ficar o tempo suficiente, verá a maré enchente e a maré vazante. A maré é visível ao olho humano, mas é preciso ficar várias horas no mesmo lugar para observa-la. A maré é a metáfora da estação. Se você ficar no mesmo lugar por alguns meses, experimentará temperaturas quentes no verão e temperaturas mais amenas no inverno.

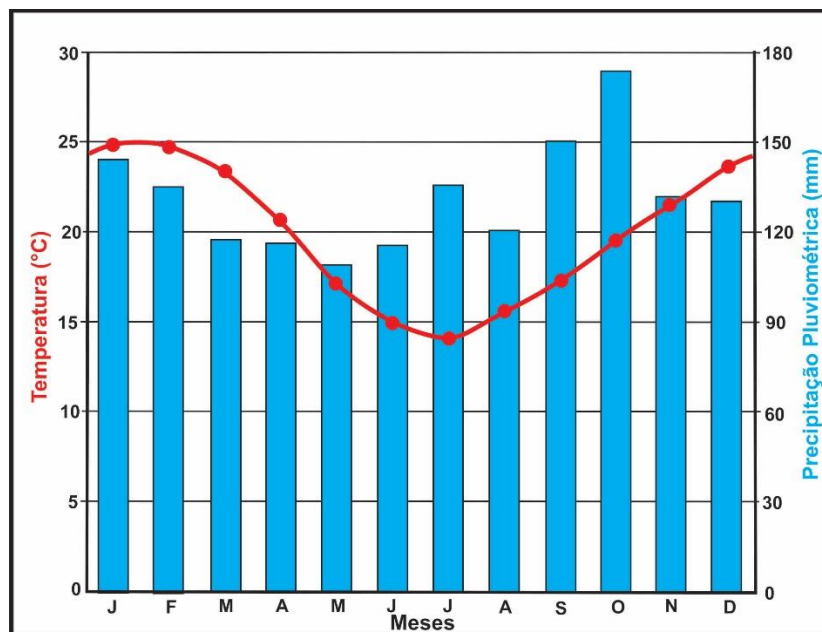


Figura 1 – Variação mensal média da temperatura e da precipitação pluviométrica em Tramandaí-RS.
(fonte: <https://images.climate-data.org/location/47514/climate-graph.png>)

Na figura 1, a curva vermelha indica as temperaturas médias mensais para a cidade de Tramandaí-RS. Observa-se que a temperatura média do mês de julho é de 14,5°C e que a temperatura média do mês de janeiro é de 25°C. Ao ficar um ano inteiro em Tramandaí, você sentirá essa diferença entre o inverno, quando sai com casaco, e o verão, quando pode sair com uma simples camiseta. Você ainda está sentado no terraço do café, lendo o jornal e descobre um artigo sobre a subida do nível do mar. Aí você observa o

oceano, a sua frente, com um olhar duvidoso porque embora já frequentas há muito tempo este balneário, nunca viu o nível do oceano aumentar, mas isso é normal porque as variações ligadas às ondas, misturadas com aquelas ligadas à maré, apagam completamente da sua percepção as variações do nível do mar a longo prazo. Para observar o aumento do nível do mar, é necessário medir a altura do nível do oceano todos os dias, no mesmo local, durante um longo período de tempo. O olho humano não consegue detectar esta subida por si só e essa subida do nível do mar é a metáfora do clima. Variações diárias no clima, combinadas com variações sazonais, obscurecem as variações climáticas da percepção humana. Por outro lado, estas variações são visíveis através de longas séries de observações. Como pode ser visto na figura 2, onde foram compiladas as alturas do nível do mar de 1993 a 2023. Graças a isso, podemos observar um aumento de 3,4 mm, em média, por ano.

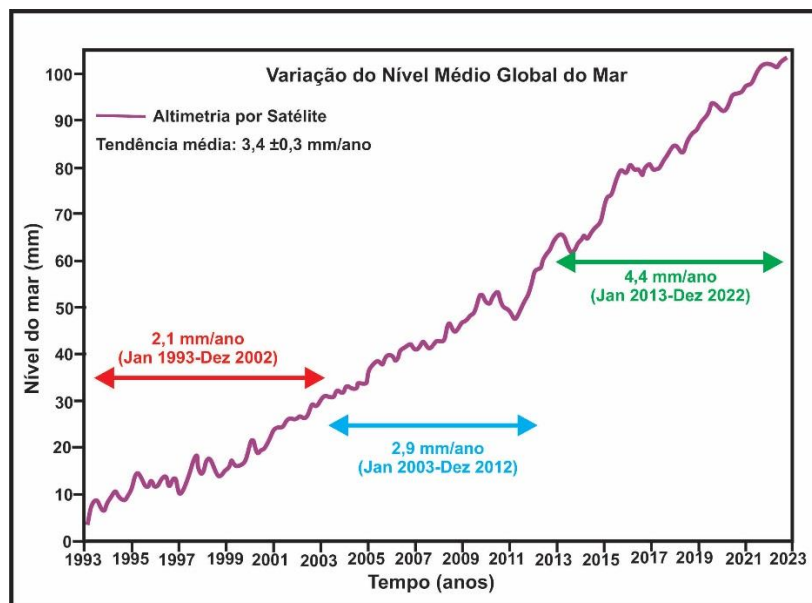


Figura 2 – Variação global do nível do mar para o período de 1993 a 2023.

(fonte: <https://www.ecodebate.com.br/wp-content/uploads/2022/11/20221116-221116c-subida-global-do-nivel-medio-do-mar.jpg>)

Esta evolução é obviamente imperceptível a olho nu, mas é claramente visível no gráfico da figura 2. Agora conhecendo essas diferenças entre meteorologia e clima, você pode refutar certas mensagens enganosas como aquela, em que o ex-presidente Trump (EUA), não hesitava em pedir que o aquecimento global regressasse para impedir a chegada de uma massa de ar polar, sobre aos Estados Unidos. A chegada da massa de ar polar é um fenômeno climático bastante recorrente na América do Norte, durante o inverno. Considerando que o aquecimento global é um aumento lento da temperatura média anual em escala global, Donald Trump confundiu, portanto, duas escalas de tempo

e espaço muito diferentes: a escala de tempo diária, ligada à chegada do ar frio, e a escala de tempo do aquecimento global que corresponde a $+1^{\circ}\text{C}/100$ anos. Também confundiu a escala espacial regional, os EUA, com a escala espacial do aquecimento global, a Terra inteira. Outro exemplo, um pouco mais difícil: no meio de uma manifestação climática em Bruxelas, em 14/02/2019, jovens ativistas declararam na imprensa, que a temperatura de 13°C , em fevereiro, não era normal para aquela época em Bruxelas. A realidade é mais complexa que esta simples afirmação. Vamos analisar este 14 de fevereiro de 2019.

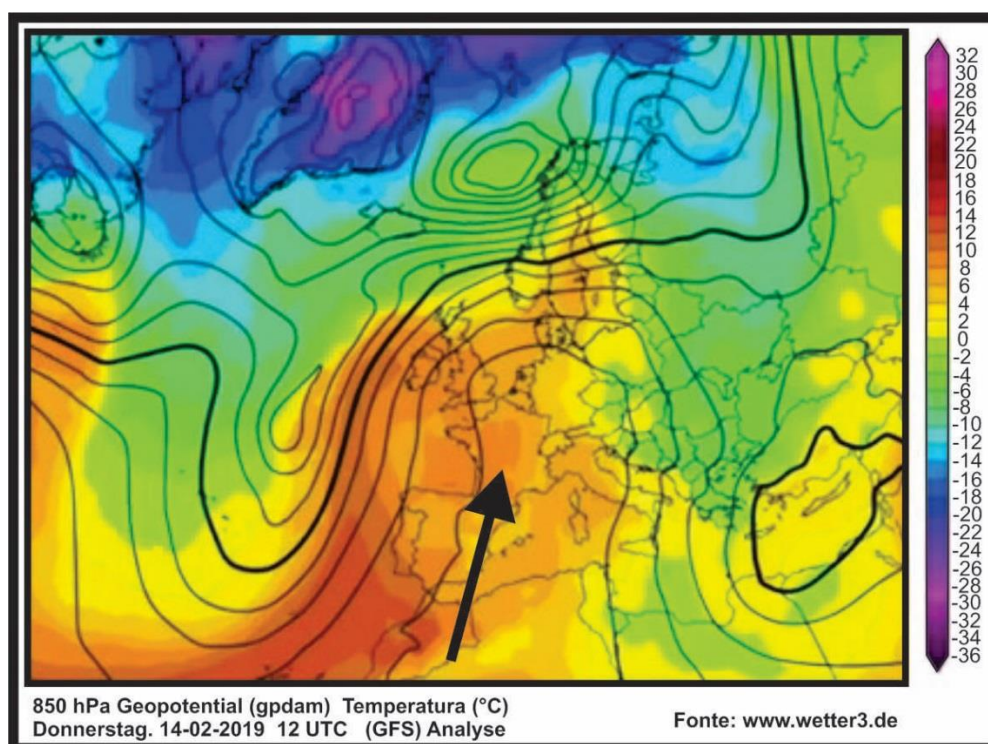


Figura 3 – Mapa de temperatura do ar a ± 1500 m de altitude da região da Europa ocidental, para o dia 14/02/2019. (fonte: www.wetter3.de)

O mapa da figura 3 representa a temperatura do ar a ± 1500 m de altitude. A esta altitude, a temperatura já não é influenciada pela superfície do solo e se pode acompanhar a origem das diferentes massas de ar. Se considerarmos, isoladamente o dia 14 de fevereiro de 2019, vemos neste mapa que uma massa de ar quente se desloca do Norte da África em direção à Europa Ocidental. Este tipo de situação climática é bastante comum durante todo o ano, por isso, ocasionalmente, ter 13°C em fevereiro não é anormal. Por outro lado, o dia 14 de fevereiro de 2019 foi muito mais quente que o normal. A normalidade climática calculada durante o período 1981–2010, em Uccle, perto de Bruxelas, é representada pela curva preta no gráfico da figura 4.

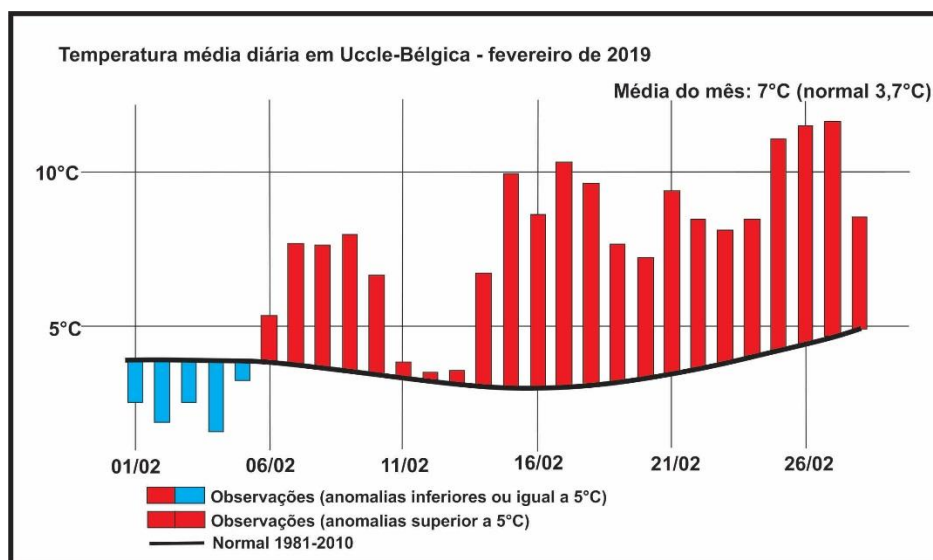


Figura 4 – Temperatura média diária em Uccle na Bélgica.
(fonte: RMI – Royal Meteorological Institute of Belgium)

Os dias mais frios que o normal são representados por barras azuis, enquanto os dias mais quentes são representados por barras vermelhas. O gráfico da figura 4 mostra que no dia 14 de fevereiro de 2019 a temperatura se encontra a $\pm 6^{\circ}\text{C}$ acima do normal, mas esta informação não constitui informação “climática” porque as temperaturas diárias de um determinado mês nunca seguem perfeitamente a normalidade climática. A meteorologia continua a flutuar em torno deste normal (curva preta). Às vezes é mais quente como no dia 14 de fevereiro, às vezes é mais frio, como nos primeiros dias de fevereiro de 2019, às vezes até a temperatura é quase idêntica a normal, como no dia 12 de fevereiro. Para fazer uma análise climática, retornamos às metáforas anteriores: vamos primeiro remover as flutuações devidas às ondas, ou seja: vamos remover as flutuações diárias da meteorologia. Para isso, é preciso pensar em uma média mensal; como acabamos de ver, a normal climática para o mês de fevereiro, no período 1981-2010, é de $3,7^{\circ}\text{C}$ (Fig.4). Porém, o mês de fevereiro de 2019 apresenta temperatura média de 7°C (Fig.4). Podemos portanto dizer que fevereiro de 2019 foi muito mais quente que a normal. Retiradas as oscilações diárias, vamos levar a análise um pouco mais longe e retirar as oscilações mensais. Vejamos as médias de inverno de um longo período: o gráfico a seguir (Fig.5), mostra a anomalia de temperatura de cada inverno em comparação com a média de inverno do período 1961-1990, ainda em Uccle - Bélgica. Se olharmos para o inverno de 2018-2019, entre todos os invernos, vemos que é 2°C mais quente. Também encontraremos invernos mais frios como 2008-2009 ou mesmo invernos normais como 2012-2013.

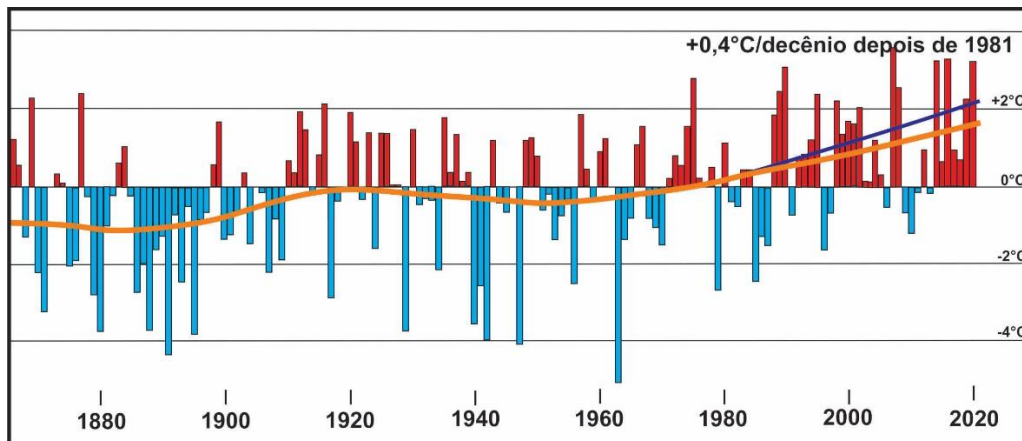


Figura 5 – Variação anual da temperatura para Uccle-Bélgica entre 1875 a 2020.
(fonte: RMI – Royal Meteorological Institute of Belgium)

Observemos agora a tendência da temperatura no inverno, que é representada pela curva laranja no gráfico da figura 5, vemos que esta tendência vem aumentando desde a década de 1960. Desta tendência extraímos um aumento de $+0,4^{\circ}\text{C}/\text{décadas}$ desde 1981. É portanto esta curva que os jovens ativistas deveriam ter mostrado em vez de falar deste 14 de fevereiro em particular. Porque este aumento estatístico é a verdadeira mensagem climática! Indetectável pela percepção humana e visível apenas nas estatísticas.

1.2. De onde vem o calor? O que é radiação?

Conhecemos realmente a atmosfera, esta camada de gás que nos rodeia? Qual é a constituição desta camada de gás? Que radiação consegue aquecê-la... ou resfriá-la?

À primeira vista, pode-se pensar que a atmosfera é esta camada onde ocorrem todos os fenômenos meteorológicos, ventos, tempestades, chuvas, etc. Isto é parcialmente verdade. Entretanto, na realidade, a atmosfera é todo o envelope gasoso que se estende desde a superfície do solo até várias centenas de quilômetros acima desta, e que se estrutura em diferentes camadas distintas, tanto física como quimicamente (Fig.6).

A camada atmosférica é, para nós, a mais importante devido que é nesta camada que se encontram as nuvens e o vapor de água, bem como todos os fenômenos meteorológicos que deles resultam, mas também a maior parte dos GEE, aerossóis, poeiras, etc. É interessante saber que, em média, na troposfera, a temperatura diminui com a altitude, se estabilizando no nível da tropopausa. A diminuição média da temperatura com a altitude, na troposfera, é de -6°C por quilômetro, quando o ar está úmido. Portanto, se a temperatura estiver a 10°C no solo, será, aproximadamente, -62°C a 12 km de altitude.

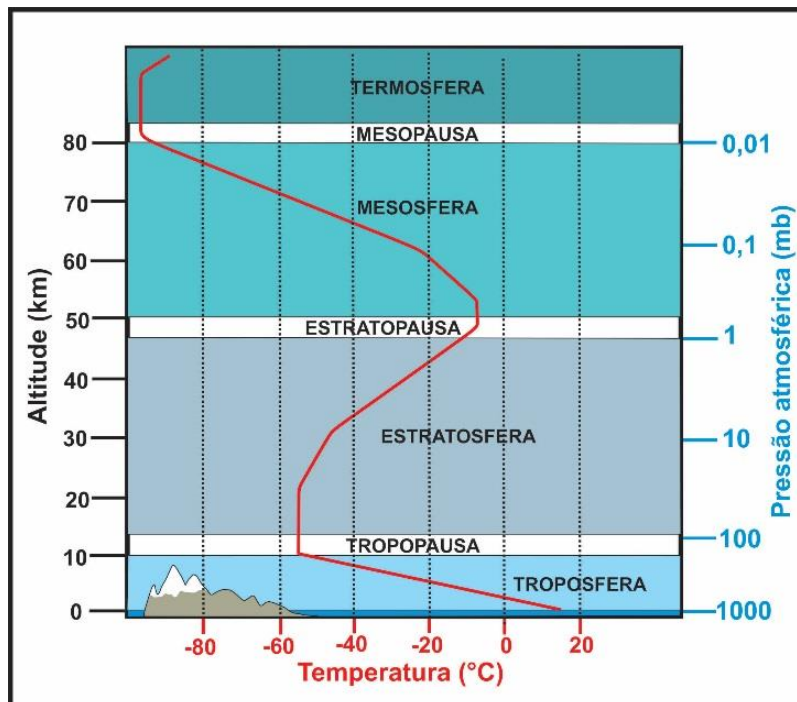


Figura 6 – Camadas da atmosfera.

(modificado: https://services.meteored.com/img/article/a-estrutura-vertical-da-atmosfera-terrestre-182841-2_1280.jpg)

Acima da tropopausa começa a camada da estratosfera. Essa se estende desde a tropopausa até ± 50 km. Nessa camada, praticamente não há mais vapor d'água e, portanto, não há mais fenômenos meteorológicos. No entanto, a estratosfera contém um gás, o ozônio, que desempenha duas funções: por um lado, o ozônio nos protege dos nocivos raios ultravioleta (UV), emitidos pelo sol e, por outro lado, ao interceptar os raios solares, o ozônio causará um aumento da temperatura. A consequência direta dessa presença de ozônio é que na estratosfera a temperatura aumentará com a altitude, em comparação com a troposfera. Além da estratosfera vêm as seguintes camadas: a mesosfera, a termosfera e a exosfera. As composições físico-químicas também são distintas, mas essas camadas quase não têm interação com a meteorologia e o clima, por isso não as discutiremos aqui. Temos que levar em consideração um conceito-chave, o de que a radiação influencia a temperatura das camadas atmosféricas. A radiação eletromagnética, como a luz, é uma transferência de energia na forma de onda e de partícula de matéria. A luz é um exemplo de radiação visível aos humanos, mas existem muitos outros tipos de radiação que os humanos não podem ver com os olhos. Entre essas encontramos a radiação gama, o infravermelho, as ondas de rádio, as micro-ondas e até os raios UV, cujo papel foi mencionado no aquecimento da estratosfera. Todas essas radiações podem ser classificadas de acordo com seu comprimento de onda (Fig.7).

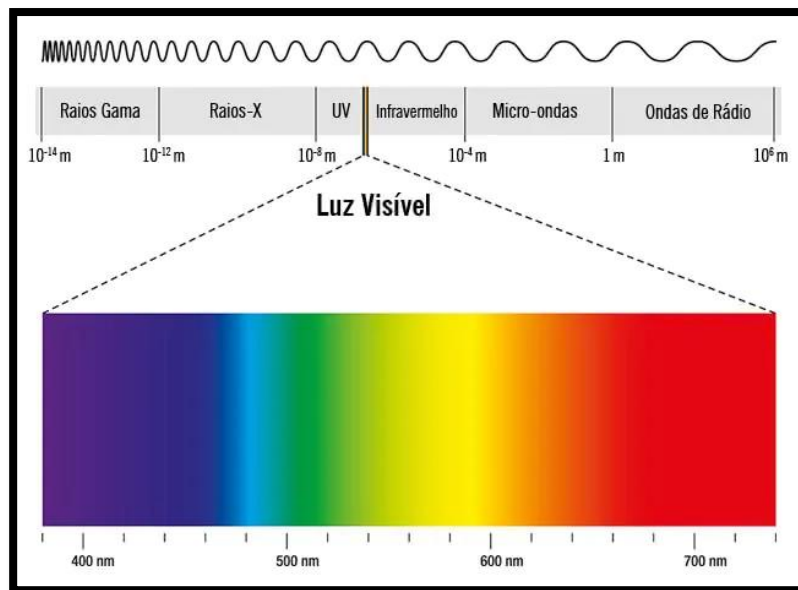


Figura 7 – Espectro eletromagnético e o comprimento das ondas
(fonte: <https://adenilsongiovannini.com.br/blog/wp-content/uploads/2019/12/espectro-eletromagn%C3%A9tico.jpg>)

Essa classificação é conhecida como “espectro eletromagnético”. Esse espectro eletromagnético se estende desde os raios gama, que têm comprimento de onda muito pequeno, da ordem de 10^{-14} m, ou do tamanho de uma molécula, até comprimentos de onda muito longos, da ordem de um metro e até mais, como as ondas de rádio. Os olhos humanos só conseguem perceber o espectro eletromagnético localizado na chamada faixa do “visível”, cujos comprimentos de onda estão entre 0,4 e 0,7 micrômetros. Você também deve saber que qualquer corpo, um inseto, uma árvore, um ser humano, um planeta, emite radiação, a qual é proporcional à sua temperatura, de acordo com a lei de Wien. Por exemplo, o Sol, que tem uma temperatura superficial de 5.800 K, emite radiação cujo comprimento de onda majoritário é de 0,5 micrômetros. A radiação solar está, portanto, incluída na faixa visível, razão pela qual podemos ver os raios solares. Por outro lado, a Terra, que tem uma temperatura superficial muito mais fria, também emite radiação, mas desta vez o comprimento de onda principal é de 10 micrômetros, ou 20 vezes maior. No espectro eletromagnético, 10 micrômetros correspondem à faixa de radiação infravermelha que é invisível aos olhos humanos. Por outro lado, mesmo que não se possa ver, pode-se sentir esta radiação infravermelha sob a forma de calor, por exemplo quando se coloca a mão sobre um radiador, sem lhe tocar.

Finalmente, um último conceito-chave é o albedo. Uma superfície terrestre, dependendo do seu tipo, como terra nua, mar, floresta, areia, etc., refletirá uma porção mais ou menos significativa de radiação. Esta parte é chamada de albedo e é expressa como uma fração de 0 a 1 ou como uma porcentagem de 0 a 100%. As superfícies escuras

absorvem muita radiação e refletem pouca, enquanto as superfícies claras absorvem pouca radiação, mas refletem muita. Todos nós já tivemos a experiência no verão: quando vestimos uma camiseta de cor preta sob a luz solar direta, ficamos muito mais quentes do que quando vestimos uma camiseta branca. Isso se deve ao fato de que a camiseta preta absorverá muito mais radiação, enquanto a camiseta branca refletirá a maior parte desta. As superfícies terrestres reagirão exatamente da mesma maneira: certas superfícies, como a água ou as florestas, são muito escuras e, portanto, absorverão a radiação e refletirão apenas uma pequena parte dela, de 10% a 20%. Enquanto outras, como areia ou neve, são superfícies muito claras e, portanto, refletirão respectivamente 50% ou mais de 80% da radiação no caso de neve fresca (Fig.8).

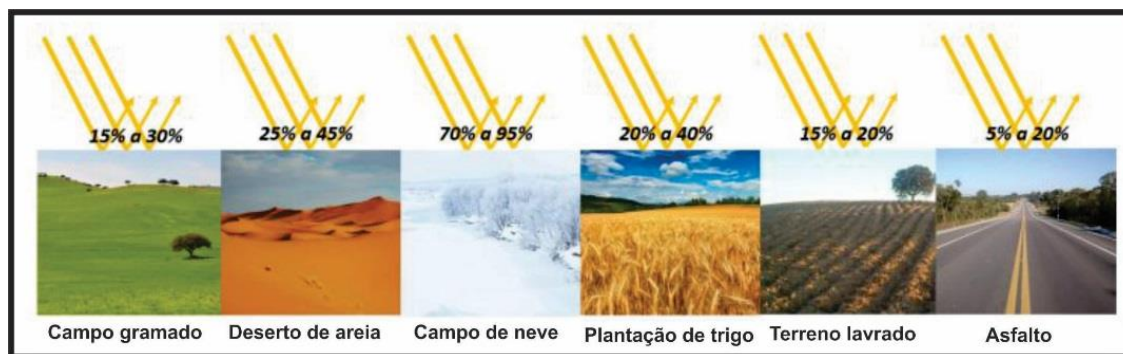


Figura 8 - Valor do albedo de algumas superfícies características.
(modificado: <https://knoow.net/wp-content/uploads/2016/02/albedo-728x214.jpg>)

As nuvens, dependendo do seu tipo, também refletirão uma quantidade significativa de radiação, por isso têm seu próprio albedo, como as superfícies terrestres. Uma nuvem localizada na baixa troposfera terá um albedo em torno de 40-50%, enquanto uma nuvem alta terá um albedo de 20 a 30%. Mas tenha cuidado, há uma sutileza adicional: além do tipo de superfície ou do tipo de nuvem, o albedo também depende da faixa de comprimento de onda da radiação. Assim, uma folha de árvore tem um albedo de 10% na faixa do visível, mas um albedo de 60% na faixa do infravermelho. Assim como uma nuvem alta que possui um albedo baixo no visível, terá um albedo maior no infravermelho. Todos os conceitos-chave que acabamos de ver, em relação as diferentes camadas que constituem a atmosfera, os tipos de radiação e o albedo, permitir-nos-ão agora determinar se a atmosfera irá aquecer ou esfriar sob sua ação. Neste caso, se uma superfície receber muita radiação e tiver um albedo baixo, ela absorverá grande parte dessa radiação e, portanto, aquecerá. Por outro lado, se esta mesma superfície tiver um albedo elevado, refletirá mais radiação sem absorção, pelo que aquecerá menos rapidamente ou até

arrefecerá. Para compreender plenamente estes processos, é necessário estabelecer um equilíbrio radiativo para distinguir o que entra no sistema terrestre, o que é absorvido, o que é refletido e o que finalmente sai do sistema. E é precisamente isso que veremos no restante deste livro, tomando o exemplo do efeito estufa.

1.3. Qual é o balanço de radiação? O que é o efeito estufa?

Um conceito-chave necessário para compreender o aquecimento global é o efeito estufa. Na realidade, como veremos, este mesmo efeito estufa permitiu a vida na Terra tal como a conhecemos. Para compreender totalmente este conceito, dissecaremos a atmosfera e as interações das diferentes radiações com os seus componentes e, depois reconstruiremos cada etapa.

Vamos primeiro começar imaginando a Terra sem atmosfera (Fig.9). O sol emite radiação visível que atinge a superfície da terra. Essa radiação será então dividida em duas partes: uma será absorvida pela superfície terrestre enquanto a outra será refletida por esta mesma superfície. A radiação refletida vai em direção ao espaço e sai do sistema. Por outro lado, a radiação absorvida pela superfície contribuirá para o seu aquecimento porque esta superfície absorverá a energia fornecida pela radiação solar e, portanto, armazenará calor. Mas não indefinidamente! Isso porque em reação a este aquecimento, a superfície também emitirá calor para o espaço, não mais na forma de radiação solar, mas na forma de radiação infravermelha, porque a superfície da Terra é obviamente muito mais fria que a superfície do Sol.

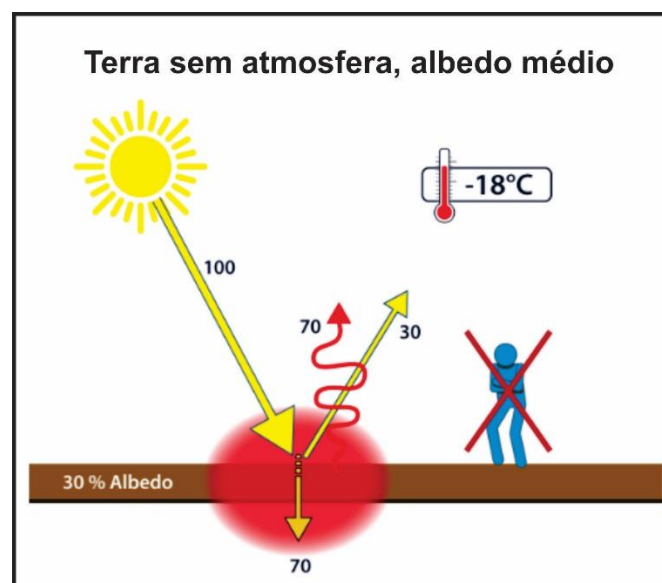


Figura 9 – A Terra sem atmosfera.

Assim, cria-se um equilíbrio entre a radiação visível que chega à Terra e a que sai para o espaço na forma visível ou infravermelha. Se fizermos uma avaliação numérica, 100% da energia vem do sol. Se assumirmos que a superfície da Terra tem um albedo de 50%, isso se traduz em 50% da energia sendo instantaneamente devolvida ao espaço e 50% sendo instantaneamente absorvida pela Terra. Então, gradualmente, a Terra devolve ao espaço esses 50% da radiação absorvida, na forma de infravermelho. Portanto, uma Terra sem atmosfera com um albedo médio de 50% teria uma temperatura de equilíbrio de -39°C . A vida, tal como a conhecemos hoje, obviamente não seria possível. No entanto, a Terra não reflete uniformemente 50% da radiação solar para o espaço. Dependendo do tipo de superfície, a Terra refletirá uma maior ou menor parcela de radiação. Como visto anteriormente, certas superfícies como a água ou as florestas são muito escuras e, portanto, absorverão mais radiação do que refletem, enquanto outras, como a areia ou a neve, são superfícies menos escuras e, portanto, refletirão muito mais radiação do que absorverão. O valor do albedo dependerá, portanto, do tipo de superfície terrestre considerada. Assim, o albedo médio das superfícies terrestres é de 30%. Se atualizarmos o nosso modelo com estes novos dados, as percentagens de radiação refletida são modificadas: o sol ainda envia 100% de radiação, mas desta vez apenas 30% é refletido enquanto 70% é absorvido (Fig.9).

A Terra, portanto, absorve mais radiação do que reflete e depois reemite esses 70% na forma de infravermelho. Portanto, numa Terra sem atmosfera com um albedo médio de 30%, a Terra absorverá mais energia do que com um albedo de 50% (Fig.9). Estima-se que, nessas condições, a temperatura de equilíbrio seria de -18°C em vez de -39°C , o que ainda é demasiado frio para a vida tal como atualmente sabemos que é possível.

Vamos agora adicionar as nuvens à atmosfera de nossa modelagem (Fig.10). Tal como a superfície terrestre, as nuvens refletem e absorvem a radiação solar e depois emitem radiação infravermelha. As nuvens captam 40% da radiação solar e sendo geralmente bastante claras, refletem metade da radiação solar recebida e absorvem a outra metade. Além disso, também recebem parte da radiação infravermelha emitida pela superfície terrestre. Em reação a esta absorção de radiação, as nuvens, por sua vez, reemitem radiação infravermelha para o espaço, mas também para o solo.

A superfície terrestre receberá, portanto, 75% da radiação e perderá 54%. Isso resulta em um saldo positivo, tendo-se um excedente de radiação graças às nuvens e, portanto, um aumento da temperatura na superfície. A temperatura de equilíbrio seria em torno de 1°C . Graças às nuvens e, de modo mais geral, à água contida na atmosfera, cria-

se um equilíbrio diferente do que na situação de uma Terra sem atmosfera. A temperatura ainda seria fria, mas as condições seriam mais próximas da vida como a conhecemos agora (Fig.10).

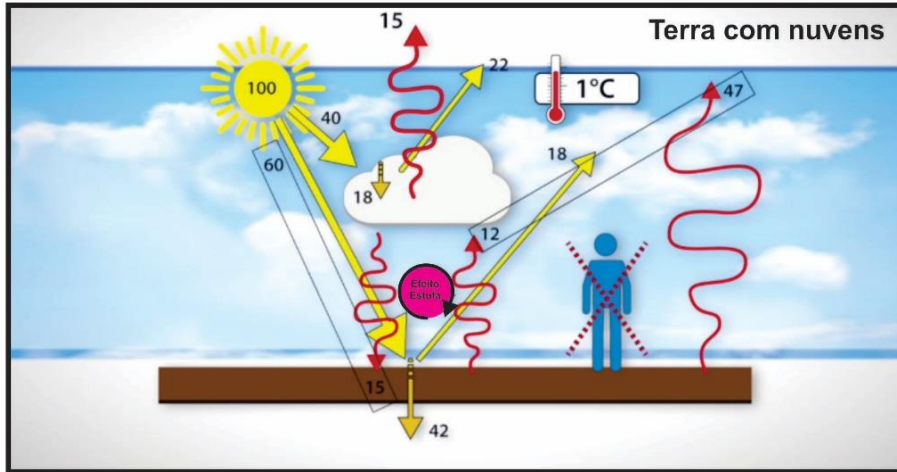


Figura 10 – A Terra com nuvens.

Esse aquecimento induzido pela presença de água na atmosfera é o que chamamos: efeito estufa. Tal como a estufa de um jardim de inverno, a radiação solar pode entrar na estufa, mas a radiação infravermelha não pode escapar desta. Isto resulta num aumento da temperatura no interior da estufa, em comparação com o exterior, onde a radiação infravermelha escaparia para o espaço. Mas a atmosfera não contém apenas água, ela também contém gases, como CO₂, ozônio, metano, também contém aerossóis, poeira terrestre, areia, etc. Todos esses elementos e muitos outros reagirão com radiações diferentes. Isso quer dizer que refletirão parte da radiação solar, absorverão parte dela e emitirão radiação infravermelha, tanto para o espaço quanto para a terra (Fig.11).

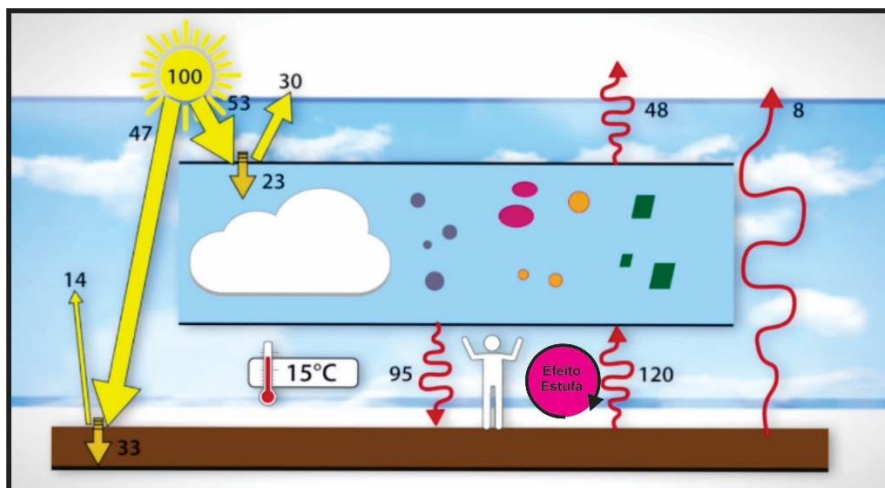


Figura 11 – A Terra com nuvens, aerossóis, poeira etc.

Para facilitar no resto da explicação, consideremos que é a totalidade destes elementos que constitui a atmosfera e, que é a atmosfera, como um todo, que desempenha um papel no efeito estufa.

Vamos analisar cada um dos componentes: começamos com 100% da radiação emitida pelo sol na forma de luz visível (Fig.11). Desses 100%, 47% passarão diretamente pela atmosfera sem absorção e atingirão a superfície terrestre, 33% serão absorvidos pelo solo e assimilados na forma de calor, enquanto 14% serão refletidos e devolvidos ao espaço. Os 53% restantes da radiação serão interceptados pela atmosfera. Desta parte da radiação, 30% será refletida diretamente para o espaço, enquanto 23% será absorvida pela camada atmosférica na forma de calor. Este calor armazenado pela superfície terrestre e pela atmosfera é reemitido na forma de infravermelho. Assim, a Terra irradiará infravermelho em direção ao espaço a uma taxa de 8%. Por outro lado, 120% serão absorvidos pela atmosfera. A atmosfera, por sua vez, emitirá 48% do infravermelho para o espaço, e 95% para o solo.

Podemos nos perguntar o porquê da atmosfera emitir mais radiação em direção ao solo? Como vimos, a emissão infravermelha depende diretamente da temperatura do corpo emissor, portanto tendo a atmosfera uma temperatura mais elevada na base da camada do que na altitude, é normal que haja mais infravermelho emitido em direção ao solo do que em direção ao espaço. Se nos colocarmos na superfície da Terra, o balanço energético é positivo, porque os 120% emitidos pela terra e os 95% emitida pela atmosfera, constituirão um efeito estufa que aumentará a temperatura da superfície terrestre. A temperatura de equilíbrio se estabiliza em torno de 15°C. Assim, o efeito estufa induz uma temperatura superficial agradável e sobretudo confortável para o desenvolvimento e manutenção da vida, como a conhecemos. Como acabamos de ver, a atmosfera é parcialmente composta por gases. Quem são eles? E sobretudo, o que aconteceria se aumentássemos a concentração destes gases na atmosfera? Isso é o que veremos a seguir.

1.4. O que é aquecimento global? O que são gases de efeito estufa?

A vida na Terra é possível graças ao efeito estufa induzido pela camada atmosférica, como um todo. Esta camada inclui ar, vapor de água, nuvens, poeira, mas também toda uma série de gases que são agrupados sob o termo “gases de efeito estufa” (GEE). A

temperatura de equilíbrio da Terra, graças ao efeito estufa, é de 15°C, mas o que aconteceria se a concentração de GEE, contidos na atmosfera, aumentasse?

Antes de responder a esta pergunta, vejamos primeiro o que é um GEE. Estas moléculas de gás são transparentes à radiação visível, mas são opacas à radiação infravermelha. Exatamente como a estufa de um jardim de inverno, que deixa passar os raios solares, mas retém os raios infravermelhos. Assim, cada molécula de gás absorve radiação infravermelha que lhe fornece energia e, portanto, uma determinada temperatura, mas depois reemite energia sob a forma de radiação infravermelha, o que contribui para o efeito estufa da atmosfera e para o aumento da temperatura superficial.

A resposta à questão inicial é, portanto, bastante simples: se aumentarmos a concentração de GEE na atmosfera, aumenta a quantidade de radiação infravermelha devolvida ao solo, o que aumenta a temperatura local. Isto é precisamente o que vem acontecendo na atmosfera há pouco mais de um século. Se observarmos a evolução da concentração de dióxido de carbono, mais conhecido pelo termo químico CO₂, que é o GEE mais comum, vemos que sua concentração atmosférica só aumentou ao longo dos anos. Em 1960, tínhamos 317 ppm, ou seja, 317 moléculas de CO₂ por 1 milhão de moléculas de ar. Mas este valor aumentou acentuadamente porque em 2020 atingimos 414 ppm (Fig.12). Em termos absolutos, isto pode não parecer muito, mas veremos mais adiante que o efeito estufa global é significativamente modificado.

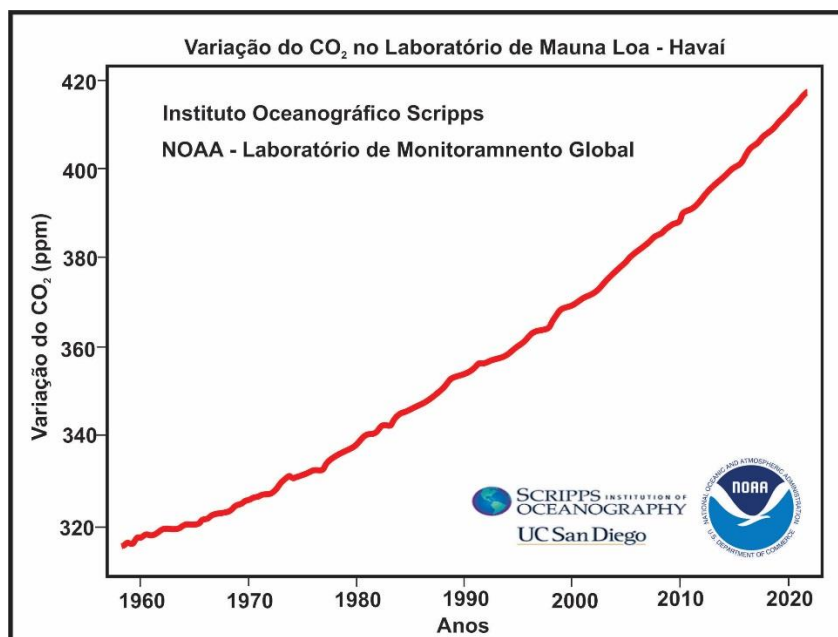


Figura 12 – Variação do CO₂ na ilha de Mauna Loa – Havaí, entre 1960 e 2020.
(fonte: <https://metsul.com/wp-content/uploads/2022/12/mauna15.png>)

O gráfico da figura 12, é de uma estação que registra dados desde o final da década de 1950 e que se encontra localizada no coração do oceano Pacífico, no Observatório de Mauna Loa, na ilha do Havaí. No entanto, com testemunhos de gelo recolhidos na Antártica, em particular, podemos recuar ainda mais no tempo e reconstruir a concentração de CO₂ na atmosfera, antes do início dos registos regulares de Mauna Loa. A partir daí obtemos este valor que ainda representa a evolução das concentrações atmosféricas de CO₂, mas desta vez recuamos ao início do século XVIII (Fig.13).

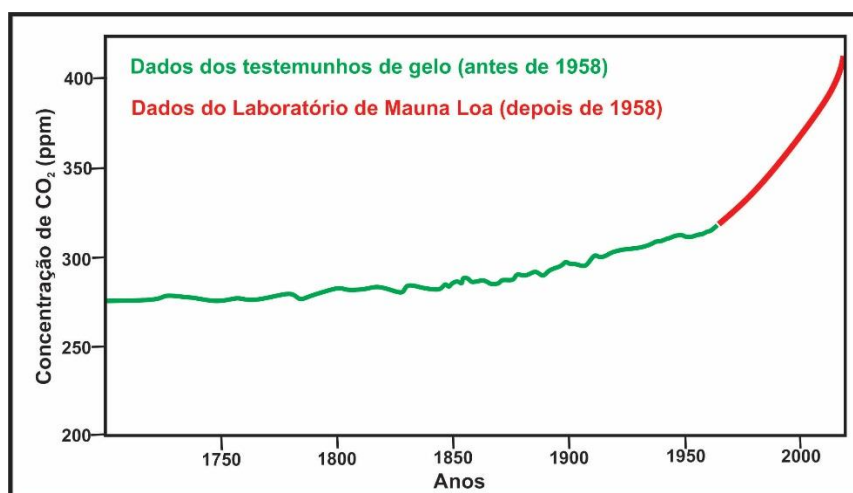


Figura 13 – Variação das concentração de CO₂ a partir de 1700 até os dias atuais.

(modificado: <https://s2.glbimg.com/sjNN8kpr9tfOv9VGc-3Ysv1edlg=-e.glbimg.com/og/ed/f/original/2021/04/09/co2-graph-final---lo-res--no-title.png>)

No gráfico da figura 13, percebe-se que as emissões de CO₂ começaram a aumentar a partir do início da era industrial. Desde então, essas só aumentaram e se acumularam na atmosfera. Como o CO₂ tem uma vida útil de \pm 100 anos, o efeito estufa se reforça ano a ano, o que tem como consequência, o aumento do calor acumulado na atmosfera e na superfície terrestre. Isso é o que se pode constatar na figura 14.

A curva verde na figura 14a, representa a evolução da concentração de CO₂ e a curva da figura 14b, representa a evolução da temperatura média global.

Desde 1900, as concentrações de CO₂ e da temperatura média, aumentaram juntas. Pode-se até dizer, a grosso modo, que a temperatura média global aumentou 1°C em 100 anos. Recorde-se que, graças ao efeito estufa, a temperatura de equilíbrio se mantém em torno dos 15°C, mas se aumentarmos os GEE, presentes na atmosfera, esta temperatura de equilíbrio também aumentará. Isto é o que chamamos de “aquecimento global”. Como acabamos de ver, o CO₂ não é o único GEE. Dois outros importantes GEE também estão envolvidos: o metano (CH₄) e o óxido nitroso (N₂O) (Fig.14a).

Desde o início da década de 1900, a concentração destes dois outros gases também aumentou na atmosfera, mas em valor absoluto, estão menos presentes na atmosfera em 2020, a concentração de metano era de 1790 ppb, enquanto a concentração de óxido nítrico era de 325 ppb.

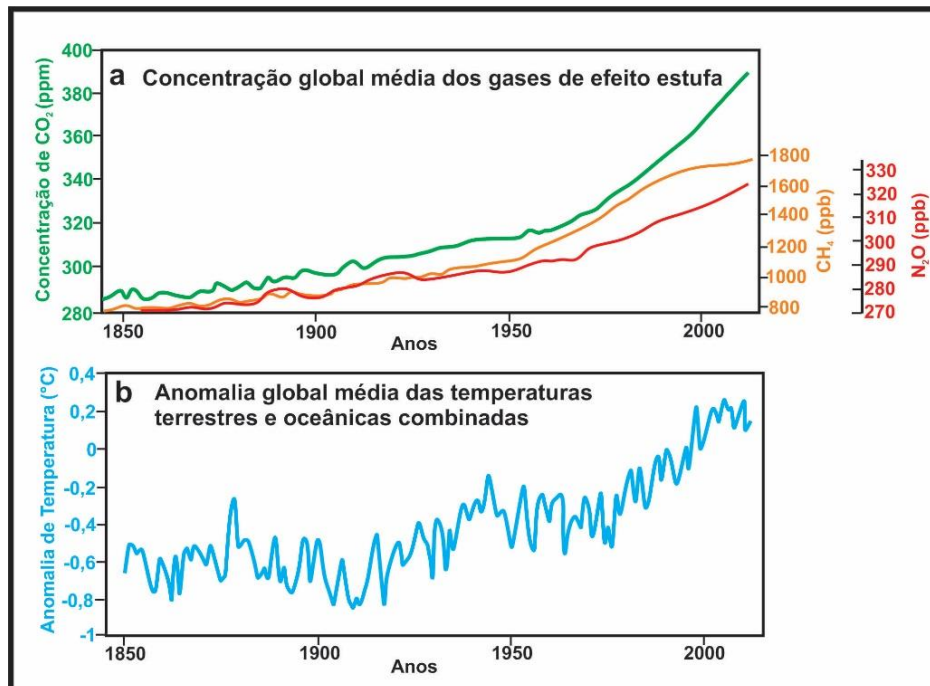


Figura 14 – a) Concentração global média dos gases de efeito estufa, b) Variação anual da temperatura para Uccle-Bélgica entre 1175 a 2020. Anomalia global média das temperaturas terrestres e oceânicas combinadas. (modificado: IPCC 2014)

Estes não são os únicos, existem muitos outros gases como: ozônio, gases fluorados, hexafluoreto de enxofre ou mesmo trifluoreto de nitrogênio. Obviamente, não devemos esquecer o vapor de água, que é de longe o GEE mais importante, mas que não se acumula na atmosfera, ao contrário destes outros gases. Poderíamos dizer que estes outros GEE são mil vezes menos numerosos que o CO₂, pelo que contribuem muito menos para o efeito estufa global e, portanto, para o aquecimento global. Isso é apenas parcialmente verdade. Cada molécula de GEE tem uma estrutura molecular diferente. Cada molécula de gás irá, portanto, reagir de forma diferente, dependendo da faixa de comprimentos de onda que impacta e do tempo de vida da molécula na atmosfera, impactando assim o seu potencial de aquecimento global. Vamos detalhar esses 3 elementos juntos. Cada gás absorve radiação infravermelha apenas em certas faixas de comprimento de onda do espectro infravermelho. Na figura 15 pode-se ver que a água, em azul, possui um amplo espectro de absorção.

