فصل نهم

هیدرولوژی آبهای زیرزمینی

کلّیات
تخلخل و آبدهی
وضعیت آب در لایه‌های آبدار
مواد تشکیل‌دهنده لایه‌های آبدار
لایه‌های آبدار غیرمحصور
لایه‌های آبدار محصور
مشخصات لایه‌های آبدار
ضریب انتقال
ضریب ذخیره
ضریب نشت
نشست زمین
قانون دارسی
مسائل
منابع برای مطالعه بیشتر

۹-۱ کلّیات

بخشی از چرخه آب در طبیعت در زیر سطح زمین صورت می‌گیرد که منابع آبهای زیر زمینی یکی از اجزاء آن محسوب می‌شود. البته آنچه را که بنام **آب زیرزمینی** (ground water) معروف است نباید با **آب زیرسطحی** (sub-surface water) یکی دانست. هرچند هر دو آب بوده و هر دو در زیر لایه سطحی خاک قرار دارند اما از جائی که کاربریهای متفاوت دارند و در واقع توسط متخصصان جداگانه‌ای مورد بررسی قرار می‌گیرند بین این دو تفاوت کلّی وجود دارد. در واقع آب زیرسطحی به کلیه آبهائی گفته می‌شود که در زیر لایه سطحی زمین قرار گرفته‌اند اما آب زیرزمینی فقط به آن قسمت از آبهایی که در زیرزمین وجود داشته و بتواند بصورت آزادانه در اثر نیروی ثقل در داخل منافذ و یا درز و ترکها حرکت نماید گفته می‌شود. بنابراین آب زیرزمینی فقط می‌تواند در قسمتهای اشباع شده لایه‌های زیرزمینی وجود داشته باشد، حال آنکه آب زیر سطحی براساس تعریفی که از آن بعمل آمد به تمام آبهایی که به‌هر شکل در داخل پوسته جامد زمین قرار دارند گفته می‌شود. مطالعه خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، حرکت و توزیع و تبادل آب زیرزمینی با هوا و آبهای سطحی و نیز جنبه‌های اقتصادی و اجتماعی آن در قلمرو علم هیدرولوژی آبهای زیرزمینی و یا به اصطلاح **هیدروژئولوژی** قرار دارد.

واژه هیدروژئولوژی برای اولین بار در سال ۱۸۰۲ میلادی توسط لامارک (J. B. Lamark)

بکار برده شد. لامارک این واژه را برای مطالعه مواد رسوبی در زیر آب (aqueous sedimentation) تعریف کرد. حتی تا سال ۱۸۸۷ که دوبرو (A. Daubreo) در فرانسه جلد سوم کتاب درسی هیدروژئولوژی را منتشر کرد این واژه به همین معنی بکار برده می‌شد. اما از سال ۱۹۰۶ که فولر (M. L. Fuller) در آمریکا نشریه تأمین آب (water supply paper) را منتشر کرد این واژه به معنی مطالعه آبهای زیرزمینی مطرح گردید که با مطالعه مواد رسوبی در زیر آب کاملاً متفاوت است.

البته نباید تصور کرد که توجه به منابع آبهای زیرزمینی از سال‌های اول قرن بیستم آغاز گردید بلکه قدمت کاربرد این منابع به هزاران سال قبل می‌رسد. واحه موسوم به خرگاه در مصر (Kharga) به دلیل داشتن منابع سرشار آبهای زیرزمینی اهمیت زیادی در تاریخ دارد. این واحه که یک فرورفتگی توپوگرافیکی است در غرب مصر و در جائی واقع شده است که هیچ گونه رودخانه‌ای از آن نمی‌گذرد و بارندگی در آن حدود یک میلی‌متر در سال است. آبهای زیرزمینی این واحه ۲۵۰۰۰ سال قبل توسط مهاجرین مورد استفاده قرار می‌گرفت. در ابتدا تنها از چشمه‌های موجود استفاده می‌شد اما در زمان حکمرانی ایرانی‌ها، یونانی‌ها، رومی‌ها و سپس اعرابی که بر این منطقه مسلط شدند بتدریج چاههائی در منطقه حفر شد که عمق آن‌ها بعضاً به ۷۰ متر می‌رسید و اولین چاههای آرتزین نیز در این واحه مشاهده گردید. مطالعات بعدی نشان داد که آب زیرزمینی این واحه از ۸۰۰ کیلومتر دورتر و از لابلای ماسه سنگ‌ها تامین می‌شود که چنین جریانی از آب به مدت زمانی بیش از ۵۰۰۰۰ سال نیاز داشت. از سال ۱۹۱۰ میلادی که توجه به آبهای زیرزمینی بعنوان یک منبع باارزش توجه دانشمندان را بخود جلب کرد. مطالعات علمی برای پی بردن به قوانین هیدرولیکی این آبها آغاز گردید که اولین قدم طبقه‌بندی آبها در زیرزمین بود. قابل قبول‌ترین طبقه‌بندی مربوط به منزر(Meinzer)، متخصص آبهای زیرزمینی در سازمان زمین‌شناسی آمریکاست که در سال ۱۹۲۳ ارائه نمود (شکل ۹-۱). منزر در سال ۱۹۰۶ به استخدام سازمان زمین‌شناسی آمریکا درآمد و در سال ۱۹۱۳ بخش آبهای زیرزمینی را دراین سازمان بوجود آورد.

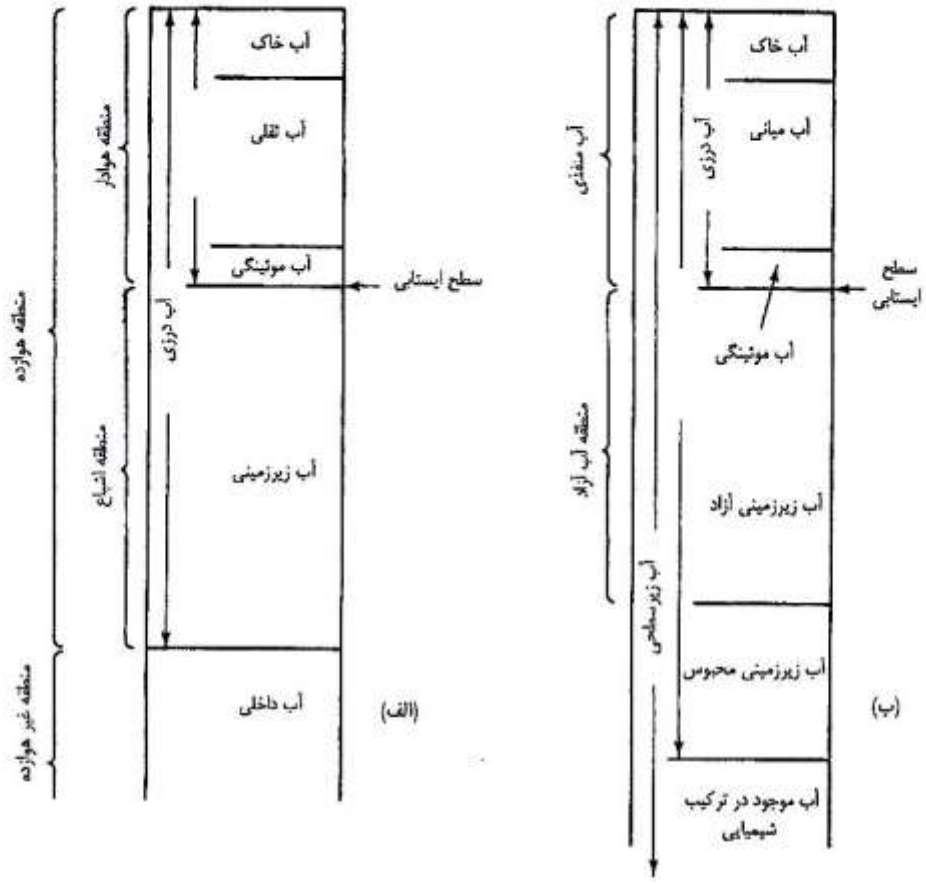
براساس طبقه‌بندی او اگر از سطح زمین بطرف پایین نزول کنیم سه منطقه متمایز را در رابطه با آب زیر سطحی مشاهده خواهیم کرد که عبارتند از:

(۱) **منطقه هوادار** (zone of aeration)

(۲) **منطقه نوار مویینگی** (zone of capillary fringe)

(۳) **منطقه اشباع** (zone of saturation)

در منطقه هوادار آب بصورت رطوبت موجود بوده و علاوه بر آب برخی از منافذ خاک با هوا پر شده‌اند. این آب گرچه ممکن است دارای حرکت باشد اما از نظر حفر چاه، بهره‌برداری اقتصادی از آن امکان‌پذیر نمی‌باشد. در منطقه نوار مویینگی آب در اثر **نیروهای بالا دهنده مویینگی** (capillary force) از قسمت اشباع زیرین بالا کشیده شده و لذا قسمتی از خاک را

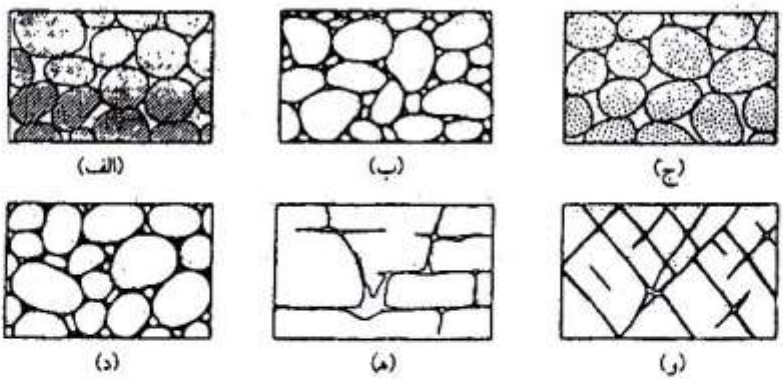


شکل ۹-۱ لایه‌های آبدارزیرزمینی براساس طبقه‌بندی‌های الف: منزر (Meinzer) و ب: دی‌ویست (DeWiest)

بصورت اشباع درمی‌آورد. این لایه بصورت نواری که ضخامت آن بسته به‌ریزی و درشتی منافذ خاک از چند سانتیمتر تا چند متر متفاوت است از آب اشباع می‌باشد اما چون آب توسط نیروهای مویینگی نگهداری می‌شود قابل استخراج نبوده و آب در داخل آن دارای فشار مثبت که بتواند آزادانه حرکت کند نمی‌باشد. منطقه اشباع در زیر این لایه قرارگرفته و آب در داخل آن در منافذ درشت آزادانه در اثر نیروی ثقل جابجا می‌شود. آب زیرزمینی واقعی نیز به همین آب اطلاق شده و لایه‌ای که این آب در آن وجود دارد *لایه آبدار* نام دارد. برای بهره‌برداری از آب زیرزمینی، چاه یا قنات باید در این لایه حفر شده باشد. طبقه‌بندی منزر در سال ۱۹۶۶ توسط دی ویست (DeWiest) تکمیل و به نحو دیگری ارائه گردید (شکل ۹-۱).

آب زیرزمینی یا در میان فضاهای خالی موجود در بین *رسوبات سفت نشدهٔ* (آبرفتی) وجود دارد و یا در میان درز و شکافهای موجود در *سازندهای سخت* جای می‌گیرد. برخی از سنگها از

ابتدای تشکیل دارای منافذ و درز و شکاف هستند ولی بعضی دیگر بعداً طی رخدادهای زمین ساختی دارای منافذ می‌شوند. بعلاوه فرایندهای فیزیکی ـ شیمیایی بطور مداوم بر سنگها اثر می‌گذارد که موجب افزایش حجم یا کاهش حجم منافذ در آنها می‌شود. رسوبات سفت‌نشده یا *سازند نرم* که عمده‌ترین منابع و مخازن آب زیرزمینی را تشکیل می‌دهند، مواد فرسایش یافته‌ای هستند که توسط آب، باد و یا نیروی ثقل از مناطق مرتفع به نقاط پست و کم‌شیب حمل و رویهم انباشته شده است. این مواد به دلیل این که کاملاً سفت و غیرقابل نفوذ نبوده و دارای خلل و فرج هستند، قادرند آب نفوذیافته را در میان فضاهای خالی بین دانه‌ها جای داده و مخازن آب زیرزمینی را بوجود آورند. کمی و زیادی حجم فضاهای خالی بستگی به این دارد که مواد رسوبی چگونه پهلوی هم قرارگرفته باشند. از طرف دیگر *سازندهای سخت* رسوبات یا سنگهای سفت شده‌ای هستند که ممکن است علاوه بر داشتن منافذ اندک، دارای درز و شکاف که آب را در داخل خود جای دهند نیز باشند. تفاوت عمده منافذ موجود در مواد رسوبی سازندهای نرم با درز و ترکهای موجود در سازندهای سخت در این است که در اولی منافذ معمولاً بهم پیوسته‌اند و لوله‌های کم و بیش باریکی را در سرتاسر ضخامت لایهٔ مواد رسوبی بوجود می‌آورند ولی درز و ترکها ممکن است ناپیوسته و مجزا باشند. در شکل ۹-۲ مقاطع چند نمونه از تشکیلات زمین‌شناسی که دارای منافذ یا درز و شکاف می‌باشند نشان داده شده است. آبهای زیرزمینی موجود در سازندهای سخت بحث جداگانه‌ای است که موضوع این کتاب نمی‌باشد و تحت عنوان *هیدروژئولوژی سازندهای سخت* (karst hydrogeology) مورد بحث قرار می‌گیرد.



شکل ۹-۲ منافذ و درز و ترک در سنگها و مواد رسوبی.
الف ـ مواد رسوبی با دانه‌بندی یکنواخت
ب ـ مواد رسوبی با دانه‌بندی خوب
ج ـ مواد رسوبی متشکله از دانه‌های متخلخل
د ـ مواد رسوبی با منافذ تقلیل یافته دراثر رسوب مواد شیمیایی
هـ ـ ایجاد تخلخل در سنگ در اثر انحلال
و ـ ایجاد درز و ترک دراثر شکستگی

۹-۲ تخلخل و آبدهی

در آبهای زیرزمینی *تخلخل* بویژه *تخلخل مفید* مواد حائز اهمیت فراوان است . تخلخل که بر حسب درصد نیز توصیف می‌شود عبارت است از نسبت حجم منافذ خالی در لایه آبدار به حجم کل مواد تشکیل دهنده آن لایه.

$$n = \frac{V_v}{V_t} \qquad (۹-۱)$$

در این فرمول n تخلخل کل، V_t حجم کل مواد رسوبی و V_v حجم منافذ موجود در مواد رسوبی است. اگر یک تشکیلات یا سازند زمین‌شناسی (formation) دارای تخلخل زیاد باشد قادر خواهد بود مقدار زیادی آب را در خود ذخیره نماید. بنابراین تخلخل، عمده‌ترین خصوصیتی است که در مطالعهٔ آبهای زیرزمینی باید مورد توجه قرار گیرد. گاهی اوقات حجم منافذ موجود در یک توده از مواد نسبت به حجم مواد جامد آن توده سنجیده می‌شود که این نمایه را نسبت **پوکی** گویند.

$$e = \frac{V_v}{V_s} \qquad (۹-۲)$$

دراین معادله e نسبت پوکی و V_s حجم مواد جامد می‌باشد. باتوجه به فرمول‌های ۹-۱ و ۹-۲ بین تخلخل (n) و نسبت پوکی رابطه $e = \frac{n}{1-n}$ برقرار است.

● مثال ۹-۱

نمونه‌ای از خاک تشکیل دهنده مواد یک لایه آبدار را در ظرفی که حجم آن ۵۰ سانتی‌مترمکعب است ریخته‌ایم و مشاهده شد که این مواد در موقع وارد شدن به ظرف پر از آب ۳۰/۵ سانتی‌متر مکعب آب را جابجا نمود. تخلخل و نسبت پوکی این مواد چقدر است.

