

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
QUADERNI
DE
"LA RICERCA SCIENTIFICA,"

• 80 •

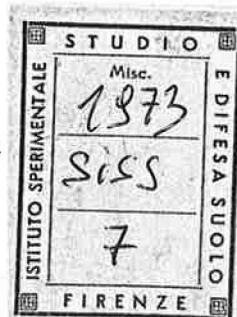
**Il movimento dell'acqua
nel terreno**

Atti del Simposio della Società Italiana della Scienza del Suolo

Bari, 24 ottobre 1969

ROMA
CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
1973

E DIFESA SUOLO



QUADERNI DE "LA RICERCA SCIENTIFICA"

• 80 •

**Il movimento dell'acqua
nel terreno**

Atti del Simposio della Società Italiana della Scienza del Suolo

Bari, 24 ottobre 1969

**ROMA
CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
1973**

PROPRIETÀ LETTERARIA RISERVATA

©

1973

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
ROMA

Stampato in Italia — Printed in Italy

Stab. Tip. U. Quintily - Roma - Ord. 20786 del 24-5-72 - 00100 Roma, giugno 1973

INDICE ANALITICO

<i>Presentazione</i> - R. BARBIERI & G. P. BALLATORE	PAG. 5
--	-----------

RELAZIONI GENERALI

1 - Il movimento dell'acqua sul terreno - R. ROSSINI	9
2 - Il movimento dell'acqua nel terreno non saturo - L. CAVAZZA	20
3 - Il movimento dell'acqua nel terreno saturo - R. CARRAVETTA	51

COMUNICAZIONI

1 - Ricerca preliminare ed orientatrice relativa allo scorrimento superficiale dell'acqua sul terreno - G. VERONESI	89
2 - Il problema della utilizzazione del valore della velocità di infiltrazione dell'acqua nel terreno nella scelta del metodo irriguo - F. RAVELLI	97
3 - Ricerche orientative sulla propagazione nel terreno, dell'acqua infiltrata da solchetti - L. CAVAZZA & A. PATRUNO	100
4 - Profili idrici di un suolo argilloso sottoposto a diversi regimi di irrigazione - G. P. BALLATORE	121
5 - Andamento dei profili idrici in un prato di erba medica sottoposto a diversi sistemi irrigui - B. LO CASCIO	126
6 - Relazione tra capacità idrica di campo e determinazioni di laboratorio - L. CAVAZZA, V. COMEGNA & D. LINSALATA	130
7 - Movimenti dell'acqua nel suolo per ' ascensum ' - G. P. BALLATORE	151
8 - Un biennio di osservazioni sulle oscillazioni della falda idrica in suoli argillosi ed in ambienti semi-aridi - V. LOMBARDO	154

	PAG.
9 - Considerazioni sulle modalità di movimento delle acque dolci e delle acque salate nel sottosuolo di Puglia - C. REINA	159
10 - Ricerche sulle acque di estrazioni subalvee in Calabria - S. CAVAZZA & E. TONGIORGI	172
11 - Prime informazioni e primi risultati su esperienze di drenaggio attivato con tubi di PVC - M. FALCIAI	184
12 - Alcune prove di elettroemungimento idrico in terreni fortemente umidi - A. VENTURI	189
13 - Sulle prove di permeabilità in sito - A. SANTINI	200
14 - Permeometro registratore per la determinazione in serie della conducibilità idrica del terreno - D. LINSALATA & V. COMEGNA	223
15 - Sulla porosità di alcuni suoli italiani determinata con il porosimetro a pressione di mercurio - L. ROMAGNOLI	228

PRESENTAZIONE

Le basi teoriche su cui si fonda una parte essenziale dei problemi di bonifica idraulica, di irrigazione ed in genere della regolazione del regime idrico delle piante agrarie, anche in coltura asciutta, sono rappresentate dalle conoscenze delle leggi riguardanti il movimento dell'acqua alla superficie, nella massa ed in profondità del terreno agrario.

L'antica tradizione italiana ha fornito in passato brillanti esempi di applicazione pratica in questi campi, ma le sempre più impellenti necessità di perfezionare conoscenze e tecniche operative per far fronte alle crescenti esigenze di alimenti e, al tempo stesso, di produttività del lavoro umano in agricoltura, tipiche della società moderna, richiedono un più serio impegno nello studio delle basi teoriche di questi problemi.

Già da molti anni il CNR si è preoccupato di promuovere ricerche in tal senso, costituendo un ampio Gruppo di ricerca sui problemi agronomici dell'irrigazione, la cui attività ha portato a risultati concreti, di apprezzabile interesse pratico. Il risveglio dell'interesse per gli studi di idrologia agraria si è, d'altra parte, manifestato contemporaneamente anche in campi diversi, come quello chimico-agrario e quello idraulico-agrario. Si è quindi sentito il bisogno di un incontro che permettesse di confrontare le esperienze ottenute e le idee dibattute in campi diversi e di tentarne una sintesi aggiornata.

La Società Italiana della Scienza del Suolo, sensibile a questi problemi e sotto il patrocinio del CNR, ha organizzato a tale scopo presso l'Istituto di Agronomia dell'Università di Bari, il 24 ottobre del 1969, un simposio sul movimento dell'acqua nel terreno. I lavori, presieduti dal prof. GIAN PIETRO BALLATORE, Presidente della Società e collaboratore nel Gruppo di ricerche per l'irrigazione del CNR, hanno ottenuto ampio successo per partecipazione di studiosi e per valore dei contributi sperimentali apportati.

Soprattutto degno di lode è apparso lo sforzo dei partecipanti, di trattare la materia in modo da instaurare una base di comune comprensione per gli studiosi dei tre campi più direttamente interessati agli argomenti: gli idraulici, i chimici agrari e gli agronomi.

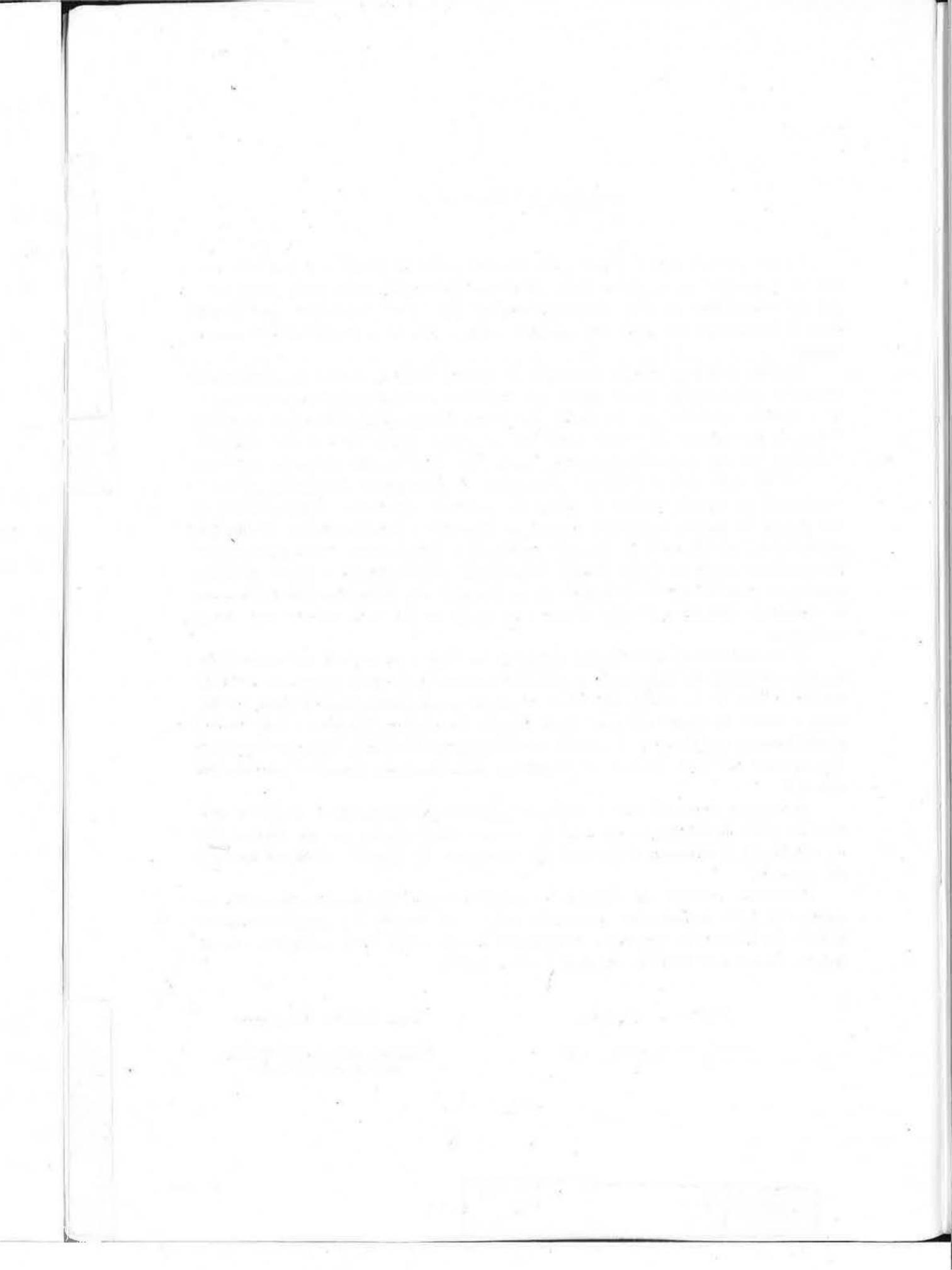
L'interesse suscitato dal simposio ha consigliato la pubblicazione integrale delle tre relazioni e delle comunicazioni presentate, mentre, per brevità, si è preferito omettere il testo dei discorsi di apertura e di chiusura, nonché quello della discussione che ha seguito l'esposizione di varie relazioni e comunicazioni.

RAFFAELE BARBIERI

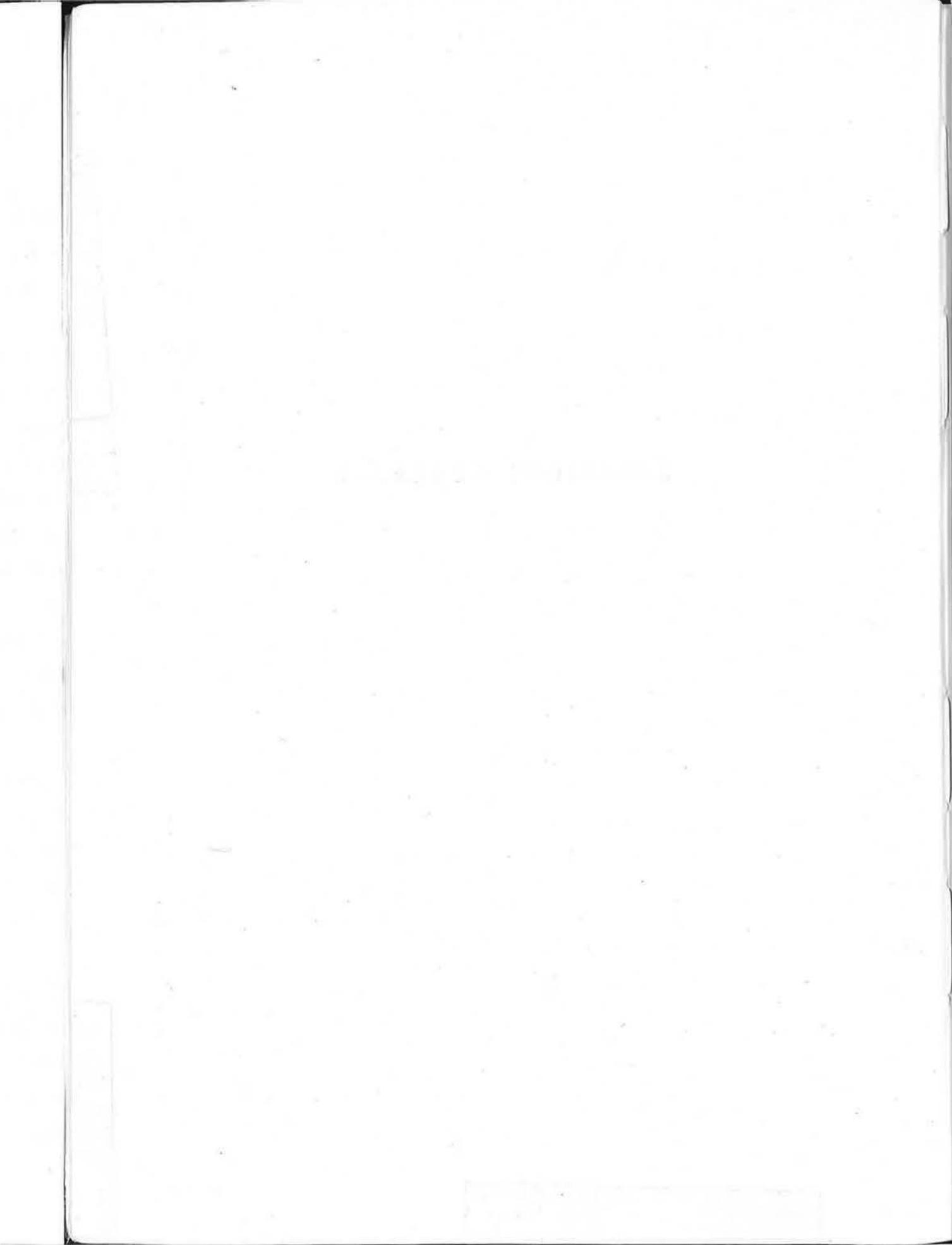
Membro del Comitato Scienze
Agrarie del CNR

GIÀN PIETRO BALLATORE

Presidente della Società Italiana
della Scienza del Suolo



RELAZIONI GENERALI



1 — Il movimento dell'acqua sul terreno

RENATO ROSSINI

Istituto di Genio Rurale, Facoltà di Agraria, Università - Bologna

Summary — *The movement of water on the soil.*

Since the Symposium has to deal principally with problems concerning agriculture the surface-water run-off, in farming is examined in its two chief moments: the time of storm-water run-off and the time of irrigation.

After dealing with the principal theories of surface-water run-off, the fact is stressed that the starting-point of all water-erosion and flood phenomena lies in the smallish field in which the fundamental rules of soil-conservation are not observed.

1 — Introduzione.

Il tema, così formulato, è di tale ampiezza che, fin dall'inizio, è necessario porre una delimitazione ben precisa allo svolgimento di esso.

Tale delimitazione è richiesta — ritengo — anche dagli scopi stessi di questo simposio, che vuole studiare i rapporti acqua-terreno per fini preminentemente agronomici.

L'esposizione che mi appresto a fare escluderà quindi tutti i problemi di idrodinamica del deflusso in condotte — sia pure superficiali — definite 'a pelo libero'; così pure essa non comprenderà la trattazione degli aspetti idrografici e idrologici relativi ai grandi, medi ed anche piccoli bacini. Aspetti questi che riguardano, in modo particolare, il grande campo della bonifica idraulica o il reperimento e la utilizzazione dell'acqua e che — taluni almeno — sono stati oggetto di recenti convegni a Catania e a Roma [1 e 2].

Il movimento dell'acqua sul terreno — quale ritengo che debba essere studiato in questa sede — riguarda due momenti ben distinti e due fenomeni antitetici nel ciclo vitale di un'azienda agricola, l'eccesso e la carenza di acqua.

I due momenti sono: l'evento meteorico della precipitazione e l'intervento culturale della irrigazione. I due fenomeni che dovranno essere esaminati: il ruscellamento superficiale delle acque meteoriche sovrabbondanti, eccedenti la capacità di assorbimento del terreno; il deflusso superficiale della lama d'acqua che si distribuisce sul terreno, nella irrigazione per scorrimento, e che — al contrario della precedente — dovrà essere uniformemente assorbita dal terreno stesso, almeno nella impostazione teorica.

Nell'uno e nell'altro caso, la superficie alla quale deve essere fatto riferimento, sarà necessariamente limitata al 'campo', porzione di terreno coltivato, circoscritta dai fossi sia di colatura che di adacquamento, o tutt'al più estesa alla azienda agraria: intesa questa come unità organica elementare nella quale si deve realizzare un certo equilibrio acqua-terreno.

2 — Il ruscellamento superficiale.

2.1 — Generalità.

Non mi soffermo — perché assai noto — sul ciclo e sul bilancio idrologico dell'acqua meteorica.

Le mie considerazioni partono — per quanto è possibile — dal momento nel quale l'acqua venuta a contatto col terreno, non essendo da questo assorbita né trattenuta dalla vegetazione insediata sul terreno stesso, né evaporata, inizia il suo moto lungo una traiettoria di minor resistenza che essa si sceglie sulla superficie scabra, sollecitata da quella componente della gravità, tangenziale alla superficie stessa, che viene anche chiamata 'gravità relativa'.

L'istante nel quale ha inizio il ruscellamento non è facilmente individuabile, né può essere generalizzata univocamente la condizione nella quale esso accade, se non in una formulazione assai generica nella quale si affermi che lo scorrimento superficiale ha luogo quando l'apporto meteorico è maggiore della portata di infiltrazione nel terreno.

Infatti esso può avvenire con ritardo più o meno grande, rispetto all'inizio del tempo di pioggia, allorché trattasi di limitati valori di precipitazione su terreno che già possiede un certo tenore di umidità, per cui nella fase iniziale si ha imbibimento fino alla saturazione; oppure con inizio pressoché immediato, se il terreno già trovasi nello stato predetto di saturazione oppure — pur essendo a contenuto d'acqua molto basso, anche prossimo al coefficiente di appassimento — i valori dell'intensità di precipitazione sono assai elevati (caso dei temporali estivi).

Con maggior dettaglio, l'HOYT [3] considera che il ruscellamento, o ciclo del deflusso superficiale, avvenga secondo cinque fasi; la prima delle quali si riferisce al periodo non piovoso — di maggiore o minore siccità — che precede immediatamente la pioggia. Nella seconda fase, inizia il tempo di pioggia e la precipitazione si ripartisce fra terreno (dando inizio all'infiltrazione o alla temporanea raccolta nelle depressioni superficiali), vegetazione e vie d'acqua (fiumi, torrenti, canali, etc.), sulle quali essa cade, quest'ultima comune anche alla terza e quarta fase. La terza fase riguarda quel periodo del tempo di pioggia nel quale la copertura vegetale ha raggiunto il massimo valore di capacità di contenimento, le piccole depressioni superficiali sono colmate ed inizia il movimento allorché l'intensità di precipitazione supera la portata di infiltrazione per unità di superficie.

La quarta fase avviene quando — col perdurare della pioggia — il terreno ha conseguito la condizione di saturazione ed allora la lama d'acqua raggiunge il massimo di portata di scorrimento: in questa quarta fase possono distinguersi due condizioni, la prima di saturazione fino all'acqua d'imbibizione capillare e portata di percolazione in moto permanente verso la falda o le vie di drenaggio; la seconda di integrale saturazione per innalzamento a quota del piano di campagna della falda freatica.

Nella quinta fase, terminata la pioggia, l'acqua sgronda dal terreno fino al suo esaurimento, disponendosi alle condizioni considerate nella prima fase, per cui si può parlare di 'ciclo del deflusso superficiale'.

Ovviamente, il fenomeno superficiale così rapidamente descritto è accompagnato dai moti di filtrazione in terreno non saturo e da quelli di falda, che formano oggetto delle due relazioni che seguiranno e che pertanto sono stati intenzionalmente omissi o — piuttosto — sottintesi; mentre l'evaporazione, pur sempre presente, interviene nel bilancio idro-

logico del ciclo con maggiore o minore entità a seconda del clima, della temperatura, della stagione, della ventilazione, etc. Infine dovrebbe esaminarsi a parte la condizione conseguente lo scioglimento rapido delle precipitazioni solide (neve).

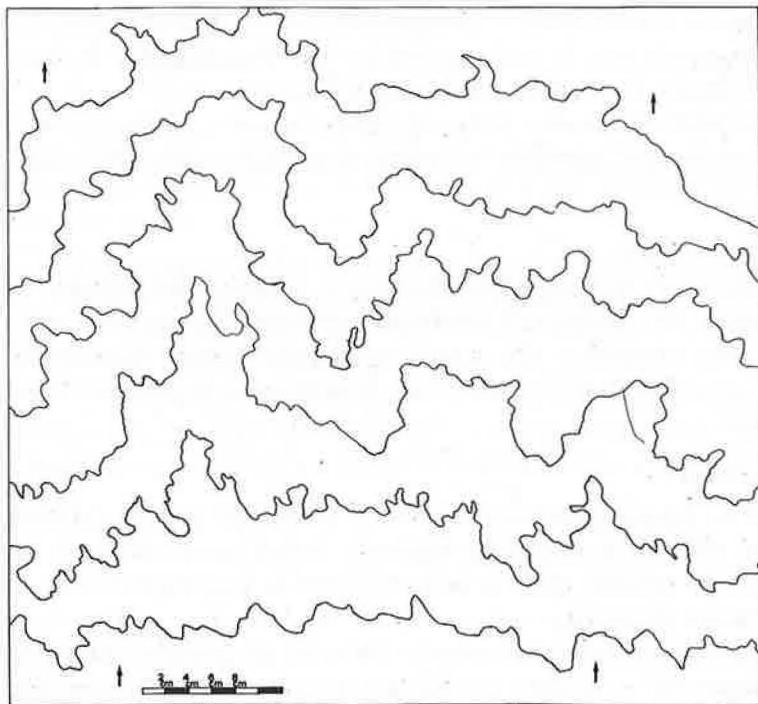


FIG. 1 — Linee isocrone del fronte avanzante della lama d'acqua di ruscellamento:

$i=0,5\%$ $h=21,5$ mm/h;
equidistanza $t=6''$.

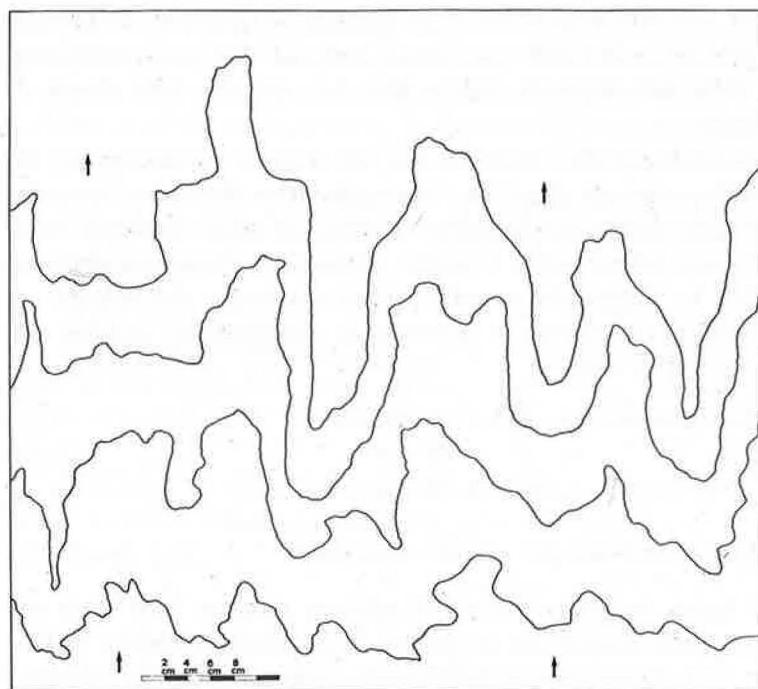


FIG. 2 — Linee isocrone del fronte avanzante della lama d'acqua di ruscellamento:

$i=10\%$; $h=21,5$ mm/h;
equidistanza $t=3''$.

I fattori che influenzano il ruscellamento sono ripartibili in tre gruppi [3]:

<a> *Fattori fisico-climatici.*

Riguardano il tipo di precipitazione (pioggia o neve), l'intensità e la durata di essa, il tempo o la superficie nel quale e sulla quale la precipitazione stessa si distribuisce. Sono inoltre determinanti la frequenza con la quale avvengono tali precipitazioni, le caratteristiche dell'evento meteorico che è preceduto; l'umidità del terreno.

Secondo la stagione e la latitudine, hanno influenza l'evaporazione e la traspirazione, entrambe dipendenti dalla temperatura, pressione e umidità atmosferica, radiazione solare, ventilazione, etc.

 Fattori fisico-topografici.

Comprendono quelli attinenti la composizione, struttura e tessitura del terreno; la pendenza, l'altitudine, l'ampiezza del bacino e le condizioni superficiali del terreno, l'orientamento (si ricollega questo alla ventosità e alla soggezione ai raggi solari); la permeabilità del terreno; la situazione sistematoria dei terreni e tipi di drenaggio; la presenza di vie d'acqua nel bacino considerato.

<c> *Fattori ambientali e colturali.*

Ritengo di doverne fare un raggruppamento a se: essi si riferiscono al tipo e densità della vegetazione, alla tecnica colturale e sistemi di impianto, fattori questi che però influiscono su altri precedentemente indicati, quali la evaporazione e la traspirazione oltre la capacità di trattenimento dell'acqua meteorica.

Inoltre, sotto la voce 'tecnica colturale' non intendo limitarmi alle modalità ed ai criteri di allevamento delle colture (in particolare per quelle arboree); ma soprattutto fare riferimento al sistema di lavorazione con particolare riguardo sia alla macchina (aratro, disci, attrezzo rotativo), sia alla direzione di lavoro in rapporto alla giacitura del terreno.

Qui sarebbe necessario introdurre dei dati quantitativi, indicare cioè una classificazione delle piogge sulla base della loro intensità, vale a dire del rapporto della altezza di pioggia in mm all'unità di tempo.

Purtroppo, la bibliografia internazionale consultata non mi soccorre in questo per via dei numerosi parametri che influenzano gli effetti che la pioggia stessa determina: un valore medio dell'intensità di pioggia risulta sensibilmente inferiore ai valori istantanei massimi di detta intensità e sul detto valore medio è inoltre influenzante l'ampiezza della superficie alla quale viene riferita la pioggia che si vuole quantitativamente determinare.

In via di massima potremo provvisoriamente accettare la classificazione indicata per gli irrigatori ad aspersione [4], vale a dire:

— piccola intensità di precipitazione da	1,5	a	5	mm/h
— media	»	»	»	» 6 a 20 »
— grande	»	»	»	» 21 a 30 »

2.2 — Elementi della teoria del ruscellamento per sgrondo superficiale.

Allorché, sul terreno, si forma una lama d'acqua di spessore generico h in moto naturale di scorrimento, si può pensare di isolarne un prisma di larghezza unitaria e di lunghezza dl nel senso del moto [5]. Tenuto conto dell'apporto meteorico e delle riduzioni

per infiltrazione, a meno del termine $db \, dv$ infinitesimo di secondo ordine, ne risulta la equazione

$$vdb + hdv = (i - k) \, dl$$

dove v è la velocità iniziale, i l'intensità di pioggia e k il coefficiente di infiltrazione, fattori tutti aventi le dimensioni L^1T^{-1} .

JULES CREVAT, nel 1907, esponendo questa sua teoria semplificata propose per la velocità la formula $v = nb \sqrt{I}$, nella quale n è un coefficiente dipendente dal complesso delle caratteristiche del terreno, conglobante cioè tutti i tre gruppi di fattori precedentemente esposti ad eccezione della pendenza I del terreno, che interviene quale parametro a se stante.

Esperienze successive del BOZOKY, SZESZICH e KAROLY (Budapest, 1959) darebbero per la velocità un'espressione analoga a quella dello Chezy, cioè $v = n \sqrt{hI}$, potendosi assumere h come raggio medio od idraulico, essendo in genere lo spessore h molto piccolo rispetto alla larghezza della lama.

La sostituzione di quest'ultima espressione nella equazione sopra indicata permette, risolvendo per integrazione, di ricavare il tempo t impiegato dalla corrente di ruscellamento a raggiungere il collettore (tempo di corrivazione): tale valore è indicato in

$$t = \left\{ \frac{27 L^2}{8 n^2 I (i - k)} \right\} \frac{1}{3}$$

essendo L la lunghezza del percorso della lama d'acqua misurata in m e le grandezze i e k misurate in m/s; la pendenza è un numero decimale ed n coefficiente sperimentale dipendente dalla rugosità ed altre caratteristiche del terreno, va inteso misurato in $m^{1/2}s^{-1}$.

Con le limitazioni poste inizialmente, cioè con riferimento alle piccole aree di interesse agrario, le grandezze che hanno preminente importanza sono la portata e la velocità di ruscellamento: la prima ai fini del calcolo delle condotte superficiali di drenaggio, la seconda per l'effetto dell'erosione superficiale alla quale essa dà luogo.

Per il calcolo della portata, in America fin dalla fine dell'ottocento, è stata proposta una formula definita 'razionale' in quanto ha una sua validità sul piano logico-sperimentale e non deriva da un rigoroso procedimento analitico.

La formula razionale [6], nella sua primitiva espressione ancora oggi ritenuta valida, è assai semplice

$$q = c i A$$

Tale grandezza non è che la 'portata affluente dalla zona scolante alla rete' della 'equazione di continuità dello stato di piena' nella rete idraulica in un generico istante di un evento di pioggia [7], riferita all'unità di tempo e posta sotto forma finita anziché differenziale.

A seguito di una vasta serie di osservazioni, controlli e misure sperimentali, su superfici o piccoli bacini compresi fra 30 e 150 ha, di essa è stata proposta una modifica nella forma [8].

$$q = c i^x A^y I^z$$

In tali espressioni c è il coefficiente di deflusso, che tiene conto di tutti i fattori che insistono sul terreno e che influenzano il ruscellamento; i è l'intensità di pioggia (ovvia-

mente media di molteplici osservazioni) riferita al tempo di corrivazione relativo alla superficie considerata A ; I è la pendenza media del terreno o bacino considerato; x , y , z sono valori numerici da determinarsi sperimentalmente coi noti metodi dell'analisi statistica.

In merito al coefficiente di deflusso, possono sussistere diverse definizioni di esso. Mentre nella accezione italiana esso è il rapporto fra il volume totale defluito da una data sezione di un canale (ivi compresa anche la quotaparte pervenuta alla rete per filtrazione) nel tempo complessivo di pioggia e precipitazione, e il volume totale della precipitazione meteorica sul bacino a monte della sezione considerata, nella bibliografia straniera si possono trovare altri significati. In Francia [5] viene fatta distinzione fra il coefficiente *de ruissellement* che tiene conto solo del deflusso diretto che deriva dal moto superficiale, da quello di *ecoulement* analogo al nostro 'coefficiente di deflusso'.

In America [9], esso lo si trova definito come il rapporto fra la portata superficiale di colmo o massima e la intensità media di precipitazione oppure come rapporto fra la portata integrale di ruscellamento e il volume totale di pioggia caduta; tali definizioni rendono il coefficiente considerato variabile sensibilmente con l'entità e le caratteristiche dell'evento. 'Se invece la precipitazione e il ruscellamento vengono considerati come fenomeni indipendenti, l'analisi statistica della frequenza di ciascuno di essi (basata sulle osservazioni di almeno un ventennio) dimostra che il rapporto fra le portate di colmo di deflusso superficiale e l'intensità media di pioggia aventi la stessa frequenza, risulta ragionevolmente costante': tale rapporto è un'ulteriore definizione del coefficiente di deflusso.

2.3 — Osservazioni.

Una più vasta trattazione del moto superficiale dell'acqua sul terreno non potrebbe ignorare le teorie conosciute come 'metodo cinematico' dovuto al Turazza; o il 'metodo del volume d'invaso' (nella formulazione del Puppini); o la teoria dell' 'idrogramma unitario' [10] proposta dallo Shermann e che trova valide conferme per bacini idrografici di ampiezza superiore ai 50 km².

La limitazione posta inizialmente, e cioè che intendo circoscrivere l'esame alla parcella o tutt'al più all'azienda agraria, mi ha fatto contenere nel precedente paragrafo l'esposizione su alcuni elementi della teoria del ruscellamento, che semplificano il problema pratico.

Il concetto che è alla base di queste mie considerazioni, mi permetto ripetere, parte dal presupposto che l'unità di superficie elementare per il governo ordinato delle acque superficiali è l'azienda agraria o — direi meglio — il campo.

In quest'ultimo ventennio — si può affermare — abbiamo tutti assistito, seppure non ne siamo stati colpiti direttamente, a drammatici eventi conseguenti il dissesto idrogeologico al quale si sono sovrapposti eventi di pioggia eccezionali e una insufficiente regolazione o capacità di regolazione dei deflussi.

I valori dei tempi di corrivazione e dei coefficienti di deflusso, che sono stati alla base delle grandi opere di bonifica idraulica ed agraria, sembrano non essere più validi, mentre d'altra parte in vaste regioni d'Italia risulta in atto un sensibile dinamismo geomorfologico.

Ed anche volendo ignorare tali drammatici eventi, sussiste sempre il fenomeno della erosione superficiale che disperde, tante volte quasi in forma occulta, milioni di tonnellate di fertilissimo terreno [11].

Si deve riconoscere che il ruscellamento, nella forma elementare alla quale ho fatto

riferimento ricordando la teoria del Crevat, cioè del moto di una lama d'acqua di spessore costante secondo la larghezza indefinita, è un'astrazione lontana dalla comune realtà.

Il fenomeno risulta assai più grave, ai fini della difesa del suolo, perché l'acqua che si muove in superficie viene a ripartirsi — a causa degli ostacoli naturali dovuti alla vegetazione stessa — in tanti rigagnoli che seguono, come ho già accennato, linee di minor resistenza, con velocità superiore a quella che competerebbe alla lama d'acqua teorica, di uguale portata.

Ancor più si esalta, tale fenomeno, con la tecnica di semina o di impianto in righe, in file equidistanti per cui gli intervalli allineati tra pianta e pianta costituiscono delle vere e proprie condotte.

Lo studio del moto superficiale dell'acqua sul terreno, ci deve portare a due risultati che non saranno concretamente conseguibili oggi, ma verso i quali dobbiamo proiettare le nostre energie; il primo è la definizione di appropriate sistemazioni del terreno, moderne, idonee alla tecnica colturale in atto e all'impiego delle macchine. Il secondo è di contemperare l'esigenza di basse velocità di ruscellamento (che limitino l'erosione superficiale del suolo) con il rapido smaltimento delle acque meteoriche, cioè la ricerca di miglioramenti della struttura del terreno che consentano ai drenaggi profondi più elevate portate di emungimento, e una efficienza tale da consentire di ridurre, anche nei terreni a prevalente contenuto d'argilla, la rete di affossatura di scolo sia per sviluppo che per sezione.

Il problema della difesa del suolo dall'erosione idro-meteorica fu sentito particolarmente dal prof. GINO PASSERINI, come difesa del terreno agrario ed un programma organico di ricerche venne predisposto e di esso vennero comunicati i primi risultati sperimentali [12] conseguenti lo studio del comportamento di alcuni parametri quali il processo di ridurre, anche nei terreni a prevalente con-d il fenomeno erosivo su campo in funzione sia del regime pluviometrico che della copertura vegetale [13].

Più recentemente, presso l'Istituto di Idraulica Agraria di Catania [14] indagini sperimentali sono state avviate sui fattori che influenzano la erosione idrica superficiale.

Credo che su questa strada parallelamente a quanto avviene in altri Paesi, si debba insistere e si debbano approfondire le ricerche per legare i fenomeni esaminati ai singoli fattori precedentemente classificati e che influenzano i detti fenomeni.

3 — Il moto superficiale dell'irrigazione.

3.1 — Generalità.

Se si considerano i sistemi di irrigazione in funzione delle modalità con le quali l'acqua viene distribuita sul terreno, il moto superficiale dell'acqua in esame avviene soltanto nel metodo di irrigazione per scorrimento: questo, ovviamente, supponendo che la tecnica irrigua venga correttamente applicata.

Infatti ogni altro sistema richiede che l'acqua venga fatta affluire e venga distribuita per condotte: così nella sommersione, nell'infiltrazione e nella stessa irrigazione per asperzione che non dovrebbe dare assolutamente luogo a ruscellamento, poiché l'intensità di pioggia con la quale l'acqua viene distribuita deve eguagliare la velocità di infiltrazione nel terreno.

Ciò che differenzia il moto superficiale nell'irrigazione da quello di ruscellamento è che il primo potrebbe caratterizzarsi ' a lama d'acqua ' o ' tirante d'acqua ' comandato, mentre

il secondo è definibile e prevedibile solo nell'ambito della probabilità che ci è fornita dal calcolo statistico della frequenza degli eventi che abbiano una data intensità di pioggia.

Inoltre, al contrario di quanto avviene nel ruscellamento, nell'irrigazione — per lo meno su un piano teorico — deve commisurarsi la portata immessa sulla parcella alla capacità di assorbimento del terreno, al punto che sulla linea terminale a valle della parcella stessa dovrebbe verificarsi l'esaurimento della lama d'acqua.

3.2 — Elementi della teoria dell'irrigazione per scorrimento.

Analogamente a quanto detto per il ruscellamento, si deve a JULES CREVAT [15] uno studio teorico sul moto dell'acqua nella irrigazione per scorrimento.

Sempre con riferimento ad una striscia di larghezza unitaria e a due successive sezioni (normali alla direzione del moto) distanti il percorso infinitesimo dl , risulta l'equazione

$$v b = (v + dv)(b + db) + k dl$$

con dv e db negativi, fra la portata entrata e quella uscita, dalla sezione opposta, alla quale si aggiunge la portata infiltrata $k dl$.

Nell'ipotesi di $v = cb \sqrt{\sin \alpha - \frac{dl}{db}}$ dove c è il consueto coefficiente dipendente dalle caratteristiche del terreno, α è l'angolo d'inclinazione del terreno, $\frac{db}{dl}$ la pendenza della superficie libera della lama d'acqua (trascurabile rispetto a $\sin \alpha$) — espressione semplificata alla forma $v = rb$ — il Crevat ha stabilito l'andamento parabolico della sezione longitudinale verticale della superficie libera.

Egli ha inoltre ricavato la velocità in un punto generico percorso dalla lama $v = r \sqrt{b_0^2 - \frac{kl}{r}}$, funzione dello spessore iniziale della lama stessa b_0 , della distanza dall'origine l , e del coefficiente d'infiltrazione k (portata infiltrata per m^2 di superficie inclinata).

Dallo studio del Crevat, risulta ancora:

<1> la determinazione del tirante d'acqua iniziale in funzione di k e della lunghezza della parcella L , nella direzione del moto,

$$b_0 = \sqrt{\frac{kL}{r}};$$

<2> il tempo T richiesto dall'acqua a percorrere l'intera parcella

$$T = \frac{2b_0}{k} = 2 \sqrt{\frac{L}{kr}};$$

<3> dalle precedenti espressioni e sostituendo ad r il suo valore medio

$$r = c \sqrt{\sin \alpha + \frac{b_0}{L}},$$

risulta la dimensione longitudinale della parcella

$$L = \frac{H^2}{4k} c \sqrt{\sin \alpha + \frac{H}{2L}}$$

e la velocità massima iniziale

$$v_0 = \frac{H}{2} c \sqrt{\operatorname{sen} \alpha + \frac{H}{2L}}$$

che dovrà risultare inferiore a quella limite, capace di determinare l'erosione del suolo. In tali espressioni $H = 2b_0$ è l'altezza della lama corrispondente alla dotazione specifica di adacquamento.

Inoltre è da rilevare dall'espressione <2> che lo spessore iniziale b_0 risulta pari alla metà dell'altezza corrispondente al volume d'acqua che si infila nel terreno per l'irrigazione della parcella durante il tempo di ruscellamento: il tutto nell'ipotesi dell'esaurimento, come detto più sopra, della lama d'acqua sulla linea terminale a valle della parcella o campo.

La teoria di Jules Crevat non va esente da perplessità: ad esempio nel valore ipotizzato per la velocità che, come è stato riportato nel paragrafo 2.2 (relativo al moto di ruscellamento per sgrondo) appare proporzionale alla \sqrt{b} anziché di b , in accordo con la espressione dello Chezy. Altre osservazioni possono riguardare la non uniforme distribuzione dell'acqua; le più elevate portate assorbite per infiltrazione profonda all'inizio dello scorrimento (ove si hanno i maggiori valori del carico); eccessiva lentezza nel moto dell'acqua nella zona marginale inferiore (velocità limite teorica dell'acqua nulla al termine dello scorrimento). Molte riserve sulla applicabilità diretta della sua teoria erano del resto presenti allo stesso Crevat.

Nel caso di applicazione, per la velocità, dell'espressione $v = r \sqrt{bI}$ oggi accettata con maggior credito, l'equazione della linea direttrice della superficie libera della lama d'acqua diviene

$$rb^{\frac{3}{2}} = K(L-l).$$

Inoltre, alcune delle grandezze indicate assumono diversa espressione, ad esempio

$$b_0 = \left(\frac{K}{r} L \right)^{\frac{2}{3}} \quad T = \frac{3}{2} \frac{b_0}{K}$$

Confrontando le due espressioni del tempo di corrivazione sulla parcella, è da notare che non è che quest'ultima dia un valore inferiore rispetto alla prima (coefficiente $\frac{3}{2}$ anziché 2), in quanto si ha un aumento nello spessore iniziale della lama b_0 , a parità di portata e delle altre grandezze.

3.3 — Osservazioni.

Il moto di superficie dell'acqua sul terreno presenta, nella irrigazione per scorrimento, caratteri e modalità di svolgimento e di effetti che risultano attenuati rispetto al moto di ruscellamento per sgrondo superficiale dei terreni.

Il suolo infatti si trova ad un basso tenore di umidità, e perciò in grado di assorbire le portate che vi sono distribuite nella quantità corrispondente al fabbisogno effettivo del terreno: questo almeno in una impostazione tecnicamente corretta dell'irrigazione.

Il limitato carico, corrispondente allo spessore della lama di acqua, non è tale da alterare la porosità dello strato superficiale che conserva pertanto la sua permeabilità, a meno che non trattisi di terreni ad elevato tenore d'argilla che, rigonfiando, riducono la infiltrazione

fino al limite della impermeabilità. L'acqua meteorica, invece, con il suo effetto battente da luogo fin dal suo inizio al compattamento dello strato superficiale.

La portata dell'acqua immessa sul terreno va progressivamente diminuendo per effetto dell'assorbimento da parte di esso: ne consegue una corrispondente diminuzione della velocità per cui, se questa è contenuta nei limiti inferiori a quella di erosione in corrispondenza della soglia di adacquamento, non si ha trasporto solido.

Infine è possibile correlare la portata d'adacquamento — e quindi la velocità del moto — il potere di assorbimento del terreno e la pendenza superficiale in modo tale che essa non determini l'erosione del suolo che è l'aspetto principale, l'effetto più preoccupante che si deve cercare di evitare, o quanto meno di contenere, nel moto superficiale dell'acqua sul terreno.

4 — Conclusioni.

Ho impostato questa esposizione sul moto superficiale dell'acqua sul terreno, partendo dal presupposto che il nostro particolare interesse deve essere rivolto all'azienda agraria, considerata come la prima unità territoriale dove va cercata la realizzazione di un certo stato di equilibrio acqua-terreno: stato di equilibrio che identificherei nella massima capacità di invaso di acqua nel terreno agrario sotto la forma che ne costituisce la 'capacità di campo'; sgrondo superficiale e drenaggio profondo tali da immettere nelle canalizzazioni di vario ordine, acque limpide, prive di portata solida; infine soddisfatti questi due aspetti, ove è possibile, favorire la percolazione in profondità allo scopo di ravvenare o rimpinguare le falde.

Questa visione settoriale è dovuta, in primo luogo, al fatto che la Società Italiana per la Scienza del Suolo è stata fondata nell'ambito della Facoltà di Agraria e in tali ambienti di studio ancora oggi svolge la sua attività; in secondo luogo, ma primieramente in ordine di importanza, perché — come ho già accennato — sono profondamente convinto che un riordinamento idro-geologico, una difesa del suolo che non sia solo ricerca di una capacità di contenimento delle forze distruggitrici della natura, ma che voglia essere soprattutto una difesa attiva cioè tale da porre il terreno nelle sue migliori condizioni di capacità produttiva, deve realizzare nell'azienda agraria quello che è stato definito 'il buon governo dell'acqua'.

In questa visione va inquadrato l'esame del fenomeno e dei problemi inerenti il deflusso superficiale.

Il prolungarsi del tempo e l'estendersi delle superfici sulle quali si verifica l'evento meteorico ne attenuano l'entità istantanea: tempo e spazio sono un grande volano che immagazzina e distribuisce l'energia naturale che esplose nell'evento indicato. E con tutto ciò accade quanto abbiamo visto accadere.

Ecco, ripeto, perché mi sono limitato ad una esposizione descrittiva di fenomeni osservati e meditati, sul campo e sui libri. Ecco anche perché ho escluso da queste pagine tabelle di valori numerici ed abachi che riflettono una realtà che pur sussistendo è già lontana o per lo meno ridotta rispetto all'entità istantanea che il fenomeno fisico assume mentre si verifica.

Per questo desidero lasciare alla discussione l'esame e la definizione delle grandi linee secondo le quali svolgere le ricerche che debbono definire le leggi con le quali si verifica

lo scorrimento superficiale dell'acqua nell'ambito ristretto dell'unità aziendale o del campo; leggi che dovranno mettere in evidenza la funzione assunta dai singoli fattori fisico-climatici, fisico-topografici, ambientali e colturali, essa stessa correlata alle leggi del moto di filtrazione dell'acqua in terreno non saturo e saturo che sono successivamente poste all'esame di questo simposio.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] *Seminario sulla sistemazione a fini multipli di un bacino idrografico, promosso dall'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria - 1ª Sezione (Scienza del suolo e delle acque)*, Catania, 16 maggio 1969.
- [2] *Convegno su l'idrologia e la sistemazione dei piccoli bacini, promosso dall'Associazione Idrotecnica Italiana*, Roma, 6-7 giugno 1969.
- [3] VEN TE CHOW: *Handbook of applied hydrology* (New York, McGraw-Hill, 1964).
- [4] STEFANELLI, G.: « Contributo allo sviluppo della irrigazione per aspersione », *Atti del Convegno sull'Irrigazione a pioggia*, Foggia, 1961.
- [5] POIRÉE, M. & OLLIER, CH.: *Assainissement agricole* (Paris, Eyrolles, 1969).
- [6] A.A. V.V.: « The rational method of estimating run-off from small agricultural areas », *Agric. Eng.* (November 1929).
- [7] ONGARO, G.: *Il calcolo delle reti idrauliche di bonifica* (Bologna, Edizioni Agricole, 1958).
- [8] ROE, H. B. & SNYDER, C. G.: « A logical modification of the rational formula for run-off from small agricultural areas », *Agric. Eng.* (December, 1943).
- [9] ROUSE, H.: *Engineering hydraulics* (New York, Wiley, 1950).
- [10] TONINI, D.: *Elementi di Idrografia ed Idrologia*, vol. 2 (Venezia, Libreria Università, 1966). (Vedi anche le citazioni bibliografiche [3], [7], [9]).
- [11] PASSERINI, G.: « La difesa del suolo », *Suppl. a « La Ricerca Scientifica »*, 4 (1952).
- [12] PASSERINI, G.: « Érosion du sol et stabilisation de sa structure », *Atti del V° Congrès International de Génie Rural - Bruxelles, 1958*.
- [13] GIUDICI, P.: *Influenza della copertura vegetale (arborea ed arbustica) sui deflussi liquidi* (Firenze, Istituto Sperim. per lo studio e la Difesa del Suolo, 1954).
- [14] INDELICATO, S.: « Indagini sull'erosione idrica superficiale ed i fattori che la determinano », *Atti del Convegno su l'idrologia e la sistemazione dei piccoli bacini, Assoc. Idr. Italiana, Roma, 1969* (in corso di stampa).
- [15] BAUZIL, V.: *Traité d'irrigation* (Paris, Eyrolles, 1952).
- [16] POIRÉE, M. & OLLIER, CH.: *Irrigation* (Paris, Eyrolles, 1957).
- [17] DI RICCO, G.: *L'irrigazione dei terreni, basi tecniche e realizzazioni* (Bologna, Edizioni Agricole, 1967).

2 — Il movimento dell'acqua nel terreno non saturo

LUIGI CAVAZZA

Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Bari (*)

Summary — *The flow of water in unsaturated soil.*

A wide and rapid outline of the laws to which the flow of water in the soil obeys in unsaturated conditions is given. Emphasis is placed on connecting the points of view of experts in hydraulics, soil scientists and agronomists. Particular problems are considered, such as interference between liquid flow of water and, respectively, vapour flow of water, salt diffusion, thermal gradients, and electric current. The thermodynamic point of view is also mentioned.

1 — Introduzione.

Le manifestazioni di movimento dell'acqua entro la massa del terreno al di sopra di una falda, differiscono generalmente sotto molti aspetti tanto da quelle del movimento dell'acqua in superficie quanto dal movimento dell'acqua di falda, tra i quali il primo movimento generalmente si inserisce.

Si cominci col notare che entrambi gli altri due tipi di moto, riguardano masse di acqua sottoposta a pressioni positive o, al contorno delimitato dall'aria libera cioè al pelo libero, a pressione atmosferica, che per comodità si suole considerare e si considererà qui di seguito come pressione di riferimento, ponendola pari a zero. A differenza di questi moti, quello dell'acqua in seno al terreno al di sopra della falda si svolge in condizioni di pressioni inferiori a quella atmosferica e cioè, per la precedente convenzione, negativa o, come si suole pure dire, di acqua in tensione; a questa condizione caratteristica, più che alla comune definizione di moto in terreno insaturo, ci si riferirà in questa relazione.

Il movimento dell'acqua in tensione nel terreno, così come si manifesta in natura e come interessa l'agronomo, presenta complicazioni notevoli sotto aspetti ancora più numerosi, rispetto agli altri due tipi di movimento. Per questa ragione si comincerà con un rapidissimo richiamo alle schematizzazioni più semplici.

E' noto dal classico esperimento di Poiseuille, che il movimento dell'acqua in un tubo capillare (Fig. 1) manifesta proporzionalità tra *velocità media* e 'carico motore' sì che ne risulta convalidata l'ipotesi assunta per base di calcolo e postulata per primo dal NAVIER (1823), secondo cui la dissipazione di energia avviene solo per attrito interno del liquido, ossia per effetto di viscosità (1). E' noto pure come un tale regime di moto, detto

(*) Attualmente presso l'omonimo Istituto dell'Università di Bologna.

(1) La velocità del flusso, nella formula di Hagen-Poiseuille, è data da $v = \frac{r^2}{8\eta} \frac{\Delta p}{l}$, ove v = velocità media di flusso, r = raggio del capillare; η = viscosità del liquido; Δp = differenza di pressione tra gli estremi del capillare; l = lunghezza del capillare.

regime laminare (o regolare o di Poiseuille), si trasformi in *regime turbolento* (o vorticoso o idraulico) e cioè tale che si abbia proporzionalità tra velocità media ed una potenza del 'carico motore' con esponente minore di 1, generalmente molto vicino a $\frac{1}{2}$ (eguale a $\frac{1}{2}$ nella formula di Chézy), quando il rapporto $N_R = \rho v R / \eta$, detto numero di REYNOLDS (1883), supera il valore di circa 500 (con $\rho =$ densità; $v =$ velocità media del flusso; $\eta =$ viscosità del liquido; $R =$ raggio medio della sezione, pari a S/C con $S =$ area della sezione e $C =$ contorno bagnato) ⁽²⁾.

Da ciò consegue che il *moto laminare* è un moto *rotazionale*, e perciò in questo, analogo a quello idraulico e differente dal moto di un ipotetico liquido perfetto (incompressibile e senza viscosità) che è un moto irrotazionale; esso, tuttavia, non è turbolento, ossia non manifesta vortici svelabili macroscopicamente, sebbene esso presenti in realtà scambi microscopici tra gli strati infinitesimi in cui idealmente si suole suddividere la massa dell'acqua fluente, a partire dal contorno bagnato.

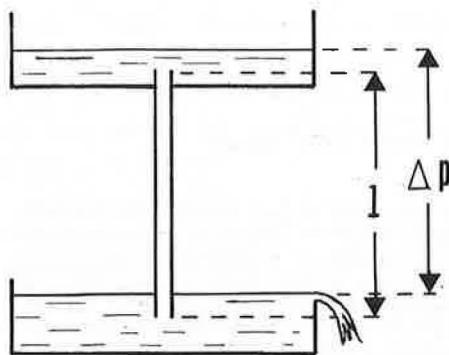


FIG. 1 — Esperimento di Poiseuille: $l =$ lunghezza del tubo capillare; $\Delta p =$ differenza di pressione tra gli estremi del capillare.

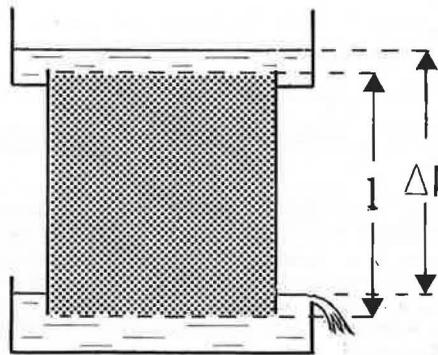


FIG. 2 — Esperimento di Darcy. Simboli come in Fig. 1.

E' noto pure dalle classiche esperienze di Darcy, che se si considera il *movimento medio globale* di un liquido entro un mezzo poroso (Fig. 2), cioè avente struttura a celle aperte intercomunicanti, ed in condizioni di saturazione, si ricava sperimentalmente una legge analoga a quella del moto di Poiseuille, che si suole esprimere in uno dei modi riportati nella Tab. 1 e che dimostra il tipo laminare del moto liquido in questa circostanza. Si noti, però, che nella formula di Darcy oltre all'introduzione di una fittizia velocità media, che permette di trattare convenientemente ogni moto rotazionale, si introduce quello di *velocità media globale*, intendendosi per tale quella che avrebbe un liquido *perfetto* che, occupando *l'intera sezione* del corpo poroso, si muovesse fornendo la stessa portata. Il moto effettivo del liquido, come si comprende, è, sempre come media della sezione retta di flusso, nettamente più veloce e non solo tanto da compensare la minore sezione effet-

⁽²⁾ Si suole pure esprimere il numero di Reynolds con $N = \frac{\rho v \varnothing}{\eta}$, ove \varnothing è il diametro del capillare e in tal caso il valore critico di N è di circa 2000; oppure $N' = \frac{\rho v r}{\eta}$, con $r =$ raggio del capillare, con valore critico di circa 1000.

TABELLA 1 — Espressioni più comuni della legge di Darcy.

$q = -ki$	moto lineare stazionario uniforme in falda
$Q = -kSi$	idem
$Q = kS \frac{P_1 - P_2}{x}$	idem
$\frac{dQ}{dt} = -kS \frac{dp}{dx}$	moto lineare stazionario in falda
$\frac{dq}{dt} = -k \frac{d\varnothing}{dx}$	moto lineare stazionario in terreno saturo
$\frac{dq}{dt} = -k \left(\frac{\partial \varnothing}{\partial x} + \frac{\partial \varnothing}{\partial y} + \frac{\partial \varnothing}{\partial z} \right)$	moto stazionario in terreno saturo
$\frac{dq}{dt} = -k \nabla \varnothing$	idem
$\frac{dq}{dt} = -k (\varnothing) \cdot \nabla \varnothing$	moto stazionario in terreno anche insaturo

in cui: Q = volume (talvolta massa) di acqua; S = area della sezione normale alla direzione del flusso; t = tempo; $Q = dQ/dt$ = portata; $q = dq/dt = (dQ/dt)/S$ = velocità del flusso; k = conducibilità idrica (= coefficiente di permeabilità = coefficiente di filtrazione); p = altezza piezometrica (per es. p_1, p_2 , altezze piezometriche in due punti successivi lungo la direzione del flusso); i = pendenza della linea dei carichi piezometrici (o della falda, nei casi più semplici); \varnothing = potenziale totale dell'acqua; x, y, z = distanze in tre direzioni ortogonali dello spazio; ∇ = (leggere 'nabla') operatore equivalente a $(\partial/\partial x) + (\partial/\partial y) + (\partial/\partial z)$.

tiva attraverso cui si svolge il flusso ⁽³⁾, ma anche per effetto del percorso non rettilineo, e perciò più lungo, che i filetti liquidi debbono percorrere ⁽⁴⁾. Si ricordi, in proposito, che ogni accurata considerazione sul numero di Reynolds a proposito di questo tipo di moto va riferito alla velocità media effettiva.

Il coefficiente di proporzionalità della formula di Darcy è caratteristico di un determinato sistema liquido-corpo permeabile, in condizioni fisiche determinate; ad esso è stato dato il nome di *coefficiente di filtrazione*, e di *coefficiente di permeabilità* o di *conducibilità idrica* (K); è quest'ultimo il termine oggi normalmente adottato dalla letteratura internazionale. E' preferibile, talvolta, decomporlo in due fattori che tengono conto rispettivamente delle proprietà del liquido e di quelle della matrice solida e delle sue interazioni col liquido; la letteratura internazionale indica quest'ultimo come coefficiente di permeabilità, propriamente detto o semplicemente 'permeabilità' (K'); si ha quindi $K = K_{liq} \cdot K' = (\rho g/\eta) K'$, ove g = accelerazione di gravità e gli altri simboli come prima. Le dimensioni del coefficiente di conducibilità idrica cambiano secondo le grandezze che si utilizzano

⁽³⁾ $S_{eff} = S \cdot a$; con a = porosità, cioè rapporto in volume tra acqua e corpo poroso saturo. Si ricava $v'_{eff} = v/a$; con v'_{eff} = velocità media effettiva, tenuto conto solo della sezione effettiva; gli altri simboli come prima.

⁽⁴⁾ $v_{eff} = v'_{eff} b = vb/a$; con b = fattore di 'tortuosità'; con v_{eff} = velocità media effettiva.

per esprimere il flusso (portata in volume, in massa od in peso, velocità), ed il 'carico motore' (gradiente di quota piezometrica, di pressione o di potenziale); nella Tab. 2 sono riportate le sue dimensioni per i casi di maggiore interesse pratico.

TABELLA 2 — Dimensioni della conducibilità idrica.

DIMENSIONI IN CUI È ESPRESSO IL « CARICO MOTORE »	DIMENSIONI IN CUI È ESPRESSA LA PORTATA			
	volume/tempo (l^3/t)	massa/tempo (m/t)	peso/tempo (m/l^3)	velocità = portata, in vol., per unità di sezione (l/t)
altezza (l)	l/t	m/l^3t	m/l^3	l/t
pressione (m/l^2)	l^3t/m	t	l/t	l^3t/m
potenziale (l^2/l^2)	t	mt/l^3	m/l^3t	t

Circa l'ordine di grandezza la conducibilità idrica in queste condizioni varia enormemente da caso a caso; va dall'ordine di oltre 25 cm/h nelle sabbie più permeabili a valori inferiori a 0,125 cm/h (O'Neal) nei terreni poco permeabili, ma tocca valori estremamente bassi nei mezzi praticamente considerati impermeabili, che, in realtà, in senso assoluto non lo sono mai.

Si noti che a parità di sezione netta disponibile per il flusso e perciò di porosità, la conducibilità idrica è tanto minore quanto più piccoli sono i pori; lo si può dedurre, anche dalla stessa formula di Poiseuille.

2 — La conducibilità idrica in ambiente non saturo.

Tutto quanto detto sin qui vale per il moto liquido in un corpo poroso saturo. Se la massa porosa non è satura, se cioè si è in presenza di tre parti, una solida (di una o più fasi), una liquida (normalmente una fase) ed una aeriforme (una fase), il problema si complica per due ragioni: innanzitutto (Fig. 3) la sezione effettiva disponibile per il

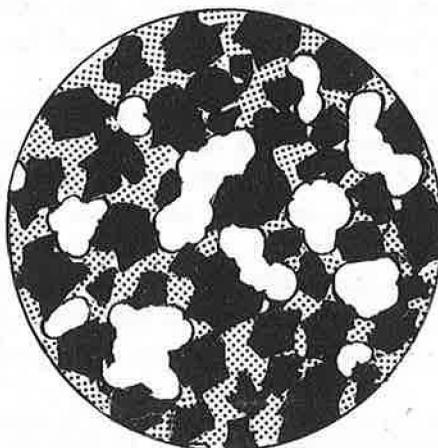


FIG. 3 — Sezione normale alla direzione del flusso medio in mezzo poroso. Sono indicate: in nero la superficie occupata dal materiale solido; in bianco quella occupata dall'aria; a punteggiato la superficie occupata dall'acqua, sola utile ai fini del flusso liquido.

flusso e con essa la portata si riduce (in media è pari ad $S \cdot c$, ove S = sezione globale; c = umidità del corpo poroso, per es. il terreno, espressa come frazione in volume sul totale). Ma una riduzione di umidità in un corpo poroso rigido e bagnabile dal liquido che contiene (angolo di contatto tra liquido e solido praticamente pari a zero) implica un assottigliamento del velo liquido che ricopre la superficie solida, sì che si fa sentire molto di più l'effetto dell'attrazione tra solido e liquido sulla velocità media di questo (già deducibile dalla formula di Poiseuille). Nel complesso è chiaro che a parità di sezione del corpo poroso (S), considerato rigido, col diminuire della sua umidità e , perciò come si sa, col crescere, in linea di massima, del potenziale di questa (valore assoluto), la conducibilità idrica diminuisce rapidamente. Ciò vuol dire che l'equazione di Darcy deve essere più correttamente scritta, per questi casi: $v = -K(\varnothing) \cdot \nabla \varnothing$. In altri termini, caratteristica di un corpo poroso rigido rispetto ad un dato liquido, non è più un parametro, ma una curva, quella esprimente la variazione della conducibilità idrica in funzione del potenziale dell'acqua \varnothing , in un certo senso, dell'umidità del terreno ⁽⁵⁾; il flusso in terreno saturo si deve dunque considerare un caso limite di quello in terreno insaturo.

Le conseguenze di questo fatto sono enormi; se ne considerino alcune di maggiore interesse pratico. Innanzitutto è evidente che per lo studio del movimento dell'acqua nel terreno insaturo e la soluzione di casi particolari non si può più fare facilmente ricorso, come si può fare per il moto in ambiente saturo, a modelli analogici semplicemente costituiti da un reticolo di resistenze elettriche; in questi sistemi, infatti, le resistenze sono ovviamente indipendenti dai potenziali elettrici applicati ai loro estremi. Sono noti, però, tentativi ben più complessi, di modelli analogici idonei a queste situazioni.

Si osservi ora che se si effettua un'esperienza analoga a quella classica di Darcy, ma operando con acqua in tensione lungo tutto il suo percorso, è evidente che l'esistenza lungo tutto lo stesso percorso di un gradiente del 'carico motore' implica l'esistenza di tensioni diverse nelle varie sezioni del flusso liquido. Da un tale esperimento si ottiene un valore della conducibilità idrica non solo medio rispetto al flusso effettivo entro il velo liquido, non solo medio nel senso che è riferito all'intera sezione (con velocità effettiva pari a zero in corrispondenza della frazione di sezione occupata da solido ed aeriforme), ma medio pure rispetto a tutte le sezioni attraversate dall'acqua. Solo particolari accorgimenti tecnici permettono una misura della conducibilità idrica riferita ad una sezione avente una ben determinata umidità media.

Poiché la curva umidità-potenziale dell'acqua è caratteristica di ogni dato materiale poroso, per es. di ogni dato terreno ad una determinata struttura (Fig. 4), è chiaro che in certi terreni, per es. in quelli sabbiosi, ricchi di pori larghi e poveri di pori stretti, la permeabilità sarà molto alta quando essi sono saturi, ma sarà molto bassa quando essi hanno un basso contenuto di umidità (Fig. 5); questi, cioè, sono terreni che si comportano come molto permeabili di fronte alle precipitazioni meteoriche, all'irrigazione od al deflusso in falda, ma che trasmettono con estrema difficoltà la loro umidità, appena questa si abbassa sotto certi limiti. In essi le piante hanno bisogno di avere un apparato radi-

⁽⁵⁾ In pratica si nota che per i terreni più disparati le curve di variazione della conducibilità idrica in funzione del potenziale dell'acqua sono molto più simili tra loro, mentre variano fortemente da terreno a terreno se la conducibilità idrica è espressa in funzione dell'umidità. D'altra parte recenti ricerche (TALSMA) mostrerebbero che mentre con il primo tipo di funzione si manifesta una sensibile isteresi, analoga a quella esistente nella relazione umidità/potenziale dell'acqua, questa isteresi sarebbe trascurabile nella funzione conducibilità idrica/umidità; la quale sarebbe sotto questo aspetto preferibile.

cale capace di esplorare più completamente il terreno, per potervi attingere l'acqua loro necessaria, oppure occorre irrigarle più frequentemente, anche se a pochi centimetri dalla zona attiva delle loro radici c'è umidità a sufficienza, altrimenti esse soffrono molto, specialmente nelle giornate di più intensa traspirazione (es. giornate con venti caldi e secchi). In questi terreni si incontrano le maggiori difficoltà ad usare nella regolazione dell'epoca di adacquamento i misuratori di umidità fondati su equilibri di tensione dell'acqua, specialmente i blocchetti di Bouyoucos operanti più efficacemente a tensioni di oltre 1 atm.

Nei terreni limoso-argillosi, invece, specialmente se di cattiva struttura, la conducibilità idrica, anche in condizioni di saturazione è molto bassa, ma col procedere della perdita di acqua essa cambia molto più lentamente, sì che a tensioni molto elevate, la conducibilità idrica è in questi terreni notevolmente più alta di quella che, a pari tensione, presentano i terreni sabbiosi (Fig. 5).

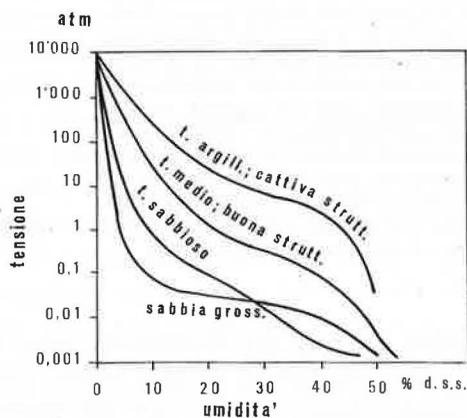


FIG. 4 — Esempi caratteristici di curve esprimenti la relazione tra potenziale matriciale dell'acqua (o tensione) e l'umidità del terreno.

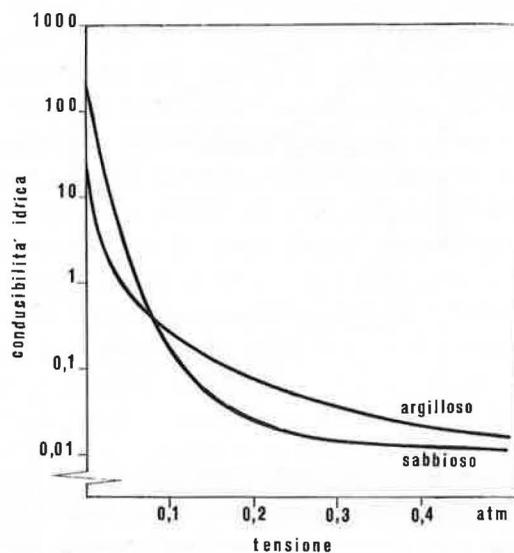


FIG. 5 — Esempi caratteristici di variazione della conducibilità idrica (o conducibilità capillare o permeabilità in terreno insaturo etc.; cm/giorno) in funzione del potenziale matriciale (tensione) dell'acqua contenuta nel terreno.

Per queste stesse ragioni, nei terreni sabbiosi od in quelli anche argillosi ma a struttura glomerulare (e si noti qui per inciso l'importanza fondamentale del mantenimento di una buona struttura del terreno a questo scopo), col procedere della percolazione si raggiungono abbastanza presto (in campo dopo circa 1-2 giorni) valori della conducibilità idrica così bassi che le successive perdite di acqua dal terreno risultano trascurabili rispetto agli errori di misura (Fig. 6) e, soprattutto, rispetto alle interferenze sul movimento dell'acqua da parte di altri fattori (evaporazione, assorbimento da parte delle piante, effetti termici vari, etc.). Si dice, in pratica, che si è raggiunta la *capacità idrica di campo* di quel

terreno. Questo parametro così definito, come si vede, malgrado il suo enorme interesse pratico, non corrisponde affatto ad una situazione di equilibrio e del tutto convenzionali e teoricamente mal fondati sono i criteri proposti per stimarla in laboratorio sulla base di equilibri idrici in condizioni determinate (equivalente di umidità, limite di sgocciolamento, umidità a tensioni date). Si noti, inoltre, che, poiché la capacità idrica di campo dipende esclusivamente da un piuttosto grossolano confronto tra valore della velocità di percolazione e precisione delle misure o ampiezza delle interferenze estranee dall'altra, per sua stessa natura non è definibile con sufficiente esattezza se non in certi casi. In certi terreni,

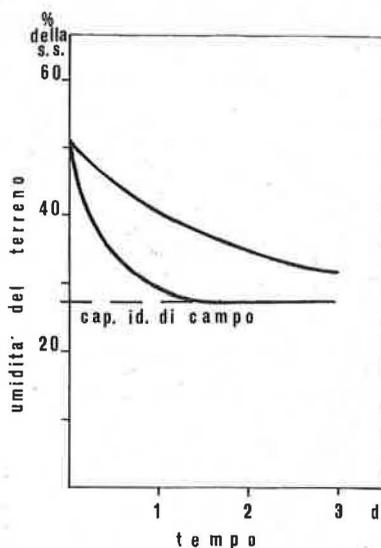


FIG. 6 — Schemi di variazione dell'umidità in funzione del tempo per effetto di sola percolazione a partire da situazione di saturazione idrica ed in assenza di falda relativamente superficiale (per es. falda più profonda di 2 m) in due diversi terreni. La curva inferiore, che si avvicina presto ad un valore poco variabile nel tempo (capacità idrica di campo), rappresenta il caso più frequente nelle situazioni pratiche di campo; la curva più alta rappresenta un caso estremo, riscontrabile in terreni poco permeabili di pessima struttura, per i quali non ha senso parlare di capacità idrica di campo.

generalmente di cattiva struttura, in cui la conducibilità idrica è già inizialmente bassa e decresce molto lentamente, riesce molto dubbio non solo determinare, ma anzi definire (anche solo concettualmente) una capacità idrica di campo; questa, infatti, per tali terreni dimostra di essere una schematizzazione troppo inadeguata ad affrontare i problemi pratici, che richiederebbero invece l'esame di un bilancio idrico in evoluzione continua e porrebbe perciò l'accento piuttosto sul concetto, meno semplicistico, ma praticamente meno comodo, di *acqua disponibile istantanea* ⁽⁶⁾ e di quello di *durata della disponibilità* dell'acqua, concetto attualmente non utilizzato in questo genere di studi.

Si noti che come il raggiungimento di una tensione ancora relativamente bassa (per es. dell'ordine di 0,1 atm per terreni indisturbati o di 0,3 atm per campioni setacciati a 2 mm) rallenta il movimento verso il basso tanto da renderlo praticamente trascurabile (capacità idrica di campo), così, alla stessa tensione risulta estremamente bassa la eventuale velocità di ascesa verso l'alto (la cosiddetta 'ascesa capillare') di acque più profonde ed

⁽⁶⁾ Si potrebbe in tal caso definire *acqua disponibile istantanea* la differenza tra l'acqua effettivamente contenuta nel terreno in un dato momento (anche se maggiore della capacità idrica di campo e, comunque, non in equilibrio nel terreno) ed il coefficiente di avvizzimento.

in particolare di quelle della falda, la quale, in pratica, con i gradienti di tensione in gioco, non riesce ad influenzare sensibilmente le colture se si trova oltre una profondità, per es. oltre 1,5-2 m, se si tratta di colture ad apparato radicale più profondo o meno per altre colture; con falda a 50-70 cm può essere infatti già necessaria l'irrigazione per colture orticole in terreno sabbioso.

3 — Relazioni di superficie tra fase liquida e parte solida.

Nello schema teorico del moto laminare si suole comunemente ammettere che la velocità dello strato d'acqua di spessore infinitesimo a contatto della superficie solida, abbia velocità zero. Ciò implica una forte adesione del liquido col solido, ossia un solido perfettamente bagnabile dal liquido o, ancora, un angolo di contatto tra questi praticamente pari a zero.

La stessa causa provoca, in presenza delle tre parti, solida, liquida ed aeriforme, la formazione di menischi o, più in genere, di superfici curve che delimitano la fase liquida da quella aeriforme e si raccordano con la superficie solida. E' noto che la curvatura della superficie liquido-aeriforme dipende dalla tensione superficiale del liquido (più esattamente tensione interfacciale liquido-aeriforme) e dalla tensione interfacciale liquido-solido. Un abbassamento di entrambe determina un abbassamento di potenziale dell'acqua nel terreno e precisamente della cosiddetta componente *matriciale* ⁽¹⁾ del potenziale dell'acqua nel terreno, spesso espressa come tensione capillare, e quindi anche un minore spessore del velo liquido che ricopre la superficie interna del solido. Si comprende innanzitutto che, se per una qualsiasi ragione si altera in qualche punto del terreno la natura delle sue superfici, liquida o solida, si genererà una differenza di potenziale dell'acqua rispetto ad altri punti del sistema e perciò un movimento dell'acqua. D'altra parte lo schema della velocità zero a contatto delle pareti può perdere in parte la sua validità, specialmente, come caso estremo, se la superficie solida non è più bagnabile da parte del liquido; quest'ultimo, allora, non ricopre più tutta la superficie interna del solido e tende a raccogliersi in masse aventi la superficie minima possibile. Se l'acqua giunge dall'esterno si può verificare il caso estremo in cui sia difficile fare entrare l'acqua nella massa porosa (Fig. 7) e che una volta essa en-

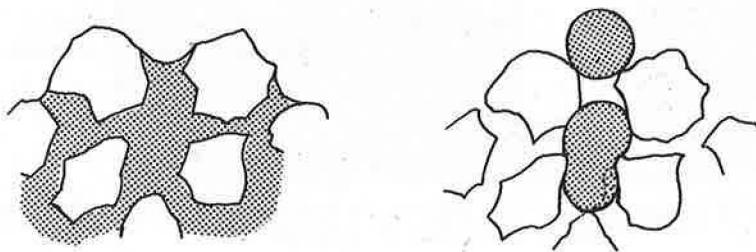


FIG. 7 — Rappresentazione geometrica dello stato dell'acqua nel terreno. A sinistra: condizione normale (l'acqua 'bagna' la superficie dei solidi); a destra: caso particolare di matrice solida idrofoba. La superficie occupata dalla fase liquida è punteggiata.

(¹) Il termine si riferisce a tutte le manifestazioni derivanti dall'affinità della fase liquida per la matrice solida del terreno.

trata, venga notevolmente ridotto, se non praticamente annullato, il suo potenziale matriciale (l'acqua non è più trattenuta ma solo 'contenuta' nella massa porosa); l'acqua si muoverebbe allora quasi esclusivamente sotto l'azione delle forze esterne (per es. il campo gravitazionale). In pratica una tendenza verso situazioni del genere può manifestarsi con l'impiego di emulsioni erbicide, o di emulsioni bituminose impiegate come pacciamature, o per prolungato impiego di acque di irrigazione contenenti detersivi poco biodegradabili (per es. con formula chimica a catena ramificata) o in conseguenza di eventi eccezionali (p. es. inquinamento del terreno per versamento di idrocarburi); in natura si può verificare un caso analogo per l'azione di certi materiali organici (certe sabbie desertiche a superfici idrofobe). Non sembra che questi casi siano ancora molto studiati, è verosimile però che in essi sia minore la perdita di carico totale lungo il percorso dell'acqua, ma che si abbiano invece in condizioni insature complicazioni nella sezione netta disponibile per il flusso idrico od anche nella continuità della massa liquida.

4 — Il moto in frangia capillare.

Il moto dell'acqua nel terreno insaturo ha come caso limite quello in condizioni di saturazione. Questa si verifica normalmente non solo quando il potenziale matriciale dell'acqua è zero, ma anche quando esso è sufficientemente basso. A seconda della granulometria e della struttura del terreno, infatti, il terreno resta perfettamente saturo fino a quando la tensione matriciale rimane inferiore al valore al quale la sua cavità interna (poro) più grossa non riesce più a trattenere l'acqua che essa contiene; ossia sinché $\mu \leq 2\gamma/r$; ove μ = tensione matriciale (in unità di pressione); γ = tensione superficiale del liquido, che si assume possa bagnare perfettamente il solido; r = raggio equivalente del poro. In certi terreni a grana piuttosto fine e struttura a particelle singole, lo strato sovrastante ad una falda che, per questa ragione, resta ancora saturo (o, in pratica, prevalentemente saturo dato che un limite netto superiore non esiste), ossia la cosiddetta *frangia capillare* (Fig. 8),



FIG. 8 — Schema di frangia capillare e sue relazioni con la falda; lungo la linea che separa la frangia capillare dalla falda, la pressione è zero.

può raggiungere parecchi decimetri (40-60 cm). In questo strato saturo l'acqua si muove esattamente come se fosse in falda (conducibilità idrica del terreno costante in tutto lo strato saturo), con la differenza, però, che, essendo l'acqua in tensione (= pressione negativa), quando essa incontra un'eventuale discontinuità del mezzo poroso, per es. una crepacciatura, una trincea od un pozzo, essa non vi si versa dentro, essendo trattenuta dal

terreno. In altri termini, l'acqua in frangia capillare contribuisce al movimento in falda allargandone la sezione del flusso, ma non la eventuale sezione di emungimento. E' importante tenere presente queste considerazioni nei problemi di bonifica, perché mentre ai fini delle colture e delle proprietà meccaniche (resistenza al peso delle macchine ed in certi casi anche del bestiame pascolante) il terreno in frangia capillare ha comportamento identico a quello sommerso (anche se scavando una buca entro la frangia capillare non vi si ritrova acqua libera), ai fini del prosciugamento questa acqua non si comporta come l'acqua di falda e di ciò si deve tenere conto nello stabilire il franco di bonifica. Con queste ultime avvertenze, per il movimento in frangia capillare sono validi i più semplici procedimenti analogici elettrici.

5 — Il 'carico motore' al di sopra della falda.

Come è noto, il rapporto tra il cosiddetto 'carico motore' e la distanza lungo la quale si svolge il flusso, così come si suole prendere in considerazione nel caso tanto del moto turbolento che del moto laminare, non è che il gradiente del *carico totale* o della *quota piezometrica*, ossia del totale di altezza geometrica, altezza di pressione ed altezza cinetica. Nel caso del movimento in terreno non saturo l'altezza 'cinetica', cioè l'altezza che raggiungerebbe l'acqua lanciata nel vuoto verso l'alto con la velocità scalare che possiede l'acqua in considerazione ($h_c = v^2/2g$; con $h_c =$ altezza cinetica, $v =$ velocità dell'acqua, $g =$ accelerazione di gravità), ha nel moto laminare valori estremamente bassi e normalmente trascurati (per es. con velocità del valore ragguardevole di 1 cm/s l'altezza cinetica risulta di soli 0,0005 cm). *L'altezza di pressione, d'altra parte, è sempre negativa* (e lo è pure nel caso particolare del moto in frangia capillare in ambiente saturo); non altro che 'piezometri' per pressioni negative, sono infatti i comuni tensiometri in uso per questi studi. Questa 'altezza di pressione', come si è detto prima, al variare dell'umidità del terreno, cresce in maniera diversa da terreno a terreno, ma in genere molto rapidamente tanto da diventare molto presto (per es. oltre 0,2-0,3 atm) il fattore largamente predominante nel determinare l'equilibrio e il moto dell'acqua nel terreno; in essenza, essa altro non è che il potenziale matriciale prima citato. Solo nella frangia capillare o poco più sopra di essa (1-2 metri) o negli strati più bagnati di terreno (orientativamente si può dire più umidi della capacità idrica di campo) è importante prendere in considerazione con la componente matriciale (μ) anche quella gravitazionale (Γ , cioè l'altezza geometrica dell'idraulica) per lo studio di equilibri e movimenti dell'acqua in tensione. Si noti che ciò vale in un campo di forze inerziali di intensità dell'ordine di quello del campo gravitazionale terrestre; quando si abbia a che fare con altri campi del genere ma di diversa intensità e rapidamente varianti col procedere in determinate direzioni, per es. un campo centrifugo, come accade in certe determinazioni di laboratorio (umidità equivalente), il calcolo va ripreso in maniera opportuna.

Nel complesso, se si esclude il movimento in frangia capillare ed in terreno a tensione relativamente bassa, la caratteristica fondamentale del moto in terreno non saturo è quella della sua quasi totale dipendenza dai soli gradienti di potenziale matriciale. In altri termini, in assenza di gravità non si determina moto in falda, anzi non si forma nemmeno una falda, mentre il movimento in massa porosa insatura si può manifestare regolarmente.

6 — Il movimento in pellicola sottile.

Tutta la teoria sul moto laminare di un liquido in un corpo poroso si fonda sul classico ragionamento euleriano che studia essenzialmente il campo vettoriale delle velocità nella massa fluida e fa perciò largo uso del calcolo infinitesimale. Si considerino, però, le quantità di acqua contenute nel terreno anche solo nelle condizioni di maggiore interesse agronomico, ossia tra la capacità idrica di campo (per es. 20-25% sul peso secco) ed il coefficiente di avvizzimento, cioè, convenzionalmente, alla tensione di 15 atm (per es. 5-7%) e si consideri pure la superficie specifica di un terreno di media composizione granulometrica (per es. 50-70 m²/g); è facile calcolare che se si suppone distribuita uniformemente su tutta questa superficie, praticamente bagnabile in maniera perfetta, tutta l'acqua contenuta nel terreno, si ottengono spessori della pellicola liquida pari a non molti strati molecolari di acqua, per es., secondo Taylor, circa 12 e 4 strati rispettivamente per i 2 limiti considerati. Orbene è lecito chiedersi, possono considerarsi validi in queste condizioni gli schemi del calcolo infinitesimale in campo vettoriale sopra citati? L'acqua in queste condizioni *sembra* in 'pressione negativa', perché il suo potenziale è solitamente interpretato alla luce dello schema capillare e quindi misurato con l'ipotesi che essa sia contenuta in pori e delimitata dalla fase aeriforme da menischi concavi. In realtà essa è in gran parte (tanto più preponderante quanto più bassa è l'umidità del terreno) delimitata dall'aria a mezzo di superfici prevalentemente convesse (Fig. 9) ed è non in depressione ma in pressione, sot-

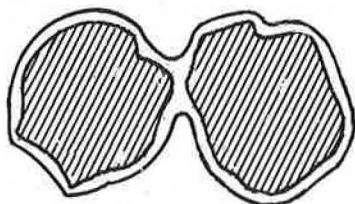


FIG. 9 — Rappresentazione della distribuzione dell'acqua assorbita (= adsorbita e perciò in pressione) alla superficie dei materiali solidi; essa è in equilibrio con l'acqua che si raccoglie nei punti in cui si toccano o si avvicinano le superfici solide (= acqua angolare di vecchi Autori), la quale è invece in tensione (= pressione negativa) e delimitata, in sezione, da menischi concavi. In tratteggio i solidi.

toposta alle forze di attrazione che la superficie solida esercita per una distanza di parecchi strati molecolari e che perciò trattengono le molecole di acqua contro le forze che tendono ad allontanarla (gravità, agitazione termica e quindi evaporazione etc.). Più in particolare l'acqua a questi elevati potenziali (alti in valore assoluto ma di segno negativo, nel senso che occorre spendere energia per sottrarla al terreno) ha molecole che quanto più sono vicine alla superficie solida (Fig. 10) tanto più sono orientate, e tanto minore è la loro energia di vibrazione, soprattutto nella direzione perpendicolare alla superficie assorbente, e perciò sono più ravvicinate. In altri termini l'acqua assorbita ha maggiore densità, e le sue molecole sono meno mobili. Si noti, infine, che questa attrazione di molecole d'acqua da parte del solido non si manifesta uniformemente su tutta la superficie solida, ma solo in corrispondenza di particolari atomi o gruppi atomici, idrofilo, della matrice solida.

Tutto ciò porta ad assimilare il movimento dell'acqua quando si trova in strato molto sottile, ad un fenomeno di diffusione, procedente per salti molecolari di acqua sulla superficie assorbente; si ha così un allargamento notevole delle possibilità di trattazione teorica e di manifestazioni di interazione con altri fattori. Anche considerato in base al modello della diffusione, tuttavia, il movimento dell'acqua nel terreno non saturo risulta macroscopicamente regolato da una legge formalmente identica a quella di Darcy. Se ne farà cenno più oltre.

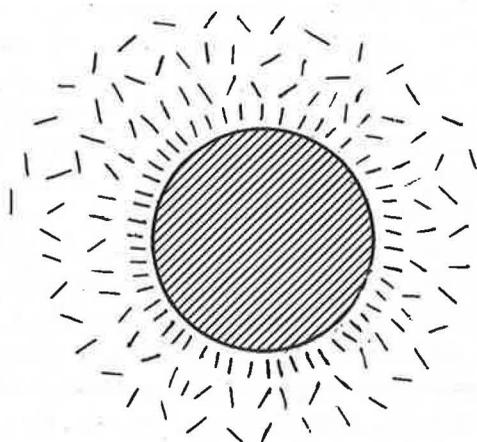


FIG. 10 — Schema di disposizione delle molecole d'acqua assorbite alla superficie dalle parti solide (a tratteggio), in strati a densità ed orientazione molecolare crescente con l'avvicinarsi alla detta superficie.

7 — Interferenze sul moto dell'acqua in seguito ad azioni meccaniche esercitate sulla parte solida.

Per effetto della tensione (pressione negativa) dell'acqua, le particelle solide che eventualmente delimitano parzialmente la massa d'acqua, cioè quelle non completamente immerse in essa, sono assoggettate a forze ⁽⁸⁾ che tendono ad avvicinarle l'una all'altra (Fig. 11). Se

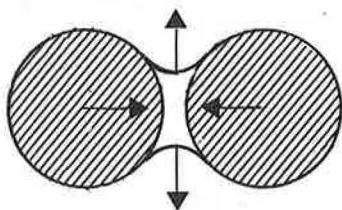


FIG. 11 — Forze operanti su due particelle solide come conseguenza della tensione (= pressione negativa) esistente nell'acqua interposta tra le particelle stesse e delimitata dall'aria mediante menischi concavi (in sezione). Le particelle solide tendono così ad avvicinarsi.

il corpo poroso è assunto rigido, ciò non porta a particolari conseguenze. Non è questo il caso, invece, del terreno agrario, in cui, col crescere della tensione crescono di intensità le sollecitazioni applicate sulle parcelle solide, sì che quelle in cui il movimento è per ragioni geometriche possibile e compatibile con la direzione delle sollecitazioni stesse, se l'intensità di queste supera le resistenze che al moto si oppongono, si spostano sino a trovare un assetto geometricamente più stabile; in altri termini le particelle di terreno tendono in media ad avvicinarsi dandogli un assetto più compatto. Il fenomeno è evidentissimo quando si confrontano le disposizioni di agglomerati e particelle singole di un terreno prima che sia stato bagnato e dopo che abbia perso una buona parte dell'acqua somministrata. Questa azione non si manifesta su agglomerati o elementi grossi del terreno (zollette, ciottoli), ma su quelli più piccoli, capaci di delimitare i pori più piccoli e perciò costretti a sopportare le sollecitazioni più intense (tensioni dell'acqua più elevate); queste sollecitazioni, d'altra parte, operano tanto più efficacemente quanto più le particelle sono tra loro libere da vincoli e, perciò, per i terreni a granulometria fine, su quelli con struttura a particelle singole. Tutto ciò permette di spiegare molto bene la tendenza dei terre-

⁽⁸⁾ Sono per es. la ragione della coesione che assume la sabbia inumidita, ma non satura.

ni argillosi o limosi di cattiva struttura a formare con l'essiccamento ampie zone compatte e a formare in superficie la 'crosta', così come spiega, nei terreni di buona struttura, la maggiore stabilità della distribuzione di frequenza dei 'pori' più piccoli rispetto a quella dei 'pori' più ampi (si pensi alla corrispondente diversa stabilità delle parti estreme nella curva umidità/potenziale dell'acqua) e con ciò si riconferma l'importanza della sostanza organica nel terreno agrario.

E' importante considerare ora una conseguenza delle interferenze che alla superficie dei materiali solidi si verificano tra acqua e altre sostanze assorbite ed in particolare lo strato cationico assorbito dalle argille, su cui si tornerà più oltre. Si ricorda qui che in conseguenza di questo assorbimento, col diminuire della quantità di acqua nel terreno, in vicinanza delle pareti delle particelle argillose, più che nelle masserelle d'acqua di maggiore spessore, si ha una concentrazione ionica ed una corrispondente pressione osmotica, che tendono a trattenere l'acqua con energia diversa, secondo le caratteristiche della specie ionica (diametro dello ione, suo grado di idratazione) e le caratteristiche della superficie assorbente (per es. la densità delle sue cariche elettriche), fattori che si traducono in un diverso grado di dispersione dei colloidi del terreno. Queste forze che tendono a trattenere l'acqua in veli di vario spessore attorno alle particelle solide, in definitiva, per ogni determinato potenziale dell'acqua, si oppongono ad un avvicinamento eccessivo delle particelle solide (Fig. 12). A parità di contenuto di acqua nel terreno, in altri termini, le par-

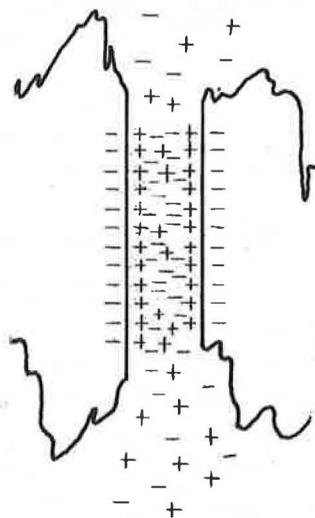


FIG. 12 — Influenza sul distanziamento tra particelle solide (= rigonfiamento colloidale) dell'acqua trattenuata tra due particelle, come interazione tra cariche elettriche esistenti alla superficie solida, assorbimento ionico del soluto con costituzione di doppio strato di Stern ed interazioni col solvente (acqua).

ticelle più fini tendono a distribuirsi più uniformemente nello spazio e le dimensioni dei pori tendono perciò ad uniformarsi, riducendosi il numero dei pori larghi; solo una più spinta disidratazione del terreno permette alle particelle più fini (argillose) di avvicinarsi completamente. Il fenomeno, come è ben noto, è particolarmente evidente in certi terreni e dipende molto dallo stato di dispersione dei loro colloidi. Tutto ciò accentua il carattere di 'argillosità' dei terreni nei confronti della loro conducibilità idrica riducendola quando l'umidità del terreno è più elevata ed aumentandola quando essa è bassa. Si noti che il rigonfiamento del terreno è anche funzione del peso del materiale sovrastante lo strato che

si considera. Di conseguenza, lo strato più superficiale del terreno può rigonfiarsi più liberamente e perciò, anche in certe condizioni di equilibrio idrico lungo il 'profilo' ⁽⁹⁾, può contenere più acqua, come è stato recentemente dimostrato da Philip. Ciò ha qualche conseguenza sulla conducibilità idrica degli strati superficiali rigonfiati.

Basta solo accennare, qui all'importanza che le sollecitazioni meccaniche del moto turbolento dell'acqua eventualmente in moto alla superficie del terreno assumono nel modificare la struttura degli strati più superficiali alterandone radicalmente la conducibilità idrica. Un'azione analoga, dovuta all'energia cinetica dell'acqua, non ha luogo entro la massa del terreno.

Un cenno basta alle deformazioni più radicali che i terreni più o meno argillosi e limosi subiscono per effetto di alterni umettamenti ed essiccamenti, con la formazione di crepacciature in cui, finché restano beanti ⁽¹⁰⁾, l'acqua può giungere dall'esterno e muoversi con moto turbolento; si tratta di un moto non caratteristico del terreno non saturo, almeno per spaccature macroscopiche, ma di importanza agronomica tutt'altro che trascurabile.

Nel complesso, in terreno non saturo, non tanto per effetto del movimento dell'acqua come tale, ma per effetto delle variazioni di umidità che il moto implica, si manifestano importanti modifiche della conducibilità idrica del mezzo, che, a sua volta, interferiscono sul flusso stesso.

8 — Moto laminare vario.

Tutto quanto si è sin qui considerato, assume, più o meno implicitamente e salvo eccezioni, che il moto sia stazionario (= permanente), tale cioè, che tutte le sue caratteristiche siano per ogni punto indipendenti dal tempo e, perciò, varino solo nello spazio. In realtà nello strato di terreno di interesse agrario, più caratteristicamente e frequentemente che in altri casi, si è in presenza di moto vario.

In pratica si hanno, infatti, apporti idrici discontinui al terreno, mentre l'acqua tende continuamente al raggiungimento di situazioni di equilibrio. Il moto vario in regime insaturo è complicato dal fatto che non solo gradiente di potenziale e velocità variano per uno stesso punto nel tempo, ma pure la conducibilità idrica varia nel tempo oltre che nello spazio, a differenza di quanto avviene per il moto in regime saturo, in dipendenza del fatto che nell'equazione di Darcy, modificata per il moto in regime insaturo, si ha ora $\emptyset(t)$ e perciò pure $K(t)$. La relazione fondamentale che si applica a questo moto è stata così espressa da Klute:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \nabla \cdot (K \nabla \emptyset)$$

con i simboli già prima usati ed essendo $K = K(U)$.

Il fatto che l'umidità media in ogni dato punto (concetto fittizio se riferito ad un punto) muti col tempo, introduce in questo caso, analogamente a quanto si verifica in ter-

⁽⁹⁾ Il potenziale totale dell'acqua nel terreno, dal cui gradiente dipende il moto dell'acqua stessa, comprende in queste condizioni un'altra componente: il *potenziale di sovraccarico* (= *overburden potential* di Philip).

⁽¹⁰⁾ Se le spaccature sono superficialmente e stabilmente chiuse (per es. canalicoli lasciati da radici marcite o crepe chiuse con lavori di sarchiatura) esse non contribuiscono a nessuna forma di moto liquido, perché restano vuote.

mologia, un nuovo concetto, quello di *diffusività idrica*. Questa può definirsi grossolanamente come la tendenza del mezzo poroso a trasmettere le variazioni di umidità e, più correttamente, per moto in campo gravitazionale ed in base alla precedente equazione, è definita dall'equazione differenziale:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \nabla \cdot [D(U) \cdot \nabla U] + \frac{\partial K(U)}{\partial \Gamma}$$

ove U = umidità (frazione *in volume* sul totale) $D(U) = K(U) \cdot \frac{d\mu}{dU} = \frac{K(U)}{C(U)}$, è il cosiddetto *coefficiente di diffusività*, che è funzione della umidità del terreno, mentre $C(U) = dU/d\mu$ è definibile come *capacità idrica specifica* del terreno; Γ è espresso comunemente come altezza ⁽¹¹⁾; ∇ , come si è detto in Tab. 1, è un operatore che, in coordinate cartesiane, indica il *vettore simbolico* $\frac{\partial}{\partial x} \mathbf{i} + \frac{\partial}{\partial y} \mathbf{j} + \frac{\partial}{\partial z} \mathbf{k}$ ⁽¹²⁾; gli altri simboli come prima; si noti che $d\mu/dU$ è la pendenza della curva 'potenziale matriciale-umidità del terreno' (espressa però in volume), che è qui supposta univocamente determinata e tale può considerarsi solo se si considera il terreno decisamente in fase o di umettamento o di essiccamento ⁽¹³⁾. In tutti i casi in cui l'influenza del campo gravitazionale è del tutto trascurabile rispetto a quella del potenziale matriciale, il secondo termine del membro a destra nella precedente equazione, può essere trascurato. Se poi il gradiente è misurato nella stessa direzione del flusso e, per piccole variazioni di umidità, si assumono costanti la conducibilità idrica (K) e la capacità idrica specifica (C), la precedente equazione si semplifica al massimo e diviene $\partial U/\partial t = D' (\partial^2 \mu/\partial x^2)$, con $D' = D \cdot C$.

Si noti che in questo caso di moto vario il campo vettoriale delle velocità non è più un campo solenoidale (o uniforme); non si ha, cioè, compensazione tra flusso uscente e flusso entrante entro una superficie chiusa qualsiasi del campo e si ha perciò, come si dice, una *divergenza del flusso* ($\text{div. } \mathbf{v} = \nabla \cdot \mathbf{v}$) il cui valore scalare è appunto proporzionale al termine $\partial^2 \mu/\partial x^2$ della precedente equazione.