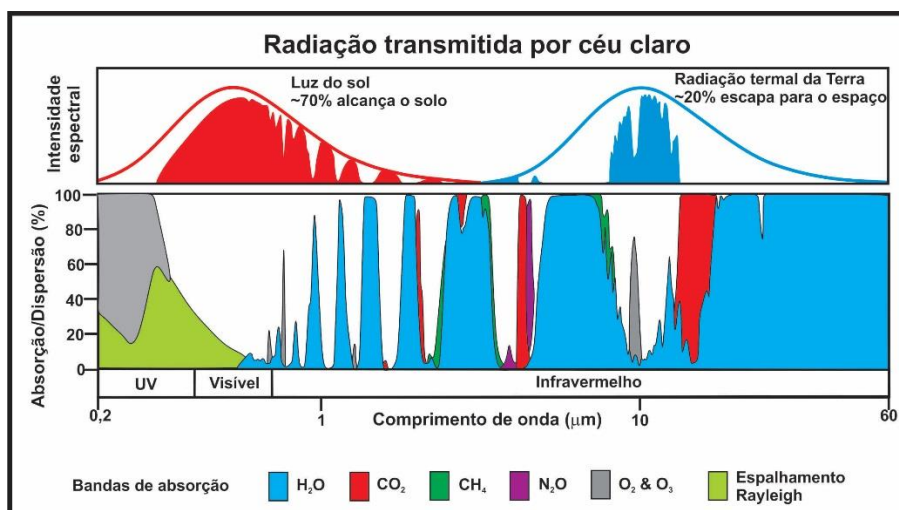


Figura 15 – Radiação transmitida através de céu claro.
(modificado: <http://twitter.com/rarohde/status/1197147289229385728>)

Também pode-se ver que o CO₂, em vermelho, absorve em outros comprimentos de onda não cobertos pela água e, finalmente, que os outros GEE absorvem em faixas de comprimentos de onda não cobertos pela água nem pelo CO₂. Assim, a adição de todos esses gases, independentemente da sua quantidade, permite cobrir uma maior parte do espectro infravermelho do que se existisse apenas água ou CO₂. Conseqüentemente, isso aumenta ainda mais o efeito estufa. Além disso, a vida útil dos GEE, na atmosfera, varia muito. Por exemplo, uma molécula de CO₂ residirá ±100 anos na atmosfera, enquanto uma molécula de hexafluoreto de enxofre residirá durante 3.200 anos. A influência global de cada gás dependerá, portanto, da sua vida útil. Para poder comparar o impacto de diferentes GEE, foi criada uma unidade de comparação: o potencial de aquecimento global (GWP). Esta unidade compara o potencial de aquecimento global de um gás com o do CO₂, dependendo do período de tempo que a molécula permanece na atmosfera e dos comprimentos de onda que ela absorve. Por exemplo, o metano (CH₄) tem um potencial de aquecimento global (GWP), de 28, o que significa que uma molécula de metano tem um efeito de aquecimento 28 vezes maior do que o de uma molécula de CO₂, durante um período de 100 anos. Outro exemplo, a molécula de hexafluoreto de enxofre tem um potencial de aquecimento 22.200 vezes maior que a molécula de CO₂, em um período de 100 anos. Portanto, não é porque certos GEE estejam presentes na atmosfera em baixas concentrações, que não tenham uma influência significativa no aquecimento global. Esta medida de GWP só funciona para GEE. No entanto, existem outros elementos na atmosfera que podem contribuir para o aquecimento ou arrefecimento. Ainda com o objetivo de comparar as influências dos elementos que constituem a atmosfera no

aquecimento global, se utiliza outra noção que não a de GWP, que é a de “forçante radiativa”.

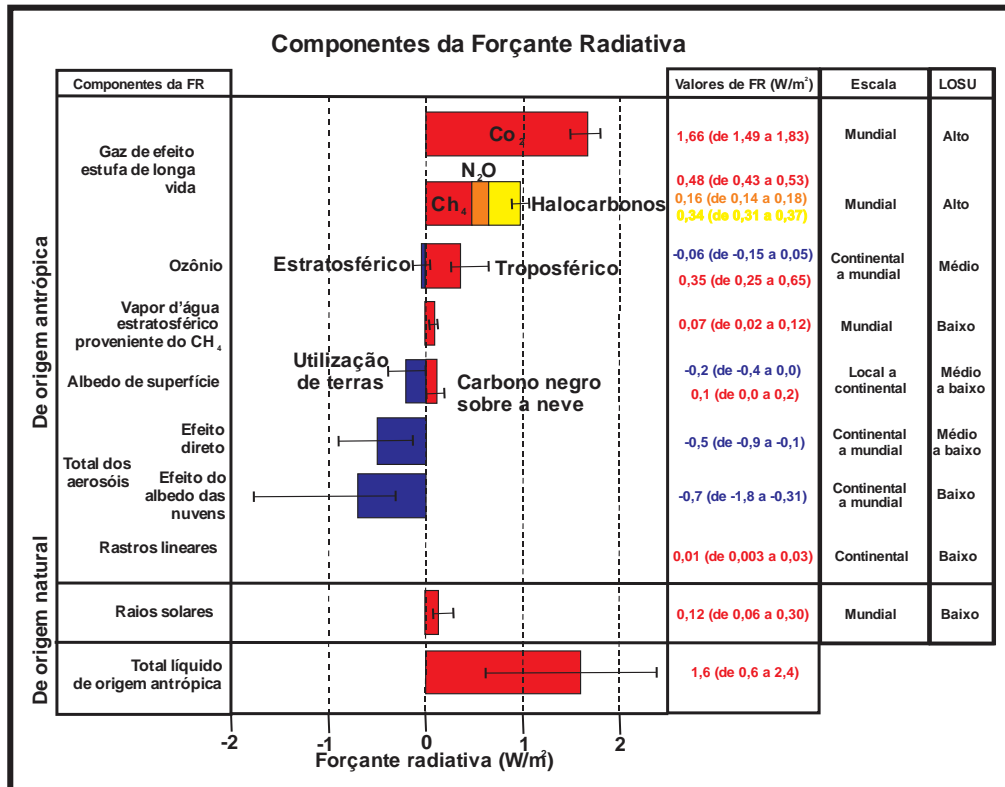


Figura 16 – Componentes da forçante radiativa.
 (modificado: Foster et al. 2007)

Este valor, expresso em W/m², designa a diferença entre a energia radiativa recebida e a energia radiativa emitida (Fig.16). Em suma, quando esta forçante radiativa terrestre é positiva, isso significa que a Terra ganha energia, portanto a temperatura global aumenta. E quando é negativa é o contrário, significa que o sistema terrestre está perdendo energia, portanto que a temperatura está diminuindo. Esta forçante radiativa pode medir a influência de um determinado fator, seja um gás ou qualquer outro elemento da atmosfera, na modificação do balanço energético. Na figura 16, observa-se a forçante radiativa dos elementos que constituem a atmosfera. Pode-se ver que a forçante radiativa dos elementos que constituem a atmosfera. Pode-se ver que a forçante radiativa do CO₂, por exemplo, é de +1,66 W/m². Isto significa que desde o ano de referência 1750, só o CO₂ aumentou o balanço de radiação global em +1,66 W/m². Pode-se também ver que a forçante radiativa cumulativa de outros GEE atinge quase +1 W/m². Por outro lado, a dos aerossóis é negativa com -0,5 W/m², porque estes aerossóis obscurecem os raios solares e, portanto, arrefecem o sistema atmosférico. No final, vemos que o equilíbrio geral da forçante radiativa, correspondente ao total líquido de origem antrópica, equivale a +1,6 W/m². Este é exatamente o valor da forçante radiativa do CO₂. Na realidade, como as outras forçantes radiativas positivas e negativas “se anulam”, é apenas a forçante radiativa

do CO₂ que contribui para o aquecimento global. Assim, mesmo que os outros GEE desempenhem um papel significativo, ainda é o CO₂ que desempenha o papel mais importante. É por esta razão que todos os olhos estão voltados principalmente para esta molécula de CO₂ que continua a ser o GEE mais presente na atmosfera.

1.5. Algumas respostas pendentes às questões relativas ao efeito estufa.

Qual é o papel do vapor d'água no efeito estufa e no aquecimento global? O vapor de água desempenha o papel principal no efeito estufa atmosférico: 60% do efeito estufa atmosférico é causado pelo vapor de água. No entanto, o seu papel raramente é mencionado. Isso devido que: em primeiro lugar, você deve saber que o teor de vapor d'água na atmosfera é proporcional à temperatura do ar. Quanto mais alta a temperatura, mais vapor d'água a atmosfera pode acomodar. Olhando para o diagrama psicrométrico (Fig.17), pode-se ver, por exemplo, que se o ar estiver a uma temperatura de 10°C, este pode acomodar até ± 8 gramas de vapor de água/kg de ar (g/kgar), enquanto que, se o ar estiver a uma temperatura de 30°C, este poderá acomodar até ± 27 gramas de vapor de água por kg de ar (g/kgar).

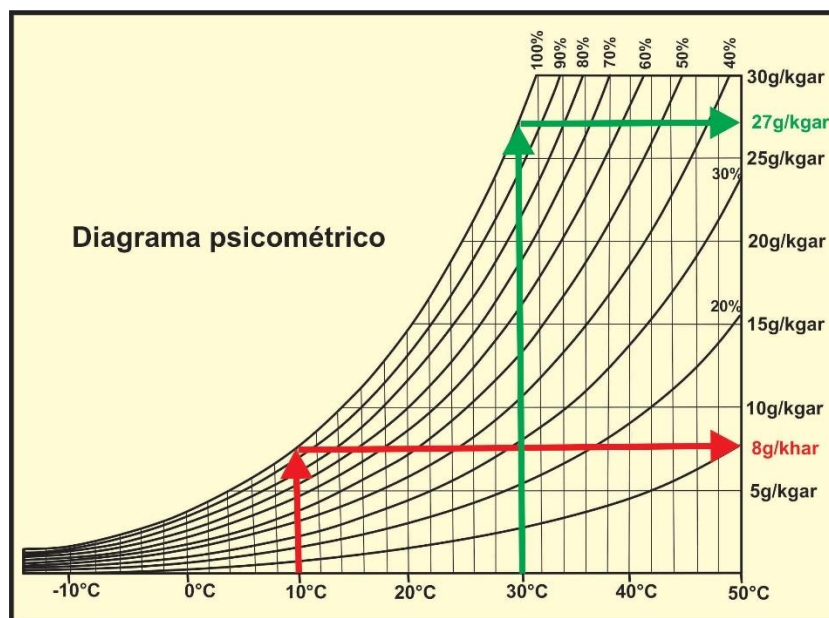


Figura 17 – Diagrama psicrométrico.
(modificado: <https://i.ytimg.com/vi/7Bx9a-aiTug/hqdefault.jpg>)

Portanto, se associarmos esta lei ao aumento da concentração de outros GEE, podemos falar de um mecanismo de liberação que está a ocorrer: GEE de origem

antropogênica, CO₂, metano, etc., aumentam a temperatura da atmosfera, que pode assim acomodar mais vapor de água. Isto aumentará ainda mais o efeito estufa e, portanto, a temperatura da atmosfera, que será capaz de acomodar um pouco mais de vapor de água, ocasionando assim, o aumento do aquecimento global (Fig.18).

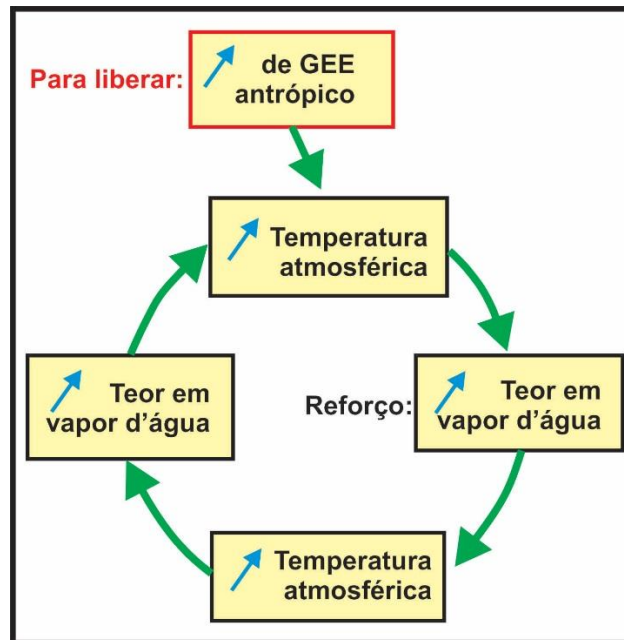


Figura 18 – Ciclo de liberação de gás de efeito estufa (GEE) com aumento de vapor de água.

O elemento gatilho para o aquecimento global não é, portanto, o vapor de água, mas sim as emissões de GEE provenientes das atividades humanas. Por outro lado, o vapor d'água reforça o aquecimento global. Mas então, com essa liberação causada pelo vapor d'água, a temperatura aumentará indefinidamente? Felizmente não. Este processo de liberação não é infinito, pois em determinado momento ocorre saturação das bandas de absorção de água. Portanto, se olharmos para a capacidade de absorção média do vapor de água integrada em todo o espectro infravermelho, vemos que quando temos pouco vapor de água na atmosfera e adicionamos um pouco, a capacidade de absorção aumenta acentuadamente. Por outro lado, quando já temos muito vapor de água na atmosfera e adicionamos ainda mais, o aumento da absorção é bem menor, até atingir a saturação da capacidade de absorção. Uma vez atingida esta saturação, o excesso de vapor de água não absorverá mais o infravermelho, portanto não haverá mais aumento do aquecimento global. O efeito de fuga, devido ao vapor de água, cessa então. A grande incógnita que persiste agora é até que temperatura a Terra aquecerá? Obviamente não podemos responder a esta questão com precisão, uma vez que esta temperatura

dependerá diretamente das emissões de GEE, produzidas pelas atividades humanas, nos próximos anos e décadas. Para tentar identificar estas incertezas, foram desenvolvidos diferentes cenários socioeconômicos. Existem cinco principais cenários, cada um dos quais resulta em concentrações mais ou menos significativas de GEE e, portanto, num aumento mais ou menos significativo das temperaturas para o final do século. Como pode ser visto na figura 19, cada curva representa a trajetória da temperatura de um determinado cenário.

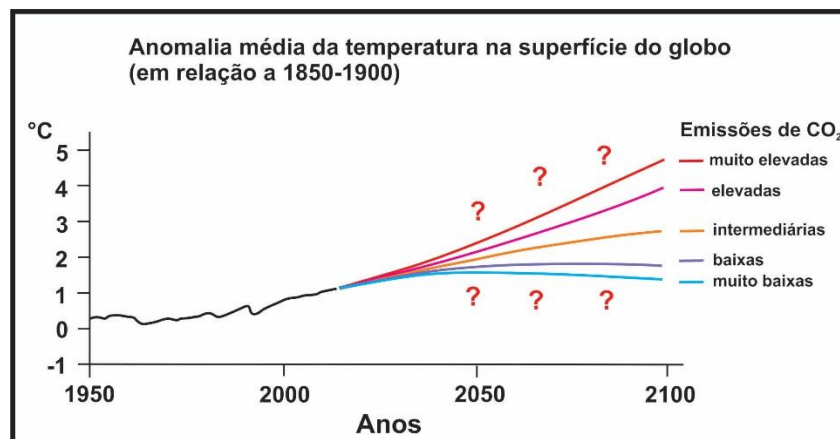


Figura 19 – Anomalia média da temperatura na superfície do globo em vários cenários.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wgi/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM_final.pdf)

Se observarmos a curva vermelha (Fig.19), que representa a evolução da temperatura, no caso de um cenário em que não ocorram mudanças políticas, as emissões de GEE aumentam constantemente, tal como a população mundial. Com este cenário, percebe-se que a temperatura média global aumenta $+4,8^{\circ}\text{C}$, em comparação com o normal de 1850-1900. Por outro lado, se tomarmos a curva azul claro, se observa que a temperatura poderia ser mantida num ligeiro aquecimento de apenas $+1,5^{\circ}\text{C}$, em comparação com a mesmo normal. Contudo, no caso deste cenário, em que ocorram mudanças políticas e econômicas, com ênfase em soluções ambientais sustentáveis, as emissões de GEE estagnariam e posteriormente diminuiriam, e a população mundial continuaria a aumentar, mas a uma taxa inferior. Entre estes dois cenários extremos, existem três outros cenários intermediários, onde o aquecimento se situa entre $+2^{\circ}\text{C}$ e $+4^{\circ}\text{C}$. Tal como acontece com o vapor de água, mesmo que a concentração de GEE aumente indefinidamente, o seu impacto no aquecimento estabilizará porque as bandas de absorção ficarão saturadas. Observa-se que a capacidade de absorção média do CO₂ aumenta muito rapidamente em baixas concentrações, depois aumenta mais regularmente, até atingir a saturação em concentrações muito elevadas. Com base nisso,

não devemos contar com esta saturação atualmente, pois estamos muito longe dela. Então, em que trajetória estamos? É difícil dizer com certeza.

No entanto, neste momento, existem poucas políticas climáticas ambiciosas em todo o mundo. Portanto, é seguro apostar que estamos a seguir uma das trajetórias mais quentes e, obviamente, esse aquecimento não é isento de consequências. O que pode ser feito para reduzir as concentrações de GEE na atmosfera? Veremos mais adiante quais são as soluções técnicas e políticas que deveriam ser implementadas para reduzir as concentrações de GEE e, assim, limitar o aquecimento global.

Contudo, sem entrar em detalhes, para reduzir a concentração de GEE, é necessário, por um lado, reduzir as emissões provenientes das fontes desses gases e, por outro lado, aumentar a sua captura. No caso do carbono, as fontes estão principalmente ligadas à queima de combustíveis fósseis, mas não só isso; o desmatamento, por exemplo, é uma fonte indireta significativa de emissões de carbono, uma vez que a vegetação é impedida de capturar CO₂. Depois vêm os incêndios florestais ou as emissões ligadas à respiração animal, que também contribuem para aumentar as concentrações de carbono na atmosfera. Em frente a essas fontes estão os sumidouros de carbono, que permitem que ele seja capturado e armazenado fora da atmosfera.

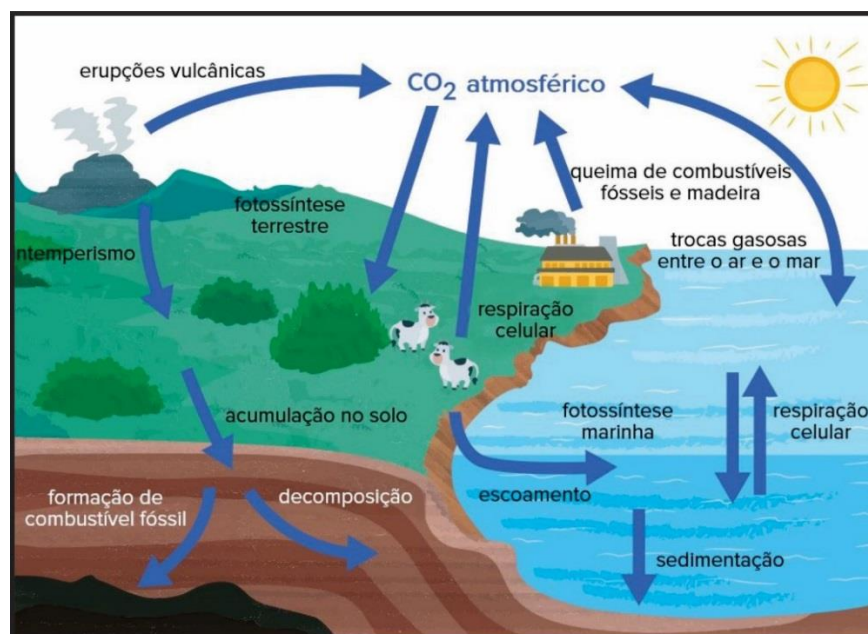


Figura 20 – Ciclo do carbono atmosférico.

(fonte: <https://cdn.kastatic.org/ka-perseus-images/8cc8955b3be062620249cb39ebee3167bdef73.jpg>)

Os sumidouros de carbono mais importantes são os oceanos frios, através da bomba físico-química que permite que o carbono atmosférico seja assimilado pela água,

mas também através do fitoplâncton, animais, corais, etc., que irão capturar carbono e transformá-lo em rocha sedimentar que ficará preso no fundo do mar (Fig.20). Nas regiões tropicais, os oceanos são antes fontes de carbono. Os sumidouros de carbono terrestres são, obviamente, a vegetação em geral, a qual captura carbono através da fotossíntese, mas também os solos que capturam e armazenam carbono dentro deles. Finalmente, estão a ser estudadas numerosas soluções técnicas para capturar e/ou armazenar artificialmente carbono, sem quaisquer resultados convincentes de momento.

Se os oceanos capturarem a maior parte do carbono emitido para a atmosfera, poderemos continuar a emití-lo? Este seria um jogo muito perigoso porque nos expomos a dois problemas. Por um lado, os oceanos não serão capazes de absorver todo o carbono atmosférico. Atualmente a Ciência ainda não resolveu a questão, mas parece que os oceanos estão a atingir a saturação. Se estes se saturarem, o carbono permanecerá na atmosfera, aumentando ainda mais o efeito estufa. Por outro lado, a absorção de carbono nos oceanos não é isenta de consequências. Na verdade, o carbono acidifica a água dos oceanos, levando a desastres ecológicos em cadeia, como, por exemplo, a morte de corais.

Finalmente, como já vimos, apenas os oceanos frios são sumidouros de carbono, enquanto nas regiões tropicais, os oceanos quentes, são mais fontes. Assim, com o aquecimento global, a proporção de oceanos frios, na Terra, diminuirá e, portanto, o potencial de absorção dos oceanos também poderá diminuir.

II. Variáveis climáticas

2.1. História e medição

O clima sempre interessou e intrigou o ser humano. Mas durante muito tempo, muito tempo mesmo em termos da história da humanidade, os homens apenas descreveram o tempo, apresentando hipóteses explicativas, como Aristóteles no seu tratado “Meteorológico”.

No entanto, para compreender e apreender completamente o clima como é ou será, deve-se primeiro medi-lo para poder colocá-lo em seu contexto. Foi somente a partir do século XVII que diferentes inventores, principalmente na Europa, desenvolveram instrumentos para medir variáveis meteorológicas. Entre os inventores mais conhecidos estão Galileu Galilei, que inventou o “termoscópio”, ancestral do termômetro, Robert

Hooke, que aperfeiçoou o princípio do anemômetro, e Evangelista Torricelli, inventor do barômetro.

Na época e até o início da década de 1830, as medições eram realizadas de forma *ad hoc*; pegava-se um instrumento, colocava-o em uma estação em um local e anotava-se o valor medido. Depois, movia-se o instrumento para medir outro valor em outro local e em outro momento. Graças a estas medições pontuais, observações precisas puderam conduzir a descobertas ligadas, em particular, aos relevos. Por exemplo, em 1648, Blaise Pascal mediu a diminuição da pressão atmosférica com o aumento da altitude, graças à sua campanha de medição realizada em Puy-de-Dôme, na França.

Desde o século XVII, a Ciência evoluiu, os instrumentos se tornaram mais precisos e se multiplicaram por todo o mundo. A partir de meados do século XIX, cada vez mais cientistas e institutos científicos começaram a reunir vários instrumentos num mesmo local fixo. Este é o início das estações meteorológicas (Fig.21). Por força das circunstâncias, estas estações foram então interligadas em rede e todos os dados obtidos começaram a ser recolhidos e partilhados, sendo este o início das redes de medição.



Figura 21 – Estação meteorológica convencional.

(fonte: https://www.monolitonimbus.com.br/wp-content/uploads/2014/06/abrigo_meteo.jpg)

A partir de 1873, a exigência de padronização de medições se tornou tão evidente que foi decidido criar o ancestral da atual Organização Meteorológica Mundial (OMM), cujo objetivo foi estabelecer padrões de medição, mas também construir e garantir o bom funcionamento da rede de troca de dados.

Todas as estações meteorológicas do mundo, que participam da rede meteorológica global, são obrigadas a respeitar certas regras de normalização e a realizar observações em momentos muito precisos e idênticos para todo o mundo. O objetivo desejado é, obviamente, ter medições comparáveis em todo o mundo.

Para isso, é necessário utilizar equipamentos padronizados que atendam a determinados critérios técnicos. Por exemplo, um termômetro deve ter uma precisão de 0,2°C. Deve ser colocado em abrigo branco e ventilado para que não seja influenciado pelos raios solares diretos, que superestimariam a medição da temperatura do ar, nem pela precipitação que, ao pousar no bulbo do termômetro, contribuiria para subestimar o valor. Este abrigo também deve estar localizado a uma altura entre 1,2 e 2 m do solo para não ser influenciado por este (Fig.21).

O terreno deve ser coberto com grama curta, com exceção das regiões desérticas, e tudo deve estar localizado o mais longe possível de qualquer sombra produzida pela vegetação ou pelas construções vizinhas.

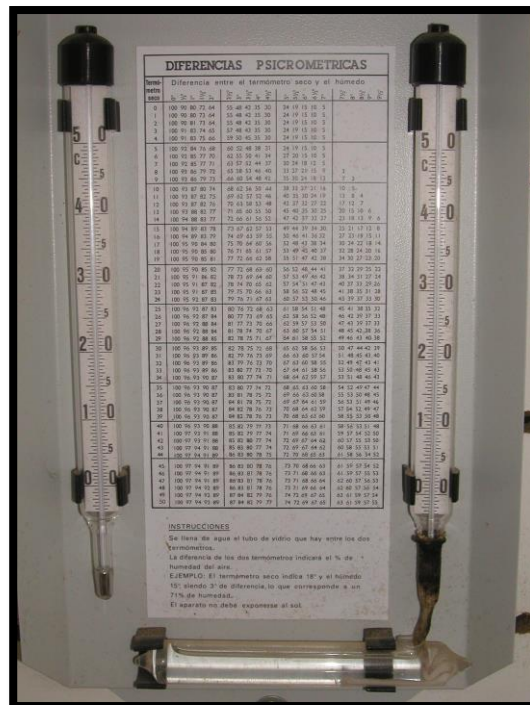


Figura 22 – Termômetros seco e úmido de uma estação meteorológica.
 (fonte: <https://blog.deinventos.com/wp-content/uploads/2012/09/psicometro.jpg>)

Obviamente, o mesmo vale para todos os outros instrumentos, porque há mais do que apenas um termômetro em uma estação meteorológica. Na verdade, o termômetro é geralmente acompanhado por um termômetro denominado “úmido” (Fig.22). Ao molhar o bulbo do termômetro, a temperatura do ar pode ser medida como se estivesse saturado de umidade. Estas duas medições de temperatura, por um lado com o bulbo seco e por outro com o bulbo úmido, permitem deduzir a umidade do ar. Além disso, o termômetro seco registrará a máxima e a mínima temperatura obtidas no mesmo dia.

No mesmo abrigo se encontra também um barômetro que medirá a pressão atmosférica e, um pouco mais longe, um pluviômetro (Fig.23). Existem muitos tipos de pluviômetros, mas dois são usados principalmente: o pluviômetro de pesagem e o pluviômetro de balde basculante. Para obter uma medição comparável com outras estações, o padrão para medições de vento é obtido a uma altitude de 10 m. No topo deste mastro, há um anemômetro e um cata-vento que registram a velocidade e direção do vento respectivamente (Fig.23).

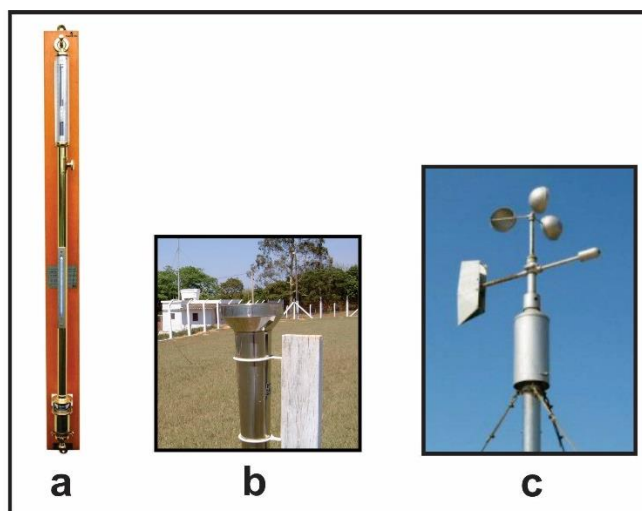


Figura 23 – a) Barômetro, b) Pluviômetro e c) Anemômetro e Cata-vento para a direção do vento.

(modificado: a - <https://i.ebayimg.com/images/g/~A0AAOSw--Ji4kGS/s-11600.jpg>;

b - <https://wp.ufpel.edu.br/agrometeorologia/files/2014/08/pluvinometro86.jpg>

c - <https://www.sobiologia.com.br/figuras/Ar/anemometro.jpg>)

Encontra-se também vários sensores que irão registrar diferentes radiações: sendo a mais importante a radiação solar direta, mas também o sensor de radiação atmosférica global que irá registrar todo o espectro de radiação que chega à estação. Alguns sensores estão até posicionados de cabeça para baixo, estes medem as diferentes radiações que vêm do solo. Com este conjunto de instrumentos temos uma estação meteorológica bastante completa. Além de todos estes instrumentos básicos, esta estação contém instrumentos mais raros e até experimentais como o disdrômetro que mede o tipo de

precipitação, a sua velocidade de queda, ou mesmo o tamanho das gotas ou flocos de neve (Fig.24). Em todo o mundo, as estações meteorológicas estão distribuídas de forma não homogênea. Como pode ser visto na figura 25, cada ponto colorido representa uma estação meteorológica incluída na rede padronizada da Organização Mundial de Meteorologia (OMM).



Figura 24 – Disdrômetro de impacto.

(fonte: <https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcSu0bbg8LHQkGTaxCO6gKsJB2epvDn9rFHx5E4WY0YaS54pgYW5Nr9h0s5GoeY9OR5NryU&usqp=CAU>)

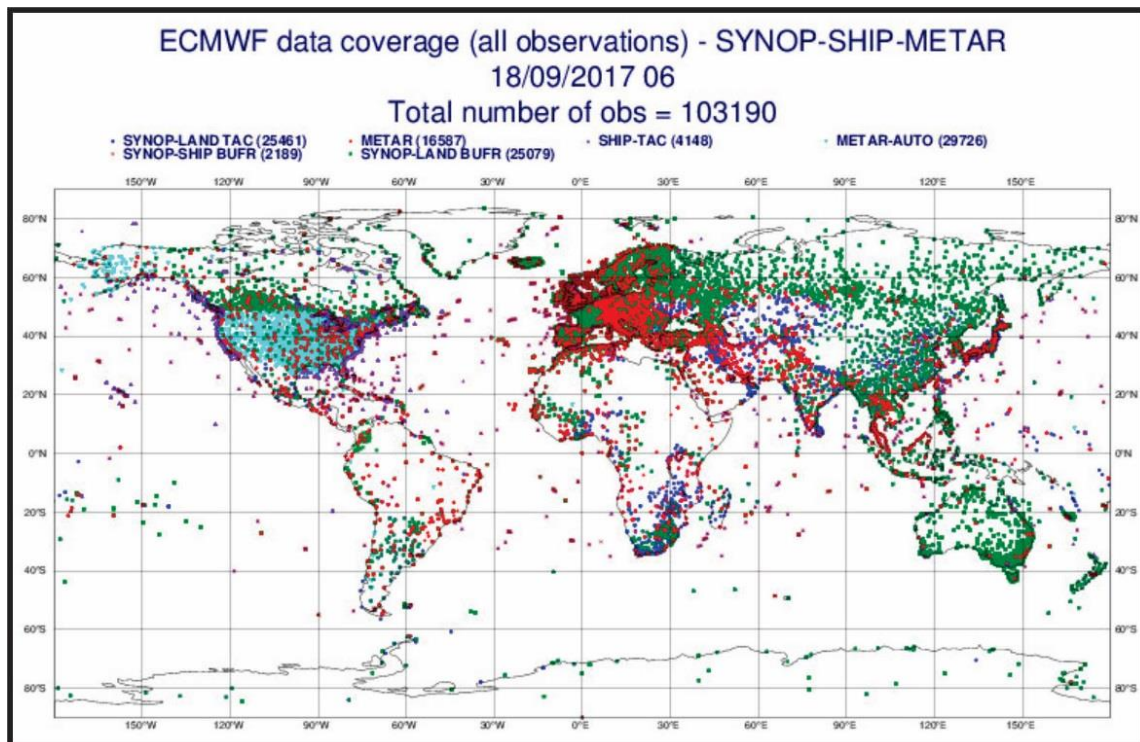


Figura 25 – Distribuição das principais estações meteorológicas no mundo.

(fonte: https://www.encyclopedie-environnement.org/app/uploads/2018/10/Meteo_fig1-densite-reseau-observation.jpg)

Observa-se que o hemisfério norte continental é amplamente coberto por estações meteorológicas, embora no interior da Rússia e da América do Norte a densidade seja menor. Por outro lado, no hemisfério sul, que possui uma superfície continental menor, a área coberta pelas estações meteorológicas é muito menor. Mas, para além das superfícies continentais, o que é particularmente impressionante são as poucas estações acima dos oceanos, embora constituam 70% das superfícies terrestres. Uma tal distribuição não homogênea de estações conduz, necessariamente, a tratamentos estatísticos ponderados quando se estuda o clima global, caso contrário, certas regiões do mundo estariam sobrepresentadas na avaliação do aquecimento global. Como resultado, para lidar com esta falta de observação *in situ*, outras técnicas de medição foram implementadas para, de certa forma, “tapar os buracos”, incluindo a utilização de satélites. Por último, embora as estações meteorológicas sejam os instrumentos históricos de registo dos dados climáticos, desde o aparecimento das primeiras estações, a Ciência progrediu bem e permitiu a invenção de novos métodos de observação e medição do tempo. Entre as técnicas mais utilizadas se incluem, por exemplo: - o balão meteorológico, que permite obter o perfil vertical de temperatura, humidade e vento até uma altitude de ± 20 km. – o Radar meteorológico, que detecta áreas onde há precipitação, sua intensidade e velocidade de movimento. A operação é bastante simples; o radar envia um pulso eletromagnético e analisa o eco desse pulso emitido. Dependendo da interferência analisada neste eco, o radar deduz a distância, o tipo e a velocidade de movimento da precipitação.

Além destes, existem os satélites meteorológicos que surgiram nos anos 70 e são principalmente de dois tipos: por um lado, satélites geoestacionários que observam sempre a mesma face da terra, permitindo assim acompanhar a evolução da atmosfera e em particular o movimento das nuvens de 5 em 5 minutos. Por outro lado, os satélites sincronizados com o sol ou em órbita polar, que giram em torno da Terra, numa órbita muito mais baixa, tornando possível observar a Terra com melhor resolução espacial. Estes satélites são utilizados, principalmente, para analisar mudanças ambientais e, portanto, são mais apropriados para estudar variações climáticas.

No Brasil, as previsões meteorológicas são realizadas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com base em dados atmosféricos (precipitação, ventos, umidade relativa do ar, pressão atmosférica, entre outros), observados em estações meteorológicas, em modelos numéricos de previsão, em imagens de satélite e em radares meteorológicos.

No Brasil, o INMET administra mais de 750 estações meteorológicas, distribuídas entre seus seis Distritos de Meteorologia, cobrindo todo o território nacional (Fig.26).



Figura 26 – Mapa de distribuição das estações meteorológicas do INMET.
(fonte: <https://portal.inmet.gov.br/uploads/servicos/mapaestacoes.png>)

As estações automáticas captam dados a cada hora, enquanto as estações convencionais coletam os dados três vezes ao dia. Esses dados são recebidos nos distritos, que os processam e os enviam para a Sede em Brasília-DF, que, por sua vez, armazena os dados em um banco de dados oficial, os processa, os integra e os envia por satélite para todo o mundo.

A partir desses dados, são feitas simulações em supercomputadores, que os processam em modelos numéricos, desenvolvidos para avaliar como se comportará o tempo, num intervalo de até 174 horas à frente.

Contudo, essas informações não são suficientes para a realização da previsão do tempo. Imagens de satélite também são utilizadas para elaborar a previsão de curto prazo. Essas imagens podem ser geradas a cada 10 minutos, de hora em hora ou a cada 3 horas. Elas estão disponíveis em três canais: 1) infravermelho; 2) visível; e 3) vapor d'água.

Além disso, também são utilizados radares meteorológicos, que fornecem as condições meteorológicas reinantes num espaço de tempo e numa área menor que a dos modelos numéricos.

Os meteorologistas do INMET, que trabalham em centros de previsão do tempo, realizam a análise desses dados e das informações por eles geradas por meio das cartas

de superfície, dos modelos numéricos, das imagens de satélites, dos radares, entre outros, na elaboração e comunicação da previsão do tempo e de avisos meteorológicos para todo o Brasil.

2.2. As Diferentes Escalas Climáticas

Meteorologia e clima são duas disciplinas científicas que estudam o tempo e o estado da atmosfera, uma através de noções instantâneas e outra através de estatísticas.

Este clima pode, claro, ser estudado em diferentes escalas espaço-temporais.

Do ponto de vista espacial, distinguimos cinco níveis de estudo climático onde, para cada nível, compilaremos dados durante longas séries temporais e obteremos dados estatísticos (Fig.27).

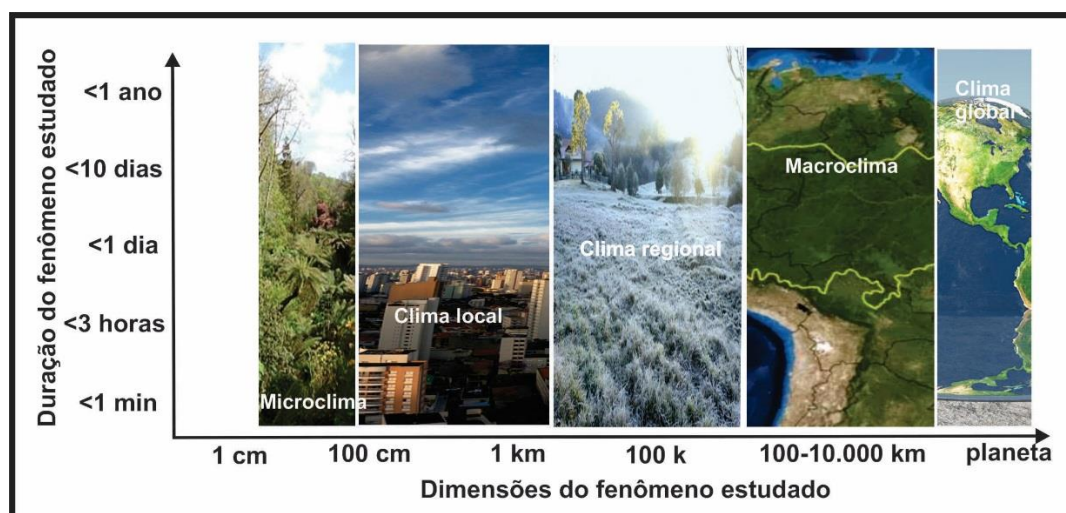


Figura 27 – Diferentes escalas climáticas.

Em primeiro lugar existe o microclima que é o menor nível de estudo e que é o clima de um jardim ou de um campo agrícola; depois vem o clima local que é o clima analisado à escala de um distrito ou de um vale por exemplo; em seguida, o clima regional que será definido a partir dos valores registrados nas estações meteorológicas que supostamente representam as condições climatológicas médias de uma região; o macroclima é um clima determinado à escala de um país, ou mesmo de um continente; e por último, o clima global é o nível de estudo utilizado para avaliar o aquecimento global do planeta.

Do ponto de vista temporal, os fenômenos representados nos cinco níveis espaciais, podem variar desde uma duração característica da ordem de um minuto ou menos para o microclima, até um ano ou mais para a escala planetária.

Para compreender plenamente estas escalas espaço-temporais, apresentamos cinco exemplos concretos, correspondentes aos cinco níveis acima mencionados:

- A sombra projetada por uma árvore criará uma diferença de temperatura entre os lados norte e sul do tronco, pois a radiação solar não será idêntica. A influência desta árvore criou, portanto, um microclima (Fig.28).

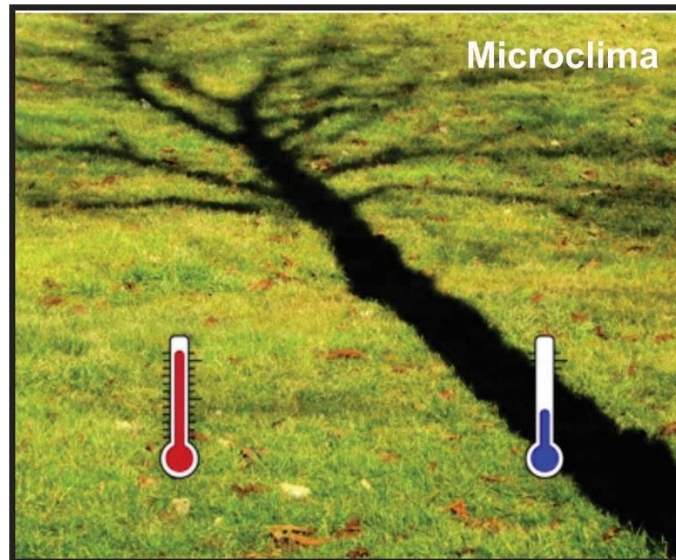


Figura 28 – Região de microclima.

- Um vale encaixado terá um clima local diferente dos planaltos circundantes, devido à sua estreiteza, à sua exposição e à sua depressão topográfica. Observa-se ali temperaturas muito mais frias do que nas redondezas, principalmente nas noites sem vento e sem nuvens ou nas noites frias de inverno (Fig.29);



Figura 29 – Clima local

- Um clima regional é definido sobre uma região topograficamente e geograficamente homogênea. É claro que pode haver disparidades de climas locais e numerosos microclimas, mas regionalmente o clima será considerado homogêneo (Fig.30);

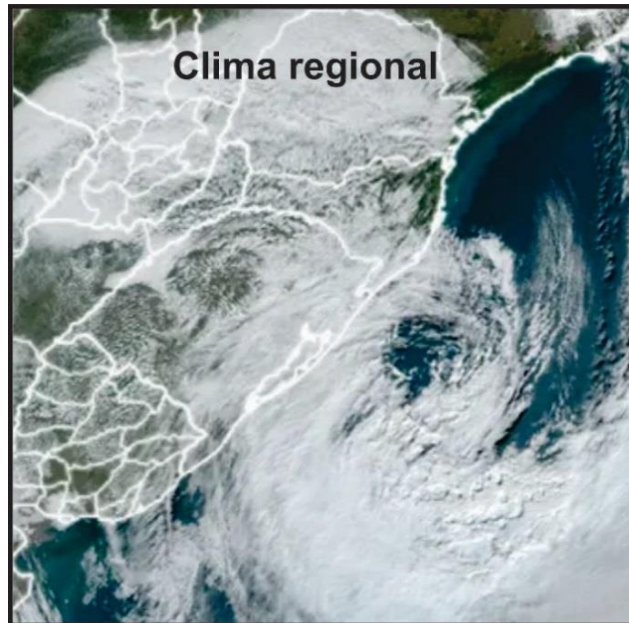


Figura 30 – Clima regional

- O macroclima é o clima definido pelas classificações climáticas que veremos em breve. Por exemplo, o Brasil é principalmente classificado como um clima equatorial/tropical (Fig.31), enquanto a Rússia é principalmente um clima continental;

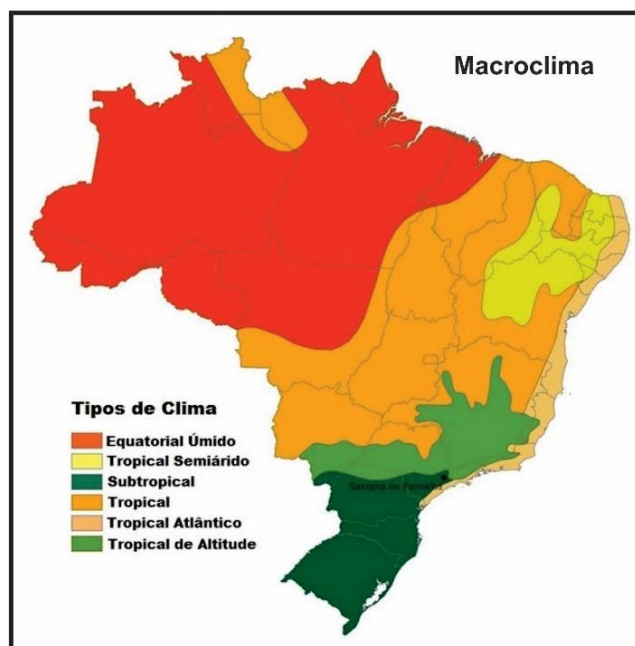


Figura 31 – Macroclima

(fonte: <https://bid.meetbirmingham.com/la/mapa-de-climas-do-brasil.html>)

- Finalmente, o clima global é, de certa forma, um clima teórico. É definido pela temperatura de equilíbrio da balança radiativa ou por uma média geral ponderada de todas as medições de temperatura coletadas em todo o mundo.

Em cada nível de estudo, o clima pode ser avaliado de acordo com estatísticas fixas, chamadas normais climáticas. Essas normais são calculadas ao longo de 30 anos. Durante este longo período, pode-se extrair médias, máximas ou mínimas, desvios padrão, etc. Também se pode estudar a flutuação destas estatísticas, denominadas de variabilidade climática. Esta variabilidade climática também pode ser analisada de acordo com diferentes escalas temporais.

