

I SUOLI POLARI

F.C. UGOLINI

Dip. di Scienza del Suolo e Nutrizione della Pianta, P.le delle Cascine 28, Firenze, Italia.

RIASSUNTO

I suoli polari si formano in un ambiente caratterizzato da freddo intenso, scarsità di precipitazioni, presenza del permagelo e alternanza di lunghi periodi di luce e oscurità. Per questo i loro profili sono poco sviluppati e spesso "crioturbati". Sulla base di criteri climatici, vegetazionali e pedologici l'Artico è stato suddiviso in Tundra e Deserto Polare. Queste due zone non sono ben rappresentate nell'Antartide, dove domina invece il Deserto Freddo.

Nella Tundra, specie su materiali fini il permagelo è vicino alla superficie, per cui durante il periodo del disgelo si tendono a creare condizioni idromorfiche. I suoli della Tundra oltre che essere influenzati dal processo di idromorfismo sono spesso crioturbati. In Alaska solo circa il 10% della superficie della Tundra è ben drenato e quindi relativamente stabile.

Comuni sono anche i suoli organici perché la paludificazione ed il freddo favoriscono l'accumulo di sostanza organica.

L'isoterma di 4°C per il mese di luglio delinea il confine tra la Tundra (a sud) ed il Deserto Polare. Il Deserto Polare è molto più freddo e arido, e quindi meno vegetato della Tundra. La superficie del suolo è coperta per non più del 3% da piante vascolari e i profili mostrano un modesto grado di sviluppo.

Condizioni idromorfiche si verificano nei suoli formati su materiali fini dove la falda gelata è prossima alla superficie. I processi di criogenesi spesso interrompono l'azione di quelli pedogenetici, dando origine al *patterned ground*.

In Antartide la formazione dei suoli non è limitata solo da quello che è il clima più freddo e più arido della Terra, ma anche dalla scarsità di superfici libere da ghiaccio.

I suoli sono coperti dal "desert pavement", mancano di una copertura vegetale e mostrano orizzonti poco definiti; sono cioè simili ai suoli dei deserti caldi.

Solo lungo le coste, dove esistono colonie di pinguini e dove durante l'estate c'è sufficiente acqua da permettere la crescita di muschi, alcuni suoli sono relativamente ricchi in materia organica. Il principale effetto dell'aridità del clima antartico è l'accumulazione di sali solubili nel suolo, specie vicino alla superficie e nelle depressioni. Grazie alla scarsa erosione e alla stabilità geomorfologica delle superfici, in Antartide si sono conservati suoli antichissimi, risalenti addirittura al Miocene.

Per la loro diversa configurazione geografica, l'Artide e l'Antartide mostrano condizioni climobiologiche e pedologiche abbastanza differenti. In particolare, nell'Artide dominano i suoli idromorfi mentre nell'Antartide sono preponderanti quelli desertici.

INTRODUZIONE

Tranne che per la loro posizione geografica, accentrata nelle latitudini estreme, l'Artide e l'Antartide non sono strettamente paragonabili (Fig. 1 e 2). Infatti, mentre l'Artide è rappresentato da un bacino oceanico circondato dai continenti Eurasiatico e Nordamericano, con relativi arcipelaghi, l'Antartide è un vero e proprio continente esteso attorno al Polo Sud. Le terre emerse dell'Artide hanno una superficie complessiva di circa 7.6 milioni di km² mentre il continente Antartico di circa 14 milioni di km². Proprio per la sua configurazione l'Artide è più caldo dell'Antartide. La temperatura più bassa dell'emisfero settentrionale, -68°C, fu registrata nell'Artide, a Verhoyansk (67° 35' N, 133° 27' E, 1800 km a sud del Polo Nord), mentre in Antartide è stata rilevata la temperatura più bassa dell'intero pianeta (-88°C, a Vostok, 106° 48' E, -78° 28' S). L'Antartide, unico continente completamente al di fuori del limite delle foreste, è inoltre più arido dell'Artide.

I suoli delle due regioni riflettono la differente situazione climatica. Generalizzando, si può dire che i suoli dell'Antartide sono del tipo desertico, mentre quelli dell'Artide solo in parte appartengono a questa tipologia; per il resto sono suoli idromorfi.

L'ARTIDE

Dal punto di vista pedoclimatico l'Artide è caratterizzato da inverni rigidi, estati brevi, scarsità di precipitazioni e suoli interessati da fenomeni criogenici e presenza del permagelo. Tedrow (1972) suddivise l'Artide in due zone: la "Tundra" e il "Deserto Polare" (Fig. 3). Altri tipi di suddivisione sono stati proposti da botanici. In base alla vegetazione, Bliss (1978) nell'Artico nordamericano individuò (Fig. 1) l'High Arctic (Artide Alto) ed il Low Arctic (Artide Basso). Il primo coincideva più o meno con la Tundra, il secondo con il Deserto Polare. Nell'Artide Euroasiatico Chernov e Matveyeva

(1979) riconoscono la Tundra ed il Deserto Polare; la prima, a sua volta, è suddivisa in Southern Tundra (Tundra meridionale), Typical Tundra (Tundra tipica) e Arctic Tundra (Tundra artica).

Nell'Artico Nordamericano vi sono notevoli diversità climatiche e floristiche fra i territori continentali e quelli dell'immenso Arcipelago Canadese, mentre nell'Artico Euroasiatico i cambiamenti nel clima e nella distribuzione e conformazione delle specie vegetali sono gradualmente.

Tedrow (1977) suddivise il Deserto Polare in due sottozone: il "Deserto Polare" propriamente detto ed il "Deserto Subpolare" (Fig. 3). La distinzione non si basa su un unico parametro, ma piuttosto su una combinazione di fattori: il substrato geologico, la vegetazione, il clima e l'aspetto generale. Le due sottozone suggerite da Tedrow, sebbene entità reali e tangibili tali da costituire dei biomi, spesso si intersecano in maniera irregolare. In definitiva si può affermare che ognuna delle tre zone artiche, *sensu* Tedrow, è potenzialmente rilevabile, seppur con diverso grado di probabilità, nell'ambito dell'intera regione artica.

Nell'ambito di questo lavoro vengono considerate solo la Tundra e il Deserto Polare, in quanto caratterizzati da aspetti più peculiari e significativi.

La Tundra

La Tundra artica si estende per una superficie che rappresenta meno del 5% delle terre emerse. Tradizionalmente la Tundra è considerata la regione posta al di là del limite delle foreste, sulla quale vegetano piante erbacee e solo alcune arboree. In tutto vi si contano oltre 700 specie vascolari e circa la metà crittogame (Bliss, 1990). Il limite delle foreste coincide più o meno con l'isoterma di 10°C nel mese più caldo, luglio. Il limite settentrionale della Tundra fu individuato da Tedrow e Brown (1962) nell'isoterma di 4,4°C a luglio. La Tundra, intesa come insieme dei suoi caratteri climatici,

pedologici, geomorfologici e vegetazionali, non è tuttavia nettamente limitata da questi confini. Esistono infatti enclave di Tundra anche nel Deserto Polare, la zona posta a nord dell'isoterma $4,4^{\circ}\text{C}$ a luglio. D'altronde anche all'interno della Tundra, sui rilievi spazzati dal vento e privi dell'effetto coibente della neve, dove la vegetazione è quasi assente, è rilevabile talvolta il Deserto Polare.