Questo modo di affrontare il problema del moto dell'acqua nel terreno non saturo è certo più complicato, ma in compenso permette di studiare il fenomeno sotto l'aspetto che più interessa praticamente e cioè valutando non la quantità di acqua che passa in un certo tempo attraverso una data sezione del terreno, ma come varia nel tempo l'umidità nei vari punti del terreno.

9 — Il moto dell'acqua in terreno strutturato.

Se il terreno in cui l'acqua si muove è solo macroscopicamente omogeneo nel senso che le particelle elementari di cui esso è composto sono in realtà variamente cementate in ag-

⁽¹¹⁾ Se per misura di Γ si prende la profondità a partire dalla superficie del terreno (distanze positive verso il basso), come si preferisce generalmente nelle prove di infiltrazione, al secondo termine del membro di destra dell'equazione si attribuisce segno meno.

⁽¹²⁾ Si noti: ∇V , che indica un prodotto tra un vettore ed uno scalare, è = grad V ; $\nabla \cdot V$, che è il prodotto scalare tra vettori, = div. V ; $\nabla \times V$, che è il prodotto vettoriale tra gli stessi vettori, è = rot V .

⁽¹³⁾ Nei casi in cui per questa relazione entrano in gioco i ben noti fenomeni di isteresi, occorre limitarsi all'equazione più generale:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \nabla [K(U) \cdot \nabla \mu] + \frac{\partial K(U)}{\partial \Gamma}$$

glomerati strutturali (per es. grumi, microagglomerati etc.), da quanto si è detto nei precedenti paragrafi, risultano esaltati la differenza di velocità effettiva dell'acqua nei pori di vario diametro, a parità di ogni altra condizione e, ovviamente, il contributo che al flusso totale forniscono i vari pori al variare del potenziale dell'acqua.

Se si muta più o meno bruscamente il regime del flusso idrico in un tale terreno (per es. immettendo acqua dall'esterno, o lasciando percolare il terreno, etc.), ossia se si prende a considerare non più un regime stazionario ma un regime transitorio, si può facilmente prevedere che in un tale sistema strutturato, l'acqua contenuta negli spazi *tra* aggregati (spazi più grossi), si porta più presto in condizioni vicine a quelle richieste dal nuovo equilibrio, mentre, per la lentezza della velocità effettiva dell'acqua entro gli agglomerati, l'acqua in questi contenuta presenta un ritardo in base al quale, per un certo tempo non c'è equilibrio tra acqua entro e tra gli agglomerati. Per tutto il tempo necessario a ristabilire questo equilibrio entro e tra gli agglomerati (tempo che rappresenta un minimo necessario ad esaurire l'intero periodo di regime transitorio di tutto il sistema), gli agglomerati si comportano come tanti 'serbatoi' inseriti sulla rete dei pori esistenti tra gli agglomerati. Se per es. il regime di transizione tende a ridurre l'umidità di un certo punto del terreno, questa si riduce abbastanza rapidamente nei macropori, ma, mentre il flusso in questi risulterà molto vicino a quello del nuovo regime stazionario, gli agglomerati continueranno per un certo tempo a riversarvi gradualmente la loro acqua eccedente, potendo influire *un poco* sul regime del flusso tra gli agglomerati e in genere *molto* sulla variazione di umidità media del terreno. In casi opposti gli agglomerati possono costituire 'serbatoi di espansione', riempiendosi più o meno gradualmente d'acqua. Una accurata trattazione teorica dell'argomento è stata fatta da Philip.

10 — L'infiltrazione dell'acqua nel terreno.

Particolare attenzione, per il suo interesse tecnico, ha richiamato il moto vario che si realizza nel processo di penetrazione e di propagazione dell'acqua nel terreno dalla superficie di questo, nel corso di precipitazioni meteoriche o di apporti artificiali, ossia la cosiddetta *infiltrazione*.

Si definiscono in proposito una quantità di acqua infiltrata ($I = I(t)$) in un dato intervallo di tempo, detta spesso semplicemente 'infiltrazione', (= 'infiltrazione cumulata' sec. Philip o 'capacità di infiltrazione' sec. Bertrand, 'bibacità' sec. Pantanelli) ed una *velocità di infiltrazione* ($v_I = dI/dt$)⁽¹⁴⁾.

Non è facile esprimere in termini matematici rigorosi la legge di variazione della velocità di infiltrazione in funzione del tempo e di parametri idrologici elementari del terreno. Una serie di brillanti lavori sull'argomento è quella di PHILIP e della sua scuola e ad esse si rinvia per ogni approfondimento.

Delle varie formule proposte per rappresentare il fenomeno, sembra particolarmente interessante una approssimazione proposta da Philip per il caso di terreno inizialmente ad umidità uniforme lungo tutto il profilo e piuttosto lontano dalla saturazione, e con poten-

⁽¹⁴⁾ Alcuni autori anglosassoni (per es. PHILIP e la sua scuola) indicano come 'assorbimento' dell'acqua (*absorption*) le manifestazioni che hanno luogo per solo effetto di potenziale matriciale (per es. penetrazione e propagazione dell'acqua in direzioni orizzontali), mentre riservano il termine di infiltrazione alle manifestazioni nelle quali concorre l'azione del campo gravitazionale.

ziale dell'acqua alla superficie del terreno pari a zero per tutta la durata del processo di infiltrazione; si tratta, cioè, di condizioni molto vicine a quelle che si realizzano nel corso dell'irrigazione superficiale o durante precipitazioni liquide meteoriche di notevole intensità⁽¹⁵⁾. Le formule di prima approssimazione di Philip sono:

$$v_I \approx \frac{S}{2\sqrt{t}} + K_i$$

$$I \approx S\sqrt{t} + K_i t$$

in cui t è il tempo a partire dall'inizio del processo di infiltrazione, K_i ed S sono due costanti tipiche di ogni dato sistema. Queste equazioni rappresentano ottime approssimazioni solo per valori non troppo grandi di t e per $t \neq 0$; per valori grandi di t , per es. per durate della prova di infiltrazione dell'ordine dei giorni, si ha: $\lim_{t \rightarrow \infty} v_I = K_\infty$

in cui K_∞ è una costante diversa da K_i (valore che ci attenderebbe invece dalle precedenti equazioni).

E' importante osservare in proposito quanto segue. Per durate piuttosto brevi del processo di infiltrazione, a partire dalle condizioni iniziali citate, le variazioni della velocità di infiltrazione sono con buona approssimazione proporzionali alla radice quadrata del tempo; la quantità totale d'acqua infiltrata cresce in base a due componenti, l'uno proporzionale al tempo trascorso, l'altra alla radice quadrata di questo. Dopo un certo tempo, invece, la velocità di infiltrazione tende a diventare costante e le quantità di acqua infiltrata tendono a variare proporzionalmente al tempo stesso. Nel caso di tempi relativamente brevi, la costante di proporzionalità tra variazioni della velocità di infiltrazione e radice quadrata del tempo ($= S$) è la caratteristica predominante del terreno nella determinazione del processo di infiltrazione; per questa costante Philip ha proposto il termine inglese di *sorptivity*, che si potrebbe preferibilmente tradurre con 'bibacità'. La bibacità, così definita⁽¹⁶⁾, ha le dimensioni di una lunghezza divisa per la radice quadrata di un tempo (per es. cm/ \sqrt{s} , quando la v_I è espressa in cm/s) e può essere determinata sperimentalmente con prove di infiltrazione.

Si noti che l'influenza dell'umidità iniziale del terreno sulla velocità di infiltrazione è soprattutto evidente nei primi tempi del processo (Fig. 13); molto importante è il fatto che il carico idrostatico sulla superficie del terreno ha una influenza molto piccola sulla velocità di infiltrazione.

Mano a mano che l'acqua raggiunge un dato strato, aumenta la conducibilità idrica in questo e perciò facilmente vi affluisce altra acqua; ciò significa che l'acqua incontra la massima resistenza ad avanzare proprio nella sua zona di contatto col terreno più asciutto che si accinge a bagnare e significa pure che subito dietro questa zona vi è la più rapida variazione di umidità lungo la direzione di avanzamento dell'acqua (Fig. 13 e 14). La linea di demarcazione tra zona bagnata e zona ancora asciutta che è detta *fronte di avanzamento*

⁽¹⁵⁾ Il potenziale matriciale dell'acqua in superficie è generalmente inferiore a zero nel corso dell'infiltrazione che ha luogo durante precipitazioni di bassa intensità, o con l'irrigazione per aspersione o con quella cosiddetta a goccia.

⁽¹⁶⁾ Il termine di bibacità è stato proposto in passato (ma pochissimo usato) per esprimere la velocità di infiltrazione di un terreno, oppure la quantità di acqua complessivamente infiltrata in un certo tempo (per es. nel corso di un adacquamento effettuato in determinate condizioni e metodi gravitazionali). Essa avrebbe nell'equazione di Philip un significato preciso differente.

dell'acqua o fronte di bagnamento o fronte di umettamento, risulta perciò molto ben marcata e ciò tanto più quanto più secco è il terreno da bagnare e soprattutto nelle prime fasi dell'infiltrazione (Fig. 14).

Questo fronte presenta notevole interesse di studio, come si vedrà in seguito.

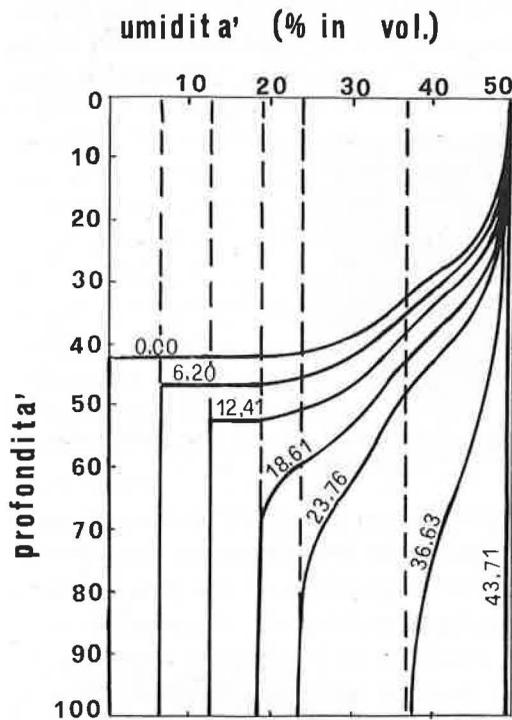


FIG. 13 — Influenza dell'umidità iniziale del terreno sull'evoluzione del profilo idrico del terreno come conseguenza di infiltrazione con acqua mantenuta in superficie costantemente a tensione zero. Saturazione del terreno a 49,5% (in volume) di umidità. Sono confrontati i profili che in uno stesso tempo si raggiungono quando il terreno si trova inizialmente alle umidità indicate (in % in volume) per ogni curva. Dati di PHILIP.

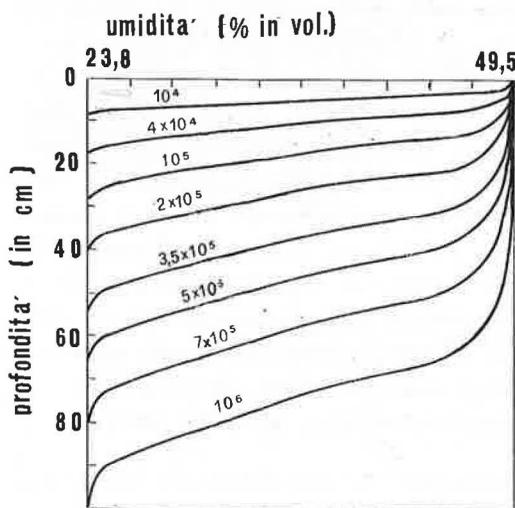


FIG. 14 — Evoluzione del profilo idrico nel corso dell'infiltrazione. La scala dell'umidità va dall'umidità iniziale (23,8% in vol.) alla saturazione (49,5%); sui successivi profili sono indicati i tempi (in secondi) ai quali il profilo idrico è raggiunto. Dati di PHILIP.

11 — Moto vario in terreni stratificati.

Una serie di casi interessanti di moto vario è quello che si verifica in una massa porosa in cui la conducibilità idrica e spesso pure la capacità idrica specifica cambiano nei vari strati. Si noti, che è un caso diverso da quello più raro, almeno su larga scala, o meno accentuato di *anisotropia* del terreno rispetto alla conducibilità idrica (Fig. 15-a); quest'ultimo può presentarsi anche in terreno relativamente uniforme, che presenti però una conducibilità idrica diversa nelle varie direzioni (in pratica la conducibilità lungo la direzione perpendicolare alla superficie del terreno può essere minore di quella che il terreno presenta sul piano parallelo alla stessa superficie; un esempio tipico è rappresentato dallo strato più superficiale dei classici *solonex*, a struttura lamellare; qualche cosa di simile avviene

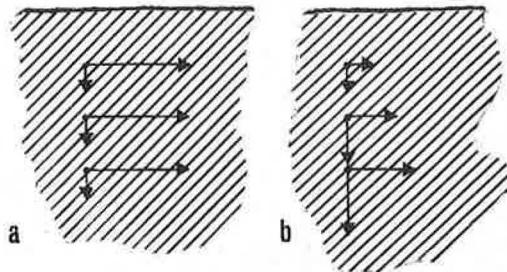


FIG. 15 — Casi di anisotropia del terreno rispetto: <a> alla conducibilità idrica e, rispetto alla sua variazione (manifestantesi lungo la verticale e non sui piani orizzontali).

alla suola di aratura, proprio a contatto tra terreno ed organo strisciante, anche se la suola di aratura non si limita solo a questo strato e riguarda un ben più spesso strato di terreno assoggettato in misura più o meno prevalente a compressione in una data direzione.

La conducibilità del terreno come si è già detto può però variare, discontinuamente o continuamente, da strato a strato, pur essendo i singoli strati in sé più o meno isotropi (Fig. 15-b) ⁽¹⁷⁾. Si tratta, in pratica, dei casi più frequenti nei terreni agrari, nei quali un esame diagnostico del 'profilo colturale', come lo definisce Hénin (meglio si direbbe *profilo agronomico*) lascia macroscopicamente individuare strati di diversa compattezza (terreno vergine, suole di aratura principale e molto spesso suole delle successive lavorazioni più superficiali, terreno lavorato di recente etc.); variazioni della conducibilità idrica del terreno si determinano volutamente in seguito all'esecuzione di certe operazioni colturali (sarchiature, rullature), o casualmente (col passaggio delle ruote di trattori etc.); spesso, sebbene su profondità per lo più maggiori, si hanno variazioni anche notevoli, graduali o brusche, nella composizione granulometrica del terreno (strati sabbiosi, ciottolosi, argillosi, etc.). Ognuno di questi strati ha diversa conducibilità idrica o meglio diversa curva di conducibilità idrica. In regime di moto stazionario, ciò comporta solo una diversa distribuzione delle perdite di carico e dell'umidità lungo il percorso dell'acqua; in regime di moto vario, le cose si complicano. Se la granulometria del terreno diviene gradualmente più fine, il rifornimento di acqua dietro il fronte di avanzamento diventa generalmente sempre più lento, mentre essa tende più facilmente ad accumularsi negli strati precedenti, più permeabili, che, al limite, possono giungere a saturarsi; in questi strati la tensione dell'acqua perciò si ab-

⁽¹⁷⁾ Per variazioni continue, si potrebbe parlare di una anisotropia solo rispetto alla derivata della conducibilità idrica rispetto allo spazio.

bassa e può persino scendere a zero, cioè a pressione atmosferica, formando le cosiddette *falde sospese* o qualche cosa di analogo su scala più piccola. Il fenomeno, ovviamente, è ancora più evidente se il passaggio dallo strato a conducibilità idrica relativamente alta a quello a conducibilità idrica relativamente bassa è piuttosto brusco; lo scorrimento dell'acqua sulla cosiddetta suola di aratura verso le scoline, nei terreni baulati, ne è un esempio. Negli arboreti la eventuale temporanea formazione di una specie di falda pensile a contatto tra strato arato e strato non arato, sede delle radici, può assicurare un immediato rapido accumulo dell'acqua, che successivamente verrà poi ridistribuita nella sottostante zona radicale.

Più interessante è il caso di acqua che incontra strati a granulometria sempre più grossolana col procedere verso il basso. La conducibilità idrica dietro il fronte di bagnamento permette ora un sempre più rapido riempimento dei pori, ma siccome i pori vuoti che si presentano all'acqua che avanza sono sempre più ampi, l'acqua non può invaderli (Fig. 16) se non quando la sua tensione non si sia abbassata sufficientemente (ricordare che $\mu = 2\gamma/r$); in altri termini, il fronte di avanzamento dell'acqua risulta più netto, e, se i pori diventano molto grossi, la tensione subito dietro il fronte di bagnamento si abbassa notevolmente. Se la variazione di conducibilità avviene bruscamente, per es. nel caso di terreno sabbioso riposante su strati ghiaiosi a grossi spazi vuoti, l'acqua non entra nella cavità sottostante se non quando la sua tensione è scesa proprio a zero. In tal caso al contatto dello strato ghiaioso si forma una vera e propria falda, seppure di spessore molto piccolo, sormontata dalla sua regolare frangia capillare completamente satura e l'acqua procede nella massa ghiaiosa non più diffondendosi sulle superfici solide (come fa nelle argille) né riempiendo a scatti le più grosse cavità esistenti nelle sabbie, ma *gocciolando* irregolarmente tra le cavità esistenti nel materasso ghiaioso, o *scaricando* anche a scatti l'acqua accumulatasi nella falda sospesa, in cordoni di materiale bagnato che possono costituire vie preferenziali per la successiva percolazione. Si ricorderà questa situazione tra breve.

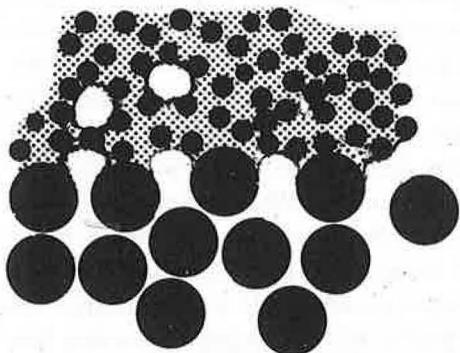


FIG. 16 — Influenza della sovrapposizione di strati a diversa composizione granulometrica sulla propagazione dell'acqua nel terreno. In nero le particelle solide; a punteggiato la fase liquida; in bianco la fase aeriforme.

Un ultimo caso caratteristico da citare è quello di un terreno che, pur avendo ipoteticamente struttura e composizione granulometrica uniformi lungo l'intero 'profilo', presentasse variazioni continue di conducibilità idrica lungo la verticale, per effetto della presenza di una falda idrica relativamente superficiale (per es. ad 1 m di profondità o poco meno). In questo caso, infatti, partendo da una situazione di equilibrio ed assumendo perciò il potenziale *totale* dell'acqua inizialmente eguale in tutto il terreno e perciò pure nella sottostante falda, ed essendo, conseguentemente, decrescente in valore assoluto il potenzia-

le matriciale dalla superficie sino alla falda, dove ha valore zero, cresce, nella stessa direzione, (non proporzionalmente) la conducibilità idrica del terreno ed il terreno diventa sempre più umido (cavità progressivamente più ampie sono piene di acque). In questo caso, l'infiltrazione di acqua dalla superficie del terreno provoca in questo un flusso che risulta tanto più facilitato quanto più procede verso il basso. Ciò vuol dire che in un primo tempo il fronte di bagnamento tende a procedere dall'alto con una certa velocità che, se la falda non è superficialissima (per es. se non è a 20-30 cm) è decrescente, ma appena tende a prevalere l'effetto della crescente umidità sulla conducibilità idrica, la sua velocità riprende ad aumentare e lo stesso fronte di bagnamento tende a diventare meno netto sino ad estinguersi.

12 — Moto non lineare.

Il movimento dell'acqua è stato sinora prevalentemente considerato come *gradualmente* variato o lineare, ossia tale che i filetti liquidi siano sensibilmente rettilinei e paralleli. In realtà in pratica molto spesso, anche in media, esso non è affatto lineare. Non lo è per es. quando le spaccature cooperano a distribuire con grossolana casualità l'acqua nella massa terrosa; non lo è quando il movimento ha luogo verso le radici delle piante che la succhiano, o quando la presenza di sassi nella massa terrosa devia il flusso liquido; non lo è, in maniera tipica, quando l'acqua di irrigazione è distribuita mediante infiltrazione da solchi o nel corso di prove di infiltrazione in campo col metodo del cilindro. Questi due ultimi casi si lasciano schematizzare rispettivamente come processi di infiltrazione bidimensionale ('filetti liquidi' non paralleli solo su sezioni normali all'asse del solco) e di infiltrazione tridimensionale, in contrapposizione allo schema, più semplice, di infiltrazione unidimensionale prima illustrato. Si consideri l'infiltrazione da solchi. Nei terreni a granulometria e struttura uniforme, se si suppone che l'acqua penetri da una zona idealmente lineare (puntiforme nella sezione trasversale del solco) ossia dal fondo di un solco a V oppure da una linea su di una superficie piana, l'umidità, sotto l'azione del gioco del potenziale matriciale, tende a diffondersi formando un fronte di avanzamento secondo superfici cilindriche coassiali intorno alla linea di ingresso dell'acqua (archi di cerchi concentrici, in sezione). Sotto l'azione del campo gravitazionale, d'altra parte, l'acqua tenderebbe a muoversi verticalmente verso il basso. La combinazione dei due moti viene notevolmente complicata dal fatto che a seconda della distribuzione dell'umidità raggiunta nel terreno, varia tanto la distribuzione del gradiente della tensione matriciale, quanto quella della conducibilità idrica, mentre il gradiente del potenziale gravitazionale (componente geometrica del carico motore) resta stabilmente determinata dalla geometria del sistema. In pratica, in un terreno a granulometria fine e piuttosto secco, l'influenza del campo gravitazionale è normalmente trascurabile rispetto a quella del potenziale matriciale, almeno per una durata abbastanza lunga del processo. Nei terreni sabbiosi l'influenza del campo gravitazionale si rende evidente nel movimento dell'acqua dietro il fronte di bagnamento e provoca una deformazione delle progressive posizioni del fronte stesso, che da circolare inizialmente, in sezione, passa a forme successivamente sempre più allungate (Fig. 17-a). Questa prevalenza del flusso verso il basso riduce notevolmente l'espansione dell'acqua lateralmente ed anzi praticamente, come ha dimostrato Philip l'espansione laterale della zona bagnata non tende all'infinito, col protrarsi dell'infiltrazione per un tempo infinito; tende, invece, a formarsi nel terreno una sorta di condotto verticale, ben delimitato lateralmente, entro il quale l'acqua

percola verso il basso (Fig. 17-*a*). La granulometria (uniforme) del terreno influenzerebbe solo l'ampiezza dei limiti laterali ma non la loro esistenza. Si noti che la propagazione laterale dell'acqua non avrebbe, invece limite, se si operasse in assenza di campo gravitazionale.

Anche per l'infiltrazione tridimensionale si ha un limite finito alla propagazione laterale (nelle 2 dimensioni orizzontali) dell'acqua.

In pratica, nelle infiltrazioni da solchi si hanno interferenze di vario genere. Innanzitutto, l'acqua non entra nel solco attraverso 'una linea' ma attraverso una superficie, che spesso è pressoché piana sul fondo del solco (Fig. 17-*b*); ciò modifica le successive tracce dei fronti di avanzamento dell'acqua in una famiglia di curve che, nelle prime fasi dell'infiltrazione possono rassomigliare piuttosto ad archi di ellissi con asse orizzontale.

La complicazione più importante è però introdotta dalle frequenti variazioni della curva di conducibilità idrica in funzione della stratigrafia del terreno. Richiamandosi a quanto illustrato in precedenza, si comprende facilmente che, tanto nel caso di terreni di media composizione granulometrica o pesanti in cui vi sia presenza di suola di aratura, quanto nel caso di terreni che riposino su strati a granulometria bruscamente e nettamente più grossolana, il rallentamento alla penetrazione dell'acqua che in entrambi i casi si incontra ed il conseguente accumulo di acqua negli strati immediatamente soprastanti a queste superfici, favoriscono notevolmente la propagazione dell'acqua in senso trasversale e ciò tanto più, quanto più il terreno si avvicina alla saturazione, cioè quanto più si è vicini allo strato che ostacola il moto in direzione verticale. La posizione del fronte bagnato, in questi casi, si sposta modificandosi sensibilmente, tendendo ad assumere forme pseudo ellittiche (Fig. 17-*c*) allargate trasversalmente o persino trapezoidale (Fig. 17-*d*) quando la conducibilità idrica nello strato superiore è abbastanza alta (sabbie o terreni umidi per presenza di falda superficiale), situazioni che, in pratica, si dimostrano molto utili per la distribuzione dell'acqua nella massa di terreno compresa tra solco e solco.

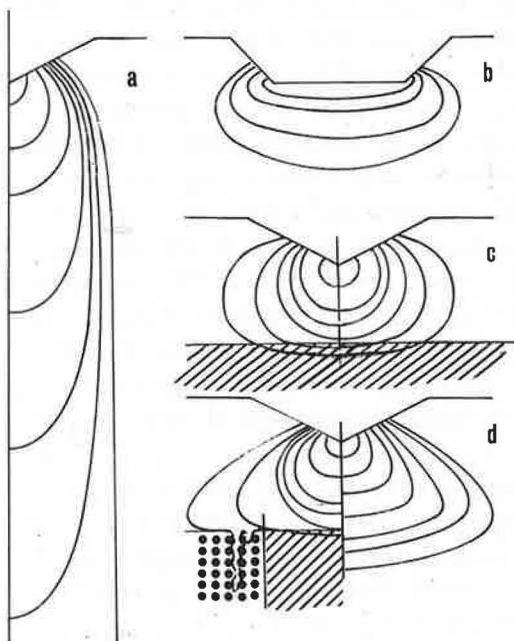


FIG. 17 — Esempi di moto vario non lineare, manifestanti nel corso dell'infiltrazione da solchi. <*a*> Evoluzione del fronte di avanzamento dell'acqua in sabbia molto grossolana. <*b*> Idem in terreno omogeneo di media composizione granulometrica, ma con solco a sezione trapezoidale (fasi iniziali). <*c*> Idem con lo stesso terreno sovrastante a strato meno permeabile (per es. suola di aratura) e solco a V. <*d*> Idem in terreno sabbioso; strato sottostante in sinistra: costituito da materiale molto grossolano (ciottoli) entro cui gocciola l'acqua eccedente; più al centro: costituito da materiale meno permeabile (es. suola di aratura); a destra: costituito dallo stesso strato sovrastante, ma progressivamente più umido col crescere della profondità per effetto di falda superficiale.

13 — Interferenze tra flusso liquido e flusso di vapore.

Il moto dell'acqua in terreno non saturo è stato sin qui considerato tenendo conto solo delle relazioni solido-liquido (potenziale matriciale) e delle interferenze del campo gravitazionale. Altre interferenze, talvolta molto complesse, si possono manifestare con altri processi.

Lo stato non saturo del terreno implica l'esistenza di una fase aeriforme. In questo il vapore d'acqua vi si trova in concentrazione tale che sia rispettata la relazione di Schofield:

$$\phi = \frac{RT}{M} \ln \frac{P}{P_0}$$

in cui ϕ è il potenziale totale dell'acqua (assunto positivo) che,

all'equilibrio, deve essere eguale in entrambe le due fasi, liquida e di vapore; R = costante dei gas; T = temperatura assoluta; M = peso molecolare dell'acqua; P e P_0 sono rispettivamente la fugacità del vapore d'acqua alla effettiva tensione di vapore esistente nella fase aeriforme, e quella del vapore saturo nelle stesse condizioni di temperatura e pressione totale; si noti che P/P_0 , in prima approssimazione, è l'umidità relativa dell'atmosfera interna del terreno in considerazione.

Si ricordi qui che anche il vapore di acqua è soggetto a muoversi entro la massa di aria del terreno, considerata ferma, per diffusione e seguendo una legge perfettamente analoga a quella di Darcy: $d q/d t = -D_v (d P/d x)$, in cui $d q/d t$ è il flusso di vapore per diffusione per unità di sezione effettiva di flusso; D_v = coefficiente di diffusione del vapore (normalmente riferito alla sezione effettivamente occupata dalla fase aeriforme); $d P/d x$ è il gradiente della tensione di vapore lungo la direzione del moto ed è proporzionale al gradiente della umidità assoluta dell'aria tellurica.

Se ne deduce facilmente che a temperatura uniforme, se il potenziale totale della fase liquida è eguale ovunque nella massa terrosa, si stabilisce anche nella fase di vapore un potenziale eguale ovunque e pari a quello della fase liquida e non c'è perciò moto in nessuna delle due fasi né cambiamento di fase in atto. Se però la fase liquida si pone in moto stazionario (Fig. 18-g), varia nello spazio il potenziale suo (Fig. 18-b) e conseguentemente quello della fase di vapore (varia perciò l'umidità relativa dell'aria tellurica e varia pure la tensione assoluta effettiva del vapore; Fig. 18-d); si ha perciò necessariamente un contemporaneo flusso di acqua in entrambe le fasi, nello stesso senso. In pratica, il contributo relativo di questi due flussi è notevolmente diverso da caso a caso e, per ogni dato terreno in un determinato stato strutturale, dipende soprattutto dall'umidità del terreno stesso. Quando il terreno è abbastanza bagnato (per es. oltre il coefficiente di avvizzimento) la quasi totalità del flusso ha luogo in fase liquida (lato destro delle Fig. 18-e-f); quando il terreno raggiunge valori di umidità molto bassi il moto liquido diventa lentissimo (per riduzione notevole della conducibilità idrica; Fig. 18-c) e prevale nettamente il moto in fase di vapore (lato sinistro delle Fig. 18-e-f), che tende a crescere rapidamente con l'essiccamento del terreno, data anche la relazione logaritmica tra tensioni di vapore e potenziale dell'acqua.

E' chiaro che, col procedere lungo la direzione dei due flussi, si verifica un graduale cambiamento del potenziale ed anche dell'umidità del terreno (Fig. 18-a) e perciò varia pure l'importanza relativa dei due flussi. D'altra parte la velocità media effettiva dei due flussi entro la massa porosa è in generale molto diversa. Entrambe queste ragioni, in un regime stazionario, implicano un passaggio dell'acqua, lungo il percorso, dalla fase liquida

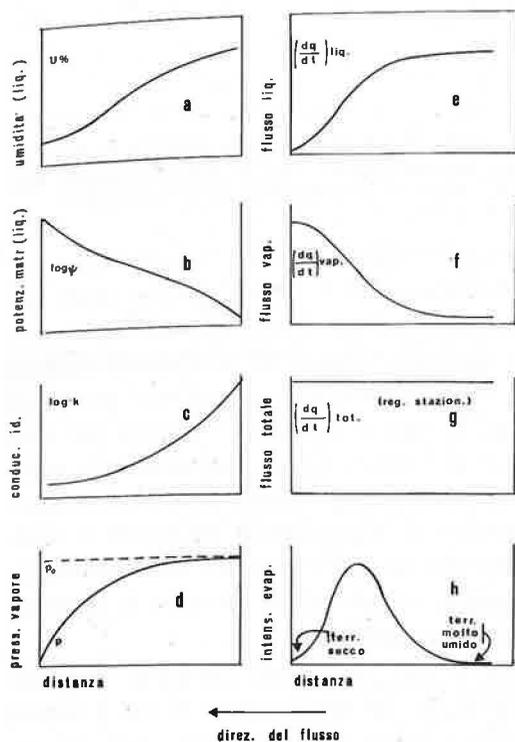


Fig. 18 — Interferenze tra flusso in fase liquida e flusso in fase di vapore (condizioni isotermeche). <a> Esempificazione di variazione dell'umidità del terreno (fase liquida) in funzione della distanza, in condizioni di flusso (verso sinistra) in regime stazionario. Corrispondente variazione del potenziale (valori assoluti in scala logaritmica). <c> Corrispondente variazione della conducibilità idrica (scala logaritmica). <d> Corrispondenti valori della pressione (effettiva) di vapore (p) e del suo valore di saturazione (p_0 , funzione della temperatura). <e> Intensità del flusso in fase liquida, in funzione della distanza. <f> Intensità del flusso di vapore in funzione della distanza. <g> Flusso totale, in fase liquida e di vapore, costante per tutto il percorso, trattandosi di regime stazionario. <h> Variazione dell'intensità di evaporazione nei meati del terreno, in funzione della distanza; l'intensità è massima in corrispondenza dei flessi dei grafici <e> ed <f>.

a quella aeriforme, cioè un'evaporazione interna del terreno tanto più intensa, quanto più diminuisce l'umidità del terreno (soprattutto della sua fase liquida), e sino a che il potenziale della fase liquida non aumenta eccessivamente (terreno molto secco). Con variazioni sufficientemente ampie dell'umidità tra i due estremi del percorso in regime stazionario, si può avere, perciò, una zona intermedia di massima evaporazione interna nel terreno (Fig. 18-b). Si noti che le singole fasi presentano divergenze di flusso, anche quando l'insieme dei due flussi risulta in regime stazionario. Si noti ancora che l'intensità del flusso di vapore, a parità di sezione della massa porosa, raggiunge valori massimi che sono di alcuni ordini di grandezza inferiori ai massimi che può raggiungere l'intensità del flusso in fase liquida; ciò vuol dire che quando, in qualche punto del percorso, il flusso di vapore riesce a prevalere nettamente su quello liquido, in regime stazionario complessivo è dal flusso di vapore nella sezione più asciutta, che dipende essenzialmente l'intero movimento dell'acqua. Il fenomeno è evidentissimo nel comune processo di dispersione di acqua dal terreno per perdita di vapore nell'atmosfera. Questo processo, in pratica, è complicato dal fatto che non è stazionario e non ha luogo a temperatura uniforme; tuttavia, dopo qualche tempo da un iniziale stato di equilibrio, è otticamente e macroscopicamente distinguibile uno strato superficiale più asciutto, attraverso cui il flusso ha luogo essenzialmente in fase di vapore, da quello più umido sottostante, in cui il flusso avviene prevalentemente in fase liquida.

Sono intuitive le conseguenze di alcune operazioni colturali, come sarchiature o rullature su questo movimento dell'acqua e, in definitiva, sulla sua dispersione nell'atmosfera.

Un'ultima osservazione a proposito di questi due flussi. Si immagini per un momento (Fig. 19) una masserella liquida isolata dal resto del liquido nella massa porosa, impossibi-

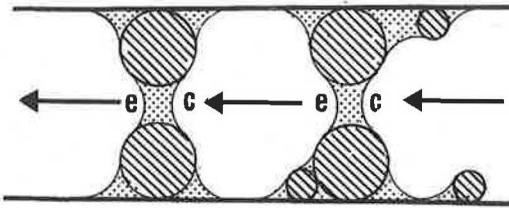


FIG. 19 — Schema di moto stazionario in sistema a due fasi discontinue. Fase liquida punteggiata, fase di vapore in bianco; parti solide tratteggiate.

litata a muoversi (per es. perché circondata da cavità troppo ampie) ed in contatto con la fase di vapore; si supponga inoltre che il resto del liquido ed il vapore siano in moto stazionario. La massa liquida isolata si troverà a contatto con una fase di vapore che, a monte del flusso ha un potenziale di valore assoluto inferiore (seppure di pochissimo) rispetto a quello a valle; la massa liquida isolata, perciò, tende ad assumere due diversi potenziali ai due estremi lungo la direzione del moto, il che, in regime stazionario, avverrà per condensazione di vapore sulla massa liquida a monte del moto, e per evaporazione a valle. Questa differenza di potenziale tende a mettere in moto la fase liquida, ma essendone questa impedita, il moto si limita a spostare un minimo di acqua liquida sufficiente a riuniformare il potenziale in essa (modifica di curvatura dei menischi estremi); ciò ripristina le condizioni di condensazione a monte e di evaporazione a valle ed il processo si perpetua così, inserendosi nel complesso quadro del moto bifasico dell'acqua.

Invertendo in un certo senso il ragionamento, si può dimostrare facilmente la partecipazione al moto dell'acqua anche da parte delle tasche di aria confinata in cui il vapore può muoversi evaporando da una superficie bagnata a monte e condensando a valle del gradiente del moto. Si può considerare come caso estremo quello in cui l'acqua si trasferisse interamente da una fase all'altra; si tratterebbe di un moto fluido continuo in fasi discontinue.

Per completare questo argomento si può ricordare che interferenze più complesse si hanno quando, per effetto di temperatura uniforme inferiore a 0°C , si può avere la contemporanea presenza di acqua nelle tre fasi, solida, liquida e di vapore (quella liquida permane anche sotto-zero purché a sufficiente potenziale); in questi casi la fase di vapore è quella più mobile mentre quella solida, la meno mobile, può essere soggetta a processi di sublimazione.

14 — Le interferenze col flusso termico.

Le influenze della temperatura sullo stato dell'acqua nel terreno si esplicano in vario modo. Di importanza spesso notevole sono quelle sulla densità, viscosità e tensione superficiale della fase liquida, e sulla tensione del vapore saturo. In pratica l'influenza preponderante ai fini del moto in terreno non saturo si esplica sulla tensione di vapore.

In una massa porosa insatura, sufficientemente bagnata e con acqua in entrambe le fasi inizialmente in equilibrio in tutto il sistema, si instauri un regime di flusso termico stazionario e perciò, lungo una data direzione, un gradiente di temperatura che, provvisoriamente, si assume lineare (si supponga di aumentare opportunamente la temperatura in una metà del sistema e di abbassarla nell'altra metà; Fig. 20-a). Al variare della temperatura lungo la direzione del flusso termico, varia concordemente, ma non proporzionalmente, la tensione del vapore saturo (Fig. 20-b). Ma affinché, come esige l'equilibrio tra

vapore ed acqua liquida (la quale ha potenziale inizialmente uniforme lungo tutto il percorso), l'umidità relativa nella fase aeriforme a monte del flusso termico resti inalterata, l'aria dovrà qui arricchirsi di vapore rispetto alla situazione iniziale (a temperatura più bassa); contemporaneamente a valle del flusso termico, per analoghe ragioni si dovrà avere una condensazione di vapore (Fig. 20-*b*). Tutto ciò tende a ristabilire l'equilibrio tra fase liquida e fase di vapore, ma intanto in quest'ultima si instaura in tal modo un gradiente di tensione (assoluta) di vapore, o meglio di fugacità (Fig. 20-*c*) a cui il vapore stesso reagisce fluendo parallelamente al flusso termico, che in queste circostanze risulta, perciò, concatenato col primo.

Se il sistema è chiuso ai due estremi, il vapore accumulandosi verso la fine del percorso, sovrassatura l'aria e condensa sulla fase liquida. Ciò implica un aumento di umidità

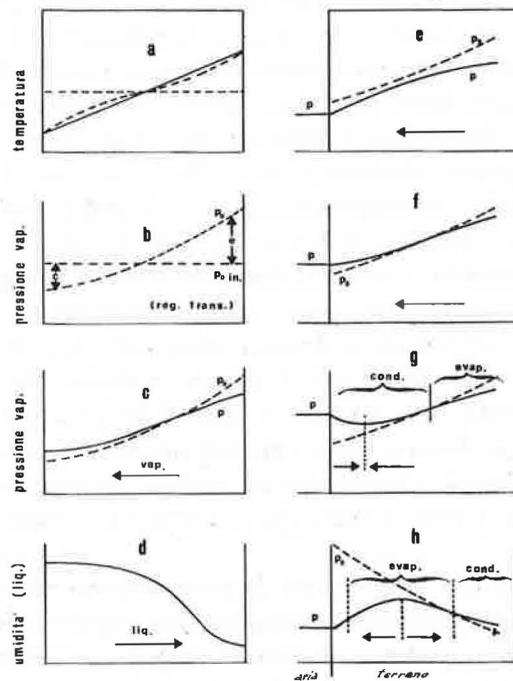


FIG. 20 — Interferenze del flusso termico su quello dell'acqua nelle fasi liquide e di vapore. <a> Gradiente di temperatura instaurato (linea continua) a partire da condizioni di temperatura uniforme (linea orizzontale a tratto); l'effettiva variazione finale della temperatura, in regime stazionario, come risultato del gioco di evaporazione e condensazione in sistema chiuso, è indicata pure a tratto. Pressione del vapore saturo prima ($p_{0 \text{ in.}}$) e dopo (p_0) l'instaurazione del gradiente termico; sono indicate le differenze di pressione di vapore producenti evaporazione (*e*) o condensazione (*c*) all'inizio del regime transitorio e nell'ipotesi di umidità relativa iniziale praticamente satura. <c> Pressione di vapore saturo (p_0) ed effettiva (p) in regime stazionario; il vapore fluisce in sinistra sotto l'azione del gradiente di p . <d> Umidità del terreno (fase liquida) in funzione della distanza, come risultato del gioco di evaporazione e condensazione; l'acqua di conseguenza in questo sistema chiuso agli estremi, fluisce in fase liquida in senso opposto al vapore. <e> Sistema aperto nell'aria (a sinistra); caso con pressione di vapore inferiore a quella del vapore saturo, lungo tutto il profilo; è ovunque in atto evaporazione. <f> Idem con sovrassaturazione del vapore, e quindi condensazione, in prossimità della superficie del terreno. <g> Idem con afflusso e condensazione di vapore sia dall'aria che dagli strati più profondi verso quelli superficiali del terreno. <h> Caso con gradiente termico e della pressione di vapore in senso inverso a quelli precedenti e con bassa pressione di vapore nell'aria; dopo un certo tempo si potranno distinguere una zona più superficiale attraverso cui fluisce solo vapore, una sottostante che evapora e perde vapore verso l'esterno; una ancora più profonda che evapora un po', ma il vapore migra verso strati profondi più freddi ove condensa.

in forma liquida nella parte più fredda del sistema e perciò un abbassamento di tensione dell'acqua; all'estremo opposto, l'evaporazione entro la massa porosa provoca una riduzione di volume della fase liquida e perciò un aumento di tensione (Fig. 20-d); l'acqua liquida tende perciò a spostarsi in *senso inverso* a quello del vapore e si stabilisce così un ciclo (stazionario se il sistema è chiuso) azionato dal flusso termico.

Se il sistema è aperto sul lato più freddo (situazione simile a quelle reali notturne), secondo che il vapore vi raggiunge una fugacità tale che l'umidità relativa risulta superiore (almeno al termine del percorso) oppure ovunque inferiore all'umidità relativa richiesta per l'equilibrio con la fase liquida, si ha condensazione nella parte fredda del terreno (Fig. 20-f), oppure ovunque evaporazione e l'acqua, in varia misura si disperde all'esterno come vapore (Fig. 20-e); è quanto succede nel terreno di notte, secondo che questa sia molto o poco umida ⁽¹⁸⁾.

Si consideri infine il sistema aperto sul lato a temperatura più alta e posto a contatto con una atmosfera relativamente secca ed a temperatura non molto più bassa, come per es. avviene in pratica nel terreno durante la maggior parte delle ore diurne. In questo caso le masse di vapore più vicine all'esterno tendono rapidamente a disperdersi (Fig. 20-b), accentuando notevolmente l'evaporazione interna dalla fase liquida; questa tende a fluire verso la superficie, con velocità decrescente sia nello spazio, per il progressivo assottigliamento del flusso (divergenza da evaporazione), sia nel tempo, per il progressivo essiccamento di tutto il sistema; quando, nel tratto più vicino all'esterno, il flusso in fase liquida diventa praticamente trascurabile rispetto al flusso di vapore, il gradiente della tensione di vapore diventa in questo tratto praticamente rettilineo (assenza di divergenza). Contemporaneamente a tutto ciò e da una certa distanza dalla superficie libera, si svolge pure il flusso di vapore verso la zona fredda ove il vapore condensa (Fig. 20-b, lato destro). Vi è quindi nella massa porosa una zona che è sede di evaporazione con la massima intensità e che si trova ad una distanza dalla superficie aperta, tanto maggiore quanto più procede l'essiccamento del sistema. Quanto più il processo avanza, tanto più si abbassa il gradiente della tensione di vapore e tanto più si attenua la velocità di dispersione del vapore nell'atmosfera.

Anche a questo proposito l'importanza di certe pratiche colturali (sarchiatura, rullatura, pacciamature, impiego di materiali coloranti) nel regolare questi processi sia direttamente (conducibilità idrica, gradiente di tensione di vapore) sia indirettamente (influenza sulla temperatura del terreno) è notevole ed evidente.

Si noti che il gioco di evaporazioni e condensazioni che viene coinvolto in questi processi, implica pure assorbimenti e liberazioni di energia termica che interferiscono sullo stesso flusso termico e sul gradiente termico che in realtà, in sistema chiuso, non può essere mantenuto uniforme (Fig. 20-a); ma a ciò basta accennare.

15 — Interferenze col movimento dei soluti.

Sebbene si parli comunemente di movimento dell'acqua nel terreno, la fase liquida di questo è normalmente costituita da una soluzione acquosa contenente un numero piuttosto elevato di altri componenti chimici, sotto forma molecolare o sotto forma ionica o

⁽¹⁸⁾ Si osservi che in pratica può pure accadere che, in sistema aperto, il vapore affluisca anche dall'esterno, per condensare entro il terreno; ciò si verifica nelle notti molto umide specialmente nei climi subtropicali con forte sovrassaturazione dell'atmosfera esterna (Fig. 20-g).

di gruppi di molecole o ioni (associazione), i quali, in prima approssimazione, ma non necessariamente, possono ritenersi non soggetti a trasformazioni chimiche nel corso del processo che si studia.

La presenza di soluti determina come tale l'insorgere di una pressione osmotica della soluzione, ossia di una componente osmotica del potenziale totale dell'acqua. Ai fini del movimento dell'acqua, il fenomeno osmotico si manifesta con tutta la sua evidenza quando due porzioni di liquido a diversa pressione osmotica sono separate da una membrana del tipo detto semipermeabile; il fenomeno ha fondamentale interesse per ingresso dell'acqua nella pianta, ma, in questo senso, non sembra rivestirne nessuno per il moto dell'acqua nel terreno.

Il fenomeno è, in realtà, più complesso. In assenza di membrana semipermeabile il soluto (se ne consideri per semplicità solo uno) tende a diffondersi entro la massa del solvente supposto in quiete seguendo una legge praticamente identica a quella della diffusione dei gas entro una fase aeriforme e cioè $dq/dt = D_s (dC/dx)$, in cui C è qui l'attività del soluto (in prima approssimazione: la concentrazione), e D_s è il coefficiente di diffusione di quel soluto entro quel solvente; il processo di diffusione tende ad uniformare la composizione della fase liquida in tutto il sistema. Ma mentre il soluto diffonde verso i punti a concentrazione più bassa, anche il solvente tende a diffondere verso i punti dove la soluzione è più concentrata (il fenomeno osmotico, in un certo senso, si può considerare un fenomeno di idratazione delle particelle del soluto). Il movimento del soluto può essere per qualche ragione rallentato da forze estranee, come in effetti accade in vicinanza della superficie solida e come, perciò, è più evidente nei materiali argillosi e quando c'è poca acqua nel terreno, cioè quando una buona parte della soluzione è fortemente esposta all'azione della superficie solida. In queste condizioni si può avere un certo spostamento di acqua richiamata dal contenuto salino di certi punti, più salati, del terreno stesso. Non si tratta però di un flusso persistente, poiché esso cessa appena si sia ripristinato l'equilibrio osmotico.

Con questo meccanismo, del resto, interferisce un altro aspetto, quello della ben nota influenza che i soluti possono esercitare sul movimento dell'acqua nel terreno mediante regolazione dello stato di dispersione colloidale del materiale solido, e perciò della sua struttura e, in ultima analisi, della sua conducibilità idrica. Quest'ultimo fenomeno si manifesta chiaramente quando si ha a che fare con un cambiamento di composizione della soluzione, per mutamento di concentrazioni assolute di specie molecolari o, soprattutto, ioniche, o per alterazioni dei loro rapporti di concentrazione (importanza di indici vari della soluzione, come per es. l'S.A.R.).

Non è il caso di soffermarsi sulle trascurabili interferenze che i comuni sali in soluzione esercitano sul moto dell'acqua in terreno insaturo, come conseguenza di modifiche della tensione superficiale del liquido (assorbimento alla superficie liquida).

Solo un cenno si deve fare alle notevoli conseguenze che, reciprocamente, il flusso liquido ha sul movimento dei soluti. Questi, infatti, vengono trasportati per convezione molto più rapidamente di quanto avverrebbe con la loro semplice diffusione. I noti fenomeni di dilavamento o liscivazione dei sali solubili ne sono un esempio di grande interesse pratico. Si noti che nei confronti delle specie chimiche soggette ad essere assorbite alla superficie dei materiali solidi, la prevalenza di un flusso idrico in una determinata direzione, per es. verso il basso, determina manifestazioni del tutto analoghe all'effetto cromatografico

con complicazioni ulteriori quando il terreno ha strati di composizione chimica diversa; casi di questo genere sono dimostrati per i pur lievi spostamenti verticali dello ione fosforico, ed evidenti esempi vi sono nella differenziazione dei profili pedologici.

Talvolta, in pratica, l'importanza, negativa o positiva, del rapporto tra velocità media del flusso liquido (e convezione dei soluti) e quello di diffusione dei soluti, sta nel senso che se il primo è sufficientemente lento o lo è in media, sembra che i sali possono diffondere anche contro la corrente convettiva. Questo meccanismo sembra entrare in gioco, negativamente, nel processo di salinizzazione di terreni sovrastanti a strati salmastri ed assoggetti ad irrigazione, o, favorevolmente, nella diffusione in profondità del sale che si accumula nel terreno in seguito ad irrigazione con acqua salmastra, quando questa è applicata a bassi ma frequenti volumi di adacquamento.

16 — Interferenze col flusso elettrico.

E' ben noto il fenomeno di *elettroosmosi* che si manifesta quando un corpo poroso saturo, idrologicamente in equilibrio è immerso in un campo elettrico costante; parallelamente ad una corrente elettrica continua si verifica in tali condizioni un flusso liquido verso l'elettrodo di segno corrispondente a quello delle cariche prevalenti sulla superficie interna del corpo poroso. E' nota l'importanza che a tale fine assume il cosiddetto potenziale elettrocinetico (ζ) esistente alla superficie solida. Nella cosiddetta teoria del doppio strato di Stern esso rappresenta la differenza di potenziale elettrico tra la parte esterna dello strato ionico stabilmente assorbito alla superficie solida ed il liquido lontano dalle particelle, ossia è la differenza di potenziale attraverso lo strato ionico diffuso; il potenziale ζ è perciò una parte dell'intera differenza di potenziale elettrico tra superficie solida e liquida.

Anche in terreno non saturo si manifesta il fenomeno dell'elettroosmosi, ma non sembra che siano state accuratamente studiate le relazioni tra questo processo ed il potenziale matriciale del terreno od il suo grado di saturazione. In linea di massima, però, sembrerebbe che quando l'assottigliamento del velo liquido che riveste le particelle solide sia tale da intaccare sensibilmente il limite esterno dello strato ionico diffuso, comprimendolo, l'effetto elettroosmotico dovrebbe attenuarsi un poco per riduzione del potenziale ζ , e ciò indipendentemente dall'aumentata resistenza che il flusso idrico incontra per la riduzione del potenziale matriciale.

17 — Brevi considerazioni sulla termodinamica del moto dell'acqua in terreno insaturo.

Rispetto allo studio del campo vettoriale delle velocità, quello portato al livello atomico-molecolare, come si è visto, si presenta più analitico e più penetrante nella natura dei processi; un esame sotto l'aspetto termodinamico, all'opposto, si dimostra più generale, più ampio e permette spesso di collegare processi apparentemente più diversi. Lo studio della termodinamica del movimento dell'acqua nel terreno è relativamente molto più recente di quello degli altri aspetti prima menzionati e si presenta ancora in fase di sviluppo; basteranno, perciò, qui solo brevi cenni.

E' innanzitutto necessario premettere che il potenziale totale dell'acqua, di cui si è sin qui parlato, coincide esattamente in senso termodinamico con quello di *potenziale specifico parziale dell'energia libera dell'acqua* (a pressione costante), altrimenti noto come forma par-

ziale e specifica del potenziale di Gibbs o potenziale dell'energia utile o potenziale chimico. Più esattamente, nel caso dell'acqua in terreno non saturo la derivata di questo potenziale termodinamico rispetto alla massa d'acqua (si direbbe il potenziale 'marginale', usando un termine caro agli economisti), cambia al cambiare dell'umidità del terreno. Il differenziale di questo potenziale, per un terreno immerso nel campo gravitazionale, si può esprimere con $d\mu = -SdT + VdP + \tau dn + \sum \pi_i \cdot dn + g db$; in cui μ è il potenziale dell'energia libera specifico totale dell'acqua ed è $\mu = (\partial G/\partial n)$ cioè la derivata parziale dell'energia libera (G) di tutto il sistema rispetto a variazioni della sua umidità ($n =$ frazione molare di acqua); S è l'entropia parziale specifica dell'acqua nel sistema ed è perciò $S = (\partial S'/\partial n)$ ove S' è l'entropia di tutto il sistema; T è la temperatura assoluta; V è il volume specifico parziale dell'acqua nel sistema ed è $V = \partial(\partial G/\partial P)/\partial n$ con $P =$ pressione totale sul sistema (comunemente pressione atmosferica); τ è il potenziale chimico specifico parziale dell'acqua nel sistema, è $\tau = \partial \mu/\partial n = \partial(\partial G/\partial n)/\partial n$ in assenza di soluti ($\sum \pi_i = 0$), è funzione della nota curva umidità-tensione dell'acqua nel terreno e rende conto della relazione solido-acqua; π_i è il contributo al potenziale dell'acqua fornito dalla specie chimica i presente in soluzione nella quantità di n_i (in frazione molare) e, analogamente alla precedente componente per $\tau = 0$, è data da $\pi_i = \partial(\partial G/\partial n_i)/\partial n$; g è l'accelerazione di gravità e b è la distanza lungo la verticale.

In pratica si suole misurare non il potenziale, ma la differenza di potenziale rispetto ad uno stato standard che, nel caso in esame, è quello dell'acqua a pressione atmosferica (in terreno saturo o libero fuori del sistema) cioè al pelo libero di una falda alla stessa quota geometrica.

E' importante notare come dall'equazione precedente sia possibile prevedere in maniera completa le cause tra quelle considerate, capaci di generare moto dell'acqua; il primo termine del membro a destra esprime il ruolo del fattore termico; il secondo quello della pressione totale del sistema o, per porzioni di liquido sotto il pelo liquido, quello del carico idraulico; il terzo esprime le relazioni matrice solida-acqua (potenziale capillare e di assorbimento superficiale); il quarto la componente osmotica; il quinto la componente gravitazionale. Se si sovrapponesse un altro campo esterno, come quello centrifugo o quello elettrico, basterebbe aggiungere i termini corrispondenti.

Si noti che normalmente si studia il movimento dell'acqua nel terreno a pressione totale costante (atmosferica), ma anche a temperatura costante; lo studio termodinamico, benché più delicato permette di estendere l'esame a condizioni qualsiasi.

Il criterio termodinamico dice poco sulle modalità con cui si svolge il flusso ed anzi la stessa relazione sopra menzionata regola in linea di massima tanto il flusso in fase liquida quanto quello in fase di vapore.

L'estensione al movimento dell'acqua nel terreno della cosiddetta termodinamica dei processi irreversibili, ha fornito risultati di notevole interesse teorico. Non è qui possibile fare cenno agli sviluppi teorici, che per i casi più generali e completi si avvale molto del calcolo tensoriale. Basterà qui notare l'importante conseguenza dell'applicazione a questi problemi del teorema delle relazioni reciproche di Onsager, riguardante le interazioni tra flussi contemporanei di diversa natura. Se ne è potuto dedurre teoricamente e mostrare sperimentalmente che, in definitiva, il movimento dell'acqua nel terreno può essere provocato dall'instaurazione nel terreno di vari flussi di natura totalmente diversa, come quello di calore, di elettricità, di soluti; se ne è fatto già cenno in maniera isolata nei precedenti para-

grafi. L'importanza di questo genere di studi potrebbe essere notevole per un approfondimento dell'analisi del moto al fronte di bagnamento del terreno, dove, per la liberazione del calore di umettamento del terreno, non è certamente valida, nemmeno in prima approssimazione l'ipotesi della temperatura costante ed uniforme.

Ma tutti questi problemi sono ancora più che mai aperti.

BIBLIOGRAFIA

- [1] BAVER, L. D.: *Soil physics*, 3 ed. (New York, Wiley, 1966).
- [2] BLACK, C. A.: *Methods of soil analysis*, Part 1 (Madison, U.S.A., Amer. Soc. Agr. Inc., 1965).
- [3] CAVAZZA, L.: *L'azione del gradiente termico sul movimento dell'acqua nel terreno in sistema chiuso. Basi teoriche* (Bologna, Edagricole, 1953).
- [4] CAVAZZA, L.: *Il meccanismo della perdita d'acqua per evaporazione in pieno campo* (Bari, Ved. Trizio, 1953).
- [5] GARDNER, W. H.: « How water moves in the soil », *Crops Soils*, **21**, n. 2 (1968).
- [6] HÉNIN, S.; GRAS, R. & MONNIER, G.: *Le profil cultural* (Paris, Masson, 1969).
- [7] PHILIP, J. R.: « The theory of infiltration », *Soil Sci.*, **83**, 345-357, 435-448; *ibidem*, **84**, 163-178, 257-264, 329-339; *ibidem*, **85**, 278-286 (1957 e 58).
- [8] PHILIP, J. R.: « Absorption and infiltration in two- and three-dimensional systems », *Symp. Water in Unsaturated Zone*, **1**, 503-525 (Paris, Unesco, 1966).
- [9] PHILIP, J. R.: « The theory of absorption in aggregated media », *Austral. J. Soil Res.*, **6**, 1-19 (1968).
- [10] PHILIP, J. R.: « Moisture equilibrium in the vertical in swelling soils », *Austral. J. Soil Res.*, **7**, 99-120, 121-141 (1969).
- [11] ROSE, C. W.: *Agricultural physics* (Oxford, Pergamon Press., 1966).
- [12] TALSMA, T.: « Infiltration from semi-circular furrows in the field », *Austral. J. Soil Res.*, **7**, 277-284 (1969).
- [13] TALSMA, T.: « Hysteresis in two sands and the independent domain model », *Water Resources Res.*, **6**, 964-970 (1970).
- [14] SHAW, B. T.: *Soil physical conditions and plant growth* (New York, Academic Press, 1952).
- [15] TAYLOR, S. A.; EVANS, D. D. & KEMPER, W. D.: « Evaluating soil water », *Agr. Exp. St., Utah State Univ., Bull.*, 426 (1961).
- [16] TAYLOR, S. A.: *Water in soil. Lectures at the I.C.H.A.S.M.* (Bari, CIHEAM, 1962).

3 — Il movimento dell'acqua nel terreno saturo

ROBERTO CARRAVETTA

Istituto di Idraulica Agraria, Università - Napoli

Summary — *The movement of the water in the saturated soil.*

On the basis of the reproduction of numerous flow systems the different situations that can arise in a statistically homogeneous porous media are discussed.

In relation to the practically illimitable possibilities of investigation offered by experimental and analytical techniques, the research for solutions that would take account of the actual developments of the real phenomenon is brought back to the correct mathematical definition of the conditions to be imposed along every part of the boundary of the field and also of any inner boundary caused by sharp variations in the permeability of the medium or of the physical characteristics of the liquid.

A suitable evaluation of the boundary conditions is also effectual in determining important aspects of numerous flow systems partially developing in non-saturated areas.

1 — Premesse.

Con riferimento a moti filtranti attraverso mezzi non saturi, molti Autori considerano come processo di filtrazione in un mezzo saturo il moto monofasico di un liquido attraverso un mezzo poroso le cui caratteristiche locali, a priori note, sono indipendenti dal tempo e dalle condizioni di moto del fluido medesimo.

L'esperienza mostra che queste ipotesi possono ritenersi verificate se non altro quando la pressione relativa p del liquido è maggiore o eguale a zero; tuttavia si tratta di condizione non sempre necessaria. D'altra parte, in natura, il grado di saturazione S di un mezzo poroso è sempre minore dell'unità e la saturazione completa non è che un caso particolare di condizioni più generali determinate da contenuti d'acqua diversi.

Pertanto la locuzione di moto in terreno saturo, relativa a processi in cui risulta $p \geq 0$, è quanto meno troppo sintetica.

Nella generalità dei processi di moto che interessano gli strati superficiali del terreno, si verifica che nell'interno del campo filtrante possono individuarsi zone contigue in ciascuna delle quali risulta $p \geq 0$; $p < 0$.

Naturalmente le caratteristiche del moto in ciascuna delle zone così artificiosamente distinte sono legate a quelle delle zone adiacenti, talché in generale uno studio completo del processo di movimento, a rigore, non può essere sviluppato attraverso una schematizzazione semplificata che prende in esame ogni singola zona indipendentemente dalle altre.

Tuttavia questa suddivisione perde ogni significato quando, in relazione alla microgeometria del sistema liquido-mezzo poroso ed alle modalità con cui il fenomeno si evolve, nella massima parte dello spazio interessato dal processo di moto il coefficiente di filtrazione k poco varia in dipendenza dei valori locali assunti da p , anche per $p < 0$.

La soluzione del problema, o almeno precisazioni abbastanza aderenti alle reali caratteristiche di insieme del fenomeno, possono ottenersi attribuendo a k un valore costante, purché vengano opportunamente definiti il sistema liquido-mezzo poroso nonché il contorno del campo di moto.

In questa intesa potranno fornire riferimenti particolarmente utili i risultati delle indagini teoriche e sperimentali relative a processi di filtrazione in terreno saturo. Alcuni esempi cui si farà cenno poco appresso porranno meglio in luce le approssimazioni che si commettono.

2 — Sistema filtrante statisticamente omogeneo.

Nel campo dei processi di filtrazione in terreno saturo i mezzi di indagine a disposizione consentono di risolvere qualsiasi problema, anche se relativo a situazioni particolarmente complesse.

La maggiore difficoltà è quasi sempre offerta dalla esigenza di ottenere una corretta definizione dello schema assunto a rappresentare il fenomeno reale.

Potrà essere utile a tale scopo soffermarsi brevemente sulle schematizzazioni che nell'Idraulica classica vengono di consueto poste alla base dello studio dei processi di filtrazione attraverso mezzi omogenei od eterogenei e sulle condizioni cui più comunemente si fa riferimento nel definire il campo di moto.

Per brevità l'esposizione è limitata a condizioni di moto permanente ed articolata attraverso l'illustrazione di numerosi schemi che in buona parte sono stati oggetto di indagini svolte a Napoli con l'ausilio di tecniche sperimentali diverse, di cui si farà brevemente cenno in seguito.

Nella maggior parte dei casi l'indagine teorica si riferisce a processi di moto che interessano sistemi di mezzi permeabili omogenei ed isotropi, si assume che in tutto il campo il grado di saturazione sia costante e, se la corrente filtrante è a superficie libera, si ammette che un netto contorno isobarico, indicato come linea di saturazione, delimiti nell'interno dell'ammasso la parte del campo sede del moto lungo le zone a contatto con l'atmosfera.

In effetti la minuta struttura degli ammassi naturali presenta caratteristiche locali variabili da punto a punto in relazione alla forma ed alla distribuzione granulometrica degli elementi costitutivi, nonché alle condizioni di assestamento.

Nel considerare un moto di insieme attraverso formazioni di notevoli dimensioni potrà al più accadere che le deviazioni rispetto a condizioni medie, anche se notevoli, seguano la legge del caso. In questa evenienza potrà essere lecito ritenere che gli effetti delle deviazioni dalla omogeneità e dalla isotropia globalmente si compensino e pertanto le caratteristiche del moto siano mediamente assimilabili a quelle che si avrebbero in un unico ammasso ideale equivalente, uniforme ed isotropo.

L'attendibilità dei risultati dipenderà ovviamente dall'ampiezza del campo e dal numero dei rilievi eseguiti per la definizione del mezzo.

Minori incertezze potranno aversi nel caso che i risultati dei rilievi di campagna consentano di dividere l'ammasso in zone più o meno estese ma ben definite, le cui caratteristiche, costanti in ciascuna zona, cambiano bruscamente quando si attraversi la superficie di frontiera tra due mezzi contigui. Tale è il caso, ad esempio, dello schema di Fig. 1, sia per quanto concerne il materiale in sito, sia per le caratteristiche del manufatto in terra.

D'altra parte anche in presenza di ammasso pressoché omogeneo, non si verificherà mai che il liquido filtrante riempi tutti i vuoti; la presenza di aria, in volume variabile

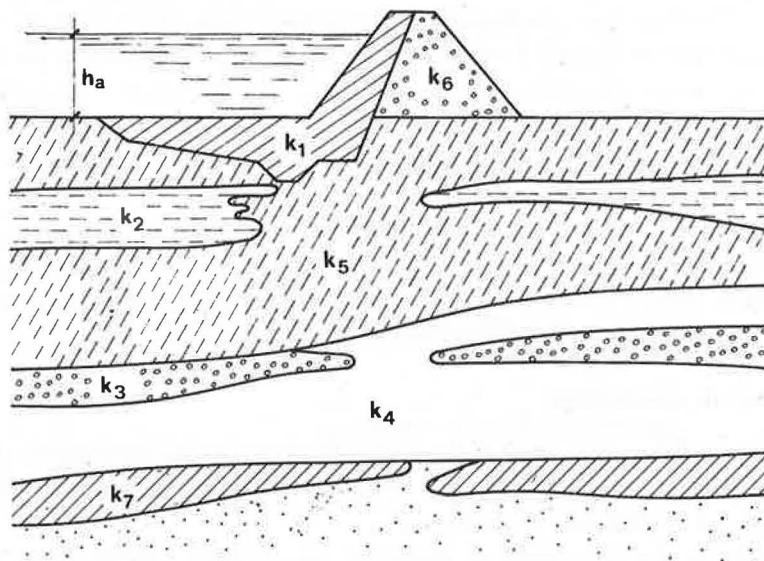


FIG. 1 — Sistema di strati di permeabilità diversa.

con la temperatura e con la pressione, non potrà che accentuare l'eterogeneità del sistema.

L'esperienza mostra che, salvo forse il caso di falde che permangono per lungo tempo in quiete, a causa dell'aria intrappolata nei meati ben di rado in natura il grado di saturazione di un mezzo poroso è prossimo all'unità. Tuttavia, se il grado di saturazione è piuttosto elevato, esso può mantenersi tale anche per estese zone del campo di moto in cui la pressione è minore di quella atmosferica.

In ogni caso in prossimità del contorno, a contatto con l'atmosfera il grado di saturazione dell'ammasso subisce una riduzione più o meno rapida, in relazione, tra l'altro, alla costituzione granulometrica dell'ammasso e, in processi di moto vario, alla rapidità di spostamento del contorno medesimo.

Naturalmente la localizzazione di volumi discreti di aria riduce sensibilmente le dimensioni dei meati attraverso cui muove l'acqua. Tuttavia, finché trattasi di sacche d'aria molto piccole e finemente diffuse tra gli elementi solidi, il liquido trapela come attraverso sottili vie di deflusso continue, di minime dimensioni e di sezione trasversale estremamente variabile, ed anche nelle zone caratterizzate da pressione relativa negativa il liquido trasmette la pressione da un meato all'altro, talché per ogni istante si può parlare della pressione stessa come funzione continua dei punti all'interno della fase liquida.

Alla pressione potrà utilmente associarsi la funzione quota piezometrica ($z + p/\gamma$), somma della quota geometrica z e dell'altezza piezometrica p/γ , che, per i modesti valori delle velocità di filtrazione, fornisce in ogni punto il valore dell'energia totale specifica.

Anche la funzione q.p. sarà continua in tutti i punti del liquido e quindi, astraendo dalla presenza dei minuti elementi solidi e gassosi, potrà del pari parlarsi della q.p. come di funzione continua dei punti del sistema, come se lo spazio fosse tutto occupato dal liquido.

Pertanto anche nelle zone ove la pressione è minore di quella atmosferica le superficie

isopieziche conservano il significato noto di luogo dei punto di eguale q.p. assumendo ciascuna superficie il valore che le compete nella restante parte del campo di moto.

Ne consegue, per le ipotesi fatte, che in presenza della capillarità la parte di contorno del campo che si svolge a contatto con la atmosfera, indicata come linea di saturazione, sarà isobarica a pressione relativa negativa e la corrispondente altezza piezometrica p_c/γ potrà, col suo valore assoluto, indicare l'altezza di capillarità h_c assunta a caratterizzare l'azione delle forze capillari nello schema di moto considerato.

Nelle stesse ipotesi l'acqua trattenuta dal terreno al di fuori del contorno del campo non prende parte attiva al moto di insieme considerato, se non attraverso eventuali variazioni nel tempo delle condizioni al contorno del campo che concorrono a stabilire i rapporti con l'esterno del processo di filtrazione in esame.

3 — Equazioni di continuità.

In ogni punto del campo, così individuato, il moto risulta ovviamente definito attraverso le caratteristiche del sistema liquido-mezzo poroso ed il valore che, nell'istante considerato, assume ivi la cadente piezometrica.

Ove si ammette che la velocità di filtrazione sia ovunque piccola, come del pari piccola sia la sua variazione nel tempo, sarà valida la legge di Darcy generalizzata, ossia:

$$V_x = -k_x \frac{\partial h}{\partial x}; \quad V_y = -k_y \frac{\partial h}{\partial y}; \quad V_z = -k_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

essendo k il coefficiente di filtrazione e V la velocità di filtrazione in un punto generico di coordinate (x, y, z) caratterizzato al tempo t dal valore della quota piezometrica h , funzione di $x, y, z, e t$.

In sistema omogeneo, isotropo ed incomprimibile, sarà ancora $\Delta_2 h = 0$, e quindi il moto preso in esame, anche se non permanente, rientra nella vasta categoria dei fenomeni che sono retti dalla equazione di Laplace o, che è lo stesso, la funzione h , in ogni istante ed in ogni punto del campo, è armonica.

In ogni punto del campo la velocità di filtrazione ha direzione opposta a quella del gradiente della quota piezometrica ed è orientata normalmente alla superficie isopiezica passante per il punto.

La distribuzione delle linee di corrente e delle isopieziche sarà in ogni istante definita dalla configurazione geometrica del campo e dalle condizioni imposte al contorno.

4 — Modelli analogici.

La ricerca per via analitica diretta dell'integrale del sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali che definisce il problema, presenta allo stato attuale difficoltà che si appalesano quasi sempre insormontabili, anche quando si faccia riferimento a processi di moto le cui caratteristiche si ripetono identicamente in piani paralleli ad assegnata giacitura.

Soluzioni complete possono ottenersi con l'ausilio del calcolo numerico, ricorrendo ad elaboratori elettronici, o più agevolmente mediante l'impiego di modelli idraulici alla Hele-Shaw o di modelli elettrici, basati sulla perfetta analogia che si può stabilire tra processi laplaciani di natura fisica diversa [1].

L'impiego di modelli idraulici alla Hele-Shaw, del tipo schematicamente rappresentato in Fig. 2, è limitato allo studio di processi di moto piano di filtrazione. Rapporti di similitudine ben definiti consentono di riferire al prototipo i risultati ottenuti sperimentando sul modello.

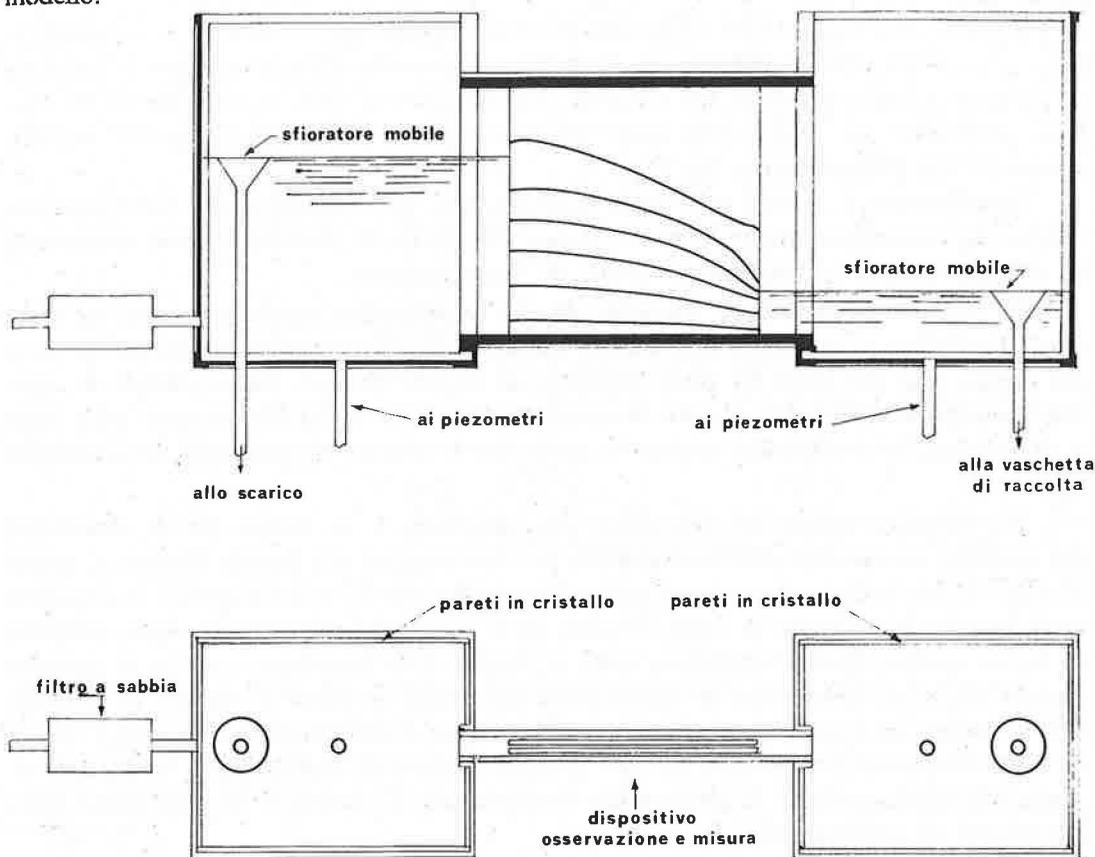


FIG. 2 — Apparecchiatura alla Hele-Shaw.

Trattandosi di processi laplaciani che si svolgono entro spazi delimitati da contorni geometricamente simili, le leggi di similitudine si ottengono legando fra loro le varie grandezze in gioco, in modo da rispettare le stesse condizioni al contorno sia nel modello che nel prototipo.

In particolare, verificata la similitudine geometrica, fissata la scala Λ per le lunghezze, K per le permeabilità ed indicato con Π il rapporto fra le porosità effettive nel modello e nel prototipo, la scala Θ dei tempi risulta:

$$\Theta = \frac{\Pi \Lambda}{K}$$

La estrema semplicità d'impiego e la notevole facilità con cui è possibile realizzare modelli di filtri delimitati da contorni comunque configurati e dedurre direttamente e in breve tempo la soluzione del problema, costituiscono quella peculiare caratteristica che rende l'apparecchiatura alla Hele-Shaw un pregevole mezzo di indagine.

In queste condizioni il modello rispecchia fedelmente lo schema che viene assunto

a base della trattazione teorica. Anzi, attraverso di esso è possibile estendere l'indagine anche ai casi in cui intervengono fenomeni particolari, quali ad es. quello della sorgente sospesa che si verifica nelle apparecchiature alla Hele-Shaw come nelle falde a superficie libera.

L'utilità è notevole nello studio dei processi di filtrazione permanente a superficie libera in presenza della capillarità, ma è ancora più avvertita allorché si pone il problema di ricercare i profili istantanei del contorno superiore di una falda in conseguenza di assegnata variazione, nel tempo, della quota del pelo dell'acqua lungo il contorno del modello a contatto con l'acqua esterna [2, 3].

Recentemente a Portici sono state apportate alla apparecchiatura alla Hele-Shaw modifiche che la rendono particolarmente idonea allo studio di processi di moto determinati da attingimenti e da alimentazioni definiti da leggi assegnate.

In sostanza il modello è integrato da una intercapedine supplementare le cui facce sono metallizzate e costituiscono, pertanto, l'armatura di un condensatore che per la parte del campo sede del moto ha come dielettrico il liquido filtrante. Misure dirette di capacità consentono, quindi, di rilevare direttamente il volume di liquido presente nella falda e di regolare la circolazione esterna in modo che la portata emunta segua la prestabilita legge.

Per l'impiego pratico del dispositivo alla Hele-Shaw è da notare che le dimensioni del modello, lo spessore dell'intercapedine, le caratteristiche del liquido filtrante e quindi le scale di similitudine non possono essere fissate del tutto ad arbitrio giacché è necessario verificare innanzitutto che le forze d'inerzia siano trascurabili rispetto alle forze resistenti di natura viscosa. Questa condizione, come si desume dalle esperienze eseguite, è verificata quando nel corso delle prove in tutti i punti del campo in esame il numero di Reynolds Vd/ν formato in base alla velocità V ed allo spessore d della intercapedine risulti minore di 0,10. Così pure è necessario che nel modello l'altezza di capillarità sia trascurabile rispetto alle altre grandezze in gioco, salvo eventualmente ad estendere la similitudine anche alle altezze di capillarità h_c .

In ogni caso l'impiego di oli minerali di viscosità adeguata consente di operare con intercapedini di spessore $d = 2$ mm per cui risultano contenute nell'ordine del millimetro l'altezza di capillarità h_c e il grado di incertezza con cui in modello si realizzano le parti del contorno a contatto di superficie impermeabile.

L'influenza di questi due fattori può essere ulteriormente ridotta con l'impiego di modelli in scala anche molto grande, la cui realizzazione non presenta particolari difficoltà allorché si provveda al bilanciamento dei carichi sui vetri che delimitano il campo di misura.

Nel caso di moto tridimensionale è indispensabile fare ricorso a modelli analogici [4-5]. Tra questi trovano largo impiego i modelli elettrici che conservano caratteristiche di flessibilità, di adattamento e precisione di misura pari a quelle dei modelli alla Hele-Shaw, malgrado le ben note difficoltà che si incontrano nello studio dei processi di filtrazione a superficie libera.

La Fig. 3 rappresenta il modello elettrico di un filtro delimitato da fronti estremi verticali. Sono distinte a tratteggio le parti del contorno per cui il potenziale Φ è costante, a tratto grosso il fronte di sbocco per cui è $\Phi = -kz$, infine con linea sottile le parti di contorno rappresentate da linee di corrente. La parte superiore del contorno, a priori in-

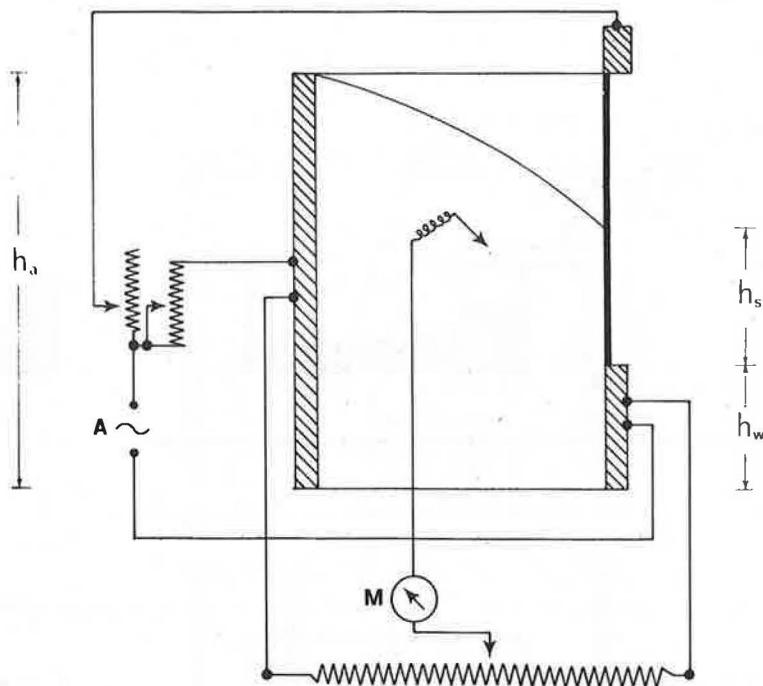


FIG. 3 — Modello elettrico di filtro a fronti estremi verticali.

cognita, è determinata per successive approssimazioni, rendendo soddisfatta la condizione che sia linea di corrente isobarica.

In ricerche eseguite a Portici su processi di moto a superficie libera con simmetria assiale, è risultato efficace associare ai modelli elettrici l'impiego di filtri artificiali di sfere di vetro.

Utilizzando quale liquido filtrante olio minerale di adeguata viscosità, restano direttamente determinati il contorno del campo ed alcune caratteristiche essenziali del processo di moto in esame. In tal modo l'impiego del filtro diviene determinante per seguire l'evolversi di processi di moto vario.

Per ciascun campo di moto indagini di dettaglio possono essere sviluppate riproducendo il campo medesimo nella vasca elettrolitica indicata in Fig. 4.

5 — Condizioni al contorno.

5.1 — Condizioni al contorno esterno in assenza di capillarità.

In Fig. 5 è rappresentato un processo di moto piano che si sviluppa attraverso un filtro omogeneo ed isotropo, poggiante su fondo orizzontale e delimitato da fronti estremi verticali, distanti L tra loro.

In assenza di capillarità e per filtro non rigurgitato, le condizioni al contorno del campo di moto sono espresse dalle relazioni:

$$\vartheta = -k(z + p/\gamma) = k h_a = \text{cost} - \text{sul fronte di alimentazione};$$

$$\vartheta = -k z - \text{sul fronte di sbocco};$$

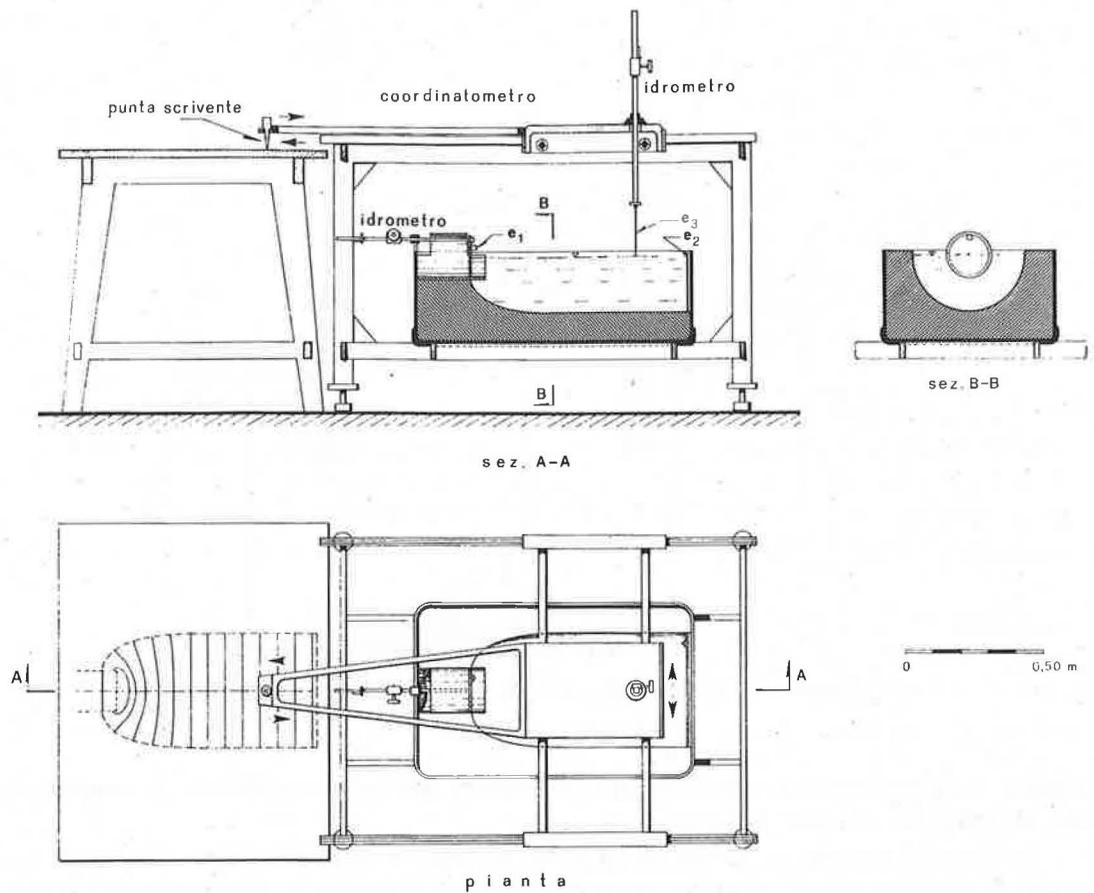


FIG. 4 — Vasca elettrolitica.

$$\Phi = -kz; \frac{\partial \Phi}{\partial n} = 0 \text{ - lungo la linea di saturazione;}$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial z} = 0 \text{ - sul fondo.}$$

La determinazione, in genere sperimentale, delle linee di corrente consente di ottenere agevolmente le linee isopieziche e quindi dedurre, attraverso procedimenti grafico-analitici semplici, la distribuzione delle pressioni e delle velocità in tutto lo spazio sede del moto.

La Fig. 5 fornisce le linee di corrente e le isopieziche ottenute da Muskat per $b_a/L = 1,11$. Sul fronte di sbocco è nettamente definito il tratto b_s interessato dalla sorgente sospesa, attraversato dalle linee di corrente sotto angoli finiti e con velocità di cui la componente verticale è costante e pari a k .

Come si rileva dalla figura, la breve lunghezza del filtro, pressoché pari allo spessore, rende sensibile la curvatura delle isopieziche in quasi tutto il campo di moto.

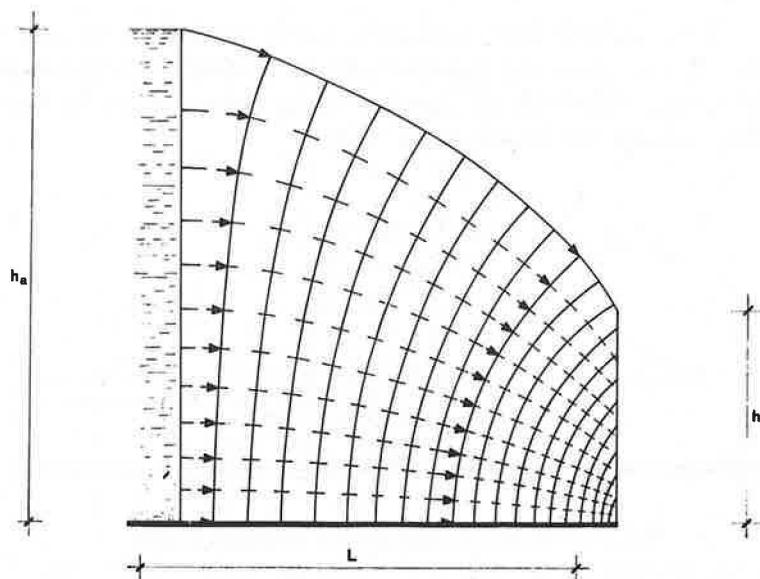


FIG. 5 — Filtro a fronti estremi verticali. Reticolato idrodinamico per $b_s/L = 1,11$ (MUSKAT [5]).

Allorché lo spessore del campo è modesto rispetto alla sua estensione superficiale si attenua la curvatura delle superficie isopieziche.

La soluzione del problema in queste condizioni può essere agevolmente ottenuta per via matematica, giacché è lecito assumere che le linee di corrente siano parallele tra loro e che le isopieziche possano assimilarsi a rette ad esse normali, lungo cui la velocità risulti costante e proporzionale alla pendenza della superficie libera.

In campi filtranti di limitata estensione, ove si faccia riferimento a configurazioni più complesse di quella esaminata, le caratteristiche locali del moto possono variare sensibilmente da punto a punto ed assumere aspetti particolari, come si rileva dalle figure che seguono.

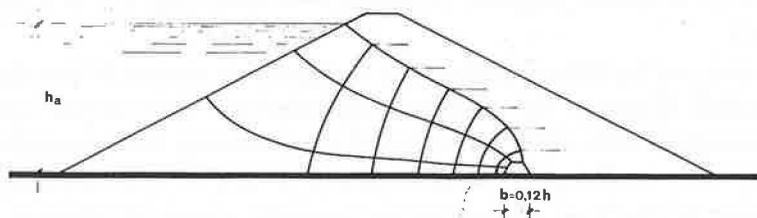


FIG. 6 — Diga di terra con filtro (CEDERGREN [6]).

La Fig. 6 rappresenta un manufatto di terra omogeneo destinato alla formazione di invasi, in cui risultano stabilizzate condizioni di moto permanente.

La presenza dello strato di base, nettamente meno permeabile, ha reso opportuna la realizzazione del filtro al piede del manufatto al fine di ottenere che il contorno del campo di moto ricada sempre all'interno del mezzo e venga evitata quindi la formazione di un fronte di sorgente sospesa sul paramento di valle.

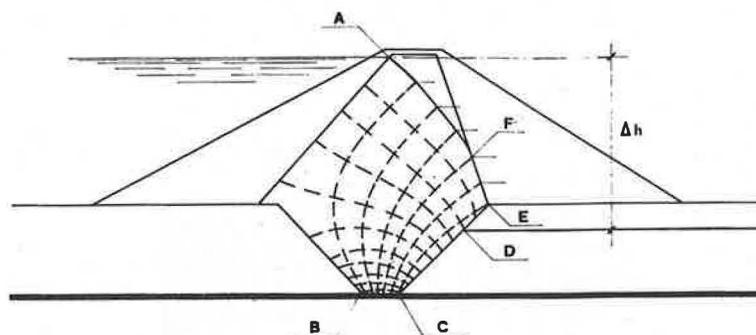


FIG. 7 — Nucleo di diga di terra (CEDERGRÉN [6]).

La Fig. 7 fornisce le linee di corrente e le isopieziche all'interno del nucleo di una diga di terra che attraversa uno strato superficiale di alluvioni fino a raggiungere l'ammasso sottostante praticamente impermeabile.

Nella ipotesi che alle alluvioni ed al materiale costituente i rinfianchi a monte ed a valle del manufatto possa attribuirsi permeabilità infinita, potrà assumersi il nucleo a diretto contatto con l'acqua esterna e quindi delimitato, a monte, dalla superficie isopiezica A B.

Il contorno isobarico risulta limitato al tratto A E, il fronte di sbocco è costituito dal tratto inferiore isopiezico C D e dal tratto di sorgente sospesa che segue la spezzata D E F.

Caratteristiche del moto diverse possono anche aversi in campi di configurazione geometrica molto semplice, allorché mutano le condizioni imposte lungo alcune parti del contorno.

A tale riguardo è interessante il confronto tra le rappresentazioni delle Fig. 8, 9 e 11, relative a filtri omogenei poggianti su fondo orizzontale (Fig. 8 e 9) o pressoché orizzontale (Fig. 11).

In tutti i tre casi la falda superficiale è impegnata da sistemi di drenaggio al fine di evitare che vengano interessati dal moto gli strati superiori del terreno, tuttavia le condizioni di alimentazione della falda sono diverse. La conoscenza delle caratteristiche del moto, diverse nelle varie condizioni, potrà determinare il tipo di intervento più opportuno.

In particolare la Fig. 8 si riferisce ad un ammasso poroso di spessore costante che poggia su un materiale notevolmente più permeabile, talché la superficie piana ed orizzontale che delimita i due mezzi può ritenersi isopiezica. I drenni sono disposti con gli assi tra loro paralleli ed hanno lunghezza tale da determinare condizioni di moto piano; con riferimento ad ammassi sufficientemente estesi restano individuate zone prismatiche delimitate da piani di simmetria verticali, a distanza $L/2$ pari alla metà dell'interasse dei drenni.

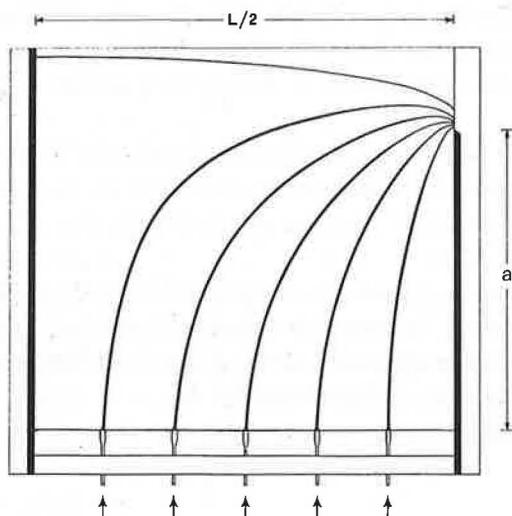


FIG. 8 — Drenaggio con alimentazione da falda sottostante.

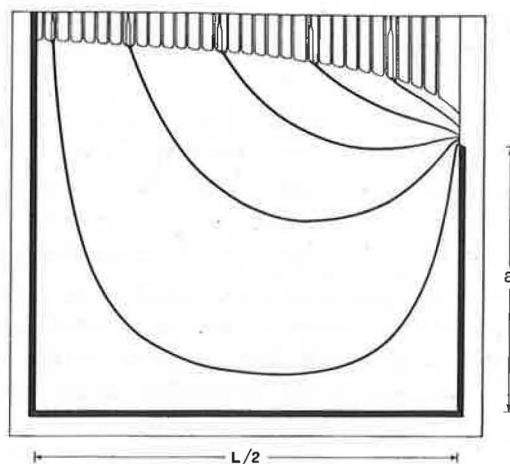


FIG. 9 — Drenaggio di apporti meteorici.

Allorché sulla superficie di separazione tra i due strati si hanno quote piezometriche maggiori della quota di fondo dei dreni, si stabilisce dall'ammasso inferiore un flusso verso l'alto che viene intercettato dai dreni medesimi.

A parità delle altre condizioni il valore della portata emunta e, quel che più conta, la massima quota raggiunta dal contorno superiore della falda nella sezione di mezzeria tra i dreni dipendono dal valore assegnato all'interasse L .

Diverse sono le condizioni di moto cui si riferisce lo schema di Fig. 9, allorché il moto verso il dreno è determinato da afflussi distribuiti sulla superficie del terreno.

Il contorno superiore della falda, sempre isobarico, non sarà più coincidente con una linea di corrente ma sarà attraversato da queste sotto angoli il cui valore varia con l'ascissa x . Per il principio di continuità in ogni punto del contorno medesimo dovrà risultare ivi soddisfatta la relazione:

$$R = k \left[- \frac{\partial h}{\partial z} + \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)^2 \right]$$

in cui R è la intensità dell'afflusso.

Pertanto in questo caso il contorno superiore del campo dipende anche dalla permeabilità del mezzo poroso e, più precisamente, dal valore del rapporto R/k .

Per assegnato sistema al variare di R/k muta la quota massima h_{\max} raggiunta dalla falda nella sezione di ascissa $L/2$; l'entità di h_{\max} può essere ridotta diminuendo l'interasse tra i dreni. Per assegnato L , la effettiva profondità a del piano orizzontale impermeabile di base non influenza apprezzabilmente il valore di h_{\max} allorché risulta $a > L/2$.

A parità di a ed R/k , l'altezza h_{\max} aumenta rapidamente con L . Allorché la falda raggiunge la superficie del terreno, ulteriori incrementi di R comportano un ampliamento del tratto intermedio tra i dreni in cui il contorno superiore della falda si identifica con il piano campagna.

Per $a = 0$, cioè per dreni che poggiano sullo strato impermeabile, la falda non riesce a smaltire la portata $L \times R$ determinata per metro lineare di dreno dall'apporto meteorico ed impegna tutto il mezzo filtrante quando per valori di $L/b_{\max} \geq 3$ risulta $R/k > 0,5$.

Condizioni analoghe si verificano anche per $a \neq 0$. La Fig. 10 riproduce i reticoli idrodinamici ottenuti da KIRKHAM [7, 8] per tre sistemi di dreni di diametro 0,15 m, disposti in uno strato filtrante orizzontale di spessore $2a = 2,45$ m, ad una profondità pari ad a e per valori del rapporto $L/2a = 0,79; 3,18; 12,72$.

Solo nel primo caso, di scarso interesse pratico, la portata entrante è distribuita piuttosto uniformemente sulla superficie di alimentazione. Ai maggiori valori dell'interasse L si verifica che l'azione emungente si localizza in zone sovrastanti i dreni di ampiezza limitata, poco variabile con L e la portata risulta praticamente indipendente da L .

