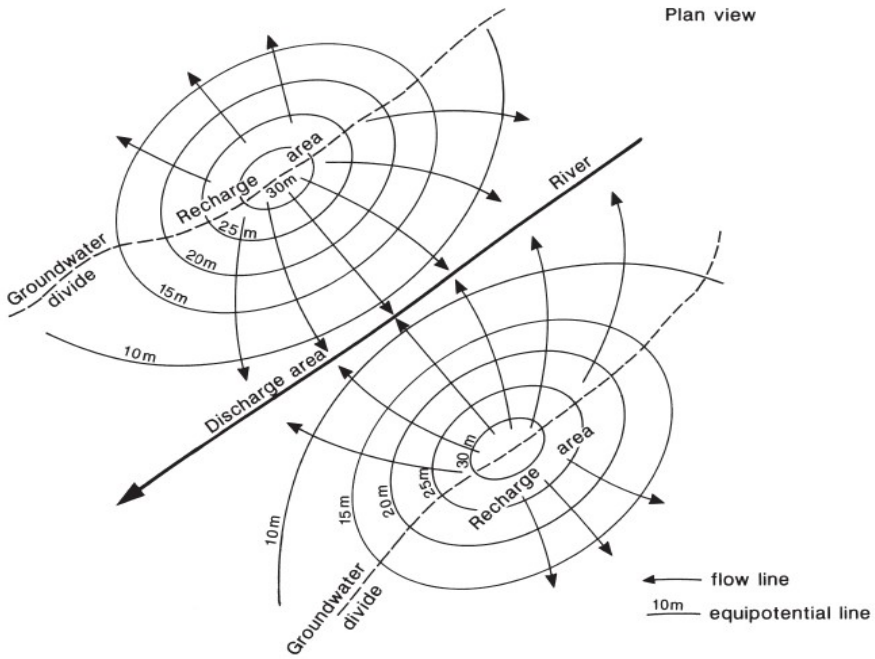
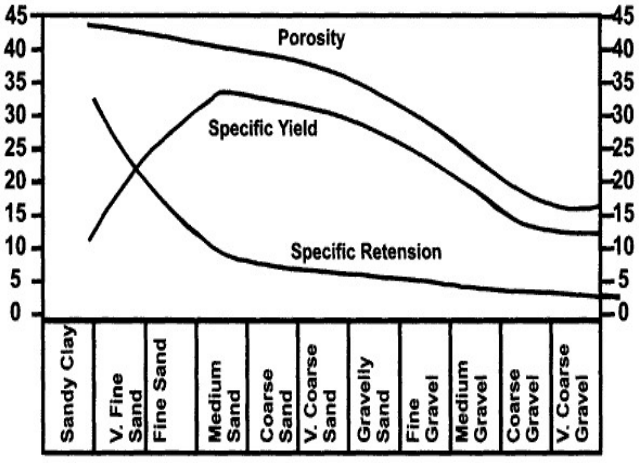
دانشکده علوم

گروه زمین شناسی

مبانی آب زیرزمینی





تـالـیف

دکتر حامد رضایی

۱۳۹۱

فهرست مطالب

فصل اول.کلیات
فصل دوم .آب زیرزمینی و چرخه آب
فصل سوم. حوضه آبریز و رواناب
فصل چهارم.آب زیرزمینی و آبخوان
فصل پنجم. ویژگی های آبخوان
فصل ششم. جریان آب زیرزمینی
فصل هفتم. اکتشاف آب زیرزمینی و چاه نگاری
فصل هشتم . استخراج آب زیرزمینی
فصل نهم.تغذیه مصنوعی و سدهای زیرزمینی
فصل دهم.کیفیت آبهای زیرزمینی

فصل اول

کلیات

« وَجَعَلْنَا مِنَ الْمَاءِ كُلَّ شَيْءٍ حَيٍّ»

هرچیز زنده ای را از آب پدید آوردیم.

عبارتهایی چون آب مایه حیات است. آب الفبای آبادانی است، موید اهمیت آب و جایگاه ویژه آن در زندگی ماست. بیش از دو سوم سطح کره زمین از آب است و قبلاً کل کره زمین از آب بود و همچنین دو سوم بدن انسان و بسیاری از موجودات زنده از آب است. آب تنها ماده ایست که که به سه حالت جامد، مایع و گاز در طبیعت دیده می شود و هر حالت استفاده های زیادی دارد. چرخه حیات به چرخه آب وابسته است.

بعلت توزیع نامتوازن آب در سطح کره زمین در برخی مناطق، بسیاری از مردم با کمبود آب مواجه اند و روزانه هزاران نفر بعلت نداشتن آب جان خود را ازدست می دهند و بطور متوسط روزانه ۵۰ هزار نفر در سطح کره زمین بعلت آلودگی آب ازبین می روند. اما در برخی نواحی دیگر فراوانی آبهای سطحی و زیرسطحی بحدی است که بعنوان مانع باعث ایجاد ضرر و زیان فراوان بر اقتصاد و تلفات جانی بشر می شود.

کرجی دانشمند ایرانی، اولین فردی است که آب زیرزمینی را به صورت علمی تعریف و آن را ***آب پنهان*** نامید. کرجی در قرن چهارم و پنجم هجری قمری در کتابی با عنوان « استخراج آبهای پنهان» درباره منشاء و راههای استخراج آب زیرزمینی نوشته است. ابوریحان بیرونی در اثر خود با عنوان «آثارالباقیه » و ابوحاتم مظفراسفرازی در رساله آثار علوی درباره آب زیرزمینی و منشاء آن و ارتباط بین آبهای سطحی و زیرزمینی نگاشته اند. سعدی هم در اشعار خود اشاره به ارتباط آبهای سطحی و بارش دارد و چنین می گوید:

اگر باران به کوهستان نبارد به سالی دجله گردد خشک رودی

بزرگترین ابتکار بشر در دستیابی به منابع آب زیر زمینی، ساخت قنات (کاریز) می باشد که متعلق به ایرانیان است و قدمت ۳۰۰۰ ساله دارد.

هنری دارسی (Henri Darcy) اولین کسی بود که بین سالهای ۱۸۰۳ تا ۱۸۵۸ قانون حاکم برجریان آب در محیط های متخلخل را بیان کرده و گام بزرگی را در مطالعه آبهای زیرزمینی برداشته است.

قرن ۱۹ را می‌توان دوره طلایی هیدرولوژی دانست در این زمان زمین شناسی نیز به عنوان یک علم تکمیل کننده در آب های زیرزمینی وارد گردید. قانون دارسی و فرمول های دو پوئی- تیم (Dupuit-Thiem) نمونه‌ای از پیشرفت های آب های زیرزمینی همراه با هیدرولوژی می‌باشد. در زمینه هیدرولوژی آب های سطحی نیز بخصوص به هیدرومتری توجه فراوانی مبذول گردید. فرمول های فرانسیس در مورد سرریزها ، گانگیه (Gangmillet)،کوته (kmtter) و مانینگ (Manning) درباره جریان آب در کانال های روباز از جمله این مواردند.

نظریه تیس (Thies) در حل مسائل مربوط به هیدرولوژی چاهها و روش پیشنهادی گامبل (*Gammble*) در سال ۱۹۴۱ برای تجزیه و تحلیل آماری داده‌ها و روشهای انیشتین (*Einstein*) را در مطالعات رسوب رودخانه‌ها نام برد. و از سال ۱۶۵۰ به بعد روشهای نظری در هیدرولوژی بسیار معمولی گردید بطوری که اکثر فرمولها و روشهای تجربی در قالب ریاضی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت .

در اواخر قرن ۱۹ و بخصوص در ۳۰ سال اول قرن ۲۰ صدها فرمول تجربی پیشنهاد گردید که می‌بایست ضرایب و پارامترهای آنها بر اساس قضاوت و تجربه بدست می‌آمد و برای حل این مشکل در بسیاری از کشورها موسسات و انیستیتوهای تحقیقاتی در زمینه هیدرولوژی تاسیس گردید. در این دوره دانشمندان زیادی ظهور کردند از جمله می‌توان در سال ۱۹۳۲ شرمن (*Sherman*) نظریه روش هیدروگراف واحد برای تخمین رواناب پیشنهاد کرد.

سهم آب زیرزمینی از کل منابع آب موجود در جهان حدود ۰/۶ درصد است و حجم آن حدود $۴,۲\times۱۰^{۶}$ کیلومتر مکعب می باشد و این مقدار خیلی بیشتر از $۰,۱۲۶\times۱۰^{۶}$ کیلومتر مکعب آب شیرین متعلق به دریاچه ها و رودهاست.

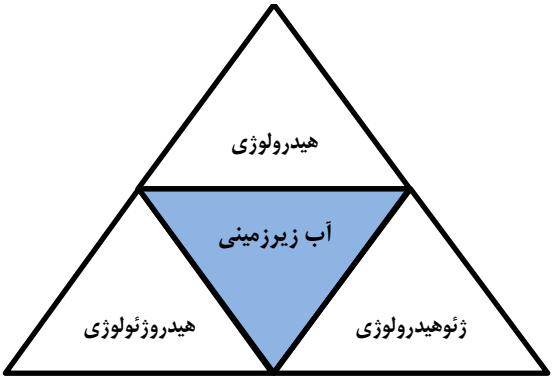
هیدروژئولوژی *(Hydrogeology)* یا زمین شناسی آب به مطالعه منابع آب زیرزمینی و ارتباط متقابل آن با زمین می پردازد ؛ به همین دلیل به هیدروژئولوژی، آب زیرزمینی هم گفته می شود. در حوزه مهندسی نیز هیدروژئولوژی بعنوان یکی از گرایش زمین شناسی مهندسی به عملکرد منفی آب و مقابله باآن می پردازد.

در یک تعریف جامع، آب زیرزمینی جزئی از آب موجود در زیر سطح زمین است که توسط چاه ها ، قنات ها یا گالری های زهکشی قابل استحصال است و یا بطور طبیعی از طریق منافذ تراوشی یا چشمه ها در سطح زمین جریان پیدا کند. بنابراین آب زیرزمینی تحت تاثیر نیروی ثقل و یا فشار جهت دار قرار گرفته و جریان می یابد. لذا فشار آن بیشتر از فشار اتمسفر است.

رشته های مرتبط با آب و جایگاه هیدروژئولوژی به شرح زیر بیان می شود .

- ✓ هیدرولوژی (hydrology) یا آب شناسی علم مطالعه آب است. هیدرولوژی یا آب شناسی از دو کلمه Hydro به معنی آب و Logos به معنی شناسایی گرفته شده است.

- ✓ هیدرومتئولوژی (Hydrometeology) یا آب هواشناسی کاربرد هواشناسی در مسائل هیدرولوژی است.
- ✓ ژئوهیدرولوژی(Geohydrology) یا آب شناسی زیرزمینی دانشی از آب شناسی است که از پیدایش و حرکت آبهای زیرزمینی و ذخیره و تخلیه آن بحث می کند.
- ✓ هیدروژئولوژی(Hydrogeology) یا زمین شناسی آب بخشی از علم زمین شناسی است که به تغییرات زمین ناشی از تاثیر آب می پردازد.
- ✓ آب زیرزمینی(Ground water) شاخه ای از علم آب شناسی است که به مسائل ژئوهیدرولوژی و هیدروژئولوژی می پردازد.



شاخه های آب زیر زمینی

شاخه های دیگری از علم آب شناسی مثل یخ شناسی (Cryology) ، لیمنولوژی (Limnology) ، رودخانه شناسی(Potamology) ، هیدروگرافی (Hydrography) ، هیدرومتری (Hydrometry) و اقیانوس سنجی (Oceanography) وجود دارند. هیدرولوژی علمی است که با آبهای زمین سر وکار دارد و شامل نحوه تشکیل شان ، چرخه و توزیع آن در سیاره ، ویژگی های فیزیکی و شیمیایی شان و اندرکنش با محیط بیولوژیکی و فیزیکی به انضمام واکنش آنها به فعالیت انسانی (یونسکو، ۱۹۶۴).

هدف در درس« مبانی آب زیرزمینی» آشنایی با علم هیدروژئولوژی است. در این درس به چرخه آب، اثرمتقابل روآنآب و آب زیر زمینی ، نحوه انباشت آب در زیر زمین ، اکتشاف آب ، جریان حاکم بر آب ، روش های ذخیره سازی و احیای ذخایر آب زیر زمینی و کیفیت آب زیر زمینی اشاره می کند .

فصل دوم

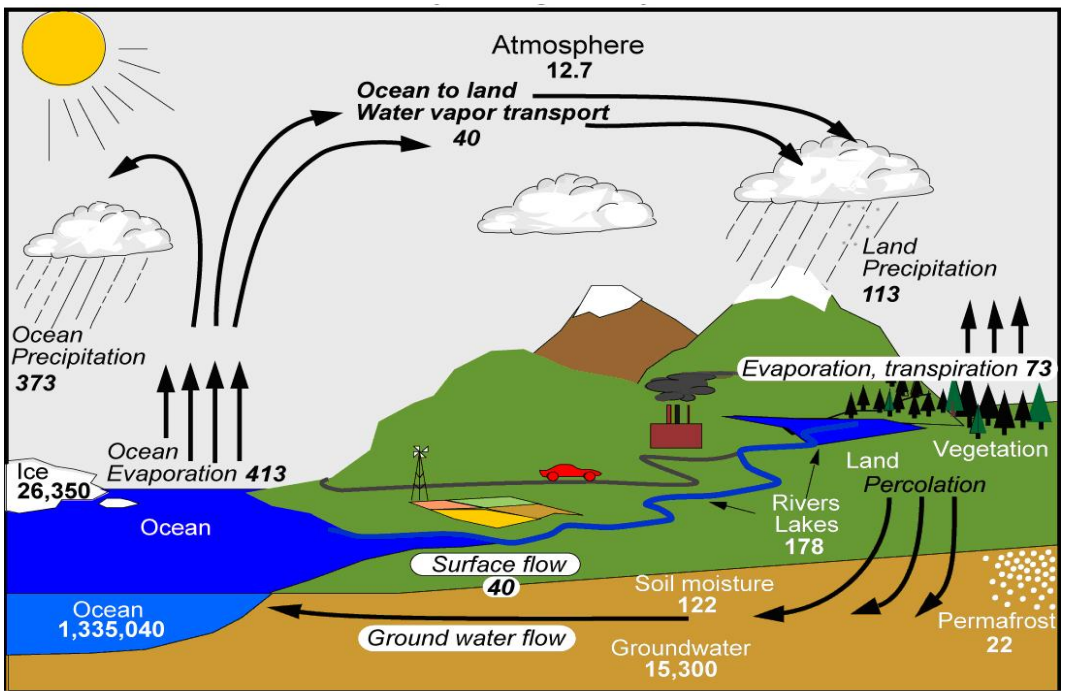
آب زیرزمینی و چرخه آب

۲-۱ چرخه ی هیدرولوژی[1]

چرخه آب به گردش و مسیر حرکت آب در کره ی زمین می پردازد.و یک فرآیند دائمی ، مستمر و تکراری است و شامل بارش ، جریان و تبخیر است .عناصر اصلی چرخه آب شامل بارش(P)، رواناب(R) ، تبخیر(E) ، تعرق(T) ، نفوذ (I) و جریان زیرزمینی (G) است(شکل ۲-۱).

$$P = R + E + T + I$$

رابطه فوق به بیلان آب یا ترازنامه ی آب معروف است. بیش از ۹۷/۲ درصد حجمی آب در اقیانوس ها و دریاهای آزاد ذخیره شده است و سهم آب زیر زمینی تنها ۰/۶۲ درصد است. لیکن مصرف موجودات زنده سطح خشکی عمدتاً به آب زیرزمینی است.



شکل۲ – ۱ چرخه آب (بیلان آب)

[1] *Hydrology Cycle*

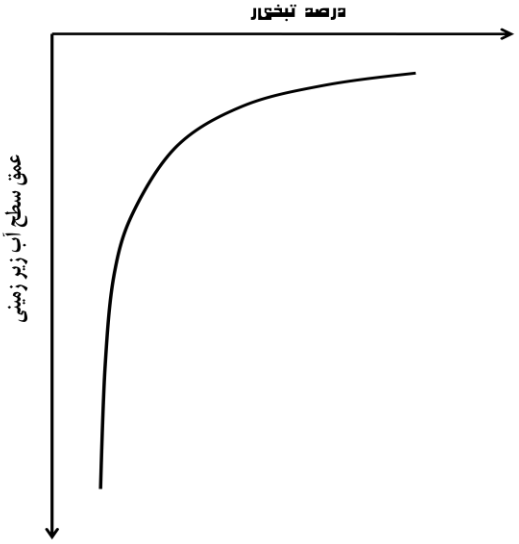
این معادله در هر مقیاسی که بتوان بالانس و بیلان آب را انجام داد کاربرد دارد. مثلاً برای یک حوضه آبریز و حتی برای کره زمین نیز صادق است .

بارش ([۲]P) پدیده ای است که انسان کمتر می تواند در آن دخل و تصرف داشته باشد (اگرچه امروز بارور کردن ابرها مرسوم شده است) در هیدرولوژی بارندگی مشتمل بر کلیه نزولات جوی است به نحوی که بر سیکل هیدرولوژی موثرند. بیشتر بارش بصورت برف و باران است و بیش از سه چهارم بارش ها روی سطح اقیانوس ها و دریا صورت می گیرد و وارد چرخه اصلی آب که تولید روانآب و نفوذ کند از دست می رود.

برای اندازه گیری مقدار باران در هر حوضه از باران سنج های مختلف (معمولی،ثبات، ذخیره ای) استفاده می شود. پیشنهاد شده است که برای مناطق مسطح و دشتها، برای هر ۲۵۰ کیلومتر مربع ۱ دستگاه و برای مناطق تپه ماهوری و مرتفع در هر ۱۳۰ کیلومتر مربع ۱ دستگاه باران سنجی کافی است. معمولاً برای محاسبه مقدار بارندگی یک حوضه از متوسط بارندگی استفاده می نمایند که روش های مختلفی برای محاسبه آن وجود دارد که عبارتند از: روش میانگین حسابی، روش تسین، روش ایزوهایت و یا استفاده از منحنی های هم باران.

تبخیر[۳] و تعرق[۴] (E) عبارتست از تبدیل آب به بخار از سطح زمین. بعنوان یک قاعده کلی حدود۵۷ درصد بارشی که به زمین می‌رسد بدون رسیدن به اقیانوس به جو باز می‌گردد. عواملی چون تابش خورشید، کمبود رطوبت جو، بالا بودن درجه حرارت و سرعت باد بر میزان تبخیر و تعرق موثرند. در مناطقی که سطح آب زیرزمینی در عمق کم باشد مقداری تبخیر صورت می گیرد که عموماً به عمق سطح آب، نوع خاک و کشش موئینگی آن بستگی دارد. هرقدر بافت خاک ریزتر باشد، نیروی موئینگی بیشتر بوده و مقدار تبخیر نیز افزایش می یابد. طبق نمودار ارائه شده توسط تاد (۱۹۸۰) تبخیر حداکثر تا عمق ۳ متری زیر سطح زمین اثر دارد ولی در عمق کمتر از ۰/۵ متر بیشترین مقدار را دارد(شکل۲-۳).