La Tundra è un ambiente dominato dal

freddo, dalla scarsità di precipitazioni (quelle in forma di pioggia sono limitate alla stagione estiva) e dall'alternanza di lunghi periodi di luce e oscurità. Ma a causa della distribuzione circumpolare, il clima della Tundra non è uniforme (Tabella 1). Per esempio, a Murmansk, nella penisola di Kola ($68^{\circ} 58' \text{N}$, $33^{\circ} 05' \text{E}$), al limite meridionale della Tundra, la temperatura media di gennaio è di -10°C , quella di luglio è di 10°C e la precipitazione media annua è di 800

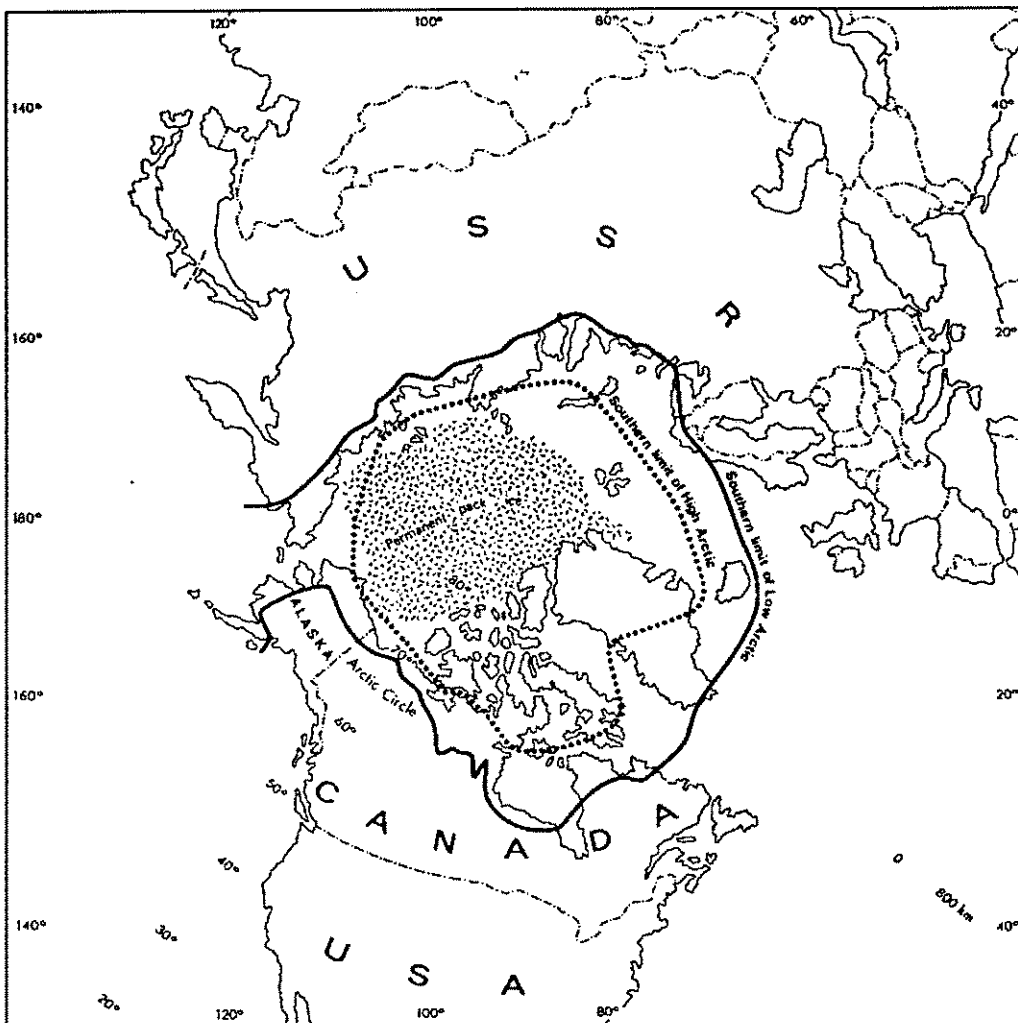


Fig. 1. Distribuzione circumpolare dell'Artide Alto e dell'Artide Basso. Modificato da Bliss, 1986.

mm. A Point Barrow, (71° 22' N, 156° 30' O), Alaska, i tre valori sono rispettivamente -26°C, 10°C e 200-300 mm, mentre a Kap Celjuskin (77° 45' N, 104° 20' E), penisola di Taymyr, sono -30°C, 2°C e 300 mm circa. In genere la Tundra Nordamericana è più umida di quella Euroasiatica.

A Point Barrow lo scioglimento del manto nevoso inizia a giugno e termina verso la metà

di agosto, mentre a Kap Celjuskin inizia dalla metà di giugno e dura fino all'inizio di luglio (Bliss e Matveyeva, 1992). Nei suoli posti su substrati grossolani dove la ritenzione idrica (e quindi il contenuto di ghiaccio) è inferiore, il disgelo è più rapido e arriva più in profondità (Fig. 4).

Nell'enorme estensione geografica della Tundra i fattori della formazione del suolo

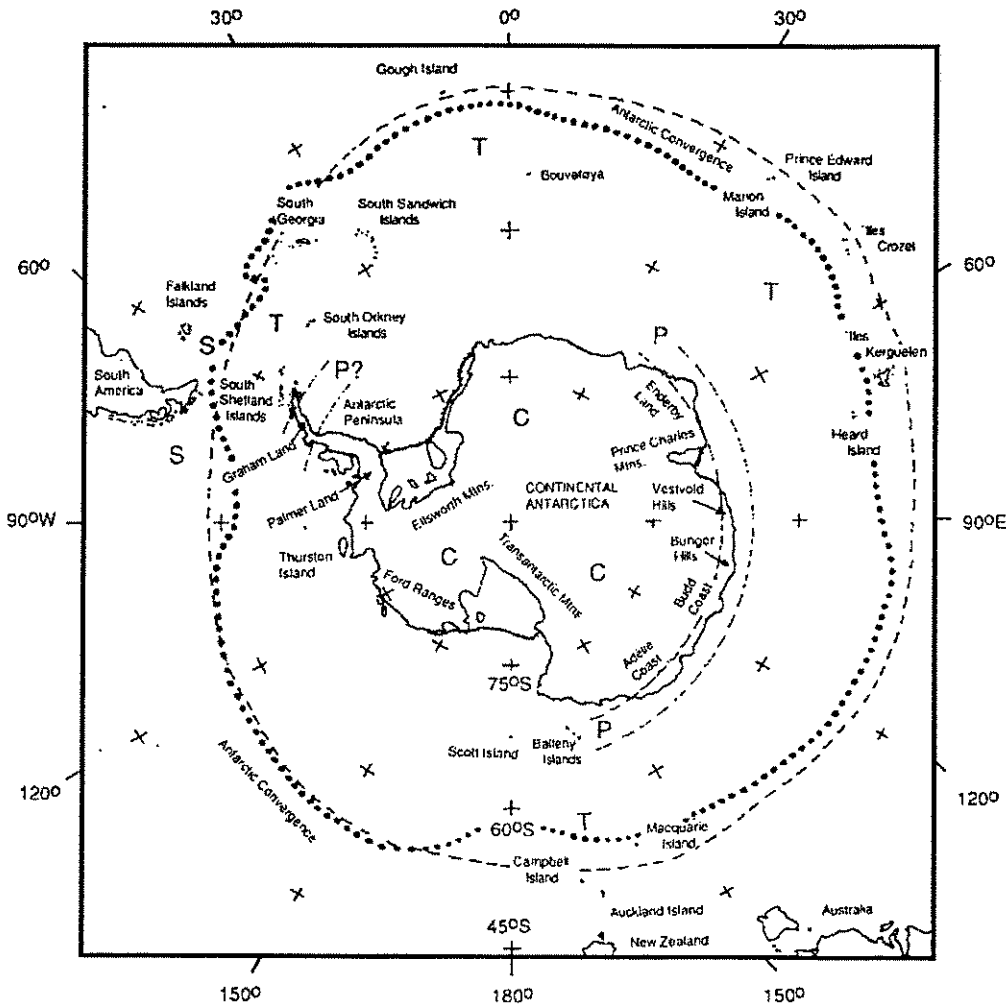


Fig. 2. Zone pedologiche dell'Artide: S, Foresta Subantartica; T, Tundra Subantartica; P, Deserto Polare Antartico; C, Deserto Freddo Antartico. La linea tratteggiata indica la Convergenza Antartica. Modificato da Bockheim e Ugolini, 1990.

variano considerevolmente da zona a zona, e con loro le caratteristiche dei suoli.