Tuttavia queste osservazioni hanno nella presente sede interesse più che altro concet-

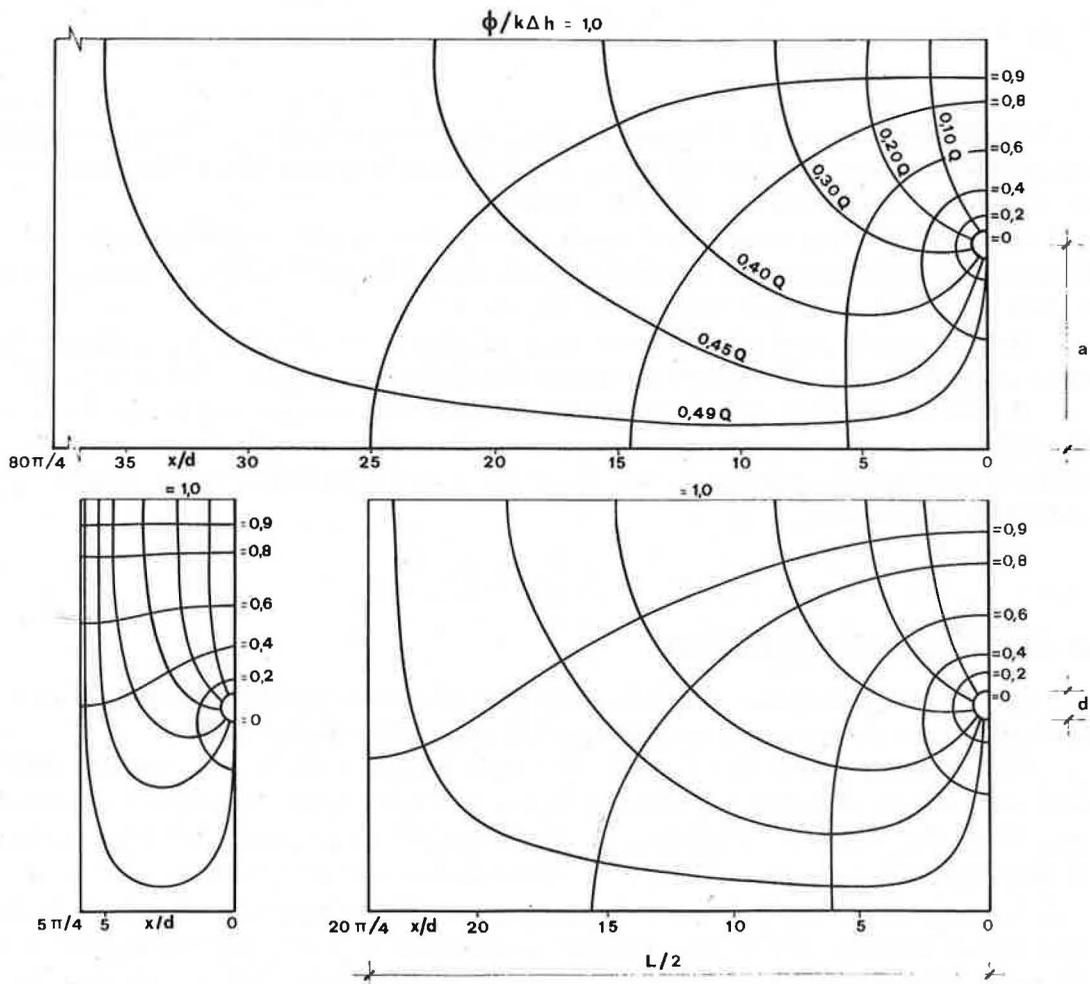


FIG. 10 — Drenaggio in presenza di acqua libera sul terreno (KIRKHAM [8]).

tuale ed esemplificativo, in quanto nella maggior parte degli interventi operati nel nostro territorio il ricorso ad opere di drenaggio ha essenzialmente lo scopo di ridurre il contenuto d'acqua degli strati superficiali del terreno.

In questa intesa maggiore interesse pratico assumono gli schemi relativi alle Fig. 8 e 9. Ma anche questi schemi di moto permanente trovano limitata utilizzazione nello studio dei problemi di interesse agrario per cui è lecito tollerare che saltuariamente, in occasione di eventi meteorici particolarmente gravosi, il grado di saturazione degli strati superficiali raggiunga valori molto elevati ed al limite la superficie libera della falda si identifichi col piano campagna. Ha piuttosto interesse lo studio della successiva fase di esaurimento [3, 9], necessario per progettare le opere di drenaggio in modo che la superficie libera della falda ritorni a quote assegnate entro tempi relativamente brevi, dipendenti dalle colture praticate.

Relativamente a questi processi di moto *vario*, la cui *disamina* esula dai limiti imposti a questo rapido esame di insieme, gli schemi di Fig. 10 possono assumersi a rappresentare il campo di moto al termine dell'evento meteorico e quindi all'inizio del fenomeno di esaurimento.

Ancora nel campo delle iniziative tendenti a ridurre il contenuto d'acqua degli strati superficiali del terreno, caratteristiche diverse presentano gli interventi necessari per deprimere una falda in movimento in relazione agli apporti determinati da un esteso bacino di alimentazione o da interferenze di corsi d'acqua.

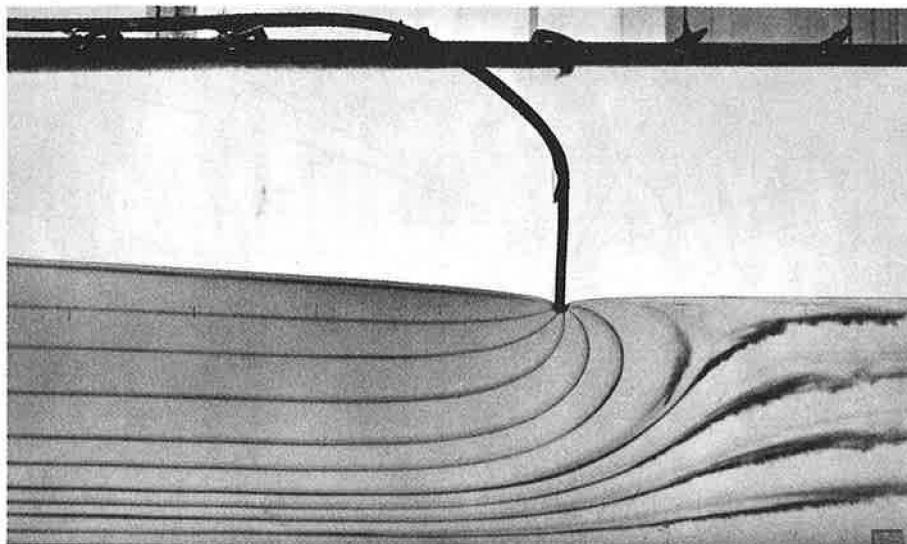


FIG. 11 — Canale emungente da falda in movimento (TRAVAGLINI [10]).

Con riferimento a condizioni di moto permanente e nella possibilità di accettare modesti sovralti a valle della zona di intervento, particolarmente indicata è la realizzazione di un canale di drenaggio con asse normale alla direzione del moto e quota del fondo prossima a quella imposta alla superficie della falda. L'andamento delle traiettorie riportate in Fig. 11 mette in luce l'efficacia dell'intervento.

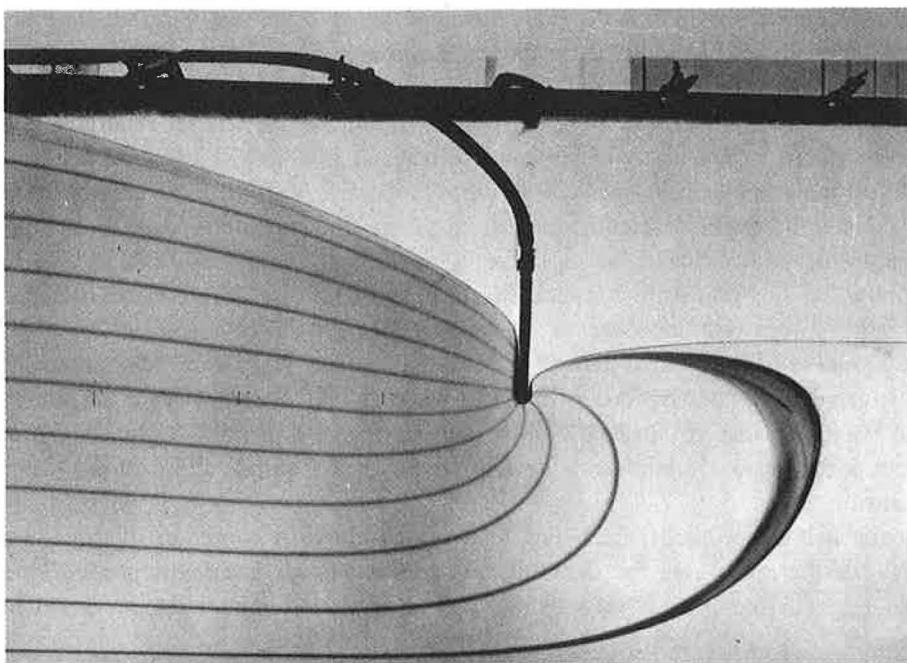


FIG. 12 — Fenomeno della sorgente sospesa in canale emungente da falda in movimento (TRAVAGLINI [10]).

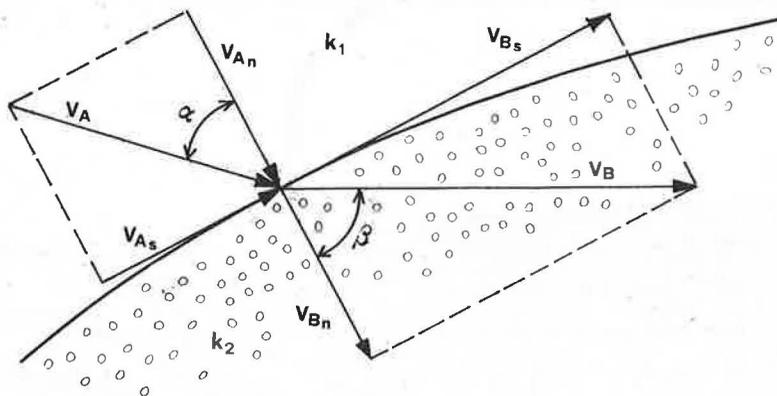


FIG. 13 — Condizioni lungo frontiere interne tra mezzi di permeabilità diversa.

La Fig. 12 mostra come il fenomeno della sorgente sospesa si manifesti su entrambe le pareti del canale allorché la superficie libera della falda presenta tangente orizzontale poco a valle del dreno e tutta la superficie del canale è interessata da un flusso entrante.

5.2 — Condizioni lungo frontiere interne tra mezzi di permeabilità diversa.

A parità di contorno e condizioni al contorno, le caratteristiche del moto possono variare notevolmente allorché l'ammasso è costituito da un sistema di mezzi permeabili diversi, ciascuno mediamente omogeneo ed isotropo.

Naturalmente in ogni punto della frontiera interna di separazione tra due strati contigui A e B dovranno risultare eguali le componenti V_{An} e V_{Bn} secondo la normale alla

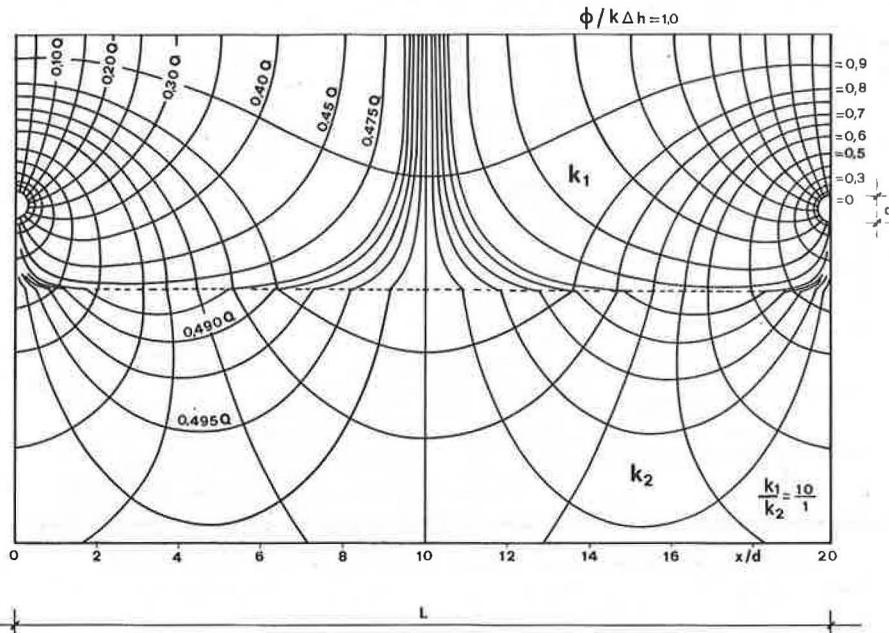


FIG. 14 — Drenaggio in presenza di acqua libera nel terreno, in mezzo permeabile stratificato, caratterizzato da $k_1/k_2 = 10$ (KIRKHAM [11]).

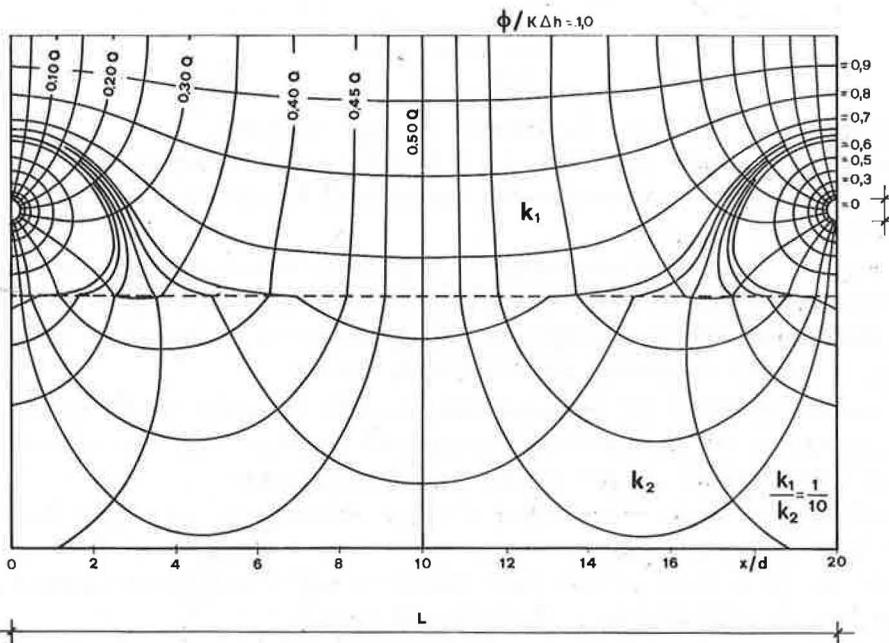


FIG. 15 — Drenaggio in presenza di acqua libera nel terreno, in mezzo permeabile stratificato, caratterizzato da $k_1/k_2 = 0,10$ (KIRKHAM [11]).

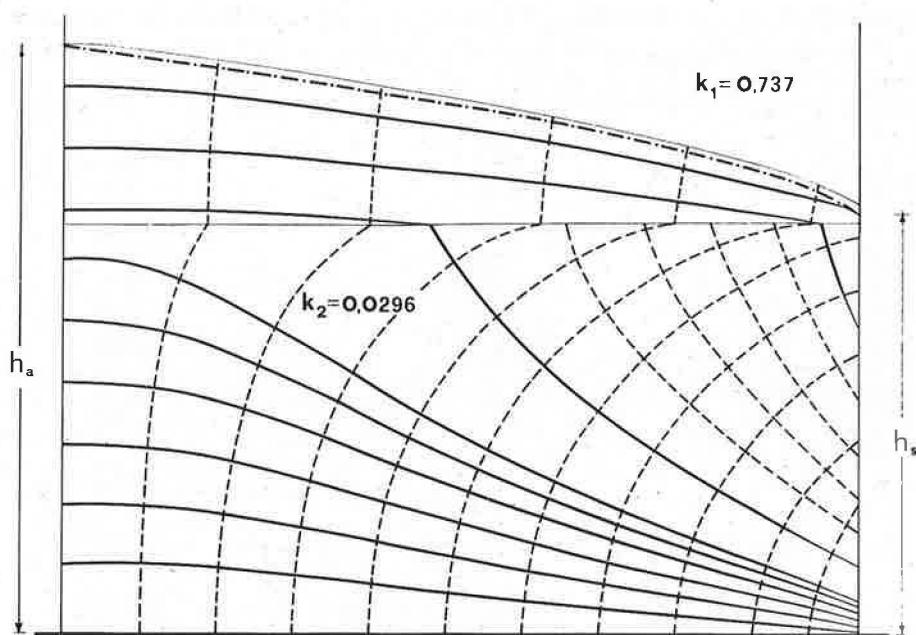


FIG. 16 — Emungimento da sistema stratificato (RUSSO SPENA [12]).

frontiera medesima delle velocità di filtrazione V_A e V_B relative a ciascun mezzo.

Con riferimento alla simbologia di Fig. 13, questa eguaglianza porta a stabilire che lungo la superficie di separazione dovrà risultare soddisfatta la condizione:

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \beta} = \frac{k_1}{k_2}$$

perfettamente analoga alla legge di rifrazione dei raggi luminosi.

Interessante è l'esame delle Fig. 14 e 15 relative a dreni disposti in un sistema costituito da due strati di spessore costante, caratterizzati da valori del rapporto $k_1/k_2 = 10$; 0,1 rispettivamente.

In entrambi i casi il sistema poggia su uno strato impermeabile orizzontale ed è alimentato con tirante d'acqua libera costante sul piano campagna: la Fig. 14 fornisce il reticolato idrodinamico che si determina quando lo strato più permeabile si sviluppa superiormente; la Fig. 15 si riferisce alla disposizione inversa.

E' agevole riscontrare che, indipendentemente dalla permeabilità dello strato sottostante, le caratteristiche del moto rimangono pressoché immutate nella zona sovrastante i dreni, interessata dal deflusso di circa il 60% della portata emunta.

Allorché lo strato più permeabile è disposto inferiormente, in ampia zona centrale lo strato superficiale è interessato da moto essenzialmente verticale, con differenze di quota piezometrica tra i fronti estremi poco inferiori ai $2/3$ della differenza imposta alle q.p. sulle superficie di alimentazione e di sbocco del campo.

Del pari caratteristico è l'andamento delle traiettorie nei campi a superficie libera rappresentati nelle Fig. 16 e 17, che si ricollegano allo schema di Fig. 11. In particolare la

Fig. 16 pone in luce la scarsa efficacia di impegnare con l'opera di drenaggio lo strato inferiore meno permeabile.

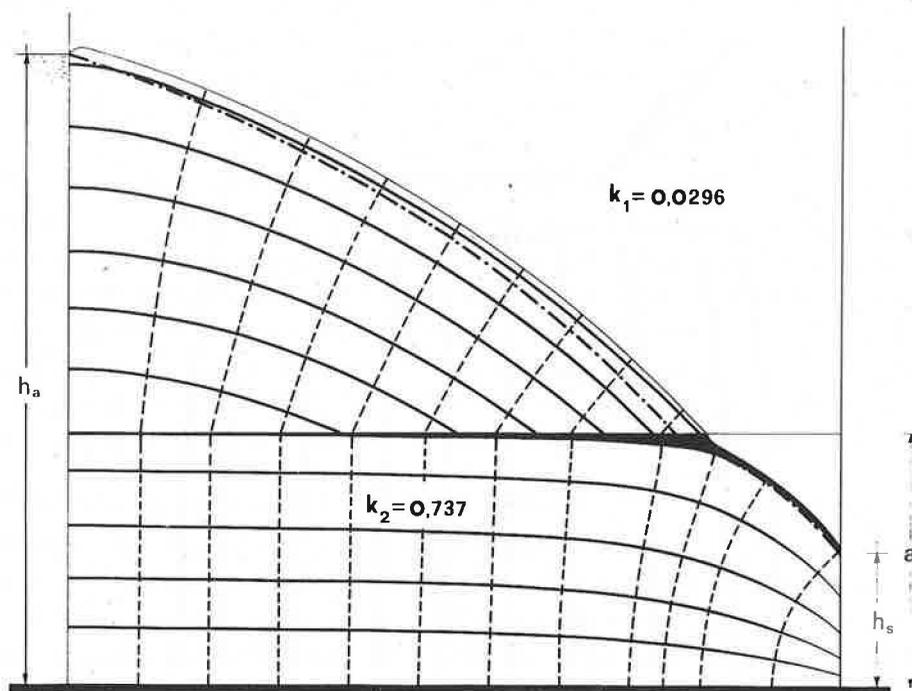


FIG. 17 — Emungimento da sistema stratificato (RUSSO SPENA [12]).

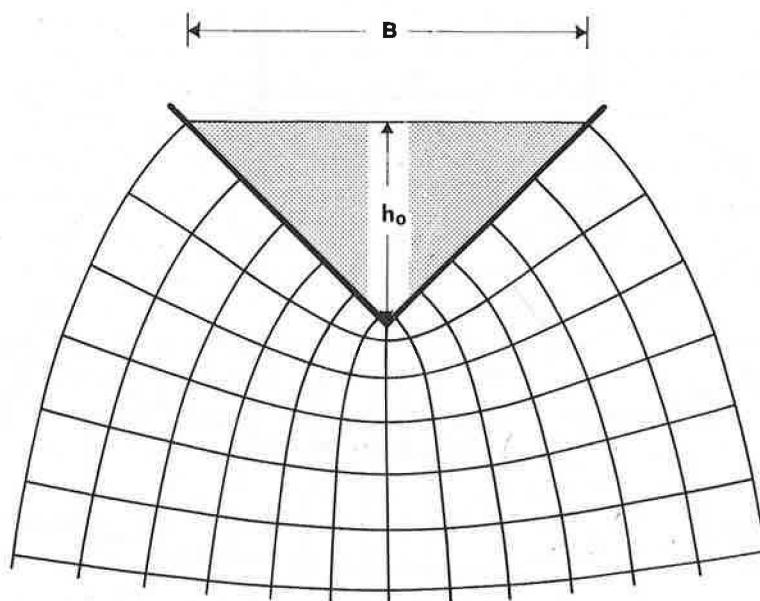


FIG. 18 — Infiltrazione da canale triangolare (JEPPSON [13]).

Sempre in merito all'importanza che le condizioni imposte al contorno assumono nel determinare il campo di moto, è interessante soffermarsi sui processi di filtrazione che in

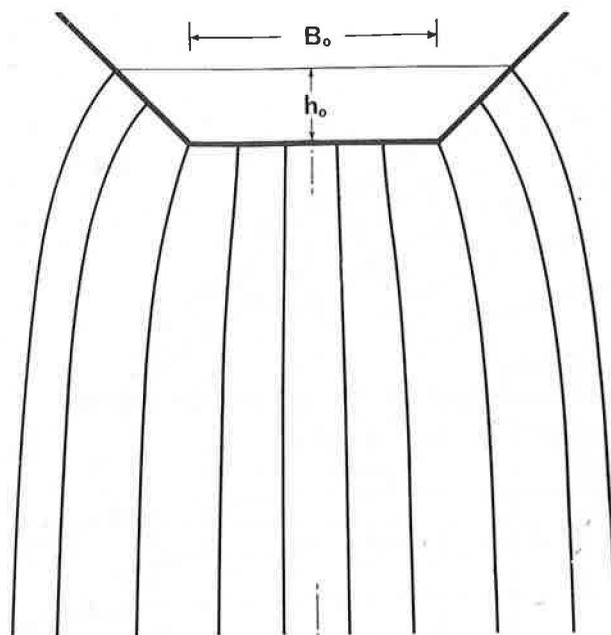


FIG. 19 — Infiltrazione da canale trapezio, per $\alpha = 45^\circ$, $b_0/B_0 = 0,31$ (SANTINI [14]).

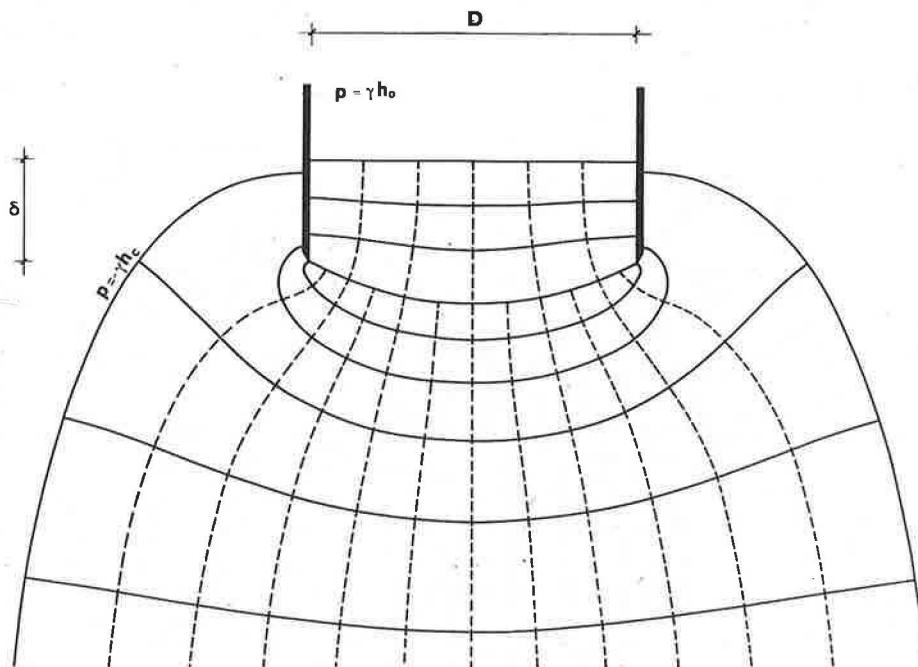


FIG. 20 — Campo di moto determinato da infiltrometro cilindrico, per $\delta/D = 0,312$; $(b_0 + b_c)/D = 3,62$.

mezzi illimitati hanno origine da un fronte di estensione modesta e si sviluppano entro spazi e con modalità definite dalle condizioni di monte.

Campi di moto di questo tipo, Fig. 18, 19, 20, sono determinati da somministrazione di acqua su aree molto limitate, come avviene nello svolgimento di prove in sito mediante infiltrometri di tipo Müntz, oppure a seguito di perdite da canali in terra non rivestiti o più particolarmente da solchi a scopo irriguo.

In relazione alla geometria della superficie di alimentazione e al tirante d'acqua h_0 resta definito il contorno isobarico dello spazio interessato dal processo di moto.

L'esperienza mostra che a parità di forma della superficie di alimentazione, in assenza di capillarità, le dimensioni della sezione trasversale del campo, nelle zone in cui il moto è essenzialmente verticale, crescono con h_0 secondo una legge di potenza. Il valore dello esponente dipende dalla forma della superficie di alimentazione.

Sempre per $h_c = 0$, le Fig. 18 e 19 si riferiscono a canali di forma triangolare e trapezia con sponde a 45° ; la Fig. 20 fornisce il reticolato idrodinamico relativo a prove di campagna effettuate mediante infiltrometro tipo Müntz per affondamento $\delta = 0,312 D$.

5.3 — Condizioni lungo frontiere tra liquidi filtranti diversi.

Alquanto più complesso si presenta il problema di definire il contorno e le condizioni al contorno di uno spazio filtrante sede del moto di due fluidi, in particolare liquidi.

La delimitazione del campo di moto interessato da ciascun liquido è determinante nello studio di molti problemi pratici che vanno dagli interventi di estrazione od iniezione di fluido nello sfruttamento dei giacimenti petroliferi, a quelli di emungimento di falde di acqua dolce sovrapposte a falde di maggiore densità, a quelli connessi all'abbassamento di falde salmastre in zone litoranee.

Gli aspetti del moto nella zona di passaggio dall'uno all'altro campo essenzialmente occupato da ciascuno dei due liquidi dipendono dalle caratteristiche di entrambi i liquidi, in modo diverso a secondo che siano miscibili o immiscibili tra loro, da quelle del mezzo poroso, nonché dalle modalità con cui sono state raggiunte nel tempo le condizioni di regime che si esaminano.

Negli interventi connessi all'agricoltura, maggior interesse presentano i problemi d'intrusione di acqua marina al di sotto di falde superficiali lungo il litorale.

Trattandosi di liquidi tra loro miscibili, nella zona di passaggio si ha una variazione continua dei valori locali della densità, fra quelli estremi relativi all'acqua del mare ed al liquido sovrastante.

In molti casi lo spessore della zona di passaggio può considerarsi trascurabile rispetto alle dimensioni ed in particolare agli spessori dei due campi di moto. Nel definire il processo di filtrazione si suole quindi assumere che un netto contorno fittizio, indicato come interfaccia, separi le zone interessate dai due fluidi.

Indicate con $h_1 = z + p/\gamma_1$ e $h_2 = z + p/\gamma_2$, le quote piezometriche nei campi di moto relativi ai liquidi di peso specifico γ_1 e γ_2 rispettivamente, sulla interfaccia comune dovrà essere soddisfatta la relazione:

$$\frac{\gamma_1^2}{\gamma_2(\gamma_2 - \gamma_1)} \left(\frac{\partial h_1}{\partial x} \right)^2 - \frac{\gamma_2}{\gamma_2 - \gamma_1} \left(\frac{\partial h_2}{\partial x} \right)^2 + \frac{\gamma_1}{\gamma_2} \frac{\partial h_1}{\partial z} + \frac{\partial h_2}{\partial z} = 0$$

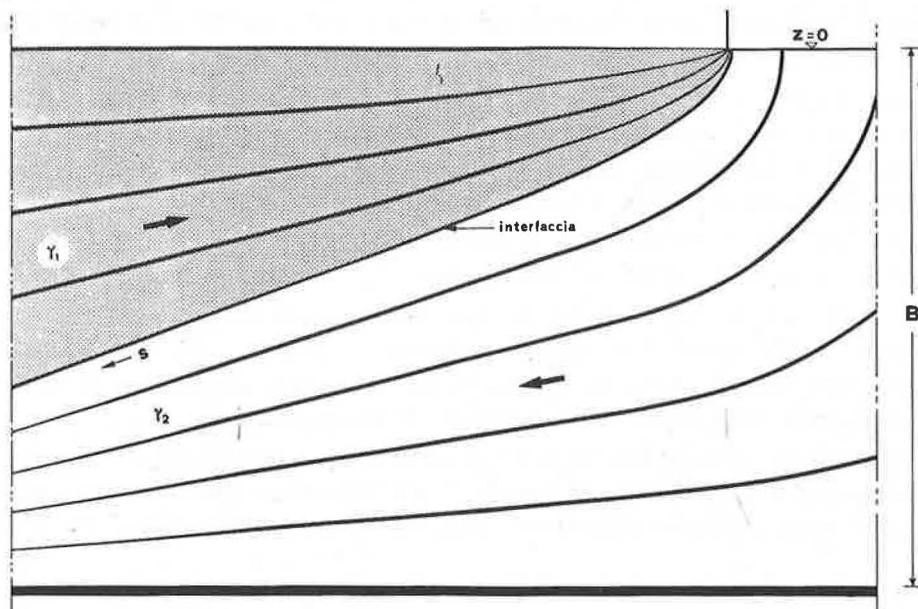


Fig. 21 a) — Moto di liquidi non miscibili, per $\gamma_1/\gamma_2 = 0,76$.

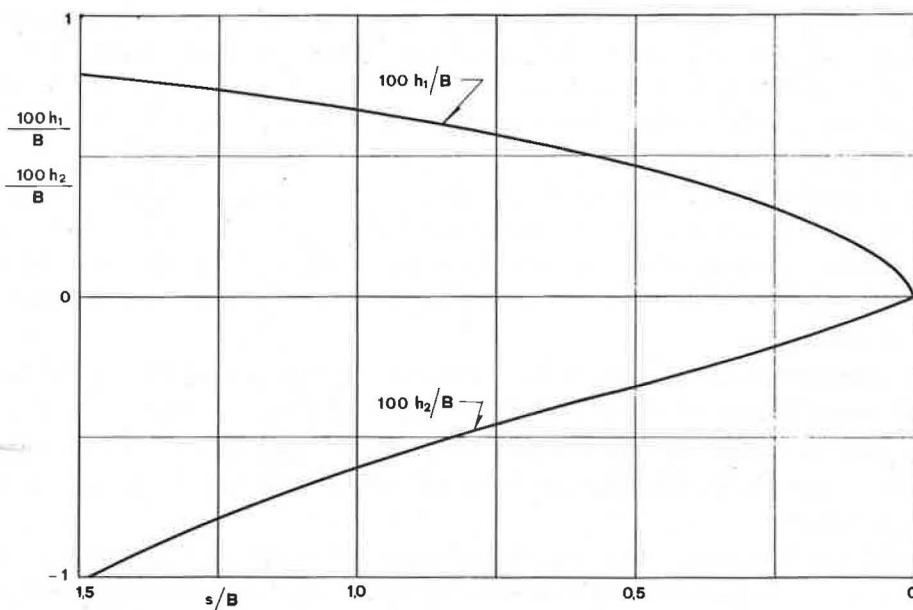


Fig. 21 b) — Distribuzione di quote piezometriche lungo la interfaccia.

ottenuta tenendo conto del principio della continuità, espresso in funzione delle q.p. h_1 ed h_2 in ciascun punto della interfaccia medesima.

Con riferimento allo schema di filtro poggiate su uno strato impermeabile orizzontale, a quota B dal livello del mare, la Fig. 21-a riproduce lo sbocco di una corrente fil-

trante al di sopra di una falda di maggiore densità, anch'essa in movimento ma con verso discorde.

Dalla elaborazione del reticolato idrodinamico sono state dedotte le pressioni $p(s)$ lungo l'interfaccia e quindi i valori delle quote piezometriche b_1 ed b_2 riportati in Fig. 21-b.

L'andamento delle curve $b_1(s)$ ed $b_2(s)$ mostra come le condizioni imposte al contorno dell'intero campo filtrante, in dipendenza del valore del rapporto γ_1/γ_2 sperimentato, definiscono la conformazione della interfaccia per cui in ogni suo punto per i due campi si abbiano cadenti piezometriche di segno opposto.

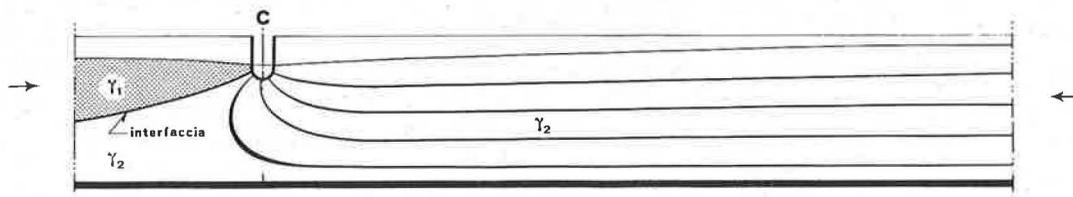


FIG. 22 — Canale emungente parallelo alla battigia, con pelo libero sottostante il m.m.

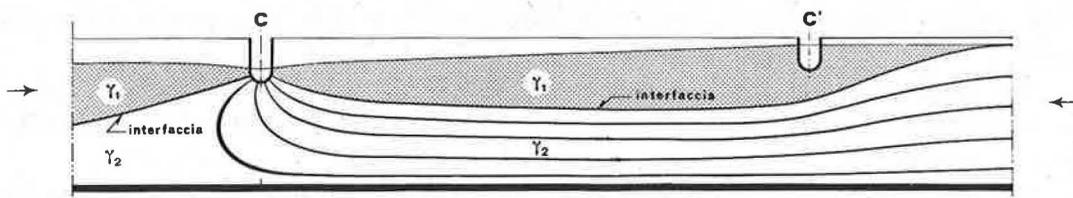


FIG. 23 — Canale emungente parallelo alla battigia, con pelo libero sottostante il m.m.

Le Fig. 22 e 23 si riferiscono a prove su modello relative ai moti di filtrazione che possono determinarsi nello strato superficiale della zona litoranea della piana del Volturno.

L'ammasso è supposto omogeneo, poggiante su uno strato orizzontale impermeabile. La falda superficiale è intercettata da un collettore acque basse che corre parallelamente alla battigia, con quota di pelo libero a circa 2 m sotto il livello marino.

Nella prova relativa alla Fig. 22 la zona compresa tra il mare ed il canale nonché la parte inferiore dell'ammasso, per breve tratto a monte, sono sede di un moto di filtrazione di acqua marina emunta dal canale. In assenza di apporti meteorici od irrigui il terreno agrario compreso tra il litorale ed il canale è direttamente interessato dal fenomeno.

La Fig. 23 mostra la configurazione che assume l'interfaccia a seguito di alimentazione di acqua che ha luogo da un canale non rivestito disposto parallelamente al collettore, tra questo ed il mare, con quota di pelo libero maggiore del livello marino.

Nel caso in esame la quota $h = 0,5$ m è appena sufficiente per determinare una falda superficiale di acqua dolce che si estende fino alla battigia ed è tutta emunta dal collettore.

Per quote maggiori parte dell'acqua filtrante dal canale raggiunge il mare, pur permanendo nella zona sottostante un flusso di acqua marina verso il collettore. Questo flusso può essere interamente intercettato, se l'ammasso è di spessore finito, per un valore di

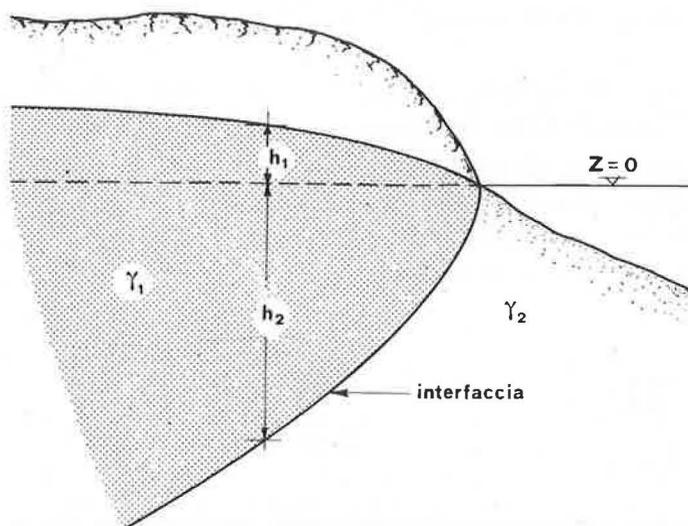


FIG. 24 — Sbocco di falda in mare, schema di Ghyben.

h che dipende dalla profondità dello strato impermeabile e dalla distanza del canale dal mare.

Lo studio di questi problemi risulta più agevole nel caso che il liquido più pesante sia in quiete. Diviene immediato allorché può accettarsi l'ipotesi di Dupuit di isopieziche piane e verticali.

In questa evenienza lo schema di Fig. 24 mostra come in ogni sezione la profondità h_2 dell'interfaccia è legata alla quota h_1 del pelo libero rispetto al livello del mare dalla nota relazione di Ghyben:

$$\frac{h_2}{h_1} = \frac{\gamma_1}{\gamma_2 - \gamma_1}$$

6 — Mezzo filtrante anisotropo - Caratteristiche di particolari campi di moto.

La notevole flessibilità di impiego degli elaboratori elettronici, nonché la possibilità di avvalersi dei modelli analogici più rispondenti alle specifiche caratteristiche del mezzo indagato, consentono di risolvere problemi anche particolarmente complessi relativi a mezzi non omogenei né isotropi.

La soluzione va ancora una volta ricercata con riferimento a mezzo omogeneo ed isotropo allorché il mezzo filtrante, pur risultando omogeneo, è caratterizzato da valori del coefficiente di filtrazione, costanti per assegnata direzione comunque prescelta, che risultano diversi secondo tre direzioni ortogonali indicate come direzioni principali di anisotropia.

Relativamente ad un mezzo stratificato, caratterizzato da una coppia di direzioni di anisotropia x ed y per cui è $k_x = k_{\max}$ e $k_y = k_{\min}$, per moto piano il coefficiente di filtrazione secondo una direzione generica è definito attraverso l'ellisse di direzione

$$(1) \quad \frac{x^2}{k_x} + \frac{y^2}{k_y} = 1$$

con semiassi di ampiezza pari rispettivamente a $\sqrt{k_x}$; $\sqrt{k_y}$.

Si deduce quindi che le linee isopieziche e le linee di corrente sono coniugate rispetto all'ellisse di direzione.

Mediante il cambiamento di coordinate:

$$X = (k_y/k_x)^{1/2} x; Y = y$$

l'ellisse di direzione definita dalla (1) si trasforma nel cerchio di equazione:

$$X^2 + Y^2 = k_y$$

Pertanto un campo di moto Σ che si sviluppa in un ammasso omogeneo caratterizzato da direzioni principali x' ; y' può essere trasformato in un campo equivalente Σ' , in ammasso fittizio isotropo, apportando alle distanze misurate parallelamente ad y' la riduzione $(k_y/k_{x'})^{1/2}$.

Il coefficiente di filtrazione equivalente k_m sarà espresso dalla relazione $k_m = (k_x/k_y)^{1/2}$.

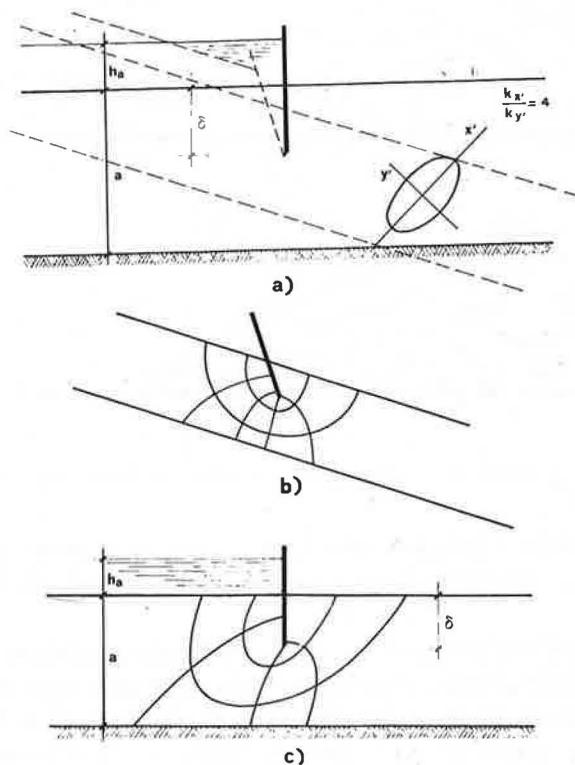


FIG. 25 — <a> Palancola in mezzo anisotropo (HARR [15]). Reticolato idrodinamico nel campo fittizio omogeneo. <c> Reticolato idrodinamico effettivo.

La Fig. 25 fornisce un esempio di trasformazione per lo studio del moto al di sotto di una palancola affondata in un ammasso anisotropo secondo le direzioni principali x' ed y' , caratterizzato da $k_{x'}/k_{y'} = 4$ e da ellisse di direzione con asse maggiore inclinato di 45° all'orizzonte.

In Fig. 25-a è rappresentato con tratto continuo il contorno del campo effettivo e,

con tratto discontinuo, il contorno del campo fittizio Σ' ottenuto moltiplicando per il fattore di scala $(k_y/k_x)^{1/2} = 0,5$ le distanze parallele all'asse x' , rilevate in Σ .

Se si impongono lungo il contorno di Σ' condizioni eguali a quelle assegnate lungo i tratti corrispondenti in Σ , restano definite nel campo equivalente Σ' le linee di corrente e le isopiezie fornite in Fig. 25-b. Da queste, applicando il fattore di riduzione $(k_x/k_y)^{1/2} = 2$, si ottiene la soluzione relativa al campo effettivo, rappresentata in Fig. 25-c.

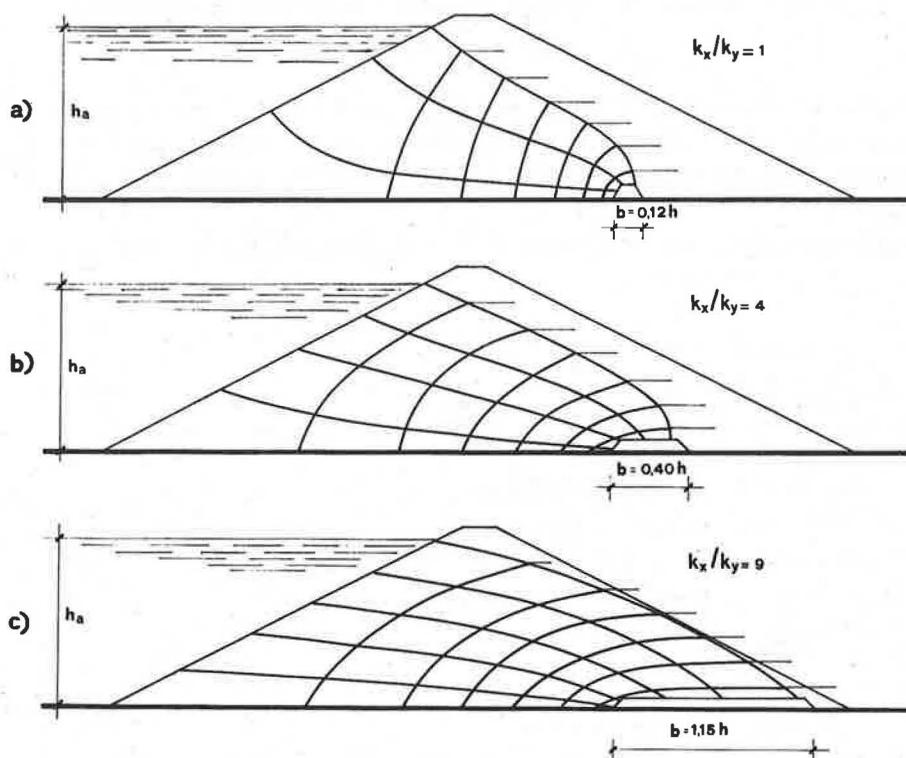


FIG. 26 — Reticolati idrodinamici relativi a valori diversi del rapporto k_x/k_y (CEDERGRÉN [6]).

Nella Fig. 26 sono messi a confronto i reticolati idrodinamici relativi a mezzi permeabili delimitati dallo stesso contorno, ma caratterizzati da valori del rapporto k_x/k_y pari rispettivamente a 1; 4; 9.

L'effetto dell'anisotropia si estrinseca con un aumento dello spazio interessato dal processo di moto, sì che per intercettare tutta la portata filtrante si rende necessario aumentare sensibilmente la lunghezza b del manufatto di drenaggio relativa al mezzo isotropo di Fig. 26-a. I reticolati idrodinamici riportati nelle Fig. 26-b, 26-c per $k_x/k_y = 4; 9$ forniscono valori di b/h rispettivamente pari a 0,40; 1,15.

L'influenza dell'anisotropia del mezzo si rileva anche dalla Fig. 27 in cui, con riferimento allo schema di Fig. 10, sono messi a confronto campi di moto caratterizzati da valori del rapporto $k_x/k_y = 1/16; 1; 16$.

La maggiore permeabilità lungo la direzione orizzontale favorisce la tendenza ad una uniforme distribuzione della portata di alimentazione. Nel caso opposto l'azione emungente del sistema si localizza nella zona direttamente sovrastante i dreni.

7 — Azione di capillarità - Presenza di zone non sature.

Si è già accennato che campi di moto a superficie libera, in cui coesistono zone sature e zone non sature, possono essere indagati in base alla legge di Darcy, attribuendo al coefficiente k un valore opportuno, costante in tutto il campo, ed imponendo sulla parte di contorno isobarico a contatto con l'atmosfera la condizione $p_c = -\gamma h_c$.

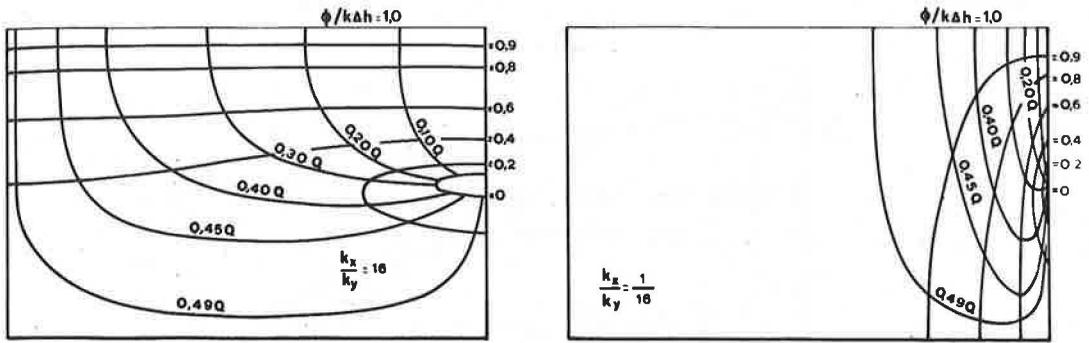


FIG. 27 — Drenaggio in presenza di acqua libera nel terreno, in mezzi anisotropi caratterizzati da $k_x/k_y=16$; $1/16$ (KIRKHAM [8]).

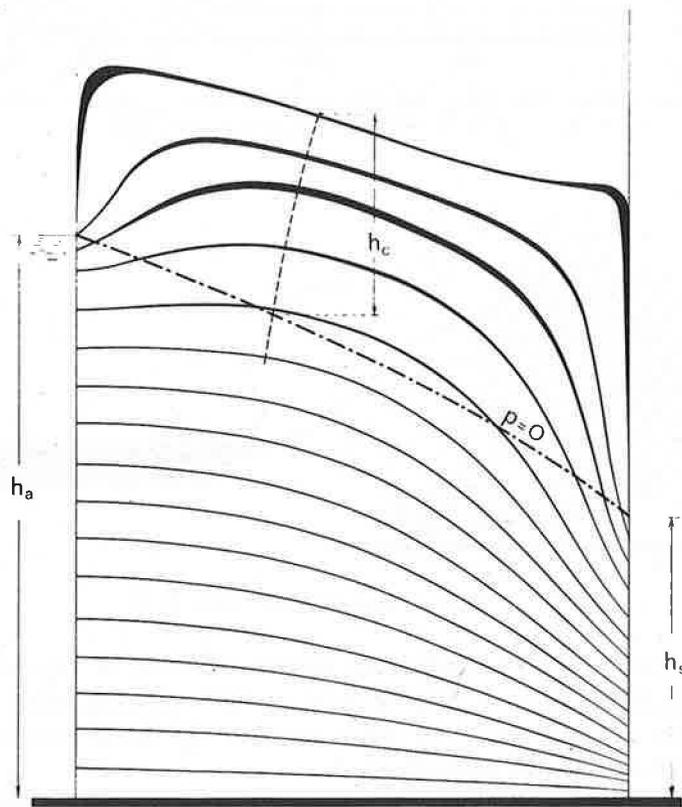


FIG. 28 — Reticolato idrodinamico in filtro a sbocco libero per $b_a/L = 0,98$; $b_c/L = 0,39$ (RUSSO SPENA [1]).

Il valore di h_c viene quindi assunto a definire le caratteristiche capillari del sistema. Esperienze specifiche potranno caso per caso suggerire i criteri da seguire nella determinazione di h_c e fornire i riferimenti necessari per accertare la validità della schematizzazione adottata.

L'azione derivante dalle forze capillari determina un aumento dello spazio sede del moto che si estrinseca attraverso una sensibile deformazione delle traiettorie dedotte per $h_c = 0$, più netta nelle vicinanze del contorno superiore della falda, Fig. 28, 29 e 30.

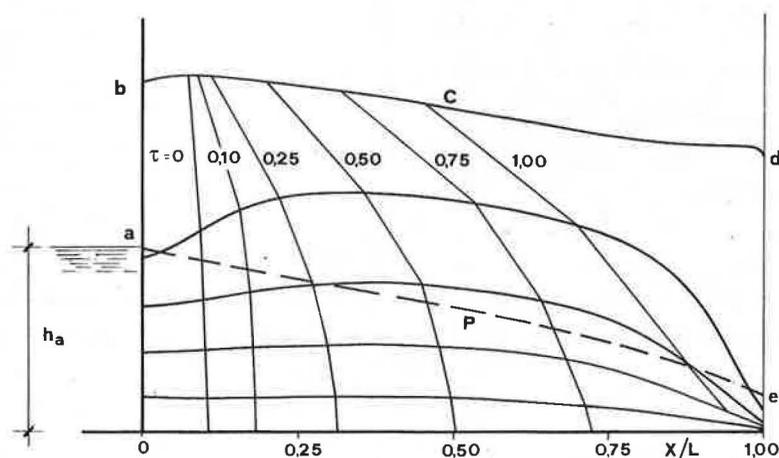


FIG. 29 — Linea di saturazione, linea libera, linee di corrente, isocrone relative a filtro a sbocco libero, per $h_a/L = 0,28$; $h_c/h_a = 1,11$ (CARRAVETTA [16]).

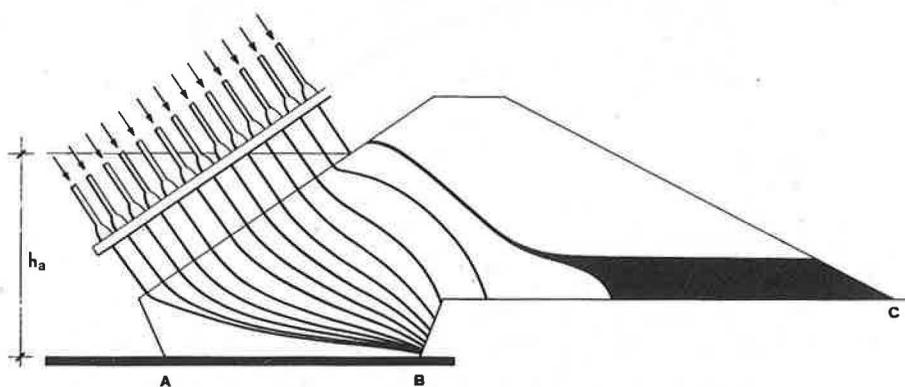


FIG. 30 — Diga di terra (RUSSO SPENA [1]).

Dal confronto tra i reticolati idrodinamici forniti nella Fig. 5 per $h_a/L = 1,11$ ed $h_c = 0$ e nella Fig. 28 per $h_a/L = 0,98$ ed $h_c/L = 0,39$, si rileva infatti come le traiettorie si differenziano maggiormente nella parte superiore del filtro, mentre nelle zone inferiori risultano praticamente indipendenti da h_c .

Nell'interno del campo di Fig. 28 resta determinata la linea luogo dei punti a pressione atmosferica, o anche linea libera, che delimita inferiormente la cosiddetta frangia capillare e definisce a valle il punto in cui ha praticamente origine la sorgente sospesa.

Lungo il fronte di sbocco a contatto con l'atmosfera, HALL, in base a determinazioni effettuate su filtri in sabbia, fornisce la distribuzione delle pressioni riportate in Fig. 31.

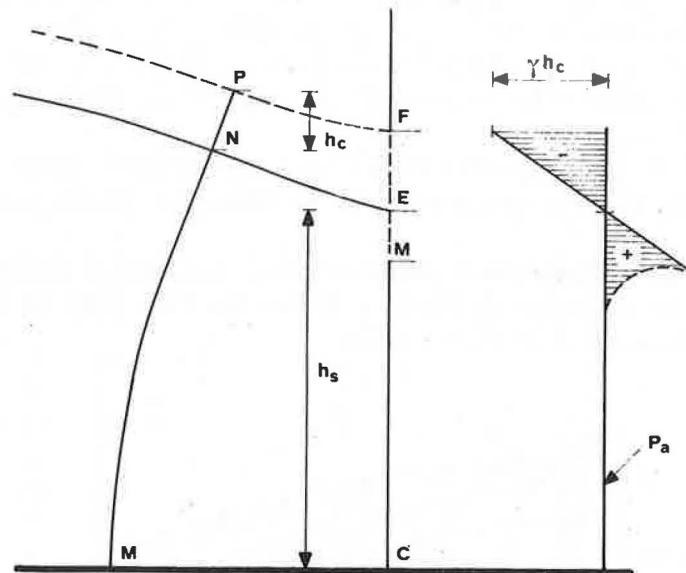


FIG. 31 — Distribuzione delle pressioni sul fronte di sbocco di filtro non rigurgitato (secondo HALL [17]).

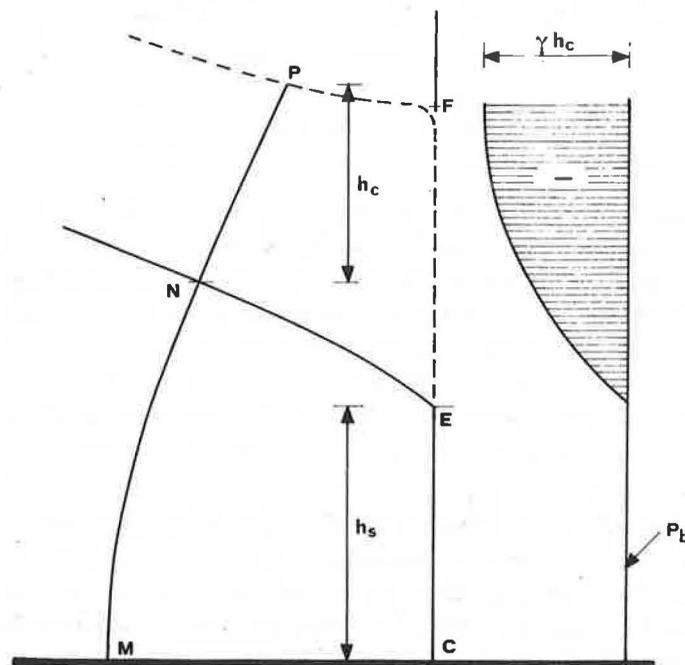


FIG. 32 — Distribuzione delle pressioni su fronte di sbocco non rigurgitato (CARRAVETTA [16]).

I valori di p maggiori della pressione atmosferica, nella parte superiore della sorgente sospesa, sono attribuiti dall'autore alle tensioni interne del fluido che si opporrebbero al deflusso dell'acqua nell'atmosfera.

In effetti l'indagine teorica e le prove sistematiche eseguite su modelli Hele-Shaw indicano che lungo il fronte di sbocco la pressione risulta minima e pari a $-\gamma h_c$ in F; aumenta quindi con legge non lineare lungo il tratto EF, Fig. 32, raggiunge in E valore pari alla pressione atmosferica e si mantiene tale lungo l'intera aliquota del fronte interessato dalla sorgente sospesa.

La deduzione di Hall è pertanto da attribuire alle inevitabili incertezze da cui sono affetti i dati relativi alla zona superiore di filtri in sabbia, per quanto scrupolosamente curati.

Accordo più che soddisfacente si riscontra invece tra i risultati dell'indagine teorica e quelli forniti da prove eseguite da MAVIS e TSUNG PEI TSUI [18] sui filtri in sabbia in presenza di vistosa azione delle forze capillari.

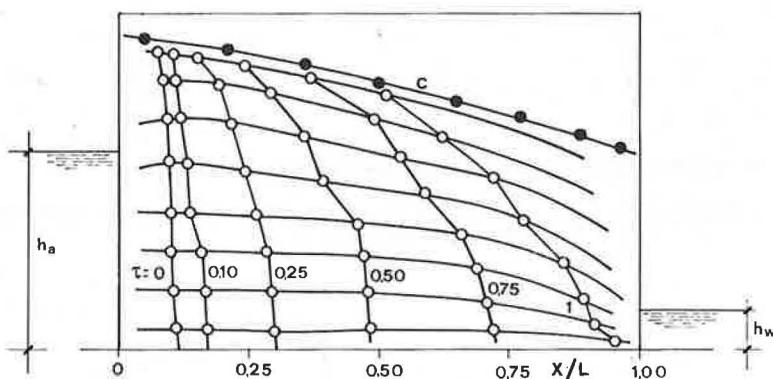


FIG. 33 — Linea di saturazione linea libera, linee di corrente, isocrone relative a filtro in sabbia (MAVIS e TSUNG [18]).

La Fig. 33 riproduce le traiettorie sperimentali, la linea libera e la linea di saturazione rilevata dagli autori, nonché una successione di spezzate i cui vertici forniscono le posizioni raggiunte, nei tempi indicati, da particelle colorate in moto lungo le traiettorie.

Per lo stesso filtro la Fig. 34 fornisce le distribuzioni delle componenti orizzontali delle velocità lungo le verticali di ascissa $x/L = 0,25; 0,50; 0,75$, nonché i corrispondenti valori p e c che delimitano la frangia capillare.

Nelle Fig. 29 e 35 sono riportati i risultati delle elaborazioni svolte alla stregua delle traiettorie sperimentali relative ad uno schema il cui contorno presenta notevole affinità con il modello studiato dagli autori.

Il confronto delle Fig. 29 e 33, nonché delle Fig. 34 e 35, mostra come i risultati delle esperienze di Mavis e Tsung si inquadrano nella interpretazione del fenomeno desunta dagli studi eseguiti a Napoli. Resta quindi accertato che per lo schema indagato il rallentamento del moto riscontrato nella zona capillare debba intendersi determinato dalle condizioni al contorno del filtro e non possa attribuirsi a peculiari caratteristiche del moto in tutti i punti in cui $p < 0$.

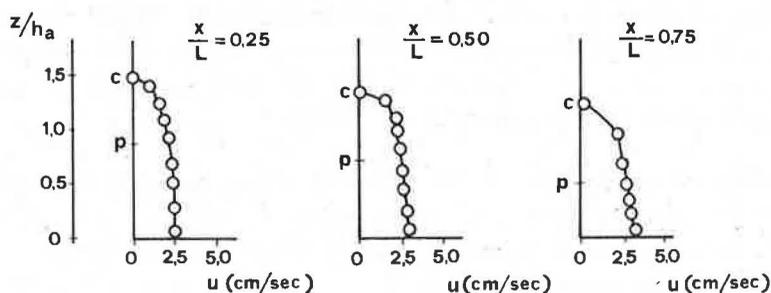


FIG. 34 — Distribuzioni di $u = f(z/h_a)$ relative al filtro di Fig. 33.

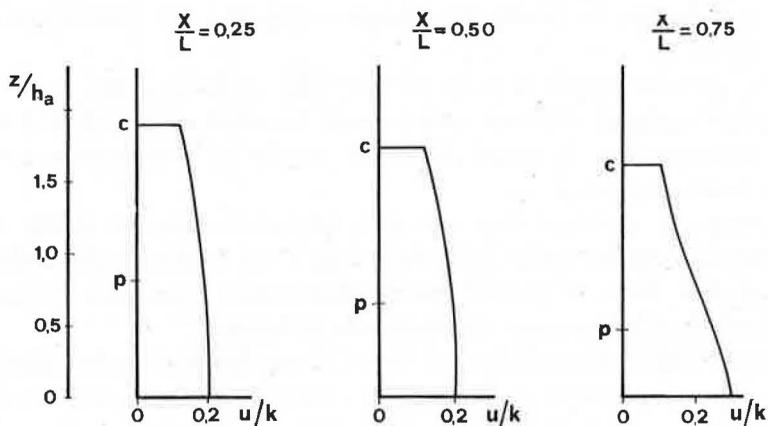


FIG. 35 — Distribuzioni di $u/k = f(z/h_a)$ relative al filtro di Fig. 29.

Non appena aumenta la lunghezza del filtro, per ampio tratto centrale le isopieziche sono ben rappresentate da piani verticali lungo i quali la cadente piezometrica è praticamente costante talché, per $p < 0$, la distribuzione della velocità può assumersi affine alla curva $k(p)$.

Con BOUWER [19] l'altezza b_c può quindi essere definita attraverso la relazione:

$$b_c = \frac{1}{k_s} \int_{z_1}^{z_2} k \, dz$$

che esprime l'eguaglianza tra la portata che effettivamente defluisce nella frangia capillare e quella che si avrebbe in una frangia fittizia di spessore b_c , caratterizzata da coefficiente di filtrazione k_s costante e pari a quello relativo a mezzo saturo.

Gli estremi del campo di integrazione che figurano nella espressione di b_c rappresentano rispettivamente la quota z_1 della superficie libera della falda e la quota z_2 per cui la differenza tra il grado di saturazione determinato dal processo di moto considerato e quello relativo al mezzo circostante risulta pari ad un valore ΔS prestabilito. In particolare Bouwer propone di attribuire a z_2 la quota di campagna.

Non sarà inutile ricordare che la conoscenza della legge $k(p)$ potrà di volta in volta acquisirsi solo in base ad esperienze appositamente eseguite in sito o su campioni indi-

sturbati, che tengano conto, tra l'altro, del grado di umidità del terreno all'esterno del campo filtrante, nonché delle modalità con cui nel fenomeno indagato sono raggiunte condizioni di regime. In ogni caso la curva $k(p)$ adottata rispecchierà le caratteristiche medie del mezzo solo se dedotta attraverso adeguato numero di prove.

Maggiori difficoltà presenta lo studio di moti di filtrazione determinati da alimentazioni localizzate, di cui si è già fatto cenno relativamente alle Fig. 18, 19, 20, allorché l'altezza h_c è dello stesso ordine di grandezza delle dimensioni trasversali del campo e solo in zone limitate di questo risulta $p \geq 0$.

In un rapido approccio al problema, particolarmente utile può risultare il confronto tra le caratteristiche di alcuni campi di moto indagati per assegnata legge $k(p)$ e quelle che si deducono definendo le proprietà idrauliche e capillari del sistema attraverso opportuni valori di k_s ed h_c .

Il confronto consente altresì di porre in luce fino a quale punto prove sistematiche condotte su modelli analogici di campi caratterizzati da valori costanti di k e di h_c possano condurre alla interpretazione di alcuni particolari aspetti del problema in esame che rivestono notevole interesse pratico.

Con riferimento ai problemi ricorrenti nella pratica irrigua, lo studio del moto di filtrazione sviluppato tenendo conto dell'azione delle forze capillari potrà indicare, lungo il solco, l'ampiezza della fascia di terreno agrario direttamente interessato dal campo filtrante e quindi i volumi di adacquamento effettivamente utilizzati.

Analogamente, rilievi effettuati in vari terreni o con solchi di forma, dimensioni, grado di riempimento diversi potranno essere messi a confronto tra loro, caratterizzare il sistema

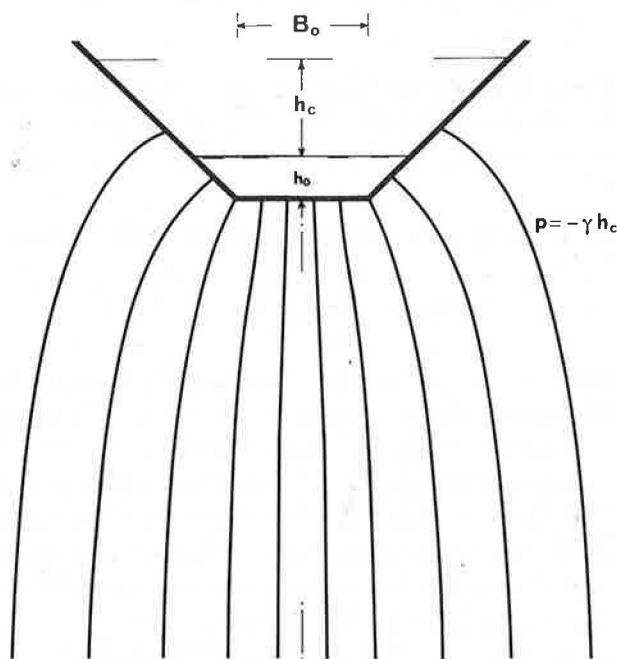


FIG. 36 — Infiltrazione da canale trapezio per $\alpha = 45^\circ$; $b_0/B_0 = 0,31$; $h_c/B_0 = 0,75$ (SANTINI [14]).

TABELLA I.

k/k_s	p/γ (cm)
1,000	0
0,900	— 12
0,620	— 31
0,300	— 58
0,110	— 74
0,006	— 110

$k_s = 0,0167$ cm/min.

L'andamento delle curve isopieziche mostra che tutto il campo riportato in Fig. 37 è interessato dal processo di filtrazione. Tuttavia pur se, per effetto della capillarità, si riscontrano incrementi del grado di saturazione apprezzabili anche a distanze sufficientemente grandi del piano di simmetria del campo, il rapido ridursi di k a valori irrisori localizza il deflusso del 90% della portata in una zona centrale di limitata estensione.

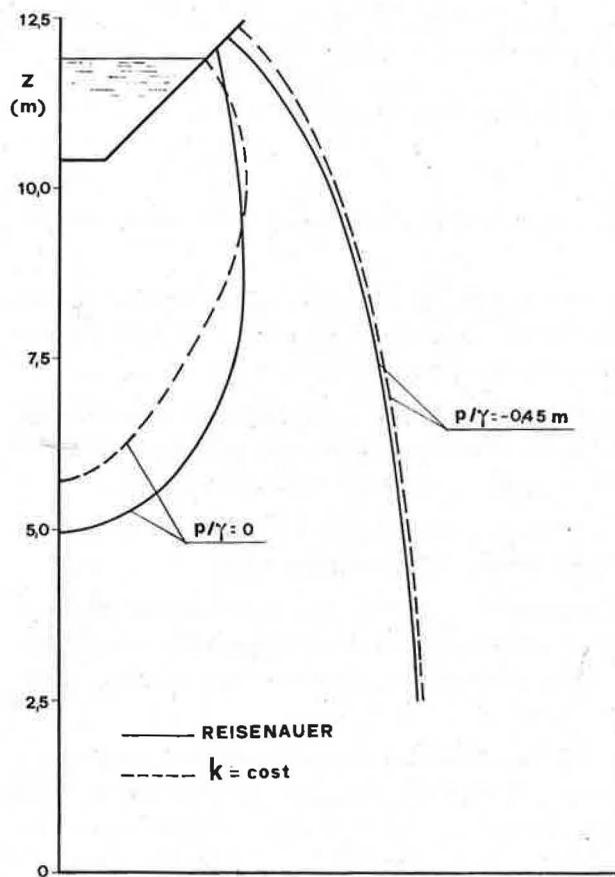


FIG. 38 — Infiltrazione da canale trapezoido, confronto tra le curve isobariche $p/\gamma = 0$; $-0,45$ m.

Lateralmente ad essa i modesti valori di k fanno anche sì che il tempo necessario per raggiungere condizioni prossime a quelle di regime indicate in Fig. 37 sia notevole, tanto più elevato quanto maggiore è la distanza del punto che si considera.

Soluzione pratica del problema pienamente soddisfacente è stata ottenuta da BOUWER [22] assumendo k costante in ogni punto del campo ed imponendo lungo i tratti isobarici di contorno del campo la condizione $p_c/\gamma = -0,45$ m, corrispondente al valore del rapporto $k/k_s = 0,5$. In particolare risultano pressoché coincidenti le curve isobariche ottenute dai due autori assumendo $p/\gamma = -0,45$ m, Fig. 38; scostamenti accettabili si riscontrano al contorno della zona satura, ove risulta $p = 0$.

Per completezza di esposizione converrà accennare alle possibilità di utilizzazione dei rilievi di campagna effettuati mediante infiltrometri, su cui riferisce l'ing. SANTINI.

Le esperienze condotte a Napoli mostrano che nella esecuzione di prove in sito secondo metodi tradizionali con l'ausilio di apparecchiature tipo Müntz, per affondamento δ e carico b_a assegnati, anche valori molto modesti del rapporto $(b_a + b_c)/D$ non autorizzano ad interpretare i risultati con riferimento a moto unidirezionale, prescindendo dalle caratteristiche capillari del sistema.

Nei casi in cui è particolarmente sentita l'azione della capillarità, l'ipotesi che il moto conservi l'originario carattere unidirezionale può condurre ad errori di valutazione anche prossimi al 1000%. L'entità dell'errore non si riduce apprezzabilmente se viene aumentato il diametro dell'infiltrometro o se, con l'ausilio di un secondo cilindro, la misura della portata filtrante viene localizzata nella zona centrale della superficie di alimentazione.

In relazione alle caratteristiche delle apparecchiature ed alle modalità di esecuzione delle prove, la ricerca eseguita ha portato a stabilire che in condizioni di regime la portata filtrante può esprimersi in funzione dei due parametri k ed b_c , con buona approssimazione sufficienti a caratterizzare da soli il sistema filtrante.

In base ai dati sperimentali raccolti a Napoli, l'ing. SANTINI fornisce un abaco di facile impiego, particolarmente utile nella elaborazione dei rilievi di campagna.

In conclusione, della rapida sintesi che precede appare chiaro che l'impiego di elaboratori elettronici, come il ricorso a modelli analogici o in similitudine, resi sempre più perfezionati e adattabili a situazioni anche particolarmente complesse, consentono di pervenire in modo relativamente agevole alla soluzione completa e rigorosa dei problemi che si connettono alla presenza dell'acqua nel terreno nei più svariati aspetti.

Acquistano quindi sempre maggiore importanza le indagini volte ad individuare il più completamente possibile le caratteristiche del sistema allo studio e le modalità con cui esse si modificano, unitamente alla configurazione del campo, in conseguenza di variazioni nel tempo delle condizioni imposte al contorno del campo medesimo.

A tale riguardo ben difficile si presenta l'interpretazione dei risultati ottenuti quando in parte non trascurabile del campo indagato si ha $p < 0$. Se da un lato, infatti, non ha significato fisico parlare di contorno interno di separazione tra zone in cui è $p \geq 0$; $p < 0$ rispettivamente, dall'altro non appare lecito sviluppare separatamente lo studio del moto in ciascuna zona, avulsa dal sistema che concorre a costituire.

Nella definizione di tutto il complesso, il mezzo poroso potrà essere caratterizzato attraverso valori locali di k variabili anche con p , secondo legge assegnata.

Naturalmente le zone in cui può praticamente assumersi $k = \text{cost}$, hanno peso diverso sulle caratteristiche di insieme del processo di moto, al variare della loro ampiezza e della localizzazione in riferimento ai rapporti con l'esterno.

Dal punto di vista agrario la questione acquista estremo interesse nello studio del moto dell'acqua negli strati superficiali del terreno, che ben di rado si svolge con carattere monodirezionale o radiale cui di solito si fa riferimento nella ricerca delle più generali soluzioni fornite dalla teoria per $p < 0$.

Recenti indagini intraprese con l'ausilio di tecniche adeguate tendono ad approfondire le constatazioni sperimentali, onde passare da riscontri qualitativi ad una interpretazione valida dei complessi fenomeni osservati per $p < 0$.

In questa tematica rientrano le ricerche eseguite a Napoli dall'ing. SANTINI sul processo di infiltrazione, determinato in ammasso omogeneo dalla presenza di acqua libera in zona di limitata estensione sulla superficie del terreno.

Pur se non risultano finora del tutto chiariti aspetti locali di alcuni dei fenomeni indagati, la ricerca fornisce soluzione rigorosa ai più importanti problemi che ricorrono in pratica. Di particolare interesse è la definizione dei parametri necessari per un corretto impiego delle apparecchiature per la misura della permeabilità in sito.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] RUSSO SPENA, A.: « Moti filtranti a superficie libera in presenza della capillarità », *L'Energia Elettrica*, **31** (1954).
- [2] CARRAVETTA, R.: « Falde a superficie libera in moto vario. Oscillazioni sinusoidali lente e di piccola ampiezza », *L'Energia Elettrica*, **34** (1957).
- [3] CARRAVETTA, R.: *Sull'esaurimento di falde freatiche mediante drenaggio*. Pubblicazione dell'Istituto di Idraulica Agraria dell'Università di Napoli (1961).
- [4] SCHENEBELLI, G.: *Hydraulique souterraine* (...), Eyrolles, 1966.
- [5] MUSKAT, M.: *The flow homogeneous fluids through porous media* (New York, McGraw-Hill Book Company, Inc., 1946).
- [6] CEDERGREW, H. R.: *Seepage, drainage, and flow nets* (New York, John Wiley & Sons, Inc., 1967).
- [7] LUTHIN, J. N.: « Drainage of agricultural lands », *American Society of Agronomy*, **7** (1957).
- [8] KIRKHAM, D.: « Flow of ponded water into drain tubes in soil overlying an impervious layer », *Trans. Amer. Geophys. Un.*, **30** (1949).
- [9] CARRAVETTA, R.: *Efficienza di sistemi di drenaggio in relazione alla loro posizione nel campo filtrante*. Pubblicazione dell'Istituto di Idraulica Agraria dell'Università di Napoli (1963).
- [10] TRAVAGLINI, G.: *Intercettazione di falda in movimento a superficie libera e di spessore finito*. Pubblicazione dell'Istituto di Idraulica Agraria dell'Università di Napoli (1970).
- [11] KIRKHAM, D.: « Seepage into drain tubes in stratified soil », *Trans. Amer. Geophys. Un.*, **32** (1951).
- [12] RUSSO SPENA, A.: « Moto di filtrazione a superficie libera attraverso sistemi di strati filtranti di

- permeabilità diverse », *L'Energia Elettrica*, **37** (1960).
- [13] JEPSON, R. W.: « Seepage from ditches-solution by finite differences », *J. Hydraulics Div. Am. Soc. Civil Engrs.*, **94** (1968).
- [14] SANTINI, A.: « Sulla filtrazione da canali in terra in presenza della capillarità », *Atti del XI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Genova*, 1968.
- [15] HARR, M. E.: *Groundwater and seepage* (New York, McGraw Hill Book Company, Inc., 1962).
- [16] CARRAVETTA, R.: « Moti filtranti a superficie libera in presenza della capillarità », *Geotecnica* (1957).
- [17] HALL, H. P.: « An investigation of steady flow toward a gravity well », *La Houille Blanche* (1955).
- [18] MAVIS, F. T. & PEI TSUI TSUNG: « Percolation and capillary movements of water through sand prisms », *Bollettino*, **18**, s. 371, University of Iowa Studies (1947).
- [19] BOUWER, H.: « Unsaturated flow in ground water hydraulics », *J. Hydraulics div. Am. Soc. Civil Engrs.*, **90** (1964).
- [20] SANTINI, A.: « Sulle prove di permeabilità in sito », *Atti del Simposio 'Il movimento dell'acqua nel terreno'*, Società Italiana Scienza del Suolo, Bari, 1969 (in questo volume).
- [21] REISENAUER, A. E.: « Methods for solving problems of multidimensional, partially saturated steady flow in soils », *J. Geophys. Res.*, **68** (1963).
- [22] BOUWER, H.: « Theoretical aspects of seepage from open channels », *J. Hydraulics Div. Am. Soc. Civil Engrs.*, **91** (1965).



COMUNICAZIONI



1 — Ricerca preliminare ed orientatrice relativa allo scorrimento superficiale dell'acqua sul terreno

GIANFRANCO VERONESI

Istituto di Genio Rurale, Facoltà di Agraria, Università - Bologna

Summary — *Preliminary research on the surface water run-off.*

An experimental laboratory apparatus for studying run-off is described.

Two different ways of measuring the speed of run-off enable the correlation with soil-slope and water-fall to be evaluated.

The chief advantage of this apparatus is that it enables a very large number of measurements, so speed can be evaluated almost punctually all over the surface and statistical methods can be used.

1 — Introduzione.

Al fine di studiare la correlazione esistente fra i parametri che influenzano il fenomeno dello scorrimento superficiale dell'acqua sul terreno è stata costruita, in questo laboratorio, una apparecchiatura la quale, consentendo di mantenere di volta in volta invariati alcuni parametri e di variarne altri, permette di osservare come questi ultimi influenzino il fenomeno stesso.

Tale apparecchiatura è costituita da un cassone di dimensioni $2 \times 1 \times 0,5$ m; riempito di terra opportunamente drenata come in seguito vedremo, e sulla quale può venire simulata una pioggia con diversa precipitazione. Vi è inoltre la possibilità di variare la inclinazione del cassone e di cambiare le caratteristiche del terreno sul quale si effettuano le misure, si cerca così di imitare, nel miglior modo possibile, tutte le condizioni che appaiono in natura.

Mediante tale dispositivo possono essere misurati i seguenti parametri:

- <1> inclinazione del piano di scorrimento;
- <2> altezza di precipitazione;
- <3> velocità di scorrimento dell'acqua.

E' anche possibile simulare una provenienza da monte di una portata d'acqua prestabilita corrispondente ad una pioggia su più vasta superficie.

2 — Schema dell'impianto di misura.

Come si può notare dalla Fig. 1, l'impianto è formato da una cassa parallelepipedica in metallo della larghezza di un metro, della lunghezza di due e della profondità di 50 cm. Tale cassa è appoggiata, tramite supporti, a putrelle che la sostengono e che permettono, mediante opportune viti elevatrici, di variarne con continuità la pendenza.

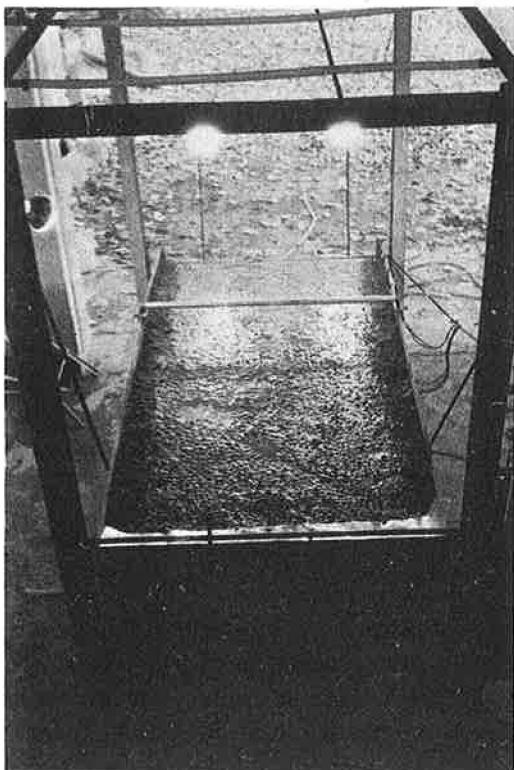


FIG. 1 — Vista di insieme dell'impianto di misura.

Sulla parte superiore della incastellatura di sostegno è fissato il dispositivo di simulazione di pioggia, e, al di sopra di essa, tramite opportuno appoggio, vi è una macchina cinematografica usata per la misura della velocità di scorrimento secondo il metodo che verrà descritto più oltre.

Il cassone è incastrato al traliccio di supporto, e può essere facilmente smontato e sostituito; inoltre anche il frontale del cassone è sfilabile per poterlo più rapidamente vuotare della terra contenuta.

Sulla base del cassone sono disposte, a distanza di 50 cm l'una dall'altra, 4 file di fori che permettono la fuoriuscita dell'acqua infiltratasi nel terreno; sulla parte frontale vi è una canaletta che raccoglie le acque di scorrimento, tutte queste vengono convogliate ad opportuni misuratori al fine di valutarne il volume.

All'interno del cassone è posto il terreno opportunamente drenato; esso è stato realizzato nel modo seguente: sul fondo vi è uno strato di sassi del diametro di circa 7-10 cm a cui si sono sovrapposti tre strati di ghiaia con diametri decrescenti verso l'alto; infine vi è uno strato di alcuni cm di sabbia sul quale posa il terreno in esame con uno spessore di circa 24 cm.

Le acque provenienti sia dai drenaggi che dalla canaletta di raccolta delle acque superficiali, tramite opportuni tubi, sono inviate a cilindri tarati per la misura.

La valutazione della velocità, come più innanzi vedremo, è ottenuta mediante l'uso di un tracciante colorato che viene immesso sulla superficie del cassone mediante un dispositivo mobile visibile in Fig. 2.

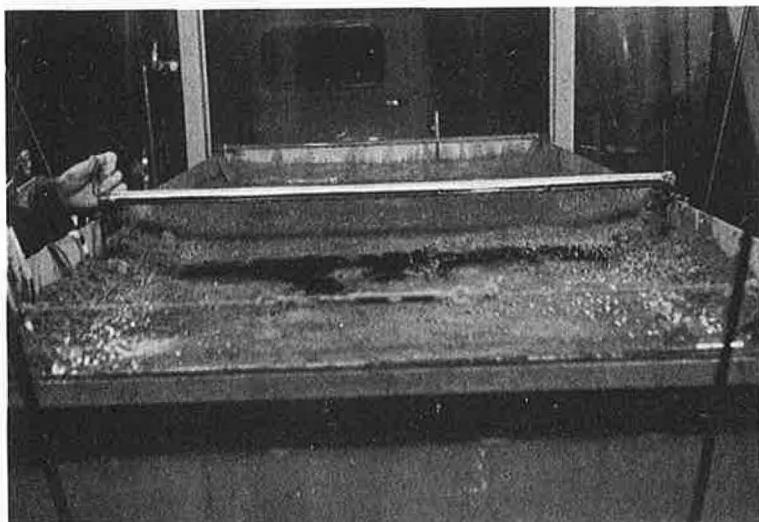


FIG. 2 — Dispositivo per la immissione del colorante.

Tale dispositivo è stato realizzato con lo scopo di poter immettere, in modo quanto più uniforme possibile, un piccolo quantitativo di colorante distribuito su tutto il fronte di avanzamento dell'acqua.

E' necessario usare piccoli quantitativi di colorante perché il volume di liquido immesso per la misura deve essere trascurabile rispetto al volume di liquido che scorre sul terreno, e ciò al fine di non alterare la misura stessa.

3 — Sistema di simulazione della pioggia.

La pioggia viene simulata tramite un opportuno circuito idraulico che permette di controllare sia il flusso che la pressione dell'acqua.

Inizialmente si è tentato di realizzare detta pioggia mediante fori di 0,2 mm ricavati in tubi di materiale plastico. Purtroppo detti tubi, mentre da un lato permettevano una buona omogeneità di distribuzione anche per le portate minori, hanno presentato poi l'inconveniente di occludere con grande facilità i fori rendendo così impossibili le misure.

Attualmente si è ricorso all'uso di aghi ipodermici infissi in tubi sempre di plastica; con questi la pioggia è risultata uniforme per tutto il campo di portate previsto, e, contemporaneamente, si evitano le occlusioni dei fori precedentemente notate.

I tubi sono in numero di 4 disposti come da Fig. 3.

L'alimentazione è assicurata da un circuito ad anello che consenta di limitare al massimo le disuguaglianze dovute a perdite di carico; vi sono inoltre opportuni rubinetti che permettono di variare l'intensità di precipitazione da punto a punto del piano.

Il flusso dell'acqua è valutato misurando, ad opportuni intervalli di tempo, il volume di acqua passata attraverso un contatore; le curve di taratura di detto contatore hanno

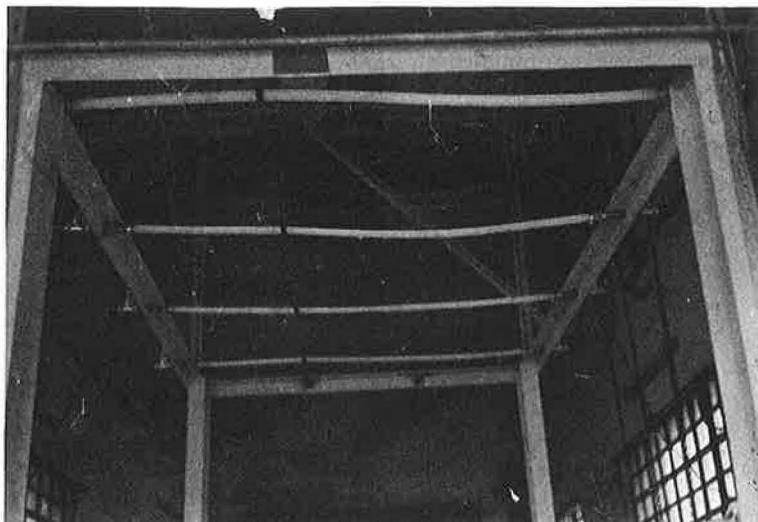


Fig. 3 — Particolare del sistema di simulazione di pioggia.

assicurato una precisione superiore al 10% in tutto il campo di portate che interessano queste misure.

Al circuito idraulico è collegata una bombola che contiene colorante normalmente usato come tracciante; ciò al fine di averne una adeguata riserva ad una concentrazione costante.

Un manometro, collegato in parallelo al circuito di pioggia, permette di osservare eventuali rapide variazioni di carico e perciò di altezza di pioggia.

4 — **Inclinazione del piano di scorrimento.**

Come sopra detto, tale inclinazione, può essere variata mediante l'azione di due viti poste all'estremità superiori del cassone.

La pendenza è direttamente letta su una scala fissata al bordo della struttura portante; si possono così realizzare pendenze fino al 20% con precisione superiore allo 0,1%.

In Fig. 4 si osserva il particolare del dispositivo di innalzamento.

5 — **Altezza della precipitazione.**

Precedentemente (parag. 3) è stato detto in quale modo si può fissare una esatta precipitazione; agendo con accuratezza si possono ottenere cadute di pioggia con precisione superiore al 10%.

Prove eseguite hanno inoltre dimostrato un'ottima uniformità di precipitazione su tutta la superficie e per tutte le portate di interesse sperimentale.

6 — **Velocità di scorrimento dell'acqua.**

La velocità di scorrimento dell'acqua viene misurata mediante l'uso di un tracciante; il tracciante impiegato è blu di metilene, esso è immesso sulla superficie di scorrimento tramite l'apparecchiatura precedentemente descritta (parag. 2).

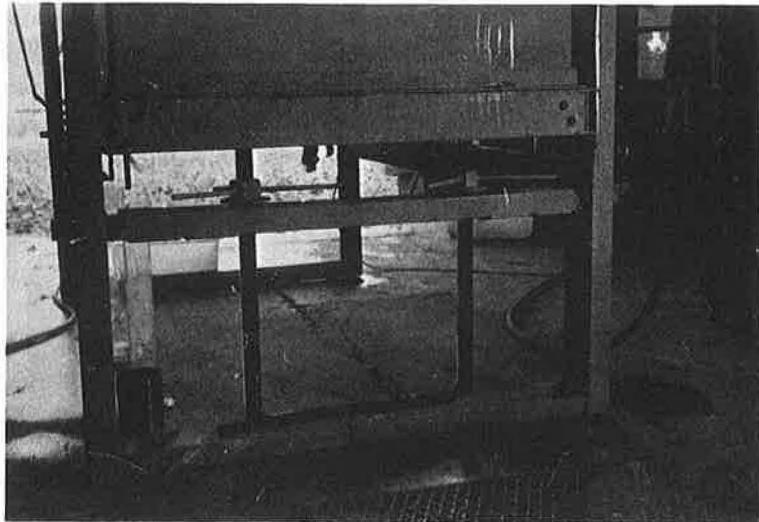


FIG. 4 — Particolare del sistema di inclinazione del piano di scorrimento.

Le misure della velocità di scorrimento dell'acqua sono ottenute come velocità di avanzamento dell'onda colorata; essa viene valutata con due diversi sistemi che sono:

- serie di fotoresistori opportunamente infissi nel terreno;
- ripresa cinematografica dell'avanzamento dell'onda colorata.

7 — Velocità di scorrimento misurata tramite fotoresistori.

Sulla superficie del terreno sono disposti dei fotoresistori, in numero di 20, come da Fig. 5.

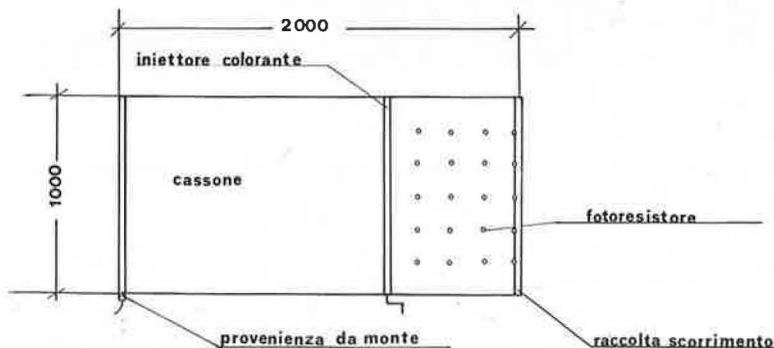


FIG. 5 — Schema della disposizione dei fotoresistori.

I fotoresistori, come è noto, hanno la proprietà di variare la loro resistenza in funzione del flusso luminoso che li investe. Allorché il colorante passa al di sopra di essi, assorbe la luce e causa una diminuzione del flusso luminoso che investe il fotoresistore. Ciò comporta un aumento della resistenza interna che, mediante opportuni circuiti, può essere registrata.

Per osservare tali dati è stato costruito un pannello (Fig. 6), in cui sono disposti 20 milliamperometri; mediante poi un alimentatore (Fig. 7), si trasforma il segnale di variazione di resistenza generato dal fotoresistore, in un segnale di variazione di corrente misurato dal milliamperometro. Tale pannello, inquadrato da una lampada, viene fotografato tramite cinepresa; quindi, si passa ad una analisi dei singoli fotogrammi al fine di poter valutare gli intervalli di tempo necessari per il passaggio del colorante da un fotoresistore all'altro.

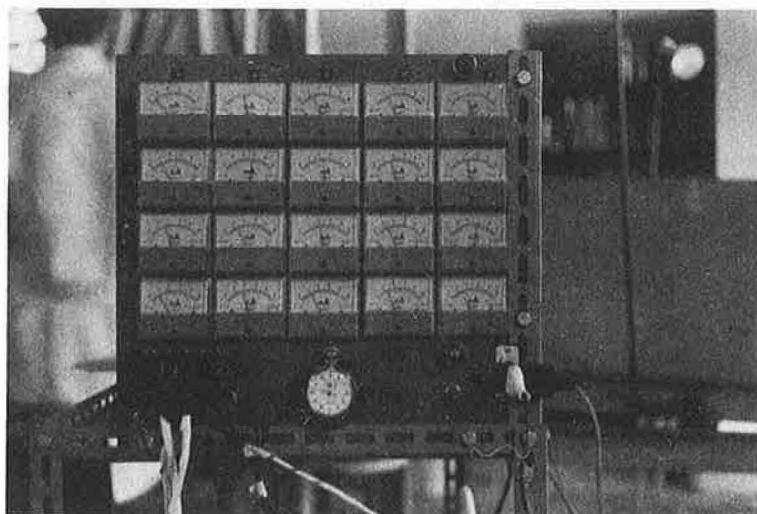


FIG. 6 — Pannello di misura.

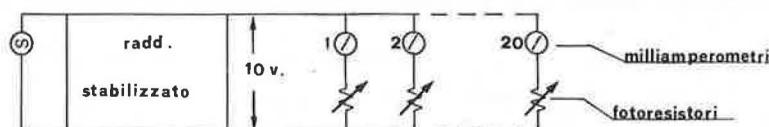


FIG. 7 — Schema di alimentazione.

Essendo nota la distanza (16,5 cm) fra i fotoresistori, è logicamente possibile ricavare la velocità media di scorrimento in ogni singolo riquadro.

L'istante del versamento del colorante sul piano del cassone è segnalato dalla accensione di una lampada, mentre gli intervalli di tempo sono computati con un cronometro fissato sul pannello dei milliamperometri; anch'esso è inquadrato dalla cinepresa di controllo, e ciò perché non si può fare affidamento sia della velocità di ripresa che della sua regolarità.

8 — Velocità di scorrimento misurata mediante ripresa cinematografica.

Detto sistema di valutazione della misura della velocità si vale di una cinepresa fissata sopra al piano di lavoro. Tale cinepresa, mediante pellicola a colori, fotografa il piano di scorrimento: pertanto fissa la posizione dell'avanzamento del blu di metilene punto per punto del piano.

Di conseguenza, dall'analisi dei singoli fotogrammi è possibile ricostruire sia la velocità dell'acqua che la forma dell'onda di avanzamento. Anche in questo caso la cinepresa inquadra, contemporaneamente al piano di scorrimento, un contasecondi.

9 — Simulazione della provenienza da monte.

Mediante l'apparecchio di Fig. 8 è possibile simulare una provenienza dell'acqua da monte. Per fare ciò, si valuta la frazione di pioggia che fluisce per scorrimento in caso di normale precipitazione; si moltiplica quindi tale flusso per coefficienti dipendenti dalla distanza da monte che si vuole simulare, e si realizza il flusso così valutato immettendolo tramite lo spruzzatore.

I coefficienti moltiplicativi sono dati dal rapporto fra la distanza che si vuole simulare e la lunghezza del cassone (2 m).

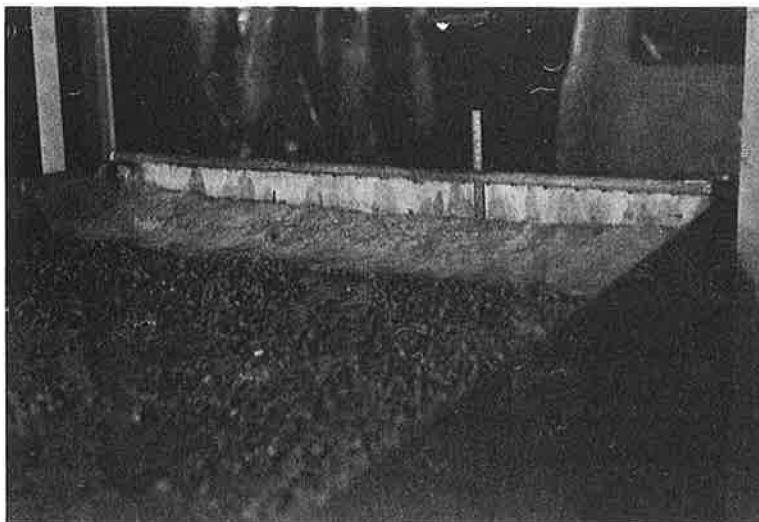


FIG. 8 — Dettaglio della parte più elevata della superficie di scorrimento con tubo forato per la simulazione della provenienza da monte.