[۲] Precipitation
[۳] Evaporation
[۴] Transpiration



شکل۲ –۳ تبخیر آب زیر زمینی (تاد ، ۱۹۸۰)

یکی از معادلات تجربی که برای محاسبه تبخیرآب از سطح مخازن و یا دریاچه و یا سدها مورد استفاده قرار می گیرد به شرح زیر است :

$$E = ۰.۲۹۱(A^{-۰.۵})(V_۲)(es - ed)$$

E= تبخیر از سطح آب (mm/day)، A= مساحت سطح ($m^۲$) ، $V_۲$= سرعت باد در ارتفاع ۲ متری از سطح زمین(m/sec)، es= فشار بخار اشباع در روز یا دوره موردنظر(میلی بار)، ed= فشار واقعی بخار آب در روز یا دوره ی موردنظر (میلی بار–Mb) ، es-ed از رابطه زیر محاسبه می گردد:

$$es\text{-}ed=\left[exp\left(\frac{۱۶.۷۸T-۱۱۶.۹}{T+۲۳۷.۳}\right)\right]\left(۱-\frac{RH}{۱۰۰}\right)$$

که در آن T بر حسب درجه سلسیوس، RH مقدار رطوبت نسبی بر حسب درصد و es-ed بر حسب کیلوپاسکال می باشد.

۱ kpa = ۹.۹۷ Mb

مثال۲–۱ : حساب کنید میزان تلفات آب از سطح یک دریاچه را در وضعیتی که مساحت آن ۵ کیلومتر مربع و سرعت باد در ارتفاع ۲ متری ۱۰,۳ کیلومتر بر ساعت و فشار بخار اشباع ۱۴,۲ میلی متر جیوه و فشار واقعی بخار آب ۱۱ میلی متر جیوه باشد.

(۱ mm,Hg= ۱.۳۳ mb)

$A = ۵km^۲$

$V_۲ = ۱۰,۳\ {}^{km}/_{h} = ۲,۸۶{}^{m}/_{sec}$

es = ۱۴,۲mmHg=۱۴,۲×۱,۳۳=۱۸,۹mb

ed = ۱۱mmHg=۱۱×۱,۳۳=۱۴,۶mb

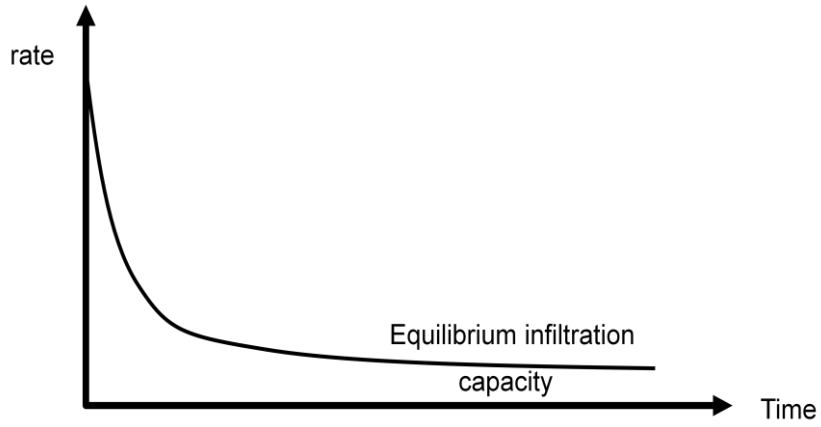
$E = ۰,۲۹۱(۵ \times ۱۰۰۰^۲) \times ۲,۸۶\ (۱۸.۹ - ۱۴.۶) = ۱,۶۶\ {}^{mm}/_{day} = ۶۰۶\ {}^{mm}/_{year} =$

$۰,۶۰۶\ {}^{m}/_{year}$

کل تلفات=$۰,۶۰۶ \times ۵ \times ۱۰۰۰^۲$

نفوذ[۵] (I) :

وارد شدن آب به داخل زمین را نفوذ می گویند. حداکثر مقدار آبی که زمین در هر شرایطی قادر است آن را به خود جذب کند ، ظرفیت نفوذ (infiltration rate) نامیده می شود(شکل ۲-۴). آب مازاد بر ظرفیت نفوذ، در سطح زمین به صورت رواناب جاری می شود. شدت نفوذ تابع زمان به صورت نمایی منفی است تا اینکه به یک حداقل می رسد و مقدار آن ثابت است، این مقدار همان ظرفیت نفوذ ($I_۲$) است. نرخ های نفوذ تندتر معمولاً به خاکهای ماسه ای، خشک و شل مربوط می شود . خاک های رسی ، مرطوب و متراکم شده آب را با نرخ خیلی آهسته جذب می کنند . تونلهای حلزونی ، ترکها و دیگر مجاری در خاک اساساً باعث افزایش نرخ نفوذ می شوند .



شکل ۲-۴ ظرفیت نفوذ خاک

بخشی از آب به داخل خاک نفوذ میکند به لایه های آبدار زیرزمینی می پیوندد. این فرایند که باعث افزایش آب زیرزمینی می گردد. نفوذ عمقی یا تغذیه آب زیرزمینی[۶] نام دارد.

---

[۵] Infiltration

علاوه بر روش های اندازه گیری صحرایی و آزمایشگاهی در تعیین میزان نفوذ به درون زمین از روابط زیر نیز می توان میزان نفوذ را محاسبه کرد.

۱ -استفاده از روش شولتز (*Schultz*) (هولتینگ۲۰۰۵)

$$G=\frac{(N-A)(CLn)}{CLgw}$$

که در آن :

G = حجم آب نفوذ یافته در آبخوان

N = ارتفاع بارندگی

A = جریان آب سطحی

CLn = غلظت کلرید باران (متوسط سالانه)

$CLgw$ = غلظت کلرید آب زیرزمینی

۲ -روش بیسمون ولهر (۲۰۰۴)

(عمق خاک× ظرفیت زراعی) -(میزان نفوذ ×بارندگی)= مقدار نفوذ

در مطالعات و کارهای عملی میزان نفوذ بین ۱ تا ۲۰ درصد بارندگی براساس وضعیت نفوذپذیری سازندهای زمین شناسی در نظر گرفته می شود.

رواناب[۷]**:** وقتی که شدت بارندگی از ظرفیت نفوذ آب در خاک و نگهداشت آب در گودال ها و پستی بلندی های سطح زمین فراتر رود، روانآب رخ خواهد داد.

جریان آب زیرزمینی[۸] **:** درصد ناچیزی از بارش از منطقه غیراشباع وارد چرخه آب زیرزمینی می شود.ولی تاثیر بسیاری زیادی برکیفیت و کمیت آبهای زیر زمینی خواهد گذاشت. رابطه نزدیکی بین میزان بارش با تغییرات سطح ایستابی و حجم آب زیرزمینی وجود دارد. سهم آب زیرزمینی از بارش و روانآب تابع ویژگی های زمین شناسی و هیدروژئولوژی منطقه ودوز(هوابین) و توپوگرافی سطح زمین است و از دو طریق نشت از روانآب و نفوذحاصل از بارش آب از سطح زمین وارد چرخه آب زیرزمینی می شود.

---

[۶] Percolation

[۷] Runoff

[۸] Groundwater

۲-۲ توازن هیدرولوژیک :

در هر سیستم هیدرولوژیکی مثل حوضه آبریز مقدار آب ورودی(I) و آب خروجی(O) و تغییراتی که از نظر آب در داخل آنها روی می دهد. (ΔS)رابطه زیر برقرار است: $I-O=\Delta S$

اگر در این معادله بعد زمان را دخیل کنیم :

$$I-O=\frac{ds}{dt}$$

که $\frac{ds}{dt}$ تغییرات آب در سیستم (ds) نسبت به زمان (dt) است. این معادله به نام معادله اساسی هیدرولوژیک معروف است که در محاسبات بیلان آب بکار می رود و با ترکیب در معادله بیلان آب داریم :

$$P-(R+E+T+I)=\Delta S$$

$$P-R-E-T-I=\Delta S$$

با ادغام T و E: معادله توازن هیدرولوژیک به صورت زیر بدست می آید :

$$P-R-E-I=\Delta S$$

مثال۲-۱: مقدار بارندگی قابل انتظار طی ۲ماه از سال در حوضه آبریز به مساحت $۶۵km^۳$ که در بالادست یک سد مخزنی واقع شده است ۲۵۴ میلی متر پیش بینی شده است.تصور می شود ۸۵ میلی متر آن صرف تبخیر و ۲۰ میلی متر به داخل خاک نفوذ کرده و بقیه جاری و وارد مخزن شود.مقدار رواناب چند متر مکعب و چند لیتر خواهد بود؟

$$R=P-E-I$$

$$R= ۲۵۴-۸۵-۲۰=۱۴۹ \ mm$$

$$R=(۱۴۹\ mm)(۱۰۰۰\ mm/m)(۶۵\ km^۲)(۱۰^۶\ \frac{m^۲}{km^۲})= ۹/۶۸۵\times ۱۰^۶\ m^۳$$

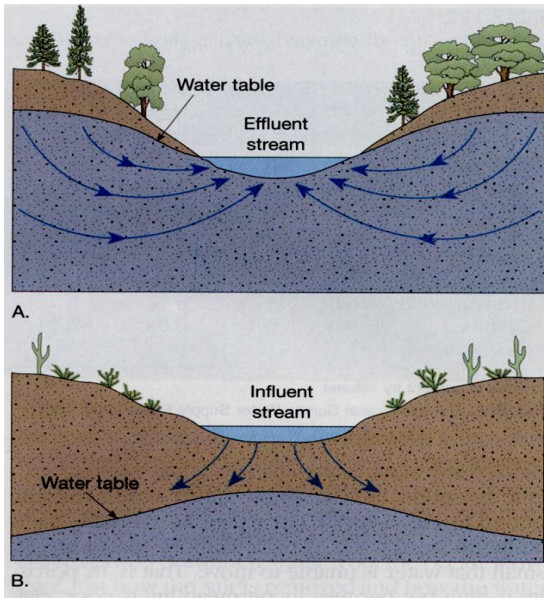
$$R=۹/۶۸۵\times ۱۰^۹\ Lit$$

مصرف آب توسط هر نفر در ۲ ماه برابر است با۳۰× ۲ ×۱۶۰ لذا تعداد افرادی که نیاز آنها تامین خواهد شد برابر است با :

$$N=\frac{۹/۶۸۵\times ۱۰^۹}{۱۶۰\times ۳۰\times ۲}=۱,۰۰۰,۰۰۰$$

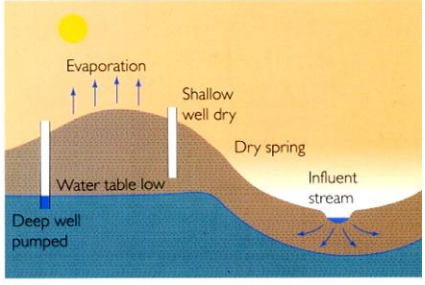
۲-۳ رواناب و آب زیرزمینی:

جریان آب زیرزمینی در ارتباط با رواناب از طریق زهکشی و تغذیه رودخانه ها ، چشمه ها ، قنات ها ، در یاچه ها و اقیانوس ها است. رودخانه ها به دو صورت در ارتباط با آب زیرزمینی قرار می گیرد. در صورت بالا بودن سطح ایستابی از سطح آب رودخانه ، آب زیرزمینی به سمت رودخانه جریان می یابد و بدین طریق رودخانه سفره را زهکشی می کند و به این حالت رودخانه ی تغذیه شونده *(Effluent stream)* یا بهره مند *(Gaining)* نام دارد. در صورتیکه سطح آب زیرزمینی پایین تر از سطح آب رودخانه باشد ، آب رودخانه به سمت سفره جریان می یابد و نقش رودخانه تغذیه کننده *(Influent stream)* یا بهره ده *(Losing)* خواهد بود (شکل۲-۵).

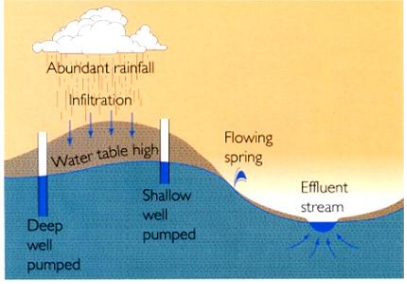


شکل ۲-۵ رودخانه بهره مند و بهره ده (ارتباط روانآب با آب زیر زمینی)

یک رودخانه ی بهره مند در دوره ی کم آبی یا خشکسالی و یا پمپاژ بیش از حد ممکن به یک رودخانه ی بهره ده تبدیل می شود و برعکس با بارش فراوان و با بالا آمدن سطح ایستابی رودخانه بهره ده به رودخانه ی بهره مند تبدیل خواهد شد و در اثر این تبدیل چشمه ها و قناتها خشک و یا پرآب می شوند(شکل ۲-۶).



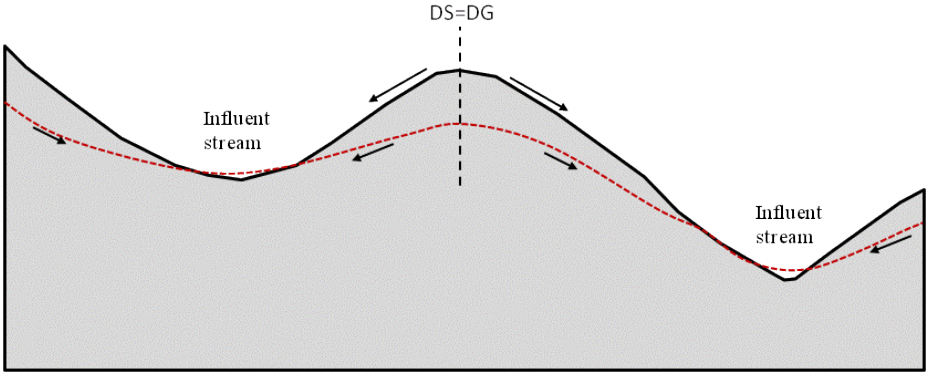
ب



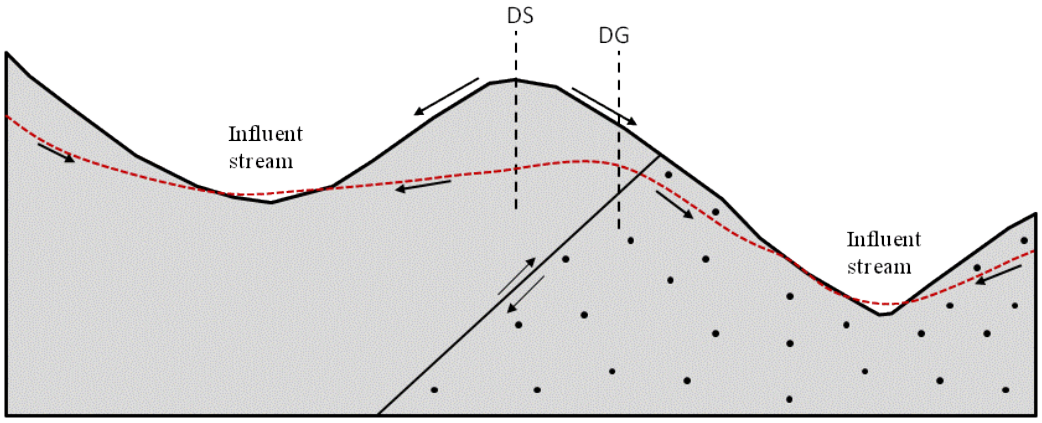
الف

شکل ۲-۶ تبدیل روخانه بهره مند به بهره ده (الف) و برعکس (ب)

مقایسه میزان اثر گذاری روانآب در حوضه های آبریز بر جریان آب زیر زمینی و یا میزان بهره مندی روانآب از آب زیر زمینی نشان می دهد که نحوه توزیع و حرکت آب زیر زمینی تا حد زیادی به یکنواختی و ساختارهای زمین شناسی وابسته است. در یک محیط همگن خط تقسیم حوضه آبریز(DS) بر خط تقسیم آب زیر زمینی(DG) منطبق است ولی در مناطقی که ویژگی های فیزیکی و هیدرودینامیکی مواد زمین ناهمگن و ناهمروند باشد و یا دارای ساختارهای زمین شناسی باشند، این دو خط تقسیم برهم منطبق نخواهند بود(شکل ۲-۷). بهره مندی و یا بهره دهی یک آبخوان ممکن است از روانآب حوضه های آبریز مجاور باشد(شکل۲-۷- ج). در هر حال بررسی نحوه ارتباط بین روانآب با آبخوان ها در حوضه های آبریز مستلزم شناخت دقیق وضعیت زمین ساختاری و ویژگی های فیزیکی زمین است.

