

ALBERTO ANTONIAZZI

UNA SCIENZA GIOVANE: LA PEDOLOGIA

Estratto da LE SCIENZE - Fasc. 1, 2-3 e 5, 1968

FIRENZE
CASA EDITRICE FELICE LE MONNIER
1968

UNA SCIENZA GIOVANE: LA PEDOLOGIA

IL SUOLO

La Pedologia, scienza del suolo, si è sviluppata in tempi recenti ed è ancora impegnata in un profondo e fruttuoso lavoro di elaborazione dei propri metodi e dei propri risultati.

Il suolo dapprima veniva considerato come un qualcosa di stabile, di inerte, di limitato a pochi centimetri di terreno vegetale, con caratteristiche chimiche e fisiche interamente determinate dalla roccia madre. Per questo motivo i primi studi sul suolo erano puramente chimici ed erano strettamente condizionati dai problemi della pratica agricola.

Solo successivamente al 1880 la scienza del suolo riuscì a porre basi rigorose con la comprensione che il proprio oggetto è un corpo naturale complesso, soggetto a continue modificazioni, costituito da particelle minerali e da sostanza organica, supporto naturale alla vita delle piante. Questo corpo naturale, in ciascuna sua variazione, è caratterizzato da un'atmosfera interna, da una particolare economia dell'acqua e da una fauna e da una flora determinata.

Il suolo rappresenta dunque l'esile strato superficiale che riveste la roccia; risulta dalla sua alterazione e dal contributo in composti organici degli esseri viventi, e si sviluppa in rapporto al clima e particolarmente alla vegetazione.

Verso l'alto il suolo è limitato dall'aria o da sottili peli di acque temporanee; lateralmente si spinge fino ai limiti degli affioramenti di roccia nuda, fino all'orlo dei ghiacciai, dei depositi salini, del mare, dei laghi e delle acque fluviali; verso il basso può essere considerato suo limite, non senza margini di incertezza, la zona in cui termina il radicamento delle piante.

In senso verticale il suolo può presentare o meno un profilo differenziato, cioè una successione di orizzonti diversi e caratteristici, che si susseguono dall'alto verso il basso fino a raggiungere la sottostante roccia inalterata. Questa distribuzione è conseguenza dell'alterazione, della migrazione e del deposito degli elementi e delle sostanze originarie.

La distribuzione del suolo in senso areale segue l'andamento morfologico della superficie, che si articola in forme convesse, come le colline e le montagne; in forme concave, come le depressioni vallive; in forme pianeggianti, come le pianure. Queste forme risultano distribuite secondo sistemi abbastanza semplici, almeno nei linea-

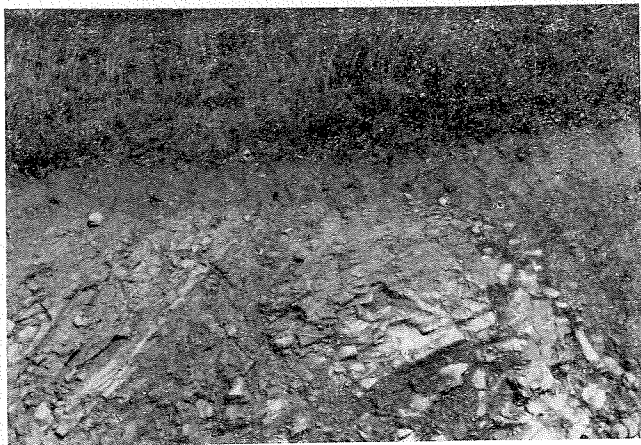


Fig. 1. - Profilo di un suolo. Si noti la differenza tra il solum e la roccia madre. (Foto Antoniazzi).

menti fondamentali, conseguenti al moto delle acque correnti. Su questa superficie sfumano l'uno nell'altro e si alternano affioramenti di rocce appena alterate superficialmente, suoli all'inizio della loro evoluzione, suoli maturi, suoli trasformati dalle pratiche agricole e suoli erosi. Questi suoli presentano caratteristiche e proprietà variabili in ragione sia dei vari fattori della pedogenesi, come la natura della roccia madre, il clima, gli organismi vegetali ed animali, l'andamento morfologico, l'opera dell'uomo e il tempo di evoluzione; sia del vario comporsi dell'azione di tutti questi fattori.

COSTITUENTI DEL SUOLO

LE FASI.

Nel suolo possono essere individuate tre fasi: una solida, una liquida ed una aeriforme.

La fase solida è costituita da una frazione minerale, formata da frammenti di rocce o di minerali inalterati o solo parzialmente alterati e dal complesso di alterazione dei silicati, costituito soprattutto da colloidali argillosi; e da una frazione organica, comprendente una parte a struttura più o meno organizzata e una parte senza struttura netta a caratteristiche colloidali.

La fase liquida del suolo è rappresentata dall'acqua di cristallizzazione e di costituzione dei minerali; dall'acqua igroscopica, che forma veli sottilissimi attorno alle particelle costituenti il suolo; dall'acqua capillare, che riempie i pori più fini del suolo; e dall'acqua di percolazione o di gravità, che si muove dall'alto verso il basso nei pori maggiori del suolo.

La fase gassosa del terreno rivela una composizione assai vicina a quella atmosferica per quanto concerne l'azoto e l'ossigeno, ma una maggior ricchezza in anidride carbonica.

Sia la parte porosa, sia la frazione solida rappresentano circa il 50% del suolo. Il movimento dell'aria e dell'acqua, determinante nella pedogenesi e nella produttività

del terreno, è favorito non tanto dal numero dei pori, quanto dalle loro effettive dimensioni; infatti il movimento è tanto più libero, quanto maggiori sono i loro volumi.

I COSTITUENTI MINERALI.

I costituenti minerali del suolo vengono distinti, a seconda delle dimensioni, in scheletro e terra fine. Allo scheletro appartengono i granuli con diametro maggiore di due millimetri, alla terra fine quelli con diametro inferiore. A sua volta la terra

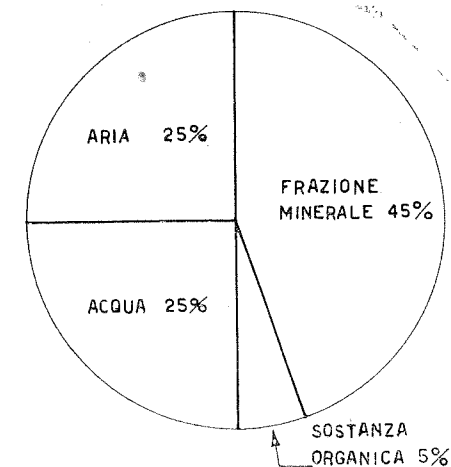


Fig. 2. - Composizione, a titolo di esempio, di un suolo umido, con le reciproche proporzioni delle fasi solida, liquida e gassosa. (Ridisegnato da PRINCIPÌ).

fine viene distinta in *sabbia*, quando il diametro dei granuli è tra due millimetri e venti micron; in *limo*, quando il diametro dei granuli è tra i venti e i due micron; in *argilla*, quando il diametro delle particelle è inferiore ai due micron. Quest'ultima frazione, a caratteristiche colloidali, può non essere costituita esclusivamente da minerali argillosi; infatti in essa possono comparire anche altri minerali ridotti a dimensioni colloidali.

Nel suolo il complesso detritico può presentare dimensioni e proporzioni reciproche delle varie frazioni granulometriche quanto mai varie. Un suolo equilibrato contiene sabbia dal 30 al 50%, argilla inferiore al 20%, limo dal 30 al 50%. Un eccesso di argilla rende il suolo difficile da lavorare, freddo ed impermeabile. Un eccesso di sabbia conferisce al suolo una facile lavorabilità, una scarsa coesione, una buona permeabilità ed aereazione, ma lo espone all'aridità nei periodi con scarse precipitazioni.

Nel suolo la frazione grossolana costituisce, in generale, la parte inerte e la « riserva » minerale, che alterandosi progressivamente cede gli elementi alla frazione colloidale; i colloidali donano invece al suolo le sue specifiche proprietà chimico-fisiche, adsorbendo gli ioni, cementando gli aggregati e quindi conferendogli una particolare struttura.

La frazione solida inorganica del suolo dipende sia dal substrato pedogenetico, sia dall'intensità e dalla durata dei processi di alterazione da esso subiti. Nel suolo tendono a rimanere i minerali più resistenti, mentre col passare del tempo si riduce sempre di più la percentuale dei minerali alterabili ed aumenta quella dei minerali

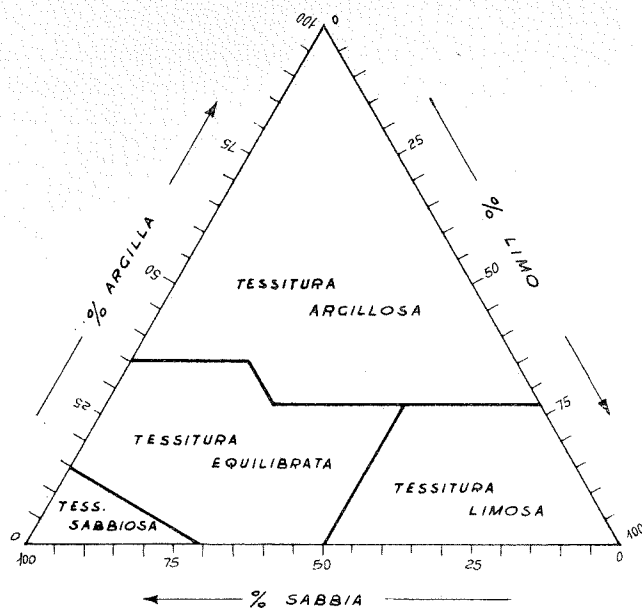


Fig. 3. - Diagramma triangolare per la classifica dei suoli a seconda della granulometria. (Ridisegnato da DUCHAUFOR e semplificato).

di neoformazione in ambiente pedogenetico. È questo il processo che fa allontanare il suolo evoluto dalle caratteristiche mineralogiche del substrato.

