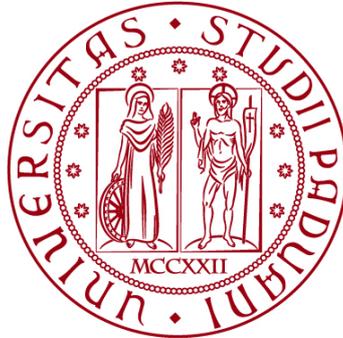


UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE E AMBIENTALE
Department of Civil, Environmental and Architectural Engineering

Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio



TESI DI LAUREA

**Cambiamenti climatici: impatti del disgelo del permafrost e
possibili strategie di mitigazione e adattamento**

Relatore: Prof. Salvatore Pappalardo

Laureando: Lorenzo Pozzato

ANNO ACCADEMICO 2023-2024

ABSTRACT

Le emissioni antropogeniche di gas serra sono responsabili dell'aumento globale delle temperature, con impatti socio-ambientali che si stanno ripercuotendo su tutto il sistema Terra. Fra queste, il presente lavoro indagherà il fenomeno del disgelo del permafrost, la porzione congelata di terreno contenente resti organici non ancora completamente degradati, che si trova prevalentemente nelle regioni artiche. Qui l'aumento delle temperature non solo fonde eventuali masse di ghiaccio presenti nel permafrost, ma riattiva anche il metabolismo dei microrganismi "dormienti" presenti nel terreno che iniziano a decomporre la sostanza organica, trasformandola in anidride carbonica, metano e protossido di azoto che, "intrappolando" ulteriore calore nell'atmosfera, innesca un processo di retroazione positivo. Tenendo conto che il permafrost si estende per un'area che varia tra i 14 e 15,7 milioni di km², ossia l'11% delle terre emerse del pianeta e che, al suo interno, si stima siano immagazzinati oltre mille gigatonnellate di carbonio organico, si può facilmente comprendere perché venga considerato dagli studiosi dei feedback climatici una "bomba ad orologeria".

In questa tesi, dunque, si cercherà di analizzare e comprendere quali possano essere i potenziali impatti di tale fenomeno. In primo luogo, si andrà ad indagare il ruolo giocato dai microrganismi nella degradazione del permafrost, con riferimento anche al possibile "risveglio" di agenti patogeni che potrebbero avere impatto sulla salute umana e sulla biodiversità. In secondo luogo, si discuteranno gli impatti dello scongelamento del permafrost a livello ecologico, idrologico e geomorfologico. Infine, verranno considerate le diverse criticità su edifici ed infrastrutture che devono far fronte a problematiche quali la subsidenza. La comprensione degli impatti della fusione del permafrost permette di rendersi conto quanto sia di cruciale importanza prendere in considerazione, infine, possibili strategie di adattamento e di mitigazione che consentono di adeguarsi al cambiamento e limitare lo scongelamento del permafrost, facendo riferimento anche a *nature-based solutions*, ossia soluzioni fondate sulla gestione sostenibile della natura.

INDICE

1.	INTRODUZIONE.....	1
1.1	CONTESTO E PROBLEMATICI.....	1
1.2	PERMAFROST: DEFINIZIONE E TIPOLOGIE.....	7
1.3	COMPOSIZIONE E STRUTTURA DEL PERMAFROST.....	8
1.4	DISTRIBUZIONE ED ESTENSIONE DEL PERMAFROST.....	10
1.5	PROSPETTIVE FUTURE.....	12
1.6	OBIETTIVI.....	14
2.	MATERIALI E METODI.....	16
2.1	MATERIALI.....	16
2.2	METODOLOGIA DI RICERCA.....	16
3.	RISULTATI E DISCUSSIONE.....	19
3.1	IL RUOLO MICROBIOTICO NEL DISGELO DEL PERMAFROST.....	19
3.2	PRESENZA DI AGENTI PATOGENI.....	21
3.3	IMPATTO GEOMORFOLOGICO.....	23
3.4	IMPATTO IDROLOGICO.....	29
3.5	IMPATTO ECOLOGICO.....	32
3.6	IMPATTO SU EDIFICI E INFRASTRUTTURE.....	34
3.7	METODI DI MITIGAZIONE E ADATTAMENTO PER LE INFRASTRUTTURE.....	40
3.8	NATURAL BASED SOLUTION: L'INCREMENTO DELLA DENSITÀ DI ERBIVORI COME STRATEGIA DI MITIGAZIONE.....	45
4.	CONCLUSIONI.....	51
	BIBLIOGRAFIA.....	54
	SITOGRAFIA.....	57

1. INTRODUZIONE

1.1 CONTESTO E PROBLEMATICIA

I cambiamenti climatici rappresentano, oggi, una delle sfide più impegnative ed importanti del XXI secolo che l'umanità abbia mai dovuto affrontare. Essi sono dati da una serie di stravolgimenti a lungo termine che l'atmosfera, l'idrosfera, la biosfera, la litosfera, la criosfera e l'insieme delle loro interazioni stanno subendo a livello globale in un arco temporale di decine, centinaia di anni a partire dal XIX secolo, con l'avvento della prima rivoluzione industriale. Essi sono causati dal riscaldamento globale, un fenomeno di origine naturale, ma che le attività antropiche stanno accelerando ed intensificando sensibilmente, tanto che attualmente si parla più propriamente di "surriscaldamento globale". Per comprendere a fondo il fenomeno del *global warming* è necessario riferirsi al bilancio radiativo terrestre. Il flusso medio di energia solare, a 100 km di quota (*Top of Atmosphere* o *T.O.A.*), è di circa 340 W/m^2 (media globale su base annua) ed è costituito prevalentemente da raggi ultravioletti (UV) e dello spettro visibile, ossia onde corte di lunghezza compresa tra $0,17$ e $4 \mu\text{m}$. Il 23% dell'energia in entrata è riflessa dalle nuvole e il 7% dalla superficie terrestre. Il restante 70%, invece, è assorbito dalle nubi e dall'atmosfera (23%) e dalla superficie terrestre (47% o in termini assoluti, 161 W/m^2). Di conseguenza, quest'ultima si riscalda e, per effetto della sua temperatura, emette radiazioni infrarosse (onde lunghe) di lunghezza superiore ai $4 \mu\text{m}$ che in minima parte vengono disperse nello spazio (12% dell'energia solare entrante) e in gran parte assorbite da parte di particolari gas, detti ad "effetto serra" (*greenhouse gases* o GHGs), in grado di intrappolare calore come, ad esempio, il vapore acqueo (H_2O), l'anidride carbonica (CO_2), il metano (CH_4), il protossido di azoto (N_2O) e i clorofluorocarburi (CFC). Alla loro volta, quest'ultimi riemettono raggi infrarossi verso lo spazio (58%) e verso la Terra (98%) che si riscalda ulteriormente (Hartmann et al., 2013; National Oceanic and Atmospheric Administration, 2024) (fig.1.1.1).

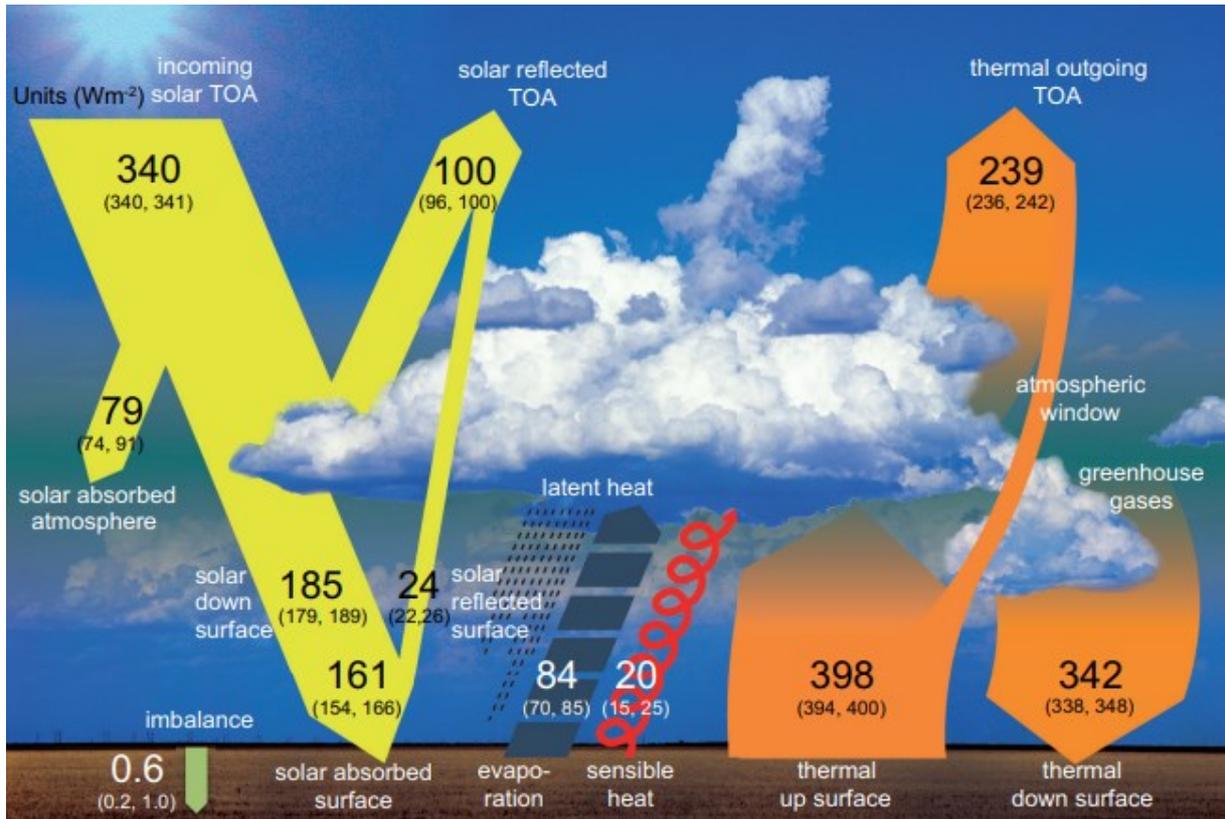


Fig.1.1.1 Bilancio energetico terrestre (Hartmann et al., 2013)

Senza l'effetto serra, la temperatura media globale sarebbe di -18°C , invece di 15°C (National Oceanic and Atmospheric Administration, 2024) e, dunque, inospitale alla vita. Il problema che, però, sta affliggendo il mondo contemporaneo è dovuto al fatto che negli ultimi 150 anni, le attività antropiche, tra cui la produzione di energia mediante combustibili fossili, i processi industriali, i trasporti, gli allevamenti e la deforestazione, hanno portato a un incremento significativo della quantità di gas serra, soprattutto di diossido di carbonio la cui concentrazione è passata da 315 p.p.m. nel 1958 a 428 p.p.m. nel 2024 (Scripps Institution of Oceanography, 2024) (fig.1.1.2a). È importante sottolineare come questo aumento dei livelli di anidride carbonica in atmosfera siano stati molto più intensi e repentini rispetto al passato, raggiungendo quote mai registrate negli ultimi 800 mila anni e andando a intaccare il fragile ciclo del carbonio a cui basta poco per squilibrarsi (fig. 1.1.2b).

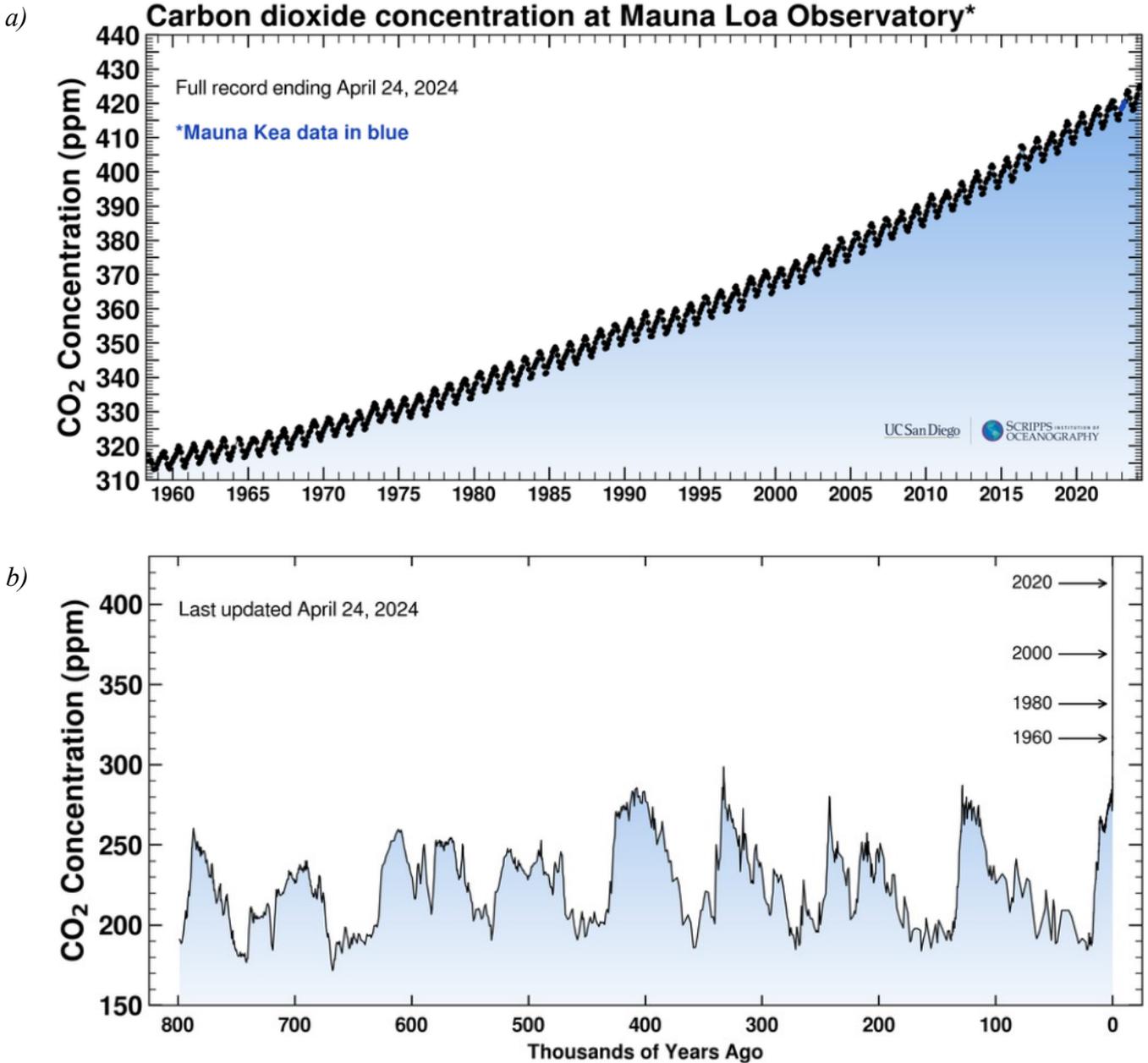
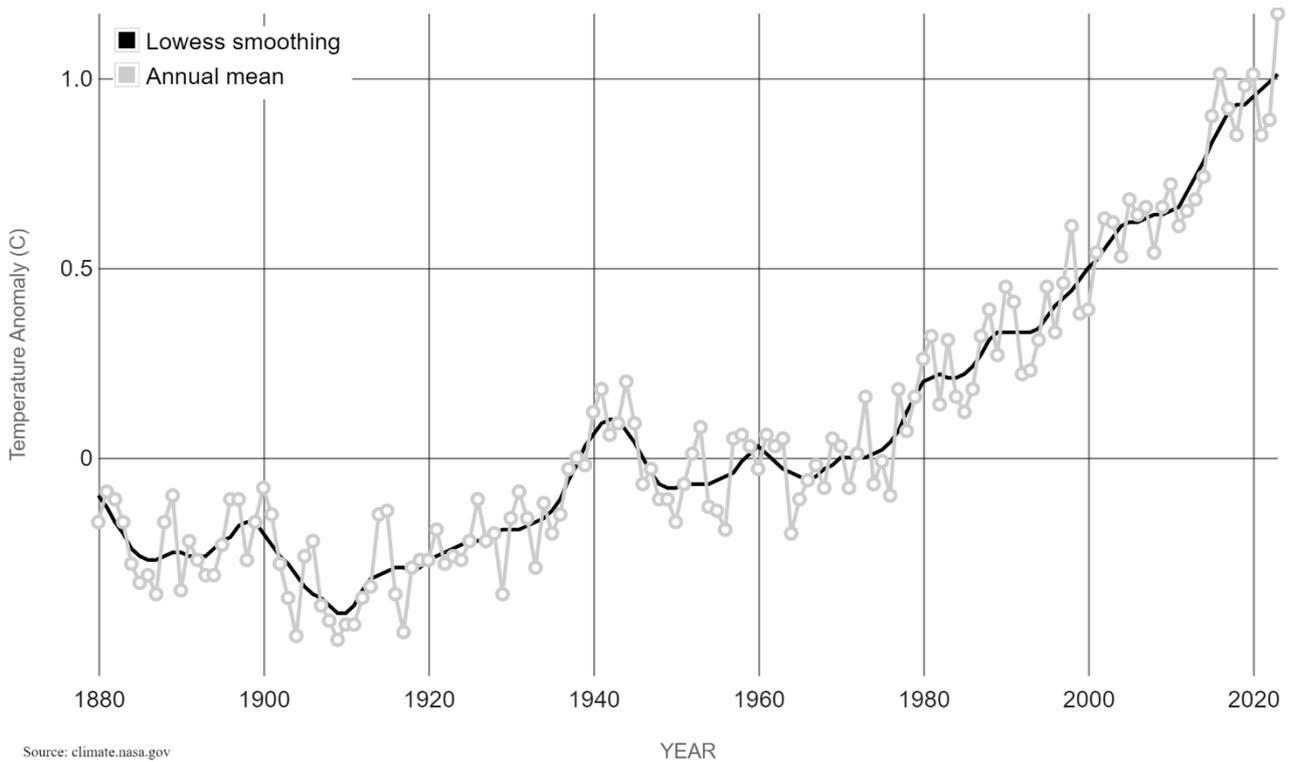


Fig.1.1.2 Curva di Keeling riportante la concentrazione di CO₂ dal 1958 al 2024 presso l'osservatorio di Mauna Loa, Hawaii, U.S.A. (a), andamento temporale della concentrazione di CO₂ negli ultimi 800 mila anni (b) (Scripps Institution of Oceanography, 2024)

Questo notevole incremento della concentrazione di diossido di carbonio ha favorito l'accumulo di ulteriore calore di $0,6 \text{ W/m}^2$ (media globale annua) (Hartmann et al., 2013), esacerbando l'effetto serra di origine naturale e provocando, di conseguenza, un aumento della temperatura media globale di $1,17^\circ\text{C}$ rispetto al periodo 1951-1980 (fig.1.1.3) (National Aeronautics and Space Administration, 2024).



Source: climate.nasa.gov

Fig.1.1.3 Variazione temporale della temperatura superficiale terrestre rispetto al periodo di riferimento 1951-1980 (National Aeronautics and Space Administration, 2024)

È di estrema importanza sottolineare, inoltre, che l'attuale *climate change* è nettamente differente rispetto a quelli passati: il primo è avvenuto molto rapidamente, nell'arco di un centinaio di anni, mentre gli altri si sono verificati in decine, centinaia di migliaia o milioni di anni (Burke et al., 2018) (fig.1.1.4).