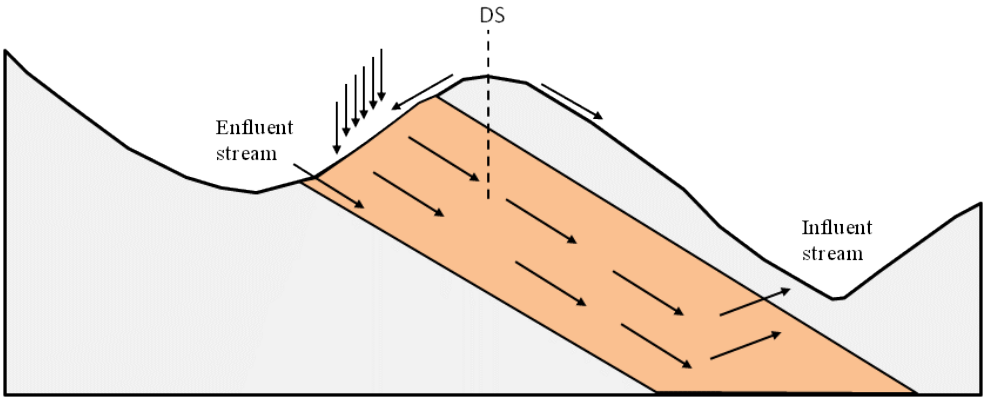


الف. زمین همگن

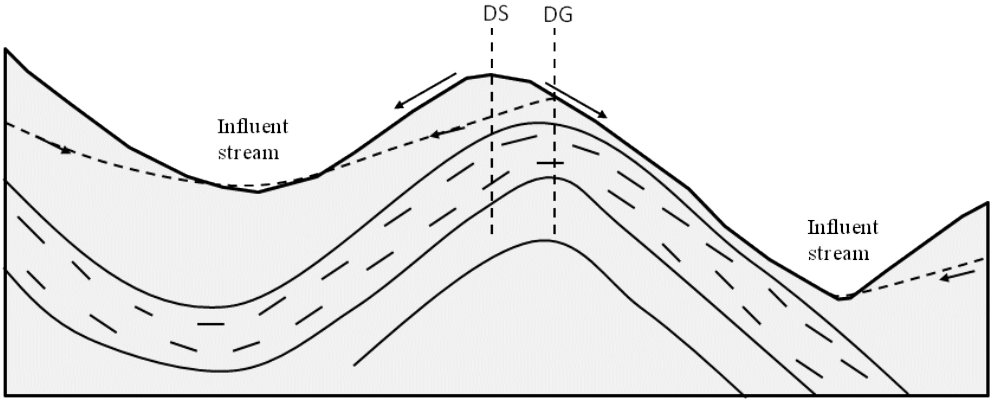


ب. اثر گسل بر روند جریان آب زیرزمینی

شکل ۲-۷. اثر ناهمگنی و ساختارهای زمین شناسی بر نحوه توزیع آب زیر زمینی و بهره مندی و بهره دهی رودخانه ها در حوضه های آبریز



ج.تغذیه آبخوان از حوضه آبریز مجاور



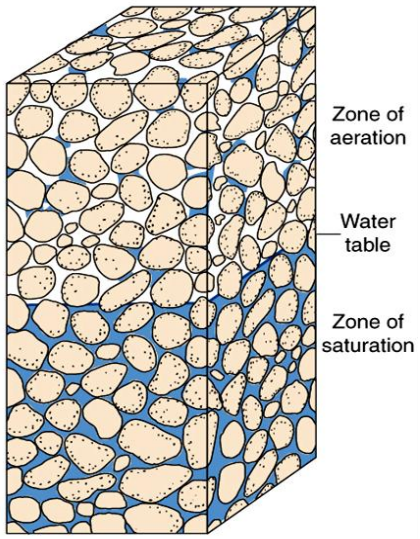
د.اثرچین خوردگی بر نحوه جریان آب زیرزمینی و بهره مندی و بهره دهی رودخانه ها

ادامه شکل ۲-۷

۲-۴ مناطق آبی در چرخه آب:

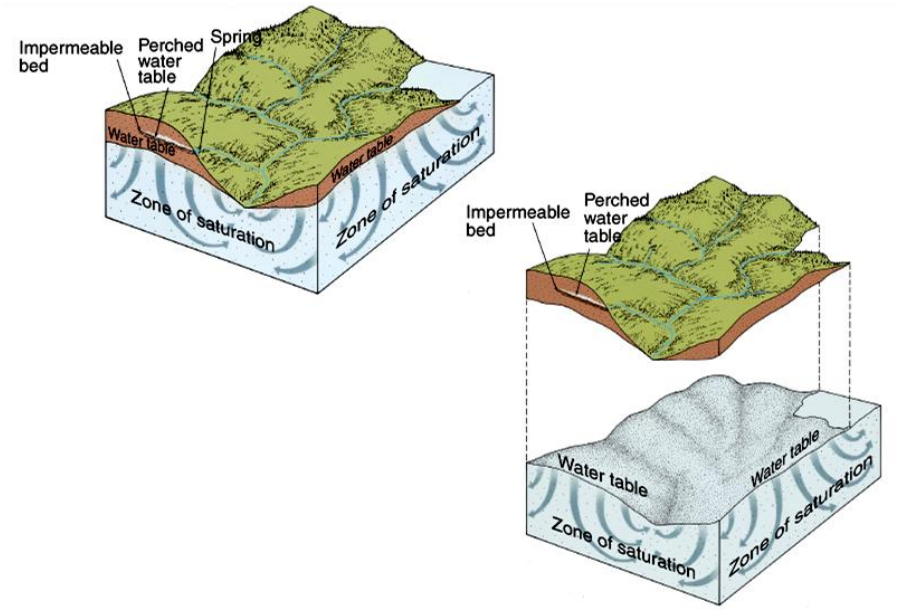
در زیر سطح زمین فضای متخلخل و سطوح شکستگی و ناپیوستگی با درجات مختلفی از رطوبت و آب اشباع می باشند.بطور کلی زمین به دو منطقه اشباع نشده *(unsaturated)* و اشباع شده *(saturated)* تفکیک می شود. مرز بین این دو منطقه سطح آب زیرزمینی *(Groundwater table)* است. به عبارت دیگر مرزی است که تمام فضای متخلخل در زیر آن توسط آب پرشده است(شکل ۲-۸).

آبی که در منطقه اشباع ذخیره می شود آب زیرزمینی نامیده می شود. به منطقه اشباع نشده منطقه ی تهویه *(zone of aeration)* یا منطقه ی ودوز *(vadose)* نیز گفته می شود. منطقه ی تهویه (هوابین) شامل آب و هوا است.



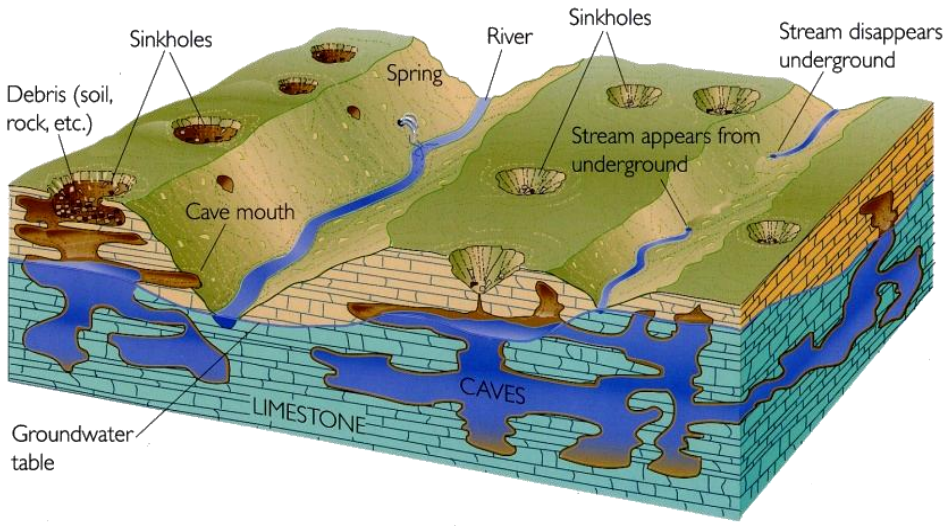
شکل ۲-۸ مناطق آبی در زیر زمین

سطح آب زیرزمینی یک سطح صاف واقعی نیست و به صورت ملایم تر مشابه توپوگرافی همان منطقه است (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹ سطح آب زیر زمینی

اما در منطقه ی کارستی سطح آب زیرزمینی پیچیده است و تابع توپوگرافی نیست (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰ سطح آب زیرزمینی در مناطق کارستی

۲-۵ مسائل آب زیرزمینی در چرخه ی هیدرولوژی:

در کارهای عملی آب زیرزمینی به عنوان یک منبع ذخیره (Resource) عامل انتقال و ذخیره آلودگی(contamination)،ایجاد کننده ی مسائل و مخاطرات ژئوتکنیکی، ذخایر معدنی مورد توجه جدی قرار می گیرد که در هر یک از بخش ها به موارد ذیل پرداخته می شود(شکل ۲-۱۱).

۱-آب های زیرزمینی به عنوان یک منبع:

۱. برنامه و عملیات اکتشاف آب
۲. عملیات استخراج و تخلیه آب
۳. ارزیابی ویژگیهای هیدرولیکی آب

۲- آلودگی آب های زیرزمینی:

با انتقال مواد آلوده کننده از طریق چرخه ی هیدرولوژی به منابع آب زیرزمینی، شناسایی گستره ی آلودگی ، پیش بینی میزان آلودگی و ارائه تمهیدات لازم برای رفع آلودگی از جمله مواردی است که نیازمند به مطالعات آبهای زیرزمینی و ارتباط آن با چرخه هیدرولوژی است.

۳-مسائل ژئوتکنیکی:

۱. زمین لغزشها : آب باعث کاهش مقاومت برشی و افزایش تنش برشی می شود
۲. نشت آب در سازه های آبی

۳. نشست زمین در اثر پمپاژ آب زیرزمین

۴. رگابی(piping) تحت گرادیان هیدرولیکی بالا

۵. آبگونگی(Liquefaction)

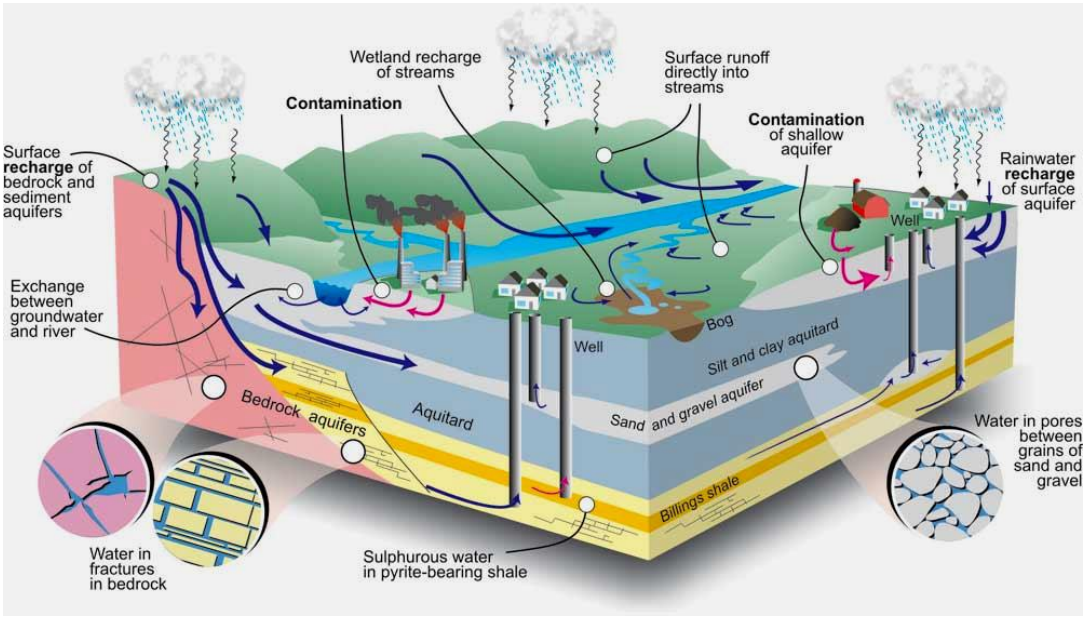
۶. واگرایی(Dispersive) یا آبشویی سطحی

۴- ذخایر معدنی:

برخی از مواد معدنی نظیر نفت، مواد قابل حل در آب و مواد قابل حمل در آب ارتباط تنگاتنگی با چرخه ی هیدرلوژی دارند.

۵- زمین آب شناسی:

بسیاری از پدیده های زمین شناسی مثل فرسایش ، انحلال ، حمل و نقل ، رسوبگذاری در ارتباط با آب زیر زمینی است .



شکل۲-۱۱ نمایش ارتباط روانآب با آبهای زیرزمینی و مسائل زیست محیطی

فصل سوم

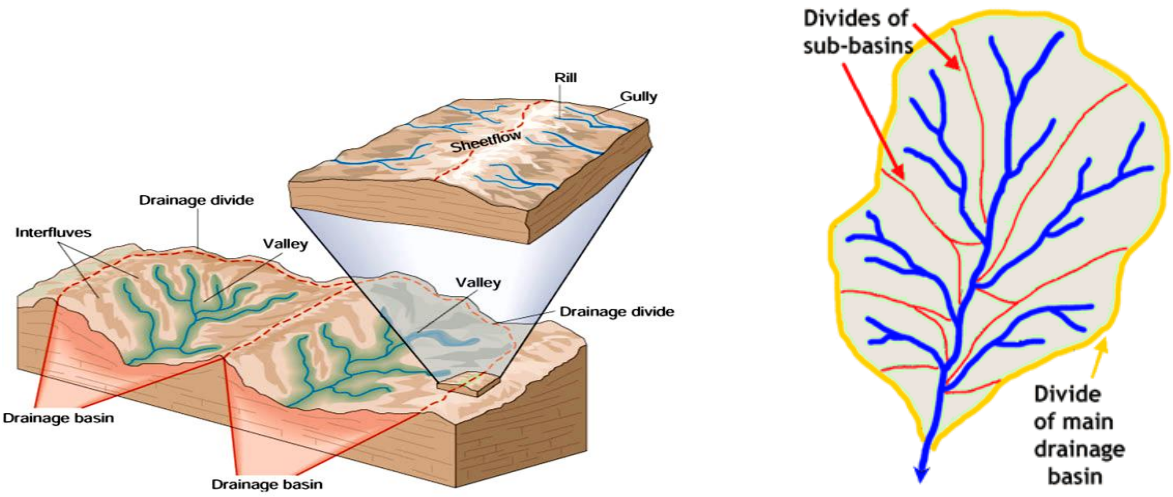
حوضه ی آبریز و رواناب

تعاریف:

حوضه ی آبریز به مساحتی از سطح زمین گفته می شود که تمام رواناب آن به یک نقطه تمرکز هدایت می شود(شکل ۳-۱). یک حوضه (Basin) آبریز ممکن است از چندین زیرحوضه (sub-basin) تشکیل شود. برای هریک از زیرحوضه ها می توان یک نقطه تمرکز در نظر گرفت. کوچکترین جزء یک حوضه آبریز که در آن عملیات آبخیزداری انجام می شود، قطعه (parcel) نام دارد.

رودخانه ای که تمامی رواناب زیرحوضه ها و آبراهه های فرعی و سرشاخه ها به آن می ریزد به نام زهکش اصلی نامیده می شود.

مرز بین دو حوضه ی آبریز مجاور که معمولاً بالاترین نقطه ارتفاعی را در بر می گیرد، به عنوان خط تقسیم آبریز (drainage divide) نام دارد. به همین ترتیب مرز بین زیر حوضه ها توسط خط تقسیم زیرحوضه تفکیک می شود.



شکل ۳-۱ حوضه آبریز ، زیر حوضه و خط تقسیم

زمان تمرکز (time of concentration) :

حداکثر زمانی که طول می کشد تا رواناب از دورترین نقطه حوضه آبریز مسیر هیدرولوژیکی خود را طی کرده و به نقطه تمرکز برسد، زمان تمرکز نام دارد.یکی از روابط کاربردی و تجربی محاسبه ی زمان تمرکز به صورت زیر بیان می شود. (kirpich,۱۹۴۰) :

$$T=۰,۹۵(\frac{L^{۳}}{H})^{۰,۳۸۵}$$

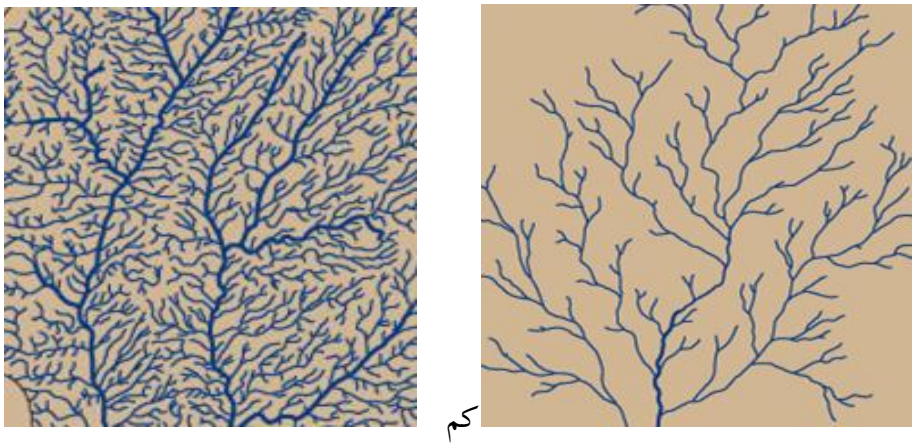
که در آن : T=زمان تمرکز بر حسب ساعت ، L= طولانی ترین مسیر هیدرولیکی رواناب در درون حوضه بر حسب کیلومتر وH= اختلاف ارتفاع بین بلندترین و کوتاهترین نقطه حوضه آبریز بر حسب متر

شبکهٔ آبراهه ها :

نمایش گسترش تمامی سرشاخه ها، آبراهه ها و رودخانه اصلی یک حوضه آبریز را شبکه آبراهه آن حوضه می نامند. شبکه آبراهه وضعیتی مشابه یک درخت دارد که آبراهه ها شاخه ها و تنه آن رودخانه اصلی را تشکیل می دهد.شکل و تراکم شبکه آبراهه به ویژگی های زمین شناسی و توپوگرافی حوضه ی آبریز وابسته است. بقیه عوامل نظیر اقلیم ، پوشش گیاهی ، شدت بارش عوامل فرعی و اثرگذار می باشند.

شبکه آبراهه های حوضه آبریز

اگر تمام رودخانه های موجود در یک حوضه آبریز را روی یک نقشه رسم نماییم ، وضعیتی مشابه یک درخت با تنه و سرشاخه ها بوجود می آید که همان شبکه آبراهه حوضه است(شکل ۳-۲) .



شکل ۳-۲ شبکه آبراهه با تراکم کم و زیاد

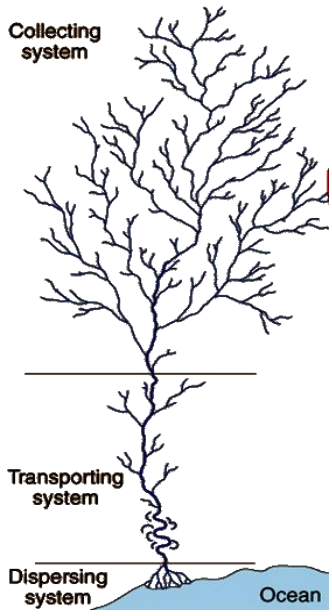
شبکه ی آبراهه ها سه وظیفه ی اصلی جمع آوری (Collecting) انتقال (transporting) و دفع (dispersing) رواناب را بر عهده دارند . سرشاخه ها وظیفه ی جمع آوری و آبراهه های فرعی وظیفه ی انتقال و دفع روانآب بر عهده ی زهکش اصلی است.

معیارهای سنجش تکامل حوضه:

تکامل یک حوضه آبریز براساس سه پارامتر تراکم (Density)، رده (order) و انشعاب (Bifurcation) سنجیده می شود. تراکم (D) از نسبت مجموع طول تمام آبراهه ها $\sum \mathrm{Li}$ بر مساحت حوضه (A) بر حسب $\frac{km}{\mathrm{km}^2}$ بدست می آید.

$$D=\frac{\sum Li}{A}$$

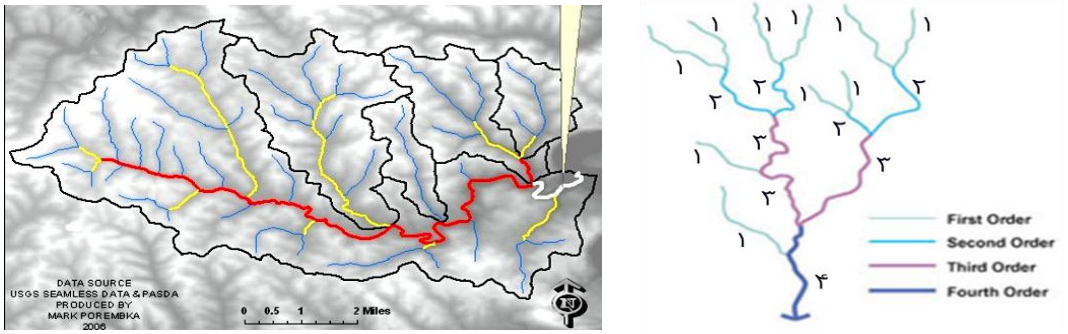
شاخص تراکم (D) تراکم شبکه آبراهه ها را در یک حوضه آبریز به ۴ درجه تراکم کم، تراکم متوسط ، تراکم زیاد و تراکم بسیار زیاد تقسیم می کنند.