LA SOSTANZA ORGANICA.

La sostanza organica, che si trova nel suolo, è soprattutto dovuta a residui di origine vegetale: foglie, rami secchi, radici in decomposizione. Negli orizzonti umiferi del suolo la sostanza organica si può presentare: poco alterata, mostrando una struttura ancora vicina a quella originale, come è evidente nello strato più superficiale del suolo naturale; più profondamente alterata, ma con una struttura ancora riconoscibile; allo stato di colloidi umici.

Il processo di alterazione della sostanza organica si sviluppa lungo due linee: la prima porta ad una mineralizzazione più o meno rapida della sostanza organica, con liberazione di ammoniaca, di acido nitrico, di anidride carbonica, ecc.; la seconda porta alla formazione di colloidi umici, che successivamente subiscono una lenta mineralizzazione.

L'umo è costituito da un complesso di sostanze organiche colloidali, in cui figurano vari acidi organici, come quelli fulvici ed umici, semplici o polimerizzati;

e le « umine », costituite da sostanza organica evoluta, non acida, dovuta ad una mescolanza non ben definita di vari composti organici e di acidi polimerizzati.

I COLLOIDI.

I colloidi del suolo possono essere sia di origine minerale, sia di natura organica. Questi colloidi possono essere distinti in elettropositivi, come gli idrati di ferro e di alluminio, che si comportano come basi deboli; e in elettronegativi, come i minerali argillosi, la silice colloidale e gli acidi umici, che si comportano come acidi deboli.

I colloidi possono presentarsi allo stato flocculato quando la loro carica è neutralizzata, sono invece allo stato disperso nelle soluzioni del suolo, quando non sono

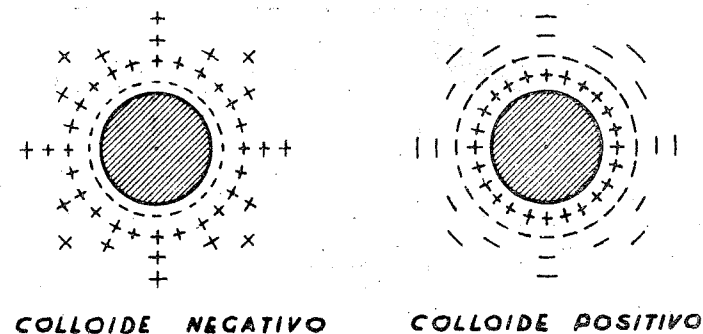


Fig. 4. - Schema della molecola dei colloidi. Queste molecole sono contornate da due veli di cariche: il più interno e serrato corrisponde alla carica della molecola, il secondo più allentato corrisponde agli ioni adsorbiti di segno opposto. (Ridisegnato da DUCHAUFOR).

neutralizzati. Tra di essi possono essere distinti colloidi idrofobi, come le argille; e colloidi idrofilo, come gli acidi umici.

Non solo gli ioni H positivo e OH negativo influenzano lo stato dei colloidi del suolo, ma anche i cationi Na, K, Ca, Mg. L'azione flocculante dei cationi bivalenti è maggiore di quella dei monovalenti: infatti gli ioni sodio e potassio flocculano solo l'argilla, mentre gli ioni bivalenti flocculano sia l'argilla, sia gli acidi umici, anche se questi ultimi più lentamente.

I colloidi argillosi possono provenire direttamente dalla roccia madre o dall'alterazione di minerali preesistenti, come i feldspati, le miche, gli anfiboli e i piro-seni. Essendo dei silicati di alluminio vengono caratterizzati mediante il rapporto $R = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, che varia da 2 a 5.

I colloidi umici, poco sensibili all'azione flocculante dei cationi, risentono in modo netto quella degli agenti fisici, come ad esempio la lenta alternanza di idratazioni e di disseccamenti. Tra questi colloidi quelli formati in ambiente acido flocculano con difficoltà, quelli formati in ambiente neutro danno degli aggregati stabili, quelli formati in ambiente ricco di calcio flocculano con facilità.

Nel suolo sono presenti anche dei colloidi complessi dovuti all'unione di particelle minerali, come le argille e gli ossidi di ferro e di alluminio, e di composti umici. Questi colloidi sono tanto meno solubili quanto più le sostanze organiche sono polimerizzate.

Particolarmente importante è il complesso argillo-umico, che si costituisce mediante la disposizione delle piccole molecole di umo attorno a quelle maggiori di argilla come un involuppo. Questo complesso è difficile da flocculare quando è in soluzione, perchè l'umo ostacola i cationi nella loro azione flocculante rispetto all'argilla; mentre è difficile da disperdere una volta floccolato.

I cationi liberati dai fenomeni di alterazione e passati in soluzione possono essere trattenuti dai colloidi negativi del suolo, che neutralizzano così la propria carica super-

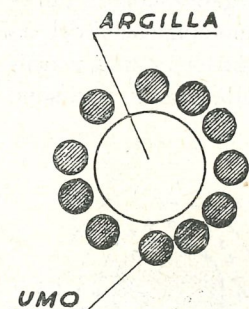


Fig. 5. - Schema di un complesso argillo-umico. (Ridisegnato da DUCHAUFOR).

ficiale. In questo modo si originano dei composti di adsorbimento, in cui figurano principalmente ioni idrogeno, calcio, magnesio, potassio e sodio, ma anche ioni ammonico, manganese, rame, zinco e alluminio.

Tra gli ioni presenti nella soluzione circolante nel suolo e quelli adsorbiti esiste uno scambio continuo, che in media non altera gli equilibri numerici esistenti tra la frazione di ioni trattenuti dal « complesso adsorbente » e quelli liberi.

La capacità del complesso adsorbente di trattenere e scambiare cationi è di importanza fondamentale nella vita delle piante. Un indice serve per caratterizzare lo stato del complesso adsorbente nel suolo. Se con T si definisce la capacità totale di scambio, cioè la quantità massima di cationi che il complesso adsorbente può trattenere, e con S si indica la quantità totale di cationi effettivamente trattenuti, il rapporto $S \times 100/T$ rappresenta il grado di saturazione in cationi metallici del suolo.

I colloidi positivi, come gli idrossidi di alluminio e di ferro, trattengono generalmente gli anioni. Pare inoltre probabile che anche i colloidi argillosi possano operare in modo analogo, mediante fenomeni di sostituzione degli ossidrili OH , che figurano nel reticolo cristallino, oppure mediante un vero e proprio ampliamento superficiale del reticolo cristallino. Anche in questo caso si presentano i fenomeni di scambio ionico tra i colloidi adsorbenti e la soluzione circolante.

GLI AGGREGATI.

I costituenti del suolo, se talvolta si presentano come granuli isolati, frequentemente si rivelano agglomerati tra loro in modo da dar luogo ad aggregati caratteristici, che possono essere fini, grumosi, nuciformi, prismatici, colonnari, lamellari, a zolle, ecc.

L'aggregazione è dovuta alla flocculazione dei colloidi e alla conseguente cementazione delle singole particelle del suolo in unità più complesse. Le argille danno luogo ad aggregazioni poco stabili nelle stagioni umide. La cementazione dovuta al complesso argillo-umico è migliore ed è tanto più stabile, quanto più gli acidi umici sono polimerizzati.

Gli idrossidi di ferro e di alluminio, come pure il carbonato di calcio, possono dar luogo alla formazione di concrezioni e di vere e proprie croste nel terreno.

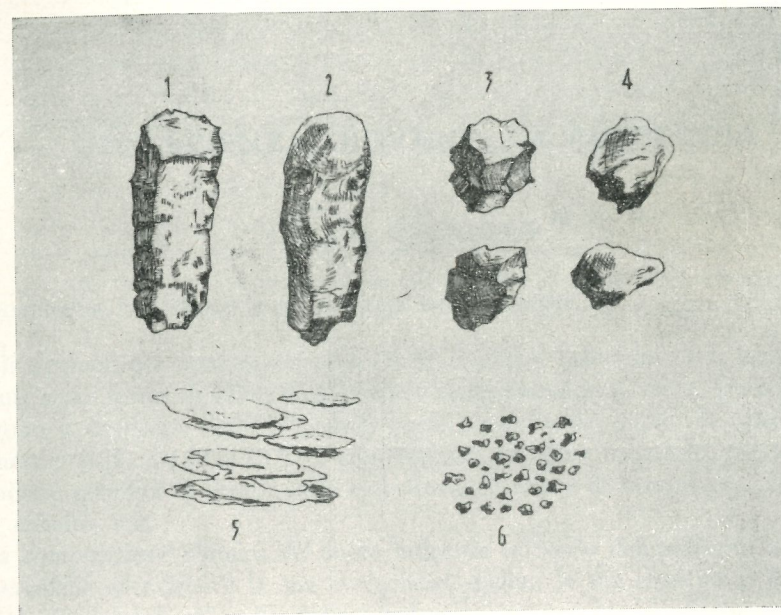


Fig. 6. - Alcuni tipi di aggregazioni: 1) aggregazione prismatica; 2) aggregazione colonnare; 3) aggregazione poliedrica angolare; 4) aggregazione poliedrica subangolare; 5) aggregazione laminare; 6) aggregazione granulare. (Ridisegnato da SOIL SURVEY MANUAL).