A parità di substrato geologico, l'accumulazione in superficie di materiale organico derivato da muschi e graminacee agisce da coibente e concorre a modificare la profondità del disgelo estivo (Fig. 5).

Il *permagelo*, lo strato di suolo con temperatura continuamente $\leq 0^{\circ}\text{C}$ per almeno 2 anni (Muller, 1947), non solo abbassa la temperatura del suolo ma, quando i suoi pori sono occlusi da ghiaccio, costituisce anche una barriera al drenaggio dell'acqua prodottasi in seguito al disgelo. Sui substrati limosi, comuni in molti settori della Tundra (Tedrow, 1977), lo "strato

attivo", cioè lo strato di suolo che annualmente si gela e disgela, va dai 20 ai 50 cm. Sui substrati grossolani lo strato attivo va dagli 80 a oltre i 150 cm. Lo spessore dello strato attivo è determinato da fattori ambientali locali; oltre alla tessitura, che controlla la ritenzione dell'acqua, importante è l'esposizione del suolo, la natura della copertura vegetale e lo spessore dell'orizzonte organico. Per esempio, in Siberia, nella regione dell'Igarka, Tyrtikov (1959) trovò che sotto un accumulo di torba lo strato attivo era di circa 35 cm mentre in un suolo privo di copertura organica era spesso ben 120 cm. Il transect tracciato da Brown (1968), riportato in

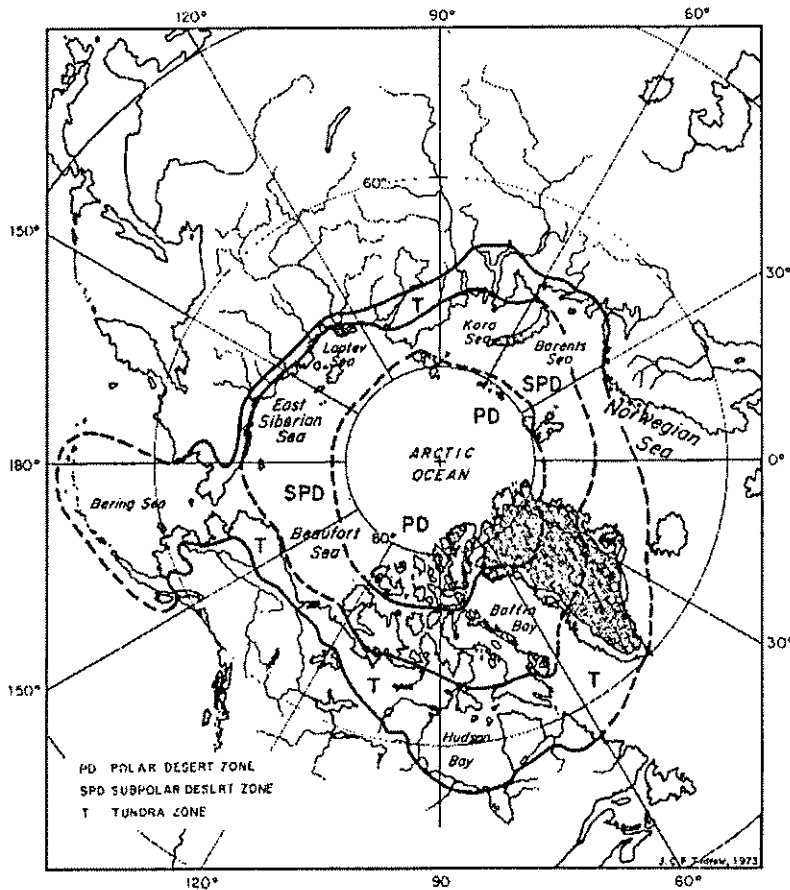


Fig 3. Zone pedologiche dell'Artide. Modificato da Tedrow, 1977.

Tabella 1. Dati climatici relativi ad alcune zone artiche - Tundra e Deserto Polare.

TUNDRA	latitudine	temperatura media di luglio	temperatura media annuale	precipitazioni medie annuali
Baker Lk., Canada	(65° N)	10.8°C	-12.2°C	213 mm
Murmansk, Russia	(70° N)	10.0°C	/	800 mm
Umiat, Alaska	(69° N)	11.5°C	-12.0°C	152 mm
Pt. Barrow, Alaska	(72° N)	3.8°C	-12.1°C	100 mm
Dickson, Russia	(73° N)	4.4°C	-10.6°C	165 mm
DESERTO POLARE				
Resolute, N.W.T.	(75° N)	4.3°C	-16.4°C	136 mm
Kap Celjuskin, Russia	(78° N)	1.7°C	-13.9°C	113 mm
Eureka, Canada	(80° N)	5.5°C	-19.3°C	58 mm
Groenlandia occidentale	(81° N)	4.2°C	-11.1°C	204 mm

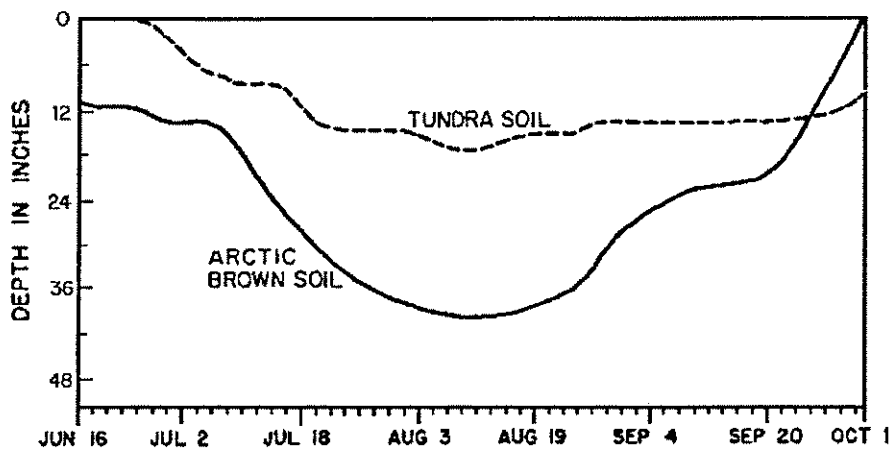


Fig. 4. Profondità raggiunte dal disgelo in un suolo della Tundra ed in un Arctic Brown durante l'estate artica del 1956 a Point Barrow, Alaska. Modificato da Drew et al., 1958.

paesaggio della Tundra di Truelove contrasta con il Deserto Polare circostante, coperto solo per l'1-4% della superficie e da non più di una quindicina di piante vascolari (Bliss, 1990); tale penuria di specie vegetali riduce notevolmente la presenza di uccelli e mammiferi.

I suoli del Deserto Polare sono fortemente influenzati dalla natura della roccia madre. Così su substrati sabbiosi i suoli risultano generalmente ben drenati, mentre su materiali fini (limosi) prevalgono i processi di riduzione (Ugolini et al., 1997). Tedrow et al. (1958) e Tedrow (1977) designarono i suoli ben drenati "Polar Desert Soils"; la U.S. Taxonomy (1996) li definisce Pergelic Cryorthents o Pergelic Cryopsamments, mentre il Canadian System (1978) li chiama Regosolic Static (Turbic) Cryosols.