10 — Conclusione.

L'apparecchiatura descritta è stata costruita allo scopo di studiare in laboratorio il fenomeno dello scorrimento superficiale e soprattutto al fine di realizzare una metodologia di misura ed una strumentazione, a nostro avviso tuttora inesistente, che possa permettere di trasportare sul campo i risultati ottenuti in laboratorio.

Attualmente, nel laboratorio dianzi citato, sono in fase di avanzata realizzazione altre apparecchiature che dovrebbero consentire la valutazione di altri parametri fondamentali per il fenomeno, quali la rugosità superficiale, lo spessore del battente di acqua punto per punto del piano, e soprattutto la capacità di erosione della corrente fluente, non derivandola da una analisi della portata solida totale, ma misurandola puntualmente e ricercando una eventuale relazione fra questa e gli altri parametri locali: velocità, altezza del battente, tipo di terreno, sua sistemazione, etc.

Contemporaneamente si cerca di fornire i valori integrali e medi dei suddetti parametri al fine di poterli confrontare con la distribuzione dei valori puntuali.

Le prove preliminari hanno già fornito risultati più che soddisfacenti circa la funzionalità della strumentazione usata; si pensa pertanto che utili informazioni potranno essere ricavate dalle esperienze che per ora sono appena iniziate; come detto ci ripromettiamo anche di ampliare e perfezionare la strumentazione stessa al fine di approfondire la conoscenza di tutti i parametri che reggono il fenomeno oggetto del nostro studio, e di trasferire al modello reale le misure oggi eseguite in laboratorio con buone probabilità di successo.

2 — Il problema della utilizzazione del valore della velocità di infiltrazione dell'acqua nel terreno nella scelta del metodo irriguo

FRANCO RAVELLI

Capo Sezione Sperimentazione Irrigazione della Cassa per il Mezzogiorno - Roma

Summary — *The problem of using water infiltration-rate values for choosing the irrigation method.*

Attention is drawn to the importance commonly attributed to the infiltration-rate value in the choice of irrigation systems and techniques for the purpose of planning and operating public water-distribution networks.

Stress is laid on the need for more thorough research to better define this relationship, whilst taking into account the fact that many other pedological and operational factors intervene in the choice of irrigation systems and techniques.

Che un progetto di distribuzione irrigua, specie se a carattere pubblico, consegua a considerazioni e scelte di ordine economico, agronomico ed ingegneristico è cosa ben nota sulla quale è superfluo richiamare in questa sede l'attenzione.

Purtroppo, se la più recente evoluzione dell'agricoltura ed il perfezionamento delle apparecchiature e delle opere irrigue in genere aprono la strada a soluzioni più consone alle attuali esigenze di produttività, è pur vero che tale evoluzione è tutt'ora in atto e riguarda anche i criteri di scelta delle tecniche irrigue da adottare. Ciò si traduce in non pochi motivi di perplessità per chi, come il progettista, o talvolta lo stesso tecnico addetto all'esercizio di reti, si trovi, rispettivamente, a definire le caratteristiche di un impianto di nuova costruzione o a dover suggerire o divulgare una tecnica distributiva piuttosto che un'altra.

E neppure è sostenibile, per evidenti motivi, la tesi che tale responsabilità possa lasciarsi all'utente, adottando talune soluzioni oggi possibili, quali, ad esempio, la distribuzione bivalente che consente all'agricoltore di optare per la aspersione o per i metodi ad espansione.

Tra i numerosi motivi di incertezza che tutt'ora caratterizzano il settore della progettazione e dell'esercizio degli impianti irrigui, interessa in questa sede porre l'accento sul rapporto che lega la scelta del metodo irriguo e delle modalità pratiche di distribuzione al campo ad una delle principali caratteristiche idrologiche del terreno, cioè la sua velocità di infiltrazione. Ciò pur considerando che nell'attuale situazione agricola italiana la scelta del metodo costituisca sostanzialmente un problema di mano d'opera.

Va subito rilevato che, di fatto, non vi è manuale o trattato che trascuri di porre in evidenza la fondamentale importanza pratica di tale rapporto; in quanto poi a fornire i criteri ed i modi di utilizzazione dei valori della velocità di infiltrazione nella scelta del metodo e delle tecniche di distribuzione, si deve purtroppo constatare una sensibile carenza

delle informazioni. Pare, in sostanza, che il valore della infiltrazione venga all'atto pratico utilizzato in una misura per soddisfare la quale potrebbe forse bastare la sola conoscenza della granulometria.

Il fatto è che risulta molto più facile reperire nella letteratura tecnica lavori che si riferiscono ai metodi ed agli apparecchi per la misura della infiltrazione, piuttosto che alla ricerca delle correlazioni che legano tale caratteristica idrologica alla meccanica della distribuzione irrigua.

Che disporre di tali conoscenze sia di fondamentale importanza è facilmente comprensibile ove si pensi che la progettazione di impianti irrigui pubblici, per tali aspetti idrologici, non può essere fatta, generalmente, se non basandosi sulle sole risultanze di studi pedologici appositamente condotti. Si tratta, non si dimentichi, di progettazioni che riguardano aree di una ampiezza quasi mai inferiore al migliaio di ettari, talvolta dell'ordine delle decine di migliaia. Se si considera che i tempi di apprestamento degli elaboratori progettuali non è consentito possa di norma andare oltre gli uno o due anni, è evidente come non vi sia il tempo materiale per condurre in loco apposite ricerche sperimentali sul dimensionamento dei parametri distributivi. Tali ricerche vanno eseguite in via preliminare e sistematica onde pervenire alla definizione di formulari, tavole, abachi, o altro che consentano di passare dai dati idropedologici alla definizione di taluni parametri di massima, tenuto conto della possibilità per l'utente di adeguare ed affinare in sede aziendale, ed entro i limiti dati dalla elasticità dell'impianto, i modi di distribuzione dell'acqua al campo.

La Cassa per il Mezzogiorno, mentre per le indagini pedologiche richiede agli Istituti affidatari che le stesse vengano completate con il dato della velocità di infiltrazione, per quanto concerne la utilizzazione dello stesso ai fini della scelta del metodo di distribuzione, ha dato sempre maggiore importanza alle ricerche sulla meccanica irrigua, cosicché esse rivestono un posto di notevole importanza nel programma sperimentale irriguo.

In particolare, riguardo le indagini idropedologiche, la 'Cassa' sta conducendo a sua diretta cura e con affidamenti ad Istituti universitari e ad Enti di Bonifica una campagna di misure sulla velocità di infiltrazione dell'acqua nel terreno, riguardanti alcuni tra i maggiori comprensori di intervento irriguo.

Le misure vengono eseguite con l'infiltrazione a doppio cilindro, a carico costante. Senza entrare in merito alle modalità di misura, si precisa che le stesse vengono eseguite su terreno a stoppie e, con riferimento al contenuto di umidità dello stesso, durante i mesi estivi a partire da un mese dall'ultima precipitazione.

Per quanto riguarda la tecnica e la apparecchiatura adottate vi è chi potrebbe essere in disaccordo con tale modo di operare, peraltro abbastanza diffuso in campo internazionale. Qualcuno potrebbe infatti pronunciarsi a favore delle misure effettuate in laboratorio, o, rimanendo nelle condizioni di campo, preferire che le stesse venissero effettuate su terreno a coltura (Muntz, se non si erra, consigliava la modifica di 2° anno) ed ancora, che le determinazioni fossero condotte in condizioni meglio precisate di umidità del terreno (ad esempio, al punto di intervento irriguo) o, in via più generale, che le condizioni di prova ricalcassero nel migliore dei modi quelle che poi si realizzano o si verificano nelle applicazioni pratiche.

E' fuori di dubbio come sugli apparecchi di misura impiegati, e sulle condizioni di terreno in cui vanno eseguite le prove, vi sia molto da dire specie per quanto si riferisce

a talune esigenze cui la tecnica di determinazione dovrebbe rispondere ai fini particolari delle progettazioni di impianti irrigui pubblici, tra l'altro:

- celerità di esecuzione delle determinazioni della velocità di infiltrazione;
- standardizzazione delle apparecchiature e della manualità di determinazione, in particolare delle condizioni del terreno su cui effettuare le determinazioni stesse.

Segue poi il problema base di accertare, come in precedenza accennato, *se sia possibile rapportare, e secondo quale procedimento, la scelta del metodo e delle tecniche di distribuzione irrigua al valore della velocità di infiltrazione*, ai fini progettuali e di esercizio.

Si spera che questo Simposio apporti un notevole contributo alla soluzione di tale problema operativo anche per le sensibili implicazioni di ordine economico, o, quanto meno, fissi i presupposti sulla base dei quali, nelle sedi competenti, possa essere dato il seguito dovuto.

3 — Ricerche orientative sulla propagazione nel terreno, dell'acqua infiltrata da solchetti (1)

LUIGI CAVAZZA (*) & ANTONIA PATRUNO (**)

(*) Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Bologna

(**) Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Bari

Summary — *Propagation patterns of water infiltrated from furrows at constant delivery rate.*

The propagation of water infiltrated from furrows at constant delivery rate (at any time this was kept less than the infiltration rate when the soil surface was at zero water-potential) has been observed in <a> homogeneous sand or soil material, and also in stratified systems with two components (gravel over soil, sand over gravel, soil over gravel, soil over crumbs of the same soil), or <c> with a relatively thin layer of coarse or fine material interposed in soil or sand, or <d> with vertical layers of coarse material, reaching or not reaching the soil surface.

The results are in complete accordance with those obtained by previous authors working at constant water head in the furrow. In any case when water moves downwards from a given material to a finer or a coarser one, as well as when it only crosses a relatively thin layer of finer or coarser material, a slowing down in the speed of the downward movement of water is observed, while the lateral propagation of water in the upper layer is enhanced.

1 — Introduzione.

Il problema della propagazione nel terreno dell'acqua che viene lasciata infiltrare da solchi non ha ancora trovato un'adeguata soluzione teorica, malgrado la sua remota tradizione pratica, che obbliga però il tecnico a ricercare empiricamente caso per caso e con incertezza di risultati, le modalità di distribuzione dell'acqua irrigua da solchi, più idonea a soddisfare le esigenze delle colture agrarie.

Da generiche considerazioni teoriche e da grossolani rilievi sperimentali era stata già da tempo accertata l'importanza che, sulla propagazione dell'acqua infiltratasi da solchi, esercitano alcune proprietà del terreno (conducibilità idrica e sue relazioni col potenziale dell'acqua, relazioni tra umidità e suo potenziale) e l'azione del campo gravitazionale. E' da tempo ben noto, per es., che in certe situazioni a differenza di altre, l'effetto del campo gravitazionale si manifesta molto chiaramente con deformazioni delle successive posizioni del fronte di bagnamento nel terreno le cui tracce, in sezione perpendicolare all'asse del solco, passerebbero da archi di cerchio a forme allungate verso il basso.

Successive ricerche sperimentali, ancora a livello qualitativo (TAYLOR, GARDNER [5 e 1]), hanno messo in evidenza l'importanza che, su questa propagazione dell'acqua, può esercitare una discontinuità nelle caratteristiche idrologiche del terreno, con particolare riguardo al brusco passaggio da un terreno, per es. di media composizione granulometrica, ad uno strato sottostante (per es. 30-60 cm dalla superficie) costituito da terreno a granulo-

(1) Ricerche effettuate presso l'Istituto di Agronomia dell'Università di Bari col contributo finanziario del Consiglio Nazionale delle Ricerche, nell'ambito del Gruppo di lavoro per l'Irrigazione. Tutto il lavoro in laboratorio è stato curato dalla dott. PATRUNO; il prof. CAVAZZA ha diretto il lavoro ed ha collaborato nella discussione dei risultati.

metria nettamente più grossolana (sabbia, ghiaia). In questi casi, infatti, contrariamente a quanto si è portati a credere in base a semplicistico atteggiamento intuitivo, l'acqua che giunge alla superficie di separazione dei due strati non può procedere oltre se non quando il suo potenziale sia diminuito (in valore assoluto) tanto da permetterle di entrare nei ben più ampi pori racchiusi dal più grossolano terreno sottostante e cioè quando il terreno sovrastante è diventato molto umido ed anzi per lo più completamente saturo. Ciò fa sì che sino a quando questa situazione non è raggiunta, mentre in direzione laterale rispetto al solco l'acqua continua a procedere, il fronte di bagnamento si arresta alla superficie di separazione tra i due terreni ed alle sue spalle l'acqua comincia ad accumularsi un po', favorendo in questo modo (per aumento di conducibilità idrica in terreno insaturo) il flusso laterale dell'acqua sulla superficie di separazione dei due terreni. Quando l'umidità immediatamente al di sopra di questa superficie aumenta tanto e la sua tensione si abbassa tanto, da permettere l'ingresso dell'acqua nei pori del materiale sottostante, secondo gli Autori sopra citati, l'acqua percola rapidamente lungo vie irregolarmente verticali, senza diffondersi nel materiale grossolano e disperdendosi definitivamente in profondità. Consigli per certe condizioni pratiche sono stati dedotti su queste basi.

Dal 1966, d'altra parte, è stata per la prima volta affrontata con successo da PHILIP [3] e dalla sua scuola un'approfondita trattazione teorica della infiltrazione e propagazione dell'acqua da solco, in terreno omogeneo, con carico costante e velocità di infiltrazione variabile, di cui alcune soluzioni semplificate hanno avuto successivamente piena conferma sperimentale (PECK e TALSMA, TALSMA [2 e 4]).

E' interessante osservare qui, che l'approfondita trattazione teorica effettuata da PHILIP ha dimostrato l'esistenza di alcune profonde e non intuitive differenze tra i processi di infiltrazione verificantisi in sistema rispettivamente a una, due o tre dimensioni (per es., rispettivamente, uniformemente da tutta la superficie del terreno, o da solchi, o da un comune infiltrometro).

Le complicazioni di queste trattazioni teoriche non ne permettono ancora l'estensione ai casi più complessi come quello di terreno stratificato o di velocità di erogazione costante. Da alcune considerazioni teoriche di carattere generale, tuttavia, si ha motivo di ritenere che le conclusioni a cui sono giunti i primi studiosi del problema della propagazione in terreno stratificato, non rappresentano che un caso limite, e che vi siano invece interessanti altre situazioni da studiare. E' con tale intento che già nel 1964 sono state effettuate le ricerche su cui qui si riferisce.

2 — Materiali e metodi.

Gli esperimenti sono stati effettuati utilizzando come contenitori cassette a forma di parallelepipedo (Fig. 1), aventi base rettangolare in legno, così come le due facce laterali strette, queste inserite ad incastro sulla base e fornite verso l'interno della scatola di 2 scanalature longitudinali parallele distanti tra loro 3 cm; le due facce laterali più larghe erano costituite da lastre di vetro di $28 \times 18,5$ cm², scorrenti nelle scanalature suddette; la base superiore era scoperta.

Queste cassette venivano riempite col materiale in esame (terra, sabbia etc.). Alla superficie superiore di questo materiale veniva tracciato un solco con sezione a V con lati

di circa 5 cm, angolo di apertura di circa 127° ed asse del solchetto disposto trasversalmente rispetto alla superficie scoperta del terreno.

Nel corso delle prove il solchetto veniva alimentato con acqua dall'alto con portata controllata mediante gocciolatore regolabile a mezzo di rubinetto e carico idraulico tenuto

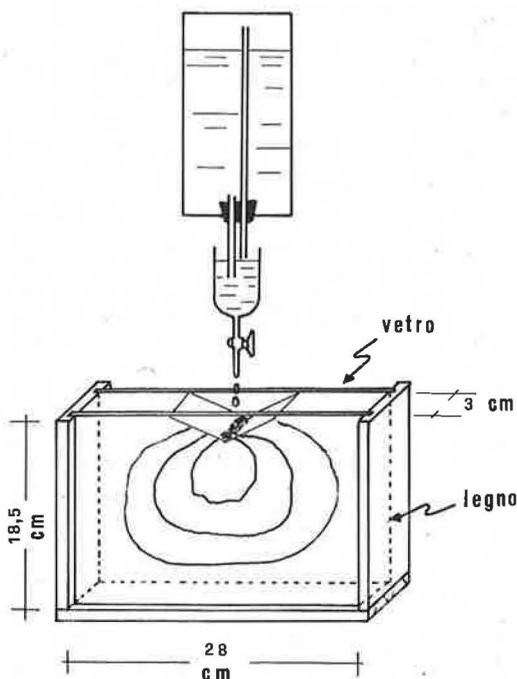


FIG. 1 — Attrezzatura impiegata nelle prove. Sono indicate sulla parete frontale in vetro tre delle successive tracce del fronte di avanzamento dell'acqua.

costante da una boccia di Mariotte; l'azione battente delle gocce veniva assorbita da un batuffolo di ovatta disteso per tutta la lunghezza del solco sul fondo di questo. In ogni determinazione si è misurata la velocità effettiva di erogazione che, per varie ragioni, anche al di fuori della volontà del ricercatore, è risultata un po' diversa da caso a caso. Il volume medio delle gocce è risultato di 135 mm^3 corrispondenti ad un raggio di circa 3,2 mm. Si è preferito questo criterio della velocità di erogazione costante, rispetto al criterio a carico costante, sia allo scopo di rallentare il movimento dell'acqua e perciò per meglio seguirlo specialmente nelle prime fasi e nei materiali più grossolani (ghiaia, sabbia grossolana, terreno setacciato); sia allo scopo di confrontare il comportamento dei vari materiali indipendentemente dalla loro diversa bibacità e, comunque, a velocità di infiltrazione non solo eguale per tutti i materiali, ma anche costante nel tempo; sia, infine, per evitare la difficoltà di realizzare nelle varie situazioni un carico idraulico ed una sezione del solco, costanti e ben definite. E' evidente:

<a> che le prove sono state effettuate a velocità di infiltrazione inferiore a quella massima istantanea (variabile nel tempo) che si sarebbe realizzata mantenendo costante il carico d'acqua nel solco;

 che alla superficie del solco il terreno non era necessariamente saturo né a tensione zero; queste condizioni, perciò erano, sotto questo aspetto, più simili a quelle che in pratica si realizzano con l'irrigazione per aspersione e con quella cosiddetta 'a goccia'.

Si è sempre impiegata acqua di fonte (residuo secco 0,2 g/l; pH 7,8).

Le modalità di caricamento delle cassette col materiale in esame e la velocità di erogazione dell'acqua sono state oggetto di ricerche preliminari e saranno descritte nel corso dell'esposizione dei risultati. Secondo i casi si sono utilizzati per il caricamento materiali diversi e precisamente:

- <a> ghiaietto prevalentemente siliceo, di fiume, setacciato tra 2 e 5 mm;
- sabbia di fiume, prevalentemente calcarea, setacciata tra 1 e 0,33 mm;
- <c> frazione di una terra rossa, argillosa, calcarea setacciata a 2 mm (terra fine);
- <d> frazione dello stesso terreno compresa tra 2 e 5 mm (grumi).

All'inizio delle prove, venivano applicati sulle due pareti in vetro delle cassette due fogli di carta lucida, fissati con nastro adesivo. I rilevamenti sono consistiti nel tracciare, a tempi dati ed a partire dall'inizio delle prove, il contorno del fronte di bagnamento su entrambe le pareti (confrontare con Fig. 1).

Nel complesso, tenendo conto delle necessarie ripetizioni, si sono effettuate 85 prove.

I grafici rilevati in ogni prova sulle 2 facce della cassetta, sono stati successivamente elaborati in vario modo. In particolare, per ogni tipo di prova, si sono determinati i contorni medi delle rilevazioni effettuate sulle due facce della cassetta in esame (1 coppia di rilievi) e nelle varie ripetizioni. A questo scopo per le Fig. 2 e 3, lungo semirette uscenti

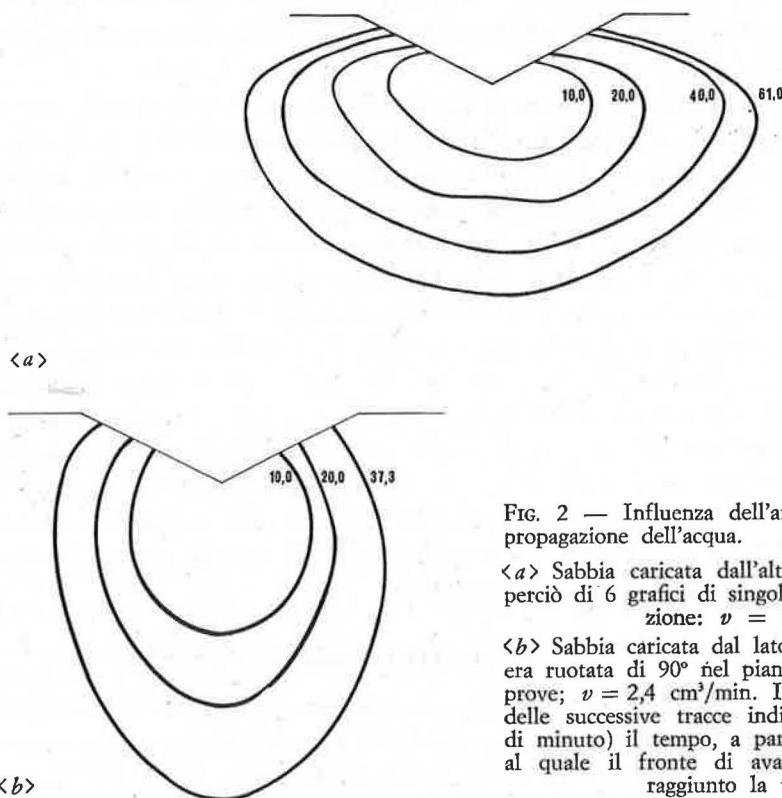


FIG. 2 — Influenza dell'anisotropia del mezzo sulla propagazione dell'acqua.

<a> Sabbia caricata dall'alto; media di tre prove (e perciò di 6 grafici di singola faccia); portata di erogazione: $v = 1,7 \text{ cm}^3/\text{min}$.

 Sabbia caricata dal lato destro mentre la cassetta era ruotata di 90° nel piano del disegno; media di 3 prove; $v = 2,4 \text{ cm}^3/\text{min}$. I numeri in corrispondenza delle successive tracce indicano (in minuti e decimi di minuto) il tempo, a partire dall'inizio della prova, al quale il fronte di avanzamento dell'acqua aveva raggiunto la traccia stessa.

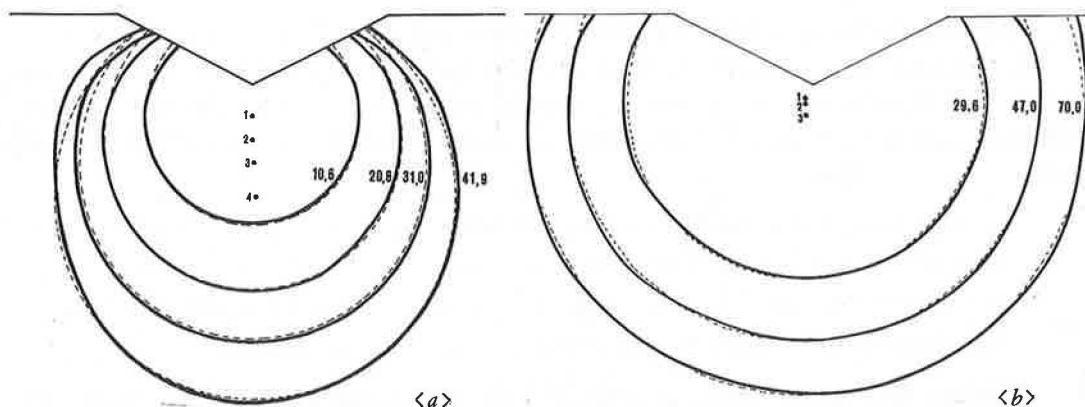


FIG. 3 — Influenza della composizione granulometrica e strutturale del mezzo sulla propagazione dell'acqua. Il caricamento in queste, come in tutte le prove che seguono, è stato effettuato dalla faccia più larga, dopo avere coricato le cassette, in modo da assicurare isotropia nelle due dimensioni del disegno. <a> Sabbia; 8 prove; $v = 4,1 \text{ cm}^3/\text{min.}$ Terreno (terra rossa, setacciata a 2 mm); 5 prove; $v = 6,7 \text{ cm}^3/\text{min.}$ (Cfr. legenda in Fig. 2).

dal punto di immissione dell'acqua (traccia del fondo del solco a V) e disposte a raggera, separate tra loro da angoli di 30° , si sono misurate le distanze delle successive curve di ogni grafico direttamente rilevato; si è, cioè, adottata una rappresentazione dei risultati per coordinate polari, con polo al fondo del solco e variazioni discontinue (a intervalli di 30°) delle 'anomalie'. Sui valori delle distanze afferenti alle curve omologhe delle varie ripetizioni per ogni semiretta, si è effettuata la media aritmetica semplice e si è, con questi valori, ricostruito il grafico medio.

Per le altre figure, dopo averne accertato l'ottima concordanza col metodo ora descritto ed anzi la superiorità nel caso di contorni fortemente irregolari, si è proceduto in maniera diversa. Per ogni coppia di rilievi, effettuati come si è detto su carta lucida, e dopo averli sovrapposti facendone coincidere le tracce fisse (contorni del solco e della superficie superiore) si è tracciato a mano libera il contorno intermedio tra i due osservati; lo stesso si è fatto poi con i contorni medi derivanti da due diverse ripetizioni della prova, ottenendone il contorno medio; si è proceduto così per ottenere la media tra più di due ripetizioni, avendo l'accortezza, tutte le volte che il numero di ripetizioni era diverso da una potenza di 2, di ponderare le distanze tra i contorni da mediare per l'inverso del numero di rilievi da ciascuno di essi rappresentato. La precisione di questo secondo metodo dipende dalla precisione dell'interpolazione grafica; nel lavoro qui illustrato lo scostamento medio tra i risultati ottenuti dagli stessi grafici di partenza con i 2 metodi descritti o con la ripetizione indipendente del lavoro di interpolazione grafica è stato al massimo del 2-3% delle distanze polari ed è risultato perciò molto soddisfacente. Il secondo metodo ha il pregio di tener conto di *tutti* i punti dei contorni rilevati.

3 — L'anisotropia del materiale come effetto delle modalità di caricamento.

In una serie di prove preliminari si è cercato di accertare l'eventuale influenza delle modalità di caricamento delle cassette sull'omogeneità del materiale in esse posto; si aveva, infatti, l'impressione che, per quanto si cercasse di versarlo dall'alto il più lentamente e

regolarmente possibile e per tutta la lunghezza della cassetta, sulle pareti di vetro apparivano stratificazioni orizzontali di materiale a granulometria differenziatasi nell'atto del caricamento, sì che si poteva temere l'instaurarsi di una conducibilità idrica diversa tra direzione verticale, perpendicolare a detti strati, e direzioni orizzontali, entro singoli strati.

Le prove sono state effettuate esaminando il comportamento della sabbia in seguito a caricamento dell'apparecchio in modi diversi e precisamente:

<a> dalla base superiore come ora detto;

 dalla faccia stretta, dopo avere chiuso temporaneamente la base superiore con una tavoletta, ruotato di 90° la cassetta portando verso l'alto una delle facce laterali in legno e tolta questa faccia;

<c> dalla faccia laterale larga, dopo avere egualmente chiuso la base superiore, coricato la cassetta e sfilato il vetro che così la copriva superiormente;

<d> per strati obliqui, tenendo la cassetta in modo che una diagonale della sua faccia più ampia risultasse verticale, asportando una delle facce strette in legno e caricandola dalle due facce rimaste così aperte, con l'aiuto di tavolette sussidiarie.

In ogni caso il caricamento è stato effettuato per strati orizzontali con la massima regolarità possibile.

I risultati della Fig. 2-a, 2-b e 3-a, dimostrano in maniera evidente l'influenza della tecnica di caricamento; essa si manifesta con notevoli variazioni dei rapporti tra i due diametri principali dei contorni rilevati. Non si è riportato, per brevità, il risultato del caricamento in obliquo <d> che forniva, come è comprensibile, contorni asimmetrici, con asse longitudinale obliquo rispetto alla verticale. Questi risultati suggeriscono la possibilità che manifestazioni di anisotropia si realizzino in pratica anche nel terreno agrario come risultato delle lavorazioni, tanto di quelle effettuate con discissori (con presumibile aumento di conducibilità idrica per piani verticali) che quelle con rovesciatori (maggiore conducibilità lungo piani obliqui) o con rimescolatori come i motocoltivatori rotativi (maggiore conducibilità nei piani orizzontali) e ciò indipendentemente dalla formazione di 'suole di lavorazione'.

In conseguenza di questi primi risultati per tutte le successive prove si è adottato il caricamento dalla faccia maggiore, cioè in cassette coricate di piatto e dopo averne tolto temporaneamente il vetro superiore ed applicato una tavoletta laterale. In tal modo si assicurava al materiale una isotropia nei piani paralleli alla parete di vetro, ossia sulle superfici che nel corso delle prove si presentavano verticali e su cui si determinava l'avanzamento del fronte di bagnamento.

4 — L'avanzamento del fronte di bagnamento in mezzo omogeneo.

L'esame della Fig. 3 mostra chiaramente che le tracce del fronte di avanzamento dell'acqua succedentesi nel piano verticale, a parte gli estremi superiori e nei limiti delle condizioni in cui si è sperimentato, sono con ottima approssimazione assimilabili a larghi archi di cerchio, e ciò sia nella sabbia (Fig. 3-a) che in un terreno agrario (Fig. 3-b), entrambi caricati, come si è detto, in modo da renderli isotropi sul piano in esame.

Interessante è la constatazione che i centri dei cerchi a cui si adattano le successive tracce del fronte di avanzamento dell'acqua, continuamente si spostano scendendo vertical-

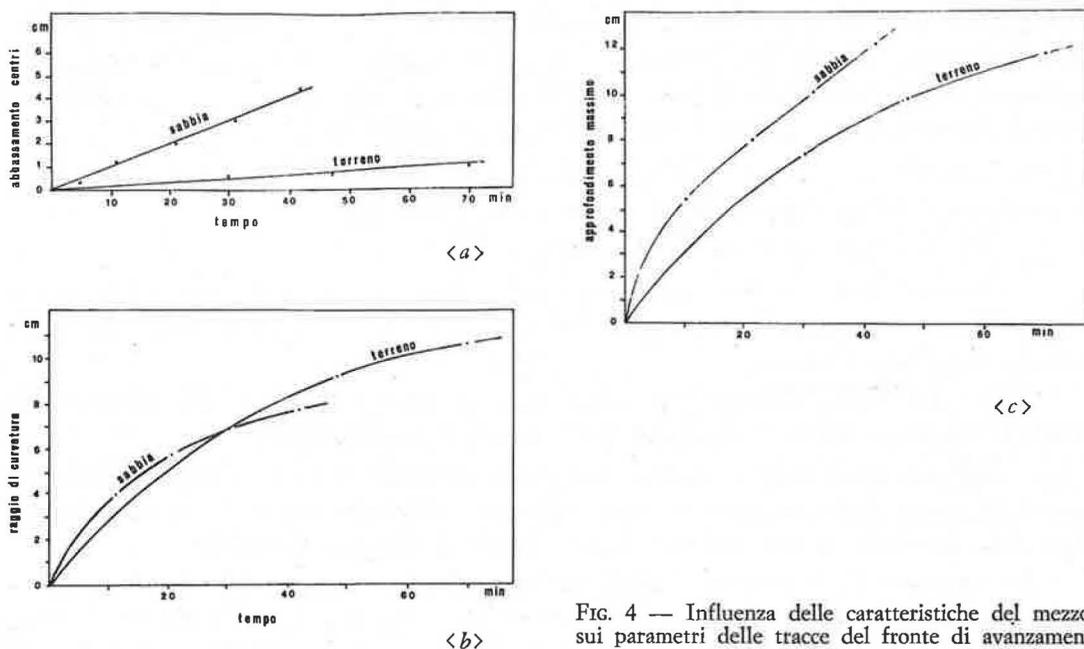


FIG. 4 — Influenza delle caratteristiche del mezzo sui parametri delle tracce del fronte di avanzamento dell'acqua.

<a> Velocità di abbassamento del centro di curvatura delle tracce. Variazione nel tempo del raggio di curvatura delle tracce (= propagazione laterale massima). <c> Profondità dell'approfondimento massimo raggiunto dal fronte di avanzamento dell'acqua (= raggio di curvatura più approfondimento del centro di curvatura), in funzione del tempo (Cfr. legenda in Fig. 3).

mente verso il basso. La velocità di questo spostamento è nettamente maggiore nella sabbia (Fig. 3-*a* e 4-*a*) che nel terreno (Fig. 3-*b* e 4-*a*); è verisimile che in campo, nello stesso terreno non disturbato, questa velocità risulti del tutto trascurabile. Dalla Fig. 4-*a* si rileva inoltre che, almeno nelle condizioni dell'esperienza, la velocità di abbassamento del centro di curvatura, resta praticamente costante.

Esaminando la variazione nel tempo dei raggi di curvatura del fronte di avanzamento dell'acqua, si rileva (Fig. 4-*b*) che, in entrambi i mezzi, essi crescono secondo una curva concava verso il basso, ossia con incrementi decrescenti. Se nel piano ove si sta studiando il fronte di avanzamento dell'acqua (Fig. 3-*a* e *b*): <a> i centri delle successive tracce non variassero e coincidessero con la traccia del fondo del solco, se i lati del solco a V fossero più lunghi del raggio del cerchio più ampio e se, infine, <c> si assumesse costante ed uniforme l'umidità del terreno delimitato dal contorno bagnato, ci si attenderebbe che, essendo costante la portata di erogazione, la variazione nel tempo dei raggi del settore circolare delimitato dai successivi contorni, seguisse una curva (Fig. 4-*b*) esattamente parabolica, avente per asse l'asse delle ascisse.

La Fig. 4-*b* mostra, invece, che i raggi crescono un po' meno che proporzionalmente alla radice quadrata dei tempi, specialmente nella sabbia in cui, effettivamente è più sensibile l'abbassamento del centro di curvatura.

L'accrescimento del raggio di curvatura, nei casi in esame, esprime la massima distanza raggiunta lateralmente dal fronte di bagnamento misurata dalla verticale passante per il fondo del solchetto. Dal confronto delle due curve nella Fig. 4-*b* la velocità di propaga-

zione laterale dell'acqua, così intesa, appare superiore nella sabbia per i primi 22 minuti circa (poco più di 6 cm di propagazione laterale) e, successivamente, invece, superiore nel terreno.

Come risultante dell'aumento del raggio e dell'abbassamento del centro di curvatura, la velocità a cui l'acqua procede lungo la verticale passante per il fondo del solchetto risulta maggiore della velocità con cui l'acqua si propaga lateralmente. La velocità lungo la verticale è molto maggiore nella sabbia (Fig. 3-a e 4-c) che nella terra (Fig. 3-b e 4-c), soprattutto per la ben diversa predominanza dell'effetto di abbassamento del centro di curvatura nella prima (il fronte di bagnamento raggiunge la profondità di 12 cm in circa 40 min nella sabbia contro i 70 min richiesti dalla terra rossa e ciò nonostante la maggiore portata di erogazione accidentalmente realizzata in quest'ultima). Sembra, inoltre, che nella sabbia la velocità di approfondimento del fronte divenga praticamente costante, dopo un tempo relativamente breve (15 min in Fig. 4-c).

Nel complesso il confronto tra sabbia e terra rossa in questa prova lascia chiaramente distinguere la ben diversa importanza relativa che in questi due mezzi assume il campo del potenziale matriciale dell'acqua rispetto a quello gravitazionale. A parità di potenziale iniziale dell'acqua nei due mezzi (asciutti all'aria), ciò dipende sia dalla loro ben diversa relazione tra umidità e potenziale di questa, sia dalla loro pure ben diversa relazione tra conducibilità idrica e potenziale dell'acqua nel terreno. Nella sabbia, infatti, che è materiale avente elevata conducibilità idrica quando il potenziale è basso (ossia quando è molto bagnato) e bassa conducibilità per potenziale alto, i primi apporti di acqua alzano molto l'umidità della zona più vicina al fondo del solchetto e quest'acqua, perciò, si propaga più rapidamente sia di lato, come si è detto, che, ancora di più, verso il basso (abbassamento del centro di curvatura).

Le successive dosi di acqua trovano un'umidità e conseguentemente una conducibilità idrica distribuita in maniera diversa da quanto valeva per le primissime dosi, e migrano più rapidamente verso il basso (la conducibilità idrica è diventata maggiore lungo la verticale perché vi è preferenzialmente penetrata l'acqua precedente); ciò riduce il volume di acqua disponibile per l'espansione laterale, che risulta decrescente più di quanto ci si aspetterebbe in base alla ipotesi di umidità uniformemente distribuita nella sabbia bagnata (curva del raggio non parabolica) e lateralmente l'umidità in prossimità del contorno bagnato scende presto tanto da ridurre sensibilmente la conducibilità idrica e favorire così ancora di più la tendenza dell'acqua a propagarsi verso il basso. E' verisimile che l'esperimento, ripetuto su una più ampia sezione trasversale al solco e protratto nel tempo, porti a superfici bagnate di larghezza non grande e praticamente costante (cioè con semicerchio terminale in basso a raggio costante), e, invece, di profondità crescente col tempo.

Si formerebbe, in altri termini, una specie di 'condotta' costituita dalla sabbia bagnata (ad alta conducibilità idrica) entro cui l'acqua scende seguendo le leggi del moto laminare e perciò con moto uniforme, così come in effetti accade per l'abbassamento del centro di curvatura (Fig. 4-a).

Nella terra rossa, invece, il minore abbassamento di potenziale matriciale dell'acqua prodotto da ogni dato aumento di umidità ed il fatto che la conducibilità idrica tenda ad essere più bassa che nella sabbia quando il terreno è saturo, ma più alta quando il potenziale dell'acqua è basso, fanno sì che l'acqua risponda con relativa facilità ai gradienti di potenziale matriciale (ampia propagazione a raggera e perciò pure laterale) e risponda in-

vece più pigramente al più debole gradiente di potenziale gravitazionale (piccola velocità di abbassamento del centro di curvatura). E' verisimile che l'esperimento esaminato su più ampia sezione d'esame e protratto nel tempo, porti a configurazioni subcircolari del fronte di bagnamento, solo debolmente allungate verso il basso e ciò ancora meno nel terreno sodo indisturbato.

E' interessante notare come queste considerazioni dedotte in prima approssimazione da risultati sperimentali, concordino con quanto Philip ha teoricamente dimostrato valido per l'infiltrazione da solchi, a carico costante. Non è tuttavia possibile da questi risultati accertare se esista una portata di erogazione sufficientemente bassa, tanto che la delimitazione laterale della propagazione dell'acqua, anche in tempo infinito, sparisca e subentri la possibilità di una propagazione laterale pure tendente all'infinito col tempo.

5 — Influenza della portata di erogazione dell'acqua.

Prima di procedere nell'esame di situazioni più complesse, si è ritenuto opportuno verificare, almeno nella sabbia che si era dimostrata il mezzo più sensibile sotto certi aspetti, l'influenza esercitata dalla portata con cui l'acqua veniva erogata nel solchetto di alimentazione. I risultati illustrati nella Fig. 5 mostrano che la caratteristica più fortemente influenzata dalla portata di erogazione è il tempo necessario a raggiungere una data profondità lungo la verticale; questo appare, entro i limiti sperimentati, pressoché inversamente proporzionale alla prima (curva del tipo iperbolico in Fig. 5).

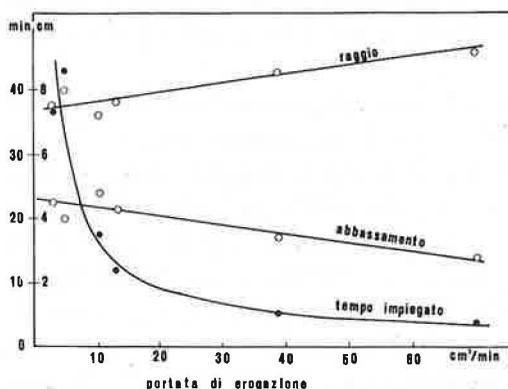


FIG. 5 — Influenza della portata di erogazione sulle caratteristiche della propagazione dell'acqua nel mezzo (sabbia).

Anche il raggio di curvatura e, in senso inverso, il suo complemento rappresentato dall'abbassamento del centro di curvatura (il loro totale è pari alla profondità raggiunta, cioè 12 cm per i dati della Fig. 5), variano in funzione della portata di erogazione, ma poco e, almeno per i valori più bassi di questa, irregolarmente; questa variazione nel complesso, in prima approssimazione e nei limiti in cui si è sperimentato, appare lineare con incremento (o rispettivamente decremento) medio pari, in valore assoluto, a 0,26 mm/(cm³/min).

Nel complesso si deve concludere che la portata di erogazione influenza molto la velocità ma poco le modalità con cui si propaga l'acqua nel terreno. Questa constatazione tende ad aumentare notevolmente la generalizzabilità nelle condizioni di campo dei risultati di queste ricerche limitatamente alle modalità di propagazione dell'acqua nel terreno, ed al tempo stesso permette di considerare trascurabili a questi stessi effetti le relativamente

modeste variazioni di portata di erogazione verificatesi tra le varie prove su cui qui si riferisce.

6 — Propagazione dell'acqua in sistema 'ghiaia su terreno'.

Sebbene di relativamente facile intuizione e già note, si sono volute verificare, a scopo di confronto con gli altri casi in esame, le modalità di propagazione dell'acqua quando il mezzo è costituito da un primo strato superficiale di materiale molto grossolano (ghiaietto di fiume) riposante su di un secondo strato di terreno agrario (terra rossa setacciata attraverso fori di 2 mm di diametro).

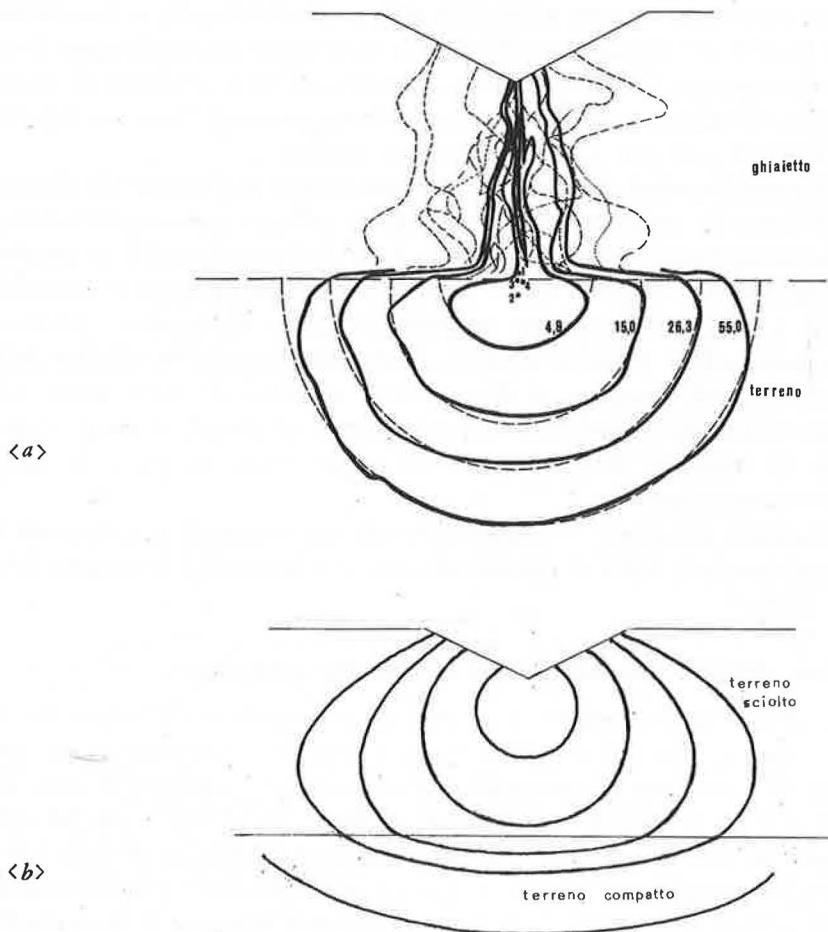


FIG. 6 — Propagazione dell'acqua in sistema stratificato, costituito da materiale grossolano su materiale fino. <a> Ghiaietto su terreno; le linee continue si riferiscono alla traccia media del fronte di avanzamento; le altre (punteggiate, tratteggiate etc.) si riferiscono a singole prove e sono riportate per illustrare la notevole variabilità delle tracce nella ghiaia: 4 prove; $v = 6,7$ cm'/min. Per dettagli sull'interpretazione dei grafici, confrontare le didascalie delle Fig. 2 e 3. Illustrazione di quanto prevedibilmente accade nel caso di sabbia su terreno.

Dalla Fig. 6-a è facile rilevare che nel ghiaietto il percorso è con netta preponderanza diretto verso il basso. Le manifestazioni di capillarità, che si evidenziano con la propagazione laterale dell'acqua, sono *in media* molto modeste (poco più di 1,6 cm verso sinistra e verso destra dopo oltre 50 minuti) e, soprattutto, sono estremamente irregolari nelle singole determinazioni.

Giunta alla superficie di separazione tra i due strati, l'acqua percolata inizia a propagarsi secondo modalità perfettamente concordanti con quanto precedentemente illustrato per la prova in solo terreno; il fronte di bagnamento è assimilabile a semicerchi, l'abbassamento del centro di curvatura non è nemmeno evidente e le velocità radiali di propagazione sono dello stesso ordine di quelle illustrate nella Fig. 3-b⁽²⁾. Le relativamente lievi anomalie dei contorni in vicinanza della superficie di discontinuità, così come le irregolarità dei centri di curvatura sono in gran parte attribuibili al fatto che detti contorni sono medie di casi singoli in cui l'inizio del bagnamento del terreno non aveva necessariamente luogo lungo l'asse verticale passante per il fondo del solco, a motivo delle irregolarità di profilo nello strato di ghiaietto. Analoghe anomalie si sono verificate per tutti i casi con superfici di discontinuità tra strati diversi, dei quali si tratterà in seguito.

Si può a questo punto ricordare che nel caso non previsto in questa serie di ricerche ma praticamente ben certo, di strato superiore costituito da sabbia o terreno più 'sciolto' rispetto a quello sottostante, l'acqua (Fig. 6-b non tratta da dati sperimentali) si propaga in un primo tempo regolarmente entro lo strato superiore sino a raggiungere la superficie di discontinuità, quivi, a motivo della minore conducibilità idrica dello strato inferiore, tende ad accumularsi, aumentando l'umidità e perciò abbassando il potenziale ed alzando la conducibilità idrica del materiale superiore; al di sopra della superficie di discontinuità. Ciò facilita la propagazione dell'acqua di lato nello strato superiore ed allarga, al tempo stesso, più presto la porzione di superficie di discontinuità tra i due strati, attraverso la quale l'acqua passa nello strato sottostante.

In pratica una situazione del genere si verifica oltre che per eventuali stratificazioni di origine geologica o pedogenetica, anche e più normalmente, con la semplice formazione della cosiddetta 'suola di aratura'.

7 — Propagazione in sistema con strato inferiore molto grossolano.

Più interessante, perché meno intuitivo, è il caso di propagazione dell'acqua in un sistema costituito da uno strato a granulometria relativamente fine riposante su di uno strato a granulometria od a struttura più grossolana. Si cominci col considerare il caso, già noto nella letteratura, con strato inferiore costituito da ghiaietto. Nelle Fig. 7-a e 7-b sono riportati i risultati ottenuti con strato superiore rispettivamente di sabbia o di terra rossa. In questi casi l'acqua si propaga in un primo tempo secondo le modalità precedentemente illustrate (Fig. 3), ma appena il fronte di bagnamento incontra la superficie di discontinuità tra i due materiali, l'acqua, lungi dal precipitarsi in quello sottostante, come parrebbe a prima vista intuibile, arresta momentaneamente il suo avanzamento e tende ad accumularvisi sopra. L'acqua, infatti, non può penetrare nei ben più grossi pori sottostanti, se non a

⁽²⁾ Si nota, in realtà, che la propagazione nei primi minuti è nettamente più veloce di quanto ci si aspetterebbe in base al successivo procedere del fenomeno. Ciò può essere dovuto al fatto che quando l'acqua raggiunge la superficie di delimitazione tra gli strati, si trova a tensione molto bassa e viene assorbita quasi di scatto dal sottostante materiale a pori fini.

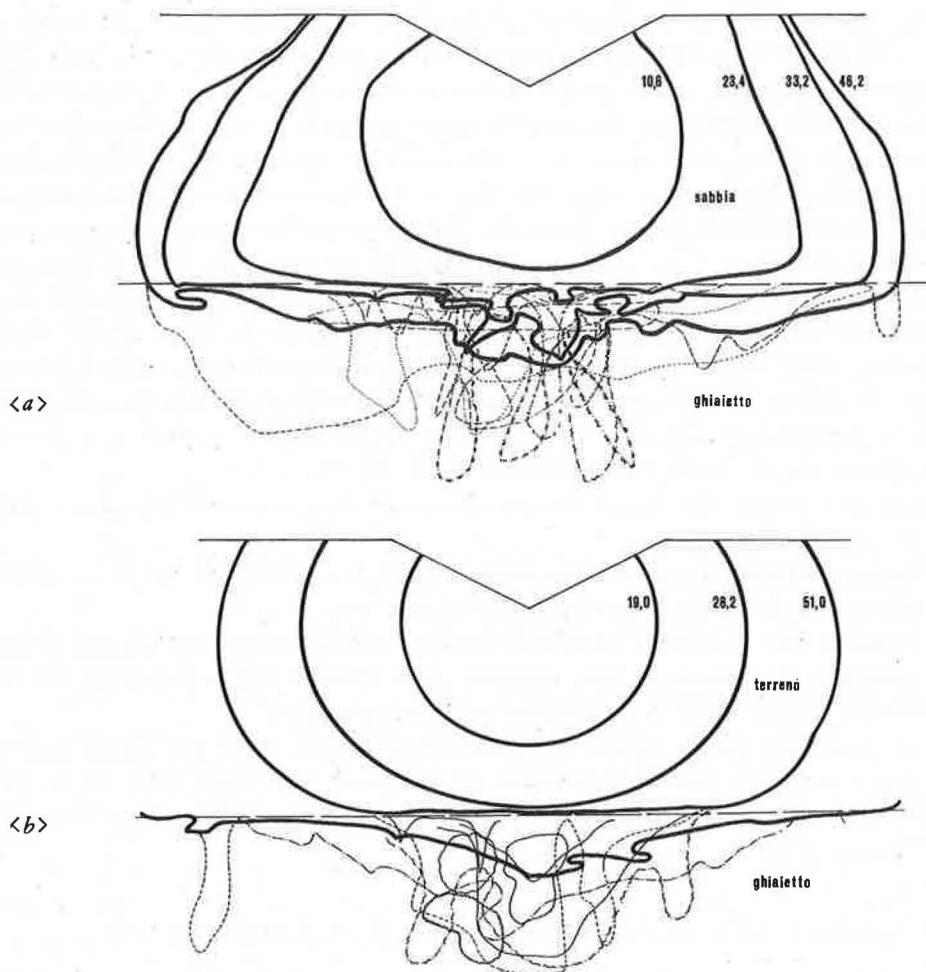


FIG. 7 — Propagazione dell'acqua in sistema stratificato costituito da materiale fino su materiale grossolano. <a> Sabbia su ghiaietto; 5 prove; $v = 8,6 \text{ cm}^3/\text{min}$. Terreno su ghiaietto; 5 prove; $v = 7,1 \text{ cm}^3/\text{min}$. (Per dettagli sull'interpretazione dei grafici confrontare Fig. 2-3 e 6).

condizione che il suo potenziale sia notevolmente diminuito (in valore assoluto) e perciò che i fini pori del materiale sovrastante si siano interamente o quasi riempiti di acqua. Ma mentre avviene questo accumulo di acqua nel materiale sovrastante, cresce concordemente in questo e per la stessa ragione, la conducibilità idrica, sì che l'acqua in questa zona si propaga più facilmente, ciò che può fare solo muovendosi preferenzialmente di lato. Ciò appare molto evidente nelle Fig. 7-a e 7-b.

Se si riflette al fatto già prima illustrato che nella sabbia gli effetti del campo gravitazionale relativamente a quelli del campo del potenziale matriciale sono più evidenti che nella terra rossa, si comprende pure che nella sabbia l'acqua tenderà più facilmente ad accumularsi in basso, sulla superficie di discontinuità tra i due strati; nel terreno, invece, l'umidità tenderà a distribuirsi più uniformemente entro la zona bagnata. Per questa ragione è comprensibile come lo spostamento laterale sia nella sabbia tanto più veloce quanto più

nali, di terreni a composizione granulometrica media gradualmente crescente verso il basso (terreni piuttosto argillosi in superficie e piuttosto sabbiosi subito sotto lo strato arato), quanto nelle situazioni in cui l'impiego di certe macchine per la lavorazione del terreno, per es. le fresatrici, tende ad accumulare in superficie gli agglomerati (ed in genere i materiali terrosi) più fini.

E' interessante osservare che il caso del sottostante terreno a struttura più grossolana, ma con granulometria eguale a quello sovrastante, se si tien conto che la maggior parte dei macropori che esso comprende restano vuoti anche quando questo strato viene bagnato dall'alto, appare essenzialmente analogo a quello di un terreno che granulometricamente, oltre la terra fine (particelle elementari di diametro > 2 mm) comprenda una notevole percentuale di scheletro. La drastica riduzione della velocità di avanzamento del fronte bagnato al suo giungere alla superficie di separazione dei due strati, è in tal caso interpretabile come conseguenza del fatto che gli spazi occupati da pietre e ghiaietto non sono disponibili per il moto fluido e della 'tortuosità' del percorso seguito dai filetti liquidi.

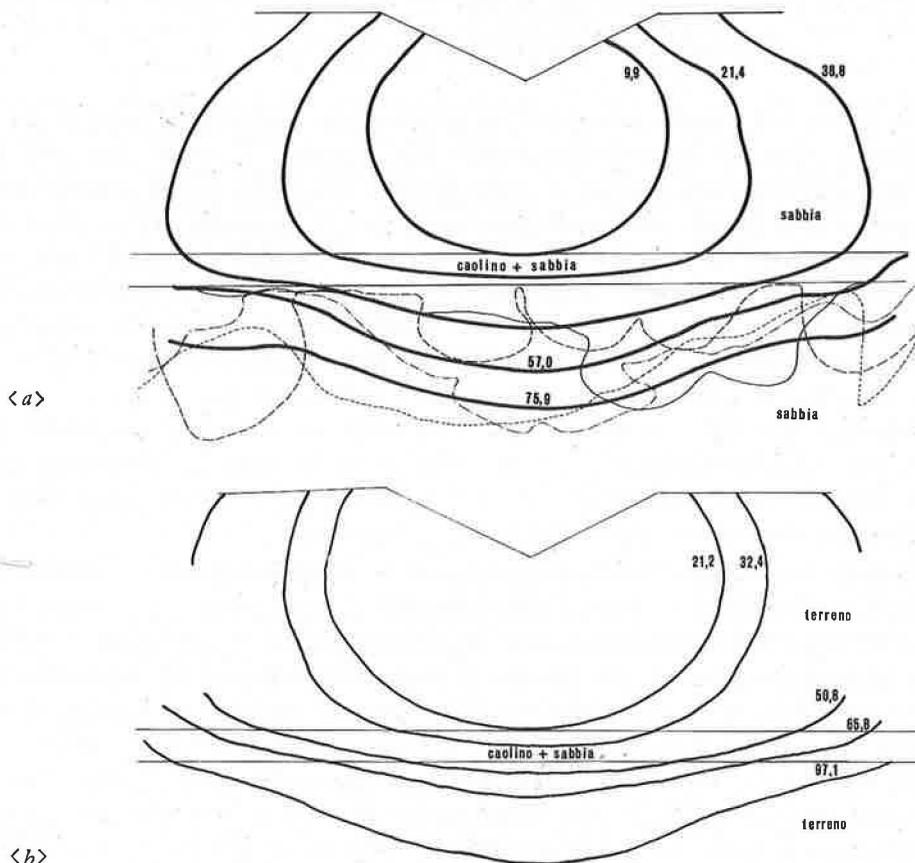


FIG. 9 — Influenza di uno strato orizzontale sottile meno permeabile interposto in una massa omogenea più permeabile, sulla propagazione dell'acqua. <a> Strato di un miscuglio caolino + sabbia interposto in sabbia; 12 prove; $v = 7,1$ cm³/min. Idem interposto in terreno; 5 prove; $v = 8,4$ cm³/min. (Per dettagli sull'interpretazione dei grafici confrontare Fig. 2-3 e 6).

Perciò, per i terreni a substrato ghiaioso, o pietroso in genere, in cui gli spazi tra pietre o ciottoli siano totalmente occupati da materiale terroso, vale uno schema come quello ora illustrato e non quello prima illustrato in Fig. 7 per il caso di puro ghiaietto.

9 — L'influenza di uno strato orizzontale sottile interposto in una massa omogenea.

E' interessante esaminare il caso in cui al di sotto di un primo strato di date caratteristiche reologiche rispetto all'acqua, succeda non uno strato indefinito a conducibilità idrica diversa (minore o maggiore), ma solo un semplice strato sottile di questo secondo materiale, e che sotto, perciò, riprenda lo stesso materiale dello strato superiore. Si possono considerare strati interposti aventi composizione granulometrica o più fine o più grossolana della massa in cui sono immersi. Le Fig. 9-*a* e *b* si riferiscono a casi del primo genere, in cui nella solita sabbia o nella solita terra rossa è stato interposto uno strato poco permeabile costituito da un miscuglio sufficientemente omogeneo di caolino e sabbia.

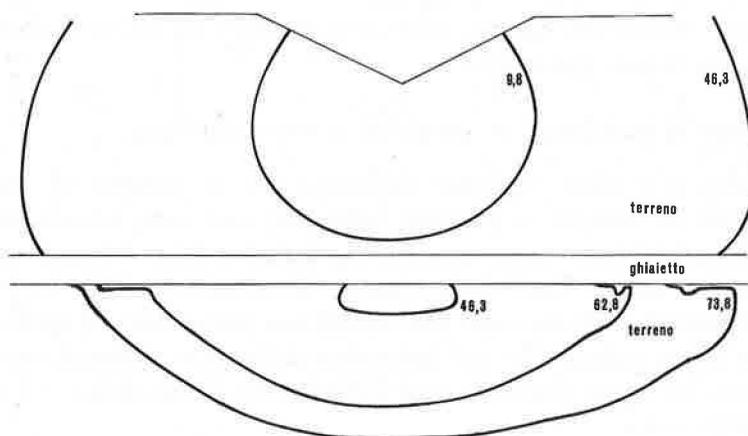


FIG. 10 — Influenza di uno strato orizzontale sottile più grossolano, interposto in un materiale omogeneo più fine, sulla propagazione dell'acqua. Ghiaietto interposto in terreno; 4 prove; $v = 8,4 \text{ cm}^3/\text{min}$. (Per dettagli sull'interpretazione dei grafici confrontare Fig. 2 e 3).

La Fig. 10, invece, si riferisce al caso di uno strato di ghiaietto interposto nella terra rossa.

Come appare evidente dalle Fig. 9-*a*, 9-*b* e 10, lo schema di propagazione dell'acqua nello strato superiore è perfettamente simile a quelli già precedentemente descritti rispettivamente per i casi con sabbia o con terra rossa riposanti su strato sottostante più grossolano di profondità indefinita; essi sono anche simili, come si è già detto, a quelli con materiale sottostante più fino di quello superiore.

E' interessante osservare, però, che mentre nelle Fig. 7-*a* e *b* (sabbia o terra entrambi su strato di ghiaietto di spessore indefinito) il fronte di bagnamento procede oltre la superficie di discontinuità in maniera molto irregolare, nella Fig. 10 ciò non si verifica affatto, perché quando l'acqua dello strato superiore riesce ad invadere i macropori del ghiaietto, essa non può precipitarsi in basso che per breve percorso (lo spessore dello strato inter-

posto) e, obbligata a rallentare nuovamente il suo corso, si espande, molto facilmente, entro lo stesso strato ghiaioso distribuendosi con buona uniformità sulla seconda superficie di discontinuità e penetrando così più regolarmente su ampio fronte nello strato profondo.

I risultati illustrati nella Fig. 9-a, rappresentano la media di una serie di prove effettuate con strato interposto a composizione diversa. Più in particolare, si erano posti a confronto per questo strato, miscugli di sabbia e caolino in rapporti variabili e precisamente di 6, 5, 4, 3, 1, 0 parti in peso della prima per parti del secondo. I risultati ottenuti non hanno mostrato nessuna influenza significativa della variazione di composizione nello strato intermedio, eccetto il fatto che nel caso estremo di strato costituito da caolino puro interposto tra strati di sabbia, si notava una ben maggiore irregolarità nella penetrazione e propagazione dell'acqua nello strato sottostante (profili irregolari segnati nella Fig. 9-a).

Nel complesso, dall'esame dei risultati di queste prove, si deduce l'importante conclusione, che basta uno strato relativamente sottile di materiale eterogeneo sotto l'aspetto delle proprietà reologiche, per dare allo schema di propagazione dell'acqua, sia nello strato sovrastante che in quello inferiore, le caratteristiche che detto schema assumerebbe nel caso che la parte inferiore del sistema fosse *tutta* costituita da materiale diverso da quello sovrastante, ma non troppo grossolano.

10 — L'influenza di inclusioni di materiali a struttura lassa.

Per terminare, si è voluto verificare l'influenza che la presenza di inclusioni nella massa fondamentale di materiali a pori più larghi può avere sullo schema di propagazione dell'acqua. Si sono considerati come materiali da includere (A) il letame seccato all'aria oppure (B) la solita sabbia; l'inclusione, come è illustrato nella Fig. 11, è stata realizzata <a> con affioramento del materiale alla superficie e precisamente al fondo del solchetto di alimentazione idrica, oppure con isolamento dell'esterno mediante copertura del materiale incluso con lo stesso materiale fondamentale. Per questo ultimo si è scelta in tutti i casi la solita terra rossa.

I risultati ottenuti, illustrati nella Fig. 11-a, b, c, d, sono facilmente interpretabili sulla base di quanto osservato nei precedenti paragrafi. E' evidente, innanzitutto, la perfetta corrispondenza tra gli schemi ottenuti con l'inclusione nel 'pozzetto' di letame secco (Fig. 11-c e 11-d) e quelli analogamente ottenuti con la sabbia (Fig. 11-a ed 11-b); anche una unica prova effettuata con l'impiego di ghiaietto e, per brevità, qui non illustrata, ha dato risultati perfettamente identici. La differenza sostanziale si ha dunque, tra inclusioni affioranti (Fig. 11-a ed 11-c) ed inclusioni coperte (Fig. 11-b ed 11-d). Nelle prime l'acqua scende molto rapidamente in basso, analogamente a quanto si verificava nello strato di ghiaietto della Fig. 6; dalle pareti e dal fondo del 'pozzetto' riempito di materiale incluso, l'acqua si propaga nel terreno circostante. Come media di molte determinazioni risulta nettamente favorita la propagazione dell'acqua in profondità; molto spesso, però, nelle singole determinazioni, si rileva una notevole asimmetria del fronte di avanzamento dell'acqua (Fig. 11-a e 11-c) dovuta all'irregolarità del flusso entro la massa di materiale grossolano, la quale può favorire l'inizio della propagazione nella massa terrosa a partire da certi punti della superficie di discontinuità del 'pozzetto', prima che da altri. Questa irregolarità praticamente sparisce se l'erogazione nel solchetto è effettuata a carico costante, come ha dimostrato Gardner.

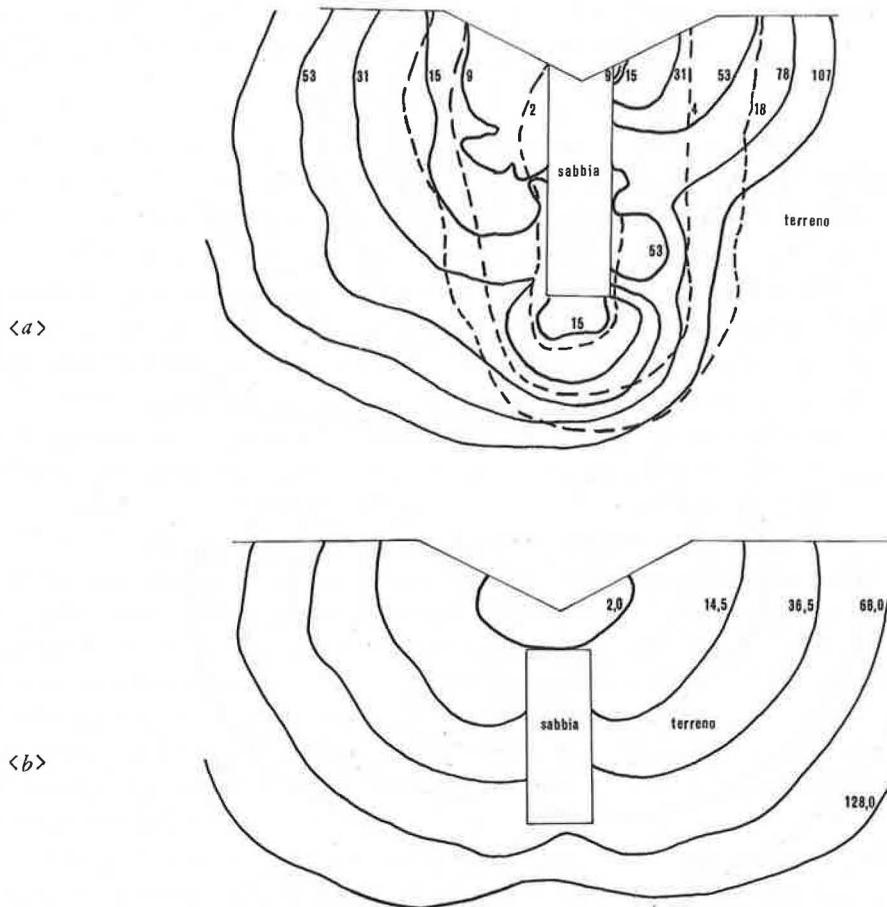
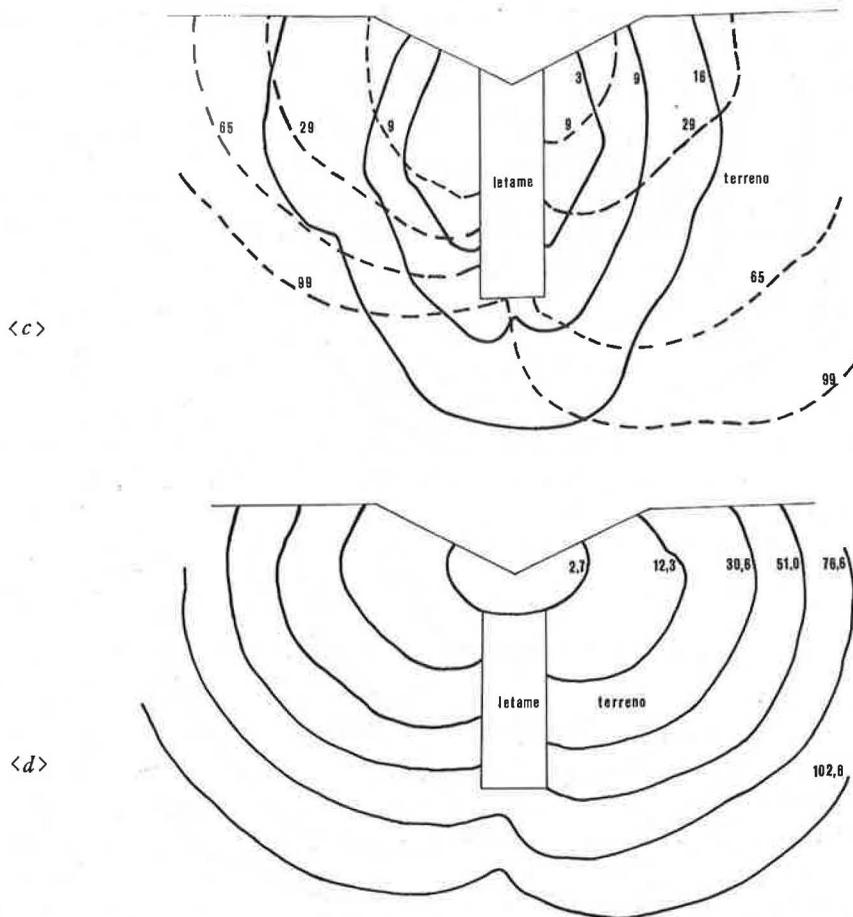


FIG. 11 — Influenza esercitata sulla propagazione dell'acqua in mezzo omogeneo, da inclusioni di materiali a struttura lassa. <a> Inclusioni in terreno di sabbia affiorante in superficie; 2 prove; $v = 11,1 \text{ cm}^3/\text{min}$. Idem non affiorante; 2 prove; $v = 10,3 \text{ cm}^3/\text{min}$.

Dalle Fig. 11-b ed 11-d, si rileva la ben diversa situazione che si realizza quando l'acqua, penetrando dal fondo del solchetto, inizia col propagarsi nel terreno. Il fronte di bagnamento, in questo caso, giunto a contatto con il materiale grossolano arresta il suo moto verso il basso, l'acqua evita di entrare nel materiale incluso e si propaga, invece, lateralmente nella terra rossa analogamente a quanto si verificava più in grande nella Fig. 7-b e poi tende a aggirare la massa inclusa, con propagazione dell'acqua prevalentemente lungo direttrici uscenti dal fondo del solco; la propagazione dell'acqua risulta così rallentata in vicinanza delle pareti del 'pozzetto' e sotto di esso. Nel complesso in queste situazioni l'acqua tende a propagarsi più lateralmente che in profondità e solo con molta difficoltà riesce a bagnare il materiale lasso incluso nel terreno.

Si noti che questo schema concorda perfettamente con quanto è ben noto a proposito del contributo dei grossi spazi vuoti (cavità, gallerie, spaccature etc. esistenti nel terreno) al moto dell'acqua; se queste cavità sono beanti, cioè sono aperte alla superficie del terreno, esse facilitano notevolmente l'ingresso dell'acqua che giunge dalla superficie a



(segue: FIG. 11)

$\langle c \rangle$ Inclusione di letame secco affiorante in superficie; 2 prov; $v = 8,1 \text{ cm}^3/\text{min}$. $\langle d \rangle$ Idem non affiorante; 3 prove; $v = 8,4 \text{ cm}^3/\text{min}$.
Per i grafici $\langle a \rangle$ e $\langle c \rangle$ sono state riportate separatamente le tracce delle due singole prove (una a linea continua, l'altra a tratto) e non la loro media. (Per ulteriori dettagli nell'interpretazione dei grafici confrontare Fig. 2 e 3).

basso potenziale (per es. per ruscellamento o con irrigazione di tipo 'gravitazionale'); se le cavità sono chiuse in superficie, esse restano vuote (eccetto il caso di terreno sommerso in falda) e non contribuiscono affatto al moto dell'acqua. Il materiale grossolano dei casi prima citati ha un comportamento che si avvicina a questo.

In pratica, situazioni simili si verificano quando si rovesciano con l'aratura cotiche erbose o masse di letame e si sia o no provveduto allo sminuzzamento del terreno in superficie.

11 — Considerazioni conclusive.

I risultati sperimentali presentati e discussi nelle pagine precedenti in gran parte confermano, per situazioni a portata di erogazione costante, i risultati già trovati in precedenza da altri autori per le analoghe situazioni a carico costante. Interessanti risultano certe rela-

zioni quantitative sullo schema di avanzamento del fronte di bagnamento ed i confronti del comportamento dell'acqua nei vari sistemi confrontati.

Più in particolare si può concludere come segue:

<1> Anche semplici smuovimenti della massa terrosa (versamenti o, verisimilmente, rovesciamenti, discissura, rimescolamenti), possono indurre in questa un'anisotropia rispetto alla conducibilità idrica, con variazioni notevoli nell'avanzamento del fronte di bagnamento.

<2> In terreno isotropo, sotto questo aspetto, l'acqua, immessa alla sua superficie con portata costante di erogazione da un'area molto limitata (schematizzabile in un'areola astiforme) si propaga con un fronte di avanzamento che, in sezione perpendicolare a questa asta, mantiene una forma assimilabile con buona approssimazione ad archi di cerchio.

<3> La velocità di avanzamento del fronte di bagnamento è notevolmente influenzata dalla portata di erogazione dell'acqua (che in tutti gli esperimenti esaminati è stata tenuta costante per la durata delle singole prove e sempre inferiore alla velocità di infiltrazione del sistema).

<4> La traccia del fronte di bagnamento (archi di cerchio) presenta centri di curvatura che migrano verso il basso con velocità praticamente costante, notevolmente maggiore nella sabbia ed in genere, verisimilmente, nei materiali a conducibilità idrica elevata quando la tensione dell'acqua è bassa rispetto a quanto avviene nel comune terreno agrario; in questo tale velocità può risultare trascurabile. Nei materiali più lassi (es. sabbia), il contorno bagnato tende perciò ad evolversi allungandosi verso il basso a guisa di sacca con parte più bassa del fronte foggiate ad arco di cerchio. Nel terreno agrario il fronte di bagnamento tende a conservare meglio e più a lungo la forma ad arco di cerchio per tutta la sua lunghezza.

<5> Col crescere della portata di erogazione, nella sabbia, tanto l'abbassamento del centro di curvatura che il raggio di curvatura del fronte di bagnamento crescono più rapidamente, ma il primo meno del secondo, in modo che il fronte mantiene meglio la forma ad arco di cerchio per tutta la sua lunghezza, sino alla intersezione con la superficie del terreno.

<6> In una massa costituita da due strati sovrapposti di cui quello superiore caratterizzato da granulometria più grossolana del secondo, l'acqua si propaga prima normalmente sino alla superficie di separazione tra i due strati e, perciò, con fronte di bagnamento ad archi di cerchio, se vistose manifestazioni di capillarità sono in questo strato possibili, oppure sgrondando molto irregolarmente in basso se il materiale è molto grossolano (ghiaia o ghiaietto non frammisti a materiale più fino). Dalla superficie di separazione l'acqua comincia poi a penetrare nel materiale sottostante con fronte di avanzamento ad archi di cerchio con centro di curvatura situato sulla verticale passante per il punto di immissione dell'acqua nel sistema e, verisimilmente, tanto più lontano dalla superficie di separazione dei due strati, quanto più simile è la granulometria degli strati stessi e tanto più coincidente con i centri di curvatura dei successivi profili (abbassamento trascurabile del centro di curvatura), quanto meno alta è la conducibilità idrica dello strato inferiore.

<7> Quando lo strato a granulometria più grossolana è quello inferiore, l'acqua si propaga in un primo tempo regolarmente nello strato superiore sino alla superficie di separazione tra strati; quindi tende a prevalere una sua propagazione laterale tanto più eviden-

te quanto più ci si avvicina alla superficie di separazione (profilo a trapezio con base maggiore in basso) e ciò con tanta maggiore evidenza, quanto più lasso è lo strato sovrastante. Ad un certo punto l'acqua inizia a penetrare nei più grossi pori dello strato inferiore e quivi, se questo è molto grossolano (ghiaia o ghiaietto) sgronda molto irregolarmente e prevalentemente in basso, mentre, se il materiale sottostante ammette apprezzabili manifestazioni capillari (es. sabbia o terra a struttura più grossolana anche se della stessa granulometria dello strato superficiale), il fronte di bagnamento risulta abbastanza regolare ed avanza approssimativamente per archi di cerchio appiattiti (centro di curvatura situato sulla verticale passante per il punto di infiltrazione dell'acqua, ma superiormente e lontano dalla superficie di separazione tra gli strati).

<8> L'interposizione entro la massa terrosa di un solo strato orizzontale relativamente sottile di materiale a conducibilità idrica nettamente diversa, sia essa più alta (anche per es. ghiaietto) che più bassa (per es. argilla) di quella della massa in cui lo strato è incluso, porta a conseguenze eguali tra loro ed analoghe a quelle che si otterrebbero se non uno strato sottile, ma tutta la massa terrosa sottostante avesse una conducibilità idrica più bassa o più alta (ma con manifestazioni di capillarità, come per es. la sabbia) rispetto allo strato superiore.

<9> Anche inclusioni estendentisi lungo piani verticali e costituite da masse a conducibilità nettamente diversa da quella della massa fondamentale, influenzano la propagazione dell'acqua nel terreno. Per inclusioni a granulometria grossolana (ghiaietto, sabbia, letame) il risultato è diverso secondo che l'inclusione affiori o no alla superficie da cui l'acqua si infiltra nel sistema. Se l'inclusione è affiorante, questa favorisce la penetrazione dell'acqua in profondità ma, quando l'erogazione dell'acqua è inferiore alla velocità di infiltrazione, più irregolarmente di quanto avviene in condizioni di carico idraulico costante nel solco; se invece l'inclusione non è affiorante, essa si comporta nei riguardi dell'acqua come un corpo molto poco permeabile e favorisce la propagazione laterale dell'acqua.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] GARDNER, W.: «How water moves in the soil», *Crops Soils* (1968).
- [2] PECK, A. J. & TALSMA, T.: «Some aspects of two-dimensional infiltration», *Trans. 9th Int. Congress Soil Sci., Adelaide*, 1, 11-21 (1968).
- [3] PHILIP, J. R.: «Absorption and infiltration in two- and three-dimensional systems», *Symp. Water in the Unsaturated Zone*, 1, 503-525 (Parigi, Unesco, 1966).
- [4] TALSMA, T.: «Infiltration from semi-circular furrows in the field», *Aust. J. Soil Res.*, 7, 277-284 (1969).
- [5] TAYLOR, S. A.: «How water moves in soils», *Farm and Home Sci.*, 18, 84-85 (1957).

4 — Profili idrici di un suolo argilloso sottoposto a diversi regimi di irrigazione

GIAN PIETRO BALLATORE

Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Palermo

Summary — *Hydric profiles of an clay soil subject to various regimes of irrigation.*

The hydric profile of a clayey soil is explained with the *vertico* character at the end of a irrigation season.

Examination of such a hydric profile suggests that, in a clayey soil, the diffusion of humidity occurs the sooner the more reduced are the bulks of irrigation and the more frequent are irrigation turns.

Moreover, the diffusion of water in the whole depth of the soil of radical apparatus affected is more uniform with reduced bulks of irrigation and brief turns.

La capacità di ritenzione idrica di un suolo dipende principalmente dalla sua porosità e più esattamente dalla sua microporosità o porosità capillare. Dipende, quindi, dalla tessitura e struttura del suolo, onde la sua notevole variabilità. In generale nei suoli sabbiosi, com'è noto, l'acqua si trova localizzata nei punti di contatto delle particelle sabbiose e solo in minima parte assume lo stato pellicolare o capillare. Per contro nei suoli limoso-argillosi le particelle elementari e gli aggregati terrosi assumono forma e dimensioni molto variate; in questi suoli, normalmente l'acqua, va a costituire, innanzitutto, uno strato pellicolare di molecole energicamente legate attorno a ciascuna particella elementare e contribuisce, per questa via, ad associare le particelle stesse in aggregati; inoltre l'acqua va a rivestire particelle, aggregati e pareti dei canalicoli con uno strato capillare più spesso, legato più o meno fortemente e delimitante, a mezzo dei menischi, le zone occupate dall'aria. Sono questi menischi che sostengono l'acqua, la cosiddetta acqua sospesa dei pedologi russi. Infine nei suoli argillosi ad elementi fini, l'acqua si presenta prevalentemente allo stato pellicolare e fortemente legata, a causa della ridotta dimensione delle particelle (1).

Da un punto di vista generale in un suolo disseccato che riceve acqua sotto forma di pioggia o di irrigazione la diffusione della umidità lateralmente ed in profondità si verifica con maggiore velocità, quanto più elevato e più rapido è l'apporto di acqua. Difatti si produce un carico più elevato, sia generale in superficie quando l'acqua si accumula, sia localizzato nelle fessure, al livello in cui queste risultano ripiene. Nel caso, però, di terreni argillosi il processo di diffusione può sfuggire a tale norma, per effetto della bassa permeabilità, dell'elevato colloidismo e del regime irriguo adottato.

Nella presente nota vengono illustrati i profili idrici da 0 a 90 cm di profondità, di un suolo argilloso a carattere *vertico* (2), dove si studiano principalmente gli effetti produttivi sul vigneto di tre punti di intervento irriguo, rispettivamente al 60%, al 30% ed al 15% della capacità idrica utile, pressoché costante il volume stagionale.

Trattasi di vigneto allevato ad alberello alto, con sesto di m 2 × 2, irrigato negli in-

(1) GAUCHER, G.: *Traité de Pédologie Agricole* (Paris, Ed. Dunod, 1968).
Vari: *Tecnica dell'irrigazione* (Roma, Cassa per il Mezzogiorno, 1963).

(2) Tessitura: argilla 55,34%; limo 19,38%; sabbia 25,28%; Capacità idrica di campo: 25% del peso del terreno secco; Coefficiente di appassimento: 15% del peso del terreno secco.

terfilari per infiltrazione laterale da solchi. In base alle caratteristiche idrologiche del suolo rapportate ai suddetti punti di intervento irriguo, i volumi specifici di adacquamento, calcolati per una profondità di cm 50, sono risultati i seguenti: m^3/ha 300 per il punto d'intervento al 60% della capacità idrica utile (C_u); m^3/ha 520 per il punto di intervento al 30% della C_u ; m^3/ha 630 per il punto di intervento al 15% della C_u .

I profili idrici sono stati rilevati al termine della stagione irrigua, esattamente 72 ore dopo l'ultima irrigazione effettuata nella terza decade di agosto.

Il volume di adacquamento stagionale di circa m^3/ha 3250 è stato distribuito in undici irrigazioni per la tesi 60%, in 6 irrigazioni per la tesi 30% ed in 5 irrigazioni per la tesi 15%, impiegando ogni volta un modulo costante di l/s 18.

Nelle Fig. 1, 2 e 3 sono riportati i valori dell'umidità nella sezione di suolo compresa tra due solchi di irrigazione, rispettivamente per le profondità (orizzonti) 0-30 cm, 30 cm-60 cm e 60 cm-90 cm.

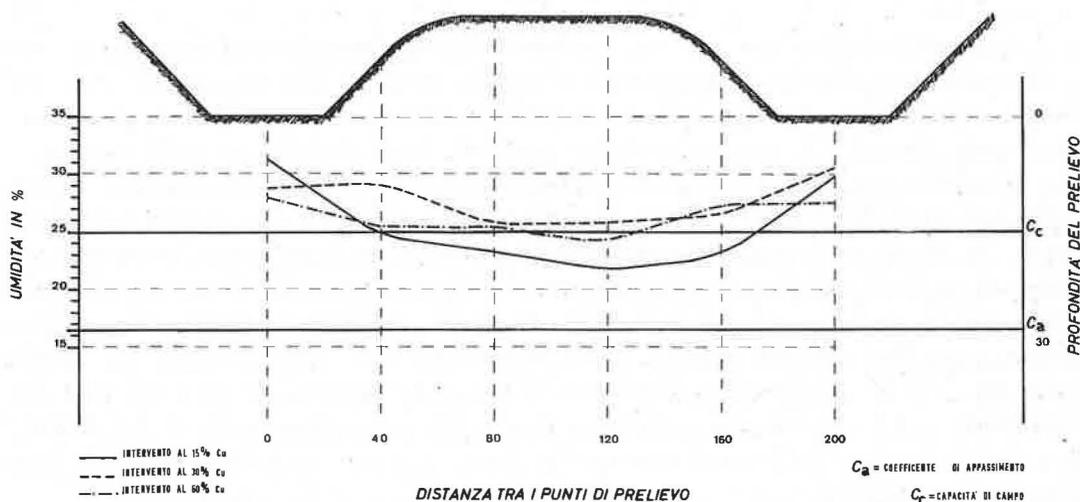


FIG. 1 — Variazioni dell'umidità fra due solchi di irrigazione nell'orizzonte 0-30 cm di un suolo argilloso.

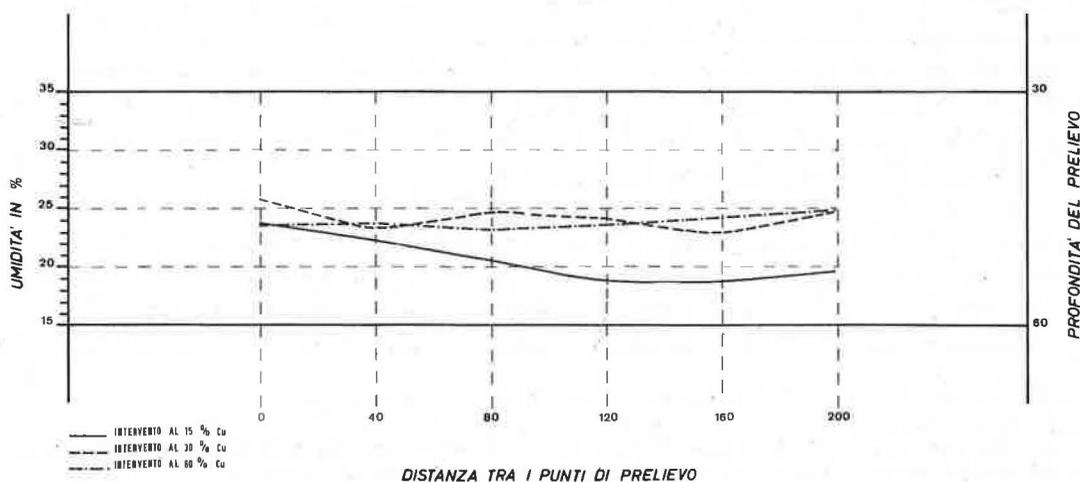


FIG. 2 — Variazioni dell'umidità fra due solchi di irrigazione nell'orizzonte 30-60 cm di un suolo argilloso.

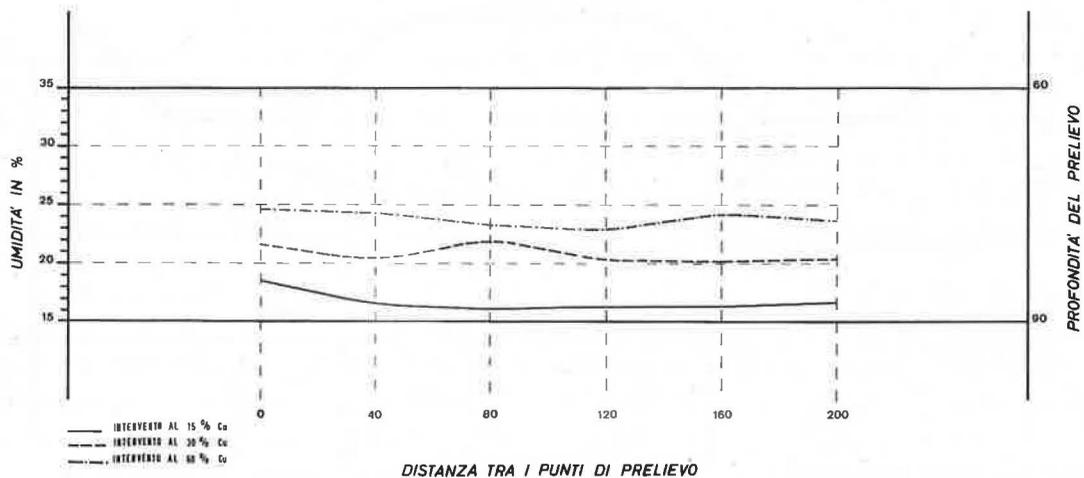


FIG. 3 — Variazioni dell'umidità fra due solchi di irrigazione nell'orizzonte 60-90 cm di un solco argilloso.

Come si può rilevare dalla Fig. 1, anche dopo 72 ore dall'irrigazione, la distribuzione dell'umidità nei vari punti dell'orizzonte 0-30 cm di profondità risulta molto più irregolare con il punto di intervento irriguo al 15% della C_u ; tale irregolarità si attenua con la tesi 30% C_u , ma solo con la tesi 60% C_u i valori di umidità appaiono uniformi e più vicini alla capacità di campo (C_c).

Di conseguenza con il punto di intervento irriguo più basso (15% C_u), ossia col volume di adacquamento più elevato (630 m³/ha), l'umidità si mantiene molto al disopra della C_c in corrispondenza dei solchi di irrigazione, mentre si mantiene ancora al disotto della C_c nel tratto intermedio della sezione, come effetto dei lentissimi movimenti laterali dell'acqua.

Passando ad esaminare l'orizzonte cm 30-cm 60 (Fig. 2), i fatti ora esposti risultano confermati, nel senso che il fronte di inumidimento è più uniforme quando si interviene al 60% della C_u , ossia con un volume di adacquamento più ridotto (m³/ha 300) e turni più frequenti. Inoltre si rileva che l'umidità nei vari punti dell'orizzonte risulta sempre più o meno sensibilmente inferiore della C_c solo per il punto di intervento al 15% della C_u (volume di adacquamento più elevato e turni irrigui più distanziati), mentre per le altre due tesi prese in esame si hanno valori molto vicini alla C_c .

Lo scostamento degli effetti dei tre regimi irrigui sul contenuto di acqua del suolo appare più evidente nella Fig. 3, che si riferisce ai valori di umidità riscontrati nell'orizzonte compreso fra cm 60 e cm 90, sempre dopo 72 ore dall'ultima irrigazione.

Col punto di intervento irriguo al 15% di C_u , ossia col volume di adacquamento maggiorato, l'umidità di questo orizzonte si mantiene molto al disotto di quella dell'orizzonte più superficiale (confrontare con la Fig. 1) e sempre vicinissima al coefficiente di appassimento C_a (Fig. 3).

Per contro innalzando il punto di intervento irriguo, ossia diminuendo il volume di adacquamento ed aumentando corrispondentemente il numero di irrigazioni, anche in questo orizzonte cm 60-cm 90, come già riscontrato per quelli soprastanti, si raggiungono valori di umidità più uniformi nei vari punti della sezione e, ciò che più conta, ancora molto vicini alla C_c ; come si può rilevare dalla Fig. 3, i valori di umidità più vicini alla

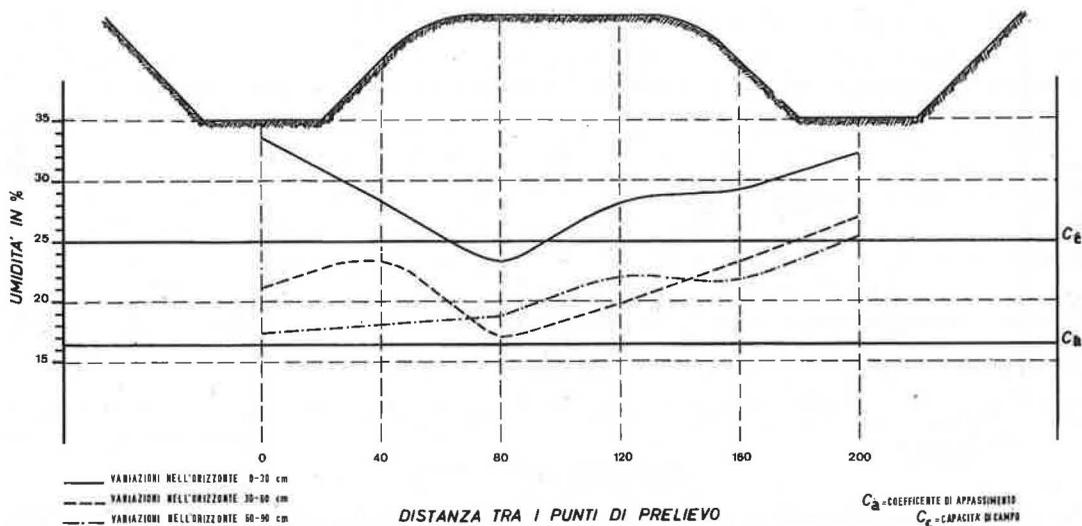


FIG. 4 — Profilo idrico di un suolo argilloso disseccato, dopo 24 ore dall'irrigazione.

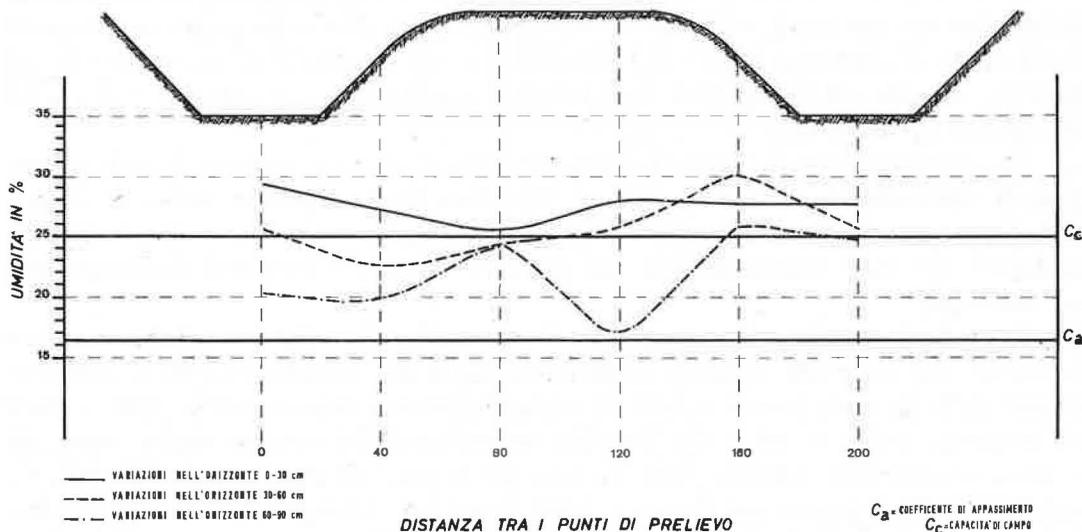


FIG. 5 — Profilo idrico di un suolo argilloso disseccato, dopo 72 ore dall'irrigazione.

C_c si sono avuti coi punti di intervento irriguo al 30% ed al 60% di C_u .

Le Fig. 4 e 5 riportano la distribuzione dell'umidità, rispettivamente dopo 24 e 72 ore, sempre nello stesso tipo di suolo, però completamente disseccato perché irrigato una sola volta nel pieno dell'estate (26 agosto) con un volume di adacquamento di m^3/ha 900.

I valori di umidità riscontrati dopo 24 ore dall'unica irrigazione (Fig. 4) tendono a livellarsi dopo 72 ore (Fig. 5) ma ciò avviene molto irregolarmente negli orizzonti più profondi, verosimilmente a causa delle fessurazioni variabili da zona a zona, che si determinano nel suolo argilloso mantenuto a lungo disseccato. La presenza di crepacci può determinare, dopo l'irrigazione, forti spostamenti d'acqua, con la formazione di picchi di umidità che possono essere meglio evidenziati solo con una campionatura a reticolo molto stretto.

Ora se si considera che la massa del minuto capillizio radicale preposto all'assorbimento degli elementi nutritivi in molte specie (vite, melo, pero, pesco, erba medica, cotone, etc.) si spinge, anche per una buona metà, fin oltre i 50 cm di profondità, appare chiara l'utilità di una più uniforme distribuzione del livello di umidità degli orizzonti più profondi del suolo intorno al valore della capacità di ritenzione e come, per contro, sia pregiudizievole, sempre in questi orizzonti, un valore di umidità molto vicino al punto di rottura del legame capillare, anche quando in superficie si riscontra un contenuto idrico più o meno elevato.

Al riguardo è appena il caso di ricordare che al punto di rottura del legame capillare, le radici possono assorbire ancora l'acqua che si trova a portata di esse, ma questa non può più essere rimpiazzata da un apporto proveniente dai punti più umidi del suolo; quanto meno gli spostamenti d'acqua divengono così lenti (anche < 1 mm al giorno), che la pianta entra in difficoltà e si trova obbligata a rallentare il suo ritmo vegetativo.