شکل۳-۳ سیستم جمع آوری ، انتقال و دفع در شبکه آبراهه های یک حوضه آبریز

رده ی شبکه ی آبراهه ها:

سرشاخه ی هر آبراهه را که از ارتفاعات شروع می شود آبراهه رده یک گویند. از اتصال حداقل ۲ آبراهه رده یک آبراهه رده ۲ به وجود می آید و الی آخر. در شکل۳-۴ آخرین رده رودخانه ۴ می باشد.



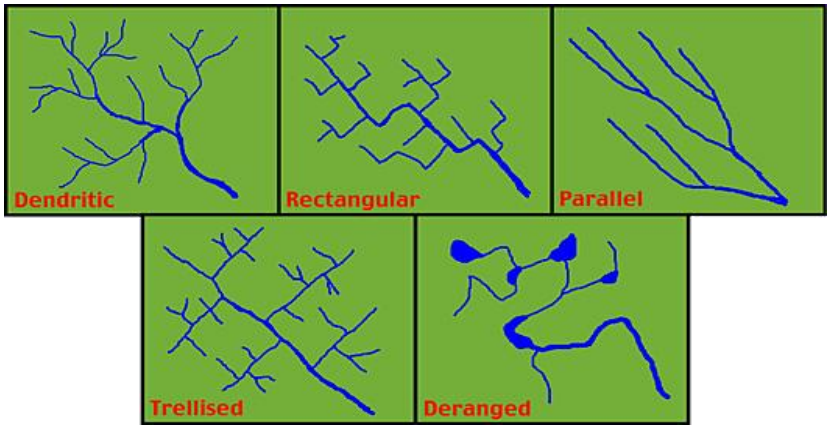
شکل ۳-۴ رده بندی رودخانه ها

انشعاب شبکه آبراهه ها:

به طور کلی دارای الگوهای موازی ، راست گوشه، درختی ، آشفته و داربستی است (شکل ۵-۲). نحوه اتصال انشعابات در آبراهه ها بسیار متفاوت است و تابع ویژگی ساختارهای زمین شناسی، جنس مواد و توپوگرافی است .

الگوی موازی (Parallel) در مناطق دشت ، سردشت ها و سرشاخه ها و در زمین های با شیب ملایم مثل زمین های بازالتی و ماسه سنگی مشاهده می شود. الگوی راست گوشه(rectangular) یا قائم در زمین های دارای سیستم درز منظم مثل گرانیت ها، ماسه سنگ ها و سنگ های آهکی یافت می شود. الگوی درختی(دندریتی(dendritic) یا شاخه ای) در زمین های با بافت یکنواخت نظیر رس، مارن، شیست و ماسه سنگ تشکیل می شود.

الگوی داربستی(Trellised) در زمین هایی که دارای اختلاف مقاومت و پیچیدگی ساختاری باشد تشکیل می شود. الگوی آشفته (Deranged) یا غیرعادی در نتیجه عواملی چون عمق و پهنای دره ، خصوصیات دشت سیلابی، وجود و عدم وجود بستر پلکانی، شیب طولی و عرضی آبراهه ها بوجود می آید.

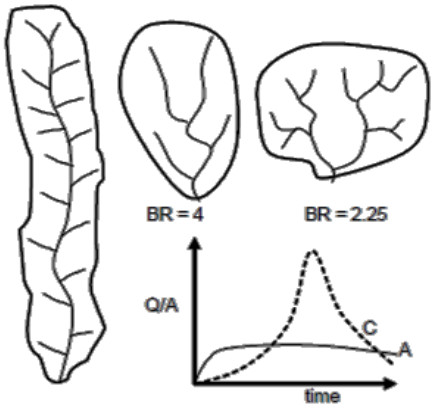


شکل ۳-۵ الگوی انشعابات شبکه آبرهه ها

برای مشخص ساختن تاثیر انشعابات شبکه آبراهه ها بر هیدروگراف سیل از نسبت انشعاب (Bifurcation ratio) استفاده می شود. اگر در یک حوضه آبریز، n_1 n_2، و n_i به ترتیب تعداد رده آبراهه ۱و۲و i باشد، نسبت انشعاب(BR) به صورت زیر بدست می آید :

$$BR = \frac{1}{i-1}\left(\frac{n_1}{n_2} + \frac{n_2}{n_3} + \frac{n_3}{n_4} + \ldots + \frac{n_{i-1}}{n_i}\right)$$

نسبت انشعاب در حوضه های آبریز معمولی بین ۳ تا ۵ است. هرچه این نسبت کوچکتر باشد نشان دهنده آن است که منحنی تغییرات دبی سیل نسبت به زمان سیل (هیدروگراف) در مقایسه با حوضه های دیگر دارای نقطه اوج تیزتر خواهد بود. در شکل ۳-۶ مشاهده می شود که هیدروگراف حوضه ی A بیشتر از C است وحوضهٔ B حد واسط بین آن دو است.



شکل ۳-۶ مقایسه نسبت انشعاب در سه حوضه آبریز

مثال:در یک حوضه آبریز به مساحت ۲۲ کیلومتر مربع تعداد انشعابات رده های مختلف به شرح زیر اندازه گرفته شده است.نسبت انشعابات و تراکم شبکه آبراهه ها را بدست آورید.اگر اختلاف ارتفاع حوضه ۳۰۰ متر باشد زمان تمرکز را محاسبه کنید.

شماره رده	تعداد انشعابات	طول آبراهه(km)
۱	۱۵۰	۲۷
۲	۴۶	۱۷
۳	۱۲	۸
۴	۵	۴
۵	۱	۲

حل:

$$BR=\frac{1}{5-1}\left(\frac{150}{46}+\frac{46}{12}+\frac{12}{5}+\frac{5}{1}\right)=3.6$$

$$D=\frac{\sum Li}{A}=\frac{27+17+8+4+2}{22}=\frac{58}{22}=2.63\frac{km}{km^2}$$

$$T=0,95\left(\frac{L^3}{H}\right)^{0,385}=0,95\left(\frac{(58^3)}{300}\right)^{0,85}=11,5\ h$$

خصوصیات حوضه های آبریز:

خصوصیات حوضه های آبریز را می توان به خصوصیات زمین شناسی، اقلیم و عوامل انسانی تفکیک نمود.و در جدول ۱-۲ هریک از این خصوصیات به اجزای جزئی تر تقسیم شده و پارامترهای اصلی هریک ذکر گردید.

جدول۳-۱ خصوصیات حوضه های آبریز

خصوصیات اصلی	عوامل موثر	پارامترهای اصلی
زمین شناسی	۱.عوامل هندسی ۲.عوامل جنس و بافت ۳.عوامل ساختاری ۴.بار رسوب	سطح- محیط- شکل- شیب-تراکم- رده تیپ- دانه بندی- بافت- نفوذپذیری درزه ها- لایه بندی- چین خوردگی- ساخت فرسایش- انتقال رسوب- رسوبگذاری- محیط های رسوبی
اقلیم	۱.آب و هوا ۲.آب شناسی ۳.پوشش گیاهی	دما- مقدار و نوع بارندگی- فراوانی وقوع یخبندان نگهداشت سطحی- آب زیرزمینی- رواناب تیپ گیاهی- توزیع پوشش
عوامل انسانی	۱.کشاورزی ۲.عمرانی ۳.دامداری	توسعه اراضی کشاورزی- باغات- آبخیزداری ساخت و ساز- شهرسازی- جاده و تونل چرای دام

رواناب (Run off):

رواناب رودخانه مجموعه ای است پویا از آب و مواد زمین که برای رسیدن به تعادل با عوامل پیرامون خود در تلاش است. رواناب تابع میزان بارش و شیب زمین است و از رابطه زیر بدست می آید:

R= C P

که در آن رواناب(R)- میزان بارش(P) و C ضریب رواناب بوده و بستگی به خصوصیات فیزیکی حوضه داشته و مقدار آن را می توان از جدول ۳-۲ زیر بدست آورد.

جدول۳-۲ ضریب رواناب (C) در حوضه های مختلف

اراضی	نوع خاک	شیب زمین بر حسب درصد		
		۰-۵	۵-۱۰	۱۰-۳۰
مرتعی	۱-شنی لومی	۰,۱	۰,۱۶	۰,۲۲
	۲-رسی لومی	۰,۳	۰,۳۶	۰,۴۲
	۳- رسی سنگین	۰,۴	۰,۵۵	۰,۶۰
جنگلی	۱-شنی لومی	۰,۱	۰,۲۵	۰,۳
	۲-رسی لومی	۰,۳	۰,۳۴	۰,۵
	۳- رسی سنگین	۰,۴	۰,۵۰	۰,۶
کشاورزی	۱-شنی لومی	۰,۳	۰,۴	۰,۵۲
	۲-رسی لومی	۰,۵	۰,۶	۰,۷۲
	۳- رسی سنگین	۰,۶	۰,۷	۰,۸۲
شهری	۱-شنی لومی	۰,۴	۰,۵	–
	۲-رسی لومی	۰,۵۵	۰,۵۶	–
	۳- رسی سنگین	۰,۶۵	۰,۸	–

پارامترهای روانآب :

دبی (Discharge) : عبارتست از مقدار آبی که از یک نقطه معین در یک زمان ثابت عبور می کند. واحد اندازه گیری دبی ، متر مکعب در ثانیه است. دبی (Q) با سرعت (V) بصورت زیر در ارتباط است.

Q=AV که در آن A سطح مقطع رودخانه است.

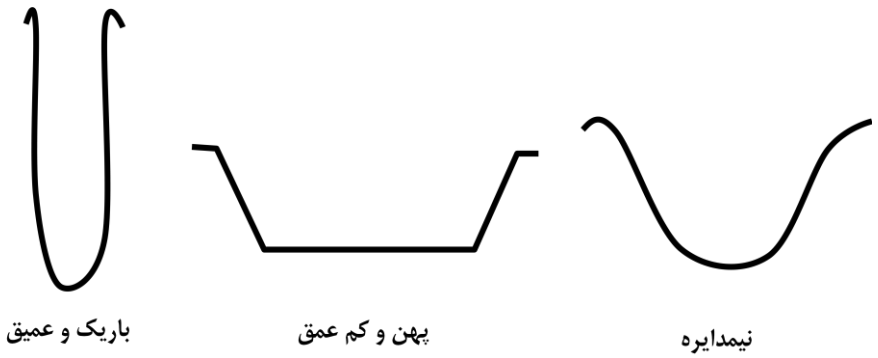
محل تامین آب رودخانه ها به دو صورت از طریق چشمه و یا رواناب سطحی حاصل از بارندگی خواهد بود.

شیب یا گرادیان رودخانه: گردایان عبارتست از اندازه گیری شیب یک رودخانه در سطح آب یا در کف بستر .سرعت بطور مستقیم متناسب باشیب است و با ازدیاد شیب رودخانه ،سرعت افزایش می یابد.

بار رودخانه: بار رودخانه عبارت از موادی است که رودخانه قادر به حمل آنها می باشد. بار رودخانه از ذرات و مواد محلول تشکیل می شود. رودخانه معمولاً در نزدیکی منشاء دارای انرژی بیشتری هستند و علاوه بر ذرات دانه ریز ، ذرات درشت تر (گراول ، ماسه ، بولدر ، لاشه سنگ و قلوه سنگ) را نیز با خود حمل می کنند و هر قدر از منشاء دورتر شوند ، از میزان انرژی آنها کم شده و فقط ذرات دانه ریز تر (ماسه ریز، سیلت و رس) را با خود حمل می نمایند. در مبحث انتقال رسوب راجع به بار بستر و بار معلق بیشتر توزیع خواهیم داد.

شکل و اندازه ی رودخانه: شکل رودخانه به توسط مقدار آبی در تماس با کانال بوده و نیز تاثیر نیروی اصطکاک تعیین می شود. در کانال هایی که دارای کمترین پیرامون (perimeter) هستند سرعت زیادتر می شود . پیرامون یک کانال از مجموع عرض کانال به دو برابر عمق آن بدست می آید. **p=w+۲d**

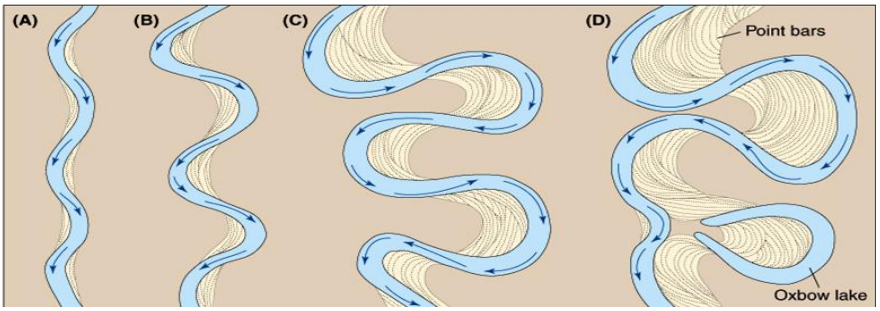
کانال هایی که سطح مقطع عرضی آن به فرم نیمدایره است(شکل ۳-۷)، دارای کمترین پیرامون است. رودخانه را بر اساس ابعاد عرضی به سه دسته رودخانه های باریک و عمیق، پهن و کم عمق و نیمدایره طبقه بندی می کنند.



شکل ۳-۷ تقسیم بندی رودخانه برمبنای ابعاد عرضی

عمر رودخانه: بطور کلی رودخانه ها دارای سه مرحله جوانی (young stage) ، بلوغ (maturity stage) و پیری (old stage) است. رودخانه جوان (یا رودخانه در مرحله جوانی) دارای شیب تند و مقطع آنها به شکل ۷ است . فرسایش معمولاً در مسیر جریان و جهت شیب رودخانه است ولی در مرحله بلوغ فرسایش در جهت جانبی بیشتر است و مسیر جریان پیچ تاب خواهد گرفت در مرحله پیری بیشتر انرژی صرف انتقال رسوب می شود و میزان فرسایش به حداقل خود می رسد. مقطع عرضی عمدتاً به شکل ذوزنقه است. رسوبگذاری خصوصیت اصلی رودخانه در مرحله پیری است(شکل ۳-۸).

معمولاً در مسیر یک آبراهه هر سه نوع رودخانه مشاهده می شود ، بطوریکه رودخانه در قسمت علیای خود ممکن است جوان در قسمت میانی آن بالغ و در قسمت های انتهایی از نوع پیر باشد.



شکل ۳-۸ مراحل تشکیل مآندر و عمر رودخانه (A , B مراحل جوانی و بلوغ و C,D مراحل بلوغ و پیری را نشان می دهد)

مورفولوژی رودخانه:

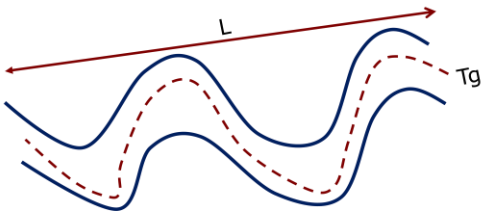
مورفولوژی رودخانه توسط دو پارامتر تعریف می شود.

۱ -پیچش یا ضریب خمیدگی رودخانه (Sinuosity coericient)

۲ - پارامترهای سدی (Bradied parameter)

ضریب خمیدگی رودخانه از نسبت طول خطی که از عمیق ترین نقطه کانال می گذرد (Thalweg) به طول مسیر مستقیم (L)بدست می آید (شکل۳-۹) .

$$S_C = \text{Sinuosity} = \left(\frac{Tg}{L}\right)$$



شکل ۳-۹ ضریب خمیدگی رودخانه

پارامتر سدی عبارتست از تعداد سدها یا جزایری که در داخل رودخانه وجود دارد. بر اساس ضریب خمیدگی رودخانه (S_C)و پارامتر سدی (BP) رودخانه را به ۴ دسته مستقیم (Straight) ، ماندری (Meandering) ، بریده بریده(Braided) و آناستوموسینگ (Anastomosing) با مشخصات جدول ۳-۳ تقسیم بندی می کنند.

جدول ۳-۳ تقسیم بندی رودخانه ها براساس پارامترسدی و ضریب پیچش

پیچش(S_C)	رودخانه منفرد	رودخانه متعدد
	BP< ۱	BP> ۱
S_C<۱/۵: کم	مستقیم	بریده بریده
S_C<۱/۵: زیاد	ماندری	آناستوموسینگ

هیدروگراف سیل:

هیدروگراف نموداری است که تغییرات دبی رواناب را نسبت به زمان نشان می دهد. هر هیدروگراف از سه قسمت تشکیل شده است (شکل ۳-۱۰).

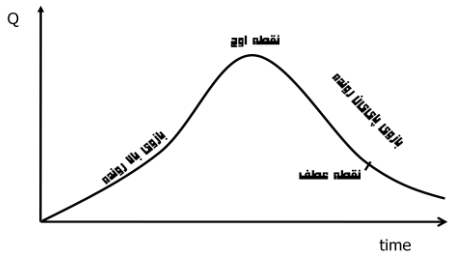
۱ -**بازوی بالارونده :** که نشان دهنده شدت افزایش دبی سیل نسبت به زمان است.

۲- نقطه اوج : که گاهی اوقات به آن تاج هیدروگراف (Crest Segment) می گویند و بالاترین دبی است که هیدروگراف پیدا می کند.

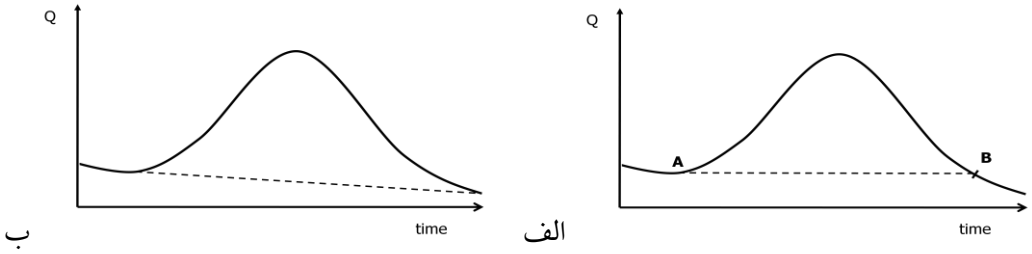
۳- بازوی پایین رونده : که نشان دهنده ی سرعت تخلیه سیلاب از حوضه است .

در صورتیکه رودخانه دارای دبی پایه باشد ، هیدروگراف پایه و هیدروگراف سیلاب را روی یک دستگاه مختصات می توان به صورت شکل ۳-۱۱ – الف نشان داد.

خطAB یک خط تقریبا افقی است که B نقطه عطف می باشد و نشان دهنده ی هیدروگراف پایه است.در بعضی از هیدروگرافها اگر قسمت اولیه منحنی شیبدار باشد با همان شیب ادامه داده و رسم می گردد(شکل ۳-۱۱۲ - ب).