Il tipico profilo di un suolo del Deserto Polare (Fig. 8 e 9) sensu Tedrow è coperto dal *Desert Pavement* (D), uno strato uniforme di ciottoli abrasivi dal vento. L'orizzonte A è assente, in quanto mancano quasi del tutto le piante; dove queste sono presenti l'orizzonte A è discontinuo, costituito da "sacche" orizzontali. Continuo è invece l'orizzonte Bw; di colore giallo-bruno, è visibile alla superficie, al di sotto del pavimento sassoso. Oltre alla "rubefazione", l'arrossamento dovuto

all'ossidazione del Fe(II) a Fe(III) (Ugolini, 1986), altri processi pedogenetici avvengono in questo orizzonte. Uno è la formazione delle "silt caps", accumuli illuviali cupoliformi di limo sulla parte superiore dei clasti, generati dal processo di "pervection" (Ugolini, 1986). Al di sotto dei clasti si ritrovano spesso croste di carbonati, caratterizzate dalla presenza di numerose piccole stalattiti; esse si formano per l'alternanza di decarbonatazione e riprecipitazione dei carbonati (Ugolini, 1986).

L'ANTARTIDE

L'Antartide (Fig. 2) è il continente più freddo del mondo, il più arido, il più ventoso ed il meno favorevole alla vita. Con una superficie di circa 14 milioni di km² è il quinto continente per estensione, ma solo il 2% di questa superficie è libera da ghiacci; infatti l'Antartide contiene il 90% del volume del ghiaccio sulla Terra, equivalente a circa 30 milioni di km³. Malgrado le zone libere da ghiaccio siano limitate, il loro totale ammonta alla superficie della Nuova Zelanda (Campbell e Claridge, 1987). Queste aree vengono chiamate "oasi", benché aride, fredde, prive di vegetazione e di animali; sono presenti solo insetti, batteri, alghe e, di tanto in tanto, piccole chiazze di muschio. Il russo

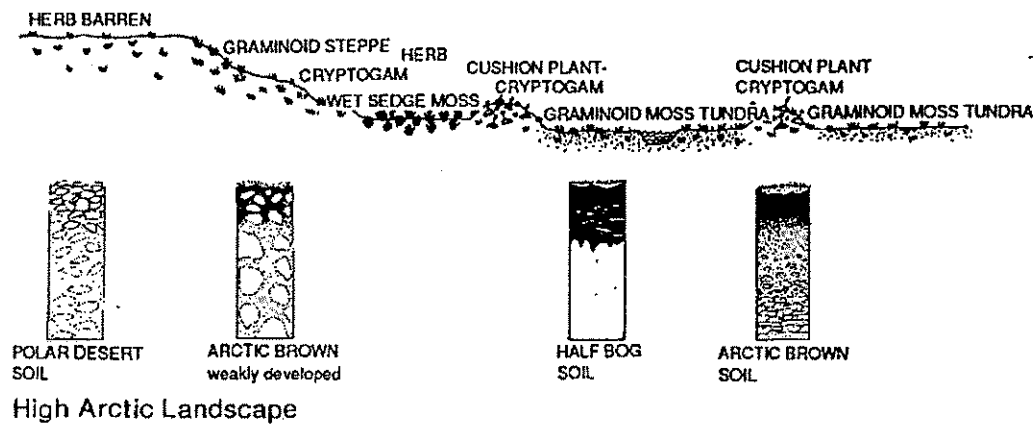


Fig. 8. Profili tipo del Deserto Polare Artico. Modificato da Tedrow, 1977.

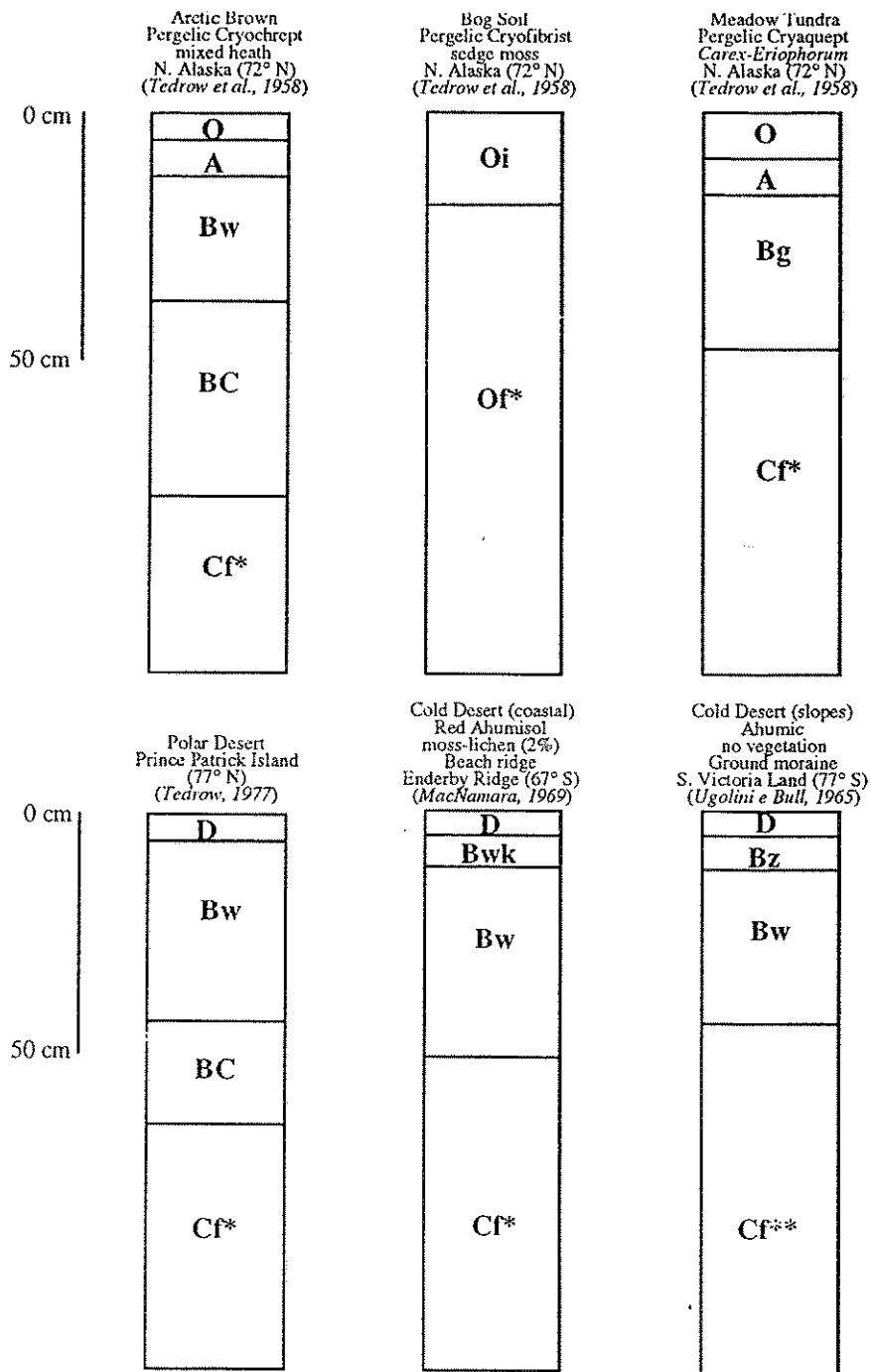


Fig. 9. Profili tipo di suoli artici ed antartici. (* Permafesto cementato dal ghiaccio; **Permafesto secco).

Markov (1956) le incluse nel "Cold Desert Ecosystem" (Ecosistema del Deserto Freddo). L'animale terrestre più grande dell'Antartide è una mosca priva di ali, la *Belgica antarctica*, mentre le forme più evolute della flora sono rappresentate da tre piante vascolari: la *Deschampsia parvula*, la *Deschampsia elegantula* e l'erba *Calobanthus crassifolius* (Llano, 1962). Questa "jungla" è però ristretta alla sola Penisola Antartica (Fig. 4). Piccole aree colonizzate da crittogame, collemboli e acari sono presenti anche lungo le coste. I batteri e le alghe sono le entità biotiche più comuni, e due batteri ed un lievito sono stati rinvenuti sul Monte Howe (87° 22' S, 149° 18' O), alla latitudine più alta della Terra (Cameron et al., 1971). L'Antartide non è stato sempre così povero di vita. Infatti, circa 250 milioni di anni fa, prima che il supercontinente Gondwana si smembrasse durante il tardo Mesozoico foreste di *Glossopteris* e altri generi crescevano in quella che è l'attuale parte orientale dell'Antartide (Doumani e Long, 1962).