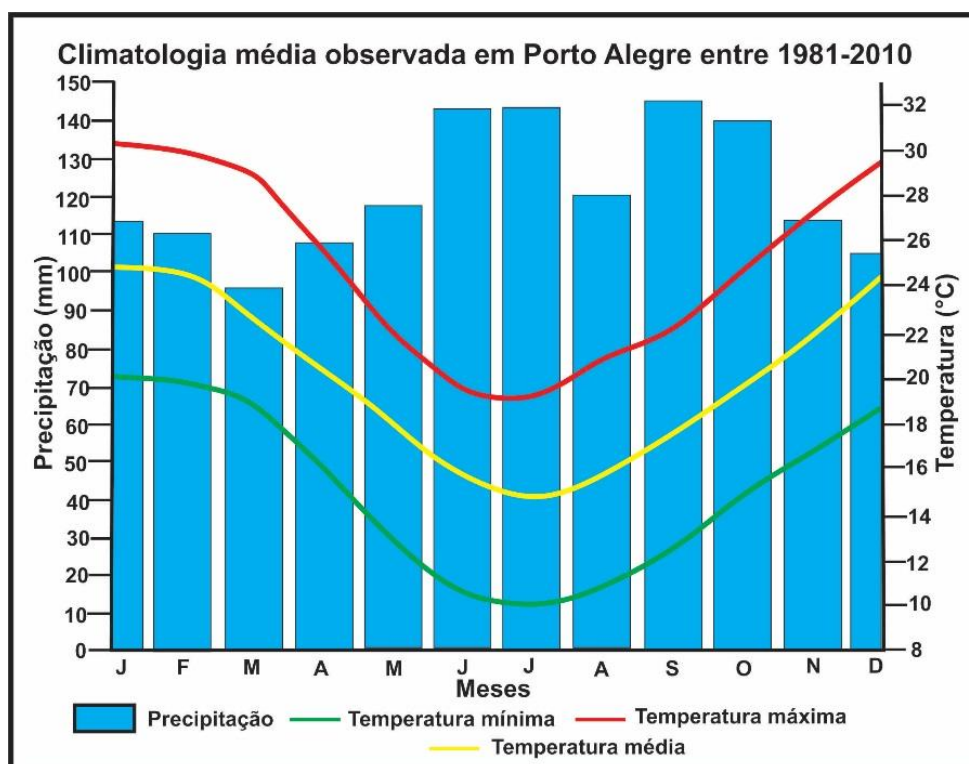


Figura 32 – Climatologia média observada em Porto Alegre, no período de 1981-2010. (modificado: INPE/CEPETEC)

No gráfico da figura 32, a curva amarela representa a variação anual média da temperatura em Porto Alegre-RS. No mesmo ano, é mais quente em janeiro do que em julho, isto é a variabilidade interanual, ou variabilidade sazonal. A linha vermelha representa as temperaturas médias máxima obtidas para o referido período, enquanto a linha verde, representa as temperaturas médias mínimas.

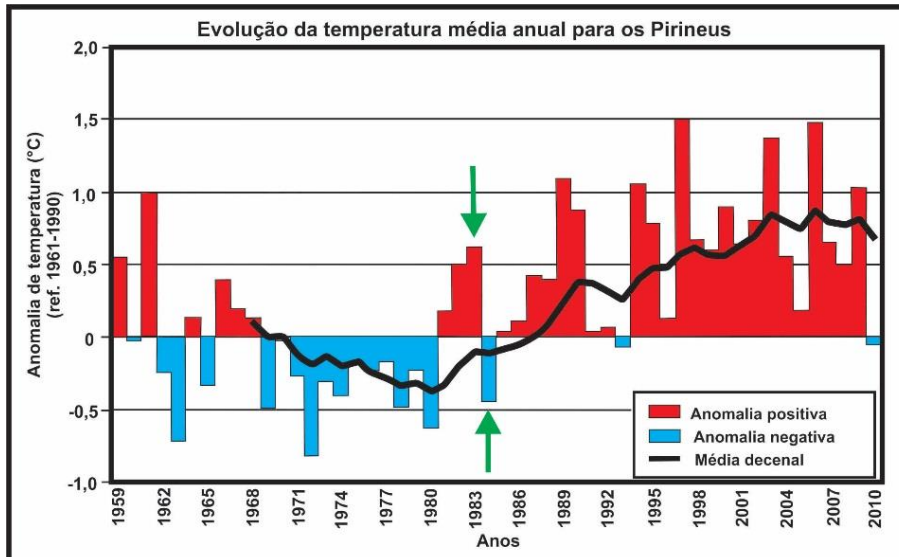


Figura 33 – Evolução das temperaturas médias anuais da região dos Pirineus durante o período 1959-2010, mostrando a variabilidade interanual.
(fonte: https://skipass.fr/p/news/151739/9348_11229-1.png)

O gráfico da figura 33, mostra a evolução das anomalias de temperatura média anual para a região dos Pirineus desde 1959 até 2010, em comparação com a normal de 1961 a 1990. Se ampliarmos uma pequena parte, podemos ler que alguns anos são mais frios, enquanto outros são mais quentes: esta é a variabilidade interanual.

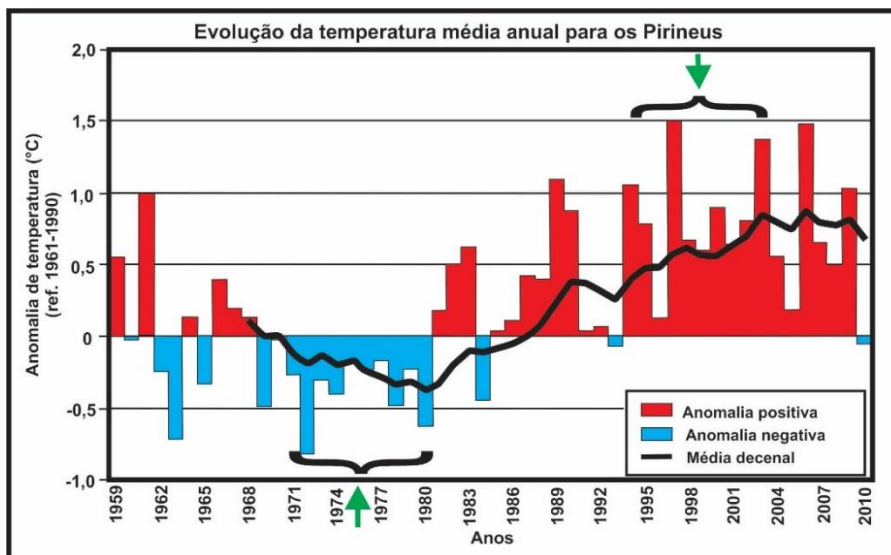


Figura 34 - Evolução das temperaturas médias anuais da região dos Pirineus durante o período 1959-2010, mostrando a flutuação climática.
(fonte: https://skipass.fr/p/news/151739/9348_11229-1.png)

Se mantivermos o mesmo gráfico, mas ampliarmos um período maior (Fig.34), poderemos então ver que a década, em torno dos anos 70, foi mais fria do que a década em torno do final do século XX. Esta é a flutuação climática.

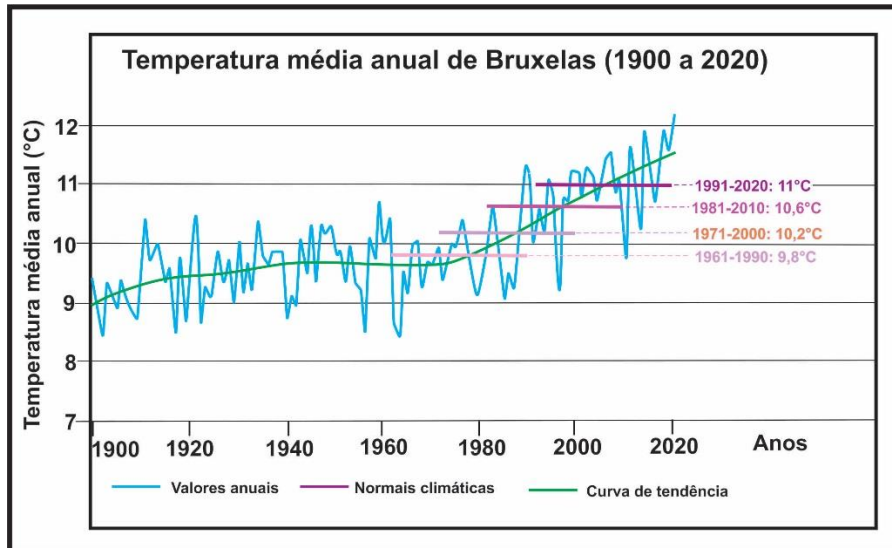


Figura 35 – Temperatura média anual de Bruxelas de 1900 a 2020.
(modificado: https://environnement.brussels/sites/default/files/migrated-images/fig1_temperatures_fr_0.jpg)

Se utilizarmos a representação gráfica (Fig.35), de uma série temporal, podemos observar a evolução das temperaturas médias anuais, no caso em Bruxelas. Se traçarmos as últimas 4 normais climáticas, obteremos as 4 linhas rosa/roxas à direita do gráfico.

Observa-se que os valores dessas normais aumentam com o tempo. Isto é a variação climática.

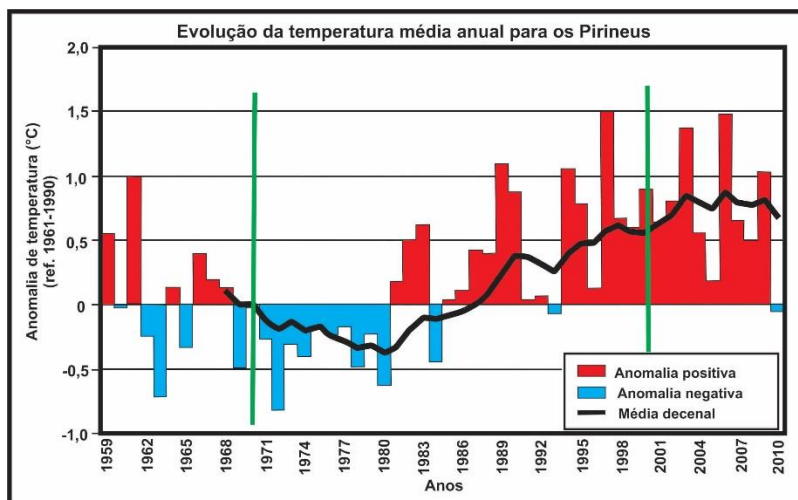


Figura 36 – Gráfico da evolução da temperatura média anual para os Pirineus.
(fonte: https://skipass.fr/p/news/151739/9348_11229-1.png)

Por último, se voltarmos ao gráfico anterior que representa a evolução das anomalias de temperatura média anual para os Pirineus (Fig.33), e observarmos o período entre 1970 e 2000, delimitado pelas duas barras verticais verdes (Fig.36), pode-se ver que durante este período as temperaturas aumentaram quase 0,6°C. Isto representa o aquecimento global.

Estas cinco variabilidades climáticas podem adotar um determinado comportamento ao longo do tempo. Assim, tendências estacionárias, descendentes ou ascendentes podem ser indicadas como a curva preta no gráfico da figura 34. Dentro de uma série climática também pode haver uma forte descontinuidade estatística, isto seria uma ruptura climática. Como se observa no caso da monitorização da temperatura nos Pirineus (Fig.36), onde se pode definir uma ruptura climática, por volta da década de 1980.

Por fim, seria negligente se não falássemos sobre uma disciplina que liga a ciência geográfica à ciência climatológica. Esta disciplina é a topoclimatologia.

A topoclimatologia é a parte da climatologia que se dedica às relações entre as variáveis climáticas, medidas na superfície terrestre, e os ambientes geográficos para cada escala espaço-temporal. A primeira influência entre clima e ambiente geográfico é, obviamente, a orografia.

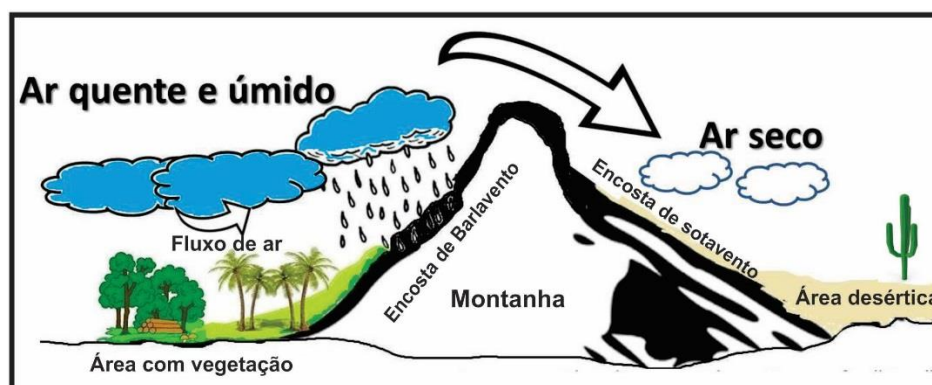


Figura 37 – Modelo esquemático de uma área com influência orográfica.
(modificado: https://3.bp.blogspot.com/-f1m5-TmB3l4/WITEY7-oZNI/AAAAAAAAAWw/4JANn_-OJkIWaY5ftKoBoPNWrPRhf7_RgCLcB/s1600/Chuva%2B2%2B-%2BCopia.jpg)

Todos os relevos do mundo, sejam grandes como os Himalaias ou menores como os Andes ou mesmo mais humildes como o maciço das Ardenas, influenciam o clima nas planícies circundantes, nas suas encostas e nos seus cumes (Fig.37). Por exemplo, a temperatura é mais fria no cume, a precipitação é geralmente mais volumosa nas encostas de barlavento e menor nas encostas de sotavento. Se o maciço for grande, pode até provocar diferenças climáticas em cada uma das suas encostas; a que está voltada para o vento é mais chuvosa, a vegetação crescer facilmente, enquanto a encosta a sotavento é muito mais quente e menos chuvosa, apresentando vegetação mais rara e do tipo desértica. Isto ocorre devido ao efeito Föhn.

O relevo também pode atuar como barreira ou canal para o fluxo de ar (Fig.37). O vale do Ródano, França-Suíça, devido ao seu estreitamento, causa o efeito tubo de

ventilação (*venturi*) e acelera o fluxo de ar, o qual criará o Mistral, um vento local que sopra geralmente com força.

Outra influência importante do ambiente geográfico, no clima, é o uso da terra. Como vimos anteriormente, o albedo influencia fortemente o equilíbrio radiativo e, portanto, a temperatura de uma superfície. Quanto mais escura for a superfície, mais radiação ela reterá e mais quente será. Assim, será mais quente numa superfície agrícola nua, em pleno sol, do que numa superfície com grama. Um exemplo revelador está presente nesta série temporal de uma estação meteorológica localizada em Thimister, uma pequena aldeia na província de Liège, na Bélgica (Fig.38). Esta estação passou por duas mudanças. No segundo período, esta foi instalada num local confinado entre uma casa e o aterro ferroviário, composto principalmente por brita. Como a brita devolve muito calor durante o dia e muito pouco durante a noite, inevitavelmente se observa um aumento das temperaturas máximas e uma diminuição das temperaturas mínimas (Fig.38B). Considerando que nos outros dois períodos de observação a estação estava localizada em local aberto com vegetação, tal comportamento não foi observado (Fig.38 A e C).

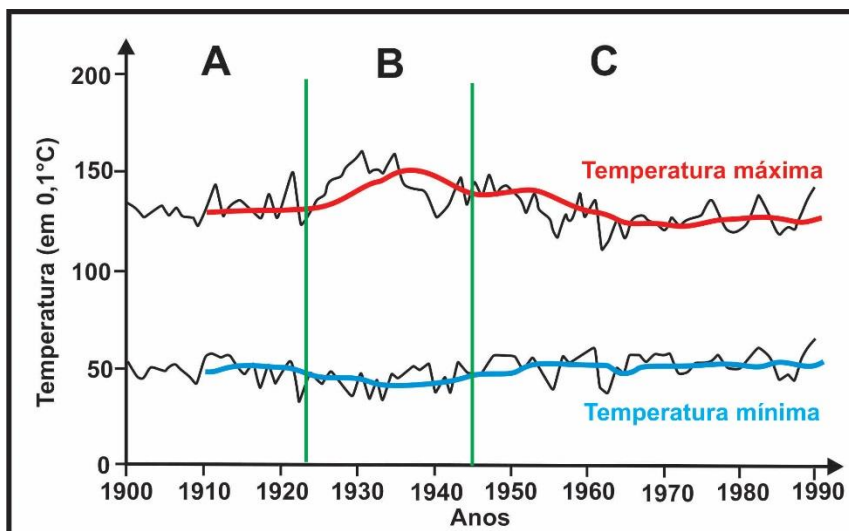


Figura 38 – Gráfico de uma série temporal de uma estação meteorológica localizada em Thimister-Bélgica. (modificado: André et al, 1991)

Além disso, a presença ou ausência de vegetação também desempenha um papel importante. Por exemplo, uma floresta trará muita humidade ao ar através da evapotranspiração das árvores, enquanto numa área desértica o ar será muito mais seco. A presença de um corpo de água, sejam lagos, mares ou oceanos, influencia o clima através da inércia térmica da água, em comparação com superfícies terrestres que armazenam, proporcionalmente, menos energia. Por exemplo, durante um dia ensolarado,

um lago armazena calor e o libera durante a noite. Perto deste lago será, portanto, mais fresco durante o dia e mais quente à noite, ao passo que sem a influência direta do lago a amplitude térmica diária seria maior. Ainda existem muitas influências dos ambientes geográficos no clima, as quais veremos mais adiante.

2.3. Circulação atmosférica geral

A atmosfera está subdividida em várias partes, sendo a mais importante a troposfera. É nesta camada inferior que ocorrerão todos os fenômenos meteorológicos e climáticos. Ela se localiza entre o solo e 8 km de altitude no polo, ou 18 km de altitude no equador.

Por que apenas nesta camada? Há várias razões para isso. Por um lado, embora a troposfera seja a menor camada atmosférica em extensão vertical, ela contém 80% da massa total da atmosfera. Seus componentes atmosféricos são mais numerosos e mais densamente representados, principalmente a água. Por outro lado, a troposfera, pelo seu perfil térmico, é quase hermética: a tropopausa, esse limite entre a troposfera e a estratosfera, forma uma espécie de tampa pela qual quase nada pode passar.

O outro componente determinante da troposfera é a temperatura. Num perfil vertical, a temperatura é mais quente perto do solo e mais frio em altitude, como visto anteriormente. Num perfil norte-sul, a temperatura é mais quente no equador e mais fria nos polos.

Esta diferença de temperatura, entre os polos e o equador, é explicada pela forma esférica da Terra. Na verdade, um raio solar de mesma seção, aquecerá uma superfície terrestre cada vez maior à medida que nos afastamos do equador (Fig.39).

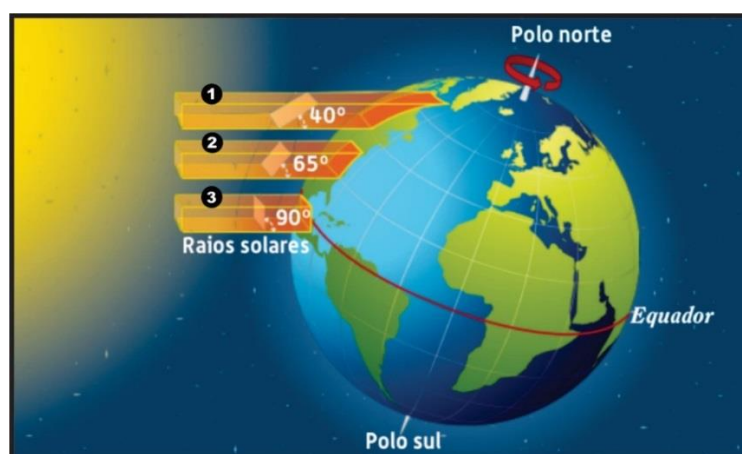


Figura 39 – Incidência dos raios solares sobre a superfície da Terra.
(fonte: https://img.comunidades.net/ped/pedromartins/Representac_a_o_do_a_ngulo_de_incide_ncia_dos_raios_solares_e_espessura_da_atmosfera_atravessada.png)

Tomemos o exemplo de um raio solar com seção de 1 m². Este raio permite iluminar 1 m² na linha do Equador, visto que ali chega perpendicularmente. Por outro lado, este mesmo raio ilumina 1,5 m² nos Estados Unidos e 2 m² além do círculo polar, visto que chega lá obliquamente. Em outras palavras, quanto mais nos afastamos do equador, mais diminui a energia solar fornecida por unidade de área. Razão pela qual o Equador e as regiões intertropicais, recebem mais calor do que o resto do globo.

No entanto, apesar desta diferença na insolação e, portanto, na temperatura, ocorrem constantemente trocas entre o ar frio dos Polos e o ar quente do Equador. Estas trocas são bem-vindas porque, por um lado, permitem que as regiões intertropicais não sejam sufocadas pelo calor e as regiões polares não sejam congeladas pelo frio.

Esta diferença de luz solar, entre o equador e os polos, constitui o verdadeiro motor da circulação atmosférica geral. Mas é obviamente mais complexo do que o simples transporte em linha reta entre o equador e as regiões mais distantes. Agora vamos ver essa circulação passo a passo.

Nosso ponto de partida é a Zona de Convergência Intertropical (ZCI). Esta zona é uma faixa latitudinal onde os raios solares chegam de forma perfeitamente perpendicular. Entretanto variará ao longo do ano dependendo das estações: estará localizada no Trópico de Câncer no solstício de verão, no hemisfério norte, no Trópico de Capricórnio no solstício de inverno, no hemisfério norte, e no Equador durante os dois equinócios (Fig.40).

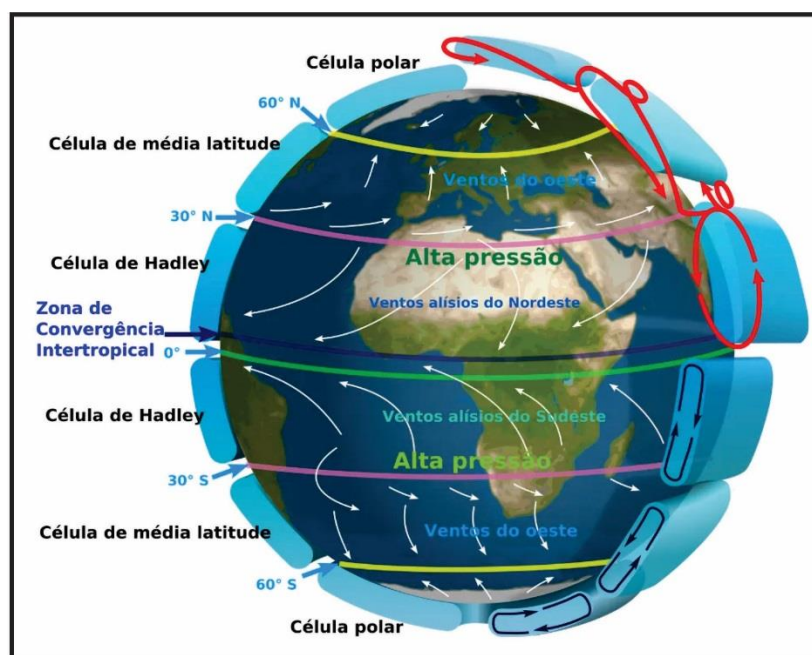


Figura 40 – Circulação geral da atmosfera terrestre.

(fonte: https://services.meteored.com/img/article/o-padrao-da-circulacao-atmosferica-global-189962-2_1280.png)

Nesta área, como os raios solares chegam perpendicularmente à superfície terrestre, a energia disponível é máxima. A partir daí, o ar tenderá a subir de altitude por convecção. É o mesmo princípio do balão de ar quente, sendo o ar quente mais leve que o ar frio, ele sobe de altitude. Por um lado, carrega consigo a humidade existente próxima do solo, que se condensará à medida que o ar sobe de altitude, levando à criação de enormes aglomerados de nuvens convectivas. Por outro lado, à medida que o ar existente próximo ao solo aumenta de altitude, cria-se então uma corrente de ar na superfície, havendo portanto convergência do ar na base desta faixa latitudinal. Por outro lado, em altitude, e mais precisamente ao nível da tropopausa, o ar não poderá ali se acumular, terá portanto que evacuar para fora desta zona de convergência intertropical, onde ocorrerá, portanto, divergência de altitude. Este ar divergente em altitude continuará sua rota até +/- 30° de latitude norte e sul e então descerá em direção ao solo. Isso é o que chamamos de subsidência.

Vamos substituir nosso diagrama em uma seção do globo terrestre. Assim, poderemos ver que o ar que afunda atingirá o solo a cerca de 30° de latitude, em ambos os lados do Equador. Mas como antes, não poderá se acumular ali, e portanto haverá uma nova zona de divergência, desta vez no solo, parte do ar sairá em direção aos Polos e outra parte sairá em direção ao Equador se juntando assim à zona de convergência intertropical. O primeiro *loop* é concluído, e esse *loop* é precisamente chamado de Célula Hadley (Fig.40).

Observe que o ar que afunda na célula de Hadley é um ar muito seco, visto que perdeu toda a sua umidade no aglomerado de nuvens da zona de convergência intertropical. Isto tem como consequência direta, que os grandes desertos estão precisamente em torno dos paralelos 30° Norte e Sul, visto que o ar que chega a este local é completamente seco.

Com este desenvolvimento, a primeira célula da circulação atmosférica geral está assim formada, continuemos agora o caminho do ar em direção aos Polos. O ramo de ar descendente da célula de Hadley, se movendo em direção ao polo, enfrentará o ar frio vindo do polo. O limite entre esses dois ares será chamado de frente polar e estará localizado em torno de $\pm 50^\circ$ de latitude, tanto ao norte como a sul. Portanto, se observa neste local, uma convergência de massas de ar e também uma convecção ocasionada pelo encontro de uma massa de ar quente com uma massa de ar frio. A consequência é que o ar aumentará de altitude para atingir novamente a tropopausa. Tal como acontece com a zona de convergência intertropical, o ar, à medida que sobe, irá esfriar, condensar

a umidade e formar aglomerados de nuvens. E novamente, como na zona de convergência intertropical, o ar também divergirá em altitude, formando um ramo que sai em direção ao polo e outro ramo que sai para se juntar à célula de Hadley, fechando o segundo laço que levará o nome de Célula de Ferrel (Fig.40).

Por fim, nos Polos, o ar não pode se acumular em altitude, pelo qual se cria uma nova zona de subsidência, onde o ar seco em altitude atingirá a superfície, fechando assim o último ciclo que leva então o nome de célula Polar (Fig.40). Acabamos, portanto, de ver a circulação geral descrita segundo um perfil vertical. Agora vamos ver o que acontece em um plano horizontal.

A cada região de subsidência, onde o ar, de alguma forma, pressionará o solo, teremos uma zona de alta pressão, que é chamada de anticiclone. E em cada região de convecção, onde o ar escapa em altitude, teremos uma área de baixa pressão, que é chamada de depressão. Como a pressão do ar é mais alta no coração de um anticiclone, ela atingirá uma área com pressão mais baixa e, assim, “preencherá” a depressão, um pouco como fariam os vasos comunicantes. Na verdade, isso é o que acontece na realidade, exceto que o ar não se juntará à depressão em linha reta, mas sua trajetória será curvada devido a rotação da Terra (Fig.41).



Figura 41 – Circulação geral atmosférica com as zonas de altas e baixas pressões.
(fonte: <https://i.ytimg.com/vi/QUbQX-Lkc9Y/maxresdefault.jpg>)

Para entender completamente esse desvio, devido à rotação da Terra, é preciso imaginar um super jogador de futebol localizado no polo norte e que conseguiria passar

sua bola, a milhares de quilômetros, em direção ao equador. Inicialmente ele esperaria que a bola seguisse em linha reta (Fig.42).

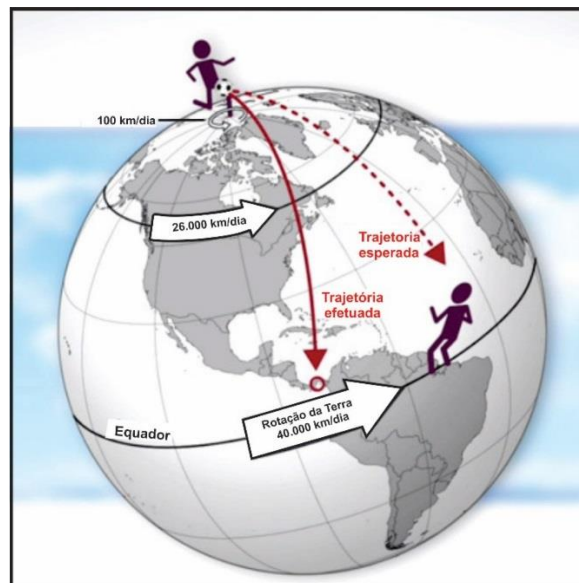


Figura 42 – Trajetória de uma bola lançada desde o Polo em direção ao Equador.
(fonte: Cox & Portou,2000)

Só que a Terra gira e a velocidade de rotação é diferente, dependendo da latitude. Num dia, um jogador de futebol em repouso percorre ± 40.000 km no Equador, ± 26.000 km na região de Quebec no Canadá e ± 100 km perto dos Polos (Fig.42). Isto implica que a trajetória efetiva da bola, lançada dos Polos em direção ao Equador, é desviada para a direita, no hemisfério norte, em comparação com a trajetória em linha reta. No hemisfério sul, ela iria para a esquerda. O ar que circula entre um anticiclone e uma depressão não se desviará desta regra que se chama: efeito Coriolis. O vento, ao invés de sair do anticiclone em linha reta, será desviado para a direita, o resultado é que, no anticiclone, o vento girará no sentido horário, no hemisfério norte. O vento que chega na depressão girará no sentido anti-horário. Será o oposto no hemisfério sul, dado que o efeito Coriolis desviará as trajetórias para a esquerda (Fig.42).

Agora vamos voltar à nossa vista plana e adicionar a direção de rotação do ar dentro das depressões e anticiclones. Podemos distinguir duas orientações principais: por um lado, as setas verdes localizadas entre 30° e 50° de latitude e orientadas de Oeste para Leste em cada hemisfério (Fig.41). Esses ventos são chamados: ventos de oeste. São estes ventos que trazem, por exemplo, a suavidade do oceano Atlântico para a Europa. Por outro lado, as setas amarelas localizadas nas zonas de convergência intertropical, orientada de Leste para Oeste, representam os ventos Alísios. Eles adotam uma direção nordeste ao norte da zona de convergência e uma direção sudeste ao sul da zona de

convergência. Claro, tudo isto é uma visão esquemática da circulação atmosférica geral porque os anticiclones e as depressões não são estacionários e perfeitamente redondos: eles evoluem, se movem, se deformam, desaparecem e se reformam de acordo com zonas preferencialmente aquecidas, estações do ano, suas interações com outras depressões/anticiclones, com outras massas de ar ou simplesmente pelo relevo ou pelos oceanos. Mas se pode observar que a circulação atmosférica geral, tem como consequência direta um transporte de calor do equador em direção aos polos, permitindo assim uma melhor distribuição do calor na Terra. Áreas com intensa radiação solar são resfriadas e áreas com pouca radiação solar são aquecidas.

2.4. Tipos de climas ao redor do mundo

As principais correntes da circulação atmosférica geral, seja na superfície ou em altitude, influenciam a meteorologia e os climas das regiões do mundo. Além da circulação atmosférica geral, a meteorologia e os climas mundiais, também estarão sujeitos a influências mais regionais ligadas, por exemplo, à presença ou ausência de uma grande massa de água, ao relevo, a um tipo de solo, etc. Graças à combinação da circulação atmosférica geral e das influências regionais, poderemos explicar os principais climas presentes no mundo. Antes de entrarmos no cerne da questão, se observa que, durante muito tempo, os cientistas quiseram classificar os diferentes tipos de clima, de acordo com critérios por vezes muito diferentes. Citemos por exemplo a classificação de Alisov que leva em consideração apenas a influência de diferentes massas de ar (Fig.43). Observa-se, portanto, uma distribuição dos climas de acordo com a latitude. Esta classificação é muito simplista dado que, por exemplo, a França e a Sibéria são classificadas no mesmo clima.

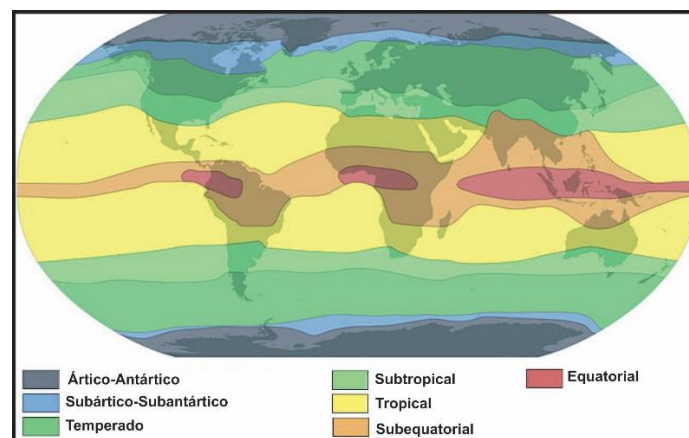


Figura 43 – Classificação dos tipos de clima segundo Alisov.

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/1/13/Alisov%27s_classification_of_climate_ru.jpg/220px-Alisov%27s_classification_of_climate_ru.jpg)

A classificação de Köppen é muito mais diversificada e tem o mérito de introduzir abreviaturas para designar os climas, o que facilita análises e comparações: clima A é um clima tropical, B um clima desértico, etc. Mas permanece incompleta e imprecisa. No entanto, mesmo que esteja incompleta, constitui uma boa base. A partir daí, esta classificação foi melhorada de acordo com o progresso do conhecimento científico, como por exemplo por Geiger (1954) e Rudloff (1981). Finalmente, se percebe que nenhuma classificação é completa e definitiva. Contudo, ainda é necessário definir uma classificação de referência. Para o resto desta capítulo, tomaremos por base a classificação climática de Köppen-Geiger revista, posteriormente, por Peel em 2007 (Fig.44).

Esta classificação se baseia essencialmente em duas variáveis meteorológicas: temperatura, medida a 2 m acima do solo, e precipitação. Vamos revisar cada classe climática principal, às vezes detalhando alguns climas específicos dentro dessas classes principais. Iniciamos pelo mundo intertropical, onde encontramos climas tropicais. O clima tropical contém vários climas específicos, os quais têm o ponto comum de serem influenciados pela zona de convergência intertropical.

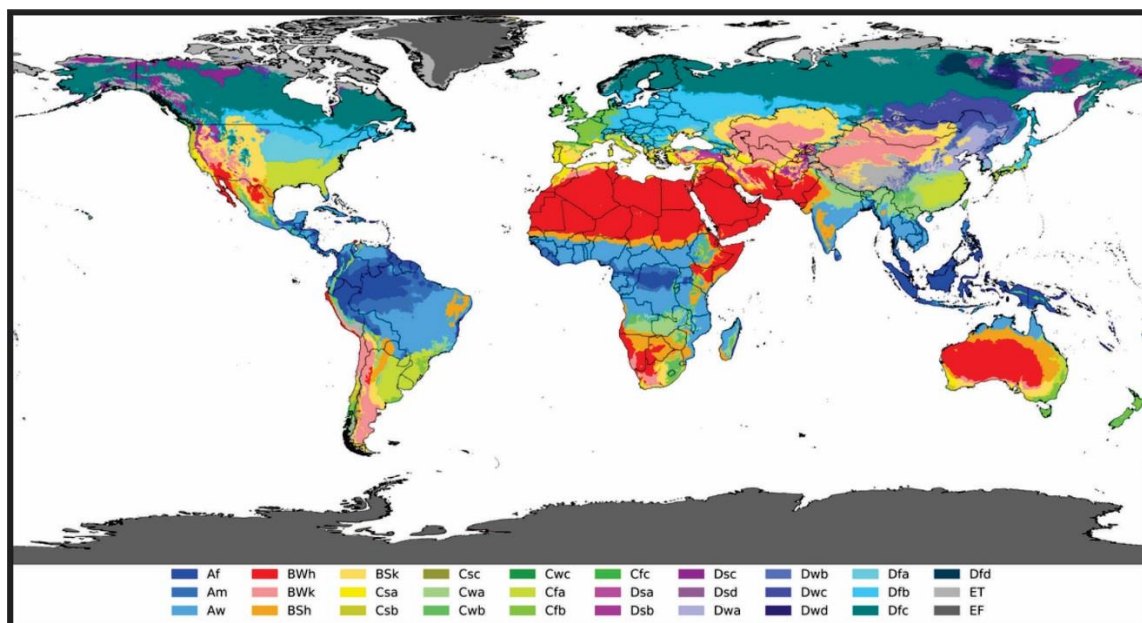


Figura 44 – Classificação do clima segundo Köpper & Geiger (1980-2016).

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/5/5f/K%C3%B6ppen-Geiger_climate_classification_%281980-2016%29.png/1200px-K%C3%B6ppen-Geiger_climate_classification_%281980-2016%29.png)

Quanto mais perto estivermos do equador, maior precipitação ocorrerá, visto que a zona de convergência passará por lá duas vezes por ano. O corolário é que, quanto mais próximos estivermos dos trópicos, menor precipitação ocorrerá, uma vez que a zona de convergência só passará por lá uma vez por ano, se é que o fará. Existem três climas

tropicais específicos: O clima equatorial “Af” e o clima de monções “Am” são dois tipos de clima quentes e úmidos que ocorrem durante todo o ano. Esses climas podem ser encontrados em Cingapura ou em Manaus no Brasil. O clima de monções experimenta uma curta estação seca, ligada à distância da zona de convergência intertropical, enquanto o clima equatorial, recebe precipitação durante todo o ano, graças à exuberante floresta equatorial que fornece à atmosfera enormes quantidades de água, por evapotranspiração, ou graças ao oceano que drena o ar úmido, durante todo o ano. O terceiro tipo de clima tropical é o clima de savana “Aw”, que tem uma estação seca mais longa ou duas estações secas e uma amplitude térmica anual ligeiramente mais acentuada, como pode ser encontrado em Yaoundé, nos Camarões, por exemplo (Fig.45).

Afastando-nos do equador, encontramos climas desérticos. Como o próprio nome indica, são caracterizados por precipitações baixas ou mesmo muito baixas. Esses climas desérticos podem ser do tipo quente ou frio.

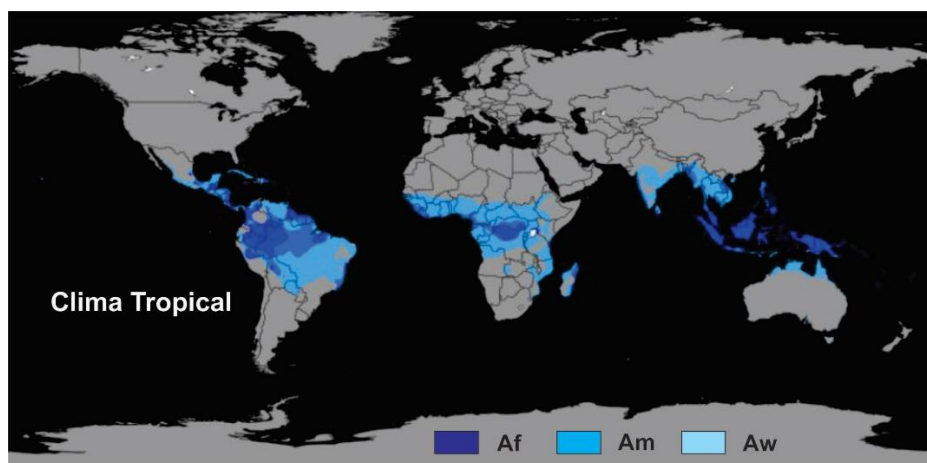


Figura 45 – Clima tropical

(fonte: <https://www.infoescola.com/wp-content/uploads/2017/02/clima-tropical.jpg>)

Existem 4 tipos específicos de climas desérticos: O clima semiárido quente “BSh” e o clima semiárido frio “BSk” são os dois tipos de climas de transição entre o clima equatorial mais úmido e o clima desértico seco. Eles estão localizados nas margens de regiões desérticas; a vegetação ali é de estepe, como em Windhoek, na Namíbia, para o clima quente, ou Ashgabat, no Turcomenistão, para o clima frio. O clima árido quente “BWh” e o clima árido frio “BWk” são muito mais secos que os dois anteriores (Fig.46). Esta seca permanente se deve aos anticiclones subtropicais da célula de Hadley que trazem, por subsidência, ar seco durante todo o ano.

Mais localmente, certos desertos, como Nevada nos Estados Unidos, são desertos de abrigo, ou seja, estão localizados no abrigo de uma cordilheira. A Serra Nevada retém

toda a precipitação proveniente do oceano Pacífico, enquanto o lado oriental é seco e desértico. Os climas nestes desertos protegidos também podem ser considerados árido com tendência quente ou fria.

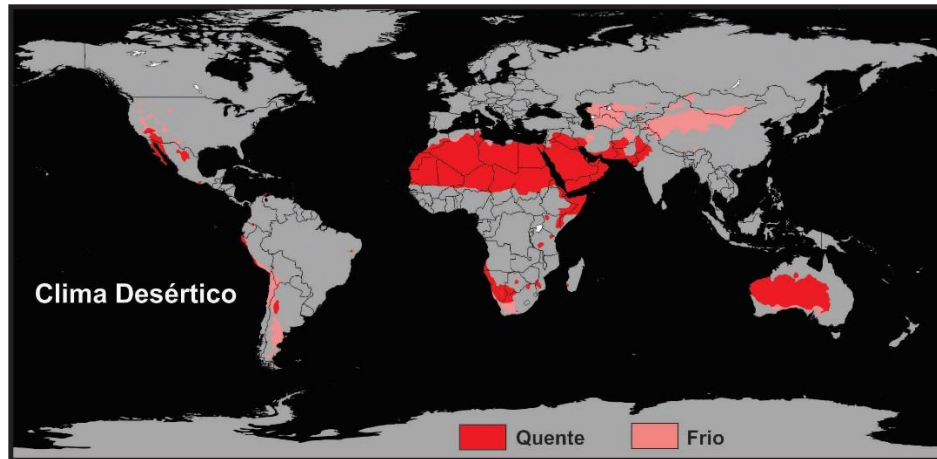


Figura 46 – Clima desértico

(fonte: <https://static.todamateria.com.br/upload/55/d4/55d4ceaf84160-clima-desertico.jpg>)

Atravessando os trópicos, encontramos climas subtropicais. Esses climas são caracterizados por invernos amenos e úmidos e uma acentuada amplitude térmica anual.

Por outro lado, estes climas se dividem em dois tipos principais:

- Por um lado, o clima subtropical com verão seco, mais vulgarmente denominado clima mediterrâneo “Cs”, o qual se caracteriza por verões quentes e secos (Fig.47).

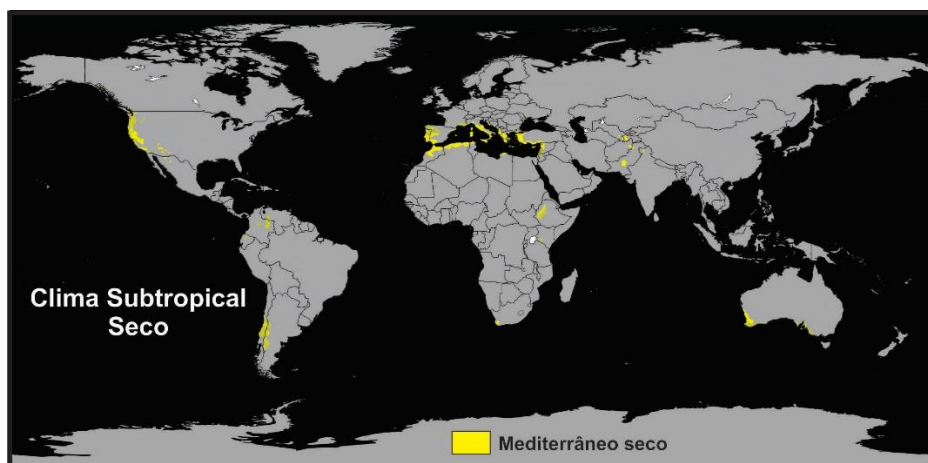


Figura 47 – Clima subtropical seco

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/f/f8/K%C3%B6ppen_World_Map_Cs.svg)

- Por outro lado, o clima subtropical com verões húmidos, mais vulgarmente denominado clima chinês “Cf”, que se caracteriza por verões quentes e chuvosos (Fig.48).

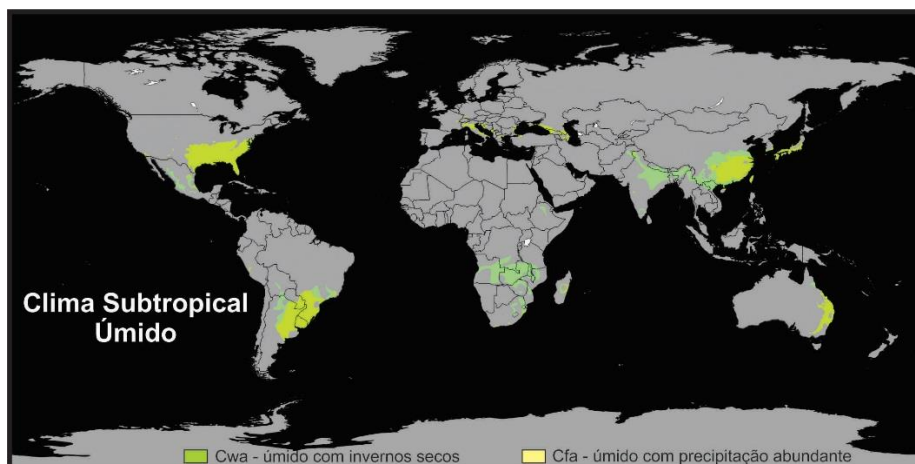


Figura 48 – Clima subtropical úmido.

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/3/35/K%C3%B6ppen_World_Map_Cfa_and_Cwa_%28Humid_subtropical%29.svg)

Esta diferença é, mais uma vez, explicada pela circulação geral. No verão, os anticiclones subtropicais da célula de Hadley, evitam que as perturbações atinjam regiões de clima mediterrâneo. Embora estes mesmos anticiclones projetem, ao mesmo tempo, perturbações úmidas e chuvosas em regiões com clima chinês. No Inverno, estes anticiclones recuam em direção ao equador e dão rédea solta às perturbações que varrem os climas mediterrâneo e chinês. Além do Mediterrâneo, o clima mediterrâneo é geralmente encontrado nos lados ocidentais dos continentes, como São Francisco, na Califórnia.

Fora da China, podemos encontrar o clima subtropical úmido nos lados orientais dos continentes, como em Sydney, na Austrália, e no sul do Brasil, por exemplo.

Continuando em direção aos polos, nas partes ocidentais dos continentes, entre 40° e 55° de latitude, se encontra o clima temperado oceânico (Fig.49).