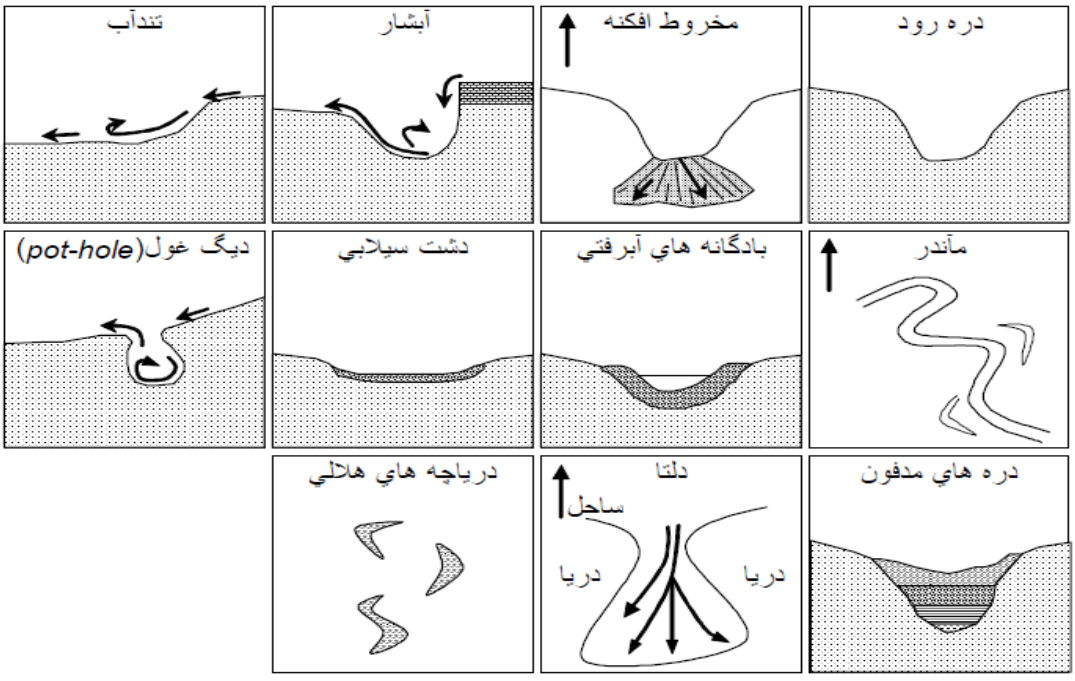
شکل ۳-۱۰ هیدروگراف سیلاب



شکل ۳-۱۱ اندازه گیری هیدروگراف رودخانه (پایه)

فرایندهای رودخانه:

بطور کلی رودخانه در مسیر حرکت خود سه فرایند فرسایش، حمل و رسوبگذاری را بطور دائمی و مستمر ولی با شدت های مختلف انجام می دهد. فرایندهایی که در اثر فرسایش در مسیر رودخانه بوجود می آید شامل دره رود، تندآب، آبشار و دیگ غول می باشد(شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲ فرآیندهای رودخانه

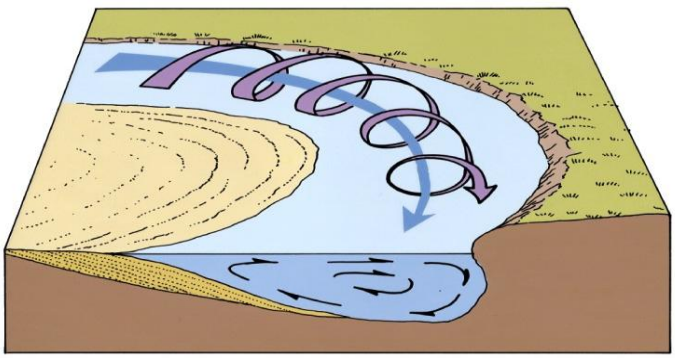
در فرایند حمل و نقل ذرات خاک از بستر طبیعی جدا شده و در درون آب به سه حالت بار بستر، بار معلق و محلول به نقاط با انرژی کمتر هدایت می شود. رسوبگذاری در مناطقی که انرژی آب به حداقل ممکن برسد ، بطوریکه نیروی ثقل بر انرژی جنبشی آب غلبه کند ذرات معلق و بار بستر رسوب خواهد نمود. در اثر رسوبگذاری در مسیر رودخانه فرآیندهایی چون مخروط افکنه ، مآندر، تراسهای آبرفتی ، دشت سیلابی ، دره های مدفون و دلتا بوجود می آیند (شکل ۳-۱۲).

مخروط افکنه ها در اثر کاهش ناگهانی انرژی آب به علت کاستن شیب بستر رودخانه در پای دامنه ها بر جای گذاشته می شود. مخروط افکنه ها معمولاً در یک حوضه خشک که تحت تاثیر بارش های تند و سیلاب دوره ای قرار می گیرد بوجود می آید(شکل ۳-۱۳).

شکل ۳-۱۳ مخروط افکنه

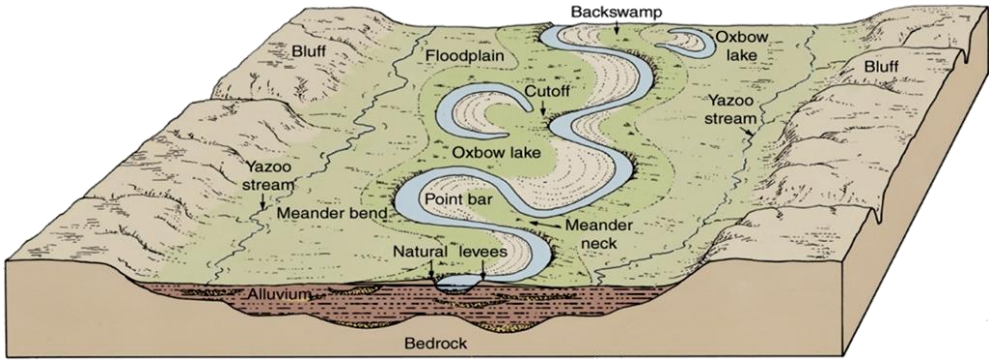
ویژگیهای مخروط افکنه شامل رسوبگذاری ناگهانی ، بار رسوب زیاد شبیه بادبزن می باشد. مخروط افکنه مخازن مناسبی برای ذخیره آبهای زیرزمینی و یا نواحی تغذیه مصنوعی مطلوب تشخیص داده شده اند.

برای تشکیل رودخانه های مآندری فرسایش جانبی در سمت مقعر و رسوبگذاری در سمت محدب رودخانه روی می دهد(شکل۳-۱۴). بیشترین عمق در مقطع این رودخانه ها در قسمت مقعر می باشد .



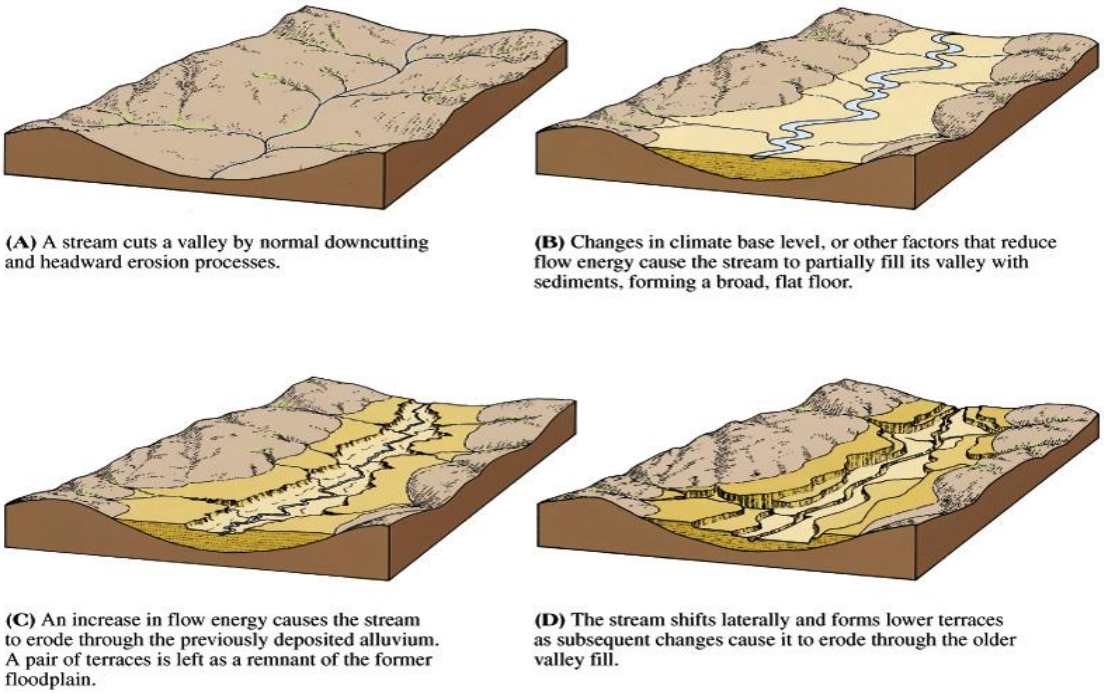
شکل ۳-۱۴ فرآیند فرسایش جانبی و رسوبگذاری در رودخانه های مآندری

با استمرار عمل فرسایش جانبی و رسوبگذاری ، مآندر توسعه یافته و حتی بگونه ای ادامه می یابد که قطعاتی از آن به صورت دریا چه های هلالی جدا خواهند شد(شکل ۳-۱۵). بعلت تمرکز آب در رودخانه های مآندری ارتباط این رودخانه ها با سفره های زیرزمینی حائز اهمیت است.



شکل ۳-۱۵ دریاچه های هلالی در حواشی رودخانه های مآندری

تراس های آبرفتی در اثر وقوع سیلاب های بزرگ با دوره بازگشت بالا و پس از آن فرسایش بستر رودخانه واقع در دشت سیلابی بوجود می آید. تناوب رسوبگذاری و فرسایش بستری عامل ایجاد تراس آبرفتی است. تراس ها عامل ارتباط روانآب با آب زیر زمینی اند . طبق شکل ۳-۱۶ مرحله A برش بستر رود ، B رسوبگذاری در دشت سیلابی در اثر تغییر اقلیم ، C افزایش انرژی آب و فرسایش رسوبات و D تغییر در تراز آب و فرسایش عمیق تر رسوبات



(A) A stream cuts a valley by normal downcutting and headward erosion processes.

(B) Changes in climate base level, or other factors that reduce flow energy cause the stream to partially fill its valley with sediments, forming a broad, flat floor.

(C) An increase in flow energy causes the stream to erode through the previously deposited alluvium. A pair of terraces is left as a remnant of the former floodplain.

(D) The stream shifts laterally and forms lower terraces as subsequent changes cause it to erode through the older valley fill.

شکل ۳-۱۶ تراس آبرفتی

فصل چهارم

آب زیرزمینی و آبخوان

۴-۱ تعریف آبخوان :

بخشی از زیر زمین حاوی آب که اجازه حرکت مقادیر قابل توجهی از آب را در شرایط معمولی صحرایی بدهد آبخوان (Aquifer) نام دارد. در مترادف فارسی از آکیفر به آبخوان، آبخانه ، لایه آبدار و یا سفره ترجمه شده است و به نظر می آید که آبخوان یعنی سفره آب مناسب تر است و از این پس از کلمه آبخوان استفاده می گردد.

از دیدگاه اکتشاف ؛ آبخوان بخشی از زیرزمین است که بتوان مقادیر کافی آب از نظر اقتصادی از آن برداشت نمود.دره های رسوبی، دشت های ساحلی، تپه های شن، رسوبات یخچالی،زمین های آبرفتی دانه ای، سنگ های متخلخل و سنگ های شکافدار از جمله آبخوان های مهم بشمار می آیند.

۴-۲ تقسیم بندی مواد زمین از لحاظ آبخوان داری:

مواد زمین از لحاظ شرایط تولید، نگهداری، آبدهی و انتقال آب در زیرزمین به انواع زیر تقسیم می شوند :

۱ -**آبخوان** (Aquifer) : قسمتی از زیرسطح زمین با نفوذپذیری و قابلیت انتقال مناسب و حاوی آب قابل استخراج است.رسوبات دانه ای ، آبرفتها ، ماسه بادی ، سنگ های خردشده و هوازده ، مخروط افکنه ها از جمله آبخوان های مهم بشمار می روند .

۲ -**دیرآیند**(Aquitard) : قسمتی از یک لایه یا سازند دارای آب با نفوذپذیری بسیارکم که انتقال آب از یک آبخوان به آبخوان دیگر را فراهم می کند و به همین دلیل سازند نشتی یا دیرآیند و یا لایه ی کم تراوا نیز می نامند. لایه های رسی و سیلتی با نفوذپذیری کم که بصورت بین لایه وجود دارند از این جمله اند.

۳ -**ریزسازند**(Aquiclude): قسمتی از یک سازند یا لایه که توانایی جذب آب را داشته و می تواند حاوی مقادیر زیادی آب باشد ولی در شرایط معمولی صحرایی قادر به انتقال آب نیست و اساساً نفوذناپذیر است.

آکی کلود معمولاً بصورت لایه هایی در بالا و پائین آکیفر قرار دارد. زمین های سیلتی –رسی متراکم از نمونه های بارز اینگونه سازندها می باشند.

۴ -**بسته سازند**(Aquifuge) : قسمتی از یک لایه یا سازند که کاملاً غیر قابل نفوذ بوده و قابلیت انتقال آب را ندارد.سنگهای گرانیتی ، آهکهای کریستالین فاقد شکستگی، زمین های رسی با خاصیت خمیری بالا و ضخامت زیاد از این دسته اند .

جدول۱-۴ مشخصات مواد زمین از لحاظ شرایط آب زیرزمینی

واژه انگلیسی	Aquifuge	Aquiclude	Aquitard	Aquifer
واژه مترادف	بسته سازند	ریز تراوا	دیرآیند	آبخوان
نفوذپذیری	غیرقابل نفوذ	بسیارکم	بسیار کم	بالا
نگهداری آب	پایین یا فاقد آب	متوسط تا بالا	متوسط	بالا
قابلیت انتقال	بد	ضعیف	خوب	خوب

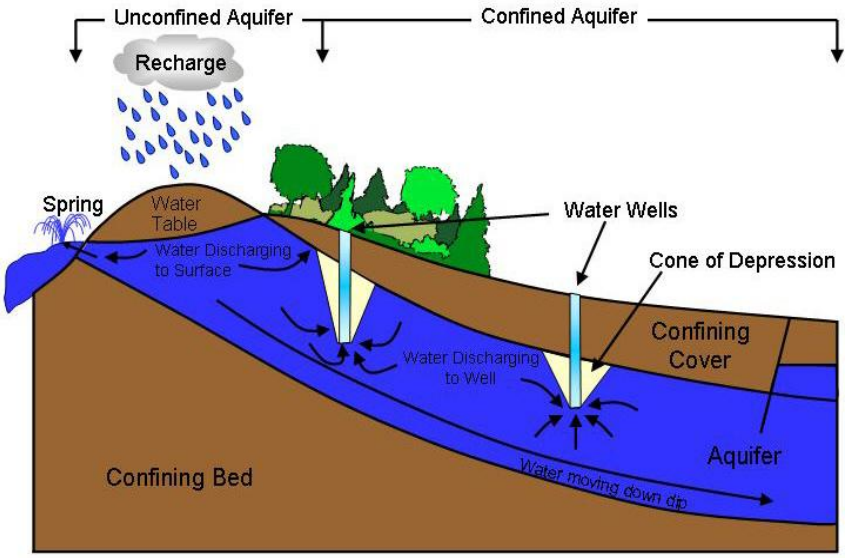
۴-۳ انواع آبخوان:

بطور کلی آبخوا ن ها از لحاظ فشارآبی در سطح آبخوان به دو دسته آزاد یا نامحدود (unconfined) و تحت فشار یا محدود(confined) تقسیم می شوند.آبخوان آزاد از یک طرف محصور و از طرف دیگر(سمت بالا) نامحصور است و سطح آب با تراز تعادلی آب بوجود می آید و بنام سطح آزاد (سطح فراتیک) خوانده می شود. فشار سطح آزاد با فشار اتمسفر برابر است.آبخوان تحت فشار توسط یک لایه دیرآیند محصور می گردد.

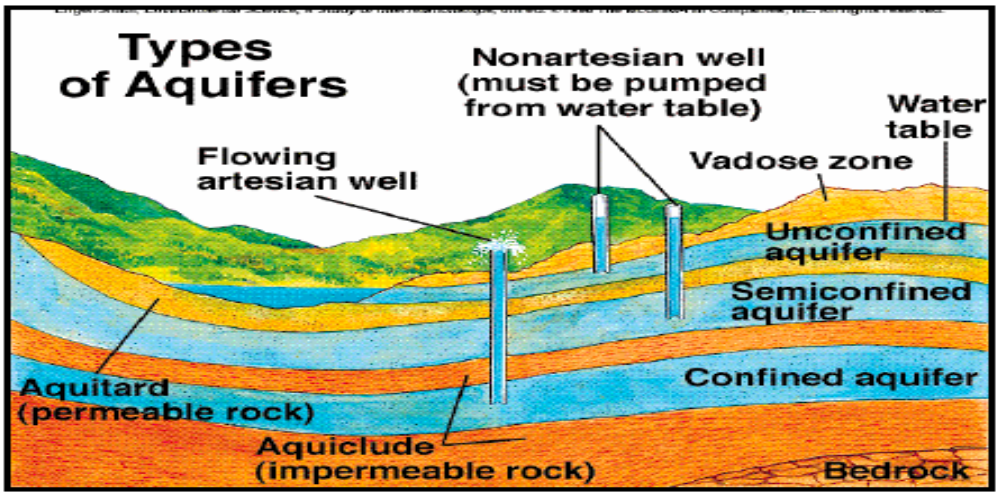
حد بینابینی هم در طبیعت ممکن است بوجود آید که آبخوان نیمه محصور (semiconfined) تشکیل می گردد.همچنین یک آبخوان در ناحیه ای محصور و در ناحیه دیگر نامحصور می تواند باشد (شکل ۱-۴)

آبدهی لایه های آبدار تحت فشار عمدتاً نتیجه مکانیسم های زیر است:

۱. تراکم یا فشردگی لایه آبدار و لایه های محصور کننده
۲. نشت از لایه های آبدار دیگر
۳. زهکشی از منافذ لایه آبدار در محل بیرون زدگی خود در سطح زمین



شکل ۱ -۴ آبخوان محصور و نامحصور



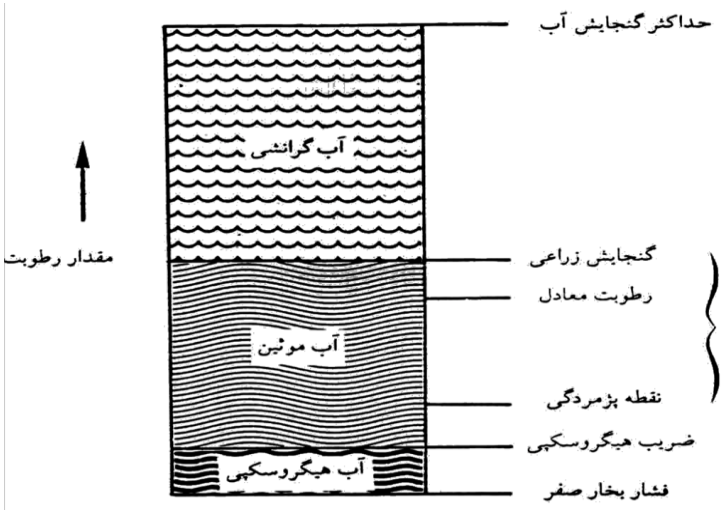
شکل۲-۴ انواع لایه های آبدار

۴-۴ انواع آب در زیر زمین:

عمدتاً آبها در زیرزمین به سه دسته ی فسیلی، نیمه فسیلی و غیر فسیلی تفکیک می شوند.