حل

حجم مواد جامد $= V_s = 30.5\ cm^3$

حجم کل مواد $= V_t = 50\ cm^3$

حجم منافذ $= V_v = 50 - 30.5 = 19.5$

(تخلخل) $n = \frac{19.5}{50} = 0.39$ یا 39%

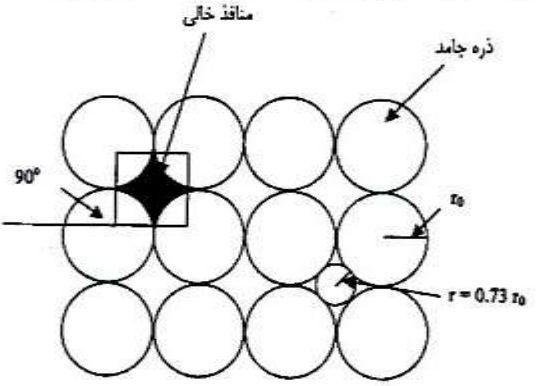
(نسبت پوکی) $e = \frac{0.39}{1-0.39} = 0.64$

اگر دانه‌های تشکیل دهندهٔ مواد رسوبی را ذرات کروی با اندازه‌های مساوی (مثلاً به شعاع r_0) تشکیل می‌داد و این دانه‌ها با آرایش **مکعبی** (cubic) پهلوی هم قرار می‌گرفتند، یعنی هر دانه درست روی دانه دیگر واقع شده بود (شکل ۹-۳)، در این صورت تخلخل مواد، مستقل از اندازهٔ ذرات، ۴۷/۶۵ درصد می‌شد (حدود ۴۸ درصد) زیرا با توجه به شکل:

$$\text{تخلخل} = \frac{\text{حجم منافذ خالی}}{\text{حجم کل مکعب}} = \frac{\text{حجم مکعب به ضلع } 2r_0 - \text{حجم کره به شعاع } r_0}{\text{حجم مکعب به ضلع } 2r_0}$$

$$\text{تخلخل} = \frac{8r_0^3 - 4/3\,\pi\, r_0^3}{8\,R^3} = 0.48$$

در این صورت در فضای خالی بین ذرات می‌توان ذره کروی دیگری به شعاع $r = 0.73\ r_0$ را جای داد و شعاع گذرگاه‌های متصل بهم این مجموعه ساختمانی برابر $r = 0.41\ r_0$ خواهد بود.

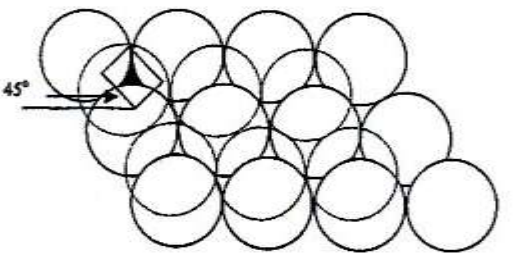


شکل ۹-۳ ذرات کروی به شعاع r_0 با آرایش مکعبی (Cubic)

ولی چنانچه بجای آرایش مکعبی دانه‌ها در دل یکدیگر قرار می‌گرفتند آرایش نوع رومبو هدرال (rhombohedral) را ایجاد می‌کردند که در این صورت تخلخل این تشکیلات برابر ۲۶ درصد می‌شد. زیرا مطابق شکل ۹-۴ تخلخل ذرات کروی با شعاع r_0 برابر خواهد بود با:

$$\text{تخلخل} = \frac{\text{حجم منافذ}}{\text{حجم کل رومبوهدرال}} = \frac{\text{حجم منافذ}}{\text{حجم رومبوهدرال به ضلع } 2r_0}$$

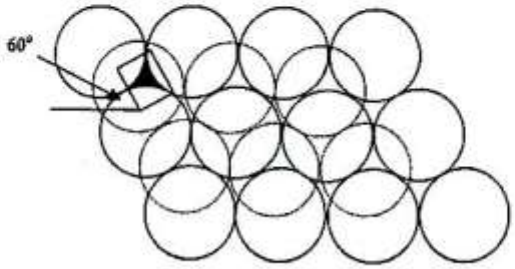
$$\text{تخلخل} = \frac{(2r_0)\,(2r_0)\,(2r_0)\,\text{Sin}\,45^\circ - 4/3\,\pi\, r_0^3}{(2r_0)\,(2r_0)\,(2r_0)\,\text{Sin}\,45^\circ}$$



شکل ۹-۴ آرایش ذرات کروی بصورت رومبوهدرال

بنابراین دو طرف محدوده تخلخل در صورت وجود ذرات کروی با اندازه‌های مساوی حداکثر ۴۸ و حداقل ۲۶ درصد می‌باشد. اما آرایش ذرات کروی می‌تواند به صورت‌های دیگر هم باشد. مثلاً چنانچه بجای آرایش رومبوهدرال با زاویه تماس ۴۵ درجه اگر زاویه تماس اضلاع مثلاً ۶۰ درجه باشد (شکل ۹-۵) در این صورت آرایش از نوع اورتورومبیک (Orthorhombic) و تخلخل ۴۰ درصد خواهد بود زیرا:

$$\text{تخلخل} = \frac{\text{حجم منافذ خالی}}{\text{حجم کل}} = \frac{(2r_0)\,(2r_0)\,(2r_0)\,\text{Sin } 60^\circ - 4/3\,\pi\, r_0^3)}{(2r_0)\,(2r_0)\,(2r_0)\,\text{Sin } 60^\circ} = 0.4$$

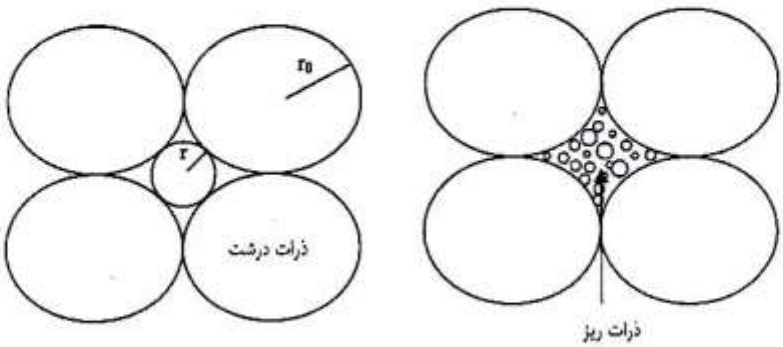


شکل ۹-۵ طرز قرار گرفتن ذرات کروی شکل با اندازه‌های مساوی با آرایش اورتورومبیک

در طبیعت ممکن است فضائی خالی بین ذرات کروی را ذرات کوچکتر دیگر نیز پر کرده باشد (شکل ۹-۶) که در این صورت تخلخل حتی کمتر از ۲۶ درصد می‌باشد و یا آن که آرایش ذرات بصورت مرکب باشد یعنی هم آرایش مکعبی وجود داشته باشد و هم آرایش رومبوهدرال. در این حالت تخلخل ترکیبی از هر دو بوده و مقدار آن ۶۲ درصد خواهد بود. زیرا:

$$\text{تخلخل} = 0.48 + 0.26\,(1 - 0.48) = 0.62$$

این حالت زمانی اتفاق می‌افتد که ذرات کروی خاک با ایجاد خاکدانه (aggregate) ذرات ثانویه‌ای را ایجاد کنند. در حالت طبیعی ذرات نه کروی کامل هستند و نه یک اندازه، لذا چگونگی قرار گرفتن آن‌ها از نظر ساختمانی می‌تواند بی‌نهایت حالت تخلخل را ایجاد کند.



شکل ۹-۶ قرار گرفتن ذرات درشت یا ریز در بین آرایش اصلی خاک

مواد رسوبی از نظر اندازه در ۵ گروه کلی زیر تقسیم‌بندی می‌شوند. این طبقه‌بندی با فرض اینکه ذرات را کروی در نظر بگیریم به شرح زیر است:

- رس : قطر ذرات در آنها کوچکتر از ۲ میکرون است
- سیلت : قطر ذرات در آنها بین ۲ تا ۶۲ میکرون است
- ماسه : قطر ذرات بین ۶۲ میکرون تا ۲ میلی‌متر است
- شن : قطر ذرات بین ۲ تا ۶۴ میلی‌متر است
- قلوه سنگ : قطر ذرات بین ۶۴ تا ۲۵۶ میلی‌متر می‌باشد.

رسوبات حاصله از مواد رسی و خاکهای آلی ممکن است تخلخلی بسیار بالا داشته باشند. زیرا این مواد نمی‌توانند بخوبی پهلوی هم قرار گیرند. بار الکتریکی ذرات رس (منفی) مانع از نزدیک شدن آنها به یکدیگر می‌شود. بنابراین تخلخل کل مواد رسوبی مقداری است متغیر که به شکل، اندازه و طرز قرار گرفتن ذرات نسبت به یکدیگر (آرایش ذرات)بستگی دارد. تخلخل کل موادی که از نظر آبهای زیرزمینی مهم می‌باشند به صورت زیر است (جدول ۹-۱)

جدول ۹-۱ تخلخل کل برخی مواد رسوبی

نوع مواد رسوبی	تخلخل کل (٪)
شن و ماسه مخلوط	۲۰-۳۵
شن یا ماسه با اندازه‌های مساوی	۲۰-۵۰
سیلت	۳۵-۵۰
رس	۳۳-۶۰

هنگامی که مواد رسوبی از آب اشباع باشد همه منافذ ریز و درشت آن پر از آب می‌باشد ولی اگر بخواهیم این آب را در اثر نیروی ثقل از منافذ خارج سازیم تمامی آب خارج نخواهد شد. زیرا بخشی از آب با نیروی بسیار زیادی به اطراف ذرات مواد رسوبی چسبیده و در اثر اختلاف پتانسیل ثقلی که ممکن است بطور طبیعی اتفاق افتد (مانند چشمه) و یا مصنوعاً ایجاد شود (مانند چاه) از محل خود خارج نمی‌شوند. این قسمت از آبهای منفذی را آب **هیگروسکپی** (hygroscopic) گویند. مقدار آب هیگروسکپی که به آن آب **غشایی** هم گفته می‌شود به اندازه سطوح مواد تشکیل دهندهٔ مواد رسوبی بستگی دارد. در خاکهای رسی چون ذرات تشکیل دهندهٔ آنها کوچک است سطوح مربوط به ذرات (سطح ویژه) نیز زیاد می‌باشد، لذا آب هیگروسکپی در آنها زیاد است. حجم آبی که به صورت هیگروسکپی در مواد نگهداری می‌شود (نسبت به حجم کل مواد) به نام **نگهداشت مخصوص** (specific retention) نامیده می‌شود. بخشی دیگر از آب موجود در خاک در اثر نیروی ثقلی حرکت می‌کند و قادر است از آن خارج شود. نسبت حجم آبی که در اثر نیروی ثقل قابل جابجاشدن می‌باشد به حجم کل مواد را **آبدهی مخصوص (ویژه)**

(specific yield) نامند. لذا تخلخل مواد لایه های آبدار به دو قسمت مجزا تقسیم می‌شود. بخشی که آب موجود در آن در اثر نیروی ثقل قابل حرکت است *تخلخل مفید* یا *تخلخل مؤثر* (effective porosity) وبخشی دیگرکه‌آب در آن نگهداری می‌شود *تخلخل غیرمفید* نام دارد. یعنی:

تخلخل غیر مفید + تخلخل مفید = تخلخل کل

نگهداشت مخصوص + آبدهی مخصوص = تخلخل کل

بنابراین اگر آبدهی مخصوص را با S_y و نگهداشت مخصوص را با S_r نشان دهیم خواهیم داشت .

$$n = S_y + S_r \qquad (۳-۹)$$

چنانچه یک لایه آبدار آزاد به سطح A را در نظر بگیریم و فرض کنیم سطح آب (ایستابی) در آن به اندازه dh کاهش یابد و در اثر این عمل حجم آبی معادل dv از آن خارج گردد با توجه به این که حجم موادی که آب از آن خارج شده است (A.dh) می‌باشد، در این صورت آبدهی مخصوص (S_y) آن برابر خواهد بود با:

$$S_y = \frac{dV}{A(dh)} = \frac{1}{A}\left(\frac{dv}{dh}\right) \qquad (۴-۹)$$

و مقدار نگهداشت مخصوص (S_r) باتوجه به تعاریف بالا برابر است با:

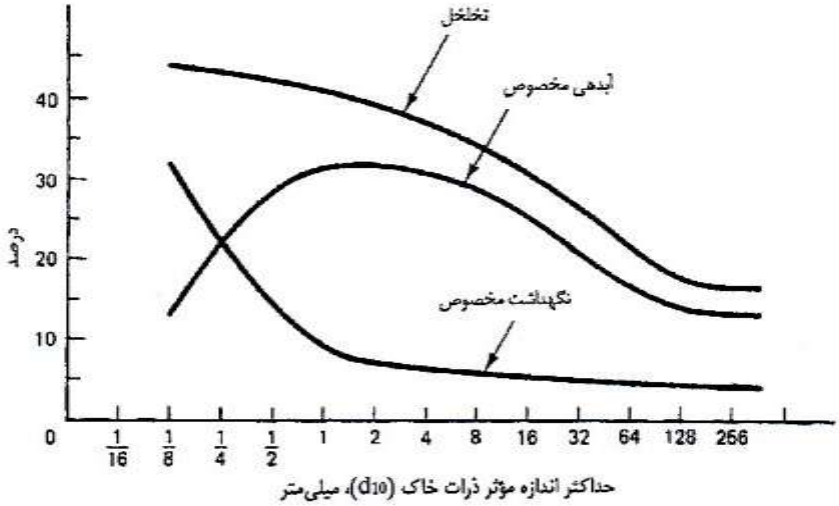
$$S_r = n - S_y$$

$$S_r = n - \frac{1}{A}\left(\frac{dv}{dh}\right) \qquad (۵-۹)$$

مقادیر آبدهی مخصوص در مورد برخی مواد رسوبی در جدول ۹-۲ ذکر شده است. از نظر بهره‌برداری از آبهای زیرزمینی آن دسته از مواد رسوبی که علاوه بر تخلخل زیاد بالاترین درصد آبدهی مخصوص را داشته باشند ارجحیت دارند. باتوجه به شکل ۹-۳ که در آن تغییرات تخلخل کل، آبدهی مخصوص و نگهداشت مخصوص نسبت به اندازهٔ ذرات تشکیل‌دهنده موّاد رسم شده است ملاحظه می‌گردد که بالاترین مقدار آبدهی مربوط به ماسه متوسط تا درشت است. لذا بهترین لایه آبدار زیرزمینی، لایه‌ای است که از ذرات ریز و درشت به یک اندازه داشته‌باشد و از نظر حفر چاه، نه لایه‌های رسی مطلوب می‌باشد و نه لایه‌های بسیار درشت دانه. در شکل ۹-۷ مشاهده می‌شود که تخلخل در مواد درشت دانه کم و در مواد ریزدانه زیاد است و برعکس نگهداشت مخصوص در مواد ریزدانه زیاد و در مواد درشت کم می‌باشد. اما چون تغییرات آنها با یکدیگر متقارن نیست لذا تفاوت این دو که آبدهی مخصوص می‌باشد به نحوی است که از مواد ریزدانه به سمت مواد درشت دانه، ابتدا آبدهی زیاد و به نقطه ماکزیمم رسیده و سپس کاهش پیدا می‌کند. نقطه ماکزیمم جائی است که اندازه ذرات متوسط (نه ریز و نه زیاد درشت) باشد.

جدول ۹-۲ تخلخل مفید (آبدهی مخصوص) در برخی مواد رسوبی

نوع مواد	آبدهی مخصوص (٪)		
	حداکثر	حداقل	متوسط
رس	۵	۰	۲
سیلت	۱۹	۳	۱۸
ماسه‌ریز	۲۸	۱۰	۲۱
ماسه متوسط	۳۲	۱۵	۲۶
ماسه درشت	۳۵	۲۰	۲۷
ماسه ـ شن	۳۵	۲۰	۲۵
شن ریز	۳۵	۲۱	۲۵
شن متوسط	۲۶	۱۳	۲۳
شن درشت	۲۶	۱۲	۲۲



شکل ۹-۷ رابطه بین تخلخل کل، آبدهی مخصوص و نگهداشت مخصوص با اندازه ذرات.

● **مثال ۹-۲**

در یک منطقه به وسعت ۱۰۰ هکتار، سطح آب زیرزمینی ۴/۵ متر افت پیدا کرده است. اگر تخلخل مواد تشکیل دهنده آن ۳۰ درصد و نگهداشت مخصوص ۱۰ درصد باشد حساب کنید:
الف: آبدهی مخصوص لایه آبدار و ب: تغییرات ذخیره آب زیرزمینی را در لایه آبدار.

