



انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد ، شماره ۹۶

زه کشی اراضی

(طرح و برنامه ریزی سیستمهای زه کشی در کشاورزی)

ترجمه و تدوین

دکتر امین علیزاده

استاد دانشگاه فردوسی مشهد

Smedema, Lambert

اسمیدما، لامبرت

زه‌کشی اراضی: طرح و برنامه‌ریزی شبکه‌های زه‌کشی رزایی. تألیف لامبرت اسمیدما و دیوید رای‌کرافت. ترجمه امین علیزاده. مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد، ۱۳۷۲.
۴۲۳ ع. م. مصور، نمودار، جدول، (انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد؛ ۹۶)

Land Drainage

عنوان اصلی:

کتابنامه: در پایان هر فصل.

۱. زه‌کشی، الف. رای‌کرافت، دیوید، نویسنده همکار. Rycroft, David W. ب. علیزاده، امین، مترجم. ج. عنوان. د. فروست.

S ۶۲۱/الف ۵۸

۲۹۸۰-۶۶ ک م د م

مشخصات:

نام کتاب: زه‌کشی اراضی (طرح و برنامه‌ریزی سیستم‌های زه‌کشی در کشاورزی)

ترجمه و تدوین: امین علیزاده

ناشر: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

تیراژ: ۲۰۰۰ نسخه

چاپ اول: تیر ماه ۱۳۶۶

چاپ دوم: آذر ماه ۱۳۷۰

چاپ سوم: خرداد ماه ۱۳۷۴

امور فنی و چاپ: مؤسسه چاپ و انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد

قیمت: ۶۲۰۰ ریال

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

فهرست مطالب

۱	پیشگفتار
۳	مقدمه مترجم
۵	بخش اول : مقدمه
۷	فصل ۱ : آب در خاک
۳۷	فصل ۲ : مقدمه ای بر زه کشی در کشاورزی
۴۹	بخش دوم : سیستمهای زه کشی
۵۱	فصل ۳ : سیستمهای زه کشی آب زیرزمینی
۸۷	فصل ۴ : سیستمهای زه کش سطحی
۱۰۹	فصل ۵ : سیستمهای زه کش اصلی
۱۲۹	بخش سوم : طرح و برنامه ریزی سیستمهای زه کشی
۱۳۱	فصل ۶ : اصول و عملیات زه کشی
	فصل ۷ : طرح سیستمهای زه کش لوله ای به منظور
۱۴۳	کنترل سطح آبهای زیرزمینی
۱۸۹	فصل ۸ : دبیهای طرح

۲۴۱	فصل ۹ : طراحی هیدرولیکی کانالهای زه کش و ابنیه های وابسته
۲۸۳	بخش چهارم : زه کشی به منظور کنترل شوری
۲۸۵	فصل ۱۰ : خاکهای شور
۳۱۵	فصل ۱۱ : شور شدن خاک در اثر آبیاری
۳۴۳	فصل ۱۲ : زه کشی در اراضی قاریاب
۳۶۱	بخش پنجم : مسایل متفرقه زه کشی
۳۶۳	فصل ۱۳ : نشت آب و مسایل مربوط به زه کشی
۳۸۱	فصل ۱۴ : زه کشی اراضی نارس
۳۹۳	بخش ششم : بررسیها
۳۹۵	فصل ۱۵ : بررسیهای کلی در طرحهای زه کشی
۴۰۷	فصل ۱۶ : تعیین ضریب هدایت هیدرولیکی خاک
۴۳۳	فصل ۱۷ : ارزیابی اقتصادی

پیشگفتار

با پیشرفتهایی که در ۲۰ الی ۳۰ سال اخیر در زمینه علوم فیزیک خاک و هیدرولوژی صورت گرفته است ، دانش و آگاهی ما درباره علل ، ماهیت و اثرات زیان آور آب مازاد در اراضی کشاورزی و روشهای جلوگیری و رهایی از این مشکل فزونی یافته است . به طوری که امروزه فن زه کشی اراضی از پایه های علمی قوی برخوردار است . وجود تعداد زیادی کتاب و مقاله علمی در این مورد گواه بر این مدعاست . از جمله می توان انتشارات انجمن زراعت امریکا (زه کشی زمینهای کشاورزی - ۱۹۵۷ و زه کشی برای کشاورزی ، ۱۹۷۴) ، انستیتوی بین المللی عمران اراضی در واخنین گن (اصول و کاربردهای زه کشی ، ۴ جلد ۷۴-۱۹۷۲) و مجموعه مقالات گردهمایی بین المللی زه کشی (۱۹۷۹) و سازمان خوابار و کشاورزی جهانی را نام برد .

این کتاب به عنوان یک کتاب درسی دانشگاهی برای دانشجویان دوره لیسانس و فوق لیسانس مهندسی آبیاری ، کشاورزی و یا عمران که درس زه کشی را می گذرانند تهیه شده است . توصیه می شود مطالب کتاب به همان ترتیبی که نوشته شده است مورد مطالعه قرار گیرد . زه کشی اراضی را می توان شاخه ای از علم فیزیک خاک و هیدرولوژی کاربردی دانست . ارائه مطالب در این کتاب به روش تحلیلی است . این امر باعث می شود تا دانشجو به درستی دریابد که در طی مراحل مختلف فرایند زه کشی از نظر فیزیکی (و یا شیمیایی) چه اعمالی اتفاق می افتد . درك صحیح مطالب در تشخیص و حل مسایل زه کشی کمک شایانی می کند . کتاب شامل شش بخش زیر است .

بخش اول - کلیات روابط آب و خاک (مقدمه)

بخش دوم - شبکه های زه کش

بخش سوم - طرح و برنامه ریزی شبکه های زه کش

بخش چهارم - زه کشی زمینهای شور

بخش پنجم - مسایل متفرقه زه کشی

بخش ششم - بررسیها

تا حد امکان سعی شده است اکثر مطالب کلاسیک زه کشی در کتاب گنجانده شود . به زه کشی اراضی سنگین و همچنین زه کشی در اراضی شور نیز توجه شده است .

قسمت اعظم دانش و تجربه زه کشی مؤلفان در طی کار با مهندسین مشاور یوروکنسالت (اسمیدما) و سرمک دونالد و شرکاء (رای کرافت) کسب شده است . اما همکاری با گروه مهندسی دانشگاه دلفت (اسمیدما) و دانشگاه سوتمپتون (رای کرافت) و استفاده از نظرات همکاران دانشگاهی نیز در تدوین کتاب بی اثر نبوده است .

هرچند زه کشی هنوز در کشورهای در حال رشد جایگاه خاص و قابل اهمیتی ندارد ولی بدون شک نقش بسزایی در افزایش تولیدات کشاورزی برعهده دارد .

امید است این کتاب بتواند در امر تدریس و کاربرد زه کشی در تمامی کشورهای جهان مؤثر واقع گردد .

لامبرت اسمیدما

دیوید رای کرافت

مقدمه مترجم

اغلب چنین تصور می شود که در کشوری مانند ایران با سرزمینی پهناور ، خاک را نمی توان به عنوان عامل محدودکننده در تولیدات کشاورزی به حساب آورد . براساس همین تصور مسأله احیای اراضی و زه کشی آن طور که باید مورد توجه قرار نگرفته است . البته درست است که اکثر خاکهای ایران به طور طبیعی دارای وضعیتی مناسبی از نظر زه کشی عمقی می باشند ، لکن موارد بسیاری نیز مشاهده می شود که در آنها اراضی به طور موقت یا دائم زه دار بوده و امکان کشت و کار در آنها هیچ یا به طور کلی کم است . این گونه اراضی فقط در صورتی قابل استفاده خواهند بود که عملیات زه کشی در آنها به اجرا در آید . همچنین بهره برداری مجدد از خاکهایی که مورد استفاده ممتد و آبیاری مداوم قرار داشته و بخصوص مناطقی که خاک شور و سدیمی دارند مستلزم اعمال روشهای مناسب زه کشی و اصلاح اراضی خواهد بود . اهمیت مسأله در شرایط آبیاری با آب شور و یا در اراضی ساحلی که تحت تاثیر جزر و مد دریا قرار دارند بعد و سیعتری پیدا می کند . انجام هرگونه عملیات زه کشی چه در طرحهای آبیاری و زه کشی و چه به منظور رفع مشکلات موضعی و موقت ناشی از وجود آب اضافی ، منوط به آشنایی کامل با اصول علم زه کشی است .

در این کتاب زه کشی اراضی با تاکید بر طرح و برنامه ریزی آن مورد بحث و بررسی قرار گرفته است . ارائه مطالب به نحوی پیش بینی شده تا جوابگوی نیازهای مهندسان طراح و

دانشجویان رشته های مهندسی آبیاری و عمران در این زمینه باشد . البته با توجه به این که زه کشی در ارتباط نزدیک با علوم کاربردی فیزیک خاک ، هیدرولوژی و هیدرولیک است لذا استفاده کنندگان کتاب ، علی الاصول آشنایی کافی به موضوعات مورد بحث در علوم فوق الذکر را خواهند داشت .

به لحاظ کاربرد واژه های فنی ، نظر به این که متون موجود در زمینه زه کشی به زبان فارسی تاکنون کلاً محدود به کتبی است که توسط آقایان دکتر بای بوردی و دکتر فرداد تألیف و ترجمه شده اند ، لذا در حد امکان از واژه های به کار برده شده در آن کتابها استفاده شده است . فرهنگ فنی آبیاری و زه کشی ، از انتشارات کمیته ملی آبیاری و زه کشی ایران نیز به عنوان مرجع در این زمینه مورد استفاده بوده است . همچنین فرهنگ واژه های هیدرولوژی که توسط طرح استانداردهای صنعت آب وزارت نیرو منتشر شده است مورد استفاده قرار گرفته است .

امید است کتاب حاضر بتواند در بالا بردن سطح آگاهی دانشجویان و کارشناسان در زمینه زه کشی مفید واقع شود . ضمناً پیشنهاد و راهنمایی های خوانندگان محترم به منظور رفع نارسایی ها و اشتباهات احتمالی موجب تشکر و سپاس خواهد بود . لازم می دانم از همکاران آقای دکتر ضیاء تبار احمدی استاد محترم دانشکده کشاورزی ساری و آقای مهندس منصور صادقی عطار که چاپ اول کتاب را به دقت مطالعه و موارد زیادی را از نظر تصحیح یادآوری نموده بودند تشکر نمایم .

امین علیزاده

۱۳۷۳

بخشِ اوّل

مقدمه



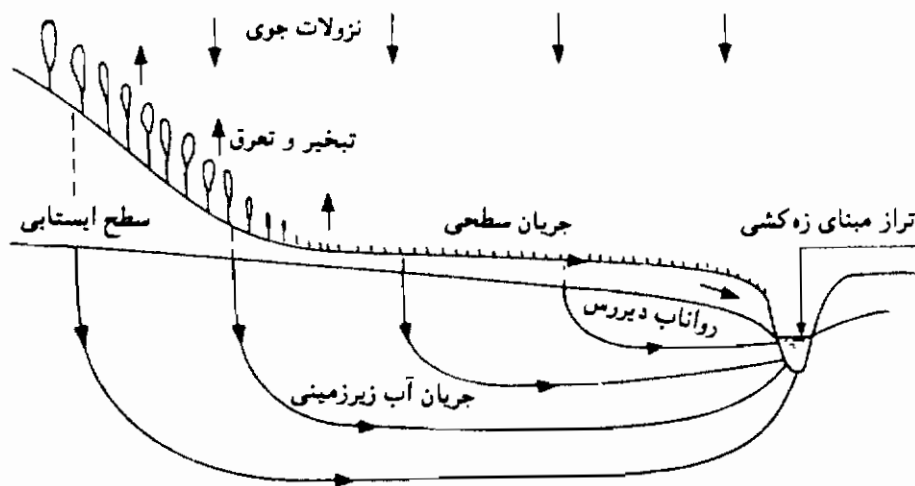
فصل اول

آب در خاک

طراحی و اجرای هر طرح زه‌کشی کشاورزی، مستلزم شناخت ماهیت و چگونگی حرکت آب و فرایندهای هیدرولوژیک وابسته به آن است. براساس این ضرورت موضوع به اختصار در این فصل مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱-۱ چرخه هیدرولوژی یا گردش آب در طبیعت

در شکل ۱-۱ اجزای مختلف چرخه هیدرولوژی (hydrological cycle) در رابطه با موضوع زه‌کشی نشان داده شده است.



شکل (۱-۱) اجزاء اصلی چرخه هیدرولوژی

از مقدار آبی که به صورت نزولات جوی یا آبیاری به سطح زمین می‌رسد، قسمتی در خاک نفوذ (infiltration) می‌نماید که جزئی از آن در لایه سطحی خاک نگهداری می‌شود (soil moisture storage) و جزء دیگر به اعماق فرو رفته (deep percolation) موجب تغذیه آبهای زیرزمینی می‌گردد (ground water recharge).

آن قسمت از نزولات جوی که نمی‌تواند به داخل خاک نفوذ نماید، ابتدا گودالهای کوچک سطح زمین را پر نموده و مازاد آن به صورت جریان سطحی (overland flow) در امتداد شیب زمین جاری می‌شود. این آبها سرانجام از طریق زه کشهای طبیعی یا مصنوعی وارد زه کش اصلی و در نهایت نقطه خروجی می‌شود. تا زمانی که آب در مرحله انتقال به طرف زه کش اصلی است (آب در حال حرکت در سطح زمین و زه کشها) به آن ذخیره یا نگهداشت سطحی (surface retention) گفته می‌شود اما به مجرد این که وارد سیستم زه کش اصلی گردید به آن رواناب سطحی (surface run off) اطلاق می‌شود.

تغذیه آب زیرزمینی باعث بالا آمدن سطح ایستابی (water table) می‌شود. چنانچه این سطح بالاتر از تراز مبنای زه کشی منطقه باشد شیب هیدرولیکی ایجاد شده و جریان آب زیرزمینی به داخل زه کش برقرار می‌گردد. بخشی از آبی که به داخل زمین نفوذ می‌کند قبل از رسیدن به سطح ایستابی در بالای آن به صورت رواناب دیررس یا جریان زیر بستری (inter-flow) به سمت زه کش منطقه به راه می‌افتد.

مقداری از آب بارندگی به صورت تبخیر از سطح خاک یا تعرق از سطح گیاهان مستقیماً خارج می‌گردد که به مجموع آنها تبخیر و تعرق گفته می‌شود. نفوذ عمقی و تبخیر و تعرق باعث خارج شدن رطوبت از خاک شده، در حالی که بارندگی موجب تغذیه مجدد آن می‌گردد.

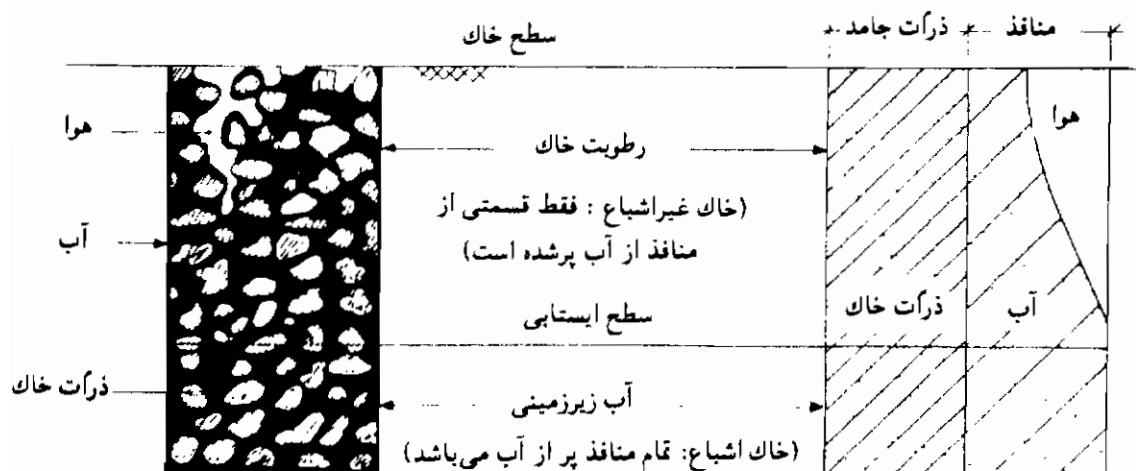
۱-۲- چگونگی موجودیت آب در خاک

شکل ۱-۲- فرمهای مختلف وضعیت آب در خاک را نشان می‌دهد.