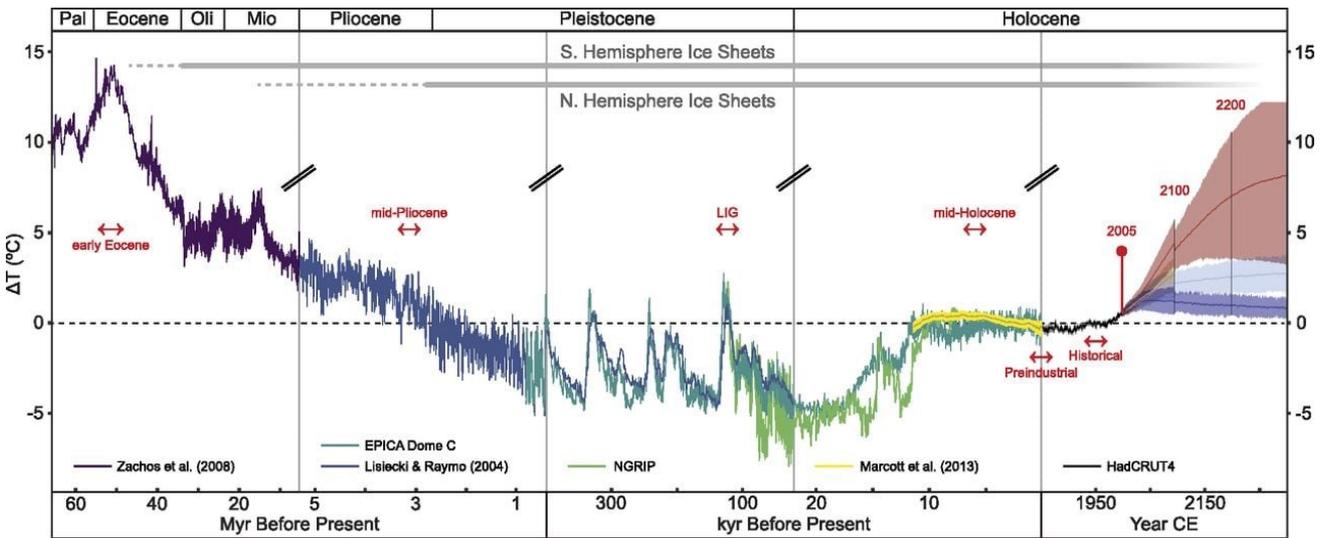


Fig.1.1.4 Ricostruzione della temperatura media globale per gli ultimi 65 milioni di anni. Nel grafico sono riportate per confronto le proiezioni per i futuri 100 anni nel caso di diversi scenari di emissione di gas serra in futuro. Si noti i cambi di scala nell'asse del tempo (Burke et al., 2018)

Pertanto, il vero problema è dato dalla velocità con cui i cambiamenti climatici odierni si stanno manifestando che non permette agli ecosistemi e alle società di adattarsi in tempo. Quest'ultimo

aspetto è alla base delle conseguenze drammatiche e devastanti che il pianeta sta subendo. Fra quest'ultime possiamo annoverare, per esempio, l'aumento del livello medio dei mari, il rallentamento della circolazione termoalina, la desertificazione, il crollo della biosfera, l'acidificazione degli oceani, l'aumento della frequenza dei fenomeni meteorologici estremi e delle ondate di calore.

In questa tesi, ci si concentrerà, in particolare, sul disgelo del permafrost, uno dei tanti effetti negativi appena citati del surriscaldamento globale. Prima di procedere, però, è bene chiarire cosa sia, di fatto, il permafrost. Questo consiste in una porzione congelata di terreno contenente resti organici di animali e piante morte depositatesi migliaia di anni fa e non ancora del tutto decomposte, a causa delle basse temperature. La formazione del permafrost è, dunque, un effetto dell'impatto del clima gelido sulla litosfera. Il permafrost, infatti, si origina in aree geografiche, come quelle artiche, caratterizzate da climi particolarmente freddi, quando la porzione di terreno che si congela durante l'inverno supera quella che si disgela durante l'estate. È possibile che, inizialmente, il divario tra i due sia minimo e, dunque, dato solamente da un sottile strato di terreno di congelato, ma se il clima gelido continua a manifestarsi, lo spessore dello strato aumenta gradualmente anno dopo anno (Dobinski, 2011).

Il problema a cui bisogna far fronte, ora, è legato al fatto che nelle alte latitudini, dove il permafrost tende a originarsi appunto, a causa del surriscaldamento del pianeta, le temperature sono aumentate di $0,6^{\circ}\text{C}$ ogni decennio, negli ultimi 30 anni, il doppio rispetto alla media globale (Schuur et al., 2015). Addirittura, a giugno 2020, si è registrato un nuovo, triste record: a Verkhoyansk, nel nord-est della Siberia, a nord del circolo polare artico, è stata raggiunta l'incredibile temperatura di 38°C , a fronte di una media stagionale di circa 20°C (Belardinelli, 2020). Se, invece, ci si riferisce alla sola temperatura media del suolo, questa è aumentata di 1°C per decade nei suoli ghiacciati artici (ESA Climate Office, 2020).

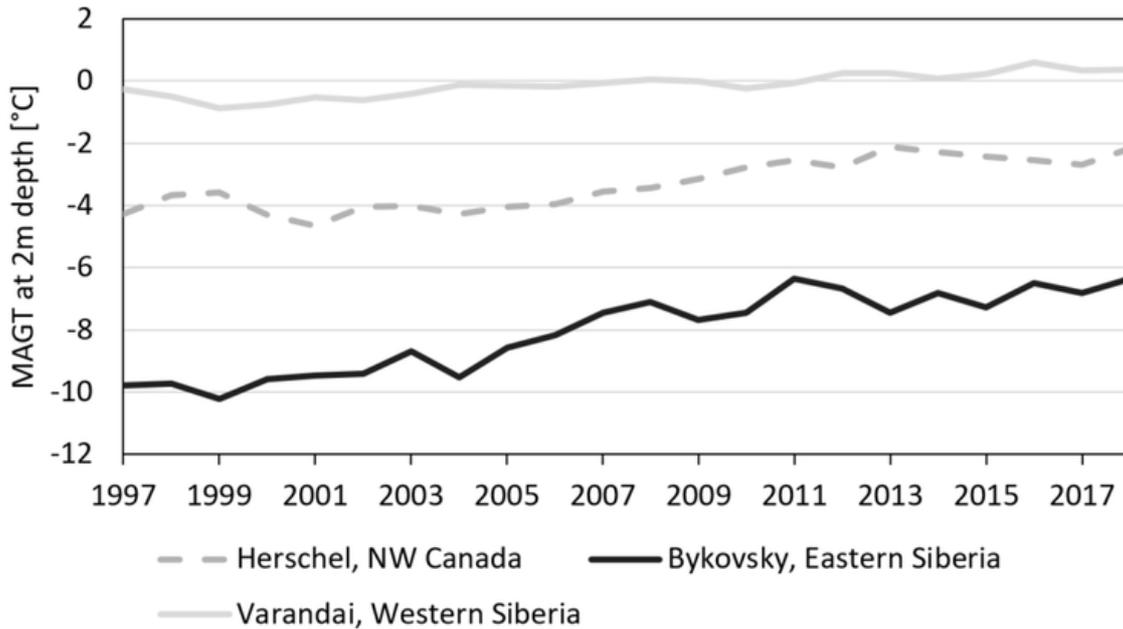


Fig.1.1.5 Andamento temporale della temperatura media del suolo a Herschel (Canada), Varandai e Bykovsky, Siberia (Russia) (ESA Climate Office, 2020)

Questo incremento delle temperature del suolo assottiglia lo strato di permafrost che si scongela: da una parte fonde eventuali masse di ghiaccio presenti nel permafrost, ma dall'altra riattiva anche il metabolismo dei microrganismi presenti nel terreno che iniziano a decomporre, così, i resti organici presenti, convertendoli prevalentemente in anidride carbonica e metano. Quest'ultimi intrappolano calore nell'atmosfera, incrementando le temperature e ciò favorisce un ulteriore scongelamento del permafrost e così via (fig.1.1.6). Ciò innesca un pericoloso circolo vizioso: si tratta di uno dei cosiddetti “*positive feedback loop*” o meccanismi di retroazione positiva. Si tratta di sistemi che ricevono in ingresso un segnale di input che viene, poi, elaborato in uno di output che attraverso un meccanismo retroattivo influenza il disturbo iniziale. In particolare, se il segnale in uscita tende a ridurre l'effetto del segnale in entrata e a stabilizzare il sistema, si parla di *feedback* negativo, mentre se esso mira ad amplificare il segnale in entrata, destabilizzando il sistema, si ha un *feedback* positivo. È bene sottolineare che i termini “positivo” e “negativo” non si riferiscono al fatto che gli effetti generati siano desiderabili o meno, ma indicano semplicemente il verso del cambiamento in atto nel sistema. Si stima che il meccanismo di retroazione positiva legato al permafrost sia in grado di provocare un ulteriore incremento delle temperature tra 0,04°C e 0,16°C, entro il 2100 (Steffen et al., 2018) rispetto ai livelli preindustriali. Tale *feedback loop* rappresenta un potenziale punto di svolta o di non ritorno o ancora un *tipping point*, ossia soglie critiche all'interno di un sistema complesso come lo è quello terrestre che, quando superate, possono condurre a un cambiamento significativo dello stato del medesimo, spesso irreversibile. Comprendere il ruolo di questi all'interno del sistema climatico ed ecologico è di fondamentale importanza per stimare i rischi associate ai diversi gradi di intensità del cambiamento climatico (Hoegh-Guldberg et al., 2018). Si stima che per raggiungere il

punto di non ritorno relativo al disgelo del permafrost sia necessario un aumento della temperatura media globale superiore ai 5°C rispetto ai livelli preindustriali (Steffen et al., 2018).

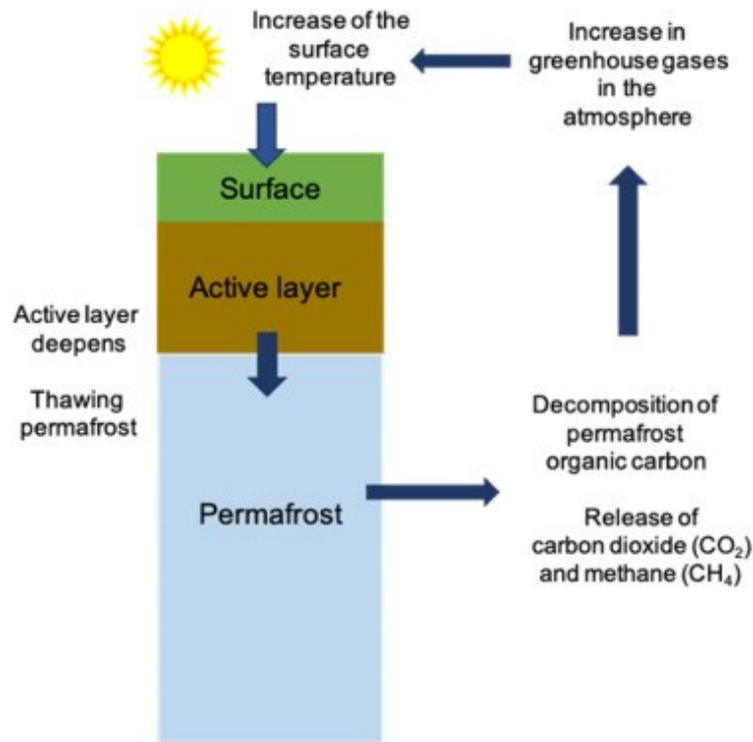


Fig. 1.1.6 Meccanismo di retroazione positiva dello scongelamento del permafrost (Otoni, De Oliveira and Passarini, 2022)

1.2 PERMAFROST: DEFINIZIONE E TIPOLOGIE

Prima di procedere con la trattazione, è bene dare una definizione rigorosa di permafrost al fine di chiarire al meglio cosa esso sia e cosa contenga.

Il permafrost (unione delle due parole inglesi *permanent*, permanente e *frost*, gelato) è definito come la porzione di terreno che rimane a una temperatura uguale o inferiore a 0°C per più di due anni consecutivi, escludendo a priori le forme di ghiaccio presente nei ghiacciai (Van Everdingen, 2005). Esso contiene in larga parte, oltre che roccia, anche sedimenti organici e, dunque, resti di animali e piante morti non ancora totalmente decomposti a causa delle basse temperature, accumulandosi nel terreno “ghiacciato” per millenni. È importante sottolineare che il permafrost non è una particolare forma che assume la litosfera, bensì uno stato fisico della stessa e, pertanto, non ha una vera e propria forma materiale esplicita. La definizione, difatti, si riferisce a qualsiasi cosa permanentemente congelata nella litosfera, ma non solo. Ad esempio, anche un cumulo di rifiuti congelati sottoterra può essere considerato permafrost (Dobinski, 2011).

Per comprendere al meglio il concetto di permafrost, è bene chiarire alcuni aspetti salienti. Il primo è che il permafrost può contenere, anche se non obbligatoriamente, acqua, intesa come sostanza trifase. Quando contiene ghiaccio, ma non roccia o acqua liquida, si parla di permafrost secco (*dry*

permafrost) mentre se contiene acqua liquida, di permafrost umido (*wet permafrost*). In ogni caso, nel corpo del permafrost, l'acqua può essere liquida, solida oppure solo in parte congelata. A questo punto una domanda sorge spontanea: come può essere liquida l'acqua nel permafrost se la definizione richiede che la temperatura sia inferiore o uguale a 0°C? È noto che l'acqua pura solidifichi alla temperatura di 0°C a pressione atmosferica, ma all'interno dei pori del terreno, l'acqua può congelare a temperature più basse per via della presenza di sale disciolto (Dobinski, 2011) o a causa del potenziale matriciale del terreno (Devoie et al., 2024) a cui consegue un abbassamento crioscopico del punto di solidificazione.

1.3 COMPOSIZIONE E STRUTTURA DEL PERMAFROST

Si procede, ora, con lo studio della composizione e struttura del permafrost. La porzione di terreno che precede dall'alto il permafrost è detto strato attivo (*active layer*) e raccoglie gli strati più superficiali che si congelano/disgelano stagionalmente e sui cresce la vegetazione. All'interno dello strato attivo si può distinguere una parte più superficiale priva di ghiaccio separata dal cosiddetto fronte di disgelo (*thawing front*) da una più in profondità nota come frangia di disgelo (*thawing fringe*) data da ghiaccio che si fonde o solidifica stagionalmente e che, solitamente, presenta porosità interne attraverso cui l'acqua si può infiltrare (Harris, 2020).

Lo spessore dello strato attivo è estremamente variabile poiché dipende da numerosi fattori, tra cui si ricorda la temperatura superficiale del suolo, dalla sua copertura, dall'umidità, dall'altitudine e, evidentemente dalla latitudine. Per esempio, sopra i 5000-5500 m di altitudine, in genere, lo spessore è di 2-3 cm, se non nullo. Nelle zone subartiche, invece, si possono raggiungere tra i 60 e gli 80 cm di spessore oppure anche tra gli 1,5 e 2 m nelle zone con una presenza maggiore di sedimenti grossolani (Dobinski, 2011).

Al di sotto dello stato attivo, infine, si trova il limite superiore del vero e proprio permafrost che, contrariamente alla porzione di terreno soprastante, rimane sempre congelato indipendentemente dalla stagione. Ora, siccome il confine tra strato attivo e permafrost varia di anno in anno, si preferisce parlare di strato transitorio (*transient layer*), ossia la zona entro cui la linea di demarcazione è solita variare e posizionarsi (Harris, 2020) (fig.1.3.1.a-b).

Lo spessore del permafrost è definito dalla distanza tra il limite superiore (*permafrost table*) e quello inferiore (*permafrost base*) dello stesso. L'altezza a cui si posiziona la prima dipende dalle temperature superficiali in estate e dalle proprietà fisiche del terreno vicino alla superficie mentre la profondità della seconda è regolata dal gradiente geotermico proveniente dall'interno della Terra, dalle proprietà termiche del sottosuolo e, a lungo termine, anche dalla temperatura superficiale del terreno (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022). Le aree del pianeta in cui il permafrost è più spesso

sono quelle chiaramente in cui il flusso geotermico terrestre è più debole e dove il congelamento ha luogo da maggior tempo. Ad esempio, nel circolo polare artico come nel Nord del Canada o in Siberia, lo spessore del permafrost può arrivare a centinaia di metri, se non migliaia. A rendere ancora più favorevole l'ispessimento del permafrost sono le zone montane, prive di copertura nevosa, dell'Antartide continentale; si stima, infatti che lì il permafrost possa superare i 3000 m di spessore (Dobinski, 2011). Infine, al di sotto del permafrost, è possibile trovare un ultimo strato: lo yedoma. Quest'ultimo è una tipologia di permafrost formatesi durante il Pleistocene, all'incirca tra 10 000 e 1,8 milioni di anni fa, ricchissimo di materiale organico (European Space Agency, 2022) e di ghiaccio tanto che quest'ultimo occupa tra il 50% e l'80% del volume (Schuur et al., 2015) (fig.1.3.1.c).

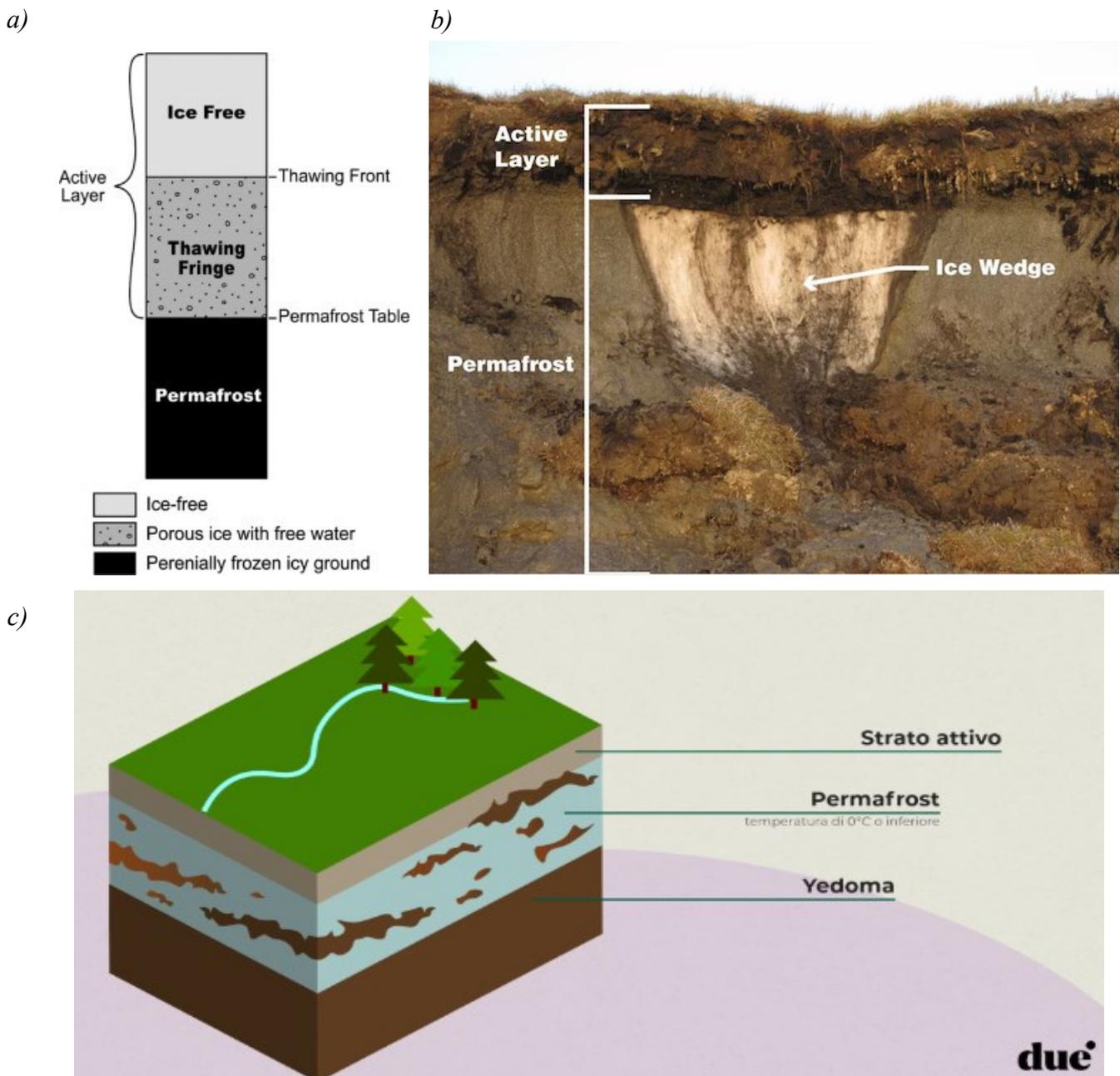


Fig.1.3.1 Composizione e stratificazione del permafrost (a) (Harris, 2020), (b) (Benjamin Jones, USGS, modificato da NASA, <https://climatekids.nasa.gov/permafrost/>), (c) (<https://www.duegradi.eu/news/fusione-permafrost/>)

All'interno del permafrost, si possono riconoscere, inoltre, delle zone non congelate note come *talik* (Van Everdingen, 2005). Il *talik* si può formare al di sotto di un corpo idrico, tra lo stato attivo e il permafrost (*supra-permafrost talik*) che si originano grazie all'elevata inerzia termica dell'acqua che le consente di rilasciare lentamente il calore. La formazione di queste zone non congelate può essere dovuta anche a qualche forma di disturbo del terreno come lo sviluppo di infrastrutture o un incendio. Se i *talik* sono interamente circondati da permafrost sono detti chiusi mentre se, invece, connettono zone non congelate sono chiamati aperti. Quest'ultimi, in particolare, possono nascere grazie alla risalita di acque sotterranee dalla profondità come nel caso di sorgenti saline o termali. Una volta che si è aperta una breccia nel permafrost, si origina un flusso idrico subsuperficiale che può accelerare il processo di scongelamento, portando ulteriore calore per avvezione (Walvoord and Kurylyk, 2016) (fig.1.3.2).