حل

$$\text{تخلخل} = S_y + S_r$$

$$30 = S_y + 10$$

$S_y = 20\%$

S_y × افت سطح ایستایی × سطح لایه آبدار = تغییرات ذخیره آب زیرزمینی

$= (100)\ (4.5)\ (0.2)$

$= 90\ (ha\text{-}m)$

$= 900000\ m^3$

● مثال ۹-۳

در یک لایه آبدار به وسعت یک کیلومتر مربع سطح آب زیرزمینی در عمق ۲۵ متری است. پس از یک دوره آبیاری به مقدار ۲۰ سانتی‌متر، سطح ایستایی در عمق ۲۴ متری قرار می‌گیرد. سپس با پمپاژ ۳۰۰،۰۰۰ متر مکعب آب سطح ایستابی در عمق ۲۶/۲ متری قرار می‌گیرد حساب کنید:

الف : آبدهی مخصوص لایه آبدار

ب :کمبود رطوبت خاک را نسبت به ظرفیت زراعی در قبل از آبیاری

حل

آبدهی مخصوص × افت سطح ایستایی × سطح لایه آبدار = حجم آب پمپ شده

$300000 = (1000000)\ (26.2 - 24)\ (S_y)$

$S_y = 0.136 = 13.6\%$

(S_y) (افزایش سطح ایستایی) × (سطح لایه آبدار) = حجم آب تغذیه شده

برای یک واحد سطح لایه آبدار ارتفاع آب تغذیه شده برابر است با:

$1 \times y = (1)\ (25\text{-}24)\ (0.136)$

$y = 0.136\ m = 136\ mm$

چون ۲۰ سانتی‌متر(۲۰۰ میلی‌متر) آبیاری فقط ۱۳۶ میلی‌متر افزایش سطح ایستابی را باعث شده‌است بنابراین کمبود رطوبت نسبت به ظرفیت زراعی در قبل از آبیاری ۶۴ میلی‌متر خواهد بود. زیرا:

کمبود رطوبت $= 200 - 136 = 64\ mm$

● مثال ۹-۴

در یک نقطه متوسط بارندگی سالانه ۷۰۰ میلی‌متر و نوسان سطح آب زیرزمینی ۳/۲ متر می‌باشد. اگر آبدهی مخصوص مواد لایه آبدار ۲ درصد و جمعیت مستقر در منطقه ۱۵۴ نفر در هر کیلومتر مربع باشد آب زیرزمینی تا چه اندازه خواهد توانست نیاز شرب را که ۱۸۰ لیتر در روز برای هر نفر برآورده شده است تأمین نماید. درصد نفوذ آب باران را ۱۰ در نظر بگیرید.

حل

ذخیره قابل برداشت سالانه آب زیرزمینی را برای سطح یک کیلومتر مربع بدست می‌آوریم.

Q = (سطح) (نوسان سطح ایستابی) (آبدهی مخصوص)

$Q = (1000000)\ (3.2)\ (0.02) = 64000\ m^3$

چون مقدار آبی که بوسیله نفوذ باران تغذیه می‌شود ۱۰ درصد بارندگی است که ۷۰۰۰۰ متر مکعب در سال می‌باشد لذا حجم ۶۴۰۰۰متر مکعب برای ذخیره تامین می‌باشد.

مقدار مصرف سالانه در هر سال $= (154)\ (180 \times 365) = 10117800\ lit$

$= 10120\ m^3$

بنابراین مقدار نیاز ۱۰۱۲۰ متر مکعب و مقدار آب ذخیره شده قابل برداشت سالانه ۶۴۰۰۰ متر مکعب است که از این بابت نیاز شرب ساکنین منطقه تأمین می‌شود.

■ تمرین ۹-۱

یک نمونه از خاک اشباع پس از زهکشی ثقلی و خارج شدن ۲۰ گرم آب از آن وزنی معادل ۸۵ گرم دارد. این نمونه پس از خشک شدن کامل وزنی برابر ۸۰ گرم پیدا کرده است. چنانچه دانسیته ظاهری خاک ۱/۶۵ و دانسیته آب یک گرم بر سانتی‌متر مکعب باشد، حساب کنید مقادیر آبدهی نگهداشت مخصوص و تخلخل این خاک را.

جواب: الف - ۳۱/۴ درصد ب - ۷/۹ درصد ج - ۳۹/۳ درصد

۹-۳ وضعیت آب در لایه‌های آبدار

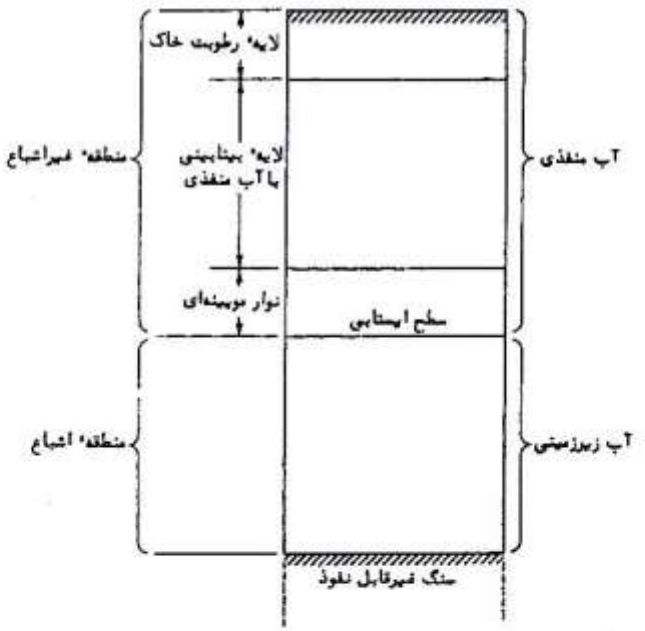
آب حاصله از بارندگی یا ذوب برفها پس از نفوذ به داخل خاک به حرکت عمقی خود در داخل خاک ادامه می‌دهد تا سرانجام به لایه‌های غیرقابل نفوذ برخورد کرده و متوقف گردد. آب نفوذی در روی این لایه‌ها تمامی منافذ را پر می‌کند و منطقهٔ اشباعی را به وجود می‌آورد که به آن لایهٔ آبدار، آبخان، آبخانه و یا به اشتباه **سفرهٔ آب زیرزمینی** گویند. سفره آب چون یک سطح یا گستره‌ای را تداعی می‌کند برای لایه آبدار واژه مناسبی نمی‌باشد. حد فاصل لایهٔ اشباع و لایهٔ غیراشباع بالایی را **سطح ایستابی** (water table) گویند. هرچند **لایهٔ هوادار** (vados) بالایی نیز دارای مقداری رطوبت است ولی به آن آب زیرزمینی اطلاق نمی‌شود. بنابراین اگر از سطح زمین تا لایهٔ غیرقابل نفوذ چاهی را حفر کنیم دو لایهٔ متمایز را مطابق شکل ۹-۸ که حالت ساده شده طبقه‌بندی‌های قبل است مشاهده خواهیم کرد. یکی لایهٔ غیراشباع بالایی که به **لایهٔ هوادار** معروف است و دیگری لایهٔ اشباع پایین که به آن **لایهٔ آبدار** یا آب زیرزمینی گفته می‌شود.

در لایه‌های آبدار غیرمحصور فشار آب در سطح ایستابی برابر فشار اتمسفر و نسبت به آن صفر در نظر گرفته می‌شود. آبی که در داخل لایهٔ آبدار قرار گرفته است دارای **فشار مثبت**

(هیدرواستاتیک) و آب موجود در لایهٔ هوادار بالایی تحت *فشار منفی* (مکش) است. رطوبت خاک در لایه غیراشباع تحت تأثیر نیروی ثقل از خاک خارج نمی‌شود ولی بخشی از آبی که در لایهٔ اشباع قرار گرفته است در اثر نیروی ثقل یا گرادیان هیدرولیکی قابل جابجا شدن است.

مقداری از آب لایهٔ اشباع در اثر نیروی مویینگی بالا می‌آید و روی سطح ایستابی واقعی نوار باریکی را تشکیل می‌دهد که هرچند از آب اشباع است ولی فشار آن نسبت به فشار اتمسفر منفی می‌باشد. این نوار که به نام *نوار مویینه‌ای* (capillary fringe) معروف است در بعضی خاکها باریک و در برخی ضخیم است، مثلاً در گراول حدود ۰/۸ سانتی‌متر و در رس تا ۳ متر می‌رسد. به هر حال نباید آن را جزء لایهٔ آبدار زیرزمینی به حساب آورد. هر چند این لایه ظاهراً اشباع می‌باشد اما پتانسیل آب در آن منفی می‌باشد.

آب موجود در لایه‌های آبدار زیرزمینی گر چه ظاهراً ساکن بنظر می‌رسد ولی در عمل به دلیل اختلاف انرژی یا بار هیدرولیکی موجود در حرکت می‌باشد. گاهی اوقات ما با حفر چاه و قنات بار هیدرولیکی آب را به نفع خود و بصورت مصنوعی تغییر می‌دهیم تا سرعت حرکت آب در زیر زمین سریعتر شده و از آن در زمان کوتاه و بمقدار زیاد استفاده کنیم.



شکل ۹-۸ لایه‌بندی خاک از نظر رطوبت

در آبهای زیرزمینی بار هیدرولیکی (h) به مقدار انرژی گفته می‌شود که یک گرم آب برای حرکت کردن در اختیار دارد. این مقدار انرژی ناشی از سه جزء است که عبارتند از:

- بار ثقلی یا انرژی ثقلی (z)
- بار فشاری یا انرژی فشاری ($\frac{P}{\gamma} = \frac{P}{\rho w g}$)
- بار سرعت ($\frac{v^2}{2g}$).

بر اساس قانون برنولی به مجموع این سه جزء بار کل گفته می‌شود.

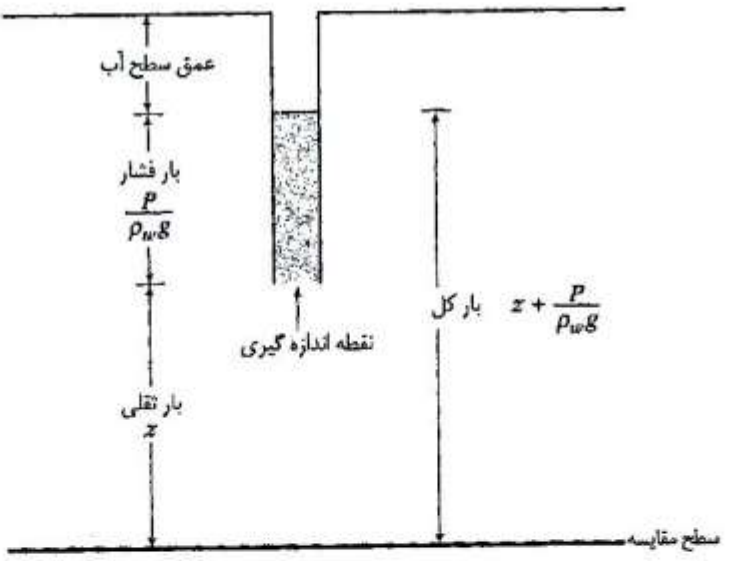
$$\text{بار کل} = z + \frac{P}{\rho w g} + \frac{v^2}{2g} \qquad (۶-۹)$$

که در آن ρw دانسیته آب، g شتاب ثقل زمین، v سرعت حرکت آب زیرزمینی، P فشار آب در نقطه مورد نظر و z ارتفاع آن نقطه نسبت به یک سطح مقایسه می‌باشد (شکل ۹-۵).

با توجه به این که سرعت حرکت آب زیرزمینی بسیار کم می‌باشد می‌توان عملاً از v صرف‌نظر کرد ($v \approx 0$). در اینصورت بار کل برابر $z + \frac{P}{\rho w g}$ خواهد بود که آن را بار هیدرولیکی نامیده و با علامت h نشان می‌دهند لذا:

$$h = z + \frac{P}{\rho w g} \qquad (۷-۹)$$

بعنوان مثال اگر چاهی را مطابق شکل ۹-۹ حفاری کرده باشیم، اجزاء بار هیدرولیکی برای نقطه‌ای از آب که در انتهای چاه قرار گرفته باشد در شکل نشان داده شده است.



شکل ۹-۹ نمایش گرافیکی اجزاء تشکیل دهنده بار هیدرولیکی

● مثال ۹-۵

با توجه به شکل ۹-۵ فرض کنید رقوم سطح زمین در محل چاه ۱۰۰۰ متر بالای سطح مقایسه و فاصله سطح زمین تا سطح ایستایی در چاه ۲۵ متر و عمق چاه ۵۰ متر باشد. اگر

دانسیته آب $1000\ kg/m^3$ باشد حساب کنید (الف) بار هیدرولیکی را در پایین چاه، (ب) بار فشار و (ج) فشار آب را در این نقطه .

حل

با توجه به رقوم سطح زمین (۱۰۰۰ متر) خواهیم داشت:

رقوم سطح آب در چاه = 1000 - 25 = 975

رقوم کف چاه = 1000 - 50 = 950

z = 950

بار فشار = $\frac{P}{\rho_w g}$ = رقوم سطح آب در چاه – رقوم کف چاه

بار فشار = 975 - 950 = 25 m

بنابراین خواهیم داشت:

بار هیدرولیکی = h = 975 m

بار فشار = $\frac{P}{\rho_w g}$ = h - z = 975 - 950 = 25 m

فشار = $\rho_w g\ (h - z) = (1000\ kg/m^3)\ (9.81\ m/s^2)\ (25m)$

فشار = $2.45\times10^5\ kg/m/s^2 = 0.245\ MPa$

لذا فشار ۰/۲۴۵ مگاپاسکال خواهد بود.

جریان آب زیرزمینی از یک نقطه به نقطه دیگر به دلیل وجود اختلاف بارهیدرولیکی بین دونقطه صورت می‌گیرد. بنابر این حرکت آب در لایهٔ اشباع متناسب با شیب هیدرولیکی در جهت جریان است. **سرعت ظاهری** جریان آب در یک محیط متخلخل که از مواد رسوبی تشکیل شده باشد متناسب با شیب هیدورلیکی و نوع مواد می‌باشد.

$$V = K\frac{dh}{dL} \qquad (۸-۹)$$

که $\frac{dh}{dL}$ شیب هیدرولیکی در طول مسیر جریان (dL) و K ضریب ثابتی است که به نوع، اندازه و شکل ذرات تشکیل دهندهٔ مواد رسوبی و طرز قرارگرفتن آنها نسبت به یکدیگر بستگی دارد و به نام ضریب نفوذپذیری یا هدایت هیدورلیکی مواد معروف است. حال چنانچه سطح مقطع جریان (A) در دست باشد می‌توان مقدار جریانی راکه در اثر شیب هیدرولیکی حرکت می‌کند از فرمول زیر محاسبه کرد.

$$Q = AV = KA\frac{dh}{dL} \qquad (۹-۹)$$

در فرمول فوق A سطح مقطع موردنظر در خاک است. حال آن که آب از داخل منافذ که فقط بخشی از سطح مقطع خاک را تشکیل می‌دهد عبور می‌کند لذا سرعت واقعی آب از داخل منافذ یا **سرعت منفذی** (seepage velocity) بمراتب بیشتر از سرعت ظاهری است. اگر سرعت ظاهری

حرکت آب V و تخلخل مؤثر (مفید) مواد n_e باشد سرعت منفذی (V_s) عبارت خواهد بود از:

$$V_s = \frac{V}{n_e} \qquad (۹-۱۰)$$

هدایت هیدرولیکی (K) لایه‌های آبدار علاوه بر خصوصیات فیزیکی مواد تشکیل دهنده به لزوجت (گرانروی) آبی که از آن عبور می‌کند نیز بستگی دارد. رابطه بین K و عوامل مؤثر بر آن به صورت زیر است

$$K = K_i \frac{\gamma}{\mu} \qquad (۹-۱۱)$$

که در آن γ وزن مخصوص آب، μ لزوجت دینامیکی آب و K_i **ضریب نفوذپذیری ذاتی** مواد تشکیل دهنده لایه آبدار است (interinsic permeability). در حالت معمولی که دمای آب حدوداً ۲۰ درجه می‌باشد رابطه مذکور بصورت زیر نوشته می‌شود.

$$K = 9.77 \times 10^6 K_i \qquad (۹-۱۲)$$

در این فرمول K هدایت هیدرولیکی بر حسب متر در ثانیه (m/sec) و K_i ضریب نفوذپذیری ذاتی مواد تشکیل دهنده لایه آبدار بر حسب متر مربع (m^2) است. مقدار K_i به شکل ذرات (C') و اندازهٔ قطر آنها (d) بستگی دارد. رابطهٔ بین این عوامل نیز به صورت زیر تعیین شده است.

$$K_i = C'd^2 \qquad (۹-۱۳)$$

مقدار C' ضریبی است بدون بعد که مربوط به شکل و طرز قرار گرفتن ذرات می‌باشد و بنام **ضریب شکل ذرات** (shape factor) نامیده می‌شود. تجربه نشان داده است که اگر در معادله فوق بجای d از اندازه مؤثر ذرات تشکیل دهنده مواد (d_{10}) استفاده کینم رابطه مذکور بصورت زیر در خواهد آمد که کاربردی‌تر می‌باشد.

$$K_i = 6.54 \times 10^{-4} (d_{10})^2 \qquad (۹-۱۴)$$

در رابطه فوق که بنام فرمول هارلمن (Harleman) معروف می‌باشد d_{10} اندازه مؤثر ذرات یا عدد مربوط به ۱۰ درصد عبور در منحنی دانه‌بندی خاک می‌باشد که باید بر حسب سانتی‌متر گذاشته شود تا K_i بر حسب متر مربع (m^2) بدست آید.واحد ضریب نفوذپذیری ذاتی (K_i) در سیستم متریک *دارسی* است که هر دارسی $۹/۸۷ \times ۱۰^{-۹}$ سانتی‌متر مربع می‌باشد.