I geologi hanno da tempo riconosciuto che l'Antartide è costituito da due masse continentali: l'Antartide Orientale, che è la più grande e che si innalza fino a 4000 m, e l'Antartide Occidentale, che include la Penisola Antartica, la cui quota massima non raggiunge i 1500 m. La Catena Transantartica segna la linea di divisione tra questi due sub-continenti. L'Antartide Orientale è ritenuto derivare dall'antica Gondwana, mentre l'Antartide Occidentale è costituito da un "arcipelago" di gneiss, scisti e sedimenti, con rocce vulcaniche confinate nella parte meridionale (Anderson, 1965).

Molto del territorio libero dai ghiacci dell'Antartide consiste di rilievi rocciosi, cime, creste e pareti scoscese, cioè superfici non adatte alla formazione del suolo. Una delle più grandi aree libere dal ghiaccio dove la pedogenesi può manifestarsi si trova nella Terra della Regina Vittoria del Sud (77° e 163° E, Fig. 2). Si tratta di un sistema di valli, alcune delle quali intercomunicanti, che occupa una superficie di

oltre 1000 km² (Pickard, 1986). Altre zone libere dai ghiacci sono situate lungo le coste orientali dell'Antartide: Burger Hills (482 km²), Vestfald Hills (411 km²), Windmill Isl. (40 km²), Shirmacher (23 km²), Soya Coast (10-100 km²) e Thala Hills (8 km²) (Pickard, 1986).

Dai punti di vista climatologico, botanico e pedologico l'Antartide è stato suddiviso in zone da Holdgate (1970), Tedrow (1977), Bliss (1979), Campbell e Claridge (1987) e Bockheim e Ugolini (1990) (Tabella 2). Nelle classificazioni di carattere pedologico il concetto ormai desueto di "zonalità" è ancora contemplato da tutti gli autori, poiché nel continente Antartico più che altrove sono le condizioni climatiche e la vegetazione che determinano direttamente o indirettamente l'azione dei processi pedogenetici. Questo approccio è d'altronde in linea con i concetti della U.S. Soil Taxonomy, la quale al livello di Ordine riconosce, su base climatica, gli "Aridisols" come i suoli dei deserti caldi e temperati freddi (U.S. Soil Taxonomy, 1996).

Nel continente Antartico la presenza del permagelo è ubiquitaria tranne che nelle zone prossime alla "Convergenza Antartica" (Fig. 2). Qui evidentemente l'influenza del mare attenua le temperature invernali (Bliss, 1979). Il permagelo dell'Antartide è meno ricco in ghiaccio di quello dell'Artide, sebbene la sua definizione si basi esclusivamente sulla temperatura. Dove il ghiaccio interstiziale è assente, molti materiali terrigeni si presentano incoerenti e polverulenti anche a temperature al di sotto di 0°C. Questo dimostra, insieme alla presenza di sali solubili, alla povertà di acqua libera e alla scarsità di attività biologica, la natura desertica dell'Antartide.

I processi pedogenetici dei suoli dell'Antartide

La pedogenesi nell'Antartide avviene in un ambiente arido e freddo. L'intensa evaporazione, che eccede le precipitazioni provoca l'accumulo di sali solubili nel suolo. Questi sali possono formare croste alla superficie, accumularsi in determinati orizzonti o rimanere dispersi in

Tabella 2. Zone bioclimatiche, botaniche e pedologiche dell'Antartide.

Biomi (Bliss, 1979)	Zone Botaniche (Holdgate, 1970)	Zone Pedologiche (Tedrow, 1977)	Zone Pedologiche (Bockheim e Ugolini, 1990)
Polar desert (maritime)	Continental Antarctic (coastal)	Polar Desert	Antarctic Polar Desert
Polar Desert (continental)	Continental Antarctic (slopes)	Cold Desert	Antarctic Cold Desert

* Modificata da Bockheim e Ugolini (1990).

maniera diffusa nel suolo. L'origine dei sali dell'Antartide é stata molto discussa (Brocas e Delwiche, 1963; Jones e Faure, 1969; Keys e Williams, 1981). Apparentemente le fonti possono essere diverse: deposizione atmosferica, alterazione dei minerali o depositi marini fossili (Campbell e Claridge, 1987). Il tipo di sali presenti in un suolo antartico dipende dalla vicinanza del mare, dalle correnti atmosferiche, dalla natura della roccia madre e dalla storia geologica del sito. Mantenendo queste variabili più o meno costanti, è il regime idrotermico il responsabile della distribuzione dei sali nel suolo. Così, nella Penisola Antartica, dove le precipitazioni sono più abbondanti, i suoli ben drenati non contengono sali. Lungo le coste del continente i cloruri prevalgono, specialmente sotto le rocce piatte; nell'interno, in condizioni di estrema aridità, i nitrati sono più abbondanti e tendono addirittura a formare orizzonti distinti (Campbell e Claridge, 1987). L'accumulo dei sali nel suolo (salinizzazione) é anche funzione del tempo, come dimostrato da Ugolini e Bull (1965), Campbell e Claridge (1968) e Bockheim (1979).

La dissoluzione dei carbonati primari richiede un tenore di CO₂ che é presente solo dove l'attività biologica é alta. Carbonati

secondari (o pedogenetici) si trovano nella Penisola Antartica e nelle zone costiere del continente (Mac Namara, 1969; Everett, 1971) o dove esistono affioramenti di marmo (Keys e Williams, 1981). Nell'interno del continente i carbonati secondari non sono invece presenti.

Oltre alla salinizzazione un altro processo che influenza i suoli dell'Antartide é la rubefazione, cioè l'arrossamento diffuso della matrice dovuto all'ossidazione del ferro ferroso a ferro ferrico in condizioni aerobiche (Bockheim e Ugolini, 1990), già descritto nella Wright Valley da Ugolini e Bull (1965). Tuttavia, per il verificarsi della rubefazione é necessaria una disgregazione fisica delle rocce per esporre la superficie dei minerali. Importante, a questo riguardo, é stata l'azione frantumatrice dei ghiacciai durante le prime glaciazioni. Nella Terra della Regina Vittoria del Sud è stata riconosciuta una diretta relazione tra il colore delle rocce e quello dei suoli (Mac Crow, 1967). D'altra parte é innegabile che queste differenze cromatiche tendono ad attenuarsi con il tempo. L'alterazione dei minerali nel suolo avviene grazie alla presenza di un sottile strato di acqua che rimane liquido anche a temperature sotto zero (Ugolini e Anderson, 1972).

La riduzione delle dimensioni delle particelle, dovuta all'alterazione fisica, è un fenomeno in atto anche nei suoli Antartici; ciò è riscontrabile nei suoli più vecchi, dove la quantità di limo e di argilla è decisamente maggiore (Ugolini e Bull, 1965; Campbell e Claridge, 1967; Everett, 1971).

Le superfici terrigene del paesaggio antartico continentale sono ricoperte dal Desert Pavement. Comunemente la formazione di questo pavimento sassoso viene spiegata come il risultato dell'erosione eolica o del movimento ascendente dei clasti dovuto ai cicli di umettamento ed essiccazione. Nelle zone più continentali dell'Antartide, l'erosione eolica sembra essere la causa più probabile.