Lo stato di aggregazione ha una grande influenza sulla aereazione e sulla permeabilità del suolo; infatti l'aumento delle dimensioni delle particelle porta ad un aumento anche nelle dimensioni dei pori. Nei terreni coltivati le lavorazioni tendono appunto a migliorare la struttura del suolo, quando questa tende a divenire fine e compatta. La stabilità degli aggregati dona inoltre al suolo una maggiore resistenza all'attività erosiva.

UNA SCIENZA GIOVANE: LA PEDOLOGIA

CHIMICA DEL SUOLO

COMPOSIZIONE DEL SUOLO E NUTRIZIONE DELLE PIANTE.

Gli elementi più comuni nel suolo sono il silicio, l'alluminio e il ferro, rispettivamente sotto forma di silice, di allumina e di sesquiossido di ferro. Questi composti giungono a costituire l'80-90% della parte minerale del suolo. Il rimanente, che in generale oscilla dal 10 al 20%, è rappresentato da calcio, magnesio, potassio, sodio; da limitate quantità di azoto, zolfo e fosforo; da tracce di manganese, zinco, rame, boro, cobalto, ecc.

La composizione chimica del suolo influenza in modo determinante tanto le sue caratteristiche specifiche e la sua evoluzione, quanto la sua capacità di fornire elementi indispensabili alla vita delle piante.

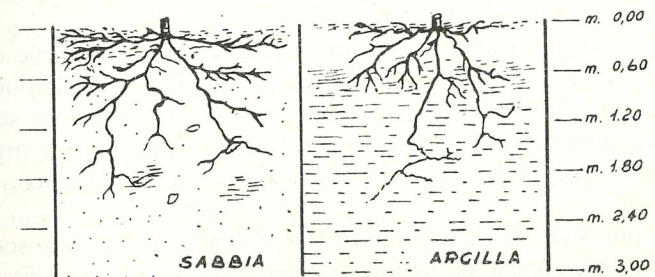


Fig. 1. - Sviluppo delle radici a seconda della natura del suolo. (Ridisegnato da PRINCIPI semplificato).

L'evoluzione del suolo è condizionata dalla ricchezza in calcio e in magnesio e, in generale, in cationi, che stimolano la mineralizzazione dell'humo, fanno assumere una buona struttura al suolo, saturano gli acidi organici, ritardando l'alterazione chi-

mica della roccia madre. La povertà in cationi, quindi l'acidità, dà luogo a suoli con orizzonti molto differenziati, desaturati, con umo inattivo e un'alterazione e lisciviazione elevate.

Gli elementi chimici in funzione della vita delle piante vengono così classificati: elementi primari plastici: carbonio, ossigeno, idrogeno, azoto, fosforo, e zolfo; elementi secondari plastici indispensabili: potassio, calcio, magnesio, ferro; elementi biogeni rari indispensabili: rame, zinco, manganese, molibdeno e boro; elementi biogeni comuni ma non indispensabili: silicio, sodio, cloro, cobalto, fluoro, iodio; elementi accidentali. Gli elementi plastici primari costituiscono circa il 97% della materia vivente. Gli elementi biogeni rari e alcuni biogeni comuni sono anche detti elementi micronutritivi.

I vegetali prelevano dal suolo sia cationi, sia anioni. Tra i più importanti cationi sono da menzionare quelli di calcio, magnesio, potassio e ferro. Tra i più importanti anioni sono quelli solforico e fosforico. L'azoto si presenta sia come catione ammonico, sia come anione nitrico.

Sulla assimilazione di questi ioni da parte delle piante ha influenza sia la loro abbondanza, sia il loro modo di essere presenti nel suolo. Per questa ragione la disponibilità degli ioni per l'assimilazione può essere quanto mai varia. La disponibilità è grande quando gli ioni si presentano sotto forma di sali solubili; è buona quando gli ioni sono adsorbiti dai colloidali del suolo in forma scambiabile; è assai limitata quando gli ioni sono fissati in modo forte da colloidali del suolo; è praticamente nulla quando gli ioni fanno parte di minerali inalterati e insolubili. Gli elementi nel suolo possono tuttavia passare da una forma ad un'altra, divenendo più o meno assimilabili dalle piante.

GLI ELEMENTI PIÙ COMUNI ED IMPORTANTI.

Vediamo ora le caratteristiche, la provenienza e l'importanza di alcuni tra i più importanti elementi chimici, che figurano nel terreno.

L'azoto è contenuto nella sostanza organica e nell'umo. Proviene dall'atmosfera ed è reso assimilabile dalle piante superiori dal metabolismo di microorganismi simbiotici con piante o liberi nel suolo. L'azoto viene assimilato solo sotto forma di NH_4 o di NO_3 , prodotti ultimi della decomposizione delle sostanze organiche. Nell'assimilazione l'ione nitrico viene immediatamente ridotto allo stato di ione ammonico.

Il fosforo proviene sia da minerali, come l'apatite, sia dalla sostanza organica e dall'umo. Può presentarsi sia in forma scambiabile, sia in forma fissata. In forma scambiabile l'ione fosforico PO_4 è trattenuto alla superficie dei colloidali del suolo da ioni calcio, alluminio e ferro. Può essere fissato, e quindi essere reso inutilizzabile, per precipitazione sotto forma di fosfato di alluminio e di ferro in un ambiente molto acido; per cristallizzazione, divenendo parte del reticolo di certe argille o riassumendo la forma di apatite; per inclusione entro concrezioni. L'assimilabilità del fosforo varia a seconda dei suoli in cui si presenta.

Il potassio deriva soprattutto da silicati, come l'ortoclasio, la leucite, la glauconite e la biotite. Può presentarsi sia in forma scambiabile, sia in forma non scambiabile. Una piccola parte soltanto del potassio presente nel suolo si rivela in combinazione nella sostanza organica.

Il calcio è fornito soprattutto da calcite, dolomite, gesso, plagioclasti, anfiboli e pirosseni. Non tutto il calcio è attivo: vi è quello trattenuto nei minerali e quello sotto forma di carbonato in grossi grani, che rappresenta una riserva non ancora utilizzabile. È attivo invece il calcio presente nei granuli di carbonato di dimensioni limose o colloidali, facilmente solubile. Vi è poi il calcio scambiabile trattenuto dal complesso assorbente del suolo. Questo elemento è assai importante per la nutrizione delle piante e per l'evoluzione del suolo.

Il magnesio può essere offerto da dolomite, magnesite, anfiboli, pirosseni, miche, olivina. Si può presentare in forma insolubile nei minerali originari, oppure in forma scambiabile legato alla frazione colloidale del suolo. Può fare parte anche della sostanza organica. Ha un comportamento analogo a quello del calcio.

Lo zolfo proviene da pirite, gesso, solfati di potassio e di magnesio. Nel suolo può trovarsi sotto forma di questi minerali o sotto forma organica. La sostanza organica del suolo è la maggiore sorgente di zolfo. Questo viene assimilato sotto forma di ione solforico per lo più. Questo elemento è essenziale per la nutrizione delle piante.

Il ferro viene ceduto al suolo da numerosissimi silicati, ossidi, solfuri e idrossidi. Ha grande importanza sia per lo sviluppo della vita, sia nell'evoluzione del suolo. Può presentarsi in forma colloidale collegato al complesso argillo-umico, in forma solubile e scambiabile allo stato di catione ferroso, in forma di idrato ferrico libero insolubile, in forma pseudosolubile complessa.

L'alluminio è apportato principalmente dai feldspati e subordinatamente da miche, anfiboli e pirosseni. Si presenta inoltre nei minerali argillosi e sotto forma di idrossidi. Questo elemento ha un comportamento anfotero, forma ioni complessi, precipita sotto forma di gel colloidale, si trova nel suolo sia in forma scambiabile allo stato di ione, sia in forma fissata nelle argille.

Il manganese proviene da silicati ferro-magnesiferi, da ossidi e da idrossidi. Nel suolo si presenta in varie forme più o meno ossidate. Può essere scambiabile se a basso grado di ossidazione (ossido manganoso), è invece insolubile se ad alto grado di ossidazione.

Il rame, il boro, lo zinco, il cobalto, il molibdeno, il nichel, il titanio sono infine gli oligoelementi: sostanze semplici allo stato di tracce nel suolo, indispensabili alla vita delle piante e causa dell'azione catalitica.

I FATTORI DELL'ALTERAZIONE.

I fenomeni di alterazione, che riguardano il substrato pedogenetico e la frazione mineralogica del suolo, implicano la distruzione dei minerali formati in condizioni di temperatura e di pressione diverse da quelle dominanti nel suolo e alla superficie

terrestre, e la formazione di minerali stabili in un ambiente generalmente fortemente idratato, con valori della pressione prossimi a quelli atmosferici e in condizioni di temperatura oscillanti da valori inferiori a 0° a valori di 40° o 50°.

Nel suolo, e in generale nell'ambiente sedimentario, i fattori che provocano il passaggio degli elementi da una fase all'altra sono la temperatura, la pressione, il potenziale ionico, il pH, il potenziale di ossido-riduzione, i processi colloidali, e la presenza e l'attività degli organismi.

TEMPERATURA.

Nei vari suoli la temperatura, connessa con la radiazione solare, decresce dall'equatore ai poli e con l'incremento dell'altezza sul livello marino. Varia poi in ragione dell'esposizione, della pendenza superficiale e del colore del suolo, che condizionano l'assorbimento e l'irradiazione del calore. La copertura vegetale fa sì che la temperatura del suolo sia inferiore a quella che assumerebbe senza tale protezione.