برای بدست آوردن ضریب هدایت هیدرولیکی نیز بخصوص در خاکهای ماسه‌ای، هیزن (Hazen) رابطه بسیار ساده و کاربردی $K = C\ (d_{10})^2$ راکه مشابه به فرمول هارلمن می‌باشد پیشنهاد نمود که می‌تواند برای تخمین‌های اولیه هدایت هیدرولیکی مورد استفاده قرار گیرد. در این رابطه K ضریب هدایت هیدرولیکی بر حسب cm/sec و C عدد ثابتی است که مقدار آن برای ماسه‌ریز ۸۰-۴۰ برای ماسه متوسط ۱۲۰-۸۰ و برای ماسه درشت ۱۵۰-۱۲۰ می‌باشد. d_{10} نیز قطر موثر ذرات بر حسب سانتی‌متر است (قطری از دانه‌های خاک که در منحنی دانه‌بندی مربوط به ۱۰ درصد عبور ذرات می‌باشد). این رابطه بر اساس مشاهدات هیزن روی ماسه‌های شسته شده و تمیز بدست آمده و وجود رس و لای در خاک باعث می‌شود که مقدار ضریب

بدست آمده بااین فرمول تا اندازه‌ای با واقعیت مطابقت نداشته باشد. با استفاده از فرمول هیزن مثلاً برای C=100 و d_{10} برابر ۰/۱ سانتی‌متر ضریب یا هدایت هیدرولیکی ۱ سانتی‌متردر ثانیه بدست می‌آید. K دارای بعد سرعت بوده و واحد آن در سیستم متریک سانتی‌متر در ثانیه بدست می‌آید که به دلیل کوچک بودن، در آبهای زیرزمینی واحدهای سانتی‌متر در دقیقه، سانتی‌متر در ساعت و حتی سانتی‌متر در روز نیز به کار برده می‌شود.

● مثال ۹-۶

اگر ضریب نفوذپذیری ذاتی مواد لایه آبدار ۱ دارسی و دمای آب ۱۵/۵ درجه سانتی‌گراد باشد ضریب هدایت هیدرولیکی مواد تشکیل دهنده این لایه با توجه به لزوجت و دانسیته آب ۱۵/۵ درجه چقدر است؟

حل

$\mu = 0.0112$ gr/cm.sec

$\rho = 0.999$ gr/cm^3

$\gamma = \rho g = 0.999 \times 980$

$K = (1\ \text{Darcy})(0.999)(980)(1/0.0112)(9.87 \times 10^{-9}/1\ \text{Darcy})$

$K = 862.8 \times 10^{-6}$ cm/sec

■ تمرین ۹-۲

نفوذ پذیری ذاتی یک خاک تحکیم شده $۲/۷\times۱۰^{-۳}$ دارسی می‌باشد. حساب کنید ضریب هدایت هیدرولیکی این خاک را نسبت به آب در دمای ۱۵ درجه سانتی‌گراد (وزن مخصوص آب در دمای ۱۵ درجه ۰/۹۹ گرم بر سانتی‌متر مکعب و لزوجت آن ۰/۰۱۱ پواز می‌باشد).

جواب: $۲/۳۵\times۱۰^{-۶}$ سانتی‌متر بر ثانیه

● مثال ۹-۷

در شکل زیر منحنی دانه‌بندی ذرات موجود در یک لایه آبدار نشان داده شده است. مقادیر ضریب هیدرولیکی (K) و ضریب نفوذپذیری ذاتی (Ki) را در این نمونه بدست آورید.

حل

ازروی شکل و بر اساس معادله هیزن هدایت هیدرولیکی به شرح زیر محاسبه می‌شود:

$d_{10} = 0.0009$ cm

$K = Cd_{10}^2$

$K = 120\ (0.0009)^2$

$K = 9.72 \times 10^{-5}$ cm/sec

و به طریق مشابه بر اساس معادله هارلمن خواهیم داشت

$K_i = 6.54 \times 10^{-4} (d_{10})^2$

$K_i = 6.54 \times 10^{-4} (0.0009)^2$

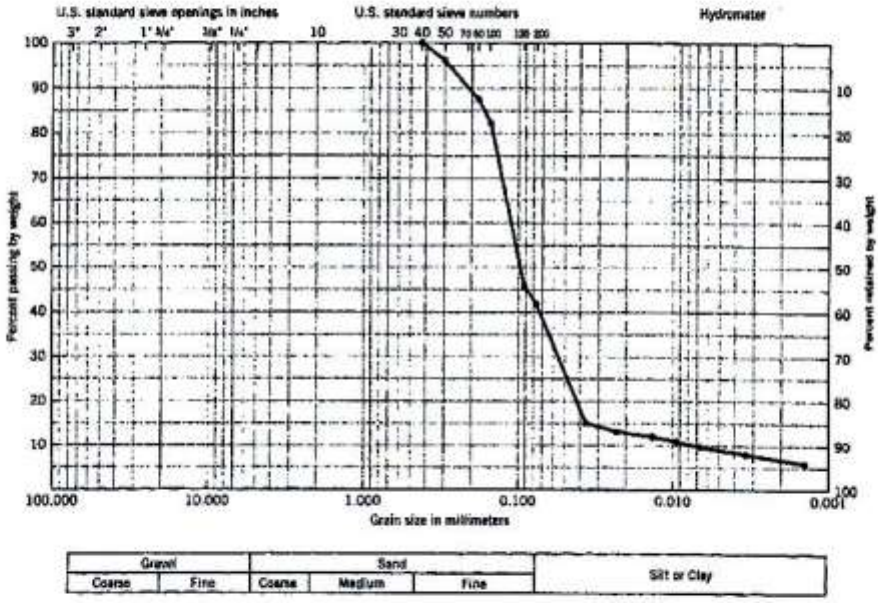
$K_i = 5.3 \times 10^{-10}$ cm^2

از روی معادله ۹-۱۲ نیز می‌توان مقدار K را تخمین زد

$K = 9.77 \times 10^6 K_i$

$K = (9.77 \times 10^6 \times (5.3 \times 10^{-10} \times \frac{1}{100}))$

$K = 5.2 \times 10^{-5}$ cm / sec



● **مثال ۹-۸**

رابطه بین ضریب ذاتی نفوذپذیری (K_i) و هدایت هیدرولیکی (K) چگونه است.

حل

بر اساس معادله ۹-۱۲ خواهیم داشت

$K = (9.77 \times 10^6 \frac{1}{\text{m.sec}}) K_i$

$K_i = \frac{1}{9.77 \times 10^6} K$

$K_i = (1.023 \times 10^{-7}\ m.sec)\ K$

که در آن K بر حسب m/sec و K_i بر حسب m^2 است.

● **مثال ۹-۹**

در یک لایه آبدار هدایت هیدرولیکی ۱۵/۲۴ متر در روز است چنانچه دمای آب ۲۰ درجه در نظر گرفته شود ضریب نفوذپذیری ذاتی آن چقدر می‌باشد.

حل

$$K = (15.2\ m/day)\left(\frac{1}{24 \times 60 \times 60}\ \frac{day}{sec}\right) = 1.764 \times 10^{-4}\ \frac{m}{sec}$$

$$K_i = (1.023 \times 10^{-7}\ m.sec)\left(1.764 \times 10^{-4}\ \frac{m}{sec}\right) = 1.8 \times 10^{-11}\ m^2$$

وضع قرار گرفتن ذرات خاک در لایه‌های آبدار آب زیرزمینی باعث می‌شود که ضریب نفوذپذیری در تمام جهات یکسان نباشد، یعنی سرعت آب به ازای شیب هیدرولیکی معین در جهات افقی و عمودی یکسان نیست. چنین موادی را **غیرهمروند** (anisotrope) گویند و اگر ضریب نفوذپذیری در همهٔ جهات یکسان باشد آنها را **همروند** (isotrope) نامند. از نظر سادگی عمل، مواد تشکیل دهندهٔ لایه‌های آبدار زیرزمینی معمولاً همروند فرض می‌شوند. در آبهای زیرزمینی بندرت با مواد متجانس و یکنواخت سر و کار داریم. چون این مواد که بتدریج و در طی دورانهای طولانی انباشته شده‌اند ممکن است از ذرات متفاوتی تشکیل شده باشند و هر لایه از نظر ضریب نفوذپذیری با لایه دیگر متفاوت باشد. در این صورت ضریبی که به عنوان متوسط نفوذپذیری لایهٔ آبدار به کار می‌رود بسته به این که آب به صورت افقی یا عمودی در حرکت باشد متفاوت خواهد بود.

اگر یک لایه آبدار به ضخامت B را در نظر بگیریم و فرض کنیم که ضریب هدایت هیدرولیکی از ابتدا تا انتهای آن بتدریج و یکنواخت تغییر می‌کند متوسط هدایت هیدرولیکی این لایه ($\bar{K}$) از انتگرال معادله تغییرات ضریب K در ضخامت لایه بدست می‌آید.

$$\bar{K} = \frac{1}{B}\int (K_z)dz \qquad (۱۵-۹)$$

که B ضخامت لایه و K_z ضریب هدایت هیدرولیکی در لایه بسیار نازک dz از کل این لایه می‌باشد. اما اگر لایه‌ها متمایز از یکدیگر باشند چنانچه جهت حرکت آب زیرزمینی بموازی لایه‌بندی خاک باشد یعنی آب لازم باشد از لایه‌هایی به ضخامت B_1 ، B_2 ، ... و B_n که ضریب نفوذپذیری آنها به ترتیب K_1، K_2 ، ... و K_n است بطور افقی (شکل ۹-۱۰الف) عبور کند و بخواهیم ضریب نفوذپذیری از این لایه‌ها را بطور یکجا در نظر بگیریم مقدار متوسط ضریب نفوذپذیری که در آن حرکت آب بصورت افقی انجام می‌شود بصورت زیر می‌باشد.

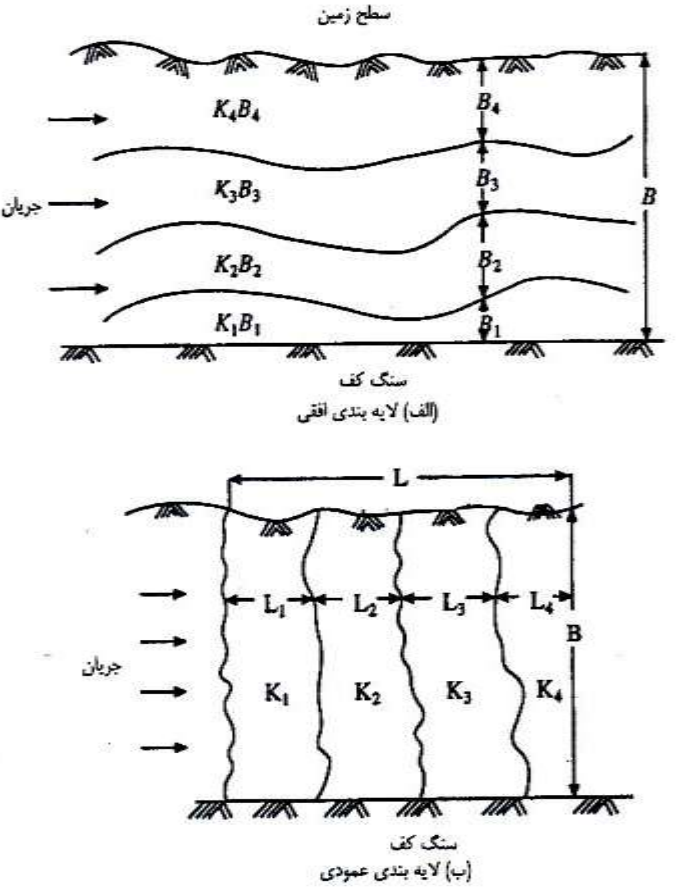
$$\bar{K}_h = \frac{K_1 B_1 + K_2 B_2 + \ldots + K_n B_n}{B} \qquad (۱۶-۹)$$

و در صورتی که جهت حرکت آب عمود بر لایه‌بندی باشد (شکل ۹-۱۰ ب) یعنی آب لازم باشد ابتدا از لایه L_1 و سپس L_2 ، ... و L_n عبور کند متوسط نفوذپذیری عمودی (K_v) خاک برابر خواهد بود با:

$$\bar{K}_v = \frac{L}{L_1/K_1 + L_2/K_2 + \ldots + L_n/K_n} \qquad (۱۷-۹)$$

که L ضخامت کل لایه آبدار می‌باشد. در عمل برای لایه آبدار یک ضریب آبگذری در نظر گرفته می‌شود که مقدار آن برابر است با:

$$K = \sqrt{\bar{k}_h \cdot \bar{k}_v}$$



شکل ۹-۱۰ جریان‌های موازی و عمود بر لایه‌بندی خاک

● **مثال ۹-۱۰**

در زیر یک سد خاکها از ۴ لایه با خصوصیات زیر تشکیل شده‌اند.

لایه	ضریب هدایت هیدرولیکی (سانتی‌متر در ساعت)	ضخامت (متر)
۱	۵	۴/۸
۲	۲	۸
۳	۰/۶	۱۸
۴	۱/۰	۳

متوسط ضریب هدایت هیدرولیکی عمودی خاک چقدر است:

حل

$$\bar{K}_v = \frac{4.8 + 8.0 + 18.0 + 3.0}{(4.8/5) + (8/2) + (18/0.6) + (3/1)}$$

$\bar{K}_v = 0.89$ cm/hr $= 0.214$ m/day

■ **تمرین ۹-۳**

فرمول‌های ۹-۱۶ و ۹-۱۷ را ثابت کنید.

۹-۴ مواد تشکیل دهنده لایه‌های آبدار

در آبهای زیرزمینی دو موضوع حائز اهمیت است. یکی حجم آب موجود در داخل مواد که به‌تخلخل آن بستگی دارد و دیگری ضریب نفوذپذیری مواد که سرعت حرکت آب تابع مستقیمی ازآن است. بر این اساس مواد نگهدارنده آب در لایه‌های آبدار به چند گروه تقسیم‌بندی می‌شوند که عبارتنداز:

آکیفر واژه آکیفر (aquifer) که در فارسی به آن لایه آبدار زیرزمینی گفته می‌شود و اخیراً با نام‌های آبخانه، آبخان و حتی آبخوان (سفره) نیز نامیده می‌شود اولین بار در سال ۱۸۹۶ توسط یک زمین‌شناس آمریکائی اهل آیوا (Iowa) بنام ویلیام هارمون نورت (William Harmon Nort) در یک گزارش آب زیرزمینی بکار برده شد اما برای بسیاری از متخصصان شخص نیست که واژه آبخان یا آبخوان از کجا آمده و واقعاً به چه مفهومی بکار می‌رود و معادل انگلیسی این واژه کدام است. در واقع او نیز در گزارش خود این واژه را به استناد از یک زمین‌شناس فرانسوی بنام آراگو (Arago) که در سال ۱۸۳۵ از آن استفاده کرده بود بکار برد. آکیفر به تشکیلاتی اطلاق می‌شود که علاوه بر دارا بودن آب قادر است در صورت برقراری شیب هیدرولیکی آب را از نقطه‌ای به نقطهٔ دیگر انتقال دهد. ضریب نفوذپذیری ذاتی مواد تشکیل دهندهٔ آکیفرها در حدود ۰/۰۱ دارسی یا بالاتر از آن است. در بسیاری از نوشته‌های علمی لایهٔ آبدار فقط به آکیفرها اطلاق می‌شود. در

نوشته‌های فارسی برای واژه آکیفر، سفرهٔ آب زیرزمینی به کار برده می‌شود که اصطلاح چندان مناسبی نیست و لذا هنگامی که لایه آبدار گفته می‌شود منظور همان آکیفرها می‌باشند.