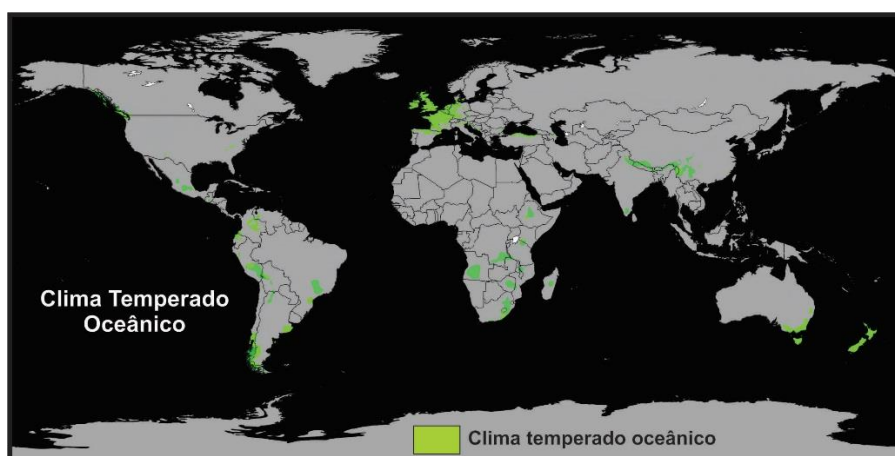


Figura 49 – Clima temperado oceânico

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/7/70/K%C3%B6ppen_World_Map_Cfb%2C_Cfc%2C_Cwb_and_Cwc_%28Oceanic%29.svg)

Este clima temperado oceânico “Cfb” é caracterizado por precipitações durante todo o ano, sem excessos, e uma amplitude térmica anual marcada, mas moderada, o que torna este clima “temperado” e não “extremo”. Como o próprio nome sugere, este atraso constante de humidade e temperatura, tanto no inverno como no verão, está ligado ao domínio do fluxo de ar oceânico. Lembre-se da circulação geral: nestas latitudes encontramos ventos permanentes de oeste durante todo o ano, o que proporcionará, a estes climas, tanto perturbações chuvosas constantes como também uma suavidade ligada à inércia térmica dos oceanos, que aquecerá o ar no inverno e suavizará o ar no verão.

Indo mais para o interior do continente, se encontra o clima de mesmo nome: o clima continental. Estando o clima continental mais afastado das massas oceânicas, não poderá se beneficiar da sua influência, nem no fornecimento de humidade, nem no efeito de temporização da temperatura (Fig.50).

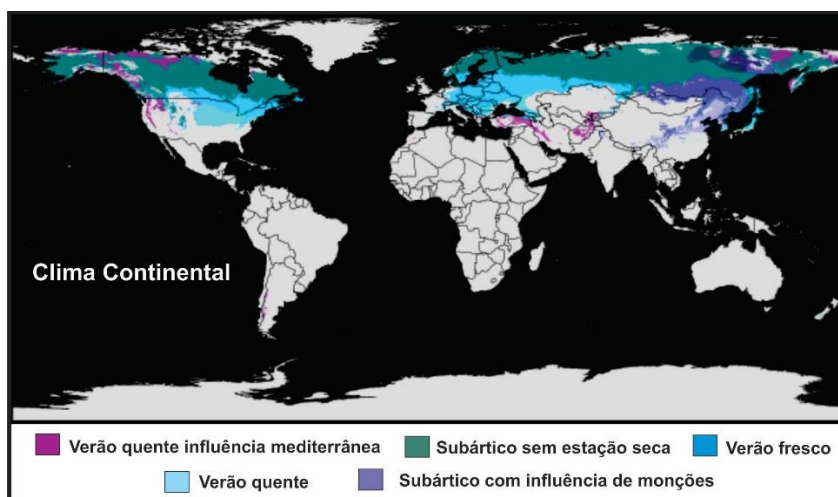


Figura 50 – Clima continental
(fonte: https://pt.wikipedia.org/wiki/Clima_continental)

Portanto, o clima continental “D” é caracterizado por uma grande amplitude térmica anual o que proporciona invernos muito frios e verões muito quentes (Fig.50). Além disso, as quantidades anuais de precipitação são inferiores às do clima temperado oceânico. Nota-se que, em geral, no clima continental, a precipitação ocorre, principalmente, no verão porque é alimentada por tempestades que retiram humidade da evapotranspiração das plantas ou de lagos, como ocorre em Irkutsk na Rússia ou, menos pronunciado, em Churchill no Canadá.

Por último temos o clima polar (Fig.51). Este clima polar é, obviamente, muito frio e pouco húmido, podendo se dividir em dois tipos mais específicos: Por um lado, o clima de

tundra polar "ET" que se caracteriza por temperaturas muito frias no inverno, mas com um ou mais meses de verão onde a temperatura média mensal está entre 0° e 10°C. Por outro lado, o clima glacial polar "EF", que se caracteriza por temperaturas médias mensais negativas durante todo o ano.

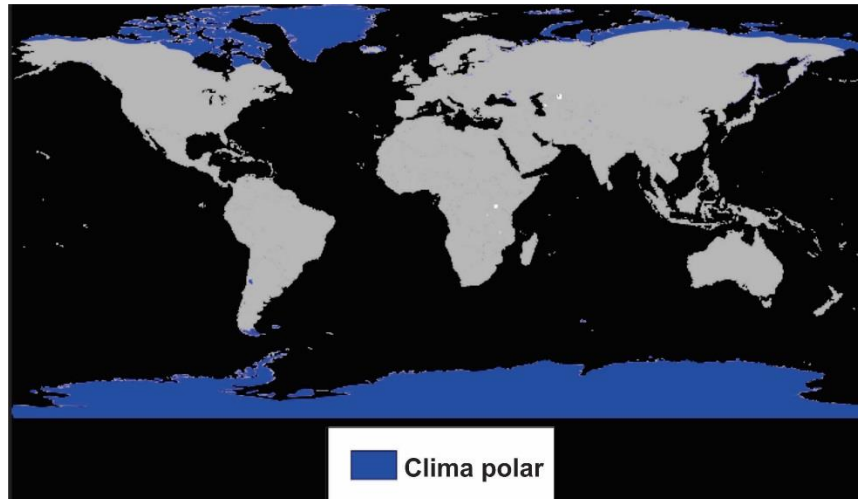


Figura 51 – Clima polar.

(fonte: https://edea.juntadeandalucia.es/bancorecursos/file/79fdec7f-7b94-4b3a-bc78-3619d359d628/1/es-an_2021062812_9125424.zip/climapolar_700.png)

Neste tipo de clima, as geadas diárias são quase permanentes. O clima de tundra polar é encontrado em particular em Barrow, no norte do Alasca, e o clima glacial está localizado em particular na estação Vostok, no centro da Antártica, onde a temperatura média mensal, do mês mais quente, é de -30°C. No entanto, estes dois climas polares também podem ser encontrados em regiões de alta montanha.

Com isso passamos pelos principais climas do mundo, explicando-os pela circulação geral e por certas influências regionais. É claro que, dentro do mesmo tipo de clima, pode haver uma diversidade climática notável. Mas, ao estudarmos esta diversidade, saímos do campo da climatologia para entrar no campo da topoclimatologia.

2.5. Modelagem climática

Observar e medir o tempo, analisar e compreender o tempo passado, classificar os climas, esta é a base de toda a ciência climatológica.

No entanto, desde a década de 1970, e muito mais desde a década de 2000, um aspecto da climatologia tem precedência sobre todos os outros: a modelação climática.

Com certeza você já ouviu falar sobre isso, seja através de previsões meteorológicas, onde o apresentador de televisão menciona, frequentemente, um modelo de previsão do tempo (Fig.52), ou de projeções climáticas utilizadas em particular pelo

IPCC (Fig.19), onde os modelos anunciam, por exemplo, um aumento das temperaturas para 2100.

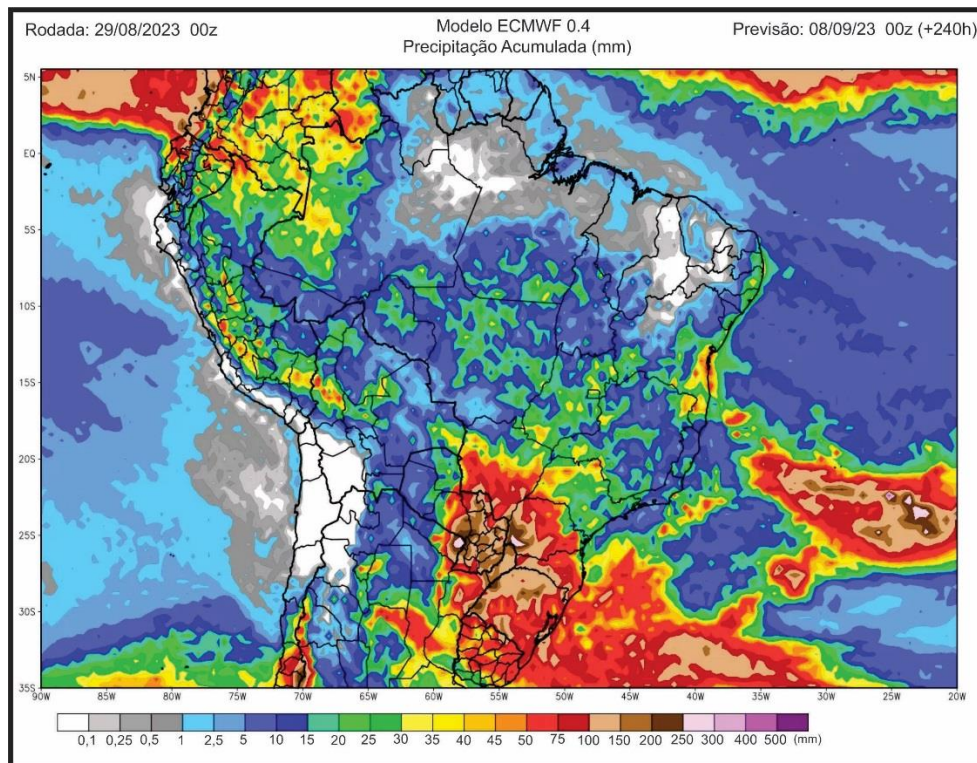


Figura 52 – Modelo de previsão meteorológica.
(fonte: <https://metsul.com/wp-content/uploads/2023/08/brasil2908a.jpg>)

Mas realmente o que é um modelo? Para que isso é usado? Quais são seus pontos fortes e fracos? E quais são os diferentes tipos de modelos que se pode encontrar em climatologia?

A principal função de um modelo digital é ser capaz de representar, de forma mais ou menos simplificada, a atmosfera de acordo com as suas três dimensões, mas também fazer com que as condições atmosféricas e as trocas que a atmosfera pode ter, ao longo do tempo e do espaço, com o solo ou o oceano. Ele pode ser usado para melhor corresponder às condições reais e tentar antecipar o clima nos próximos dias. Também pode ser utilizado como laboratório digital da atmosfera, para estudar determinados processos, e assim tentar compreendê-los melhor, como o aquecimento global (Fig.52).

O primeiro passo, em qualquer utilização de um modelo digital, é construir uma grade representando toda a atmosfera. Para fazer isso, cortamos a atmosfera, de forma tridimensional, em vários pequenos cubos, chamados pontos de grade ou malhas (Fig.53).

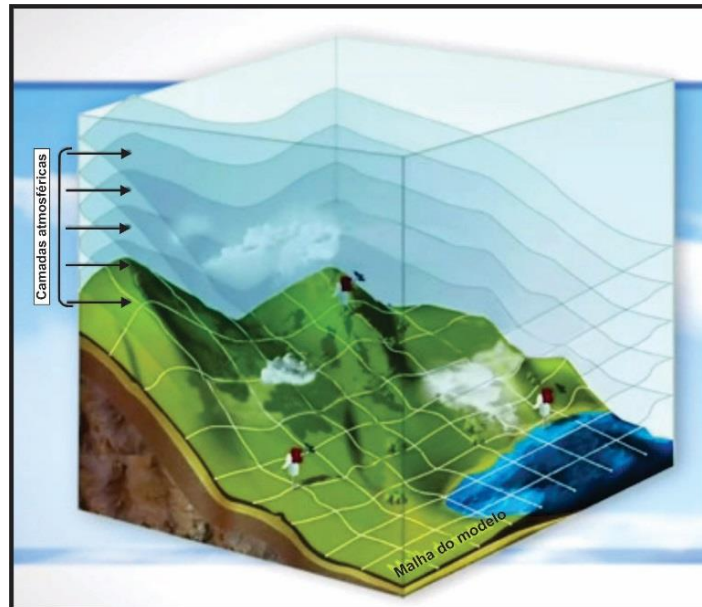


Figura 53 – Construção da malha do modelo.

No primeiro nível vertical, ou seja, aquele em contato com a superfície terrestre, teremos um conjunto de malhas lado a lado. Em seguida, outras malhas serão sobrepostas a essas malhas superficiais para obter uma representação de cada camada atmosférica (Fig.54). A dimensão de cada malha é chamada de resolução espacial e mede, por exemplo, 20 km. Por outro lado, a altura de cada malha, que é chamada de resolução vertical ou discretização vertical, é variável: geralmente, a altura das malhas próximas ao solo é inferior à altura das malhas mais elevadas em altitude. No final, se obtém uma esfera discretizada horizontal e verticalmente, representando toda a atmosfera terrestre (Fig.55).

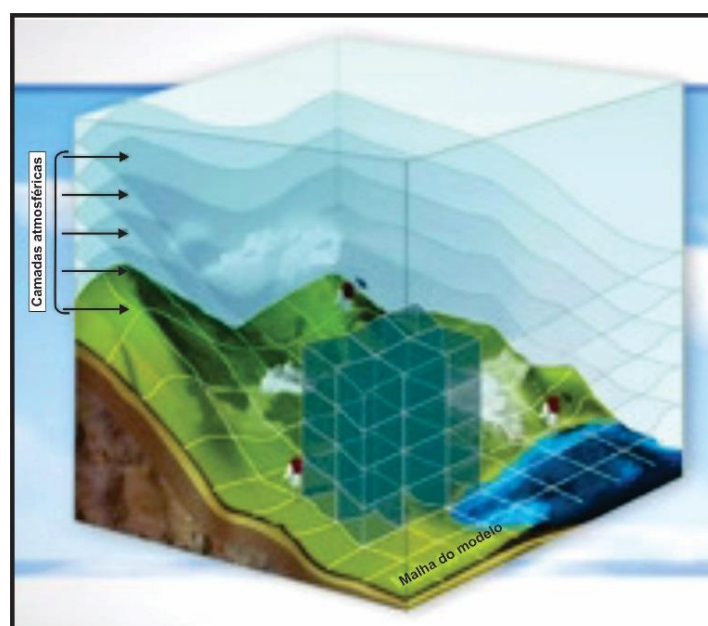


Figura 54 – Construção das malhas verticais do modelo.

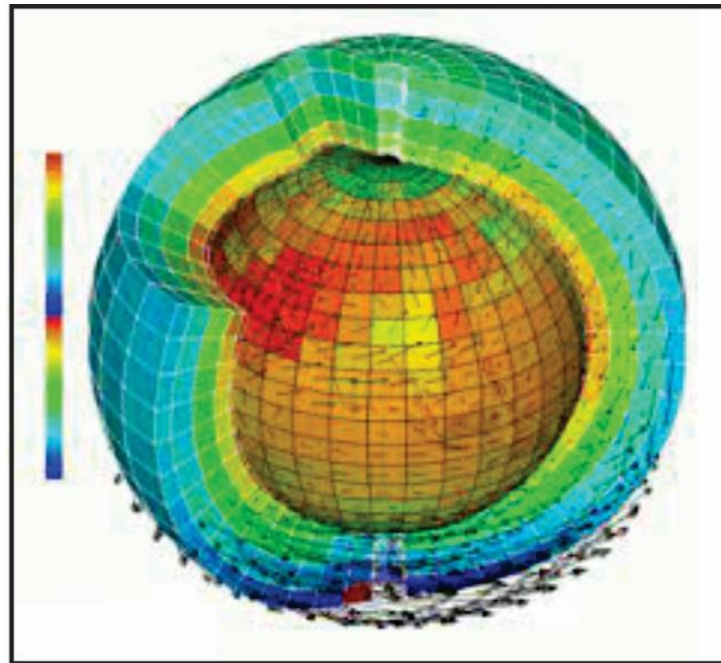


Figura 55 – Modelo global terrestre discretizado horizontal e verticalmente.
(fonte: <https://lmdz.lmd.jussieu.fr/>)

Discretizado nosso espaço, o próximo passo é preencher cada malha com dois tipos de dados. Por um lado, introduzimos dados estáticos, como a altitude de cada grelha, o uso do solo ou mesmo o tipo de vegetação. Por outro lado, introduzimos dados de partida dinâmicos como, entre outros, valores de temperatura, umidade, pressão, velocidade e direção do vento. Isso é feito para cada malha horizontal e vertical. Nenhuma malha pode estar vazia. Esta etapa nos permite obter as condições iniciais do modelo (Fig.56).

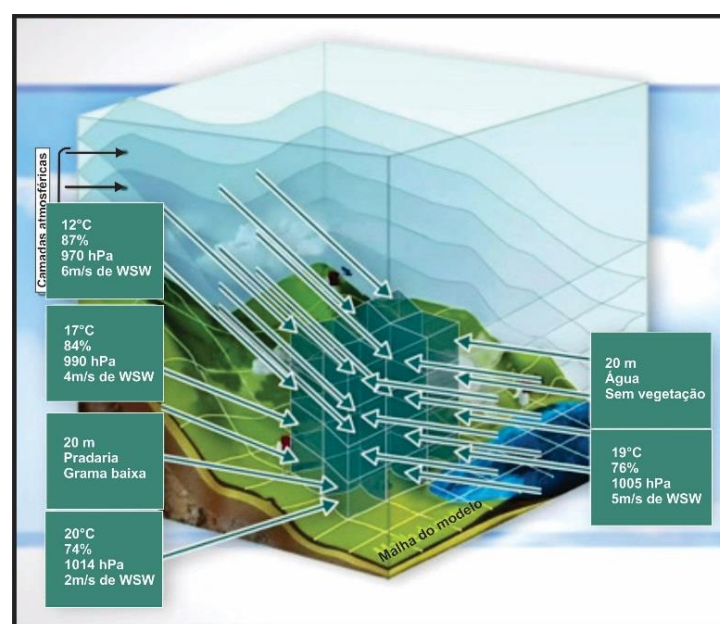


Figura 56 – Condições iniciais do modelo.

Estas condições iniciais são obviamente essenciais para que o modelo seja capaz de alterar as condições atmosféricas. Elas são cruciais e devem ser da melhor qualidade possível. Se forem de má qualidade, a evolução das condições atmosféricas que resultarão do modelo, neste caso as previsões meteorológicas, também será de má qualidade. Uma vez atendidas essas condições iniciais, o próximo passo é “girar” o modelo. Ou seja, o modelo poderá começar a simular a evolução das condições atmosféricas inicialmente definidas. Mais concretamente, o modelo fará com que todas as variáveis meteorológicas que caracterizam a atmosfera, evoluam, graças às diferentes equações da física atmosférica e da mecânica dos fluidos, em intervalos regulares de tempo. Citemos as três principais equações utilizadas por cada modelo:

- Existem equações mecânicas que fazem com que as partículas de ar evoluam espacialmente de acordo com as forças presentes, seja através do campo de pressão, da inércia de Coriolis, etc;

- A equação de conservação de energia, que descreverá, em particular, as mudanças de fase da água ou as interações com a radiação solar;

- E finalmente a conservação da equação de massa que garantirá que nada apareça ou desapareça do sistema.

Certos fenômenos atmosféricos podem ser explicitamente resolvidos pelo modelo e, portanto, representados diretamente, porque o seu tamanho característico é maior que a resolução da grelha, como por exemplo a advecção do ar polar frio ou uma tempestade. Por outro lado, certos fenômenos são demasiado pequenos, especialmente ou, demasiado rápidos, temporalmente, para serem descritos explicitamente pelo modelo, dada a sua resolução espaço-temporal. Por exemplo, com uma resolução espacial de 20 km, pequenos redemoinhos atmosféricos, ou tempestades, não podem ser representados explicitamente. No entanto, é essencial representar os seus impactos nas condições atmosféricas da malha do modelo, com a maior precisão possível. Para fazer isso, simplificamos certas equações ou as filtramos. Para os pequenos vórtices, certas equações são calculadas em média ao longo do tempo e do espaço, o que resulta na filtragem desses pequenos vórtices. Assim, nenhum é representado explicitamente, mas os seus efeitos globais são calculados em média sobre a malha. Outra técnica é usar parametrizações. Tomemos o exemplo das tempestades: numa área de 20 km x 20 km ou 400 km², na realidade, talvez existam 2 ou 3 células de tempestade dentro desta única malha (Fig.57).

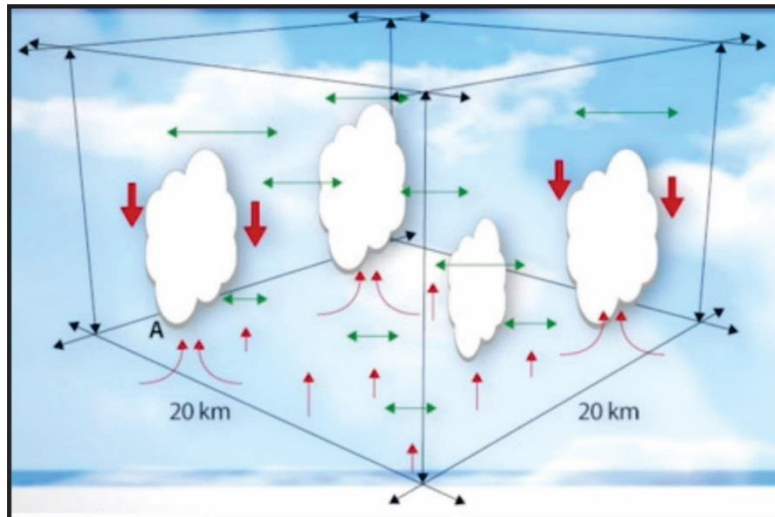


Figura 57 – Modelo de parametrização para uma área de tempestade.

Mas o modelo não será capaz de representá-los explicitamente. Assim, a parametrização da convecção permite ao modelo descrever os efeitos induzidos destas tempestades em toda a rede: por exemplo, cairão 20 mm de água, haverá rajadas de vento de 18 m/s e a temperatura cairá -8°C, sem representar cada tempestade dentro da malha (Fig.58). Estas 3 dicas, simplificação, filtragem e parametrização, permitem portanto que o modelo represente os efeitos induzidos por fenômenos demasiado pequenos para serem explicitamente representados pelo modelo. Ao final da simulação, o modelo digital fornece seus resultados que podem ser chamados de “saídas do modelo”. Assim, para cada malha e para cada intervalo de tempo, obtemos um valor de temperatura, umidade, velocidade e direção do vento, pressão e todos os parâmetros atmosféricos que o modelo pode fornecer.

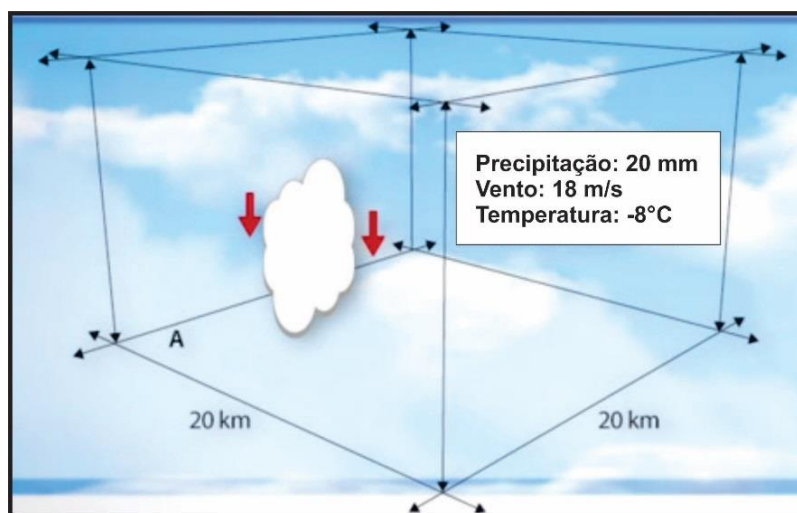


Figura 58 – Modelo parametrizado para uma área de tempestade.

A descrição que acabamos de apresentar, corresponde ao funcionamento geral dos modelos. No entanto, existem vários tipos de modelos que diferem, em particular, nos dados dinâmicos de entrada ou em condições semelhantes. Dentre todos esses diferentes tipos de modelos, citemos as 2 famílias principais: modelos globais e modelos regionais. Os modelos globais são, a grosso modo, o tipo de modelo que acabamos de descrever.

Os modelos globais geralmente têm uma resolução espacial grosseira, mas têm a vantagem de simular a atmosfera da Terra como um todo e não apenas numa região específica (Fig.55). Dentro destes modelos globais, encontramos modelos que são iniciados e forçados por observações. O seu objetivo é, portanto, simular o clima presente e futuro próximo (até 10 dias); portanto, normalmente serão usados para previsões meteorológicas ou para simular o tempo gasto sem prospecção no futuro, então os chamamos de reanálises. Estas reanálises se aproximam mais das condições atmosféricas reais e podem até servir de referência na ausência de observações terrestres.

Ainda dentro dos modelos globais, há também aqueles que produzem projeções climáticas. Para estes modelos, as condições iniciais são valores padrão e depois, em intervalos regulares, são forçadas apenas por valores de concentração de GEE, radiação solar ou mesmo erupção vulcânica. Em última análise, conseguem representar a atmosfera ao longo de longas séries temporais, mas a desvantagem é que apenas dão uma ideia média da evolução das condições atmosféricas e não uma evolução real, dado que nenhuma observação meteorológica está inserida nestes modelos. No entanto, constituem um excelente laboratório para compreender o que acontece na atmosfera quando modificamos um elemento dela, como por exemplo a evolução da temperatura, quando modificamos a concentração de CO₂.

Finalmente, a segunda grande família, depois dos modelos globais, são os modelos regionais. Estes têm a particularidade de ter como condições iniciais e forçar, em intervalos regulares, os resultados de um modelo global (Fig.59).

A principal utilização destes modelos regionais é obter resultados mais precisos tanto temporal como espacialmente. Por exemplo, permitem passar de um modelo global com 20 km de resolução espacial e 3 horas de resolução temporal, para um modelo regional de 2 km de resolução espacial e 10 minutos de resolução temporal (Fig.59).

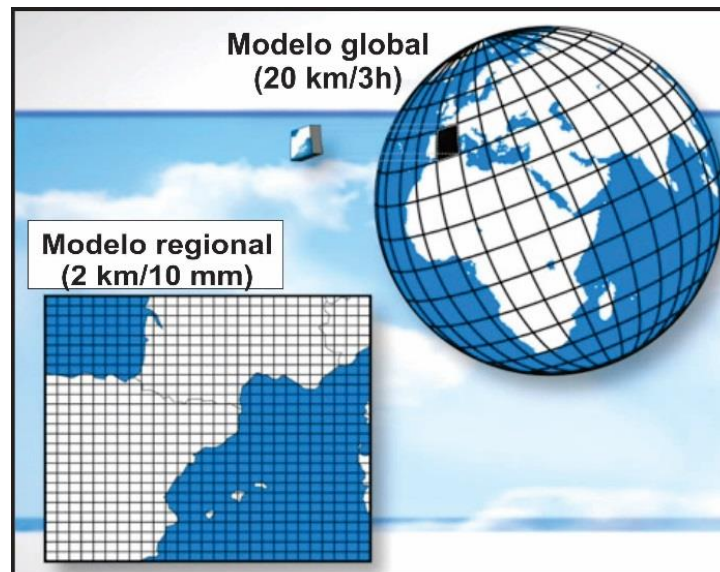


Figura 59 – Modelo regional detalhado a partir do modelo global

Por fim, note que os modelos estão intrinsecamente ligados à evolução da computação. Portanto, desde meados do século passado, os modelos não só melhoraram na resolução quanto nos processos físico-químicos simulados pelo modelo (Fig.60). Assim, podemos constatar que na década de 1990 os modelos tinham uma resolução espacial em torno de 500 km, enquanto os modelos mais recentes estão em torno de 100 ou até 50 km. Além disso, na década de 1970, apenas alguns elementos estavam envolvidos nos modelos, como a precipitação ou as emissões de CO₂. Os modelos mais recentes permitem ter em conta muito mais reações, como interações entre a atmosfera e o oceano, a química atmosférica, diferentes tipos de vegetação, aerossóis, etc.

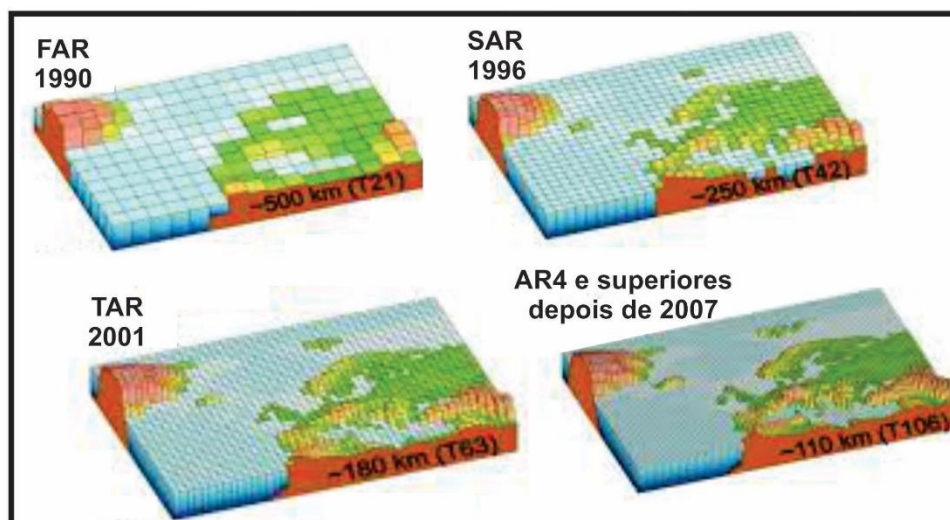


Figura 60 – Evolução dos modelos atmosféricos.

(modificado: https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcQ_YY8uo7BTNgMllms-dTY97nMUFqEylb2Fml1K0A_FXv94CRXCylYKGTtwoCVk5jRGFMe4&usqp=CAU)

O futuro, por definição, é incerto, mas dada a evolução dos modelos atmosféricos, se pode esperar que a qualidade e a precisão dos modelos aumentem nos próximos anos e décadas, até que um modelo global possa ser utilizado, numa escala espacial, de cerca de 100 m em vez dos atuais 20 km.

III. Evolução do Clima

3.1. Como o clima mudou no passado? Quais são as técnicas para reconstruir as mudanças climáticas?

O clima sempre variou ao longo de toda a história da Terra. Durante centenas de milhões de anos, variou principalmente por razões naturais e, mais recentemente, por razões antropogênicas. Descreveremos essas variações passadas, bem como tentaremos explicar as poucas técnicas principais para reconstruí-las.

Como já mencionado anteriormente, não existe um único clima na Terra, mas uma infinidade. Assim, para falar do passado, vamos simplificar a explicação reduzindo os climas da Terra à temperatura média anual de referência terrestre, calculada sobre a normal climática entre 1961 e 1990. Pode-se observar, na figura 61, da esquerda para a direita, a evolução da temperatura anual global da Terra desde há 500 milhões de anos até o presente. A linha horizontal verde representa essa normal climática e vale 14°C.

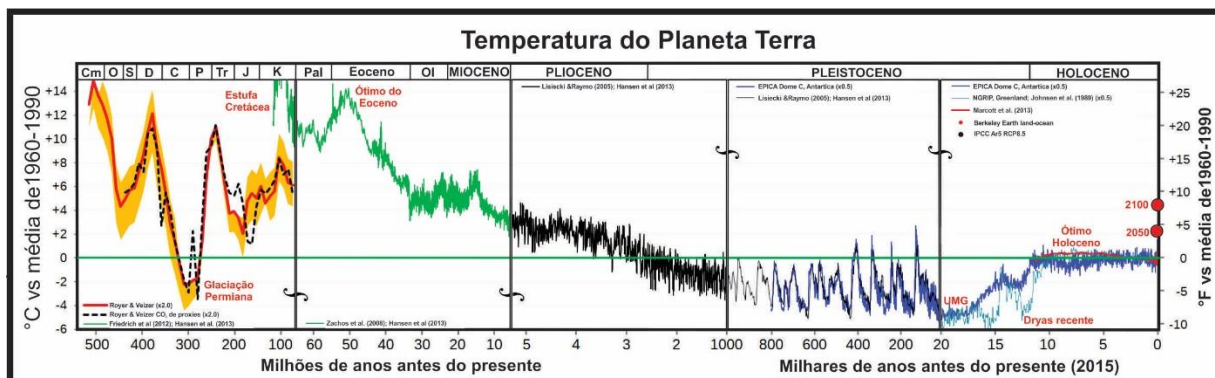


Figura 61 – Temperatura do Planeta Terra desde o Cambriano até o atual.
(modificado: https://i0.wp.com/gergs.net/wp-content/uploads/2015/06/All_palaeotemps.png?ssl=1)

A primeira observação que pode ser obtida da figura 61, é que a temperatura global na Terra sempre variou ao longo do tempo, com variações mais quentes ou mais frias do que o período de referência de 1961-1990. Se focarmos em cada período característico, delimitado pelas barras verticais pretas e pelas cores das curvas de temperatura, cada uma representando uma técnica diferente de reconstrução de temperatura.

Iniciamos, voltando para o passado distante, no período entre 540 milhões de anos atrás e 66 milhões de anos atrás, em comparação com os dias atuais. Esses valores de temperatura não podem ser considerados “dados” porque, naquela época, obviamente não existia nenhum instrumento para medir a temperatura diretamente. Portanto, falamos antes de “dados proxy” de temperatura que foram reconstituídos graças a outros dados coletados diretamente.

Nesse caso, trata-se de dados de temperatura proxy calculados a partir do isótopo de oxigênio, medido diretamente nas conchas fósseis de organismos marinhos macroscópicos.

Mas na verdade, o que é um isótopo?

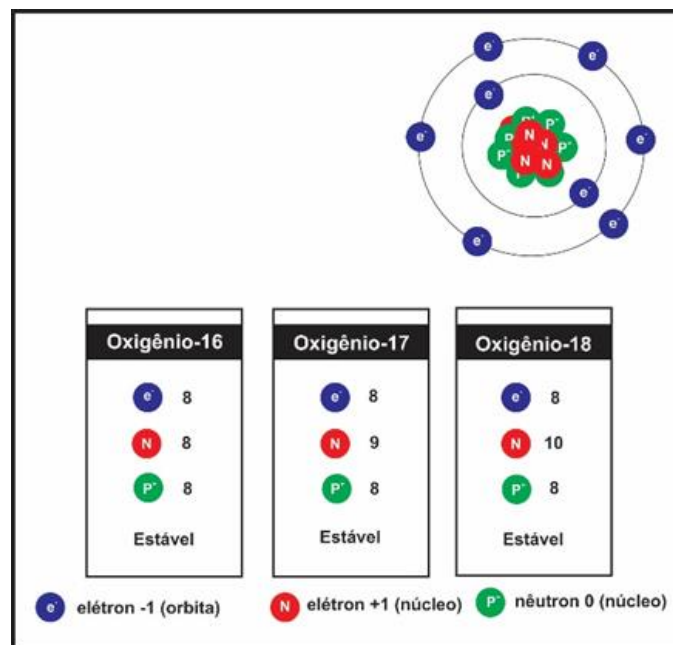


Figura 62 – Composição dos isótopos do oxigênio.

Um isótopo é um elemento químico com o mesmo nome e número atômico, mas que difere em sua massa atômica. Em outras palavras, os dois elementos possuem o mesmo número de prótons, mas diferem no número de nêutrons. Por exemplo, o oxigênio tem três isótopos estáveis no seu estado natural, o O^{16} , que tem 8 prótons, 8 elétrons e 8 nêutrons, o O^{17} que tem mais um nêutron e o O^{18} que tem 2 nêutrons a mais. O que dá massas atômicas de 16, 17 e 18, respectivamente (Fig.62).

O que isso tem a ver com a temperatura, podemos nos perguntar?

Vamos supor um oceano cheio de água, H_2O , onde os 3 isótopos de oxigênio estão misturados em partes iguais (Fig.63).



Figura 63 – Oceano com isótopos de oxigênio 16, 17 e 18.

Quando a água evapora, devido que o O^{16} é mais leve, este evapora em maiores quantidades que o O^{18} , que é mais pesado.

Se analisarmos a composição de uma nuvem, veremos que esta é formada por mais isótopos de O^{16} do que pelo isótopo O^{18} (Fig.64).

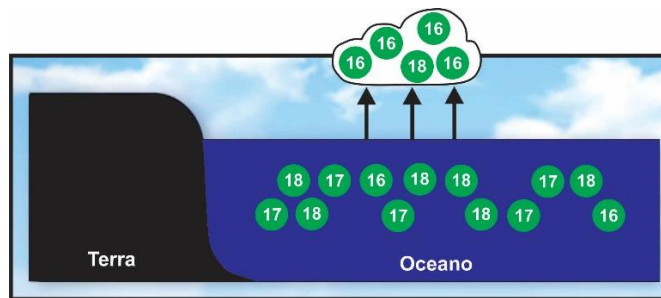


Figura 64 – Formação de nuvens com mais isótopos do oxigênio 16.

Admitindo-se agora que há um esfriamento da temperatura do globo. As nuvens irão, portanto, depositar a sua água em forma de neve, que se transformarão em gelo, nas calotas polares. Mas esta água depositada pelas nuvens é essencialmente composta por isótopos O^{16} . Assim, durante um período frio, também chamado de era glacial, os oceanos ficam esgotados em O^{16} , uma vez que este é armazenado na forma de gelo nos continentes (Fig.65).

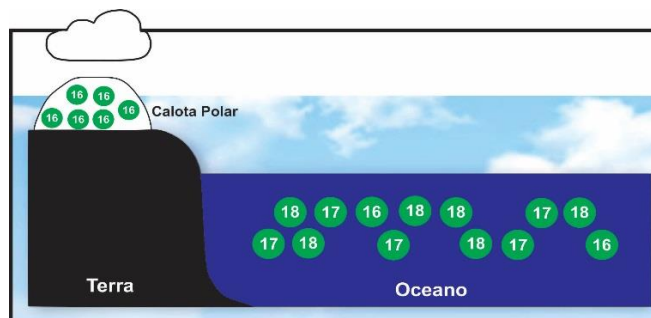


Figura 65 – Precipitação de neve carregada de oxigênio 16.

Agora, o que isso tem a ver com as conchas dos moluscos?

Os moluscos que vivem na água, durante um período de frio, consumirão, portanto, mais O^{18} do que O^{16} , especialmente para construir a suas carapaças (Fig.66). A marca dos

períodos de frio ou calor ficará, portanto, impressa no carbonato das conchas. Portanto, mesmo milhões de anos depois, se analisarmos a composição química e isotópica das conchas fósseis dos moluscos, poderemos encontrar variações ocorridas na temperatura global.



Figura 66 – Incorporação de isótopos de oxigênios pelos organismos.

É graças a esta técnica isotópica que os paleoclimatologistas conseguiram reconstruir a curva de temperatura de 540 a 66 milhões de anos atrás (Fig.61). Claro, esta temperatura reconstruída é aproximada. Portanto, é mais prudente considerar estas temperaturas, não em valor absoluto, mas em valor relativo.

Mais concretamente, durante esse período, pode-se ver que foi mais quente do que o normal climático de 1961-1990, exceto por um curto período durante o qual foi mais frio, a glaciação do Permiano (Fig.61).

Os dois períodos seguintes, variando de 66 a 1 milhão de anos atrás, são períodos reconstruídos da mesma forma com isótopos de oxigênio. Vemos que foram períodos mais quentes do que hoje. Em particular, encontramos o ótimo do Eoceno, o período mais quente já conhecido na história geológica da Terra (Fig.61).

No final do Plioceno, a Terra entrou num clima ligeiramente mais frio do que hoje.

Em relação ao 4º período, que corresponde à era geológica do Pleistoceno, que vai de 1 milhão de anos a 20 mil anos atrás, a técnica utilizada ainda é a dos isótopos de oxigênio, representada pela curva em preto (Fig.61), posteriormente foi utilizado outro isótopo, o de hidrogênio, recuperado desta vez, não mais de fósseis, mas de núcleos de gelo da Antártica (Fig.61). Este período é caracterizado por uma alternância entre períodos glaciais, onde faz frio, e períodos mais quentes chamados de “períodos interglaciais”. Essa alternância ocorreu e continua a ocorrer nos últimos milhões de anos. Há 22.000 anos atrás ocorreu o último máximo glacial, ou seja, o último período glacial da história geológica da Terra, além do curto retorno do Young Dryas há 12.000 anos atrás, mas que foi um pouco menos pronunciado. Desde então, a Terra só ficou mais quente e continua a ficar mais quente. Esses valores de temperatura também foram coletados com isótopos de

diversos elementos como, hidrogênio, oxigênio ou carbono obtidos a partir de núcleos de gelo. No entanto, desde há 12.000 anos, outros dados substitutos corroboraram nas análises isotópicas. Citemos 4 entre essas diferentes técnicas:

- a estratigrafia, que se baseia no fato de que camadas de sedimentos ou gelo se acumulam ano a ano aprisionando bolhas de gás, matéria orgânica, poeira, fósseis, isótopos ou qualquer outro material que possa fornecer informações. Ao analisar cada camada e o que ela contém, podemos, portanto, datar e obter informações sobre o clima geral da época para a localização da amostra (Fig.67).
- a palinologia: é uma técnica particular de estratigrafia, esta consiste na análise do pólen coletado em núcleos de sedimentos. Como as plantas são diferentes em climas frios ou quentes, podemos deduzir informações climáticas. Por exemplo, se encontrarmos pólen de gramíneas, estaremos num clima frio, ao passo que, se encontrarmos pólen de Artemísia, estaremos num clima árido. Ao analisar cada camada, podemos reconstruir a flora da época numa linha do tempo e, portanto, deduzir o seu clima, tanto a temperatura relativa como também a precipitação, em comparação com os normais atuais.

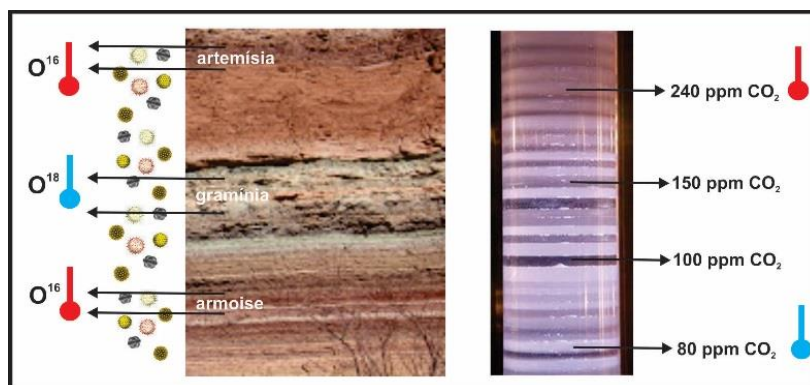


Figura 67 – Utilização da estratigrafia e da palinologia na caracterização do clima.

Mas não são apenas as camadas sedimentares que registram as características dos climas passados.

- a paisagem, também registra certas informações sobre climas passados. Assim, a geomorfologia climática estuda as formas da paisagem e permite fazer a ligação com as condições climáticas da época em que essas formas foram formadas. Estas formas podem, por exemplo, ser depósitos de morainas ou depósitos de loess que podem ter sido deixados por um glaciador, por exemplo (Fig.68), ou rios antigos podem ter formas diferentes dependendo do clima quente ou frio, em que se desenvolveram (Fig.69).

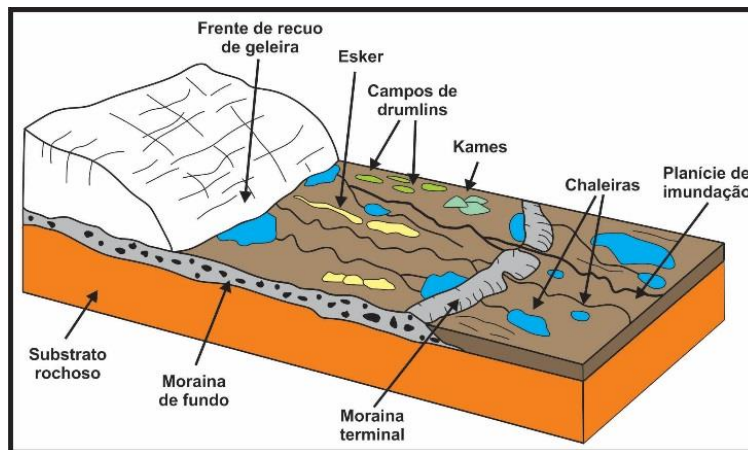


Figura 68 – Depósitos deixados pela passagem de um glaciar.

(modificado: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/26/Receding_glacier-pt.svg/300px-Receding_glacier-pt.svg.png)

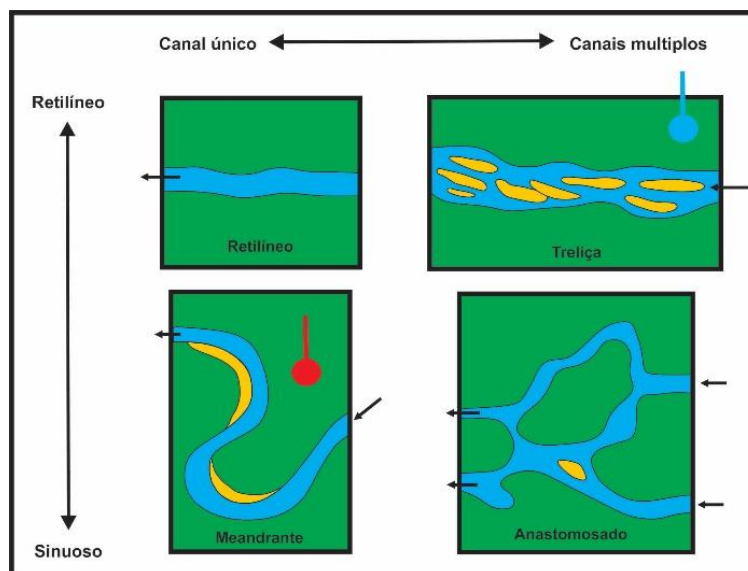


Figura 69 – Relação da forma dos rios com o clima.

- e finalmente a dendrocronologia. A maioria de nós já praticou a dendrocronologia sem saber quando, pequenos ou não necessariamente, contamos o número de anéis de uma árvore cortada para determinar sua idade. A dendrocronologia consiste não apenas em contar os anéis, mas também em medir o seu tamanho, pois esse tamanho depende da precipitação e da temperatura no ano de crescimento do anel. Se o ano foi seco, por exemplo, o anel será muito mais fino que um ano quente e úmido. Assim, podemos reconstruir o clima vivido analisando os anéis de uma árvore (Fig.70). E utilizando várias árvores que viveram no mesmo local, mas em épocas diferentes, podemos reconstruir séries temporais que, por sobreposição, nos permitirão deduzir longas séries climáticas.

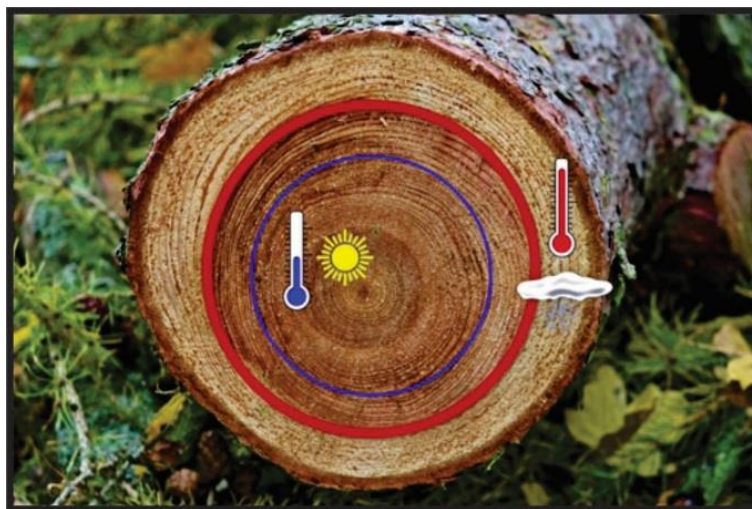


Figura 70 – Observação do clima pela dendrocronologia

Finalmente, desde a década de 1850, e ainda mais desde a chegada dos satélites de observação da Terra, no final da década de 1970, a nossa atmosfera é agora constantemente examinada por todos os tipos de instrumentos que monitorizam, permanentemente, tanto o clima, como também as superfícies terrestres e os oceanos.