La temperatura del suolo varia anche in ragione della profondità. Le oscillazioni diurne della temperatura divengono infatti meno sensibili all'aumentare della profondità, e presentano un ritardo, rispetto ai corrispondenti valori atmosferici, che diviene sempre maggiore. Anche le oscillazioni diurne, stagionali e annuali della temperatura si attenuano rapidamente nel suolo fino a raggiungere uno strato a temperatura costante, oltre il quale non si riscontrano più variazioni.

Il calore specifico del suolo varia a seconda dei suoi costituenti. Soprattutto l'acqua, col suo elevato calore specifico, che è circa quattro volte quello dei costituenti minerali ed organici del suolo, influenza la temperatura. Infatti, a parità di irradiazione solare, un suolo umido raggiunge una temperatura minore, perchè per innalzarne di un grado la temperatura è necessaria una maggiore quantità di calore. A deprimere la temperatura del suolo contribuiscono inoltre sia l'evaporazione dell'acqua, sia l'irradiazione quando l'aria sovrastante diviene più fredda.

La temperatura agisce sui processi chimici di alterazione dei minerali soprattutto con le sue oscillazioni, influenzando la velocità e talvolta il verso delle reazioni chimiche. Anche i processi biologici e l'alterazione della sostanza organica risentono della temperatura. Sotto lo zero centigrado sia le reazioni chimiche, sia la decomposizione dei prodotti organici vengono praticamente ad arrestarsi.

PRESSIONE.

La pressione, con grandezze poco discoste da quelle atmosferiche, stabilisce una condizione favorevole all'alterazione dei minerali formati in un ambiente ove questa grandezza presentava valori molto più elevati.

POTENZIALE IONICO.

Il potenziale ionico, rapporto tra la carica e il raggio di uno ione, misura l'intensità della carica positiva superficiale dello ione. Gli elementi possono dare luogo a

ioni con basso potenziale ionico, se questo valore resta inferiore a 3; con potenziale ionico intermedio, se questo si trova tra il valore 3 e il 12; con potenziale ionico forte, se questo ha un valore superiore a 12. Se un elemento ha più valenze può dare luogo a ioni con potenziale diverso.

Negli ioni a potenziale ionico basso, come il sodio, il potassio, il calcio, il magnesio, il ferro bivalente e il manganese bivalente, la carica positiva superficiale può solo portare ad una idratazione dello ione nell'acqua e farlo rimanere in soluzione. Negli ioni a potenziale ionico intermedio, come il silicio, l'alluminio, il ferro trivalente e il manganese tetravalente, la carica positiva dello ione può respingere solo uno ione idrogeno da ciascuna molecola di acqua e dar luogo così a idrossidi insolubili che precipitano. Negli ioni a potenziale ionico maggiore, come il fosforo, lo zolfo, il carbonio e l'azoto, la forza repulsiva è talmente forte da respingere i due idrogeni della molecola di acqua e da dar luogo alla formazione di un radicale acido solubile.

Questa distinzione consente di classificare gli elementi secondo la possibilità di dare origine a cationi solubili, a idrossidi insolubili o ad anioni complessi solubili.

CONCENTRAZIONE IDROGENIONICA.

Il pH delle soluzioni circolanti nel suolo è un altro importante fattore che agisce sul comportamento e sulla ripartizione degli elementi nel suolo.

Il pH, logaritmo inverso della concentrazione idrogenionica, può oscillare da 3 nei suoli peracidi a 10,5 nei suoli fortemente alcalini. Il suo valore (e le sue variazioni nelle soluzioni presenti nel suolo) è determinante nella precipitazione e nel mantenimento in soluzione di molti elementi e composti. Un pH inferiore a 6, ad esempio, è sufficiente a far precipitare da soluzioni diluite gli idrossidi di ferro e di alluminio.

Le variazioni del pH possono essere notevoli tra un suolo ed un altro ed anche tra i diversi orizzonti di uno stesso suolo. Un forte dilavamento, dovuto ad esempio a precipitazioni abbondanti, può rendere gli orizzonti di superficie più acidi dei sottostanti. Il pH tende a variare durante l'anno per l'azione delle acque piovane nei periodi umidi e per fenomeni di nitrificazione. Queste variazioni sono tanto maggiori, quanto più è debole il potere tampone del suolo.

Il pH influenza nettamente il trasporto della silice e dell'allumina; infatti la solubilità della silice cresce all'aumentare della concentrazione idrogenionica, mentre l'allumina è praticamente insolubile tra pH 4 e 10. In suoli leggermente alcalini l'asporto della silice può essere notevole, mentre vi è un notevole arricchimento indiretto nella percentuale di allumina.

Il grado di saturazione in basi del suolo e il pH presentano relazioni assai strette: un suolo desaturato presenta, ad esempio, un pH dell'ordine di 3.

Anche i microorganismi viventi nel suolo sono assai sensibili alle variazioni del pH. Nei suoli acidi delle regioni temperate, ad esempio, la quantità di funghi è superiore a quella dei batteri, perchè i primi sopportano variazioni della concentrazione idrogenionica più ampie dei secondi.

Nei suoli naturali, permanentemente coperti dalla vegetazione, l'evoluzione verso l'acidità è ritardata dallo scarso dilavamento delle basi e dal ritorno ciclico al suolo

degli elementi assimilati dalle piante. Nei suoli coltivati, periodicamente privi di copertura vegetale, lo sviluppo dell'acidità viene affrettato per l'accentuato dilavamento e per l'asporto col raccolto delle sostanze minerali assimilate dalle piante.

Rispetto alla nutrizione delle piante l'assimilazione dell'azoto, fosforo, potassio, solfo, calcio, magnesio, ferro, manganese, boro, rame e zinco è buona nei suoli neutri; l'assimilabilità dell'azoto, fosforo, potassio, zolfo, calcio e magnesio si riduce all'aumentare dell'acidità; quella del ferro, manganese, boro e zinco si riduce all'aumentare dell'alcalinità.

POTENZIALE DI OSSIDO-RIDUZIONE.

Il potenziale di ossido-riduzione dà la misura delle variazioni di energia conseguenti all'aggiunta o alla sottrazione di elettroni dalle orbite esterne degli elementi che possono presentare diversi gradi di ossidazione. Questo potenziale ha grande importanza nella distribuzione, nella separazione e nella concentrazione di questi elementi.

Nel suolo le reazioni di ossidazione e di riduzione assumono grande importanza per la presenza da una parte di ossigeno gassoso o disciolto nelle acque naturali, dall'altra di sostanza organica in decomposizione a forte potere riducente.

Per un sistema avere un alto potenziale di ossidazione significa possedere una ossidabilità ridotta o nulla oppure possedere un alto potere ossidante; avere un basso potenziale di ossidazione vuol dire possedere una facile ossidabilità e quindi un certo potere riducente.

Il potenziale di ossido-riduzione viene diminuito dall'aumento della temperatura e del pH.

Nel suolo i processi di ossidazione e di riduzione sono simultanei. Vi può essere tuttavia la prevalenza dell'uno sull'altro. Dove prevalgono i processi di ossidazione il ferro, ad esempio, passa da bivalente a trivalente e i suoli tendono a colorazioni rossastre o brune; dove invece prevalgono i processi di riduzione (suoli umidi, ricchi in sostanza organica e poco aereati) si ha la riduzione del ferro a ferroso, dei solfati a solfuri, dei nitrati a nitriti, mentre il colore tende ad assumere tonalità, più o meno chiare, di grigio.

PROCESSI COLLOIDALI.

I processi colloidali hanno grande importanza nella distribuzione degli elementi e nelle caratteristiche dei composti sia per la natura e la formazione dei colloidali stessi, sia per le proprietà elettriche e per la superficie totale enorme rispetto al volume, che danno luogo ai fenomeni di adsorbimento e di scambio di base.

ATTIVITÀ DEGLI ORGANISMI.

Mediante gli organismi, e in conseguenza dell'irradiazione solare, si costituisce nell'ambiente vitale un complesso di reazioni tipiche, generalmente endotermiche,

mediante le quali si originano composti organici sempre più complessi, che, mancata la vita, ritornano progressivamente alle forme più inerti e stabili.

Nel suolo avvengono processi di organicazione e di decomposizione della sostanza organica a tutti i livelli. In conseguenza dell'attività biologica si ha sia l'assunzione e la concentrazione di elementi e di minerali, sia l'alterazione delle rocce.

ALTERAZIONE DEI MINERALI E DELLE ROCCE.

L'evoluzione del suolo avviene per gradi con la progressiva alterazione della roccia madre, con l'arricchimento in sostanza organica, con la migrazione degli elementi solubili e dei colloidali nel profilo.

La decomposizione delle rocce e dei minerali avviene mediante la disaggregazione meccanica e l'alterazione chimica. La disaggregazione meccanica, dovuta principalmente agli sbalzi di temperatura, all'alternare del gelo e del disgelo, all'usura ad opera del ruscellamento, delle acque cadenti e del vento, espone sempre nuova roccia all'attacco e, con la fessurazione, apre numerose vie per la circolazione dell'acqua. L'alterazione chimica è legata in particolare modo all'acqua e alle sostanze in essa disciolte, come l'ossigeno, l'anidride carbonica, gli acidi umici; e alla temperatura.