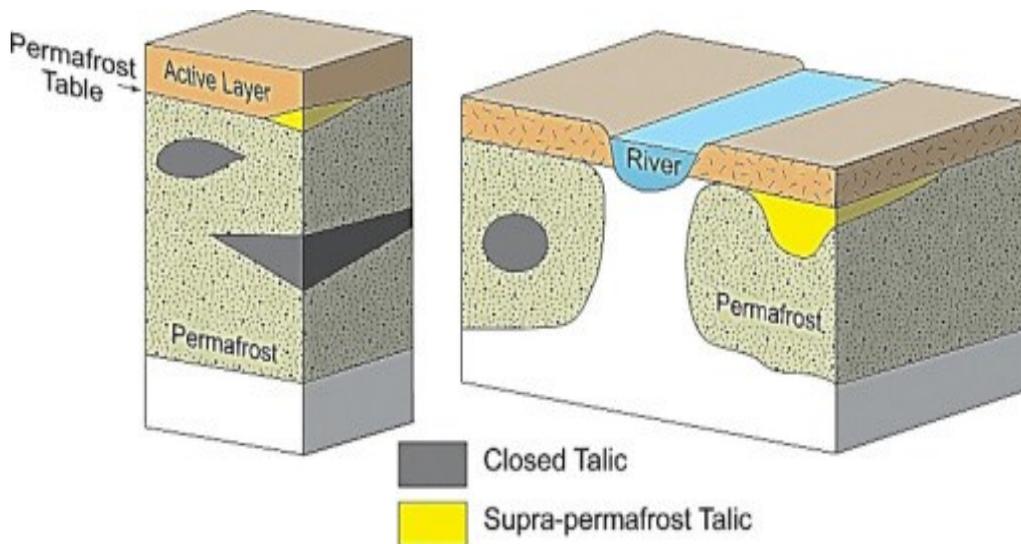


Fig.1.3.2 Disposizione dei talik all'interno del permafrost (Harris, 2020)

1.4 DISTRIBUZIONE ED ESTENSIONE DEL PERMAFROST

Quando si tratta della distribuzione del permafrost nel pianeta, si fa, solitamente, riferimento a una suddivisione che tiene conto della percentuale di territorio con presenza di permafrost. La distribuzione del permafrost (*permafrost zones*) si può, dunque, definire continua (il 100%-90% del territorio contiene permafrost), discontinua (90%-50%), sporadica (50%-10%) e zone isolate (<10%). È bene sottolineare che in quest'ultime due tipologie di distribuzione, il permafrost è presente solo in condizioni favorevoli (nelle torbiere o dove il manto nevoso è sottile) (Obu, 2021).

Nell'emisfero boreale, il permafrost si estende per un'area tra i 14 e 15 milioni di km² (grado di incertezza di 3 milioni di km²) che equivale al 15%±3% circa delle terre emerse nell'emisfero settentrionale, ossia a un'estensione pari a tre volte la Groenlandia. Esso è collocato prevalentemente alle alti latitudini (tra i 25° e i 84°N circa) (Jin et al., 2021), ossia nelle regioni artiche, in prossimità

dei poli e, quindi, in Lapponia, Russia, Cina, Mongolia, Alaska e Canada (fig.1.4.1.A). In alternativa, è possibile trovare il permafrost anche alle basse-medio latitudini, ma ad alle alte altitudini, in genere, sopra i 3500 m sopra il livello del mare come, ad esempio, nelle Alpi o nell'Altopiano del Tibet (Jin et al., 2021).

Per quanto riguarda l'emisfero australe, senza tenere conto del continente antartico, l'estensione del permafrost è decisamente inferiore e si aggira attorno ai 0,02-0,03 milioni di km², ossia tra lo 0,05% e il 0,08% delle terre emerse dell'emisfero meridionale. In quest'ultimo emisfero, il permafrost si trova primariamente lungo le Ande, nel Kilimanjaro, nelle Alpi Meridionali della Nuova Zelanda e nelle isole meridionali dell'Antartide. Il permafrost soggiace al 100% delle zone prive di ghiaccio dell'Antartide (fig.1.4.1.B). Globalmente, il permafrost sottostà a una porzione di terra tra il 14 e 15,7 milioni di km² che equivale a circa l'11% delle terre emerse del pianeta (grado di incertezza del 2%). È importante sottolineare che queste stime si riferiscono all'area effettivamente occupata da permafrost (*permafrost area*) e, dunque, non all'intera regione in cui si può trovare il permafrost, anche in maniera discontinua (*permafrost region*). Se si tenesse conto anche delle discontinuità, allora si avrebbe che il permafrost occuperebbe un'area di 21 milioni di km², ossia il 22% delle terre emerse dell'emisfero boreale, commettendo una sovrastima di 6 milioni di km². Inoltre, in queste stime, non si è tenuto conto del permafrost subglaciale e sottomarino. Se si volesse tenere in conto anche del permafrost sottomarino del circolo polare artico che si estende per 2,5 milioni di km², allora, si arriverebbe a una superficie totale di circa 17 milioni di km² di permafrost (Obu, 2021).

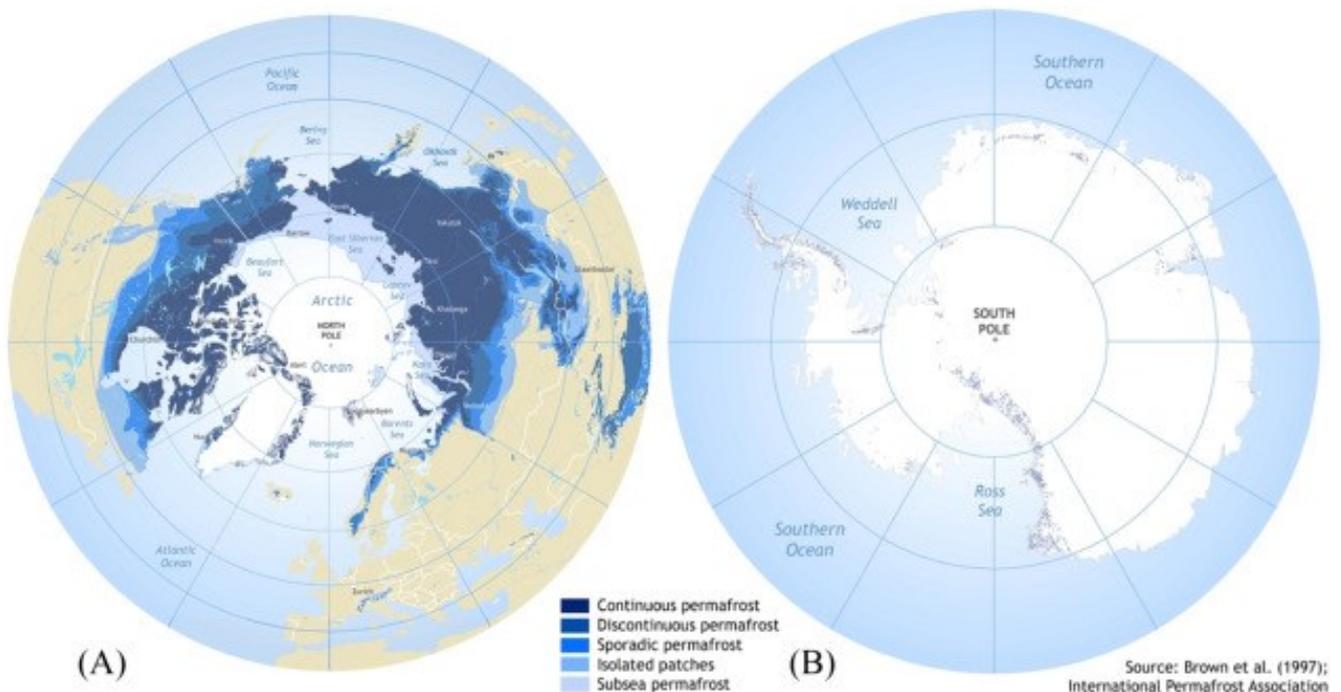


Fig.1.4.1 Distribuzione del permafrost nel 1997 nell'emisfero boreale (A) e in quello australe (B) in scala 1:10 000 000 (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022)

Come già accennato, a causa del surriscaldamento globale, il permafrost si sta scongelando e, di conseguenza, la sua estensione sta diminuendo notevolmente come mostrato dalla grafica in figura 1.4.2 realizzata dal *Climate Change Initiative permafrost project* dell'agenzia spaziale europea.

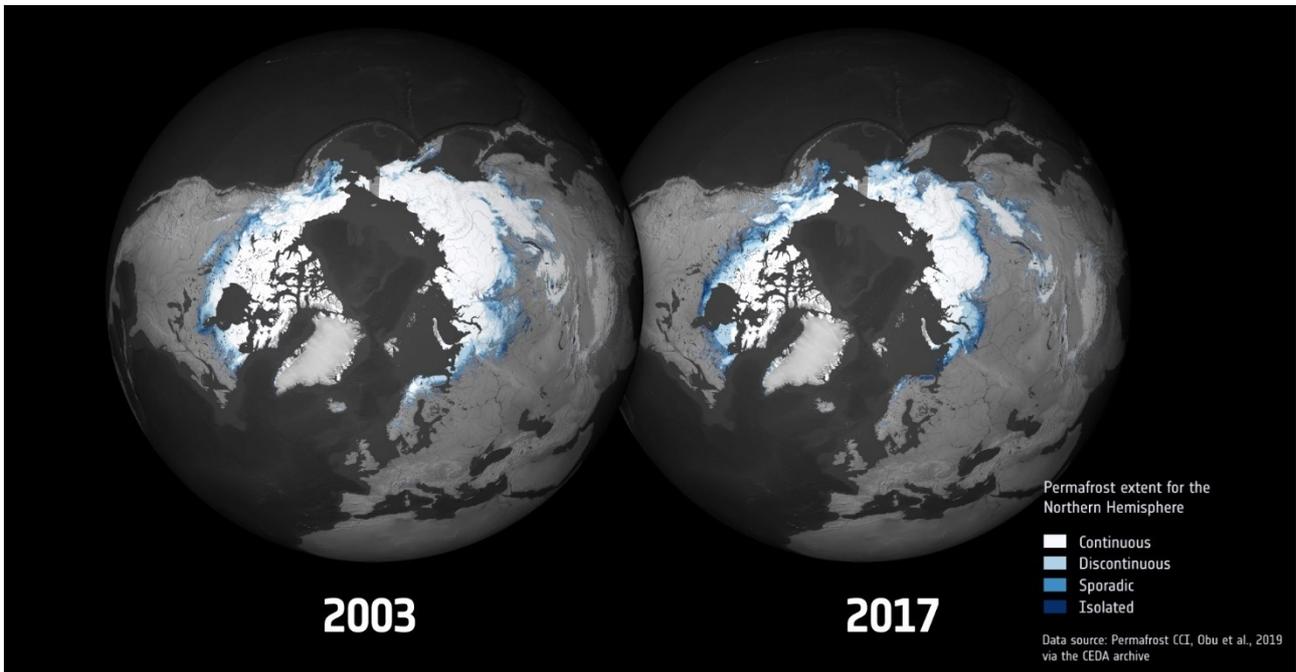


Fig.1.4.2 Diminuzione dell'estensione del permafrost nell'emisfero boreale tra il 2003 e il 2017 (Permafrost CCI, Obu et al., 2019 via the CEDA archive,

https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/Space_for_our_climate/Picturing_permafrost_in_the_Arctic)

1.5 PROSPETTIVE FUTURE

Nell'ultimo paragrafo, si è appena visto come l'estensione del permafrost stia diminuendo negli ultimi anni. Ci si chiede ora, però, cosa bisogna aspettarsi in futuro. L'I.P.P.C. (*Intergovernmental Panel on Climate Change* o in italiano, Gruppo Intergovernativo sul Cambiamento Climatico) ritiene che entro il 2100 l'area dello strato attivo di permafrost diminuirà del $24\% \pm 16\%$ secondo lo scenario RCP2.6 (*Representative Concentration Pathways 2,6 W/m²*). Quest'ultimo rappresenta una possibile situazione futura in cui vengono presi provvedimenti in favore della protezione del clima, attraverso l'immediata riduzione delle emissioni, riuscendo a mantenere il forzante radiativo a quota $2,6 \text{ W/m}^2$ e l'incremento della temperatura a $+1,6^\circ\text{C}$ entro il 2100, rispetto al periodo 1850-1900. Se, invece, si adottasse lo scenario più pessimistico, RCP8.5 (*Business as Usual*), in cui non verrebbe presa alcuna politica di mitigazione tanto da arrivare tra i $+3,2^\circ\text{C}$ e i $+5,4^\circ\text{C}$ di aumento della temperatura, l'area dello strato attivo di permafrost scemerà del $69\% \pm 20\%$ (Pörtner et al., 2019).

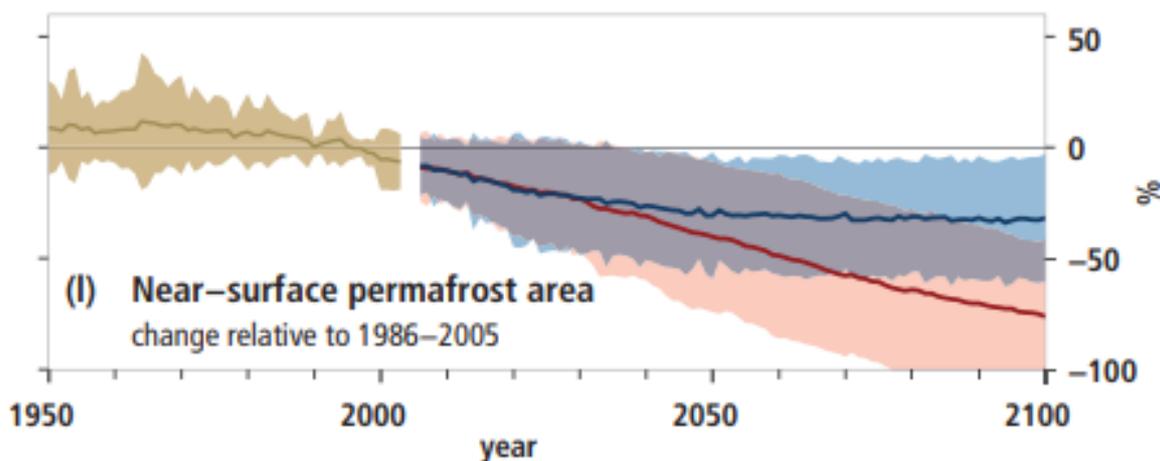


Fig.1.5.1 Andamento temporale della variazione della area occupata dal permafrost in vicinanza della superficie (3-4 m) secondo gli scenari RCP2.6 e RCP8.5 (Pörtner et al., 2019)

Si prova, ora, a ragionare in termini di carbonio rilasciato in atmosfera dalla degradazione del permafrost. Quest'ultimo, infatti, contiene tra i 1460 e 1600 Gt di carbonio organico, il doppio di quanto ne contenga l'atmosfera (Pörtner et al., 2019). Per rendersi conto di cosa significhi questa cifra, si pensi che, dal 1800 ad oggi, tutte le attività umane hanno immesso in atmosfera circa 2 400 Gt di CO₂ (The World Counts, 2024). Nell'ipotesi di uno scenario futuro *Business as Usual*, il disgelo lento e stabile del permafrost rilascerà in atmosfera una quantità di carbonio pari a 200 miliardi di tonnellate circa entro i prossimi 300 anni, che equivale al 15% circa di tutto il carbonio immagazzinato nel permafrost. Questa, però, potrebbe trattarsi di una sottostima; infatti, il 20% delle terre con permafrost sono caratterizzate da pendii instabili o grandi quantità di ghiaccio nel suolo che favoriscono un repentino scongelamento del permafrost. Inoltre, c'è da aggiungere che le regioni più instabili sono, in genere, le stesse che sono più abbondanti in carbonio organico come, per esempio, l'area di un milione di chilometri quadrati in Canada, Alaska e Siberia, in cui è presente lo Yedoma, ricco di ghiaccio e contenente 130 Gt di carbonio organico. Si prevede che entro il 2300 il rapido disgelo del permafrost possa sprigionare un 50% ulteriore di carbonio rispetto alle 200 Gt derivanti dal graduale scongelamento, ossia tra i 60 e i 100 miliardi di tonnellate di carbonio in più. In realtà, l'impatto climatico dei due processi è simile dato che il disgelo repentino del permafrost rilascia più metano di quello graduale (Turetsky et al., 2019) e il metano è 34 volte più potente della CO₂, in termini di *Global Warming Potential* (indice che restituisce la capacità di trattenere calore per ogni sostanza rispetto alla CO₂) in un orizzonte temporale di 100 anni (Myhre et al., 2013). Ciò permette di comprendere l'urgenza di agire il prima possibile per limitare l'aumento delle temperature a +1,5°C. In tal caso, difatti, il carbonio rilasciato in atmosfera sarebbe solamente tra 0,08 e 0,16 Gt per anno e si riuscirebbe a non superare il fatidico punto di non ritorno, impedendo il disgelo di un'area di permafrost pari tra i 1,5 e 2,5 milioni di km² nel corso dei secoli rispetto a uno scenario in cui si arrestasse il surriscaldamento globale a +2,0°C di incremento della temperatura. Sotto

quest'ultima prospettiva, le emissioni di carbonio provenienti dallo scongelamento del permafrost sarebbero di poco superiori, ovvero tra i 0,09 e i 0,19 miliardi di tonnellate all'anno (Hoegh-Guldberg et al., 2018).

1.6 OBIETTIVI

La presente tesi si pone come obiettivo quello di analizzare e discutere gli impatti derivanti dal disgelo del permafrost, causato dal surriscaldamento globale. Considerando, infatti, la vasta estensione del permafrost, gli importanti quantitativi di gas serra che può rilasciare e che, entro il 2050, circa 3,3 milioni di persone vivranno in territori in cui il permafrost si sarà completamente scongelato (Ramage et al., 2021), è chiaro che gli effetti dello scongelamento del permafrost sono tutt'altro che marginali e, proprio per questo motivo, si ritiene di fondamentale importanza un loro studio approfondito. In particolare, si è scelto di indagare le possibili conseguenze del disgelo del permafrost su diversi fronti:

- microbiotico;
- geomorfologico;
- idrologico;
- ecologico;
- infrastrutturale.

Successivamente, si andranno ad analizzare le possibili strategie di mitigazione e adattamento la cui implementazione riveste un ruolo cruciale per far fronte al fenomeno, facendo riferimento anche a *nature-based solutions*, ossia soluzioni fondate sulla gestione sostenibile della natura.