Embora tenha sido mais quente no passado, se pode pensar que o aquecimento atual é apenas a enésima fase do aquecimento da Terra. Há 22.000 anos, deixamos uma era glacial para nos juntarmos a um pico interglacial quente. Mas o que é preocupante não é o aquecimento em si, mas sim a velocidade desse aquecimento.

Tomemos o exemplo mais quente da história geológica, caracteristicamente o ótimo do Eoceno, o máximo térmico da transição Paleoceno-Eoceno (Fig.61). A taxa de aquecimento extremamente rápida, geologicamente falando, deste episódio térmico máximo, foi de 8°C em ± 15.000 anos, ou 0,5°C a cada 1.000 anos.

Outro exemplo: durante o último período interglacial, a taxa de aquecimento foi ainda muito maior. A temperatura também aumentou 12 a 14°C em 15.000 anos, ou 0,8 a 0,9°C a cada 1.000 anos (Fig.61).

Mas desde a Revolução Industrial, o aquecimento global continuou a aumentar. Em 100 anos, a temperatura global aumentou quase 1°C. A velocidade do aquecimento atual é, portanto, ± 10 vezes mais rápida do que os maiores aquecimentos “naturais” de períodos passados. É até provável que este aquecimento acelere, porque o aquecimento projetado pelos diferentes modelos climáticos, para o final do século, é de vários graus. É aqui que reside todo o problema climático atual, porque é à escala de uma geração humana que estas mudanças serão sentidas.

3.2. Quais são as causas naturais das variações do clima no passado?

O clima da Terra, e mais particularmente a sua temperatura média global, sempre variou durante as eras geológicas.

A partir da segunda metade do século passado, as atividades humanas tiveram algo a ver com as mudanças climáticas. Mas durante milhões de anos, as causas destas variações de temperatura foram naturais.

A principal causa da variação climática é a configuração dos continentes. Na verdade, estes últimos nem sempre estiveram na sua posição atual. Na escala geológica, os continentes estão em movimento, é o que se chama de deriva continental.

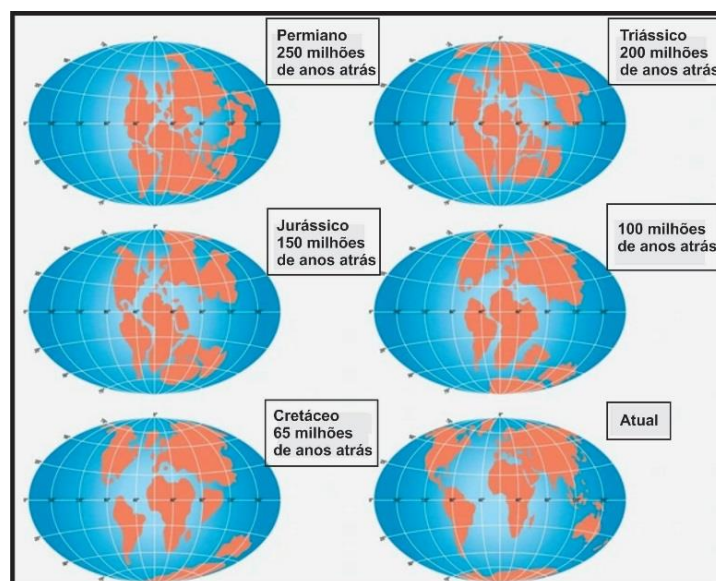


Figura 71 – Evolução da deriva continental.

(modificado: <https://www.shutterstock.com/image-vector/continental-drift-on-planet-earth-600nw-2075406724.jpg>)

É fácil imaginar as diferenças climáticas que podem existir entre a época da Pangeia, quando todos os continentes se encontravam unidos, e a era atual (Fig.71). Cada vez que a posição dos continentes muda, tanto a circulação atmosférica como a circulação oceânica são modificadas, levando assim a uma mudança no clima. Além disso, dependendo da posição dos continentes e das circulações atmosféricas e oceânicas induzidas, a vegetação também é modificada, levando a variações na concentração de GEE na atmosfera, o que também modifica a temperatura em todo o mundo.

Por exemplo, há 400 milhões de anos o clima era quente e úmido, favorecendo o aparecimento de vegetação. Gradualmente, esta vegetação criou um estoque de carbono no solo. O teor de GEE na atmosfera diminuiu gradualmente, o que causou um arrefecimento do clima. Ao mesmo tempo, os continentes derivaram gradualmente em

direção ao sul e ao polo sul, o que permitiu o desenvolvimento de uma era glacial há cerca de 320 milhões de anos (Fig.61).

Posteriormente, o deslocamento do supercontinente Pangeia permitiu que muitas regiões tivessem precipitações, enquanto antes, estas regiões, se encontravam no centro do continente, longe de qualquer fonte de umidade. Isto aumentou, portanto, a erosão dos continentes, a perda de vegetação e, conseqüentemente, um aumento dos GEE e, portanto, do aquecimento. A Terra voltou, portanto, a um clima quente sem geleiras, embora ainda existissem superfícies continentais no Polo Sul. E assim por diante, à medida que os continentes derivavam.

Voltando no tempo e nos colocando na atual configuração continental, mesmo sem alterações na posição dos continentes, o clima oscilou fortemente entre os períodos glaciais e interglaciais.

Estas variações de temperatura são causadas, desta vez, pelos ciclos de Milankovitch. Este cientista sérvio descobriu que certos parâmetros orbitais da Terra não são fixos ao longo do tempo, mas sim flutuam ciclicamente.

Existem três desses parâmetros orbitais: a precessão dos equinócios, a obliquidade da eclíptica e a excentricidade da órbita da Terra.

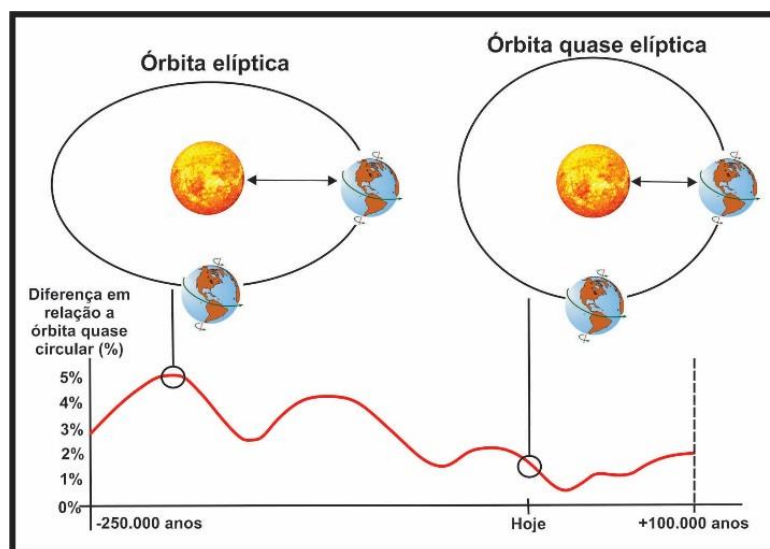


Figura 72 – Excentricidade da órbita da Terra e sua variação no tempo.
(modificado:<https://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim1/motscles/Images/theorieAstro1.gif>)

A órbita da Terra ao redor do Sol descreve uma elipse formando um dos dois focos, conforme figura 72. Mas esta elipse tem uma excentricidade que flutua ao longo do tempo. Às vezes a elipse tem uma forte excentricidade, a Terra fica mais longe do Sol e, portanto, recebe menos radiação solar, o que faz com que a temperatura caia. Em outras vezes, a

excentricidade é menor, o que aproxima a Terra do Sol, aumenta a radiação recebida e, portanto, ocasionando o aumento da temperatura.

O eixo de rotação da Terra não é perpendicular ao plano da eclíptica, este é oblíquo e varia entre $22,5^\circ$ e $24,5^\circ$ em relação à perpendicular. Assim, esta variação na obliquidade influencia o contraste entre as estações, particularmente nos Polos. Quanto menor a obliquidade, mais os polos recebem radiação solar e vice-versa (Fig.73).

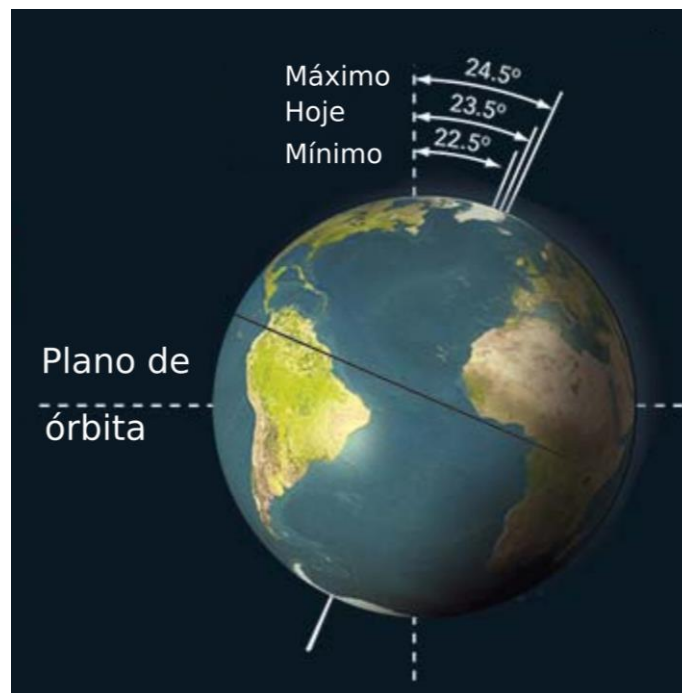


Figura 73 – Obliquidade da eclíptica
(modificado: https://miro.medium.com/v2/resize:fit:1400/0*T871rttYmfmJaK7u.png)

Finalmente, este eixo de rotação da Terra gira sobre si mesmo descrevendo um cone na abóbada celeste. Este descreve uma órbita como de um pião que, ao girar mais lentamente, começa a oscilar sobre si mesmo. Este parâmetro não influencia diretamente na radiação recebida, mas modifica a posição das estações na órbita terrestre.

Lembre-se, a órbita da Terra é elíptica e a posição do Sol não está no centro, mas ocupa um dos dois focos da elipse. Portanto, durante o ciclo de um ano, em um momento a Terra se encontra mais próxima do sol, isso é o periélio, e em outro momento a terra se encontra mais longe do sol, isso é o afélio. Atualmente, no hemisfério norte, o verão ocorre quando a Terra está no afélio, ou seja, quando estamos mais longe do sol, e o inverno quando estamos mais próximos do sol. Contudo, a precessão dos equinócios inverte esta posição (Fig.74). Por exemplo, há 10.000 anos, o verão estava no periélio, então os verões eram mais quentes porque recebiam mais radiação solar.

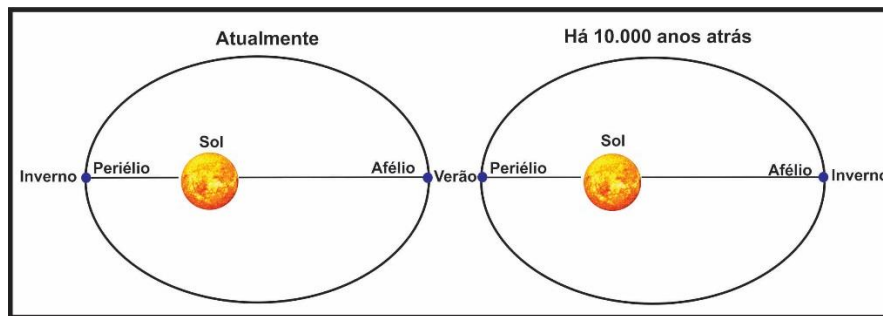


Figura 74 – Mudança na posição do periélio e afélio devido a precessão dos equinócios.

O cerne da teoria de Milankovitch é que os efeitos combinados de cada um destes parâmetros, influenciam a luz solar recebida na Terra e a sua sazonalidade, causando diretamente períodos de glaciação ou deglaciação (Fig.75).

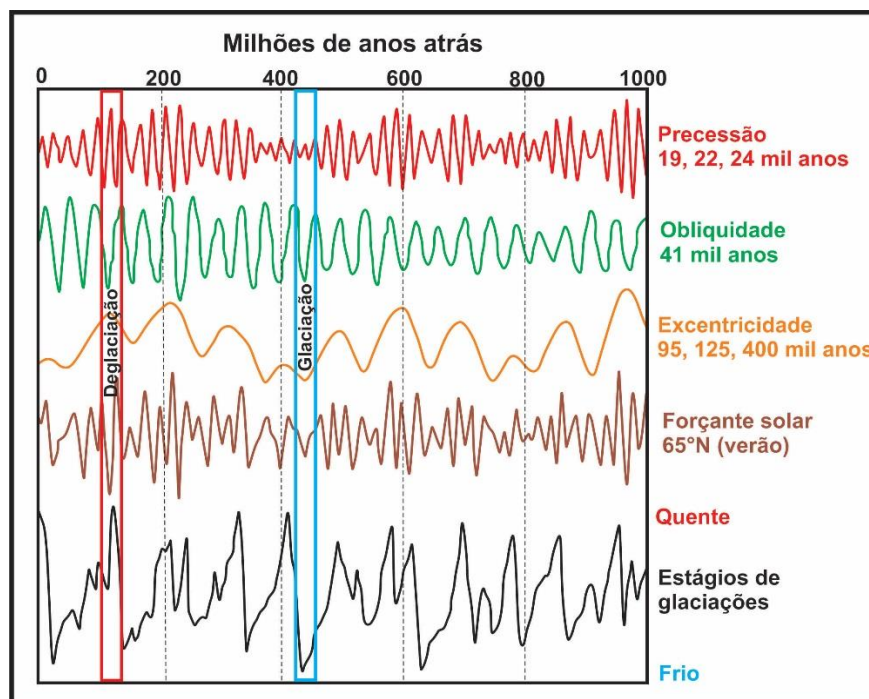


Figura 75 – Ciclos de Milankovitch com atividade solar.

(modificado: <https://encrypted-tbn0.gstatic.com/images?q=tbn:ANd9GcSxVQr8r8SD2n6qRJoGLpJlqKyWc27mWOIOQYKlJDo2v0ke-wrokiadyMPgA7h-aylIG8E&usqp=CAU>)

Como pode ser visto na figura 75, os 3 ciclos de Milankovitch têm períodos de retorno que variam de ± 20.000 anos para precessão a 400.000 anos para excentricidade. No entanto, os parâmetros orbitais não são os únicos que influenciam a radiação solar. Obviamente, o sol também desempenha um papel porque não emite constantemente a mesma quantidade de radiação e a sua atividade está ligada às manchas solares que podem ser observadas em sua superfície (Fig.76). Já em 1610, Galileu observou estas manchas solares, mas foi mais recentemente, graças aos satélites, que se conseguiu

associar isto à atividade solar e à radiação medida no topo da atmosfera, o que é chamado de constante solar.

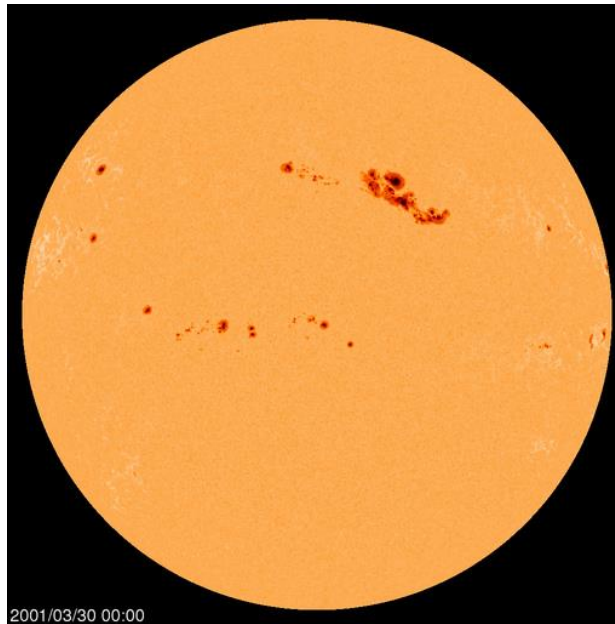


Figura 76 – Manchas solares observadas em 30/03/2001.

(fonte: https://www.spaceweatherlive.com/images/Archief/2001/Sunspots/sunspots_20010330.jpg)

Paradoxalmente, quanto mais manchas solares houver na superfície do Sol, maior será a constante solar. E essa constante varia em ciclos de 11 anos. Nos últimos 400 anos, ocorreram alguns mínimos característicos, como Maunder e Dalton, ambos coincidindo com períodos mais frios. Notadamente o de Maunder, que interveio no século XVII durante a Pequena Idade do Gelo, participou na acentuação deste período frio (Fig.77).

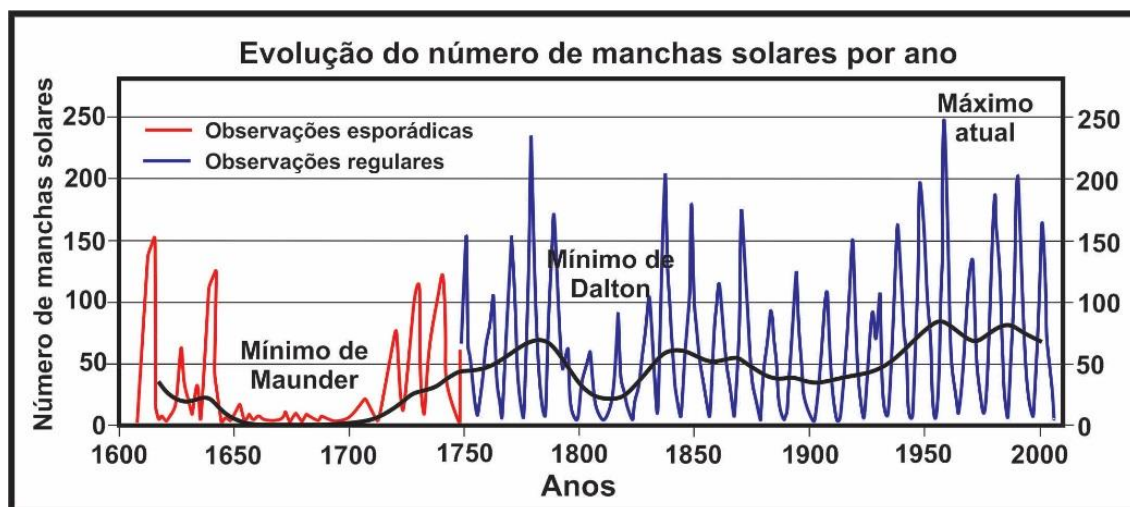


Figura 77 – Número de manchas solares observadas por ano entre 1600 e 2000.

(fonte: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/2/28/Sunspot_Numbers.png/320px-Sunspot_Numbers.png)

Além dos ciclos de Milankovitch, se pode acrescentar a atividade solar, o que permite aumentar a compreensão dos períodos de glaciação e deglaciação que a Terra vivenciou.

Estas são as principais causas naturais da flutuação do clima ocorridos na Terra, mas se pode ainda citar outras.

As atividades vulcânicas, por exemplo, influenciam o clima de duas maneiras: por um lado, os vulcões introduzem enormes quantidades de GEE na atmosfera, o que aumenta diretamente o efeito estufa e, portanto, a temperatura na Terra. Por outro lado, estes mesmos vulcões também introduzem poeira, fuligem e diversos aerossóis que irão refletir a radiação para o espaço, desempenhando assim o papel de guarda-sol. Isto terá o efeito de reduzir a radiação solar que atinge o solo e, portanto, reduzir a temperatura. Por exemplo, em 1991, a erupção do Pinatubo, nas Filipinas, causou um arrefecimento global de cerca de 0,5°C durante 2-3 anos (Fig.78).



Figura 78 – Erupção do vulcão Pinatubo em 15/06/1991.

(fonte: https://www.iberdrola.com/documents/20125/40279/volcan_interior.jpeg/c39379f7-a840-65d6-b932-10ab3b63cbb6?t=1627036107281)

Outra causa natural é a alteração química dos silicatos. Os silicatos são minerais que constituem 97% da crosta terrestre. Esses minerais têm a particularidade de reagir quimicamente com a água de precipitação e o CO₂ atmosférico (Fig.79a). A consequência direta é que os silicatos se transformarão em carbonato e reterão CO₂ à medida que ele passa (Fig.79b). Esses carbonatos irão então fluir para o oceano e ali se acumular (Fig.79c). Estes silicatos irão, portanto, reter o CO₂ atmosférico.

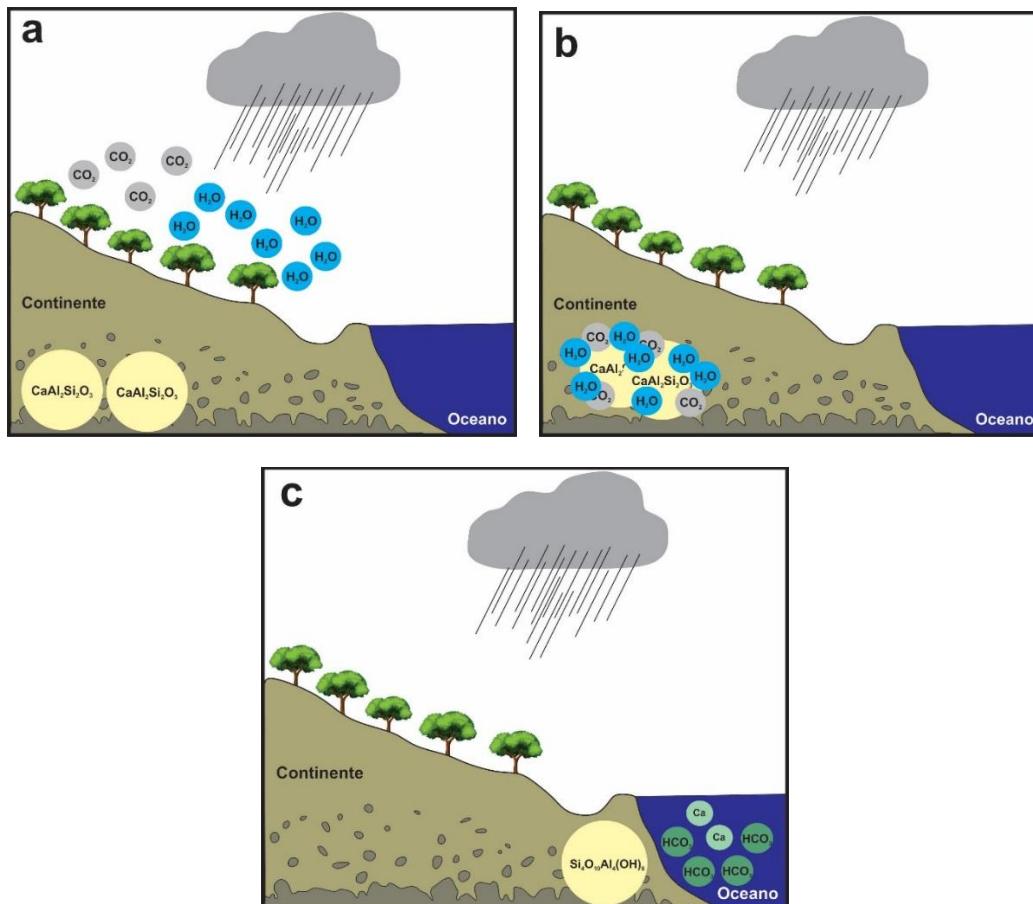


Figura 79 – Reação dos silicatos existentes na crosta terrestre com o CO_2 atmosférico e a água de precipitação e liberando carbonato nos oceanos.

(modificado: <https://www.pourlascience.fr/sd/geosciences/l-alteration-des-roches-thermostat-de-la-terre-21585.php>)

Por último, os GEE também têm origens naturais que existiam antes da chegada das atividades humanas. O CO_2 , por exemplo, é produzido durante a respiração de plantas ou animais, durante as trocas entre o oceano e a atmosfera ou durante erupções vulcânicas. O metano, por sua vez, é produzido em terras úmidas, como turfeiras, pântanos, ou por cupins, que é a segunda fonte natural de produção de metano, e finalmente os oceanos profundos, que constituem um ambiente não oxigenado, são os terceiros produtores de metano natural.

3.3. Qual é a influência do homem nas mudanças climáticas?

Como visto anteriormente, as atividades humanas emitem cada vez mais GEE que aumentam, em última análise, a temperatura global da Terra.

Por outro lado, vamos focar na parte do aquecimento global realmente ocasionado pelas atividades humanas, em comparação com a parte do aquecimento natural. Também abordaremos sobre outros fatores que influenciam o clima e que também são de origem humana.

Em primeiro lugar, consideremos que é o momento de pôr fim a uma ideia amplamente difundida, de que estamos numa fase natural de aquecimento e, portanto, de que os seres humanos não desempenham um papel significativo no atual aquecimento do clima mundial. Isso é falso e vamos provar isso por meio de modelagem.

Na figura 80, se pode observar a anomalia de temperatura ocorrida durante o período 1860-2010. Esta curva representa o aquecimento global observado, com um aumento de quase 1°C, entre 1900 e 2000.

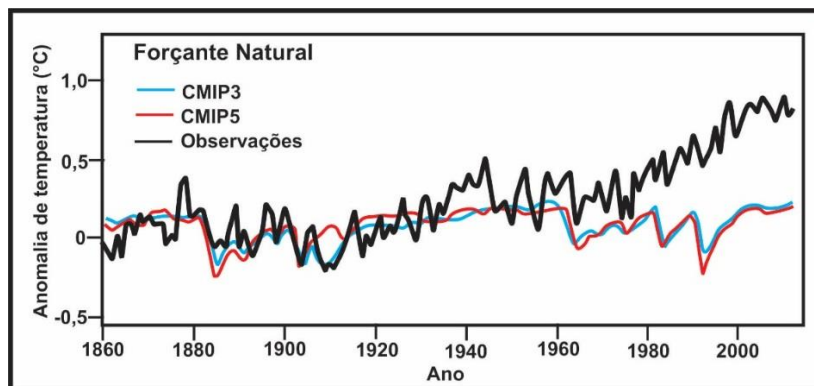


Figura 80 – Anomalia de temperatura entre 1860 e 2000, utilizando-se a forçante natural.
(modificado: IPCC AR6,2021)

Graças à modelagem, tentaremos simular da melhor forma possível essa evolução das temperaturas. Em primeiro lugar, não levaremos em conta as emissões de GEE produzidas pelas atividades humanas. Na figura 80, as curvas coloridas representam as anomalias das temperaturas simuladas, utilizando vários modelos climáticos, que levam em consideração apenas fatores naturais, como atividade vulcânica e radiação solar. Observa-se que as simulações conseguem representar corretamente as observações até a década de 1930.

Por outro lado, durante o resto do século XX, as temperaturas simuladas já não conseguem representar a evolução observada das temperaturas. Nesta fase, se pode, portanto, afirmar que a forçante natural, por si só, não pode explicar o aumento da temperatura.

Em segundo lugar, adicionemos a forçante antropogênico à forçante natural. Na figura 81, se pode observar que as curvas em cores sempre representam as anomalias de temperatura simuladas, pelos diferentes modelos, e desta vez conseguem representar as temperaturas observadas ao longo de todo o período. Portanto, sem a adição das emissões ligadas às atividades humanas nos modelos, estes últimos deixam de representar as temperaturas observadas.

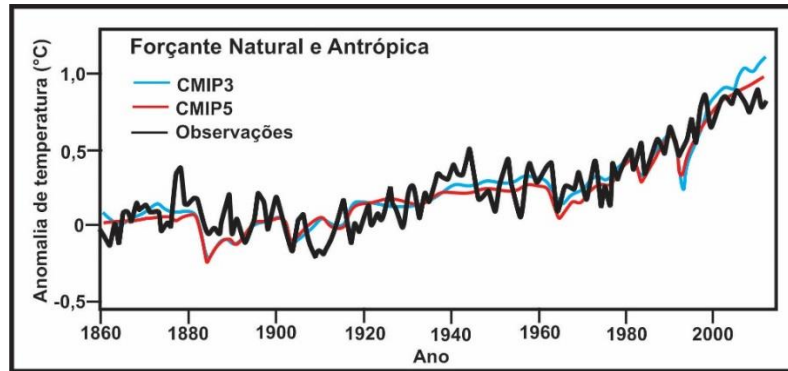


Figura 81 – Anomalia de temperatura entre 1860 e 2000, utilizando-se as forçantes natural e antrópica.
(modificado: IPCC AR6,2021)

Pode-se realizar o mesmo exercício em duas dimensões: vamos primeiro pegar o mapa da tendência da temperatura à escala planetária entre 1970 e 2019 (Fig.82). Com exceção de pequenos locais, no restante do globo se observa um aquecimento generalizado (Fig.82).

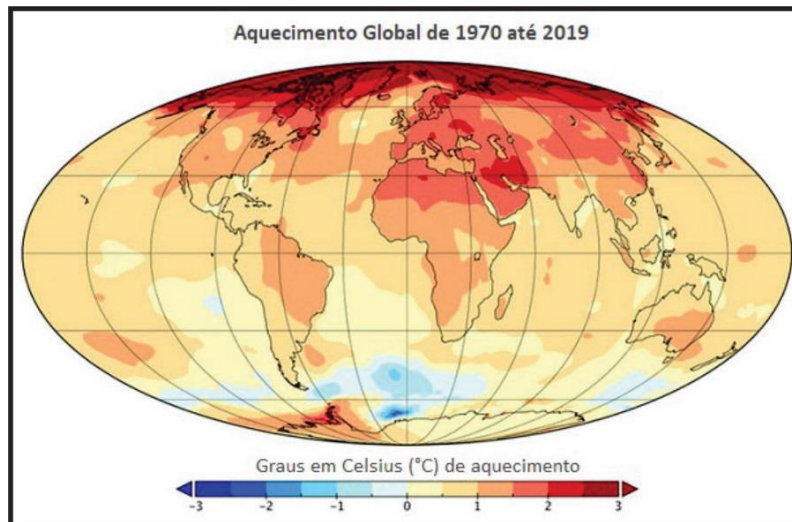


Figura 82 – Variação no aquecimento global do planeta entre 1970-2019.

(fonte: https://1.bp.blogspot.com/-ngz9OrMD9aA/XgZhoiQYSwI/AAAAAABJ7M/_TrgePIsPf4B_haEOswKEVNd7PERzsi3QCLcBGAsYHQ/s1600/map_700p.jpg)

Agora, se simularmos essa tendência usando modelos apenas com a forçante natural, obteremos um mapa com uma tendência fracamente negativa ou positiva, dependendo da localização, não representando, de forma alguma, a tendência observada. Se simularmos agora a tendência, adicionando a força antropogênica, obteremos um mapa muito próximo das tendências observadas. Mesmo que a nível regional, vemos que, no geral, a simulação onde levamos em conta, tanto a forçante natural como a forçante antropogênica, o modelo se encontra muito mais próxima do que é observado.

Este exercício de modelação nos ensina dois fatores importantes: primeiro, a evolução das temperaturas atuais, só pode ser explicada tendo em conta causas naturais

e antropogênicas. Em segundo lugar, a porcentagem de aquecimento, associada às atividades humanas, é muito maior do que a porcentagem de aquecimento associada apenas a forças naturais. Neste caso, durante o período 1970-2090, o aumento da temperatura, ligado às atividades naturais, é inferior a $+0,1^{\circ}\text{C}$, enquanto o aumento atribuído às atividades humanas é entre $+0,5^{\circ}\text{C}$ e $+1,3^{\circ}\text{C}$.

Entre estas atividades humanas, temos o direito de nos perguntar quais destas produzem GEE?

É obviamente complexo contabilizar cada parcela de cada setor econômico. Além disso, os valores variam dependendo do método de cálculo utilizado. No entanto, com base no potencial de aquecimento global, ao longo de 100 anos, o 5º relatório do IPCC propõe a seguinte distribuição: A nível global, em 2010, o setor econômico que mais emitiu GEE foi a produção de eletricidade e calor, com 1/4 das emissões globais equivalentes de CO_2 (Fig.83). O setor denominado AFAT, reunindo as atividades de agricultura, silvicultura e uso antropogênico da terra, incluindo incêndios florestais, desmatamento, incêndios de turfa, etc, é o segundo maior emissor de GEE, com 24%. Em seguida vêm as emissões dos setores industriais (com 21%), transportes (com 14%) e edificações (com pouco mais de 6%, incluindo $\pm 4\%$ apenas para o setor residencial). Por fim, diversas atividades relacionadas com energia, com pouco mais de 9%. É claro que todos estes números devem ser considerados com a sua margem de erro.

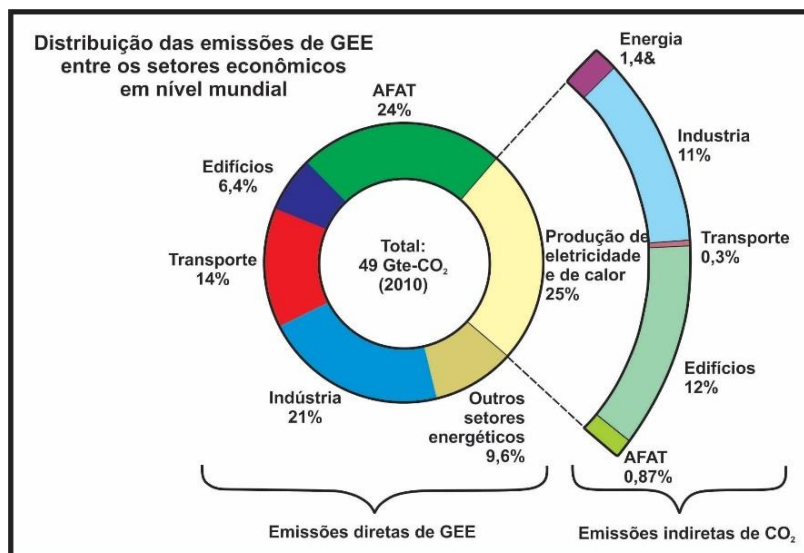


Figura 83 – Distribuição das emissões de GEE entre os setores econômicos em nível mundial. (modificado:<https://therenewnormal.files.wordpress.com/2020/09/emissoes-por-setor-3.png?w=734>)

No entanto, se olharmos para os números de forma relativa, é interessante comparar estas emissões globais com emissões mais regionais. Assim, se analisarmos as emissões de cada setor na mesma base de cálculo, não mais para o mundo inteiro, mas

desta vez para a região do Brasil (Fig.84), vemos que a mudança de uso da terra vem em primeiro lugar, seguida de agropecuária e depois energia. Depois vêm os setores de processos industriais e resíduos.

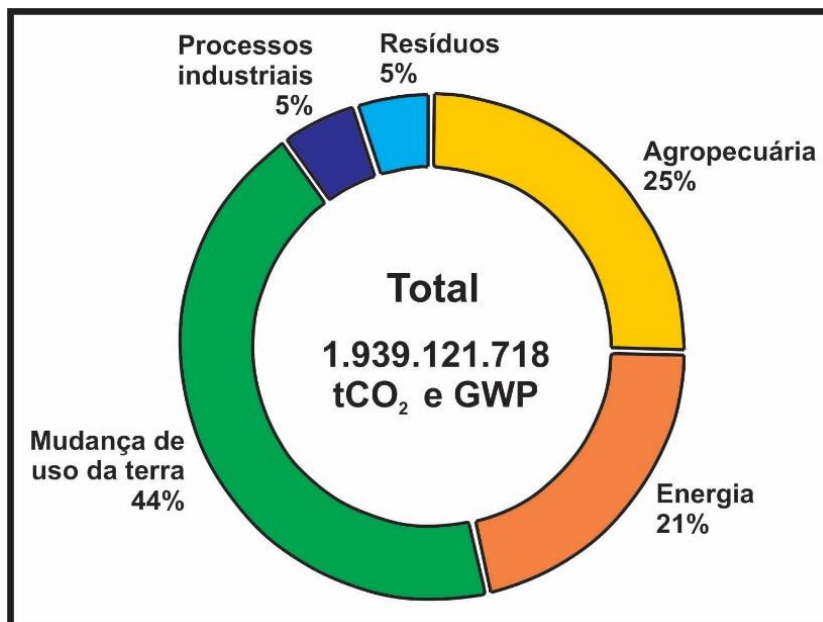


Figura 84 – Emissões de gases de efeito estufa no Brasil em 2018.
(fonte: <https://s2.glbimg.com/uisalxitegHXLgVIDyIb1BWuBEs=e.glbimg.com/og/ed/f/original/2019/11/08/grafico2.png>)

Quando falamos de emissões de GEE, é portanto interessante saber do que estamos a falar, porque os números são diferentes, dependendo da área geográfica estudada. Portanto, os esforços para reduzir as emissões também terão de ser estabelecidos de forma diferente para cada país.

Nas atividades antropogênicas que influenciam o clima, não existem apenas emissões de GEE, há também emissões de aerossóis, rastos de condensação deixados pelos aviões, mas também alterações no uso do solo.

Os aerossóis desempenham um jogo duplo, ainda mal conhecido. Por um lado, participam no arrefecimento climático, dado que desempenham um papel de guarda-sol ao refletir parte da radiação solar e, por outro lado, um papel de núcleo de condensação favorecendo o aparecimento de nuvens (Fig.85). Assim, em ambos os casos, reduzirão a radiação solar recebida na superfície, mas, por outro lado, também absorverão a radiação solar e, portanto, reforçarão o efeito estufa através da emissão de radiação infravermelha (Fig.85). Este duplo jogo significa que constituem uma das principais fontes de incerteza na estimativa da forçante radiativo total.

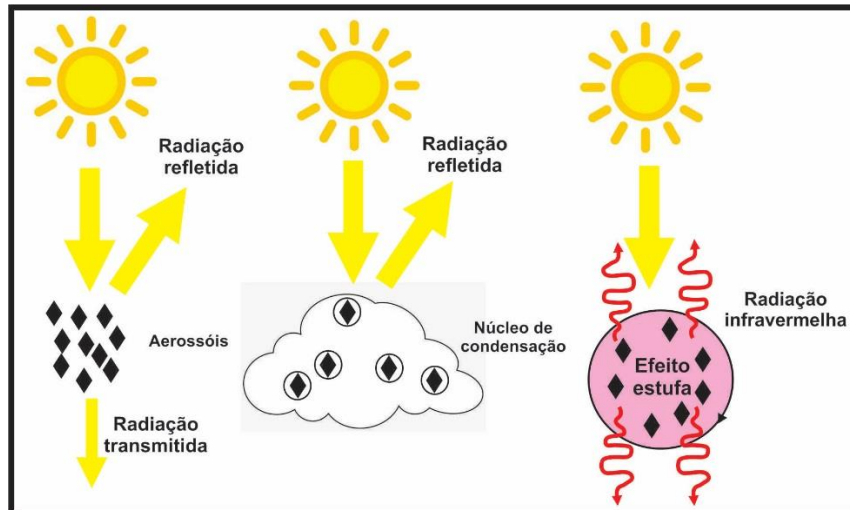


Figura 85 – Atuação dos aerossóis na redução da radiação solar.

Os rastros de condensação deixados pelos aviões podem parecer anedóticos, mas não é o caso. Estas nuvens finas feitas de cristais de gelo podem, dependendo das condições meteorológicas, cobrir uma grande área geográfica, como a mostrada na figura 86, na região sudeste dos Estados Unidos. Estas trilhas terão uma função diferente, dependendo do dia e da noite. Durante o dia, as trilhas refletirão a radiação solar e, portanto, contribuirão para o resfriamento da atmosfera. Por outro lado, à noite, essas mesmas trilhas acentuarão o efeito estufa e refletirão a radiação infravermelha de volta ao solo (Fig.87).

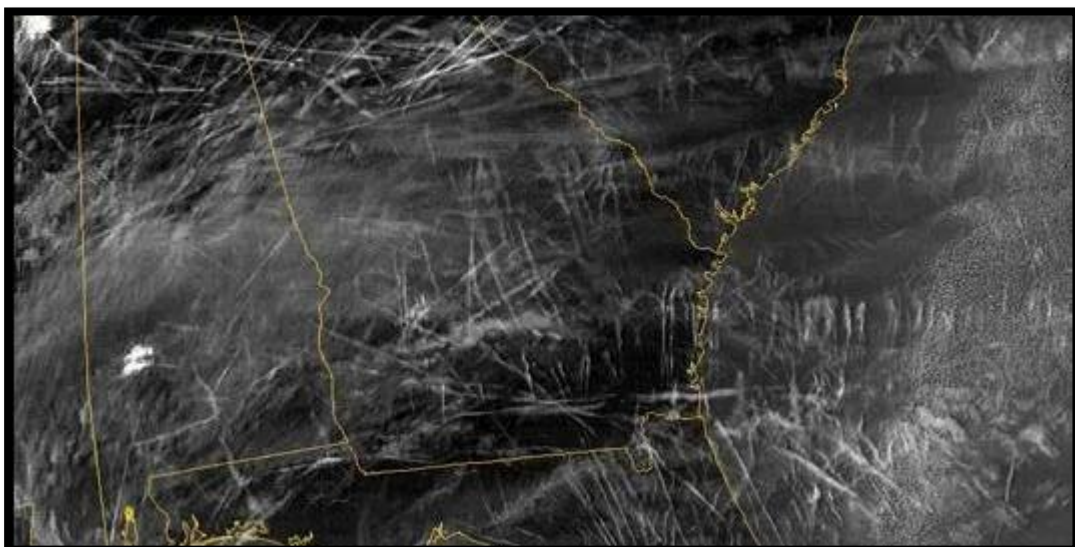


Figura 86 - Imagens de satélite mostrando rastros de condensação deixados por aviões no céu do sudeste dos EUA. Reprodução NASA/Especial CP.

(fonte: [https://www.correiodopovo.com.br/image/policy:3.16966:1542872427/79902.JPG?a=2%3A1&\\$p\\$a=f86178d](https://www.correiodopovo.com.br/image/policy:3.16966:1542872427/79902.JPG?a=2%3A1&pa=f86178d))

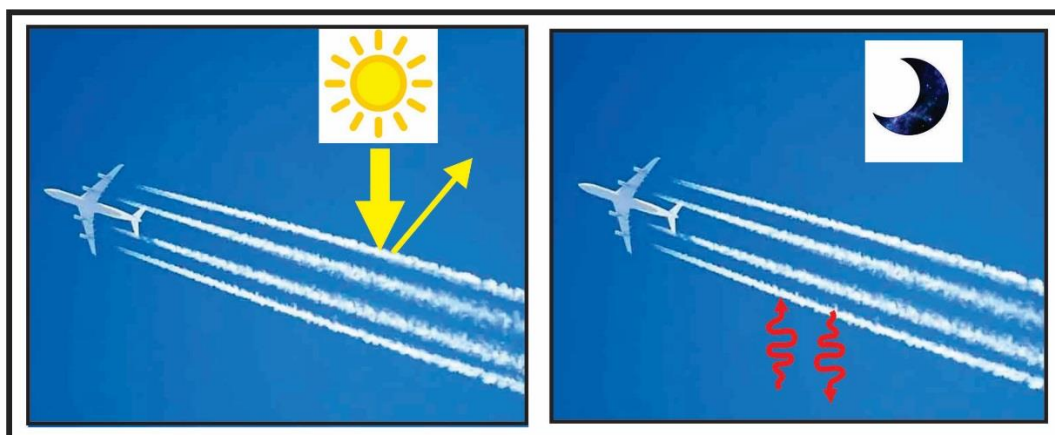


Figura 87 – Funções diferentes exercidas pelos rastros de condensação deixados pelos aviões sobre a radiação, no decorrer do dia ou da noite.

Mesmo que os impactos sejam mais locais do que globais, as alterações no uso do solo devido, por exemplo, à urbanização, desmatamento ou reflorestação, terão um ligeiro impacto na forçante radiativa total, principalmente através da modificação do albedo do solo. Entretanto as implicações são complexas. Veja-se o exemplo do desmatamento (Fig.88), se substituirmos uma floresta por solo nu, aumentaremos o albedo do solo de 15% para 30%. Assim, a energia solar absorvida pelo solo diminuirá, pois grande parte será refletida para o espaço. Portanto, ocorrerá resfriamento local.

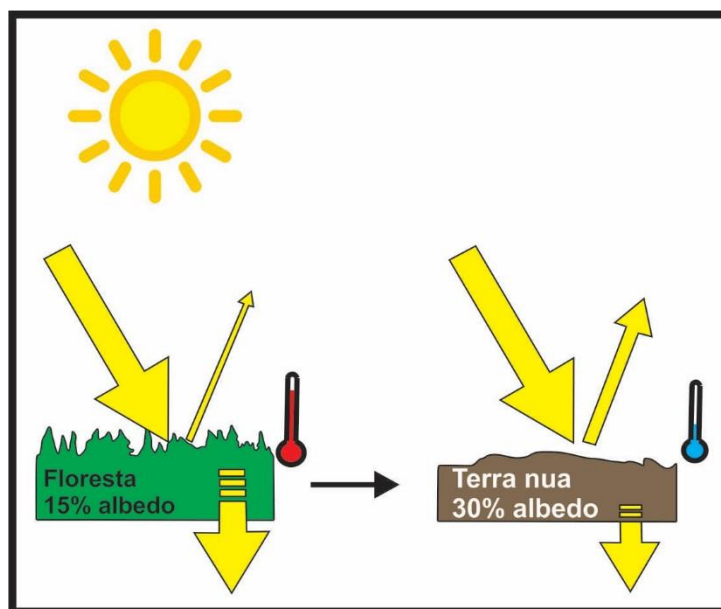


Figura 88 – Efeito da radiação solar no desmatamento de uma área.

Por outro lado, as árvores, através da sua evapotranspiração, fornecem enormes quantidades de humidade à atmosfera, o que leva à formação de nuvens. Essas nuvens baixas, também enviarão parte da radiação de volta ao espaço, evitando o aquecimento

do solo. Ao desmatar, removemos essas nuvens baixas e, portanto, reforçamos o aquecimento local. Além disso, à escala global, ao remover árvores que são sumidouros de carbono, se aumenta indiretamente a concentração de GEE na atmosfera e, portanto, aumentaremos o aquecimento global. E essas reações complexas ocorrem para qualquer mudança no uso do solo, como quando se urbaniza áreas vegetadas ou mesmo quando se refloresta uma região. Modificamos sistematicamente o balanço de radiação local, por vezes com consequências a nível global.

Parece portanto óbvio que este fator “ocupação do solo” é muito complexo de compreender, por vezes, com efeitos antagônicos como acabámos de ver. Parece que, tal como para os aerossóis, a incerteza destas mudanças no uso da terra, também é importante na sua estimativa na forçante radiativo total. Se agruparmos todas as forçantes radiativas antropogênicas e compará-las com a forçante radiativa natural, obteremos o gráfico da figura 89. Todas as forçantes radiativas ligadas aos diferentes GEE estão incluídas na primeira linha, a segunda linha reúne outras forçantes antropogênicas, como aerossóis, uso da terra, etc. A terceira linha apresenta uma avaliação das forçantes ligadas às atividades humanas. E finalmente a quarta linha reúne forçantes radiativas naturais, como energia solar e atividade vulcânica. O número é muito claro: mesmo tendo em conta a margem de incerteza, as atividades humanas contribuem quase inteiramente para o forçamento radiativo total e, portanto, para o aquecimento global.