آب زیرزمینی

آب زیرزمینی به آبهایی اطلاق می‌شود که منافذ لایه‌های متخلخل پوسته سطح زمین را پر می‌نماید. به این لایه‌ها آبخانه یا اکویفر (سفره آب، یا دایره آبدار) گفته می‌شود (aquifer). آب

موجود در این لایه ها ممکن است تحت فشار نرمال استاتیک یا دینامیک آب بوده (آزاد) یا آن که فشار اضافی بر آنها وارد آید . حالت اخیر زمان اتفاق می افتد که لایه آبدار بین دو لایه غیر قابل نفوذ محصور شده باشد . این نوع لایه ها را **لایه های محصور**، (confined) نامند . در اعماق مختلف زمین می توان انواع لایه های مذکور را مشاهده نمود . در مسائل مربوط به زه کشی زراعی عمدتاً با لایه هائی سرو کار داریم که در آنها آب زیرزمینی آزاد و سطح ایستابی در عمق نسبتاً کمی از سطح زمین قرار گرفته است . به این نوع لایه ها **آب آزاد زیرزمینی**، (phreatic ground water) گفته می شود . البته لایه های تحت فشار ، که در عمق بیشتری از سطح زمین قرار گرفته اند نیز گاهی اوقات از نظر کشاورزی مسأله مهمی است که در بخشهای بعدی کتاب مورد بررسی قرار خواهد گرفت .



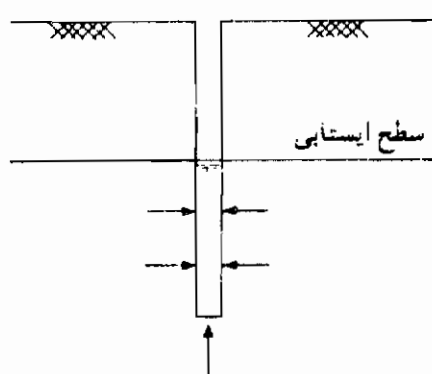
شکل (۱-۲) چگونگی موجودیت آب در خاک

در اکثر اراضی کشاورزی سطح آزاد آب زیرزمینی را می توان در عمق کم یا زیاد مشاهده کرد . اگر این عمق در حدود ۲۰ تا ۵۰ متری باشد مشکلی را ایجاد نخواهد کرد . در بسیاری از مناطق مرطوب نیز اگر خاک زراعتی روی لایه های قابل نفوذ واقع شده باشد مشکلی وجود نخواهد داشت . لکن اگر سطح آب زیرزمینی در عمق کمتر از ۵ تا ۱۰ متر قرار گرفته باشد در این صورت زه دار شدن اراضی کشاورزی ایجاد اشکال خواهد نمود . این وضعیت غالباً زمانی اتفاق می افتد که تغذیه آب زیرزمینی زیاد (بارندگی فراوان یا نفوذ زیاد آب آبیاری و غیره) و زه کشی طبیعی آب زیرزمینی ضعیف باشد .

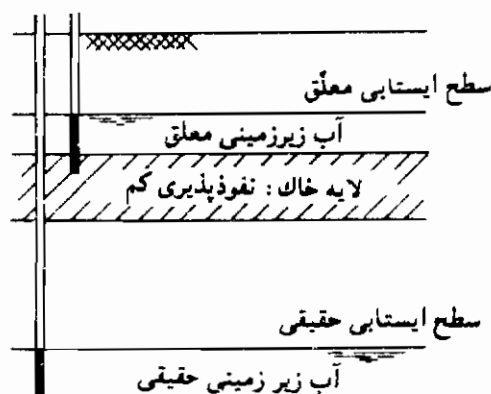
سطح ایستابی (سطح آزاد)

سطح ایستابی حدفاصل بین منطقه آب زیرزمینی و منطقه غیراشباع خاک است. برای مشاهده آن کافی است چاهکی در خاک حفر شود، محلی که آب در داخل چاهک بحال تعادل قرار می گیرد موقعیت سطح ایستابی است. برای اندازه گیری تراز سطح آب بهتر است لوله مشبکی را در داخل چاهک قرار داد تا ریزش خاکهای اطراف موجب پر شدن آن نشود (به شکل ۱-۳ الف رجوع کنید).

چنانچه نفوذ عمقی آب به وسیله کفه های سخت و نفوذ ناپذیر سد شود لایه هائی آبداری ایجاد می گردد که به آنها **آبهای زیرزمینی معلق یا سوار (perched)** گفته می شود (شکل ۱-۳ ب). این سفره ها موقتی بوده و بتدریج آب آنها به اعماق نفوذ کرده یا از طریق جریانهای جانبی خارج می شود. اما گاهی اوقات نیز برای مدت بسیار طولانی باقی مانده، مسائل حادی را از نظر زه کشی ایجاد می کند. سفره های معلق را نیز می توان با حفر چاهک به شرط این که چاهک لایه غیرقابل نفوذ را به طور کامل قطع ننماید تشخیص داد.



(الف) چاهک مشاهده سطح ایستابی



(ب) آب زیرزمینی معلق

شکل (۱-۳) سطح ایستابی در خاک

رطوبت خالد

در منطقه غیراشباع بالای سطح ایستابی تمامی منافذ خاک از آب پر نبوده بلکه قسمتی از آن را هوا فرا گرفته است. آب موجود در خاک را در این منطقه، **رطوبت خالد** نامند. رطوبت خاک ثابت نبوده بلکه در عمقهای مختلف و در زمانهای مختلف متغیر است. اگر خاکی را

در نظر بگیریم که سطح ایستابی در آن در عمق تقریبی ۳ متری قرار گرفته باشد، نمیرخ رطوبت در آن، بلافاصله پس از یک دوره بارندگی، مطابق شکل ۱-۲ خواهد بود. به طوری که در این شکل ملاحظه می شود بلافاصله در بالای سطح ایستابی لایه نازکی از خاک وجود دارد که به دلیل صعود موئینه ای، تمام فضاهای آن را آب پر نموده و به صورت اشباع درآمده است. این لایه را **نوار موئینه ای** (capillary fringe) گویند. گرچه نوار موئینه ای نیز مانند منطقه آب زیرزمینی در حالت اشباع می باشد ولی برخلاف آب زیرزمینی (که در آن فشار مثبت است)، فشار آب در نوار موئینه ای منفی است.

۱-۳ فشار آب در خاک

فشار که حاصل بخش نیرو بر سطح مقطع است معمولاً با علامت P نشان داده می شود. در آحاد بین المللی واحد نیرو نیوتن (نیروئی که بتواند جرم یک کیلو گرم را با شتاب یک متر بر مجذور ثانیه به حرکت در آورد) و واحد فشار، پاسکال (نیوتن بر متر مربع) است. در سیستم آب و خاک غالباً فشار بر حسب ارتفاع آب یا ارتفاع هیدرولیکی (hydraulic head) و یا به طور اختصار ارتفاع (head) نیز توصیف می گردد که:

$$(1-1) \quad p \times \rho_w \times g = p \text{ (بر حسب متر)} \quad p \text{ (بر حسب پاسکال)}$$

در این فرمول $\rho_w =$ چگالی آب ($\sim 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$) در شرایط نرمال دمای خاک

$$g = \text{شتاب ثقل زمین} (\sim 9.8 \text{ m.sec}^{-2})$$

در فشارهای زیاد می توان از واحدهای **بار** (bar) و **اتمسفر** نیز استفاده نمود.

$$10^5 \text{ Pascal} = \text{یک بار (1 bar)}$$

$$1.0132 \text{ bar} = \text{یک اتمسفر}$$

و یا به طور تقریب:

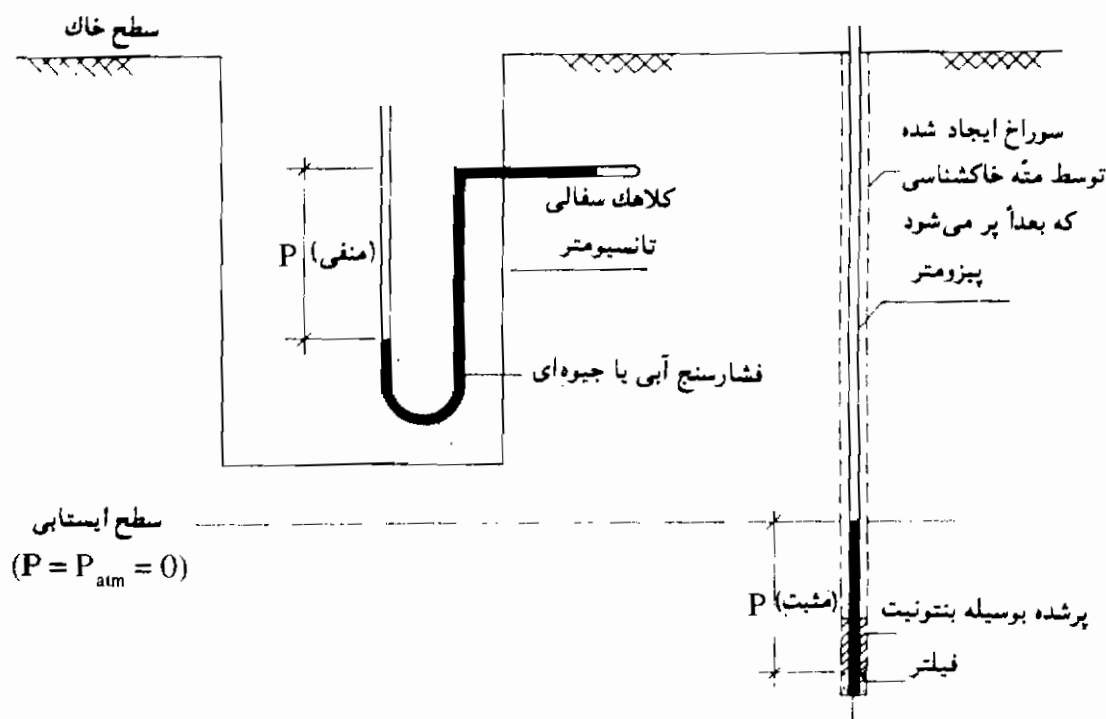
$$(\text{متر ارتفاع آب}) \times 10 = \text{یک اتمسفر} = \text{یک بار}$$

برای نشان دادن فشار منفی رطوبت خاک از واژه مصطلح pF استفاده می شود که مقدار آن برابر است با:

$$pF = \log_{10}|P| \quad (p \text{ بر حسب سانتی متر ارتفاع است})$$

فشار در زیر سطح ایستابی

مقدار فشار در سطح ایستابی همواره برابر فشار اتمسفر ($P = P_{atm}$) است ولی در زیر سطح ایستابی، فشار در هر نقطه برابر است با فشار اتمسفر به اضافه فشاری معادل ستون آبی که در بالای آن نقطه قرار گرفته است. بنابراین در زیر سطح ایستابی فشار بزرگتر از فشار اتمسفر می باشد ($P > P_{atm}$ اگر $P_{atm} = 0$ فرض شود). فشار هیدرواستاتیک آب زیرزمینی را می توان به وسیله پیزومتر، (piezometer) همان طور که در شکل ۱-۴ نشان داده شده است اندازه گیری کرد.



شکل (۱-۴) اندازه گیری فشار آب در خاک

فشار در بالای سطح ایستابی

در بالای سطح ایستابی دو نوع نیرو به شرح زیر حکمفرما است؛

الف- نیروهای موئینه ای (کاپیلاری): این نیرو اساساً به دلیل نیروهای کشش سطحی است که بستگی به چسبندگی (adhesion) بین مولکولهای آب و خاک و کوچک بودن منافذ خاک دارد. به دلیل وجود نیروهای کاپیلاری، سطح آب در داخل لوله های موئین هلالی شکل است. مقدار فشار در زیر سطح هلالی شکل منفی است و هرچه انحناى هلال بیشتر باشد (شعاع انحناء

کوچک باشد) مقدار فشار منفی افزایش می یابد. فشار آب در زیر سطح هلالی شکل را فشار موئینه ای نامند که مقدار آن برابر است با:

$$P_{cap} = \frac{-2\tau}{R\rho_w g} \quad (2-1)$$

که در آن P_{cap} = فشار موئینه ای (متر ارتفاع آب)

τ = کشش سطحی (0.073 نیوتن بر متر $N.m^{-1}$ برای آب در $15^\circ C$)

R = شعاع انحنای هلال سطح آب (m)

ρ_w = چگالی آب ($\cong 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$)

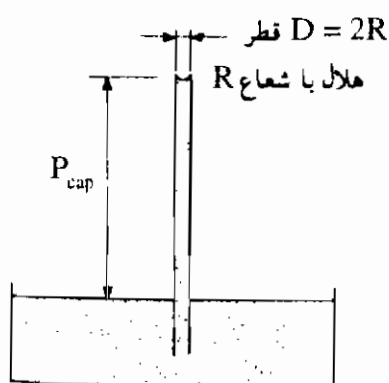
g = شتاب ثقل زمین ($\cong 9.8 \text{ m.sec}^{-2}$)

در یک منفذ خالی شعاع هلال آب می تواند حداکثر، برابر شعاع منفذ باشد در این حالت؛

$$P_{cap} = \frac{-4\tau}{D\rho_w g} \quad (3-1)$$

که D قطر منفذ است. مقدار P_{cap} به طور تقریب برابر است با $P_{cap} = -3000/D$. در این فرمول D بر حسب میکرون و P_{cap} بر حسب سانتی متر می باشد. اثر نیروهای کشش سطحی و صعود آب در لوله های باریک در شکل ۱-۵ نشان داده شده است.

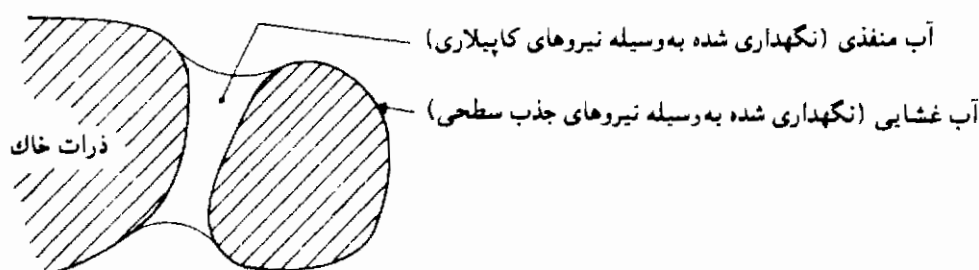
بد نیروهای جذب سطحی: این نیروها شامل نیروهای وان دروال (Van der Waals) و الکترواستاتیک می باشد که به وسیله ذرات باردار کلوئیدی به آب وارد می آید.



شکل (۱-۵) اثر کشش سطحی در لوله های موئین

نیروهای جذب سطحی و کاپیلاری باعث می شوند رطوبت یا آب موجود در خاک به ذرات تشکیل دهنده خاک چسبیده و در آن نگهداری شوند (شکل ۱-۶) به طوری که قوه ثقل

بر آن مؤثر نبوده و در بالای سطح ایستابی ثابت باقی می ماند . فشار آب در خاک مرطوب منفی است ($P < P_{atm}$) . مجموعه ذرات خاک و رطوبت موجود در آن را **ماتریکس خاک** (soil matrix) نامند . همچنین به فشار منفی رطوبت خاک **تشن** (tension) یا مکش (suction) نیز گفته می شود که مقدار آن به وسیله **تانسیومتر** (tensiometer) اندازه گیری می شود . در واقع **تانسیومتر مکش ماتریک** (matric suction) را که به وسیله نیروهای کاپیلاری و جذب سطحی ایجاد می گردند اندازه گیری می کند (شکل ۱-۴) . همان طور که به فشار مثبت زیر سطح ایستابی **فشار پیزومتریک** گفته می شود فشار منفی بالای سطح ایستابی را هم **فشار تانسیومتریک** نامند .