2. MATERIALI E METODI

2.1 MATERIALI

Questa tesi di laurea è il risultato di un'ampia ricerca fondata sull'analisi della letteratura scientifica internazionale e di report ufficiali. Le informazioni di carattere scientifico utili all'approfondimento del tema di ricerca sono state reperite mediante:

- ❖ articoli scientifici o capitoli di libri reperibili su piattaforme quali Scopus e Google Scholar (per esempio: Nature, P.N.A.S. (Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America), Journal of Geophysical Research, One Earth, Encyclopedia of Geology);
- ❖ report ufficiali pubblicati da organizzazioni internazionali come l'I.P.C.C. (Intergovernmental Panel on Climate Change o in italiano, Gruppo Intergovernativo sul Cambiamento Climatico);
- ❖ risorse web che si riferiscono ad agenzie governative quali l'Agenzia Spaziale Europea (E.S.A.), l'Amministrazione Nazionale per l'Oceano e l'Atmosfera statunitense (N.O.A.A.) e l'Amministrazione Nazionale per l'Aeronautica e lo Spazio statunitense (N.A.S.A.);
- ❖ risorse web che fanno riferimento a singole istituzioni come The Pleistocene Park;
- ❖ siti web ufficiali che raccolgono dati e statistiche come The World Counts;
- ❖ magazine online accademici come Il Bo Live dell'Università degli Studi di Padova.

2.2 METODOLOGIA DI RICERCA

Per condurre un'analisi e una ricerca accurata e completa, fornire dati precisi, grafici e proiezioni ufficiali sono state tratte informazioni da diverse fonti come articoli di riviste scientifiche e accademiche, report ufficiali, risorse web di agenzie governative intergovernative e altre risorse settoriali.

Per reperire articoli scientifici riguardanti il disgelo del permafrost, i suoi impatti e le possibili strategie di mitigazione e adattamento, sono state consultate piattaforme di ricerca come Scopus e Google Scholar, utilizzando parole chiave come “permafrost”, “*thawing permafrost*”, “*impact*”, “*microbes*”, “*mitigation*” e “*adaptation*”. Si sono ottenuti, allora, diversi risultati di ricerca dei quali si è fatta una selezione al fine di trovare gli articoli più idonei ad approfondire il tema in esame.

Le fonti sono state selezionate in base alla loro affidabilità, autorevolezza e attualità. Sono state presi in considerazione perlopiù articoli scientifici dell'ultima decade e report ufficiali provenienti da organizzazioni o istituzioni riconosciute. Tutte quelle le fonti di dubbia attendibilità o non aggiornate sono state escluse dalla ricerca.

Dopo aver raccolto le fonti e letto attentamente i vari articoli, report e risorse, si è fatta un'analisi critica degli stessi con lo scopo di estrarre i principali dati e le informazioni chiave utili a descrivere esaurientemente le specifiche tematiche trattate.

Si è prestata attenzione, inoltre, a citare la fonte da cui si sono tratte le informazioni all'interno del testo, riportando l'autore e la data di pubblicazione (tra parentesi), e nella bibliografia o sitografia alla fine dell'elaborato.

Al fine di illustrare quanto descritto nella tesi, sono state inserite anche diverse immagini o grafici tratte dagli articoli scientifici o report esaminati oppure prese dal web, correlandole con una breve didascalia e riportando la fonte (tra parentesi) di provenienza.

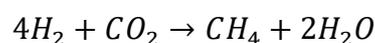
3. RISULTATI E DISCUSSIONE

3.1 IL RUOLO MICROBIOTICO NEL DISGELO DEL PERMAFROST

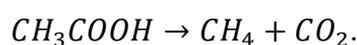
In questo paragrafo si andrà a trattare dal ruolo centrale giocato dai microrganismi nello scongelamento del permafrost.

Innanzitutto, è bene sapere che il permafrost ospita una vasta gamma di comunità microbiotiche (batteri, archei, cianobatteri, protisti, microalghe, virus, lieviti) che riescono a sopravvivere e prosperare per millenni in condizioni estreme: oligotrofia, stress idrico, periodi prolungati a radiazioni ionizzanti, elevata salinità e temperature rigide. Queste hanno indotto nei microrganismi una serie di meccanismi di adattamento. Ad esempio, per sopravvivere a temperature sottozero che limitano le funzioni cellulari, hanno sviluppato l'abilità di entrare in uno stato di latenza, portando al minimo l'attività metabolica e hanno iniziato a produrre enzimi capaci di rimanere attivi anche col freddo estremo e proteine antigelo che abbassano il punto di congelamento dell'acqua. Ciò li consente di svilupparsi e riprodursi a temperature molto basse che oscillano tra -17°C e $+10^{\circ}\text{C}$: per tale ragione sono detti criofili. Questi rappresentano l'unica forma di vita in grado di mantenersi vitale per ere geologiche e il recente disgelo del permafrost sta riattivando il loro metabolismo, permettendoli di degradare la sostanza organica presente nel permafrost. Tanto maggiore sarà la temperatura, tanto maggiore sarà la velocità di biodegradazione. Proprio per questo motivo c'è un grande interesse nel capire quali implicazioni ha il surriscaldamento globale e lo scongelamento del permafrost nei cicli biogeochimici come quelli del carbonio e dell'azoto (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022).

Tra i principali prodotti della biodegradazione della materia organica, si trovano metano (CH_4) ed anidride carbonica (CO_2), potenti gas serra. In particolare, il controllo del flusso di metano è gestito da microrganismi metanigeni che lo producono e da quelli metatrofici che, invece, riescono a ossidare tra il 20% e il 60% del CH_4 presente, consumandolo e riducendo le emissioni in atmosfera. Il metano, infatti, è il prodotto finale della degradazione anaerobica della biomassa operata dagli archeobatteri metanigeni che, generalmente, sono anaerobi obbligati, ossia vivono soltanto in assenza di ossigeno. Per questo motivo, la produzione di metano è favorita nelle pianure che, prive di un drenaggio efficiente, si allagano facilmente, come si vedrà in seguito, depauperando il terreno di ossigeno e instaurando così condizioni anaerobiche (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022). Come substrati, questi usano tipicamente diossido di carbonio e idrogeno molecolare (H_2) (idrogenotrofia) mediante reazioni chimiche quali:



oppure acido acetico (CH_3COOH) (acetotrofia):



In particolare, si è visto che i batteri acetotrofi riescono ad operare anche a temperature comprese tra -17°C e 5°C : ciò significa che il riscaldamento può indurre la biodegradazione della materia organica ancora prima che il permafrost si scongeli completamente (Graham et al., 2012).

Inoltre, se da un lato le condizioni anaerobiche sono necessarie per la produzione di metano, dall'altro possono ridurre il tasso di emissione dello stesso dato che, proprio in condizioni anaerobiche, nella degradazione della sostanza organica, accettori di elettroni come i nitrati sono preferiti ad altri come la CO_2 , riducendo allora l'emissione di metano (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022).

Oltre al grande contenuto di carbonio del permafrost, è bene evidenziare come questo contenga anche parecchio azoto organico anche se buona parte di questo non è degradabile dai microorganismi. Il ruolo giocato dall'azoto all'interno dell'ecosistema è di fondamentale importanza in quanto coinvolto da numerosi processi microbici quali la fissazione dell'azoto molecolare (N_2) in nitrati o azoto organico, l'ammonificazione (la conversione dell'azoto organico in ammoniaca (NH_3)), la nitrificazione (l'ossidazione dell'ammoniaca in nitriti (NO_2^-) e, poi, in nitrati (NO_3^-)) e la denitrificazione (la riduzione dei nitrati in nitriti e poi, dei nitriti in N_2). Con il disgelo del permafrost e l'incremento dell'attività metabolica dei batteri, questi processi biochimici s'intensificano aumentando la disponibilità dell'azoto inorganico. Inoltre, durante la nitrificazione e la denitrificazione, è possibile che venga prodotto anche protossido di azoto (N_2O), un gas serra il cui *Global Warming Potential* in un orizzonte temporale di 100 anni è pari a 298 (Myhre et al., 2013). Queste emissioni biogeniche si aggiungono a quelle dovute al rilascio di N_2O già presente nel sottosuolo e che si può smobilitare nel tempo (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022).

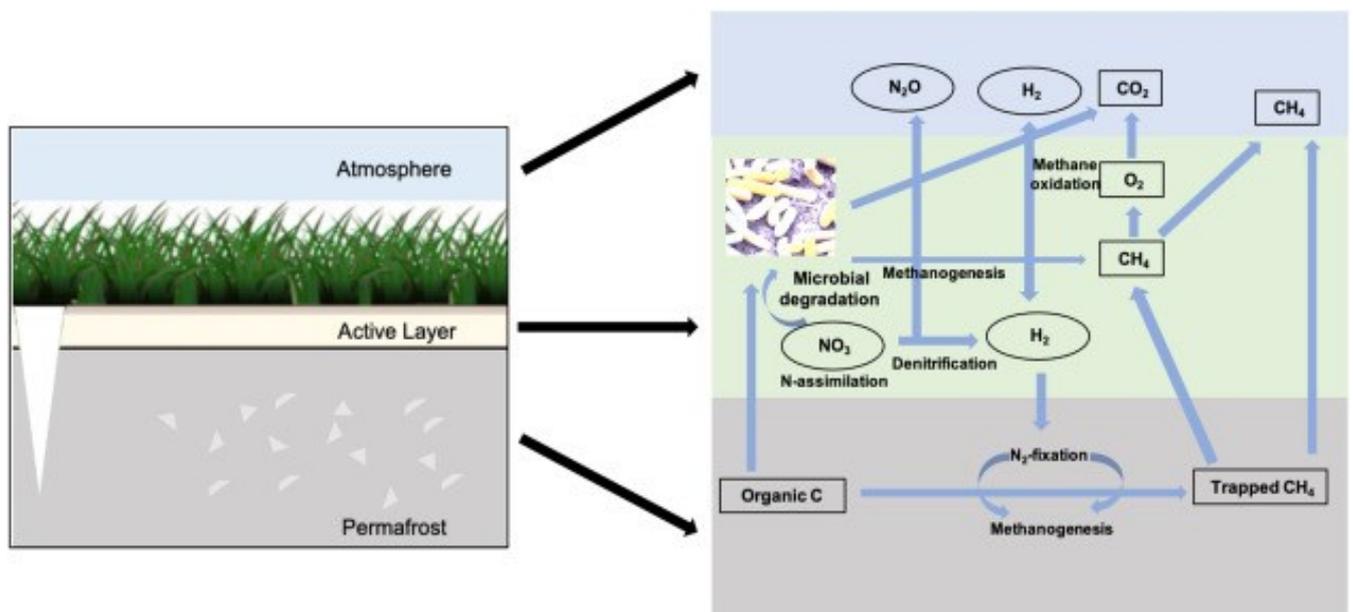


Fig.3.1.1 Trasformazione del carbonio e dell'azoto nel permafrost (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022)

3.2 PRESENZA DI AGENTI PATOGENI

Come già accennato nel paragrafo precedente, il permafrost e lo strato attivo ospitano una vasta popolazione microbica che riesce a sopravvivere ed entrare in uno stato dormiente anche a temperature sottozero. Con lo scongelamento del permafrost, i microrganismi iniziano a riattivare il proprio metabolismo e ciò costituisce una duplice minaccia. Da un lato, come già discusso, contribuiscono a decomporre la sostanza organica, producendo gas ad effetto serra, ma dall'altro, possono fungere da agenti patogeni per piante, animali ed esseri umani. Considerando che entro il 2050, circa 3,3 milioni di persone vivranno in territori in cui il permafrost si sarà completamente scongelato (Ramage et al., 2021), quest'ultimo aspetto potrebbe costituire un problema rilevante in termini epidemiologici e proprio su questo ci si concentrerà in questo paragrafo.

Tra i patogeni che riescono a mantenere uno stato quiescente nel permafrost e attivarsi e svilupparsi con l'aumento delle temperature, vi sono alcuni batteri come il *Bacillus anthracis*, responsabile dell'antrace, una malattia diffusa in tutto il mondo che colpisce gli animali selvatici e da allevamento, ma anche gli esseri umani. Nel 2016, nella penisola Jamal, in Siberia, il permafrost scongelandosi espose la carcassa di una renna morta 75 anni prima malata di antrace, rilasciando così le spore di *B. anthracis*, resistenti per lungo tempo alle condizioni gelide del terreno. Ciò causò la morte di un dodicenne e all'ospedalizzazione di almeno venti persone, a causa dell'ingestione delle spore (Christie, 2021). Epidemie di questo tipo spesso si originano proprio quando gli allevatori decidono di seppellire il bestiame malato di antrace dando così, inizio al processo appena spiegato. Una possibile soluzione di mitigazione al problema consiste nel vaccinare le renne dall'antrace in modo da renderle immuni, contrastando, allora, la diffusione del patogeno (Wu et al., 2022). In ogni caso è altamente improbabile che l'antrace possa provocare una pandemia, con il disgelo del permafrost perché, diversamente dal Covid-19, è diffusa dalle spore e non è contagiosa (Christie, 2021).

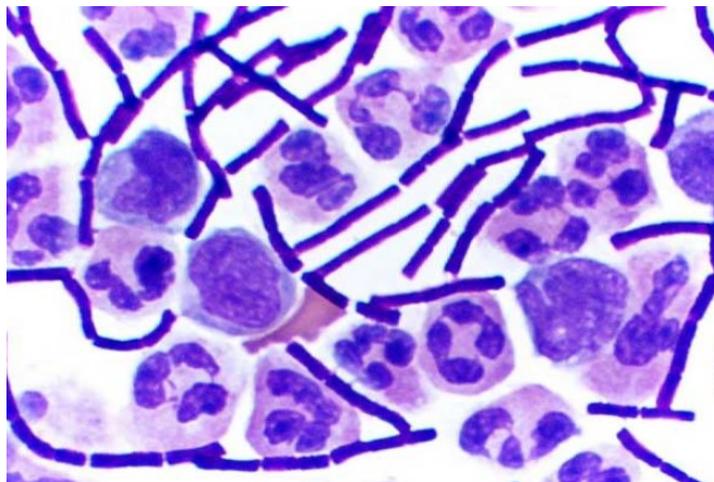


Fig.3.2.1 Il *Bacillus anthracis* al microscopio (<https://www.microbiologiaitalia.it/batteriologia/bacillus-anthraxis-scheda-batteriologica-ed-approfondimenti/>)

Anche i virus, al pari dei batteri, riescono a entrare in uno stato quiescente quando congelati per lunghi periodi, ma, poi, lo scongelamento ne potrebbe provocare la morte e solo alcune tipologie riescono a sopravvivere come i Nucleocyotoviricota, o grandi virus nucleo-citoplasmatici a DNA, grazie a un capsid multistrato di grandi dimensioni. Due esemplari di questi, il Pithovirus sibericum e il Mollivirus sibericum, sono stati isolati e rivitalizzati da un campione di permafrost siberiano di 30000 anni fa e, malgrado il passare di migliaia di anni, sono stati in grado di infettare una versione moderna del loro ospite. Ciononostante, questi non costituiscono minaccia per l'uomo o per gli animali in quanto i loro ospiti naturali sono protisti e alghe. Pertanto, non esiste ancora un'evidenza che i virus Nucleocyotoviricota possano infettare gli esseri umani (Christie, 2021; Wu et al., 2022).

Poi, anche per quanto riguarda i virus a RNA, invece, non esiste pericolo per umani ed animali perché l'RNA è meno stabile del DNA e, perciò, è più incline alla degradazione. Quindi, sebbene i virus a RNA possano preservarsi nel permafrost, il loro acido nucleico non è in grado e risulta, allora, improbabile alcuna forma di rischio di infezione per uomini ed animali (Wu et al., 2022).

Pertanto, se, come si è appena visto, animali e umani, sono esenti da infezioni di virus intrappolati nel permafrost, ciò potrebbe non essere vero per le specie vegetali. Sono stati rinvenuti dal ghiaccio, difatti, due virus che infettano le piante, l'aCFV e il Tobamovirus. Il primo è un virus a DNA di 700 anni fa che si è dimostrato capace di contagiare la *Nicotiana benthamiana*, una pianta analoga al tabacco, che è una versione moderna dell'ospite che era solito infettare in passato, ma questa si è rivelata asintomatica. Il secondo è, invece, a RNA, datato 140 000 anni fa, ma contrariamente alle tipologie di virus dello stesso tipo, è particolarmente stabile, riuscendo a sopravvivere anche ai raggi ultravioletti, ed è uno tra i virus più comuni, tanto da contagiare piante differenti, come il peperone, la lattuga, la barbabietola e il cetriolo. Tuttavia, non si sa ancora se sia in grado di infettare, dopo esser stato congelato per millenni, ma se fosse capace sarebbe un problema rilevante dato che conduce a una delle malattie più distruttive per le piante e, di conseguenza, a perdite del raccolto (Wu et al., 2022).

Un altro rischio per le specie vegetali è dato dai funghi presenti nel permafrost come il *Galerina paludosa* e la *Hyaloscypha*, il cui numero sta aumentando con lo scongelamento del permafrost. Essi permangono all'interno di quest'ultimo attaccati a resti vegetali e spesso originando piccole spore che sono incubate per lungo periodo nella criosfera. Alcuni di questi, infatti, sono stati isolati dal permafrost e ritenuti possibili patogeni per le piante (Wu et al., 2022).

In conclusione, si può affermare che gli unici patogeni che riescono a sopravvivere nel permafrost e che possono costituire una potenziale minaccia sono quelli che si riproducono mediante le spore come i funghi e il *B. anthracis*. Nei confronti dei batteri che producono spore, la principale linea di difesa che si dispone è data dagli antibiotici, ma è bene non commettere l'errore di assumere che siccome i

batteri sono permasi a lungo nel permafrost, allora non hanno sviluppato resistenza agli antibiotici. Sebbene l'antibiotico resistenza sia una delle minacce che affligge il mondo moderno, a causa dell'uso improprio degli antibiotici stessi, infatti, si sono scoperti e isolati alcuni batteri intrappolati per decine o centinaia di anni nel terreno in grado di resistere a più di diciotto antibiotici moderni (Christie, 2021).

In ogni caso, si può affermare che oltre ai suddetti batteri e funghi, non esiste alcun rischio significativo per la specie umana, anche se, come insegnato dalla recente pandemia di Sars-Cov-2, è bene essere sempre in allerta per la comparsa di eventuali microbi sconosciuti e/o con possibilità di salto di specie o spillover.

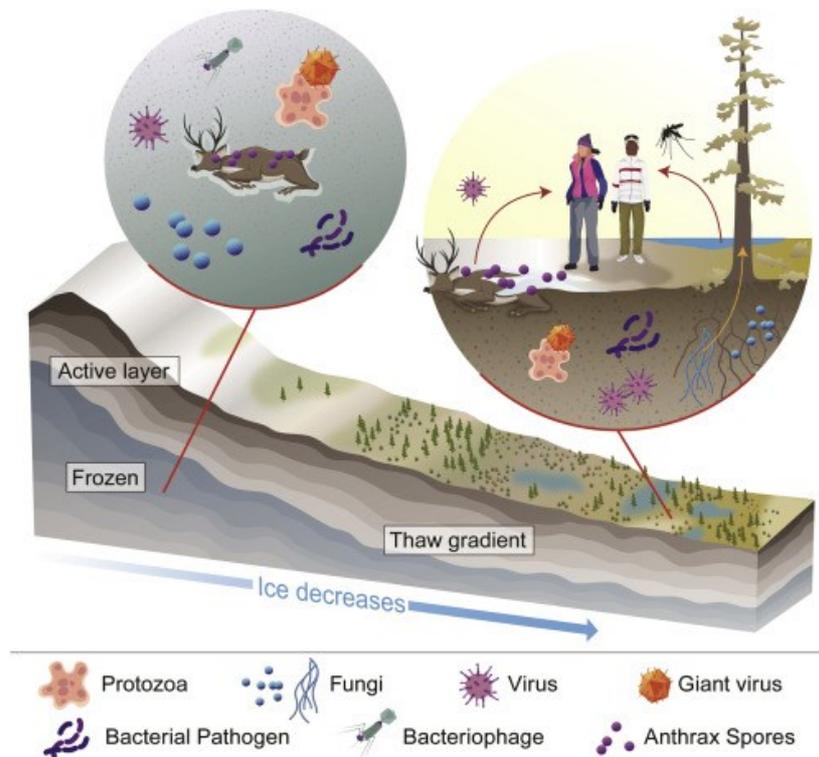


Fig.3.2.2 Agenti patogeni emergenti (Wu et al., 2022)

3.3 IMPATTO GEOMORFOLOGICO

In questo paragrafo si andrà a discutere su come il disgelo del permafrost possa portare grandi cambiamenti nella topografia e nella geomorfologia del territorio artico.