آکی‌تارد *آکی تارد* (aquitard) لایه‌هایی هستند که دارای آب می‌باشند ولی هدایت هیدرولیکی آنها کم است. در صورتی که بین دو آکیفر، لایهٔ آکی تارد واقع شده باشد انتقال آب از یک آکیفر به آکیفر دیگر ولو باسرعت کم امکان‌پذیر است. بنابراین آکی‌تاردها از نظر تغذیهٔ آکیفرها در صورتی که در مجاورت آن واقع شده‌باشند حائز اهمیت می‌باشند ولی‌اگر چاهی صرفاً در آنها حفر شود آبدهی نخواهد داشت. بطور خلاصه آکی تارد لایه‌ای است با نفوذپذیری کم که می‌تواند آب را در خود ذخیره کرده و آن را از یک آکیفر به آکیفر دیگر با سرعت کم انتقال دهد.

آکی‌کلود *آکی کلود* (aquiclude) به لایه‌هایی گفته می‌شود که به دلیل داشتن منافذ زیاد می‌توانند آب را در خود ذخیره کنند اما هدایت آب در آنها بقدری کم است که نمی‌توانند آب را به مقدار زیاد انتقال دهند. آکی‌کلودها معمولاً بصورت لایه‌هایی در بالا و پایین آکیفرها قرارگرفته و برای آنهامرزهای محدودکننده‌ای را ایجاد می‌کنند. لایه‌های رس نمونه‌ای از آکی‌کلودهاهستند. در واقع هدایت هیدرولیکی آکی‌کلودها بقدری کم است که می‌توان آنها را لایه‌های آبدار بسته یا محصور قلمداد کرد.

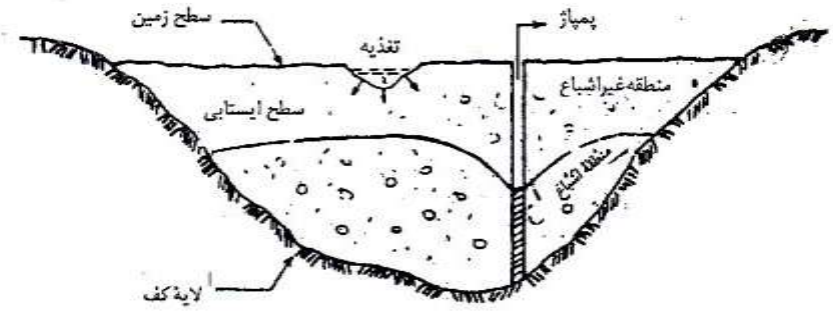
آکی‌فوژ *آکی‌فوژ* (aquifuge) به لایه‌هایی گفته می‌شود، کاملاً غیر قابل نفوذ که دارای منافذ متصل بهم نبوده و لذا قادر نیستندآب‌را ازنقطه‌ای‌به‌نقطه‌دیگر منتقل سازند. اگر بین دو آکیفر لایه‌ای از آکی‌فوژ قرار داشته باشد ارتباط بین آنها از نظر تبادل آب کاملاً قطع می‌شود. یک لایه گرانیتی نمونه‌ای از یک آکی‌فوژ است. آکی‌فوژها معمولاً فاقد آب می‌باشند.

بنابراین آکیفر لایه‌ای است که دارای آب بوده و آب را از نقطه‌ای به نقطه دیگر هدایت می‌کند. آکی‌تارد دارای آب است ولی هدایت هیدرولیکی آن نسبت به آکیفرها بسیار کم است. آکی‌کلودها نیز دارای آب بوده، ولی غیرقابل نفوذ می‌باشند و آکی‌فوژها لایه‌هایی هستند که فاقد آب می‌باشند و در صورت دارا بودن آب به دلیل بسته بودن منافذ نخواهند توانست آب را از نقطه‌ای به نقطه دیگر منتقل کنند. در بعضی شرایط لایه‌های نازک عدسی مانند رسی در داخل آبرفت وجود دارد که آب نفوذی روی آنها تجمع پیدا کرده و یک لایهٔ آبدار کوچک موقت و مجزا را به وجود می‌آورد. اصطلاحاً به این لایه‌های آبدار **سفره‌های معلق** (Perched) گفته می‌شود.

در هیدرولوژی آبهای زیرزمینی فقط آکیفرها (لایه‌های آبدار) از نظر بهره‌برداری مورد نظر می‌باشند. لایه‌های آبدار (آکیفر) نیز بسته به این که سطح ایستابی مشخصی در آنها وجود داشته باشد یا نه به دو گروه **غیرمحصور**(آزاد) و **محصور**(غیر آزاد) تقسیم‌بندی می‌شوند.

۹-۴-۱ لایه‌های آبدار غیر محصور

لایه‌های آبدارغیرمحصور که در نزدیک سطح زمین مشاهده می‌شوند به لایه‌هایی گفته می‌شود که مواد تشکیل دهندهٔ آنها از سطح زمین تا لایه غیرقابل نفوذ انتهایی (لایهٔ کف) دارای نفوذپذیری ذاتی نسبتاً زیاد است. تغذیهٔ این آکیفرها می‌تواند از بارندگی‌هایی که روی آنها باریده می‌شود صورت گرفته و یا آن که از منابع دیگر تأمین شود. اگر در این لایه‌ها چاهی حفر گردد سطح ایستابی مشخصی در آنها مشاهده خواهد شد، که لایهٔ اشباع پایین و لایه هوادار بالا را از همدیگر متمایز می‌سازد. محل برخورد چاه با لایهٔ اشباع موقعیت سطح ایستابی را نشان می‌دهد (شکل ۹-۱۱). سطح ایستابی در لایه‌های آبدار غیرمحصور یک سطح افقی نبوده و بسته به محل تغذیه، یا پمپاژ دارای پستی و بلندی است. از مشخصات لایه‌های آبدار غیرمحصور آن است که آب داخل این لایه‌ها تحت فشار هیدرواستاتیک بوده ومقداراین فشار در سطح ایستابی صفر است. لایه‌های غیرمحصور را لایه‌های *آبدار آزاد* (phereatic) نیز می‌گویند. همانطور که گفته شد چنانچه چاهی در آنها حفر شود پس از برخورد با آب سطح آب در چاه بالا نخواهد آمد.

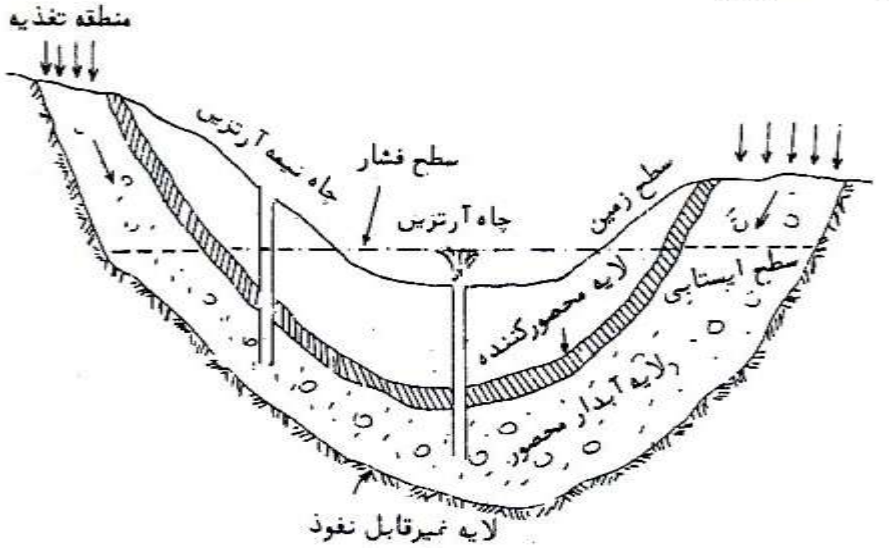


شکل ۹-۱۱ یک لایه آبدار غیرمحصور.

۹-۴-۲ لایه‌های آبدار محصور

در لایه‌های آبدار محصور که به آنها لایه‌های **تحت فشار** یا *آرتزین* (artesien) نیز گفته می‌شود سطح ایستابی به آن معنی که در لایه‌های آبدار غیرمحصور مشاهده می‌شود وجود نداشته بلکه بجای آن سطح فشار یا سطح پیزومتری مطرح است. در این وضعیت معمولاً آکیفر بین دو لایهٔ نسبتاً غیرقابل نفوذ محصور شده و تغذیهٔ آن از محلی صورت می‌گیرد که آکیفر با سطح زمین تماس پیدا می‌کند (شکل ۹-۱۲) و ممکن است این محل در فاصلهٔ بسیار زیادی از محل حفر چاه واقع شده باشد. اگر در این آکیفرها چاهی حفر شود پس از برخورد چاه با آکیفر آب در داخل آن بالا آمده (چاه نیمه آرتزین) و ممکن است گاهی اوقات از سطح زمین نیز فوران

نماید (چاه آترزین). این چاهها را به این دلیل چاههای آرتزین می‌گویند که برگرفته از نام منطقه آرتوز در فرانسه است که اولین بار این پدیده درآنجا مشاهده گردید. بالا آمدن آب در داخل چاه به این دلیل است که آب موجود در آکیفر در هر نقطه از آن تحت فشاری است برابر با فاصلهٔ عمودی آن نقطه تا سطح ایستابی واقعی. امتداد سطح ایستابی واقعی را **سطح فشار** یا**سطح پیزومتریک** گویند. اگر در آکیفرهای تحت فشار چاهی را حفر کنیم، آب در داخل آن تا سطح پیزومتریک بالا خواهد آمد. در واقع این سطح مشابه یک سطح ایستابی مجازی که در آکیفرهای غیرمحصور دیده شد، عمل می‌کند.



شکل ۹-۱۲ یک لایه آبدار محصور

علاوه بر لایه‌های آبدار آزاد و غیرآزاد انواع لایه‌های آبدار دیگری نیز طبقه‌بندی شده‌اند که عبارتند از:

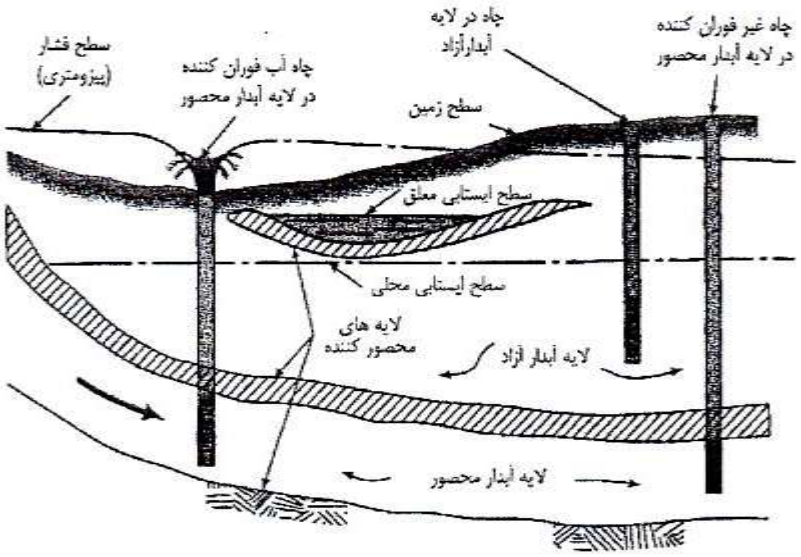
آکیفرهای نیمه محصور اگر یک لایه آبدار محصور از قسمت بالا یا پایین نشت داشته باشد آن را **لایه نیمه محصور** (semi-confined) گویند. مانند یک لایه شن که از یک یا دو طرف بوسیله لایه‌های سیلت-رسی-شنی (sandy-clay-silt) محصور شده باشد. به این لایه‌ها **آکیفرهای نشتی** (leaky aquifer) نیز گفته می‌شود.

آکیفرهای نیمه آزاد این آکیفرها حالتی بین آکیفرهای آزاد و نیمه محصور می‌باشند. دراین آکیفرها مقدار زیادی آب می‌تواند از لایه‌های محصور کننده بالا یا پایین عبور کند. مانند یک بستر شنی که روی آن لایه‌ای از رس-شنی قرار داشته باشد.

بنابراین می‌توان آکیفرها را در ۴ گروه زیر تقسیم‌بندی کرد:

نوع آکیفر	جنس لایه‌های بالا و پایین آکیفر
محصور (confined)	غیر قابل نفوذ
نیمه محصور (semi-confined)	نیمه نفوذ پذیر به نحوی که از جریان افقی می توان صرف‌نظر کرد ولی جریان عمودی وجود دارد
نیمه آزاد (semi-unconfined)	نفوذپذیرتر از مواد اصلی آکیفر ولی نمی‌توان از جریان افقی صرف‌نظر کرد
غیر محصور (unconfined)	مشابه مواد اصلی آکیفر

هر چند ممکن است در یک منطقه فقط یک لایه آبدار آزاد یا یک لایه آبدار غیرآزاد وجود داشته باشد اما مناطقی را هم می‌توان یافت که در آنجا انواع لایه‌های آبدار در اعماق مختلف وجود داشته باشد. نمونه‌ای از این مناطق در شکل ۹-۱۳ نشان داده شده است.



شکل ۹-۱۳ انواع لایه‌های آبدار و چاههای آب

۹-۵ مشخصات لایه‌های آبدار

آکیفرها با دو مشخصهٔ مهم که به نام *ضرایب هیدرودینامیک* لایه‌های آبدار معروف است توصیف می‌شوند. این دو مشخصه عبارتند از *ضریب انتقال* و *ضریب ذخیره*. اخیراً ضریب

دیگری به نام ضریب‌نشت نیز در مورد آکیفرها بعنوان یکی از مشخصه‌های آنها در نظر گرفته می‌شود.

۹-۵-۱ ضریب انتقال

ضریب *انتقال یا قابلیت انتقال* (transmissivity) یک لایه‌آبدار عبارت است از مقدار آبی که از یک واحد سطح مقطع لایه آبدار تحت شیب هیدرولیکی واحد عبور می‌کند. چنانچه ضریب هدایت هیدرولیکی مواد تشکیل‌دهندهٔ آکیفر K و ضخامت لایه b باشد، ضریب انتقال (T) عبارت‌است از

$$T = Kb \qquad (۱۸-۹)$$

و در مورد آکیفرهای لایه‌ای که از چند لایه مجزا تشکیل شده باشند، خواهیم داشت:

$$T = \Sigma K_i b_i = \Sigma T_i \qquad (۱۹-۹)$$

که i نشان‌دهندهٔ هر یک از لایه‌هاست. معادلهٔ ابعادی ضریب انتقال L^2T^{-1} و واحد مصطلح برای آن مترمربع در روز (متر در روز در هر متر ضخامت لایه) است. باید توجه داشت که در مفهوم ضریب انتقال فرض می‌شود که حرکت آب در آکیفر همیشه به صورت افقی باشد. این فرض در اکثر شرایط صادق است ولی در پاره‌ای از موارد نیز صادق نمی‌باشد.

● مثال ۹-۱۱

در یک خاک ضریب هدایت هیدرولیکی در لایه سطحی 2×10^{-3} cm/sec و مقدار آن نسبت به‌عمق بتدریج و یکنواخت کاهش یافته و در عمق ۲۲ متری به 4×10^{-4} cm/sec می‌رسد. اگر سطح ایستابی ۳ متر زیر سطح خاک باشد قابلیت انتقال این لایه چقدر است.