شکل (۱-۶) رطوبت خاک که به وسیله نیروهای جذب سطحی و موئینگی در آن نگهداری می شود .

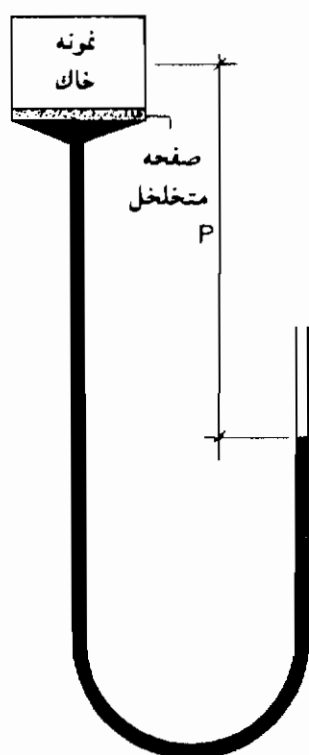
در خاکهای شور باید **لیروهای اسمزی** را که از طرف نمک به آب وارد می شود نیز در نظر گرفت . اثر این نیروها در خاک غیر اشباع به مراتب بیشتر از اثر آن در خاک اشباع است . زیرا غلظت نمک در شرایط غیر اشباع زیاده از حالت اشباع است .

۱-۴ خصوصیات رطوبتی خاک

رابطه بین مقدار رطوبت خاک (θ) و مکش ماتریک (P) را **منحنی رطوبتی خاک** گویند که اگر به صورت منحنی ترسیم شود **منحنی مشخصه رطوبتی خاک** نامیده می شود . چنانچه مقدار رطوبت بجای (P) نسبت به (pF) رسم شود به آن **منحنی نگهداری رطوبت در خاک**، (retention curve) گفته می شود .

منحنی مشخصه رطوبتی خاک را می توان در آزمایشگاه از طریق قرار دادن یک نمونه خاک تحت مکشهای مختلف (شکل ۱-۷) به دست آورد . در ابتدا نمونه خاک اشباع است و مقدار مکش در آن صفر می باشد ($P_0 = 0 \text{ cm} ; \theta_0 = \theta_{sat}$) . پس از آن که مکش به اندازه P_1 افزایش داده

شد آب موجود در برخی از منافذ خارج می گردد (مثلاً اگر $P_1 = -100 \text{ cm}$ باشد برطبق معادله ۱-۳ تمام آب موجود در منافذی که قطر آنها بزرگتر از ۳۰ میکرون است خارج می گردد). وقتی خارج شدن آب از نمونه در این حالت متوقف شد، مقدار رطوبت خاک اندازه گیری می شود. این مقدار، رطوبتی است که تحت مکش P_1 در خاک باقی می ماند. هرچه مکش افزایش یابد آب از منافذ کوچکتر نیز خارج می گردد. اگر در یک دستگاه محور مختصات مقادیر θ و P نسبت بهم رسم شوند، منحنی مشخصه رطوبتی خاک مطابق شکل (۱-۸) به دست می آید.



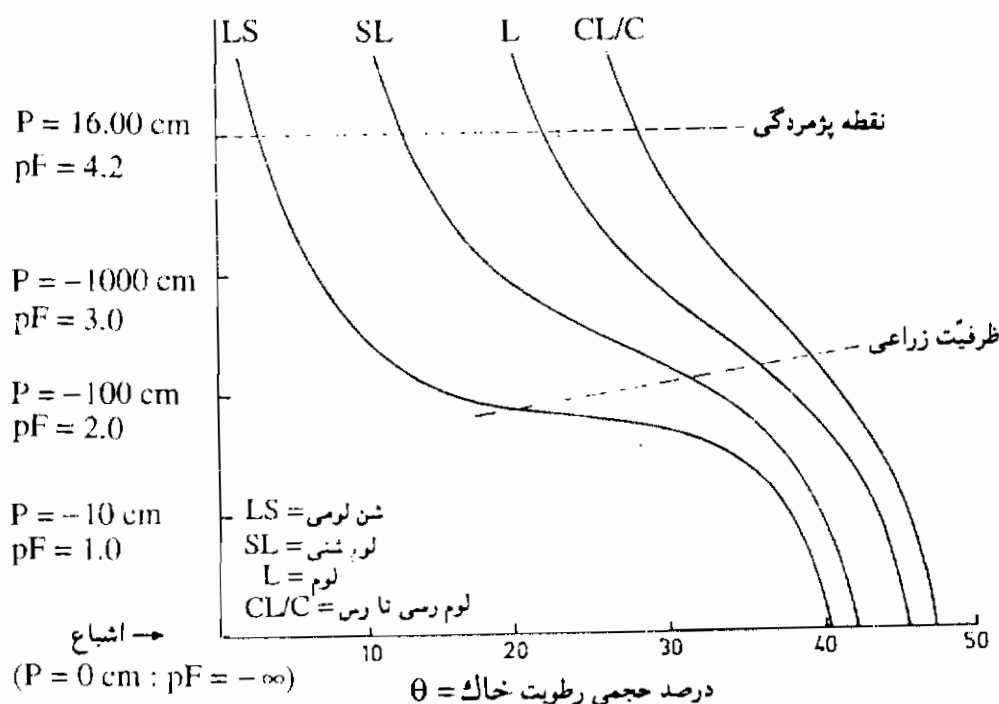
توجه: دستگاه «صفحه مکش» برای فشارهای $P > -500 \text{ cm}$ قابل استفاده است. برای فشارهای پایین تر باید از دستگاه صفحات فشاری استفاده کرد.

شکل (۱-۷) دستگاه صفحه مکش که در تعیین منحنی نگهداری رطوبت در خاک استفاده می شود.

توجه: منحنی $P - \theta$ را می توان با شروع از یک نمونه خاک خشک و اضافه کردن تدریجی آب به نمونه (مرطوب کردن آن) نیز به دست آورد. البته در مورد یک نوع خاک اگر منحنی $P - \theta$ را به دو طریق فوق به دست آوریم این دو برهمدیگر منطبق نخواهند بود ولی برای هدفهای زه کشی روش خشک کردن مناسبتر است.

اگر به شکل ۱-۸ توجه شود ملاحظه می گردد که منحنی مشخصه رطوبتی در خاکهای مختلف

با همدیگر متفاوت است. در خاکهای شن لومی (LS)، منافذ عمدتاً نه ریز هستند و نه درشت، در این خاکها تا مکشهای کمتر از ۸۰-۷۰ سانتی متر مقدار رطوبت خاک تغییر زیادی نمی کند. سپس با کمی افزایش در pF مقدار درصد رطوبتی که در خاک نگهداری می شود به سرعت تقلیل پیدا می کند و با توجه به این که سطوح کلونیدی این خاکها کم است مقدار رطوبتی که در مکشهای زیاد ($pF > 3$) در خاک باقی می ماند بسیار کم است. برعکس در خاکهای رسی و لوم رسی سطوح کلونیدی زیاد بوده و تحت مکشهای بالا نیز مقدار زیادی رطوبت در خاک باقی می ماند. خاکهای لومی و لوم شنی در موقعیتی بین این دو قرار می گیرند.



شکل (۱-۸) منحنیهای نگهداری رطوبت در خاک

منحنی مشخصه رطوبتی خاک نه تنها به بافت خاک بلکه به ساختمان آن نیز بستگی دارد. خاکی که ساختمان آن خوب باشد دارای انواع منافذ کوچک و بزرگ است در صورتی که در خاکهایی که ساختمان بدی دارند منافذ بزرگ کم وجود دارد و تحت مکشهای زیاد نیز رطوبت خود را از دست نمی دهند.

۱-۵ پتانسیل آب در خاک

پتانسیل آب خاک (ψ) در یک نقطه از سیستم آب و خاک عبارت است از مقدار کار

(انرژی) لازم برای آن که یک واحد جرم آب را از وضعیتی که به عنوان مرجع انتخاب کرده ایم حرکت داده و به آن نقطه برسانیم. معمولاً پتانسیل به ازای هر واحد وزن آب توصیف می گردد. در سیستم آب و خاک وضعیتی را که به عنوان مرجع انتخاب می کنیم سطح ایستابی است. در این سطح، پتانسیل آب خاک صفر می باشد ($\varphi = 0$ و $P_{\text{atm}} = 0$). اگر در محل، سطح ایستابی وجود نداشته باشد، یک سطح آزاد آب فرضی به عنوان مرجع در نظر گرفته می شود.

$$\text{مسیر طی شده (L) } \times \text{ نیرو (F) } = \text{ انرژی (E)}$$

$$\text{مسیر طی شده (L) } \times \text{ شتاب (a) } \times \text{ جرم (M) } =$$

در سیستم آحاد بین المللی، واحد نیرو نیوتن ($\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-2} = \text{kg} \times \text{m} \cdot \text{sec}^{-2} = \text{F} = \text{M} \times \text{a}$) و واحد انرژی ژول ($\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sec}^{-2} = \text{m} \times \text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-2} = \text{E} = \text{F} \times \text{L}$) است لذا واحد پتانسیل ژول در نیوتن است که معادل متر ارتفاع می باشد زیرا:

$$(\text{kg} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{sec}^{-2}) / (\text{kg} \cdot \text{m} \cdot \text{sec}^{-2}) = \text{m}$$

پتانسیل آب خاک شامل دو جزء است:

$$\varphi_{\text{(total)}} = \varphi_g + \varphi_p \quad (1-4)$$

φ_g - پتانسیل ثقلی (gravitational potential): مقدار انرژی است که هر واحد وزن آب در طی حرکت خود در رابطه با نیروی ثقل زمین کسب کرده یا از دست می دهد.

φ_p - پتانسیل فشاری (pressure potential): مقدار انرژی است که هر واحد وزن آب در طی حرکت خود در اثر اختلاف فشار کسب یا از دست می دهد.

برای هر نقطه که روی سطح مقایسه قرار گرفته باشد، اگر سطح ایستابی را به عنوان سطح مقایسه در نظر بگیریم $\varphi_g = 0$ و $\varphi_p = 0$ می باشد. برای هر نقطه دیگری که در بالای سطح مقایسه قرار گرفته باشد $\varphi_g > 0$ و برای نقاط زیر سطح مقایسه $\varphi_g < 0$ است. اگر در نقطه مورد نظر فشار مثبت باشد، $\varphi_p > 0$ است. بنابراین برای تمام نقاطی که در داخل آب زیرزمینی قرار گرفته اند، $\varphi_p > 0$ است و برای نقاطی که در بالای سطح ایستابی واقعند (منطقه رطوبت خاک) پتانسیل فشاری منفی است ($\varphi_p < 0$).

در شکل ۱-۹ مقادیر اجزای پتانسیل کل در عمقهای مختلف، در شرایطی که رطوبت خاک با سطح ایستابی در حالت تعادل باشد، مشاهده می گردد، در این وضعیت چون سطح مقایسه همان سطح ایستابی است پتانسیل فشاری هر نقطه در بالای سطح ایستابی برابر است با

پتانسیل ثقلی آن نقطه، ولی با علامت مخالف. مثلاً در نقطه A خواهیم داشت:

$$\varphi_A = \varphi_g + \varphi_p = z_A + (-z_A) = 0$$

این موضوع برای نقاطی که زیر سطح ایستابی هستند نیز صادق است، مثلاً در نقطه B چنین است:

$$\varphi_B = \varphi_g + \varphi_p = (-z_B) + z_B = 0$$

به عبارت دیگر پتانسیل کل $\varphi_{(total)}$ در هر نقطه صفر است و آب موجود در خاک به صورت استاتیک و بدون حرکت می باشد (به قسمت بعد مراجعه شود).

۱-۶ حرکت آب در خاک

سیستم آب و خاک به طور کلی تمایل براین دارد که سطح انرژی خود را به حداقل برساند. بنابراین آب همیشه از جایی که پتانسیل کل آن زیاد است به جایی که پتانسیل کل آن کمتر است در حرکت می باشد. مثلاً اگر پتانسیل آب در نقطه A بیش از نقطه B باشد ($\varphi_A > \varphi_B$) آب از نقطه A به طرف نقطه B حرکت خواهد کرد. و این حرکت تا زمانی ادامه خواهد داشت که رابطه $\varphi_A > \varphi_B$ برقرار باشد. در اثر حرکت، سطح انرژی سیستم تقلیل پیدا می کند تا سرانجام به حداقل خود برسد و زمانی که $\varphi_A = \varphi_B$ گردد آب از حرکت باز خواهد ایستاد.

حرکت آب از نقطه A به B از قانون زیر که به نام **قانون داریسی (Darcy)** معروف است متابعت می کند:

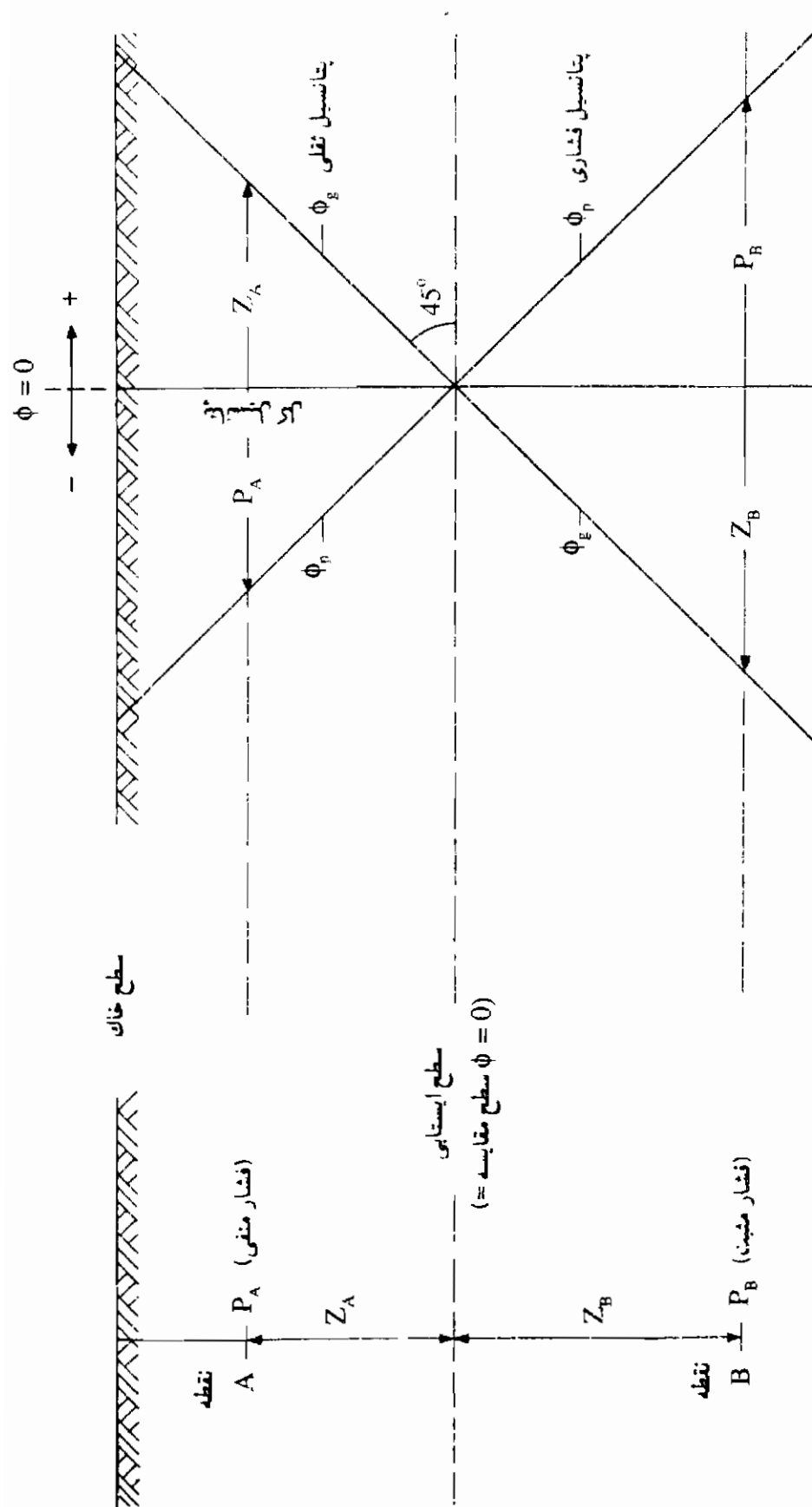
$$v = -K \frac{\varphi_B - \varphi_A}{L} \quad (5-1)$$

که در آن v = سرعت جریان آب (سرعت فیلتری) در داخل محیط متخلخل خاک است. با توجه به این که در هر واحد از سطح مقطع جریان، قسمتی را ذرات جامد خاک فرا گرفته است و آب فقط از داخل منافذ می گذرد لذا سرعت حقیقی از داخل منافذ بیشتر از سرعت فیلتری است به عنوان مثال اگر تخلخل خاک ۴۰ درصد باشد متوسط سرعت حقیقی از داخل منافذ ۲/۵ برابر سرعت فیلتری است.