In definitiva le indagini preliminari riportate nella presente nota hanno riconfermato che in un suolo argilloso la diffusione della umidità avviene tanto più presto e la sua più uniforme distribuzione in tutto lo spessore di suolo interessato viene meglio raggiunta, innalzando il punto di umidità per l'intervento irriguo e riducendo il volume specifico di adacquamento.

Si deve infine tenere presente che un suolo è tanto più favorevole alle colture, quanto più grande è il margine tra i valori di umidità corrispondenti, rispettivamente, alla capacità di ritenzione ed al punto di rottura del legame capillare. Purtroppo nei terreni argillosi questo margine è assai ridotto ed anche per questo motivo appare necessario mettere a punto quelle tecniche distributive dell'acqua irrigua che consentono di potere acquisire e mantenere per i diversi tipi di suolo e gruppi di colture, una più uniforme distribuzione dell'umidità in tutto lo spessore di suolo maggiormente interessato all'assorbimento radicale.

5 — Andamento dei profili idrici in un prato di erba medica sottoposto a diversi sistemi irrigui (*)

BENEDETTO LO CASCIO

Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Palermo

Summary — *Development of the hydric profiles in a meadow of a alfalfa herb subject to various irrigation systems.*

The correlations between water and soil in an clay soil watered for submersion (*a rasole*) and to hain with two intensities (3 mm/h and 2 mm/h) were studied.

Studying the development of the hydric profiles the Author has observed a better distribution of the water long the soil's profile in the two sprinkler systems in comparison with that for submersion owing to the deep carriage, in this system, of dispersed argillaceous particles with following formation of a little permeablebed.

The Author has beside remarked the reply of the method of Boujoucos in comparison of the variation of soil moisture directly way observed in an clay soil.

By this observation has resulted a certain inertness at lower value of pF with an error in excess, while at higher one this error has been in default owing to the rapid drainage of the elements of measure caused by the crack of the ground.

Le esperienze su cui riferirò riguardano alcuni aspetti particolari riscontrati in un triennio di studi sull'irrigazione dei terreni argillosi.

Questi studi, tuttora in corso, hanno principalmente lo scopo di meglio definire i rapporti acqua-suolo che si vengono a istituire in un suolo argilloso sotto l'influenza di diversi sistemi irrigui.

Il terreno utilizzato per la sperimentazione appartiene alla classe dei vertisuoli e presenta un contenuto medio di argilla pari al 60-65%.

Dei caratteri vertici di questo terreno, ha rivestito particolare interesse ai fini del nostro studio, l'espandibilità del reticolo argilloso con la conseguente tendenza a formare crepacciature. La capacità di campo e il coefficiente di appassimento, determinati secondo la metodologia in uso nel nostro Istituto, sono risultati rispettivamente 23,7% e 12,8%.

La copertura vegetale del campo è stata realizzata con una coltura di erba medica ecotipo 'Fontanamurata'.

Sono stati messi a confronto, secondo uno schema a blocco randomizzato, tre sistemi irrigui, due a pioggia ed uno a gravità. Per quest'ultimo sistema è stato scelto il metodo per sommersione a rasole, mentre per quelli ad aspersione ci si è orientati verso la pioggia lenta e molto lenta cioè con intensità orarie di pioggia rispettivamente di 3 mm/h e 2 mm/h.

La scelta di queste basse intensità è stata condizionata dalla scarsa permeabilità a saturazione di questi terreni che è risultata pari a 3 mm/h. E' stato adottato un volume

(*) Ricerca eseguita presso l'Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee dell'Università di Palermo con il contributo finanziario del Ministero Agricoltura e Foreste. Direttore della ricerca: prof. GIAN PIETRO BALLATORE.

di adacquamento di 550 m³/ha calcolandolo per un livello di intervallo irriguo pari al 15% della umidità disponibile.

Adottando detto volume si è potuto notare che soddisfaceva pienamente le esigenze idriche del terreno nelle parcelle irrigate per aspersione, in quanto l'acqua veniva erogata in un lasso di tempo tale da permettere un'infiltrazione uniforme sia lungo il profilo del terreno che in superficie. Nelle parcelle irrigate per sommersione, invece, questo volume, erogato con la massima portata disponibile (6 l/sec), si è mostrato insufficiente per un totale inumidimento dell'intera parcella a causa delle profonde crepaccature che non permettevano un uniforme avanzamento del fronte idrico. Per ovviare a questi inconvenienti di tecnica distributiva si è ritenuto opportuno aumentare il volume di adacquamento a 1000 m³/ha, avendo riscontrato in questo valore quello ottimale per il totale inumidimento parcellare.

La determinazione dell'umidità è stata effettuata con due metodi: quello conduttimetro di Boujoucos e quello mediante prelievo di campioni e successivo essiccamento in stufa a 105 °C. Questo allo scopo di accertare la risposta del metodo di Boujoucos alle variazioni di umidità in un ambiente pedologico ad elevato colloidismo quale è quello in studio.

Per valutare questa risposta sono stati impiegati 59 gessetti i cui dati accoppiati alle relative determinazioni dirette, sono stati elaborati per la ricerca della retta di regressione e del relativo coefficiente di correlazione lineare.

I rilievi del primo anno di sperimentazione hanno fornito un coefficiente di correlazione pari a 0,68 che è risultato altamente significativo; per il secondo anno si è ottenuto un coefficiente pari a 0,53, anche esso altamente significativo.

Una variazione fra i due anni si è avuta anche nella equazione della retta di regressione come mostra la Fig. 1, mettendo in evidenza una diversa risposta del metodo Boujoucos nel tempo, in rapporto probabilmente con le condizioni di usura dei gessetti. Tale usura, presumibilmente più accentuata nei terreni fortemente argillosi, si è completata nel terzo anno, tanto è vero che non si è riusciti a rilevare alcun dato.

Questi rilievi comparativi hanno permesso anche di valutare le variazioni di risposta in funzione dei diversi livelli idrici che vengono a determinarsi durante il processo di essiccamento di questo tipo di suolo.

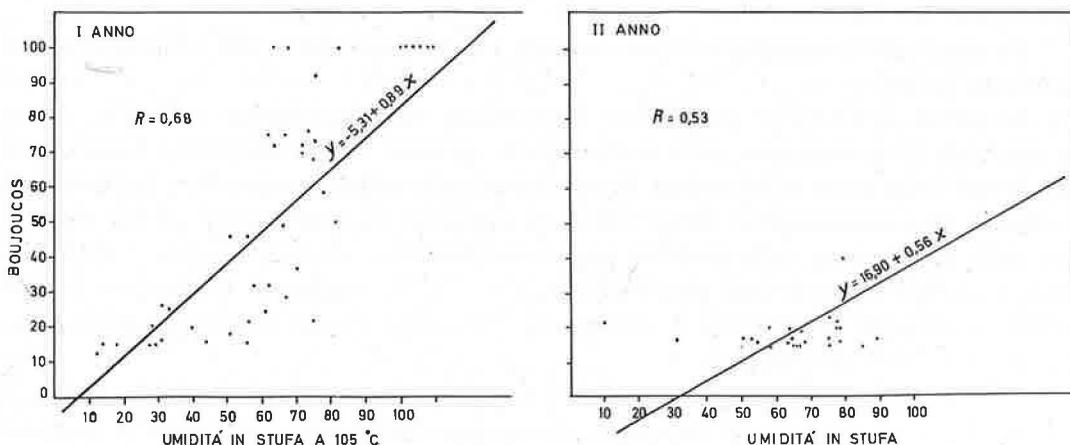


FIG. 1 — Regressione dell'umidità rilevata col metodo conduttimetro sull'umidità reale del terreno.

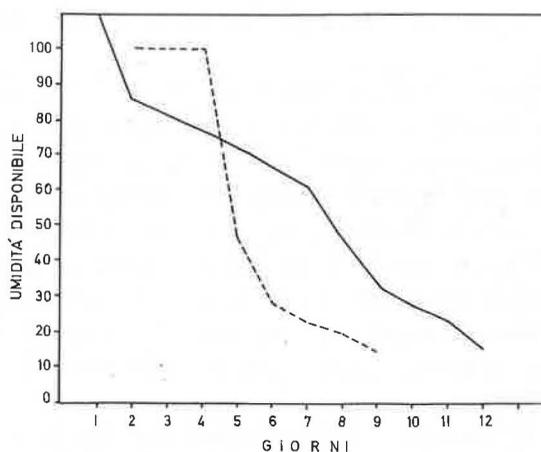


Fig. 2 — Curve di essiccamento; — metodo diretto (stufa a 105°C); ---- metodo del Boujoucos.

Nella Fig. 2 vengono riportate le curve di essiccamento 'tipo' rilevate coi due metodi per il primo anno e nelle parcelle irrigate per sommersione.

Come si può notare mentre per l'umidità determinata direttamente si osserva una discesa graduale della curva, per quella determinata col metodo Boujoucos si osserva una permanenza dei valori intorno al 100% per ben 4 giorni, per iniziare poi una repentina discesa della curva.

Questo diverso comportamento della curva può spiegarsi ipotizzando, per il primo tratto, una più accentuata inerzia del gessetto in corrispondenza dei più bassi valori del pF; mentre la successiva discesa rapida della curva probabilmente va messa in relazione col ripristino del processo di crepacciatura.

Si è constatato infatti, con molta frequenza, la coincidenza delle crepaccature con le postazioni di gessetti e si pensa che questa coincidenza sia dovuta all'interruzione della soluzione di continuità del terreno operata dai fili.

Queste crepaccature nella fase più avanzata raggiungono profondità anche oltre il metro determinando un maggiore prosciugamento in vicinanza del gessetto con conseguente caduta repentina del potenziale.

Un altro aspetto interessante è emerso dalla comparazione dei profili idrici rilevati nei tre sistemi irrigui.

La variazione di questi profili viene esemplificata comparativamente nella Fig. 3 per un solo ciclo di essiccamento, ossia nell'ambito di un turno irriguo intermedio. Come si noterà la tesi irrigata per sommersione ha manifestato una notevole permanenza nel tempo di condizioni di sovrasaturazione idrica. Ciò è da attribuire alla scarsa permeabilità determinata dalla degradazione della struttura per effetto dell'azione di compattazione e di dispersione dei colloidi, causata dagli elevati volumi idrici. A ciò aggiungasi il trasporto in profondità di particelle disperse con la conseguente formazione di uno strato poco permeabile; la cosiddetta 'suola di irrigazione'.

Inoltre, comparando questo diagramma della sommersione con quelli dell'irrigazione a pioggia, si può notare una più accentuata diminuzione dell'umidità imputabile a maggiori volumi di adacquamento ed alla perdita di porosità del terreno.

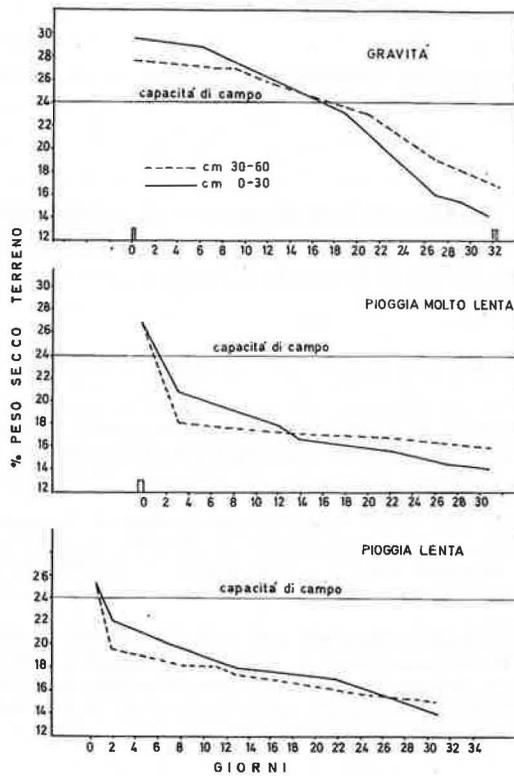


FIG. 3 — Variazioni del profilo idrico nel suolo.

Sempre con riferimento all'irrigazione per sommersione, è stata pure notata una inversione nell'andamento della curva di umidità nei due orizzonti 0-30 e 30-60 cm. Difatti la variazione dell'umidità nell'orizzonte 30-60 cm risulta poco influenzata da quella dello strato 0-30 cm. Ciò avviene in misura minore nelle due tesi irrigate a pioggia, dove si nota in genere una più stretta interdipendenza dei valori di umidità dei due strati.

La regolare discesa dell'umidità lungo il profilo del terreno nelle particelle pluvirrigate è da mettersi in relazione alla uniforme intensità oraria di pioggia commisurata alla permeabilità di questi terreni; sicché, data la finezza delle gocce, la assenza di ristagni e di fenomeni microerosivi non provoca alterazioni di ordine strutturale. Nella gravità, invece, la probabile formazione della 'suola di irrigazione', ostacola la discesa dell'acqua lungo il profilo, venendo a determinare fenomeni di anaerobiosi, tanto deleteri sia per l'apparato radicale che per la flora microbica.

6 — Relazioni tra capacità idrica di campo e determinazioni di laboratorio (1)

LUIGI CAVAZZA (*), VINCENZO COMEGNA (**) & DOMENICO LINSALATA (**) (2)

(*) Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Bologna

(**) Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Bari

Summary — *Correlation between field capacity in open field and laboratory determinations.*

The water field capacity of 33 different soils was measured in open field using the basin method. In the laboratory, moisture contents at 0.1-0.2-0.3 atm were determined, both on undisturbed and on disturbed soil samples; on the latter the moisture equivalent was determined and the field capacity estimated using the dynamic method of Feodoroff. Other physical properties of these soils were also measured in an open field and in the laboratory.

The highest correlation with the water field capacity determined in open field was shown by the moisture content of undisturbed samples at 0.1 atm ($r = +0.96$); a good correlation was also found with the moisture content of disturbed samples at 0.1 atm ($r = +0.91$). A linear relationship and not a coefficient alone has to be applied in these cases, in order to obtain a better estimate of the water field capacity.

Water field capacity in open field (undisturbed soil) seems to correspond to a water potential generally not higher than 0.1 atm, while the same moisture is found on disturbed soils at approximately 1/3 atm. The so-called moisture equivalent did not give a worse estimation than other methods ($r = +0.83$). The Feodoroff method proved no better; this method, which is founded on a dynamic principle and requires very simple implements, seems worthy of improvement.

1 — Introduzione.

L'importanza del concetto di 'capacità idrica di campo', così come quella di altri concetti simili che esso ha sostituito (per es. quello di 'capacità idrica normale', 'saturazione capillare' etc.) deriva da esigenze pratiche, connesse con problemi di drenaggio dei terreni o di irrigazione. Per tradizione, nel concetto di 'capacità idrica di campo' è insita l'idea di un contenuto di acqua nel terreno, che, almeno a partire da un certo tempo, non sia soggetto a variazioni dovute ad azione del campo gravitazionale e che, d'altra parte, non dipenda se non dalle caratteristiche del terreno nel punto considerato (e perciò, per es., non dipenda dalla distanza dalla falda, dalla presenza di sottostanti strati meno permeabili etc.).

In realtà questi ultimi ed altri fattori possono avere una importanza decisiva in molti casi particolari e d'altra parte la capacità idrica di campo varia nel tempo a partire dal momento della lavorazione del terreno ed ha un'importanza diversa secondo il tipo di terreno, l'età della pianta ed il suo apparato radicale etc.; ciò nonostante, il tradizionale concetto di capacità idrica di campo resta pur sempre molto utile e comodo in pratica.

Le più serie obiezioni al concetto di capacità idrica di campo sono di natura teorica e, su serie basi scientifiche, la più soddisfacente definizione di questo parametro idrologico

(1) Ricerche effettuate presso l'Istituto di Agronomia dell'Università di Bari col contributo finanziario del Consiglio Nazionale delle Ricerche, nell'ambito del Gruppo di lavoro per l'Irrigazione.

(2) Il dott. LINSALATA ha provveduto alle attrezzature: egli ed il dott. COMEGNA, hanno effettuato le determinazioni sia in campo che in laboratorio ed hanno curato l'elaborazione dei dati. Il prof. CAVAZZA ha soprattutto curato la discussione dei risultati.

del terreno agrario, è quella di: 'umidità' a cui il terreno, *in situ* e previamente inumidito in eccesso, eventualmente giunge, quando la velocità di percolazione, senza essere diventata eguale a zero, è però diventata tanto trascurabile da non essere svelabile con i comuni metodi di misura e nell'intervallo di qualche giorno'. E' evidente che una tale definizione, pur esprimendo correttamente il solo concetto che si può accettare ai fini pratici e compatibilmente con le conoscenze teoriche, mette pure in evidenza una certa indeterminatezza insita nella definizione stessa. Per questa ragione qualche autore (per es. PETERS) preferisce definire capacità idrica di campo 'l'umidità' del terreno, precedentemente saturato d'acqua, ad una data profondità e ad un dato tempo dall'inizio della percolazione', essendo profondità e tempo convenzionalmente scelti in maniera opportuna. Una tale definizione, che permette di dare un preciso significato alla tecnica di misura, non sembra però corrispondere esattamente a ciò che effettivamente si suole esprimere correntemente col termine di capacità di campo e ci si atterrà, perciò in seguito, alla definizione precedente.

Il solo criterio di determinazione della capacità di campo che corrisponda perfettamente alla definizione data e che funge perciò da 'standard' consiste nell'irrigare il terreno *in situ* e con falda sufficientemente profonda (per es. oltre 1,5 m) per sommersione, mediante aiuola arginata di adeguata ampiezza (per es. almeno 2×2 m²) e determinare l'umidità del terreno ad una certa profondità (per lo più entro lo strato arato) ad intervalli di tempo crescenti a partire dall'adacquamento; si prende come capacità idrica di campo l'umidità a cui il terreno, nudo e protetto da evaporazione, appare stabilizzarsi dopo la prima fase di relativamente rapida percolazione. Se in certi terreni non si ha un'apprezzabile stabilizzazione dell'umidità o se c'è falda superficiale, è il concetto stesso di capacità di campo che perde di significato e non ha più senso il determinarla.

Questo criterio, l'unico di valore assoluto, ha l'inconveniente di essere troppo laborioso e perciò costoso e non è sempre di facile applicazione dal punto di vista organizzativo. Si è cercato, perciò da lungo tempo ed in più modi di mettere a punto procedimenti di laboratorio capaci di fornire stime attendibili della capacità di campo. Sorvolando su metodi ormai del tutto superati perché fondati su principi palesemente in contrasto con la definizione di capacità di campo (per es. umidità di campioni saturati in cilindri a fondo chiuso da garza e lasciati percolare completamente) i metodi più diffusi sono quello del cosiddetto 'equivalente di umidità' (centrifugazione a 1000 volte l'accelerazione di gravità con date modalità) e le determinazioni (ormai le sole raccomandate dall'Associazione Americana di Agronomia) dell'umidità di campioni del terreno da esaminare equilibrati ad un dato potenziale dell'acqua. A quest'ultimo scopo nella letteratura statunitense si raccomanda per lo più una tensione di 1/3 atm su terreno setacciato, ma i dati sperimentali reperibili nella letteratura suggeriscono valori di 0,16 o 0,10 atm e rilevano in pratica oscillazioni ancora più ampie (per es. tra 0,05 e 1 atm).

Tutti questi metodi mirano a determinare l'umidità di campioni posti in equilibrio ad un dato potenziale idrico o comunque in determinate condizioni. Si tratta, perciò di un principio (statico) ben diverso da quello su cui si basa il fenomeno (dinamico) della capacità di campo. Offre perciò particolare interesse il metodo proposto da Féodoroff, consistente essenzialmente nel lasciar passare l'acqua da un campione bagnato ad uno asciutto dello stesso terreno ed assumere come stima della capacità di campo l'umidità raggiunta dal primo campione quando la curva, esprime la velocità di variazione della sua umidità in funzione dell'umidità stessa, mostra una brusca curvatura.

Data, da una parte, l'enorme importanza pratica di una stima della capacità idrica di campo e, dall'altra, le incertezze esistenti a proposito dei metodi di laboratorio atti a stimarla, si è dato inizio alla seguente ricerca.

2 — Materiali e metodi.

Si sono esaminati 33 diversi terreni, nella provincia di Bari, Brindisi, Foggia e Matera, scegliendoli in modo da comprendere tra essi i casi più diversi. Si trattava quasi sempre di terreni agrari (arboreti vecchi o ritagli di terreno nudo tra seminativi) lavorati nell'autunno precedente e che all'atto delle prove di campo si trovano in condizioni intermedie di

TABELLA 1 — Caratteristiche generiche dei terreni esaminati.

N. DEL TERRENO	SCHELETRO ($\varnothing > 2$ mm) (% SUL TOTALE)	SABBIA ($\varnothing > 0,02$) (% SU TERRA FINA) (*)	LIMO ($0,02 > \varnothing > 0,002$) (% SU TERRA FINA) (*)	ARGILLA ($\varnothing < 0,0002$) (% SU TERRA FINA) (*)	CALCARE (% SU TERRA FINA)	SOSTANZA ORGANICA (% SU TERRA FINA)	STABILITÀ DI STRUTTURA (%) (**)			PESO SPECIFICO REALE (g/cm ³)	PESO SPECIFICO APPARENTE (g/cm ³) (TERR. INDIST.)	POROSITÀ (% IN VOL.) (TERR. INDIST.)
							SENZA PRETRATTAMENTO	PRETRATTAMENTO IN ALCOL	PRETRATTAMENTO IN BENZENE			
1	1,47	20,85	24,28	54,87	1,00	1,05	33,15	72,03	2,96	2,43	1,32	45,70
2	2,43	24,16	35,88	39,96	50,50	2,01	10,78	76,90	2,59	2,45	1,21	50,60
3	4,78	24,87	29,97	45,16	39,50	3,27	17,75	71,02	4,18	2,44	1,18	51,60
4	1,37	26,41	22,16	51,43	1,00	1,72	24,75	73,82	2,37	2,38	1,48	37,80
5	1,38	31,81	28,88	39,31	33,00	1,84	10,78	65,18	1,87	2,54	1,45	42,90
6	0,00	32,13	38,19	29,68	11,00	3,45	14,12	69,90	12,00	2,49	1,37	45,00
7	0,00	32,40	39,83	27,77	7,00	4,88	20,82	67,31	23,25	2,40	1,21	49,50
8	12,57	32,98	20,57	46,45	2,80	2,70	21,42	69,08	6,08	2,38	1,27	46,60
9	6,44	34,16	31,14	34,70	10,00	2,81	19,88	63,72	4,74	2,38	1,22	48,70
10	8,32	34,20	23,55	42,25	14,00	4,45	40,23	78,82	35,26	2,41	0,96	60,00
11	0,69	34,79	19,17	46,04	0,00	1,52	22,67	79,82	2,33	—	—	—
12	9,27	34,98	27,13	37,89	1,50	2,28	11,46	55,37	6,40	2,45	1,32	46,10
13	0,00	35,56	37,58	26,86	6,00	4,70	14,34	70,63	15,06	2,38	1,26	47,10
14	1,81	36,12	20,59	43,29	14,00	2,14	7,25	54,26	1,74	2,48	1,49	39,90
15	4,46	36,58	28,13	35,29	6,00	3,58	18,23	71,29	4,69	2,47	1,20	51,40
16	9,05	36,65	27,86	35,49	8,00	2,05	14,60	70,65	2,47	2,44	1,28	47,50
17	1,49	37,43	18,28	44,29	1,50	2,68	13,98	56,58	4,48	2,37	1,32	44,30
18	13,10	37,49	34,76	27,75	53,00	2,01	8,16	57,74	4,15	2,57	1,43	44,40
19	1,01	37,85	5,97	56,18	1,00	2,32	9,05	45,10	3,28	2,40	1,00	53,30
20	7,16	38,86	32,29	28,85	37,50	2,02	8,64	43,79	6,87	2,44	1,22	50,00
21	5,26	39,70	33,78	26,52	43,00	1,22	7,31	55,35	2,15	2,50	1,50	40,00
22	13,32	42,77	27,18	30,05	48,50	2,08	8,64	45,13	5,84	2,53	1,33	47,40
23	8,43	42,90	26,50	30,60	38,50	2,48	17,93	54,03	9,50	2,49	1,34	46,20
24	11,28	43,20	37,33	19,47	26,00	1,98	25,69	61,94	7,35	2,40	—	—
25	0,00	45,44	35,36	19,23	10,00	4,93	46,34	69,94	51,19	2,56	1,30	49,20
26	2,76	47,14	13,77	39,09	3,50	1,93	5,48	34,07	2,19	2,48	1,35	45,60
27	10,92	49,73	23,86	26,41	42,00	3,77	36,30	73,67	20,35	2,36	1,07	54,70
28	21,22	53,88	22,22	23,90	52,00	2,99	20,10	64,56	10,22	2,48	1,23	50,40
29	2,32	54,99	20,86	24,15	38,00	1,67	6,23	41,87	2,60	2,48	1,40	43,50
30	7,18	55,60	25,18	19,22	13,00	1,38	24,29	75,47	11,40	2,60	1,23	53,80
31	25,58	58,84	25,16	16,06	48,50	0,95	25,85	47,99	16,16	2,49	1,38	44,60
32	0,00	83,03	10,49	4,48	15,06	0,56	—	—	—	2,65	1,37	48,30
33	0,00	96,98	1,31	1,71	20,00	0,00	—	—	—	2,59	1,33	48,60

(*) Su terra fina privata solo di sostanza organica.

(**) Frazione di materiale disaggregabile costituito da particelle $\varnothing < 0,2$ mm, che ha resistito all'azione disgregante del trattamento.

umidità; solo i terreni indicati coi n. 32 e 33 erano depositi golenali del fiume Sinni; in nessun caso, almeno all'atto delle determinazioni in campo, vi era falda meno profonda di 2 m dalla superficie, eccettuato il caso della sabbia grossolana (n. 33) che aveva una falda di circa 1 m di profondità.

Nella Tab. 1, sono riportati i risultati di alcune determinazioni chimiche come calcare (al calcimetro) e materia organica (met. al bicromato, modif. Walkley e Black), la loro composizione granulometrica (classificazione Atterberg; vedere anche la Fig. 1) e gli indici di stabilità di struttura (pretrattamenti col metodo Hénin; terreno setacciato a 2 mm; 30 oscill./min \times 30 min in acqua, su setaccio a maglie da 0,2 mm; dati espressi come particelle stabilmente agglomerate con $\varnothing > 0,2$ mm, in % del totale delle particelle con $\varnothing > 0,2$ mm).

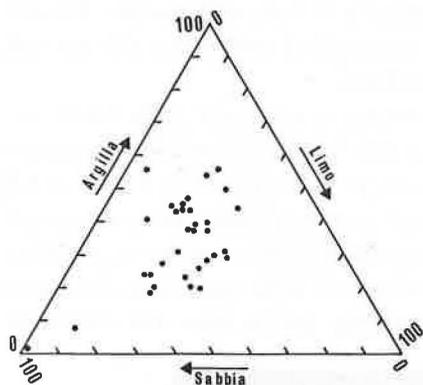


FIG. 1 — Composizione granulometrica dei terreni esaminati (classificazione Atterberg; campioni privati solo della materia organica).



FIG. 2 — Determinazione *in situ* della capacità idrica di campo.

Nel corso della primavera del 1968 sono state effettuate sui 33 diversi terreni, determinazioni dirette *in situ*, della capacità idrica di campo. A tale scopo si delimitavano mediante arginelli, aiuole di $2 \times 2 = 4$ m² (Fig. 2), in cui venivano immessi 200 litri di acqua (pari a 500 m³/ha, ossia pressappoco ad un comune volume di adacquamento). Appena scomparsa l'acqua dalla superficie del terreno veniva quivi preso lontano dai bordi un campione

per la determinazione dell'umidità; il campionamento veniva ripetuto a 15 cm di profondità dopo 24, 48 e 72 ore. La superficie delle aiuole tra un campionamento e l'altro restava coperta con foglio di plastica.

Contemporaneamente alla determinazione della capacità idrica di campo si è misurata, nelle immediate vicinanze dell'aiuola, la velocità di infiltrazione col metodo del doppio cilindro (Münze-Musgrave; carico costante di 5 cm) e si sono prelevati, a circa 15 cm di profondità, sia campioni disturbati di terreno che, a mezzo di apposita sonda costruita in Istituto, campioni indisturbati (cilindri con $\varnothing = 4,8$ cm e volume di 100 cm³).

Successivamente, in laboratorio, si sono preliminarmente determinati per ogni terreno: peso specifico reale (= della parte solida del terreno; metodo del picnometro), peso specifico apparente in campo e porosità (determinati più esattamente sui campioni indisturbati e riferiti al terreno secco). Sui campioni disturbati e setacciati a 2 mm, si è inoltre determinata la conducibilità idrica in condizioni di saturazione e, per 16 di essi, anche alle tensioni di 0,05 - 0,10 - 0,20 e 0,30 atm, secondo il metodo Gardner.

Per confronto con la capacità idrica misurata in campo, si sono poi determinati per ogni terreno l'umidità equivalente (su terreno setacciato; met. usuale), l'umidità del terreno previamente equilibrato (su cassette di Stackman) a tensioni dell'acqua di 0,1 - 0,2 e 0,3 atm (sia su campioni indisturbati che su terreno setacciato) e si è infine stimata la capacità di campo col metodo Féodoroff. Quest'ultimo, brevemente, consiste nel porre in ognuno di 5 cilindri di ottone ($\varnothing = 3$ cm; fondo chiuso con garza) della terra setacciata secca all'aria, riempiendoli per circa 3 cm di altezza ed inumidendo poi la terra *per ascensum*.

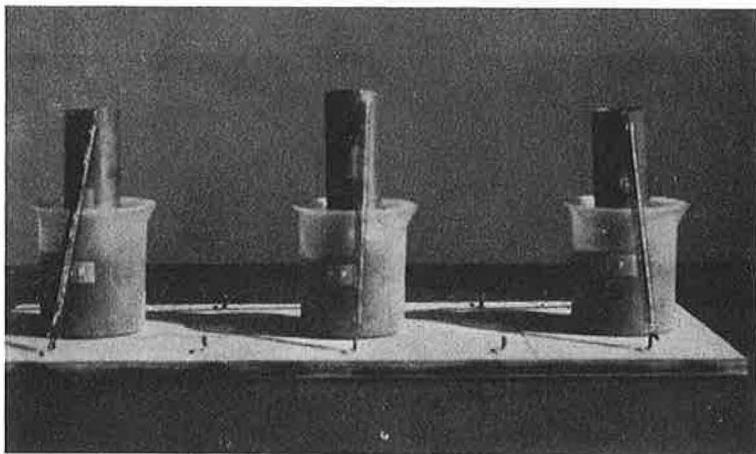


FIG. 3 — Attrezzatura per la stima in laboratorio della capacità idrica di campo col metodo Féodoroff.

I tubi, quindi, vengono chiusi all'altro estremo e trasportati su di una quantità circa 6 volte maggiore dello stesso terreno secco contenuta in altrettanti *becker* (Fig. 3). L'acqua comincia così a passare dal terreno umido a quello secco sottostante, posti a contatto attraverso la garza; rispettivamente a 3, 10 - 24, 48 e 72 ore da questo momento si preleva il terreno di uno dei tubi e se ne misura l'umidità. Su di un grafico si portano i rapporti tra la differenza di umidità tra 2 prelievi consecutivi e l'intervallo di tempo tra questi, in funzione dell'umidità media degli stessi due prelievi. Si prende per stima della capacità di campo l'umidità alla quale più bruscamente si piega questa curva.

3 — Risultati e discussione. Capacità idrica di campo e caratteristiche generali del terreno.

Si cominci con l'esame dei dati di capacità idrica di campo (in seguito indicato con l'abbreviazione *c.i.c.*), che rappresentano il criterio 'standard'.

Dalla Fig. 4 è ben evidente che, a parte gli errori sperimentali, in tutti i 33 terreni le curve dell'umidità diventano *praticamente* orizzontali a partire dalla determinazione fatta dopo 1 giorno, anzi, verisimilmente, parecchie ore prima. In tutti i terreni esaminati, perciò, dai più sabbiosi (97% di sabbia) ai più argillosi (55% di argilla), privi o ricchi di

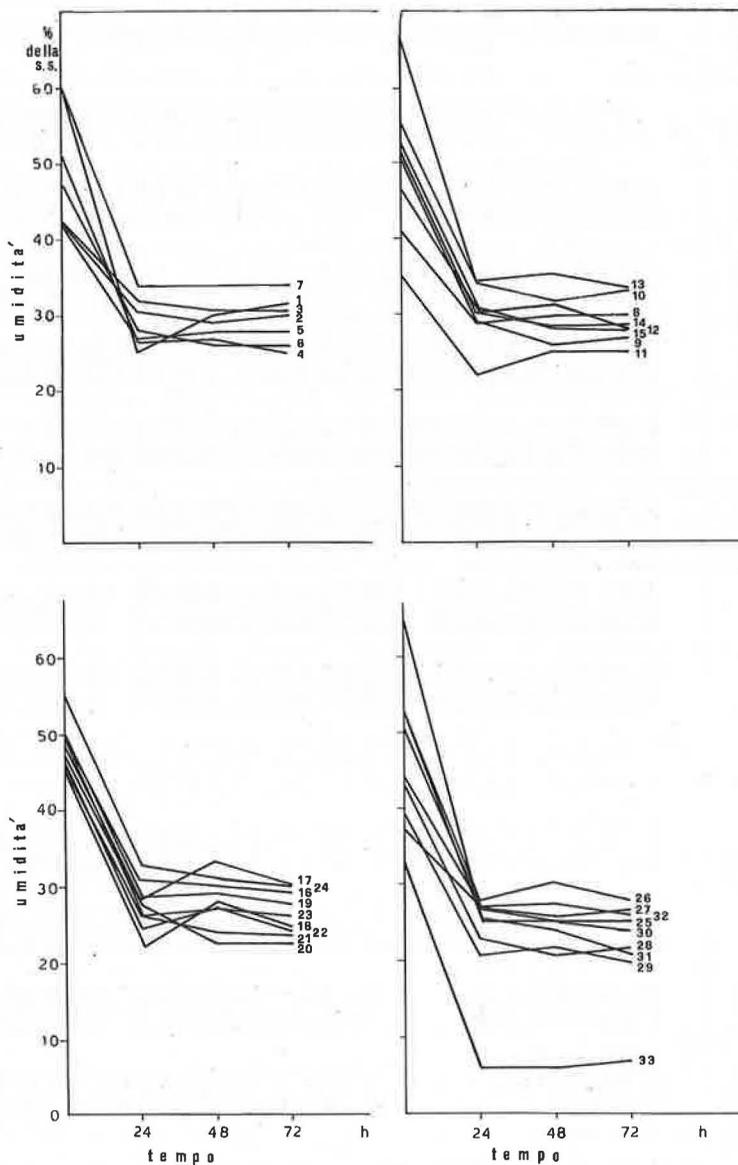


FIG. 4 — Variazioni dell'umidità del terreno in funzione del tempo, nel corso della determinazione *in situ* della capacità idrica di campo.

TABELLA 2 — Caratteristiche idrologiche determinate sui vari terreni.

N. DEL TERRENO	UMIDITÀ IN SUPERFICIE AL TERMINE DELLA INFILTRAZIONE (*)		CAPACITÀ IDRICA DI CAMPO (= c.i.c.) (% DELLA S.S.)	EQUIVALENTE DI UMIDITÀ (% DELLA S.S.)	UMIDITÀ A TENSIONI DATE (% d.s.s.)						METODO FEODOROFF (% d.s.s.)		VELOCITÀ DI INFILTRAZIONE (**) (cm/min)	CONDUCIBILITÀ IDRICA SU TERRENO SETACCIATO (cm/d)				
	% IN PESO SU TERR. SECCO	% SUL VOLUME TOTALE			TERRENO INDISTURBATO			TERRENO SETACCIATO A 2 mm			UMIDITÀ DOPO 3 ORE	STIMA DELLA c.i.c.		TERRENO SATURO	A 0,05 atm	A 0,1 atm	A 0,2 atm	A 0,3 atm
					A 0,1 atm	A 0,2 atm	A 0,3 atm	A 0,1 atm	A 0,2 atm	A 0,3 atm								
1	60,02	79,22	27,72	30,80	29,33	28,07	27,81	35,39	32,55	29,59	32,00	27,00	—	29	3,00	0,60	0,05	0,02
2	41,88	50,67	29,90	27,76	31,60	28,14	27,30	33,13	30,96	28,44	30,00	25,00	0,20	29	—	—	—	—
3	42,28	49,89	31,20	31,04	30,81	27,33	26,44	37,87	35,33	33,17	34,00	28,00	0,41	14	—	—	—	—
4	51,50	76,22	26,79	27,92	25,78	24,72	24,63	31,64	29,27	28,50	27,00	22,50	0,35	29	—	—	—	—
5	42,13	61,09	27,54	27,31	25,19	24,25	23,72	34,01	30,71	29,73	28,00	23,00	0,36	12	—	—	—	—
6	47,43	64,98	26,93	29,55	29,14	27,34	26,73	37,72	34,38	34,00	33,00	25,00	—	7	—	—	—	—
7	59,56	72,07	33,80	30,94	35,44	32,91	31,37	40,49	37,59	34,39	33,00	27,00	0,24	7	0,50	0,30	0,10	0,04
8	39,53	50,20	29,70	29,18	27,91	25,65	25,00	34,64	31,87	29,53	29,00	27,00	0,34	202	—	—	—	—
9	51,43	62,74	27,50	27,45	27,99	25,14	24,64	32,08	29,49	27,17	26,00	22,00	0,38	374	—	—	—	—
10	66,37	63,71	33,29	34,35	32,21	30,19	29,64	41,81	39,16	35,38	39,50	31,00	0,98	86	0,70	0,12	0,04	0,02
11	—	—	23,30	23,23	—	—	—	29,48	26,90	24,59	25,00	21,00	—	58	—	—	—	—
12	46,06	60,80	29,57	27,65	28,32	26,14	25,34	32,90	29,67	28,67	27,00	23,00	0,41	101	1,80	0,35	0,06	0,03
13	55,31	69,69	34,45	30,81	32,20	30,35	29,58	39,05	36,20	33,99	—	—	0,09	6	—	—	—	—
14	51,03	76,03	29,26	28,63	26,26	25,04	24,51	35,25	31,56	29,07	27,00	22,00	0,09	43	2,02	0,30	0,07	0,03
15	52,46	62,95	29,60	29,70	27,22	25,38	24,98	37,48	33,40	30,62	30,00	23,00	0,51	9	0,70	0,30	0,07	0,04
16	49,61	63,50	30,45	29,22	28,93	26,56	25,61	34,36	31,32	30,19	26,50	23,00	0,41	72	—	—	—	—
17	48,04	63,41	27,68	26,38	27,11	24,56	23,66	30,62	28,27	26,38	28,00	22,00	0,14	432	—	—	—	—
18	44,06	63,01	22,14	24,63	23,26	22,03	21,53	28,97	26,15	25,43	23,00	20,00	0,09	14	1,80	0,40	0,08	0,05
19	52,55	52,55	29,46	30,87	29,22	27,37	26,71	37,05	33,28	31,33	30,00	26,00	0,38	101	1,80	0,50	0,05	0,02
20	46,82	57,12	25,12	25,81	23,19	21,06	20,26	32,56	28,48	27,52	23,00	17,00	0,20	29	3,50	0,80	0,15	0,04
21	49,47	74,20	24,70	25,63	24,42	22,85	22,28	37,82	29,71	28,27	24,00	22,00	0,29	12	3,50	1,00	0,20	0,08
22	45,73	60,82	24,64	26,20	24,45	22,28	21,49	29,41	26,74	25,81	24,00	20,00	0,11	101	—	—	—	—
23	46,22	61,93	26,12	25,80	25,23	23,12	22,39	31,54	28,09	24,89	25,00	20,00	0,10	245	1,80	0,28	0,04	0,02
24	56,33	—	32,08	30,29	—	—	—	37,50	33,92	31,49	35,00	28,00	—	29	—	—	—	—
25	63,67	82,77	27,35	27,21	30,37	28,28	27,03	38,55	36,26	32,99	—	—	0,03	12	—	—	—	—
26	53,98	72,87	29,52	29,37	28,93	26,85	26,83	37,90	33,49	29,55	30,00	25,00	0,26	216	3,50	0,35	0,02	0,01
27	51,02	54,59	26,52	27,81	27,73	25,92	24,95	34,17	30,76	28,09	25,00	22,00	0,41	72	—	—	—	—
28	43,61	53,64	22,34	23,41	22,41	19,47	18,82	26,65	23,99	22,27	21,00	17,00	0,38	345	—	—	—	—
29	40,38	56,53	21,66	21,08	20,58	18,90	18,28	28,44	24,12	22,27	20,00	16,00	0,23	14	—	—	—	—
30	43,67	53,71	26,18	24,03	24,67	22,99	22,21	31,68	27,33	26,52	22,00	17,00	0,13	29	1,00	0,30	0,08	0,03
31	52,55	72,52	25,10	23,01	23,18	20,06	19,16	26,84	24,07	21,79	20,00	14,00	0,06	249	6,00	0,40	0,08	0,04
32	37,22	50,99	27,31	11,11	26,07	13,34	10,74	29,76	15,03	12,39	20,00	13,00	0,09	72	—	9,00	0,20	0,04
33	33,26	44,24	6,39	2,77	4,19	2,65	2,44	4,21	3,65	2,58	23,00	10,00	—	1080	65,00	3,00	0,02	—

(*) E' il risultato della prima determinazione di umidità nella prova di c.i.c. in campo; può valere come stima della capacità idrica massima.

(**) Media dei primi 90 min.

calcare (sino al 53%), di struttura buona o modesta, ha senso parlare in pratica di una *c.i.c.*, così come precedentemente definita.

Se si considerano i valori dell'umidità rilevati in campo subito dopo la scomparsa dell'acqua di superficie per infiltrazione (2^a colonna della Tab. 2, ossia valori iniziali delle spezzate della Fig. 4) sembrerebbe logico assumerli pari alle capacità idrica massima dei terreni e, previa trasformazione dalla base in *s.s.* a quella in volume totale, pari alla porosità dei terreni. In realtà se si confrontano questi dati con quelli della porosità totale misurata sui campioni indisturbati, non si riesce a mettere in evidenza nessuna significativa correlazione tra di essi. Il coefficiente di variabilità dell'umidità del terreno saturo risulta nettamente superiore a quello della porosità ($\pm 15,2\%$ contro $\pm 9,7\%$ per la porosità) e la media di questi valori dell'umidità, espressa in volume (62,5%), risulta nettamente più alta dei valori della porosità (47,6%). Presumibilmente questi risultati risentono delle imperfezioni insite nei due diversi metodi di prelievo del campione e di determinazione, ma certo molta importanza debbono avere avuto i fenomeni di rigonfiamento colloidale.

La *c.i.c.* misurata in campo tende in generale ma chiaramente a variare in funzione della composizione granulometrica dei terreni (Fig. 5); più in particolare essa decresce col crescere del contenuto in sabbia e, perciò, col decrescere del contenuto di limo + argilla. Non si è riusciti a mettere in evidenza nessuna relazione significativa tra *c.i.c.* e gli indici di stabilità di struttura determinati e nemmeno con il contenuto in calcare o con quello in materia organica ⁽³⁾.

Anche il confronto tra la capacità idrica di campo e la massima umidità misurata in campo subito dopo la scomparsa dell'acqua di superficie nella prova di campo (assunta come capacità idrica massima), non mostra che una bassa correlazione positiva. In media, la *c.i.c.* è pari al 50% della *c.i.* max e tendenzialmente costituisce una frazione tanto più piccola della capacità idrica massima quanto più questa è alta (Fig. 6). Il coefficiente di variazione della *c.i.c.* ($\pm 18,2\%$) è minore di quello della capacità idrica massima.

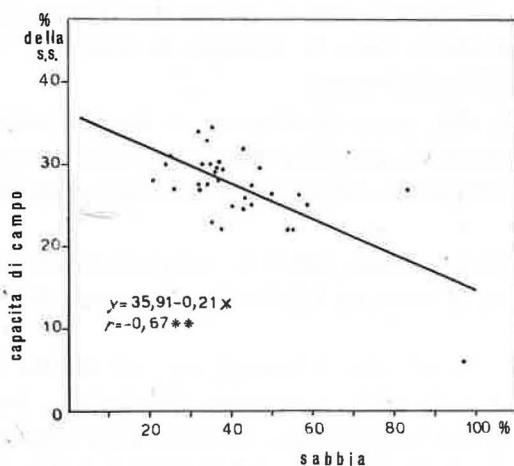


FIG. 5 — Influenza della composizione granulometrica dei terreni sulla loro capacità idrica di campo.

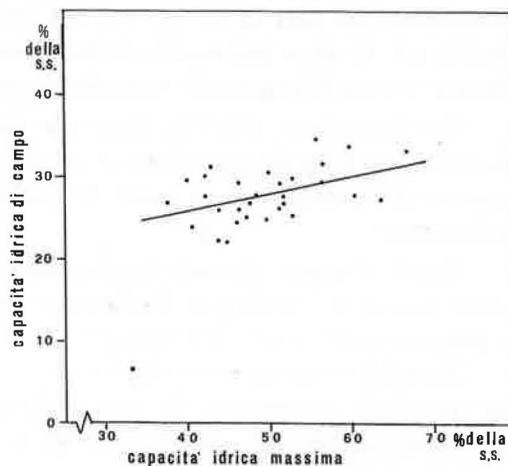


FIG. 6 — Relazione tra capacità idrica di campo e capacità idrica massima. Dal calcolo della retta di regressione è stato escluso il punto in sinistra in basso (sabbia grossolana; terreno n. 33).

⁽³⁾ Si può incidentalmente notare l'esistenza di una significativa correlazione degli indici di struttura, presi a due a due, determinati dopo i tre tipi di pretrattamento ideati da Hénin.

4 — Stima della 'c.i.c.' mediante misure tensiometriche.

Per quanto riguarda le relazioni tra la *c.i.c.* ed il potenziale dell'acqua nel terreno, l'esame delle Fig. 7-a, 7-b, 7-c, 7-d, 7-e, 7-f, mostra chiaramente quanto segue.

<a> La correlazione migliore, a parità di tensione, si ha sempre quando si opera in laboratorio su campioni indisturbati.

 Su campioni sia disturbati, che indisturbati, la correlazione sembra crescere col decrescere della tensione a cui il terreno viene equilibrato; una un'influenza notevole in questo senso è esercitata dal valore che si ottiene per la sabbia fine (terreno n. 32); i coefficienti di correlazione, infatti, risultano quasi eguali se si esclude questo ultimo campione (sono rispettivamente di 0,96 - 0,96 - 0,95 e 0,91 - 0,94 - 0,93 per le tre tensioni crescenti su campioni indisturbati o disturbati).

<c> I valori dell'umidità corrispondente alle tensioni prestabilite decrescono in media col crescere della tensione applicata e sono normalmente più bassi per i campioni indisturbati rispetto a quelli disturbati. Come medie dei 33 terreni (e perciò pure dall'esame dei baricentri delle nuvole di punti della Fig. 7) si hanno i risultati della Fig. 8, da cui, più in particolare, risulta che l'aumento di umidità procurato dalla manipolazione del terreno (setacciamento attraverso fori di 2 mm di \varnothing) è tanto minore, come è da attendersi, quanto maggiore è la tensione (+ 24,5% a 0,1 atm; + 22,2% a 0,2 atm; + 18,6% a 0,3 atm); ciò significa che di altrettanto è cresciuto il volume complessivo dei pori di diametro (equivalente) inferiore, rispettivamente, a circa 30, 15 e 10 μ nei tre casi.

<d> La *c.i.c.* ha valori che, nella serie dei campioni indisturbati (Fig. 7), sono prevalentemente più vicini all'umidità che il terreno ha alla tensione di 0,1 atm. Nel complesso, dalla Fig. 8 si può stimare che la *c.i.c.* corrisponda, come media dei 33 terreni, all'umidità a circa 0,08 atm (corrispondente a pori massimi, pieni d'acqua del \varnothing di 38 μ) sui campioni indisturbati, mentre eguaglia pressappoco quella a 0,35 atm (pori del diametro di circa 9 μ) sui campioni disturbati. Da questi dati si deduce, incidentalmente, che il volume complessivo dei pori di $\varnothing \leq 9 \mu$ nel terreno disturbato è pari al volume complessivo dei pori di $\varnothing \leq 38 \mu$ nel terreno indisturbato; ciò mette bene in evidenza la notevole influenza del cambiamento di struttura operato dal setacciamento.

<e> Ritornando alla Fig. 7, si può rilevare che, come conseguenza di quanto prima osservato, le rette di regressione si spostano pressocché parallelamente verso sinistra col crescere della tensione e, a parità di tensione, col passare dal campione disturbato a quello indisturbato.

<f> Per quanto riguarda la possibilità di determinazione della *c.i.c.* a mezzo di misurazioni statiche di umidità a determinata tensione, effettuate in laboratorio, da quanto detto, si possono trarre le seguenti conseguenze:

La migliore stima *bruta* della *c.i.c.* si ha ricorrendo alla determinazione dell'umidità a 0,1 atm (più esattamente, da questi risultati, a 0,08 atm) su campione *indisturbato*, con errore medio valutabile (nell'ipotesi che i 33 terreni rappresentino un buon campione casuale di tutti i possibili terreni) pari a $\pm 1,59$ (= 5,86% della media), oppure a 1/3 di atmosfere (più esattamente dai dati illustrati, 0,35 atm) su campione *disturbato*, con errore medio di $\pm 3,46$ (12,75%); il ricorso ad altre tensioni porta a risultati affetti da apprezzabili errori *sistematici*.

L'uso della stima *bruta*, che pure è quello più comune, equivale ad assumere implici-

tamente che la retta, rappresentante la relazione tra *c.i.c.* e umidità a tensione data, passi per l'origine degli assi. Dai grafici della Fig. 7 ciò non risulta mai esatto.

Una stima nettamente più attendibile, perciò, si ottiene operando una trasformazione lineare del dato bruto, ossia moltiplicandolo per l'opportuno coefficiente di regressione ed aggiungendogli la corrispondente costante, secondo le equazioni delle Fig. 7 da *a* ad *f*. Que-

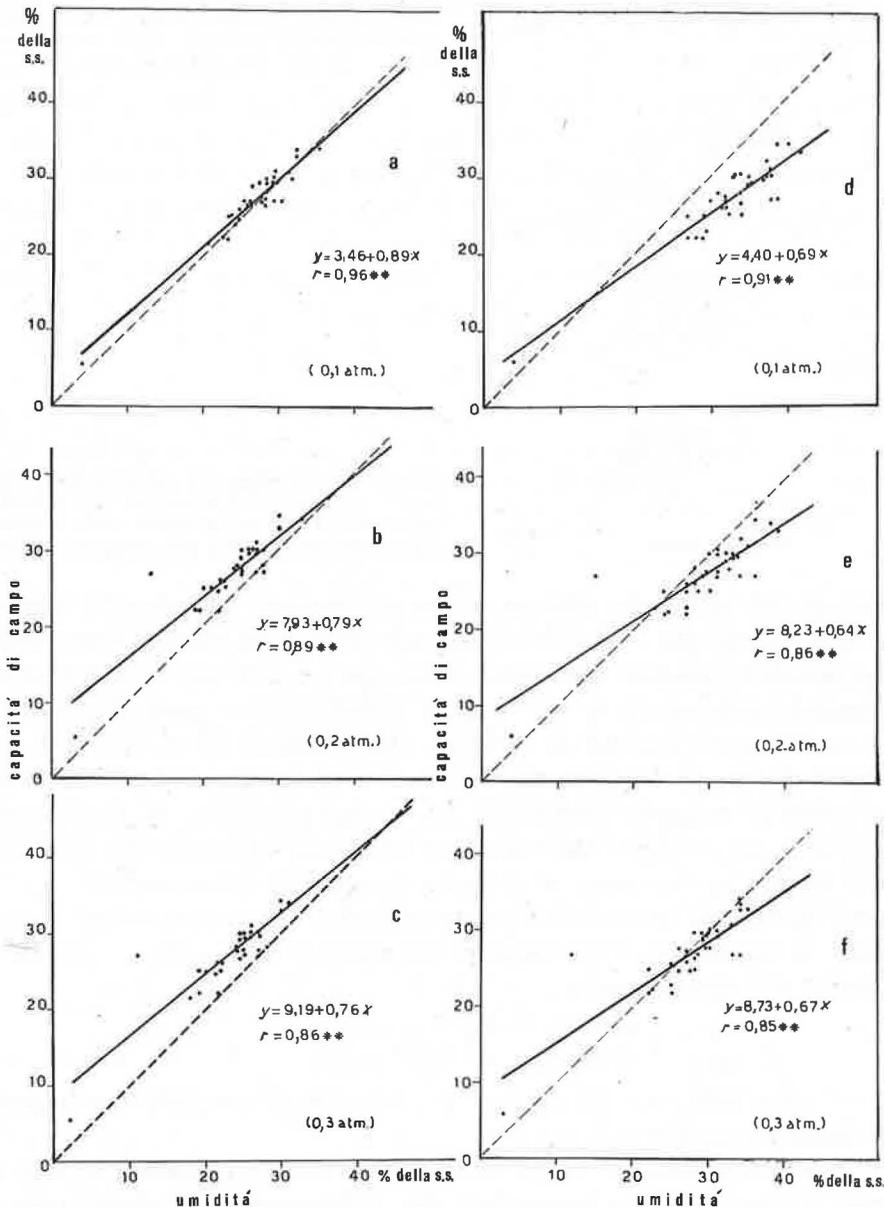


Fig. 7 — Relazione tra umidità del terreno a determinato potenziale matriciale (tensione) e capacità idrica di campo. I grafici *a*, *b*, *c* si riferiscono alle determinazioni su campioni indisturbati, equilibrati rispettivamente a 0,1-0,2-0,3 atm; quelli *d*, *e*, *f*, analogamente, si riferiscono a terreno setacciato a 2 mm. La retta tratteggiata indica il caso ipotetico di perfetta corrispondenza delle due variabili; la significatività della retta di regressione (linea continua) e del corrispondente coefficiente di correlazione sono indicati con due asterischi ($P = 0,01$).

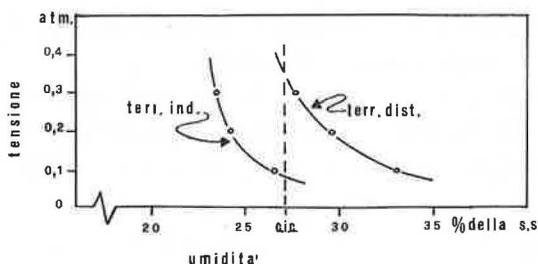


FIG. 8 — Influenza della struttura del terreno (confronto tra terreno indisturbato e terreno setacciato) sulla relazione tensione/umidità e sulla relazione tra capacità idrica di campo (*c.i.c.*) e tensione dell'acqua. Medie dei 33 terreni esaminati.

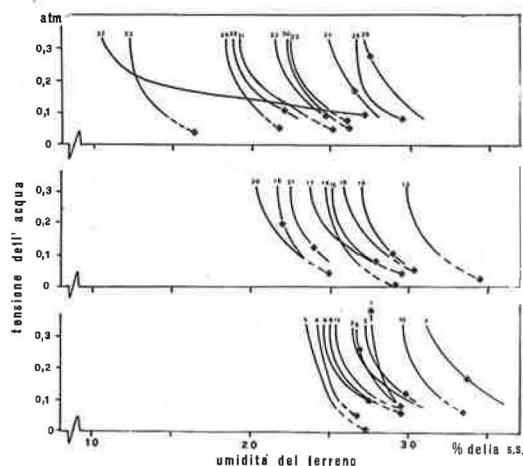


FIG. 9 — Relazione tra capacità idrica di campo (*c.i.c.*) e tensione dell'acqua. La *c.i.c.* è indicata per ogni terreno con un asterisco sulla corrispondente curva tensione/umidità del campione indisturbato.

sto procedimento con qualunque tensione e tipo di campione (disturbato o indisturbato) è esente da errori sistematici e l'errore sperimentale della stima decresce apprezzabilmente ed è minimo quando la tensione applicata è di 0,1 atm ($\pm 1,38$ pari al 5,09% circa della media, su campioni indisturbati; $\pm 2,04$ pari al 7,53% circa, su quelli disturbati); a 0,3 atm l'errore sarebbe, per i due tipi di campioni, rispettivamente di $\pm 2,51$ e $\pm 2,59$.

E' evidente che per la maggiore rapidità di determinazione, per il minore costo delle attrezzature, e per la maggiore attendibilità dei risultati ottenibili, la determinazione a 0,1 atm, meglio se su campione indisturbato, è nettamente preferibile alle determinazioni a tensioni più elevate, e, comunque, al risultato *bruto* di tali determinazioni.

Gli errori delle stime non variano apprezzabilmente se si arrotondano i parametri delle equazioni di regressione, rispettivamente per campioni indisturbati e disturbati equilibrati a 0,1 atm, nel seguente modo:

$$(c.i.c.)_{st} = 0,9 U_{ind} + 3,5$$

$$e: (c.i.c.)_{st} = 0,7 U_{dis} + 4,4$$

ove $(c.i.c.)_{st}$ = stima della *c.i.c.*; U_{ind} e U_{dis} = le umidità di campioni rispettivamente indisturbati e disturbati equilibrati a 0,1 atm.

<g> E' interessante osservare che il miglioramento della correlazione tra *c.i.c.* e umidità a 0,1 atm, rispetto a quella a tensione più alta, è determinato dal rientro nella nuvola del punto corrispondente al terreno costituito in forte prevalenza da sabbia fine (n. 32 nella Tab. 1). Per meglio comprendere il significato di questo comportamento si ricordi ancora che la *c.i.c.* osservata *in situ* corrisponde a tensioni aggirantesi in media intorno ad 0,1 atm e perciò con pori sino a 30 μ di diametro pieni di acqua; i pori nettamente pre-

valenti in una sabbia fine in prima approssimazione hanno diametri dello stesso ordine di quelli prevalenti tra le particelle solide ($20 < \varnothing < 200 \mu$) ed è perciò chiaro che questi pori risulteranno tutti pieni d'acqua sia, *in situ*, alla *c.i.c.*, che, in laboratorio, a 0,1 atm, ma non a 0,2 atm o più (pori saturi non più grandi di 15μ o meno).

Se un terreno avesse una forte prevalenza di pori con diametro superiore a 30μ (corrispondenti, se pieni d'acqua, a tensioni inferiori a 0,1 atm), questi resterebbero vuoti tanto *in situ* alla *c.i.c.*, quanto a ciascuna delle tensioni provate; è questo evidentemente il caso del materiale sabbioso grossolano indicato col n. 33 nelle tabelle ed a cui corrisponde il punto più basso nei grafici della Fig. 7, poco influenzato dal variare della tensione. Infine, i punti di tutti i terreni aventi una netta prevalenza di pori con diametri molto più piccoli di quelli corrispondenti alle tensioni esaminate (cioè più piccoli di 10μ) e che resteranno perciò sempre pieni d'acqua a queste stesse tensioni, non possono essere influenzati dalle variazioni di tensione al di sotto delle 0,3 atm. Nel complesso, perciò, è chiaro che l'applicazione in laboratorio di tensioni superiori a quella (supposta poco variabile da caso a caso) che si ha *in situ* alla *c.i.c.* sposta in maniera anomala, fuori della nuvola dei punti (verso sinistra nelle Fig. 7-a e d) solo quelli dei terreni che hanno una prevalente frequenza di pori con diametro corrispondente alla tensione della *c.i.c.* Questa interpretazione degli spostamenti del punto corrispondente alla sabbia fine rappresenta una ulteriore conferma del fatto che la tensione dei terreni alla *c.i.c.*, *in situ*, si aggira intorno ad un decimo di atmosfera.

5 — 'C.i.c.' ed equivalente di umidità.

Si prendano ora in esame i risultati dell'equivalente di umidità, esposti nella Fig. 10. E' evidente la loro notevole analogia con quelli della Fig. 7-f. Come media di tutti i terreni si ha un valore *bruto* di 26,39, anche in questo caso poco più basso della *c.i.c.* media (27,13); anche in questo caso la correlazione tra *c.i.c.* ed equivalente di umidità è piuttosto bassa ($r = \pm 0,83$) e la stima ottenuta mediante impiego dell'equazione di regressione riduce l'errore sperimentale a $\pm 2,75$; anche in questo caso il terreno finemente sabbioso fornisce un punto molto anomalo. Questi risultati giustificano l'uso che un tempo diffusamente si fece di questa tecnica come stima della *c.i.c.*, insieme a quella dell'umidità

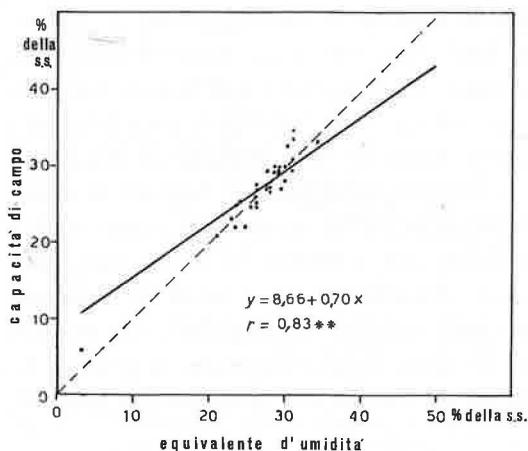


FIG. 10 — Relazione tra equivalente di umidità e capacità idrica di campo. Il grafico è costruito coi criteri adottati per la Fig. 7.

ad $1/3$ di atm. Anche rispetto all'equivalente di umidità, perciò, appare superiore il criterio dell'umidità a $0,1$ atm, sebbene il primo sia molto più rapido, ma richieda un'attrezzatura ben più costosa.

E' interessante ricordare qui che la tecnica del cosiddetto equivalente di umidità, così come è tuttora in uso, fu ideata in base ad un ragionamento ormai del tutto superato come errato. Il metodo, in realtà, misura l'umidità media di un campione di terreno disturbato (ma sottoposto a sollecitazioni meccaniche superiori a quelle verificantisi con gli altri criteri prima citati) i cui vari strati, paralleli alla base, devono trovarsi a potenziale idrico diverso e fortemente variabile in funzione della distanza lungo il raggio di centrifugazione. Più in particolare, mentre la faccia del campione distale, rispetto all'asse della centrifuga, non può che trovarsi praticamente a potenziale zero (l'acqua ne fuoriesce per effetto di centrifugazione), la faccia prossimale si trova ad un potenziale idrico pari circa al prodotto dello spessore del campione per l'accelerazione centrifuga. Con la comune tecnica si hanno campioni dello spessore di 1 cm ed accelerazioni centrifughe di 1000 volte la gravità; il potenziale dell'acqua alla faccia prossimale risulta perciò di circa 1 atm; solo a $1/3$ dello spessore del campione il potenziale è di circa $1/3$ atm. Il potenziale dell'acqua in ogni straterello di terreno a partire dalla faccia distale è con buona approssimazione proporzionale alla distanza dello straterello dalla stessa faccia distale. D'altra parte l'umidità media del campione è data dall'integrale definito dell'umidità del terreno espressa in funzione del suo potenziale (a sua volta funzione del raggio di centrifugazione) esteso per tutto lo spessore del campione, il tutto diviso per lo stesso spessore del campione. Se si ricorre alla curva media della relazione potenziale/umidità per i campioni disturbati (Fig. 8, o più estesamente dalla media delle curve di Fig. 9), si può calcolare in via grossolanamente approssimata l'umidità da attendersi come media degli 'equivalenti di umidità' determinati; si ottiene un valore un po' più alto del 27% di umidità, che supera un poco il valore medio osservato ($26,47\%$); questa lieve differenza, ammesso che fosse significativa, potrebbe essere facilmente interpretata come conseguenza dell'azione costipante esercitata dalla centrifugazione sulla parte solida del terreno, la cui curva tensione/umidità si sposterebbe così un poco verso quella del terreno indisturbato.

6 — Determinazione col metodo Féodoroff.

Tutti i criteri di laboratorio sin qui discussi presuppongono che l'acqua abbia raggiunto l'equilibrio entro la massa del campione e con il sistema di determinazione e misura. Il concetto di capacità idrica di campo, invece, si fonda esattamente sul concetto opposto di mancanza di equilibrio entro punti della massa terrosa sufficientemente distanziati lungo la verticale; è un concetto in un certo modo analogo a quello dell' 'equilibrio congelato' dei chimici. Un metodo che si avvicina di più a questo punto di vista è quello di Féodoroff, consistente essenzialmente nel mettere a contatto una porzione di terreno, bagnato in eccesso rispetto alla *c.i.c.*, con un'altra porzione asciutta dello stesso terreno; il primo cederà gradualmente acqua al secondo (le variazioni osservate per i terreni in esame sono illustrate in Fig. 11). Si prende come stima della *c.i.c.* l'umidità a cui è sceso il campione nel momento in cui più brusca è la diminuzione nella velocità relativa della sua perdita d'acqua (brusca curvatura nella curva dU/dt in funzione di U utilizzando, in pratica, le differenze al posto dei differenziali e l'umidità media tra due misure successive, al posto di U , come nella Fig. 12).

Se si esaminano i risultati ottenuti con questo metodo, si rileva, dalla Tab. 2, che essi hanno fornito sempre risultati più bassi della vera *c.i.c.*; come media di 31 campioni si ha un valore di 21,80% contro 27,13% ottenuto direttamente in campo, il che suggerisce di moltiplicare per 1,21 il valore di laboratorio per ottenere in prima approssimazione una stima della *c.i.c.* Il coefficiente di correlazione tra le due serie di dati (Fig. 13), è un poco inferiore a quello riscontrato per i metodi precedenti ($r = + 0,79$); l'equazione di regressione fornisce risultati aventi un errore medio di $\pm 3,02$.

Ritornando alla Fig. 11 si nota che le curve osservate seguono un decorso analogo per quasi tutti i terreni, ma che, a differenza di quanto avviene nel corso della determinazione della *c.i.c.* in pieno campo (Fig. 4) esse non presentano nessuna brusca variazio-

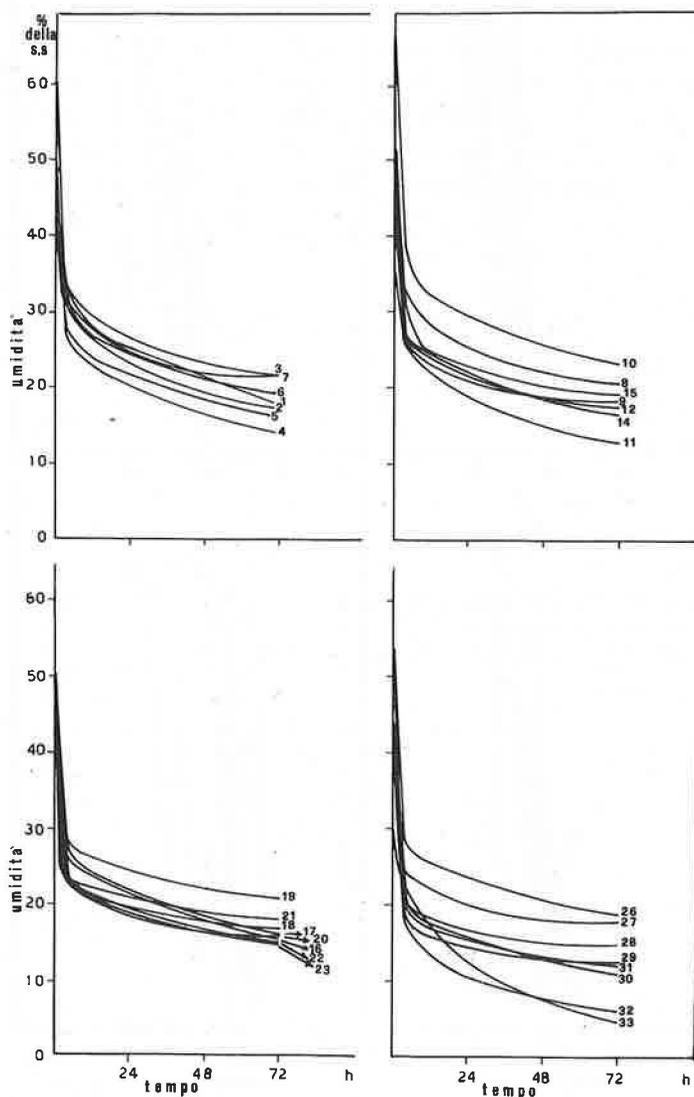


FIG. 11 — Variazioni dell'umidità in funzione del tempo nel campione di terreno previamente bagnato e poi sottoposto al procedimento di determinazione della *c.i.c.* col metodo Féodoroff.

ne e decrescono gradualmente toccando, dopo 3 giorni, valori nettamente più bassi di quelli pressoché stabilmente raggiunti in campo. Tra le serie dei valori di umidità che si possono leggere sulle curve della Fig. 11 in corrispondenza di un tempo dato, quella corrispondente a 3 ore dall'inizio della prova fornisce valori abbastanza ben correlati con la *c.i.c.* ($r = + 0,61$; Fig. 14) ed aventi una media, per i 31 campioni esaminati, molto prossima alla *c.i.c.* (27,09 contro 27,13). Questa constatazione permetterebbe di individuare nella determinazione dell'umidità dopo 3 ore di permanenza nell'apparato di Féodoroff,

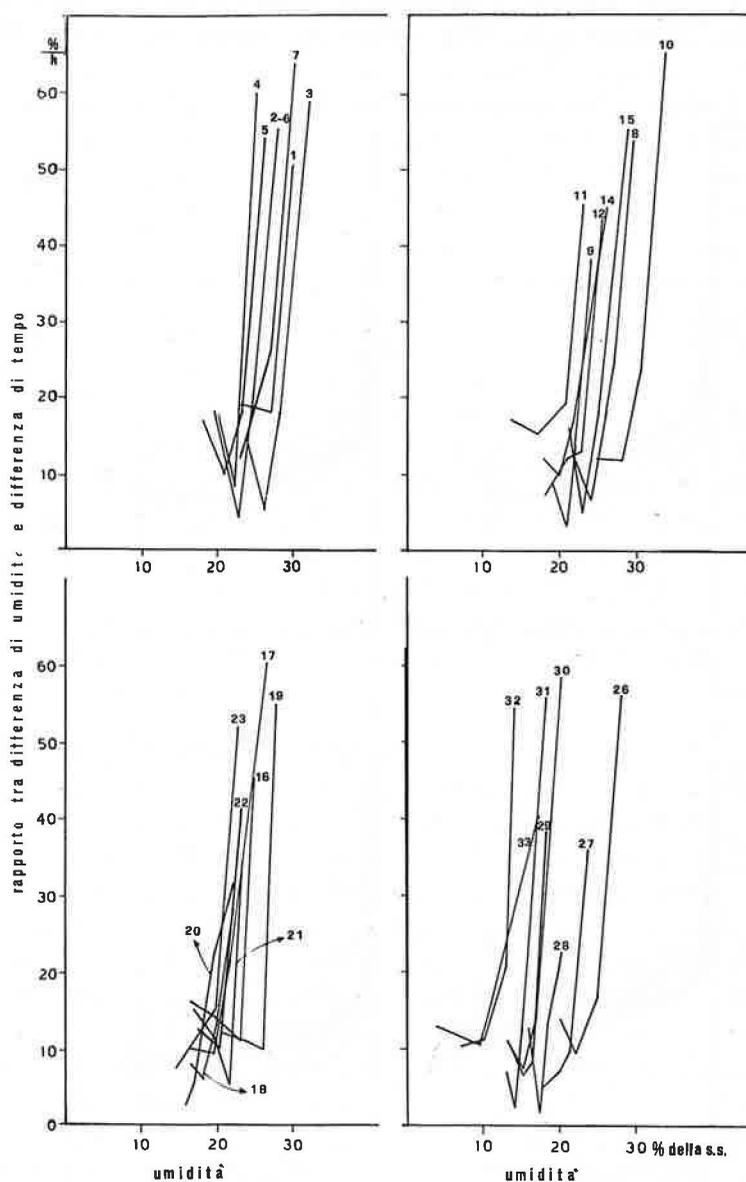


FIG. 12 — Stima della *c.i.c.* col metodo Féodoroff. Variazioni della velocità di variazione dell'umidità, in funzione dell'umidità stessa.

un metodo di stima della *c.i.c.* più grossolano ma molto rapido (solo poco più lungo di quello in centrifuga) e richiedente un'attrezzatura di costo modestissimo.

E' interessante confrontare la nuvola dei punti delle Fig. 13 e 14 con quella della Fig. 7. Si può notare che il punto corrispondente al terreno finemente sabbioso che con i criteri tensiometrici risultava più isolato (a sinistra verso l'alto) lo è molto meno nella Fig. 13 e soprattutto nella Fig. 14; il punto corrispondente alla sabbia grossolana (il più basso di tutti), si sposta pure in destra, soprattutto in Fig. 14. Nel complesso si ha l'impressione che l'importanza che nel metodo Féodoroff si fanno assumere alle caratteristiche reologiche del sistema, operino in maniera diversa sui vari terreni, in qualche caso migliorando, in altri peggiorando la stima del *c.i.c.*

Si ricordi che la conducibilità idrica del terreno oltre una certa tensione dell'acqua diventa più bassa nei terreni sabbiosi che in quelli argillosi. Si può quindi facilmente immaginare che, specialmente in un primo tempo, la maggior lentezza del movimento dell'acqua nella sabbia più grossolana (terreno n. 33; confrontare le curve in Fig. 11) abbia procurato col Féodoroff un valore molto alto di umidità (punto in basso in Fig. 14); col tempo, però, la sabbia grossolana, ha potuto perdere molta più acqua degli altri terreni ed il punto in Fig. 13 si è ravvicinato alla retta di regressione.

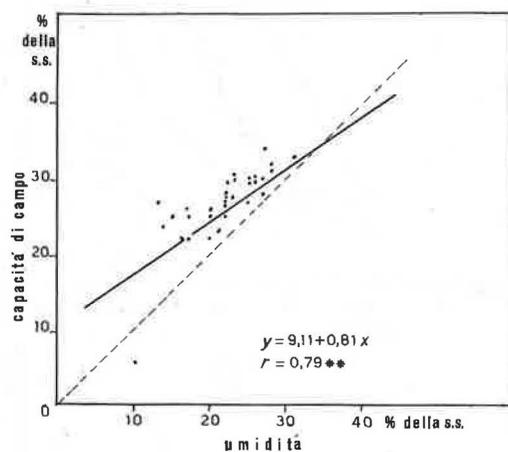


FIG. 13 — Relazione tra la capacità idrica di campo e la sua stima ottenuta in laboratorio col metodo Féodoroff. Il grafico è costruito coi criteri adottati per la Fig. 7.

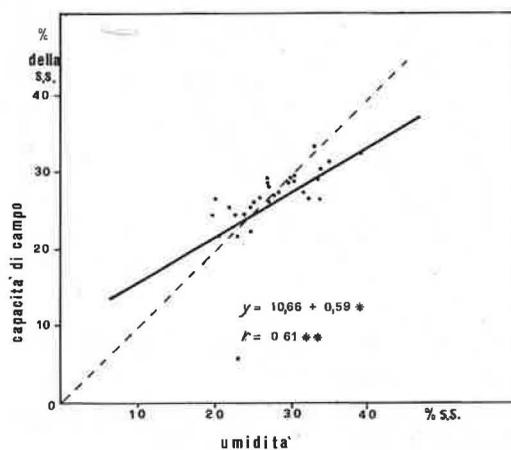


FIG. 14 — Relazione tra la capacità idrica di campo e l'umidità del terreno rilevata dopo 3 ore nel corso della determinazione col metodo Féodoroff.

Questo quadro, mentre permette di spiegare i risultati ottenuti, mette bene in evidenza il carattere dinamico del metodo Féodoroff, ma mostra anche che le condizioni dinamiche con esso realizzate non riescono ancora a riprodurre con sufficiente approssimazione in laboratorio le condizioni pure dinamiche che si instaurano in pieno campo.

7 — Relazioni con conducibilità idrica e velocità di infiltrazione.

L'importanza della conducibilità idrica del terreno e della sua variazione in funzione dell'umidità del terreno o del potenziale dell'acqua stessa, sono evidenziati dalla definizione stessa della *c.i.c.* e sono emersi dalla discussione del metodo Féodoroff.

Se si esaminano però le curve di variazione della conducibilità idrica in funzione dell'umidità dei terreni (Fig. 15) non si riesce a mettere in evidenza nessuna sicura relazione

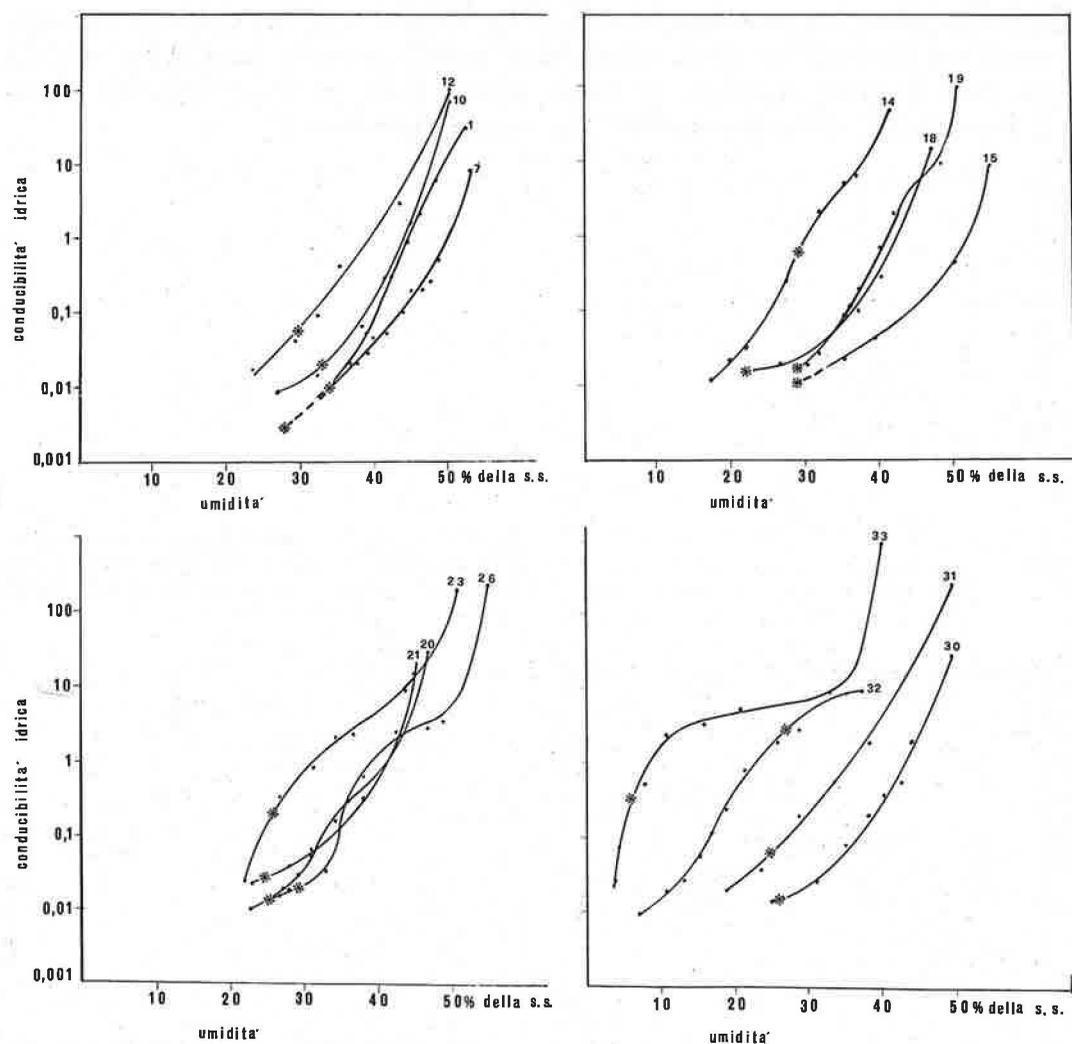


FIG. 15 — Variazione della conducibilità idrica (in cm/giorno) in funzione dell'umidità per alcuni dei terreni esaminati (campioni setacciati). La *c.i.c.* è indicata sulle curve con un asterisco.

con la *c.i.c.* La stessa conducibilità idrica espressa in funzione della tensione dell'acqua (Fig. 16) porta a curve molto più simili tra loro (almeno con ordinate in scala logaritmica) e, con questa scarsa differenziazione, sembra giustificare le scarse possibilità di spiegare per questa via il comportamento dei diversi terreni rispetto alla *c.i.c.* Si deve osservare, però, che proprio la somiglianza delle curve della Fig. 16 lascia sospettare che ciò dipenda dal setacciamento effettuato su questi campioni; in questo modo, infatti, la conducibilità idrica di tutti i terreni tende a diventare simile a quella della sabbia grossolana; è questa ancora un'importante ragione che spiega la difficoltà di ottenere dai campioni disturbati soddisfacenti stime della *c.i.c.* Ben poco si sa sul valore di questi campioni ai fini della determinazione della *c.i.c.* in terreni lavorati da poco.

Si è cercato di sostituire a misure di conducibilità idrica in terreno indisturbato, difficili da ottenersi, i risultati delle misure di velocità di infiltrazione effettuate in campo con-

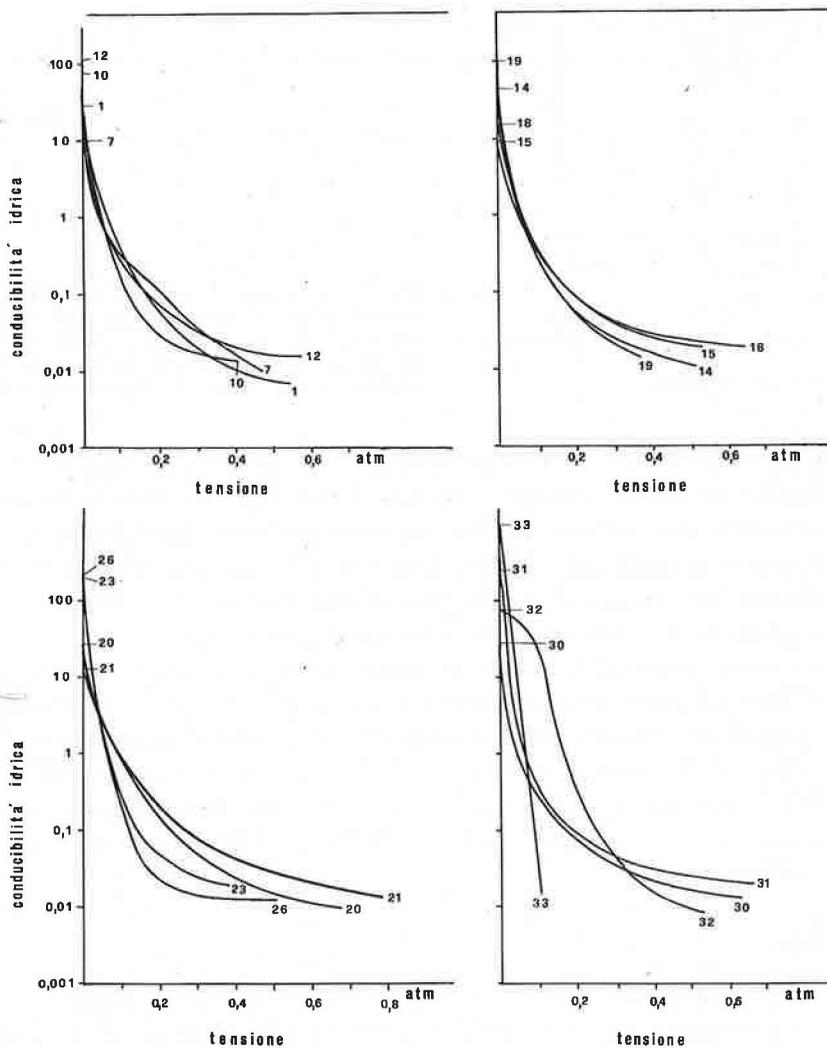


FIG. 16 — Variazione della conducibilità idrica (in cm/giorno) in funzione della tensione matriciale dell'acqua (campioni setacciati).

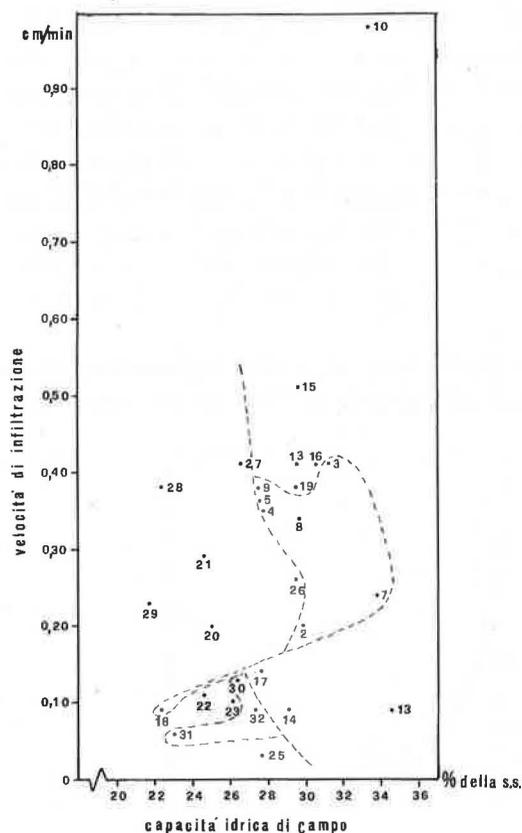


FIG. 17 — Relazione tra velocità di infiltrazione e capacità idrica di campo. Sono indicate le aree in cui tendono a concentrarsi i punti corrispondenti ai terreni raggruppati per classi, come quelli più argillosi (n. da 2 a 9) e quelli più sabbiosi (n. 30-32).

temporaneamente alle misure di *c.i.c.* I dati della Tab. 2, tuttavia, non mostrano nessuna relazione significativa tra questa variabile e la *c.i.c.* Dalla Fig. 17, anzi, si ha quasi l'impressione che i terreni più sabbiosi tendano ad avere piuttosto bassa sia la *c.i.c.* che la velocità di infiltrazione e quelli più argillosi l'opposto. Ciò che più impressiona è poi la mancanza di relazione tra velocità di infiltrazione e conducibilità idrica misurata in laboratorio; anche in questo caso, dalla Fig. 18, si ha quasi l'impressione che queste due grandezze, pur con enorme irregolarità, varino in senso inverso, piuttosto che direttamente, come ci si potrebbe attendere. Nessun chiarimento è emerso in proposito dall'esame dei vari indici di stabilità di struttura. E' verisimile che sulla velocità di infiltrazione in campo abbia avuto particolare importanza la crepacciatura del terreno, anche quella più fine, e ciò spiegherebbe, come del resto è messo in evidenza nella letteratura per certe situazioni pratiche, come mai i terreni più argillosi possano tendenzialmente mostrare una più alta velocità di infiltrazione.

8 — Conclusioni.

Dall'esame critico dei risultati ottenuti si può concludere quanto segue.

In tutti i casi esaminati ha senso parlare di una capacità idrica di campo (*c.i.c.*) ed è perciò ovvia l'utilità di metodi atti a determinarla, possibilmente in laboratorio.

Si conferma una pur vaga tendenza ad avere una *c.i.c.* più bassa quanto più il ter-

reno è sabbioso, e, ancor più vagamente, quanto più bassa è la capacità idrica massima dei terreni stessi.

La tensione dell'acqua nei terreni giunti alla *c.i.c.* varia sensibilmente da caso a caso, ma si aggira, come larga media, intorno ad un decimo di atmosfere o poco meno.

Tra i metodi di laboratorio di determinazione della *c.i.c.*, e più precisamente tra quelli a carattere statico (umidità in equilibrio nel campione in esame) è preferibile la misura dell'umidità corrispondente a 0,1 atm. Il risultato può essere, già come tale, assunto per stima di prima approssimazione della *c.i.c.* se il campione è indisturbato; per una stima più accurata è opportuno applicare la formula: $(c.i.c.)_{st} = 9 U_{ind} + 3,5$ che fornisce un errore medio di circa $\pm 1,38$. Una formula analoga deve essere applicata quando si opera su campioni setacciati a 2 mm: $(c.i.c.)_{st} = 0,7 U_{dis} + 4,4$ con più grande errore sperimentale, circa $\pm 2,04$. Il metodo non richiede attrezzature molto costose.

La determinazione dell'umidità ad 1/3 di atm su campione setacciato, ancora tanto raccomandata, permette anch'essa di ottenere una immediata stima grezza della *c.i.c.* od una più accurata stima di questa mediante l'impiego di un'opportuna equazione, con errore com-

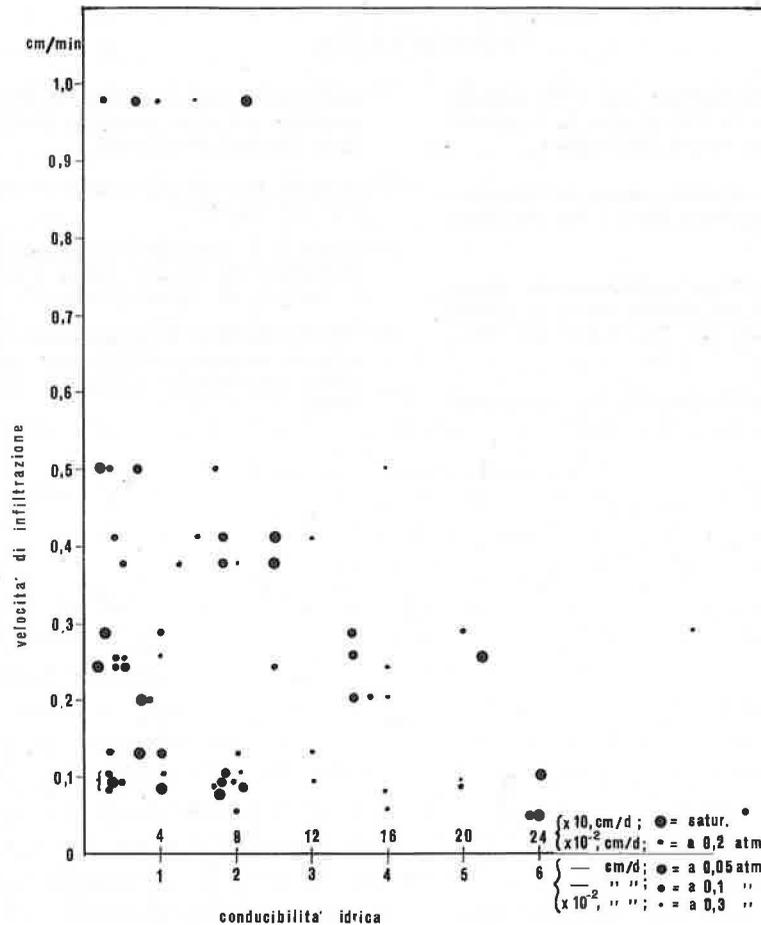


FIG. 18 — Relazione tra velocità di infiltrazione in campo e conducibilità idrica determinata in laboratorio su campioni setacciati (determinazioni effettuate su 16 terreni e ripetute a 5 diverse tensioni dell'acqua).

parabile a quello ottenibile a 0,1 atm sullo stesso campione setacciato, ma con maggiore dispendio di tempo ed un po' più di incertezza nel raggiungimento dell'equilibrio finale.

La determinazione del cosiddetto equivalente di umidità, ormai non più consigliato dai testi più autorevoli a motivo del suo non corretto fondamento teorico, fornisce risultati analoghi a quello di 1/3 atm, ma con errore lievemente superiore; è il metodo più rapido ma richiede un'attrezzatura costosa.

Il metodo Féodoroff, a carattere dinamico e perciò concettualmente più consono alla natura della grandezza da stimare (la *c.i.c.*), non ha dato risultati migliori dell'equivalente di umidità. Questo metodo, che sembra suscettibile di perfezionamenti, richiede l'attrezzatura più semplice e meno costosa.

Non è stato possibile dare una spiegazione soddisfacente delle relazioni tra la *c.i.c.* e le corrispondenti tensioni dell'acqua, né tra la *c.i.c.* ed i risultati ottenuti con gli altri metodi, sulla base della stabilità di struttura, della conducibilità idrica a diverse tensioni (su campione setacciato) o della velocità di infiltrazione dell'acqua in campo.

BIBLIOGRAFIA

- [1] FÉODOROFF, A. & BETRIEMIEUX, R.: « Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ », *Science du sol*, **109** (1964).
- [2] JAMISON, V. C.: « Sand-silt column for determination of moisture retention », *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, **22**, 82-83 (1958).
- [3] PETERS, D. B.: « Water availability », da: BLACK C. A.: *Methods of soil analysis*, part 1, p. 279-280 (Madison, Wisconsin, Am. Soc. Agron. Inc. Pub., 1965).
- [4] RICHARDS, L. A. & WADLEIGH, C. H.: « Soil water and plant growth », da: SHAW, B. T.: *Soil physical conditions and plant growth*, p. 86-87; 98-99 (New York, Academic Press, 1952).
- [5] RODE, A. A.: « Specific capacity of retention », *Soviet Soil Sci.* (1966).
- [6] SALTER, C. S.: « A critical comparison of methods for determining the moisture content at field capacity », *J. Soil Sci.*, **12**, 326-334 (1961).
- [7] VEIHEMEYER, F. J. & HENDRIECKSON, A. H.: « Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils », *Soil Sci.*, **68**, 75-95 (1949).

7 — Movimenti dell'acqua nel suolo per 'ascensum'

GIAN PIETRO BALLATORE

Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Palermo

Summary — *The movements of water in the soil for 'ascensum'.*

The results of trials concerning the movements of water for 'ascensum' in soils with various texture and structure are given.

The reascended mean time and the swiftness of capillary water, the contents of water on the level of capillary saturation and the coefficients of capillarity were examined as index of comparison between sandy soils, clayey soils, and medium soils.

Si ritiene che in un suolo favorevole ai movimenti idrici, quale può essere quello argillo-umico-strutturale, il movimento ascensionale dell'acqua alimentato da una falda non sottoposta a carico, può raggiungere anche i due metri. In altri tipi di suolo l'ampiezza del movimento ascensionale è generalmente inferiore: m 1,20-1,40 in suoli argillosi, m 1-1,20 in suoli limosi, m 0,70-0,80 in suoli ricchi di sabbia fine e così via (B. A. KEEN, 1922-1931).

Il fenomeno è stato da noi riesaminato operando in ambiente condizionato per la temperatura (25 °C), mediante lisimetri di vetro e colonne di terra setacciata ad 1 mm, del diametro di cm 3 ed altezza di cm 80, alimentate da una falda libera dell'altezza costante di cm 10.

Sono stati presi in esame: un suolo a tessitura equilibrata (medio impasto), un suolo tipicamente sabbioso, due suoli limoso-sabbiosi, tre suoli argillosi di diversa provenienza.

E' ben noto che, costante la distanza della falda, la velocità della risalita capillare dell'acqua dipende principalmente dalla tessitura e struttura del suolo.

All'inizio della prova la velocità è risultata assai rapida: più evidentemente nei suoli sabbiosi, meno in quelli di medio impasto; ancora più lenta è risultata nei terreni argillosi, soprattutto quando l'ascensione si avvicina al limite superiore della zona d'influenza della falda; è probabile che in quest'ultimo caso gli spostamenti dell'acqua sono comparabili a-quelli che si producono in suolo drenato, prima della rottura del legame capillare.

Nella Tab. 1 sono riportate le ore impiegate dal fronte di inumidimento per raggiungere la superficie di ciascun tipo di suolo e le velocità orarie e giornaliere medie della risalita capillare dell'acqua nell'intero periodo di osservazione.

Trattandosi di ricerche di laboratorio su campioni di suolo manipolati, questi dati devono essere accolti per quel che valgono, ossia come indici di raffronto relativo fra terreni sabbiosi, argillosi e di medio impasto. Tuttavia diversi autori ammettono che l'ascensione idrica può raggiungere più cm al giorno in terreni più o meno sabbiosi, mentre supera raramente il mm nei terreni argillosi ed i dati riportati in tabella ne danno una chiara ed armonica riconferma. In linea di massima più acqua viene trattenuta dai grumi terrosi, minore è la velocità capillare e maggiore il tempo impiegato per la risalita idrica, come

TABELLA 1 — Durata e velocità della risalita dell'acqua capillare in colonne di terra alimentate da una falda idrica.

SUOLI	DURATA DELL'« ASCENSUM » IN ORE	VELOCITÀ ORARIA DELL'« ASCENSUM » mm	VELOCITÀ GIORNALIERA DELL'« ASCENSUM » mm
Sabbioso	117	0,682	16,368
Limoso-sabbioso	213	0,375	9,000
» »	213	0,375	9,000
Medio impasto	429	0,186	4,464
Argilloso	1494	0,053	1,272
»	813	0,098	2,352
»	1590	0,050	1,200

TABELLA 2 — Contenuti di acqua al livello della saturazione capillare e portate idriche ascensionali in colonne di terra alimentate da una falda idrica.