Il processo di alterazione è quanto mai complesso, varia in ragione del clima e del tipo di roccia attaccata; procede anche durante lo sviluppo del suolo agendo sia sul substrato, sia sui minerali incorporati; dà luogo a minerali di neoformazione. Minerali semplici più o meno solubili e colloidali sono il risultato dell'alterazione dei minerali primitivi, in generale piuttosto complessi.

L'attacco procede in modo diverso a seconda se le rocce sono eruttive, sedimentarie o metamorfiche, oltre che in ragione della composizione mineralogica. Infatti le rocce sedimentarie si sono formate in un ambiente con caratteristiche vicine a quelle in cui avviene l'alterazione, mentre le eruttive e le metamorfiche in un ambiente assai diverso. L'alterabilità è tanto maggiore quanto più alte erano le temperature di formazione dei minerali, così l'alterabilità decresce passando dalle olivine ai pirosseni, agli anfiboli, alla biotite; come pure passando dai plagioclasti calcici a quelli sodici e all'ortoclasio. Ne risulta che le rocce cristalline acide sono meno attaccabili di quelle basiche.

I principali processi di alterazione sono:

— la *soluzione*, che opera rapidamente sui minerali solubili e più lentamente sui carbonati alcalino-terrosi, solubilizzabili dall'anidride carbonica disciolta nell'acqua;

— la *dissoluzione selettiva*, che opera l'estrazione degli elementi dal reticolo cristallino dei silicati, ad iniziare dai monovalenti sodio e potassio; continuando con i bivalenti calcio, magnesio e ferro; facendo infine passare in soluzione il silicio sotto forma di tetraedri SiO_4 e l'alluminio, sia sotto forma di tetraedri AlO_4 , sia in ottaedri $\text{AlO}_4(\text{OH})_2$ e $\text{AlO}_2(\text{OH})_4$. Dapprima passano in soluzione gli elementi con potenziale di ionizzazione (lavoro occorrente per trasformare un atomo nello ione

corrispondente) più basso; poi gli elementi che non possono passare in soluzione come ioni semplici;

— l'ossidazione, che, ad esempio, fa passare il ferro dalla forma bivalente solubile alla trivalente insolubile;

— l'idratazione, assunzione di acqua nella molecola, che interessa ossidi, carbonati, solfati e silicati, con conseguente aumento di volume, maggior tendenza alla solubilità e minor compattezza;

— l'idrolisi, che trova la sua origine nella dissociazione dell'acqua in ioni H positivi e OH negativi, e nel potere dello ione H di sostituire cationi K, Na, Ca, Mg;

— lo scambio ionico ad opera delle radici, che spostano i cationi inserendo ioni idrogeno nel reticolo cristallino attaccato.

Nelle rocce silicatiche il risultato di questo processo è l'argillificazione, che avviene in quanto gli ottaedri $AlO_4(OH)_2$ e $AlO_2(OH)_4$ tendono ad aggrupparsi tra loro in « micelle laminari », che a loro volta attraggono tetraedri SiO_4 , dando origine a minuscoli cristallini di minerali argillosi. Questo processo è più intenso nelle rocce basiche, tipo basalto; meno intenso in quelle acide, tipo granito.

Nelle rocce non silicatiche gli ossidi restano inalterati o passano ad idrossidi; i carbonati e i solfati sono spesso stabili e vengono disciolti tramite l'opera dell'anidride carbonica; i solfuri sono facilmente alterati.

Residuali nel suolo, anche ad evoluzione avanzata, sono in genere quarzo e muscovite; i feldspati, benchè alterabili, in ragione della propria abbondanza; la magnetite, lo zirconio, la cianite, i granati, la monazite, ecc.

ALTERAZIONE DELLA SOSTANZA ORGANICA.

La sostanza organica che arricchisce il suolo è in gran parte di origine vegetale. I composti organici, che giungono al suolo, sono carboidrati, grassi, proteine, ecc. Ciascuna di queste sostanze subisce un processo di decomposizione caratteristico, cui presiedono particolari popolazioni di organismi, che intervengono successivamente nei vari stadi del disfacimento, via via che si formano nuovi composti sempre più semplici.

I carboidrati sono rapidamente attaccati dai microorganismi: una parte degli zuccheri e degli amidi viene immediatamente ossidata ad anidride carbonica e ad acqua, mentre una parte dà luogo ad acidi grassi; la cellulosa, attaccata da funghi Ascomiceti e Basidiomiceti, dà luogo ad emicellulose e ad acidi. I grassi sono dapprima decomposti in glicerina ed acidi grassi, poi in anidride carbonica, acqua e acidi meno complessi. Le proteine sono più resistenti e rappresentano importanti sorgenti di azoto.

Delle sostanze organiche pervenute al suolo una parte subisce una rapida mineralizzazione, dando luogo ad NH_3 , HNO_3 e CO_2 ; una parte dà origine a complessi colloidali umici più resistenti e a mineralizzazione lenta.

I processi che portano alla formazione di humo sono condizionati da fattori interni ed esterni. Tra i fattori interni sono particolarmente importanti la composizione

e il grado di lignificazione dei resti vegetali, come pure la ricchezza o meno in calcio del suolo. Tra i fattori esterni sono determinanti la temperatura, l'umidità, l'esposizione, l'altitudine, lo sviluppo della copertura vegetale.

Nel suolo, durante la decomposizione, la sostanza organica subisce i processi di ammonificazione, di nitrificazione e di denitrificazione. Quest'ultimo processo è antagonista di quello della nitrificazione.

Con l'ammonificazione si ha la produzione di ammoniaca ad opera di batteri, sia aerobi, sia anaerobi; attinomiceti e funghi. Questo fenomeno rappresenta la fase preparatoria alla nitrificazione. Infatti solo poche piante sono in grado di assimilare direttamente i composti ammoniacali.

Con la nitrificazione si produce acido nitrico, che combinandosi con le basi presenti nel suolo dà luogo ai nitrati di calcio, magnesio, potassio, sodio, che rappresentano la fonte principale di azoto assimilabile.

Nel processo di nitrificazione dapprima l'ammoniaca dà luogo a nitriti ad opera dei *Nitrosomonas* e dei *Nitrosococcus*, poi questi a loro volta passano a nitrati per merito dei *Nitrobacter*. Questo processo ossidativo è ostacolato nei suoli da uno scarso drenaggio e da una cattiva aereazione. In tali suoli può prendere vigore la denitrificazione, processo riduttivo antagonista, che nei suoli normali presenta scarsa importanza.

La denitrificazione riduce i nitrati a nitriti, poi questi ad ammoniaca o ad azoto, disperdendo nell'atmosfera la ricchezza del suolo. Questo processo è dovuto a microorganismi come il *Bacterium denitrificans* e il *Bacterium Stutzeri*. La decomposizione delle sostanze organiche in un ambiente poco aereato può giungere fino a dar luogo a sostanze tossiche per le piante coltivate.

La provvista in sostanze azotate del suolo può essere arricchita anche attraverso la fissazione di azoto atmosferico, sia ad opera di batteri liberi, come gli *Azotobacter* e i *Clostridium*; sia di batteri simbiotici, come il *Bacterium radiculicola*.

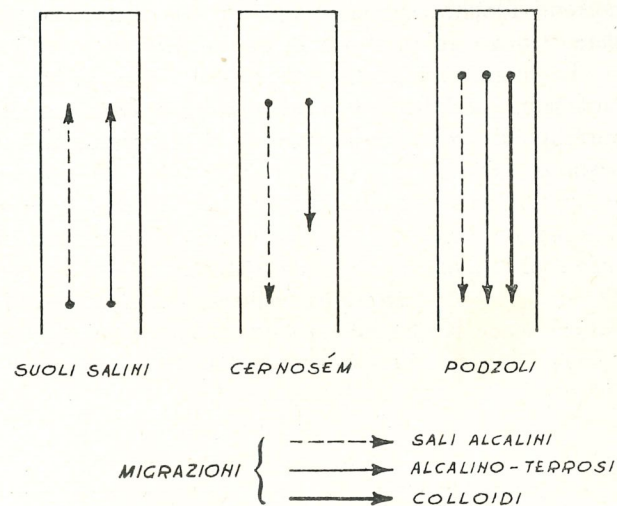


Fig. 2. - Fenomeni di migrazione in alcuni tipi di suoli. (Ridisegnato da DUCHAUFOUR semplificato).

MIGRAZIONI DELLE SOSTANZE.

Nel suolo si verificano migrazioni di sostanze da un livello ad un altro ad opera delle acque circolanti. Si ha così la formazione nello spessore del suolo di orizzonti eluviali, dai quali le sostanze sono state asportate; e di orizzonti illuviali o di accumulazione, nei quali le sostanze vengono deposte.

Le migrazioni possono essere discendenti, oblique, ascendenti. Le migrazioni discendenti, caratteristiche dei climi umidi, fanno sì che l'orizzonte eluviale sia al

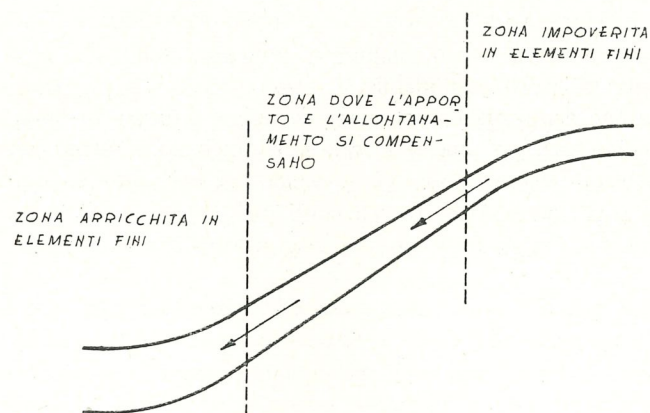


Fig. 3. - Influenza del pendio nell'evoluzione del suolo. (Ridisegnato da DUCHAUFOUR).

di sopra di quello illuviale. Le migrazioni oblique, tipiche dei suoli in pendio, impoveriscono in calcio e in colloidi la parte più alta della pendice, e ne arricchiscono la base. Le migrazioni ascendenti, caratteristiche dei climi aridi, dove prevalgono le correnti idriche ascendenti, dovute alla forte evaporazione, su quelle discendenti, danno luogo ad orizzonti di accumulazione superficiali.