La povertà di "plant life" nel continente Antartico limita il contenuto di sostanza organica nei suoli. Infatti, solo dove è presente una copertura di muschi si ritrova del carbonio organico nel suolo (Ugolini, 1977): fino all'1.2% mentre in suoli analoghi privi di briofite si raggiunge lo 0.01%. Eccezioni a questa situazione sono i suoli occupati dalle colonie di pinguini, dove strati di 10-15 cm di guano si accumulano sul substrato minerale (Ugolini, 1972). Una volta che i pinguini se ne vanno si ha la riduzione dell'N e la trasformazione dell'acido urico in ossalati (Ugolini, 1972). Un caso di grande interesse è stato riportato recentemente da Blüme e Bølter (1993) sulla formazione di un Podzol a Casey Station, Wilkes Land, sotto l'influenza del guano dei pinguini.

I processi qui descritti, mediati dal clima, natura della roccia madre, topografia, organismi e tempo, hanno prodotto i suoli genetici citati nella Tabella 3.

Nell'Antartide sono stati riconosciuti i seguenti suoli (Fig. 9):

- Zona Costiera (58°-68° S): Red Ahumosols, Protorankers, Ornithogenic, Regosols, Lithosols (Mc Namara, 1969). A questi vanno aggiunto i Podzols e gli Histosols riconosciuti da Blüme e Bølter (1993) a Casey Station.

- Zona Continentale (68°-87° S): Ahumic,

Protorankers, Ornithogenic o Avian soils, Evaporite soils, Regosols e Lithosols (Tedrow e Ugolini, 1966).

Nella Zona Costiera i suoli hanno le seguenti sequenze di orizzonti:

- Red Ahumosols: D/A/Bw/BC/Cf
- Protorankers: Oi/C o Bw/Cf
- Ornithogenic: Oi/Oe/Oa/Cf
- Podzols: A/E/Bh/Bs/Bvs/Cv (Blüme e Bølter, 1993)
- Histosols: LH/H1/H2/H3/Cv (Blüme e Bølter, 1993)
- Suoli su Evaporiti: C1z/C2z/C3z
- Regosols: D/O/C1/C2/Cf; A/Cf
- Lithosols: Rf
- Leptosols: A/Rf (Blüme e Bølter, 1993)

Nella zona continentale:

- Ahumic (Cold Desert): D/Bz/Bw/BC/Cf (Ugolini e Bull, 1965)

- Protorankers, Ornithogenic, Regosols e Lithosols sono equivalenti a quelli delle zone costiere (Mc Namara, 1969).

Nella classificazione di Campbell e Claridge (1969, 1987) vengono identificati come Frigic i suoli zonali, azonali e intrazonali. Gli zonali sono classificati secondo l'umidità, il grado di sviluppo, la natura e provenienza della roccia madre. Gli intrazonali sono suddivisi in base alla presenza di sali e di costituenti organici e alle condizioni idrotermali. Gli azonali sono i suoli recenti.

Diversi autori (Tedrow e Ugolini, 1966; Campbell e Claridge, 1987; Bockheim e Ugolini, 1990) hanno considerato i Red Ahumosols e gli Ahumic come i suoli zonali per l'Antartide. I Red Ahumosols, come descritti da Mc Namara (1969), sono più sviluppati dei suoli del Deserto Freddo grazie al clima più moderato, maggiormente umido e con un periodo di disgelo più lungo. Inoltre la loro superficie mostra una copertura (1-2%) di muschi e licheni che favoriscono la formazione di un sottile orizzonte A. Gli orizzonti B vanno dal giallo-rossastro al rosso e mostrano processi di illuviazione di ferro e argilla, con formazione di cutans. La presenza di vescicole e di una struttura lamellare indicano

Tabella 3. Zone botaniche e pedologiche dell'Antartide con i relativi gruppi genetici di suoli.

Zone	Continental	Continental	Continental	
Botaniche:				
<i>Holdgate, 1970</i>	Antarctic (coastal)	Antarctic (slopes)	Antarctic*	
Zone	Antarctic Polar	Antarctic Cold	Antarctic Cold	
Pedologiche:	Desert	Desert	Desert	
Regioni:	Enderby Land Wilkes Land Balleny Isl. Scott Isl.	Transantarctic Mts. Prince Charles Mts. Ford Range Ellsworth Mts.	Transantarctic Mts.	
Suoli:	Red Ahumosols Podzols Protorankers Ornithogenic Regosols Lithosols	Ahumic soils (zonal) Evaporitic soils Protorankers Ornithogenic Regosols Lithosols	Ultraxerous Xerous Subxerous Evaporitic soils Algal peat Avian soils Hydrothermal soils	suoli zionali suoli intra-zionali
Fonti:	<i>Blüme and Bölter 1993</i> <i>Mac Namara, 1969</i>	<i>Tedrow e Ugolini, 1966</i>	<i>Campbell e Claridge 1987</i>	

Modificato da *Bockheim e Ugolini, 1990.*

* L'intero continente, esclusa la Penisola Antartica

il susseguirsi di processi di gelo e disgelo. Il permagelo appare cementato dal ghiaccio (*ice-cemented permafrost*) e si trova mediamente a circa 60 cm (Mc Namara, 1969).

Un profilo modello di Ahumic per il Deserto Freddo (Fig. 9) appare costituito da un Desert Pavement di ciottoli più o meno erosi dal vento e più o meno ricoperti da "desert varnish" (vernice di ossidi). Manca del tutto una copertura vegetale e sono assenti anche licheni. Nei suoli

più antichi situati all'interno del continente, il grado di erosione eolica sui clasti aumenta, come pure la quantità di vernice del Deserto. Questi suoli, che possono risalire al Miocene (Campbell e Claridge, 1987), si sviluppano in estrema aridità, e mostrano sotto il pavimento del Deserto un orizzonte biancastro, costituito da sali solubili precipitati (nitrati e solfati). Questo orizzonte è seguito da uno o più orizzonti Bw, caratterizzati da un colore giallo-brunastro

Tabella 4. Correlazione tassonomica al livello di gruppi genetici e sottogruppi secondo tre sistemi di classificazione per alcuni suoli polar

Artide	USDA System <i>(Soil Survey Staff, 1996)</i>	Canadian System <i>(Can. Soil Survey Comm. 1978)</i>
Arctic System <i>(Tedrow, 1977)</i>		
Polar Desert	Pergelic Cryorthent	Regosolic Static or Turbic Cryosol
Polar Desert-Tundra interjaccence	Pergelic Cryaquept	Gleysolic Static (Turbic) Cryosol
Arctic Regosol	Pergelic Cryopsamment, Pergelic Cryorthent	Regosolic Static (Turbic) Cryosol
Arctic Lithosol	Lithic Cryorthent, Lithic Cryopsamment	
Arctic Rendzina	Pergelic Cryoboroll, Pergelic Cryorendoll	Orthic Static Cryosol, Orthic Static Cryorendoll
Arctic Podzols	Pergelic Cryorthod, Cryo- chrept or Cryopsamment	Non Previsto
Arctic Brown	Pergelic Cryochrept, Cryoumbrept o Cryoboroll	Brunisolic Static (Turbic) Cryosol Orthic Static Cryosol
Upland Tundra	Pergelic Cryaquept	Gleysolic Static Cryosol
Meadow Tundra	Pergelic Cryaquept, Pergelic Ruptic-Histic Cryaquept	Gleysolic Static or Turbic Cryosol
Half bog	Histic Pergelic Cryaquept	Gleysolic Static (Turbic) Cryosol
Bog	Pergelic Cryofibril	Fibric Organo Cryosol
Antartide		
Gruppi Genetici <i>(Te- drow and Ugolini, 1966)</i>	USDA System <i>(Soil Survey Staff, 1996)</i>	Canadian System <i>(Can. Soil Survey Comm., 1978)</i>
Ahumic	non previsto	non previsto
Evaporitic	non previsto	non previsto
Protoranker	non previsto	non previsto
Ornithogenic	non previsto	non previsto
Regosol	Pergelic Cryorthent, Pergelic Cryopsamment	Regosolic (Turbic) Static Cryosol
Lithosol	Lithic Cryorthent, Lithic Cryopsamment	non previsto
Red Ahumosol <i>(McNamara, 1969)</i>	non previsto	non previsto

o giallo-oliva e da un elevato contenuto di sassi in una matrice limosa e sciolta. In altri casi, dove il sale è disperso nella matrice e non forma un orizzonte separato, la consistenza del suolo aumenta.