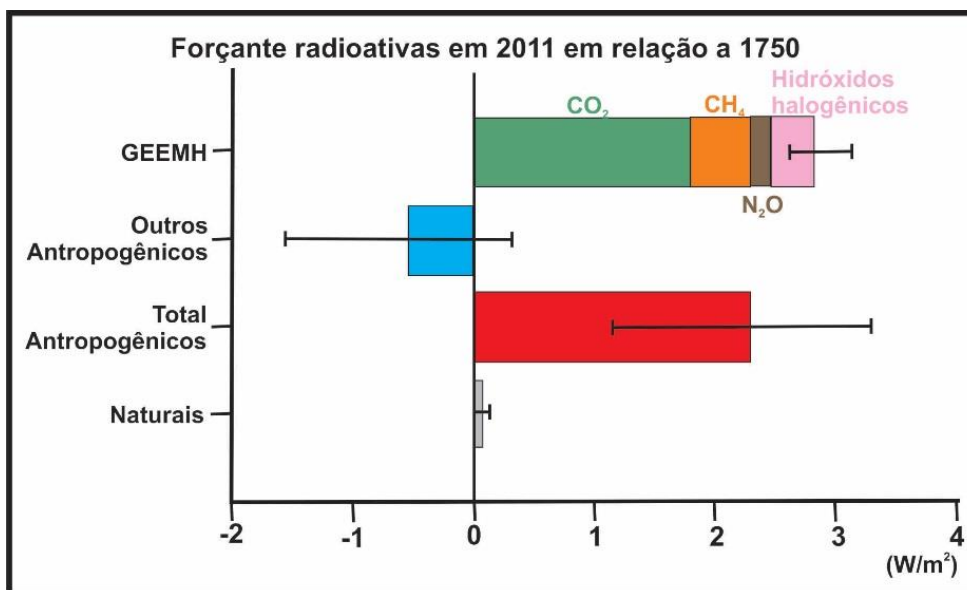


Figura 89 – Agrupamento de todas as forçantes radiativas antropogênicas comparadas com a forçante radioativa natural.

(modificado: http://www3.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/SYR_AR5_FINAL.full.fr.pdf)

IV. Consequências do aquecimento global

4.1. Consequências do aquecimento global observado na criosfera e aumento do nível do mar

Não é mais uma surpresa, as temperaturas globais observadas têm aumentado desde a era industrial, como mostra o gráfico da figura 90. A linha preta tracejada, representa a temperatura média para o período 1850-1900 e, a linha preta curva é a média das anomalias de 4 bases de dados de observações, em relação à média entre 1850 e 1900. Se observarmos o ano de 2020, vemos que em todo o globo a temperatura é, em média, 1,26°C mais quente do que a temperatura média da segunda metade do século XIX.

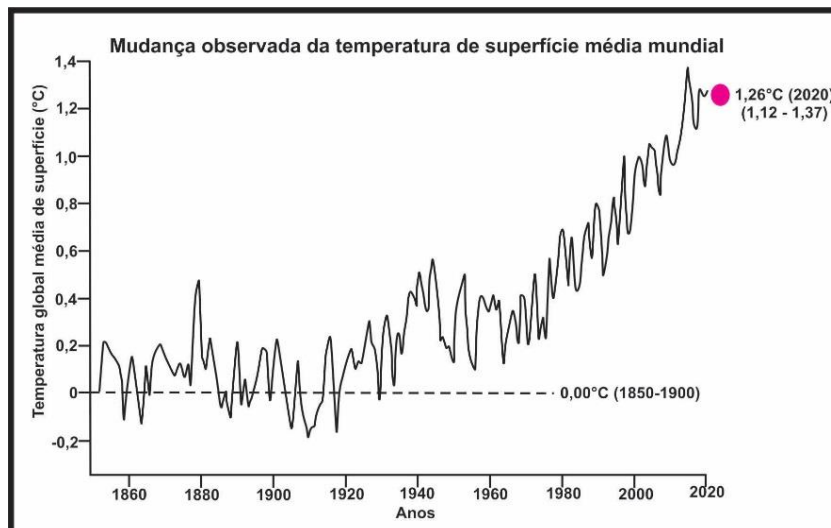


Figura 90 - Mudança observada na temperatura média global da superfície de 1850 a 1900 usando quatro conjuntos de dados.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_01.pdf)

Na figura 91, se pode observar a anomalia da temperatura global em 2020 em comparação com este mesmo período de referência, 1850-1900. Observa-se a confirmação do aquecimento, quase generalizado, em todo o planeta. Contudo, uma determinada região está a aquecer muito mais do que o resto do mundo; todas essas são regiões próximas e ao norte do Círculo Polar Ártico.

A primeira consequência deste aumento das temperaturas, já visível atualmente, é o derretimento dos mantos de gelo e do gelo marinho, nas regiões polares, mas também dos glaciares de montanha no resto do mundo.

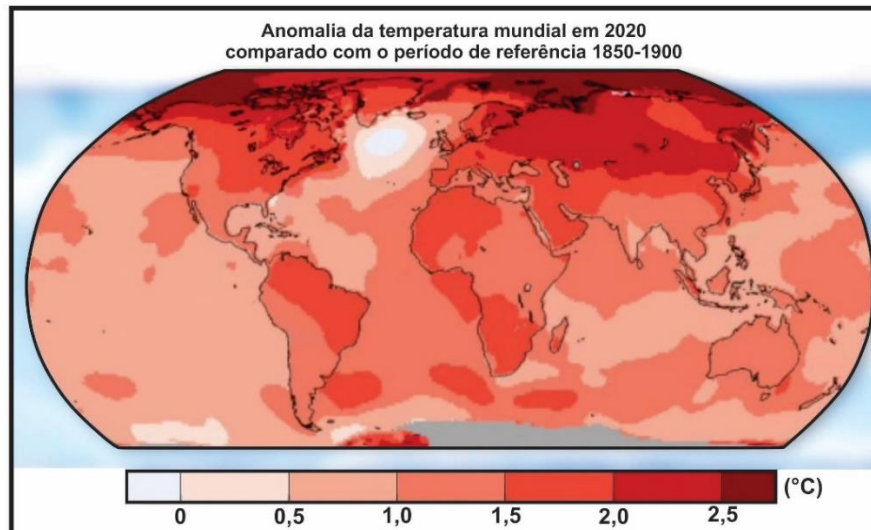


Figura 91 – Anomalia da temperatura mundial em 2020 comparada com o período de referência 1850-1900.

(fonte: https://ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_01.pdf)

Os mantos de gelo são vastas extensões glaciais que repousam sobre uma base rochosa e podem atingir de 3 a 4 km de espessura, em seu centro. Existem dois, um no hemisfério norte, o manto de gelo da Groenlândia (Fig.92), e outro no hemisfério sul, o manto de gelo da Antártica. Estas camadas de gelo são formadas pela acumulação gradual de precipitação de neve que, ao longo dos anos, se deposita sob o efeito do seu próprio peso, formando assim gelo. Mas este gelo derreterá devido ao aumento das temperaturas. Na figura 93, se pode observar o gráfico da variação da massa do manto de gelo da Groenlândia, onde se pode ver que desde a década de 1990, este manto apenas perdeu massa de gelo, neste caso a perda foi de mais de 4.000 Gt de gelo.



Figura 92 – Geleira Helheim na Groenlândia.

(fonte: <https://cdn.universoracionalista.org/wp-content/uploads/2015/07/geleira.jpg>)

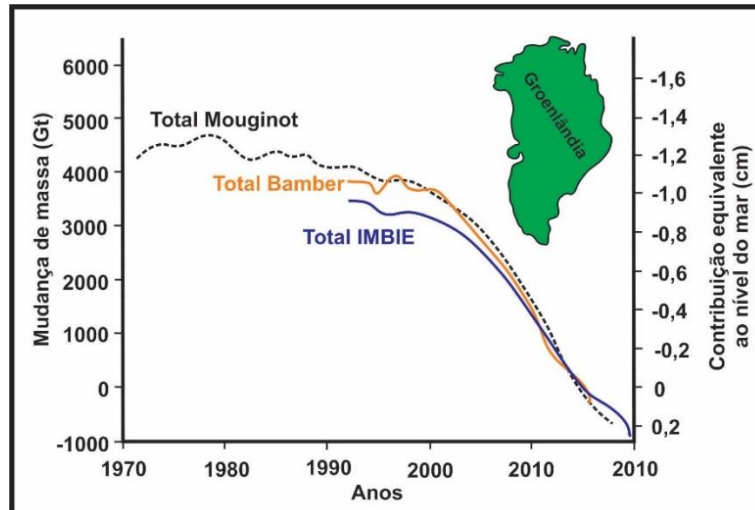


Figura 93 – Mudança de massa do manto de gelo da Groenlândia em comparação com 2015.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_09.pdf)

Mas esta unidade não tem muito significado, por isso, para simplificar, falaremos em termos de subida do nível do mar. Esta água armazenada em forma de gelo, uma vez derretida, juntar-se-á ao oceano e participará da subida do nível do mar. Pode-se calcular esta perda de gelo como uma contribuição equivalente para a subida do nível do mar. No caso da Groenlândia, se pode ver que, em 20 anos, o derretimento do seu gelo contribuiu para um aumento dos oceanos em mais de um centímetro (Fig.93).

Pode-se fazer o mesmo raciocínio para a camada de gelo da Antártica. Na figura 94, se observa que a perda de massa, também tem sido contínua desde a década de 1990.

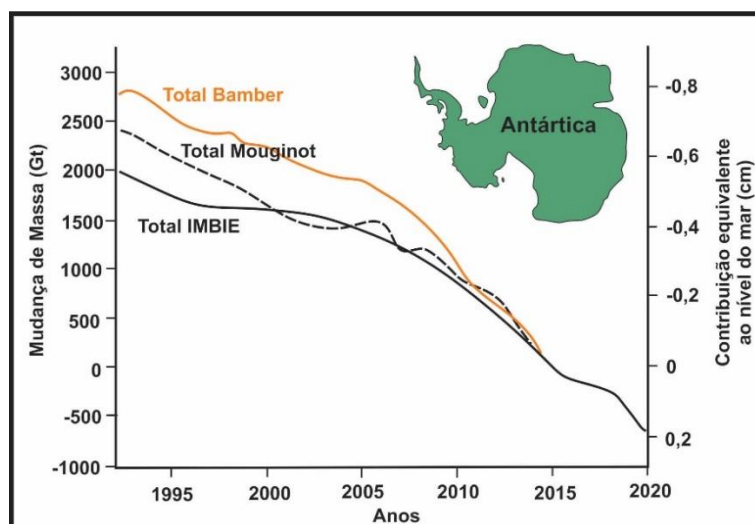


Figura 94 - Mudança de massa do manto de gelo da Antártica em comparação com 2015.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_09.pdf)

Por outro lado, em valor absoluto, é menor que a perda de massa da Groenlândia: em 20 anos, a Antártica perdeu cerca de 2.500 Gt de gelo e, portanto, contribuiu para o aumento do nível do mar, em 6 mm. Deve-se levar em consideração que o clima, a

configuração geográfica e os processos de derretimento são muito diferentes entre a Antártica e a Groenlândia.

Mas não são apenas as camadas de gelo que estão a derreter inexoravelmente. Existem, também, uma grande quantidade de geleiras de montanha. O mais emblemático para os europeus é o mar de gelo de Chamonix (Fig.95).



Figura 95 – Imagens da Estação de Chamonix-França em 1860 e 2020, com visualização do recuo do glacial.

(fonte: <https://www.nouvelobs.com/planete/20190628.OBS3872/avant-apres-regardez-comme-les-glaciers-français-ont-foutu-en-150-ans.html>)

Estas fotos de antes e depois (Fig.95), mostram o quanto a geleira vem recuando em direção aos cumes, há mais de um século. Isto reflete o fato da zona de ablação estar a subir os vales das montanhas, devido a temperatura estar demasiada elevada para o gelo se manter e, conseqüentemente, este aumento não é compensado por um fornecimento suficiente de neve no cume, na zona de acumulação glacial. Portanto, o equilíbrio entre o que chega, graças à precipitação, e o que se perde com o derretimento, é negativo. Isso indica que desde o século passado, salvo alguns períodos específicos, o glacial tem recuado, e que está a recuar ainda mais rapidamente, após o ano 2000 (Fig.96)

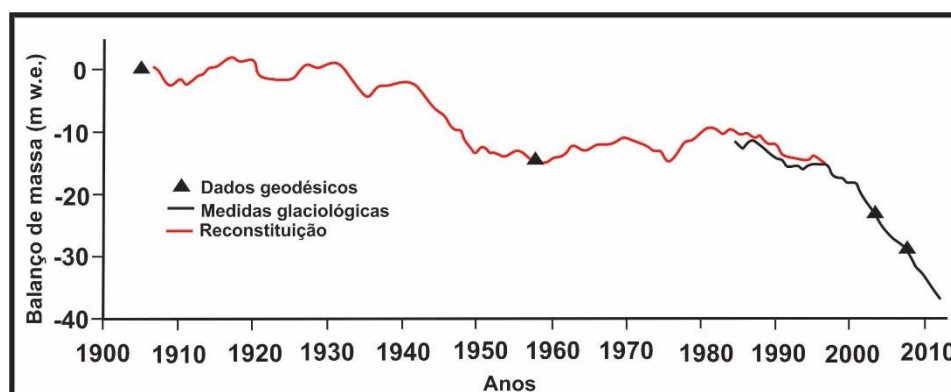


Figura 96 – Balanço de massa dos glaciais entre 1900 e 2010.

(fonte: <https://www.cambridge.org/core/journals/annals-of-glaciology/article/future-fluctuations-of-mer-de-glsce-french-slps-assessed-using-a-parameterized-model-calibrated-with-past-thickness-changes/C1F75FD440B925586787FEAE5437D801#article>)

Todas essas montanhas ou mantos de gelo formam uma massa de água armazenada nos diferentes continentes. Mas quando este gelo derrete, flui para o oceano, contribuindo assim para o aumento do nível do mar. E é isso que se observa no planeta. O gráfico da figura 97, mostra que o nível do mar só aumentou, neste caso, quase 25 cm desde 1850.

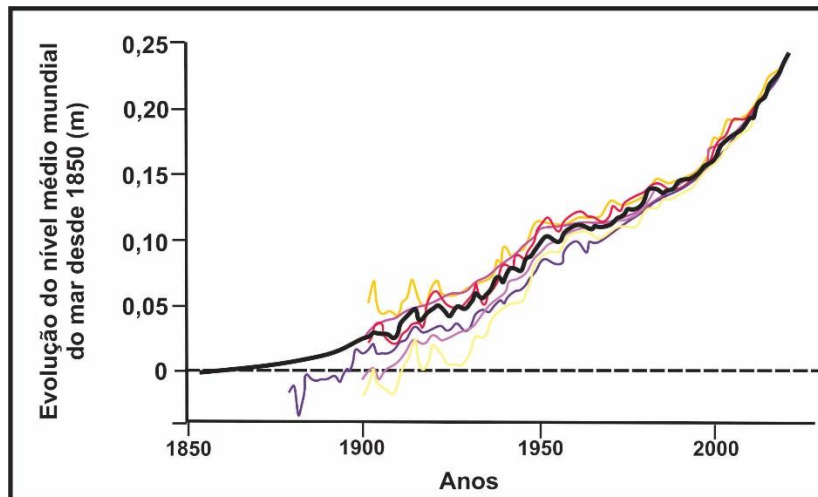


Figura 97 – Gráfico da evolução do nível médio global do mar desde 1850.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_02.pdf)

No entanto, não é apenas a adição de água, devido ao derretimento do gelo, que contribui para o aumento do nível do mar. Existe também o que se chama de “expansão térmica dos oceanos”.

Simplificando, o oceano, como qualquer material, se expande assim que a sua temperatura aumenta. À medida que aquece, ocupa um volume maior do que quando está mais frio. Assim, sob a ação do aquecimento global, o oceano absorve grande parte da energia disponível na atmosfera e armazena essa energia na superfície, na parte média e profunda do oceano.

Na figura 98, se encontra estas três partes, superficial, média e profunda dos oceanos, representando a parcela de cada elemento, em tons de azul, que participa na subida do nível do mar. O derretimento do gelo é mostrado em tons de cinza e, em menor grau, a água armazenada na terra ou no subsolo que migra para os oceanos, mostrada em laranja. Estes 3 componentes juntos, contribuem para a subida do nível do mar. Devido à incerteza, não se pode realmente dizer se a expansão térmica ou o derretimento do gelo têm precedência um sobre o outro, mas uma coisa é certa: o aquecimento global é a causa de ambos.

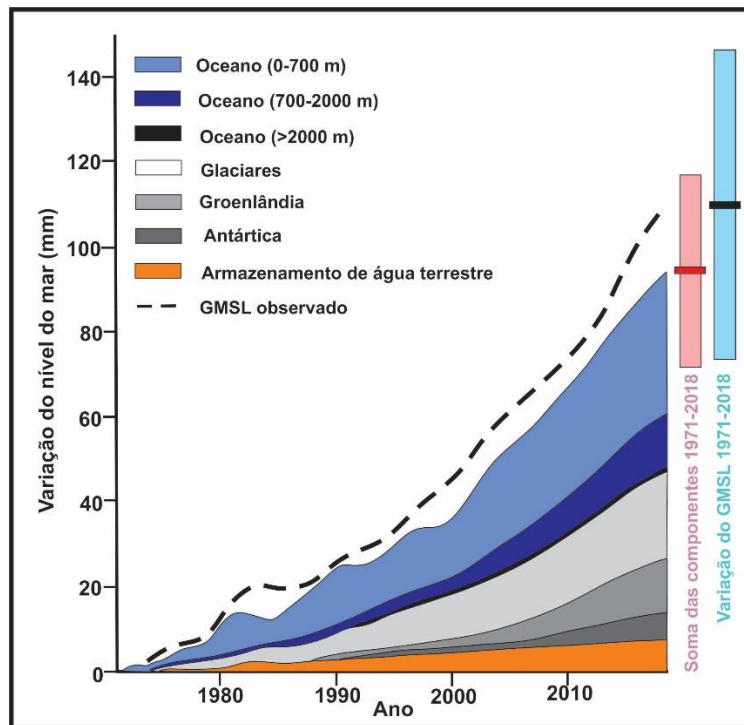


Figura 98 – Visualização das parcelas dos elementos que contribuem para a variação do nível do mar.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_09.pdf)

Nos mares polares, o gelo marinho se forma no inverno e derrete no verão. No entanto, de ano para ano, a área ocupada pelo gelo marinho está a se tornar cada vez menor, nas regiões árticas. Em alguns lugares, desaparece completamente durante o verão. A anomalia mensal da extensão espacial do gelo marinho no oceano Ártico, tem mostrado que esta extensão é cada vez menor ao longo dos anos, independentemente da estação. No entanto, não contribuem significativamente para a subida do nível do mar porque este gelo já está a flutuar no oceano.

Por outro lado, uma das consequências deste derretimento do gelo marinho é a exposição do oceano.

O albedo dessas regiões, que perdem gelo marinho, aumenta drasticamente à medida que passam de um albedo de aproximadamente 8%, quando o gelo está presente, para um albedo de aproximadamente 1%, para água do mar sem gelo.

A energia absorvida pela superfície é muito maior, o que amplifica localmente as consequências do aquecimento global.

Esta mudança local no albedo também ocorre nos continentes. Quando a neve e o gelo derretem, deixam para trás terra nua com um albedo muito inferior ao do gelo, o que aumenta localmente a temperatura.

A região do Ártico está, portanto, a aquecer mais rapidamente do que o resto do mundo, devido ao efeito deste ciclo de *feedback* positivo: quanto mais quente, mais derrete, mais diminui o albedo das superfícies, mais as superfícies absorvem energia e quanto mais quente, mais derrete, etc.

Além do gelo claramente visível, as terras polares continentais ficam congeladas durante todo o ano em maior ou menor profundidade, dependendo da região. Essas terras congeladas são chamadas de permafrost. Tal como acontece com o gelo, este permafrost também está sujeito à influência do aquecimento global e também vem derretendo há décadas, como mostram as curvas que representam várias regiões do Ártico, entre 1980 e 2020 (Fig.99).

O derretimento do permafrost tem duas consequências dramáticas: por um lado, o solo, à medida que derrete, se torna lamacento e, portanto, destrói todas as edificações existentes, sejam habitações, estradas ou infraestruturas industriais. Por outro lado, este permafrost contém um enorme estoque de carbono na forma de metano. No entanto, ao descongelar, este carbono é libertado para a atmosfera, aumentando ainda mais as concentrações de GEE e, portanto, amplificando o aquecimento global.

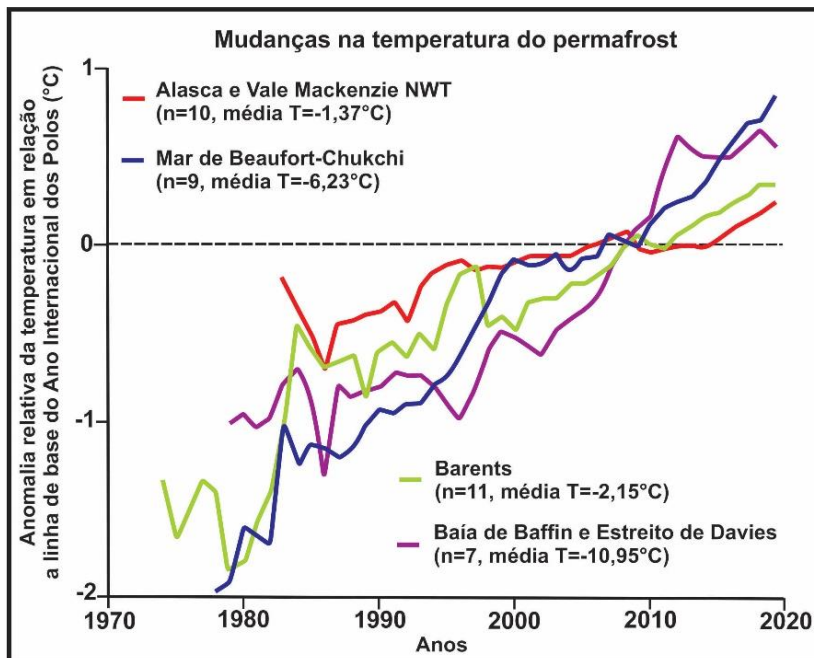


Figura 99 – Mudanças na temperatura de alguns permafrost da região Ártica. (modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_05.pdf)

As consequências do aquecimento global já são visíveis, principalmente para as regiões frias. Observa-se que, sendo o gelo, em todo o mundo, muito sensível ao

aquecimento global, alguns cientistas consideram-no como o verdadeiro termômetro natural da Terra.

4.2. Consequências do aquecimento global no mundo

Sabe-se que as temperaturas globais aumentaram ao longo do último século, e que isso está a provocar o derretimento do gelo e o aumento do nível dos oceanos. Mas estas consequências podem parecer que estão muito distantes, ou pelo menos suficientemente distantes para que não nos sintamos realmente preocupados.

Entretanto o aquecimento global não se limita apenas a estas regiões frias e escassamente povoadas, afeta também o mundo inteiro e em graus variados.

Sabe-se que a temperatura média global é 1,26°C mais elevada, em 2020, do que a média do período 1850-1900 (Fig.90). Este valor é o aquecimento já observado no planeta, mas os modelos de projeção climática, para o próximo século, mostram que este valor continuará a subir até atingir 5,5°C, com o cenário de maior aquecimento, representado pela linha roxa na figura 100.

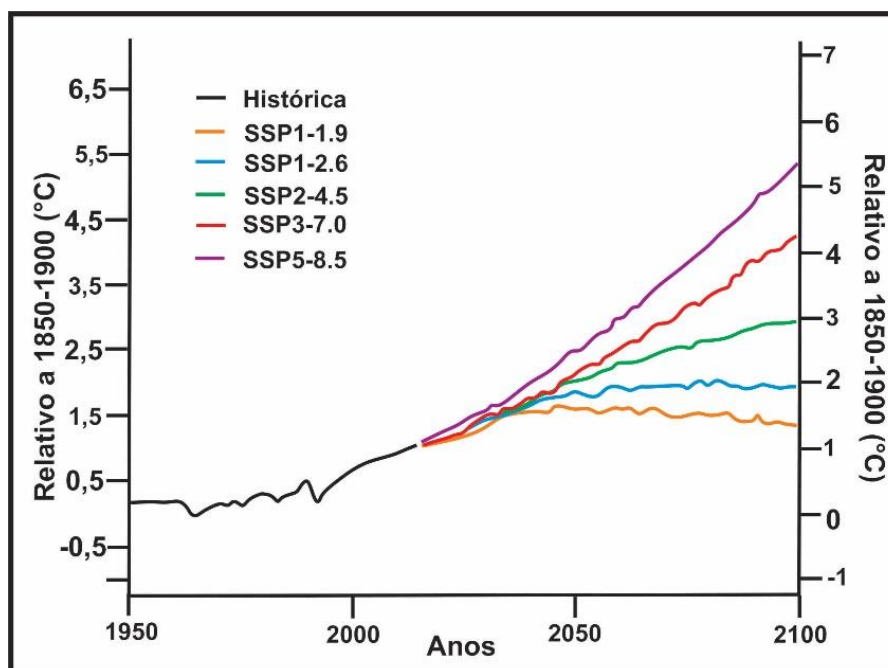


Figura 100 - Evolução global projetada da temperatura da superfície segundo os cenários do IPCC.
(modificado: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WG1_Chapter_04.pdf)

Este cenário, SSP5-8.5, é aquele em que não alteramos a política climática e em que continuamos a basear a nossa economia inteiramente no consumo de energia fóssil.

Pelo contrário, o cenário que estabiliza o aquecimento para 2100 em $+1,5^{\circ}\text{C}$, em comparação com o período 1850-1900, representado pela curva laranja (SSP1-1.9), é o cenário onde todos os países do mundo passam para uma economia que visa um baixo crescimento material e baixo consumo de energia fóssil. Os cenários intermediários mostram um aquecimento mais ou menos significativo dependendo, principalmente, do uso dos recursos energéticos que são efetuados no mundo e das desigualdades regionais.

É claro que este aquecimento global não é uniforme em todas as regiões do planeta. O mapa da figura 101, mostra o aquecimento projetado para 2100, com o cenário mais quente (SSP5-8.5).

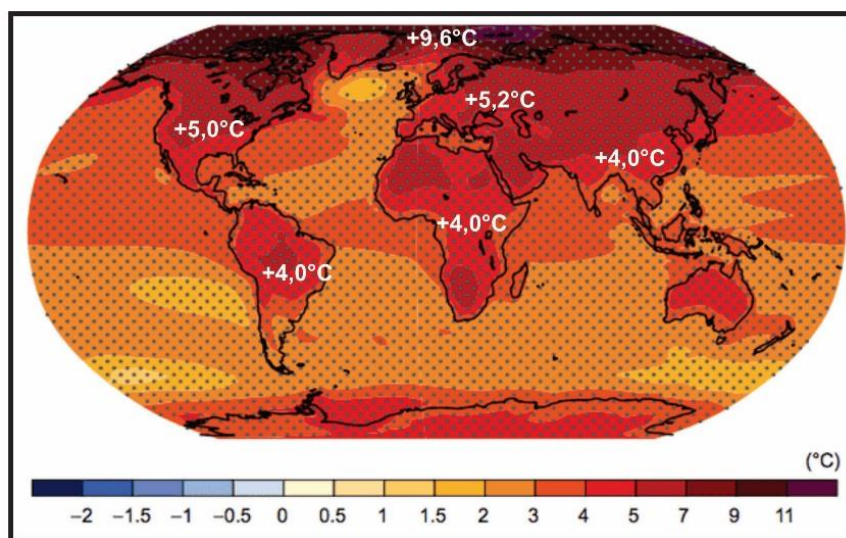


Figura 101 – Temperatura global para 2100, relativa ao cenário SSP5-8.5.

(fonte: <https://www.francetvinfo.fr/pictures/bKolXSdNtE8xcZUcMHN1UleAplw/fit-in/720x/2018/11/27/Simulation-Giec-Groupe-international-d-expert-sur-climat.png>)

Pode-se ver que o Ártico será a região do mundo que mais se aquecerá até 2100, com uma média de $+9,6^{\circ}\text{C}$, mas que poderá mesmo atingir em alguns locais $+14^{\circ}\text{C}$, em comparação com a média global do período 1850-1900. Ainda com o mesmo cenário, a Europa experimentará um aquecimento de $+5,2^{\circ}\text{C}$, os EUA de $+5,0^{\circ}\text{C}$, ou mesmo de $+4,0^{\circ}\text{C}$ para a África equatorial, Índia e Brasil.

Mas não é apenas a temperatura que vai mudar, há também as quantidades anuais de precipitação (Fig.102).

Neste caso, as disparidades regionais são ainda mais acentuadas, porque certas regiões do mundo ganharão precipitação, enquanto outras a perderão. Vejamos este mapa (Fig.102), que representa as variações dos valores anuais de precipitação em percentagem, sempre com o cenário mais quente e sempre para o horizonte 2100.

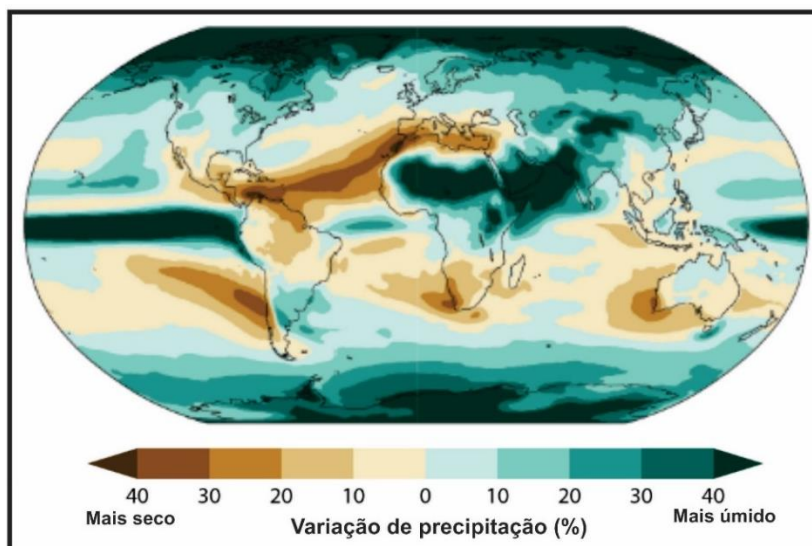


Figura 102 – Anomalia de precipitação para o cenário mais quente (SSP5-8.5) para 2100, em relação ao período 1850-1900.

(fonte: <https://odysseedelaterre.fr/wp-content/uploads/2022/02/evolutions-precipitations-moyennes-surface-scenarii-rechauffement.png>)

Ao se observar as áreas de variação das precipitações, vemos que as regiões polares, mais uma vez, e mais as regiões além das latitudes 60°N e 60°S, ganharão precipitação em escala anual, assim como a faixa intertropical. Por outro lado, certas regiões como a África do Sul, o sudoeste da Austrália, o oeste do Chile e a Bacia do Mediterrâneo, perderão precipitações. A orla do Mediterrâneo perderá, em média, 20% da precipitação, numa escala anual, mas certas regiões, como o norte de África, poderão perder até 40%. É fácil imaginar que estas mudanças afetarão enormemente os ecossistemas locais, incluindo a população.

Acabamos de ver as mudanças nas duas variáveis mais importantes utilizadas no meteorologia e na climatologia, a saber, a temperatura e a precipitação. Mas se a média anual é afetada pelo aquecimento global, os extremos também o são.

No que diz respeito à temperatura, se pode considerar que existem dois extremos, um extremo quente e um extremo frio, como se pode ver na figura 103, nesta curva esquemática de distribuição de temperatura.

Dado que o efeito estufa atua 24 horas por dia, durante todo o ano, o aquecimento global afeta toda a distribuição da temperatura. Assim, o aquecimento global fará com que esta curva estatística, de distribuição de temperatura, deslize para a direita, em direção a temperaturas mais quentes.

Esta mudança leva, portanto, a um aumento das temperaturas médias, mas também a um aumento dos extremos: os extremos frios tornar-se-ão mais amenos e os extremos quentes tornar-se-ão ainda mais quentes (Fig.103).

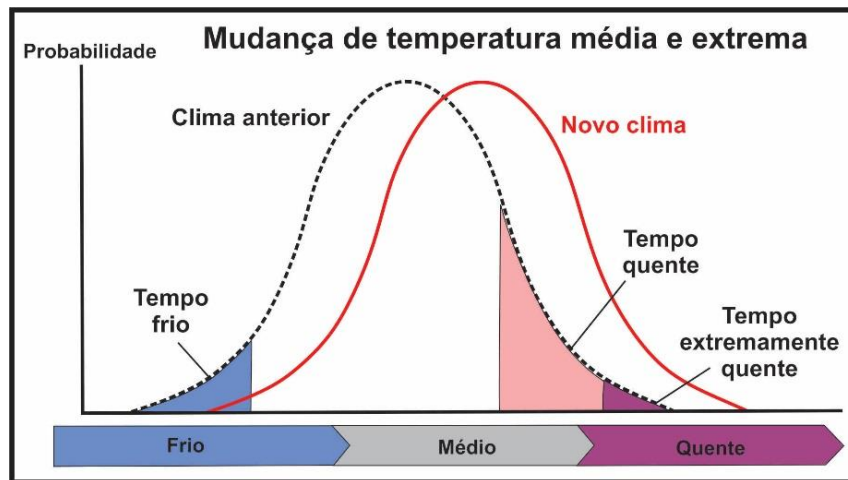


Figura 103 – Mudanças de temperatura média e extrema.
(modificado: US EPA)

O número de dias de geada, ou seja, o número de dias com temperatura mínima inferior a 0°C, diminuirá até 2100 com o cenário SSP5-8.5: - 60 dias para a Europa, - 50 para os EUA, - 80 para norte da Rússia e até -140 dias de geada no Ártico. É o oposto para o número de dias quentes, ou seja, o número de dias em que a temperatura máxima esteja acima de 35°C, estes dias aumentarão até 2100 com o cenário SSP5-8.5: +15 dias quentes na Europa, + 22 dias nos EUA, +32 dias para a bacia do Mediterrâneo, +44 dias para a Índia e até +107 dias quentes para o norte da América Latina. Estas mudanças, nos extremos de temperatura, modificarão profundamente tanto as paisagens, mas também a vida dos habitantes das regiões afetadas.

No que diz respeito às regiões frias que estão a aquecer, estas irá derreter o permafrost, o que levará à degradação do solo e, ao mesmo tempo, à libertação de GEE, incluindo o metano. Além disso, o derretimento do gelo do Ártico também provocará uma diminuição do albedo destas regiões e, portanto, um aumento da temperatura. Quanto aos extremos quentes, certas regiões tornar-se-ão inabitáveis não só para os seres humanos, mas também para a fauna e a flora atuais. Se tomarmos apenas o exemplo da bacia do Mediterrâneo, esta região ganhará um mês por ano de dias em que a temperatura será superior a 35°C, até 2100, mas também +17 dias, ou um pouco mais de 2 semanas por ano, onde a temperatura estará acima de 40°C. A esta temperatura, poucos organismos ainda conseguem viver pacificamente. Os organismos que vivem tanto nos animais como nas plantas estarão sujeitos a um intenso stress térmico, mesmo fatal para certas espécies. Mesmo que as tendências até 2100 tenham uma incerteza maior do que as temperaturas, os extremos de precipitação também serão modificados com o cenário SSP5-8.5.

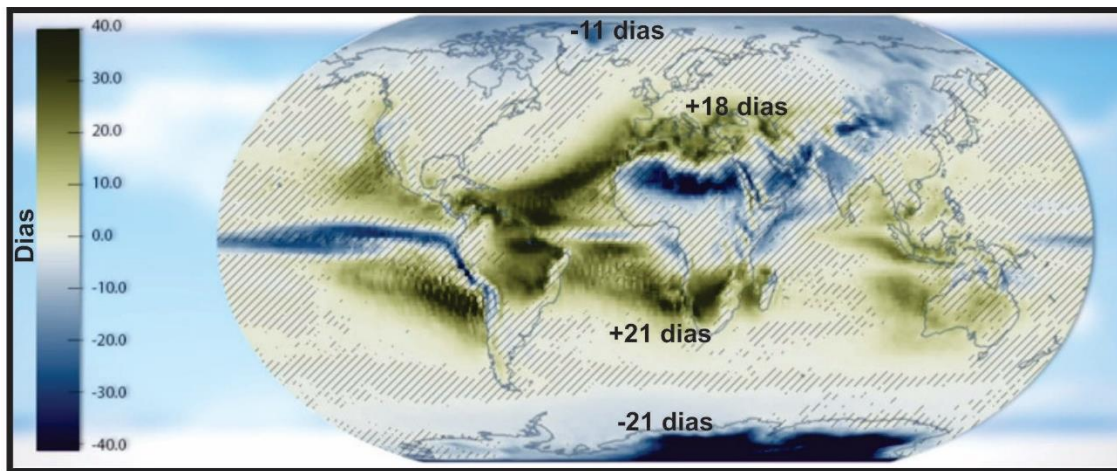


Figura 104 – Carta de anomalia do número de dias sem chuva para o cenário mais quente SSP5-8.5 para 2100 em relação ao período 1850-1900.

O mapa da figura 104, representa o número de dias consecutivos sem chuva. Percebe-se que, mais uma vez, a bacia do Mediterrâneo verá este número de dias aumentar significativamente, com +18 dias por ano. Tal como acontece com a África do Sul e grande parte do Brasil, bem como com os países vizinhos, onde este aumento é de +21 dias por ano.

Por outro lado, este número de dias consecutivos sem precipitação, diminuirá para os dois polos: -11 dias por ano para o Ártico e -21 dias por ano para a Antártica. Como também vimos anteriormente, com o aquecimento global o ar fica, na média global, mais quente, podendo portanto reter mais vapor de água. As nuvens têm mais água disponível e, portanto, a precipitação extrema também aumentará. Isto é o que se pode ver no mapa da figura 105, o qual mostra a evolução da precipitação máxima que se pode ter num único dia para 2100, ainda com o cenário SSP5-8.5.

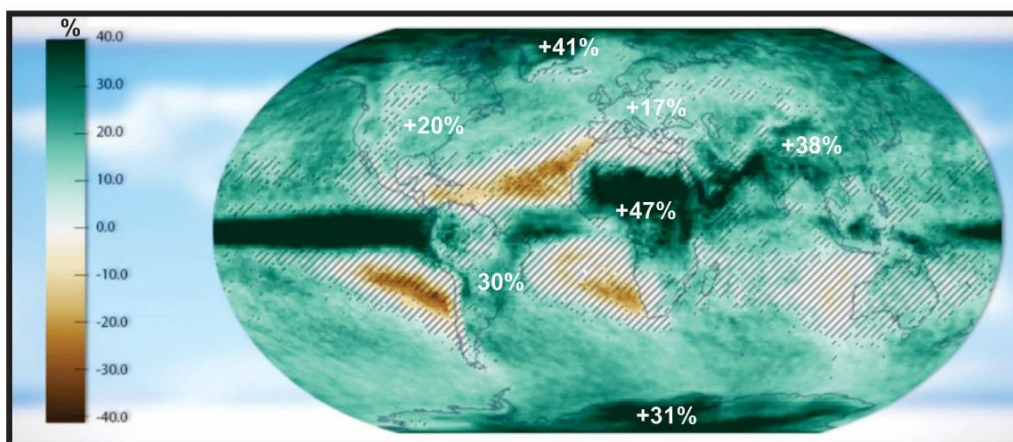


Figura 105 – Mapa de anomalia da intensidade das precipitações máximas para o cenário mais quente SSP5-8.5 para 2100 em relação ao período 1850-1900.

Para este mapa (Fig.105), se percebe que apenas algumas regiões apresentam uma evolução negativa, a qual não é significativa (parte hachurada). Caso contrário, a precipitação máxima num dia, aumenta em todo o planeta: +17% na Europa, +20% nos EUA, +38% na Índia, +47% na África equatorial e +30% no sul do Brasil e norte da Argentina. Os polos também não ficam de fora, dado que na Antártica estas precipitações diárias máximas aumentarão +31% e +41% no Ártico. Observa-se que certas regiões do mundo, como a Europa ou a América Latina, serão afetadas tanto pelo aumento dos dias sem precipitação, como pelo aumento dos extremos chuvosos (Figs. 104 e 105). Isso significa que haverá menos dias de chuva, mas quando chover, acontecerá com mais intensidade. A combinação de extremos quentes e défices de precipitação, criará um stress hídrico e térmico dramático em certas regiões, como no caso da bacia do Mediterrâneo, que será duramente atingida por estas duas consequências do aquecimento global.

Note-se, no entanto, que determinados fenômenos estarão indiretamente ligados a esta combinação de stress hídrico e térmico, como os incêndios florestais. Estes incêndios florestais já ocorrem atualmente na bacia do Mediterrâneo, bem como na Sibéria, na Austrália e até na América do Norte e América do Sul, mas é provável que estes incêndios se intensifiquem com o aumento dos extremos quentes e dos défices de precipitação. Esta queima de florestas causará, portanto, emissões adicionais de GEE na atmosfera, aumentando ainda mais o aquecimento global. Mas o desaparecimento das florestas também causarão a extinção de certas espécies de animais e de vegetais, afetando assim a biodiversidade global. É obvio que, ao falar sobre estas projeções climáticas, usamos o pior cenário SSP5-8.5, o cenário de maior aquecimento até 2100, mas se não for reduzida drasticamente as emissões de GEE nos próximos anos, este será o caminho do cenário que estamos apresentando.

4.3 Consequência do aquecimento global no Mediterrâneo e na América do Sul.

A bacia do Mediterrâneo é frequentemente mencionada, quando se fala de alterações climáticas, e isto não é obviamente coincidência, devido que esta região do mundo, suportará o peso das consequências do aquecimento global. Aqui iremos detalhar as consequências dessa região e posteriormente iremos para o oeste e falaremos sobre as consequências do aquecimento global no Brasil.

No Mediterrâneo, se utilizarmos a classificação do clima segundo Köppen & Geiger (1901) e o detalhamento dessa por Peel et al. (2007) (Fig.106), teremos, em torno deste mar, o clima mediterrânico, mas não só. Existem também os diferentes climas áridos e semiáridos. Embora diferentes, existe, no entanto, um ponto comum entre todos estes climas. Isto porque, pelo menos numa época do ano, há um mínimo de precipitação e geralmente quando as temperaturas são mais elevadas, como em Marselha-França.

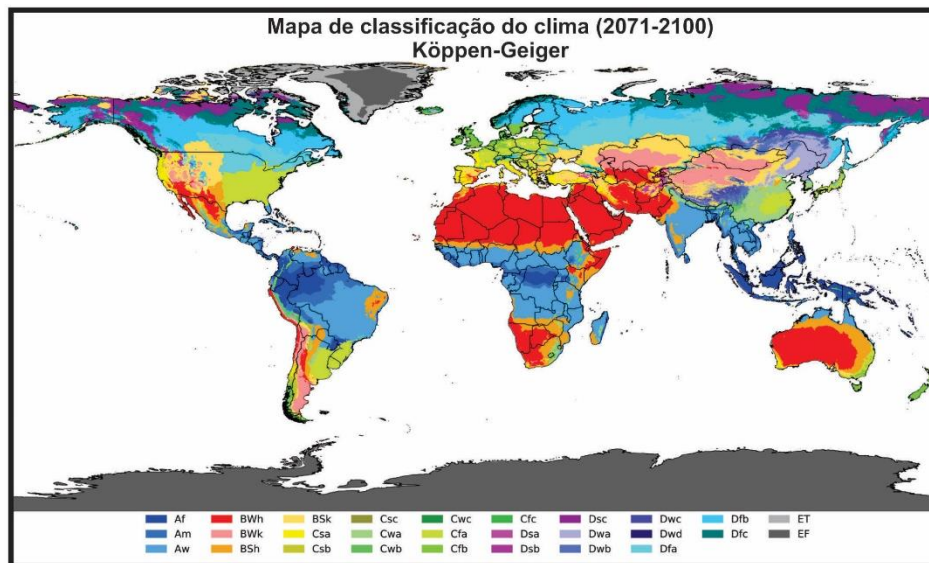


Figura 106 – Mapa de classificação do clima para o período 2071-2100.
(fonte: Beck et al. 2018)

Se estas condições de verão durarem demasiado tempo, a vegetação local fica estressada, como acontece com a agricultura, que carece de água. Outro exemplo, num clima semiárido, em Sfax, na Tunísia, a precipitação é baixa quase todo o ano, enquanto as temperaturas permanecem elevadas. A fauna, a flora e os habitantes estão habituados e adaptados a este clima, mas devem estar atentos à gestão da água. Finalmente, num clima claramente árido, esta falta de precipitação é ainda mais acentuada. Nessa região, a vegetação é, portanto, quase inexistente, exceto ao longo dos cursos de água ou em locais específicos, como os oásis. Você provavelmente está se perguntando por que lhe dei uma breve descrição desses climas ao redor do Mediterrâneo. A resposta é simples. Porque esta característica comum entre todos estes climas, será o ponto fraco desta região, num contexto de aquecimento global. Na verdade, como visto anteriormente com o cenário mais quente, SSP5-85, as temperaturas, na bacia do Mediterrâneo, aumentarão e, ao mesmo tempo, a precipitação tornar-se-á mais rara. O aquecimento global influencia,

portanto, precisamente os dois parâmetros que aumentarão o stress hídrico para a fauna, a flora e os habitantes da região mediterrânea.

Mesmo com um aquecimento global de apenas +1,5°C, no cenário socioeconômico mais sustentável, estas consequências já se fazem sentir em todo o Mediterrâneo. Por exemplo, para o Norte de África e o Médio Oriente, com este cenário de menor aquecimento, já teremos de 10 a 38 dias de temperaturas máximas acima dos 35°C, em comparação com o período 1850-1900.

Este número aumenta de 6 para 22 dias a mais no sul da Europa, especialmente na Espanha. Ou seja, certas regiões ganharão um mês ou mais em temperaturas extremamente quentes até 2100. Em relação à precipitação, ainda com este cenário de aquecimento global limitado a +1,5°C, vemos a precipitação caindo de -10% a -20% para o norte da África e de 0% a -13% para o sul da Europa e o Médio Oriente. Se utilizarmos outro cenário que dá um aquecimento global de +4°C, os dias em que a temperatura máxima diária é superior a 35°C, aumentam 82 dias para o norte de África, 60 dias para Espanha e Médio Oriente, e 35 dias para Itália. Em termos de precipitação, ainda de acordo com o cenário de +4°C, o Marrocos será o país que mais perderá, com -46% de precipitação, seguido da Espanha com -37%, -30% para o norte de África, -20% para o Médio Oriente, e -13% para o sul da França.

A verdade estará provavelmente entre estes dois extremos de aquecimento, mas é claro que, independentemente da trajetória das nossas emissões de GEE, o stress térmico e pluviométrico, na região do Mediterrâneo, irá piorar. Se as temperaturas e a precipitação sofrem alterações, na realidade, são também os climas definidos pela classificação de Köppen-Peel, que são modificados. Se utilizarmos os critérios desta classificação, notamos que o aquecimento global provoca uma mudança nos climas: os climas semiáridos são substituídos pelo clima árido, no norte de África e no Médio Oriente, o clima árido atinge também a Espanha, os climas semiáridos, por sua vez, substituem o clima mediterrânico do sul da Europa, como em certas regiões da Grécia e da Itália. E o clima mediterrânico também está a se deslocar para norte. Como por exemplo na França, onde este clima mediterrânico se estende até à costa atlântica.