Le migrazioni possono riguardare i sali solubili alcalini, i sali alcalino-terrosi facilmente solubilizzabili, i sesquiossidi di ferro e di alluminio, l'umo e la silice. Nei vari tipi di suoli si osservano diverse e caratteristiche migrazioni di elementi e di sostanze.

EVOLUZIONE DEL SUOLO

CLIMAX DEL SUOLO.

Un suolo naturale, giunto al termine della sua evoluzione e in equilibrio col clima e con la vegetazione spontanea caratteristica del clima, viene detto suolo climax. In tali condizioni il suolo, che va considerato come un sistema di evoluzione, ha realizzato un equilibrio dinamico con l'ambiente; i processi pedogenetici, pur continuando la propria azione, ne mantengono invariate nel tempo le caratteristiche, specie quando l'erosione superficiale del suolo conserva un ritmo uguale a quello con cui si altera il substrato.

Il processo evolutivo attraversato dal suolo per giungere alle condizioni climax riguarda l'alterazione chimica e fisica delle rocce, o alterazione geologica, e l'azione dei fattori pedogenetici, che danno origine al suolo vero e proprio. Durante questo processo le rocce si frammentano sempre più profondamente; i minerali meno resistenti tendono a scomparire; i sali più solubili vengono asportati, spostati o accumulati variamente; la sostanza organica si accumula in superficie, si umifica, si distribuisce nel profilo, si mescola variamente ai minerali originari più resistenti; nuovi minerali, come quelli argillosi e gli ossidi e gli idrossidi di ferro e di alluminio, si formano in ambiente pedogenetico; composti complessi, come quello argillo-umico, trovano origine nel suolo e gli conferiscono peculiari proprietà.

Il processo pedogenetico raggiunge il suo culmine conferendo al suolo maturo un particolare profilo, nel quale i materiali originari sono stati asportati, alterati, elaborati e distribuiti in modo da essere in equilibrio con l'insieme dei fattori pedogenetici. Tale stato si conserva fino a quando il reciproco gioco di questi fattori viene alterato; nasce allora una nuova evoluzione, che finisce con lo stabilire un nuovo equilibrio. Viene chiamata evoluzione progressiva quella diretta alla realizzazione

del climax, regressiva quella che porta, a causa dell'erosione, ad un ringiovanimento del suolo.

IL PROFILO DEL SUOLO.

Gli orizzonti fondamentali del profilo (fig. 1) vengono così distinti da Duchaufour (1965):

(A) = orizzonte differenziato dalla roccia madre da una semplice disgregazione meccanica;

A = orizzonte di superficie, contenente materia organica, spesso impoverito di sostanze colloidali o di ferro per eluviazione;

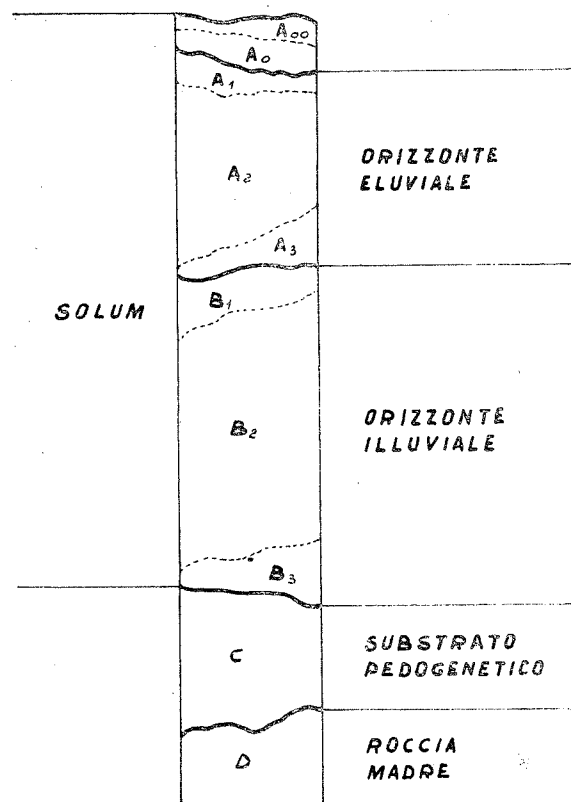


Fig. 1. - Schema del profilo di un suolo podzolico bruno. Si notino gli orizzonti A₀₀ e A₀, formati da materiali organici indecomposti o parzialmente decomposti; gli orizzonti A e B ulteriormente suddivisi; il substrato pedogenetico e la roccia madre. (Ridisegnato da PRINCIPI, semplificato).

(B) = orizzonte B « strutturale » differenziato dalla roccia madre per il suo forte grado di alterazione (presenza di Fe₂O₃ libero), e dall'orizzonte A per una diversa struttura, generalmente più compatta (poliedrica o prismatica) e dal minor contenuto di sostanza organica;

B = orizzonte B « tessiturale » differenziato dall'orizzonte A per un arricchimento in colloidali, particolarmente argilla e ferro, e qualche volta in umo;

C = roccia madre ancora poco alterata.

Vi può essere inoltre un orizzonte A₀ superficiale costituito da detriti vegetali più o meno alterati. Inoltre gli altri orizzonti possono essere ulteriormente suddivisi e possono essere anche individuati particolari orizzonti a causa di caratteristiche fisiche, chimiche ed evolutive diverse.

Gli orizzonti A e B costituiscono il suolo vero e proprio, solum, che nei suoli più evoluti dei climi umidi può essere distinto in una parte superiore, rappresentata dall'orizzonte eluviale, impoverita dei costituenti più fini e solubili per effetto del dilavamento; e in una parte inferiore, rappresentata dall'orizzonte illuviale, in cui si accumulano le sostanze asportate dall'orizzonte sovrastante.

A seconda del grado di evoluzione raggiunto i suoli possono essere superficiali e vicini alle proprietà della roccia madre, da cui si differenziano per la disgregazione fisica; possono essere costituiti da un orizzonte ricco in umo, poggiante direttamente sul substrato pedogenetico; possono essere completamente differenziati.

I FATTORI DELLA PEDOGENESI.

Una serie di fattori influenza e determina le caratteristiche del suolo. Essi sono: la roccia madre, il clima, gli organismi animali e vegetali, la morfologia, l'uomo e il tempo.

Particolari importanti sono:

- della roccia madre le caratteristiche chimiche e mineralogiche, come pure l'andamento della piovosità e della temperatura;
- della morfologia l'altimetria, l'andamento delle pendici e la loro esposizione;
- della vegetazione la produzione di sostanza organica, l'azione delle radici, il microclima favorito e la protezione dall'erosione;
- della fauna e della flora vivente nel terreno la produzione di umo e di sostanze assimilabili, la loro distribuzione nel suolo, la formazione di grumi di sostanza organica e di minerali, il rimescolamento dei materiali;
- dell'uomo l'azione condizionante l'evoluzione del suolo, la sua conservazione o la sua erosione.

Attraverso il tempo i singoli altri fattori, col loro complesso gioco, sono giunti a conferire al suolo le caratteristiche attuali.

Nell'origine di ciascun suolo i fattori della pedogenesi possono influire in vario modo, in quanto ciascun fattore non presenta uno stesso rilievo. Spesso uno o più fattori divengono dominanti e gli altri restano subordinati nella loro azione. Talvolta uno o più fattori assumono una funzione completamente secondaria o possono mancare del tutto. Ogni dominanza e ogni esclusione provoca un riequilibrio del tutto.

l'azione pedogenetica e le conferisce una particolare fisionomia, provocando lo sviluppo di un particolare suolo.

A seconda delle varie condizioni si possono avere di volta in volta affioramenti di roccia nuda solo superficialmente alterata dalla degradazione meteorica; suoli giovani all'inizio della loro evoluzione; suoli naturali maturi e stabili in equilibrio con la vegetazione e col clima; suoli agricoli più o meno profondamente alterati dall'azione dell'uomo; suoli erosi in modo più o meno grave.

LA ROCCIA MADRE.

Nell'evoluzione del suolo l'influenza predominante del substrato è particolarmente evidente nei suoli poco evoluti, ancora vicini alle caratteristiche della roccia madre o del substrato pedogenetico; nei suoli intrazonali, che per le specifiche e peculiari proprietà della roccia madre, presentano un processo evolutivo diverso da quello normale, come accade nei suoli su argille gonfianti, su ceneri vulcaniche, su sabbie, su calcari; nei suoli infine ringiovaniti dall'erosione, le cui proprietà si vengono a riaccostare a quelle della roccia madre.

Nei suoli evoluti l'importanza del substrato è minore per la profonda azione dei fattori pedogenetici. In questi suoli la parte minerale è legata alla roccia madre, mentre, a parità di clima e di vegetazione, il tipo di suolo può essere uguale su rocce diverse. Si hanno così i suoli detti « analoghi », in cui gli orizzonti umiferi hanno proprietà simili, mentre gli orizzonti profondi possono essere differenti.