حل

اگر لایه ۲۲ متری زیر سطح خاک را به عنوان سطح مقایسه قرار دهیم چون تغییرات ضریب هدایت هیدرولیکی خاک از پایین به بالا بصورت یکنواخت تغییر می‌کند لذا مقدار این ضریب در ارتفاع x بالای سطح مقایسه برابر است با:

$$K = 4 \times 10^{-4} + \left(\frac{2 \times 10^{-3} - 4 \times 10^{-4}}{22}\right) x$$

$$K = 4 \times 10^{-4} + (0.727 \times 10^{-4})\, x$$

مطابق معادله ۹-۱۵ متوسط ضریب هدایت هیدرولیکی در این لایه عبارت است از:

ضخامت لایه آبدار $= 22 - 3 = 19$

$$\bar{K} = \frac{1}{19} \int_0^{19} (4 \times 10^{-4} + 0.727 \times 10^{-4} x)\, dx$$

$$\bar{K} = 10.9 \times 10^{-4} \text{ cm/sec}$$

$$\bar{K} = 0.942 \text{ m/day}$$

و ضریب انتقال (T) برابر می‌شود با:

$T = \bar{K}b$

$T = (0.942)(19)$

$T = 17.89\ m^2/day$

۹-۵-۲ ضریب ذخیره

بطور کلی ضریب ذخیره نمایه‌ای است که مربوط به آکیفرهای محصور بوده و در توصیف خارج شدن آب یا داخل شدن آن به داخل آکیفر در اثر تغییر سطح فشار می‌باشد. در صورت نوسان سطح فشار در لایه‌های محصور مقداری آب از لایه خارج و یا به آن اضافه می‌شود. **ضریب ذخیره** (storage coefficient) یا ***قابلیت ذخیره*** (storativity) که معمولاً با علامت S نشان داده می‌شود به حجم آبی گفته می‌شود که در اثر پایین یا بالا رفتن سطح فشار به اندازهٔ یک واحد از هر واحد سطح آکیفر خارج شده و یا به ذخیرهٔ آن افزوده می‌شود. این تعریف مشابه تعریفی است که در مورد لایه‌های آبدار آزاد برای آبدهی مخصوص گفته شد و بدون بعد می‌باشد. باید توجه داشت که در لایه‌های محصور هرچند سطح فشار تغییر می‌کند اما این لایه همواره از آب اشباع بوده و بر خلاف لایه‌های آبدار آزاد خارج شدن آب از منافذ تحت تاثیر نیروی ثقل نمی‌باشد بلکه دلیل آن تغییر در فشار منفذی است. بعبارت دیگر لایه‌های تحت فشار با افزایش یا کاهش فشار همیشه پر آب باقی می‌مانند ولی در لایه‌های غیرمحصور با کاهش سطح ایستابی آب از لایه خارج شده و هوا جایگزین آن می‌شود. حال این سؤال پیش می‌آید که اگر در اثر پایین رفتن فشار، لایه آبدار محصور همواره پر از آب باقی بماند، خارج شدن آب برای توصیف ضریب ذخیره به چه مفهومی است. در آکیفرهای تحت فشار در اثر بالا رفتن یا پایین رفتن سطح فشار، در حالی‌که آکیفر پر از آب باقی می‌ماند فقط ممکن است در اثر فشرده‌شدن مواد تشکیل دهنده آکیفر و یا قابلیت اتساع و تراکم خود آب، مقدار بسیار کمی آب از آکیفر خارج گردد که براساس پیشنهاد ژاکوب (Jacob) در این وضعیت مقدار ضریب ذخیره که نشان دهنده مقدار خروج آب است برابر می‌باشد با:

$$S = \gamma\, b(\alpha + n\beta) \qquad (۲۰-۹)$$

که در آن:

S = ضریب ذخیره

n = تخلخل مواد آکیفر

b = ضخامت لایه آبدار (متر)

γ = وزن مخصوص آب ($9810\ N/m^3$)

β = قابلیت فشرده شدن آب (عکس مدول الاستیک آب ($\beta = 1/E_w$))

α = قابلیت فشرده شدن مواد لایه آبدار (عکس مدول الاستیک مواد آکیفر ($\alpha = 1/E_s$))
مدول الاستیک آب (E_w) حدوداً 2.1×10^9 نیوتن بر متر مربع (N/m^2) و مدول الاستیک برخی مواد تشکیل دهنده لایه آبدار (E_s) به شرح زیر است

رس	N/m^2	$10^6 - 10^8$
شن نرم	N/m^2	$10^7 - 10^9$
شن ـ گراول متراکم	N/m^2	$10^8 - 10^{10}$
سنگهای ترک خورده	N/m^2	$10^9 - 10^{11}$

برای آنکه مفهوم ضریب ذخیره در آکیفرهای تحت فشار روشن شود آکیفر را به یک لاستیک اتومبیل که پر از هوای فشرده است تشبیه می‌کنیم. اگر چنانچه دهانه روزنه این لاستیک را کمی باز کنیم مقداری هوا از آن خارج می‌شود. گرچه کمی هوا از آن خارج شده است ولی باز هم هنوز لاستیک پر از هواست. با کم شدن فشار هوای داخل لاستیک اولاً مولکول‌های هوا که قبلاً در اثر فشار بهم نزدیک شده‌بودند متسع شده و از هم فاصله می‌گیرند و ثانیاً جدار لاستیک نیز خود قابلیت ارتجاع داشته و به اصطلاح جمع می‌شود. این وضعیت عیناً در آکیفرهای تحت فشار نیز مشاهده می‌شود بطوریکه با کم شدن فشار پیزومتریک اولاً مولکول‌های آب که در اثر فشار متراکم شده‌بودند (هرچند کم) متسع می‌گردند و ثانیاً ذرات مواد جامد تشکیل دهنده آکیفر نیز در اثر برداشتن فشار جمع می‌شوند که ماحصل این دو عامل یعنی قابلیت تراکم آب در اثر فشار و قابلیت ارتجاع مواد جامد آکیفر باعث خارج شدن مقدار کمی آب از آکیفر می‌شود.

از آنجایی که در معادله ۹-۲۰ جزء b که ضخامت لایه آبدار می‌باشد متغیر است چنانچه ضریب ذخیره (S) را بر ضخامت لایه آبدار (b) تقسیم کنیم عددی که بدست می‌آید مستقل از ضخامت لایه آبدار بوده و **ضریب ذخیره ویژه** (specific storage) نامیده می‌شود. یعنی:

$$S_s = \frac{S}{b} = \gamma\,(\alpha + n\beta) = \rho g\,(\alpha + n\beta) \qquad (۹-۲۱)$$

که در آن ρ دانسیته آب، g شتاب ثقل زمین و S_s ضریب ذخیره ویژه لایه آبدار بوده که معادله ابعادی آن L^{-1} است. در واقع ضریب ذخیره ویژه مقدار آبی است که اگر بار فشار به اندازه یک واحد کم و یا زیاد شود در اثر قابلیت تراکم مواد تشکیل دهنده آکیفر و آب موجود در بین منافذ از هر واحد حجم آکیفر خارج و یا به آن اضافه می‌شود.

دی ویست (De Wiest) معادله دیگری را برای ضریب ذخیره ویژه در لایه‌های آبدار بدست آورد که بصورت زیر ارائه شده است.

$$S_s = \gamma\,[(1 - n)\alpha + n\beta] \qquad (۹-۲۲)$$

مجدداً یادآوری می‌شود که در آکیفرهای آزاد بجای ضریب ذخیره، ضریب آبدهی مخصوص تعریف شد که مقدار آن معمولاً بین ۰/۰۵ تا ۰/۳ متغیر است ولی ضریب ذخیره برعکس آبدهی مخصوص بسیار کوچک بوده و مقدار آن حدوداً بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۰۰۰۰۱ می‌باشد.

● مثال ۹-۱۲

در یک لایه آبدار تحت فشار به ضخامت ۴۰ متر تخلخل مواد تشکیل دهنده آن ۰/۳ است. ضریب ذخیره و ضریب ذخیره ویژه این لایه را براساس تحلیلهای ژاکوب و دی‌ویست بدست آورید مقدار $\alpha = 1.5 \times 10^{-9}$ cm²/dyne و $\beta = 5 \times 10^{-10}$ cm²/dyne است.

حل

بر اساس فرمول ژاکوب ضریب ذخیره برابر است با:

$$S = \gamma\, b(\alpha + n\beta)$$

$$S = (980)\ \frac{\text{dyne}}{\text{cm}^3}\ (40 \times 100)\ \text{cm}(1.5 \times 10^{-9} + 0.3 \times 5 \times 10^{-10})\ \frac{\text{cm}^2}{\text{dyne}}$$

$$S = 6.47 \times 10^{-3}$$

$$S_s = \frac{S}{b} = \frac{6.47 \times 10^{-3}}{40 \times 100} = 1.62 \times 10^{-6}\ (\text{cm}^{-1})$$

و براساس فرمول دی‌ویست:

$$S_s = \gamma\,[(1 - n)\alpha + n\,\beta]$$

$$S_s = (1 \times 980)[(1 - 0.3)1.5 \times 10^{-9} + (0.3)(5 \times 10^{-10})]$$

$$S_s = 1.18 \times 10^{-6}(\text{cm}^{-1})$$

● مثال ۹-۱۳

ضریب ذخیره یک آکیفر توسط آزمایش پمپاژ تعیین و مقدار آن ۴×۱۰^{-۴} بوده است. ضخامت آکیفر در نقطه‌ای که آزمایش پمپاژ شده است ۱۰۰ فوت بوده است. اگر متوسط حجم آکیفر به ازاء سطح یک فوت مربع معادل ۸۰ فوت مکعب باشد در اثر پائین افتادن سطح آب به میزان ۷۰ فوت چقدر آب از آکیفر خارج می‌شود.

حل

$$S_s = \frac{4 \times 10^{-4}}{100} = 4 \times 10^{-6}$$

مقدار آب خارج شده $= (4 \times 10^{-6})\ (80)\ (70) = 0.022\ \text{ft}^3/\text{ft}^2$

توجه شود که اگر ضریب ذخیره را مستقیماً بکار می‌بردیم حجم آب خارج شده برابر بود با:

$(4 \times 10^{-6})\ (1\ \text{ft}^2)\ (70) = 0.028\ \text{ft}^3/\text{ft}^2$

این جواب درست نمی‌باشد زیرا ضخامت متوسط لایه آکیفر ۸۰ فوت است نه ۱۰۰ فوت. در صورتی ضریب ذخیره بر اساس ۱۰۰ فوت می‌باشد و اگر بخواهیم ضریب ذخیره را بکار ببریم باید بصورت زیر عمل شود.

$$S_s = 4 \times 10^{-6}$$

برای ۸۰ فوت آکیفر $S = (4 \times 10^{-6})\ (80) = 3.2 \times 10^{-4}$

مقدار آب خارج شده = $(3.2 \times 10^{-4})\ (1)\ (70) = 0.022\ \ ft^3/ft^2$

باید توجه داشت که در لایه‌های آزاد هم مسأله تراکم مواد صادق است یعنی در لایه‌های آبدار آزاد نیز، پایین رفتن سطح ایستابی باعث تخلیهٔ آب ثقلی در بخشی از آکیفر می‌شود. به عبارت دیگر در پایین رفتن سطح ایستابی در لایه‌های آزاد هم ضریب ذخیرهٔ ویژه (S_s) مؤثر است و هم آبدهی مخصوص (S_y) یعنی،

$$S = S_y + h\ S_s \qquad (۲۳-۹)$$

که h ضخامت لایهٔ اشباع آکیفر است. چون S_y در مقایسه با S_s بسیار زیاد است لذا می‌توان عملاً از S_s صرف نظر کرد و مقدار $h\ S_s$ را برابر صفر فرض کرد. به این دلیل است که در لایه‌های غیر محصور ضریب ذخیره برابر با آبدهی مخصوص فرض می‌شود. اگر افت سطح ایستابی Δh و مساحت لایه آبدار A باشد در این صورت حجم آبی که در این شرایط از لایه آبدار خارج می‌شود (V_w) برابر خواهد بود با:

$$V_w = S.A.\Delta h \qquad (۲۴-۹)$$

■ **تمرین ۹-۴**

ضریب ذخیره یک آکیفر آزاد ۰/۰۱۳ و سطح آن ۱۲۳ کیلومتر مربع است. در یک فصل سطح آب ۰/۲۳ متر افت داشته است. چقدر از ذخیره این لایه کسر شده است.
(جواب ۳۶۷۷۷۰ متر مکعب).

● **مثال ۹-۱۴**

یک آکیفر تحت فشار دارای ۲۰ متر ضخامت و تخلخل آن ۲۰ درصد است. مدول الاستیک مواد تشکیل‌دهنده این آکیفر 10^8 نیوتن برمترمربع می‌باشد. ضریب ذخیره آکیفر را بدست آورید. مدول الاستیک آب $2.1 \times 10^9\ N/m^2$ و وزن مخصوص آب ۹۸۱۰ نیوتن‌برمترمکعب است.

حل

$$S = \gamma_w\, b(\alpha + \beta n)$$

$$S = (9810)\ (20)\ \left(\frac{1}{10^8} + 0.2 \times \frac{1}{2.1 \times 10^9}\right)$$

$$S = (1.962 + 0.0187)\ 10^{-3}$$

$$S = 1.98 \times 10^{-3}$$

بطوری که مشاهده می‌شود در این مثال، جزئی از ذخیره که مربوط به قابلیت انبساط آب می‌باشد $۰/۰۱۸۷ \times ۱۰^{-۳}$ است که نسبت به کل مقدار ضریب ذخیره حدود یک درصد می‌باشد. زیرا:

$$S_w = \frac{0.0187 \times 10^{-3}}{1.98 \times 10^{-3}}$$

$$S_w = \frac{1}{100} = 1\%$$

● **مثال ۹-۱۵**

در یک دشت متوسط ضخامت لایه آبدار تحت فشار ۳۰ متر و سطح آن ۸۰۰ کیلومتر مربع است. سطح پیزومتری (فشار) نسبت به سطح فوقانی آکیفر در طول سال بین ۱۹ تا ۹ متر در نوسان می‌باشد. با فرض این که ضریب ذخیره آکیفر ۰/۰۰۰۸ باشد سالانه از این دشت چند متر مکعب آب قابل استخراج می‌باشد و حدوداً چند حلقه چاه می‌توان حفر کرد. میانگین دبی هر چاه ۳۰ متر مکعب در ساعت با حدود ۲۰۰ روز کار در سال می‌باشد.

حل

حجم آب قابل استخراج = (سطح آکیفر) (تغییر سطح پیزومتری) (S)

$$= (800 \times 10^6)\ (19 - 9)\ (0.0008) = 6.4 \times 10^6\ m^3$$

حجم آب استخراج شده از هر چاه $= (30 \times 24)\ 200 = 0.144 \times 10^6\ m^3$

$$\text{تعداد چاهها} = \frac{6.4 \times 10^6}{0.144 \times 10^6}$$

$$\text{تعداد چاهها} = 44.5 \approx 44$$

● **مثال ۹-۱۶**

ضخامت یک آکیفر ۶۰ متر و وسعت آن ۱۰۰ هکتار است. حساب کنید مقدار ذخیره آب آکیفر را در صورتی که: الف - آکیفر غیر محصور بوده و نوسان سطح ایستایی ۱۵ متر باشد. ب - آکیفر محصور بوده و بار فشار ۵۰ متر پائین آورده شود بطوریکه در این وضعیت نیمی از ضخامت آکیفر تخلیه گردد. اگر ضریب ذخیره آکیفر ۲×۱۰^{-۴} و آبدهی ویژه آن ۱۶٪ می‌باشد.

حل

الف: مقدار ذخیره آب = (آبدهی ویژه) (افت سطح آب) (مساحت)

$$= (100\ ha)\ (15\ m)\ (0.16) = 240\ ha\text{-}m$$

ب: مقدار ذخیره آب = [(آبدهی ویژه) (افت سطح آب) + (ضریب ذخیره) (افت سطح فشار)] (سطح)

$$= (100\ ha)\ [(50 - 30)\ (2 \times 10^{-4}) + (30)\ (0.16)]$$

$$= 480.4\ ha\text{-}m$$

۹-۵-۳ ضریب نشت

در سال ۱۹۶۴ **هانتوش** (Hantush) متخصص آبهای زیرزمینی نمایه‌های دیگری به ضرایب

هیدرودینامیک لایه‌های آبدار افزود که از جمله ضریب مربوط به نشت (leakance coefficient) است. ضریب نشت مربوط به لایه‌های نیمه تراوایی است که یک آکیفر را محصور کرده و ممکن است آب از آن به خارج از آکیفر نشت کند (آکی‌تارد). بعبارت دیگر ضریب نشت نمایه توان یک لایه محصورکننده در انتقال آب بصورت عمودی از طریق نشت می‌باشد. اگر ضخامت لایه نیمه‌تراوای محصور کننده آکیفر b′ و ضریب آبگذری این لایه K′ باشد *توان نشت* (Le) عبارت خواهد بود از:

$$Le = \frac{K'}{b'} \qquad (۲۵-۹)$$

که معادله ابعادی آن T^{-1} می‌باشد. ضرایب دیگری که برای مشخص کردن توزیع ضریب نشت در سطح آکیفر توسط هانتوش معرفی شد عبارت از *ضریب تأخیر* (retardance coefficient) و *عامل نشت* (leakage factor) است که به ترتیب با علائم a و B نشان داده شده و عبارتند از:

$$a = \frac{K}{(K'/b')} = K/Le \qquad (۲۶-۹)$$

$$B = \sqrt{(\frac{K.b}{K'/b'})} = \sqrt{(\frac{K.b}{Le})} \qquad (۲۷-۹)$$

که در آنها K ضریب آبگذری لایه آبدار (آکیفر)، b ضخامت لایه آبدار، K′ ضریب آبگذری لایه نیمه‌تراوای محصور کننده و b′ ضخامت این لایه می‌باشد.