آب های فسیلی که جزئ آبهای زیرزمینی محسوب نشده و شامل آب محبوس(connate)، ژرفا (junenile) و به دور مانده است که آب محبوس در اثر فرایند دیاژنز بوجود می آید.آب ژرفا یا ژوونیل در اثر تبدیل اکسیژن به هیدروژن و یا سرد شدن ماگما تشکیل می شود.آب نیمه فسیلی همانند آب های موجود در عدسی های ماسه ای که وارد چرخه آب زیرزمینی می گردند و آبهای غیرفسیلی آبهای اند که جریان داشته و تحت تاثیر نیروی ثقل جابجا می شوند.

آبهای موجود در زون تهویه یا هوابین شامل آب هیگروسکوپی که قطرات کوچک روی دانه های خاک بوده، آب غشایی بصورت قشر نازک سطح دانه را می پوشاند، آب ثقلی که متاثر از نیروی ثقل قرار می گیرد و به سمت آب زیرزمینی حرکت خواهد داشت وآب موئینگی که تحت تاثیر نیروی کشش موئینه به سمت بالا هدایت می شود ، خواهد بود.



شکل ۳-۴ انواع آب در منطقه تهویه (غیر اشباع)

۴-۵ سطح آب زیرزمینی:

بالاترین ناحیه اشباع در زیر سطح زمین، سطح آب زیرزمینی است. در آبخوان های آزاد به آن سطح ایستابی گفته می شود و یک سطح فرضی است که تمام نقاط آن فشاری برابر فشار اتمسفر دارد و بطور قراردادی آنرا معادل صفر درنظر می گیرند و در زیر آن فشار مثبت و بالای آن فشار منفی است. علت منفی بودن در ناحیه آب های ثقلی بعلت کشش سطحی آب(کشش موئینگی) است.

عواملی چون مقدار بارندگی، مقدار تبخیر، میزان تخلیه طبیعی و مصنوعی، خصوصیات زمین شناسی محل و توپوگرافی زمین بر عمق و شکل سطح ایستابی موثرند.سطح ایستابی تا حد زیادی شبیه سطح توپوگرافی زمین مربوط به خود است ولی در مناطق کارستی سطح ایستابی متغیر و پیچیده است. در آبخوان های محصور که مرز بالایی منطقه توسط یک لایه نفوذناپذیر پوشیده می شود فشار در سطح فوقانی آبخوان بیش از فشار اتمسفر است و سطح آب پس از رهایی به سمت بالا می آید و در بعضی مناطق حالت فواره ای داشته که اصطلاحاً آرتزین می گویند و به آن سطح پیزومتریک می نامند. پیزومتر لوله ای است قائم که آب در اثر فشاری بیش از اتمسفر تا ارتفاع معینی در آن بالا می آید.

۴-۶ آب زیرزمینی و مواد زمین شناسی:

سازندها و نهشته های زمین شناسی از نظر دارا بودن آبخوان به دو دسته سازندهای قابل حل (کارستی) و سازندهای غیر قابل حل(غیر کارستی) تفکیک می شوند.

سازندهای قابل حل(کارستی) شامل انواع زیر است:

۱.سنگ های آهکی و دولومیتی

۲.سنگ های گچی و انهیدریتی

۳.سنگ های نمک

۴.سنگ های ماسه سنگی

سازندهای غیرقابل حل (غیرکارستی) :

۱. انواع سنگ های دگرگونی
۲. انواع سنگ های آذرین
۳. سنگ های رسوبی
۴. نهشته های رسوبی

۴-۶-۱ سازندهای قابل حل(کارستی) :

نام کارست، از منطقه ای در یوگسلاوی گرفته شده که درآنجا پوشش های سنگی منطقه عمدتاً از سنگ آهک مستعد به حفره زایی و تشکیل غار است. بدین ترتیب واژه کارست مترادف با خورندگی سنگ های کربناته و دولومیتی توسط آب است که بتدریج با گسترش تحقیقات در این زمینه، واژه کارست امروزه در مورد سنگ های سولفاته (ژیپس و انیدریت) ، سنگ های پریدوتیت، ماسه سنگ و کنگلومرا استفاده می شود.

طبق تعریف کارست به مجموعه ای از فرایندهای زمین شناسی و پدیده های حاصل از آن که در اثر انحلال بوجود می آید، گفته می شود. این فرایند نوع ویژه ای از رژیم چرخه آب ، توپوگرافی و شبکه زهکشی را بوجود می آورد.

سنگ های کارستی به سه گروه کربناته (سنگ های آهکی و دولومیتی) ، سولفاته (سنگ های گچی و انهیدریتی) و کلروره (سنگ های نمکی) تفکیک می گردد. ماسه سنگ ها و کنگلومراها دارای سیمان کربناته و سولفاته بوده و در هر یک از گروه های فوق قرار می گیرد. قابلیت انحلال پذیری کانی های موجود در سنگ های کارستی از کربناته به سولفاته و کلروره افزایش می یابد.

عوامل کنترل کننده توسعه کارست :

عواملی چون لیتولوژی ، ساختار زمین شناسی، هیدرولوژِی ، آب و هوا و پوشش گیاهی کنترل کننده توسعه و گسترش کارست می باشند . سنگ بستر آهکی در محیط آب دچار انحلال فیزیکوشیمیایی قرار می گیرد . سنگ آهک و دولومیت مستعد انحلال اند و ۷۵ درصد سطح زمین از سنگ های رسوبی پوشیده شده است . ۱۰ تا ۲۰ درصد آن شامل سنگ های آهکی و دولومیتی است . توسعه کامل کارست در آهک هایی روی می دهد که خالص ، ضخیم لایه ، مقاومت مکانیکی بالا و درزه های توده ای داشته باشد .

سنگهای آهکی و دولومیتی در نزدیکی سطح زمین بعلت کم بود فشار روباره رفتاری شکننده و ترد خواهند داشت و دارای درز و شکافهای باز فراوانی هستند و شبکه منظمی از درزه ها را بوجود می آورند (شکل۴-۴)

شکل ۴-۴ سیستم شکستگی در سنگهای آهکی

دی کسید کربن اتمسفر با ترکیب شدن با آب و رطوبت هوا یا سنگ ها شروع به تشکیل اسید کربنیک می کند .در نتیجه ترکیب و در تماس قرار گرفتن آهک با اسید کربنیک انحلال آن اتفاق می افتد .

$$CO_2 + H_2O \Rightarrow H_2CO_3$$

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \Rightarrow Ca^{2+} + 2HCO^{3-}$$

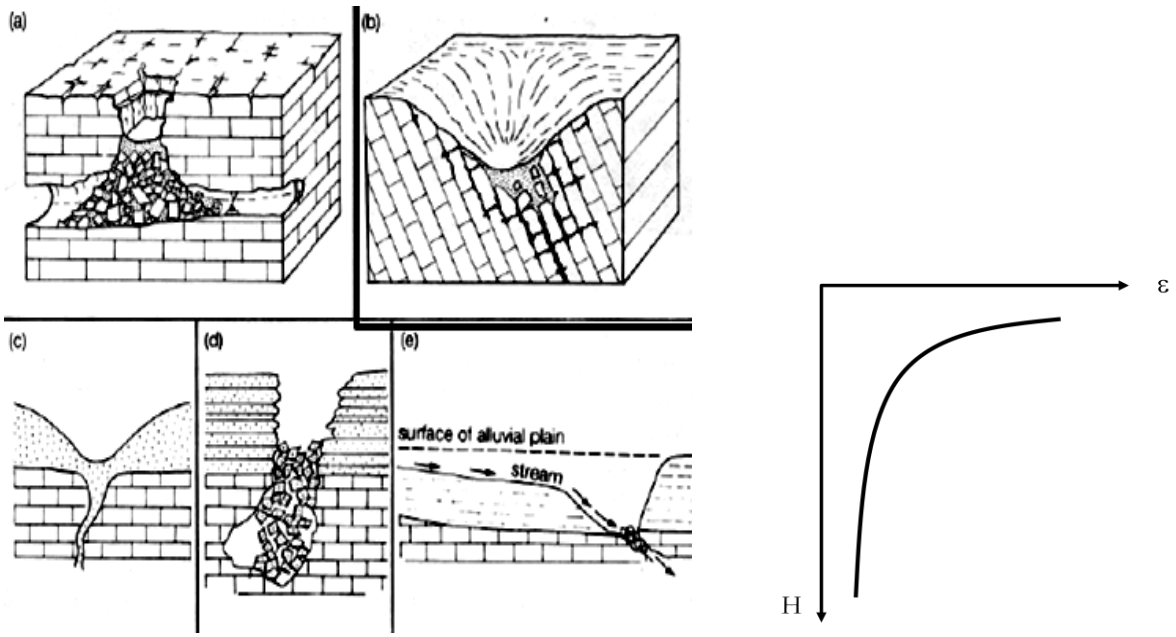
اسید تولید شده شامل اسید ارگانیک که از خاکها و میکروارگانیسم ها حاصل می شود و یا اسید نیتریک و اسید سولفوریک که از طریق باران وارد سنگها می گردد . کارست عمدتاً در مناطق گرمسیر و معتدل روی می دهد عوامل گیاهی و بیولوژیکی باعث تسریع در فرآیند انحلال می شوند(شکل ۵-۴).

شکل ۵-۴ توسعه کارست در مناطق گرمسیری و معتدل و اثر عوامل گیاهی

میزان جریان آب موجود در درزه ها عامل کنترل کننده توسعه کارست است . چالک هم بطور ضعیف مستعد توسعه کارست است . و در سطح توسعه کارست در چالک بیشتر است . سنگ گچ و نمک نیز مستعد کارست اند.

رابطه بین فرآیند کارست با عمق سازند دارای رابطه نمایی منفی است (شکل ۶-۴) و توسعه کارست با عمق نسبت عکس دارد . براساس رابطه زیر ضریب کارستی شدن (ε) بصورت نمایی با عمق مرتبط است و پارامترهای a , b ضرایب منطقه ای می باشند .

$$\varepsilon = a\, e^{-bH}$$



شکل ۶-۴ رابطه بین فرآیند کارست با عمق سازند

خصوصیات آبخوان کارستی :

۱. تمام مجموعه زیر سطح آب آبخوان نام دارد .
۲. در دو نقطه نزدیک یک چاه فاقد و دیگری واجد آب است .
۳. فضای خالی موجود در سنگ جزیی از آبخوان است .
۴. مرز بین کارست تراز سطح آب خواهد بود .

رده بندی هیدرولوژیکی کارست ها:

عمدتاً کارست ها بر اساس شرایطی چون ژئومورفولوژیکی ، هیدروژئولوژیکی، تکتونیکی ، قدمت زمین شناسی و عمق کارستی شدن به انواع گوناگون رده بندی می شوند که در این بخش به شرایط هیدرولوژیکی پرداخته می شود. بر مبنای شرایط هیدرولوژیکی سازندهای کارستی به دو دسته ۱-کارست مسطح یاسکویی و ۲-کارست ناودیسی تفکیک می شوند .

۱-کارست مسطح یاسکویی:

در این نوع کارست ،لایه ها کم شیب ویا افقی هستند. وبه علت گسترش سنگ های حاوی مواد مارنی عمل کارستی شدن در آنها توسعه نیافته است. فعالیت های تکتونیکی در این نواحی محدود بوده وگسیختگی ها گسترش ندارند(شکل ۷-۴).

شکل ۷-۴ کارست مسطح یا سکویی – سنگهای آهکی کرتاسه فوقانی در تنگه کیاسر(البرز)

۲-کارست ناودیسی:

این نوع کارست در مناطق دارای چین خوردگی وگسیختگی های زیاد گسترش دارد. بزرگ ناودیس هایی که متشکل از سنگ های کربناته می باشند، به علت چین خوردگی های بعدی با داشتن تکتونیک فعال وآب وهوای مساعد برای انحلال وتوسعه کارست ،نواحی مناسبی می باشند.

دو تفاوت کارست سکویی با کارست ناودیسی عبارتنداز :

۱. این دو از لحاظ وضعیت هیدروژئولوژیکی باهم متفاوت می باشند.
۲. در نوع سکویی به علت گسترش سنگ های حاوی مواد مارنی وفعالیت های تکتونیکی محدود گسیختگی ها گسترش ندارد. در این شرایط امکان گردش آب زیرزمینی وتشکیل یک سیستم هیدروژئولوژیکی به حداقل می رسد. اما در نوع ناودیسی ، باتوجه به توسعه سیستم های شکستگی در توده سنگ وامکان گردش بهتر آب شرایط هیدروژئولوژیکی بهتری شکل خواهد گرفت.

جریان آب زیرزمینی در کارست:

جریان آب زیرزمینی در سنگ های کارستی با جریان آب در زمین های غیر کارستی تفاوت دارد.این موضوع نشان دهنده ی ویژگی های هیدروژئولوژیکی زمین های کارستی است.

باتوجه به مطالعات وبررسی های دقیقی که در زمینه انواع جریان آب ومدت ماندگاری این جریان ها درنواحی کارستی انجام گرفت ۳ نظریه درمورد حرکت آب در این مناطق وجود دارد که عبارتند از :

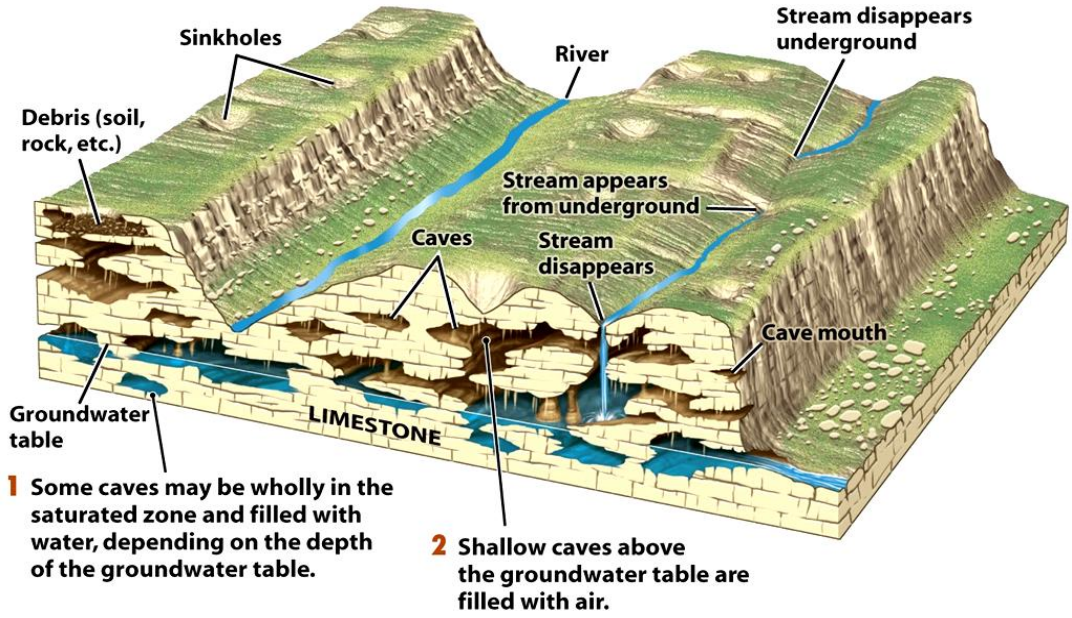
- **نظریه گراند:**

مطابق با این فرضیه سفره آب زیرزمینی در کارست شامل دو ناحیه مجزا می باشد:

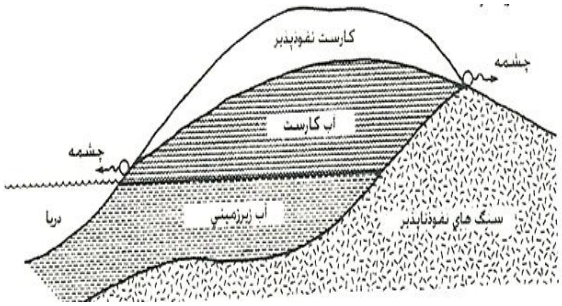
الف) ناحیه ساکن که به علت اشباع شدن قدرت انحلال ندارد وحاوی املاح کربنات می باشد . این ناحیه در اعماق زیاد قرار دارد وآب در ترک ها وغارهای موجود در سنگ آهک های کارستی شده راکد است (شکل ۸-۳).

ب) ناحیه متغیریا ناحیه آب های کارست که در سطح بالاتری نسبت به آب های محبوس قرار دارد.

این ناحیه با توجه به نزولات آسمانی و تغذیه از سایر منابع آب زیرزمینی دارای نوسان است . چنین آبی غیر اشباع بوده وقدرت انحلال دارد .



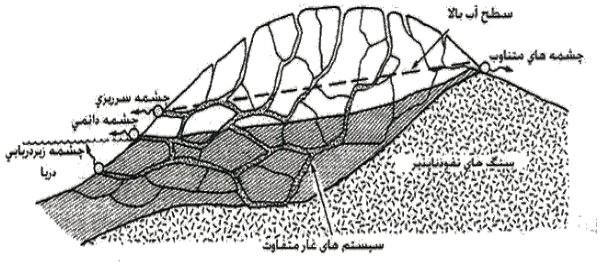
شکل ۸-۴ نواحی اشباع و غیر اشباع در زمینهای کارستی



شکل ۹-۴ شماتیک نظریه گراند در جریان آب زیر زمینی در زمینهای کارستی

- **نظریه کاتزر:**

وی اظهار نمود که جریان آب زیرزمینی در کارست به طور مشخص ازمیان مجاری وغارها عبور می کند وبا انحلال مواد قابل حل به اعماق کارست نفوذ کرده و زمانی متوقف می شود که به لایه ناتراوا برسد(شکل ۱۰-۳).



شکل ۱۰-۴ نظریه کاتزر در جریان آب زیر زمینی در زمینهای کارستی

- **نظریه سیویچ:**

وی سه ناحیه را براساس تکامل تدریجی فرآیند کارستی شدن مشخص کرد که عبارتند از :

i. ناحیه خشک که مستقیما زیر سطح زمین قرار گرفته است.دارای غارهای فراوان ،مجاری وترک هایی که آب در آنها به طورقائم رو به پائین حرکت می کند.

ii. زون انتقالی که با توجه به تناوب نزولات جوی دارای جریان های متناوب ودائم است.گسترش چشمه ها از ویژگیهای این ناحیه در فصول بارانی می باشد. این ناحیه دربالای فرورفتگی های کارستی قرار دارد.

iii. ناحیه جریان آب مداوم یا پیوسته که در زیر فرورفتگی های کارستی قرار دارد. دراین ناحیه ،ترک های توسعه یافته وجود دارد .در اثر بارندگی زیاد،ضخامت این ناحیه افزایش پیدا می کند.

iv. البته هرسه ناحیه معرفی شده مرز مشخصی ندارند وتابع نزولات آسمانی هستند.برای مثال در فصول خشک توسعه ناحیه خشک بیشتر است که این موضوع با کاهش ضخامت ناحیه انتقالی همراه است.

v. بنابر بررسی های انجام شده نظریه سیویچ به واقعیت نزدیک تر است.