Sulle morene di 1-2 milioni di anni il permagelo non è consolidato (dato che il ghiaccio si sublima per la continua ed estrema aridità) e la sua presenza si deduce solo dalla temperatura. I Brown Ahumosols o Ahumic che si formano sulle morene più recenti (circa 20.000 anni) mostrano un profilo simile ai suoli più antichi, ma sono meno colorati, più grossolani ed il permafrost è cementato dal ghiaccio.

SOMMARIO E CONCLUSIONI

I suoli polari si formano in condizioni climatiche avverse, tuttavia quelli dell'Artide, grazie alla configurazione geografica dell'emisfero nord, sono esposti a temperature più moderate e a un regime più umido di quelli dell'Antartide.

I suoli della Tundra sono dominati dall'idromorfismo a causa della presenza del permagelo contenente ghiaccio interstiziale; infatti, la presenza della falda gelata impedisce il drenaggio delle acque durante il disgelo. Conseguenza dell'idromorfismo e delle basse temperature è l'accumulo di materia organica poco decomposta alla superficie del suolo. Dove il paesaggio è anche solo leggermente concavo i terreni organici e torbosi sono comuni (Tedrow et al., 1958). La presenza del permagelo e le basse temperature invernali provocano la formazione del "patterned ground". Nell'Artide le zone costiere dell'Alaska sono molto più umide di quelle della Siberia, tuttavia l'idromorfismo è comune anche nel continente asiatico. Solo una bassa percentuale dei suoli della Tundra sono ben drenati grazie alla loro tessitura e posizione. Secondo Tedrow (1977) questi suoli brunificati rappresenterebbero i suoli zonali. La podzolizzazione, come processo in atto, in Alaska si spinge fino a 69° N. (Ugolini

et al., 1987); podzols sono stati però rinvenuti da Jakobsen (1992) a 74° N, in Groenlandia nord-orientale, e fino a 77° N, a Hornsund, nello Spitzbergen occidentale.

L'isoterma di 4 °C per il mese più caldo, luglio, delinea il confine meridionale del Deserto Polare, la regione desolata a nord della Tundra, in cui vigono temperature estremamente basse, precipitazioni limitate e una brevissima stagione libera da neve. Nel Deserto Polare i processi pedogenetici sono deboli, limitati alla dissoluzione e riprecipitazione dei carbonati, alla formazione di silt caps e alla rubefazione. Tuttavia l'alterazione dei minerali procede anche a basse temperature e umidità, come dimostrato dalla formazione in situ di alcuni minerali secondari. Tali processi avvengono con una bassa partecipazione della vegetazione, la quale occupa meno del 5% della superficie. Quando la falda gelata è vicina alla superficie, i processi criogenici tendono a prevalere su quelli pedogenetici. I suoli del Deserto Polare appartengono agli Inceptisols ed agli Entisols della U.S. Soil Taxonomy (1996) o ai Gelisols del Canadian Classification System (1978).

Nell'Antartide la formazione del suolo oltre che dalle basse temperature dalla povertà d'acqua è condizionata dalla scarsità di zone libere da ghiaccio. Scarsa è l'influenza del fattore biotico sui processi pedogenetici, essendo questo rappresentato solo da piccoli cuscinetti o tappeti di muschi, oppure da uno strato di guano sulla superficie del suolo nelle colonie di pinguini. Le condizioni climatiche peggiorano decisamente spostandosi dalla costa verso l'interno, di conseguenza i suoli più sviluppati, Red Humosols e Podzols, si trovano nella zona costiera del continente. Nella zona continentale gli Ahumici, considerati suoli zonali, possono essere distinti sulla base del contenuto d'umidità. I suoli più aridi presentano degli orizzonti salini mentre in quelli meno aridi i sali solubili sono dispersi nel profilo. I carbonati secondari sono presenti solo nella Penisola Antartica o sui substrati marmorei. I processi pedogenetici che operano in Antartide sono del tipo desertico con

un regime idrico "subpercolativo", eccetto lungo le coste dove si ha illuviazione di limo o migrazione di Fe e Al, con formazione di Podzols.

RINGRAZIAMENTI

L'autore intende ringraziare tutti coloro che, allora studenti adesso docenti o professionisti, dal 1959 fino al 1995 parteciparono con lui alle campagne artiche e antartiche. Inoltre la National Science Foundation (USA), che ha messo a disposizione i fondi e i mezzi logistici per condurre le ricerche.

Sono in debito con il Dr. G. Certini e con il Dr. A. Agnelli per l'aiuto datomi nel redigere la versione italiana e per aver messo a punto la copia finale del lavoro.

LETTERATURA CITATA

- ANDERSON, J.D. 1965. Bedrock geology of Antarctica: a summary of exploration 1831-1962. *In* Geology and Palaeontology of Antarctica. J.B. Hadley Ed. Am. Geo. Union Arct. Res. Ser. 6, 1-70.
- BLISS, L.C. 1977. General Summary, Truelove Lowland ecosystem. *In* Truelove Lowland, Devon Island, Canada: A High Arctic Ecosystem. L.C. Bliss Ed. pp. 657-675. Univ. of Alberta Press, Edmonton.
- BLISS, L.C. 1978. Vegetation and revegetation within permafrost terrain. Third Int. Conf. Permafrost. 2, 31-50. National Rese. Council, Canada, Ottawa.
- BLISS, L.C. 1979. Vascular plant vegetation of the Southern Circumpolar Region in relation to Antarctic, Alpine and Arctic vegetation. *Can. J. of Botany* 57 : 2167-2178.
- BLISS, L.C. 1990. Arctic Ecosystems: Patterns of Change in Response to Disturbance. *In* The Earth in Transition; Patterns and Processes of Biotic Improvement. G.M. Woodwell Ed. pp. 347-366. Cambridge Univ. Press.
- BLÜME, H. P. e BÖLTER, M. 1993. Soils of Casey Station (Wilkes Land, Antarctica). *Proceedings 1st Intern. Conf. Cryopedology*. Russian Academy of Science, Pushchino. pp. 96-103.
- BOCKHEIM, J.G. 1979. Relative age and origin of soils in eastern Wright Valley, Antarctica. *Soil. Sci.* 128 : 142-152.
- BOCKHEIM, J.G. e UGOLINI, F.C. 1990. A review of pedogenic zonation in well-drained soils of the Southern circumpolar region. *Quat. Res.* 34, 47-66.
- BROCAS, J. e DELWICHE, R. 1963. Cl, K, and Na concentrations in Antarctic snow and ice. *J. Geophys. Res.* 18, 3999-4000.
- BROWN, J. e TEDROW, J.C.F. 1964. Soils of the Brooks Range, Alaska: 4. Well drained soils of the glaciated valleys. *Soil. Sci.* 97, 187-195.
- BROWN, R.J.E. 1968. Occurrence of permafrost in Canadian peatland. *International Peat Congr., 3rd. Quebec 18-23 Aug. 1968 Proc.*, 174-181.
- CAMERON, R.E., LACY, G.H., MORELLI, F.H. e MARSH, J. B. 1971. Farthest South microbial and ecological investigations. *Antarctic J.U.S.* 6, 105-106.
- CAMPBELL, I.B. and CLARIDGE, G.G.C. 1987. Antarctica: soils, weathering processes and environment. Elsevier, Amsterdam. 368 pp.
- CAMPBELL, I.B. e CLARIDGE, G.G.C. 1967. Site and soil differences in the Brown Hills region of the Darwin Glacier, Antarctica. *N.Z.J.Sci.* 10, 563-577.
- CAMPBELL, I.B. e CLARIDGE, G.G.C. 1968. Soils in the vicinity of Edisto Inlet. Victoria Land, Antarctica. *N.Z.J.Sci.* 11, 498-520.
- CAMPBELL, I.B. e CLARIDGE, G.G.C. 1969. A classification of frigid soils - the zonal soils of Antarctica Continent. *Soil. Sci.* 107, 75-85
- CANADIAN SOIL SURVEY COMMITTEE, SUB-COMMITTEE ON SOIL CLASSIFICATION. 1978. "The Canadian System of Soil Classification." Can. Dept.