● مثال ۹-۱۷

دریک رودخانه دیواره‌ها و کف از خاک سیلتی‌رسی با ضخامت ۱۵۰ سانتیمتر و هدایت هیدرولیکی ۰/۰۰۸ متر در روز تشکیل شده است. در زیر این بستر لایه آبداری متشکل از شن نرم با ضخامت ۲۰ متر و هدایت هیدرولیکی ۲/۵ متر در روز قرار گرفته است حساب کنید (الف) ضریب نشت، (ب) ضریب تأخیر و (ج) عامل نشت را.

حل

$$Le = K'/b' = \frac{0.008}{150/100} = 0.0053\ (day)^{-1}$$

$$a = \frac{K}{(K'/b')} = \frac{2.5}{0.0053} = 471.7\ m$$

$$B = \sqrt{[\frac{2.5 \times 20}{0.0053}]} = 97.1\ m$$

۹-۶ نشست زمین

یکی از مسائلی که در اثر برداشت بی‌رویه آب زیرزمینی اتفاق می‌افتد *نشست زمین* (land subsidence) است. این وضعیت اکنون در بسیاری نقاط استان‌های کرمان و خراسان که

دشت‌ها با بیلان منفی آب زیر زمینی روبرو هستند مشاهده می‌گردد. نشست زمین در آکیفرهای محصور و نیمه محصور که از مواد آبرفتی تحکیم نشده و یا نیمه تحکیم شده تشکیل یافته باشند بیشتر مشاهده می‌شود. در اثر برداشت آب زیرزمینی و خارج شدن آب از منافذ امکان متراکم شدن مواد تا عمق ۳۰۰ متر فراهم می‌گردد و هر چه آب بیشتر برداشت شود تراکم مواد بیشتر خواهد بود. نشست زمین باعث ایجاد شکاف‌های عمیق در سطح زمین، کج شدن لوله‌های چاه، خرابی ساختمان‌ها و لوله‌زائی چاهها می‌گردد. لوله‌زائی به پدیده‌ای گفته می‌شود که در آن به دلیل نشست زمین قسمتی از لوله چاه به خارج از سطح زمین رانده می‌شود. در بعضی مناطق مشاهده شده است که زمین تا ۳ متر نشست پیدا کرده است. مقدار نشست الاستیک زمین از فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$\Delta b = \Delta p \left(\frac{S}{\gamma_w} - nb\beta \right) \qquad (۲۸-۹)$$

Δb = نشست زمین (متر)

Δp = کاهش بار فشار در آکیفر (نیوتن بر متر مربع)

γ_w = وزن مخصوص آب

بقیه علائم مشابه با آنچه در مورد ضریب ذخیره گفته شد می‌باشد.

● **مثال ۹-۱۸**

حساب کنید مقدار نشست احتمالی زمین را در صورتی که بار پیزومتری در یک آکیفر تحت فشار که ضخامت آن ۳۰ متر است به اندازه ۷۰ متر افت پیدا کند. تخلخل آکیفر ۳۰ درصد و ضریب ذخیره آن ۲×۱۰^{-۴} می‌باشد. ضریب الاستیک آب $2.1 \times 10^9 \ N/m^2$ می‌باشد.

حل

$$\Delta b = \Delta p \left(\frac{S}{\gamma_w} - nb\beta \right)$$

$$\Delta b = (9810 \times 70) \left(\frac{2 \times 10^{-4}}{9810} - 0.30 \times 30 \times \frac{1}{2.1 \times 10^9} \right)$$

$$\Delta b = 0.011 \ m = 11 \ mm$$

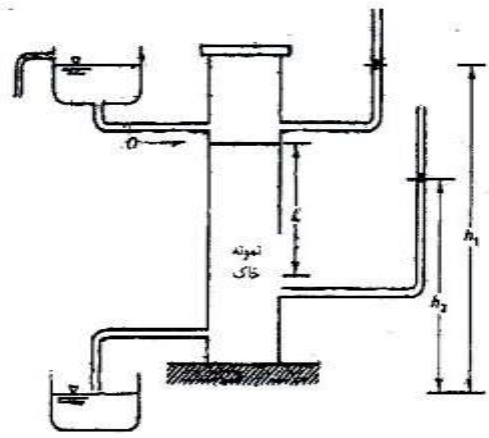
مشاهده می‌شود که مقدار نشست زمین حدود یک سانتی‌متر است. این امر می‌تواند باعث شکستگی در پوشش بتونی کانال‌های آبیاری گردد.

۹-۷ قانون دارسی

قانون اساسی جریان آب زیرزمینی در سال ۱۸۵۶ توسط هانری دارسی (H. Darcy) ارائه شد. وی آزمایشی را مطابق شکل ۹-۱۴ انجام و ثابت نمود که مقدار جریان آب (Q) در یک محیط متخلخل با سطح مقطع A و طول L متناسب با افت بار آب $(h_1 - h_2)$ می‌باشد.

$$Q = \frac{KA(h_1 - h_2)}{L} \qquad (۲۹-۹)$$

در این فرمول K هدایت هیدرولیکی مواد می‌باشد، $\frac{h_1 - h_2}{L}$ گرادیان هیدرولیکی نام دارد.



شکل ۹-۱۴

چون مقدار $\frac{Q}{A}$ برابر سرعت جریان (V) است اگر $h_1 - h_2$ را با Δh نشان دهیم خواهیم داشت:

$$V = \frac{-K \Delta h}{L} \qquad (۳۰-۹)$$

که Q دبی ویژه و V را سرعت دارسی گویند که در واقع یک سرعت فرضی است. زیرا چنین تصور می‌شود که جریان از تمام سطح مقطع صورت می‌گیرد حال آنکه عملاً جریان محدود به فضای منافذ خالی می‌باشد. اگر V_v سرعت منفذی و A_v سطح مقطع منافذ باشد خواهیم داشت:

$$Q = A\,V = A_v.V_v \qquad (۳۱-۹)$$

$$V_v = V\frac{A}{A_v} \qquad (۳۲-۹)$$

اگر صورت و مخرج را در L که طول خاک می‌باشد ضرب کنیم خواهیم داشت:

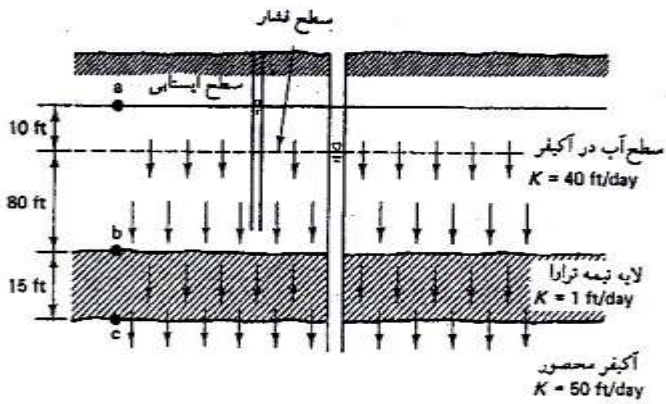
$$V_v = V\frac{A\,L}{A_v.L} = V\frac{(vol)}{V_v} \qquad (۳۳-۹)$$

که (vol) حجم کل خاک می‌باشد. چون $\frac{V_v}{(vol)}$ برابر تخلخل (n) می‌باشد لذا خواهیم داشت:

$$V_v = \frac{V}{n} \qquad (۳۴-۹)$$

● مثال ۹-۱۹

یک لایه نیمه تروا (آکی‌تارد) در حد فاصل یک آکیفر آزاد و تحت فشار قرار گرفته است. با توجه به شکل زیر مقدار جریانی را که بین دو آکیفر مبادله می‌شود بدست آورید.



شکل ۹-۱۵

حل

الف – چون سطح ایستابی در آکیفر آزاد نسبت به سطح فشار در آکیفر محصور در تراز بالاتری قرار دارد لذا جریان آب از آکیفر آزاد به طرف آکیفر تحت فشار است.

ب – در هنگام عبور جریان آب در لایه آکیفر آزاد مقداری افت بار صورت می‌گیرد که مقدار آن مشخص نمی‌باشد.

ج – فرض می‌شود که بار فشار در نقطه b برابر h_b بوده و یک واحد سطح را برای عبور جریان آب در نظر می‌گیریم.

د – بین نقاط a و b مقدار دبی ویژه برابر است با: $q = \frac{40\ (90 - h_b)}{90}$

هـ – بین نقاط b و c مقدار دبی ویژه برابر است با: $q = (1)\ \frac{(h_b + 15) - (80 + 15)}{15}$

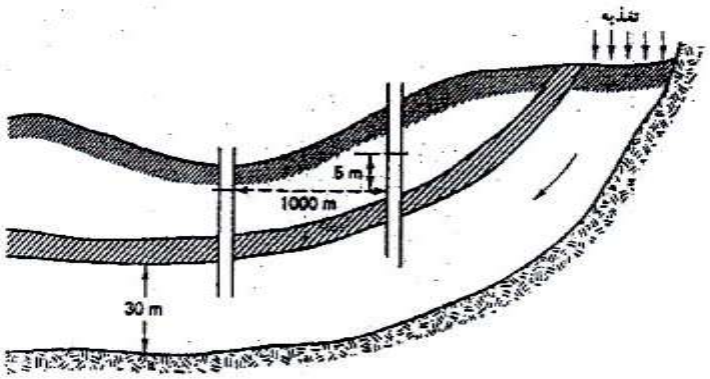
و – از حل دو معادله بالا مقدار $h_b = 88.7$ فوت و مقدار q برابر ۰/۵۸ فوت مکعب در روز در هر فوت مربع بدست می‌آید.

● مثال ۹-۲۰

یک آکیفر تحت فشار از منطقه‌ای که در شکل ۹-۱۱ نشان داده شده است تغذیه می‌شود هدایت هیدرولیکی مواد تشکیل دهنده آکیفر ۵۰ متر در روز و تخلخل آن ۰/۲ است. بار پیزومتری در دو چاه که بفاصله ۱۰۰۰ متر از همدیگر حفر شده‌اند به ترتیب ۵۵ و ۵۰ متر بوده است (۵ متر اختلاف). ضخامت آکیفر ۳۰ متر و عرض آن ۵ کیلومتر است. حساب کنید:

الف – مقدار جریان آب را در داخل آکیفر.

ب – زمان لازم برای این که آب ۴ کیلومتر را طی کند.



شکل ۹-۱۶

حل

الف - سطح مقطع جریان

$$A = 30 \times 5 \times 1000 = 15 \times 10^4 \text{ m}^2$$

ب - گرادیان هیدرولیکی

$$i = \frac{55 - 50}{1000} = 5 \times 10^{-3}$$

ج - مقدار جریان

$$Q = (50 \text{ m/day})\ (15 \times 10^4 \text{ m}^2)\ (5 \times 10^{-3}) = 37500 \text{ m}^3/\text{day}$$

د- سرعت دارسی

$$V = \frac{Q}{A} = \frac{37500}{15 \times 10^4} = 0.25 \text{ m/day}$$

ه - سرعت منفذی

$$V_v = \frac{V}{n} = \frac{0.25}{0.2} = 1.25 \text{ m/day}$$

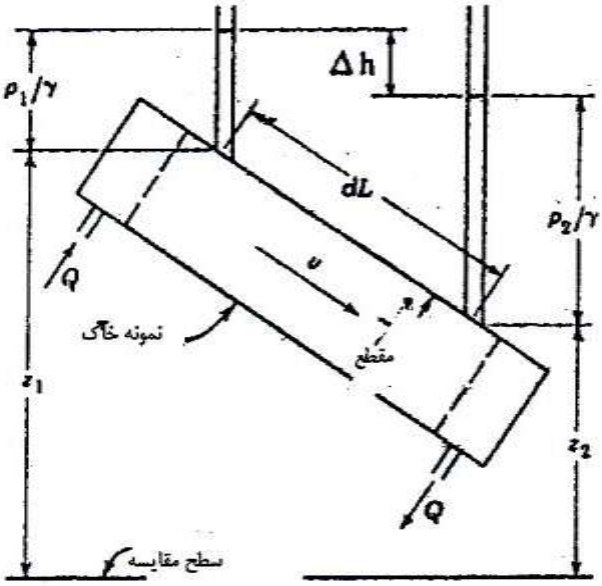
و - زمان لازم برای طی ۴ کیلومتر

$$t = \frac{4 \times 1000}{1.25 \text{ m/day}} = 3200 \text{ days}$$

$$t = 8.77 \text{ years}$$

● **مثال ۹-۲۱**

نمونهٔ کوچکی از مواد تشکیل دهندهٔ یک لایهٔ آبدار را در استوانه‌ای به طول ۳۰ سانتی‌متر و قطر ۴ سانتی‌متر ریخته و جریانی از آب مطابق شکل زیر برقرار نموده‌ایم، حجم آب خروجی از انتهای استوانه در مدت ۲ دقیقه برابر ۲۱/۳ سانتی‌متر مکعب است. در طی آزمایش اختلاف بار فشار $\Delta h = 14.1$ cm برقرار بوده است. هدایت هیدرولیکی مواد را محاسبه کنید.



شکل ۹-۱۷

حل

سطح مقطع استوانه: $A = \frac{\pi}{4}(4)^2 = 12.56\ cm^2$

گرادیان هیدرولیکی: $\frac{dh}{dL} = \frac{14.1}{30} = 0.47$

دبی جریان: $Q = \frac{21.3}{2}$

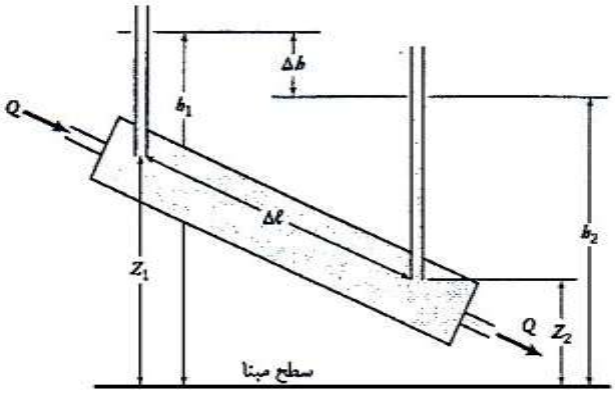
$= 10.65\ cm^3/min$

$K = \frac{Q}{A}(\frac{dL}{dh}) = \frac{10.65}{12.56} \times \frac{1}{0.47} = 1.8\ cm^3/(min.cm^2)$

$K = 1.8\ cm/min$

● **مثال ۹-۲۲**

در شکل ۹-۱۳ مقادیر z_1 و z_2 به ترتیب ۵۰ و ۲۰ سانتی‌متر و h_1 و h_2 به ترتیب ۴۰ و ۶۰ سانتی متر است. چنانچه هدایت هیدرولیکی مواد تشکیل دهنده نمونه خاک 8×10^{-5} سانتی‌متر بر ثانیه و طول نمونه ۵۰ سانتی‌متر باشد مقدار دبی عبوری از داخل نمونه چقدر است. قطر نمونه ۱۰ سانتی‌متر است.



شکل ۹-۱۸

حل

$$A = \pi \frac{d^2}{4} = 3.14 \left(\frac{100}{4}\right) = 78.5 \text{ cm}^2$$

$$h_1 = z_1 + h_1 = 50 + 40 = 90 \text{ cm}$$

$$h_2 = z_2 + h_2 = 20 + 60 = 80 \text{ cm}$$

$$\Delta l = 50 \text{ cm}$$

$$Q = KA \frac{\Delta h}{\Delta L}$$

$$Q = 8 \times 10^{-5} \ (78.5) \frac{90 - 80}{50}$$

$$Q = 1.256 \times 10^{-3} \text{ cm}^3/\text{sec}$$

$$Q = 1.254 \times 10^{-3} \times 3600$$

$$Q = 4.5 \text{ cm}^3/\text{hr}$$

باید توجه داشت که قانون دارسی در حرکت آب زیرزمینی زمانی صادق است که رژیم جریان در وضعیت ورقه‌ای (laminar) باشد. می‌دانیم که در حالت جریان ورقه‌ای عدد رینولدز (R_e) کوچکتر از ۱ می‌باشد اما در مورد آبهای زیرزمینی تا عدد رینولد ۱۰ نیز می‌توان جریان را ورقه‌ای در نظر گرفت. عدد رینولد از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$R_e = \frac{\rho_w V d_{10}}{\mu} \qquad (۳۵-۹)$$

که در آن V سرعت دارسی (سانتی متر بر ثانیه) d_{10} اندازه موثر ذرات آکیفر (سانتی‌متر)، ρ دانسیته آب (گرم بر سانتی‌متر مکعب) و μ لزجت آب (گرم بر سانتی‌متر - ثانیه) می‌باشد.