SUOLI	CONTENUTO DI ACQUA AL LIVELLO DELLA SATURAZIONE CAPILLARE: % p.t.	PORTATE IDRICHE ORARIE ASCENSIONALI		PORTATA IDRICA GIORNALIERA (24 h) m ³ /ha
		dm ³ /m ²	m ³ /ha	
Sabbioso	20,2	2,291	22,91	549,84
Limoso-sabbioso	24,8	1,311	13,11	314,64
» »	25,1	1,369	13,69	328,56
Medio impasto	28,5	0,621	6,21	149,04
Argilloso	31,4	0,236	2,36	56,64
»	29,8	0,400	4,00	96,00
»	26,4	0,185	1,85	44,00

nel caso di terreni più o meno argillosi; per contro i terreni sabbiosi accumulano minori quantitativi di acqua in un tempo più breve.

Nei terreni argillosi si rileva sempre una grande ampiezza della risalita per 'ascensum' ma ad essa corrisponde una lentezza di movimento dell'acqua, che viene fortemente trattenuta dalle forze di legame e difficilmente ceduta alle piante.

Nella Tab. 2 sono riportati i contenuti di acqua al livello della saturazione capillare e le portate idriche orarie ascensionali (coefficienti di capillarità) per i vari tipi di terreno.

I contenuti di acque riscontrati al livello della saturazione capillare rispecchiano la natura dei vari tipi di suolo presi in esame. I valori delle portate idriche ascensionali, accettati nel loro significato relativo, contribuiscono a differenziare più nettamente i vari tipi di suolo nei riguardi del movimento dell'acqua.

L'elevata portata idrica ascensionale dei terreni più o meno sabbiosi, può trovare effettivamente un certo riscontro nella pratica. In un suolo sabbioso che poggia su una falda idrica accessibile, la parte superficiale si dissecca sempre rapidamente, ma già a qualche centimetro di profondità e senza alcuna transizione si può riscontrare un apprezzabile livello di umidità. Per converso si deve tenere presente che sulle particelle sabbiose l'acqua sotto forma pellicolare è molto scarsa, mentre abbonda quella allo stato di accumulo nei punti di contatto, ossia con disposizione discontinua. In rapporto con questa discontinuità e con la debolezza delle forze di tensione, l'acqua viene facilmente ceduta alle radici quan-

do queste si trovano a sua portata. Inoltre lo strato superficiale disseccato forma uno schermo contro l'evaporazione.

Nei terreni più o meno argillosi, invece, la portata idrica ascensionale risulta sensibilmente più bassa; se l'evapotraspirazione è molto intensa come avviene spesso durante la lunga estate meridionale, la suddetta portata idrica ascensionale non può compensare le perdite d'acqua e la zona di umidità regolare si stabilizza, pertanto, ad una profondità variabile con la tessitura e struttura del suolo.

I terreni di medio impasto manifestano, al riguardo, un comportamento intermedio fra quelli sabbiosi ed argillosi. Al di fuori delle condizioni sperimentali, ossia nel terreno in situ, i processi rilevati nella presente nota subiscono profonde modifiche ed assumono minore rilevanza; in ogni caso non si verificano se la falda idrica è assente o è molto profonda. Essi devono essere accettati per il loro significato discriminatorio nei riguardi di suoli di diversa natura e di interpretazione dei movimenti dell'acqua nel terreno, che costituiscono la parte più difficile e naturalmente più controversa della fisica del suolo.

Comunque la forza ascensionale della capillarità, agisce in pieno nel terreno nudo, mentre dove c'è una vegetazione ricoprente, le radici si sostituiscono in gran parte al fenomeno della capillarità, con l'emungimento continuo dell'acqua profonda. A questo riguardo, com'è noto, le piante agiscono diversamente, a seconda che hanno un apparato radicale fittonante o fascicolato.

8 — Un biennio di osservazioni sulle oscillazioni della falda idrica in suoli argillosi ed in ambienti semi-aridi (*)

VITO LOMBARDO

Istituto di Agronomia Generale e Coltivazioni Erbacee, Università - Palermo

Summary — *Two years of observations concerning oscillations of the water table in clay soils and in semi-arid environment.*

Following oscillations of the water table in an irrigated vine-growing zone of Western Sicily, it was observed that:

<1> During summer the water table has little influence on the hydric alimentation of grapes while during winter and spring it determines long and noxious periods of hydric supersaturation of the soil;

<2> Vineyards must be watered production is to be kept high;

<3> In the irrigated zone an adequate and efficient co-operative and farm flowing system is required to drain off the excess of winter water and maintain an adequate zone of cultivation (1.60 — 1.80 m).

1 — Premessa.

Il bilancio idrologico del suolo può essere influenzato dalla presenza di un piano di acqua, o falda, ad un livello più o meno alto, a seconda della tessitura del suolo stesso. Ma, anche nel caso in cui il livello freatico si mantiene nel sottosuolo, l'umidità del suolo può essere alimentata per 'ascensum' sotto l'azione della forza di suzione, ossia per effetto di un gradiente di umidità.

Di notevole interesse è la conoscenza della ampiezza di tale movimento ascensionale lungo il profilo del suolo, quando esso è dovuto unicamente alla capillarità, non trovandosi la falda sottoposta a carico.

La maggior parte degli autori riporta le esperienze di B. A. KEEN che ha sistematicamente studiato il fenomeno [3].

In un suolo che presenta le condizioni più favorevoli per l'esplicarsi del fenomeno, cioè a dire argillo-umico, la risalita capillare non supera mai i 2 metri.

In verità vengono pure citate cifre più elevate (5 m), ma esse corrispondono verosimilmente a circostanze eccezionali, forse a casi di falda in pressione (carico).

I valori frequentemente osservati [2], per i principali tipi di tessitura, indicano una risalita di:

0,35 ÷ 0,40 m per i suoli ricchi di sabbia grossa;

0,70 ÷ 0,80 m per i suoli ricchi di sabbia fine;

1,00 ÷ 1,20 m per i suoli limosi;

1,20 ÷ 1,50 m per i suoli argillosi.

E' evidente che se il profilo presenta orizzonti di diversa tessitura, l'ampiezza del movimento per 'ascensum' è condizionata da questa eterogeneità.

(*) Ricerca eseguita con contributo finanziario della 'Cassa per il Mezzogiorno'. Direttore della ricerca: prof. GIAN PIETRO BALLATORE.

Quando la falda si trova ad una profondità tale da potere interessare tutto il profilo soprastante, essa può determinare un inumidimento assai costante e vicino alla capacità di ritenzione fino alla superficie. Ma se l'evapotraspirazione diviene intensa, la risalita capillare risulta troppo lenta per compensare la perdita d'acqua e la zona di umidità regolare si stabilizza quindi ad una profondità variabile con la tessitura del suolo.

I fisici del suolo indicano cifre assai differenti per definire la velocità con cui avviene la risalita capillare dell'acqua. Naturalmente tale velocità dipende dalla profondità della falda e dalla tessitura e struttura dei vari orizzonti che costituiscono il profilo del suolo.

L'ascensione è assai rapida all'inizio: in prossimità del piano d'acqua, nei suoli sabbiosi, può raggiungere diversi centimetri al giorno. E', invece, più lenta per i terreni argillosi e soprattutto in prossimità del limite superiore della zona di influenza della falda: è probabile che in questi casi gli spostamenti dell'acqua siano comparabili a quelli che si producono in un suolo drenato, prima della rottura del legame capillare.

Quando la risalita capillare è alimentata da una falda ricca di sali, compaiono frequentemente delle efflorescenze saline negli orizzonti superiori del suolo e sulla superficie dei suoli alomorfi.

Nelle regioni aride gli alberi, gli arbusti come la vite e certe colture erbacee con radici profonde, come ad esempio il cotone e l'erba medica, spingono spesso le loro radici sino agli orizzonti del sottosuolo il cui grado di umidità è regolarmente alimentato dalla falda freatica; questa zona che poggia sul livello della falda viene denominata 'frangia capillare' della falda. Proprio l'esistenza della 'frangia' ed il particolare sviluppo dell'apparato radicale di alcune specie mesofite e xerofite, possono spiegare la persistenza di una vegetazione permanente o primaverile-estiva sotto climi a lunga stagione secca e senza l'ausilio dell'irrigazione.

Se lungo il profilo esiste un orizzonte argilloso capace di trattenere, almeno durante una parte della stagione piovosa, una certa quantità di acqua al di sopra di esso, costituendo così una falda temporanea, il terreno verrà a trovarsi nella condizione momentanea di un regime influenzato dalle acque freatiche.

2 — Osservazioni e risultati.

Qui si riferisce su un biennio di osservazioni sulle oscillazioni della falda in clima semi-arido ed in suolo argilloso.

In un'area sperimentale irrigua, istituita in agro di Mazara del Vallo (TP), nel comprensorio di Bonifica di recente irrigazione del Delia-Nivolelli, è stata installata una rete di misuratori (piezometri) per seguire i movimenti della falda nel corso dell'anno. La superficie interessata dall'impianto di rilevamento è di circa 2 ha e la coltura praticata è quella della vite allevata ad alberello alto.

La conca del Delia-Nivolelli, estesa ha 3.700 circa, ha giacitura più o meno pianeggiante con leggera pendenza da N a S, ed è delimitata da un anfiteatro di altopiani e di dossi collinari poco elevati (m 60-100 s.l.m.) di natura calcarea originatisi nel quaternario.

L'idrografia superficiale è caratterizzata da un solo corso d'acqua principale, il Delia, il cui carattere torrentizio è stato da alcuni anni eliminato in seguito alla costruzione a monte di un grande serbatoio per scopi irrigui (Diga della Trinità: m³ 18 × 10⁶).

La natura prevalentemente argillosa ed alluvionale della conca alimenta una scarsa idrografia sotterranea per cui sono assenti i fenomeni sorgentizi.

Il terreno a tessitura argillosa, con carattere vertico, di buona struttura, molto idoneo per la coltivazione della vite, presenta un profilo di notevole spessore con qualche piccola lente di sabbia qua e là al di sotto degli 80 cm di profondità. La piovosità media della zona è di 405 mm (media decennale) concentrati nel periodo autunno-vernino-primaverile, con scarsi eventi piovosi di regola nel tardo autunno, con estate completamente asciutta, talché la falda raggiunge la sua massima profondità in autunno per innalzarsi in inverno fino a raggiungere il piano di campagna. Nel caso in studio la falda ha raggiunto, durante il primo anno di osservazione, la massima profondità di metri 2,05 ai primi di dicembre 1968 (Fig. 1) per poi iniziare la sua fase ascensionale, raggiungendo il piano di campagna il 20 marzo 1969. Durante il secondo anno, invece, la falda ha raggiunto la massima pro-

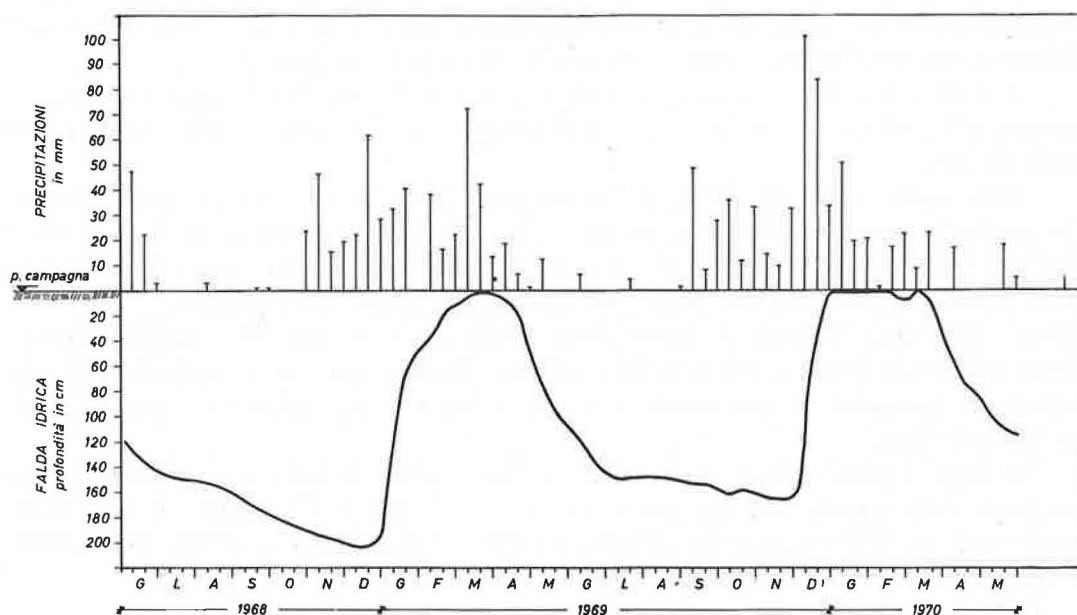
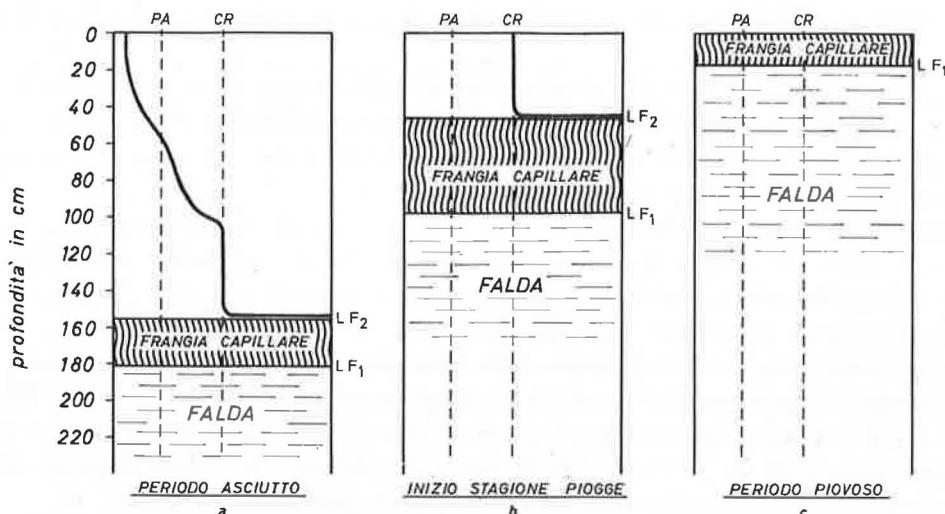


FIG. 1 — Oscillazioni della falda idrica in rapporto alla piovosità: Mazara del Vallo (TP).

fondità di metri 1,68 nella terza decade di novembre 1969 per raggiungere nuovamente il piano di campagna nella terza decade di dicembre. Tranne un leggero abbassamento di 10 cm circa, verificatosi fra il 20 febbraio ed il 10 marzo 1970, il piano d'acqua ha stazionato in superficie per oltre due mesi per iniziare nuovamente la fase discendente.

I grafici della Fig. 2 sono stati costruiti tenendo conto del livello medio della falda durante i periodi di massimo abbassamento (Fig. 2-a) (media di tutti i valori al di sotto di m 1,50) e di massimo innalzamento (Fig. 2-c) (media di tutti i valori al di sopra di m 0,60). Ne risulta che, durante la stagione asciutta (Fig. 2-a), la 'frangia capillare' alimenta il valore della capacità di ritenzione solo nella parte bassa del profilo, ossia sino a circa un metro di profondità rispetto al livello di campagna; per contro, al di sopra di questo livello il suolo già fessurato e la evapotraspirazione riducono il valore della umidità disponibile, che già a partire da una profondità di 50 ÷ 60 cm e sino in superficie passa gradualmente a livelli corrispondenti alla rottura dei legami capillari e quindi al punto di appassimento.



L F₁ = Livello falda L F₂ = Livello frangia capillare PA = Punto di appassimento CR = Capacità di ritenzione

FIG. 2 — Oscillazioni della falda idrica.

Quando ha inizio la stagione delle piogge la falda, impinguita dagli apporti delle circostanti formazioni calcaree, comincia ad innalzarsi mentre l'inumidimento degli strati superficiali ad opera delle piogge e la percolazione dell'acqua in eccesso fanno sì che la 'frangia capillare' si innalzi e si espanda nello stesso tempo, mantenendo gli orizzonti superiori del suolo in sovrasaturazione; solo nello strato superficiale, di spessore limitato, l'acqua sostenuta mantiene una umidità vicina a quella della capacità di ritenzione (Fig. 2-b). Questa espansione, quindi, della 'frangia capillare' è dovuta, oltre che alla risalita capillare dell'acqua di falda, all'acqua gravitazionale degli strati superficiali.

Continuando gli apporti idrici meteorici a fare innalzare la falda, fino a raggiungere il piano di campagna, la 'frangia' scompare o diviene di spessore limitatissimo (Fig. 2-c).

3 — Considerazioni conclusive.

Dalle considerazioni teste svolte emergono alcuni fatti di notevole importanza. In primo luogo risulta la necessità di irrigare durante l'estate per riportare gli strati superficiali ad un grado di umidità tale da assicurare una buona alimentazione idrica alla coltura della vite, che nella zona occupa circa il 75% della superficie irrigabile, al fine di mantenere a livelli costantemente elevati le produzioni.

In secondo luogo trova una spiegazione il fatto che la vite, in regime seccagno, riesce a fornire produzioni modeste ma remunerative perché generalmente sviluppa delle radici capaci di raggiungere lo strato di terreno sovrastante la 'frangia capillare' da cui attinge quella quantità di acqua necessaria al compimento del suo ciclo vegetativo. Ciò è avvalorato anche da due studi sulla distribuzione dell'apparato radicale di questa specie arbustiva, da noi condotti sugli stessi terreni, che hanno permesso di constatare che la maggiore condensazione di radici ricche di capillizio assorbente si ha tra i 20-25 ed i 65-70 cm di profondità, mentre dall'estremità inferiore della talea del portainnesto si diparte, di solito, una radice

che si dirama in profondità e che si approfondisce fino a m 1,20 circa dal piano di campagna.

In terzo luogo si osserva che l'irrigazione, sebbene concentrata in un periodo di tempo molto ristretto (15 giugno-26 agosto), non ha influenza sulla falda, che continua a scendere in profondità durante tutta la stagione irrigua, sebbene tutto il comprensorio venga interessato dall'irrigazione nello stesso periodo.

Tuttavia il fenomeno si attenua nei mesi di luglio e di agosto (cfr. Fig. 1) quando il richiamo di acqua dal sottosuolo diviene meno intenso perché gli strati superficiali sono imbibiti con apporti idrici artificiali; infatti la curva, in corrispondenza di questi due mesi, segue un andamento discendente alquanto più dolce.

Molto rapido invece è l'innalzamento della falda dopo le prime piogge autunnali. Qui la curva si innalza bruscamente ed a questo innalzamento sembra che contribuisca la falda sottostante i tufi calabrianici del circostante altopiano che riposano su argille tortoniane e che degradano bruscamente da S-O a N-E nella conca del Delia-Nivolelli dove affiorano solo le suddette argille tortoniane profondamente rimaneggiate dalle alluvioni passate.

A questo punto appare chiaro che il problema più grave è costituito dalla difficoltà di smaltimento delle acque in eccesso per la mancanza di una razionale rete di sgrondo, consortile ed aziendale, che assicuri un buon franco di coltivazione.

Difatti, come risulta dal grafico della Fig. 1, la falda staziona per parecchio tempo in superficie e, quel che è più grave, tale permanenza a livelli così alti avviene quando inizia il risveglio vegetativo della vite.

La sovrassaturazione degli orizzonti interessati dall'apparato radicale della vite comporta, naturalmente, una certa salinità del suolo in superficie, con aumento della carica ionica, peggioramento della struttura glomerulare del suolo, asfissia radicale, che forse sono la logica conseguenza dei primi sintomi di diminuzione delle rese che, qua e là, in un comprensorio di recente irrigazione come quello in esame, cominciano ad essere rilevati.

Pur con la necessaria discrezione, queste ultime considerazioni possono essere estese ad altri comprensori irrigui similari dell'Italia meridionale, dove si va facendo strada la buona tecnica del livellamento della superficie, mentre vengono trascurati gli aspetti conformatori ed idrologici, con grave pericolo per la salvaguardia della fertilità del suolo. In molti di questi nuovi comprensori irrigui è necessario rivedere e completare i colatori di bonifica, specie nelle terre più depresse come quelle in esame, al fine di assicurare un franco di coltivazione adeguato (almeno m 1,60 ÷ 1,80) e costante ed un migliore funzionamento della rete scolante aziendale che spesso è assai carente, mentre dovrebbe costituire il maggiore vincolo per accedere al beneficio della trasformazione irrigua.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] DEMOLON, A.: *Dynamique du sol* (Paris, Dunod, 1960).
[2] GAUCHER, G.: *Traité de pédologie agricole* (Paris, Dunod, 1968).
[3] KENN, B. A.: *The physical properties of the soil* (London, Longmans, Green, 1931).
[4] RODE, A. A.: « Catégories et formes de l'eau dans les sols et les propriétés », *Congrès de l'A.I.S.S., Paris, 1956*, vol. B.

9 — Considerazioni sulle modalità di movimento delle acque dolci e delle acque salate nel sottosuolo di Puglia (*)

CAMILLO REINA

Ente Irrigazione - Bari

Summary — *Note on the underground movement of fresh water floating on saline water in Apulia.*

The theoretical treatment of the movement of waters in the carbonatic formations of Apulia is extraordinarily complex when the subterranean hydric system is subject to a delicate equilibrium of fresh waters and salt waters. However, since in any case a qualitative approach to the problem is urgently required — seeing that the amungements in progress and a series of natural and artificial causes elicit permanent and irreversible modifications of the system — it was considered useful to be able to suggest a model which, as a first approximation, could be used as basis for subsequent elaborations.

In particular, the peninsular part of the Apulian region (Salento), was studied, since this part owing to the development of its coast, is beset by sea-water to such an extent that, under it, the Ionian Sea comes to communicate with the Adriatic.

The ways in which the movement of the waters takes place in the three sections ideally to be distinguished in the subterranean Salento hydric system — viz. the predominantly fresh-water section, the extremely important brackish-water transitional section, and the underlying section dominated by saltish sea-water — were therefore examined.

Experimental checking of the suggested hydrogeological scheme and the determination of some hydrological constants of the carbonatic formations concerned can then enable the importance of the subterranean hydric defluxions to be evaluated directly, zone by zone, and the drawings of water to be adequately proportioned on a level of rational utilization.

1 — Introduzione.

La utilizzazione delle acque sotterranee nella regione pugliese sta assumendo toni incalzanti e spesso esasperati che sono la comprensibile ma non giustificata reazione ad un passato vissuto di terre bruciate e di un miraggio dell'acqua ritenuto utopico e irraggiungibile.

Si può dire che oggi l'agricoltore pompa l'acqua dai pozzi con 'rabbia' e pertanto senza tregua e senza risparmi.

La ostentata paura della salsificazione delle acque costiere, dell'impoverimento delle risorse idriche in genere nonché il sentore di una sopravveniente disciplina delle utilizzazioni da parte dello Stato non fa che esaltare tale sfruttamento nella psicosi di un bene che si può perdere da un momento all'altro.

Ciò crea un processo involutivo che vede accentuarsi i fenomeni di sovraffollamento di pozzi in particolari località ricche di acqua ed un aumento di opere di captazione clandestine per le quali gli agricoltori rinunziano ai finanziamenti dello Stato sfuggendo ad un possibile controllo.

Sul piano scientifico non può farsi a meno di rimarcare che tale situazione rende quanto mai difficoltosi gli studi in quanto gli equilibri sono notevolmente modificati e le conclusioni di accertamenti condotti da Enti specialistici, da Istituti Universitari, dal Consiglio

(*) Lavoro aggiornato al 2-11-1972.

Nazionale delle Ricerche, da studiosi isolati, richiedendo continue e serie riprove possono giungere fuori tempo e cioè quando le diverse situazioni si trovano in una fase avanzata e sono interessate da fenomeni irreversibili.

Notevoli cambiamenti del regime idrico sotterraneo naturale sono apportati dalle stesse acque di irrigazione che infiltrandosi nel sottosuolo vengono a reinserirsi nel ciclo idrologico nonché dalla immissione in falda acquifera delle acque reflue degli abitati e delle campagne attraverso le grosse voragini naturali che raggiungono la rete vascolare interna.

In questa nota si intendono analizzare alcuni aspetti del movimento delle acque nel sottosuolo la cui cognizione può contribuire intanto allo studio qualitativo ed in seguito anche quantitativo della circolazione idrica che si esplica nelle formazioni carbonatiche del Cretaceo delle provincie più meridionali della Puglia in cui le acque dolci del sottosuolo muovono verso il perimetro costiero poggiando in un delicato equilibrio sulle acque marine che sottostanno per maggiore densità.

Nella Penisola Salentina è ormai accertata al disotto della falda idrica dolce la comunicazione sotterranea fra i mari Jonio ed Adriatico (ZORZI e REINA [1]).

Nelle rilevazioni della stessa epoca, effettuate in pozzi in quiete e ricadenti in luoghi non prescelti allo scopo specifico, per altro confermate dai risultati successivi di pozzi di ricerca e di quelli privati, la superficie di separazione fra l'acqua della falda vera e propria e l'acqua salmastra sottostante, detta comunemente 'interfaccia' e corrispondente grossomodo alla isalina — 5 g/l —, risultava abitualmente localizzata ad una profondità sotto l'orizzonte marino pari pressappoco a 32 volte la quota (t) della superficie piezometrica del sistema idrico riferito al livello mare.

In pratica più che di una superficie di separazione si tratta dell'inizio di una vera e propria 'zona di transizione' il cui sviluppo può assumere valori diversi.

Nelle stesse rilevazioni degli anni '50 risultava che per l'equilibrio tra i liquidi a diversa densità sovrapposti, il contatto con le sottostanti acque di mare vere e proprie, avveniva comunemente ad una profondità pari a 40 volte la quota (t) della superficie piezometrica della falda acquifera.

Questa situazione relativa ai valori accertati, riguardava le zone in cui esisteva ed era stabile il sistema a tre strati (acque dolci, acque salmastre e acque salate).

Diversi caratteri geometrici del sistema stesso si configuravano evidentemente laddove per cause perturbatrici, veniva a mancare o a diminuire lo strato superficiale di acque dolci, per abnorme propagazione verso l'alto della zona di transizione di acque salmastre.

In generale alla base delle modificazioni dello strato intermedio si possono porre fondamentalmente i movimenti che si instaurano nell'ambito dei fluidi miscibili in contatto.

I caratteri della zona di transizione, in regime naturale, dipendono dunque principalmente dal flusso delle acque dolci verso il mare, dal flusso nella stessa zona di transizione, dal flusso nella sottostante zona di acque salate marine. Subordinatamente dalle fluttuazioni di marea e dall'entità e modalità del rifornimento idrico dello acquifero attraverso le piogge.

Perturbazioni notevoli sono connesse all'emungimento di acqua attraverso pozzi o a perdite spontanee attraverso le sorgenti.

L'esatta definizione delle caratteristiche della zona di transizione è ancora impossibile e ciò ritarda enormemente la possibilità di affrontare con precisione il problema del movimento delle acque dolci nel sottosuolo.

Alcuni studi recenti consentono però di contribuire a ravvisare alcune modalità secondo cui si esplica il movimento delle acque in detta zona di transizione, il che dà adito alla impostazione di successivi sviluppi dai quali si può trarre una buona indicazione per giungere con opportune determinazioni, a valutazioni anche quantitative dei deflussi sotterranei nelle varie zone.

2 — Movimento delle acque nella zona di transizione e nella sottostante zona con acque salate.

Molti studi idrogeologici sono partiti dal presupposto di un movimento della falda acquifera in equilibrio su di una massa immobile di acqua di mare. Si può dimostrare che tale ipotesi ha una validità piuttosto limitata.

Il continuo deflusso di sale verso il mare, contenuto seppure in debole concentrazione nell'acqua di falda e soprattutto in quella della zona di transizione, esige per conservare una situazione di equilibrio un continuo rifornimento di acqua dal mare verso l'entroterra.

Tale apporto di sale non può avvenire solo per diffusione molecolare dato il bassissimo valore del gradiente della concentrazione dell'acqua di mare, dal mare stesso verso l'interno, e deve quindi avvenire mediante un flusso di acqua salata.

Tale flusso già indicato da BADON GHYBEN [2] fu verificato da NOMITSU [3] e successivamente è stato studiato da COOPER [4].

Nella regione pugliese e precisamente a Talsano e Leporano (Taranto) si è rilevato come i pozzi, che nei calcari sottostanti alle argille hanno rinvenuto solo acqua di mare in pressione, presentano un livello piezometrico più basso di quello del mare stesso, il che è una concreta dimostrazione dell'esistenza di una perdita di carico dovuta ad un movimento dell'acqua marina verso il continente.

Recentemente BEAR e TODD [5] hanno elaborato una teoria sulla formazione della zona di transizione in base alla quale hanno anche potuto calcolare un bilancio degli scambi tra la zona occupata dall'acqua di mare, la zona di transizione e quella della falda di acqua dolce.

Essi hanno stabilito con la relazione

$$(1) \quad q = \frac{k}{\mu} \frac{dy}{ds} \cdot 0,00025 (C_s - C)$$

in cui:

q = velocità;

k/μ = costanti del liquido;

dy/ds = pendenza dell'interfaccia;

C = concentrazione del liquido relativo a quella dell'acqua di mare pari a $C_s = 100\%$; che in ogni punto della zona di transizione resta determinata la velocità del flusso delle acque, come funzione della concentrazione nel punto e della pendenza dell'interfaccia in ogni punto.

La velocità in ciascun punto è parallela alla linea di eguale concentrazione e poiché lo spessore della zona di transizione aumenta verso la costa le linee di eguale concentrazione non sono parallele una all'altra e la direzione del flusso cambia attraverso la zona

stessa di transizione. Però a causa della modesta ampiezza di detta zona, è stato convenuto di determinare la direzione del flusso facendola coincidere con l'interfaccia media corrispondente alla linea di concentrazione $C = 50\%$.

Conoscendo la distribuzione delle concentrazioni nella zona di transizione resta determinata in ogni punto la velocità del flusso e si può quindi risalire alla portata complessiva di acqua e sale attraverso ogni sezione della zona stessa. Bear e Todd hanno calcolato la distribuzione delle concentrazioni con l'equazione

$$(2) \quad \frac{C}{C_s} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(- \frac{y}{\sqrt{2 \cdot \Delta/5}} \right)$$

ove y è la distanza del punto di concentrazione C/C_s da quello di concentrazione 50% . Δ è uguale all'ampiezza della zona di transizione misurata tra i punti di concentrazione $C/C_s = 0,994$ e $C/C_s = 0,006$. Tale ampiezza è una ben determinata funzione della distanza dalla costa.

Mediante le su esposte equazioni di Bear e Todd è possibile calcolare la quantità di acqua e di sale che fluisce attraverso ogni sezione della zona di transizione. Il computo è stato portato avanti meccanicamente dai due autori dividendo la zona di transizione in 10 strati.

Note la distribuzione della concentrazione (2) e la relazione (1) tra velocità e concentrazione, il flusso totale Q attraverso ogni sezione è dato da

$$Q = \frac{\Delta U_d P}{2}$$

in cui:

U_d = velocità dell'acqua di falda immediatamente al di sopra della zona di transizione;

P = coefficiente di porosità;

Δ = spessore della zona di transizione.

La quantità totale di sali che passano attraverso una sezione normale della zona di transizione è

$$K_s = C_s U_d P \frac{\Delta}{10} \sum_{i=1}^{10} \left(\frac{U_i}{U_d} \cdot \frac{C_i}{C_s} \right) = C_s \frac{\Delta}{10} \sum_{i=1}^{10} \left(\frac{U_i}{U_d} \cdot \frac{C_i}{C_s} \right) q_d$$

da cui calcolando la sommatoria mediante la (1) e la (2) si ottiene

$$(3) \quad K_s = 0,115 \Delta C_s q_d$$

in cui:

$q_d = U_d \cdot P$;

C_s = concentrazione acqua di mare posta uguale 100% .

Affinché si mantenga una situazione stazionaria è necessario che attraverso ogni sezione del suolo della zona di transizione si stabilisca nella zona dell'acqua di mare un flusso tale da trasportare tanto sale quanto ne fluisce a mare attraverso la stessa sezione nella zona di transizione. Ponendo che ogni metro cubo di acqua di mare contiene 35 kg di sale e che ad una certa distanza dalla costa fluiscono a mare attraverso una sezione della zona

di transizione K_s chilogrammi di sali al giorno per metro di costa, attraverso la stessa sezione dovranno passare dalla zona di acqua di mare $Q_{ws} = K_s/35$ metri cubi di acqua salata in senso opposto.

Si può notare dalla (3) che la quantità di sale che defluisce a mare attraverso una sezione della zona di transizione è proporzionale all'ampiezza della stessa zona e aumenta quindi al diminuire della distanza dalla costa.

L'esempio grafico della Fig. 1 è abbastanza eloquente per illustrare il fenomeno nella intuizione di Bear e Todd.

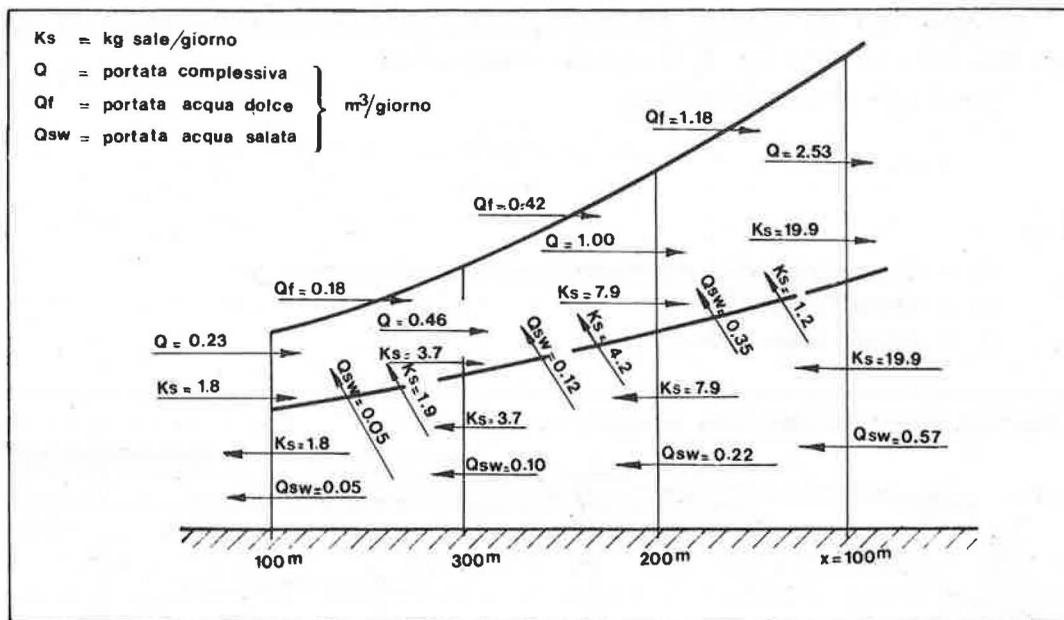


FIG. 1 — Nel modello della 'zona di transizione' proposto da Todd e Bear, il bilancio salino viene soddisfatto con l'entrata di una certa quantità di acqua di mare e con l'uscita di una quantità di acqua dolce più elevata e tale da restituire nel complesso al mare lo stesso quantitativo di sali richiamato nell'entroterra. I valori numerici relativi ai chilogrammi di sale trasportati al giorno ed alle portate di acqua dolce e di acqua salata espresse in m^3 nonché l'orientamento delle frecce, forniscono schematicamente nella figura l'esplicarsi del meccanismo del ricambio suddetto.

3 — Flusso di acqua dolce verso il mare.

Gli studi idrogeologici riguardanti i caratteri della falda acquifera nella regione pugliese sono ormai numerosi. Ben noti sono i classici lavori del COTECCHIA [6 - 9], quelli di ZORZI, REINA, CAVAZZA [10 - 18]. Sono in corso di pubblicazione altri lavori dell'Istituto di Geologia Applicata all'Ingegneria dell'Università di Bari, del CNEN e del CNR che porteranno notevoli e decisivi contributi alla soluzione di diversi problemi.

Sul movimento dell'acqua dolce verso il mare non esistono ancora studi analitici relativi alla Regione in esame, per cui nello spirito di predisporre le premesse per un discorso di larga massima necessario ad attuare la tutela delle acque sotterranee, si ritiene utile trattare l'argomento traendo vantaggio dal fatto che avendo Bear e Todd chiarito alcuni fenomeni che si verificano nella zona di transizione e che sono stati riscontrati in Pu-

glia sperimentalmente (ZORZI e REINA [19]), si può ritenere idealmente separata da quella di transizione la zona interessata dalla falda acquifera vera e propria. In realtà ciò non è molto esatto in quanto proprio nella parte meridionale della regione pugliese le acque di falda hanno un carattere marino (forte incidenza di joni Cl ed Na) anche nelle zone superficiali il che fa supporre che nell'ambito dell'acquifero si manifestino fenomeni analoghi a quelli che si sono rilevati per la zona di transizione.

La relazione tra la quantità di flusso di acqua dolce verso il mare e la posizione di una immiscibile interfaccia può essere ottenuta per mezzo di una complessa teoria (GLOVER, 1959) o facendo uso delle assunzioni di Dupuit.

Ritenendo cioè che il flusso della falda acquifera sia essenzialmente orizzontale si possono fare, nel caso della Fig. 2, le seguenti considerazioni:

per la legge di Ghyben-Herzberg:

$$\eta + s = \frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} t$$

in cui:

t = altezza del livello piezometrico sull'orizzonte marino;

γ_d = densità acqua dolce;

γ_s = densità acqua salata;

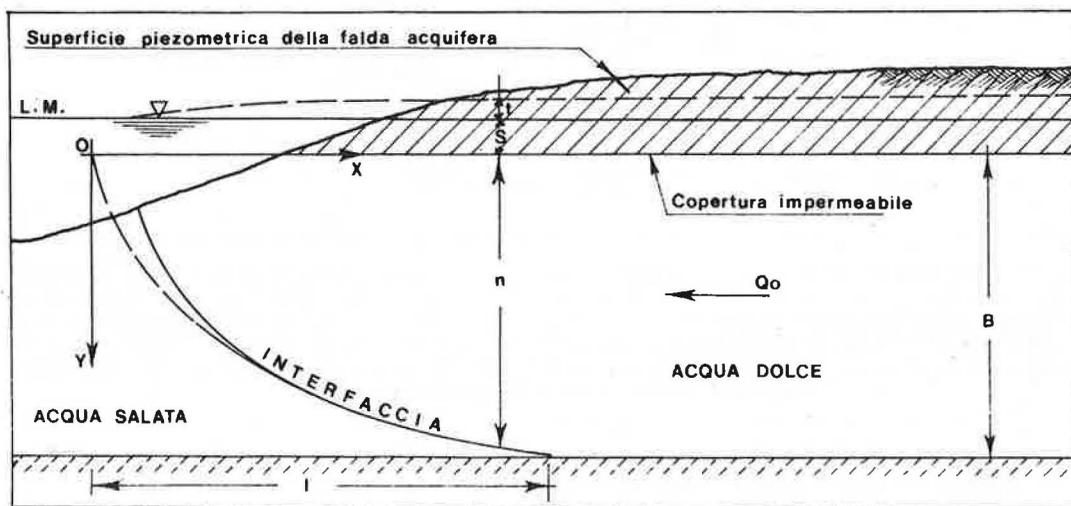


FIG. 2 — Vengono raffigurate schematicamente le condizioni del sistema idrico sotterraneo che si configurano nella penisola salentina con particolare specifico riferimento alla zona del litorale a sud-est di Brindisi ove la falda acquifera si trova in pressione al di sotto di argille. L'interfaccia ivi rappresentata indica convenzionalmente la posizione dell'inizio della 'zona di transizione'.

per la legge di Darcy:

$$(4) \quad Q_0 = \eta K \frac{dt}{dx}$$

in cui:

Q_0 = flusso di acqua;

K = permeabilità della formazione rocciosa acquifera;

$\frac{d t}{d x}$ = pendenza della superficie piezometrica;

ponendo:

$$\frac{\gamma_d}{\gamma_s - \gamma_d} = D \text{ abbiamo che } \eta + s = D t$$

essendo D ed s = costante si ha differenziando $d\eta = D dt$ da cui $dt = \frac{d\eta}{D}$;

ponendo il tutto nella (4) si ha:

$$Q_o = \eta \frac{D}{K} \frac{d\eta}{dx} \text{ da cui } Q_o D dx = \eta K d\eta$$

integrando si ha:

$$Q_o D \int dx = K \int \eta d\eta + C$$

$$Q_o D x = K \frac{\eta^2}{2} + C.$$

Se per $x = 0$ deve essere $y = 0$ anche C diviene uguale a 0 e pertanto

$$2 Q_o D x = K \eta^2; \eta^2 = \frac{2 Q_o D}{K} x.$$

Cause di disturbo che possono modificare la normale distribuzione verticale della salinità delle acque e quindi non consentire lo svolgersi di un deflusso normale, sono talora determinate dalla fuoriuscita in superficie di grosse sorgenti.

Vi sono da prendere in esame anche i favorevoli 'fattori di ordine cinetico'. Condizione essenziale perché in un mezzo acquifero come quello costituito da rocce fessurate possa verificarsi un regime idraulico non turbolento è la bassa velocità delle acque.

In effetti, le acque contenute nelle formazioni rocciose salentine, se si escludono quelle interessate da grosse fratture, sono dotate di un movimento molto lento.

Lo dimostra inequivocabilmente la lieve pendenza con cui la superficie freatica del complesso acquifero è inclinata nelle zone costiere verso i punti di sfocio (i valori sono dell'ordine di 0,3-0,5‰). La ragione di tale bassa cadente piezometrica è stata brillantemente spiegata dal COTECCHIA (1958), il quale attribuisce il fenomeno al fatto che al deflusso delle acque verso il mare contribuisce ampia parte del sottosuolo soggiacente all'orizzonte marino. La falda è infatti in equilibrio con le acque del mare, le quali soggiacciono come s'è detto a quelle dolci abbassandosi nell'interno, in ragione di circa 15 m per ogni km di distanza dalla costa.

Ne deriva che il flusso si propaga in una sezione enormemente ampia data dalla notevole profondità a cui, secondo le leggi di equilibrio, possono giungere le acque dolci. In una falda acquifera, che non ha le caratteristiche di quella salentina, una stessa portata può essere smaltita solo con una cadente piezometrica 5 volte più elevata.

Che la velocità dell'acqua sia molto bassa lo attesta ancora la persistenza di una stratificazione alina ben definita lungo la verticale del complesso acquifero. E' noto infatti che dalle parti più superficiali della riserva acquifera, il tenore salino delle acque tende ad aumentare in profondità per effetto della dispersione dei sali che si esercita dal fondo ove la falda di acqua dolce giace in equilibrio sulle acque marine.

Il movimento delle acque non disturba eccessivamente la disposizione delle isoaline, e ciò è sintomo inequivocabile che il flusso trasversale non determina moti di turbolenza.

Si è già detto che nelle zone costiere, la presenza di grosse fratture poste nella stessa direzione del flusso può determinare localmente dislivelli piezometrici maggiori e generare, con il conseguente aumento della velocità del flusso, rimescolamenti delle acque tali da elevare il tenore salino di tutto il complesso.

E' noto infine che per il flusso nei canali a larga sezione, il numero di Reynolds, che esprime il rapporto tra le forze di energia e le forze di resistenza (viscosità), serve come criterio per distinguere i limiti tra regime di flusso laminare e regime di flusso turbolento.

L'esperienza dimostra che nella maggior parte dei movimenti naturali delle acque sotterranee in regime laminare, il numero di Reynolds è minore di 1 (TODD, 1959).

Per i valori della velocità delle acque ricavati attraverso elaborazioni svolte nella stessa regione salentina, si può ricavare dalla relazione che esprime il numero di Reynolds che l'ampiezza che possono avere le fessure del calcare affinché, con le velocità riscontrate, il numero di Reynolds (N_R) rimanga inferiore all'unità, può essere anche pari a circa 4 cm.

Come si vede, la bassa velocità consente di essere nei limiti della legge di Poiseuille anche se ci si trova di fronte a fessure relativamente ampie.

Le velocità di filtrazione ricavate con metodi indiretti o con metodi diretti è risultata variabile da meno di un metro a qualche metro al giorno (COTECCHIA [9]; MONGELLI-REINA [20]).

La regolare stratificazione dei calcari consente di asserire dunque che nell'insieme essi si comportano, in relazione al flusso delle acque, nella stessa maniera nel senso del movimento orizzontale delle acque verso il mare ed in quello opposto. Ai fini delle assunzioni fatte basta ritenere sia soddisfatta almeno l'isotropia sugli assi orizzontali lungo cui si effettua il deflusso delle acque.

La fessurazione diaclasica più o meno intensa fa in modo che il mezzo può presentare un diverso comportamento idraulico in senso verticale. Nelle zone fortemente tettonizzate e fessurate nel mezzo acquifero si può anche raggiungere l'isotropia in più direzioni.

Per $\eta = B$ e per $x = l$

$$B^2 = \frac{2 Q_0 D}{K} x \quad \text{e} \quad Q_0 = \frac{K B^2}{2 D l}$$

la velocità dell'acqua dolce U_d è uguale

$$U_d = \frac{Q_0}{B L}$$

ove L è la larghezza di zona acquifera considerata.

Anche utilizzando la teoria più complessa di Glover si giunge ad un valore approssimato a quello della velocità come sopra calcolato.

4 — Presupposti di base per la validità delle elaborazioni fatte nelle condizioni di fessurazione delle rocce carbonatiche del Salento.

Fondamentale per considerare applicabili i criteri matematici su esposti alle condizioni idrogeologiche della parte più meridionale della Puglia è lo stabilire che il flusso idrico sotterraneo si espliciti nel mezzo ecquifero in maniera che venga soddisfatta la legge di Darcy per la quale la portata è proporzionale alla differenza di livello ed inversamente proporzionale alla lunghezza della zona filtrante.

E' opinione comune che il movimento che si realizza nelle rocce, che offrono il passaggio alle acque unicamente in grazia di fenditure frequenti e litoclasti, dando sede a correnti liquide ora a pelo libero ora in pressione, non possa essere considerato un movimento di filtrazione. Ciò si riferisce infatti alla possibilità che nelle cavità carsiche, sotto l'azione di forti differenze di pressione, il movimento sia soggetto ad un regime turbolento nel quale il flusso non segue le leggi del moto laminare ma è proporzionale al quadrato delle velocità.

Ora se è vero che i calcari del Salento sono interessati da grosse fessure e cavità, vi sono al contrario ragioni sostanziali che fanno ritenere il flusso idrico esplicantesi nella massa assimilabile nel più dei casi a quello che avviene in regime regolare o laminare.

Si possono distinguere anzitutto alcuni 'fattori di ordine strutturale'. Le discontinuità della massa calcarea e calcareo dolomitica attraverso cui si effettua il movimento delle acque in regime naturale sono rappresentate fondamentalmente dagli interstrati esistenti tra i diversi piani di stratificazione. Per la particolare giacitura e struttura delle formazioni creatiche, tali discontinuità seguono andamenti pressoché orizzontali perché tale è la più frequente disposizione degli strati. Comunque la diversa dislocazione dei piani rocciosi, data la notevole e alquanto regolare rottura degli strati, non crea soluzioni di continuità al moto, il quale può esplicarsi in filetti liquidi continui.

La rete fondamentale attraverso cui si muove il liquido in condizioni di regime naturale è quindi costituita da fessure la cui ampiezza può ritenersi di qualche mm. Se si tiene conto che ad una frattura di ampiezza di 1 mm corrisponde secondo MUSKAT [22] una permeabilità equivalente dell'ordine di 10^5 Darcy, un mezzo acquifero caratterizzato da una rete di tal genere si viene a comportare pressappoco come una ghiaia pulita (da $10^3 - 10^5$ Darcy).

Quando le fessure sono più ampie o i meati assumono in qualche tratto delle dimensioni trasversali apprezzabili il sistema potrà ancora consentire un regime regolare o laminare solo per velocità, e quindi per differenze di pressione fra punto e punto, convenientemente limitate. Nel Basso Salento e cioè verso il capo di Leuca sono frequenti le grosse faglie lungo le quali le acque muovono in regime non laminare e pertanto in tali zone non sono valide le assunzioni fin qui fatte.

Ciò vale anche per le zone interessate da fenomeni di intenso carsismo costiero, manifestantesi con sistemi di grosse cavità spesso venuta a giorno per crollo.

5 — Note conclusive e prospettive per nuovi accertamenti.

La breve analisi e le considerazioni fatte sulle modalità di movimento delle acque dolci e delle acque salmastre e salate tra loro in equilibrio nel sottosuolo, consente di

tracciare un modello schematico della circolazione idrica sotterranea che si esplica nella parte meridionale della regione pugliese e cioè in particolare nel Salento.

La Fig. 3 fornisce la sintesi dei caratteri dinamici del sistema. Si può notare come oltre ad un flusso di acqua dolce diretto verso il mare, vi è un flusso, in senso contrario, più profondo, di acqua salata. La quantità di sale viene restituita al mare attraverso la zona di transizione ed anche attraverso le acque della falda cosiddetta dolce.

Cosicché nelle zone prossime agli sbocchi della falda in mare, aumentando la velocità del flusso, dalla sottostante acqua di mare i sali migrano verso l'alto per dispersione e cioè per trascinarsi, per cui la fascia di propagazione dei sali (per valori compresi tra 1 g/l e le salinità marine) si estende per tale meccanismo verso l'alto fino a impegnare in definitiva tutto, o quasi, lo spessore del sistema idrico.

Nelle zone più interne, laddove le velocità dei flussi sotterranei sono enormemente piccole, dalla superficie di contatto con le acque del mare i sali possono risalire invece per diffusione molecolare, per cui a tale fenomeno può corrispondere solo una zona di diffusione molto ristretta.

Tuttavia nella realtà si riscontra che nelle parti interne la zona di transizione può risultare alquanto spessa.

Ciò è attribuibile però alla sovrapposizione degli effetti di altri fenomeni come quelli relativi alle modeste oscillazioni della interfaccia conseguenti verosimilmente alle modalità con cui viene alimentata la riserva idrica da parte delle piogge.

In sostanza, a giudicare da quanto si rileva nella pratica e da quello che ci si dovrebbe attendere secondo le vedute teoriche, sembrano esserci delle discordanze rimarchevoli.

In effetti si dovrebbero intendere i fenomeni separatamente secondo che si consideri il sistema idrico in fase dinamica o la fase pressoché statica.

Ciò si possono intravedere due fisionomie che in genere si sovrappongono ma che possono alternativamente prevalere.

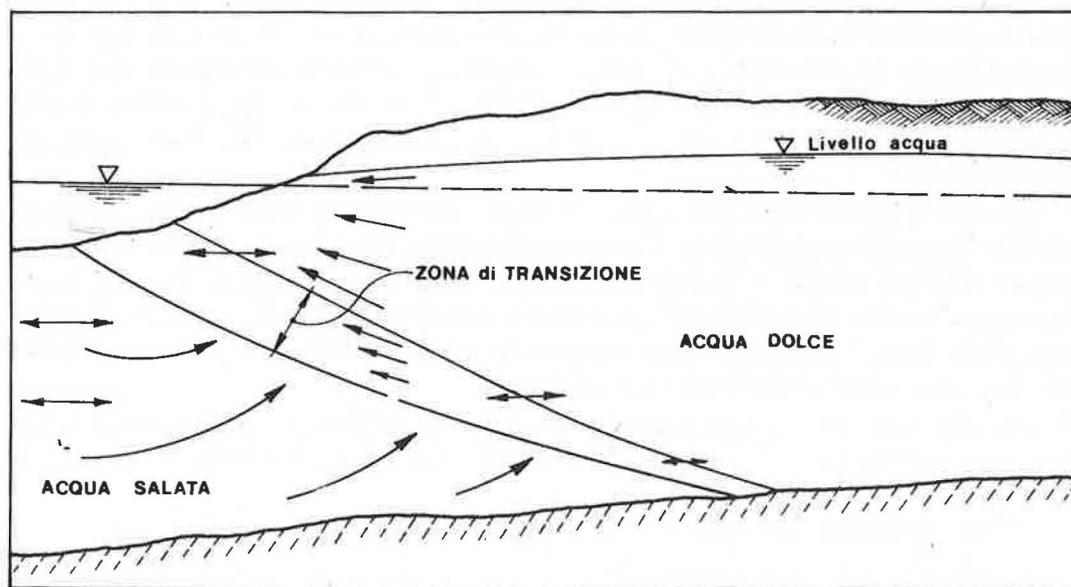


FIG. 3 — Modello schematico della circolazione idrica sotterranea nel Salento (Puglia).

Nelle condizioni caratteristiche della penisola salentina, nella quale l'alimentazione per parte delle piogge perviene al sottosuolo prevalentemente dalle parti mediane, si può prevedere che nella fase di ricarica di acqua prevalgano gli spostamenti di masse in seno alla riserva idrica, mentre lungo i bordi costieri si abbia momentaneamente una fase di tranquillità come dovuta ad un arresto o ad una diminuzione dei deflussi verso il mare.

La fisionomia dinamica invece interviene prevalentemente nella fase in cui il movimento verso il mare prende corpo determinando i noti rimescolamenti verso le zone di sfocio delle acque.

Ne discende che a seconda della diversa entità del movimento si possono riscontrare nelle zone costiere situazioni di stabilità nella distribuzione salina lungo la verticale o disturbi con propagazione di sali verso l'alto.

La contemporaneità dei fenomeni determina talora situazioni di difficile interpretazione.

Per conseguire risultati quantitativi e cioè per giungere ad un calcolo, sia pure di massima, della quantità di acqua che defluisce per via sotterranea al mare in regime naturale, è necessario procedere alla determinazione di quelle costanti idrologiche del mezzo acquifero che consentano di risalire ai valori della permeabilità (K) nelle varie zone interessate.

Quelle valutazioni del coefficiente K che si sono finora ottenute con metodi diretti o indiretti, o meno riferite a punti isolati, e peraltro valide per ciascun punto di misura e non significative per zone ampie, oppure difettano nei valori globali per la imprecisa o spesso empirica assunzione del coefficiente che fissa il volume dell'acqua contenuta unitariamente nel mezzo acquifero.

Non è superfluo annotare che nelle specifiche condizioni dei caratteri fisici del sottosuolo del Salento si configurano delle situazioni favorevoli all'acquisizione spedita e alquanto rappresentativa degli elementi in questione.

Il coefficiente di contenibilità o *storage coefficient*, che esprime il volume di acqua che uscirebbe dalle fessure di 1 m^3 del mezzo acquifero, se la superficie della falda si abbassa di un metro, per le rocce carbonatiche del Salento può ritenersi uguale al coefficiente di 'effettiva porosità'. Infatti nelle fessure dei calcari, una volta svuotate, non resta acqua di ritenzione come accade per le formazioni sabbiose e sabbio-ghiaiose.

Queste ultime osservazioni consentono di prevedere la possibilità di impiegare con successo metodi geofisici.

Come già è stato sperimentato con ottimi risultati in Puglia (VECCHIA [21]) il coefficiente di 'storage' o di 'porosità effettiva' (\emptyset) è stato definito applicando la relazione di Archie.

Si tratta di determinare il 'fattore di formazione' e cioè di risalire ai valori di \emptyset misurando la resistività della roccia imbevuta di acqua (ρ_f) e la resistività dell'acqua contenuta in quelle rocce (ρ_w) (¹).

(¹) Come è noto la relazione di Archie esprime il rapporto tra questi valori con l'espressione

$$\emptyset^{-m} = \frac{\rho_f}{\rho_w}$$

in cui il secondo termine è il fattore di formazione, il primo termine è il coefficiente di porosità e m per le formazioni calcaree assume un valore pari a 2.

Tra S. Pancrazio e S. Donaci in provincia di Brindisi, come si può rilevare dallo schema della Fig. 4, la resistività (ρ_f) della roccia con acqua di falda è risultata uniforme per tutti i 7 chilometri su cui è stata svolta l'indagine, con valori di circa 200 ohm/m.

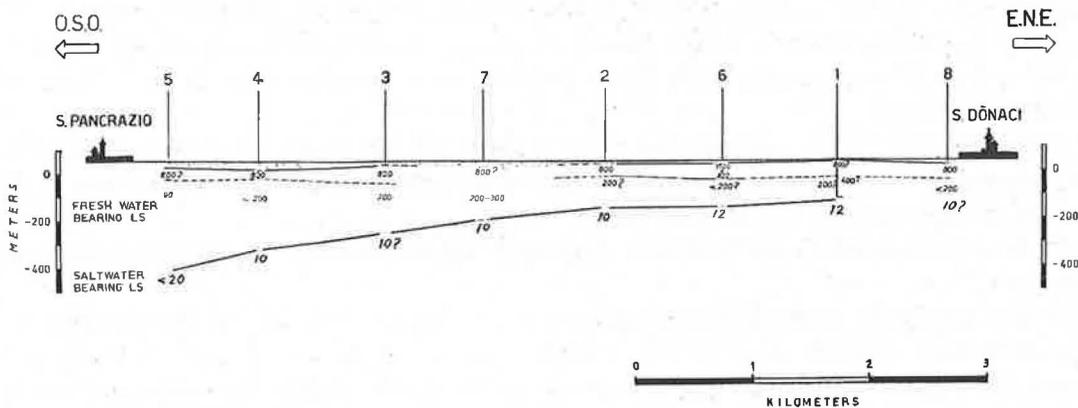


FIG. 4 — Sezione geoelettrica tra S. Pancrazio e S. Donaci con i valori della resistività dei calcari secchi, imbevuti di acqua dolce e imbevuti di acque salate (VECCHIA [21]).

Per il tipo di acqua dolce esistente nel sottosuolo di S. Pancrazio Salentino ed avente un residuo salino di 0,50 g/l ($\rho_w = 10$) si può calcolare un coefficiente di 'storage' pari a 0,22. Valore questo che trova una buona rispondenza con quelli ricavati con altri metodi.

Nel Salento si possono dunque ottenere risultati validi effettuando prospezioni geoelettriche su sezioni particolari ed omogenee dal punto di vista idrogeologico.

Molto utile al riguardo si profila lo studio di una zona a cavallo della strozzatura mes-sapica che si svolge su una sezione verso cui confluiscono le acque del bacino idrico sotterraneo di Lecce con le acque del bacino di Brindisi - Taranto. Essa taglia così la via del recapito finale al mare di buona parte dei deflussi sotterranei del Salento.

Per risalire ai valori di K possono essere utilmente adottati metodi geofisici in chiave prevalentemente matematica, come quello sperimentato (MONGELLI e REINA [20]) basato sullo smorzamento delle onde di marea verso l'entroterra.

Per l'adozione di tale metodo si possono ben utilizzare gli apparati registratori mareografici e freatimetrici già installati nel Salento.

L'efficacia di una tale adozione trova maggior suffragio in quanto le caratteristiche elastiche della massa calcarea sono favorevoli alle elaborazioni analitiche.

Si può affermare infatti che l'apparato roccioso contenente l'acqua ha una rigidità tale che la rete vascolare in esso esistente non subisce modificazioni geometriche sia per forte aumento che per diminuzione della pressione idraulica da parte delle acque. Cioè, anche se i calcarei venissero svuotati completamente del liquido contenuto nelle fessure, non si avrebbero quelle modificazioni di volume che sono tipiche dei materiali incoerenti.

Dimostrazione pratica di quanto sopra può essere rappresentata dagli identici risultati idrologici ottenuti da misure effettuate su pozzi in tempi successivi. Infatti, nei pozzi eseguiti nei calcari le coppie portata-depressione a regime permanente rimangono invariate nel tempo. Tale concetto semplifica enormemente lo schema e le assunzioni di calcolo.

Gli interventi che si propongono, rivolti a rendere possibile un calcolo quantitativo dei deflussi sotterranei nelle condizioni di regime naturale, hanno evidentemente carattere di urgenza in quanto la penisola salentina è chiamata, ancora per molti anni, ad autoalimentarsi; vale a dire che dalla sua riserva idrica sotterranea si prelevano e dovranno prelevarsi acque per usi potabili, irrigui e industriali ancora per molto tempo prima che acque esterne provenienti dagli invasi, possano assolvere pienamente alle molteplici richieste.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] ZORZI, L. & REINA, C.: « Le acque sotterranee in terra d'Otranto », *Documenti Cassa per il Mezzogiorno*, **1** (Roma, 1955).
- [2] BADON GHYBEN, W.: *Nota in verband met de voorgenomen put boring nabij Amsterdam* (The Hague, K. Inst. Ing. Tijdschr., 1889).
- [3] NOMITSU, T. et al.: « On the contact surface of fresh and salt water near a sandy sea shore », *Mem. Coll. Sci. Kyoto Imp. Univ.*, vol. 10, **7** (1927).
- [4] COOPER, H. H.: « A hypothesis concerning the dynamics of fresh water and salt in a coastal aquifer », *J. Geophys. Res.*, vol. 64, **4** (1959).
- [5] BEAR, J. & TODD, D. K.: Note inedite su *The transition zone between fresh and salt waters in coastal aquifers* (Berkeley, University of California, 1960).
- [6] COTECCHIA, V.: « Influenza dell'acqua marina sulle falde acquifere in zone costiere con particolare riferimento alle ricerche d'acqua sotterranea in Puglia », *Geotecnica*, **3** (1955).
- [7] COTECCHIA, V. & ORABONA, E.: « La stratificazione salina nelle falde con superfici di fondo rappresentate dall'acqua marina e precisazioni del comportamento idraulico dei pozzi relativi a siffatte falde », *Ingegneria Sanitaria*, **1** (1959).
- [8] COTECCHIA, V.: « Geohydrological aspects of the cretaceous limestone aquifer in Apulia, and their bearing on the practical avoidance of sea water contamination in extraction from wells and springs », *Quaderni di Geofisica Applicata*, vol. 31 (Milano, 1963).
- [9] COTECCHIA, V.: « Sullo stato delle conoscenze del fenomeno dell'influenza marina sulle falde acquifere », *Atti Convegno sul problema delle acque in Italia - Le acque sotterranee - Milano*, 1965.
- [10] ZORZI, L. & REINA, C.: « Sulla necessità di controllare e disciplinare le utilizzazioni delle acque sotterranee nella Penisola Salentina », *VIII Conv. Naz. Ingegneri Italiani, Milano*, 1955.
- [11] ZORZI, L. & REINA, C.: « Valutazione e sfruttamento delle risorse idriche sotterranee della conca di Brindisi », *Giornale Genio Civile*, **10** (Roma, 1957).
- [12] ZORZI, L. & REINA, C.: « Idrogeologia della provincia di Taranto », *Giornale Genio Civile*, **2** (Roma, 1962).
- [13] CAVAZZA, L.: *Problems of irrigation with brackish water in Italy* (The Hague Dr. W. Junk n.v. Publishers, 1968).
- [14] REINA, C.: « Acque dolci e salate del sottosuolo in Puglia », *XVII Congr. Geogr. italiano, Bari*, 1957.
- [15] REINA, C.: « Ricerche d'acqua in Puglia con metodi geoelettrici », *Tecnica Moderna appl. all'Ingegneria*, **1** (Roma, 1958).
- [16] REINA, C.: « Regime geotermico di una falda di acqua dolce in equilibrio su acque salate marine », *Conv. Assoc. Ital. Tecnica Idrotermale, Acqui Terme*, 1964.
- [17] REINA, C.: « Le sorgenti carsiche salmastre del Chidro », *Atti Convegno Assoc. tut. Idrogeologi, Roma*, 1961.
- [18] REINA, C.: « Fondamenti idrogeologici e possibilità pratiche di ridurre la salinità dell'acqua delle sorgenti salmastre del Chidro in Puglia », *Boll. Geofisica teorica ed applicata*, **16** (Trieste, 1962).
- [19] ZORZI, L. & REINA, C.: « Interpretazione idrogeologica della salinità delle acque sotterranee in alcuni bacini esocrici ed endocrici del Mediterraneo », *Scienza e Tecnica Agraria*, **1** (Bari, 1964).
- [20] MONGELLI, F. & REINA, C.: « Primi studi idrogeologici e geofisici per la determinazione indiretta della velocità di filtrazione delle acque sotterranee e nei calcari del cretaceo pugliese », *Boll. Geofisica teorica ed applicata*, **13** (Trieste, 1962).
- [21] VECCHIA, O.: « Resistivity surveys for water in the limestones and in other hard rocks », *Quaderni di Geofisica applicata*, vol. 24 (Milano, 1963).
- [22] MUSKAT, M.: *The flow of homogeneous fluid through porous media* (New York, McGraw-Hill Book Co., 1937).

10 — Ricerche sulle acque di estrazioni subalvee in Calabria

SAMUELE CAVAZZA (*) & EZIO TONGIORGI (**)

(*) Istituto di Geologia e Paleontologia, Università - Pisa

(**) Istituto Internazionale per le Ricerche Geotermiche del CNR - Pisa

Summary — *Research on the water from river aquifers in Calabria.*

Isotopic analysis of water-oxygen content in rain and underground water in the basin of the Fiumara di Melito (Calabria) has led to a re-examination of the general hydrology of this territory.

A discharge of 9.6×10^6 m³/year can be obtained from the aquifer through a filtering tunnel underlying this river. From observations of several years a delay of about 3 months between discharge peaks and rainfall peaks is evident; this delay is approximately equal to the average time required for the water flow in the alluvial material of the aquifer. The water sampled from the aquifer does not show any seasonal variation of the isotopic composition of oxygen. From this fact and from the fact that the amount of water extracted by the filtering tunnel is found to be larger than the storage capacity of the alluvial aquifer alone, a still larger storage and damping effect on the water is inferred as being extended to a large portion of the basin itself.

1 — Premesse.

Gli schemi teorici della circolazione idrica subalvea hanno sin ora formato l'oggetto di numerose trattazioni.

In varie occasioni esse sono state anche confortate dai risultati di indagini sperimentali e da osservazioni sistematiche delle portate emungibili.

Tra i vari casi per i quali si dispone di una buona messe di dati sperimentali, appaiono di notevole interesse alcuni corsi d'acqua della Calabria. In questa memoria una particolare attenzione è rivolta alla Fiumara di Melito, in quanto vi risultano eseguite già da tempo numerose ricerche idrogeologiche e sono disponibili due opere di presa subalvea per la misura delle portate captate.

La captazione più a monte (Fig. 1) è ubicata a quota d'alveo 380 m s.l.m. presso il Ponte Jelasi. Essa è realizzata mediante uno sbarramento in calcestruzzo lungo 100 m, che, partendo dalla sponda sinistra, interseca trasversalmente il materasso alluvionale per tutta la sua profondità.

Quasi alla base di tale sbarramento, che raggiunge la profondità massima di m 14, una galleria filtrante permette la presa delle acque captate.

La seconda opera di presa è posta 3 km più a valle, dopo la confluenza in destra della fiumara delle Pietre Bianche, in località S. Nicola di Musoponiti, a quota d'alveo 225 m s.l.m. Essa è costituita da una galleria filtrante lunga 235 m che si approfondisce da 6 a 12 m nelle alluvioni, parallelamente al greto del corso d'acqua.

Quest'ultimo è caratterizzato da un regime spiccatamente torrentizio, per cui, alle notevolissime portate che si verificano durante i rari e repentini eventi di piena, si alternano brevi periodi di morbida, con portate di pochi m³/s, e periodi di magra con portate decisamente inferiori, che si annullano annualmente durante vari mesi del periodo estivo. No-

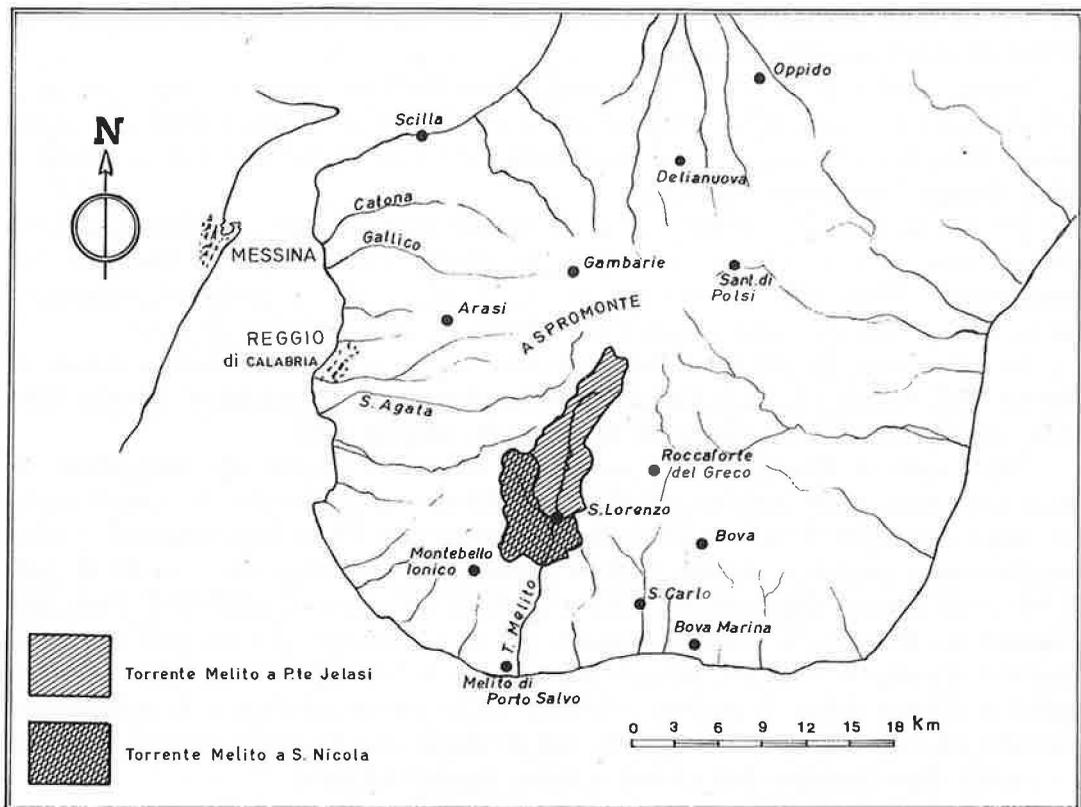


FIG. 1 — Corografia.

tevoli appaiono in magra le variazioni di portata lungo il corso della fiumara, dovuto al gioco delle infiltrazioni e, talvolta, delle risorgenze.

Il corso d'acqua drena un bacino costituito da un'unica vallata principale molto acclive, sul versante meridionale dello Aspromonte. La sua altitudine varia infatti, su uno sviluppo totale di circa 24 km, dai 1682 m s.l.m. del Monte Cacciadiavoli al livello del mare, in cui sfocia presso l'abitato di Melito Porto Salvo.

Il bacino imbrifero sotteso dall'opera di presa di Ponte Jelasi è di circa 33,6 km², mentre quello tributario della captazione di S. Nicola si estende a 67,9 km².

Le formazioni geologiche che caratterizzano tali bacini risultano decisamente impermeabili (96%), essendovi rappresentanti a monte gneiss e micascisti e, scendendo di quota nella zona delle captazioni, formazioni filladiche. Lo strato di alterazione di tali formazioni geologiche è ovunque sensibile, con formazione di suoli bruni sovente liscivati.

La copertura vegetale è rappresentata da boschi d'alto fusto oltre i 1000 metri, da prati e macchia mediterranea a quote inferiori, con estesi oliveti sul versante sinistro nella striscia compresa tra le due utilizzazioni subalvee.

Dal punto di vista climatico il bacino presenta caratteri molto differenziati passando dalla parte più a monte, con temperatura media annua inferiore a 10 °C e precipitazione di 1400 mm/anno, alla parte più valliva, ove la temperatura sale a più di 16 °C e la precipitazione si riduce a 800 mm/anno. Tali precipitazioni risultano per la gran parte con-

centrate nel tardo autunno ed in inverno, mentre per contro spiccatamente lunghi sono i periodi di siccità nel periodo estivo.

Mentre i valori ed i caratteri delle precipitazioni risultano ormai ben conosciuti per i vari decenni di osservazioni disponibili, mal si conoscono i deflussi superficiali del Melito, data la difficoltà di misurare portate estremamente variabili tra piene violente e periodi in cui la fiumara è praticamente asciutta.

Per quanto riguarda i deflussi subalvei, durante numerosi anni sono state eseguite sistematicamente misure delle portate captate alla galleria di Ponte Jelasi e S. Nicola. In corrispondenza di Ponte Jelasi si conoscono inoltre per alcuni anni le portate di esaurimento fluenti in superficie ed i livelli della falda subalvea a monte dell'opera di presa.

Le elaborazioni di tali valori hanno formato l'oggetto di alcuni studi pubblicati da PIROZZI [1], GULLI [2, 3] e CAVAZZA [4], e riguardano dati relativi al periodo 1948-1951, prolungato, nella più recente di tali memorie, all'anno 1960.

Dagli studi di Pirozzi e Gulli emerge che le portate emunte alle due gallerie filtranti presentano valori massimi nel bimestre febbraio-marzo e minimi in settembre-ottobre. Negli stessi periodi anche i livelli di falda osservati a Ponte Jelasi presentano valori rispettivamente massimi e minimi. Il Gulli osservava in particolare che i livelli di falda in due pozzi distanti rispettivamente 180 e 60 m dallo sbarramento subalveo di Ponte Jelasi presentano all'incirca lo stesso andamento, per cui ne consegue che tra quei pozzi resta pressoché costante la pendenza motrice pur variando le altezze piezometriche. In quello studio si rilevava infine la evidente relazione tra le portate subalvee e le precipitazioni osservate sul bacino qualche mese prima, con un ritardo tra i massimi e i minimi di portata e i periodi rispettivamente più piovosi e meno piovosi dell'anno.

A tale proposito il Cavazza arrivava a stabilire con quale ritardo le precipitazioni si correlavano meglio alle portate subalvee e quale altezza di precipitazione giornaliera si correlava meglio, con quel ritardo, alle portate stesse.

Ne derivava in particolare che a Ponte Jelasi la correlazione migliore (0,66) si otteneva tra i totali mensili delle precipitazioni non eccedenti i 10 mm/giorno e le portate subalvee ritardate di 3 mesi, mentre a S. Nicola la migliore correlazione (0,64) risultava tra il totale mensile delle precipitazioni non eccedenti 1 mm/giorno e la portata subalvea ritardata anche in questo caso di 3 mesi. In ambedue i casi i coefficienti di correlazione risultavano altamente significativi.

Allo scopo di acquisire nuovi dati, è stato deciso di effettuare una serie di analisi della composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua.

A tal fine, tra il luglio 1963 ed il marzo 1965, oltre alle sistematiche misure delle portate subalvee e superficiali del Melito a Ponte Jelasi ed a S. Nicola, vennero prelevati con frequenza quindicinale campioni dell'acqua captata a quelle due opere di presa e delle fluenze superficiali a Ponte Jelasi.

In due stazioni pluviometriche, la cui scelta cadde su Gambarie (1300 m s.l.m.) ed Arasì (573 m s.l.m.) vennero inoltre prelevati campioni di acqua per tutte le precipitazioni significative.

2 — Considerazioni isotopiche.

Con i risultati delle analisi isotopiche effettuate sui campioni di queste due ultime stazioni sono state costruite le Tab. 1 e 2 e le Fig. 2 e 3. In esse la composizione isotopica

TABELLA 1 — Stazione di Gambarie: precipitazioni in mm ripartite secondo la composizione isotopica dell'ossigeno.

δO_{18}	1964												1965
	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	G
+ 2	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—
+ 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2	—	—	—	—	4	—	—	7	—	—	—	—	—
— 3	—	—	—	—	—	17	—	—	—	—	—	—	—
— 4	—	16	—	—	—	9	10	37	—	56	—	—	—
— 5	1	21	2	6	—	4	12	5	—	—	67	—	—
— 6	—	77	8	—	41	—	—	—	82	3	13	—	—
— 7	63	41	6	13	—	—	14	—	8	4	5	—	5
— 8	22	48	42	15	—	—	—	—	—	5	42	—	45
— 9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27	—	—	130
— 10	—	—	—	—	8	—	—	—	—	—	—	—	—
— 11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	57
— 12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—

TABELLA 2 — Stazione di Arasi: precipitazioni in mm riportate secondo la composizione isotopica dell'ossigeno.

δO_{18}	1964												1965
	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	G
+ 2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
+ 1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 1	—	9	—	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 2	—	—	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
— 3	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16	—	—
— 4	44	67	17	2	—	—	—	—	—	—	—	—	18
— 5	—	33	8	7	4	—	8	6	—	—	34	—	—
— 6	14	—	10	—	6	—	—	31	—	—	24	43	50
— 7	—	24	24	26	—	—	—	—	—	—	—	—	13
— 8	—	50	—	—	—	—	—	—	—	—	3	—	—
— 9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24	—	50
— 10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
— 11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16
— 12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	68

dell'ossigeno è espressa come differenza per mille del rapporto O_{18}/O_{16} nel campione rispetto allo standard di riferimento comunemente usato nelle ricerche idrologiche (SMOW = acqua oceanica media standard). Le tabelle, pur con gli scarsi dati disponibili, mostrano l'esistenza di un sensibile *effetto stagionale*, per cui le precipitazioni invernali sono normalmente più povere in O_{18} di quelle estive. Nella Fig. 2 la composizione isotopica dell'acqua delle singole precipitazioni è messa in relazione, oltre che con la stagione, anche con la quantità di pioggia caduta nelle 24 ore precedenti i campionamenti. Ciò anche in rapporto con le variazioni di composizione isotopica che si osservano nel corso di una stessa precipitazione, messe in evidenza dalla Fig. 3. Questa figura è stata costruita per mettere a confronto la composizione isotopica delle precipitazioni cadute nello stesso giorno nelle due stazioni pluviometriche poste a quota differente. La figura mostra infatti che in media, ad una dif-

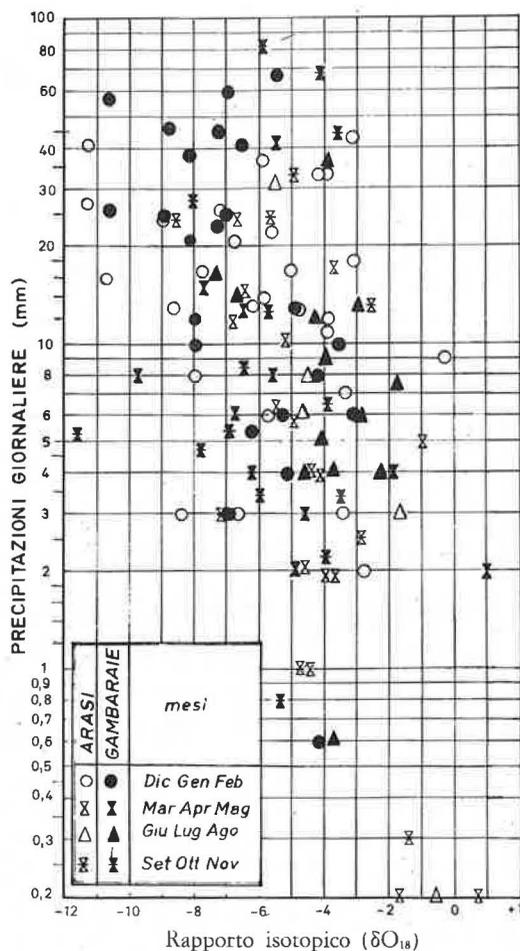


FIG. 2 — Correlazione tra precipitazione giornaliera e composizione isotopica dell'ossigeno.

ferenza di quota di 720 m, corrisponde una differenza dell'1,2‰ nella composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua piovana.

A proposito delle acque fluenti, va osservato che a Ponte Jelasi i δO_{18} delle acque in superficie risultano, al di fuori dei periodi di piena per i quali non si possiedono analisi isotopiche, pressoché eguali a quelli captati dal subalveo. La leggera tendenza a valori più negativi nel periodo invernale e meno negativi in quello estivo deve essere inoltre messa in relazione con una influenza maggiore delle precipitazioni sulle acque fluenti in superficie rispetto a quelle subalvee. La netta corrispondenza tra i δO_{18} delle acque superficiali e di quelle subalvee è un chiaro indizio della risorgenza di queste ultime per trabocco a monte dello sbarramento di Ponte Jelasi.

Possiamo quindi limitare la nostra considerazione alle due serie di campioni prelevati nel subalveo a Ponte Jelasi e S. Nicola (Tab. 3). Si può innanzitutto osservare la notevole uniformità dei valori ottenuti nei diversi campionamenti in ciascuna delle due stazioni. Si può quindi dire che, poiché le variazioni stagionali della composizione isotopica delle precipitazioni che alimentano le acque sotterranee sono risentite solo in misura minima da

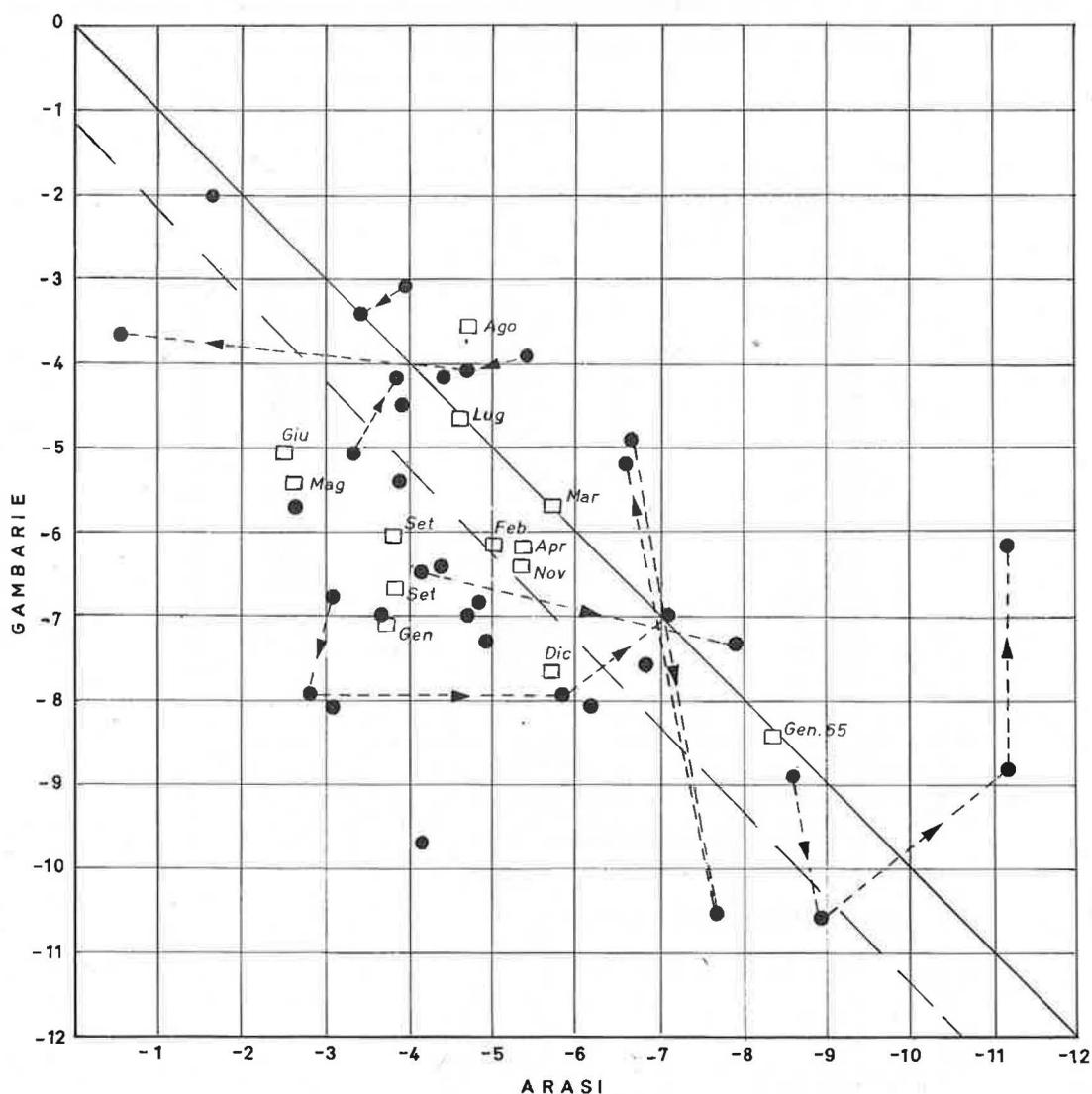


FIG. 3 — Confronto tra le variazioni della composizione isotopica dell'ossigeno delle piogge giornaliere osservate contemporaneamente a Gambarie (1300 m s.l.m.) ed a Arasi (573 m s.l.m.).

queste ultime (cfr. Fig. 4), il serbatoio in cui esse sono contenute deve avere dimensioni molto grandi rispetto al volume degli afflussi. D'altra parte tra le serie corrispondenti alle due stazioni esiste una differenza, per cui i campioni della stazione più a valle sono sempre più ricchi in O_{18} di quelli della stazione più a monte. Ciò è in relazione con l'effetto altimetrico sopra ricordato, per cui le precipitazioni della parte più elevata del bacino sono più povere in O_{18} di quelle della parte più bassa. Ne viene di conseguenza che alla alimentazione delle acque subalvee debbono contribuire in misura notevole apporti laterali che si aggiungono al deflusso lungo l'asse del corso d'acqua. D'altra parte anche queste differenze mostrano una variazione stagionale (Fig. 5): esse cioè sono maggiori nei mesi con

TABELLA 3 — Fiumara di Melito: composizione isotopica dell'ossigeno dei campioni di acqua subalvea prelevata a Ponte Jelasi ed a S. Nicola.

DATA	COMPOSIZIONE ISOTOPICA	
	PONTE JELASI	S. NICOLA
	a	b
1/8/1963	— 5,85	—
1/9 »	— 5,85	—
1/10 »	— 5,80	—
1/11 »	— 5,80	—
1/12 »	— 5,80	— 5,70
1/1/1964	— 5,90	— 5,63
1/2 »	— 6,00	— 5,55
1/3 »	— 5,90	— 5,45
1/4 »	— 5,90	— 5,60
1/5 »	— 5,80	— 5,70
1/6 »	— 5,80	— 5,57
1/7 »	— 5,80	— 5,58
1/8 »	— 5,90	— 5,85
1/9 »	— 6,00	— 6,00
1/10 »	— 6,10	— 5,90
1/11 »	— 6,20	— 5,65
1/12 »	— 6,15	— 5,72
1/1/1965	— 6,40	—
1/2 »	— 6,00	—
1/3 »	— 5,75	—
1/4 »	— 5,75	—

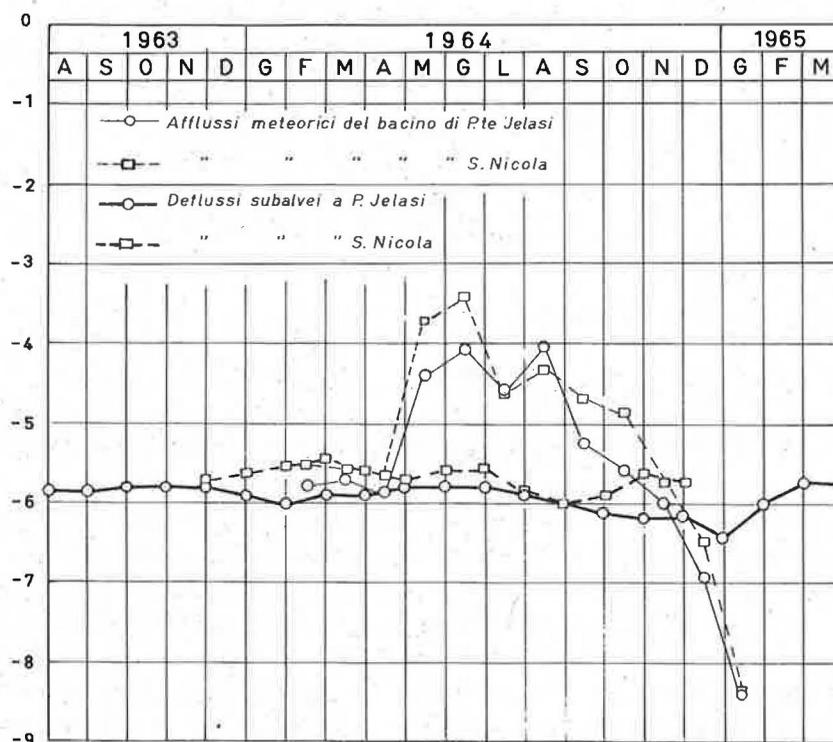


Fig. 4 — Composizione isotopica dell'ossigeno delle acque subalvee captate a Ponte Jelasi ed a S. Nicola, e degli afflussi meteorici sui relativi bacini di alimentazione.

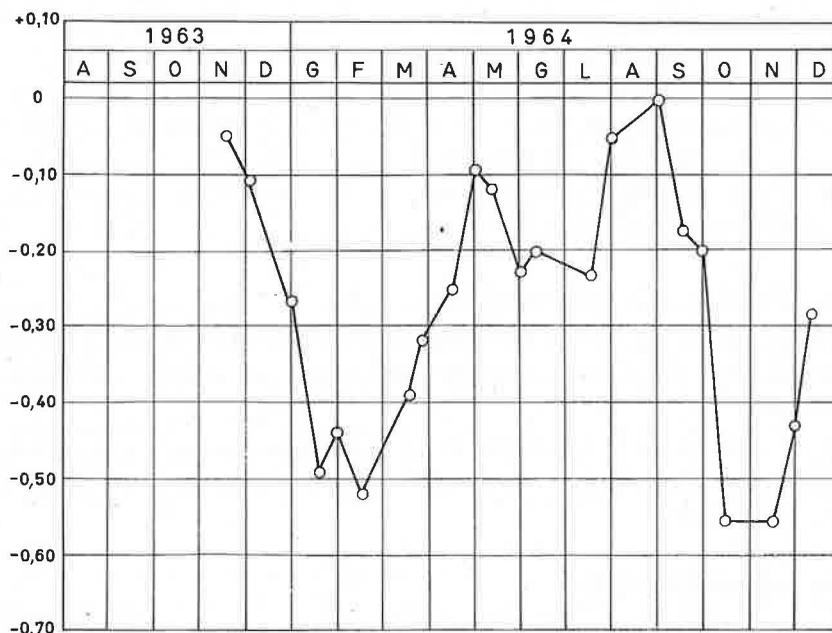


FIG. 5 — Variazione relativa della composizione isotopica dell'ossigeno tra i campioni subalvei prelevati a Ponte Jelasi ed a S. Nicola.

TABELLA 4 — Afflusso meteorico e composizione isotopica media mensile ed annua nei bacini sottesi dalle sezioni di Ponte Jelasi e S. Nicola.

PERIODO	BACINO DEL T. MELITO SOTTESO DALLE SEZIONI DI			
	PONTE JELASI		S. NICOLA	
	AFFLUSSO METEORICO	δO_{18}	AFFLUSSO METEORICO	δO_{18}
	$m^3 \times 10^6$	%	$m^3 \times 10^6$	%
Febbraio 1964	7,007	— 5,78	13,381	— 5,50
Marzo	4,414	— 5,70	8,427	— 5,59
Aprile	3,502	— 5,85	6,686	— 5,65
Maggio	1,205	— 4,40	2,302	— 3,71
Giugno	1,341	— 4,07	2,557	— 3,45
Luglio	0,708	— 4,57	1,353	— 4,61
Agosto	0,965	— 4,04	1,843	— 4,33
Settembre	2,313	— 5,24	4,416	— 4,70
Ottobre	2,967	— 5,58	5,668	— 4,87
Novembre	6,306	— 5,99	12,043	— 5,73
Dicembre	10,934	— 6,96	20,875	— 6,46
Gennaio 1965	11,413	— 8,40	21,794	— 8,36
ANNO	53,075	— 6,45	101,345	— 6,16

precipitazioni più abbondanti, e quindi con maggiori apporti laterali, e tendono ad annullarsi nei mesi con precipitazioni molto scarse, quando cioè l'acqua estratta dalla presa a valle è praticamente solo quella che non è stata captata dall'opera più a monte.

Per la valutazione della composizione isotopica media dell'ossigeno degli afflussi meteorici che alimentano il bacino, i dati pluviometrici hanno permesso di ricostruire la di-

stribuzione sul bacino delle piogge di ciascun mese, mentre quelli delle analisi isotopiche, tenuto conto degli effetti stagionali e altimetrici che si possono dedurre dai valori delle singole piogge, hanno permesso di valutare per ciascun mese la composizione isotopica delle piogge cadute sul bacino nei settori a monte dei due punti di campionamento. I risultati di questo calcolo sono riportati nella Fig. 4, a proposito della quale occorre osservare che i valori degli afflussi meteorici calcolati in base ai dati disponibili hanno irregolarità che sarebbero probabilmente state attenuate se si fosse potuto disporre di una serie più completa di dati.

Dal paragone tra i valori δO_{18} delle fluenze nelle due sezioni del corso d'acqua e quelli dei contemporanei afflussi meteorici dei bacini imbriferi da esse sottese, si desume innanzi tutto la buona stabilità dei primi intorno ai valori medi dei secondi, sensibilmente variabili invece nell'anno.

Ciò porta a considerare la possibilità di un immagazzinamento e conseguentemente di una regolazione delle acque maggiore di quello che si può immaginare tenendo conto del solo acquifero alluvionale.

3 — Considerazioni idrauliche.

Volendo controllare anche da un punto di vista idraulico le conclusioni cui hanno portato le ricerche isotopiche, osserviamo innanzitutto che, in base ai dati riportati dal GULLI [2], il deflusso annuo captato dal subalveo a Ponte Jelasi è stato mediamente, dal 1949 al 1954, di $9,678 \times 10^6$ m³.

Una stima del volume dell'acquifero alluvionale a monte della captazione, avente una superficie di 1,3 km² [1, 3] ed una profondità media stimata in cifra tonda di 5 m, porta ad un valore di $6,5 \times 10^6$ m³. In base ai dati granulometrici di cui si dispone [2] si pensa di potere attribuire al coefficiente di immagazzinamento il valore $S = 0,20$, in accordo con i valori ricorrenti in condizioni similari [10, 11, 12, 13]. L'acqua immagazzinata nell'acquifero non può pertanto ammontare a più di $1,3 \times 10^6$ m³, per cui, considerata la variabilità stagionale delle precipitazioni, se ne deduce che l'acquifero non è sufficiente a regolare le fluenze subalvee in modo da assicurare le riscontrate portate emunte.

D'altra parte già il GULLI [3] aveva dimostrato che, per la regolazione annuale dei deflussi subalvei, sperimentalmente accertata, occorre disporre nelle alluvioni di un invaso di 6×10^6 m³ di acqua.

L'esistenza di tale regolazione appare confermata dalle analisi isotopiche, le quali non escludono peraltro neppure una regolazione pluriennale dei deflussi subalvei, per la quale occorrerebbe disporre di un ancor maggiore volume di invaso.

Assunto pertanto che per tale regolazione occorra un invaso minimo di 6×10^6 m³ di acqua, e che le alluvioni ne possono contenere in subalveo solo $1,3 \times 10^6$ m³, ne deriva che i rimanenti $4,7 \times 10^6$ m³ vanno ricercati nello strato di alterazione dello intiero bacino, nelle masse detritiche e nei depositi alluvionali della rete idrografica minore.

Se si pensa distribuito su tutta la superficie del bacino sotteso, tale volume corrisponde ad una lama di acqua di 0,14 m. Assegnando cautelativamente all'acquifero ipodermico esteso all'intiero bacino un coefficiente medio di immagazzinamento $S = 0,10$, lo spessore medio di tale acquifero assume il valore molto verisimile di m 1,40.

A mo' di esempio si considera che, se solo si ponesse tale spessore pari a m 2,10, o se si ponesse $S = 0,15$, il volume di acqua contenuto ammonterebbe a $7,05 \times 10^6 \text{ m}^3$, con possibilità di compensazione pluriennale delle portate emungibili a P.te Jelasi.

Considerato che le acque captate all'opera di presa non provengono che in modesta parte dalla infiltrazione diretta di precipitazioni sulle alluvioni, resta ora da individuare le ragioni per le quali gli afflussi meteorici influenzano sensibilmente le portate emunte senza peraltro influenzare altrettanto sensibilmente la composizione isotopica dell'ossigeno dell'acqua subalvea.