سرعت جریان آب در کارست:

باتوجه به مطالعات انجام شده در کارست های کشورچین میانگین سرعت جریان اب درکارست های دارای تخلخل زیاد کمتر از۱متر در روز می باشدکه باجریان آرام یا خطی مطابقت دارد .براساس تجزیه وتحلیل اطلاعات موجود دررابطه با کارست های دیناریک یوگسلاوی می توان محدوده ی سرعت را بین ۰/۰۰۲تا ۵۵cm/s برآورد نمود.

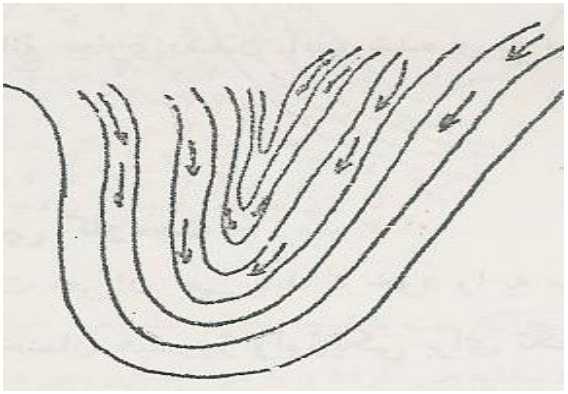
نتایج آزمایش های ردیابی بین مخزن سد لارتاچشمه های گلوگاه وچشمه های هراز میانگین سرعت را به ترتیب ۷و۹سانتی متر برثانیه نشان داده است .باید در نظر داشت که در محل فرورفتن آب سرعت بلافاصله زیاد میگردد واین در نتیجه افزایش گرادیان هیدرولیکی می باشد.

البته انرژی گرادیان هیدرولیکی روی معدل سرعت جریان مؤثراست ولی این تنها عامل نمی تواند باشدوممکن است بین میانگین سرعت جریان وگرادیان هیدرولیکی همبستگی وجود نداشته باشد.

چنین موضوعی باطبیعت پیچیده کارست انطباق دارد زیرا با توجه به سرعت های متفاوت اب در مناطق کارستی جایی که سرعت آب افزایش پیدا می کند نوع جریان آشفته در نظر گرفته می شود.

ساختمان هیدروژئولوژی کارست:

ذخیره سازی وحرکت آب زیرزمینی از یک واحد هیدروژئولوژی توسط ساختمان هیدروژئولوژی آن واحد قابل کنترل است. این موضع در ارتباط با مناطق کارستی هم صادق می باشد. به عنوان مثال ،جریان آب زیرزمینی در یک ساختار هیدروژئولوژی ناودیسی به طرف مرکز آن است وحداکثر فشار آب هم در هسته ناودیس تمرکز دارد(شکل ۱۱-۴).



شکل ۱۱-۴ ساختار هیدروژئولوژی ناودیسی

جریان حرکت آب در صورت وجود گسل ها پیچیده خواهد شد، زیرا نواحی گسله می توانند محل های مناسبی برای گسترش و ایجاد مجاری کارستی باشند .

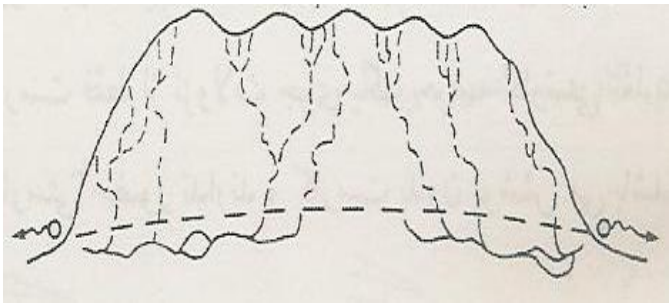
گسل ها با تخریب کردن لایه های ناتراوا نفوذ وجریان یافتن آب از میان آنها را امکان پذیر می کنند .این ساختارهای تکتونیکی زمانی هم با قشری از میلونیت به عنوان موانعی در مقابل جریان آب های زیرزمینی عمل می نمایند .بنابراین گسل با توجه با نوع آن و میزان جابجایی قادر است مرزی بین ناحیه تراوا و ناتراوا ایجاد کرده و پیچیدگی ساختمان هیدروژولوژی را افزایش دهد.برای مثال ،در یک دره گسله وجود گسل در چین

خوردگی ممکن است موجب نفوذ و جریان یافتن آب در سنگ های چین خورده شود، اما هیچ چشمه ای در ناحیه گسل یافت نشود.در چنین محلی با بررسی های صحرایی حتی امکان دارد در پایین ترین قسمت دره که گسل از آنجا عبور کرده چشمه یا چشمه هایی دیده نشود.زیرا گسل با قرار دادن لایه های نا تراوا در مقابل محل ظهور چشمه ها مانع جاری شدن آب شده وبه بیانی دیگر چشمه های محصور بوجود آمده است.

سیستم های تغذیه کارست

الف-تغذیه پراکنده :

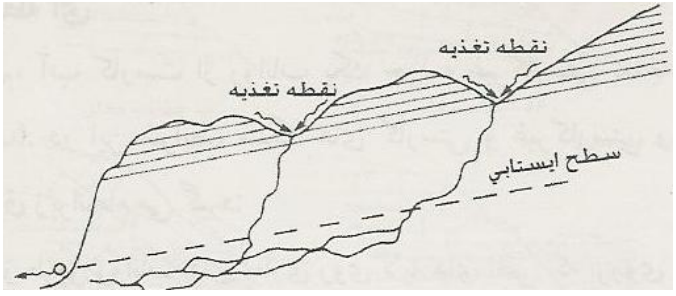
در این سیستم (سامانه)،کارست فقط از نزولات جوی یک حوضه کارستی تغذیه می شود وسنگ های غیر کارستی حضور ندارند وکارست بدون پوشش می باشد(۱۲-۴).



شکل ۱۲-۴ تغذیه پراکنده در زمینهای کارستی

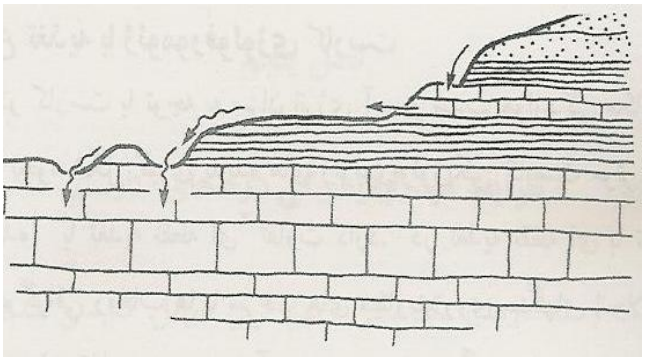
ب-تغذیه نقطه ای :

آب کارست ازرواناب یک حوضه غیر کارستی تغذیه می گردد. در این شرایط ،سنگ های کارستی وغیر کارستی وجود دارند وتغذیه به طرق زیر انجام می گیرد(شکل ۱۳-۴).



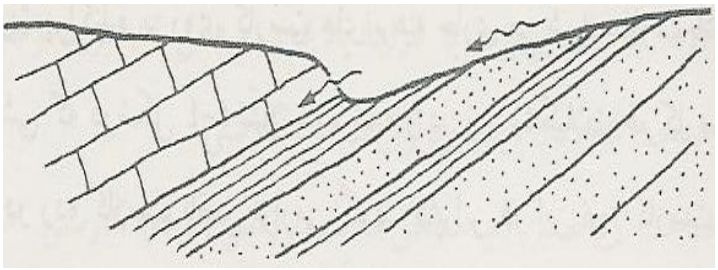
شکل ۱۳-۴ تغذیه نقطه ای

۱ -تغذیه از طریق رواناب های جاری روی لایه های افقی که بر روی سنگ های کارستی قراردارند (شکل ۱۴-۴) .



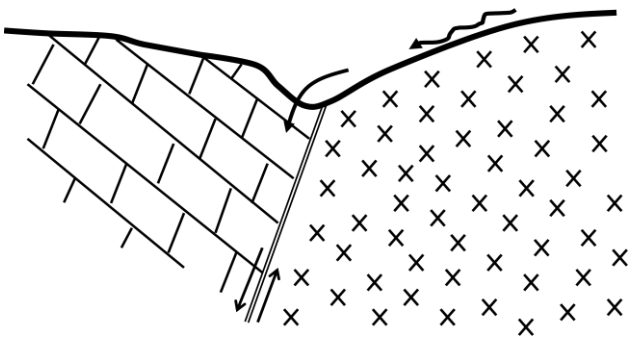
شکل ۱۴-۴

۲ -تغذیه از طریق رواناب های جاری روی لایه های شیب دار غیر کارستی که زیر سنگ های کارستی واقع شده اند (شکل ۱۵-۴).



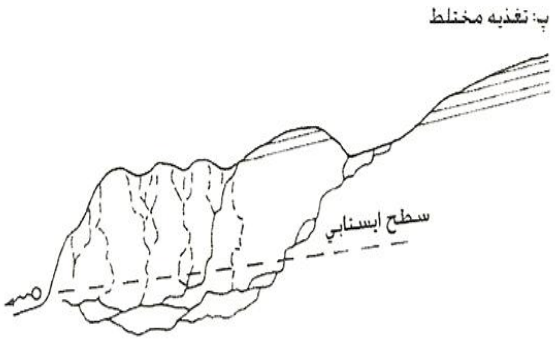
شکل ۱۵-۴

۳ -تغذیه از محل سطح گسله موجود بین لایه ناتراوای غیر کارستی و سنگ های کارستی (شکل ۱۶-۴)



شکل ۱۶-۴

ج- تغذیه مختلط :کارست از نزولات جوی یک حوضه کارستی واز رواناب حوضه غیر کارستی تغذیه می شود(شکل ۱۷-۴).



شکل ۱۷-۴

۴-۶-۲. سازندهای غیرقابل حل (غیرکارستی) :

بطور کلی سازندهای غیر کارستی به سه گروه سخت ، نیمه نرم و نرم تقسیم می شوند . جریان آب زیرزمینی در فضای خالی درزی و فضای خالی حفره ای صورت می گیرد . فضای خالی درزی شامل ترک و شکاف، لایه بندی ، زون گسلی و شکستگی و فضای خالی حفره ای شامل انحلال ، آبشویی ، ماتریکس ، حفره های گازی است .

در این قسمت به وضعیت آب زیرزمینی در انواع مهم سنگها بطور اجمال اشاره می گردد .

سنگهای آهکی حفره دار: از نظر تشکیل لایه های آبدار بهترین پتانسیل را در بین سنگ های رسوبی نشان می دهد و تکامل نهایی سازند های آهکی ، ایجاد نواحی کارستی است.

شیلها: معمولاً لایه های آبدار خوبی تشکیل نمی دهند.

ماسه سنگها : نفوذ پذیری ، قابلیت انتقال و آبدهی ویژه دارای تغییرات زیر می باشد .

$۱۰^{-۶} < k < ۱۰^{-۵}$ m/sec , $۳,۵\times۱۰^{-۴} < T < ۱,۵ \times۱۰^{-۳}$ $m^۲$/sec , $۲< S_Y < ۱۰$ lit/sec

شیست و اسلیت : فضای خالی در جهت عمق کم می شود و نفوذپذیری لایه های سطحی نسبتا خوب است و حاوی آب و چشمه های فصلی در آن ایجاد می شود . در اعماق فاقد آب قابل ملاحظه است(شکل ۱۸-۳) .

گنایس : شبیه گرانیت هاست . انتقال آب از بین درز و شکاف و شکستگی ها و گسل ها انجام می شود .

$۰,۵\times۱۰^{-۶} < k < ۱,۴\times۱۰^{-۵}$ m/sec , $۱\times۱۰^{-۴} < T < ۵\times۱۰^{-۶}$ $m^۲$/sec , $۰,۷۵ < Sy < ۲,۳$ lit/sec

شکل ۱۸-۴ شکستگی در لایه های سطحی اسلیت (اسلیت های مشهد- جاغرق-۱۳۸۹)

سنگهای آتشفشانی از نظر تشکیل حفره های آب زیر زمینی بسیار متفاوتند. بعضی از گدازه های بازالتی جدید فوق العاده نفوذ پذیرند (شکل ۱۹-۴) و می توان چاههایی با آبدهی زیاد در آنها حفر کرد. از طرف دیگر توفها و ریولیت ها گرچه متخلخل اند، ولی معمولاً نفوذ پذیری خیلی کمی دارند.

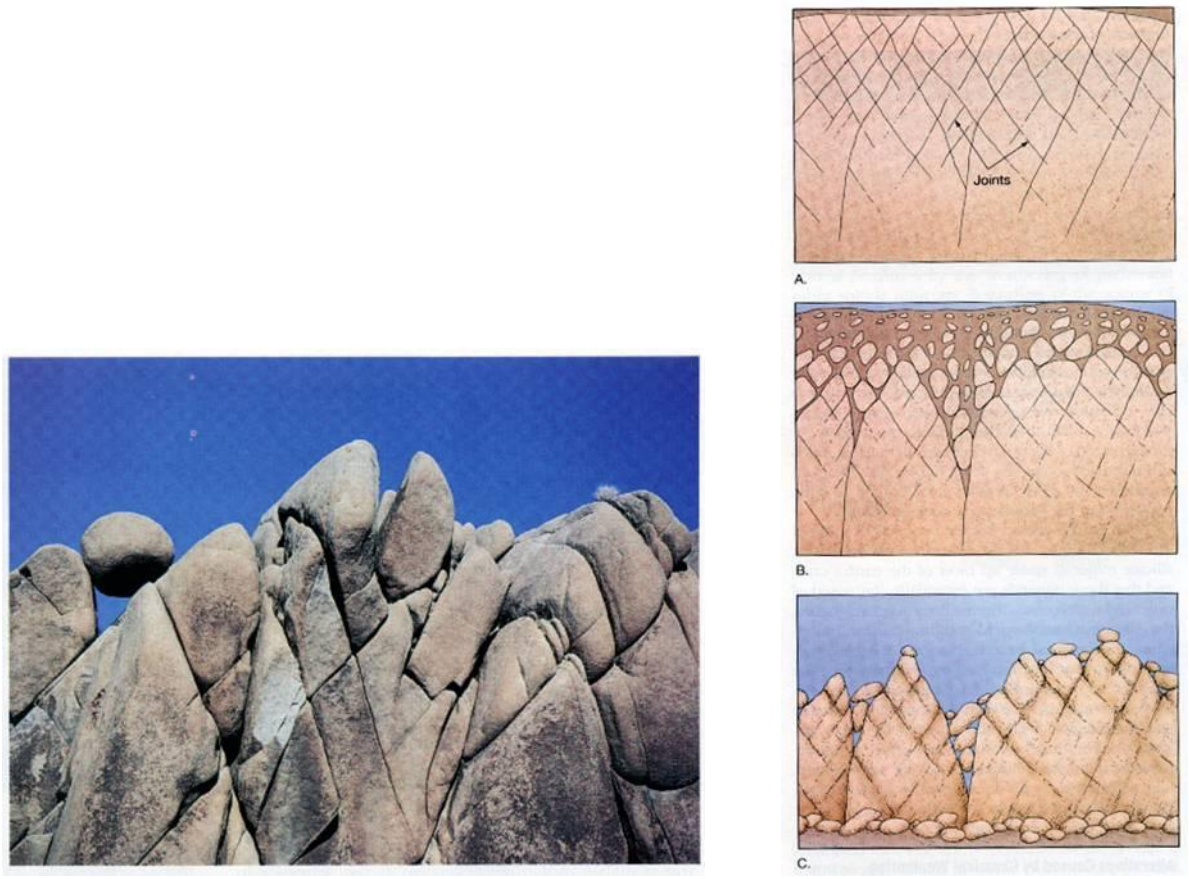
شکل ۱۹-۴ نفوذپذیری بازالتها

سنگهای آذرین اساساً نفوذ ناپذیرند و اگر خرد شدگی داشته باشند آبدهی کمی دارند . به همین دلیل منابع آب زیرزمینی خوبی نیستند. درز ، شکاف و فرسایش پوسته پیازی در آذرین درونی عامل انتقال آب است .

$$۳,۵\times۱۰^{-۱۰} < k < ۱\times۱۰^{-۴} \ \ m/sec\ ,\ ۱\times۱۰^{-۷} < T < ۴,۷\times۱۰^{-۳}\ m^{۲}/sec$$

درزه های سیستماتیک و هوازدگی عامل تقویت آبخوان در سنگهای آذرین درونی نفوذپذیری و قابلیت انتقال در جهت عمق کاهش می یابد(شکل ۲۰-۴) .

کوارتزیت : از جمله سنگهای ترد و شکننده است و فاقد فضای خالی قابل انتقال آب است . آب فقط از بین درز و شکاف عبور خواهد کرد . دبی بین ۱ تا ۲ لیتر در ثانیه تجاوز نمی کند .



شکل ۲۰-۴ اثر درزه های منظم در جریان آب زیر زمینی در سنگهای آذرین

فصل پنجم

ویژگی های آبخوان

۵-۱ مقدمه

به منظور ارزیابی وضعیت آبدهی آبخوان لازم است ویژگی های اصلی فیزیکی و هیدرولوژیکی آبخوان تعریف و روش های اندازه گیری آن تشریح گردد. ویژگی های فیزیکی شامل تخلخل، درصد اشباع شدگی، دانه بندی، درصد رطوبت، نگهداشت ویژه(مخصوص) می باشد. ویژگی های هیدرولوژیکی آن شامل آبدهی ویژه(مخصوص) ، ضریب ذخیره ،آبدهی مجاز ، نفوذپذیری (K) ، بارآبی، دبی یا گذر حجمی جریان، ضریب آبگذری یا قابلیت انتقال، سطح استاتیک، افت سطح آب، سطح دینامیک ، مخروط افت خواهند بود.

رفتار هیدرولیکی جریان آب زیر زمینی تا حد زیادی تابع معادلات جریان یک سیال در محیط های متخلخل است و در این فصل به دو جریان ماندگار و دائمی و جریان غیرماندگار و غیر دائمی پرداخته می شود.

۵-۲ ویژگی های فیزیکی آبخوان

تخلخل(porosity)-n

تخلخل عبارتست از درصد حجم فضاهای خالی(V_v) به حجم کل(V) مواد زمین(سنگ و خاک)

$$n=\frac{V_v}{V_t}$$

عوامل موثر بر تخلخل در خاک ها و سنگ ها در جدول ۵-۱ نشان داده شده است.