● **مثال ۹-۲۳**

در یک چاه آب که قطر آن ۳۰ سانتی‌متر است طول لوله مشبک آن که تمام آکیفر را در برمی‌گیرد ۲۵ متر می‌باشد. آزمایش دانه‌بندی که از مواد تشکیل دهنده آکیفر بعمل آمده است نشان می‌دهد که قطر موثر ذرات تشکیل دهنده آکیفر ۱/۵ میلی‌متر می‌باشد. از این چاه با دبی ۲۰۰ لیتر در ثانیه آب پمپاژ می‌شود. آیا قانون دارسی را می‌توان در مورد جریان به داخل این چاه بکار برد؟

حل

الف - سطح مقطع جریان آب به داخل چاه

$$(\pi d)\ (\text{ضخامت آکیفر}) = (0.3\ \pi)\ (25)$$
$$= 23.55\ m^2$$

ب - سرعت دارسی

$$v = \frac{Q}{A} = \frac{0.2}{23.55} = 8.5 \times 10^{-3}\ m/s$$
$$= 0.85\ cm/s$$

ج - با فرض $\rho = 1\ gr/cm^3$ و $\mu = 0.01\ gr/cm\ sec$ داریم:

$$R_e = \frac{(1)\ (0.85)\ (0.15)}{0.01} = 12.75$$

چون عدد رینولد بزرگتر از ۱۰ می‌باشد بنابراین قانون دارسی در این مورد صادق نمی‌باشد.

● **مثال ۹-۲۴**

قطر مواد تشکیل دهنده یک لایه آبدار نشتی ۰/۵ میلی‌متر است. چنانچه دمای آب را ۱۵ درجه سانتی‌گراد در نظر بگیریم بالاترین مقدار سرعت که قانون دارسی صادق باشد چقدر است؟

حل

برای آب ۱۵ درجه:

$$\rho_w = 0.999 \times 10^3\ kg/m^3$$

$$\mu_w = 1.15 \times 10^{-3}\ Pa\text{-}sec$$

$$R_e = \frac{\rho_w V d}{\mu}$$

$$V = \frac{R_e \mu}{\rho_w d}$$

چون R_e نباید از ۱۰ تجاوز کند خواهیم داشت:

$$V = \frac{10 \times 0.00115\ N\text{-}sec/m^2}{0.999 \times 10^3\ kg/m^3 \times 0.0005\ m}$$

لذا بالاترین مقدار سرعت که قانون دارسی برای آن صادق باشد ۰/۰۲۳ متر در ثانیه است.

فرمول دارسی در دو مورد دیگر نیز صادق نمی‌باشد. یکی این که آکیفر از مواد بسیار ریزدانه مانند مواد کلوئیدی تشکیل شده باشد و دیگر این که آکیفر کاملاً اشباع نباشد.

حرکت آب زیرزمینی بر اساس شیب هیدرولیکی بین دو نقطه صورت گرفته و جهت آن از نقطه‌ای که بارهیدرولیکی آن بالاتر است به سمت نقطه‌ای خواهد بود که بار هیدرولیکی کمتر دارد. برای تعیین جهت حرکت آب زیرزمینی در یک منطقه به شرح زیر عمل می‌شود:

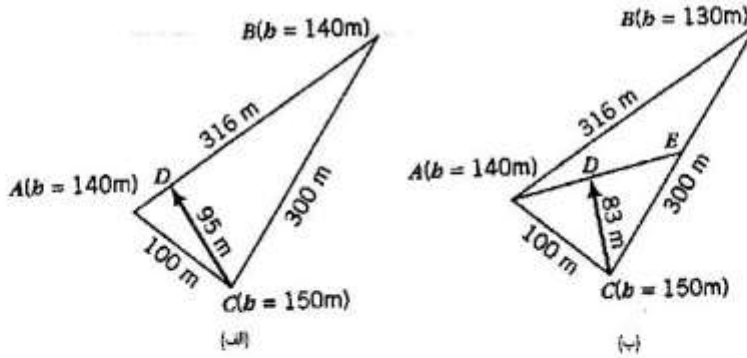
۱- سه چاه به فواصل مختلف از یکدیگر حفر کرده و بار هیدرولیکی را در سطح آب در این سه چاه بدست می‌آوریم.

۲- اگر بار هیدرولیکی در هر سه چاه مساوی باشد آب زیرزمینی حرکت نخواهد داشت.

۳- اگر بار هیدرولیکی در ۲ چاه با یکدیگر برابر و در دیگری متفاوت باشد مانند شکل ۹-۱۴ الف که در آن بار هیدرولیکی در چاههای A و B برابر (۱۴۰ متر) و در چاه C برابر ۱۵۰ متر است. در این صورت از چاه C که بار هیدرولیکی بیشتر دارد خطی عمود بر AB رسم کنید تا آن را در نقطه D قطع کند. طول CD را اندازه‌گیری کنید که با توجه به این شکل ۹۵ متر شده است. در این صورت جهت جریان از C به D و گرادیان هیدرولیکی که سرعت جریان آب متناسب با آن خواهد بود برابر است با:

$$i_{CD} = \frac{h_C - h_D}{\overline{CD}} = \frac{150 - 140}{95} = \frac{10}{95} = 0.105$$

۴- اگر بار هیدرولیکی در ۳ چاه با یکدیگر برابر نباشند مانند شکل ۹-۱۴ ب که بار هیدرولیکی در سطح آب در چاههای A و B و C به ترتیب ۱۴۰، ۱۳۰ و ۱۵۰ متر است. در این صورت خطی را که دوبار هیدرولیکی کوچکتر وبزرگتر را بهم وصل می‌کند (BC) در نظر گرفته و روی آن با روش انترپولاسیون، نقطه‌ای را پیدا کنید که بار هیدرولیکی آن برابر با چاه A باشد. این



شکل ۹-۱۹ تعیین گرادیان هیدرولیکی و جهت جریان

نقطه در شکل با E مشخص شده است. از نقطه C که بالاترین بار هیدرولیکی را دارد خطی عمود بر AE رسم کنید تا آن را در نقطه D قطع کند. طول این خط را نیز بدست آورید که در شکل برابر ۸۳مترشده‌است. دراین‌صورت CD جهت جریان بوده و گرادیان هیدرولیکی برابر خواهد بود با:

$$i_{CD} = \frac{hc - hD}{\overline{CD}} = \frac{150 - 140}{83} = \frac{10}{83} = 0.12$$

بدین ترتیب قادر خواهیم بود با اندازه‌گیری سطح آب در ۳ چاهی که بفواصل مختلف از همدیگر واقع شده‌اند هم جهت جریان آب و هم گردایان هیدرولیکی را بدست آوریم.

مسائل

۹-۱ در یک آزمایش نفوذپذیری مواد موردنظر در داخل سیلندر استوانه‌ای به قطر ۴ و طول ۱۰ سانتی‌متر ریخته شده و مقدار آبی که در مدت ۵ دقیقه از استوانه خارج می‌شود ۱۰۰ سانتی‌متر مکعب بوده است. سرعت ظاهری حرکت آب در داخل نمونه و ضریب نفوذپذیری آن را حساب کنید. ارتفاع آب در بالای سطح خاک ۱۰ سانتی‌متر بوده و آب آزادانه از انتهای نمونه خارج می‌شو.

۹-۲ آزمایشهای صحرایی نشان داده است که مساحت یک آکیفر ۱۰۰۰ مترمربع است. دو چاه به فاصلهٔ ۲۵ متر از یکدیگر در امتداد مسیر جریان آب حفر شده است. اختلاف سطح آب در دو چاه مذکور ۰/۳۵ سانتی‌متر است. مواد ردیابی که در چاه اول ریخته می‌شود پس از ۲۴ ساعت به چاه دوم رسیده است. ضریب نفوذپذیری مواد تشکیل دهندهٔ آکیفر را حساب کنید.

۹-۳ در یک آکیفر غیرمحصور ضریب ذخیره ۰/۱۳ و مساحت آن ۱۲۳ کیلومتر مربع است. در یک دورهٔ خشکی سطح ایستابی به اندازهٔ ۰/۲۳ متر افت کرده است. در این مدت چه حجم آبی از آکیفر خارج شده است.

۹-۴ ضریب نفوذپذیری ذاتی در یک تشکیلات زمین‌شناسی $۲/۷ \times ۱۰^{-۳}$ دارسی است. ضریب نفوذپذیری آن را در ۱۵ °C محاسبه کنید.

۹-۵ یک کانال آبیاری بموازات رودخانه‌ای کشیده شده است.رقوم سطح آب در رودخانه ۶۰ متر و در کانال ۵۷ متر است.فاصله کانال تا رودخانه ۷۰۰ متر می‌باشد. رودخانه با کانال از طریق یک لایه نفوذ پذیر با ضخامت ۱۰ متر و هدایت هیدرولیکی ۰/۰۸ متر بر ساعت بهم در ارتباط می‌باشند حساب کنید مقدار نشت از رودخانه به داخل کانال را.

۹-۶ یک لایه نیمه تراوا (آکی‌تارد) بین لایه آبدار آزاد بالایی و لایه آبدار تحت فشار زیرین

قرار گرفته‌است. با توجه به اطلاعات ذیل مقدار نشت از آکیفر بالایی را (در صورت وجود) بدست آورید.

(الف) هدایت هیدرولیکی آکیفر بالایی ۴۰، هدایت هیدرولیکی لایه نیمه تراوا یک و هدایت هیدرولیکی‌لایه زیرین ۵۰ فوت در روز است . (ب) ضخامت لایه آبدار بالایی ۹۰ فوت و ضخامت لایه نیمه تراوا۱۵ فوت می‌باشد. (ج) لوله پیزومتری که تا لایه آبدار زیرین فرو برده شده است نشان می‌دهد که‌سطح آب در پیزومتر به اندازه ۱۰ فوت پایین‌تر از سطح آزاد آب در لایه اکیفر بالایی است.

(جواب : ۰/۵۸ فوت مکعب در روز در هر فوت مربع)

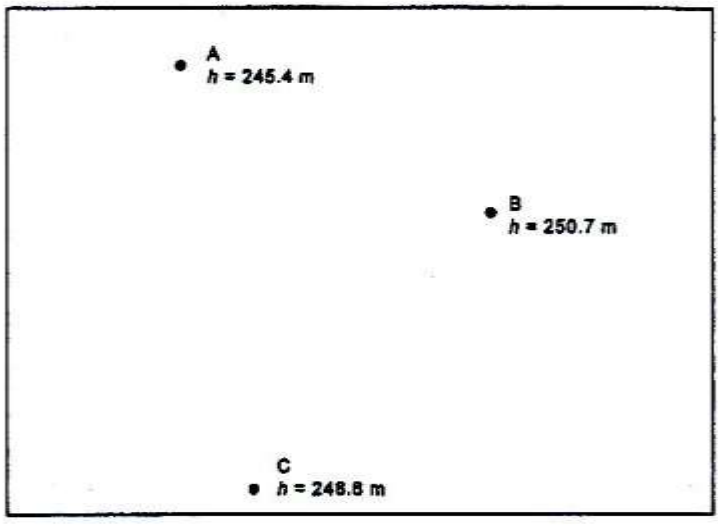
۷-۹ نقاط A ، B و C در نقشه زیر موقعیت سه چاه و بارهیدرولیکی آنها را نشان می‌دهد.

الف - با توجه به روشی که در فصل قبل گفته شد جهت جریان آب زیرزمینی را مشخص کنید.

ب - گرادیان هیدرولیکی را محاسبه کنید.

ج - دبی ویژه به ازاء هر متر لایه آبدار چقدر است.

ضخامت‌لایه‌آبدار۴۵متر،هدایت‌هیدرولیکی ۲/۱متردرروزومقیاس‌نقشه1:20000می‌باشد.



۹-۸ طی کاوش‌های آب زیرزمینی لایه‌های زیر مشخص گردید

نام لایه	A	B	C	D	E
ضخامت لایه (m)	0.5	2.0	2.8	3.6	3.0
ضریب آبگذری (m/day)	1.3	2.8	1.8	0.5	2.0

حساب کنید متوسط ضریب آبگذری را در جهات افقی و عمودی.
(جواب: ۱/۰۴۸ و ۱/۶۰۶)

۹-۹ یک آکیفر منطقه‌ای به وسعت ۹۳۰کیلومتر مربع و ضخامت ۲۲ متر را تشکیل می‌دهد. حداکثر و حداقل سطح پیزومتری بین ۵ تا ۱۲ متر در تغییر است. ضریب ذخیره آکیفر ۰/۰۰۱ می‌باشد. مقدار سالانه تغذیه آب زیرزمینی برای این آکیفر چقدر است. اگر در این آکیفر ۴۰ چاه حفر شده باشد که در سال ۲۵۰ روز کار کنند متوسط دبی این چاهها چقدر خواهد بود.
(جواب: ۷/۵ لیتر در ثانیه)

۹-۱۰ در یک آکیفر آزاد به وسعت ۲ کیلومتر مربع سطح ایستابی اولیه ۱۲/۳ متر زیر سطح زمین بوده است. استخراج یک میلیون متر مکعب باعث شده است که سطح ایستابی به ۱۵/۱ متر زیرسطح زمین برسد. حساب کنید:
(الف) آبدهی ویژه این آکیفر
(ب) نگهداشت ویژه آکیفر را
تخلخل مواد آکیفر ۲۳ درصد می‌باشد.
(جواب: ۱۷/۸۶ درصد و ۵/۱۳ درصد)

۹-۱۱ یک ماده ردیاب که در چاه A ریخته شده است طی ۱۸ ساعت به چاه B که در فاصله ۱۵۰ متری آن قرار دارد می‌رسد. نقشه‌های آب زیرزمینی نشان می‌دهد که اختلاف تراز سطح ایستابی در این دو چاه ۰/۸ متر است. تخلخل مواد آکیفر ۳۵ درصد می‌باشد حساب کنید:
(الف) ضریب نفوذپذیری
(ب) ضریب نفوذپذیری ذاتی آکیفر
(ج) عدد رینولد را در جریان آب زیرزمینی اگر متوسط اندازه ذرات آکیفر ۱ میلی‌متر باشد
(جواب: ۱۵/۱۹ سانتی‌متر در ثانیه، ۰/۰۱۱۴ سانتی‌متر مربع در ثانیه، ۱)

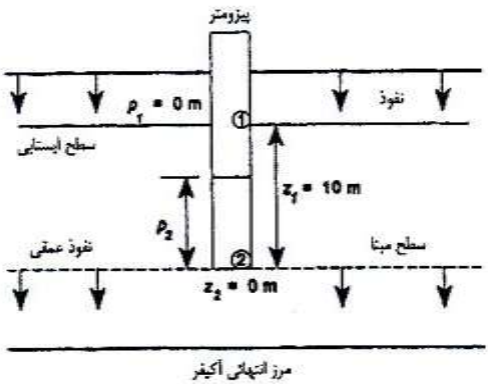
۹-۱۲ هدایت هیدرولیکی مواد تشکیل دهنده یک آکیفر تحت فشار به ضخامت ۱۰ فوت ۳۷۴گالن در روز بر فوت مربع است (gpd / ft^2). حساب کنید قابلیت انتقال (T) آکیفر

را برحسب m^2/day , ft^2/day , gpd/ft

(جواب: ۳۷۴۰، ۵۰۰ و ۴۶/۴۵)

۹-۱۳ در شکل زیر یک پیزومتر در داخل آکیفر آزاد نصب شده است. آب با سرعت 1.5 cm/d نفوذ کرده و بهمان سرعت از انتهای آکیفر خارج می‌شود. چنانچه ضریب هدایت هیدرولیکی آکیفر k = 0.2 m/d و سرعت حرکت آب v = 1.5 cm/d باشد با استفاده از قانون دارسی عمق آب در لوله پیزومتر را بدست آورید.

(جواب : ۹/۲۵ متر)



منابع برای مطالعه بیشتر

1- Baver, D., *Soil physics,* John Wiley and Son's Co. New York, 1972.

2- Davis, S.N., *Porosity and permeability in natural materials,* in Flow through porous media, ed. R. Deweist. Acadmic press. New York, 1969.

3- Fetter, C.W., *Applied hydrogeology,* Merrill pub. Co. Columbus, Ohio, 1982.

4- Gupta, R.S., *Hydrology and hydraulic systems* Prentice-Hall. Pub. New York, 1989.

5- Meinzer, O.E., *Outline of ground water hydrology,* USGS, Paper 494, 1923.

6- Todd, D., *Groundwater hydrology,* John Wiley and sons, Inc. New York, 1980.