In una sezione del materasso alluvionale, abbastanza lontano dall'opera di presa, si considera il moto dell'acqua regolato dalla legge di Darcy:

$$Q = S K J$$

Non disponendo di indagini dirette per definire la sezione dell'acquifero, e considerando che esso si allarga a monte di P.te Jelasi ma che la sua potenza ha la tendenza generale a diminuire verso monte, se ne assume una superficie circa eguale a quella definita in 1400 m^2 presso l'opera di presa.

Alla porzione di alveo dotata di un consistente materasso alluvionale, cui può assegnarsi una lunghezza di circa 3 km [1, 3], compete una pendenza media del 7,2%; che bene si adegua alle caratteristiche dei tronchi prevallivi delle fiumare calabre dell'Aspromonte.

Il valore del coefficiente di permeabilità, non disponendo di dati sperimentali, può venire calcolato come segue per via inversa in differenti condizioni di moto.

Riferendosi al periodo 1949-1954, risulta dal GULLI [2] una portata media annua emunta di $0,307 \text{ m}^3/\text{s}$.

Considerando tale portata mediamente transitata nell'anno attraverso una sezione generica dell'acquifero, se ne deduce che

$$K = Q/SJ = 3 \times 10^{-3} \text{ m/s}$$

Riferendosi invece alla zona di acquifero immediatamente a monte dell'opera di presa si può ritenere che esista una condizione di moto regolato dalla formula di Dupuit [10]

$$q = \frac{K}{2} \frac{H_1^2 - H_2^2}{L}$$

I livelli piezometrici H_1 e H_2 vengono riferiti al bordo superiore delle feritoie emungenti, esistenti nell'opera di presa a m 11,90 sotto il suo coronamento [1].

In base ai dati riportati da PIROZZI e GULLI [1] per i giorni 23/2/1951 e 22/10/1950, in cui si osservarono rispettivamente i livelli massimi e minimi di falda e le corrispondenti portate di $0,335$ e $0,175 \text{ m}^3/\text{s}$, si desume che, al pozzo esistente 60 m a monte dell'opera di presa, i livelli piezometrici furono allora rispettivamente di m 12,90 e m 9,20.

Applicando tali valori alla espressione

$$K = \frac{2 q L}{H_1^2 - H_2^2}$$

derivata dalla formula di Dupuit, si ottengono i seguenti valori di K:

— con falda a livello max: $K = 2,4 \times 10^{-3}$ m/s;

— con falda a livello min: $K = 2,5 \times 10^{-3}$ m/s.

Tali valori concordano sensibilmente con quello calcolato per una sezione generica dell'acquifero, per cui si ritiene di potere adottare in media $K = 2,6 \times 10^{-3}$ m/s.

La permeabilità del Melito risulta pertanto sensibilmente elevata, specie se paragonata a quella riscontrata su altri corsi d'acqua dell'Aspromonte (COTECCHIA, V., 1960: in zone prevallive $1,5 \times 10^{-4}$ m/s per il Catona; $2,6 \times 10^{-4}$ per il Gallico e $4,6 \times 10^{-4}$ per il S. Agata).

Si osserva per inciso in proposito che su questi ultimi corsi d'acqua non esistono opere di presa di un certo interesse, a differenza appunto del Melito.

Una ulteriore indagine sul moto delle acque subalvee subito a monte della captazione di P.te Jelasi, può essere condotta in base ai livelli piezometrici osservati nei pozzi situati a 180 e 60 m dalla galleria filtrante, e riportati da PIROZZI e GULLI [1].

Nei già citati giorni 23/2/1951 e 22/10/1950 si ebbero rispettivamente la portata max di $0,416$ m³/s con $H_1 = 16,40$ e $H_2 = 12,90$; e la portata min di $0,215$ m³/s, con $H_1 = m$ 13,10 e $H_2 = m$ 9,20.

Applicando nei due casi la formula di Dupuit, si ottiene che

$$q \text{ max} = 0,00185 \text{ m}^3/\text{s m}; \text{ e } q \text{ min} = 0,00094 \text{ m}^3/\text{s m}.$$

Poiché si conoscono le portate effettivamente emunte in quelle occasioni, se ne possono dedurre le larghezze di falda subalvea in cui venne avvertito il richiamo dell'emungimento.

Tali larghezze risultano:

$$l(Q \text{ max}) = Q/q = 225 \text{ m}; \text{ } l(Q \text{ min}) = 228 \text{ m}.$$

Se ne deduce che, essendo la galleria filtrante lunga solo 100 m a partire dalla sponda sinistra, mentre in destra le alluvioni si estendono ulteriormente con caratteristiche di permeabilità verosimilmente inferiori, a monte dell'opera di presa le acque subalvee interessano una sezione d'alveo ben più larga della galleria stessa, denunciando una contrazione laterale dei filetti liquidi verso la sponda destra.

Va osservato comunque che questa stessa conclusione rende approssimata la soluzione data dalla formula di Dupuit, in quanto dimostra la mancanza delle condizioni di moto piano necessarie per la sua rigorosa applicazione.

Considerando nell'insieme il materasso alluvionale a monte dell'opera di presa, in base alle caratteristiche già innanzi desunte si può calcolare la velocità delle acque subalvee ed i tempi di percorrenza lungo il materasso stesso.

Poiché $K = 0,0026$ m/s, $J = 0,072$, $L = 3$ km circa, ne deriva che $V = 0,000187$ m/s = $16,157$ m/g e che i tempi di percorrenza medio T_m e massimo T_M risultano:

$$T_m = 93 \text{ gg} = 3 \text{ mesi e } 3 \text{ giorni}; \text{ } T_M = 186 \text{ gg} = 6 \text{ mesi e } 6 \text{ giorni}.$$

4 — Conclusioni.

Le acque di recente afflusso meteorico impingono notevolmente il complesso dell'acquifero subalveo, infiltrandosi nell'alveo, disponendosi sulle masse d'acqua di origine più remota esistenti in periodi di magra della falda, e provocandone di conseguenza un sensibile aumento di livello.

Poiché tale aumento di livello è al massimo poco più di 4 metri a Ponte Jelasi, dove il livello nel periodo meno influenzato dalle precipitazioni è di circa m 8,50, la ricarica di acqua recente può essere valutata al massimo a metà dell'acqua contenuta nel subalveo. Questa, in periodi di magra, deriva principalmente dai versanti del bacino, e risente comunque di tutte le ricariche precedenti, per cui si può quindi assumere come avente la composizione isotopica media dell'acqua del bacino, cioè con $\delta O_{18} = -6$. Le precipitazioni aventi differente composizione isotopica influiranno quindi sulla composizione isotopica dell'acqua estratta al massimo per metà della differenza tra il loro valore assoluto e quello dell'acqua media, cioè potranno normalmente determinare variazioni di $\pm 1\%$ nel valore del δO_{18} . Tale effetto si fa risentire però in tale misura solo per un tempo breve, perché, a mano a mano che procede l'emungimento continua l'afflusso di acqua dai versanti e quindi aumenta sempre più la diluizione dell'acqua dell'ultima ricarica superficiale con acqua che ha avuto una lunga permanenza nel serbatoio ipodermico.

In aggiunta a quanto precedentemente detto si può osservare che in vari casi le acque di ruscellamento superficiale, dopo un certo percorso lungo i versanti del bacino, hanno già modificato la loro composizione isotopica originaria assumendo valori più vicini a quelli delle acque ipodermiche.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] PIROZZI, T. & GULLI, G. B.: « Sulle ricerche effettuate in alcune prese subalvee ai fini della loro utilizzazione », *L'Energia Elettrica*, 7, vol. 29 (1952).
- [2] GULLI, G. B.: « Ulteriori risultati sulle ricerche effettuate in alcune prese subalvee ai fini della loro utilizzazione », *L'Energia Elettrica*, 1, vol. 33 (1956).
- [3] GULLI, G. B.: *Les eaux souterraines en Calabre et en Lucanie*, n. 37, Tomo 2 (Roma, Assoc. Int. Idrologia Scientifica, 1956).
- [4] CAVAZZA, S.: *Relationship between rainfall intensity and ground-water movement in subfluvial aquifers*, n. 64 (Berkeley, Assoc. Int. Idrologia Scientifica, 1963).
- [5] COTECCHIA, V. & TONGIORGI, E.: « Natural tracing by seasonal variation of O_{18}/O_{16} ratio in a ground-water research », *RT/GEO* (63), p. 25 (Roma, C.N.E.N., 1963).
- [6] DANSGAARD, W.: « Stable isotopes in precipitation », *Tellus*, 4, vol. 16 (1964).
- [7] AIEA: « Guide book on nuclear techniques in hydrology », Techn. Rep. Series n. 91 (Vienna, 1968).
- [8] MOSETTI, F.: « Problemi di tracciamento in idrologia », *L'acqua*, a. 46, 4 (lug.-ago. 1968).
- [9] COTECCHIA, V. & PIRASTRU, E.: « Sull'impiego di traccianti radioattivi, analisi per attivazione e tecniche di frazionamento isotopico in idrogeologia », *L'acqua*, a. 44, 1 (gen.-feb., 1966).
- [10] CASTANY, G.: *Traité pratique des eaux souterraines* (Parigi, Dunod, 1963).
- [11] TODD, K. D.: *Ground-water hydrology* (New York, Wiley, 1959).
- [12] DAVIS, S. N. & DE Wiest, R. J. M.: *Hydrogeology* (New York, Wiley, 1966).
- [13] VEN TE CHOW: *Handbook of applied hydrology* (New York, McGraw-Hill, 1964).

11 — Prime informazioni e primi risultati su esperienze di drenaggio attivato con tubi di PVC

MARIO FALCIAI

Istituto di Idronomia Montana e di Idraulica Agraria, Università - Firenze

Summary — *Preliminary information and results concerning an underdrainage trial using PVC pipes and activated by pumping.*

Preliminary information is given on an experimental plot planted with peach trees in a high-water table land, and underdrained by PVC pipes. The drainage water is collected in tanks from which it is lifted by pumping to a discharge ditch. The first results are encouraging.

1 — Premessa.

Sono noti gli aspetti positivi del drenaggio del terreno agrario a fini agronomici e colturali. Sono note anche le sue limitazioni per ragioni varie e principalmente: qualità del terreno, distribuzione delle piogge, costo.

Nei terreni di pianura si aggiunge quasi sempre un altro fattore negativo che è quello della difficoltà di assicurare ai dreni uno scarico libero continuo, a causa della piccola cadente superficiale ed a causa della connessa piccola profondità degli scoli. Anche nei territori che sono stati sede di bonifica idraulica si presenta spesso questa situazione.

D'altra parte nei terreni di pianura c'è spesso da contrastare anche il rialzamento della falda freatica che in tutto o in gran parte, e per lo meno per molti mesi, riduce o annulla il franco di coltivazione necessario specialmente per gli impianti arborei. Al riguardo il mezzo più risolutivo è quello del drenaggio, avendo la normale affossatura (che si tende sempre più a diradare, se non ad eliminare) una molto minore efficacia. Da notare che nei terreni in parola si effettua di norma una coltura intensiva con larga diffusione di colture arboree di alto reddito.

La piena efficienza del drenaggio nei territori di pianura potrebbe ovunque ottenersi costituendo una rete di scoli così capace e profonda da garantire che il livello dell'acqua non superi mai la quota di sbocco dei dreni affluenti, ossia si mantenga ad oltre un metro di profondità. Ciò peraltro comporterebbe grandiose e costose opere di bonifica che, oltre tutto, sarebbero tanto più superflue quanto meno il drenaggio fosse generalizzato. Si prospetta quindi la convenienza di risolvere il problema frazionatamente per singole iniziative autonome là dove se ne presenti una speciale necessità.

Ciò premesso, la sperimentazione è stata organizzata con il proposito di accertare tecnicamente ed economicamente la validità di una tale direttiva. Inoltre, essendo essa sorta sotto gli auspici del Centro Nazionale Applicazione Materie Plastiche in Agricoltura, si propone di effettuare indagini e confronti sul comportamento dei tubi di PVC verso cui sempre più ci si orienta in materia di drenaggio. La ricerca (pluriennale) è stata approvata e finanziata dal CNR.

2 — Descrizione dell'impianto.

La sperimentazione viene condotta su un appezzamento di 4,4 ettari in località Branzolino, nel comune di Forlì (Fig. 1). Esso è stato diviso in quattro parcelle uguali in cia-

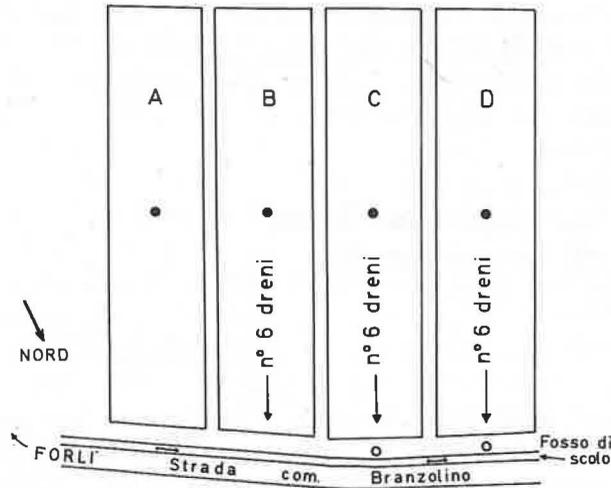


FIG. 1 — Schema planimetrico dell'impianto.

- A - parcella di confronto;
- B - parcella con drenaggio a scarico naturale;
- C - parcella con drenaggio attivato;
- D - parcella con drenaggio doppiamente attivato;
- - pozzi raccoglitori con impianto idrovoro;
- - pozzi freaticometrici.

scuna delle quali è stata impiantata, con identiche modalità, una coltura massimamente sensibile all'eccesso di acqua nel terreno (pesco).

Al centro di ogni parcella è stato eseguito un pozzo ordinario con apparecchiatura freaticometrica.

Una prima parcella non è stata drenata e serve da testimone, sebbene possa subire qualche influenza dalle parcelle drenate vicine.

Una seconda parcella è stata drenata, con scarico diretto nel fosso locale che corre lungo un lato dell'intero appezzamento e che ha la profondità di circa un metro. Quando l'acqua nel fosso si eleva di livello, i dreni subiscono un corrispondente rigurgito che si è cercato di attenuare munendo lo scarico di una leggera valvola a portella.

Le altre due parcelle sono drenate identicamente alla precedente, ma riversano l'acqua in due rispettivi pozzi raccoglitori stagni, provvisti di pompa automatica per lo scarico nel predetto fosso locale, corredata di contatore volumetrico. I dreni pertanto sono in condizione di poter scolare sempre liberamente (drenaggio attivato).

E' previsto di corredare una di queste ultime due parcelle di un piccolo impianto pneumovoro allo scopo di attivare nel terreno, a titolo sperimentale, la circolazione dell'aria (drenaggio doppiamente attivato).

I dreni sono stati collocati in opera curandone la posizione altimetrica con l'approssimazione del centimetro.

I dettagli di progetto e di esecuzione, con tecniche ed accorgimenti originali, potranno meritare qualche interessante illustrazione, ma in altra sede.

Le caratteristiche del terreno e dell'impianto sono le seguenti:

- pendenza, nel senso dei dreni: da 0,45‰ a 1,45‰;
- granulometria (media di 24 misure): scheletro 0%; terra fine 100%; argilla colloidale 11%; limo 75%; sabbia fine 12,5%; sabbia grossa 1,5%;
- permeabilità (su terreno scassato da 10 mesi): dell'ordine di 3,5 cm/ora;
- profondità media dei dreni: cm 95;
- pendenza dei dreni: 1,25‰;
- distanza interdreni: m 9;
- lunghezza di ogni singolo dreno: m 210;
- diametro dei tubi (interno): mm 60;
- dreni per ettaro: m 1260.

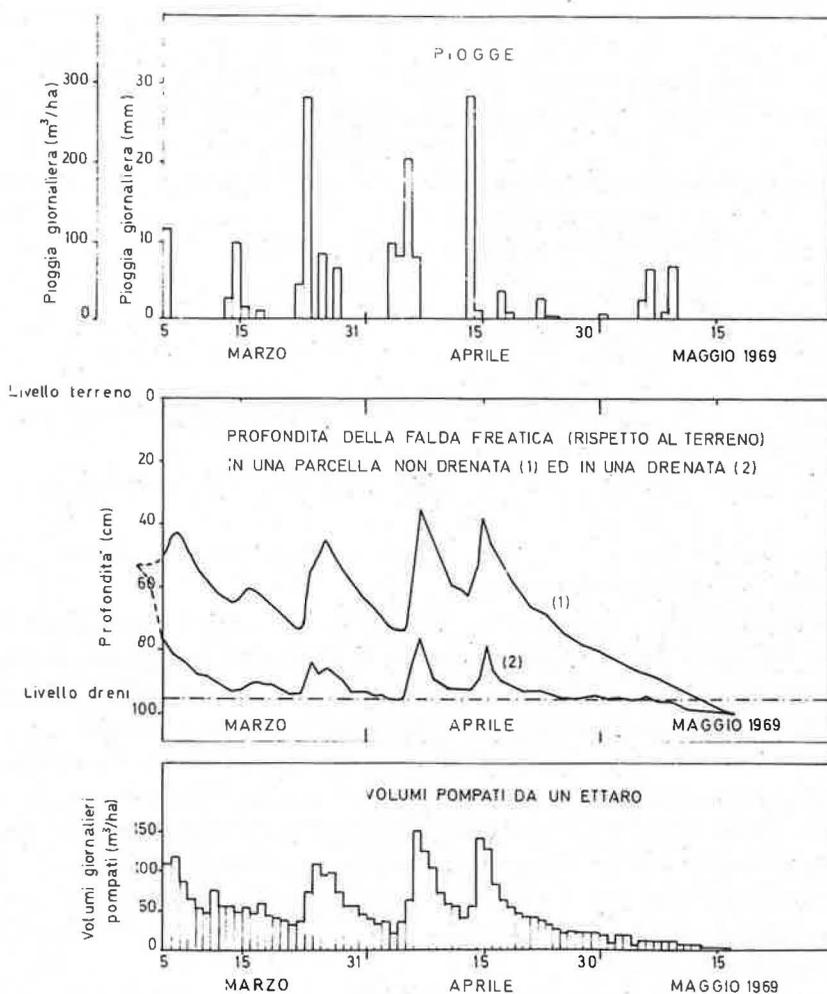


FIG. 2 — Dati delle osservazioni concernenti il comportamento idraulico dell'impianto.

Sono stati impiegati tubi in PVC rigido fessurati trasversalmente (spessore delle fessure 0,8 mm; lunghezza 77 mm; distanza 50 mm). La copertura dei tubi è stata eseguita con poliuretano espanso in striscia.

3 — Primi risultati.

Osservazioni sistematiche concernenti il comportamento idraulico dell'impianto sono iniziate nello scorso mese di marzo. I pochi dati raccolti non sono ancora sufficienti per una conclusiva elaborazione; tuttavia se ne può trarre fin d'ora qualche importante indicazione. Per questo, si osservi il grafico di Fig. 2 dove sono riportate le altezze di pioggia giornaliere, la profondità, riferita al terreno, della falda freatica in una parcella drenata (parcella C) e in una non drenata (parcella A), nonché i volumi di acqua pompata giornalmente da un ettaro.

Pur con le riserve emergenti dalla brevità del periodo di osservazione, sembra di potere fin d'ora affermare che il drenaggio attivato è in grado di decapitare la falda freatica. L'abbassamento di livello nei mesi di marzo e aprile è risultato mediamente di 30 cm, con valori massimi, in corrispondenza di forti piogge, di oltre 40 cm.

Questa affermazione, nella misura in cui verrà confermata dalle osservazioni future, costituisce, in ultima analisi, il nocciolo di tutta la sperimentazione la quale, oltre a fornire le correlazioni conclusive su afflussi e deflussi, abbassamento della falda freatica, costi d'impianto e di esercizio, risultati colturali, potrà mostrare l'influenza di altri parametri e situazioni, quali permeabilità e porosità del terreno, stati igrometrici e termici del terreno e dell'ambiente.

Nel grafico di Fig. 2 le scale delle altezze di pioggia e dei volumi d'acqua pompata sono state scelte in modo che le aree sottese siano confrontabili, rappresentando, la prima, i volumi di pioggia, la seconda i volumi pompata, entrambi con riferimento all'ettaro. I risultati sono compendati nella Tab. 1.

TABELLA 1 — Confronto fra volumi precipitati e volumi pompata.

M E S E	VOLUMI PRECIPITATI m ³ /ha	VOLUMI m ³ /ha	VOLUMI POMPATI RAPPORTATI AI VOLUMI DI PIOGGIA
Marzo (26 gg.)	940	1594,5	170%
Aprile	820	1592,5	194%
Maggio	420	131,5	31%

Quando fu iniziata la sperimentazione, si temeva di dover sollevare quantità d'acqua molto superiori a quelle di pioggia. La tabella conferma solo parzialmente questo timore, lasciando prevedere che nel semestre piovoso, in situazioni normali, l'acqua di richiamo connesso all'abbassamento di falda sia circa eguale a quella piovuta.

Il grafico di Fig. 2 si può facilmente estrapolare per il periodo da maggio ad oggi. Le curve dei livelli di falda (parcella drenata e parcella non drenata) vanno praticamente a coincidere e risultano ovviamente discendenti procedendo verso l'estate. La profondità della falda rispetto al terreno era, il giorno 15 giugno 1969, di m 1,35. Dalla fine di maggio

le pompe (automatiche) non si sono più messe in moto; quindi i diagrammi dei deflussi e dei consumi di energia sono a zero.

4 — Elementi di costo.

Circa il lato economico è ovvio che il drenaggio, e tanto più attivato, costituisce un provvedimento abbastanza oneroso che può trovare ragione d'impiego nel caso di colture a reddito elevato.

Tuttavia, per poter tirare qualche conclusione di carattere abbastanza generale in materia di costi, non ci si può basare su quelli dell'impianto sperimentale attuato e in via di completamento. Ci si è assicurata pertanto la disponibilità, nelle immediate vicinanze, di un campo 'operativo', in cui applicare il drenaggio attivato con modalità e tecniche massimamente semplificate ed adeguate ad un corrente esercizio agricolo. In esso, fra l'altro, si faranno esperienze comparative sul funzionamento di vari tipi di tubi (modalità di deflusso, conservazione del materiale del tubo e del materiale di copertura, sviluppo dei depositi solidi).

Per quanto concerne l'impianto, il costo del drenaggio, operando con modalità da potersi generalizzare, si delinea di 350 lire per metro di dreno, corrispondente ad una spesa per ettaro variabile, a seconda della tessitura più o meno fitta, dalle 250 alle 400 mila lire. Il costo dell'attivazione è di per sé modesto; infatti può prevedersi sufficiente una potenza di 0,5 kW per ettaro, con una spesa dell'ordine di 70.000 lire per ettaro. Naturalmente per l'attivazione occorre aggiungere la spesa di allacciamento alla rete elettrica generale che, a seconda delle situazioni, può variare entro limiti abbastanza ampi, sempre tuttavia decrescenti per la progressiva intensificazione dell'elettrificazione rurale.

Per quanto concerne l'esercizio, il costo si limita a quello dell'energia elettrica consumata dalle pompe, essendo trascurabile ogni spesa di manutenzione. Sulla scorta dei dati finora rilevati, si può impostare un calcolo su questa base:

- nel semestre piovoso: 500 ÷ 1000 mm di pioggia;
- acqua pompata: il doppio dell'acqua piovuta;
- altezza manometrica di sollevamento: 2 ÷ 3 m;
- costo del kWh, comprese quote fisse: L. 30.

Tenuto conto del rendimento delle pompe, si perviene a un costo di esercizio oscillante tra 4 e 10 mila lire annue per ettaro.

12 — Alcune prove di elettroemungimento idrico in terreni fortemente umidi

ANGELO VENTURI

Istituto di Genio Rurale, Università - Bologna

Summary — *Trials on electrical extraction of water from wet soils.*

This study describes experiments on the electrical extraction of water from very moist soils. The energy was measured during the tests. Considering the events observed a relation among the measured parameters was established, which seems to give a satisfactorily approximated picture of the phenomena.

1 — Introduzione.

Lo scopo del presente studio è stato di osservare alcuni fenomeni di elettro-osmosi ⁽¹⁾ che avvengono in seno ad un terreno poroso fortemente umido quando questo viene attraversato da una corrente elettrica continua al fine di confermare o meno l'esistenza di una relazione, anche approssimata, fra l'acqua estratta agli elettrodi e la corrente immessa nel campione.

La ricerca va inquadrata in un più vasto programma che ha per scopo di stabilire se e fin dove è possibile trattare con metodi elettro-chimici i terreni ⁽²⁾ sì da trasformare alcune loro caratteristiche meccanico-fisiche come la resistenza e la porosità.

Queste prime ricerche, anche se condotte in modo, pensiamo, originale, riguardano fenomeni già da altri indagati; nonostante ciò le abbiamo ritenute necessarie poiché esse ci hanno offerto utili indicazioni e ci hanno indirizzato per gli studi successivi.

2 — Impostazione del problema ed apparato per le esperienze.

Si è pensato che, inizialmente e per porre in evidenza i fenomeni di migrazione dell'acqua contenuta in un terreno, sia meglio partire da un campione di composizione ed umidità note e quanto più possibile uniforme.

L'attrezzatura impiegata comprende un generatore di corrente continua avente una potenza di 4,4 kW erogante una corrente massima di 20 A.

La corrente viene immessa nel campione, contenuto in un cassone di dimensioni note, mediante due serie di elettrodi tubolari forati di rame e di ferro (in generale potrebbero essere di un conduttore qualsiasi) infissi nel fondo del cassone in modo da risultare passanti, permettendo all'acqua emunta di uscire per entrare nei contenitori di misura.

Il campione è costituito da un solido di terreno avente dimensioni di $\text{cm } 70 \times 50 \times 10 = 35 \text{ dm}^3$ ($h = 10 \text{ cm}$) e composto da:

⁽¹⁾ L'elettro-osmosi nei terreni fu scoperta da REUSS nel 1808, mentre le prime applicazioni risalgono al 1930: prosciugamento terreni molto umidi.

⁽²⁾ Già nel 1934 CASAGRANDE notò che le argille trattate chimicamente con anodi in alluminio presentavano una maggior resistenza al rigonfiamento ed un notevole indurimento.

— sabbia silicea con dimensioni medie di grani $0,2 \div 0,5$ mm; peso specifico a secco, in mucchio, 1,323; porosità 29% ⁽³⁾;

— argilla avente peso specifico 2,03 ad umidità ambiente.

Volumetricamente il campione è formato da:

— sabbia dm^3 35 pari a kg 46,30 circa;

— argilla dm^3 4,36 pari a kg 8,72;

— acqua dm^3 1,0 pari a kg 13,0.

Operando in questo modo si sono ottenuti 35 dm^3 di miscela presentante un leggero eccesso d'acqua.

Gli elettrodi sono posti simmetricamente all'asse minore del campione, su due linee distanti 20 cm; in questo modo la sezione retta centrale del campione risulta di 500 cm^2 .

3 — Prima serie di prove.

Essa comprende cinque 'test', sempre sullo stesso campione e senza che, all'atto di ogni nuova prova, vengano ripristinate le condizioni iniziali di umidità.

La prima esperienza si svolge applicando agli elettrodi una d.d.p. di 100 volt e facendola permanere per 4 ore e 37 primi.

Durante tutto l'arco di tempo interessante l'esperienza si è misurato ad intervalli regolari, la corrente immessa nel circuito, mentre l'acqua che esce ai catodi, si misura alla fine, ottenendo così il volume totale estratto.

La Fig. 1 compendia graficamente i risultati ottenuti. Da questo si può innanzi tutto notare come la corrente I , alla quale si deve attribuire il trasporto dell'acqua all'interno della massa trattata, diminuisca rapidamente nel tempo; essendo tenuto $\Delta V = \text{cost}$, dobbiamo pensare che la 'resistenza totale' del circuito aumenti rapidamente. Tale resistenza può ritenersi dovuta a:

— resistenza effettiva del terreno, funzione del tenore di umidità e del tipo di sali disciolti: R_t ;

— resistenza o, meglio, caduta di potenziale, agli elettrodi: R_e ;

— polarizzazione degli stessi: R_p .

Queste resistenze aumentano tutte, ma in diverso grado, col tempo, per cui, ad un certo istante, la resistenza totale del circuito R_T , essendo le varie componenti in serie, potrebbero esprimersi come segue:

$$R_T = R_t + R_e + R_p.$$

Per ottenere una conferma a queste supposizioni abbiamo eseguito le altre esperienze che ci inducono a concludere quanto segue.

La R_t che, come è noto, dipende dal quantitativo totale di sali ionizzabili disciolti nell'acqua è da ritenersi senz'altro, a parità di terreno trattato, proporzionale al tenore di umi-

⁽³⁾ La porosità della sabbia è stata determinata nel seguente modo: in un cilindro graduato si sono introdotti un volume noto di sabbia e un volume noto di acqua, quest'ultimo in eccesso rispetto alla saturazione presunta, stabilendovi l'equilibrio si è misurato: Volume occupato dalla sabbia + acqua V_s , diverso (minore) da quello introdotto inizialmente; volume di acqua in eccesso Q_e , mentre è noto Q volume d'acqua introdotto nel provino.

La porosità è derivata dalla:

$$p = \frac{Q - Q_e}{V_s} \times 100.$$

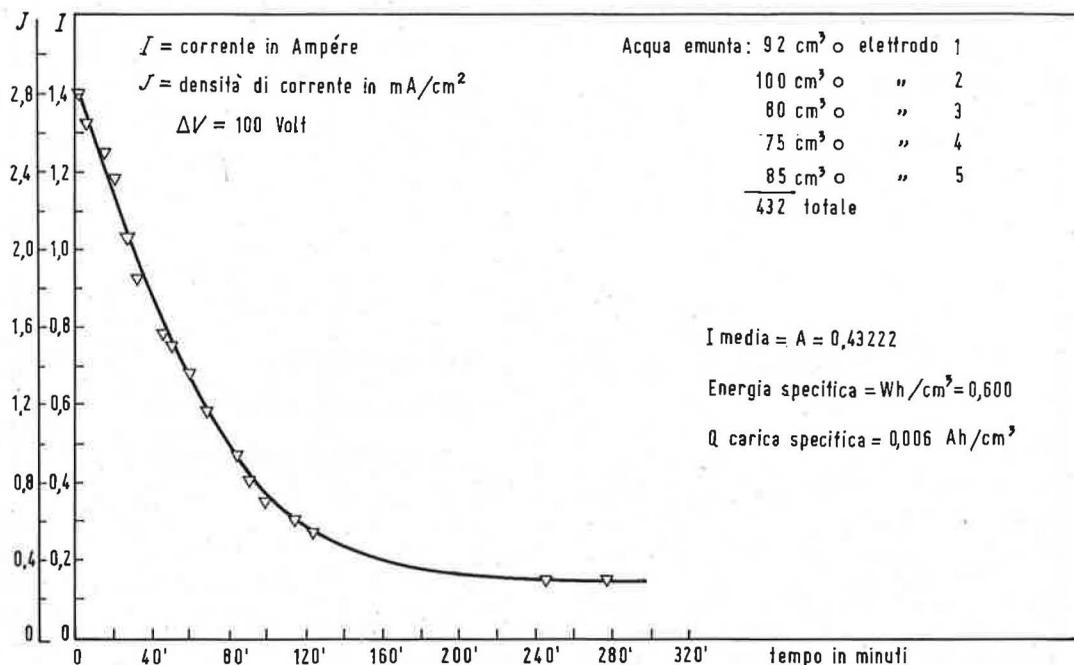


FIG. 1 — I Prova: Corrente (I) e densità di corrente (J) in funzione del tempo ($\Delta V = \text{cost} = 100$).

dità e quindi decresce, almeno in un primo tempo, abbastanza lentamente; ciò almeno quando si è in presenza di terreni inizialmente molto umidi o addirittura saturi.

Per quanto riguarda la R_e il fenomeno può essere sintetizzato così: l'acqua nel suo 'movimento' dall'anodo al catodo, depaupera la zona perianodica mentre arricchisce la catodica, ove, quella in eccesso rispetto al potere assorbente del terreno, viene espulsa attraverso i fori praticati nel catodo stesso; di conseguenza avviene un certo ritiro del terreno all'anodo che porta ad un parziale o totale distacco delle particelle solide da esso; lo strato pressoché continuo d'aria che si forma riduce il passaggio della corrente sino ad annullarlo.

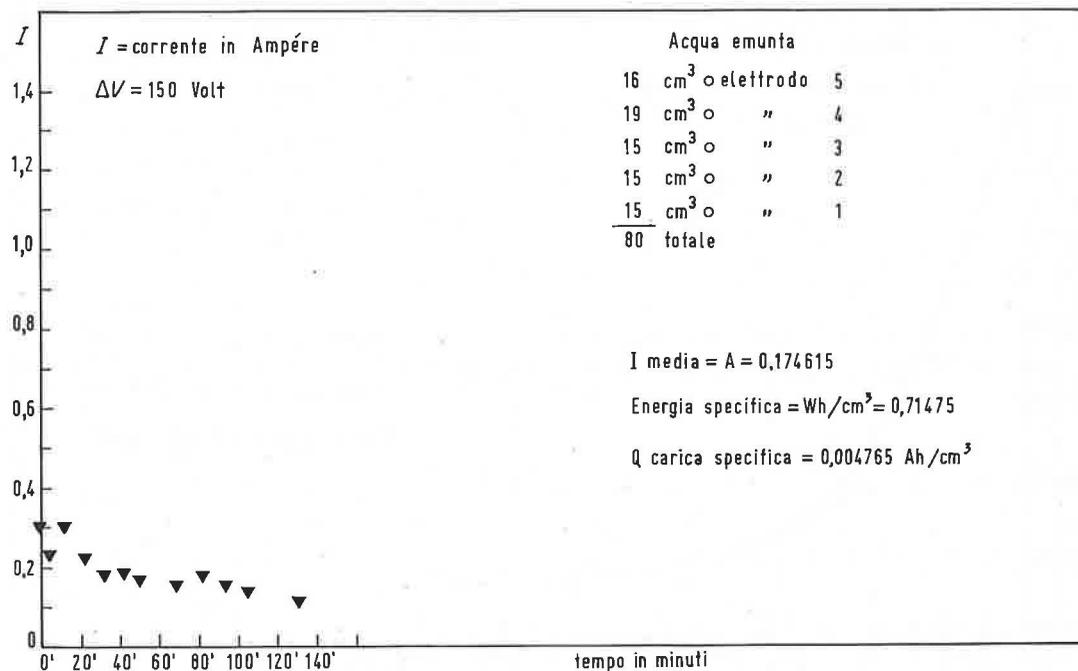
A questo fatto si deve aggiungere il fenomeno della progressiva formazione, sempre all'anodo, di ossidi ed idrossidi del metallo costituente l'elettrodo che danno origine ad una resistenza di polarizzazione R_p che aumenta per un certo tempo, riducendo ulteriormente il passaggio della corrente, dopo di che R_p si deve ritenere costante.

L'assommarsi di tutte queste resistenze fa sì che, se non si provvede in qualche modo alla loro eliminazione, il fenomeno dell'elettroemungimento sia non stazionario, vada cioè estinguendosi rapidamente.

Alcuni autori anche tenendo presente il fenomeno collaterale dell'emungimento dovuto alla legge di Darcy, danno per $q =$ portata agli ianodi, la seguente espressione:

$$q = q_u + q_e = -K_i \text{ grad } \psi + K_e \text{ grad } \Phi \text{ dove } (^4)$$

(⁴) Con q , q_u e q_e si intendono, nell'espressione data, le portate specifiche, cioè i volumi d'acqua estratti per unità di superficie nell'unità di tempo; esse sono quindi assimilabili a delle velocità e possono quindi trovarsi espresse rispettivamente con V , V_u e V_e .

FIG. 2 — II Prova: Corrente (I) in funzione del tempo.

— grad ψ = gradiente idraulico;

— grad Φ = gradiente elettrico o campo;

— K_i = costante di Darcy;

— K_e = costante di emungimento espressa in: $\frac{\text{cm}}{\text{sec}} / \frac{\text{volt}}{\text{cm}}$.

Tale legge però configura solo la parte iniziale del fenomeno, cioè fino a quando le variazioni di resistività sono tali da non influire sul valore della corrente che passa nel campione.

Nel nostro caso potendosi trascurare il primo termine, le considerazioni sopra esposte ci hanno fatto ritenere che in un fenomeno come quello da noi osservato sia più importante cercare di stabilire una relazione tra la portata d'acqua estratta ai catodi e la corrente che attraversa il terreno piuttosto che una relazione tra campo e portata.

Infatti durante la prima prova si è osservato che mantenendo costante il campo la corrente diminuisce progressivamente e così pure la portata.

Per comprovare quanto è risultato dalla prima esperienza ne abbiamo fatte altre cinque, ad intervalli di tempo sufficienti per ripristinare, almeno parzialmente, condizioni di uniforme distribuzione della umidità nel campione che è rimasto sempre lo stesso. Le tensioni applicate sono state mantenute costanti durante ogni esperienza.

Le Fig. 2 e 3 (III e IV Prova) e 4 forniscono l'andamento nel tempo della corrente durante le prove relative.

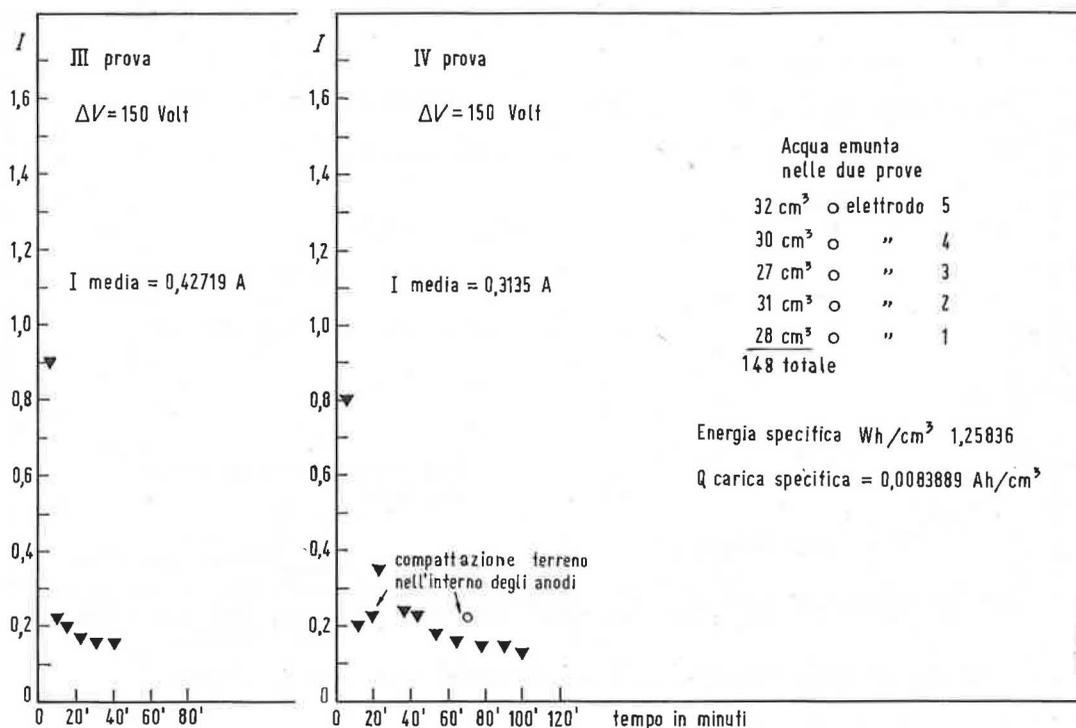


FIG. 3 — III e IV Prova: Corrente (I) in funzione del tempo.

Per avere poi un'idea dei rapporti fra energia spesa, ed acqua emunta ai catodi si è calcolato, per ogni prova, l'energia spesa, ottenendo i seguenti valori (cfr. i dati relativi sui diagrammi).

I prova (Fig. 1):

- tensione ai morsetti 100 volt;
- lavoro speso: 199,55 Wh;
- acqua estratta: 432 cm³;
- lavoro specifico: 0,46 Wh/cm³;
- carica totale specifica: 0,0046 Ah/cm³;
- valore medio della corrente: $I_m = 0,43222$ A ⁽⁵⁾.

II prova (Fig. 2):

- tensione ai morsetti 150 volt;
- lavoro speso: 57,18 Wh;
- acqua estratta: 80 cm³;
- lavoro specifico: 0,71 Wh/cm³;
- carica totale specifica: 0,0048 Ah/cm³;
- valore medio della corrente: $I_m = 0,1746$ A.

(⁵) Tale valore è stato ottenuto dai diagrammi con medie ponderali dei valori di corrente misurati in relazione all'intervallo di tempo fra due misure successive.

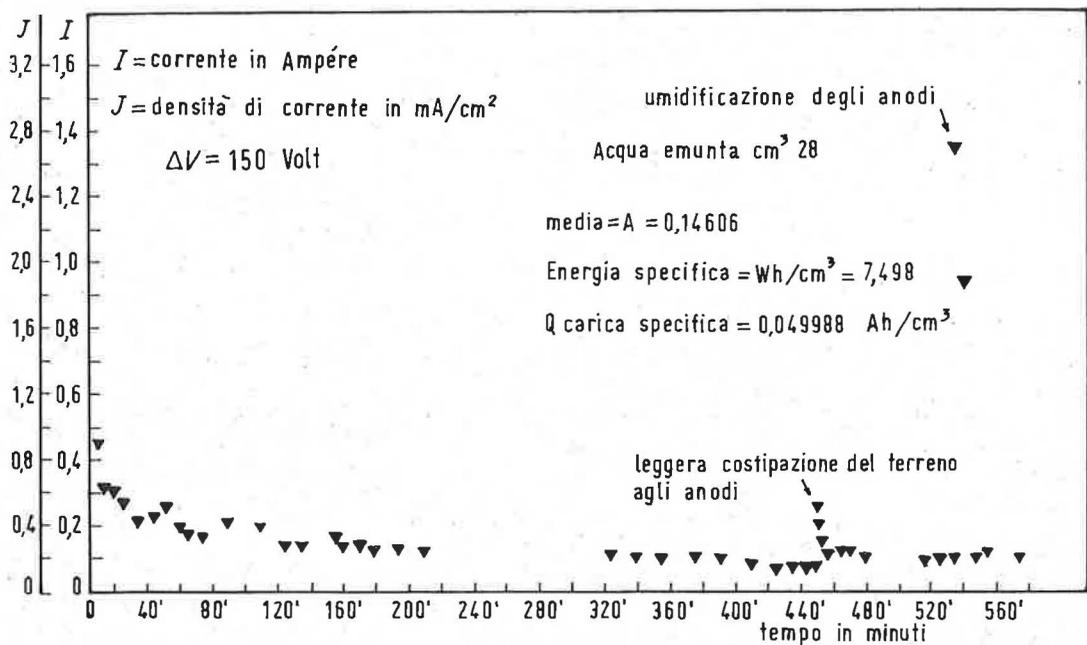


FIG. 4 — V Prova: Corrente (I) e densità di corrente (J) in funzione del tempo.

III e IV prova: i dati delle due sono stati raggruppati data la brevità delle singole (Fig. 3):

- tensione ai morsetti 150 volt;
- lavoro speso: 186,23 Wh;
- acqua estratta: 148 cm³;
- lavoro specifico: 1,258 Wh/cm³;
- carica totale specifica: 0,00838 Ah/cm³;
- valore medio della corrente: 0,54 A.

V prova (Fig. 4):

- tensione ai morsetti 150 volt;
- lavoro speso: 209,95 Wh;
- acqua estratta: 28 cm³;
- lavoro specifico: 7,498 Wh/cm³;
- carica totale specifica: 0,005 Ah/cm³;
- valore medio della corrente = 0,14606 A.

Dai valori soprariportati si può notare come i quantitativi di corrente necessari per estrarre un cm³ di acqua (⁶) sono rimasti pressoché costanti nel tempo mentre il lavoro è andato costantemente aumentando (cfr. Fig. 5).

Tale incremento di lavoro unitario è, a nostro avviso, senz'altro da imputare alle resistenze del complesso che tendono ad aumentare al diminuire dell'umidità del terreno e ciò in relazione alle osservazioni più sopra riportate.

(⁶) Ad esclusione delle prove III e IV troppo brevi per dare valori sufficientemente attendibili.

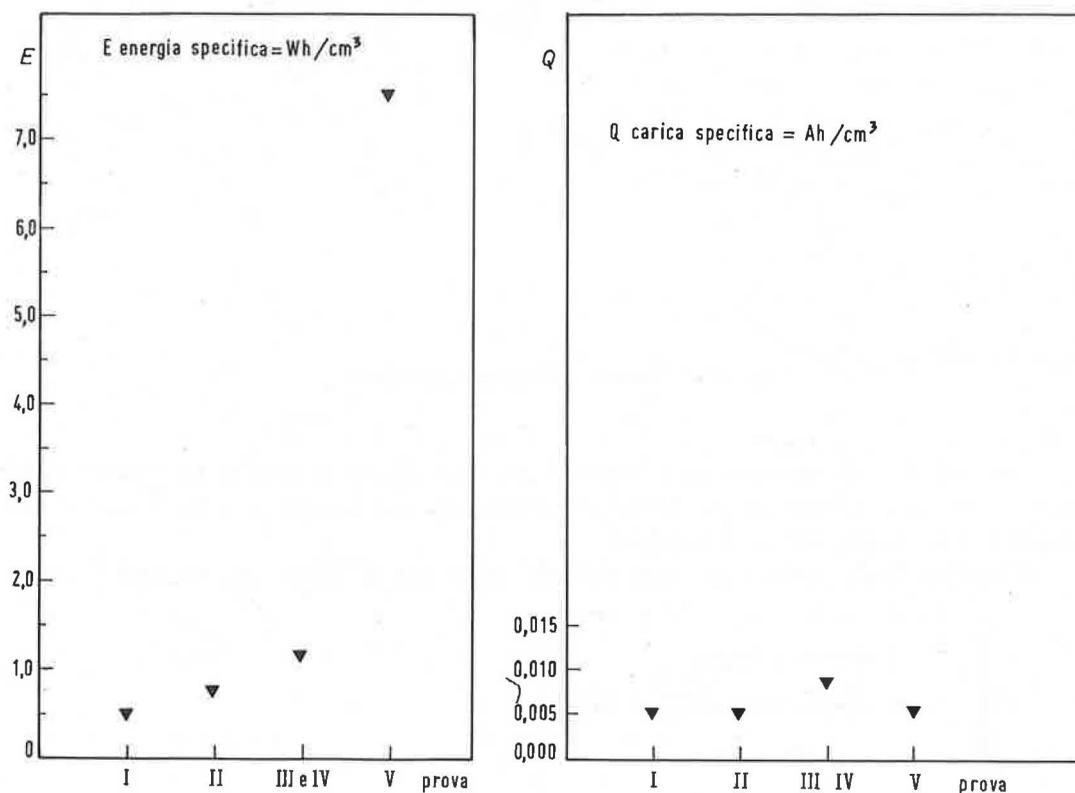


FIG. 5.— Energia specifica e carica specifica per cm^3 di acqua estratta durante le varie prove.

4 — Seconda serie di prove.

Nelle prove della prima serie si è potuto notare la grande influenza che ha sull'andamento del fenomeno il contatto anodo-terreno. D'altra parte è chiaro che essendo, dopo un certo tempo, R_p un valore costante l'unico fattore della serie sul quale si può agire rimane la R_e , non potendosi per le finalità stesse della prova, ripristinare continuamente l'umidità iniziale del campione, cioè mantenere costante la R_t .

Per verificare ciò abbiamo compiuto due ulteriori prove su di un campione di terreno artificiale uguale al precedente, ma con dimensioni tali da impedire che le sue porzioni elettrode influiscano in maniera determinante sulla parte trattata umidificandola e obbligandoci, nell'eventuale calcolo di una legge del tipo $q = \Phi(i)$, a tener conto della legge di Darcy.

Lo schema dell'apparato è riportato in Fig. 6.

Le prove sono state eseguite con le seguenti modalità:

<a> una senza additivi chimici agli anodi;

 una con aggiunta di cloruro ferrico ($\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) in soluzione normale agli anodi; l'immissione avviene mediante una particolare attrezzatura che consenta sia la regolazione che la misura dei volumi di soluzione introdotti.

Il campione, composto di sabbia e argilla ha un contenuto iniziale d'acqua (in volume) del 30,52%, dopo il trattamento è sceso ad un valore medio di circa il 13%.

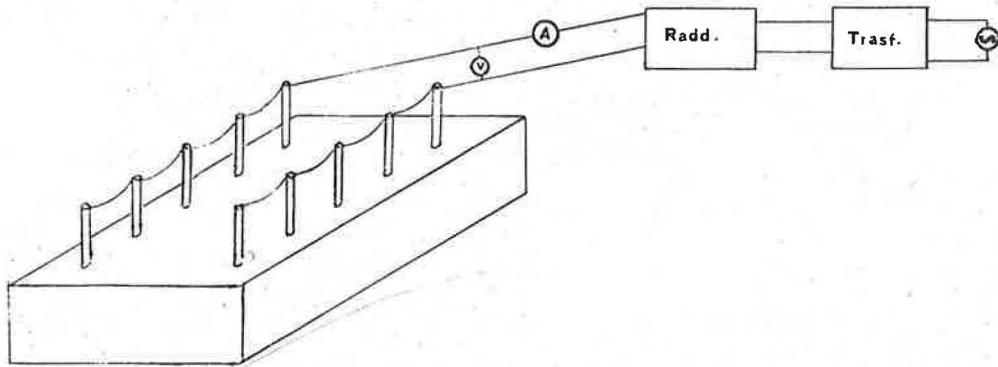
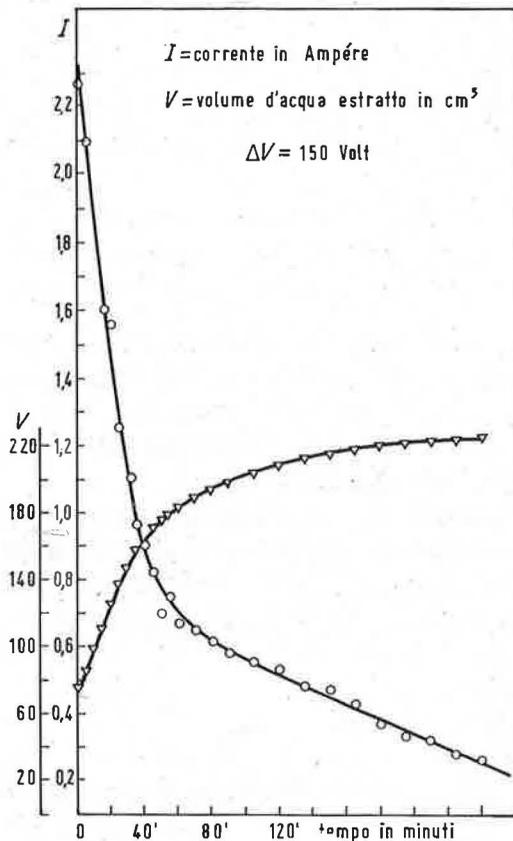


FIG. 6 — Schema dell'apparato di misura.

Tale valore è da ritenersi però approssimato per difetto in quanto al termine delle prove l'acqua si è trovata maggiormente concentrata ai catodi, con una distribuzione nel campione sulla quale, non si è indagato.

I risultati della prova <a> sono riportati nella Fig. 7 dove sono indicati i valori

FIG. 7 — Relazioni fra I e t e fra V e t .

$I = \psi(t)$ e $V = f(t)$, con V rappresentante la quantità totale d'acqua estratta sino all'istante della misura.

Da esso si può rilevare come inizialmente la V sia stata una funzione pressoché lineare del tempo; alla diminuzione rapida della corrente è corrisposta poi una diminuzione altrettanto rapida della portata, fino al suo annullamento, quando la corrente ha raggiunto valori $< 0,3$ A (corrispondente ad una densità di corrente $J < 0,6$ mA/cm²).

E' da rimarcare il fatto che la durata del fenomeno è sempre piuttosto breve e comunque tale da ridurre, *sic stantibus rebus*, fortemente le sue applicazioni.

Nella prova , durante la quale si è impiegato FeCl₃·6H₂O per umidificare gli anodi, si sono ottenuti risultati nettamente migliori. Il fenomeno si è protratto maggiormente nel tempo, i quantitativi di acqua estratta sono stati più elevati, le portate più costanti, e soprattutto la tensione applicata è stata molto minore a quelle usate nelle esperienze della prima serie.

Nella Fig. 8 sono riportati, in funzione dei tempi:

- V = quantità totale di acqua estratta sino all'istante di misura;
- I = valore della corrente;
- J = densità della corrente (A/cm²).

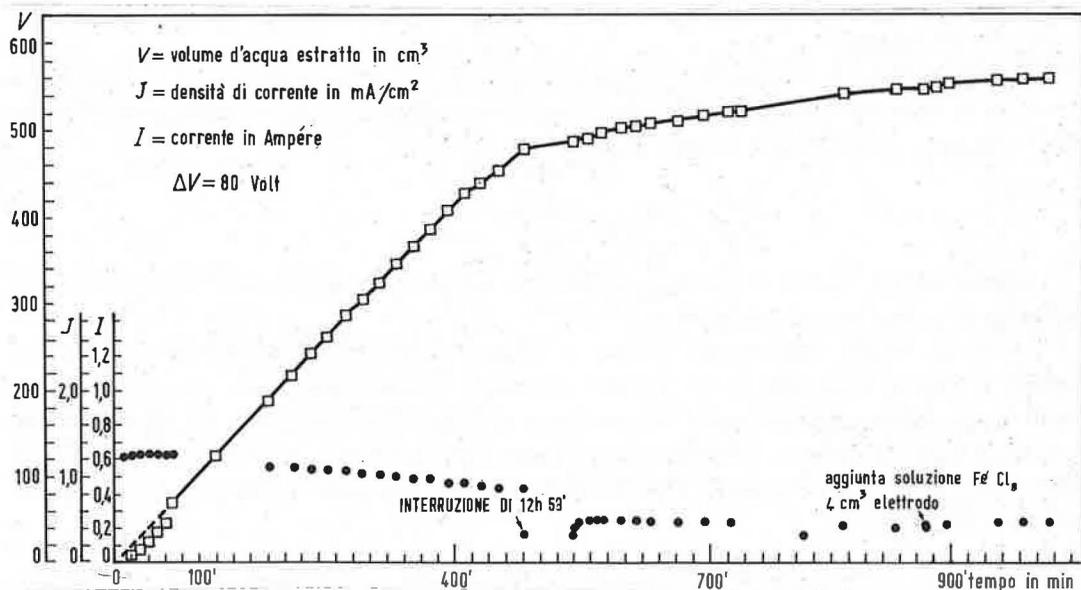


FIG. 8 — Relazioni fra volumi di acqua estratta (totale), corrente (I), densità di corrente (J) e il tempo nella prova .

Osservando le curve V ed I si può notare che il loro andamento è assimilabile ad una serie di spezzate rettilinee con pendenza decrescente.

La pendenza della $V = f(t)$ tende a 0 (parte estrema del diagramma), quando I tende a valori prossimi a 0,1 A, cioè a densità di corrente (ammessa almeno in mezzeria del campione la presenza di un campo uniforme) di

$$J = \frac{100 \text{ mA}}{500 \text{ cm}^2} = 0,2 \text{ mA/cm}^2.$$

E' questo un valore che possiamo ritenere come la minima densità di corrente necessaria perché avvenga l'innescio del fenomeno di elettroemungimento; infatti con valori di uguali o inferiori l'estrazione dell'acqua non è avvenuta, almeno in queste condizioni.

Nella parte iniziale del diagramma si nota un piccolo intervallo di tempo Δt (8 primi circa) in cui non si è avuta fuoriuscita d'acqua; si può ritenere che tale intervallo rappresenti il tempo necessario affinché l'acqua, migrando in direzione dei catodi ne saturi il terreno circostante scaricandosi poi nei raccoglitori.

Successivamente la funzione $V(t)$ è passata attraverso una fase transitoria con andamento pressoché parabolico per poi assumere decisamente quello rettilineo.

5 — Relazione fra Q e I .

Più indietro abbiamo accennato alla legge:

$$V_e = K_e \frac{d\Phi}{dt}$$

che, si può in prima approssimazione assumere come rappresentante il fenomeno dell'elettrosmosi nei terreni.

Qui la velocità o, meglio, la portata d'acqua per unità di superficie è proporzionale al campo E supposto uniforme. Secondo Casagrande inoltre K_e avrebbe valori pressoché costanti per tutti i terreni più comuni e all'incirca uguali a

$$5 \times 10^{-5} \frac{\text{cm}}{\text{sec}} / \frac{\text{volt}}{\text{cm}}$$

Indubbiamente questo è possibile purché, a nostro avviso, le condizioni iniziali del campione in esame non si modifichino ⁽⁷⁾.

In realtà, invece, nell'estrarre l'acqua si alterano progressivamente le caratteristiche del terreno sì che in base alle prove da noi effettuate saremmo del parere che la portata ai catodi sia piuttosto rappresentabile da una legge del tipo: $V_e = K_e (J - J_0)$ dove J rappresenta la densità di corrente che attraversa il campione, mentre J_0 è il valore di soglia, cioè quel valore al di sotto del quale l'elettroemungimento non avviene, almeno in forma apprezzabile ⁽⁸⁾.

⁽⁷⁾ Infatti (si confronti MELVIN I. ESRIG, in: « Pore Pressures, consolidation and Electrokinetics », sul *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, July 1968*), affinché la legge enunciata sia valida occorre che:

- 1) La struttura del suolo sia uniforme e il materiale completamente saturato.
- 2) Le proprietà fisico-chimiche della massa siano ovunque costanti e lo siano anche nel tempo.
- 3) L'elettroforesi delle parcelle sottili non avvenga poiché si assume che la massa sia incompressibile. Con elettroforesi si definisce, quando il suolo è sufficientemente fluido, il fenomeno di migrazione di particelle di terreno verso l'anodo. Normalmente nei terreni più comuni questo trasporto non avviene. Si definisce invece con elettrosmosi l'evento contrario cioè la migrazione dell'acqua dall'anodo al catodo.
- 4) Tutta la tensione applicata serve per il trasporto dell'acqua.
- 5) Il campo E non si altera al passare del tempo.
- 6) Non avvengono reazioni agli elettrodi quali l'elettrolisi, etc.
- 7) I flussi dovuti sia al campo elettrico che al gradiente idraulico si possono sovrapporre per dare origine al flusso totale.

Come si vede questi assunti sono estremamente restrittivi e tali da non avere, soprattutto 1), 2), 4), e 6), alcun riscontro con la realtà oggettiva della pratica.

⁽⁸⁾ Con il dispositivo adottato non è stato possibile osservare quali fenomeni avvengano durante il processo quando $J < J_0$, perciò la $V_e = K_e (J - J_0)$ è da ritenersi valida per $J > J_0$.

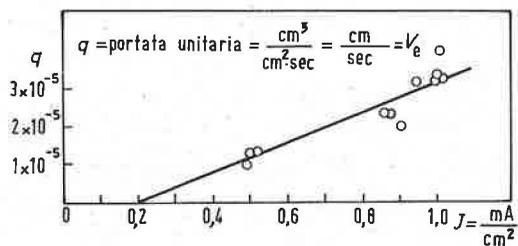


FIG. 9 — Portata unitaria (q) in funzione della densità di corrente (J).

Nel diagramma di Fig. 9 abbiamo riportato in ascisse le densità di corrente ed in ordinate le velocità V_e da noi misurate durante le due ultime prove.

Il coefficiente angolare della retta mediatrice rappresenta K_e , nel caso del terreno da noi esaminato vale:

$$K_e = \frac{V_e}{(J - J_0)} = \frac{1,5 \times 10^{-5}}{0,3} = 3,83 \times 10^{-5} \frac{\text{cm}}{\text{sec}} / \frac{\text{mA}^2}{\text{cm}}$$

Allo stadio delle nostre esperienze non possiamo però dire se questa legge può essere valida per valori di J maggiori di 1.

Infatti con tali densità l'effetto Joule è molto sensibile e riesce difficile stabilire con i mezzi attualmente a nostra disposizione quanta acqua evapori e quanta se ne estragga.

A queste prime ricerche ha collaborato attivamente il prof. BOSI, che qui pubblicamente ringrazio per l'appoggio prezioso.

BIBLIOGRAFIA

- [1] TITROV, N. I.; PETROV, U. P. & VA NORETINA, A.: *Mineral formation and structure in the electrochemical induration of weak rocks* (1967).
- [2] CULTRERA, R.: *Chimica Agraria*, vol. 3 (Padova, Cedam, 1968).
- [3] YONG, R. N. & WARKENTIN, B. P.: *Introduction to soil behavior* (New York, M. Millan, 1966).
- [4] BELLUIGI, R.: « L'abbassamento dell'EGO - isopieziche », *Annali di Geofisica*, vol. 17 (1964).
- [5] RAVINA, L. & ZASLAVASKI, K.: « Non-linear electrokinetic phenomena », *Soil Sci.*, part I (July 1968); idem: *Soil Sci.*, part II (August 1968).
- [6] MELVIN, I. E.: « Pore pressures, consolidation and electrokinetics », *J. Soil Mechanics and Foundation Div. Proc. Amer. Soc. Civil Engineers*, July 1968.

13 — Sulle prove di permeabilità in sito (*)

ALESSANDRO SANTINI

Istituto di Idraulica Agraria, Università - Napoli

Summary — *Permeability tests 'in situ'*.

The principles adopted in collecting and elaborating data drawn from permeability tests *in situ* are briefly recalled.

In the light of a mathematical treatment developed with reference to schematical reductions adhering to the actual situations present in the soil during the tests, the results of recent experiments are interpreted.

Following systematic investigations carried out by hydraulic and analogical models the chief aspects of the phenomenon and also the parameters essential to their quantitative determination are specified.

1 — Premessa.

L'identificazione del mezzo permeabile, in relazione alle caratteristiche connesse alla presenza di acqua, rappresenta la premessa indispensabile per un corretto studio dei processi di moto che in esso si determinano.

In campo agrario gli interventi di trasformazione sovente impegnativi sia dal punto di vista tecnico che economico, anche a causa della eterogeneità dei terreni interessati, rendono necessario procedere ad un numero cospicuo di osservazioni, sia pure solo al fine di delimitare le varie zone del comprensorio aventi caratteristiche sufficientemente omogenee e con riferimento ad indagini localizzate a strati superficiali e di modesto spessore.

L'onerosità del prelievo dei campioni indisturbati e delle relative prove di laboratorio, unitamente alle difficoltà di utilizzare in concreto i risultati di rilievi effettuati su campioni rimaneggiati, hanno favorito lo sviluppo di prove in sito, condotte con apparecchiature semplici e di impiego economico, secondo metodi diversi in dipendenza della natura e della umidità del terreno e dello scopo della ricerca.

Nello studio di problemi inerenti ad apporti irrigui o meteorici negli strati di terreno non raggiunti dalla falda superficiale generalmente si provvede alla identificazione del mezzo permeabile attraverso metodi di prova che prendono in esame il processo di filtrazione determinato da somministrazioni di acqua localizzate in aree molto limitate della superficie del terreno.

Essi si riallacciano al metodo secondo cui viene impiegato il noto apparecchio proposto da MÜNTZ [1] ai principi di questo secolo.

L'apparecchio consiste, essenzialmente, in un cilindro di acciaio di assegnato diametro interno D che viene infisso nel terreno per una profondità di pochi centimetri, al fine di assicurare un carico costante sulla superficie del suolo da esso delimitata. Il volume di acqua somministrata per unità di superficie e per unità di tempo può assumersi a rappre-

(*) Ricerca condotta sotto gli auspici del CNR.

sentare la velocità media u_0 con cui l'acqua, sul fronte di alimentazione, penetra nel terreno sottostante.

Solo se al di sotto dell'infiltrometro il moto conservasse l'originario carattere unidimensionale i valori di u_0 potrebbero porsi direttamente in relazione con le velocità di infiltrazione che si determinano per ampiezze notevoli della superficie di alimentazione.

L'esperienza mostra che in mezzi porosi omogenei, per assegnato infiltrometro e per dato valore del carico sul fronte di alimentazione, all'inizio della prova l'acqua muove verso il basso entro lo spazio delimitato dalla parete interna dell'apparecchio fino a raggiungere il bordo di questo. Quindi, al trascorrere del tempo, vengono interessate dal processo di moto zone che con relativa rapidità si estendono radialmente, anche verso l'alto; solo dopo un certo tempo l'acquisizione di nuovi spazi si effettua prevalentemente in direzione verticale verso il basso.

In ogni istante il contorno del campo di moto risulta rappresentato, Fig. 1, da superficie di rivoluzione i cui diametri sono sempre maggiori di quello dell'infiltrometro ed

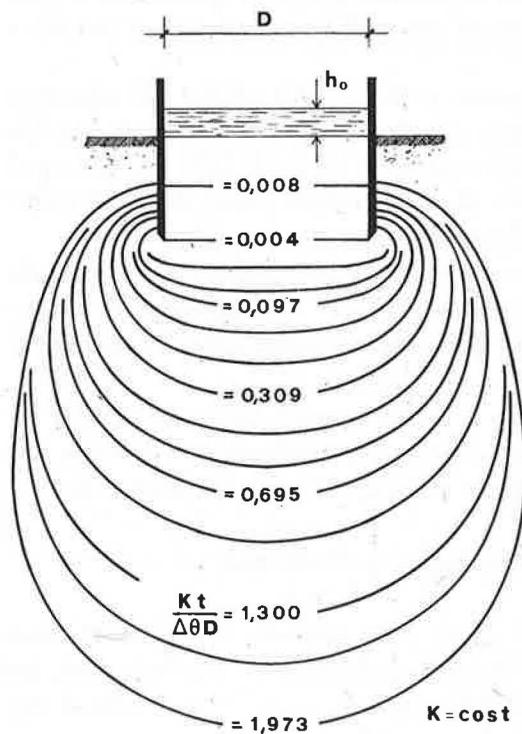


FIG. 1 — Profili di avanzamento per $0 \leq Kt/\Delta\theta D \leq 1,973$, $\delta/D = 0,5$; $(h_0 + h_c)/D = 3,5$; $K/\Delta\theta = \text{cost.}$

a parità di incremento $\Delta\theta$ del contenuto d'acqua del terreno, del coefficiente di permeabilità K e del tempo t di osservazione, crescono con la entità del carico h_0 sul fronte di alimentazione ma ancor più delle forze capillari.

La portata Q necessaria per mantenere costante il carico h_0 sul fronte di alimentazione diminuisce dapprima rapidamente, quindi si stabilizza, dopo un tempo dipendente dalle condizioni di prova e del mezzo, su un valore praticamente indipendente dal tempo.

Se pertanto nella progettazione di opere irrigue interessanti terreni nei quali è particolarmente sentita l'azione della capillarità si utilizzano i dati forniti dall'infiltrometro del

tipo Müntz, interpretati con riferimento a moto unidimensionale in direzione verticale, si può incorrere in errori di valutazione che raggiungono anche il 1000%.

Esclusi i terreni molto permeabili, nei quali le forze di capillarità risultano modeste, l'entità di questo errore non si riduce apprezzabilmente se come proposto da alcuni autori si aumenta il diametro D [2] o l'affondamento dell'infiltrometro originario di Müntz [3] o ancora ci si avvale di un secondo cilindro per localizzare le misure nella zona centrale della superficie di alimentazione [4, 5].

Una valutazione quantitativa anche approssimata dell'efficacia delle modifiche proposte dai vari autori è resa praticamente impossibile dalla scarsità delle informazioni fornite in merito ai parametri necessari per definire il mezzo interessato dalle prove, nonché dalla mancanza di una più approfondita conoscenza delle leggi che governano il processo di moto in esame e delle condizioni locali che ad esso si associano.

Per quanto si attiene a queste ultime le informazioni raccolte sono particolarmente generiche o frammentarie. Resta però chiaramente accertato che solo nello spazio interno alla parete dell'infiltrometro si raggiungono valori elevati del grado di saturazione s [6], ma già a breve distanza dal ciglio del dispositivo si possono avere valori di s intorno a 0,5 [7].

Restano altresì acquisiti i risultati di MARSHALL e STIRK [8] relativi ad esperienze eseguite su terreno sabbioso, di nota granulometria, con l'ausilio di infiltrometri di diametro $D = 30$ cm, funzionanti in condizione di regime e sotto un carico di 1,25 cm. Gli autori trovano alle profondità di 30 e 15 cm dal fronte di alimentazione valori di p/γ sempre negativi, se pure variabili con la profondità e diversi da prova a prova.

Alla stregua di quanto sopra appare chiaro che prove in sito eseguite mediante infiltrometro o installazioni che si ispirano allo stesso principio di impiego, possono fornire solo informazioni intese a stabilire un confronto essenzialmente qualitativo tra terreni diversi.

Per quanto consta, spetta ad ARONOVICI [9] il merito di aver intrapreso ricerche sistematiche intese ad individuare, sia pure in via di larga approssimazione, l'influenza che i parametri assunti a caratterizzare la geometria del sistema esercitano sui processi di moto in esame.

L'autore opera su ammassi artificiali con infiltrometri di diametro D compreso tra 2 e 30 cm.

Facendo variare di volta in volta, il valore di D , l'affondamento δ , oppure il carico di alimentazione h_0 , l'autore misura i volumi erogati in intervalli di tempo successivi, per durate comprese tra 6,5 e 24 ore, in dipendenza della rapidità con cui praticamente si raggiungono condizioni di regime.

La ricerca è completata da rilievi fotografici degli spazi impegnati dal processo di moto.

I valori della velocità media u_0 di infiltrazione misurati in tempi successivi nel corso di ciascuna prova sono raccolti in una tabella riassuntiva unitamente al corrispondente valore del coefficiente di permeabilità K_s rilevato mediante permeometro su campioni indisturbati prelevati al termine della prova.

Una rappresentazione espressiva della legge con cui varia nel tempo la velocità u_0 è fornita dalle Fig. 2, 3, 4 per tre gruppi di prove, caratterizzati rispettivamente da assegnati campi di variabilità di δ , D ed h_0 .

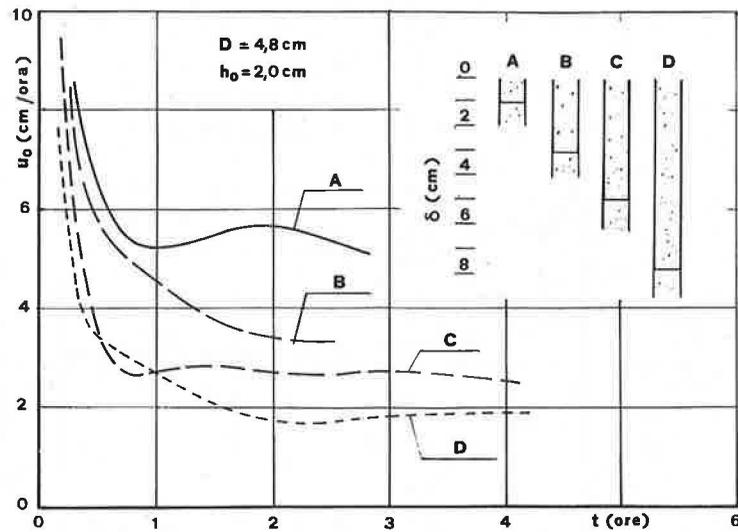


FIG. 2 — Valori di $u_0(t)$ per $0,21 < \delta/D < 1,67$, secondo ARONOVICI [9].

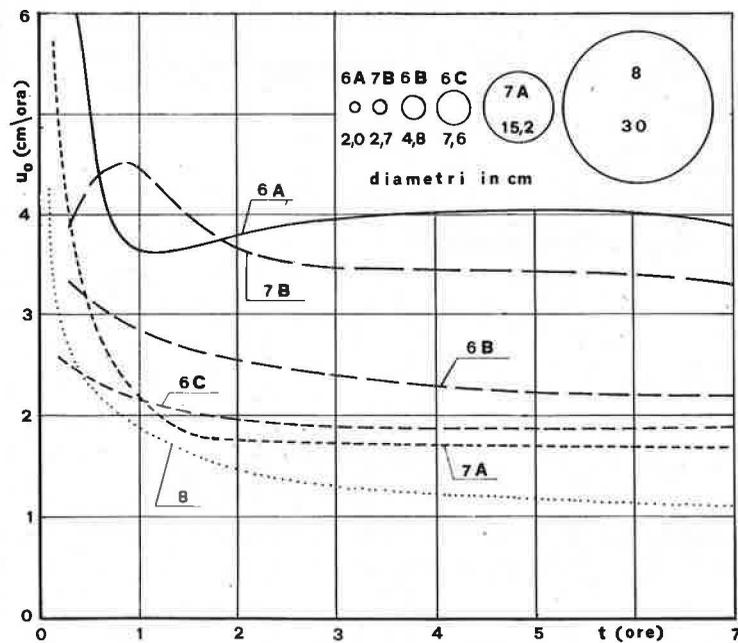


FIG. 3 — Valori di $u_0(t)$ per $h_0 = 2$ cm; $\delta = 4,5$ cm nelle prove 6 A, B, C; $\delta = 5$ cm nelle prove 7 A, B, 8, secondo ARONOVICI [9].

Le Fig. 2 e 3 sono riportate direttamente dalla memoria citata; nella Fig. 4 sono rappresentati i valori di u_0 tabellati dall'autore. Le Fig. 2 e 4 si riferiscono a due gruppi di prove eseguite su due sistemi filtranti, uno per ogni gruppo, caratterizzati rispettivamente dai valori $K_s = 0,59$ cm/ora e $K_s = 0,45$ cm/ora. I risultati forniti in Fig. 3 si rife-

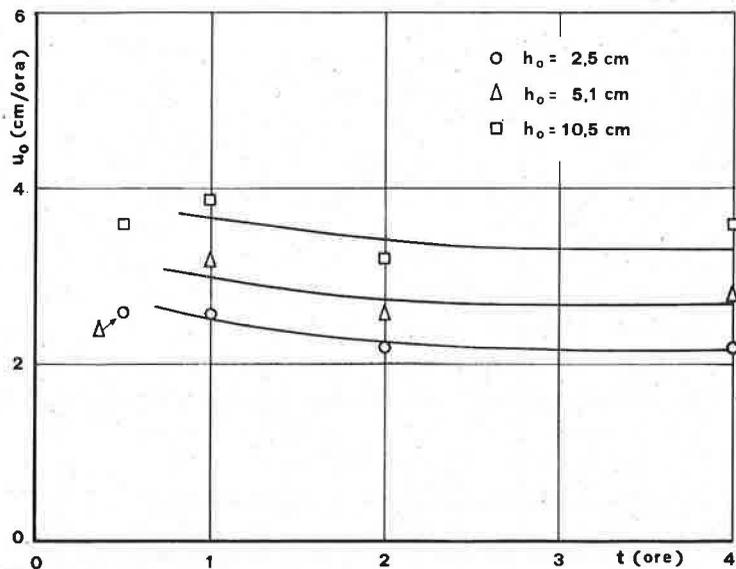


Fig. 4 — Valori di $u_0(t)$ per $\delta = 2,5$ cm; $D = 4,4$ cm, secondo ARONOVICI [9].

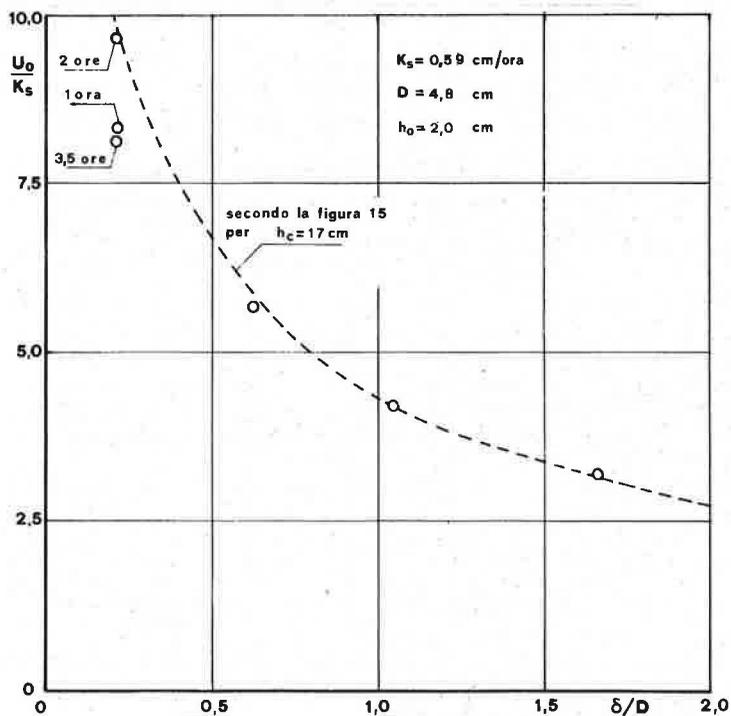


Fig. 5 — Valori di U_0/K_s (δ/D) relativi alle prove di Fig. 2.

riscono invece a prove eseguite su tre sistemi filtranti diversi, seppure caratterizzati da valore eguale del coefficiente di permeabilità $K_s = 0,53$ cm/ora.

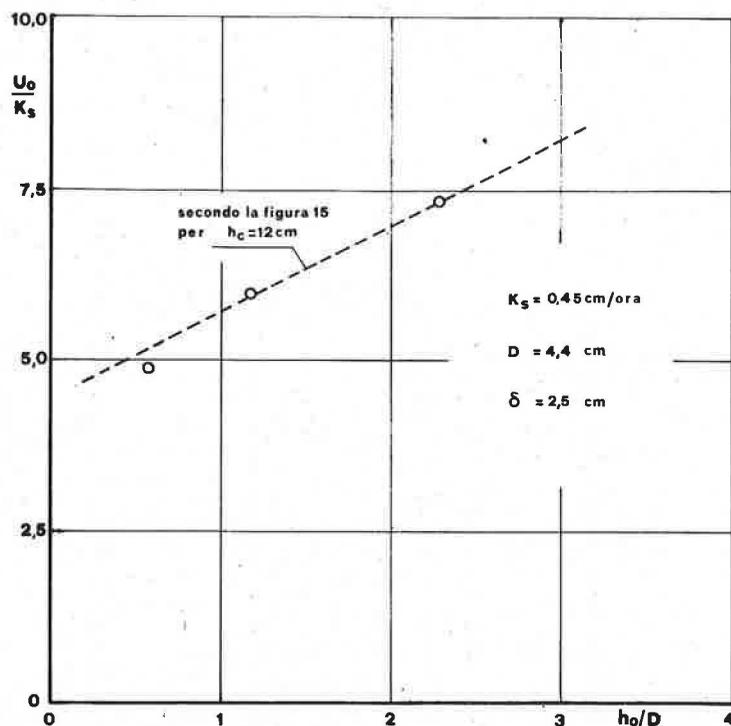


FIG. 6 — Valori di U_o/K_s (h_o/D) relativi alle prove di Fig. 4.

Pur con le incertezze derivanti dalle difficoltà che si connettono alla tecnica seguita dall'autore nel rilievo dei valori di u_o , specie nei tempi immediatamente successivi all'inizio della prova e per i minori valori di D o δ , resta chiaramente individuato, per ciascuna esperienza, il tempo entro il quale si raggiungono valori di u_o prossimi a quello finale U_o .

Con riferimento ai valori di U_o i risultati delle esperienze di Aronovici rivestono un certo interesse per una valutazione indiretta dell'area della sezione idrica che ricade nello spazio sottostante l'infiltrometro, anche se trattasi di riferimenti di larga massima e limitati a mezzi permeabili omogenei caratterizzati da valori di K_s poco diversi tra loro.

Un agevole confronto dei risultati ottenuti dall'autore, al fine di precisare l'influenza del diametro D , dell'affondamento δ del carico h_o sul valore finale della velocità media U_o , è fornito dalle Fig. 5, 6 e 7.

I valori sperimentali ottenuti al variare di δ , rappresentati nel piano (U_o/K_s ; δ/D) di Fig. 5, risultano sempre maggiori di 1 e per $0,5 \leq \delta/D \leq 2$ si dispongono bene intorno ad una curva concava verso l'alto, che lentamente decresce all'aumentare di δ/D . Incerto è il valore di U_o/K_s corrispondente a $\delta/D = 0,21$; l'andamento irregolare della curva $u_o(t)$ da cui è dedotto è probabilmente dovuto al modesto affondamento del cilindro di prova.

All'aumentare di h_o/D , Fig. 6, i valori sperimentali di U_o/K_s (h_o/D), crescenti con h_o/D individuano una curva che nel campo indagato, $0,5 \leq h_o/D \leq 2,5$, con buona approssimazione può assimilarsi ad una retta.

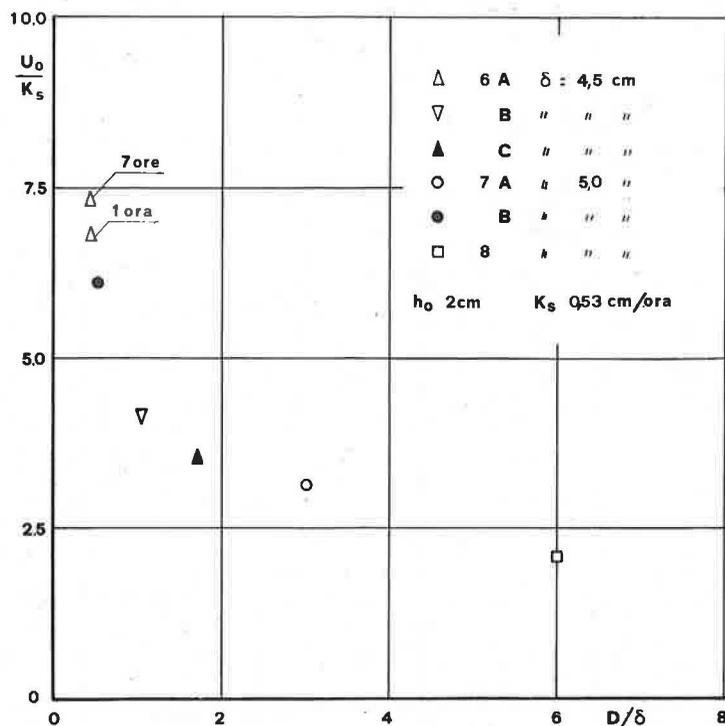


Fig. 7 — Valori di U_0/K_s (D/δ) relativi alle prove di Fig. 3.

Circa l'influenza del diametro D su U_0/K_s , i dati forniti in Fig. 7 non conducono a valutazioni quantitative concrete, sia perché relativi a tre serie di prove eseguite su tre ammassi distinti, sia perché per $D/\delta \leq 0,5$ le esperienze sono state condotte su dispositivi di raggio molto piccolo, prossimo al centimetro. Tuttavia si può rilevare che i valori di U_0/K_s , sempre maggiori di 1, diminuiscono sensibilmente al crescere di D/δ .

2 — Presupposto teorico.

Informazioni di maggiore generalità sulle caratteristiche che può assumere il moto di filtrazione in esame sono state acquisite dall'indagine teorica, sviluppatasi in quest'ultimo ventennio con riferimento alle caratteristiche del moto negli ammassi, indicati comunemente come *non saturi*, nei quali la pressione p del liquido filtrante è minore di quella atmosferica.

Essa si basa sulla constatazione sperimentale che anche nelle zone in cui si ha $p < 0$ il processo di filtrazione è retto dalla legge di Darcy, sempre che la funzione quota piezometrica $\Phi = z + p/\gamma$ risulti ovunque continua ed a caratterizzare il sistema si assuma K funzione, tra l'altro, del valore locale di p/γ e delle modalità con cui si sviluppa il processo di moto.

In merito al coefficiente di permeabilità K , le esperienze eseguite da MOORE [10] sul moto ascensionale stazionario che si stabilisce in filtro verticale mostrano che per $p < 0$ i valori di K dedotti alla luce della legge di Darcy variano localmente con p secondo leggi diverse dipendentemente dalle caratteristiche fisiche e geometriche del mezzo interessato.

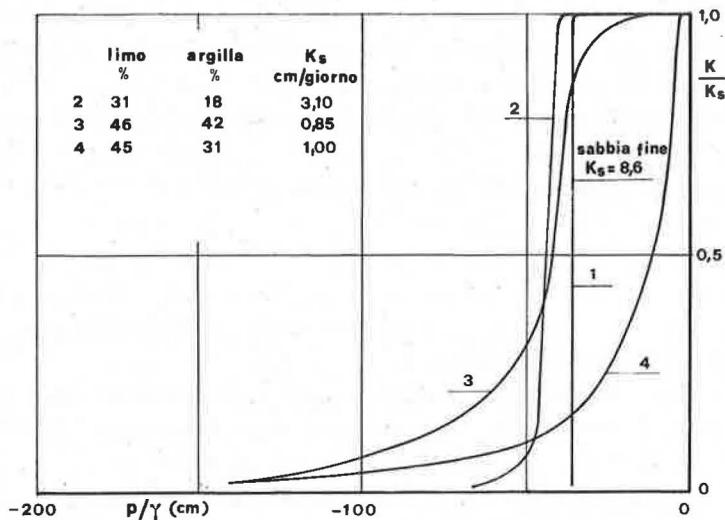


FIG. 8 — Valori di K/K_s (p/γ) forniti da MOORE [10].

In Fig. 8 sono forniti in funzione di p/γ i rapporti K/K_s , tra i valori locali K del coefficiente di permeabilità e quello massimo K_s relativo a $p = 0$ ottenuti da Moore per filtri di sabbia sottile, di composto sabbioso-limoso ed infine di composto nettamente argilloso. Sulla stessa figura sono indicati altresì i valori di K_s e le percentuali di limo e di argilla relativi a ciascuno dei campioni presi in esame.

E' interessante osservare come le curve 3 e 4, pur relative a campioni caratterizzati da valori di K_s e da percentuali di limo ed argilla prossimi tra loro, assumano andamenti notevolmente diversi. In ogni caso i valori della altezza piezometrica forniti dalle curve 1, 2 e 3 a pari K/K_s , non variano sostanzialmente in relazione alle dimensioni degli elementi costituenti l'ammasso e, in valore assoluto, risultano maggiori di un metro solo per $K/K_s < 0,10$.

Nel caso in esame, con riferimento ad ammassi omogenei, il processo di moto è quindi ancora retto dalla relazione:

$$(1) \quad v = -K \nabla \Phi$$

con K funzione continua anche di p/γ ed in tutti i punti del campo filtrante è lecito parlare di isopieziche normali alle traiettorie.

Alla (1) va associata l'equazione di continuità che, relativamente a condizione di moto permanente e sempre in forma vettoriale, può scriversi:

$$(2) \quad \nabla \cdot v = 0$$

Dal confronto delle (1) e (2) risulta:

$$(3) \quad K \nabla \cdot \nabla \Phi + (\nabla \Phi) \cdot (\nabla K) = 0$$

o anche in forma scalare:

$$(4) \quad K \Delta_2 \Phi + \frac{\partial \Phi}{\partial x} \cdot \frac{\partial K}{\partial x} + \frac{\partial \Phi}{\partial y} \cdot \frac{\partial K}{\partial y} + \frac{\partial \Phi}{\partial z} \cdot \frac{\partial K}{\partial z} = 0$$

in cui, come di consueto, Δ_2 indica l'operatore di Laplace.

Per ammassi omogenei il principio di continuità, anche nel caso di moto permanente, risulta quindi espresso da una equazione differenziale non lineare, che si identifica con l'equazione di Laplace solo là dove si ha $K = \text{cost.}$

L'equazione di Laplace potrà assumersi a definire il moto anche in zone più o meno estese della parte del campo *non saturo*, in cui è $p < 0$. L'ampiezza di tali zone è in relazione all'andamento delle curve $K/K_s (p/\gamma)$ e più precisamente dei tratti di queste relativi ai maggiori valori di K/K_s [11].

Così processi di moto attraverso ammassi sabbiosi, limosi od argillosi, per cui le curve $K/K_s (p/\gamma)$ presentano andamento analogo a quello delle curve sperimentali ottenute da Moore per i campioni 1, 2 e 3, possono essere considerati come laplaciani in tutto il campo, incluse le zone di terreno *non saturo*.

In ogni caso, una volta definito il contorno del mezzo filtrante ed il grado di saturazione ivi esistente, per la soluzione del problema occorre associare alla (4) la legge $K (p/\gamma)$, nonché le relazioni che esprimono le condizioni al contorno.

Le difficoltà, tuttora insuperate, che si incontrano nella integrazione del sistema di equazioni che definisce il processo di moto in esame, costringono a limitare l'indagine a schemi molto semplici, esprimendo altresì la legge $K (p/\gamma)$ attraverso particolari relazioni analitiche.

PHILIP [12] studia il moto di filtrazione da cavità emisferica, di assegnato diametro D ricavata in un mezzo omogeneo di estensione infinita.

La trattazione viene svolta ponendo $p = 0$ lungo tutta la superficie di alimentazione ed ammettendo che, precedentemente alla erogazione, l'ammasso sia caratterizzato da un grado di saturazione costante s_0 , cui corrisponde una pressione p_0 del pari costante, minore di zero. In queste condizioni restano individuati un valore costante K_0 del coefficiente di permeabilità, nonché una funzione continua che definisce punto per punto il valore della quota piezometrica.

L'autore suppone, altresì, che la dipendenza di K dal valore della pressione sia espressa da una relazione del tipo:

$$(5) \quad K = K_s e^{\alpha p/\gamma}$$

che definisce anche il valore

$$K_0 = K_s e^{\alpha p_0/\gamma}$$

relativo alla situazione preesistente alla erogazione. E' agevole riscontrare che per ammassi caratterizzati da valori di K che soddisfano la (5) l'equazione del moto espressa dalla (3) risulta di forma lineare.

L'autore mostra come la soluzione della (3) corrispondente a condizioni di moto permanente, si identifica con quella asintotica cui, per $t \rightarrow \infty$, si perviene nello studio del transitorio iniziale:

$$(6) \quad U_0/(K_s - K_0) = \frac{3}{4} + (4\rho)^{-1}$$

finché il parametro $\rho = \frac{\alpha D}{8}$ assume valori molto piccoli.

La continua immissione dal fronte di alimentazione, determina nell'interno dell'ammasso in esame incrementi Δs del grado di saturazione s_0 che risultano ancora apprezzabili in punti interni ad una superficie di rivoluzione, ad asse verticale, le cui dimensioni radiali

in genere non sono molto grandi e, per assegnato Δs , dipendono dalle leggi $K/(p/\gamma)$ e dal valore di s_0 preesistente. Di conseguenza per assegnato processo di moto il tempo in cui praticamente si può ritenere esaurito il transitorio è tanto più grande quanto più si assume piccola la variazione Δs del grado di saturazione che si vuole raggiunta lungo il contorno del campo di moto.

Relativamente a condizioni di regime e per assegnati valori di D e K_s la (6), rappresentata in Fig. 9, definisce la dipendenza della portata filtrante dalle proprietà capillari del

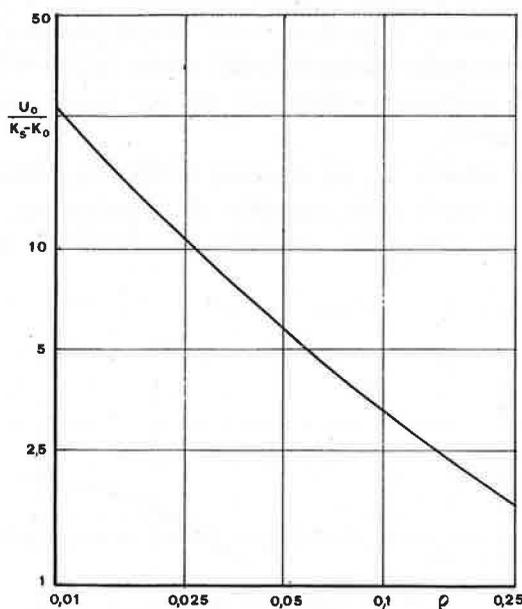


FIG. 9 — Valori di $U_0/(K_s - K_0)$ in funzione di ρ , secondo PHILIP [12].

suolo. Pertanto le prove di campagna, caratterizzate da limitata estensione della superficie di alimentazione, possono condurre alla misura delle proprietà idrauliche del terreno solo se i dati raccolti vengono interpretati alla stregua delle proprietà idrauliche e capillari del sistema.

Con specifico riferimento all'impiego dell'infiltrometro BOUWER [13], con l'ausilio di modelli analogici a resistenza elettrica, indaga alcuni campi di moto che riproducono prove in sito eseguite su ammassi omogenei inferiormente impegnati da una falda in quiete per cui, ad assegnata profondità B dal piano campagna, si ha pressione atmosferica.

Le prove si riferiscono all'impiego di un infiltrometro di diametro cm 32, con affondamento $\delta = 10$ cm e carico $h_0 = 2,5$ cm in ammassi caratterizzati da tre valori di B/D , pari rispettivamente a 1,56; 3,12; 6,25 e per $0,312 \leq |p_c|/\gamma D \leq 6,25$.

Esse sono eseguite in base alla ipotesi che per $\frac{p}{\gamma} \geq -0,02$ m si possa assumere $K = K_s$ e che per i minori valori di p/γ e nel campo $1 \geq K/K_s \geq 0,01$ il coefficiente di permeabilità vari linearmente con la pressione secondo la legge:

$$(7) \quad K = K_s \left[1 - c \left(\frac{|p|}{\gamma} - 0,02 \right) \right]$$

L'autore caratterizza ogni prova attraverso il valore $\frac{p_c}{\gamma}$, definito critico, cui corrisponde $K/K_s = 0,5$ e pertanto risulta:

$$(7') \quad K = K_s \left(1 - \frac{1}{2} \frac{|p|/\gamma - 0,02}{|p_c|/\gamma - 0,02} \right).$$

I valori sperimentali della velocità media di infiltrazione sono rappresentati in Fig. 10, nel piano $(U_o/K_s; |p_c|/\gamma D)$. Indipendentemente dall'entità di B/D e per i valori $\delta/D=0,312$ ed $h_o/D = 0,078$ presi in esame, tutte le curve si identificano per un primo tratto con una linea unica, di curvatura molto modesta finché risulta $|p_c|/\gamma < B/2$, se ne discostano gradatamente per assumere andamento orizzontale già per ascisse pari al valore del parametro caratteristico della curva.

Le distribuzioni delle velocità $V_o(r)$ riportate in Fig. 11, rilevate al variare della distanza r dall'asse lungo un raggio della superficie di alimentazione per valori diversi di $|p_c|/\gamma D$, mostrano come per tutti i casi considerati la velocità V_o al centro non si diffe-

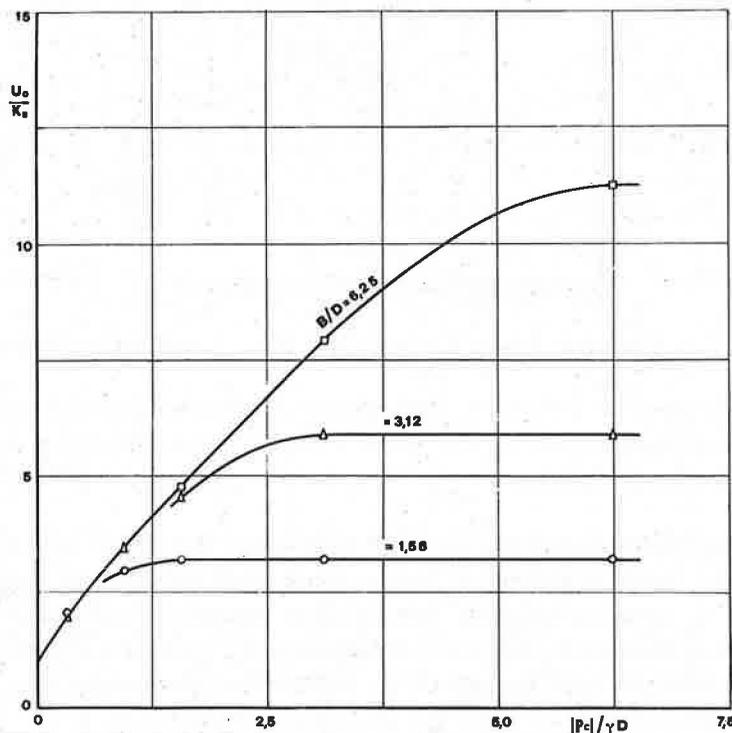


FIG. 10 — Valori di U_o/K_s , in funzione di $|p_c|/\gamma D$ per $\delta/D = 0,312$; $h_o/D = 0,078$, secondo BOUWER [13].

renza sostanzialmente dal corrispondente valore medio U_o su tutta la superficie, che si deduce dalla Fig. 10.