Quanto a região central da França e Bélgica, o clima vai da classificação Cfb para Cfa, ou seja, o clima destas regiões permanece oceânico e a precipitação permanece presente todos os meses do ano, mas em vez de ter verões temperados, terão verões quente.

Particularmente, para a América do Sul, mesmo com a limitação do aquecimento global em 1,5°C, a quantidade de água doce disponível em rios e lagos no nordeste do Brasil pode cair em 7%. Se o aquecimento global ultrapassar 1,5°C e chegar a 2°C, se prevê que a precipitação média anual, na bacia do rio Amazonas, diminua em cerca de 30%.

À medida que as temperaturas subirem, as áreas protegidas começam a desaparecer. Com 2°C, 25% das 80 mil espécies de plantas e animais das áreas mais ricas em biodiversidade do mundo, como na Amazônia e as ilhas Galápagos, correm o risco de extinção, até o final do século. Temperaturas mais altas podem afetar o comportamento de insetos e animais, causando um efeito cascata, que podem afetar ecossistemas inteiros.

Em um cenário de emissões altas (SSP5-8.5), no qual as temperaturas podem chegar entre 4,0°C e 6,1°C até o final do século, e com um desenvolvimento econômico moderado, a América do Sul poderá ter cerca de 9,1 milhões de migrantes climáticos até meados do século, 1,9% da população.

Já um aumento de temperatura da ordem de 3°C, aumentará a possibilidade de sistemas naturais frágeis, como o Ártico ou a Amazônia, passarem por “mudanças abruptas e irreversíveis”, derretendo por completo ou secando, por exemplo. Os riscos de ocorrência destes “pontos de inflexão”, são moderados para aumentos de temperatura entre 0 e 1°C, mas aumentam, desproporcionalmente, à medida que a temperatura passa de 1°C para 2°C, tornando-se altos acima de 3°C, segundo o IPCC. A inclusão desses riscos na modelagem econômica, eleva o custo social do carbono de US\$ 15/tCO₂ para US\$ 116/tCO₂.

Com 3,5°C de aumento de temperatura, a taxa de malária, na América do Sul, deverá aumentar em 50%, em comparação com os níveis pré-industriais.

O mapa de tipos climáticos Köppen-Geiger, para a América do Sul (Fig.107), mostra que três tipos climáticos principais A, B e C, dominam o clima da América do Sul. Destes três, o tipo de clima dominante, por área terrestre, é o tropical A (60,1%), seguido pelo temperado C (24,1%) e pelo árido B (15,0%). O tipo climático Polar E (0,8%), ocorre em quatro locais da América do Sul, duas vezes nos Andes, devido à elevada altitude, ao longo do extremo sul do Chile (Estreito de Magalhães)/Argentina (Tierra del Fuego), e nas ilhas Malvinas e Geórgia do Sul.

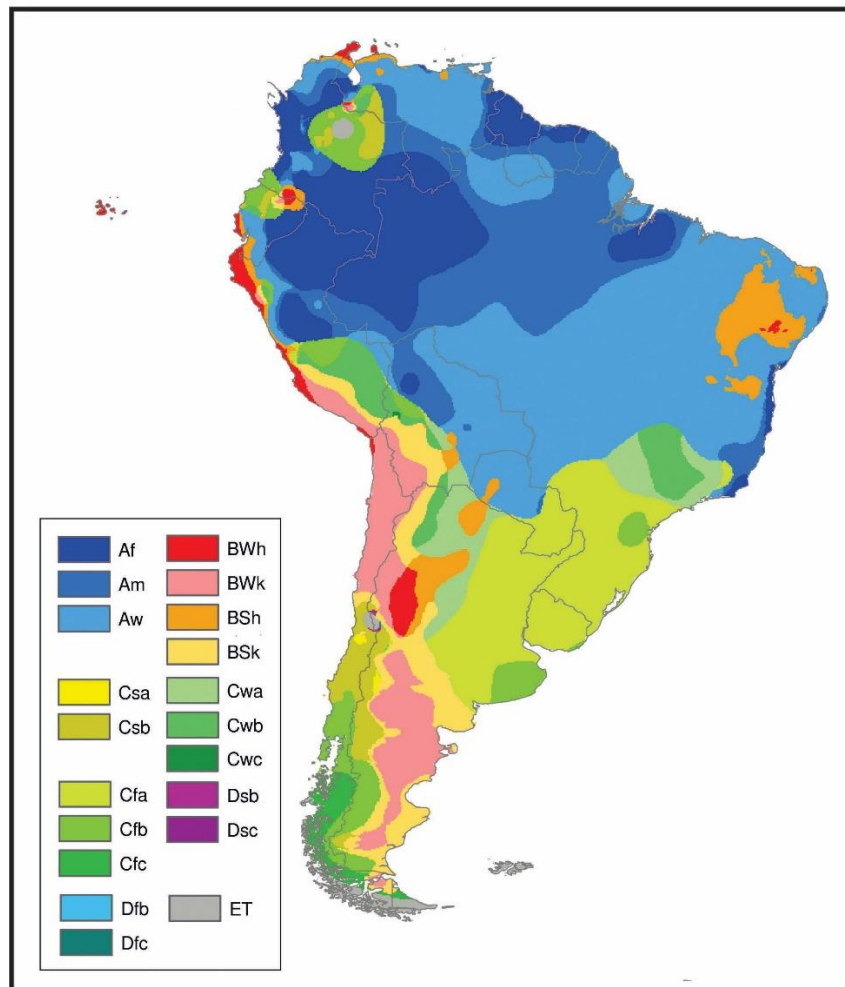


Figura 107 – Mapa do tipo de clima para a América do Sul segundo a classificação de Köppen-Geiger.
(fonte: Peel et al, 2007)

4.4 Consequências locais do aquecimento global: efeito sobre as cidades

Embora o aquecimento global atue a nível planetário, este provoca consequências muito diferentes, dependendo das regiões do mundo. Abordaremos o aquecimento global à escala espacial e a suas consequências locais, tanto em termos de temperaturas como de precipitação. Independentemente do aquecimento global e da topografia, os diferentes ambientes geográficos conhecidos, apresentam características climáticas diferentes de um ambiente para outro. Por exemplo, uma floresta e um prado não terão o mesmo clima, ou uma região arenosa não terá o mesmo clima que uma região argilosa. Nestes diferentes ambientes, existem dois que se caracterizam pelas suas diferenças, são as regiões urbanas e rurais. A temperatura medida no centro de uma cidade, será quase sempre superior à temperatura medida na zona rural circundante, especialmente durante as ondas de calor, mas também em pleno inverno (Fig.108).

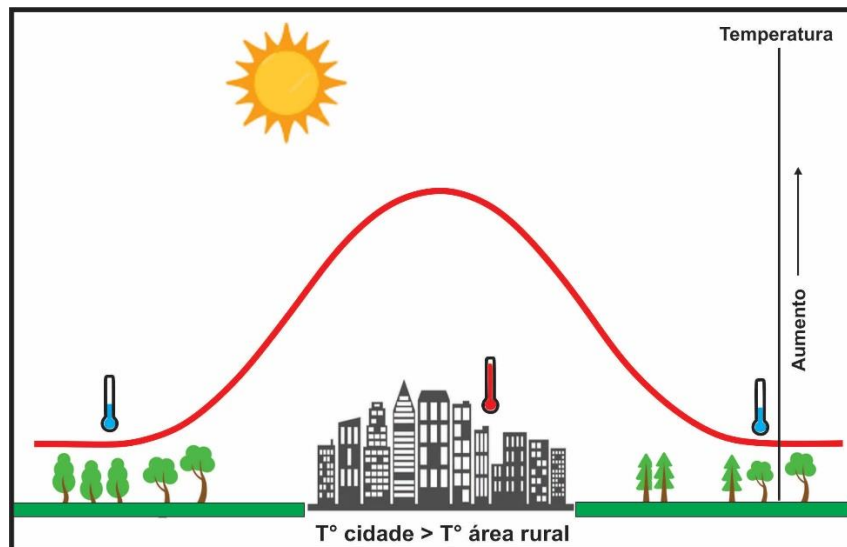


Figura 108 – Diferença de temperatura do centro de uma cidade em relação a área rural circundante.

Este excesso de temperatura dentro de uma cidade, é denominado “ilha de calor urbano” e é explicado, principalmente, por três fatores: materiais, atividades humanas e configurações urbanas.

Em primeiro lugar, os materiais que constituem uma cidade, o betão, o asfalto, os tijolos, o alcatrão, as pedras, o concreto, etc., são elementos minerais que têm um albedo muito baixo e, portanto, que acumulam calor durante o dia, e posteriormente o reenvia na forma de raios infravermelho, aquecendo assim o ar ambiente. Já no campo, os materiais com que é formado, apresentam maior albedo, devolvendo mais energia ao espaço. Além disso, a vegetação no campo, está muito mais presente e graças ao seu teor de água que evapora, ocasiona o arrefecimento da temperatura, o que é especialmente útil durante as ondas de calor.

O segundo fator que influencia a ilha de calor urbana, são as atividades humanas, como aquecimento, ar condicionado, circulação de veículos térmicos, esgotos, indústria, etc. Todas essas atividades humanas liberam calor na atmosfera, adicionando assim, mais algumas calorias à atmosfera de um cidade. Já no campo, estas atividades também podem existir, mas são muito menos numerosas, menos concentradas e têm pouco ou nenhum impacto na temperatura.

Finalmente, o terceiro fator é a configuração urbana de uma cidade, que desempenhará um papel nesta ilha de calor urbano. À medida que a densidade construtiva é maior e os edifícios mais imponentes, a circulação do ar é mais lenta. Assim, todas as calorias devolvidas pelos materiais ou produzidas pelas atividades humanas, não são facilmente evacuadas e se acumulam nos ambientes urbanos, o que não é o caso nos

ambientes rurais, onde o excesso de calor é muito rapidamente varrido pelo vento, mesmo que este vento seja fraco. Por estas razões, as cidades apresentam temperaturas mais elevadas do que as zonas rurais circundantes(Fig.108).

Para Porto Alegre, por exemplo, a diferença de temperatura entre a região central e os seus arredores pode variar de alguns décimos de graus a mais de 8°C, dependendo dos dias, estações e condições meteorológicas. Num dia muito nublado e com muito vento, a diferença será pequena mas, num dia com muito sol e pouco vento, a diferença será muito maior, como durante uma onda de calor.

Em nenhuma das piores ondas de calor dos últimos 40 anos, como as de 2010, 2014 e 2022, tiveram temperatura tão alta no Vale do Sinos-RS, no meio da manhã, como essa do dia 18/09/2023, marcada por calor intenso e incomum em parte do Rio Grande do Sul. A temperatura observada às 9h desse dia, na estação do Instituto Nacional de Meteorologia, na cidade de Campo Bom, foi de 34,3°C, tendo sido uma das três mais altas para o horário, desde o começo das medições em 1984. A marca histórica, para a leitura da manhã, observada nesse dia, superou o registro de temperatura para o horário das 9h da manhã do dia de Natal de 2012, que foi atipicamente elevada, quando os termômetros apontaram 34,0°C. Naquele ensolarado e tórrido 25 de dezembro de 2012, a temperatura máxima em Campo Bom atingiu 40,7°C, à tarde.

O que causou o calor extremo desse dia 18/09/2023 em Campo Bom, foi uma corrente de jato de baixos níveis. Sob esses jatos de baixos níveis, se forma um corredor de vento seco e quente a cerca de 1.500 m de altitude, este vento desce as encostas dos morros e se superaquece por compressão, gerando altas temperaturas nos vales e baixadas, como se viu no Natal de 2012 e na manhã do dia 18/09/2023.

Com 40,1C° registrados na tarde do dia 16/01/2022, Porto Alegre bateu novo recorde de calor, de acordo com o Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet). É a terceira vez que a Capital atinge a casa dos 40°C em um mês de janeiro e a quinta na história dos registros do Inmet.

No caso de Porto Alegre, a última vez em que a temperatura chegou aos extremos foi no dia 01/01/1943, com 40,7°C.

Temperatura superior a 40°C, mais recente, se deu em 31 de dezembro de 2019, quando chegou a 40,3°C, conforme a estação meteorológica que fica no bairro Jardim Botânico. Depois da máxima histórica da década de 1940, os termômetros marcaram a segunda temperatura mais alta em 6 de fevereiro de 2014, 40,6°C.

Conhecendo o princípio e as consequências das ilhas de calor urbanas, voltemos agora ao aquecimento global. Se continuarmos com o exemplo de Porto Alegre, a cidade deverá experimentar um aumento médio de temperatura de +2°C a +6°C, dependendo dos diferentes cenários de aquecimento. Voltemos ao nosso diagrama: imaginemos uma cidade em condições normais, que experimenta uma ilha de calor urbana de +3°C em comparação com a sua periferia. Acrescente a esta ilha de calor os graus adicionais devido ao aquecimento global, toda a curva, cidade e periferia, aumenta, digamos, 4°C. Some-se a isso o excesso de calor devido a uma onda de calor e chegamos a +17°C na cidade (Fig.109). As temperaturas nas cidades se tornarão quase letais durante certos períodos do verão.

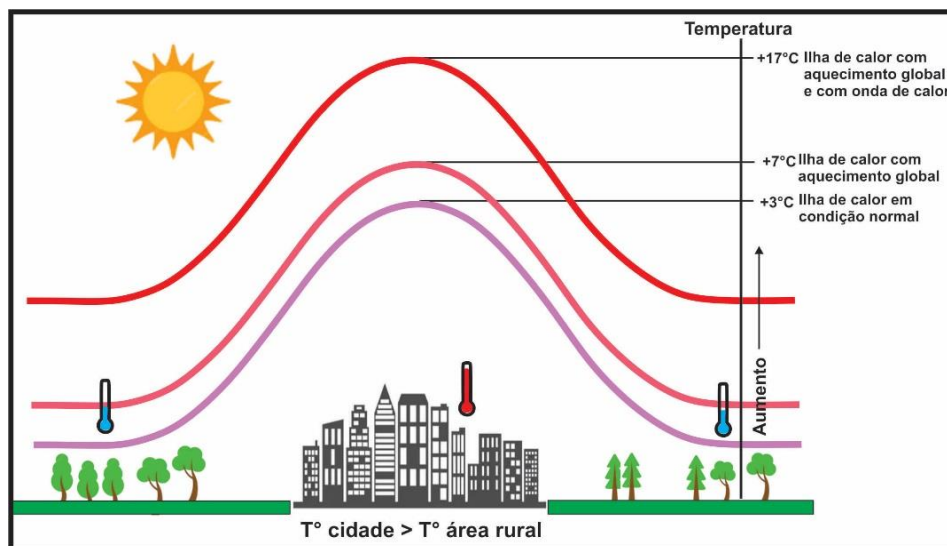


Figura 109 - Variação da temperatura do centro de uma cidade com o aquecimento global e com onda de calor.

É, portanto, mais do que urgente proteger as nossas cidades, reduzindo a amplificação da ilha de calor urbana.

Mas não é apenas a temperatura que pode mudar localmente, há também a precipitação. E mais uma vez, a urbanização desempenhará um papel importante. Antes de chegar ao cerne da questão, vamos definir o cenário. Como acabamos de ver, os solos não reagem da mesma forma: dependendo do seu albedo, do seu teor de água, da sua vegetação, etc., terão uma resposta diferente, dependendo do mesmo aquecimento. E o mesmo vale para a precipitação. Dependendo da sua textura, da sua vegetação, do seu grau de urbanização, os solos também terão uma resposta diferente à mesma quantidade de precipitação.

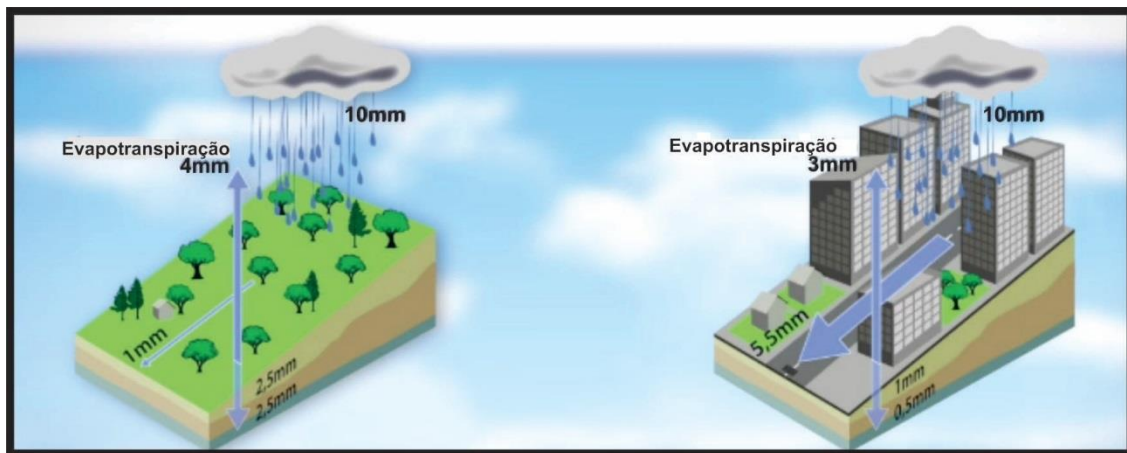


Figura 110 - Representação esquemática de uma área rural e outra urbana.

A figura 110, representa esquematicamente o mundo rural e urbano, façamos ocorrer uma precipitação de 10 mm, no meio rural, que é a intensidade de uma boa chuva num clima temperado. Lembre-se que uma precipitação de 10 mm equivale a ter 10 litros de água por m² de superfície terrestre. Metade desta água, ou seja, 5 mm, irão se infiltrar no solo, 4 mm retornarão ao espaço por evapotranspiração e apenas 1 mm irá escorrer sobre a superfície do solo. Vamos agora deixar precipitar 10 mm de chuva sobre uma área urbana. Neste caso, apenas 1,5 mm se infiltrará no solo, 3 mm sai como evapotranspiração e o restante, ou seja, 5,5 mm, escorrera pela superfície em direção a pontos baixos.

Como a cidade possui muitas superfícies impermeáveis, a água escorre e se concentra em pontos baixos e escoar até chegar ao rio mais próximo. Tudo isso são apenas números reduzidos para 1 m², faça o cálculo em uma área mais ou menos grande, ao seu redor, e esses 5,5 mm por m² se acumulam e podem virar milhares de litros por ralo.

Agora, de volta ao aquecimento global. Como vimos, a intensidade da precipitação aumentará no verão, em diversas regiões do mundo, em maior ou menor grau, dependendo do cenário de aquecimento utilizado (Fig.105).

Levando-se como referência a figura 110, e causando agora uma precipitação torrencial de 100 mm, ou 100 litros de água por m². Isto pode parecer enorme, mas é o equivalente ao que cai durante uma tempestade intensa em regiões temperadas, durante 1 a 2 horas. O problema com precipitações tão intensas é que grandes quantidades de água chegam em um curto período de tempo. Mesmo nas zonas rurais, os solos terão uma infiltração menos eficaz e esta quantidade infiltrada dependerá do tipo, estrutura ou rugosidade do solo, do declive, do seu teor de água, da sua cobertura vegetal, etc.

Por outro lado, em ambiente urbano é muito mais claro, seja a chuva leve ou intensa, o revestimento impermeável continua com infiltração zero, então 55 mm dos 100 mm vão

escorrer. E provavelmente ainda mais porque os raros solos que permitem a infiltração ficarão rapidamente saturados e, portanto, transferirão essas quantidades de água não infiltrada para o escoamento superficial. Quanto à evapotranspiração, ela mudará apenas ligeiramente. Assim, teremos mais de 55 mm de escoamento superficial por m², ou dezenas de milhares de litros por algumas centenas de m². Os drenos e esgotos não conseguem mais absorver todo esse escoamento e, portanto, a água é forçada a passar por outro caminho, geralmente.

O aquecimento global, combinado com a impermeabilização do solo, aumentará, portanto, o risco de inundações, provocando danos materiais ou vítimas humanas, no pior dos casos. Através destes dois exemplos, ondas de calor e precipitação intensa, vimos que a vegetação desempenhou um papel fundamental na regulação e retardamento destes dois extremos. Mas implicitamente, acabámos também de ver que as nossas escolhas a nível local, particularmente no que diz respeito à urbanização e à gestão das nossas terras, têm uma influência significativa nas consequências do aquecimento global, que será amplificado nas áreas urbanas. É portanto urgente nos sentarmos à mesa para desenvolver e resolver estes problemas.

4.5. Consequências do aquecimento global na sociedade e no Estado

O aquecimento global não é apenas uma questão de física, química ou ambiente. Tem também muitas consequências nas populações humanas, na organização das sociedades, nas relações entre os países e em todos nós como grupos ou indivíduos.

O aquecimento global terá, obviamente, enormes impactos nos ecossistemas, mas esses impactos também terão consequências para as populações, através de diferentes manifestações; por exemplo, a subida do nível do mar, que afetará principalmente as regiões costeiras e deltaicas, exigirá uma revisão de certos planos de habitação, forçará a migração de certas populações e poderá mesmo levar à submersão completa de certos territórios insulares. No entanto, é bom saber que muitos territórios insulares são Estados soberanos e independentes, cuja altitude média é, em alguns casos, apenas alguns metros acima do nível do mar atual, e isso significa que se está perante um problema sem precedentes, também sem precedentes no direito internacional, ou seja, o que seria dos Estados, cujo território ficaria completamente submerso, pela subida do nível do mar?

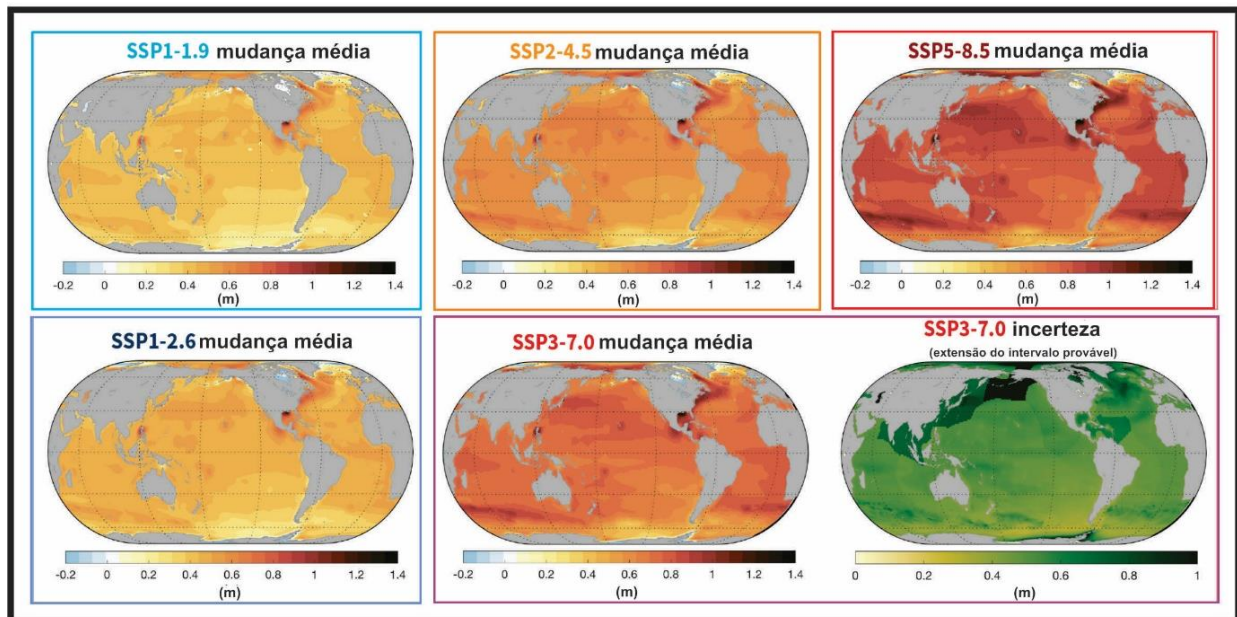


Figura 111 - Mudanças regionais no nível do mar em 2100 para diferentes cenários, em relação a 1995-2014.

(fonte: Fox-Keet al. 2021)

Na realidade, esta subida do nível do mar, que se estima atingir um metro até 2100, redesenhará completamente os contornos dos mapas geográficos, redefinirá obviamente as fronteiras e também porá em causa o que se chama de soberania internacional, que é um dos princípios orientadores das relações internacionais (Fig.111). As alterações climáticas também causarão problemas no acesso à água potável; o derretimento dos glaciares das montanhas, por exemplo, que representam reservatórios de água potável para as populações, representará um enorme problema, sabendo que hoje já um bilhão e meio de pessoas não têm acesso direto à água potável. Sem falar que a subida do nível do mar também contaminará certos lençóis freáticos subterrâneos e, portanto, restringirá o acesso à água potável para outras populações.

As alterações climáticas também terão impactos em termos de saúde pública, por exemplo, a distribuição geográfica de toda uma série de doenças transmissíveis, como a malária, a zica, a febre amarela, serão completamente modificadas, o que significa que as regiões que até agora estavam imunizadas em relação aos riscos de malária, zica, febre amarela, etc, por sua vez, serão afetadas por esses riscos, simplesmente porque os mosquitos, vetores da doença, se deslocarão para outras regiões ou para outras altitudes (Fig.112).

É assim que, por exemplo, o ressurgimento da doença de Lyme na Europa já é atribuída às alterações climáticas. As alterações climáticas também ocasionam impactos significativos na agricultura, hoje a agricultura emprega cerca de 22% da população

mundial e, os três quartos mais pobres da população, dependem da agricultura de subsistência, como principal fonte de rendimento. No entanto, a agricultura de subsistência é um tipo de agricultura extraordinariamente vulnerável aos impactos das chuvas ou às mudanças de temperatura.

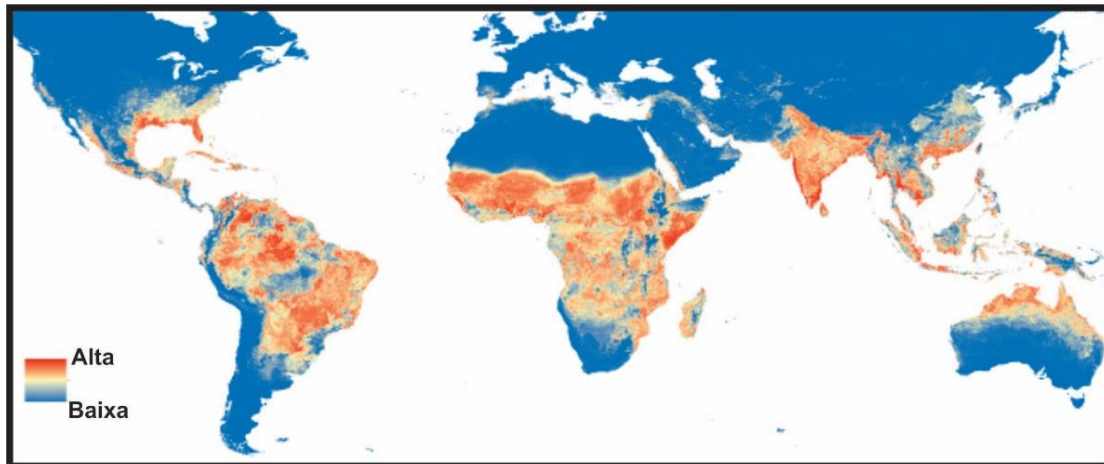


Figura 112 – Carta de probabilidade de distribuição mundial do *Aedes aegypti*.
(fonte: <http://www.psychomedia.qc.ca/media/articles/2016/carte-mondiale-aedes-aegypti-640.jpg>)

Isto significa que, se a temperatura mudar um pouco ou se chover um pouco mais ou um pouco menos, por exemplo, que a metade da população da África Subsaariana verá a sua fonte primária de rendimento, consideravelmente limitada. Tudo isto terá, obviamente, impactos nas migrações e nos movimentos populacionais; sabemos até que ponto a questão da migração é uma questão sensível nas sociedades, e temos de perceber que hoje os impactos das alterações climáticas se tornaram um fator importante na migração e no deslocamento populacional no mundo, com movimentos, já muito significativos, que ocorrem em regiões da África Saariana, no Sul e no Sudeste Asiático, mas também, nas regiões insulares do Pacífico ou do oceano Índico (Fig.113).

Suas migrações populacionais se devem a três tipos de impactos das alterações climáticas. Em primeiro lugar, os acontecimentos extremos, como secas ou inundações, que tenderão a se multiplicarem e a se intensificarem sob o efeito do aquecimento global, também a subida do nível do mar de que falamos, mas também, a degradação dos solos, estes diferentes impactos do aquecimento global irão causar fluxos migratórios ou movimentos semelhantes entre si e, na sua maioria, estas migrações, neste momento, são migrações internas, ou seja, confinadas dentro das fronteiras do país onde ocorrem, mas é possível que no futuro haja cada vez mais migrações internacionais.

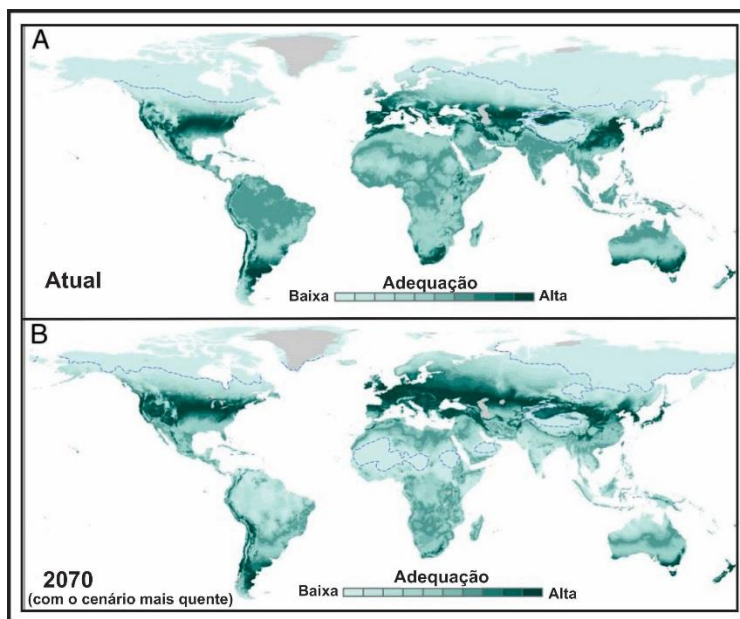


Figura 113 – Regiões do globo com temperaturas aceitáveis para os seres humanos viverem. (A) atualmente e (B) no ano 2070.

(fonte: https://youmatter.world/app/uploads/sites/3/2020/05/F4.large_-833x1024.jpg)

Só em 2020, por exemplo, acontecimentos extremos relacionados com o clima, sejam inundações, secas ou incêndios, já deslocaram 30 milhões de pessoas. Esse número de pessoas é, aproximadamente, três vezes mais do que o número de pessoas deslocadas por conflitos ou violência. Sem falar que também podemos imaginar que as alterações climáticas trarão a sua quota-parte de violência e conflitos, e hoje as questões de segurança, também estão no centro do debate sobre os impactos humanos do aquecimento global. Porque, por exemplo, certos Estados podem ficar completamente enfraquecidos devido ao aquecimento global, certos governos podem se encontrarem incapazes de satisfazer as necessidades primárias da sua população ou se pode, também, imaginar disputas internacionais relativas à gestão de certos recursos comuns, afetados pelas alterações climáticas. É claro que existem muitos mecanismos que explicarão como as alterações climáticas podem constituir um risco para a segurança e a estabilidade global, mas infelizmente é certo que um mundo mais quente será também um mundo mais violento.

4.6. Política climática internacional

O aquecimento global provoca consequências em todas as escalas espaciais. Das escalas mais locais à escala global. Durante décadas, as suas consequências preocuparam as comunidades humanas em vários graus. Começamos pela escala global onde os Estados se estruturaram para discutir e tomar decisões no sentido de reduzir as

emissões de GEE, e tentar mitigar e limitar as consequências do aquecimento global, graças, em particular, ao IPCC e as COPs.

Em 1992, durante a Cúpula da Terra, realizada no Rio de Janeiro (ECO-92), a Organização das Nações Unidas (ONU), reconheceu as mudanças climáticas como uma questão de preocupação global. Trinta anos depois, o assunto segue em pauta, e voltou ao palco internacional durante a 27ª Conferência das Nações Unidas sobre as Mudanças Climáticas (COP27), realizada em 2022, no Egito.

Considerado o pontapé inicial para a criação da Agenda 2030, a Conferência das Nações Unidas sobre o Meio Ambiente e o Desenvolvimento (ECO-92), foi uma conferência sobre o meio ambiente que buscou definir medidas para diminuir a degradação ambiental e garantir a existência de outras gerações. A ECO-92 sucedeu a Conferência de Estocolmo de 1972, considerada o primeiro grande evento sobre meio ambiente realizado no mundo. Entretanto, a conferência no Rio de Janeiro recebe maior relevância pela presença expressiva de Chefes de Estado, onde representantes de 178 países se reuniram. Como resultado, a Conferência produziu diversos documentos oficiais fundamentais para a proteção ambiental, entre eles a Carta da Terra e a Agenda 21.

A Agenda 21 é um documento de 40 capítulos que estabelece a responsabilidade que cada país acordante deve ter sobre a forma com a qual seus governos, empresas, organizações não-governamentais e todos os setores da sociedade, devem cooperar no estudo de soluções para os problemas socioambientais. Com a Agenda 21, foi instituído um instrumento aprovado pela ONU, que tornou possível repensar as políticas públicas que devem ser adotadas em um plano de ação global.

Na época, as mudanças do clima já eram motivo de preocupação. O documento conta com um capítulo específico voltado a proteção da atmosfera, com descrição de base de ação, objetivos e as atividades que devem ser realizadas pelos acordantes.

A Convenção-Quadro é um acordo guarda-chuva, abaixo do qual se vinculam outros acordos e tratados que obedecem os princípios da Convenção-Quadro. O Protocolo de Kyoto e o Acordo de Paris, por exemplo, fazem parte desse acordo guarda-chuva.

Ainda em vigor, a Convenção-Quadro reconhece que as atividades humanas contribuem para as mudanças climáticas, e trabalha para evitar que a interferência humana, no sistema climático, se torne "perigosa", a ponto de ameaçar a vida no planeta.

No entanto, a preocupação com o clima não começou somente então. Antes de 1992 e da Cúpula da Terra, cientistas já alertavam sobre uma crise climática.

Em 1985, diversas nações se reuniram em Viena, na Áustria, para discutir formas de proteger a camada de ozônio, responsável por filtrar o excesso de radiação ultravioleta do tipo B, perigosa aos seres vivos. As discussões resultaram no Protocolo de Montreal de 1987, ratificado dois anos depois.

Um dos primeiros, e mais exitosos, tratados internacionais para proteger o clima e até hoje em vigor, o Protocolo de Montreal, exige que os países parem de produzir substâncias que danificam a camada de ozônio, como os clorofluorcarbonos (CFCs), utilizados no setor de limpeza, solventes farmacêuticos e industriais, e refrigeração doméstica e comercial.

Apenas 28 países ratificaram o tratado em 1989. Mas negociações políticas e esforços de adaptação tecnológica nos países em desenvolvimento, acabaram fazendo com que o protocolo tivesse adesão global, e com que quase 99% dos CFCs, fossem eliminados do planeta.

O Protocolo de Montreal é um exemplo muito bem-sucedido de que os arranjos e negociações internacionais, podem levar à mitigação de problemas socioambientais globais.

O Brasil aderiu ao Protocolo de Montreal em 1990. Desde então, substâncias perigosas para a camada de ozônio, são controladas ou proibidas no país, como o metilclorofórmio (solvente industrial para limpeza), eliminado nacionalmente em 2000.

A Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas, criada no Rio de Janeiro em 1992, entrou em vigor em 1994, após exaustivas negociações e embates entre os EUA, países produtores de petróleo e o resto do mundo.

Houve um impasse na Rio-92. Alguns países exportadores de petróleo, como a Arábia Saudita, além dos Estados Unidos, que diziam que não se obrigariam a nada que fosse contra os interesses da nação, achavam que a Convenção-Quadro era arrojada demais; já outros países achavam que, por não ter metas, a convenção não seria efetiva o bastante.

O meio termo foi estabelecer que a Convenção-Quadro não obrigaria, legalmente, os países signatários, a reduzir as emissões de GEE, assim como não definiria metas e cronogramas para isso. Por outro lado, exigiria uma reunião anual entre os países ratificantes, conhecida como Conferência das Partes, ou COP, destinada a estabilizar a concentração de GEE na atmosfera. Dessas reuniões surgiram o Protocolo de Kyoto e o Acordo de Paris.

O Protocolo de Kyoto foi proposto durante a COP3, em 1997, e exigiu que os países desenvolvidos reduzissem as emissões em 5%, em relação aos níveis de 1990. Por se estender somente aos países desenvolvidos, o tratado deixou de fora os grandes poluidores, China e Índia. Além disso, os EUA, outro grande poluidor, não ratificaram o acordo.

O Protocolo de Kyoto trouxe metas de redução de emissões muito insuficientes a nível global. Além disso, apesar de determinar que os países signatários teriam que demonstrar resultados dos seus compromissos assumidos, poucos cumpriram as metas.

Outro problema apontado pelos ambientalistas, foi a possibilidade de flexibilização das metas assumidas. Se você é um grande poluidor, com a ideia de flexibilização você não precisa necessariamente reduzir todas as emissões no seu país, você pode ajudar a reduzir as emissões via contribuição com outros países.

Essa ideia de contribuição se desdobraria no atual conceito de financiamento climático, em que, países desenvolvidos destinam dinheiro para apoiar mitigação e adaptação climáticas, em países em desenvolvimento.

Em 2015, durante a COP17, na França, foi criado o Acordo de Paris, o acordo climático global mais significativo, por exigir que todos os países estabelecessem compromissos de redução de emissões, para manter o aumento da temperatura média global abaixo de 2°C, em relação aos níveis pré-industriais e, de preferência, limitar o aquecimento do planeta a 1,5°C, até o fim do século.

Na formulação do Acordo de Paris, os EUA defenderam que o acordo não falasse em meta obrigatória, mas apenas em contribuição voluntária de cada país. Nasceram daí as chamadas Contribuições Nacionalmente Determinadas (NDC). Os países apresentam metas voluntárias e não vinculantes, ou seja, ninguém é obrigado a cumprir.

O compromisso mundial pelo clima, demonstra o quanto a crise climática tem preocupado as autoridades de diferentes locais. Embora não possua obrigatoriedade no cumprimento das metas, o Acordo de Paris é um tratado devidamente ratificado e validado no cenário internacional. No Brasil, a ratificação ocorreu em 2016.

A cada cinco anos, contudo, os países têm que rever suas metas nacionais e apresentar planos mais ambiciosos de redução de GEE.

A guerra na Ucrânia, segundo os especialistas, tem colocado o Acordo de Paris em segundo plano na Europa. Os países europeus estavam mais próximos de conseguir a meta voluntária, apresentada no Acordo de Paris, em especial a Alemanha. Porém, com a eclosão do conflito entre Rússia e Ucrânia e a crise energética associada, a Europa terá

que voltar a usar energia rica em carbono, como a energia gerada a carvão. Isso terá consequências sérias para o cumprimento do Acordo de Paris.

Os especialistas apontam que a COP15, realizada em Copenhague em 2009, foi uma reunião emblemática para o Brasil.

Na COP de 2009, o Brasil mudou de posição perante a política climática global e, voluntariamente apresentou metas de redução de GEE. Foi a partir dessa mudança de comportamento do Brasil que, posteriormente, foi possível construir o Acordo de Paris, formado pelos países com apresentação de metas voluntariamente.

Em 2019, contudo, três anos após ratificar o Acordo de Paris, o Brasil mudou mais uma vez seu comportamento no cenário internacional, no que diz respeito à agenda climática global.

Até 2018, a diplomacia brasileira sempre esteve nas negociações climáticas globais. O Brasil chegou a ocupar posições de liderança na própria Secretaria Geral da Convenção, mas isso mudou a partir de 2019.

Apesar de se comprometer a reduzir as emissões por meio do Acordo de Paris, o Brasil tem aumentado suas emissões nos últimos quatro anos, aumento puxado pelos recordes de desmatamento registrados na Amazônia, no mesmo período. Em 2021, as emissões brasileiras tiveram a maior alta em 19 anos.

O Acordo de Paris tem sido absolutamente ignorado no Brasil. Tivemos o aumento das emissões, impulsionado com o aumento do desmatamento e das queimadas, não somente na Amazônia, intensificação das termelétricas, energia poluente gerada a partir da queima de combustíveis fósseis.

As medidas acordadas, tanto no Protocolo de Quioto como no Acordo de Paris, buscam cumprir um dos Objetivos do Desenvolvimento Sustentável (ODS). O ODS nº 13, busca tomar medidas urgentes para combater a mudança climática e seus impactos.

Assim como o Acordo de Paris, a Agenda 2030 também foi aprovada em 2015 e igualmente funciona como um acordo intergovernamental, que busca uma evolução na sociedade e na relação dos seres humanos com o planeta. São eles os principais guias, globalmente definidos, para determinar diretrizes necessárias, para frear o impacto humano no clima terrestre.

Como exposto, historicamente, diversos acordos, tratados e convenções foram pactuados entre os mais diferentes países ao redor do globo. É visível a preocupação mundial com os impactos que a ação humana podem acarretar. Entretanto, sem reais

mudanças práticas em políticas públicas e nas relações de consumo, apenas o entendimento recíproco permanece.

Durante a COP28, realizada em Dubai, em 2023, o texto apresentado no final da reunião, frustrou as expectativas de quem esperava um termo mais forte em relação ao consumo de combustíveis fósseis. O texto afirma que as partes reconhecem a necessidade de reduções profundas, rápidas e sustentadas das emissões de GEE e as instiga a tomarem medidas que possam incluir várias ações. Parece uma espécie de cardápio de opções, no qual a questão dos combustíveis fósseis só aparece no quinto item, onde diz “reduzir ambos consumo e produção de combustíveis fósseis, de uma forma justa, ordenada e equitativa, para alcançar emissões líquidas zero por volta de 2050, em conformidade com a ciência”.

Não bastam acordos ou tratados internacionais para a solução dos efeitos das mudanças climáticas no planeta. Embora tais compromissos sejam resultado da urgência do tema e produzem resultados positivos ao longo do tempo, toda a sociedade deve estar incluída na mobilização e garantia do cumprimento das metas e resoluções. As consequências podem se tornar irreversíveis com o tempo, e só a cooperação e a vontade de mudar, podem não ser mais suficientes.

4.7. Por que as negociações climáticas são complicadas?

Todos os países compreendem que é importante se sentar à mesa, regularmente, para discutir as alterações climáticas e encontrar soluções, especialmente durante as COP. Mas estas discussões revelam grandes disparidades e desigualdades entre os países do mundo, bem como grandes dificuldades em chegar a acordo, sobre princípios universais, para reduzir as concentrações de GEE.

As alterações climáticas, também geram desigualdades. É claro que existem desigualdades entre os países do Norte e os do Sul, mas também existem desigualdades nas nossas sociedades. Sabe-se que a maior desigualdade, entre o Norte e o Sul, é que a maior responsabilidade pelo aquecimento global, reside nos países do Norte, que são responsáveis pela maioria das emissões de GEE, mas, no entanto, são frequentemente os países do Sul, que se encontrarão na linha da frente, face aos impactos das alterações climáticas. E isto, obviamente, cria uma dificuldade nas negociações internacionais, porque os maiores responsáveis pelas alterações climáticas, nem sempre serão os mais afetados pelos impactos deste aquecimento.

Mas as alterações climáticas, também criam desigualdades nas nossas sociedades, e seria errado acreditar que apenas os países do Sul serão afetados pelos impactos das alterações climáticas. Vimos isto muito claramente durante o verão de 2021, por exemplo, quando eventos climáticos extremos afetaram os países industrializados, sejam inundações na Bélgica ou na Alemanha, temperaturas extremas no Canadá ou mais incêndios na Grécia, na Turquia, em Portugal e no sul de França. E nas nossas sociedades, são geralmente as populações mais pobres que são, também, as mais vulneráveis aos impactos das alterações climáticas, porque têm menos possibilidades de adaptação e menos recursos para se adaptarem cada vez mais, são também mais vulneráveis às medidas de combate às alterações climáticas, sejam elas medidas de mitigação, ou seja, medidas que visam reduzir as nossas emissões de GEE, ou medidas de adaptação que visam a adaptação aos impactos das alterações climáticas.

Toda a dificuldade da negociação internacional que se materializa durante as famosas COP, estes encontros anuais sobre as alterações climáticas, é obviamente encontrar uma solução justa, tanto dentro das nossas sociedades, mas também justa, entre os países do norte e do sul. Até à COP15, realizada em Copenhaga em 2009, começamos com a ideia de impor reduções obrigatórias de emissões aos países industrializados, mas infelizmente percebemos que este era um caminho politicamente sem saída, porque os países estavam constantemente a se culparem uns aos outros pelo problema, e que os governos não estavam preparados para aceitar medidas obrigatórias, para reduzir as suas emissões. Para negociar o Acordo de Paris em 2015, mudamos, portanto, a nossa abordagem e, em vez de partir de um princípio de responsabilidade, optamos por partir de um princípio de capacidade.

Em outras palavras, em vez de perguntar quem era o responsável e quem, portanto, tinha que fazer mais esforço, nos perguntamos quem era capaz de fazer mais esforço, quem tinha capacidade para o fazer. E também dissemos a nós mesmos que, como os governos não queriam restrições às suas emissões, iríamos lhes perguntar o que estavam dispostos a fazer e que iríamos então reunir todos esses compromissos, os nossos planos climáticos, de uma forma de texto internacional e foi isso que deu o Acordo de Paris. A força do Acordo de Paris é que é um texto ratificado universalmente. Todos os países do planeta concordaram em se unirem para combater as alterações climáticas e estabelecer um objetivo global de limitar o aumento da temperatura média a 2°C, até 2100.

Entretanto o ponto fraco do Acordo de Paris é que tudo isto se baseia em compromissos voluntários, em promessas de governos e o problema é que muitas vezes

essas promessas aparecem, algo semelhantes às resoluções de Ano Novo, as coisas que prometemos na euforia do momento mas, esquecemos no dia seguinte. E essa é toda a dificuldade da negociação internacional e é também por isso que estão a progredir tão lentamente, é que é uma negociação que é realizada por consenso dos 197 países que participam, mas nem todos vêm do mesmo ponto de partida, nem todos têm os mesmos constrangimentos, nem todos as mesmas agendas, nem todos as mesmas preferências políticas e o problema é que as decisões devem ser tomadas por consenso, e esse consenso é muitas vezes feito com base no menor denominador comum.

Isto significa que, se quisermos ser ambiciosos em matéria de alterações climáticas, estamos condenados a ficar permanentemente desapontados com os resultados das COPs, mas a COP26, que se realizou em Glasgow em 2021, ainda abre o campo a novas formas de cooperação internacional, uma vez que coligações mais pequenas dos governos, decidiram avançar em conjunto em determinados assuntos, no carvão, no metano, no desmatamento, mesmo que isso signifique não ter um consenso global sobre estas questões, para não serem puxados para trás pelos países menos competitivos, e talvez seja nestas novas alianças que reside o futuro da cooperação internacional. Em todo caso, o que é certo é que como o aquecimento global é irreversível, como é uma jornada sem volta, estamos condenados a ter todos os anos, ou pelo menos em intervalos regulares, uma espécie de governos climáticos, das COPs, estamos condenado à cooperação internacional, uma vez que a ação de um único país contra as alterações climáticas seria por natureza inútil.