- Agr. Pub. 1646 Supply and Services, Canada Ottawa.
- CHERNOV, Y.I. e MATVEYEVA, N.V. 1979. The zonal distribution of communities on Taimyr (in Russian). *In* Arctic Tundra and Polar Deserts of Taimyr. Aleksandrova, V.D. and Matveyeva, N.V. Eds. pp. 166-200, Nauka, Leningrad.
- DOUGLAS, L.A. e TEDROW, J.C.F. 1959. Organic matter decomposition rates in arctic soils. *Soil Sci.* 88, 305-312.
- DOUGLAS, L.A. e TEDROW, J.C.F. 1960. Tundra soils of arctic Alaska. *Proc. 7th Int. Congr. Soil Sci. (Madison Wisc.) Vol. 4. Comm.V,* 291-304.
- DOUMANI, G. e LONG, W. 1962. The Ancient Life of the Antarctic. *Scientific American*, 207, 169-184.
- EVERETT, K.R. 1971. Soils of the Meserve Glacier Area, Wright Valley, Southern Victoria Land, Antarctica. *Soil Sci.* 112, 425-438.
- EVERETT, K.R. e PARKINSON, R.J. 1977. Soil and landform associations, Prudhoe Bay area, Alaska. *Arct. Alp. Res.* 9, 1-19.
- HOLDGATE M. W. 1970. Vegetation. *In: M. W. Holdgate, Ed. Antarctic Ecology*, Academic Press., London, vol. 2, pp. 729-732.
- IGNATENKO, I.V. 1971. Soils of the Kara River basin and their zonal position. *Sov. Soil Sci.* 3, 15-28.
- JAKOBSEN B.H. 1992. Preliminary studies of soils in north-east Greenland between 74° and 75° northern latitude. *Geografisk Tidsskrift.* 92, 111-115.
- JONES, L.M. e FAURE, G. 1969. The isotope composition of strontium and cationic composition of Lake Vanda, and Lake Bonney in Southern Victoria Land. *Ohio Univ. Report* 4. 82 pp.
- KEYS, J.R., WILLIAMS, K. 1981. Origin of crystalline, cold desert salt in the McMurdo Region, Antarctica. *Geochem. Cosmochim. Acta* 45, 2299-2304.
- LLANO, G.A. 1962. The terrestrial life of the Antarctic. *Scientific American* 207, 212-230.
- MAC NAMARA, E.E. 1969. Active layer development and soil moisture dynamics in Enderby Land, East Antarctica. *Soil Sci.* 105, 345-349.
- MARKOV, K.K. 1956. Some facts concerning periglacial phenomena in Antarctica (in Russian). *Vest. Mosk.Univ.(Geograf.)* 1, 139-148.
- MCCROW, J.D. 1967. Some surface features of McMurdo Sound Region, Victoria Land, Antarctica. *N.Z.J.Geol.Geophys.* 10, 394-417.
- MULLER, S.W. 1947. Permafrost or permanently frozen ground and related engineering problems. J.W. Edwards, Mich., Ann Arbor, USA.
- PICKARD, J. 1986. Antarctic oases, Davis Station and the Vestfald Hills. *In: Antarctic oases.* Pickard J. Ed. Academic Press. Sidney. pp 1-19.
- RIEGER, S. 1983. The genesis and classification of cold soils. *Accademic Press*, New York, 230 pp.
- SOIL SURVEY STAFF 1996. Keys to Soil Taxonomy. 7th ed. U.S.D.A., N.R.C.S., U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C., USA, 644 pp.
- TARGULIAN, V. 1959. The first stage of weathering and soil formation on igneous rocks in the tundra and taiga zones. *Soviet Soil Sci.* 11, 1287-1296.
- TEDROW, J.C.F. 1966. Polar Desert Soils. *Soil Sci. Amer. Proc.* 30, 381-387.
- TEDROW, J.C.F. 1972. Soil morphology as an indicator of climatic changes in arctic areas. *In Climatic Changes in Arctic Areas during the last Ten Thousand Years.* Vasari, Y., Hyvarinen, H. and Hicks, S. Eds. *Acta Univ. Ouleansis, Ser. A. No 3 Geol.* 1, 61-76.
- TEDROW, J.C.F. 1977. Soils of the Polar Land. *Saps. Rutgers Univ. Press* 638 pp.
- TEDROW, J.C.F. e BROWN, J. 1962. Soils of the Northern Brades Range, Alaska, weakening of the soil forming potential at high altitudes. *Soil Sci.* 93, 254-261.

- TEDROW, J.C.F. e CANTLON, J.E. 1958. Concepts of soil formation and classification in arctic regions. *Arctic* 11, 166-179.
- TEDROW, J.C.F. e UGOLINI, F.C. 1966. Antarctic soils. *In* Antarctic soils and soil-forming processes. Tedrow, J.C.F. Ed. Amer. Geophysic Union Antarctic Res. Ser. 8, 161-177
- TEDROW, J.C.F. *et al.* 1958. Major genetics soils of the Arctic Slope of Alaska. *J. Soil Sci.* 9, 33-45.
- TYRTIKOV, A.P. 1959. Principles of Geocryology. Pt. 1 General Geocryology. Soviet Acad. Sci. (Moscow) Chap. 12, pp. 399-421. (Nat. Res. Com. of Canada trans., TT-1163).
- UGOLINI F.C., CORTI G. e CERTINI, G. (1997). I processi pedogenetici e criogenici nel deserto polare, Devon Island, N.W.T., Canada. *Atti XIV Convegno Nazionale Società Italiana Chimica Agraria*. Rimini, 25-27 Settembre 1996, Italia (in stampa).
- UGOLINI F.C., STONER M.G. e MARRETT D.J. 1987. Arctic pedogenesis: 1. Evidence for contemporary podzolization. *Soil Sci.* 144, 90-100.
- UGOLINI, F.C. 1972. Ornithogenic soils of Antarctica. *In* Antarctic Terrestrial Biology. Llano, G. Ed. Am. Geophys. Union, Ant. Res. Ser. 20, 181-193.
- UGOLINI, F.C. 1977. The protoranker soils and the evolution of an ecosystem at Kar Plateau. *In* Adaptations within antarctic ecosystems. Llano, G. Ed. Smithsonian Inst. Washington, 1091-1110.
- UGOLINI, F.C. 1986. Pedogenetic zonation in well drained soils of the arctic regions. *Quat. Res.* 26, 100-120.
- UGOLINI, F.C. e ANDERSON, D.M. 1972. Ionic migration and weathering in frozen antarctic soils. *Soil Sci.* 115, 461-470.
- UGOLINI, F.C. e BULL, C. 1965. Soil development and glacial events in Antarctica. *Quaternaria*, 7, 251-269.
- UGOLINI, F.C. e TEDROW, J.C.F. 1963. Soils of the Brooks Range, Alaska: 3. Rendzina of the Arctica. *Soil Sci.* 96, 121-127.
- WASHBURN, A. L. 1956. Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67, 823-865.