K = هدایت هیدرولیکی خاک (معمولاً به آن نفوذ پذیری گفته می شود، هر چند واژه صحیحی نیست).

L = فاصله بین A تا B (طول مسیر).

مقدار $\frac{\varphi_B - \varphi_A}{L} = \frac{\Delta\varphi}{L}$ شیب هیدرولیکی (i) نام دارد.



شکل (۹-۱) پتانسیل کل آب خاک و اجزای مختلف آن در وضعیتی که پروفیل رطوبت خاک با سطح ایستایی در حالت تعادل استاتیک باشد.

بنا به قانون دارسی حرکت آب در خاک متناسب با شیب هیدرولیکی آب خاک است ، و هدایت هیدرولیکی ضریب ثابتی است که برای هر نوع خاک این رابطه را برقرار می سازد . علامت منفی در جلو معادله نشان دهنده این است که پتانسیل در جهت حرکت کاهش می یابد . یعنی هرچه L افزایش یابد مقدار پتانسیل (سطح انرژی) کاهش پیدا می کند .

$$\varphi_A = z_A + P_A$$

با توجه به شکل (۱-۱۰) :

$$\varphi_B = z_B + P_B$$

که اگر جهت A به B را مثبت فرض کنیم $\Delta \varphi = \varphi_B - \varphi_A$ خواهد بود لذا :

$$v = -K \frac{-\Delta \varphi}{L} = K \frac{\Delta \varphi}{L} = Ki$$

$$Q = vA = KiA.$$

واحدها : سرعت (v) بر حسب $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ یا $\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$

شیب هیدرولیکی (i) بدون بعد است ($\Delta \varphi$ بر حسب m یا cm و L نیز بر حسب m یا cm است)

سطح مقطع (A) بر حسب cm^2 یا m^2

دبی (Q) بر حسب $\text{cm}^3 \cdot \text{sec}^{-1}$ یا $\text{m}^3 \cdot \text{day}^{-1}$

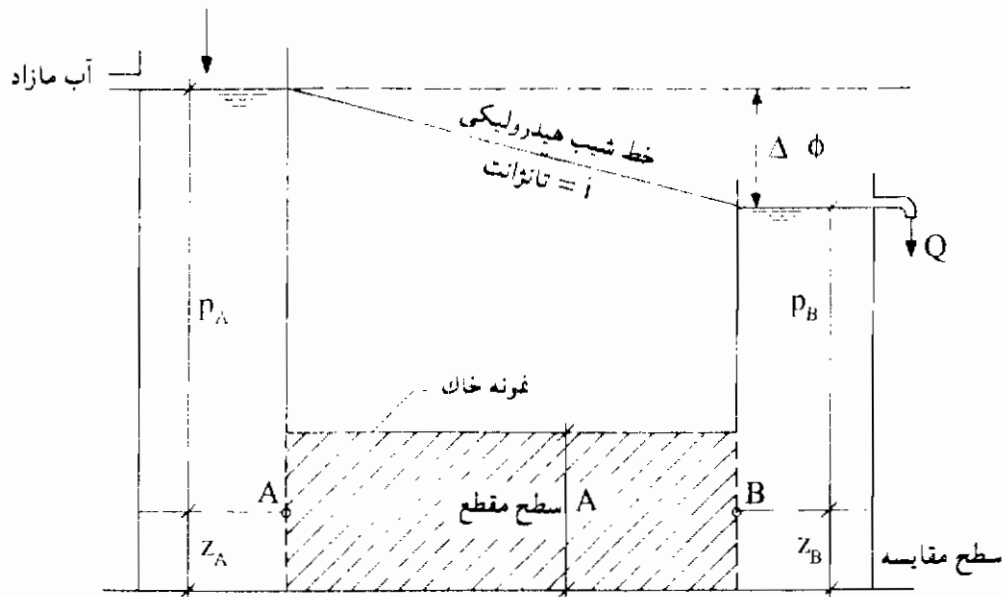
هدایت هیدرولیکی (K) بر حسب $\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ یا $\text{m} \cdot \text{day}^{-1}$

اگر جریان آب به صورت افقی باشد ، می توان در فرمول دارسی بجای (A) ضخامت لایه (D) را قرار داد (سطح مقطع در هرواحد عرض برابر با D مترمربع) . بنابراین ، $Q = KiD$ که عبارت است از دبی به ازای هر متر عرض (Q/m) . حاصلضرب KD را **قابلیت انتقال** (transmissivity) خاک گویند .

۷-۱ هدایت هیدرولیکی

هدایت هیدرولیکی خاک در وهله اول بستگی به اندازه و چگونگی توزیع منافذی از خاک که مملو از آب است دارد . درجه حرارت نیز به طور غیرمستقیم بر آن مؤثر است . زیرا با افزایش درجه حرارت ، از لزجت (گرانروی) آب کاسته شده و مقدار K افزایش می یابد . با کاهش درصد رطوبت خاک ، منافذی که آب در داخل آنها جریان پیدا می کند ریزتر شده و پیچ و خم

مسیر حرکت آب افزایش پیدا می کند . این امر موجب افزایش مقاومت در برابر حرکت و لذا کاهش ضریب هدایت هیدرولیکی می گردد . از این ب بعد ، هر وقت صحبت از هدایت هیدرولیکی به میان آمد ، منظور ضریب هدایت در حالت اشباع است و ضریب هدایت در حالت غیر اشباع را در صورت لزوم با هدایت مویینه ای مشخص خواهیم نمود .



شکل (۱۰-۱) نمایش اجرای قانون دارسی

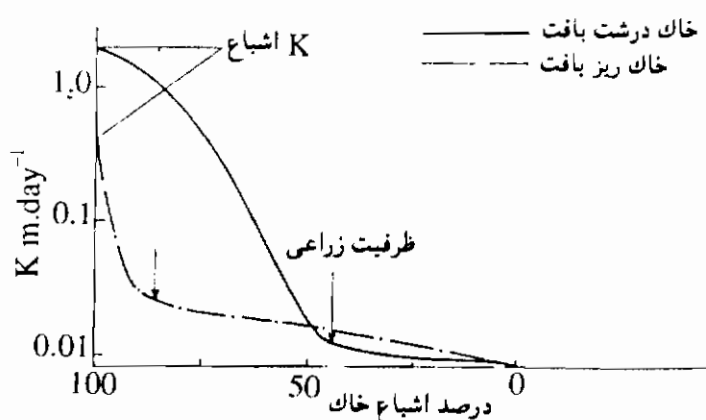
هدایت هیدرولیکی خاکهای مختلف در حالت اشباع را می توان با توجه به جدول زیر تخمین زد .

ضریب هدایت هیدرولیکی (K_{sat})	نوع خاک
$10 - 50 \text{ m.day}^{-1}$	شن و گراول درشت
$1 - 5 \text{ m.day}^{-1}$	شن متوسط
$1 - 3 \text{ m.day}^{-1}$	لوم شنی تا شن نرم
$0.5 - 2.0 \text{ m.day}^{-1}$	لوم ، لوم رسی و رس با ساختمان فیزیکی خوب
$0.2 - 0.5 \text{ m.day}^{-1}$	لوم شنی خیلی نرم
$0.02 - 0.2 \text{ m.day}^{-1}$	لوم رسی و رس بدون ساختمان فیزیکی
$< 0.002 \text{ m.day}^{-1}$	رس سخت (بدون ترك خوردگی و منافذ حاصله از فعالیت موجودات زنده)

ضریب هدایت هیدرولیکی بستگی به ساختمان خاک نیز دارد. بنابراین با توجه به این که ساختمان خاک از نقطه ای به نقطه دیگر و همچنین در اعماق مختلف خاک متفاوت است، مقدار K نیز در نقاط مختلف مزرعه متغیر است. در بعضی خاکها ضریب هدایت هیدرولیکی در جهت افقی و عمودی نیز با همدیگر متفاوتند. این خاکها را **غیر همروند** (anisotrope) گویند (در مقابل در خاکهای **همروند** (isotrope) ضریب هدایت هیدرولیکی در تمام جهات یکسان است).

در شکل (۱-۱۱) نحوه کاهش ضریب هدایت هیدرولیکی نسبت به رطوبت خاک نشان داده شده است. شکلی کلی این منحنی منعکس کننده توزیع نسبی آب در منافذ درشت و ریز خاک است. در خاکهای سبک شنی نسبت منافذ درشت به ریز زیادتر است. به همین دلیل هدایت هیدرولیکی در حالت اشباع (K_{sat}) در این خاکها زیادتر از خاکهای رسی است. در رطوبتهای پایین، ضریب هدایت موئینه ای خاکهای رسی زیادتر از خاکهای شنی است زیرا منافذ ریز در این خاکها زیادتر است و آب می تواند از این منافذ (ولو به سختی) عبور کند.

با ملاحظه دو منحنی شکل (۱-۱۱) می توان این مطلب را توضیح داد که چگونه در شرایط مساوی امکان ذخیره آب حاصله از بارندگی و دیم کاری برخی محصولات در زمینهای شنی بیشتر از اراضی رسی است. اگر در زمستان هر دو نوع خاک رسی و شنی به یک اندازه آب ذخیره کرده باشند، با گرم شدن هوا در تابستان و خشک شدن سطح زمین ضریب هدایت موئینه ای در خاک شنی به شدت کاهش پیدای می کند. این امر موجب می شود که بنابه قانون دارسی مقدار خروج آب از خاک به سختی صورت گیرد. حال آنکه در خاکهای رسی ضریب هدایت موئینه ای در رطوبتهای پایین هنوز بالا بوده و کماکان تبخیر از این نوع خاکها با سرعت نسبتاً زیاد صورت می گیرد. بدین ترتیب تلفات آب در خاکهای شنی به مراتب کمتر بوده و می توان از آب ذخیره شده در دیم کاری استفاده نمود.



شکل (۱-۱۱) منحنی تغییرات ضریب هدایت موئینه ای نسبت به رطوبت خاک

۱-۸ جریان آب در حالت غیراشباع

قانون داری در مورد حرکت آب در حالت غیراشباع نیز صادق است. حرکت غیراشباع آب در شکل ۱-۱۲ نشان داده شده است. در این شکل ستونی از خاک به ارتفاع ۱۲۰ سانتی متر مشاهده می شود که در بالای یک سطح ایستابی قرار گرفته است. سطح خاک به میزان 20 mm.day^{-1} به طور یکنواخت آبیاری می شود. فشار آب و درصد رطوبت خاک در فواصل ۲۰ سانتی متری اندازه گیری شده است. مقدار ضریب K را می توان با استفاده از فرمول داری بدین طریق محاسبه نمود.

$$v = -K \frac{\Delta \phi}{L} \quad \text{یا} \quad K = - \frac{L}{\Delta \phi} v$$

اگر:

$$v = 20 \text{ mm.day}^{-1} = 2 \text{ cm.day}^{-1}$$

$$L = 20 \text{ cm}$$

$$\Delta \phi = (\phi_g + \phi_p)_{n+1} - (\phi_g + \phi_p)_n = (z_{n+1} + P_{n+1}) - (z_n + P_n).$$

مثلاً در حد فاصل بین $z = 80 \text{ cm}$ و $z = 60 \text{ cm}$ مقدار K برابر است با:

$$K = \frac{20}{(60 - 30) - (80 - 32.5)} 2 = \frac{20}{17.5} 2 = 2.3 \text{ cm.day}^{-1}$$

مقادیر K برای فواصل دیگر نیز به روش فوق قابل محاسبه است که در این صورت نتیجه به شرح زیر خواهد بود:

$$z = 120 \rightarrow 100 \dots K = 2.0 \text{ cm.day}^{-1}$$

$$z = 100 \rightarrow 80 \dots K = 2.1 \text{ cm.day}^{-1}$$

$$z = 80 \rightarrow 60 \dots K = 2.3 \text{ cm.day}^{-1}$$

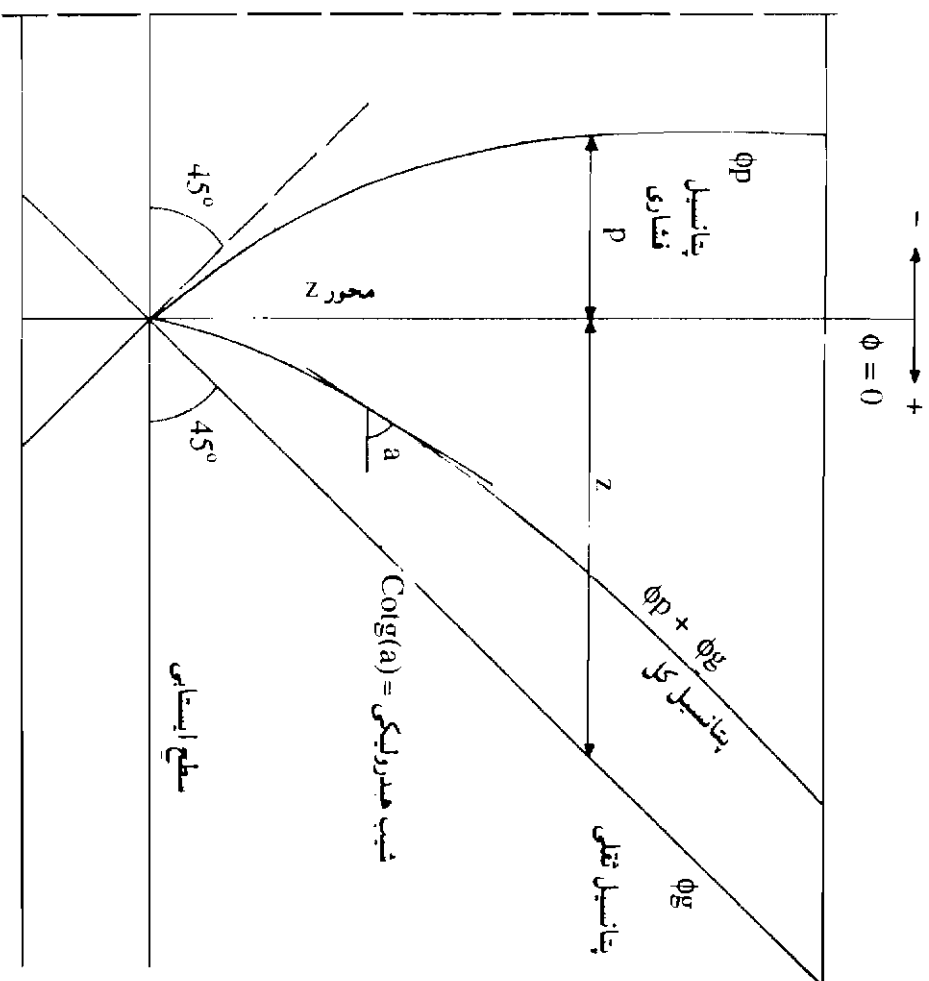
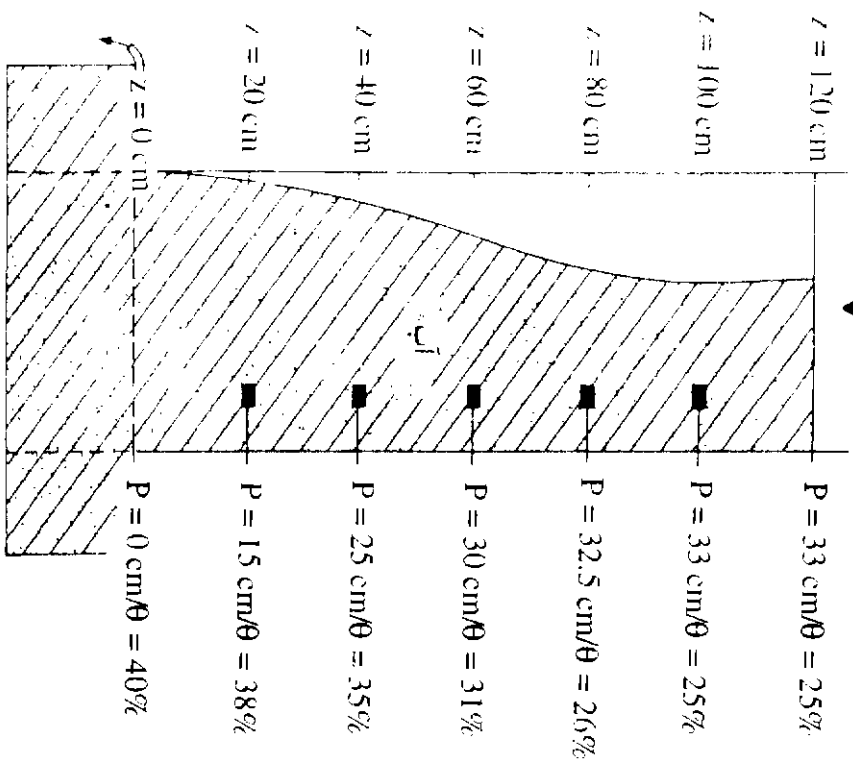
$$z = 60 \rightarrow 40 \dots K = 2.7 \text{ cm.day}^{-1}$$

$$z = 40 \rightarrow 20 \dots K = 4.0 \text{ cm.day}^{-1}$$

$$z = 20 \rightarrow 0 \dots K = 8.0 \text{ cm.day}^{-1}$$

عملاً، چون مقدار K در طول مسیر جریان بطور پیوسته متغیر است باید قانون داری را به صورت دیفرانسیلی بکار برد:

$$v = -K \frac{d\phi}{dz}$$

20 mm.day⁻¹

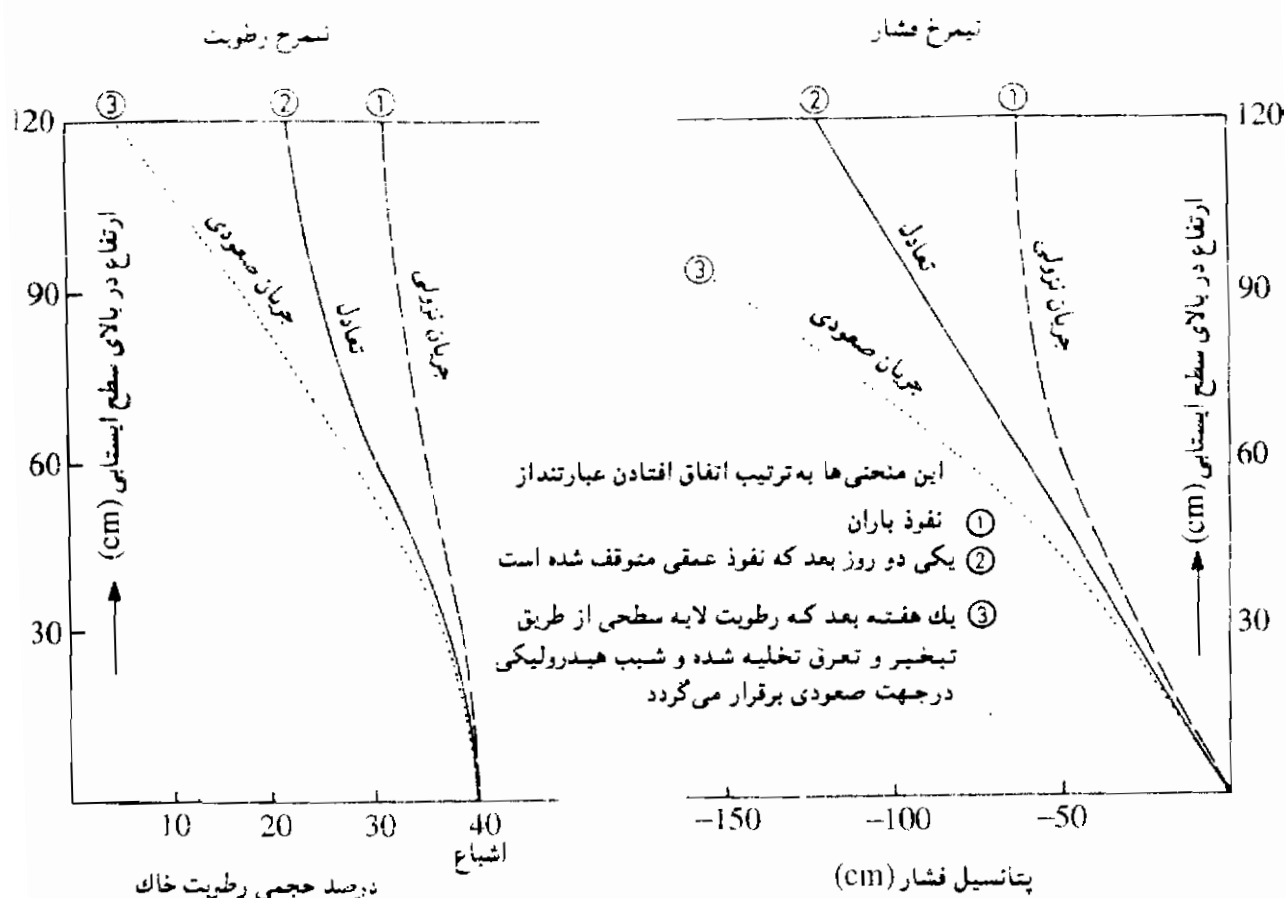
شکل (۱-۱۲) نمودار پتانسیل خاک در وضعیت نفوذ ماندگار آب به طرف سطح ایستایی

ولی ، بطور تقریب می توان جریان غیراشباع را به صورت مجموعه ای از چندین جریان دانست که مثلاً در حد فاصل ۱۲۰ تا ۱۰۰ سانتی و ۱۰۰ تا ۸۰ سانتی و ۸۰ تا ۶۰ سانتی و الخ انجام شده و فرض می شود که درصد رطوبت در هر کدام از حد فاصلها مقدار ثابتی باشد . در این شرایط K نیز در هریک از حد فاصلها مقدار ثابتی است .

نیمرخ پتانسیل در شکل ۱-۱۲ نشان می دهد که در مقایسه با حالت تعادل که در شکل ۱-۱۰ بیان گردید ، بالا بودن (کمتر منفی بودن) پتانسیل فشاری در بالای سطح ایستابی باعث ایجاد گرادیان هیدرولیکی و در نتیجه جریان نزولی آب می گردد . با افزایش ارتفاع نسبت به سطح ایستابی ، گرادیان هیدرولیکی نیز افزایش پیدا نموده و کم شدن K را جبران می نماید . در فواصل دورتر از سطح ایستابی ، رطوبت خاک یکنواخت شده و گرادیان به سمت یک (گرادیان فشار صفر و جریان فقط در اثر ثقل صورت می گیرد) میل می کند . مقدار درصد رطوبت در این قسمت بحدی می رسد که K مربوط به آن برابر نفوذپذیری خاک ($\nu = Ki$ چون $i = 1$ است پس $\nu = K$) می گردد . با افزایش رطوبت مقدار نفوذ نیز افزایش پیدا کرده و به حد K_{sat} می رسد اما اگر شدت بارندگی از نفوذپذیری خاک بیشتر شود آب در سطح زمین باقی خواهد ماند .

۱-۹ پروفیل رطوبت خاک

رطوبت خاک نسبت به زمان و مکان متغیر است . پروفیل رطوبت خاک عبارت است از منحنی تغییرات رطوبت نسبت به عمق خاک . این منحنی به طور غیرمستقیم نشان دهنده تغییرات فشار است . زیرا فشار و درصد رطوبت از طریق منحنی مشخصه رطوبتی خاک با هم مرتبط می باشند . در شکل (۱-۱۳) پروفیل فشار و درصد رطوبت برای سه حالت مختلف نشان داده شده است . در حالت تعادل استاتیک (برای تمام نقاط $\phi = 0$ است) بار فشار در هر نقطه برابر است با ارتفاع آن نقطه نسبت به سطح ایستابی . لذا پروفیل فشار خطی مستقیم است . پروفیل درصد رطوبت نیز شکلی مشابه با پروفیل فشار دارد . دو منحنی دیگری مربوط به حرکت آب از بالا به پایین (در صورتی که نفوذ آب به صورت ماندگار باشد) و دیگری مربوط به حرکت آب از پایین به بالا است (صعود موئینه ای آب از سطح ایستابی) . در مورد اول پروفیل رطوبت و فشار مطابق وضعیتی است که در بخش قبلی بحث شد . در این حالت مقدار مکش در هر نقطه کمتر از حالت تعادل استاتیک می باشد (کمتر منفی است) . برعکس در مورد حرکت آب به طرف بالا مکش در هر نقطه بیشتر از حالت تعادل و پروفیل رطوبت نیز خشکتر است .



شکل (۱-۱۳) پروفیل (نمرخ) فشار و درصد رطوبت برای سه حالت مختلف

در بررسی پروفیل‌های رطوبت در خاک‌های مختلف تعدادی ضرائب نسبتاً ثابت که به آنها ضرائب رطوبت خاله گفته می‌شود مشخص شده است که در کارهای عملی زیاد از آنها استفاده می‌شود. این ضرائب عبارتند از:

ظرفیت زراعی (FC)

اگر خاکی که قبلاً تا حدود حالت اشباع آبیاری شده است برای مدتی به حال خود گذاشته شود تا آب ثقیلی آن خارج گردد (بر فرض این که تبخیر و تعرق از سطح زمین نسبتاً ناچیز باشد) وضع رطوبتی خاک را پس از متوقف شدن جریان رطوبت زراعی، (field capacity) گویند. در صورتی که سطح ایستایی در عمق کمی از سطح خاک قرار گرفته باشد (کمتر از 1 - 2 m)

پروفیل رطوبت خاک منطبق بر ظرفیت زراعی است لکن اگر سطح ایستابی در عمق زیادتری واقع باشد حالت استاتیک هیچ وقت اتفاق نخواهد افتاد ، زیرا در زمانی که جریان عمودی آب متوقف گردد مقدار زیادی آب از سطح خاک تبخیر شده است . در این شرایط حد ظرفیت زراعی به زمانی اطلاق می گردد که آب ثقیلی در لایه بالای منطقه ریشه ها از خاک خارج شده باشد . در خاکهایی که پروفیل آنها به آسانی زه کشی می شود این وضع یکی دو روز پس از بارندگی یا آبیاری اتفاق می افتد . در این شرایط فشار آب در سطح خاک $P = -200/300 \text{ cm}$ است ($pF = 2.2 - 2.5$) اما در خاکهایی که زه کشی آنها ضعیف است ظرفیت زراعی دیرتر اتفاق می افتد و مقدار مکش حاصله نیز کمتر است $P = -60/100 \text{ cm}$ است ($pF = 1.8 - 2.5$) .

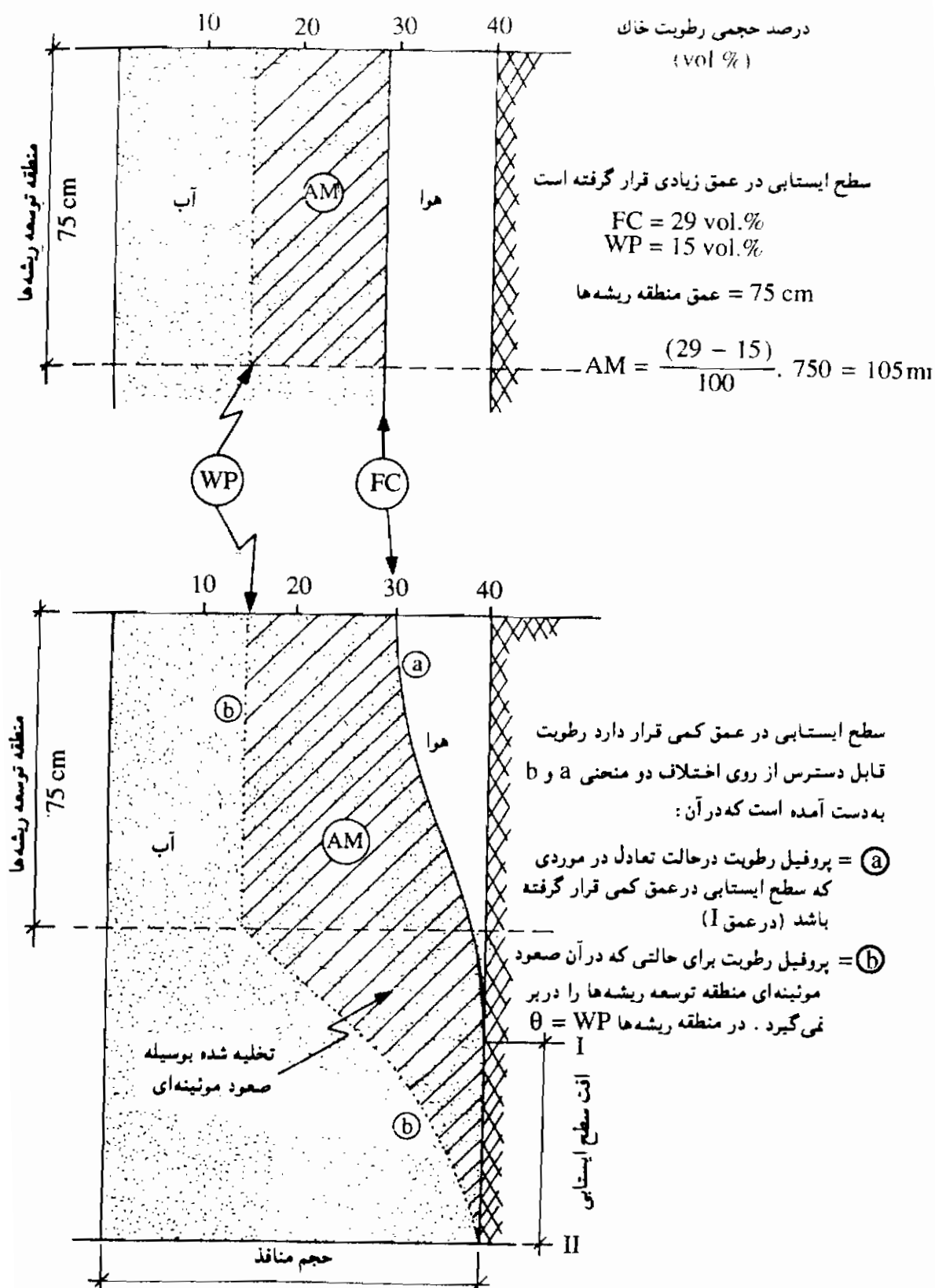
در واقع امر «ظرفیت زراعی» مقدار ثابتی نیست و فرایند حرکت آب (ولو سرعت کم) متوقف نمی شود لیکن اهمیت ظرفیت زراعی بیشتر به دلیل کاربردی است نه دلیل فیزیکی .