Alla luce dei risultati ottenuti Bouwer sottolinea la difficoltà di giungere ad una interpretazione dell'influenza esercitata da ciascuna delle grandezze in gioco, che porti a definire

procedimenti standardizzati di esecuzione delle prove e renda più proficua la utilizzazione dei dati raccolti.

Specifico interesse hanno le esperienze condotte da BULLEN [14] con riferimento a prove di cantiere da effettuare durante la esecuzione di rilevati o dighe in terra, su ammassi eventualmente poco permeabili, per cui si richiedono valori di b_o anche notevoli.

L'autore esamina il processo di moto che, in assenza di capillarità, si stabilisce in un ammasso omogeneo quando la superficie di alimentazione coincide con la base dell'infiltrometro, per cui risulta $\delta = 0$, ma è più bassa del terreno circostante di una quantità d' tale da assicurare il completo sviluppo del campo di moto.

Le esperienze, eseguite in vasca elettrolitica, pongono in luce come in un breve tratto

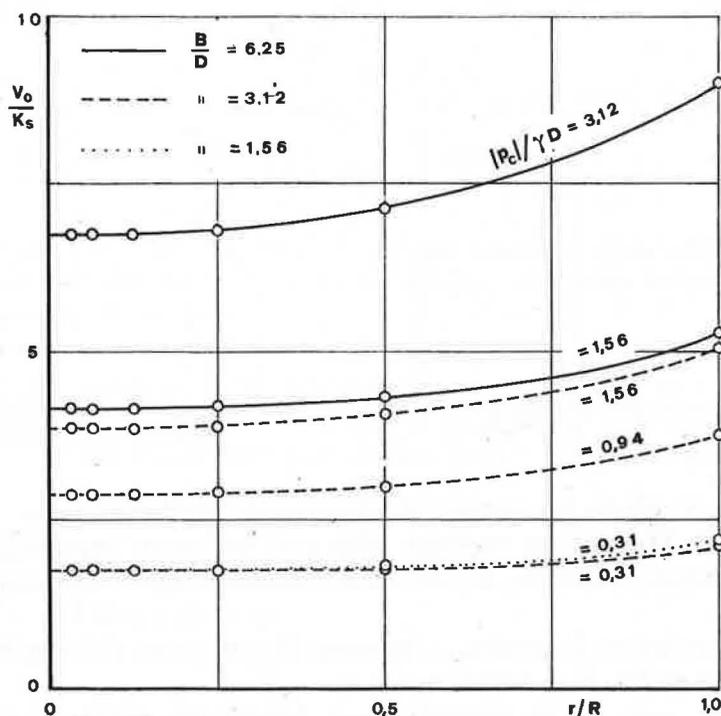


FIG. 11 — Valori di V_o/K_s (r/R) per $\delta/D = 0,312$; $b_o/D = 0,078$; $|p_c|/\gamma \leq B/2$, secondo BOUWER [13].

al di sotto del fronte di alimentazione si localizza una notevole dissipazione di energia e che per il massimo valore del carico sperimentato, $b_o = 6 D$, già alla profondità D , misurata in asse all'infiltrometro, si ha una riduzione di quota piezometrica pari al carico esterno b_o .

I valori sperimentali di U_o/K_s (b_o/D) riportati in Fig. 12, mostrano che anche in questo caso la portata filtrante varia pressoché linearmente al crescere di b_o , ma gli aumenti di portata che corrispondono ad incrementi unitari di b_o/D sono circa il doppio di quelli ottenuti da Bouwer per eguale incremento di $|p_c|/\gamma D$.

La ricerca di Bullen è completata da osservazioni sulla influenza esercitata da eventuali falde o strati di differente permeabilità a breve distanza dal piano di prova. Viene così

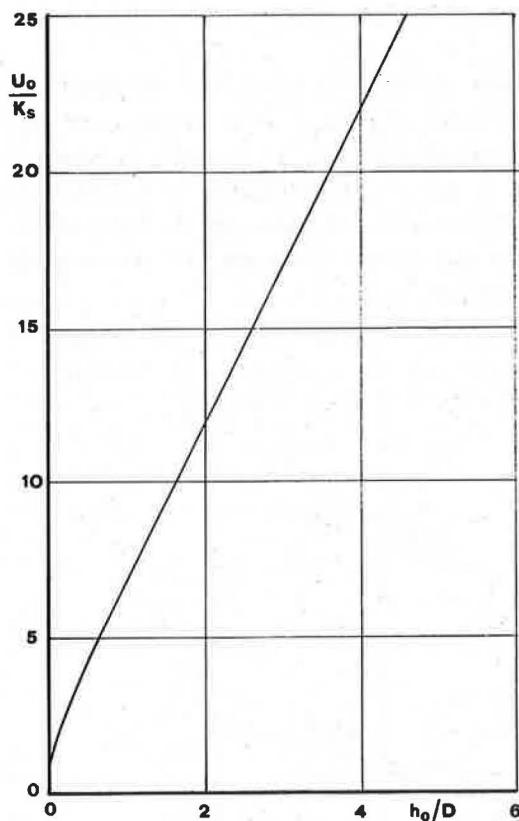


FIG. 12 — Valori di U_0/K_s (h_0/D) per $\delta = 0$, secondo BULLEN [14].

precisato che, fino a quando la superficie di alimentazione dell'infiltrometro risulta al di sopra della superficie libera di una eventuale falda o di uno strato impermeabile di un dislivello B non inferiore a $2,25 h_0$, la velocità di infiltrazione U_0 si mantiene praticamente costante.

Ad analoga conclusione si perviene in presenza di uno strato sottostante di maggiore permeabilità, finché risulta $B > 1,25 h_0$.

E' da rilevare, però, che in entrambi i casi l'autore non precisa i valori di h_0/D cui si riferiscono le osservazioni sopra riportate.

3 — Ricerca sperimentale.

Le indagini sperimentali e gli sviluppi teorici connessi all'impiego dell'infiltrometro, più che condurre ad una soluzione concreta del problema, pongono bene in luce come una corretta soluzione sia legata strettamente alla conoscenza quantitativa dei parametri atti a stabilire in modo completo le leggi che reggono il processo di moto in esame e definiscono lo spazio da esso interessato.

Allo stato attuale, solo lunghe e sistematiche ricerche sperimentali possono condurre alla definizione di tutti i parametri in gioco e consentire di individuare quelli essenziali per la completezza dell'indagine, ridotti nel numero e riferiti a grandezza facilmente misurabili attraverso relazioni algebriche quanto più semplici è possibile.

Le caratteristiche idrauliche e capillari del mezzo filtrante *non saturo* possono essere definite globalmente attraverso la legge che lega il coefficiente di permeabilità K al valore locale di p , in relazione alle modalità secondo cui si effettua il processo di moto ed in particolare alla rapidità del transitorio iniziale, tenendo conto, altresì, della situazione preesistente.

Nella ricerca di una relazione semplice che esprima la legge $K(p)$ appare utile, almeno nella fase iniziale dello studio, fare riferimento al massimo grado di saturazione ed al valore massimo K_s che, caso per caso, può determinarsi per $p = 0$. Quindi, in analogia alla (7'), potrà sostituirsi nel campo $K_s \geq K \geq 0$ il diagramma sperimentale $K(p)$

con altro che esprime una variazione lineare di K/K_s , tra i valori estremi $\frac{p_{\max}}{\gamma}$ e $\frac{p_{\min}}{\gamma}$, per cui risulta

$$(8) \quad K/K_s = \frac{p - p_{\min}}{p_{\max} - p_{\min}}$$

e nello stesso tempo resta soddisfatta anche la condizione

$$\frac{1}{K_s} \int_0^{p^*} K \, dp = \frac{p_{\max} + p_{\min}}{2}$$

di eguaglianza tra l'area del diagramma $K(p)$ sperimentale e quella del diagramma lineare adottato. La pressione p^* indica l'estremo inferiore del campo delle pressioni cui si riferisce il diagramma $K(p)$ noto.

Questa schematizzazione consente di tener conto delle osservazioni di HANKS e BOWERS [11] e delle posizioni di BOUWER [15] ove sia scelta p_{\max} in modo che la parte superiore del trapezio interpolare non si discosti sensibilmente dalla curva sperimentale.

In tal modo il sistema filtrante resta definito attraverso il valore massimo K_s , il valore medio

$$(9) \quad b_c = \frac{1}{\gamma K_s} \left| \int_0^{p^*} K \, dp \right|$$

che l'altezza piezometrica sperimentale assume nel campo $(0, p^*/\gamma)$, nonché attraverso il valore che assume il fattore di forma

$$\psi = \frac{p_{\max} - p_{\min}}{2 \gamma b_c}$$

del diagramma definito dalla (8).

I valori estremi $\psi = 1$ e $\psi = 0$ corrispondono a diagrammi $K/K_s (p/\gamma)$ rispettivamente di forma triangolare, per cui $p_{\max} = 0$, o rettangolare, per cui $p_{\max} = p_{\min}$.

Nella schematizzazione adottata relativamente alle caratteristiche del sistema acqua-mezzo poroso, in condizione di regime il processo di moto in esame resta quindi definito da ψ e dai parametri adimensionali b_c/D ; δ/D ; b_o/D .

L'influenza di ciascun parametro, ed in particolare del parametro di forma ψ , può essere accertata solo attraverso una estesa e completa indagine sperimentale, per confronto dei risultati ottenuti in più cicli di prove sistematiche, ciascuno caratterizzato da valore costante di ψ ed esteso ad ampio campo di variabilità dei valori di tutti gli altri parametri.

La ricerca in corso da tempo a Napoli è stata iniziata con una prima serie di prove definite dai valori: $\psi = 0$; $0 \leq \delta/D \leq 1$; $0 \leq (b_o + b_c)/D \leq 15$ che fornisce la solu-

zione completa del problema relativamente ad ammassi caratterizzati da dimensioni sufficientemente uniformi dei vuoti. Inoltre interessanti precisazioni sull'influenza di ψ si ottengono dal confronto tra i risultati sperimentati relativi ai valori $\delta/D=0,312$ e $h_0/D=0,078$ desunti rispettivamente da Bouwer per $\psi \approx 1$ ed a Napoli per $\psi = 0$.

La condizione considerata, $\psi = 0$, porta a prendere in esame campi di moto laplaciani definiti dalle condizioni al contorno indicate in Fig. 13. In particolare il fronte di alimentazione e la superficie di rivoluzione che delimita lateralmente il campo filtrante sono entrambi isobarici, con altezze piezometriche rispettivamente pari ad h_0 e $-h_c$.

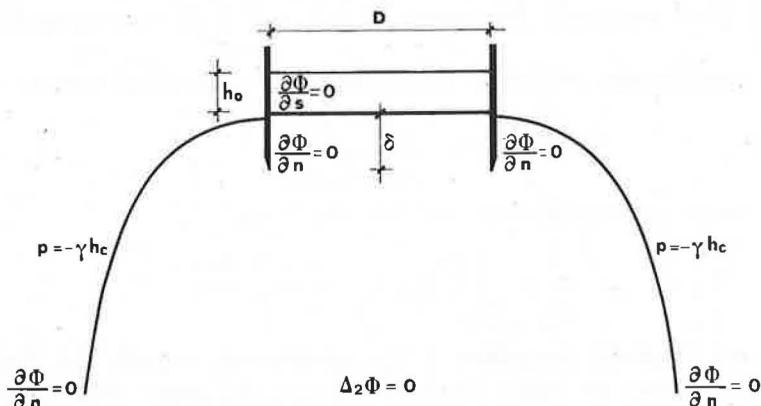


FIG. 13 — Contorno e condizioni al contorno per $\psi = 0$.

L'ipotesi di valore del coefficiente di permeabilità costante in tutti i punti, anche nelle zone *non sature*, autorizza a prescindere dai valori locali della pressione. Pertanto i tratti isobarici del contorno del campo restano definiti attraverso il valore globale del salto di pressione $\gamma(h_0 + h_c) = \gamma H$, indipendentemente dai singoli valori di h_0 e h_c , e quindi anche per $h_0 = H$.

Pur trattandosi di campi di moto di configurazione geometrica molto semplice, lo svolgimento di una indagine sistematica si presenta particolarmente laboriosa per la necessità di definire per ogni prova la quasi totalità del contorno del campo.

Escluso l'impiego di modelli alla Hele-shaw, del tipo proposto da ARAVIN [16] con spessore della intercapedine variabile radialmente, per difficoltà di realizzazione ma soprattutto per la necessità di dover tollerare nel modello altezze di capillarità variabili con r , è risultato particolarmente efficace procedere all'esame di ciascun campo di moto attraverso la realizzazione di un modello idraulico e di un modello analogico, in similitudine geometrica tra loro.

Infatti, per assegnati valori di D , δ ed H , l'impiego preliminare di un modello idraulico, costituito da opportuno filtro artificiale, fornisce direttamente il contorno del campo per cui si può procedere alla realizzazione del modello analogico senza ricorrere ai numerosi tentativi normalmente richiesti nello studio dei moti filtranti a superficie libera per definire attraverso approssimazioni successive la configurazione del campo.

Per i modelli idraulici il campo filtrante è costituito da sferette di vetro di diametro $2,8 \leq d \leq 3$ mm selezionate attraverso accurate staccature, contenute in un cassone metallico con pareti di plexiglas di altezza m 1, la cui sezione orizzontale, per lo studio di campi a simmetria assiale, definisce un settore circolare di raggio 0,4 m ed angolo $\alpha = 90^\circ$.

Quale liquido filtrante viene impiegato olio minerale non additivato di assegnata viscosità ⁽¹⁾ si da ottenere valori locali del numero di Reynolds sufficientemente modesti ed una altezza di capillarità h_c propria del sistema dell'ordine del millimetro.

Per i modelli analogici ci si avvale di una vasca elettrolitica in cui i campi indagati sono riprodotti con asse di simmetria orizzontale, ricadente sulla superficie di pelo libero dell'elettrolita.

Al fine di evitare che nelle zone prossime all'asse lo spessore dell'elettrolita si riduca a valori eccessivamente modesti e nello stesso tempo rendere agevole il modellamento della superficie di rivoluzione costituente la parete laterale della vasca, quest'ultima ha sezioni trasversali semicirculari. La lunghezza della vasca assicura altresì che allo estremo inferiore del campo sia praticamente raggiunto il parallelismo delle traiettorie.

Come indicato in Fig. 14, in modello il cilindro infiltrometro è realizzato in plexiglas, mentre il restante contorno del campo elettrico è costituito da pareti in paraffina per la parte definita da traiettorie isobariche e dagli elettrodi di rame e_1 ed e_2 per la parte a potenziale costante. L'elettrolita è costituito da acqua potabile.

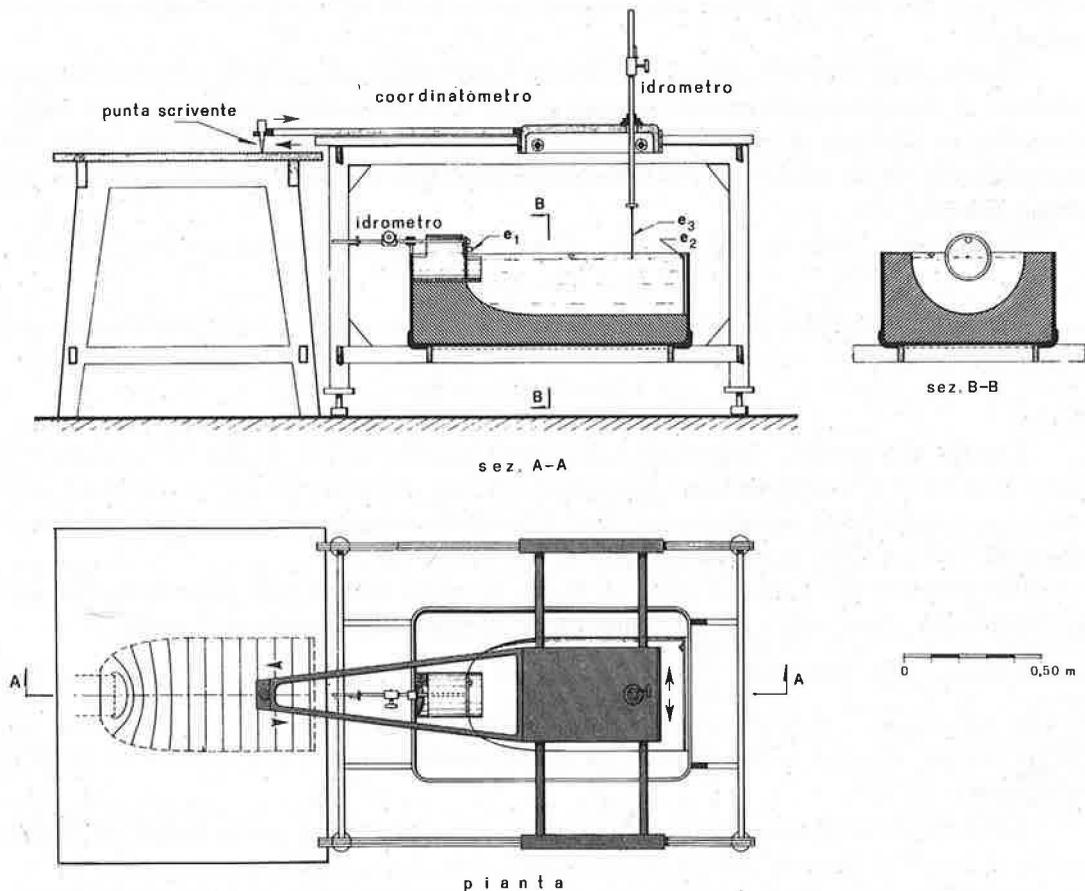


FIG. 14 — Vasca elettrolitica.

⁽¹⁾ Lo scrivente ringrazia la Società Mobil Oil Italiana che ha gentilmente fatto dono degli oli impiegati per la esecuzione delle prove.

La vasca è alimentata da un oscillatore alla frequenza di 1000 Hz, applicando agli elettrodi una differenza di potenziale $\Delta E \approx 10$ volt. Il valore del potenziale sulla superficie di pelo libero dell'elettrolita viene rilevato attraverso la sonda cilindrica di platino e_3 collegata ad un circuito elettronico di misura. La sonda è portata, mediante un idrometro, da un coordinatometro che permette di esplorare una superficie di $m^2 1,00 \times 0,70$.

Solidalmente al carrello del coordinatometro, su un piano adiacente alla vasca, muove una punta scrivente con comando elettrico, che direttamente rappresenta in disegno punti del campo caratterizzati da assegnati valori del potenziale E .

Tutte le prove sono state eseguite con elettrodo e_2 di diametro $D_i = 40$ cm, disposto ad una distanza $L \approx 2,5 D_i$ dalla superficie di alimentazione.

Il diametro D dell'infiltrometro è stato variato da 0,22 a 0,75 D_i .

In ciascuna prova, caratterizzata da assegnati valori dei rapporti D_i/D e δ/D , è stata modellata la parete in paraffina della vasca secondo la sagoma fornita dal corrispondente modello idraulico, ed ove necessario sono state apportate le rettifiche occorrenti perché il potenziale E risultasse ivi proporzionale alla distanza del punto di misura dall'elettrodo e_2 . Quindi si è proceduto al rilievo del contorno del campo ed al tracciamento delle linee equipotenziali.

Tenuto conto che nel sistema filtrante in similitudine col modello elettrico la zona inferiore di diametro praticamente costante e pari a D_i deve risultare isobarica, la condizione che ne discende di cadente piezometrica unitaria consente di dedurre dai valori del potenziale rilevati in modello i corrispondenti valori della funzione quota piezometrica nel campo filtrante.

D'altra parte, nella ipotesi adottata di coefficiente di permeabilità costante, risulta:

$$Q = K_s \pi D_i^2 / 4$$

e quindi la velocità finale di infiltrazione relativa a ciascuna prova potrà essere valutata mediante la relazione:

$$U_o = K_s \left(\frac{D_i}{D} \right)^2$$

I valori sperimentali, rappresentati nel piano $(U_o/K_s; H/D)$ di Fig. 15 definiscono curve continue che si differenziano nettamente tra loro al variare di δ/D e, nel fornire la soluzione completa del problema per $\psi = 0$, pongono chiaramente in luce l'influenza esercitata da ciascuna delle grandezze in gioco.

Per $\psi = 0$ e per i minori valori di U_o/K_s le curve sperimentali presentano una leggera concavità verso l'alto che rapidamente si attenua all'aumentare dell'ascissa.

L'entità della differenza $\frac{U_o}{K_s} - 1$, sempre positiva, è da porsi in riferimento al fatto che nello spazio poco sottostante l'infiltrometro il processo di moto si svolge con carattere sempre più nettamente lontano da quello monodimensionale al crescere di h_o/D o al diminuire di δ/D .

Per $\delta = 0$ i risultati ottenuti praticamente coincidono con i valori forniti da Bullen per $h_c = 0$, ove si intenda pari ad H il carico h_o considerato dall'autore.

I risultati delle prove eseguite per $\psi = 0$ consentono anche di precisare l'influenza che al più può esercitare il parametro di forma ψ relativamente ai casi presi in esame da Bouwer, definiti da $\delta/D = 0,312$, $h_o/D = 0,078$, per i quali ψ assume valori compresi tra 0,80 e 0,98.

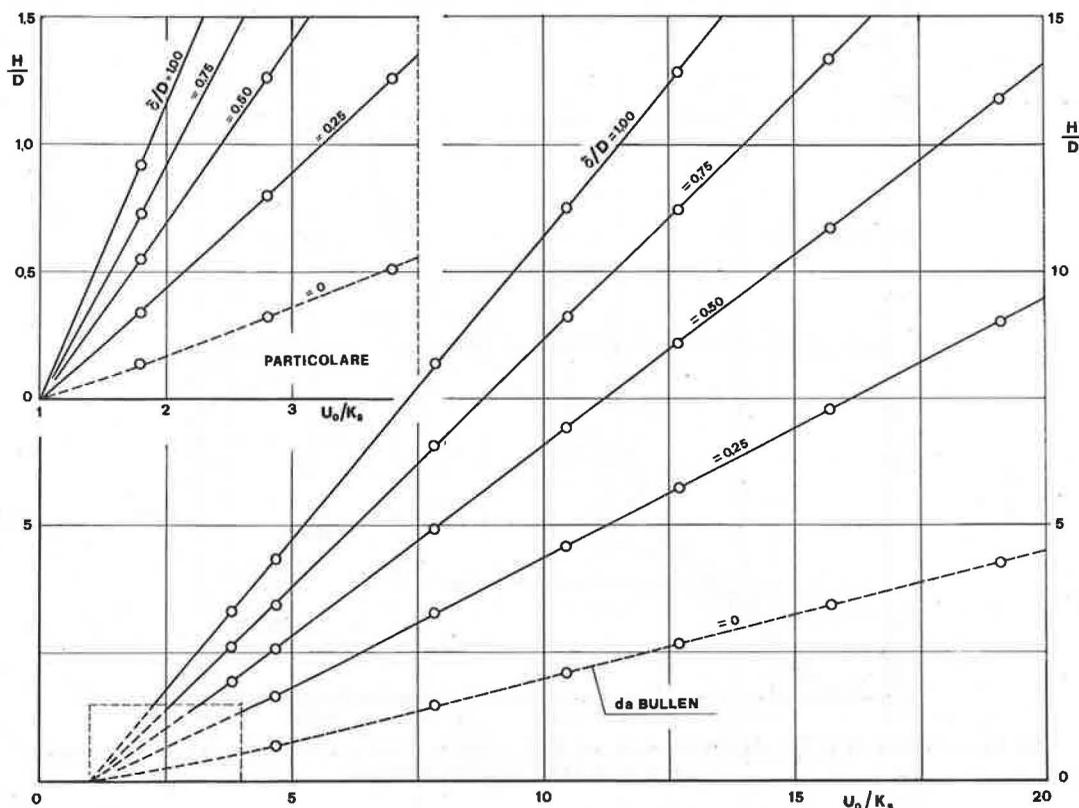


Fig. 15 — Valori sperimentali di U_0/K_s (H/D) per $0 \leq \delta/D \leq 1$; $\psi = 0$.

A tal fine nel piano (U_0/K_s ; H/D) di Fig. 16, sono messi a confronto i valori sperimentali ottenuti dall'autore con quelli forniti dalla linea a tratti dedotta per egual valore di δ/D interpolando le curve di Fig. 15.

Con riferimento alle prove condotte da Bouwer su campi di moto poco influenzati dalla falda, per cui è $B > 2H$, le curve rappresentatrici della funzione U_0/K_s (H/D) relativamente alle condizioni estreme $\psi = 0$ e $\psi \infty 1$ considerate hanno andamento concorde tra loro. Le differenze tra i valori di U_0/K_s che si deducono a pari H/D , al più raggiungono il 10%.

Pertanto può dirsi che anche nel caso limite $\psi = 1$ le prove eseguite con l'infiltrometro, opportunamente interpretate, possono condurre alla determinazione del coefficiente di permeabilità K_s relativo a zone sature del terreno. Gli errori che si commettono nel valutare K_s in base ai risultati ottenuti per $\psi = 0$ risultano sempre in eccesso, nel campo esplorato non raggiungono il 10%. L'influenza delle caratteristiche capillari del sistema può essere valutata assumendo come utile riferimento l'altezza di capillarità h_c , legata, attraverso la (9), alla effettiva legge $K(p)$.

L'influenza della legge $K(p)$ e degli altri fattori sul valore di K_s è stata accertata altresì alla luce dei risultati forniti da Aronovici, riportati nelle Fig. 5 e 6, relativamente a prove eseguite su due terreni per assegnati valori di h_0/D e δ/D .

Avendo l'autore caratterizzato i due terreni attraverso il solo valore di K_s , per ciascuno di essi l'altezza di capillarità h_c è stata dedotta in base al grafico di Fig. 15 ricercando

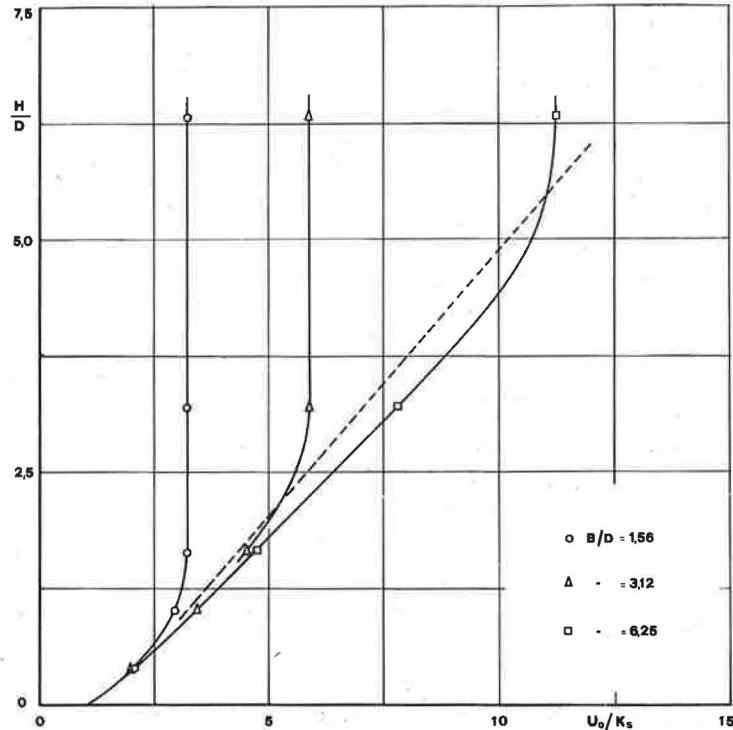


Fig. 16 — Valori di U_o/K_s (H/D) ottenuti per $\delta/D = 0,312$; $b_o/D = 0,078$; $\psi = 0$ (curva a tratti); $0,8 \leq \psi \leq 0,98$, secondo BOUWER.

l'altezza $H = b_o + b_c$ necessaria affinché per $\psi = 0$ e per assegnato K_s si abbia un valore U_o/K_s pari a quello sperimentale.

Le curve a tratti riportate nelle Fig. 5 e 6 sono dedotte per interpolazione dai dati ottenuti a Napoli, con riferimento alla media dei valori di b_c relativi alle prove eseguite sullo stesso filtrante.

La notevole rispondenza che si rileva conferma che malgrado la schematizzazione adottata relativamente all'andamento della legge $K(p)$, i risultati ottenuti per $\psi = 0$ ben si prestano a definire in pratica e relativamente alla portata filtrante l'influenza esercitata dai vari fattori sul processo di moto.

Il rilievo della distribuzione del potenziale elettrico in punti interni del campo conduce anche ad interessanti osservazioni sulle modalità con cui si sviluppa il processo di moto.

In particolare per ciascuna prova alla profondità δ dal piano campagna ed al variare dell'ascissa r lungo un raggio del cilindro sono stati rilevati i valori dell'altezza piezometrica $\frac{p_\delta}{\gamma} = \frac{p}{\gamma} + b_c$ che, per assegnato b_c , fornisce i valori locali di p alla base dell'infiltrometro.

In Fig. 17 sono messe a confronto nel piano $(p_\delta/\gamma D; b/R)$ distribuzioni ottenute da tre gruppi di prove diversi caratterizzati ciascuno da eguale valore di U_o/K_s . E' interessante osservare come per assegnata portata filtrante i punti sperimentali che si ottengono per $\delta/D \geq 0,25$ individuano una curva interpolare unica, e definiscono un valore medio

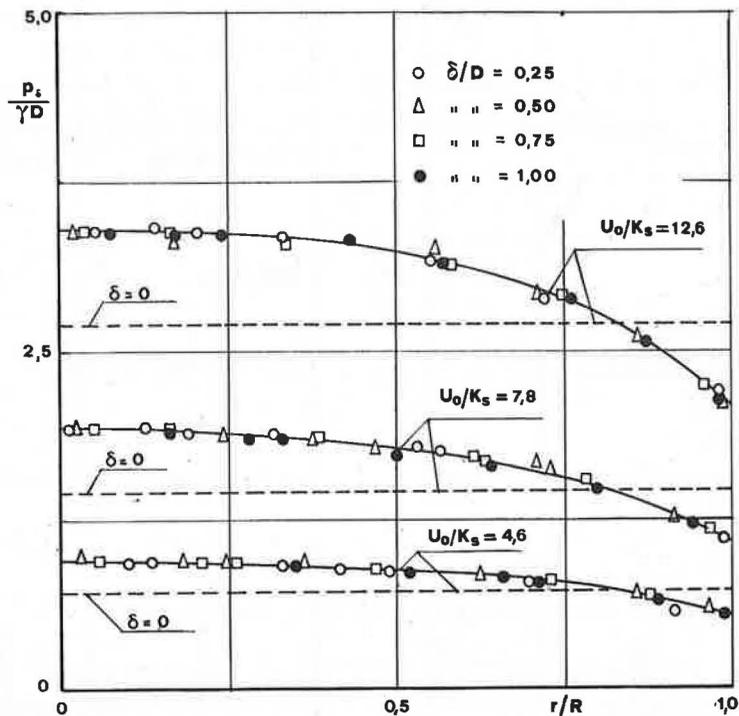


FIG. 17 — Valori di $p_s/\gamma D$ (r/R) per $4,6 \leq U_0/K_s \leq 12,6$; $\psi = 0$.

$\frac{8}{\gamma D^3} \int_0^{D/2} p_s r dr$ che poco si differenzia dal valore del rapporto H/D ottenuto per $\delta = 0$.

Al crescere di U_0/K_s i valori locali di $p_s/\gamma D$ aumentano sensibilmente ma i valori del rapporto $\frac{U_0}{K_s} \frac{dp_s/\gamma}{dr}$ tra la componente verticale e quella radiale della velocità pur nelle zone immediatamente prossime al contorno dell'infiltrometro variano in modo poco apprezzabile per cui incrementi notevoli di U_0/K_s non influenzano sostanzialmente l'andamento dei filetti anche alla base dell'infiltrometro.

La conoscenza della funzione quota piezometrica consente altresì di dedurre agevolmente i valori locali della velocità di filtrazione. La Fig. 18 a) fornisce i valori finali della velocità di infiltrazione $V_o(r)$ ottenuti sul fronte di alimentazione per $\delta/D = 0,312$, $U_0/K_s = 7,8$ ed $H/D = 3,62$. Sulla stessa figura sono riportati i risultati delle elaborazioni svolte da Bouwer per eguali valori di δ/D ed U_0/K_s , cui per $\psi = 0,98$ corrisponde $H/D = 3,20$.

In entrambi i casi i punti sperimentali definiscono curve interpolari continue che corrono molto prossime tra loro. I valori di V_o , crescenti con r , sono contenuti in una fascia di ampiezza $\pm 0,11 U_0/K_s$ per $\psi = 0$ e $\pm 0,14 U_0/K_s$ per $\psi = 0,98$.

La limitata entità delle differenze che presentano tra loro i valori locali di V_o/K_s , con valori medi U_0/K_s , sempre maggiori di 1 e rapidamente crescenti con H/D , già pone in luce la scarsa efficacia di localizzare la misura della velocità finale di infiltrazione in zone prossime all'asse, con l'ausilio di un secondo cilindro di raggio $R' < R$.

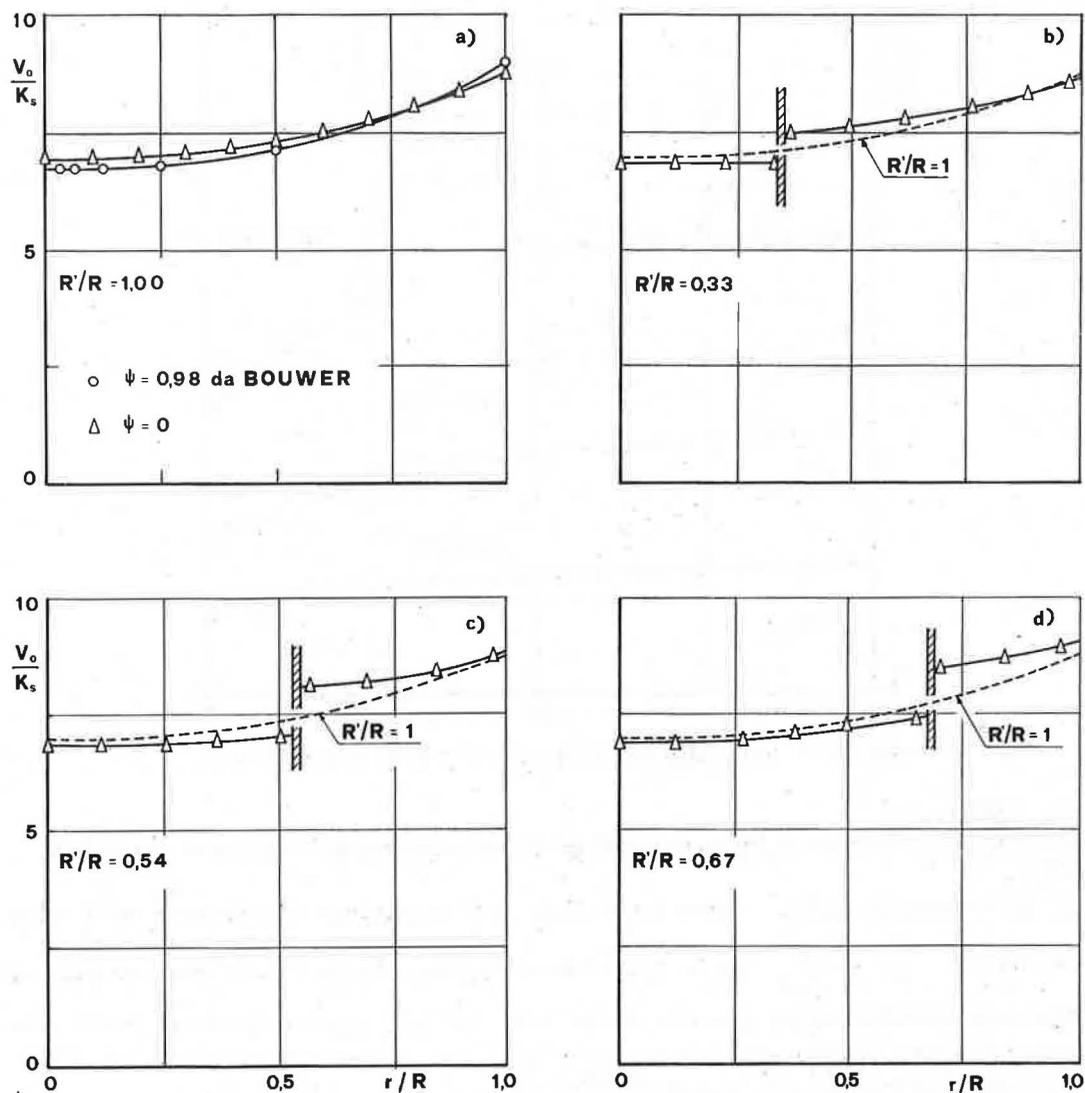


FIG. 18 — *a*) Valori di V_o/K_s (r/R) per $\delta/D = 0,312$; $U_o/K_s = 7,8$; $R'/R = 1$; $\psi = 0$; $0,98$. *b*), *c*), *d*) Valori di V_o/K_s (r/R) per $\delta/D = 0,312$; $U_o/K_s = 7,8$; $0,33 \leq R'/R \leq 0,67$; $\psi = 0$.

Per precisare gli effetti dell'alterazione del campo di moto determinata dalla presenza del cilindro interno, sono state eseguite varie serie di prove caratterizzate da valori diversi del rapporto R'/R .

Particolarmente significativo risulta il confronto fornito dalle rappresentazioni V_o/K_s (r/R) di Fig. 18 *b*), *c*) e *d*) ottenute ancora per $\delta/D = 0,312$; $U_o/K_s = 7,8$, ma in presenza di cilindro interno di raggio R' rispettivamente pari a $0,33 R$; $0,54 R$; $0,67 R$.

Nella zona centrale i valori di V_o sono sempre leggermente minori di quelli forniti in Fig. 18 *a*) per $\psi = 0$ e $R'/R = 1$ e rappresentati dalle curve a tratti.

Per ciascuna figura gli scarti tra i valori dedotti a parità di r nelle due condizioni di prova crescono con r e raggiungono per $r = R'$ valori massimi variabili che dapprima

aumentano con R'/R , quindi si riducono al tendere di R' ad R . Per tutti i tre casi considerati gli scarti non superano il 5%.

Indicata con $U_{or'}$, la velocità media finale di infiltrazione relativa al cilindro di raggio R' , i valori ottenuti dalla elaborazione dei diagrammi di Fig. 18 sono stati riportati nel piano $(U_{or'}/U_o; R'/R)$ di Fig. 19.

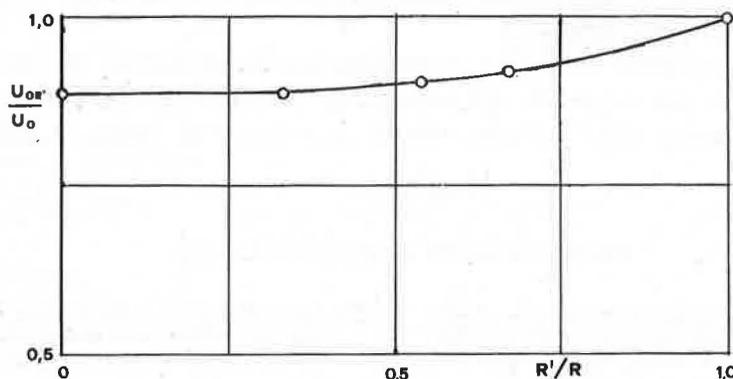


FIG. 19 — Valori di $U_{or'}/U_o$ (R'/R) per $\delta/D = 0,312$; $U_o/K_s = 7,8$; $\psi = 0$.

Le prove eseguite mostrano che variazioni apprezzabili di $U_{or'}/U_o$ si hanno solo per cilindri interni di raggio $R' > 0,5 R$. Per valori $R' < 0,5 R$ la velocità media finale di infiltrazione $U_{or'}$ rimane praticamente costante e, rispetto al valore $U_o = 7,8 K_s$ relativo ad infiltrometro a cilindro unico, subisce soltanto una riduzione pari a $0,11 U_o$.

Pertanto l'impiego di un doppio cilindro non facilita la interpretazione dei dati raccolti, ma, con l'inconveniente di alterare il mezzo poroso con la infissione di un secondo cilindro, determina solo una riduzione dei volumi da misurare nel corso della prova.

4 — Conclusioni.

Deduzioni che scaturiscono da ricerche sperimentali sistematiche, sviluppate alla luce di un'impostazione teorica rigorosa del fenomeno in esame, unitamente ai risultati di esperienze note, invero molto scarse, consentono di trarre conclusioni di una certa generalità sul processo di infiltrazione in mezzo omogeneo, determinato da presenza di acqua libera in zone-limitate del contorno del terreno medesimo.

In particolare resta accertato che nello spazio prossimo allo sbocco di infiltrometri anche di notevole diametro si è in genere ben lontani dalle condizioni di moto unidirezionale cui di consueto si fa riferimento da molti autori.

A tal riguardo miglioramenti ben modesti si ottengono se, a parità di area della superficie di alimentazione, le misure vengono localizzate nella zona centrale della superficie stessa integrando il dispositivo con altro cilindro interno coassiale.

Precisazioni in merito al valore locale del contenuto d'acqua ed alle caratteristiche del moto in punti del campo esterni all'infiltrometro, in cui si ha $p < 0$, potranno ottenersi solo attraverso specifiche esperienze condotte con riferimento ad espressioni diverse della legge che lega il coefficiente di permeabilità alla pressione p . I risultati finora ottenuti costituiscono una indispensabile premessa per un coordinato programma di ricerca.

Tuttavia ai fini di una corretta interpretazione dei risultati di prove di campagna, resta definita la dipendenza della velocità media di infiltrazione U_0 in condizioni di regime dal diametro D dello infiltrometro, dal suo grado δ/D di affondamento nel terreno, dal carico b_0 sul fronte di alimentazione, nonché dalle caratteristiche dell'ammasso. Queste ultime possono essere utilmente espresse attraverso il coefficiente di permeabilità K_s relativo al mezzo saturo e l'altezza b_c globalmente riferita, attraverso la (9), alla legge $K(p)$ corrispondente al processo di moto indagato.

Grafici opportunamente predisposti consentono una interpretazione dei risultati di prove in sito ai fini di una accettabile definizione delle caratteristiche del terreno cui riferire programmi o consuntivi nelle molteplici attività operative e di ricerca in campo agrario.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- [1] MÜNTZ, M. A.: Influence of permeability of soils on the conditions and success of irrigation », *Ann. Direction Hydraulique agric.*, vol. 38 (1908).
- [2] MARSHALL, T. J. & STIRK, G. B.: « The effect of lateral movement of water in soil on infiltration measurements », *Austral. J. Agric. Res.*, vol. 1 (1950).
- [3] MUSGRAVE, G. W.: « The infiltration capacity of soils in relation to the control of surface run-off and erosion », *J. Amer. Soc. Agron.*, vol. 27 (1935).
- [4] SWARTZENDRUBER, D. & OLSON, T. C.: « Sand-model study of buffer affects in the double-ring infiltrometer », *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 25 (1961).
- [5] BURGY, R. H. & LUTHIN, J. N.: « A test of the single and double ring types of infiltrometers », *Amer. Geophys. Union Trans.*, vol. 37 (1956).
- [6] NELSON, L. B. & MUCKENHIRN, R. J.: « Field percolation rates of four Wisconsin soils having different drainage characteristics », *J. Amer. Soc. Agron.*, vol. 33 (1941).
- [7] IRMAY, S.: discussione di: « An electrical analogue investigation of the standpipe field permeability test », R. O. BULLEN: *Atti della nona Assemblea Generale dell'A.I.H.R., Dubrovnik, 1961.*
- [8] MARSHALL, T. J. & STIRK, G. B.: « Pressure potential of water moving downward into soil », *Soil Sci.*, vol. 68 (1949).
- [9] ARONOVICI, V. S.: « Model study of ring infiltrometer performance under low initial soil moisture », *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 19 (1955).
- [10] MOORE, R. E.: « Water conduction from shallow water tables », *Hilgardia*, vol. 12 (1939).
- [11] HANKS, R. J. & BOWERS, S. A.: « Influence of variations in the diffusivity - water content relation on infiltration », *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 27 (1963).
- [12] PHILIP, J. R.: « Theory of infiltration », VEN TE CHOW: *Advances in hydroscience*, vol. 5, p. 215 (New York, Academic Press, 1969).
- [13] BOUWER, H.: « A study of final infiltration rates from cylinder infiltrometers and irrigation furrow with an electrical resistance network », vol. 1, *Atti del 7th Internat. Congress Soil Sci., Madison, Wisc., 1960.*
- [14] BULLEN, R. O.: « An electrical analogue investigation of the standpipe field permeability test », *Atti della nona Assemblea Generale dell'A.I.H.R., Dubrovnik, 1961.*
- [15] BOUWER, H.: « Unsaturated flow in ground-water hydraulics », *J. Hydraulics Div. Amer. Soc. Civil Engineers*, vol. 90 (1964).
- [16] ARAVIN, V. I.: « Problemi di base nell'indagine sperimentale di moti di filtrazione mediante l'uso di modelli a lastre parallele (in russo) », *Izvestiya naučno-issled. Inst. Gidrotekhniki*, vol. 23 (1938).

14 — Permeametro registratore per la determinazione in serie della conducibilità idrica del terreno (*)

DOMENICO LINSALATA & VINCENZO COMEGNA

Istituto di Agronomia, Università - Bari

Summary — *A recording permeameter.*

A simple recording device has been connected to a variable head permeameter in such a way that an electrical circuit is switched on as soon as the water starts to flow through the soil sample and is switched off as soon as the water head is reduced to zero at the soil surface. This procedure much simplifies the care to be given to the equipment in operation and also minimizes the final computations.

1 — Introduzione.

La determinazione della conducibilità idrica (detta pure coefficiente di permeabilità o di filtrazione) su un grande numero di campioni richiede un'accurata standardizzazione ed organizzazione di lavoro in serie, che permetta di ridurre al massimo il tempo sottratto per esecuzione manuale, per registrazione e per calcolo alla normale attività del ricercatore. E' già comune, a questi fini, il ricorso ad accorgimenti vari, quali:

<a> la scelta di parametri del campione e dell'attrezzatura che semplifichino i calcoli;

 l'adozione di contenitori che, per i campioni di terreno 'indisturbato', servono, senza ulteriori trasferimenti, come 'rivestimento interno' per la sonda di prelievo, come contenitore per le prove di porosità, peso specifico apparente ed umidità, e come contenitore per le prove di permeabilità;

<c> il ricorso al criterio di esame della permeabilità con carico variabile, opportunamente scelto in modo da semplificare al massimo i calcoli.

Con quest'ultimo accorgimento l'unica registrazione da effettuare è quella dell'esatta durata del processo di percolazione. In realtà, specialmente per i terreni più argillosi e di peggiore struttura, ciò comporta un'attenzione particolare per non correre il rischio di non cogliere il momento esatto della fine della percolazione. Allo scopo di liberare l'operatore al tempo stesso da questa preoccupazione e dalla perdita di tempo che essa comporta, si è approntato un perfezionamento al sistema, automatizzando la registrazione dei tempi e con ciò pure il calcolo finale. In seguito a tale perfezionamento (sistema elettrico di registrazione su tamburo azionato da meccanismo ad orologeria), le caratteristiche costruttive del permeametro sono le seguenti.

2 — Principio su cui il metodo si fonda.

Uno strato di 2 cm di acqua è lasciato percolare attraverso un campione di terreno dello spessore di 5 cm e sotto un carico idraulico medio (tra l'inizio e la fine del processo di percolazione) pure di 5 cm. Viene registrato il tempo necessario perché percoli tutta

(*) Direttore della ricerca: prof. LUIGI CAVAZZA.

l'acqua sovrastante il terreno. In queste condizioni la relazione di Darcy si semplifica notevolmente e fornisce: $k = 2/t$, ove t è il tempo espresso in minuti; k è il coefficiente di conducibilità espresso in cm/min.

Il problema della registrazione della durata del processo di percolazione è stato risolto facendo in modo che all'inizio della percolazione venga inserito in circuito il comando elettromagnetico di un registratore a tamburo e che il circuito si interrompa esattamente quando l'acqua scompare dalla superficie del terreno. La lunghezza della traccia continua registrata misura la durata della prova.

3 — Descrizione dell'apparecchio.

Il prototipo (Fig. 1) è stato ideato per l'effettuazione contemporanea di 6 determinazioni. Esso si compone delle seguenti parti:

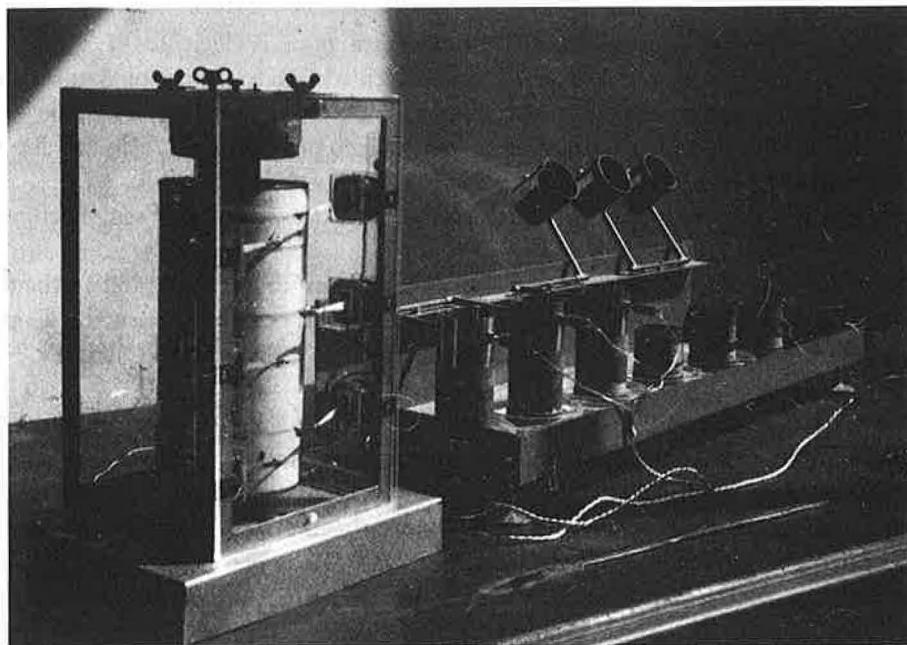


Fig. 1 — Veduta d'insieme dell'apparecchio. Tre dei cilindri di prolungamento sono sollevati e tre pronti per l'immissione dell'acqua.

<a> Vaschetta (*a* in Fig. 2) in lamiera di ottone da 1,5 mm, con parete posteriore più alta e fornita di scarico di fondo.

 N. 6 bacinelle (*b* nella Fig. 2), con bordo di 1,2 cm; sul fondo della bacinella è posto un pezzo di rete in ottone dello spessore di 2 mm. Nel prototipo si sono usate come bacinelle, in vetro, i fondi di capsule Petri di 9 cm di Ø; se il bordo delle capsule non fosse di 1,2 cm, si sovrapporranno sul fondo più strati di rete sino ad assicurare una differenza di 1 cm (esatto!) tra superficie superiore della rete più alta e bordo della capsula.

<c> Contenitori per i campioni di terreno da esaminare in tubo di ottone; cilindro

alto 5 cm. Allo scopo di permettere l'esame sugli stessi campioni di terreno indisturbato che servono per altre determinazioni, è preferibile usare cilindri con volume esattamente di 100 cm^3 , il che facilita i calcoli di determinazione dell'umidità, del peso specifico apparente etc. e con diametro tale che siano adattabili come involucro interno nella sonda di prelievo dei campioni di terreno indisturbato. E' preferibile in tal caso disporre di un ampio numero di questi cilindri, allo scopo di conservarvi il campione del prelievo, sino all'esaurimento di tutte le misure da effettuare.

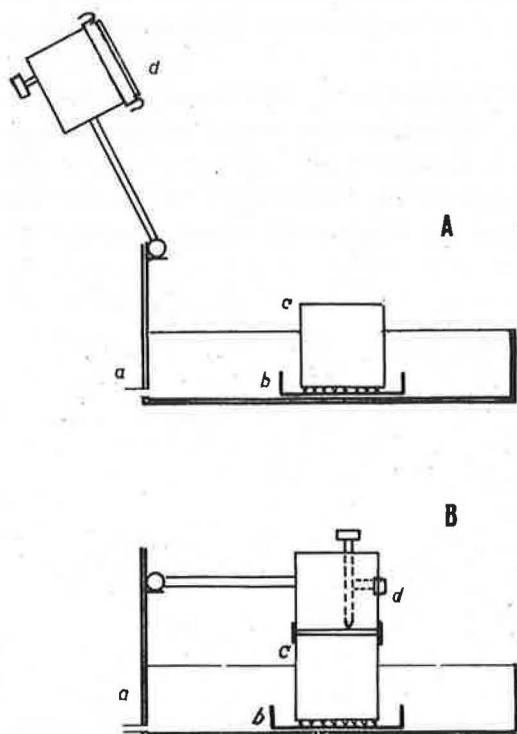


FIG. 2 — Sezione trasversale del permeametro: A) con cilindro di prolungamento sollevato; B) idem abbassato e collegato al contenitore del campione. a) vaschetta; b) bacinella di regolazione del carico idraulico all'estremo inferiore del campione; d) cilindro di prolungamento.

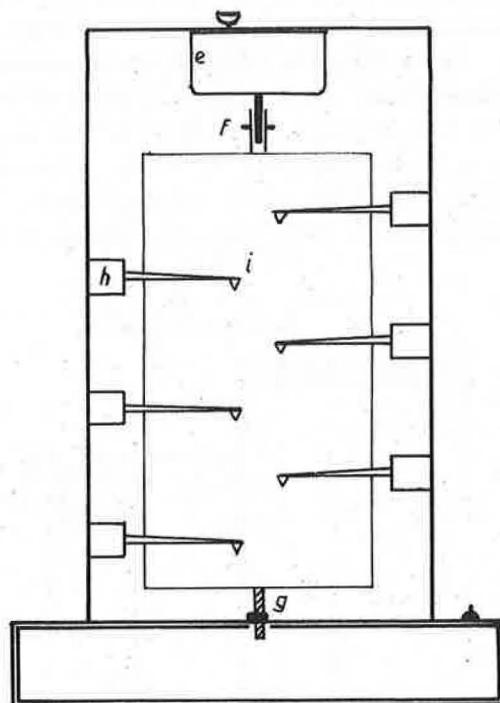


FIG. 3 — Schema del registratore a tamburo: e) meccanismo ad orologeria; f) giunto snodato; g) cardine a vite; h) bobine elettromagnetiche; i) pennini all'estremo delle levette.

<d> N. 6 cilindri di prolungamento dei contenitori (*d* in Fig. 2), ottenuti dallo stesso tubo di ottone dei contenitori, alti 5 cm, collegati ciascuno ad un'asta incernierata sulla parete posteriore della vaschetta, come è indicato nella stessa Fig. 2. All'interno di ogni cilindro è fissato a mezzo di un isolante in gomma e a più di 1 cm dal fondo del cilindro, un sostegno su cui è avvitato un elettrodo aghiforme.

<e> Anelli di gomma per il collegamento a tenuta d'acqua, dei cilindri coi corrispondenti contenitori (Fig. 2). Questi anelli possono essere ricavati da vecchie camere d'aria per bicicletta.

<f> Un registratore a tamburo con asse verticale (Fig. 3). Il tamburo ruota ad una velocità angolare di $1/12$ oppure 1 giro/h (nel prototipo 1 giro/h; meccanismo azionan-

te ottenuto utilizzando una comune sveglia) (*e* in Fig. 3) a cui il tamburo è collegato con giunto snodato (*f* in Fig. 3). Il tamburo si sposta inoltre verso il basso, di 1 mm/giro allo scopo di evitare la sovrapposizione delle tracce registrate per un tempo eventualmente superiore al periodo di rotazione; ciò è ottenuto utilizzando una vite sottile con passo di 1 mm come cardine inferiore del tamburo (*g* in Fig. 3); il senso di rotazione del tamburo deve essere tale da fare *entrare* la vite nel suo supporto.

<g> N. 6 bobine elettromagnetiche (*h* in Fig. 3) che comandano le corrispondenti levette fornite di punta scrivente, avvicinando queste al tamburo quando sono inserite in circuito; le punte si distaccano, in caso contrario, per semplice gravità, essendo l'asse di rotazione delle levette leggermente obliquo.

Ogni bobina è collegata con un estremo all'alimentatore di corrente e con l'altro all'elettrodo del corrispondente cilindro di misura. Le bobine sono alimentate con corrente a 15 volt, continua (per es. con batteria di pile) o alternata e poi raddrizzata (per es. con ponte di diodi al silicio, *m* in Fig. 4); un conduttore collega l'alimentatore di corrente con la vaschetta *a*, da cui la corrente passa ai cilindri, che fungono da secondo elettrodo. Lo schema del circuito elettrico è indicato in Fig. 4.

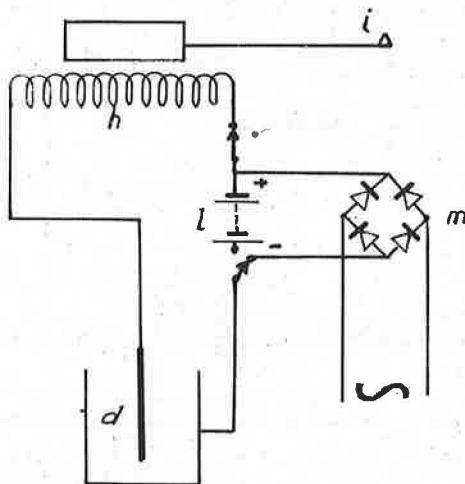


FIG. 4 — Schema del circuito elettrico: *l*) pila; *m*) raddrizzatore di corrente alternata (soluzione in alternativa con la pila); gli altri simboli come in Fig. 2 e 3.

4 — Esecuzione delle prove.

<1> I campioni provenienti dal campo o preparati in laboratorio vengono saturati d'acqua, *per ascensum*, per circa 12 ore.

<2> Si appoggiano i campioni sulla rete metallica nelle bacinelle (capsule di vetro) del permeametro, dopo averle riempite sino al bordo superiore con acqua disaerata.

<3> Si infila intorno all'orlo inferiore dei cilindri di prolungamento un anello di gomma e lo si rimbocca. Indi si abbassano sui contenitori dei campioni i corrispondenti cilindri di prolungamento in modo da farne combaciare gli orli e si collegano distendendo l'anello di gomma a guisa di manicotto (Fig. 2).

<4> Si versa rapidamente in ogni cilindro superiore una quantità di acqua che ricopra il terreno esattamente per 2 cm di spessore. Ciò si ottiene preferibilmente versando in ognuno di essi un volume noto (per es. esattamente preparato con un misurino) che, dato

il diametro del cilindro, corrisponda ad un'altezza di 2 cm (con cilindri delle dimensioni citate: 40 cm³ di acqua). Immediatamente ha inizio la percolazione e, al tempo stesso, l'acqua stabilisce il contatto elettrico tra elettrodo aghiforme e parete del cilindro e, chiudendo il circuito dell'elettromagnete, dà inizio alla registrazione sul tamburo previamente caricato e perciò già in moto.

<5> A questo punto non c'è più bisogno di sorveglianza. Appena l'acqua di un cilindro è tutta percolata, il contatto elettrico si interrompe e cessa la registrazione del tempo.

A motivo degli inevitabili effetti di tensione superficiale, è necessario, in una prova preliminare, regolare bene una volta per tutte l'altezza dell'elettrodo aghiforme in modo che il suo contatto con l'acqua si interrompa sicuramente appena l'acqua è scomparsa al di sopra della superficie del terreno (carico idraulico zero), ma non prima.

La fascia di carta registrata può essere ritirata in qualunque momento dopo il termine della percolazione dell'ultimo campione. Dalla lunghezza delle tracce si calcola facilmente il coefficiente di conducibilità idrica in base alla formula semplificata prima riportata. Ancora più rapidamente, si può misurare la lunghezza della traccia con un regolo di cartoncino su cui si sia precedentemente tracciata una scala (iperbolica) su cui leggere direttamente il valore del k (¹).

(¹) La scala si ottiene segnando su una semiretta delle tacche successive distanziate di $(\varnothing/60 n) = 0,0524 \varnothing/n$, in cui \varnothing è il diametro (in cm) del tamburo registratore e n è il numero di giri all'ora del tamburo stesso (= 1 nel prototipo). A fianco delle tacche successive in serie (corrispondenti ai successivi minuti) si segnano i valori della serie ∞ (tacca zero) - 2 - 1 - 0,666 (= 2/3) - 0,5 (= 1/2) - 0,4 (= 2/5) - 0,33 (= 2/6) etc., che danno direttamente k in cm/min.

15 — Sulla porosità di alcuni suoli italiani determinata con il porosimetro a pressione di mercurio (*)

LUCIANO ROMAGNOLI

Istituto di Geologia Applicata, Università - Firenze

Summary — *Porosity determination of some Italian soils by means of a mercury-pressure porosimeter.*

Pore size distribution of 6 soils from Southern and Central Italy was determined by means of a mercury-pressure porosimeter. This equipment proved to be a valuable tool for this kind of research in a pore-size range from 75 to 75,000 Å.

La presente comunicazione riguarda la distribuzione quantitativa della porosità di alcuni suoli italiani, compresa nell'intervallo fra 75 e 75.000 Å, determinata utilizzando un porosimetro a pressione di mercurio (¹).

La conoscenza del volume totale dei pori dei materiali porosi, ma più ancora la frequenza percentuale delle varie dimensioni di pori aventi un raggio compreso nell'intervallo fra 35 e 75.000 Å, riveste molta importanza specialmente quando tale parametro giuoca un ruolo preponderante nelle caratteristiche applicative di tali materiali, come è il caso dei catalizzatori, dei prodotti ceramici, dei materiali da costruzione etc.

Per determinare la porosità di tale intervallo sono stati escogitati vari sistemi e costruiti numerosi apparecchi di misura; tra quelli attualmente più usati vi è il porosimetro a pressione di mercurio.

Il funzionamento del porosimetro a pressione di mercurio si basa sul principio che il mercurio penetra nei pori in funzione della pressione che viene applicata su di esso dall'esterno secondo la seguente equazione proposta da E. W. WASHBURN:

$$r = \frac{2 c \cos \Theta}{p} \text{ (Å)}$$

dove c = tensione superficiale (dine/cm²);
 p = angolo di contatto medio (in gradi);
 Θ = pressione di penetrazione (kg/cm²).

(*) Il ritardo con cui sono stati pubblicati questi rendiconti fa perdere alla comunicazione quella originalità che aveva nel 1969 all'atto della presentazione al Convegno; non risultava infatti che prima di allora fosse stata segnalata la utilizzazione del porosimetro a pressione di Mercurio per determinare la porosità dei suoli. In occasione del Symposium "On the age of Parent Material and Soil" (Amsterdam 10-15 agosto 1970), discutendo dell'argomento con alcuni colleghi stranieri, il dott. LOZET mi comunicò verbalmente che stava utilizzando con successo tale apparecchiatura per definire le caratteristiche dei suoli ad orizzonte profondo compatto (*fragipan*).

(¹) Le prove sono state eseguite con un porosimetro a pressione di mercurio Mod. 65 della Carlo Erba SpA Divisione apparecchi scientifici che ringrazio sentitamente. Un ringraziamento particolare al sig. BARTOZZETTI, esecutore delle prove, per i consigli e le informazioni datemi.

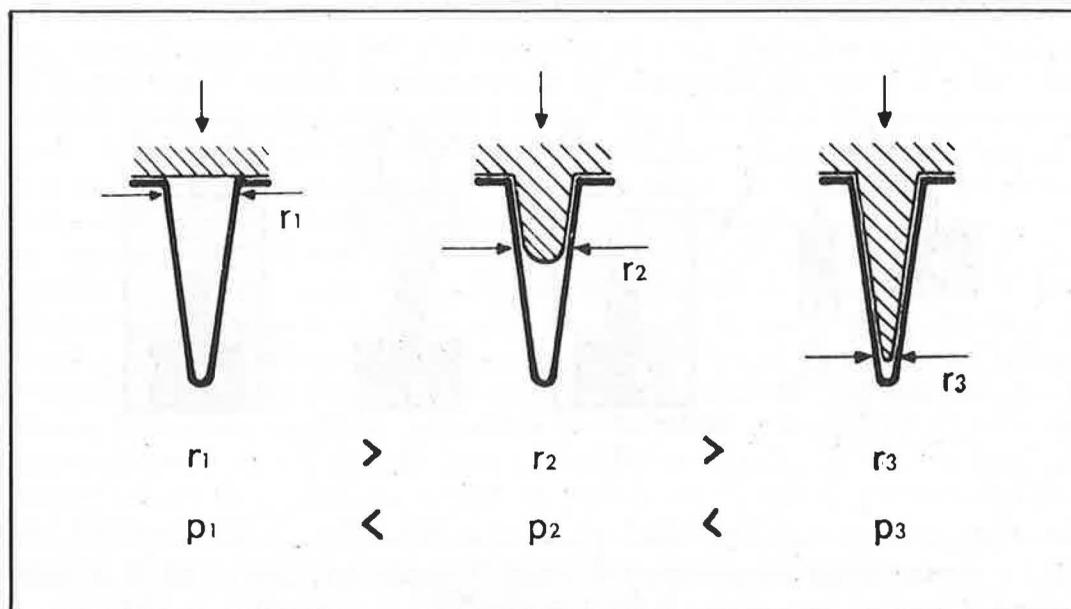


FIG. 1 — Penetrazione del mercurio sotto pressione.

Essendo la tensione superficiale del mercurio di 480 dine/cm^2 ed il suo angolo di contatto medio di 140° si ha che:

$$r = 75.000/P.$$

Sotto una pressione esterna di una atmosfera il mercurio penetra quindi nei pori aventi un raggio di 75.000 \AA ; applicando pressioni maggiori vengono via via riempiti i pori con un raggio sempre più piccolo. Con una pressione di 1000 atmosfere sono penetrati da mercurio i pori aventi un raggio di 75 \AA , con 2000 atmosfere quelli di $37,5 \text{ \AA}$.

La conoscenza della distribuzione dei pori minori si ottiene utilizzando uno degli apparecchi che sfruttano il metodo dell'adsorbimento che permettono di esplorare i pori aventi un raggio compreso fra 15 e 300 \AA .

La determinazione dei pori aventi un raggio superiore a 75.000 \AA fino a quelli visibili (750.000 \AA) deve essere fatta in depressione ciò che è possibile fare dopo avere disaereato il campione e prima di sottoporlo a pressione.

Vari sono i metodi usati per misurare la quantità di mercurio che penetra nei pori del campione sottoposto ad esame, ed altrettanti apparecchi sono stati costruiti. Quattro dei principali metodi usati sono stati riportati nella Fig. 2. Nel primo caso il mercurio viene pompato direttamente per mezzo di un pistone. Lo spostamento del pistone e la pressione esercitata letti ad intervalli danno rispettivamente il volume di mercurio penetrato e la grandezza dei pori. Gli altri tre metodi prevedono l'uso di un mezzo estraneo per trasmettere la pressione sulla massa del mercurio che ingloba il campione; essi si differenziano l'uno dall'altro per il sistema usato per individuare lo spostamento del mercurio; nel secondo tipo esso viene determinato elettricamente per mezzo di una resistenza; nel terzo caso direttamente con l'osservazione visiva e nel quarto mediante un dispo-

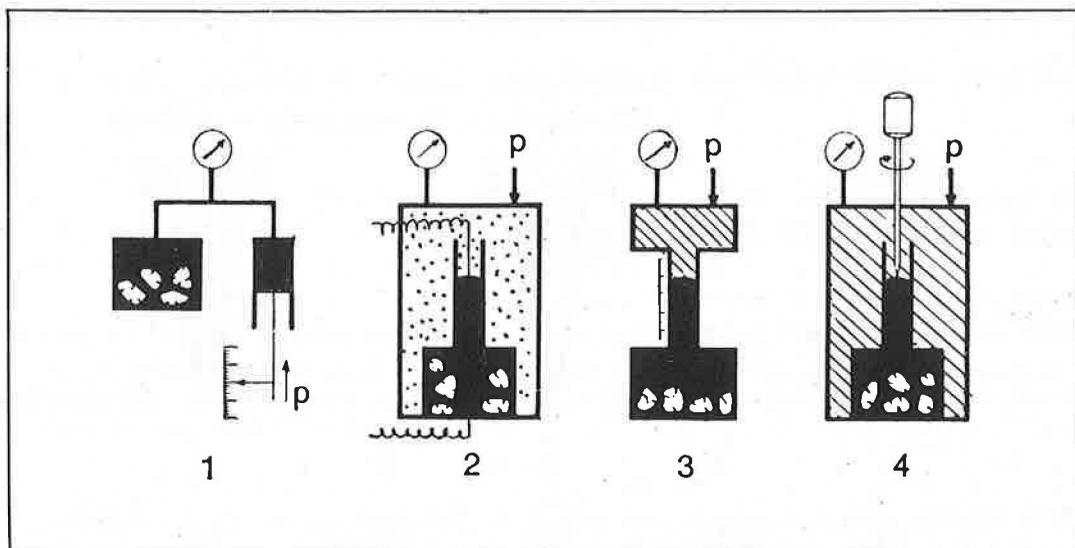


FIG. 2 — Principali metodi usati per misurare la quantità di mercurio che penetra nei pori di un campione sottoposto ad analisi.

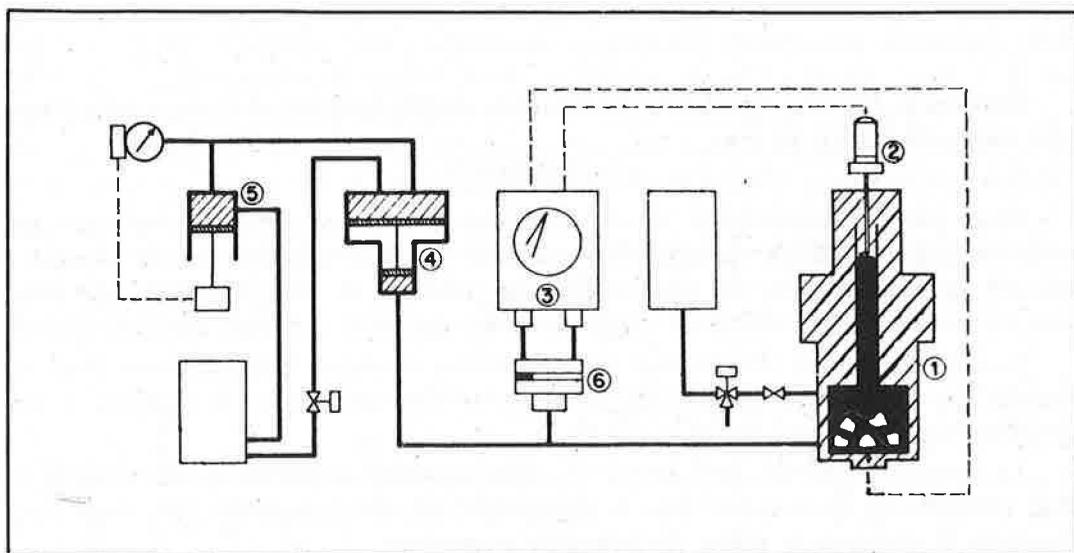


FIG. 3 — Schema del porosimetro a pressione di mercurio: (1) - autoclave; (2) - meccanismo di misura del livello di mercurio nell'autoclave; (3) - registratore di pressione con due scale; (4) - moltiplicatore di pressione; (5) - pompa ad olio a bassa pressione; (6) - valvola automatica di commutazione di scala del registratore di pressione.

sitivo elettromeccanico di tastaggio. A quest'ultimo tipo appartiene il porosimetro con il quale sono state eseguite le analisi dei campioni di suolo.

Nella Fig. 3 è riportato uno schema indicante il principio di funzionamento e le particolarità costruttive del porosimetro a pressione di mercurio usato.

Una quantità di campione da esaminare, oscillante fra 0,5 e 5 g, viene introdotta in un dilatometro di vetro alla cui sommità è posto un tubo a sezione interna costante ca-

librata. Mediante un dispositivo di riempimento, provvisto di una pompa a vuoto il campione viene disareato e quindi il dilatometro riempito con mercurio purissimo. Durante questa operazione è possibile mediante l'uso di un catetometro determinare il volume dei macropori aventi un raggio superiore a 75.000 \AA fino a 750.000 \AA . Il dilatometro viene quindi introdotto all'interno del dispositivo di misura costituito da una piccola autoclave alla cui sommità vi è un'asta di dimensioni tali da poter essere introdotta dentro il capillare contenente il mercurio. L'avanzamento di questa asta è comandato elettricamente da un motore sincrono che si ferma quando l'asta è in contatto con il mercurio. Ogni qual volta l'aumento di pressione provoca l'abbassamento della colonna di mercurio nel capillare, l'asta non è più in contatto con il mercurio, il reaty mette in marcia il motore fino a ripristinare il contatto. Contemporaneamente il registratore segna la pressione ed il volume di mercurio spostato, la pressione necessaria è ottenuta mediante un moltiplicatore di pressione formato da un sistema differenziale di due pistoni a sezione tale da avere un rapporto da uno a 100. Il pistone a bassa pressione viene azionato da olio che passa attraverso una pompa a pressione variabile che permette di regolare la velocità di aumento della pressione stessa a seconda della porosità del campione. L'alta pressione viene trasmessa al mercurio mediante alcool che è usato come liquido intermedio.

Il sistema di registrazione è dotato di due scale di misura: una da 0 a 100 kg cm^2 , l'altra da 0 a 1000 kg cm^2 , commutate automaticamente da una valvola.

Dal grafico fornito dall'apparecchio di registrazione si possono con un calcolo semplice ottenere dei valori che, trasferiti su una carta a scala semilogaritmica, danno la curva cumulativa della porosità; da questa si ottiene la percentuale di pori presenti in ciascuna sezione dell'intervallo.

Le curve cumulative dei sei campioni di suolo analizzati con il porosimetro a pressione di mercurio sono riportate nella Fig. 4. Esse mostrano che la porosità totale oscilla fra $0,069$ e $0,140 \text{ cm}^3/\text{g}$. Quattro di esse hanno un incremento abbastanza costante mentre la 1 e la 4 hanno rispettivamente: oltre il 65% dei pori con un raggio inferiore a 500 \AA , ed il 60% con raggio compreso fra 600 e 5000 \AA .

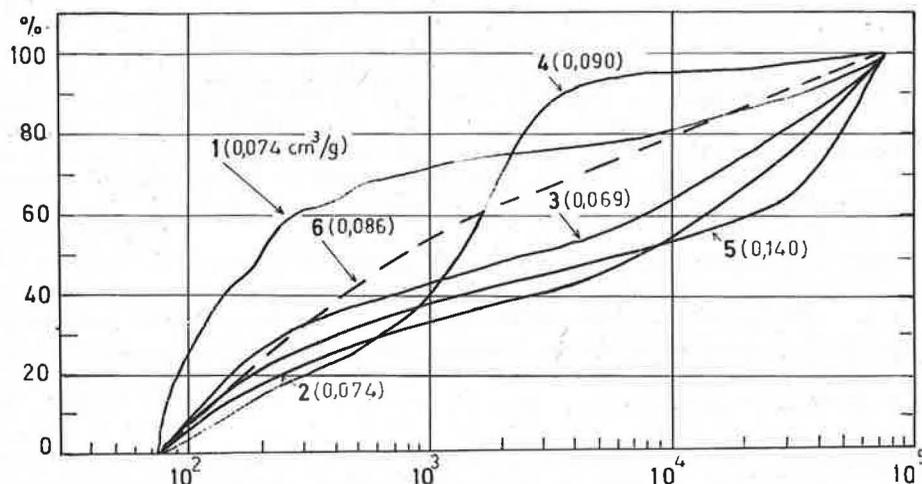


Fig. 4 — Curve cumulative dell'andamento della porosità in sei campioni di suolo analizzati con il porosimetro a pressione di mercurio.

L'esiguo numero di campioni esaminati non permette di trarre delle conclusioni generali sui principi che presiedono alle variazioni osservate, cosa che sarà possibile solo dopo un'indagine statistica compiuta su un numero molto maggiore di analisi, dato che l'apparecchio ha dimostrato di poter analizzare anche campioni di suolo.

Le critiche mosse da alcuni sul fatto che le elevate pressioni provochino una profonda frantumazione degli aggregati mi sembra che siano eccessive. E' bene a questo proposito ricordare che il campione è disareato, che alla pressione atmosferica il mercurio penetra già nei pori aventi un raggio di 75.000 \AA (uguale ad un diametro di 15μ) e che la pressione è idrostatica.

Sensibili errori possono verificarsi in seguito alla rottura di un esile setto di materiale che separa un poro sottoposto a pressione da un altro vuoto di dimensioni maggiori, oppure quando un poro relativamente grande si trova a monte di una strozzatura (effetto di steresi). Una di queste due situazioni sembra essere responsabile dell'andamento irregolare della curva corrispondente (Fig. 4) al campione 1 intorno a 180 ed a 400 \AA .

QUADERNI DE « LA RICERCA SCIENTIFICA »

Quaderni pubblicati:

- 1 — R. CONTI, D. GRAFFI & G. SANSONE — *The Italian contribution to the theory of non-linear ordinary differential equations and to non-linear mechanics during the years 1951-1961.* — (Roma, 1962), 24 p., 3 fig., bibl., L. 1000 (\$ 2.00).
- 2 — G. SANSONE & B. SEGRE — *Il Comitato Nazionale per la Matematica del CNR ed i suoi Gruppi di Ricerca Matematica nell'anno 1960-61.* — (Roma, 1962), 58 p., L. 1000 (\$ 2.00).
- 3 — B. SEGRE — *L'opera scientifica di Francesco Severi (13 aprile 1879-8 dicembre 1961).* In appendice: Parole pronunciate da W. Burau, L. Godeaux, W. Gröbner, G. U. Papi e L. Roth (27 aprile 1962). — (Roma, 1962), 60 p., 1 fig. (ritr.), bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 4 — C. MORELLI — *Nuove vie di ricerca aperte dalla fisica terrestre. I: Nell'atmosfera. II: Nella idrosfera. III: Nell'interno della terra.* — (Roma, 1962), 116 p., 55 fig. pt. color., 16 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 5 — C. ARNAUDI — *Le ricerche scientifiche promosse dal Comitato Nazionale per l'Agricoltura del CNR nell'anno 1960-61.* — (Roma, 1963), 280 p., 5 tab., bibl., L. 2500 (\$ 5.00).
- 6 — G. SANSONE & B. SEGRE — *Il Comitato Nazionale per la Matematica del CNR ed i suoi Gruppi di Ricerca Matematica nell'anno 1961-62.* — (Roma, 1963), 59 p., 4 tab., L. 1000 (\$ 2.00).
- 7 — U. CERLETTI, A. COSTA, F. MAROCCO, A. MASINI & M. MORTARA — *L'endemia di gozzo-cretinismo, oggi e sessanta anni fa: Rilievi nella Valtellina, nella Valle del Mera e nella Val Bisagno.* — (Roma, 1963), 36 p., 31 fig., 8 tab., bibl., L. 1000 (\$ 2.00).
- 8 — M. GIORGI — *Relazione sulla attività organizzativa, scientifica e didattica del Centro Nazionale per la Fisita dell'Atmosfera e la Meteorologia nell'esercizio 1961-62.* — (Roma, 1962), 63 p., ill., facs., bibl., L. 1000 (\$ 2.00).
- 9 — A. ROSSI-FANELLI & P. FASELLA — *Simposio Internazionale sugli Aspetti Biologici e Chimici della Catalisi da Piridossale, Roma, 25-31 ottobre 1962. Resoconto scientifico del Simposio.* — (Roma, 1963), 64 p., bibl., L. 1000 (\$ 2.00).
- 10 — C. M. LERICI — *Nuove applicazioni della scienza e della tecnica alla ricerca archeologica.* — (Roma, 1963), 59 p., 30 fig. pt. color., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 11 — E. R. CAIANIELLO et al. — *Ricerche teoriche e sperimentali di cibernetica, svolte nell'anno acc. 1961-62 nel Laboratorio di Cibernetica presso l'Istituto di Fisica Teorica dell'Università di Napoli, per conto del CNR.* — (Roma, 1964), 71 p., 16 fig., 7 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 12 — A. CARRELLI — *Le ricerche scientifiche promosse dal Comitato Nazionale per la Fisica nell'anno 1960-61.* — (Roma, 1964), 44 p., bibl., L. 1.200 (\$ 2.40).
- 13 — A. BIANCHI — *Le ricerche scientifiche promosse dal Comitato Nazionale per la Geografia, la Geologia e la Mineralogia del CNR nel quadriennio 1960-1963.* — (Roma, 1964), 263 p., 11 fig., 10 tab., bibl., L. 2400 (\$ 4.80).
- 14 — G. SANSONE — *Il Comitato Nazionale per la Matematica del CNR ed i suoi Gruppi di Ricerca Matematica nell'anno 1962-63.* — (Roma, 1964), 64 p., 8 tab., L. 1200 (\$ 2.40).
- 15 — R. CIFERRI — *Il cacao e la sua evoluzione.* — (Roma, 1963), 71 p., 40 fig. pt. color., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 16 — G. ALIVERTI — *Glaciologia.* — (Roma, 1964), 51 p., 12 fig. pt. color., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 17 — M. MELIS & L. ORCI — *La microscopia a contrasto di fase su ultrasezioni di tessuti e le sue applicazioni in biologia.* — (Roma, 1964), 52 p., 20 tav., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 18 — C. A. MUSES — *Systemic stability and cybernetic control: An introduction to the cybernetics of higher integrated behavior.* — (Roma, 1964), 71 p., 9 fig., 3 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 19 — M. MELIS & S. DE MARCO — *Il mixoma del cuore.* — (Roma, 1964), 39 p., 17 fig., 1 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 20 — A. GHIGI — *Osservazioni di un naturalista a Ceylon, Singapore, Australia, Nuova Zelanda ed Oceania.* — (Roma, 1965), 111 p., 19 fig., 69 fig. col., 7 tav. color., L. 3000 (\$ 6.00).

- 21 — M. GIORGI — *Relazione sull'attività organizzativa, scientifica e didattica del Centro Nazionale per la Fisica dell'Atmosfera e la Meteorologia nell'esercizio finanziario 1962-63.* — (Roma, 1964), 75 p., 1 fig., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 22 — G. POMESANO — *L'azienda e gli insediamenti rurali, con particolare riferimento alla Sardegna.* — (Roma, 1964), 36 p., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 23 — G. ARNAUDI — *Le ricerche scientifiche effettuate negli anni 1961-1963 e programmate per gli anni 1964-1967 dalle Imprese e Gruppi di Ricerca afferenti al Comitato Nazionale per l'Agricoltura del CNR.* — (Roma, 1964), 216 p., 11 tab., bibl., L. 2400 (\$ 4.80).
- 24 — F. DE CARLI — *Nuovi orizzonti nella tecnica siderurgica: Origine, sviluppo e prospettive della produzione di acciaio nel convertitore a ossigeno (LD).* — (Roma, 1964), 35 p., 16 fig. pt. color., 3 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 25 — G. MONTALENTI — *Le ricerche scientifiche promosse dalla Commissione di Studio per la Genetica (ora Centro Nazionale di Genetica) del CNR, dalla sua istituzione (20 luglio 1961) al 31 dicembre 1963.* — (Roma, 1964), 224 p., 61 fig., 4 tab., bibl., L. 2400 (\$ 4.80).
- 26 — L. MARZETTI — *Alterazioni della fibrinolisi in gravidanza.* — (Roma, 1964), 112 p., 61 fig., 4 tab., bibl. (Esaurito).
- 27 — A. GIUSTI BACULO — *Il 'verde' a Stoccolma: Studio architettonico e urbanistico.* — (Roma, 1965), 44 p.; 36 fig., 1 tab., L. 1200 (\$ 2.40).
- 28 — G. GENNA, et al. — *Antropologia morfologica e sierologia della Repubblica Centrafricana: N'Zakara, Baya, Banda, Fulbe Bororo, Babinga.* Studi compiuti dall'Istituto di Antropologia dell'Università di Roma. — (Roma, 1965), 104 p., 64 fig., 3 fig. color., 1 c. etnogr. color., 23 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 29 — M. A. ROLLIER — *Gli orientamenti attuali dell'impiego di un reattore nucleare nell'analisi per attivazione.* — (Roma, 1966), 48 p., 20 fig., 15 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 30 — V. CAGLIOTI — *Le ricerche scientifiche promosse dal Comitato Nazionale per la Chimica del CNR: Attività svolta nel periodo 1960-1963.* — (Roma, 1965), 396 p., 37 fig., 7 tab., bibl. (Esaurito).
- 31 — E. R. CAIANIELLO — *Cybernetics of neural processes: Course held at the International School of Physics, sponsored by NATO at the Istituto di Fisica Teorica, Università di Napoli, April 26 - May 13, 1962.* — (Roma, 1965), 396 p., 131 fig., 11 tab., bibl., L. 6000 (\$ 12.00).
- 32 — M. GIORGI — *Relazione sulla attività organizzativa, scientifica e didattica del Centro Nazionale per la Fisica dell'Atmosfera e la Meteorologia 'CENFAM' nell'esercizio finanziario 1963-64.* — (Roma, 1965), 84 p., bibl. (Esaurito).
- 33 — G. OCCHIALINI — *Congresso della Soc. Italiana di Fisica, Catania, ottobre 1964.* — (Roma, 1965), 116 p., 56 fig., 18 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 34 — M. GIORGI — *Relazione sulla attività, organizzativa, scientifica e didattica del Centro Nazionale per la Fisica dell'Atmosfera e la Meteorologia 'CENFAM' nell'esercizio finanziario 2° semestre 1964.* — (Roma, 1965), 75 p., bibl. (Esaurito).
- 35 — *I° Seminario sulla termodinamica ed elettrochimica dei sali fusi.* — (Roma, 1965), 56 p., 6 fig., 3 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 36 — *Stato delle conoscenze sul dimensionamento dei recipienti in pressione.* A cura del prof. FILIPPO MANNA. — (Roma, 1967), 264 p., 136 fig., 42 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 37 — *Report of the activities of the International Laboratory of Genetics and Biophysics: Naples, January 1st - December 31st, 1965.* — (Roma, 1967), 80 p., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 38 — *Sottocommissione per le Lagune e gli Stagni Costieri: Relazione sulla protezione delle lagune e degli stagni costieri della Penisola e delle Grandi Isole.* A cura del prof. GIUSEPPE MONTALENTI. — (Roma, 1967), 50 p., 1 fig., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 39 — A. STEFANON — *Alcuni moderni strumenti per la raccolta di campioni di fondo marino.* — (Roma, 1967), 28 p., 16 fig., bibl. (Esaurito).
- 40 — *Rapporto sulle Attività del Laboratorio Internazionale di Genetica e Biofisica, Napoli 1° gennaio - 31 dicembre 1966.* — (Roma, 1967), 87 p., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 41 — U. RATTI — *Synchronous machine models using feedback control.* — (Roma, 1967), 96 p., 38 fig., 6 tab., bibl., L. 1500 (\$ 3.00).
- 42 — R. SCHERHAG — *Die Verwendung der laufenden Satelliten Beobachtungen von «Essa 2» im Berliner Wetterdienst.* — (Roma, 1967), 28 p., 24 fig., L. 1200 (\$ 2.40).
- 43 — G. FEA & G. EVANGELISTI — 1) *Prima documentazione generale della situazione meteorologica relativa alla grande alluvione del novembre 1966* — 2) *Controllo del fiume Arno: Progetto preliminare.* — (Roma, 1968), 260 p., 11 fig., 111 tav., 7 tab., L. 3000 (\$ 6.00).

- 44 — M. GIORGI & I. YOKOYAMA — *Anomalies of geomagnetic variations observed at Maddalena Island, Sardinia, and their probable causes.* — (Roma, 1968), 27 p., 19 fig., 1 tab., bibl. L. 1200 (\$ 2.40).
- 45 — *52° Congresso della Società Italiana di Fisica: Sezione di Fisica Cosmica e Spaziale, Trieste, ottobre 1966.* — (Roma, 1968), 220 p., 115 fig., 20 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 46 — J. ROSINSKI — *Ice-forming nuclei and related aerosol studies.* — (Roma, 1968), 87 p., 44 fig., 11 tab., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 47 — *Atti del IV Convegno Nazionale della Società Italiana di Biofisica e Biologia Molecolare, Pavia, 5-6 maggio 1967.* — (Roma, 1968), 272 p., 124 fig., 32 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 48 — E. STINGHI, A. TOSCHI & F. CORBETTA — *Le Punte Alberete e la Valle del Lamone.* — (Roma, 1968), 24 p., 13 fig., 3 fig. color., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 49 — *Istituto di Ricerca sulle Acque (Rapporto n. 1).* — (Roma, 1968), 256 p., 104 fig., 50 tab., bibl. (Esaurito).
- 50 — *Incontro di studio per i «Problemi sperimentali dell'irrigazione», Bologna, 19-20 ottobre 1967.* A cura del prof. RAFFAELE BARBIERI. — (Roma, 1968), 176 p., 51 fig., 55 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 51 — F. M. MONTEVECCHI, R. FUMERO & U. F. TESLER — *Problemi di bioingegneria: Organi artificiali per la circolazione del sangue.* — (Roma, 1968), 39 p., 26 fig., 1 tab., bibl. (Esaurito).
- 52 — *Seminario sulla Meccanica della Frattura nei Recipienti in Pressione, Pisa, 9-10 giugno 1967 e 30 giugno-1° luglio 1967.* A cura del prof. ing. GIORGIO BARTOLOZZI. — (Roma, 1969), 136 p., 97 fig., 13 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 53 — A. L. KATRITZKY — *Alcuni progressi della chimica organica fisica dei composti eterociclici. Conferenze tenute nel marzo 1967.* — (Roma, 1968), 56 p., 27 fig., 17 tab., bibl., L. 1000 (\$ 2.00).
- 54 — P. BISOGNO — *Programma di sviluppo dei Servizi di documentazione ed informazione delle Stazioni sperimentali per l'Industria.* — (Roma, 1969), 231 p., 5 fig., 88 tab., bibl., L. 3000 (\$ 6.00).
- 55 — M. ATTOLINI, P. RANDI & G. TAGLIAVINI — *Un programma universale di graficazione.* — (Roma, 1969), 40 p., 3 fig., 6 tab., tav., L. 1000 (\$ 2.00).
- 56 — *Ricerche lisimetriche sui terreni tipici della Toscana litoranea.* A cura del prof. ORFEO TURNO ROTTINI. — (Roma, 1969), 76 p., 15 fig., 44 tab., bibl. (Esaurito).
- 57 — *V Convegno Nazionale della Società Italiana di Biofisica e Biologia Molecolare, Baia Domizia, 10-12 ottobre 1968.* — (Roma, 1970), 143 p., 29 fig., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 58 — *Istituto di Ricerca sulle Acque (Rapporto n. 2).* — (Roma, 1969), 606 p., 281 fig., 71 tab., bibl., L. 7000 (\$ 14.00).
- 59 — *Istituto di Fisica dell'Atmosfera (Rapporto n. 1).* — (Roma, 1969), 140 p., 13 fig., 3 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 60 — *Scienze sussidiarie dell'Archeologia.* A cura di GIUSEPPE DONATO. — (Roma, 1969), 88 p., 42 fig., 1 fig. color., bibl., L. 1500 (\$ 3.00).
- 61 — *Ricerche di tecnologia e strumentazione elettronica. Relazione finale del contratto CNR-CISE (agosto 1967-dicembre 1968).* — (Roma, 1970), 36 p., 12 fig., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 62 — M. MORTARA & R. RUBINO — *Cretinismo endemico. La malattia. I suoi aspetti neurologici.* — (Roma, 1970), 60 p., 26 fig., bibl., L. 1500 (\$ 3.00).
- 63 — M. BANDINI, E. MANFREDI, A. AMBROGI & A. C. ROSSI — *Programma di meccanizzazione integrale per le aziende agricole. (Relazione sul viaggio di studio compiuto negli Stati Uniti nel settembre 1968).* A cura del prof. A. C. ROSSI. — (Roma, 1970), 104 p., 22 fig., 1 fig. color., tab., L. 2000 (\$ 4.00).
- 64 — *Argomenti di Fisica Cosmica (Gruppi GIFCO del CNR).* A cura del prof. LIVIO SCARSI. — (Roma, 1970), 144 p., 71 fig., 18 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 65 — *Progress report 1969 of the Italian National Committee of I.B.P. and List of Biotopes.* — (Roma, 1970), 40 p., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 66 — G. O. PHILLIPS — *Radiation chemistry of Carbohydrates. (Fourth Periodical Seminar of the Laboratorio per lo Studio delle Proprietà Fisiche di Biomolecole e Cellule del CNR - Pisa).* — (Roma, 1970), 92 p., 13 fig., 6 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 67 — G. R. FREEMAN — *Radiation chemistry: «Ionic reactions and electrical conductance induced in liquids by radiation».* — (Roma, 1970), 64 p., 18 fig., 6 tab., bibl. (Esaurito).
- 68 — *Pulse radiolysis. (Conferenze tenute a Bologna nel periodo giugno-ottobre 1969).* — (Roma, 1970), 96 p., 40 fig., 3 tab., bibl. (Esaurito).
- 69 — *Aggiornamento delle conoscenze sul dimensionamento dei recipienti in pressione.* — (Roma, 1970), 171 p., 81 fig., 28 tab., bibl., L. 2500 (\$ 5.00).

- 70 — A. DENEGRI, R. FRASSETTO & R. MELONI — *Sistema elettronico della prima generazione di boe oceanografiche automatiche*. — (Roma, 1970), 52 p., 22 fig., 10 tav., 4 tav. pieg., L. 2.000 (\$ 4.00).
- 71 — *Ulteriori ricerche lisimetriche sui terreni tipici della Toscana litoranea*. A cura del prof. ORFEO TURNO ROTINI. — (Roma, 1971), 104 p., 27 fig., 89 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 72 — O. MAZZUCATO — *Le ceramiche ospedaliere*. — (Roma, 1971), 36 p., 26 fig., 2 tav., bibl., L. 1200 (\$ 2.40).
- 73 — *Relazione preliminare delle ricerche sulle popolazioni insulari compiute nel triennio 1965-1968*. A cura del prof. PASQUALE PASQUINI. — (Roma, 1971), 72 p., 1 fig., bibl. (Esaurito).
- 74 — *Libro bianco sulla natura in Italia. Commissione di studio per la Conservazione della Natura e delle sue Risorse*. A cura di L. CONTOLI & S. PALLADINO. — (Roma, 1971), 420 p., 71 fig., 15 tab., bibl., L. 5000 (\$ 10.00).
- 75 — *Stato delle ricerche nel settore fitopatologico nell'anno 1969*. A cura dei prof. A. CICCARONE & E. GALANTE. — (Roma, 1972), 118 p., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 76 — *Studi e contributi dell'Istituto di Psicologia del CNR (dal 1° gennaio 1969 al 31 dicembre 1970)*. A cura del prof. RAFFAELLO MISITI. — (Roma, 1972), 128 p., 1 fig., 7 tab., bibl. (Esaurito).
- 77 — *Note conclusive delle ricerche lisimetriche sui terreni tipici della Toscana litoranea*. A cura del prof. ORFEO TURNO ROTINI. — (Roma, 1972), 127 p., 41 fig., 115 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 78 — *Seminario sul dimensionamento dei recipienti in pressione, Napoli, 6-7 maggio 1968*. A cura del prof. ing. FILIPPO MANNA. — (Roma, 1973), 95 p., 46 fig., 1 tab., bibl., L. 2000 (\$ 4.00).
- 79 — *Incontro di studio sui « Problemi Agronomici dell'Irrigazione », Roma, 18-19 maggio 1970*. A cura di R. BARBIERI & P. TEDESCHI. — (Roma, 1973), 252 p., 77 fig., 118 tab., bibl., L. 3500 (\$ 7.00).
- 80 — *Il movimento dell'acqua nel terreno. Atti del Simposio della Società Italiana della Scienza del Suolo, Bari, 24 ottobre 1969*. — (Roma, 1973), 236 p., 154 fig., 12 tab., bibl., L. 3500 (\$ 7.00).

Redazione a cura di GISLANA SALUSTRI PERINI e PIER LUIGI BIZZARRI

Ufficio Pubblicazioni, CNR — Roma

Finito di stampare il 30 giugno 1973