4.8. Como devemos agir sobre o aquecimento global?

O sexto relatório do IPCC (2022), demonstrou que o aquecimento global é inequivocamente causado pelas atividades humanas. As COPs propuseram numerosos acordos para mitigar os efeitos do aquecimento global nas populações mundiais e no planeta, como um todo.

O Acordo de Paris, adotado em 2015, visa manter o aquecimento global médio bem abaixo do limite de 2°C, acima dos níveis pré-industriais. O texto também diz, que os esforços devem continuar para manter o aquecimento abaixo da marca de 1,5°C.

O significado destes objetivos é o de que devemos frear ou diminuir, o mais rapidamente possível, a espessura da camada de isolamento térmico, constituída pelo CO₂ e outros GEE, ocasionados pelas atividades humanas.

Esta camada isolante, aumenta em espessura, à medida que emitimos mais CO₂ do que os sistemas naturais, as florestas e o oceano, podem absorver. Quando a humanidade conseguir equilibrar a emissão e absorção de CO₂, teremos alcançado a famosa neutralidade carbônica, e a camada isolante estará estabilizada. Quanto mais cedo atingirmos este ponto de equilíbrio, mais o aquecimento será reduzido. Se alcançássemos esta situação, numa média global, por volta de 2050, isso limitaria o aquecimento a 1,5°C.

O texto do Acordo de Paris observa que a proteção do clima é uma responsabilidade comum de todos os países, mas também reconhece que as responsabilidades históricas dos países desenvolvidos, são muito maiores do que as dos países em desenvolvimento. Começemos com alguns exemplos do que cada um de nós pode fazer como cidadãos.

Todas as ações que contribuam para uma menor utilização de combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás) e, em particular: o isolamento dos edifícios (se possível da parte externa) com o intuito de redução do aquecimento, menor utilização de automóveis e aviões, desenvolvimento a favor do teletrabalho, mobilidade suave (bicicleta e caminhada) e transportes públicos, dieta baseada em menores quantidades de carne, especialmente vermelha, mais áreas verdes, plantio de vegetação local e sazonal, se possível, maior atenção à pegada de carbono dos produtos que consumimos, e poupanças investidas mais em produtos “sustentáveis”.

Tudo isso é muito útil e todos podem e devem tentar fazê-lo. Um estudo realizado na França, mostrou que o impacto dos esforços individuais poderia ocasionar, na melhor das hipóteses, uma redução de cerca de 25% na pegada de carbono média de cada pessoa. Isto é significativo, mas não seria suficiente para alcançar a necessária neutralidade climática. Isto significa que também devem ser feitas escolhas sociais. Os líderes políticos têm a total responsabilidade de tomar as medidas estruturais necessárias para transformar a nossa economia, a nossa sociedade, rumo a um modelo que não dependa mais dos combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás), e que facilite a ação dos cidadãos, tornando-os tão acessíveis quanto possível. Por exemplo, é ilusório pedir às pessoas que utilizem mais as bicicletas ou os transportes públicos, se não existirem ciclovias, infraestruturas de transporte, frequência de passagem ou conforto.

A taxa de renovação térmica profunda dos edifícios, também permanecerá demasiado baixa, enquanto não forem tomadas medidas para facilitar estas operações à escala de bairros inteiros (o que reduzirá o seu custo), enquanto os proprietários não forem obrigados a renovar os seus imóveis, antes de coloca-los à venda ou para alugar, ou que

os bancos não sejam mais incentivados a financiar estes esforços, pagando em parte pelas futuras poupanças de energia, geradas por estas renovações.

Os intervenientes econômicos, também devem ser mais conscientes das suas responsabilidades. Eles devem compreender melhor que não haverá negócios em um ambiente destruído. Manter a habitabilidade do planeta para todos, deve fazer parte da “missão” das empresas. E uma boa forma de ajudar a transmitir esta mensagem, é aplicar o princípio do poluidor-pagador. As autoridades públicas são responsáveis por isso. Mas devem também garantir que o resultado desta operação não aumente as desigualdades. Muitos economistas demonstraram que isto é possível, em particular através da reciclagem de parte das receitas geradas pela tributação da poluição, a fim de reduzir os impostos sobre os baixos rendimentos.

4.9. Quais as medidas já tomadas? Elas funcionaram?

É realmente possível fazer os poluidores pagarem? Ao abrigo do Acordo de Paris, quase todos os países do mundo prepararam planos nacionais de ação climática. Vamos dar uma olhada no plano da União Europeia. A atual legislação climática prevê que as emissões de GEE, em toda a União Europeia, devem ser reduzidas em pelo menos 40% em 2030, em comparação com os níveis de 1990. Esta meta de 40% data de antes do Acordo de Paris. A União Europeia, tal como muitos outros países desenvolvidos, decidiu aumentar o seu nível de ambição, após a adoção deste Acordo. Decidiu aumentar o seu objetivo de redução, até 2030, para pelo menos 55% em comparação com o nível de 1990. A União Europeia ainda não adoptou a legislação completa que permitiria respeitar este objetivo de 55%. Em julho de 2021, a Comissão Europeia apresentou o seu projeto “Ajuste ao objetivo de 55%”. Este projeto ainda deverá ser esclarecido pelos estados membros. Nesta fase, prevê, em particular, tornar mais ambicioso o sistema de comércio de licenças de emissão, que diz respeito principalmente às grandes instalações industriais e de produção de eletricidade. Este é o chamado sistema ETS, que significa “Sistema de Comércio de Emissões”.

Este mecanismo prevê que estes emissores de GEE não podem, em conjunto, ultrapassar um determinado volume de emissões, sendo que este volume máximo, diminui de ano para ano. A meta atualmente em vigor, para o RCLE, é uma redução deste volume total em 43%, em 2030, em comparação com o nível do ano de 2005, ano em que o regime RCLE começou a funcionar. No âmbito do projeto “Ajustamento ao objetivo de 55%”, a

ambição de redução do sistema ETS, aumentaria de 43% para 61%, para 2030. Além disso, seria também ampliada para o setor da construção e de transporte rodoviário. O sistema ETS permite que as empresas participantes, tenham uma fração do envelope total chamada cota. Os participantes no RCLE não podem exceder a sua quota de emissões atribuída. Se ainda assim o excederem, deverão então procurar comprar, ao melhor preço, a fração de licenças que corresponda às suas emissões excedentárias. Essa compra poderá ser feita de outro participante que não precisaria, naquele ano, de todas as cotas que lhe foram atribuídas. É a lei da oferta e da procura que determina o preço das licenças neste mercado de carbono (Fig.114).

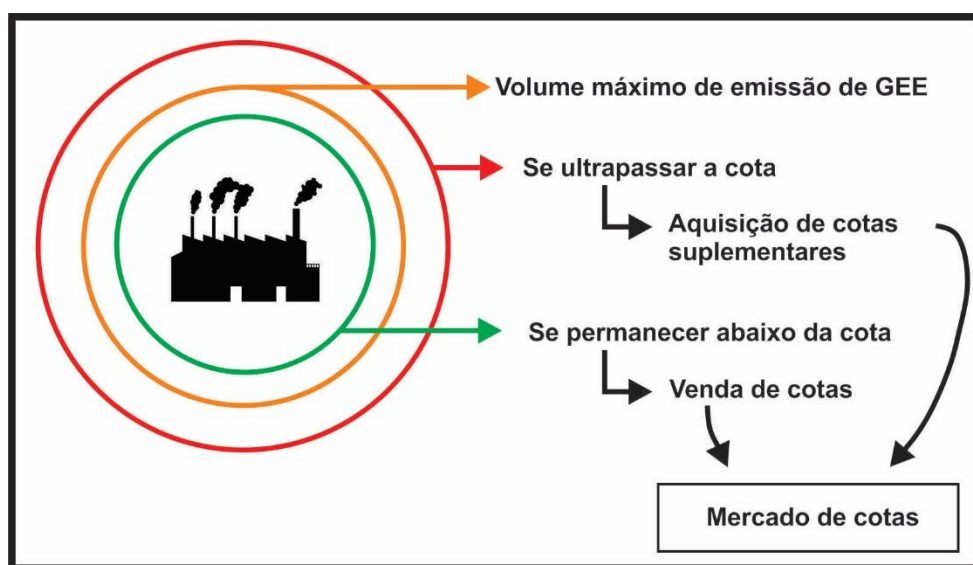


Figura 114 – Relação do volume máximo de emissão de GEE com o mercado de cotas.

Por exemplo, em fevereiro de 2022, uma tonelada de CO₂, sob a forma de licenças RCLE, valia cerca de 80 euros.

Assim, para os participantes no RCLE, cada tonelada emitida de CO₂ ou de outros GEE (expressa em quantidade equivalente de CO₂), resulta num custo de cerca de 80 euros. Esta aplicação do princípio do poluidor-pagador, representado pelo sistema ETS, incentiva os atores econômicos a fazerem os investimentos necessários para reduzir as suas emissões de GEE, em vez de pagarem “estupidamente” por cada tonelada de GEE enviada para a atmosfera. O sistema ETS está a funcionar bastante bem até agora e as emissões envolvidas, diminuíram em grande medida como esperado.

O princípio ETS foi até copiado pela China. Esta superestrutura que obriga os poluidores a pagar cada vez mais se quiserem continuar a poluir, pouco visível a nível local, desempenha, no entanto, um papel essencial na Europa. É acompanhado por uma longa série de instrumentos complementares: normas cada vez mais rigorosas para o

fabrico de produtos, por exemplo automóveis, ou para regular a poluição gerada pela sua utilização, objetivos em termos de desenvolvimento da eficiência energética e das energias renováveis, objetivos impostos aos Estados-Membros para setores não abrangidos pelo ETS, um mecanismo de tributação nas fronteiras da União Europeia, para bens produzidos no estrangeiro, que emitem muito CO₂, e, por último, mas não menos importante, um Fundo Social para o Clima, que visa mitigar os impactos sociais da extensão do sistema ETS para os setores da construção e dos transportes rodoviários.

O pacote legislativo “Ajuste ao objetivo de 55%”, regerá a ação climática a todos os níveis de poder na Europa, até 2030. Mas teremos de ir ainda mais longe, tal como previsto no texto final da COP26 Escócia, que pede a todos os países que definam estratégias de desenvolvimento sustentável a longo prazo e de transição justa, para alcançar a neutralidade carbônica em 2050.

V. O QUE FAZER PARA CONTER A CRISE CLIMÁTICA

As provas são irrefutáveis: a menos que tomemos ações imediatas para reduzir as emissões de GEE, jamais conseguiremos evitar as piores consequências da mudança climática.

O mundo já está mais quente que no período pré-industrial em 1,2 °C, e cada fração de grau conta. Estima-se que, com um aumento de 2°C na temperatura global, tenhamos secas mais severas, inundações mais devastadoras, além de mais queimadas e tempestades.

Conforme o que disse o Secretário-Geral das Nações Unidas, Antônio Guterres, durante a Conferência das Partes sobre Mudança do Clima (COP26), *“Nosso frágil planeta está por um fio. Ainda estamos à beira da catástrofe climática. É hora de entrarmos em estado de emergência — senão a nossa chance de zerar emissões líquidas se tornará, de fato, zero”*.

O cenário pode ser deprimente. Mas a boa notícia é que ainda há muitas coisas que podemos fazer, como indivíduos, para mudar essa narrativa.

“A emergência climática demanda ações de todos e todas. Precisamos alcançar emissões líquidas zero até 2050, e cada pessoa tem um papel a desempenhar”, disse Niklas Hagelberg, Coordenador de Mudança Climática do PNUMA. *“Como indivíduos, devemos mudar o modo como consumimos e pressionar quem nos representa — nossos*

empregadores, nossos políticos — para conseguirmos rapidamente um mundo com baixo nível de carbono”.

5.1. Transição energética

Durante muito tempo se considerou que as alterações climáticas eram, antes de tudo, um problema ambiental que poderia ser resolvido através de soluções técnicas ou tecnológicas, mas hoje se sabe, dada a dimensão dos impactos mobilizados pelo aquecimento global, que é muito mais do que isso e que todas as grandes questões do século XXI, quer se trate do desenvolvimento da agricultura, da migração, da segurança, da paz, da saúde pública, todas estas grandes questões serão abordadas pela questão climática e é por isso, que se levanta uma verdadeira questão das escolhas sociais e das escolhas coletivas. Sabe-se, muito bem, que a soma das pequenas ações quotidianas, não será suficiente para resolver o problema do aquecimento global, e que teremos realmente de nos questionar sobre as escolhas sociais a fazer.

E é por isso que a questão climática hoje se tornou uma questão política importante, porque é uma verdadeira questão de escolha social que está em jogo e se pode ver naturalmente que isto provoca debates, controvérsias na sociedade e também tensões. Este é todo o desafio daquilo que às vezes é chamado de transição energética ou transição ecológica.

Em outras palavras, como vamos passar de um modelo de sociedade que se baseou, em grande parte, na exploração de combustíveis fósseis, para um modelo de sociedade descarbonizado. E isso envolverá mudanças bastante radicais em termos de política energética, em termos de política de desenvolvimento, em termos de políticas agrícolas, em termos de políticas de transportes, todas as questões que a sociedade enfrenta serão afetadas. É por isso que é obviamente tão difícil, mas é também por isso que estamos neste momento de escolhas realmente cruciais que teremos de fazer.

Uma solução possível para as alterações climáticas é a transição. Então, de onde vem essa transição e em que consiste?

O trabalho sobre transições sustentáveis surgiu no final da década de 1990, como um campo de investigação por direito próprio. A investigação sobre transições sustentáveis se centra, principalmente, nas transformações dos sistemas sociais e tecnológicos. Uma abordagem interdisciplinar é obrigatória para a compreensão desta área de investigação,

e inclui história, campos científicos e tecnológicos, sociologia, economia evolutiva, ciência política e geografia.

Esforços consideráveis foram feitos para obter uma compreensão aprofundada dos processos históricos de transição sociotécnica. Os primeiros estudos se focaram em várias transições:

- a utilização da produção de energia para a produção de eletricidade;
- intensificação agrícola;
- transportes como o advento dos automóveis;
- informática;
- abastecimento de água por tubulações;
- sistemas de drenagem;
- tecnologias de informação e comunicação;
- setor farmacêutico;
- passagem do carvão para o gás;
- desenvolvimento da energia nuclear;
- fornecimento de energia de biomassa;
- etc.

Como se pode ver com estes exemplos do passado, o que é considerado “sustentável” é uma questão de debate e contexto, e deveria ser um tema de investigação em si. Os desafios da sustentabilidade atravessam áreas inter-relacionadas da interação homem-ambiente. Diferentes vertentes de investigação sobre transições de sustentabilidade, concordam que as transições dizem respeito “aos processos de transformações fundamentais, multidimensionais e de longo prazo, através dos quais os sistemas sociotécnicos estabelecidos transitam para modos de produção e consumo mais sustentáveis”. Envolvem mudanças profundas em múltiplos regimes ou domínios interdependentes da vida social, tecnológica, organizacional, institucional, econômica, política e sociocultural.

Entre as teorias sobre transições, a abordagem multinível (Perspectiva Multinível - MLP) tem sido fortemente debatida e permite compreender os processos complexos que estão na base destas transições. O MLP inclui tanto uma componente de “modelo global”, composto por três níveis analíticos e diversas fases temporais, como uma componente local. Os multiníveis são conceituados como níveis de nicho, regime e paisagem. Aqui, os níveis se referem, não às escalas espaciais da organização social (por exemplo, local, nacional e internacional), mas ao contexto em que os indivíduos interagem com as regras

que orientam o seu comportamento. O regime existente, representado pelo conceito de regime sociotécnico, se refere ao conhecimento, às práticas de engenharia e às inovações tecnológicas que estão profundamente ligadas às expectativas sociais, às competências dos utilizadores, às infraestruturas de apoio, bem como às estruturas institucionais, tais como regras e regulamentos. Isto é o que se pode ver no centro da figura 115.

Os nichos, representados pelas pequenas setas, na parte inferior da figura 115, podem ser conceptualizados como “espaços protegidos” ou “projetos de demonstração”, onde a inovação tecnológica radical emerge sem pressão seletiva do regime prevalecente. Estas setas tendem a se estruturarem e depois se moverem na mesma direção, para influenciar de forma mais eficaz, o regime em vigor.

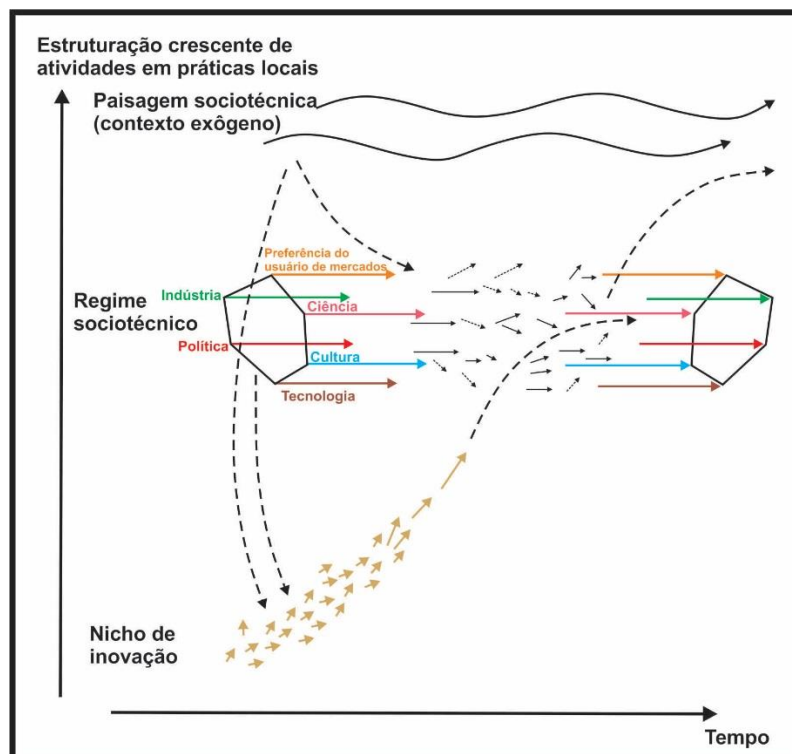


Figura 115 – Estruturação crescente de atividades em práticas locais no tempo.
(modificado: Geels,2011)

Serão ainda mais eficazes, na influência do sistema, à medida que se abre uma janela de oportunidade para forçar o regime em vigor a se ajustar. A paisagem sociotécnica, no topo da figura 115, transcende todo o processo e se refere ao contexto externo, como tendências demográficas, ideologias políticas, valores sociais, modelos macroeconômicos como a globalização e, claro, as alterações climáticas. Os intervenientes a nível de nicho e de regime, não podem influenciar este cenário a curto prazo. Por outro lado, a paisagem influenciará tanto o regime sociotécnico como também os nichos. No longo prazo, porém, o regime reajustado terá influência no cenário futuro.

5.2. Quais são os diferentes tipos, bem como os freios, da Transição?

Os sistemas existentes nos domínios da energia, agroalimentar e mobilidade, são estabilizados pelos alinhamentos entre tecnologias, políticas, modos de utilização, infraestruturas e discursos culturais que foram criados ao longo dos anos. Os elementos do sistema são reproduzidos, mantidos e progressivamente melhorados pelos intervenientes existentes, tais como empresas, engenheiros, utilizadores, decisores políticos e reguladores, bem como grupos de interesses alternativos. As percepções e ações destes grupos sociais são moldadas por regras e instituições partilhadas e arraigadas, denominadas regimes sociotécnicos. A inovação nos sistemas e regimes existentes é principalmente incremental e dependente do caminho, devido a vários mecanismos de aprisionamento. Para entender melhor, imagine um transatlântico equipado com uma boa velocidade de cruzeiro mas, também, com uma grande inércia, a qual dificulta as manobras. Qualquer mudança radical na trajetória será impossível porque esta trajetória é fixada por diferentes mecanismos de travamento. Mais precisamente, existem três tipos de mecanismos de bloqueio:

O primeiro mecanismo é técnico-econômico; por um lado, investimentos irreversíveis, em fábricas, em infraestruturas ou mesmo em competências, que geram interesses particulares, irão abrandar as mudanças transitórias. Por outro lado, as economias de escala que conduzem a baixos custos de produção e a um elevado desempenho tecnológico, constituem forças contrárias à Transição.

O segundo mecanismo de bloqueio é social e cognitivo. Rotinas e mentalidades partilhadas “cegam” os atores que reproduzem constantemente a mesma forma de funcionamento, tanto do ponto de vista individual como ao nível dos grupos sociais. Muitas práticas dos utilizadores, ligadas aos seus estilos de vida, estão organizadas em torno de tecnologias específicas; por exemplo, práticas de mobilidade dependentes do automóvel.

Finalmente, o terceiro mecanismo de bloqueio é institucional e político. Incluem regulamentos e normas existentes, cuja modificação é muito complicada na nossa sociedade processual, que é ainda menos apoiada pelos intervenientes que mais se beneficiam destas regras do jogo.

Para ilustrar esses mecanismos de travamento, vamos utilizar a referência efetuada em relação ao exemplo do navio. Sua trajetória também é travada por diversos mecanismos.

A primeira é técnica e econômica: uma alteração na rotação do motor implica necessariamente um aumento do consumo de combustível e, portanto, custos adicionais. Além disso, uma mudança na rotação do motor deve ser gradual, não pode mudar em uma fração de segundo.

O segundo bloqueio é a dificuldade dos passageiros e do capitão mudarem de rumo. Os passageiros compraram sua passagem com um destino em mente, por isso é difícil convencer todos a mudar de rumo. Além disso, o capitão tem uma ordem de missão a respeitar, caso a transgrida sabe que será demitido.

Por último, o terceiro bloqueio é, por um lado, as ordens da companhia marítima que há muito planeia a viagem deste transatlântico e, portanto, proíbe qualquer mudança de destino. Por outro lado, as normas internacionais, incluindo as rotas marítimas, não podem ser transgredidas. O transatlântico é obrigado a seguir sua rota sob pena de pesadas multas.

Todos estes mecanismos de bloqueio são, portanto, travas numa mudança de trajetória. Qualquer mudança de rumo para o navio, ou inovações radicais, se adotarmos a teoria da Transição, tenderão, portanto, a emergir em pequenos nichos na periferia dos sistemas existentes, através de atividades pioneiras de empreendedores, *startups*, ativistas ou outras alternativas.

O grau de radicalidade das inovações de nicho depende da medida em que se desviam do sistema existente nas dimensões técnica, social, do modelo de negócio ou da infraestrutura.

A história do século XIX está repleta de diferentes tipos de interações nicho-dieta-paisagem. Por exemplo, os Países Baixos aplicaram o modelo de reorientação na Transição das fossas para os sistemas de esgotos. Os EUA aplicaram o modelo de Desalinhamento e Realinhamento na Transição das carruagens puxadas por cavalos, para os automóveis. O Reino Unido aplicou o modelo de Substituição, durante a transição dos navios à vela para os navios a vapor. Os EUA também aplicaram o modelo de Reconfiguração durante a Transição das fábricas tradicionais, para a produção em massa. Hoje, os estudos sobre transições sociotécnicas analisam inovações de nicho “verdes”, se entrando nos processos de aprendizagem, na dinâmica das redes e nas lutas contra os regimes existentes em múltiplas dimensões. Estes incluem literatura sobre sistemas de energia; mobilidade e os chamados carros “verdes”; biogás e co-combustão; alimentos orgânicos; habitação sustentável e bem-estar animal na suinocultura. No entanto, a tecnologia pode ser uma faca de dois gumes quando se trata de transformações globais,

em direção à sustentabilidade. Um exemplo comumente dado por pesquisadores, nesta abordagem, é a adoção contínua e generalizada de biocombustíveis, como substitutos do petróleo. Os biocombustíveis podem ajudar a abrandar as alterações climáticas, mas foi demonstrado que conduzem a alterações destrutivas na utilização dos solos e à perda de biodiversidade. Assim, é possível que a inovação tecnológica impulse o desenvolvimento em direções opostas à sustentabilidade e reforce as desigualdades na sociedade. Ao lado das MLPs, existem outras teorias que exploraram o conceito de transições. Entre essas diferentes teorias, temos:

1. abordagem das transições socioecológicas;
2. abordagem técnico-econômica;
3. abordagem dos sistemas de inovação tecnológica;
4. abordagem da geografia humana;

Uma visão alternativa e de longo prazo da história econômica é fornecida por especialistas do Instituto de Ecologia Social, com sede em Viena, que se referem a três “regimes socioecológicos” sucessivos: - o regime inicial de caçadores-coletores, - o regime agrário (há cerca de 13.000 anos) - e o atual regime industrial que começou há 250 anos.

Esses pesquisadores realizam análises quantitativas dos fluxos de energia e materiais da natureza, para a sociedade humana e o ambiente natural. A sua conclusão é que há pouca esperança de um novo ciclo de desenvolvimento sem fontes de energia renováveis. Ao mesmo tempo, a abordagem técnico-econômica enfatiza, de forma útil, que a inovação radical e a incremental devem ser combinadas, uma vez que esta última tende a ser essencial para a difusão de novas tecnologias, ao maior número de pessoas possível. Resultados recentes dessa abordagem mostram que, ao longo da história, o Estado tem desempenhado um papel fundamental na facilitação da inovação que difunde novas tecnologias para além das elites. De acordo com uma abordagem de sistemas de inovação tecnológica, a chave para uma transição bem sucedida, reside na relação entre as diferentes organizações envolvidas na inovação tecnológica. No centro desta Transição estão laços fortes e que se reforçam mutuamente entre organizações profissionais, intervenientes comerciais existentes e entidades governamentais. Finalmente, a abordagem da geografia humana enfatiza a importância de contextualizar espacialmente os processos de transição. Os geógrafos estudam o papel das cidades e das redes globais de cidades nas transições de baixo carbono. Esta investigação se baseia na compreensão de aspectos-chave da tecnologia, inovação e competitividade, que devem necessariamente ocorrer em diferentes escalas espaciais. Estes aspectos deixam,

portanto, de ser uma preocupação exclusivamente nacional, passando também a ser transferidos para as cidades. As transições exigem, portanto, formas locais (nativas) de inovação, emergentes de contextos sociais, econômicas, institucionais e ecológicas específicas, e não de soluções prontas desenvolvidas em outros locais. Portanto, é também importante levar em conta as interconexões entre os contextos espaciais. O local e o global se tornam muitas vezes inextricavelmente ligados, de tal forma que uma transição local pode, muitas vezes, não ser bem sucedida sem o envolvimento de ambos os tipos de intervenientes. As questões de justiça social e ambiental devem ser analisadas sistematicamente. Uma lente crítica da geografia humana parece um instrumento adequado para integrar noções de justiça entre espaços.

Concluindo, vimos que existe uma ampla gama de abordagens teóricas para analisar aspectos importantes da transição, para uma economia de baixo carbono. As transições podem ocorrer através da criação deliberada e do apoio de nichos estratégicos. A transição, para um novo estado de coisas, é efetivamente realizada quando atores poderosos fornecem apoio a esses nichos. O sucesso de uma transição depende do desenvolvimento e manutenção de ligações adequadas entre os decisores, cientistas e partes interessadas, principalmente aqueles que operam a nível nacional e local. Os investigadores defendem uma abordagem orientada para a prática, para problemas complexos, enfatizando a importância de uma atitude de aprendizagem. O conhecimento utilizado para orientar as transições deve ir além do conhecimento especializado formal, para incluir o conhecimento leigo, incorporado localmente. Nenhuma transição ocorre sem uma transformação fundamental das práticas sociais. A ênfase está na circulação e difusão de ideias e novos entendimentos de relações causais e, em última análise, no surgimento de novos hábitos e práticas socialmente aprovadas. Quando se trata de transições energéticas, esta linha de pensamento, enfatiza a necessidade de compreender o comportamento do consumidor, as rotinas diárias e as práticas sociais partilhadas. Também defende uma análise cuidadosa de grupos alternativos de partes interessadas e a sua utilização de tecnologias, instituições, visões e práticas alternativas. Em última análise, as transições dependem da inovação social e institucional.

A ONU propõe dez maneiras com as quais podemos participar na solução para a crise climática:

1. Disseminar informações

Encoraje amigos, familiares e colegas de trabalho a reduzir a pegada de carbono. Junte-se a movimentos ou ONGs, que visam inspirar milhões de pessoas a tomar medidas

práticas e desafiar lideranças a reagir de forma mais corajosa, à mudança climática. As organizações afirmam que, se um bilhão de pessoas entrassem em ação, até 20% das emissões globais de carbono poderiam ser reduzidas. Pode-se também aderir à campanha da ONU (*#ActNow*) sobre mudança climática e sustentabilidade, e adicionar sua voz nesse debate global crucial.

2. Faça pressão política

Pressione políticos e empresas locais a se empenharem na eliminação e redução da poluição por carbono. O *Count Us In* oferece algumas dicas úteis para fazer isso. Escolha um assunto ambiental do seu interesse, decida uma demanda específica e marque uma reunião com a representação local. Pode parecer intimidante, mas sua voz merece ser ouvida. Se a humanidade pretende ser bem sucedida no combate à emergência climática, os políticos têm de ser parte da solução. Cabe a todos e todas manter a pressão.

3. Mude seu meio de transporte

Os meios de transporte contribuem para cerca de um quarto das emissões globais de GEE, e muitos governos estão implementando políticas para descarbonizar a mobilidade em todo o mundo. Você pode começar essa mudança: deixe seu carro em casa e caminhe ou pedale sempre que possível. Se a distância for muito grande, opte pelo transporte público, de preferência elétrico. Se tiver que dirigir, ofereça caronas para que menos carros ocupem as ruas. Além disso, é possível ir ainda mais longe, compre um carro elétrico e tente reduzir grandes trechos de voos em viagens.

4. Controle seu consumo de energia

Se possível, tente mudar para uma companhia elétrica com políticas de zero carbono ou energia renovável. Instale painéis solares. Seja mais eficiente: aumente a temperatura do ar condicionado em alguns graus, se puder. Desligue aparelhos e luzes quando não os estiver usando e, melhor ainda, sempre prefira produtos mais eficientes. Isole seu sótão ou telhado: você sentirá menos frio no inverno, menos calor no verão e também gastará menos.

5. Adapte sua dieta

Coma mais refeições à base de plantas — seu corpo e o planeta agradecem. Atualmente, cerca de 60% das terras agrícolas do mundo são ocupadas por pasto, e muitas pessoas consomem mais alimentos de origem animal do que é considerado saudável. Dietas ricas em plantas podem ajudar a reduzir o risco de doenças crônicas, como as cardíacas, além do AVC, diabetes e câncer.

6. Consuma produtos sustentáveis e de origem local

Para reduzir a pegada de carbono do que você come, opte por alimentos locais e da estação. Com isso, você ajudará as pequenas empresas e plantações da sua região e reduzindo as emissões de combustíveis fósseis associadas ao transporte e à armazenagem refrigerada. A agricultura sustentável usa até 56% menos energia, produz 64% menos emissões e admite uma maior biodiversidade do que a agricultura convencional. Dê mais um passo e plante suas próprias frutas, vegetais e ervas. Você pode cultivá-las em um jardim, varanda ou até em uma janela, ou criar um jardim comunitário no seu bairro, para engajar mais pessoas.

7. Não desperdice comida

Um terço de toda comida produzida no mundo é perdida ou desperdiçada. Segundo o relatório de Índice de Desperdício de Alimentos 2021 do PNUMA, a população mundial desperdiça um bilhão de toneladas de alimentos anualmente, o que corresponde a cerca de 8% a 10% das emissões de GEE. Aproveite toda a parte comestível dos alimentos que compra. Meça as porções de arroz e outras comidas básicas antes de cozinhá-los, armazene os alimentos corretamente, seja criativo com as sobras e compartilhe-as com seus amigos e vizinhos, e contribua para um sistema local de compartilhamento de alimentos. A compostagem com restos não comestíveis também pode ser útil para fertilizar o seu jardim, além de ser uma das melhores opções para a gestão de resíduos orgânicos, ao mesmo tempo em que reduz os impactos ambientais.

8. Vista-se com inteligência (climática)

A indústria da moda contribui com cerca de 8% a 10% das emissões globais de carbono — uma parcela maior que a combinação da quantidade emitida por voos internacionais e transportes marítimos — e o *fast fashion* criou uma cultura de descarte que leva ao rápido acúmulo de montanhas de roupas nos lixões. Mas podemos mudar isso. Compre menos roupas e as use por mais tempo. Procure marcas sustentáveis e serviços de aluguel, em ocasiões especiais, em vez de comprar novos itens que serão usados apenas uma vez. Recicle suas peças favoritas e faça reparos quando necessário.

9. Plante árvores

A cada ano, aproximadamente 12 milhões de hectares de floresta são destruídos e esse desmatamento, unido à agricultura e outras conversões de terras, é responsável por cerca de 25% das emissões globais de GEE. Todos podemos desempenhar um papel em reverter essa tendência por meio da plantação de árvores, como um trabalho individual ou

coletivo. Por exemplo, a iniciativa *Plant-for-the-Planet* permite que pessoas financiem o plantio de árvores ao redor do mundo.

10. Faça investimentos favoráveis ao planeta

Indivíduos, também podem estimular a mudança por meio do direcionamento de suas economias e investimentos para instituições financeiras cujos recursos não apoiem indústrias que promovem a poluição por carbono. Isso envia uma mensagem evidente ao mercado, e muitas dessas instituições já oferecem formas de investimento mais éticos, permitindo o uso do dinheiro, para encorajar causas que você apoia e evitar aquelas que não concorda. Você pode também verificar as políticas bancárias da sua instituição financeira e descobrir a classificação dela, por meio de pesquisas independentes.



Plante árvores e veja os múltiplos benefícios que elas podem nos fornecer.

(fonte: <https://sustentarqui.com.br/wp-content/uploads/2018/09/BENEFICIOS-DAS-ARVORES-NAS-CIDADES-post.jpg>)

VI. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- André P., Mabilille G. & Erpicum M. 1991. Comparaison des températures mesurées en Belgique dans un site urbain (Uccle) et un site rural (Thimister). In: Colloque de Fribourg sur Climat Urbain et Qualité de l'Air. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Fribourg, Suisse. 4:37-42.
- Beck, H.E., Zimmermann, N.E., McVicar, T.R., Vergopolan, N., Berg, A. & Wood, E.F. 2018. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Nature Scientific Data*, 5:180214. DOI: 10.1038/sdata. 2018.214.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Berntsen, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz M., & Van Dorland, R. 2007. *Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing*. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor M., & Miller, H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. (<https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/ar4-wg1-chapter2-1.pdf>).
- Fox-Kemper, B., Hewitt, H.T., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S.S., Edwards, T.L., Golledge, N.R., Hemer, M., Kopp, R.E., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I.S., Ruiz, L., Sallée, J.B., Slangen, A.B.A. & Yu, Y. 2021. *Ocean, Cryosphere and Sea Level Change*. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., & Zhou, B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 1211–1362, DOI: 10.1017/9781009157896.011.
- Friedrich, O., Norris, R.D. & Erbacher, J. 2012. Evolution of mid- to Late Cretaceous oceans – A 55 million years record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*. 40: 107-110.
- Geels, F.W. 2011. The multi-level perspective on sustainability transitions: Responses to seven criticisms. *Environmental Innovation and Societal Transitions*. 1(1): 24-40. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.eist.2011.02.002>.
- Geiger, R., 1954: Landolt-Börnstein – *Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik*, alte Serie Vol. 3, Ch. Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. – Springer, Berlin. 603–607.

- Hansen, J., Sato, M., Russell, G. & Kharecha, P. 2013. Climate sensitivity, sea level, and atmospheric carbon dioxide. *Phil. Trans. R. Soc. A*, 371, 20120294. doi:10.1098/rsta.2012.0294.
- IPCC, 2013: *Resumo para Decisores*. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas [Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. & Midg-Ley, P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, NI, EUA.
- IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri & L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- IPCC, 2021: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R. & Zhou, B. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, In press, DOI:10.1017/9781009157896.
- IPCC, 2022: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Lösschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp., DOI:10.1017/9781009325844.
- Johnsen, S.J., Dansgaard, W. & White, J.W.C. 1989. The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus B.*, 41(4): 452-468.
- Köppen, W., Geiger, R. 1901. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugweise nachihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Meteorol. Z.* 18: 106–120.
- Lisiecki, L.E. & Raymo, M.E. 2005. Correction to “A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records”. *Paleoceanography*: PA2007. doi:10.1029/2005PA001164
- Marcott, S.A., Shakun, J.D., Clark, P.U. & Mix, A.C. 2013. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124): 1198-1201.

Peel, M.C., Finlayson, B.L. & McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11: 1633–1644.

Pell, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2): 439-473.

Rudloff, W. 1981. *World-Climates: with tables of climatic data and practical suggestions*. Stuttgart, Germany. 632 p.

Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. 2008. An Early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451: 279–283. doi:10.1038/nature06588.



Mobilidade urbana sustentável.
(fonte: <https://www.mobilize.org.br/midias/noticias/21.png>)

VII. ABREVIATURAS

A – clima tropical

Af – clima equatorial

AFAT – conjunto das atividades de agricultura, florestas e utilização antrópica das terras, no que compreende fogo em florestas, desmatamento, fogo em turfeiras, etc.

Am – clima de monções

AVC – Acidente Vascular Cerebral

Aw – clima de savana

B – clima árido

Bamber – pesquisador da Universidade de Bristol, Inglaterra.

BSh – clima semiárido quente

BSk – clima semiárido frio

BWh – clima árido quente

BWk – clima árido frio

C – clima temperado

CEPETEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

Cf – clima chinês

Cfa – clima subtropical

Cfb – clima temperado oceânico

CFCs – clorofluorcarbonos

CMIP3 – são os resultados do modelo climático que incluíram simulações de cenários climáticos passados, presentes e futuros. Esta atividade permitiu que esses modelos climáticos, realizassem pesquisas de relevância para a preparação do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC. A sigla corresponde a “Projetos de Intercomparação de Modelos Acoplados.

CMIP5 – Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados que utiliza um maior número de modelos que o CMIP3.

CO_{2e} – dióxido de carbono equivalente.

COP27 – 27ª Conferência das Nações Unidas sobre as Mudanças Climáticas

COPs – Conferência das Partes

Cs – clima mediterrânico

D – clima continental

E – clima polar

ECO-92 – Conferência das Nações Unidas sobre o Desenvolvimento e Meio Ambiente

EF – clima glacial polar

ET – clima de tundra polar

ETS – Sistema de Comércio de Emissões

EUA – Estados Unidos da América

g/kgar – grama por quilograma de ar

GEE – Gás de Efeito Estufa

GFS – Sistema de Previsão Global

GMSL – Global mean sea level.

GteCO₂ – medida utilizada em giga toneladas métricas de CO₂ por ano.

GWP – potencial de aquecimento global

hPa - hectopascal

IMBIE – Ice Sheet Mass Balance Inter-comparison Exercise.

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

IPCC – Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas.

MLP – Perspectiva multinível

Mouginot – pesquisador da Universidade da Califórnia em Irvine.

NDC – Contribuição Nacionalmente Determinada

NMGM – Nível médio global do mar

ODS – Objetivos do Desenvolvimento Sustentável

OMM – Organização Meteorológica Mundial

ONG – Organização Não Governamental

ONU – Organização das Nações Unidas

PENUPA – Programa das Nações Unidas para o Ambiente

PNUMA – Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente

ppb – parte por bilhão

ppm – parte por milhão

RCLE - Regime de Comércio de Licenças de Emissão

tCO₂ – toneladas de dióxido de carbono.

UNFCCC – Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas

US EPA – Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos.

UV – raios ultravioleta

W/m² – watts por metro quadrado

ZCI – zona de convergência intertropical.

VIII. GLOSSÁRIO

Advecção - transporte da substância pelo fluido no qual ela se encontra, na mesma direção e sentido do fluxo do fluido, com velocidade igual à velocidade média do fluido.

Albedo - fração de radiação solar refletida por uma superfície ou objeto, expressa em porcentagem.

Anemômetro - equipamento que serve para medir a velocidade de um fluido. Anemômetros são capazes de medir a velocidade dos ventos.

Antropogênico - que é causado ou originado pela atividade humana.

Arrefecer - esfriar ou provocar o esfriamento de alguma coisa.

Barômetro - medidor de pressão atmosférica.

Célula de Ferrel - em médias latitudes, são células que circulam em direção oposta à Célula de Hadley. Nessas médias latitudes, nas células de circulação meridional média, ocorre o ramo ascendente com ar frio e ocorre o ramo descendente com ar quente.

Célula de Hadley - é um modelo de circulação fechada da atmosfera terrestre predominante nas latitudes equatoriais e tropicais. Esta circulação está intimamente relacionada aos ventos alísios, às zonas tropicais úmidas, desertos subtropicais e correntes de jato.

CO₂e – é o resultado da multiplicação das toneladas emitidas de GEE pelo seu potencial de aquecimento global.

Criosfera - termo que descreve coletivamente todos os elementos do sistema terrestre contendo água no estado sólido e inclui o gelo marinho, gelo fluvial e lacustre, a cobertura de neve, precipitação sólida, permafrost, solo sazonalmente congelado, geleiras, calotas de gelo e principalmente os dois mantos de gelo dos polos.

Diagrama Psicométrico – representação gráfica que relaciona os parâmetros físicos da mistura de ar e umidade.

Discretização - processo que divide algo em partes menores e menos complexas.

Disdrômetro - instrumento usado para medir a distribuição do tamanho da gota e a velocidade de hidrometeoros em queda. Alguns disdrômetros podem distinguir entre chuva, grânulos de gelo e granizo.

Doença de Lyme - é uma infecção provocada por um tipo de bactéria transmitida por carrapatos. Ela provoca lesões na pele, no sistema nervoso central e periférico e no coração, além de dores nas articulações.

Drumlins – Cordões alinhados de grandes colinas de till e substrato rochoso. Direção paralela à do fluxo de gelo. Formados pela erosão de gelo no till.

Efeito Coriolis - age sobre as correntes equatoriais, geradas pelos ventos alísios, empurra a água para longe da região equatorial. Essa água é substituída pela água adjacente.

Efeito Foehn – efeito que ocorre em regiões de cadeias montanhosas, onde a corrente de vento flui em uma direção específica.

Esker – depósito de materiais provenientes de erosão provocada pelo degelo de glaciares. Normalmente aparecem nas morainas de fundo e são constituídas por argila, areia e cascalho. As dimensões dos eskers são variáveis, podendo atingir algumas centenas de metros de largura e centenas de quilômetros de comprimento.

Fast Fashion - moda rápida, é o termo utilizado para designar a renovação constante das peças comercializadas no varejo de moda.

Feedback - nada mais é do que uma resposta dada a um estímulo como uma maneira de avaliá-lo.

Forçante radiativa – é a medida da influência que um fator tem em alterar o balanço energético do sistema Terra-atmosfera.

GEE - Emissões de gases com efeito de estufa. Os gases atmosféricos considerados responsáveis pelo aquecimento global e pelas alterações climáticas. Os principais GEE são o dióxido de carbono (CO₂), o metano (CH₄) e o óxido nitroso (N₂O). Outros GEE menos generalizados, mas muito potentes, são os hidrofluorcarbonetos (HFC), os perfluorcarbonetos (PFC) e o hexafluoreto de enxofre (SF₆).

Gt – gigatoneladas.

GWP – Global Warming Potential – medida da capacidade de um gás de efeito estufa de reter calor na atmosfera.

Loess - é um tipo de solo fértil formado a partir da ação dos ventos, que possibilita o acúmulo de grãos finos e muito pequenos (entre 20 e 50 micrômetros) de argila, cálcio, feldspato, quartzo e outros minerais.

Macroclima - é a maior das unidades climáticas, compreendendo áreas muito vastas da superfície terrestre.

Mitigação - ação de minimizar ou de limitar danos ou efeitos negativos.

Moraina – é qualquer acúmulo de detritos não consolidados (regolito e rocha), que ocorre em regiões atualmente e anteriormente glaciadas e que foi anteriormente transportado por uma geleira ou manto de gelo. Pode consistir em partículas parcialmente arredondadas que variam em tamanho de pedregulhos até cascalho e areia, em uma massa de solo de material argiloso finamente dividido, às vezes chamado de farinha glacial. As morainas laterais são aquelas formadas ao lado do fluxo de gelo, e as morainas terminais são formadas no sopé, marcando o avanço máximo da geleira.

Orografia – é o estudo das nuances do relevo de alguma região.

Permafrost - ou pergelossolo é uma camada do subsolo da crosta terrestre que está permanentemente congelada. A maior parte está localizada no hemisfério norte, se concentrando, principalmente, na região do Ártico, sobretudo em partes da Rússia, Canadá e Dinamarca.

Plant-for-the-Planet - é uma iniciativa infantil que tem o objetivo de sensibilizar crianças e adultos sobre as questões da mudança climática e justiça global.

Pluviômetro - instrumento utilizado para coletar e medir a quantidade de chuvas. A quantidade de água captada é mostrada em milímetros (mm). Uma chuva de 1 mm por minuto, é equivalente a 1 litro de água por minuto em uma área de 1 m².

Proxy - é uma variável que se pode medir no registro ambiental/geológico e que nos permite estimar, por meio de tratamento matemático ou estatístico, variáveis ambientais, químicas e biológicas que não foram preservadas.

Sotavento - borda da elevação oposta àquela de onde o vento sopra; lado oposto ao barlavento.

SSP1-1.9 – este cenário mantém o aquecimento em aproximadamente 1,5°C acima de 1850-1900 em 2100, após uma ligeira ultrapassagem e implica emissões líquidas zero de CO₂ em meados do século.

SSP1-2.6 – este cenário permanece abaixo de 2,0°C de aquecimento em relação a 1850-1900, com emissões líquidas nulas implícitas na segunda metade do século.

SSP2-4.5 – este cenário está aproximadamente em linha com o limite superior dos níveis agregados de emissões da Contribuição Nacionalmente Determinada até 2030. Este cenário desvia-se ligeiramente de um cenário de referência de “sem política climática adicional”, resultando numa melhor estimativa de aquecimento em torno de 2,7°C até ao final do século XXI relativamente a 1850-1900.

SSP3-7.0 - é um cenário de referência médio a alto resultante de nenhuma política climática adicional no âmbito da narrativa de desenvolvimento socioeconômico. Apresenta emissões não-CO₂ particularmente elevadas, incluindo elevadas emissões de aerossóis.

SSP5-8.5 - é um cenário de alta referência sem política climática adicional. Níveis de emissões tão elevados como SSP5-8.5 não são obtidos por Modelos de Avaliação Integrados (IAMs) que não seja o caminho de desenvolvimento socioeconômico movido a combustíveis fósseis.

Termoscópio - instrumento criado por Galileu Galilei durante o renascimento científico em 1592, que serve para medir a temperatura de um corpo. Na realidade, ele indica uma variação da temperatura. Permite avaliar qualitativamente o aumento ou diminuição da temperatura.

Till - depósito formado diretamente pelas geleiras. Constitui sedimento inconsolidado, não selecionado, constituído por fragmentos de rocha (de tamanhos variados – matacão a grânulos) envoltos por matriz argila/silte/areia.

Topoclimatologia – parte da climatologia que se dedica às relações entre as variáveis climáticas.

Tropopausa – é uma região de transição entre a Troposfera e a camada seguinte da atmosfera.

Troposfera - é a camada mais próxima da crosta terrestre. Nela, se encontra o ar usado na respiração de plantas e animais.



As mudanças climáticas já estão alterando tudo.

(fonte: <https://imagens.climatempo.com.br/climapress/galeria/2022/07/a25362a46f50d14692321fc12187afe6.jpg>)