نقطه پژمردگی (WP)

خاکی در حالت پژمردگی (wilting point) است که گیاه قادر به جذب آب از آن نباشد . در حالت پژمردگی کلیه آب موجود در منافذ درشت و نیز قسمتی از آب غشائی که به اطراف ذرات خاک چسبیده است از آن خارج شده است . در مورد اغلب گیاهان این حالت زمانی اتفاق می افتد که مکش خاک حدود $15 \text{ atm} = -15000 \text{ cm}$ ($pF = 4.2$) باشد . باید توجه داشت که رشد گیاه عملاً قبل از این که رطوبت خاک به این مرحله برسد متوقف می گردد .

رطوبت قابل دسترس (AM)

مقدار رطوبتی که بین دو حد ظرفیت زراعی و نقطه پژمردگی (در نقطه توسعه ریشه ها) وجود دارد رطوبت قابل دسترس نامیده می شود . رطوبت قابل دسترس بین دو حد $P = -15000 \text{ cm}$ تا $P = -100/300 \text{ cm}$ قرار گرفته است . البته تمام این رطوبت به آسانی برای گیاه قابل وصول نیست . حدود دو سوم اوکیه رطوبت قابل دسترس به آسانی جذب گیاه شده و لذا به آن «رطوبت سهل الوصول» (RAM) گفته می شود (readily available moisture) . مفهوم رطوبت سهل الوصول در شکل (۱-۱۴) به خوبی نشان داده شده است .



شکل (۱۴-۱) محاسبات مربوط به رطوبت قابل دسترس در پروفیل خاک

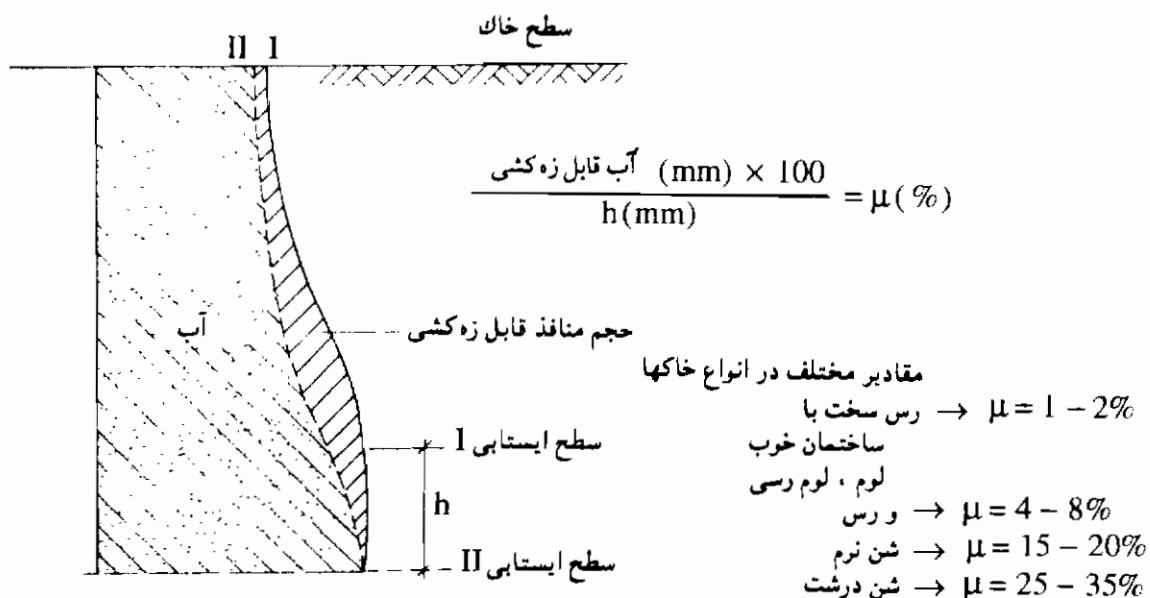
حجم منافذ قابل زه کشی (μ)

چنانچه سطح ایستابی، که پروفیل رطوبت خاک با آن در حال تعادل است به نحوی پایین آورده شود، تعادل دیگری در پروفیل رطوبت خاک به وجود می آید که مطابق شکل (۱-۱۵) با حالت اول متفاوت خواهد بود. با بالا آمدن سطح ایستابی بار دیگر تعادل جدیدی حاصل می شود. مقدار منافذی که در اثر پایین یا بالا رفتن سطح ایستابی از آب تخلیه یا پر می شود منافذ قابل زه کشی (μ) نام دارد (drainable pore space).

در خاکهای زراعی مقدار μ حدوداً بین ۲ تا ۱۰ درصد متغیر است. این بدان معنی است که اگر مثلاً μ برابر ۴ درصد باشد با بالا پایین رفتن سطح ایستابی به اندازه ۱۰ سانتی متر، ۴ میلی متر آب وارد سفره خواهد شد و یا از آن خارج می گردد. حجم منافذ قابل زه کشی همانند هدایت هیدرولیکی بستگی به خصوصیات فیزیکی خاک دارد و این دو با هم مرتبط می باشند. رابطه μ و K به طور تقریب به صورت زیر است.

$$\mu = \sqrt{K}$$

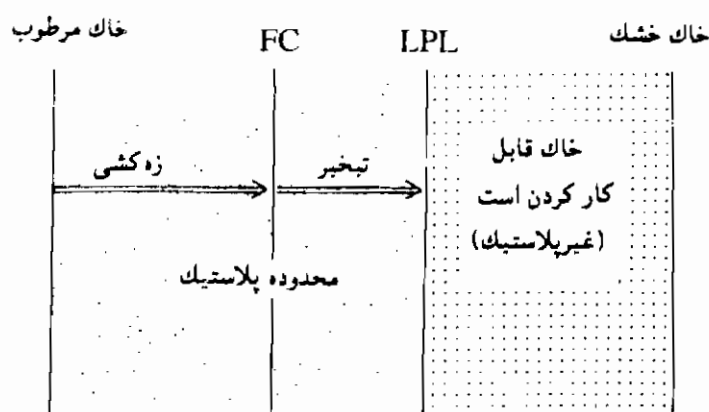
که μ بر حسب % و K بر حسب cm.day^{-1} می باشد.



شکل (۱-۱۵) نمایش چگونگی منافذ قابل زه کشی

حد پایین پلاستیک (LPL)

خاکی در وضعیت پلاستیک است که بتوان آن را در حالی که پایداری خود را حفظ می‌کند تغییر شکل داد. این خاصیت بستگی به بافت خاک و درصد رطوبت آن دارد. در حالت پلاستیک، خاک به آسانی در اثر فشار ناشی از رفت و آمد دامها و ماشین آلات متراکم شده و فضاها درشت آن از بین می‌رود. بنابراین باید سعی شود از نظر کشاورزی زمانی روی خاک کار کرد که رطوبت آن از حداقل مشخصی کمتر باشد. این حداقل را حد پایین پلاستیک گویند (lower plastic limit). رطوبت خاک در ظرفیت زراعی (FC) بالاتر از حد پایین پلاستیک است و همان طور که در شکل (۱-۱۶) نشان داده شده است باید مقداری از رطوبت خاک در اثر تبخیر خارج شود تا به حد پایین پلاستیک برسد. لذا در زه‌کشی نباید فقط به این اکتفا شود که درصد رطوبت خاک در منطقه توسعه ریشه‌ها به حد ظرفیت زراعی برسد بلکه رابطه FC و LPL نیز حائز اهمیت است. برخی از عوامل از قبیل دادن کودهای حیوانی باعث افزایش LPL و برخی مانند متراکم کردن آن باعث افزایش FC می‌شوند که اولی اثر مثبت و دومی از نظر قابلیت کار روی زمین اثر منفی دارد. معمولاً بعد از بارندگی یا آبیاری خاک ابتدا به حد ظرفیت زراعی و چند روز بعد به حد پایین پلاستیک که همان مرحله **گاو رو شدن** واقعی خاک است می‌رسد. این مرحله زمانی است که از نظر کشاورزی مجاز به کار روی خاک می‌باشیم.



شکل (۱-۱۶) رابطه بین LPL و FC و اثر آنها بر امکان کار کردن روی زمین

۱ - ۱۰ نفوذ آب به داخل خاک و نفوذ عمقی

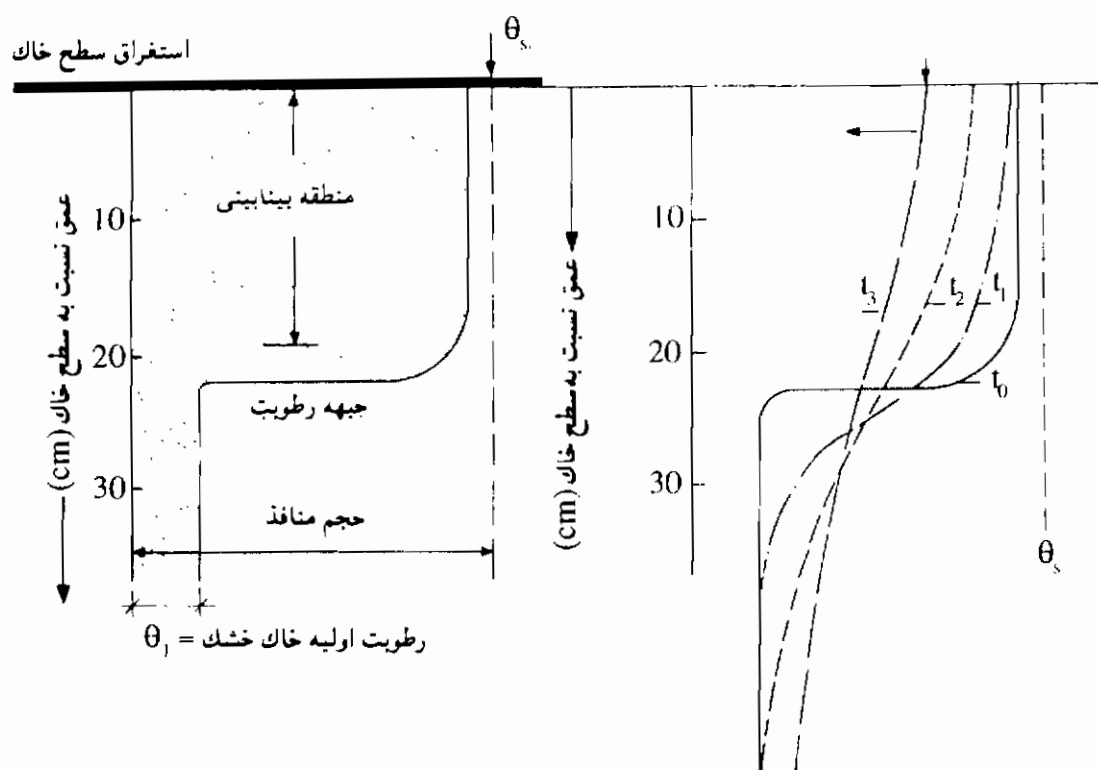
سرعت نفوذ آب به داخل خاک خشک در ابتدا بسیار زیاد و سپس با مرطوب شدن آن کاهش پیدا می کند ، به طوری که سرانجام پس از ۱ تا ۳ ساعت مقدار آن ثابت می شود . سرعت نفوذ آب پس از ثابت شدن معیاری است که بستگی به ساختمان و بافت خاک دارد . در شرایط معمولی سرعت نفوذ آب در خاکهای مختلف به شرح زیر است .

نوع خاک	مقدار کل آب نفوذ کرده در خاک در مدت ۳ ساعت	سرعت نفوذ آب بداخل خاک پس از ۳ ساعت
خاکهای درشت بافت	150 - 300 mm	15-20 mm.hr ⁻¹
خاکهای با بافت متوسط	30 - 100 mm	5-10 mm.hr ⁻¹
خاکهای ریزبافت	30 - 70 mm	1 - 5 mm.hr ⁻¹

سرعت اولیه نفوذ در خاکهای خشک رسی و ترک خورده بسیار زیاد است ولی به مجرد خیس شدن و تورم خاک ترکها بسته شده و نفوذ متوقف می گردد . در مناطق خشک و نیمه خشک نیز بلافاصله پس از بارندگی ، در اثر برخورد قطرات آب ذرات خاک پراکنده شده و خلل و فرج سطحی مسدود می گردد . بدین ترتیب آب بارندگی در روی زمین جمع و به صورت رواناب جاری می گردد .

قانون داری در مورد نفوذ آب به داخل خاک نیز به کار برده می شود . آب در نتیجه مجموع گرادیان ثقلی و فشاری وارد خاک می شود . در مراحل اولیه که خاک خشک است گرادیان فشاری بسیار زیاد می باشد . مثلاً در شروع نفوذ فشار در سطح خاک $P = 0$ می باشد در صورتی که در چند سانتی متر پایین تر از آن که خاک خشک می باشد ، مقدار آن بسیار منفی است ($P = -5000/-10000$ cm) . این امر باعث می شود که سرعت نفوذ در ابتدا بسیار زیاد باشد . با گذشت زمان و مرطوب شدن لایه سطحی خاک ، گرادیان فشار تقلیل پیدا کرده و از سرعت نفوذ نیز کاسته می شود . سرانجام گرادیان فشار به سمت صفر میل کرده و سرعت نفوذ فقط بستگی به مقدار ثابت گرادیان ثقلی و ضریب هدایت هیدرولیکی دارد . در مراحل اولیه نفوذ که خاک خشک است مقاومت در برابر حرکت آب نیز زیاد است .

زیرا ضریب هدایت موئینه‌ای خاک خشک بسیار کم است. این امر باعث می‌شود که تمام انرژی آب در جبهه جریان به دلیل مقاومت خاک در برابر حرکت تلف شود لذا در هنگام نفوذ مرز بین خاک مرطوب و خشک بسیار مشخص است (شکل ۱-۱۷).



شکل (۱-۱۷) رطوبت خاک در طی نفوذ آب به داخل خاک خشک و توزیع مجدد رطوبت

اگر به فرض نفوذ آب به داخل خاک قطع شود (متوقف شدن آبیاری یا بارندگی) آب اضافی موجود در خاک به حرکت نزولی خود ادامه می‌دهد. این عمل را نفوذ عمقی گویند (در مقابل نفوذ آب به داخل خاک که آن را به طور اختصار نفوذ می‌نامیم). در اثر نفوذ عمقی، پروفیل رطوبت خاک به طور مرتب تغییر پیدا می‌کند و به اصطلاح در رطوبت خاک توزیع مجدد صورت می‌گیرد (شکل ۱-۱۷). وجود لایه‌های غیرقابل نفوذ در زیر خاک ممکن است توزیع مجدد رطوبت خاک را با اشکال مواجه سازد. در این صورت آب در جهات افقی شروع به حرکت می‌کند. به این نوع حرکت آب جریان زیرسطحی گفته می‌شود جریان زیرسطحی را نباید با حرکت آب زیرزمینی اشتباه نمود. جریانهای زیرسطحی در زه کشی تأثیر بسزایی دارند. به این جریانها رواناب دیررس نیز گفته می‌شود.