L'aumento della temperatura provoca la riduzione o la fusione repentina del contenuto di ghiaccio presente nel permafrost e ciò si traduce in un abbassamento della superficie del suolo e nel collasso del volume precedentemente occupato dal ghiaccio, dando spesso origine a dei veri e propri crateri (fig.3.3.1) e al cosiddetto fenomeno del termocarsismo che perdura fin tanto che è presente ghiaccio; infatti, senza di questo, la subsidenza non sussiste. Il terreno ceduto, allora, fa sì che l'acqua in superficie si incanali verso le aree di disgelo, degradando il permafrost attraverso il trasporto di calore

per avvezione (erosione termica) (Schuur and Mack, 2018). Il fenomeno è tipico delle zone in cui la distribuzione del permafrost è continua e il ghiaccio ha potuto accumularsi nel corso della storia, senza mai scongelarsi (Anisimov, 2017).

Nelle regioni montuose e negli altopiani, il termocarismo assume particolare rilevanza. Il collasso improvviso del terreno, infatti, libera acqua, terra, roccia e detriti vari, creando frane e smottamenti. Questa colata di materiale incoerente misto ad acqua (*debris flow*), rotolando lungo il pendio erode fisicamente sempre di più il suolo stesso, instaurando un processo a *feedback* positivo, finché non si riversa, quindi, in pianura dove questi materiali vengono trattenuti a meno che non finiscano in corsi d'acqua. In tal caso, i sedimenti possono continuare a scorrere e ad erodere il terreno, causando possibili inondazioni (Schuur and Mack, 2018).

È facile immaginare, poi, come l'intensità dell'avvenimento dipenda dal grado di inclinazione del terreno. Ad esempio, nei pendii più ripidi, il collasso del terreno produce effetti più devastanti e catastrofici, soprattutto nei mesi estivi quando le temperature sono più alte e dopo eventi di pioggia che promuovono lo slittamento dello strato superficiale del suolo lungo l'interfaccia di disgelo. Negli altopiani e nelle zone collinari con pendenza minore, invece, il flusso di detriti a valle è scarso e fatica a distaccarsi completamente, mentre il flusso idrico, caratterizzato da maggior mobilità, riesce, comunque, ad abbandonare l'area. In ogni caso, il fenomeno è incentivato dalla precipitazione, come già accennato, e da correnti d'aria calda che facilitano lo scioglimento del ghiaccio (Schuur and Mack, 2018).

a)



b)



Fig.3.3.1 Lungo 1,5 km e profondo fino a 100 metri, quello di Batagaika, nella Russia orientale è il più grande cratere al mondo causato dal disgelo del permafrost (a)(Google Earth Pro), (b)(Yuri Kozyrev, Noor, <https://www.swissinfo.ch/ita/economia/permafrost-alpi-svizzera-emissioni-frane/46126156>)

Anche le pianure sono sottoposte al brusco disgelo del permafrost, ma in maniera differente rispetto a quanto appena trattato dato che l'acqua e i materiali erosi rimangono già dove sono, vista l'assenza di pendenze significative. Il fenomeno, in questo caso, si può suddividere grosso modo in due macro-tipologie: termocarsismo da zone umide e lacustre (Schuur and Mack, 2018).

Nelle zone umide la degradazione del permafrost avviene, di solito, con lo sviluppo di incendi che riscaldano lo strato organico superficiale, con l'aumento della temperatura dell'aria e della neve o ancora con l'erosione termica e fisica dell'acqua. La falda freatica è limitata inferiormente da materiale a bassa permeabilità idraulica che sfavorisce il passaggio d'acqua e promuovendo così lo sviluppo di zone umide (Schuur and Mack, 2018).

L'altra tipologia di termocarsismo si ha quando il collasso e la subsidenza del terreno ha generato delle concavità tali da poter ospitare acqua proveniente da zone a maggior pendenza, come quella derivante dal disgelo delle zone collinari. Inizialmente, a originarsi sono piccoli specchi d'acqua, ma, poi, col tempo e con il disgelo di ulteriore ghiaccio e permafrost lungo le sponde e sotto il corpo idrico, si allargano fino a diventare veri e propri laghi di profondità che va dai 1-3 m fino a 10-20 m o più, a seconda della quantità di ghiaccio che si fonde e di acqua che si accumula (Anisimov, 2017). Tale processo è incentivato anche dal processo a retroazione positiva che si viene a creare a causa del minor effetto albedo dell'acqua rispetto alla situazione precedente: minor riflettenza implica un maggior assorbimento di energia termica che favorisce ulteriore fusione del ghiaccio e così via. Infine, se il lago, attraverso l'erosione delle sponde, si espande talmente tanto da connettersi a fiumi e torrenti, può drenarsi e asciugarsi repentinamente. Una volta che questo accade, progressivamente vengono ripristinati gli strati organici del sottosuolo e l'isolamento della superficie può promuovere la riformazione del permafrost. Nelle zone in cui la distribuzione del permafrost è continua, si stanno registrando sempre più casi di questo fenomeno mentre dove è discontinua o sporadica, vi è un decremento (Schuur and Mack, 2018).



Fig.3.3.2 Laghi termocarsici nella baia di Hudson, Canada (Steve Jurvetson, <https://www.flickr.com/photos/44124348109@N01/2661598702>)

Un ulteriore impatto del disgelo sulla morfologia del territorio e sul paesaggio è dato dall'erosione costiera. Si stima che ogni anno, nelle coste artiche della Russia, 30 km² di terra vengano persi a causa dell'erosione. Quest'ultima è controllata dall'azione delle onde, delle tempeste e, per l'appunto, dal regime termico del terreno e dalle masse di ghiaccio congelato al suo interno lungo la costa che si stanno fondendo. La media di erosione costiera nell'intera regione artica è di 0,5 m all'anno, mentre in Russia il tasso è molto più alto, maggiore di Canada, Alaska e Groenlandia. Nel trentennio 1979-2010, infatti, in Russia, il tasso medio del ritiro costiero è stato di circa 1,7 m all'anno, con un massimo di 3,3 m/y e con una intensità maggiore tra il 2007 e il 2010. In particolare, nella sola penisola di Jugor, sulla costa settentrionale della Russia europea si è arrivati a perdere fino 13 m all'anno, in media. Nel triennio 2009-2012, il tasso medio di erosione costiera è salito a 2,6 m/y. Si ritiene che questi valori particolarmente alti sia dovuti in parte anche all'assenza di ghiaccio nel mare di Barents e, alla conseguente, maggiore azione delle onde. Al contrario, nel mare di Laptev, il tasso di ritiro medio della costa si aggira intorno a 0,7 m/y, di molto inferiore rispetto al caso precedente ed è dovuto alle particolari condizioni topografiche locali che limitano lo sviluppo delle onde (Anisimov, 2017).



Fig.3.3.3 Mappa del tasso di erosione costiera nel Circolo Polare Artico (Anisimov, 2017)

Tutto ciò sta già rovinando e danneggiando gli stabilimenti e le infrastrutture portuali come i fari e i depositi di combustibile. Oltre ai fattori prettamente climatici, l'erosione costiera è governata anche dall'attività umana. Basti pensare a quanto sta accadendo nel giacimento petrolifero di Varandei, nella penisola di Jamal nella Siberia nordoccidentale, dove lo scavo e la rimozione di sedimenti litorali, insieme alla degradazione della vegetazione, ha raddoppiato la velocità di erosione costiera rispetto ad un ambiente naturale, diminuendo lo spessore dello strato attivo (Anisimov, 2017).



Fig.3.3.4 Un blocco di permafrost appena franato in mare nella costa settentrionale dell'Alaska (Benjamin Jones, USGS, <https://www.chpdb.it/2022/03/12/la-fusione-del-permafrost-rischia-di-liberare-antiche-malattie>)

3.4 IMPATTO IDROLOGICO

Come già accennato, lo scongelamento del permafrost ha impatti rilevanti anche sull'idrologia del territorio e, dunque, sul movimento e sulla distribuzione delle masse d'acqua, influenzando sensibilmente i flussi idrici sia a livello superficiale che subsuperficiale.

Innanzitutto, è fondamentale sapere che il terreno congelato del permafrost si comporta come un acquitrando, ossia come una barriera impermeabile che impedisce la filtrazione e promuove il flusso idrico più in superficie nello strato attivo che così funge da acquifero freatico. A decidere, poi, dove di preciso questo flusso subsuperficiale s'instaura verticalmente è il *permafrost table* che modifica continuamente la propria posizione con i cicli stagionali: in estate, si troverà più in profondità mentre in inverno meno. Perciò, il fronte di disgelo è una variabile importante da tenere in considerazione. Bisogna, però, tenere a mente che il permafrost non è un acquitrando sempre impenetrabile ovunque, ma, in condizioni insature e se il suolo è solo in parte congelato, si possono generare dei flussi idrici attraverso delle macro-porosità del terreno per un breve periodo di tempo finché l'acqua non si congela. Inoltre, l'infiltrazione può essere rallentata o inibita dal potenziale matriciale dell'acqua che genera un fenomeno di criosuzione che aspira l'acqua verso l'alto, verso zone congelate, solidificandola (Walvoord and Kurylyk, 2016).

È molto probabile, però, che questa situazione appena descritta, in cui viene favorito prevalentemente il flusso idrico in superficie piuttosto che quello in profondità potrebbe presto cambiare, invertendosi.

Molto del ghiaccio presente nel permafrost è destinato a fondersi e si avrà così un nuovo input nei flussi idrici subsuperficiali, ma questo sarà transitorio e non significativo e perciò, risulta improbabile che possa dimostrarsi un effetto dominante su scala di bacino. Ciò che, invece, avrà sicuramente un impatto più ampio è la modifica del setup e della struttura idrogeologica del sottosuolo. Il terreno, infatti, scongelandosi, diventa meno impetrabile all'acqua e, di conseguenza, si possono formare nuove soluzioni e direzioni di drenaggio, sia verticalmente che lateralmente, prima "bloccate" dall'alto grado di congelamento del terreno. Per comprendere meglio, si prenda in considerazione un *talik* chiuso: se la temperatura aumenta, come si sta riscontrando ultimamente, e il terreno inizia a scongelarsi, è facile che questo progressivamente s'allarghi sempre di più fino a diventare aperto, connettendo così due zone non congelate e instaurando un nuovo flusso idrico subsuperficiale detto *intra-permafrost* (entro il *talik*), oltre che quelli sopra e sotto il permafrost (rispettivamente *suprapermafrost* e *subpermafrost*). I flussi idrici di questo tipo che, come precedentemente accennato, era soliti essere di breve durata, ora, potrebbero durare maggiormente se non diventare permanenti. Una possibile conseguenza del fenomeno riguarda i corpi idrici superficiali situati sopra il *talik* che andrebbero a ridursi a causa della perdita, generata dal nuovo flusso idrico. Al contrario, maggiori portate subsuperficiali possono andare a sfociare e immagazzinarsi in altri laghi o fiumi che così espanderebbero il loro quantitativo d'acqua. Pertanto, la riduzione e il cambiamento nella distribuzione del permafrost nel suolo porta a una progressiva transizione dominata da un flusso idrico superficiale a uno più subsuperficiale, non solo a scala locale, regionale, ma su tutto il circolo polare Artico. Ora, sebbene vi siano state evidenze dirette e indirette nei cambiamenti nell'idrologia dovuti al disgelo del permafrost nelle regioni più settentrionali, a causa della disomogeneità geologica del territorio, della continua variazione del *permafrost table*, dei gradienti idraulici e delle variabili climatiche quali l'altezza di pioggia, l'evapotraspirazione, la neve e la temperatura dell'aria, è complicato fare delle previsioni a riguardo (Walvoord and Kurylyk, 2016).

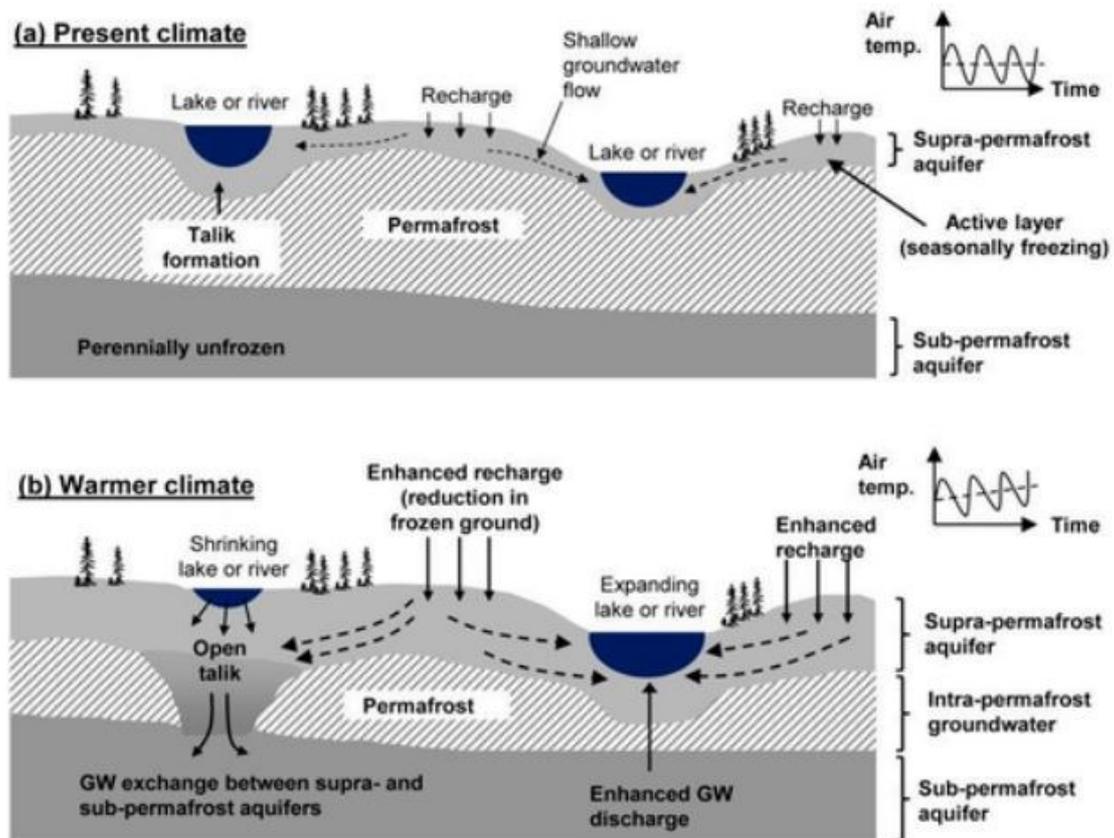


Fig.3.4.1 Confronto del setup idrogeologico tra il clima presente (a) e uno più caldo (b) (Walvoord and Kurylyk, 2016)
 Un aumento nei volumi dei flussi idrici subsuperficiali potrebbe causare un ispessimento dei cosiddetti *aufeis*, ossia strati di ghiaccio che si accumulano lungo fiumi e torrenti in seguito all'immissione delle portate subsuperficiali quando le temperature scendono sotto lo 0°C. Tale fenomeno, però, potrebbe essere contrastato dall'aumento delle temperature che sfavorisce la solidificazione dell'acqua. Al momento, però, non si avverte nessun cambiamento sostanziale nel loro spessore (Walvoord and Kurylyk, 2016).



Fig.3.4.2 *Aufeis* in un fiume artico nel nord-est del Canada (Dr. Peter Schmidt, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Aufeis_in_arctic_river_landscape.JPG)

3.5 IMPATTO ECOLOGICO

In questo paragrafo, si andrà a discutere come il disgelo del permafrost possa incidere anche a livello ecologico. La presenza del permafrost, infatti, è molto importante per gli ecosistemi delle regioni fredde che sono caratterizzati da una sorta di “simbiosi” tra la vegetazione, lo strato attivo e il permafrost. Da una parte, il terreno congelato, per esempio, limita l’inabissamento delle radici delle piante e favorisce l’accumulo di acqua disponibile per le piante, dall’altra la copertura fogliare intercettando la radiazione solare, in estate, e la neve, in inverno, contribuisce al raffreddamento del terreno (Jin et al., 2021).

Con il surriscaldamento del pianeta e il degrado del permafrost, gli impatti geomorfologici e idrologici appena trattati stanno andando a influenzare la disponibilità dei nutrienti e la modifica della composizione e la distribuzione delle diverse specie vegetali. Ad esempio, il passaggio da un’idrologia più di superficie a una più subsuperficiale, come visto nel precedente paragrafo, rischia di far soffrire gli ecosistemi che dispongono, così, di meno riserve d’acqua a livello superficiale (Jin et al., 2021).

Inoltre, la degradazione del permafrost sta inducendo la successione ecologica (la modifica della comunità vegetale in termini di biomassa, produttività e composizione in risposta a forzanti ambientali come il clima) primaria (si verifica in un territorio vergine, precedentemente non colonizzato) o secondaria (si origina in un’area dove la vegetazione è stata rimpiazzata da un’altra tipologia o è stata rimossa da un disturbo esterno) (Schuur and Mack, 2018). La prima si sta verificando nelle zone in pendenza, come i versanti di montagne e colline. Qui, il collasso del terreno ha originato profondi avvallamenti dove si è formato terreno arido, privo di vegetazione che, successivamente, è iniziato a essere colonizzate da graminacee. Poi, nell’arco di un centinaio di anni, queste depressioni iniziano a essere popolati da erbe, arbusti e piante briofite (fig.3.5.1.B), similmente a quanto sta succedendo nella tundra dell’Alaska e in quella artica dove l’estensione dei grandi arbusti è aumentata del 86% tra il 1952 e il 2015. Nelle alture, invece, l’inspessimento dello strato attivo porta al passaggio da prati alpini a steppe e, in secondo momento, a deserti alpini come sta si sta verificando nell’altopiano del Tibet (fig.3.5.1.C) (Jin et al., 2021). In pianura, infine, il termocarsismo genera depressioni e laghi, favorendo la successione ecologica secondaria con la transizione da ecosistemi terrestri a quelli acquatici, con il passaggio da specie terrestri a bassa produttività a muschi acquatici ad alta produttività che trasformano l’ambiente in un pozzo di carbonio (*carbon sink*) (Schuur and Mack, 2018). Il termocarsismo, oltre a ciò, rende il terreno instabile e, di conseguenza, gli alberi iniziano a inclinarsi secondo direzioni irregolari, diventando, così, storti (*drunken trees*) (fig.3.5.1.A-3.5.2). Questo fenomeno è tipico dei suoli argillosi e fangosi dove il *permafrost table* è poco profondo (Jin et al., 2021). Le cosiddette *drunken forests* si stanno espandendo nell’Eurasia del

nord, in Canada, ma anche in Alaska dove occupano fra il 7% e l'8% delle terre nella fascia medio boreale (Howard, 2014).