Come fattore patogenetico la roccia, col proprio grado di permeabilità, può favorire od ostacolare le migrazioni dei costituenti del suolo. Nei climi umidi tali migrazioni sono importanti nelle sabbie, mentre sono praticamente nulle nelle argille. Ne consegue che l'evoluzione del suolo può essere rapida nelle sabbie, mentre è lentissima nelle argille.

Gli ioni liberati dalla roccia madre hanno infine una funzione determinante sulle caratteristiche e sull'evoluzione del suolo. Il calcio e il magnesio, per il potere flocculante, conferiscono stabilità al suolo; il sodio e il potassio hanno invece un'azione disperdente sui colloidi; il ferro e il magnesio giocano nei fenomeni di ossido-riduzione; il silicio e l'alluminio condizionano lo sviluppo dei colloidi argillosi.

IL CLIMA.

Il clima, come fattore pedogenetico, agisce soprattutto attraverso la temperatura e la piovosità.

Della temperatura le oscillazioni operano la disgregazione delle rocce, mentre il valore medio ha influenza determinante nella decomposizione delle sostanze organiche. Questo fenomeno, lentissimo in ambiente freddo, è assai veloce in ambiente caldo.

La temperatura media ha molta importanza anche nei confronti dell'alterazione chimica delle rocce. Infatti, in ambiente umido, la temperatura elevata favorisce l'attacco chimico delle rocce, quella bassa lo rallenta.

La piovosità, col suo valore medio e con le sue variazioni, se abbondante favorisce i fenomeni di alterazione e quelli di migrazione dei costituenti nel profilo; se scarsa ostacola questi fenomeni.

In funzione del clima può essere osservata una variazione nella composizione complessiva e nella distribuzione della frazione minerale nei vari suoli. Ad esempio, nei climi freddi umidi, si nota, almeno negli orizzonti superficiali, un arricchimento in silice e un impoverimento in sesquiossidi di ferro e di alluminio; nei climi caldi umidi si verifica il fenomeno inverso.

Il clima influisce anche mediatamente sull'evoluzione del suolo attraverso l'azione determinante nello sviluppo della vegetazione.

Seguendo l'andamento dei climi, che si distribuiscono in zone dall'equatore verso i poli, i suoli evoluti sotto l'influenza determinante del clima si distribuiscono in zone secondo la latitudine. A questa zonalità in senso orizzontale dei suoli si aggiunge una zonalità verticale, che segue le variazioni climatiche secondo le varie zone altimetriche.

Tenendo conto particolarmente dell'influenza del clima i suoli vengono classificati in tre grandi gruppi: suoli zonali, relativamente indipendenti dalla roccia madre, ma condizionati nettamente dal clima e dalla vegetazione; suoli azonali, suoli non evoluti, praticamente corrispondenti al substrato pedogenetico; suoli intrazonali, suoli evoluti, ma in modo diverso da quello caratteristico della zona climatica di appartenenza, in ragione di particolari condizioni litologiche, morfologiche, climatiche, ecc.

LA VEGETAZIONE.

L'azione della vegetazione nello sviluppo e nell'evoluzione del suolo è quanto mai varia, perchè i vari tipi di vegetazione influenzano in modo differente il microclima, le caratteristiche e la distribuzione dell'humo, l'attacco della roccia madre, e l'azione degli agenti dell'erosione (fig. 2).

La foresta mantiene un microclima particolare e, conservando un ambiente umido ed ombreggiato, protegge l'humo e favorisce la persistenza della struttura del suolo.

Nelle foreste l'humo proviene in massima parte dall'alterazione di resti vegetali caduti alla superficie del suolo e finisce col costituire un caratteristico orizzonte di superficie. Nelle praterie invece l'humo, che deriva in prevalenza dall'alterazione delle radici, si trova meglio distribuito nel profilo.

La natura chimica dell'humo è profondamente influenzata dalla vegetazione. Quello delle leguminose, ad esempio, è ricco in azoto ed è a decomposizione molto rapida; quello delle foreste di resinose è molto acido ed è a decomposizione lenta.

L'approfondimento delle radici determina a sua volta lo spessore del suolo e favorisce le migrazioni degli elementi e dei colloidi.

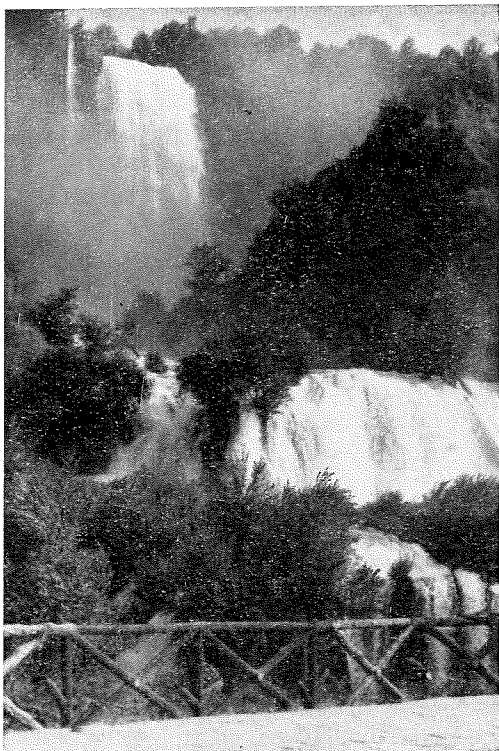


Fig. 2. - L'antagonismo tra l'acqua e la vegetazione, tra ciò che tende a distruggere il suolo e ciò che tende a costruirlo. Veduta della cascata delle Marmore. (Foto Antoniazzi).

Il complesso di condizionamenti prodotti nel suolo dalla vegetazione viene profondamente sconvolto da un disboscamento o dalla sostituzione di un tipo di vegetazione con un altro. Un cambiamento di questo genere può dar luogo allo sviluppo di nuovi suoli o addirittura aprire la via ad una dannosissima erosione.

LA MORFOLOGIA.

L'influenza della morfologia sull'evoluzione del suolo può essere assai importante. L'andamento della superficie, con le diverse forme e con le varie esposizioni, influisce sul regime delle acque, sull'erosione, sul clima e sulla vegetazione.

L'incremento del pendio, a parità di condizioni di roccia madre e di vegetazione, favorisce lo scorrimento superficiale delle acque piovane e riduce la frazione di esse che penetra nel suolo. Nelle depressioni si ha invece un aumento di umidità, perchè in esse affluisce, oltre all'acqua di precipitazione, anche quella delle pendici laterali.

Nei suoli in pendio il ruscellamento superficiale delle acque favorisce, a sua volta, il mantenimento di suoli giovani, provocando l'erosione e la decapitazione dei profili. Mentre l'acqua, che vi penetra, provoca il trasporto verso la parte bassa della

pendice delle particelle colloidali e solubili, facendo permanere nella parte alta gli elementi più grossolani.

L'esposizione delle pendici, influenzando il clima, o meglio il microclima, in quanto il rilievo si articola in mille particolari esposizioni, e la vegetazione, finisce con avere grande importanza nell'evoluzione locale dei suoli.

L'UOMO.

L'influenza dell'uomo sul suolo e sulla sua evoluzione può essere quanto mai importante.

Col disboscamento l'uomo può aprire la via ad un'erosione accelerata del suolo, specie quando le condizioni generali sono sfavorevoli alla conservazione del suolo senza un'abbondante e continua copertura vegetale (fig. 3).

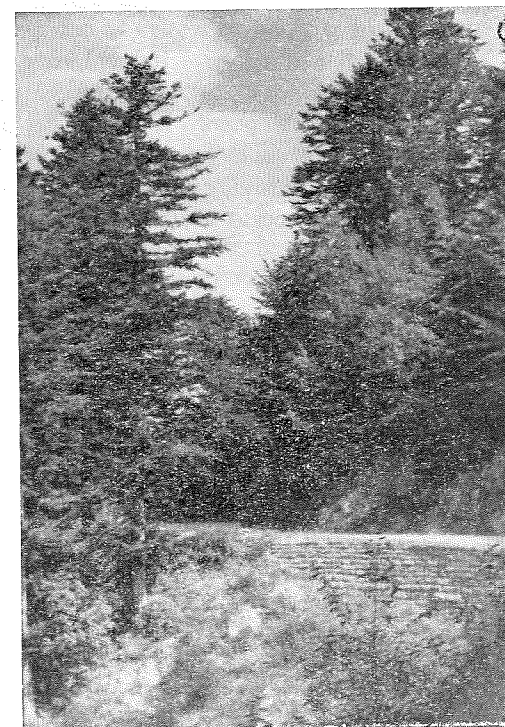


Fig. 3. - Il bosco genera il suolo e lo protegge. (Foto Antoniazzi).

Con le coltivazioni l'uomo provoca modificazioni del suolo, dando luogo ad un orizzonte superficiale, detto Ap, unificato dalle lavorazioni, dal tipo di uso scarsamente riconoscibile; mentre il resto del profilo sottostante presenta caratteristiche variabili a seconda se l'influenza delle lavorazioni sovrastanti vi si è fatta sentire o meno.

Una prolungata lavorazione del suolo in condizioni di pendenza, di clima e di coltura non perfettamente protettive può provocare notevoli fenomeni erosivi, che ringiovaniscono il suolo, riaccostandone progressivamente le caratteristiche a quelle della roccia madre.

Una sana silvicoltura, al contrario del disboscamento, che in genere opera sul suolo in senso negativo, ne favorisce la conservazione. Anche in casi estremi di erosione il rimboschimento può finire col portare ad una ricostituzione del suolo.

IL TEMPO.