۱-۱۱ جریان آب زیرزمینی

منظور از حرکت آب زیرزمینی جریان آب در زیر سطح ایستابی است. میزان جریان و جهت حرکت به وسیله اختلاف پتانسیل آب خاک (پتانسیل ثقلی و فشاری) کنترل می شود. بنابراین حرکت آب زیرزمینی را می توان به وسیله معادلات کلاسیک جریانهای پتانسیلی، از قبیل معادله لاپلاس توصیف نمود. معادله لاپلاس ترکیبی است از دو معادله داری و معادله پیوستگی. در مورد جریانهای دوبعدی می توان نوشت که:

$$\begin{aligned} \text{قانون داری: } v_x &= -K \frac{\partial \phi}{\partial x} ; v_y = -K \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ \text{معادله پیوستگی: } \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} &= 0 \\ \text{معادله لاپلاس: } \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} &= 0 \end{aligned} \quad (1-6)$$

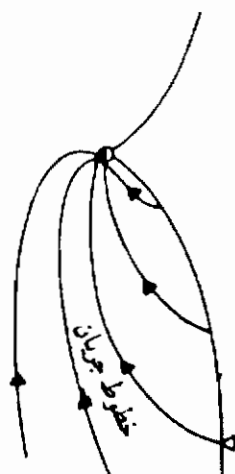
جریان آب زیرزمینی و آگاهی برچگونگی آن در سیستمهای زه کشی از اهمیت زیادی برخوردار است. در سیستمهای زه کشی معمولاً لوله هایی در زمین احداث می گردد که در زیر سطح ایستابی قرار می گیرند. چون پتانسیل آب در زه کش صفر است، $(\phi = 0)$ بنابراین تمام آبهایی که در بالای آن قرار می گیرند تحت شیب هیدرولیکی بوده و بطرف آن حرکت می نمایند.

در شکل (۱-۱۸) جریان دوبعدی آب زیرزمینی به داخل یک سیستم زه کش نشان داده شده است. مرحله I موقعیت سطح ایستابی را قبل از زه کشی نشان می دهد. مرحله II زمانی است که اکثر آب قابل زه کشی توسط زه کش خارج شده است. پس از مرحله III سطح ایستابی در موقعیت خود ثابت شده و یا در اثر تبخیر نقصان می یابد تا این که بار دیگر در اثر آبیاری یا بارندگی تغذیه مجدد صورت گرفته و صعود نماید. در این صورت دوباره زه کش به عنوان یک آب گم کن (sink) عمل نموده و جریان آب زیرزمینی به داخل آن ریخته می شود.

در شکل (۱-۱۸) خطوط جریان (stream lines) نشان دهنده مسیر حرکت آب به طرف زه کش می باشد. خطوط هم پتانسیل (equipotential lines) مکان هندسی نقاطی است که پتانسیل کل آنها (= پتانسیل ثقلی + پتانسیل فشار) برابر است. حرکت آب در اثر اختلاف پتانسیل صورت گرفته و لذا همیشه در جهت بزرگترین شیب می باشد. خطوط جریان عمود بر خطوط هم پتانسیل می باشند.

لوله زه کش
 $\phi = 0$ 

I مرحله اول، لوله زه کش در زیر سطح ایستایی آب کار گذاشته شده است

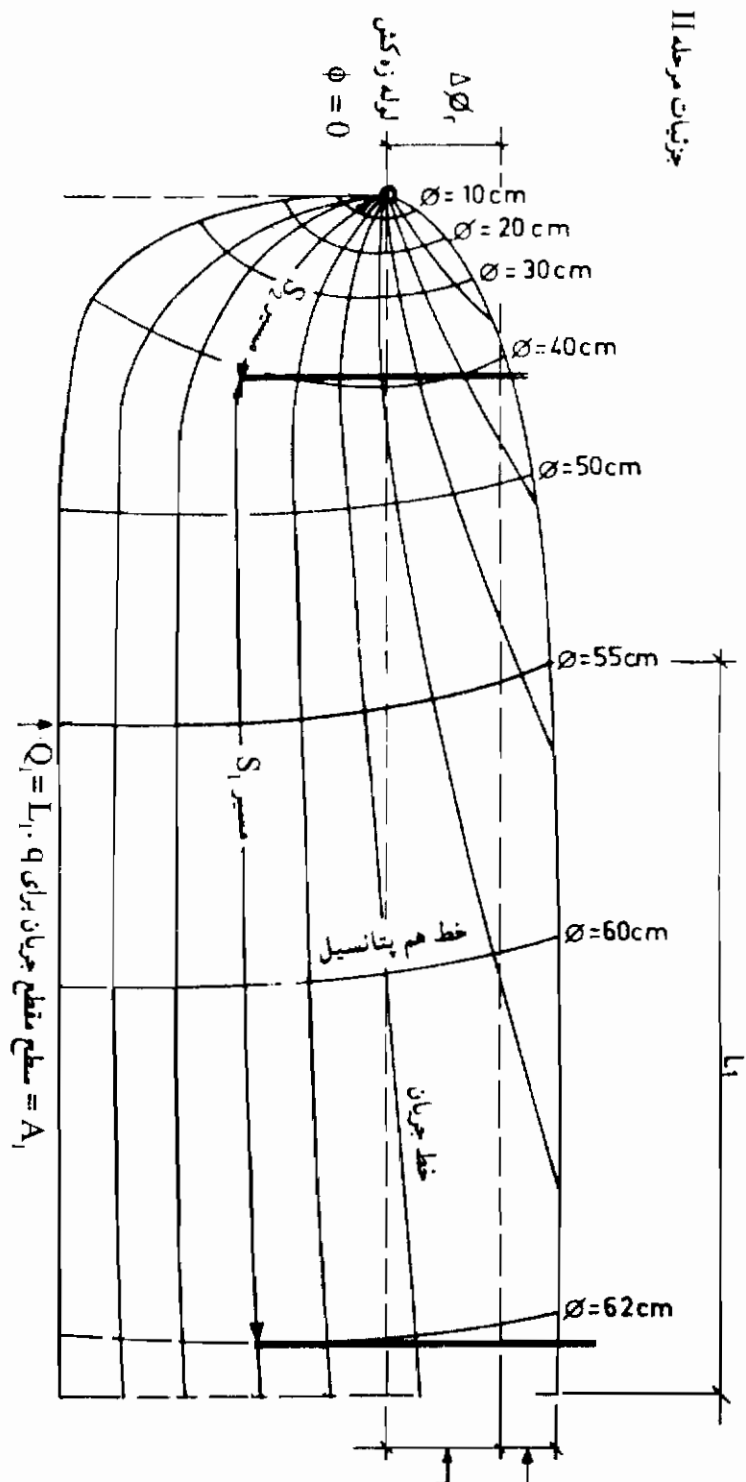


II: لوله زه کش به عنوان يك چاهك يا تغليه كننده سطح ایستایی را پائین می آورد



III پائین آوردن سطح ایستایی تقریباً پایان یافته است

جزئیات مرحله II



$\Delta\phi_h = S_1$ افت بار در جریان افقی آب در مسیر S_1 $\Delta\phi_r = S_2$ افت بار در جریان شعاعی در مسیر S_2

شکل (۱-۱۸) طرز کار يك سیستم زه کشی زیرزمینی

در فواصل دور از زه کش تقریباً خطوط جریان افقی و خطوط هم پتانسیل عمودی می باشند. با نزدیک شدن بطرف زه کش جریان شکل شعاعی به خود می گیرد.

در شکل (۱-۱۸) پیژومترها مقدار پتانسیل فشاری را در نقاط مختلف نشان می دهند. هرچه بطرف زه کش نزدیک شویم پتانسیل کل کاهش پیدا کرده، سرانجام در زه کش به صفر می رسد. گرادیان پتانسیل در منطقه زه کشی نشان دهنده مقاومت خاک در مقابل جریان آب است. بنابراین در جاهایی که جریان افقی است مقدار کمی از پتانسیل در اثر مقاومت تلف می شود (زیرا آب از سطح وسیعی عبور می کند). در نزدیکی زه کش سطح مقطع جریان کاهش پیدا می کند و با افزایش سرعت آب گرادیان هیدرولیکی افزایش می یابد. به همین دلیل خطوط جریان از وضعیت افقی خارج شده و حالت خمیده به خود می گیرند.

معادله لاپلاس را می توان در مورد زه کشهای ساده به طریق تحلیلی حل نمود. در شرایط پیچیده تر روشهای عددی (با استفاده از کامپیوتر و مدل های تشابهی الکتریکی) به کار برده می شود.

منابع

- BOUMA, J, 1977: 'Soil survey and the study of water in the unsaturated zone', Soil Survey Paper no 13. Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen
- BOUWER, H, 1978: *Groundwater Hydrology*, McGraw-Hill, New York
- CHORLEY, RJ (ed) 1969: *Introduction to Physical Hydrology*, Methuen, London
- DUNNE, T and L.B LEOPOLD, 1978: *Water in Environmental Planning*, WH Freeman, San Francisco
- HARTGE, K, 1978: *Einführung in die Bodenphysik*, Ferdinand Enke, Stuttgart (in German)
- HILLEL, D, 1971: *Soil and Water: physical principles and processes*, Academic Press, New York
- MARINO, MA and JN LUTHIN, 1982: *Seepage and Groundwater*, Elsevier, Amsterdam
- MARSHALL, TJ and JW HOLMES, 1979: *Soil Physics*, Cambridge University Press, London
- WINTER, EJ, 1974: *Water, Soil and the Plant*, MacMillan, London
- YONG, RN and BP WARKENTIN, 1975: *Soil Properties and Behaviour*, Elsevier, Amsterdam

فصل دوم

مقدمه‌ای بر زه‌کشی در کشاورزی

در اراضی کشاورزی، هدف اصلی از زه‌کشی، خارج ساختن آب اضافی از زمین است تا شرایط برای رشد گیاهان زراعی مساعد شود.

معمولاً در طول سال اوقاتی اتفاق می‌افتد که روی زمینهای زراعی را آب فرا می‌گیرد و یا به دلایل مختلف سطح آب زیرزمینی بالا می‌آید. اگر چنانچه این مدت زیاد طول نکشد و یا مصادف با فصل رشد گیاه و دوره حساس آن نباشد مشکلی از نظر کشاورزی ایجاد نخواهد کرد. گذشته از این اکثر زمینهای کشاورزی به طور طبیعی قادر به زه‌کشی آبهای سطحی یا عمقی می‌باشند. لیکن اگر زمین، زه‌کش طبیعی نداشته باشد و یا آن که دوره ماندابی زیاد به طول انجامد، خاک از نظر رشد گیاه وضع نامناسبی پیدا می‌کند به طوری که زه‌کشی آن به طریق مصنوعی امری اجتناب ناپذیر خواهد بود.

۲-۱ مشکلات ناشی از زه‌دار شدن اراضی

آب اضافی یا در سطح زمین جمع می‌شود (ماندابی سطحی که غالباً با اشباع بودن لایه سطحی خاک توأم است) و یا در زیرزمین. جمع شدن آب در سطح زمین را ماندابی سطحی (ponding) و تجمع آن در زیرزمین را ماندابی زیرزمینی (water logging) گویند.

اثرات منفی این موارد از دو جهت مورد بررسی قرار می گیرد .

الف - جلوگیری از رشد گیاه

بیشتر گیاهان زراعتی ، توسط ریشه های خود با محیط خارج تبادل گازی برقرار می سازند . به این ترتیب که اکسیژن (O_2) را از هوای موجود در خاک گرفته و اکسید کربن (CO_2) به آن پس می دهند . البته برخی از گیاهان زراعتی از قبیل برنج قادرند اکسیژن محلول را از آب گرفته و تنفس نمایند به طوری که این گیاهان در شرایط استغراق کامل نیز قادر به ادامه حیات می باشند . ولی تعدادی این گونه گیاهان بسیار محدود است .

در اراضی زه دار ، قسمت اعظم منافذ خاک از آب پر بوده و مقدار هوای موجود برای تنفس ریشه های گیاه بسیار ناچیز است . لذا اولین اثر منفی زه دار بودن اراضی ، اختلال در تنفس ریشه های گیاه است . درحالی که اکسیژن لازم برای تنفس تقلیل می یابد غلظت CO_2 در هوای خاک بالا رفته و محیط برای رشد ریشه مسموم کننده می گردد . این عمل باعث می شود که جذب مواد غذایی نیز با اشکال صورت گیرد . در شرایط مرطوب بودن طولانی خاک فعالیت میکروارگانیسمهای بی هوازی شدت می گیرد که نتیجه آن تجمع مواد سمی از قبیل سولفیدها ، گازهای آلی و ترکیبات آهن و منگنز است .

تنفس ریشه ها معمولاً زمانی دچار اشکال می شود که بیش از ۹۰ تا ۹۵ درصد منافذ خاک از آب پر شده باشد . البته تأثیر این عمل بستگی به طولانی بودن حالت باتلاقی در خاک دارد . در دوره جوانه زدن گیاه اگر این شرایط بیش از ۳ روز به طول انجامد برای گیاه مضر خواهد بود ولی گیاهان بالغ مدت طولانی تری را می توانند تحمل نمایند .

صدمات وارده به گیاه در اثر باتلاقی شدن زمین در هوای گرم محسوستر از هوای سرد است . دلیل آن رشد بیشتر گیاه و فعالیت بیشتر میکروارگانیسمهای خاک در درجه حرارت زیاد و نیاز شدید آنها به اکسیژن است . کمبود اکسیژن محلول در آبهای گرم نیز در این امر دخالت دارد . در آب و هوای معتدل ، باتلاقی شدن زمین موجب سرد شدن طولانی خاک در فصل بهار می شود که نه تنها تاریخ کشت را به تأخیر می اندازد بلکه رشد مراحل اولی گیاه را نیز دچار اشکال می سازد .

یکی دیگر از زیانهای غیر مستقیم زمینهای زه دار عدم فعالیت موجودات زنده هوازی در خاک و از بین رفتن تأثیر آنها در بهبود ساختمان و شرایط فیزیکی خاک است .

ب - ایجاد اشکال در انجام عملیات کشاورزی

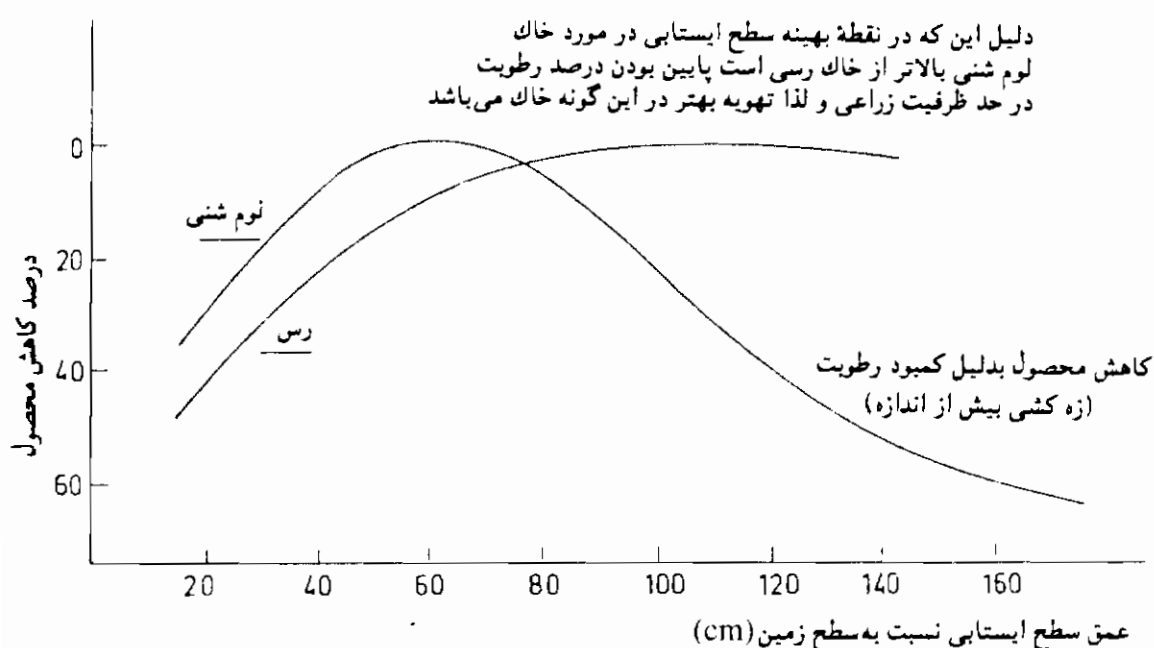
وجود رطوبت زیاد در خاک ، کار کردن روی زمین را با اشکال مواجه می سازد . در اراضی زه دار فرصت انجام کار برای آماده سازی زمین ، بذرکاری ، وجین و غیره بسیار کوتاه است و اگر بنا به دلایلی این اعمال روی زمین مرطوب انجام گیرد موجب کوبیده شدن خاک و تخریب ساختمان آن می شود . خراب شدن ساختمان خاک نه تنها مقدار محصول را تقلیل می دهد بلکه نفوذپذیری خاک را نیز کاهش داده و آب اضافی سطحی قادر به نفوذ در خاک نمی باشد . به طوری که مدت ها در سطح خاک باقی می ماند و حالت خیس بودن زمین را طولانی می سازد . همان طور که در فصل اوّل گفته شد خاک می تواند تا حد ظرفیت زراعی (FC) زه کشی شود ولی تا زمانی که رطوبت آن به کمتر از حد پایین پلاستیک (LPL) نرسد امکان کار روی آن وجود ندارد . در خاکهایی که $FC < LPL$ است به فاصله کمی بعد از بارندگی امکان کار روی زمین وجود خواهد داشت . حال آنکه در خاکهایی که $FC > LPL$ است برای انجام عملیات زراعی زمان زیادی در اختیار نخواهد بود و باید صبر کرد تا رطوبت خاک از حد FC گذشته و به LPL برسد .