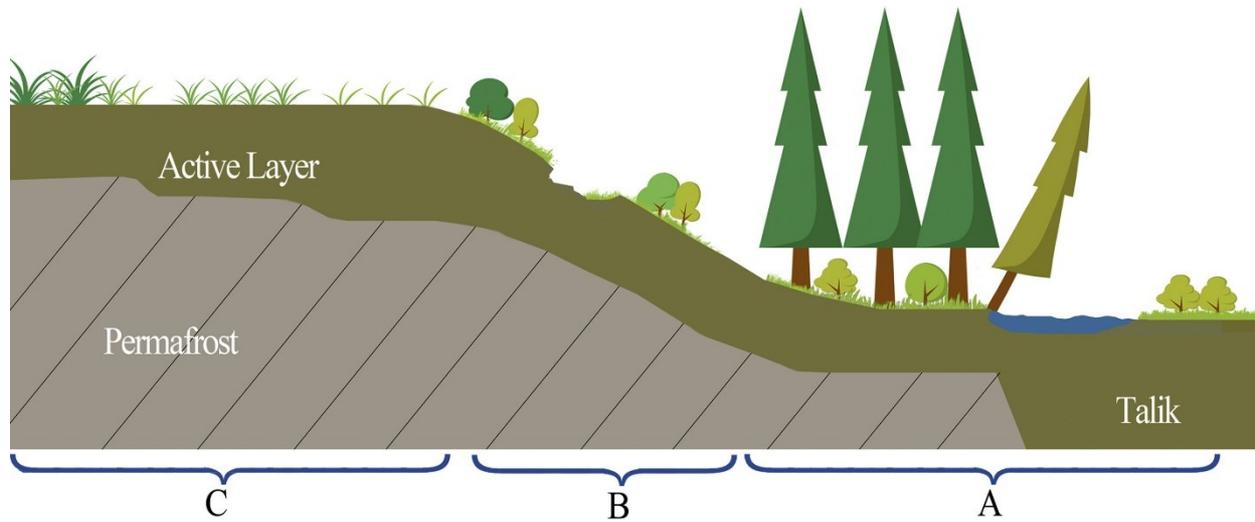


Fig.3.5.1 *Impatto del disgelo del permafrost sulla vegetazione* (Jin et al., 2021)



Fig.3.5.2 *Un esempio di drunken forest di abeti rossi* (Howard, 2014)

La degradazione del permafrost influenza anche la produttività delle piante e la biomassa, aumentando la disponibilità dei nutrienti. Nelle regioni fredde, infatti, l'accesso di nutrienti nel suolo alle piante è limitato a causa della difficoltà nella degradazione sfavorita dalle temperature rigide, soprattutto in inverno quando lo strato attivo si ghiaccia a differenza di quanto succede in estate. Con il degrado del permafrost e l'ispessimento dello strato attivo, la materia organica inizia a decomporsi e a liberare diversi nutrienti. Si stima, ad esempio, che il permafrost possenga un contenuto di azoto fino a quaranta volte tanto quello dello strato attivo, che con il suo degrado inizierebbe a liberare gradualmente e l'aumento della sua disponibilità può aumentare del 20% la produttività netta delle piante (Jin et al., 2021). L'azoto, infatti, è probabilmente l'elemento limitante in questi ecosistemi,

malgrado la sua larga presenza nello strato attivo e nel permafrost (Schuur and Mack, 2018), e, di conseguenza lo sviluppo cellulare è proporzionale proprio alla sua quantità nell'ambiente, secondo la nota legge di Liebig. L'aumento della produttività delle piante conduce le stesse a incorporare maggiore anidride carbonica e a trasferire composti organici al terreno attraverso le radici. Questi composti forniscono carbonio e azoto facilmente degradabili ai microorganismi che li preferiscono rispetto alla sostanza organica più complessa da decomporre. Questi meccanismi appena descritti permettono di ridurre complessivamente le emissioni nette di metano ed anidride carbonica attraverso una retroazione negativa, andando dunque a stabilizzare il segnale in ingresso. Malgrado ciò, c'è uno sbilanciamento nel tasso di emissione del carbonio rilasciato dal permafrost che è maggiore dell'effetto stabilizzante indotto dall'azoto, pur con l'aumento della quantità di vegetazione dovuta allo scongelamento del suolo (Ottoni, De Oliveira and Passarini, 2022).

Un altro fattore che ha forti impatti sulla vegetazione e sulle successioni ecologiche, oltre che sulle emissioni di carbonio in atmosfera è dato dagli incendi boschivi che con un clima sempre più caldo e con l'intervento antropico sono in aumento. La loro frequenza e le aree da esse bruciate sono, infatti, più alte adesso rispetto agli ultimi 10 000 anni. Per rendersi conto della gravità della situazione, è sufficiente pensare che, tra il 1997 e il 2011, nelle aree boreali, circa 8 milioni di ettari di terreno che corrispondono, per farsi un'idea, all'intera Repubblica Ceca, sono state bruciate annualmente (Schuur and Mack, 2018). L'effetto che un incendio produce su un territorio dipende se il terreno è umido o secco. Nel primo caso, essi influiscono solo in minima parte sul permafrost, limitandosi a bruciare gli alberi e la vegetazione in superficie. Nella seconda prospettiva, invece, gli incendi esercitano possono andare a modificare le dinamiche idrologiche, i processi biogeochimici e la pedogenesi e ciò può tradursi in una degradazione irreversibile del permafrost, repentine emissioni di anidride carbonica e successioni vegetali. Devono essere condotti ancora, però, molti studi e simulazioni numeriche a riguardo al fine di dare una valutazione quantitativa del fenomeno più accurata e migliore risposte nella gestione e nel controllo degli incendi (Jin et al., 2021).

3.6 IMPATTO SU EDIFICI E INFRASTRUTTURE

In questo paragrafo, si andrà a discutere degli effetti del cambiamento climatico e del disgelo del permafrost sugli edifici e le varie tipologie di infrastrutture.

Innanzitutto, si prende in considerazione le conseguenze del *global warming* sulle strade di ghiaccio. Quest'ultime non sono altro che dei percorsi temporanei che vengono creati sulla superficie dei fiumi, dei laghi o di altri corpi idrici superficiali congelati durante i mesi invernali e che permettono di connettere le parti più remote delle regioni artiche con l'entroterra. Queste strade si formano quando l'acqua si congela abbastanza da creare uno strato di ghiaccio abbastanza spesso e resistente da

supportare il peso e il passaggio di veicoli o slitte trainate da cani. Questi percorsi rivestono un ruolo primario nel settore della viabilità poiché offrono una valida alternativa, seppur momentanea per il trasporto terrestre, consentendo alle persone e alle merci di spostarsi tra le aree remote durante l'inverno, dato che le strade tradizionali possono diventare impraticabili o addirittura inaccessibili a causa della neve o del terreno ghiacciato. Le strade di ghiaccio invernali non coinvolgono, però, solo piccoli paesi, ma anche grandi città come Yakutsk, capitale della Jacuzia, in Russia, popolata da 300 migliaia di abitanti. Essa è collocata nella riva destra del fiume Lena e le principali linee ferroviarie che connettono la regione con il resto dello Stato sono a circa 400 km di distanza a sud nella riva opposta del fiume. L'unica possibilità di comunicazione, dunque, è data dai grandi camion che percorrono le strade di ghiaccio del Lena (fig.3.6.1).



Fig.3.6.1 *Camion su strada di ghiaccio sul fiume Lena congelato* (<https://www.alamy.it/camion-su-una-strada-di-ghiaccio-sul-fiume-lena-congelato-road-of-bones-sakha-republic-yakutia-russia-image435489397.html>)

Con l'aumento della temperatura media globale che colpisce in maniera particolare le zone ad alte latitudini, la durata del periodo in cui i fiumi ghiacciano sta diminuendo di 12 giorni ogni 100 dagli anni '70, riducendo, quindi, l'operatività delle strade di ghiaccio e, di conseguenza, ostacolando l'accesso a molti centri abitati. Il problema non si pone, invece, in Alaska e nel Canada Settentrionale poiché sono coperti d'ampia rete di linee aeree mentre in Russia, questo sistema non è ancora stato sviluppato. Nella Federazione Russa, le regioni più colpite dal fenomeno sono quelle più industrializzate della Siberia Occidentale e altre regioni rilevanti economicamente come Nojabr'sk, Novyj Urengoj e Nadym. Si stima che entro il 2050 l'accessibilità ai paesi più remoti servita dalle strade di ghiaccio ridurrà del 13% e l'area in cui l'operabilità delle medesime è vitale per l'economia diminuirà di un milione di km². Tuttavia, nella regione della Yacuzia è stato riscontrato un aumento della viabilità delle strade di ghiaccio: tra il 1970 e 2000, si è registrato un aumento di 10-11 giorni di disponibilità di queste strade.

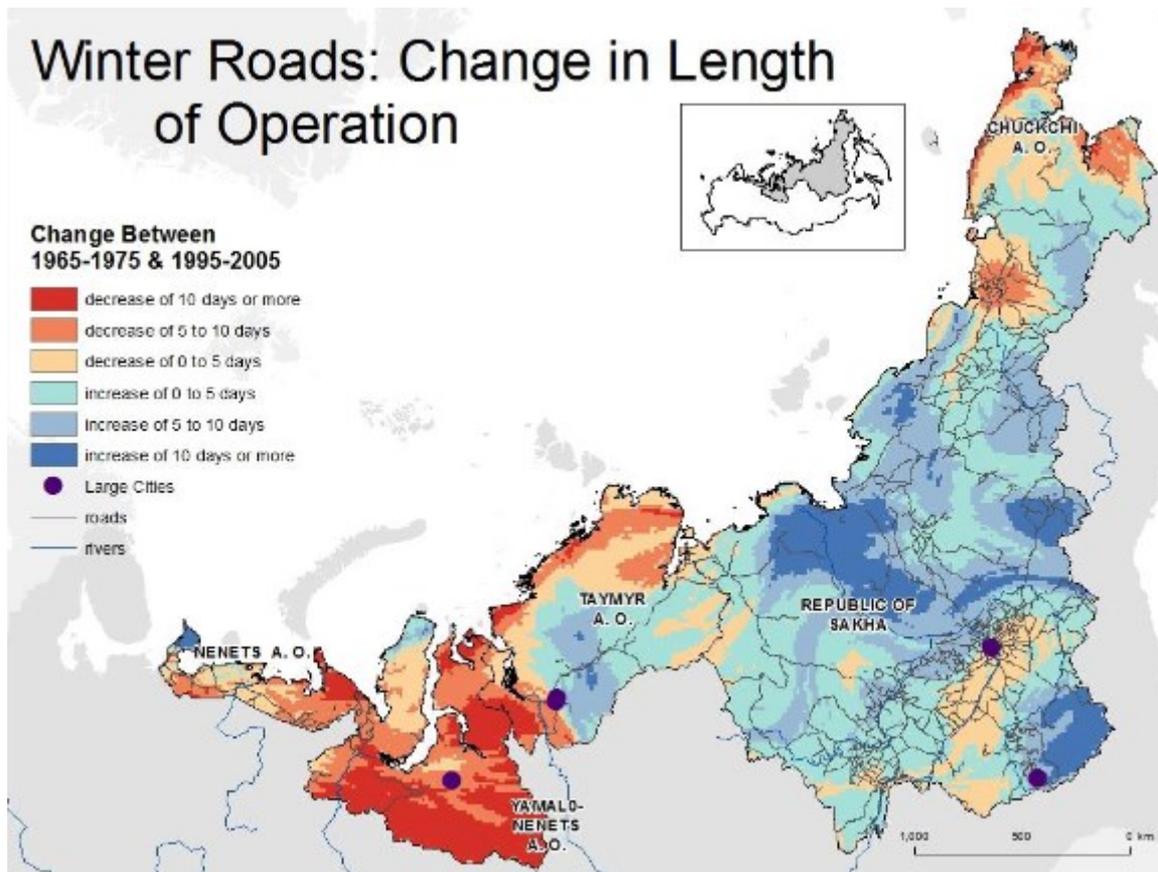


Fig.3.6.2 Zone interessate da una modifica dell'accessibilità delle strade di ghiaccio (Anisimov, 2017)

Le conseguenze sociali del fenomeno possono essere valutate tenendo in considerazione il numero di stabilimenti e le persone nell'aree soggette al fenomeno. Il 47% degli stabilimenti di queste zone che sono abitate da 987 600 persone, ossia il 75% della popolazione totale russa delle regioni caratterizzate dalla presenza di permafrost, è andata incontro a qualche giorno in meno di operatività delle strade invernali mentre il restante 53% degli stabilimenti che conta 339 800 abitanti, cioè il 25% della popolazione che abita in quelle regioni, ha, al contrario, riscontrato un aumento degli stessi. Confrontando le due situazioni è chiaro che, malgrado le zone soggette a disagi dovuti alla mancata viabilità delle strade di ghiaccio siano leggermente inferiori rispetto a quelle più avvantaggiate, le prime hanno un 50% in più di popolazione e, pertanto, sono più sensibili dal punto di vista sociale; infatti, l'accessibilità delle strade invernali tende a influenzare di più le grandi popolazioni piuttosto che i pochi abitanti che vivono in regioni specifiche (Anisimov, 2017).

Oltre a ciò, è bene tenere in considerazione anche alle conseguenze che il disgelo del permafrost può avere sulle altre tipologie di infrastrutture, edifici ed abitazioni che possono venire danneggiate o addirittura sgretolarsi e crollare. Si stima approssimativamente che i costi di manutenzione e di riparazione dei circa 12 000 edifici, 40 000 km di strade e 9 500 km di condutture costruiti sul permafrost in tutto il mondo potrebbero ammontare a 30 miliardi di euro entro il 2060. A pagarne le conseguenze maggiori sarà la Federazione Russa; infatti, alcune città russe come Norilsk vedono l'80% dei propri edifici danneggiati a causa dello scongelamento del permafrost (McGwin, 2022).

Un altro esempio che aggrava la situazione russa riguarda i 71 000 km di gasdotti che attraversano regioni occupate da permafrost, ossia poco più del 20% dei 350 000 chilometri totali. Con lo scongelamento del permafrost, infatti, i tubi sono soggetti a danni e deformazioni a cui consegue un incremento dei costi di manutenzione: vengono spesi circa 55 miliardi di rubli, ossia all'incirca 566 milioni di euro, annualmente solo per questo. Una mancata riparazione di tutte le infrastrutture utili alle aziende operanti nel settore del gas naturale può comportare gravi conseguenze: si stima che il 23% degli incidenti totali avvenuti in questo contesto sono attribuibili allo scongelamento del permafrost (Anisimov, 2017). È bene sottolineare che anche altre nazioni del pianeta saranno colpite da questa situazione come Alaska e Canada il cui territorio è costituito, rispettivamente, per i tre quarti e per metà, da permafrost (McGwin, 2022), ma sono molto meno popolate rispetto alla Russia, dove 5,4 milioni di persone (il 4% circa della popolazione russa) vive nelle regioni in cui è presente il permafrost (Streletskiy et al., 2019). Ciò non significa che i costi di manutenzione per questi Paesi non ammontino già a milioni di euro. Ad esempio, i danni al *Trans-Alaska Pipeline System* (T.A.P.S.), un importante oleodotto che attraversa l'Alaska, hanno provocato la fuoriuscita di quasi 1,6 milioni di litri di petrolio e sono costati 45 milioni di euro (McGwin, 2022).



Fig.3.6.3 Edificio abbandonato in seguito al disgregamento delle fondamenta a Norilsk, in Russia (Alec Luhn, <https://polarjournal.ch/en/2022/01/20/thawing-permafrost-is-undermining-arctic-infrastructure>)

Particolare preoccupazione riguarda i possibili danni alle abitazioni russe; difatti, la maggior parte di esse furono costruite tra gli anni '60 e '70, durante il boom del settore edilizio nell'ex-Unione Sovietica, e chiaramente non si era preso in considerazione gli effetti del cambiamento climatico nella loro progettazione (Anisimov, 2017).

Le due maggiori cause associate all'instabilità degli edifici in seguito al disgelo del permafrost sono la subsidenza del suolo e la diminuzione della capacità portante del terreno o portanza. La prima è legata alla fusione del ghiaccio distribuito eterogeneamente nel permafrost e dalla contemporanea consolidazione dei sedimenti a seguito del graduale inspessimento dello strato attivo. Questo fenomeno non è pericoloso solo per gli edifici, ma anche infrastrutture importanti quali ferrovie e strade e, di conseguenza, la viabilità e l'accessibilità ai centri cittadini via terra ne risentirà ancora negativamente. La seconda dipende dalle caratteristiche proprie del permafrost. Il riscaldamento di quest'ultimo e l'aumento dello spessore dello strato attivo possono ridurre l'abilità delle fondazioni a sorreggere strutture e edifici, causando deformazioni e, infine, al cedimento strutturale (Streletskiy et al., 2019). Gli edifici, difatti, sono sostenuti da pali di fondazione ancorati nel terreno congelato e, con l'aumento delle temperature, la portanza di questi, in Russia, è scemata in media del 17% e in alcune località fino anche del 45% dagli anni '70 (Anisimov, 2017).

Si riporta in figura, ora, l'andamento nella capacità portante negli anni in Siberia tra gli anni '70 e gli anni 2000.

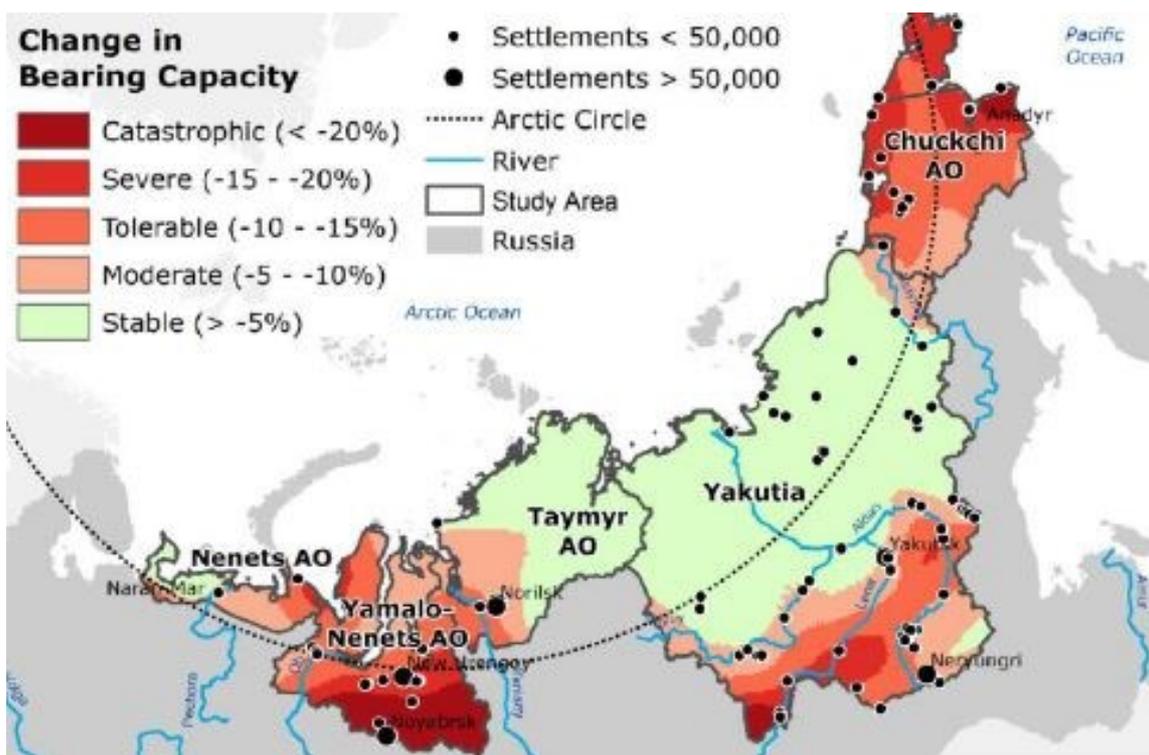


Fig.3.6.4 Modifica della capacità portante tra il 1970 e il 2000 in Russia (Anisimov, 2017)

La figura mostra come, in Siberia, tra gli anni '70 e gli anni 2000, vi sia stato un generale decremento della capacità portante del terreno. In particolare, le diminuzioni più rilevanti si sono verificate nella regione di Jamalo-Nenec e nel nord-est della Čukotka, dove si sono raggiunti livelli catastrofici (decremento della capacità portante di oltre il 20%). Queste zone, infatti, sono state interessate dalla maggiore temperatura annua media dell'aria negli anni 2000 in Siberia, con un aumento della temperatura media di oltre 1°C tra il 1970 e il 2000 (Anisimov, 2017).