Il fattore tempo è condizione fondamentale dell'evoluzione e della maturazione di un suolo. La durata di sviluppo varia nei diversi suoli ed è condizionata dai vari fattori pedogenetici in atto, dalle loro variazioni e dalle loro dominanze. In una stessa zona infatti, accanto a suoli evoluti, si possono trovare suoli ai primi stadi di sviluppo e suoli con evoluzione regressiva o differente.

Il tempo di evoluzione è influenzato dalla natura del substrato: su una roccia arenacea l'evoluzione, a parità di clima, è più rapida che su un calcare.

Nei suoli in forte pendio la durata del processo pedogenetico ha scarsa importanza, in quanto il suolo non riesce ad evolvere in ragione dell'erosione.

Nei fenomeni erosivi, che portano all'evoluzione regressiva del suolo, il tempo di sviluppo del processo è strettamente legato alle condizioni morfologiche e climatiche.

LA CLASSIFICA DEI SUOLI

CLASSIFICA FRANCESE.

La classifica francese esposta da Duchaufour (1965), si basa sui seguenti principi fondamentali:

- il grado di evoluzione del profilo,
- l'alterazione,
- il tipo di umo.

In questa classifica i suoli sono raccolti in classi, distinte in sottoclassi, gruppi e sottogruppi.

Le classi sono dieci:

- 1^a) *Suoli minerali grezzi*: profilo (A)C;
- 2^a) *Suoli poco evoluti*: profilo AC (poveri in calcio);
- 3^a) *Suoli calcimorfi*: calcio e magnesio dominano la genesi del suolo, profilo AC o A(B)C;
- 4^a) *Isoumici* (steppici): tenore in sostanza organica molto umificata progressivamente decrescente su più di 30 centimetri, profilo AC o A(B)C;

5^a) *Vertisuoli*: suoli calcimorfi idromorfi ad argille gonfianti, profilo AC o A(B)C;

6^a) *Suoli ad umo evoluto*: debole liberazione di idrossidi, legati al complesso argillo-umico, profilo A(B)C o ABC;

7^a) *Suoli ad umo grezzo*: forte proporzione di idrossidi liberi, profilo ABC;

8^a) *Suoli a sesquiossidi*: molto individualizzati;

9^a) *Suoli amorfi*: evoluzione condizionata dal sale, profilo AC, A(B)C o ABC;

10^a) *Suoli idromorfi*: evoluzione dominata da un eccesso di acqua.

Per maggiori dettagli su questa classifica è necessaria la consultazione del lavoro di Duchaufour, citato nella bibliografia.

CLASSIFICA AMERICANA.

La classifica americana, frutto del lavoro del Servizio per la cartografia del suolo degli U.S.A., viene progressivamente sviluppata ed adeguata alla realtà naturale mediante successive approssimazioni.

Il sistema si basa sui seguenti principi:

- creare una classifica oggettiva, generalmente utilizzabile;
- classificare suoli e non fattori pedogenetici.

In questo sistema i suoli vengono classificati sulla base di orizzonti diagnostici nettamente caratterizzati e definiti. Questi orizzonti vengono distinti in superficiali e profondi.

Gli orizzonti di superficie, epipedon, corrispondono all'orizzonte A e talvolta alla eventuale parte umifera del B. Vengono distinti in:

- mollico, orizzonte umifero profondo ricco in cationi e in azoto;
- umbrico, orizzonte umifero acido e povero d'azoto;
- ocrico, orizzonte povero in sostanza organica;
- istico, orizzonte torboso;
- antropico, orizzonte umifero dovuto all'uomo.

Gli orizzonti profondi, più importanti, sono così distinti:

- cambico, orizzonte di alterazione prevalentemente in situ colorato bruno o ocra da sesquiossidi di ferro, arricchito in questo elemento e in argilla rispetto alla roccia madre;
- oxico, orizzonte di alterazione ricco in sesquiossidi liberi, povero in minerali alterabili, caratteristico del clima equatoriale e tropicale umido;
- argillico, orizzonte che si forma per precipitazione di ferro e argilla illuviale con fissazione di sesquiossido di ferro sull'argilla;
- spodico, orizzonte caratterizzato da un forte accumulo di composti umici e di sesquiossidi ad esclusione di argilla cristallina;

- natrico, orizzonte ricco in argilla sodica;
- agrico, orizzonte ricco in argilla e in umo, situato al di sotto di un orizzonte lavorato.

Nel sistema americano sono considerati anche vari altri orizzonti diagnostici secondari, utili per la classifica di dettaglio.

La classifica americana, nella settima approssimazione (1960), è distinta nei seguenti dieci ordini fondamentali, i cui nomi derivano dal greco o dal latino:

- 1°) *Entisuoli*, suoli poco evoluti, privi di orizzonte diagnostico;
- 2°) *Vertisuoli*, suoli ad argille gonfianti;
- 3°) *Inceptisuoli*, suoli poco evoluti;
- 4°) *Aridisuoli*, suoli di clima arido;
- 5°) *Mollisuoli*, suoli ad orizzonte « mollico »;
- 6°) *Spodosuoli*, suoli ad orizzonte « spodico »;
- 7°) *Alfisuoli*, suoli ad orizzonte « argillico », con alterazione ridotta;
- 8°) *Ultisuoli*, suoli ad orizzonte « argillico », con alterazione forte;
- 9°) *Oxisuoli*, suoli ad orizzonte « oxico »;
- 10°) *Histosuoli*, suoli idromorfi organici.

Per maggiori dettagli su questa classifica è necessaria la consultazione del lavoro originario americano o la esposizione italiana di Ronchetti (1963 e 1965).

OSSERVAZIONI ELEMENTARI SUL SUOLO

Le osservazioni sul suolo vertono sugli elementi della stazione e su quelli del profilo. Vediamo alcune delle più elementari tra queste osservazioni.

1. Elementi della stazione.

- Osservare le sezioni praticate nel suolo in corrispondenza di tagli stradali, di sezioni naturali, di scavi recenti, rinfrescandone all'occorrenza il taglio.
- Individuare su una carta topografica il punto e la quota sul livello marino, in cui si trova la sezione considerata.
- Indicare se il suolo in esame si trova su un crinale montano, su una pendice, su un terrazzo alluvionale, su una morena, ecc.
- Osservare, se il suolo è in pendenza, quale esposizione offre.
- Annotare se nel suolo o sopra di esso si presentano in abbondanza frammenti litologici o pietrame, oppure se vi sono estesi affioramenti di roccia nuda.
- Guardare se il suolo è coltivato o se è coperto da vegetazione spontanea.
- Rendersi conto se nella zona l'acqua ha tendenza a ristagnare o scorre via facilmente.
- Individuare la natura della roccia madre o del substrato pedogenetico, su cui poggia il suolo.

2. Elementi del profilo.

— Riconoscere se nella sezione del suolo si possono osservare diversi orizzonti, per differenze di colore o di costituzione (ricchezza o meno in sostanza organica, in argilla, in sabbia; ecc.).

— Misurare la profondità del suolo e di ciascun orizzonte, ed indicarne il colore.

— Individuare in modo approssimato la granulometria di ciascun orizzonte.

— Osservare se i costituenti elementari del suolo sono in qualche modo aggregati tra loro, dando luogo a strutture lamellari, poliedriche, prismatiche o sferoidali.

— Guardare se in qualche orizzonte si presentano screziature, efflorescenze, concrezioni.

— Rendersi conto se nel suolo vi è traccia di attività biologica.

— Notare l'abbondanza o meno di radici, la loro disposizione e la profondità di penetrazione.

— Valutare la presenza e l'abbondanza di carbonati nei vari orizzonti osservando l'effervescenza all'acido cloridrico.

— Misurare, anche in modo approssimato, il pH.

ALBERTO ANTONIAZZI

BIBLIOGRAFIA INTRODUTTIVA ALLA MATERIA

- COMITATO PER LA CARTA DEI SUOLI, *Carta dei suoli d'Italia* - Scala 1:1.000.000 - a cura di Fiorenzo Mancini, Soc. Geografica, Firenze, 1966.
- DUCHAUFOUR P., *Précis de Pédologie*, Masson, Paris, 1965.
- FERRARI G. e SANESI G., *Guida per servire allo studio del suolo in campagna*. Istituto di Geologia Applicata dell'Università degli Studi di Firenze, Tip. Coppini, Firenze, 1965.
- MANCINI F., *Sulla cartografia dei suoli in Italia*. « Giornale di Geologia », volume dedicato a Michele Gortani, Bologna, Museo geologico « Giovanni Capellini », 1963.
- MANCINI F., *Recenti acquisizioni sulla genesi e la sistematica dei suoli*. « Annali dell'Accademia Italiana di Scienze Forestali », Firenze, vol. XII, 1963.
- MANCINI F., *Breve commento alla carta dei suoli d'Italia in scala 1:1.000.000*. Coppini, Firenze, 1966.
- PRINCIPI P., *Geopedologia*. Ramo Editoriale degli Agricoltori, Roma, 1964.
- RONCHETTI G., *Considerazioni sulla nuova classificazione americana dei suoli*. « Annali dell'Accademia Italiana di Scienze Forestali », vol. XIII, Firenze, 1963.
- RONCHETTI G., *Ulteriori progressi della nuova classificazione americana dei suoli*. Istituto Sperimentale per lo studio e la difesa del suolo, Firenze, 1965.
- SOIL SURVEY STAFF, *Soil Survey Manual*. Handbook nr 15, USDA Washington, 1951.
- SOIL SURVEY STAFF, *Soil Classification*. A comprehensive System; 7th Approximation, Washington, 1960.