در هر حال اثرات اقتصادی زه دار بودن اراضی بستگی به شیوه کشاورزی دارد . در کشاورزی مکانیزه اثرات منفی آن در هر واحد سطح شدیدتر از کشاورزی سنتی است . زیرا کشاورزی مکانیزه عمدتاً به صورت فشرده (intensive) و زراعت سنتی به صورت غیر فشرده (extensive) انجام می گردد .

کنترل سطح ایستابی

کاهش رشد گیاه و با اشکال مواجه شدن عملیات کشاورزی ، اثرات مستقیم ازدیاد رطوبت خاک و زه دار بودن اراضی است . چون این شرایط به نحوی با بالا بودن سطح آب زیرزمینی در ارتباط می باشد لذا اندازه گیری سریع موقعیت سطح ایستابی می تواند به عنوان معیاری برای تشخیص زه دار بودن اراضی مورد استفاده قرار گیرد . رابطه بین مقدار محصول و عمق سطح ایستابی زیاد مورد مطالعه قرار گرفته است . شکل (۱-۲) تیپ منحنی تغییرات میزان محصول و عمق سطح ایستابی را در مورد دو نوع خاک رسی و لوم شنی نشان می دهد . البته به دلیل نوسانات زیاد سطح ایستابی در مزرعه این رابطه مانند شکل (۱-۲) ساده نمی باشد ، لذا در استفاده از این منحنیها باید جانب احتیاط را رعایت نمود .

بین عمق سطح ایستابی و پارامترهای مربوط به انجام عملیات زراعی از قبیل هزینه های شخم و تعداد روزهایی که می شود روی زمین کار کرد نیز روابطی وجود دارد . براساس تجارب به دست آمده ، اگر عمق سطح ایستابی در خاکهای سبک شنی بیش از ۵۰ تا ۱۰۰ سانتی متر و در خاکهای رسی بیش از ۱۵۰ تا ۲۰۰ سانتی متر باشد از این لحاظ مشکلی وجود نخواهد داشت .



شکل (۱-۲) تیپ منحنیهای رابطه بین محصول و عمق سطح ایستابی برای دو نوع خاک

مشکلات دیگری که زیادی آب به وجود می آورد

آنچه در بالا اشاره شد مسایلی است که اغلب در آب و هوای مرطوب و بیشتر در مورد اراضی پست اتفاق می افتد ولی مشکلات دیگری نیز در رابطه با آب اضافی وجود دارد که اهم آنها عبارتند از :

۱) **زبانهای ناشی از سیل** : در بعضی مناطق ، طغیان رودخانه ها باعث می شود که سطح اراضی کشاورزی را سیلاب فرا گیرد . در مناطق خشک سیلابها غالباً محتوی مقدار زیادی مواد معلق هستند که پس از فروکش کردن سیل مواد جامد و رسوبات معلق آن

در سطح زمین به جای گذاشته می شود . این امر باعث تخریب اراضی و از بین رفتن محصول می گردد . برای جلوگیری از این مشکل لازم است تدابیر مقتضی از قبیل احداث سیل بند و زه کش سطحی اتخاذ گردد . بررسی این موضوع خارج از محدوده این کتاب است .

(۲) **فرسایش:** در زمینهایی که شیب آنها زیاد بوده و قادر به نفوذ دادن آب یا نگهداری آن در سطح خاک نمی باشند رواناب ناشی از بارندگیهای شدید موجب فرسایش خاک می گردد . این مشکل معمولاً در کوهپایه ها و جاهایی اتفاق می افتد که شیب کلی زمین بیش از ۱ تا ۲ درصد است . عوامل دیگری نیز در این امر دخالت دارند که از آن جمله می توان نوع خاک ، پوشش گیاهی و غیره را نام برد . فرسایش خاک و روشهای جلوگیری از آن نیز خارج از بحث این کتاب می باشد .

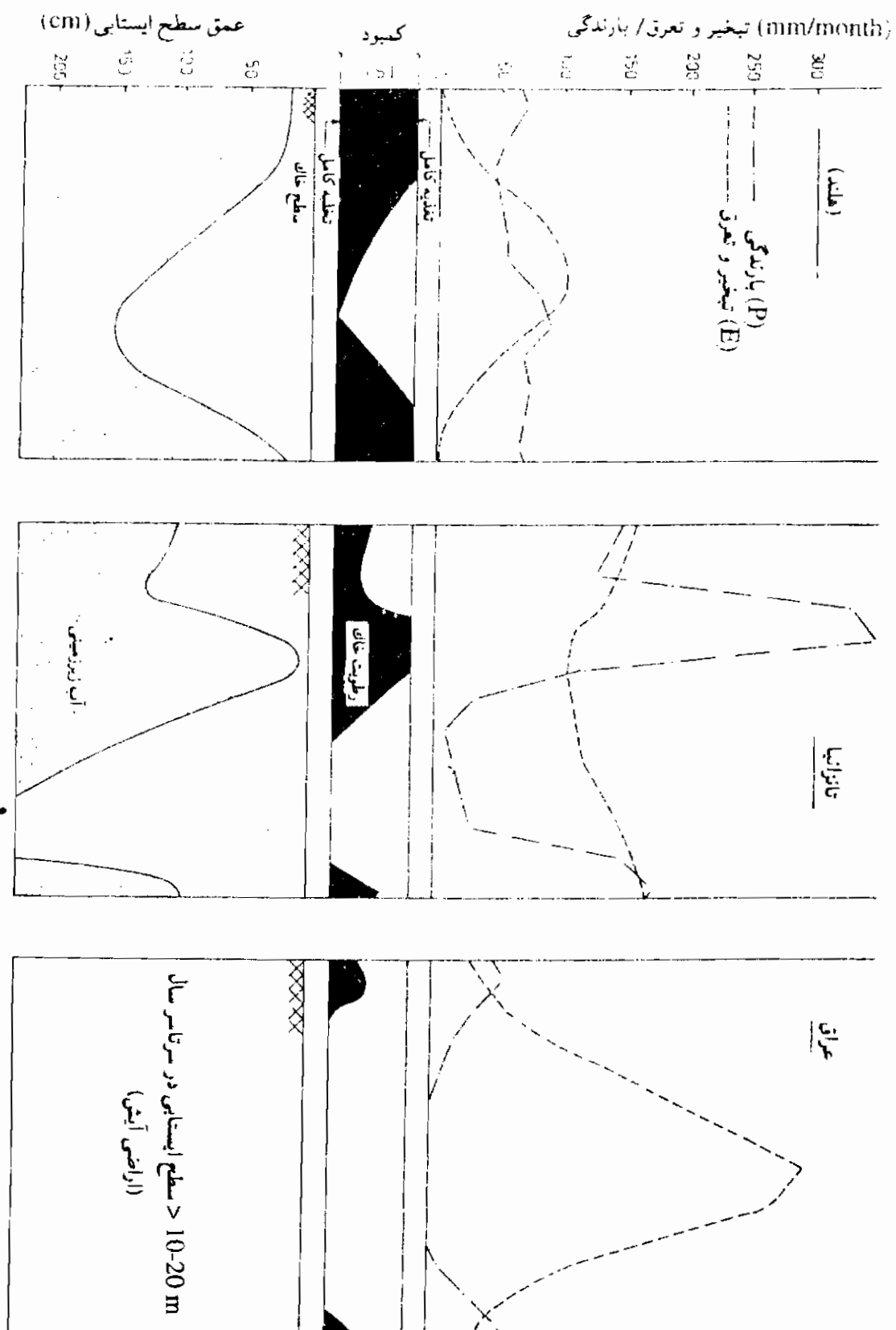
(۳) **شور شدن خاک:** عدم زه کشی ، عامل اصلی شور شدن اراضی و تجمع نمک در منطقه رشد ریشه هاست . این موضوع در مناطق خشک و نیمه خشک که زمینها آبیاری می شوند از اهمیت زیادیتری برخوردار است . هرچند مسایل زه کشی در مناطق خشک با مناطق مرطوب متفاوت است ولی روشهای زه کشی خاک و احیای زمینهای شور تا اندازه زیادی مشابه با زه کشی در مناطق مرطوب است . جنبه های اختصاصی زه کشی زمینهای شور به طور جداگانه در این کتاب تشریح خواهد شد .

۲-۲ منابع آب اضافی

بارندگی مستقیم بر روی اراضی ، منبع اصلی تولید آب اضافی است . منابع مهم دیگری که عامل آب اضافی می باشند عبارتند از ، ذوب شدن برفها در بهار ، سیل ، و آبیاری که بیشتر جنبه موضعی داشته و مناطق وسیعی را در بر نمی گیرند .

زیادی باران از مشکلات خاص مناطق مرطوب است ولی گاهی اوقات مناطق خشک و نیمه خشک را نیز در بر می گیرد . مقدار آب اضافی که در این مورد باید از زمین خارج گردند تنها به میزان بارندگی (P) بلکه به ظرفیت ذخیره خاک (S) و تبخیر و تعرق (E) نیز بستگی دارد .

در شکل (۲-۲) مشکلات زه کشی در سه نوع آب و هوای مختلف نشان داده شده است .



شکل (۲-۲) پیلان آب و شرایط هیدرولوژیک زراعی

الف - آب و هوای مرطوب با بارندگی نسبتاً یکنواخت در طول سال (مانند هلند) :
در این مناطق P در سرتاسر زمستان بیشتر از E است ولی در طول تابستان تبخیر و تعرق کمی بیشتر از بارندگی است . لذا سطح ایستابی در زمستان بالا و رطوبت خاک در لایه سطحی تقریباً در حالت اشباع است . از اوایل بهار بتدریج سطح ایستابی نزول می کند ولی هنوز منطقه توسعه ریشه ها دارای رطوبت زیاد بوده و گیاه قادر است آب مورد نیاز خود را بدون احتیاج به آبیاری از آن تأمین نماید . در اواخر پاییز که بار دیگر P از E بیشتر می شود بارندگیها باعث تغذیه آب زیرزمینی و بالا آمدن سطح ایستابی می گردد .

ب - آب و هوای نیمه حاره ای با بارندگی زیاد تابستانه (مانند تانزانیا) : در این مناطق مقدار P قبل از شروع فصل بارندگی تقریباً معادل با E است . رطوبت خاک که در دوره خشکی قبل تخلیه شده است در این زمان بتدریج تغذیه شده و قادر خواهد بود مقدار زیادی از بارانهای کوتاه مدت را در خود نگهداری نماید لذا در این زمان نیاز به زه کشی خاک نمی باشد . بتدریج مقدار بارندگی بیشتر از ظرفیت نگهداری خاک شده و سطح ایستابی از اوایل بهار تا اواسط تابستان شروع به بالا آمدن می کند . از اواخر تابستان که بارندگیها قطع می شود سطح ایستابی نیز افت پیدا می کند .

ج - آب و هوای خشک و نیمه خشک با مقدار کمی بارندگی زمستانه (مانند عراق) :
در این شرایط معمولاً مقدار بارندگی اندک و همواره $P < E$ است . تغذیه آب زیرزمینی از طریق بارندگیها ناچیز است ولی چون شدت باران زیاد است در بعضی جاها زه کشی سطحی مورد نیاز خواهد بود .

در این مناطق اکثر گیاهان فقط از طریق آبیاری قادر به رشد می باشند . آبیاری زیاد ممکن است توازن هیدرولوژیک را بهم زده و باعث بالا آمدن سطح ایستابی و شور شدن لایه سطحی خاک گردد .

۲-۳ سیستمهای زه کشی

یک سیستم زه کشی زراعی معمولاً از سه جز تشکیل شده است که عبارتند از زه کشهای مزرعه ، سیستم اصلی و خروجی (شکل ۲-۳) .

الف - سیستم زه کشهای مزرعه (field system) : وظیفه اصلی آن جمع آوری آب اضافی از زمین توسط شبکه ای از زه کشها است . این سیستم معمولاً بستگی به خصوصیات

زه کشی خاک داشته و خود شامل دو تیپ عمده زه کشهای زیرزمینی و زه کشهای سطحی است.

۱) شبکه زه کشهای زیرزمینی

این سیستم در جاهایی بکار برده می شود که آب اضافی قادر به نفوذ در خاک و وارد شدن به آب زیرزمینی بوده و سپس می تواند از طریق جریان زیرزمینی به طرف زه کشها حرکت و از زمین خارج گردد.

۲) شبکه زه کشهای سطحی

در شرایطی که نفوذپذیری خاک کم بوده و یا نفوذ آب به وسیله لایه های غیرقابل نفوذ سطحی سد می شود آب اضافی در سطح خاک یا در لایه سطحی آن تجمع پیدا می کند. آبی که در سطح خاک جمع می شود ایجاد جریان سطحی و آبی که در داخل خاک (در لایه سطحی) جمع می گردد به صورت جریان زیربستری تحت تأثیر شیب هیدرولیکی به حرکت در می آید. معمولاً زه کشی سطحی به عملیاتی اطلاق می گردد که برای خارج ساختن جریانهای سطحی به کار گرفته می شود ولی در بسیاری از اراضی مسطح و کم شیب هر دو نوع جریان سطحی و جریان زیربستری توأماً بوقوع پیوسته و جدا کردن این دو از همدیگر بسیار مشکل است.

ب- سیستم اصلی (main system): سیستم اصلی آب زه کشها را جمع آوری نموده و آن را به محل خروجی هدایت می کند. سیستم اصلی از تعدادی کانال یا نهر زه کش به ابعاد مختلف تشکیل شده است که به آنها کانالهای درجه یک، درجه دو، و درجه سه گفته می شود. کانالهای کوچک درجه ۳ (انهار جمع کننده) معمولاً در امتداد مرزهای زمین کشیده شده و آب آن وارد کانالهای درجه دو و سپس کانالهای درجه یک می شود انهار جمع کننده را **کلکتور** (collector) گویند.

ج- خروجی (outlet): نقطه انتهایی یک سیستم زه کش را **خروجی** گویند. در این محل زه آبها وارد زه کش طبیعی منطقه (رودخانه، دریاچه و غیره) می شوند. سطح آب در محل خروجی عامل تعیین کننده شیب هیدرولیکی سیستم و در نتیجه عامل اصلی حرکت آب است. تراز آب در این محل مشخص می کند که چقدر می توان سطح ایستابی را پایین آورده و یا این که آیا آب می تواند به طریق ثقلی خارج شود یا باید از پمپ استفاده شود. بنابراین ارتفاع نقطه