Infine, è bene tenere in considerazione anche i danni alle vie di comunicazione e, quindi, a strade, ferrovie e piste di atterraggio per aeroplani, come già accennato in precedenza. Per rendersi conto della gravità della situazione, si può pensare al deraglio ferroviario accaduto nel 1962 presso la linea Yakeshi-Mangui, nella regione della Mongolia Interna, in Cina, dove nell'arco di cinque ore si è registrata una subsidenza del terreno di 1,4 m. Un altro dato sconcertante riguarda le strade esistenti nell'altopiano del Tibet prima della costruzione della linea ferroviaria del Qinghai-Tibet che per il 30% risultavano danneggiate. Si cerca di capire, ora, quali siano i fattori, oltre all'incremento delle temperature e degli eventi precipitativi estremi dovuti al surriscaldamento globale, che provocano il disgelo del permafrost e il conseguente degrado di queste infrastrutture. Uno fra tutti è sicuramente il ridotto effetto albedo dei materiali che rivestono i manti stradali come l'asfalto che, di conseguenza, assorbono maggiore calore come si è riscontrato nell'autostrada del Tibet, ad esempio, dove si è registrato un abbassamento del permafrost *table* di 1,67 m in media, tra il 1995 e il 2007. Un altro fattore, invece, è legato all'accumulo di neve che si può verificare facilmente nei pendii del terrapieno su cui è costruita la strada. L'ispessimento dello strato di neve, difatti, tende a favorire l'isolamento del termico del terreno che, pertanto, fatica a rilasciare calore nei mesi invernali, riscaldandosi. Oltre alla neve, anche l'acqua può accumularsi e ristagnare a causa della scarsa conducibilità idraulica dell'asfalto e ciò può costituire un problema dato che la presenza d'acqua favorisce la propagazione di calore verso il permafrost per avvezione termica. Infine, bisogna considerare che durante la realizzazione del rilevato vengono alterate le caratteristiche del suolo e del territorio. Ad esempio, comprimendo o rimuovendo in parte lo strato organico superficiale, si riduce la sua capacità di regolare la temperatura del suolo mediante la sua conducibilità termica variabile (alta quando è congelato, bassa altrimenti). Anche la rimozione di alberi e arbusti può innalzare le temperature del terreno, non essendoci più l'ombra proiettata dai medesimi (Doré, Niu and Brooks, 2016).



Fig.3.6.3 Una strada deformata dal disgelo del permafrost in Alaska
(https://www.regioneambiente.it/permafrost_riscaldamento_livello_globale)

3.7 METODI DI MITIGAZIONE E ADATTAMENTO PER LE INFRASTRUTTURE

Visti i danni e le deformazioni alle infrastrutture causate dal degrado del permafrost, sin dagli anni '60, Alaska e, più recentemente da Russia, Cina e Canada hanno intrapreso e stanno supportando programmi per lo sviluppo di diverse tecniche e strategie di contenimento e mitigazione del fenomeno. Ogni metodologia si basa su un principio differente: limitare il trasferimento di calore al permafrost sotto il terrapieno, ottimizzare l'estrazione di calore e aumentare la resistenza strutturale del permafrost per farlo resistere al degrado del permafrost.

Si parte andando a discutere circa la prima strategia. Quest'ultima prevede di ritardare il flusso di calore verso il permafrost attraverso l'impiego isolanti come il polistirene. Per essere pienamente efficaci, gli isolanti devono essere posizionati su terreni già freddi, durante l'inverno o la primavera quando le temperature del suolo è più bassa perché, altrimenti, se lo si facesse nei mesi più caldi, il terreno rimarrebbe pressoché alla medesima temperatura e si manterrebbe caldo, non potendo rilasciare calore.

In alternativa, si può optare per materiali ad alta riflettanza per ridurre il flusso termico in entrata al suolo (fig.3.7.1). Questi sono stati utilizzati per la prima volta tra la fine degli anni '50 e l'inizio degli

anni '60 dall'esercito statunitense presso alcune stazioni di ricerca in Alaska e in Groenlandia. Negli anni a venire, essi sono stati implementati anche dal dipartimento dei trasporti e delle infrastrutture pubbliche in Alaska e da diversi gruppi di ricerca in Danimarca, Norvegia, Canada e Cina. In tutti i casi, si è registrato un miglioramento significativo del regime termico su superfici pavimentate e, quindi, una riduzione della temperatura media annuale della superficie di circa 1°C e un aumento dello spessore del permafrost tra 0,5 e 1 m. Sfortunatamente, la strategia non ha mai raggiunto un ampio utilizzo a causa della scarsa durabilità dei materiali e al fatto che generano poco aderenza. Ciononostante, sono in atto ricerche su dei nuovi materiali sintetici a base di asfalto e resina, per far fronte a queste problematiche. Questi materiali ad alto effetto albedo, inizialmente pensati per le isole di calore urbano, sono stati adattati anche per mitigare il disgelo del permafrost in aree fredde e remote come è stato dimostrato nel sito di prova di Beaver Creek, in Canada, dove si è riscontrato una diminuzione del flusso di calore netto all'anno di $-4\,000\text{ KJ/m}$ rispetto alla sezione di riferimento.



Fig.3.7.1 Installazioni di materiali ad alto albedo nel sito test di Sallut, in Canada (Doré, Niu and Brooks, 2016)

Un'altra strategia dello stesso tipo prevede l'impiego di frangisole lungo i pendii dei rilevati o degli argini (fig.3.7.2.). In tal modo, si cerca di mantenere costante la temperatura superficiale del suolo attraverso lo schernimento della luce solare e, in aggiunta, si mira a prevenire l'accumulo di neve direttamente sulla superficie del terrapieno. Quest'ultima, infatti, ostacolerebbe il rilascio di calore del permafrost, a causa del suo effetto isolante, come già spiegato. Per questa duplice azione, essi sono particolarmente efficaci per la protezione dei pendii. Dai test effettuati nella linea ferroviaria del Qinghai-Tibet (Q.T.R.), in Cina e nell'autostrada dell'Alaska, in Canada, difatti, si sono ottenuti ottimi risultati. Nel primo caso si è vista un decremento della temperatura superficiale del rilevato compreso tra 8°C e 15°C mentre nel secondo un flusso di calore netto negativo pari $-10\,000\text{ KJ/m}^2$, ossia un raffreddamento, in contrasto col riscaldamento di $+14\,000\text{ KJ/m}^2$ per il pendio non protetto. Tuttavia, i costi e la sicurezza del metodo hanno impedito una sua applicazione su grande scala.



Fig.3.7.2 Frangisole lungo la linea ferroviaria del Qinghai-Tibet, in Cina (Doré, Niu and Brooks, 2016)

Un'altra classe di metodi prevede di estrarre il calore dal suolo attraverso la convezione dell'aria (*Air Convection Embankments* o A.C.E.), condotti per l'aria, drenaggi termici o termosifoni.

La prima strategia utilizza un aggregato di ciottoli, dalle dimensioni di 2-3 centimetri, posizionati sulla spalla del rilevato o come strato al suo interno, a seconda delle necessità, per rimuovere il calore per convezione (fig.3.7.3). I ciottoli hanno una porosità del 40% e sono caratterizzati da una bassa conduttività termica a causa dello scarso contatto tra le rocce. Durante l'inverno, l'aria negli spazi vuoti tra i ciottoli alla sommità del materiale inizia a diventare più fredda di quella nei pori sottostanti e, a causa della differenza di densità e della spinta di Archimede, inizia a scendere mentre quella calda sale. Il tutto, poi, continua a ripetersi. Questo processo presenta dei tassi di trasferimento del calore maggiori di quelli della semplice conduzione: si ottiene così un efficace raffreddamento in inverno. In estate, invece, all'interno dei pori, si ha aria calda alla sommità e aria fredda sotto e non si generano, dunque, meccanismi di convezione. Lo strato poroso, in estate, è isolante grazie alla scarsa conducibilità termica dell'aria. Pertanto, il sistema A.C.E. promuove il raffreddamento del terreno nei mesi invernali e sfavorisce il riscaldamento in quelli estivi. Per aumentare l'efficacia del sistema, si può pensare di combinare uno strato poroso orizzontale all'interno del rilevato con due di protezione lungo il pendio (sistema a 'U'), con anche l'impegno di cammini di ventilazione. Dai test effettuati a riguardo si è visto come questo sistema è in grado di abbassare la temperatura del permafrost di 0,5 °C a una profondità che va dai 4 ai 10 m e di 4°C circa nell'interfaccia tra rilevato e suolo. Durante, l'applicazione del metodo è bene tenere conto di alcune accortezze per evitare l'insorgere di problematiche. Ad esempio, affinché le porosità dell'aggregato non vengano colmate da particelle fini, è bene posizionare un geotessile sulla sommità di questo e, poi, per prevenire lo scongelamento del terreno di fondazione durante la messa in opera, è necessario applicare A.C.E. in inverno, ponendo l'aggregato di roccia ancora in uno stato congelato.



Fig.3.7.3 Sistema A.C.E. presso Fairbanks, Alaska, U.S.A. (Doré, Niu and Brooks, 2016)

Se l'applicazione di A.C.E. non è fattibile, una buona alternativa può essere data da un sistema raffreddante di condotti che permettono di estrarre calore dal terrapieno per convezione naturale o forzata dal vento. Questa tecnica fa circolare aria fredda in inverno, ma d'estate, per impedire l'ingresso di aria calda, si devono bloccare i condotti. Questo sistema è risultato molto vantaggioso nell'altopiano del Tibet, dove la velocità del vento è assai più alta in inverno che in estate. Ciò ha permesso di godere di aria fredda e ad alta velocità per raffreddare il rilevato mediante il sistema di condotti. Si è riusciti così ad abbassare la temperatura del permafrost sottostante dai 0,5 ai 1,4°C a una profondità di 2 m, assicurando la stabilità del manto stradale.



Fig.3.7.4 Sistema di condotti d'aria aperti lungo la linea ferroviaria del Qinghai-Tibet, in Cina (Doré, Niu and Brooks, 2016)

Un'altra strategia di mitigazione è data dai cosiddetti "drenaggi di calore" (fig.3.7.5). Questa nuova tecnica consiste nell'utilizzare un geocomposito spesso 2,5 cm, altamente permeabile e costituito da plastica ondulata coperta da entrambi i lati da geotessile, al fine di favorire la convezione naturale su tutta la larghezza del terrapieno oppure solo sulla spalla. Le prese d'aria alla base del pendio attirano aria fredda dall'esterno che scorrendo, poi, attraverso lo strato geocomposito, raffredda il terreno. L'aria calda, in seguito, ha la possibilità di defluire attraverso un sistema a camino. Questo approccio è stato testato sul campo per la prima volta nel 2007 sulla pista di atterraggio aereo di Tasiuaq, in Quebec, in Canada e, al termine del periodo di monitoraggio durato tre anni, si è osservato una

riduzione della temperatura media annua di 2,2°C e un innalzamento della *permafrost table* di oltre 2 m rispetto alla sezione di controllo.



Fig.3.7.5 Drenaggi di calore in costruzione sulla strada d'accesso all'aeroporto di Salluit, in Quebec (Canada) (Doré, Niu and Brooks, 2016)

In alternativa ai metodi visti in precedenza, si possono sfruttare degli strumenti noti come “termosifoni”. Questi non sono altro che dei tubi infissi nel terreno e costituiti da due sezioni l’evaporatore e il condensatore all’interno dei quali circola il fluido di lavoro pressurizzato, spesso anidride carbonica. Durante l’inverno, il terreno sprigiona calore al fluido di lavoro che, in tal modo, passa in fase aeriforme nell’evaporatore e sale nel condensatore dove liquefa, a causa della rigida temperatura esterna e così via. Gli scambi di calore continuano per tutto l’inverno mentre in estate le differenti condizioni di temperatura inibiscono il processo. I termosifoni sono strumenti già ampiamente collaudati; infatti, vengono usati da oltre 35 anni a partire dal loro sviluppo per l’oleodotto *Trans-Alaska Pipeline System* che attraversa l’Alaska. Essi vengono utilizzati anche in altre parti del mondo, soprattutto nelle vie di comunicazioni come le ferrovie: un esempio è dato dalla linea del Qinghai-Tibet (fig.3.7.6) (Doré, Niu and Brooks, 2016).



Fig.3.7.6 Termosifoni a lato della linea ferroviaria Qinghai-Tibet (Doré, Niu and Brooks, 2016)

Talvolta, prevenire la degradazione del permafrost non è sempre facile dal punto di vista pratico e, perciò, in queste situazioni, conviene optare per strategie di adattamento che mirano a adeguare le

infrastrutture ai cambiamenti climatici in corso. Un metodo di questo tipo prevede l'utilizzo di geotessili. Nel contesto in esame, l'intento è quello di usare i tessuti geosintetici per rinforzare il terrapieno e farlo resistere ai cedimenti localizzati dovuti al degrado del permafrost e alla conseguente subsidenza. L'idea consiste, quindi, di stendere più strati di geotessile sul terreno sui quali, poi, andare a realizzare il rilevato sopra di esso. Per migliorare la performance del geotessile nel controllare eventuali cedimenti e deformazioni, è utile effettuare un'operazione di prestressaggio del geotessile applicandovi deliberatamente una tensione, prima dell'utilizzo nell'applicazione geotecnica (Doré, Niu and Brooks, 2016). Per farlo, si può premere della ghiaia sul materiale geosintetico mediante un escavatore (fig.3.7.8) (Alfaro, Blatz and Graham, 2006). L'efficacia di questi tessuti è in fase di sperimentazione nei pendii laterali dell'autostrada Inuvik–Tuktoyaktuk, nel nord-ovest del Canada alla cui base è stato costruito un rilevato alto 4-5 m. Dopo un anno di monitoraggio, si è visto che in una sezione rinforzata dal geosintetico, si è ridotto rispettivamente di 1,5 e 1 cm i movimenti orizzontali e verticali legati all'instabilità del terreno rispetto a una sezione di controllo non rinforzata (Doré, Niu and Brooks, 2016). Questi primi risultati attestano la bontà della soluzione.



Fig.3.7.8 Un escavatore effettua un'operazione di prestressaggio su un geotessile (Alfaro, Blatz and Graham, 2006)

3.8 NATURAL BASED SOLUTION: L'INCREMENTO DELLA DENSITÀ DI ERBIVORI COME STRATEGIA DI MITIGAZIONE

Un'altra possibile strategia di mitigazione e rallentamento del processo di disgelo del permafrost è data dall'introduzione di erbivori come cavalli, renne e bisonti negli ecosistemi delle alte latitudini. Il pascolo invernale degli animali, infatti, compatta la neve, riducendo la sua capacità di isolante termico. Questo permette al terreno di poter disperdere calore nei mesi invernali e, dunque, di mantenere complessivamente una temperatura media annua più bassa. Di conseguenza, si potrebbe così prevenire il disgelo del permafrost o almeno posticipare la sua degradazione. Oltre a ciò,

l'introduzione di una grande quantità di erbivori può migliorare, in termini ecologici, la produzione primaria, intesa come la produzione di composti organici dall'anidride carbonica presente nell'atmosfera, e il ricircolo dei nutrienti, mitigando ulteriormente gli effetti negativi del cambiamento climatico (Beer et al., 2020). I suoli artici, infatti, hanno una maggiore potenzialità nello stoccaggio di carbonio rispetto agli alberi grazie al profondo sistema di radici che le piante erbacee della steppa riescono a formare. Il ricircolo dei nutrienti messi a disposizione dalla biomassa è, poi, garantito dagli erbivori che la degradano nei loro stomaci e la restituiscono velocemente all'ecosistema. In secondo luogo, le praterie hanno un potere albedo superiore rispetto alla boscaglia, specialmente nei mesi di aprile e maggio quando i pascoli sono ancora coperti di neve che riflette la luce a differenza dei tronchi scuri degli alberi che tendono ad assorbirla. Infine, c'è da tenere conto che il ripristino di questi ecosistemi ha anche un forte impatto positivo sul piano socio-economico per le popolazioni locali e indigene (Pleistocene Park, 2024).

Tuttavia, oggi, la popolazione erbivora è costituita perlopiù da renne che presentano una densità al di sotto dei 10 individui per km² nella maggior parte dell'Artico. Solo nel tardo Pleistocene (da circa 130 000 anni fa fino a circa 11 700 anni fa) la loro presenza era consistente nella steppa euroasiatica settentrionale mentre, a partire dall'inizio dell'Olocene i grandi mammiferi come i mammut hanno iniziato a svanire. La situazione attuale, però, può essere facilmente modificata dato che la maggior parte della popolazione dei grandi erbivori come il bue muschiato e la renna sono direttamente gestiti dagli esseri umani attraverso la caccia, per esempio (Beer et al., 2020).

Nel 1996, nell'Estremo Oriente russo, in Jacuzia, un'area di 20 km² nella pianura del fiume Kolyma è stata recintata e vi sono stati introdotti diverse specie di erbivori al fine di studiare la loro influenza sulla produttività e la biodiversità della vegetazione e sul regime di temperatura del suolo, dando inizio a un esperimento a lungo termine chiamato *Pleistocene Park*. Qui, i primi studi hanno riscontrato che una densità di erbivori di 114 individui per km² ha portato ad una riduzione media complessiva dello spessore della neve del 50%. Analoghi risultati sono stati registrati anche nei siti di studio di Vassijaure e Holmön, in Svezia. Nel primo, l'altezza della neve è stata di 15 cm in media, l'82% in meno rispetto a un sito di controllo, non popolato da renne, in cui la profondità del manto nevoso è stato di 82 cm mentre nel secondo la diminuzione è stata simile, ossia del 73%. Per quanto concerne, invece, la temperatura media annua del suolo, nel *Pleistocene Park*, si è assistito a una diminuzione della stessa di 1,9°C rispetto all'esterno del parco. Ciò è stato particolarmente evidente nei periodi invernali e primaverili come si può osservare dalla figura 3.8.1.

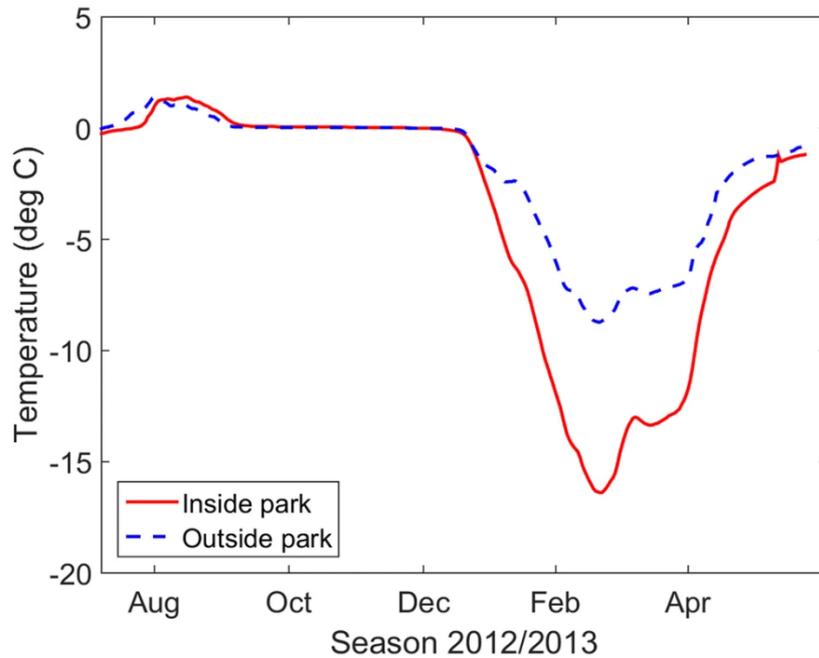


Fig.3.8.1 Confronto tra l'andamento temporale della temperatura del suolo a 90 cm di profondità all'interno e all'esterno del Pleistocene Park in un anno (Beer et al., 2020)

Pertanto, nel *Pleistocene Park*, si è visto che la maggior compattazione e, di conseguenza, la maggior densità della neve ha avuto un effetto diretto sull'efficienza dell'isolamento termico della neve e uno indiretto sulla profondità dello strato isolante. In primo luogo, l'alta densità della neve, infatti, si è tradotta in una diffusività termica maggiore del 50-65% e, dunque, lo scambio di calore tra atmosfera e suolo è diventato più efficace. In secondo luogo, una densità più elevata ha comportato chiaramente una riduzione della profondità della neve del 30-45% (Beer et al., 2020).

I risultati sono, perciò, ottimi allo stato attuale, ma ci si chiede quali possano essere le possibili prospettive future. Secondo il modello R.C.P. 8.5 dell'I.P.C.C., lo scenario futuro in cui si assiste al maggiore riscaldamento dell'Artico, la temperatura del permafrost aumenterà ulteriormente di 3,8°C, da -6,7°C a -2,9°C, entro la fine del secolo rispetto al decennio 1990-2009. Di conseguenza, la temperatura media annuale del suolo sarà superiore al punto di congelamento in molte regioni in cui, ora, è possibile trovare il permafrost e, dunque, ci sarà una riduzione di circa la metà dell'attuale area di permafrost. Tuttavia, col modello *Pleistocene Park*, i modelli numerici prevedono che l'incremento di temperatura sia solo di 2,1°C, da -6,7°C del periodo 1990-2009 a -4,6°C del decennio 2090-2099. L'aumento di temperatura con quest'ultimo modello, quindi, è di 1,7°C in meno rispetto a quello previsto dal R.C.P. 8.5. Inoltre, altre simulazioni numeriche su scala globale hanno dimostrato che l'introduzione di grandi erbivori negli ecosistemi della tundra può impedire lo scongelamento del 37% dei terreni con permafrost in tutto l'Artico, mantenendo l'80% di questi a temperatura inferiore a -4°C entro il 2100 (Beer et al., 2020).



Fig.3.8.2 Localizzazione geografica del Parco del Pleistocene

(<https://www.geocurrents.info/blog/2012/04/12/pleistocene-park-the-regeneration-of-the-mammoth-steppe>)

È bene sottolineare che i modelli numerici utilizzati per prevedere a livello futuro l'introduzione di erbivori negli ecosistemi in questione, tengono conto anche dei processi legati a briofite e licheni. Quest'ultimi, difatti, potrebbero ridurre la loro efficienza nell'isolamento termico in estate, portando al riscaldamento del suolo a causa del disturbo della vegetazione legata al pascolo più frequente. L'influenza negativa di questo aspetto, però, è trascurabile. Dall'altro canto, tuttavia, bisogna ammettere che il modello non tiene in considerazione tutte le altre interazioni tra processi ecologici e fisici come il cambiamento della copertura e della tipologia di vegetazione indotta dagli erbivori che può influire sull'evapotraspirazione e sull'effetto albedo. Pertanto, sono necessarie maggiori ricerche in questo campo allo scopo di dare un quadro più dettagliato della situazione, integrando meglio gli effetti dell'introduzione di grandi erbivori nelle complesse dinamiche del sistema Terra (Beer et al., 2020).

Visti i buoni risultati di questa strategia di mitigazione anche in previsioni future, ci si chiede. Adesso, quale sia la densità di popolazione erbivora raggiungibile e utile. Nel *Pleistocene Park*, essa è di 114 individui per km², ossia circa 20 volte superiore alla densità media attuale su scala artica di 5 individui per km² e assimilabile a quella presente nel tardo Pleistocene. Ciononostante, secondo i dati provenienti dal sito studio di Holmön, sarebbero sufficienti 15 individui per km² per diminuire del

17% l'altezza del manto nevoso su scala paesaggistica. La questione, però, necessita di ulteriori approfondimenti per rispondere in maniera esaustiva (Beer et al., 2020).

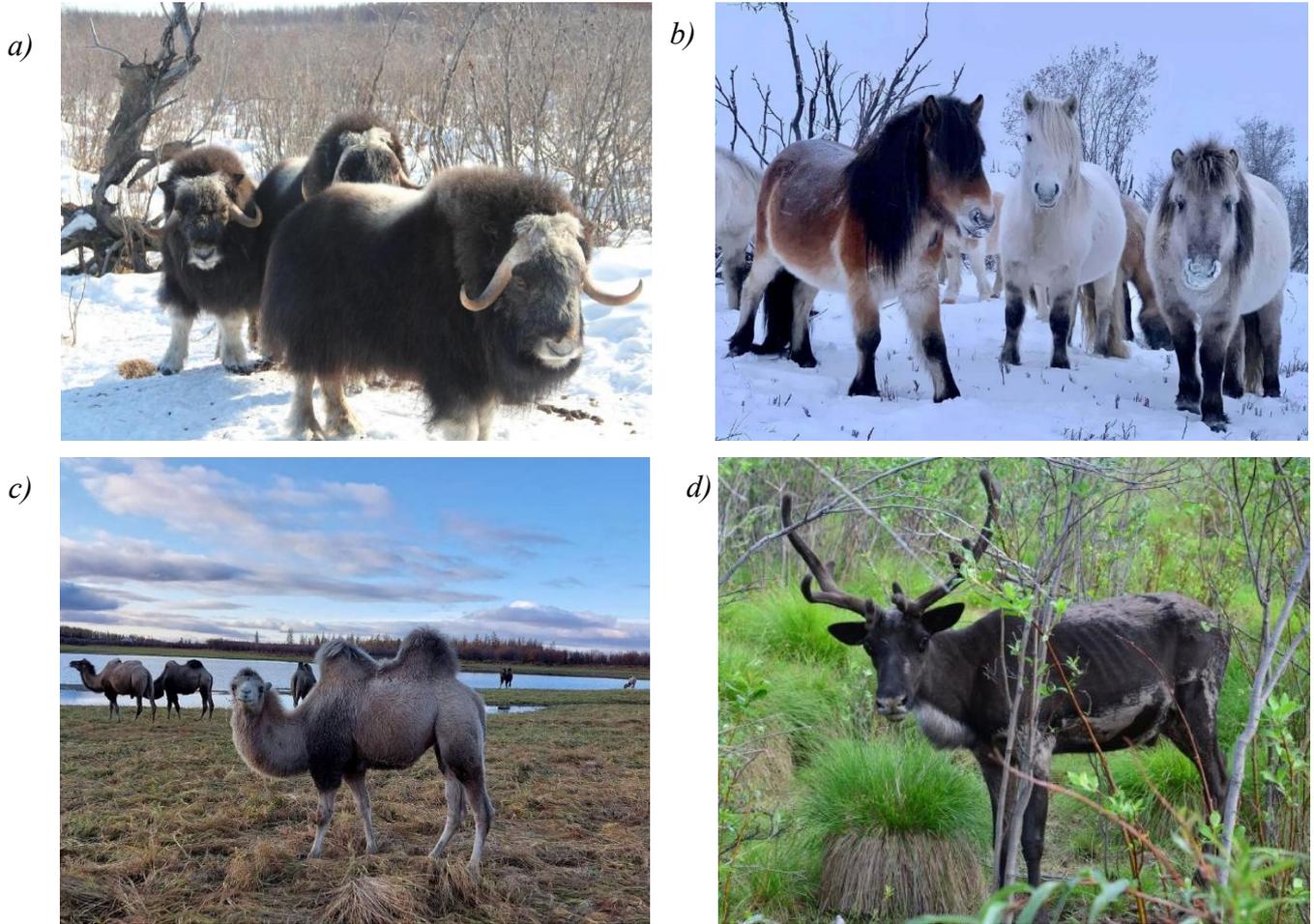


Fig.3.8.3 Alcuni degli animali presenti al Pleistocene Park: il bue muschiato (a), il cavallo yakuziano (b), il camello a due gobbe (c), la renna (d) (Pleistocene Park, <https://pleistocenepark.ru/animals/>)

4. CONCLUSIONI

In questa tesi si è trattato uno dei tanti effetti negativi provocati dall'odierno surriscaldamento globale di origine antropogenica, ossia il disgelo del permafrost e si è cercato di comprendere quali possano essere i suoi potenziali impatti sull'ambiente e il territorio, formulando alcune possibili strategie di mitigazione e di adattamento al fenomeno. Si è visto, innanzitutto, che l'aumento delle temperature ha un duplice effetto sul piano microbico. In primo luogo, riattiva il metabolismo dei numerosi microrganismi presenti nel terreno che iniziano a decomporre la materia organica ivi presente, innescando un *feedback loop* positivo legato alla produzione di metano, anidride carbonica e protossido di azoto che riscaldano ulteriormente il pianeta. In secondo luogo, riporta alla luce possibili agenti patogeni precedentemente "congelati" nel permafrost. Tuttavia, si è visto che solo quelli in grado di produrre spore possono costituire una potenziale minaccia, ma che comunque non genera preoccupazioni significative per gli esseri umani a livello epidemico. Si è spostata, poi, l'attenzione sul piano geomorfologico, incentrandosi sul fenomeno del termocarsismo. Quest'ultimo avviene quando il ghiaccio presente nel permafrost incomincia a fondersi provocando il collasso repentino del terreno a cui conseguono frane e smottamenti nei rilievi e l'originarsi di *drunken forests* e di crateri su cui si deposita l'acqua. Dal punto di vista idrologico, invece, con lo scongelamento del permafrost, vengono meno le sue proprietà da acquitrino, favorendo un maggiore afflusso idrico subsuperficiale, influenzando le riserve d'acqua in superficie e rischiando, così, di far soffrire gli ecosistemi interessati. Alla modifica dell'idrogeologia del territorio, s'aggiunge in parallelo quella ecologica con il passaggio da ecosistemi terrestri ad acquatici nelle pianure e alla maggiore disponibilità di nutrienti rilasciati dalla decomposizione della sostanza organica con il conseguente incremento della produttività delle piante. Si è discusso, in seguito, su come la perdita di capacità portante del terreno e la subsidenza si ripercuotano su edifici e infrastrutture: gli ingenti danni causati richiedono costi di manutenzione e riparazione che arriveranno a toccare i 30 miliardi di euro, entro il 2060. Proprio per questo motivo, urge la necessità di attuare quanto prima delle strategie di mitigazione e di adattamento per arginare il fenomeno. Per raggiungere questo obiettivo, si sono, dunque, realizzati sistemi di scambio del calore che possano raffreddare il terreno, si sono impiegati materiali ad alto effetto albedo o strutture in grado di schermare la radiazione solare in ingresso oppure, ancora, si sono applicati dei geotessili in grado di fornire maggiore resistenza al terreno per fronteggiare lo scongelamento del permafrost. A queste strategie, si possono aggiungere quelle che si basano sulla gestione sostenibile della natura come si è assistito a *Pleistocene Park*, dove l'introduzione di una maggior quantità di erbivori nel territorio ha rallentato con successo i meccanismi di disgelo del permafrost.

| Conclusioni

Pertanto, si può concludere che il disgelo del permafrost comporta conseguenze significative e non trascurabili che impattano gravemente sull'ambiente e il territorio, ma fortunatamente esistono già alcune strategie per fronteggiare il fenomeno sia in termini di mitigazione che di adattamento. Tuttavia, è bene osservare che queste sono del tutto vane se non accompagnate da delle concrete politiche climatiche di riduzione delle emissioni di gas climalteranti.

BIBLIOGRAFIA

Alfaro, M.C., Blatz, J.A. and Graham, J., 2006. Geosynthetic reinforcement for embankments over degrading discontinuous permafrost subjected to prestressing. *Lowland Technology International*, [online] 8(1), pp.47–54. Available at: https://cot.unhas.ac.id/journals/index.php/ialt_lti/article/view/350 [Accessed 12 June 2024]

Anisimov, O.A., 2017. *Socio-economical impacts of thawing permafrost in Russia*. [online] St.Petersburg, Russia. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.27434.41920>

Beer, C., Zimov, N., Olofsson, J., Porada, P. and Zimov, S., 2020. Protection of Permafrost Soils from Thawing by Increasing Herbivore Density. *Scientific Reports*, 10(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-020-60938-y>

Burke, K.D., Williams, J.W., Chandler, M.A., Haywood, A.M., Lunt, D.J. and Otto-Bliesner, B.L., 2018. Pliocene and Eocene provide best analogs for near-future climates. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, [online] 115(52). <https://doi.org/10.1073/pnas.1809600115>

Christie, A., 2021. Blast from the Past: Pathogen Release from Thawing Permafrost could lead to Future Pandemics. *Cambridge Journal of Science & Policy*, [online] 2(2). Available at: <https://www.repository.cam.ac.uk/items/7a4b7ad9-95f0-4f67-b79f-6d0df7fb267f> [Accessed 12 June 2024]

Devoie, Connon, R.F., Beddoe, R., Goordial, J., Quinton, W.L. and Craig, J.R., 2024. Disconnected active layers and unfrozen permafrost: A discussion of permafrost-related terms and definitions. *Science of the Total Environment*, 912. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.169017>

Dobinski, W., 2011. Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108(3–4), pp.158–169. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.06.007>

Doré, G., Niu, F. and Brooks, H., 2016. Adaptation Methods for Transportation Infrastructure Built on Degrading Permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27(4), pp.352–364. <https://doi.org/10.1002/ppp.1919>

Van Everdingen, R.O., 2005. *Multi-Language Glossary Of Permafrost And Related Ground-Ice Terms*. [online] Calgary, Alberta, Canada. Available at: https://globalcryospherewatch.org/reference/glossary_docs/Glossary_of_Permafrost_and_Ground-Ice_IPA_2005.pdf [Accessed 12 June 2024]

Graham, D.E., Wallenstein, M.D., Vishnivetskaya, T.A., Waldrop, M.P., Phelps, T.J., Pfiﬀner, S.M., Onstott, T.C., Whyte, L.G., Rivkina, E.M., Gilichinsky, D.A., Elias, D.A., MacKelprang, R., Verberkmoes, N.C., Hettich, R.L., Wagner, D., Wullschleger, S.D. and Jansson, J.K., 2012. Microbes in thawing permafrost: The unknown variable in the climate change equation. *ISME Journal*, 6(4), pp.709–712. <https://doi.org/10.1038/ismej.2011.163>

Harris, S.A., 2020. Permafrost and Related Landforms. In: *Encyclopedia of Geology: Volume 1-6, Second Edition*. Elsevier. pp.385–411. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00190-9>

Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M. and Zhai, P.M., 2013. Observations: Atmosphere and Surface. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [online] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Available at: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2017/09/WG1AR5_Chapter02_FINAL.pdf [Accessed 12 June 2024]

Hoegh-Guldberg, O., Jacob, D., Taylor, M., Bindi, M., Brown, S., Camilloni, I., Diedhiou, A., Djalante, R., Ebi, K.L., Engelbrecht, F., Guiot, J., Hijioka, Y., Mehrotra, S., Payne, A., Seneviratne, S.I., Thomas, A., Warren, R. and Zhou, G., 2018. Impacts of 1.5°C Global Warming on Natural and Human Systems. In: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty*. [online] In Press. Available at: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2022/06/SR15_Chapter_3_LR.pdf [Accessed 12 June 2024]

Jin, X.Y., Jin, H.J., Iwahana, G., Marchenko, S.S., Luo, D.L., Li, X.Y. and Liang, S.H., 2021. Impacts of climate-induced permafrost degradation on vegetation: A review. *Advances in Climate Change Research*, 12(1), pp.29–47. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002>

Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. and Zhang, H., 2013. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [online] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Available at: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WG1AR5_Chapter08_FINAL.pdf [Accessed 15 June 2024]

Obu, J., 2021. How Much of the Earth's Surface is Underlain by Permafrost? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 126(5). <https://doi.org/10.1029/2021JF006123>

Otoni, J.R., De Oliveira, V.M. and Passarini, M.R.Z., 2022. Microbes in thawing permafrost: Contributions to climate change. In: *Microbiome Under Changing Climate: Implications and Solutions*. Elsevier. pp.1–28. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90571-8.00001-8>

Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B. and Weyer, N.M., 2019. IPCC, 2019: Summary for Policymakers. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. [online] Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA. pp.3–35. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.001>

Ramage, J., Jungsberg, L., Wang, S., Westermann, S., Lantuit, H. and Heleniak, T., 2021. Population living on permafrost in the Arctic. *Population and Environment*, 43(1). <https://doi.org/10.1007/s11111-020-00370-6>

Schuur, E.A.G. and Mack, M.C., 2018. Ecological Response to Permafrost Thaw and Consequences for Local and Global Ecosystem Services. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, [online] 49, pp.279–301. <https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-121415>

Schuur, E.A.G., McGuire, A.D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J.W., Hayes, D.J., Hugelius, G., Koven, C.D., Kuhry, P., Lawrence, D.M., Natali, S.M., Olefeldt, D., Romanovsky, V.E., Schaefer, K., Turetsky, M.R., Treat, C.C. and Vonk, J.E., 2015. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546), pp.171–179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>

Steffen, W., Rockström, J., Richardson, K., Lenton, T.M., Folke, C., Liverman, D., Summerhayes, C.P., Barnosky, A.D., Cornell, S.E., Crucifix, M., Donges, J.F., Fetzer, I., Lade, S.J., Scheffer, M., Winkelmann, R. and Schellnhuber, H.J., 2018. Trajectories of the Earth System in the Anthropocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 115(33). <https://doi.org/10.1073/pnas.1810141115>

Streletskiy, D.A., Suter, L.J., Shiklomanov, N.I., Porfiriev, B.N. and Eliseev, D.O., 2019. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost. *Environmental Research Letters*, 14(2). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaf5e6>

Turetsky, M.R., Abbott, B.W., Jones, M.C., Walter Anthony, K., Olefeldt, D., Schuur, E.A.G., Koven, C., McGuire, A.D., Grosse, G., Kuhry, P., Hugelius, G., Lawrence, D.M., Gibson, C. and Sannel, A.B.K., 2019. Permafrost collapse is accelerating carbon release. *Nature*, 569(7754), pp.32–34. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-01313-4>

Walvoord, M.A. and Kurylyk, B.L., 2016. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost—A Review. *Vadose Zone Journal*, 15(6), pp.1–20. <https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>

Wu, R., Trubl, G., Taş, N. and Jansson, J.K., 2022. Permafrost as a potential pathogen reservoir. *One Earth*, 5(4), pp.351–360. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2022.03.010>

SITOGRAFIA

Belardinelli, S., 2020. *Il permafrost si scioglie: quali pericoli, quali soluzioni?* [online] Il Bo Live, Università di Padova. Available at: <https://ilbolive.unipd.it/it/news/permafrost-si-scioglie-quali-pericoli-quali> [Accessed 4 April 2024]

ESA Climate Office, 2020. *Long-term permafrost record details Arctic thaw.* [online] Available at: <https://climate.esa.int/en/news-events/long-term-permafrost-record-details-arctic-thaw/> [Accessed 28 April 2024]

European Space Agency, 2022. *Permafrost thaw: it's complicated*. [online] Available at: https://www.esa.int/Applications/Observing_the_Earth/FutureEO/Permafrost_thaw_it_s_complicated [Accessed 12 May 2024]

Howard, B.C., 2014. *Drunken Trees: Dramatic Signs of Climate Change*. [online] National Geographic. Available at: <https://www.nationalgeographic.com/science/article/140417-drunken-trees-melting-permafrost-global-warming-science> [Accessed 20 May 2024]

McGwin, K., 2022. *Thawing permafrost is undermining Arctic infrastructure*. [online] Polar Journal. Available at: <https://polarjournal.ch/en/2022/01/20/thawing-permafrost-is-undermining-arctic-infrastructure/> [Accessed 29 March 2024]

National Aeronautics and Space Administration, 2024. *Global Temperature*. [online] Available at: <https://climate.nasa.gov/vital-signs/global-temperature/?intent=111> [Accessed 7 June 2024]

National Oceanic and Atmospheric Administration, N.W.S., 2024. *The Earth-Atmosphere Energy Balance*. [online] Available at: <https://www.noaa.gov/jetstream/atmosphere/energy> [Accessed 4 May 2024]

Pleistocene Park, 2024. *Scientific Background of Pleistocene Park*. [online] Available at: <https://pleistocenepark.ru/science/> [Accessed 17 May 2024]

Scripps Institution of Oceanography, U.S.D., 2024. *The Keeling Curve*. [online] Available at: <https://keelingcurve.ucsd.edu/> [Accessed 26 April 2024]

The World Counts, 2024. *Tons of CO2 emitted into the atmosphere*. [online] Available at: <https://www.theworldcounts.com/challenges/global-warming/global-co2-emissions> [Accessed 13 May 2024]