جدول۵-۱ عوامل موثر بر تخلخل مواد زمین

در سنگ ها	در خاک ها
فراوانی شکستگی ها	درجه جور شدگی
هوازدگی	شکل دانه ها
انحلال	آرایش دانه ها
بافت سنگ	توزیع اندازه دانه ها

تقسیم بندی تخلخل بر مبنای زمان تشکیل

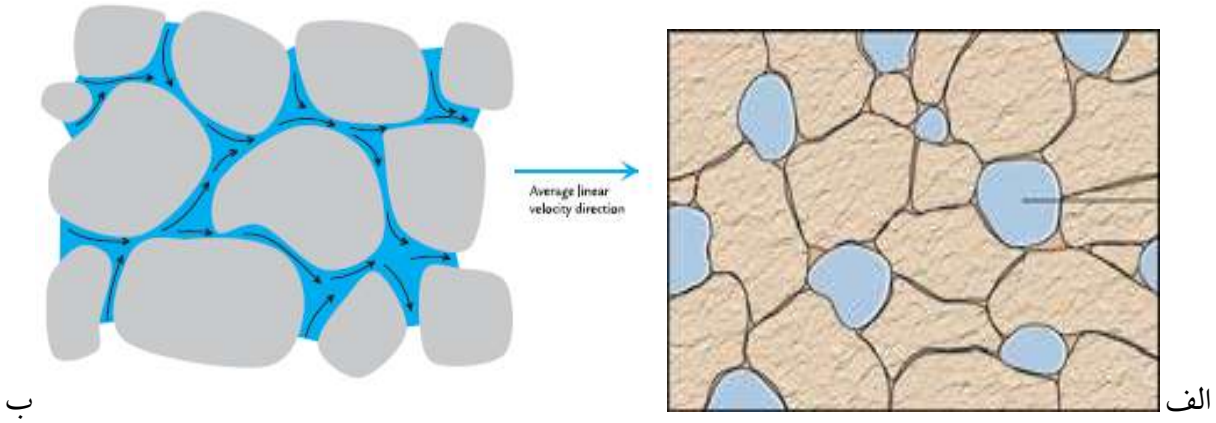
الف–تخلخل اولیه: منافذی است که در زمان تشکیل مواد زمین بوجود می آید.

ب– تخلخل ثانویه: منافذی است که در نتیجه فرایندهای زمین شناسی مختلف پس از نهشته شدن مواد در آنها بوجود می آید.

تقسیم بندی تخلخل بر مبنای جریان آب

الف– تخلخل موثر(مفید) یا آبدهی ویژه: منافذ به هم مرتبط بوده و امکان حرکت آب را در آن فراهم می سازد.

ب–تخلخل غیر موثر(غیر مفید) یا نگهداشت ویژه: منافذ فاقد اتصال بهم بوده و امکان حرکت آب وجود ندارد.



ب الف

شکل ۴-۱ تخلخل غیر موثر یا غیر مفید یا نگهداشت ویژه (الف) و تخلخل موثر(مفید) یا آبدهی ویژه (ب)

تقسیم بندی تخلخل بر مبنای بافت و ساخت مواد

الف– تخلخل حفره ای: فضای متخلخل در بین دانه های تشکیل دهنده سنگ یا خاک وجود دارد.این تخلخل بستگی به میزان تراکم، سیمان شدگی بین دانه ها و اندازه دانه ها دارد.

ب– تخلخل درزه ای: فضای متخلخل در بین سطوح درزه ها و ترکها بوجود می آید. این نوع تخلخل در سنگهای ترد و شکننده در مناطق تکتونیزه بیشتر یافت می شود.این تخلخل بستگی به میزان بازشدگی، پرشدگی و تراکم درزه ها در واحد سطح دارد.

ج- تخلخل انحلالی: فضای متخلخل مربوط به نواحی حل شده و حفرات درون سنگ است که در اثر انحلال بوجود آمده است. در سنگهای آهکی این نوع تخلخل بیشتر یافت می شود.توسعه ی انحلال در این نوع سنگها منجر به تولید پدیده کارست می شود(شکل ۴-۲).

c b a

شکل ۴-۲ (a)تخلخل حفره ای و (b)تخلخل انحلالی و (c)تخلخل در امتداد شکستگی ها

در یک نتیجه گیری کلی می توان گفت :

۱. خاک جورشده دارای تخلخل بیشتر است.
۲. فابریک بر میزان تخلخل موثر است.
۳. توزیع اندازه دانه بر تخلخل موثر است.
۴. ضریب یکنواختی با تخلخل نسبت مستقیم دارد.

در سنگ ها، تخلخل موثر به ویژگی های سطوح شکستگی، شدت هوازدگی و مناطق انحلالی بستگی دارد.

درصد اشباع شدگی(S_r) :

مقدار آبی(V_w) که فضاهای خالی(V_v) را پر نموده به درصد اشباع شدگی معروف است. مقدار آن بین ۰ تا ۱۰۰ در تغییر است.

$$S_r=\frac{V_w}{V_v}\times 100$$

در زیر سطح استابی یا سطح پیزومتریک درجه اشباع شدگی حدود ۱ است و در منطقه تهویه (هوابین) درصد اشباع شدگی بین صفر تا نزدیک ۹۰ تغییر می کند. درجه اشباع شدگی بر هدایت هیدرولیکی آبخوان موثر است.

دانه بندی:

دانه بندی توزیع اندازه دانه های تشکیل دهنده را نشان می دهد و در رسوبات و سنگهایی که دارای تخلخل حفره ای اند، داشتن دانه بندی کمک زیادی در تحلیل آبخوان خواهد نمود و کاربردهای دانه بندی در مطالعات آبهای زیرزمینی به شرح زیر است:

۱. در تهیه ستون زمین شناسی چاه ها (لاگ چاه)

۲. در انتخاب لوله های مشبک مناسب (اندزه شیارهای اسکرین)

۳. در تعیین مواد مناسب برای صافی شنی (*Gravel Packing*)

۴. در برآورد نفوذپذیری یا هدایت هیدرولیکی(k)مواد تشکیل دهنده آبخوان $k=cd^2$ که در آن d قطر موثر(D_{10}) و c ضریب ثابت می باشد.

۵. برای محاسبه عدد رینولد جهت تعیین نوع جریان(از d_{50} استفاده می شود.)

۶. در بررسی مسائل زمین شناسی مهندسی(مثلاً در تحلیل نشست زمین)

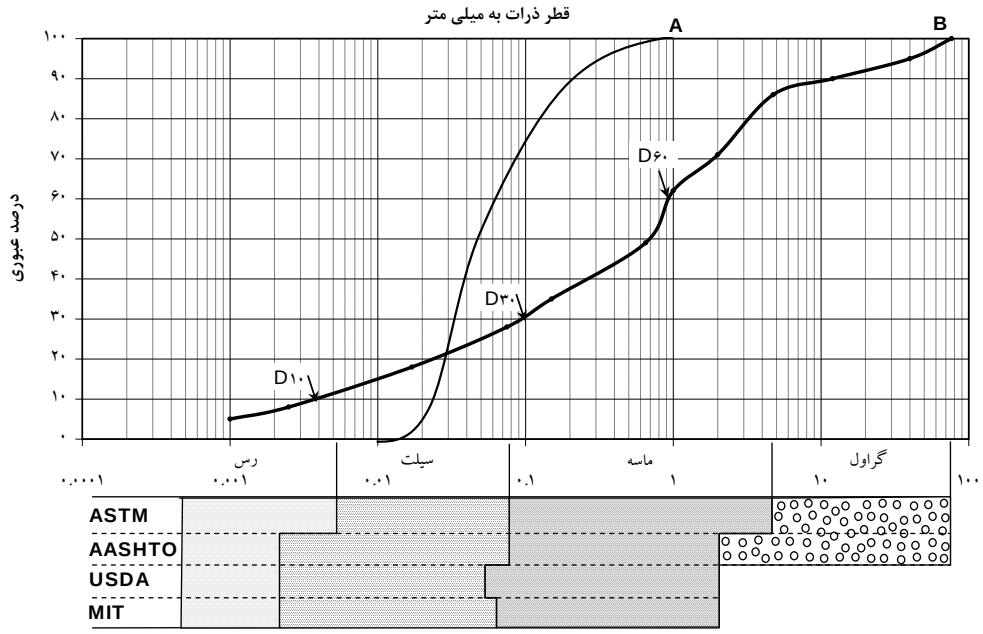
خاکها بر حسب اندازه دانه در استانداردهای معمول به انواع شن، ماسه، لای[1] و رس تقسیم بندی می شوند . خاک های شن و ماسه بعنوان خاکهای درشت دانه و خاک های لای و رس بنام خاکهای ریزدانه معروفند . رفتار مکانیکی خاکهای درشت دانه ، تابع اندازه دانه ها ، نحوه قرار گیری دانه ها با یکدیگر و ویژگیهای فضای خالی می باشد . در خاکهای ریزدانه ، رفتار مکانیکی خاک ، عمدتاً تابع خواص شیمیایی ، خمیری ویژگیهای فضای خالی آن خواهد بود .

رسم منحنی دانه بندی خاک (خصوصاً خاکهای درشت دانه) یکی از مهمترین گام های شناسایی خاک است . از منحنی دانه بندی علاوه بر مقایسه خاکها ، می توان نسبت به طبقه بندی و بررسی خواص مهندسی خاک استفاده نمود .در روی منحنی دانه بندی سه پارامتر اندازه موثر یا قطر مشخصه[2] (D_{10}) ، ضریب یکنواختی[3] (C_u) و ضریب دانه بندی[4] (Cc) تعریف می شود(شکل ۴-۳) .

اندازه موثر، قطری از ذرات است که ۱۰ درصد دانه ها از آن کوچکترند. ضریب یکنواختی نسبت اندازه دانه ها در ۶۰ و ۱۰درصد عبوری است. چنانچه C_u به سمت یک میل نماید، شیب منحنی دانه بندی تندتر و توزیع اندازه دانه های خاک محدود تر می شود. هدایت هیدرولیکی خاک با میزان جورشدگی آن رابطه مستقیم دارد.یعنی هرچه شیب منحنی دانه بندی بیشتر شود(یکنواخت ترگردد) نفوذپذیری خاک بیشتر می شود. خاک کاملاً جورشده دارای ضریب یکنواختی واحد است.

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \qquad C_c = \frac{D_{30}^{\ 2}}{D_{60} \times D_{10}}$$

[1] *Silt*
[2] *efictive size*
[3] *uniformity coefficient*
[4] *coefficient of gradation*



شکل ۴-۳ منحنی دانه بندی و تقسیم بندی اندازه دانه ها در رایجترین استانداردها

همانطور که گفته شد تراوایی(نفوذپذیری) آبخوان معمولاً با مربع قطر مشخصه ذرات(d_{10}) رابطه مستقیم داشته و از روی درصدهای عبوری منحنی دانه بندی در برآورد نفوذپذیری(هدایت هیدرولیکی) خاک استفاده زیادی می شود و می توان به روابط تجربی زیر اشاره نمود.

$$K = C \quad d_{10}^2$$

where K Hydraulic conductivity [m/s]
d_{10} 10 percent grain fraction [mm]
C factor ($120\ 10^{-4} > C > 60\ 10^{-4}$).

It should be mentioned here that already in 1880 Seelheim developed an empirical formula, which relates K to the median grain-size d_{50} as follows (6):

$$K = 0.00357 \quad d_{50}^2 \qquad (6)$$

The US Bureau of Soil Classification recommends (after Mallet and Pacquant, 1954):

$$K = 0.0036 \quad d_{20}^{2.3} \qquad (7)$$

from Bear, 1972):

$$K = \frac{{}_w g}{\nu_w} \quad \frac{n^3}{(1-n)^2} \quad \frac{d_{50}^2}{180}$$

where K Hydraulic conductivity [m/s]
n porosity
d_{50} 50 percent grain fraction [m]
${}_w g$ weight density of water [N/m^3]
ν_w dynamic viscosity [N/(s m^2)].

درصد رطوبت (W):

رطوبت از نسبت وزنی میزان آب موجود(W_w) در خاک به وزن خشک (W_s) بدست می آید و بر حسب درصد وزنی بیان می شود.

$$W=\frac{W_w}{W_s}$$

میزان رطوبت، شاخصی است که در محاسبه پارامترهای فیزیکی مواد کاربرد دارد. رطوبت، درجه اشباع شدگی خاک را تعیین می کند و با افزایش آن نرخ نفوذ(I) کاهش می یابد.

۳-۵ ویژگی های هیدروژئولوژی آبخوان

نگهداشت ویژه(مخصوص) (S_r):

حجم آبی است که بصورت هیگروسکپی در مواد نگهداری می شود. نگهداشت مخصوص با اندازه دانه ها رابطه عکس دارد و تغییرات آن بصورت نمایی منفی است(شکل زیر).

$$S_r = \frac{V_r}{V_T}$$

که در آن V_r حجم آبی است که در مقابل نیروی ثقل نگهداری می شود و از آبخوان خارج نمی گردد.

V_t حجم کل نمونه

V_r درصدی از درجه اشباع شدگی منافذ است.

آبدهی ویژه(مخصوص) (Specific yield) (S_y):

مقدار آبی است که می تواند تحت تاثیر نیروی ثقل زهکشی شود و از آبخوان خارج گردد و عبارتست از درصد حجم آبی که می توان از یک نمونه اشباع از آب بر اثر نیروی ثقل خارج شود (S_y) به حجم کل نمونه(V_T)

.

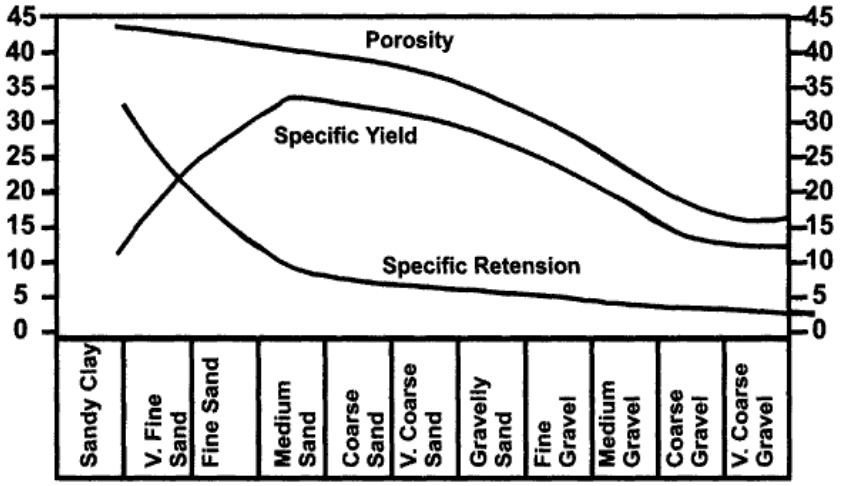
$$S_y = \frac{V_y}{V_t} \times 100 \quad \text{یا} \quad V_y = V_v - V_r$$

تخلخل کل شامل نگهداشت ویژه و آبدهی ویژه است.یعنی:

$$n=S_y + S_r$$

به همین دلیل به آبدهی ویژه تخلخل موثر نیز گفته می شود و در رسوبات عوامل موثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی عبارتست از اندازه دانه ها، شکل و توزیع منافذ و تراکم و میزان سیمان شدگی(جدول۴-۳).

چنانچه تخلخل و آبدهی ویژه و نگهداشت ویژه مواد دانه ای (رسوبات) را باهم مقایسه شود ، با بزرگتر شدن اندازه دانه ها نگهداشت ویژه کاهش می یابد. زیرا سطح جانبی با اندازه دانه ها نسبت عکس دارد. در نتیجه ذرات درشتتر آب کمتری را می توانند به علت کشش سطحی نگهدارند، لذا با درشت تر شدن ذرات آبدهی ویژه بیشتر می شود؛ اما در رسوبات خیلی درشت مثل ماسه های درشت دانه و شن این روند معکوس است و آبدهی ویژه کاهش می یابد و تابع تخلخل خاک می شود (شکل۴-۴). عوامل مؤثر بر آبدهی ویژه در یک لایه رسوبی شامل اندازه دانه ها ، شکل وتوزیع منافذ، تراکم لایه ها و طرز قرارگرفتن دانه ها(بافت) است.



شکل ۴-۴ مقایسه تخلخل ، آبدهی ویژه و نگهداشت مخصوص مواد

جدول۴-۳ دامنه تغییرات آبدهی ویژه مواد زمین (آندرسون و ویسنر،۱۹۹۲)

Material Class	Material	No. of Analysis	Range	Arithmetic Mean
Sedimentary	Clay	27	0.01–0.18	0.06
	Silt	299	0.01–0.39	0.20
	Sand (fine)	287	0.01–0.46	0.33
	Sand (Med)	297	0.16–0.46	0.32
	Sand (Coarse)	143	0.18–0.43	0.30
	Gravel (fine)	33	0.13.–0.40	0.28
	Gravel (med)	13	0.17–0.44	0.24
	Gravel (coarse)	9	0.13–0.25	0.21
	Siltstone	13	0.01–0.33	0.12
	Sandstone (fine)	47	0.02–0.40	0.21
	Sandstone (med)	10	0.12–0.41	0.27
	Limestone	32	0–0.36	0.14
Wind Deposits	Loess	5	0.14–0.22	0.18
	Eolian Sand	14	0.32–0.47	0.38
Metamorphic	Schist	11	0.022–0.033	0.026
Igneous	Tuff	90	0.02–0.47	0.21

جدول۴-۳ میزان تخلخل مواد زمین

Material	Porosity (%)
Rocks	
Limestone	4.6-21.6
Chalk	29.2
Dolomite	0.4-27.8
Rock Salt	0.6
Chert	3.8
Granite	0.3
Basalt	0.8-11.4
Tuff	14-40
Pumice	87.3
Obsidian	0.52
Marble	0.3
Quartzite	0.6
Slate	3.4
Conglomerate	17.3
Sandstone	11.2-27.4
Siltstone	9.7
Shale	5.2-21.1
Sediment	
Clay	33.3-58.8
Silt	33.7-50.0
Sand	33.8-51.3

ضریب ذخیره (S) :

حجم آبی است که از واحد سطح افقی آبخوان به ازای افت واحد سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک می تواند آزاد کند. ضریب ذخیره همان آبدهی ویژه S_y یا تخلخل موثر در آبخوان است. در واقع ضریب ذخیره ظرفیت آبدهی آبخوان است. این ضریب بدون بعد است ولی ضریب ذخیره ویژه از تقسیم ضریب ذخیره به عرض سفره (b) بدست می آید و دیمانسیون آن L^{-1} است .

$$S_y = \frac{V_y}{V_t} \times ۱۰۰$$

ضریب ذخیره به تخلخل، تراکم و عمق آبخوان موثر است. در سفره تحت فشار ضریب ذخیره بین ۰,۰۱ تا ۰,۰۰۰۰۵ است.

آبدهی مجاز :

مقدار آبی است که می توان از یک آبخوان سالانه برداشت نمود بدون آنکه نتیجه نامطلوبی بر آبخوان به بار آورد، به آن آبدهی مجاز یا قابل اطمینان گفته می شود. همچنین در برخی از موارد آبدهی مجاز آبدهی قابل برداشت با توجیه اقتصادی تعریف می شود.آثار نامطلوبی که ممکن است در اثر آبدهی غیر مجاز بوجود آید شامل موارد زیر است: افت غیر قابل جبران سطح آب زیرزمینی ، نفوذ آب شور دریا، فرونشست سطح زمین، ترک خوردن خاک و سازه های روی آن، نفوذ آب از مناطق و آبخوان های مجاور وخالی شدن آبخوان از آب.

نفوذپذیری یا هدایت هیدرولیکی (K)

در سال ۱۸۵۶ دارسی رابطه زیر را ارائه نمود .

$$V \approx i \Rightarrow V = Ki \Rightarrow K = \frac{V}{i} \Rightarrow V = \frac{Q}{At} \Rightarrow K = \frac{Q}{Ait} \Rightarrow K = \frac{QL}{Aht}$$

که در آن V سرعت جریان آب، i گرادیان هیدرولیکی،Q دبی آب ، A سطح مقطع عبوری آب ، t مدت زمان، h اختلاف ارتفاع و L طول مسیر جریان می باشد(شکل ۴-۵). K ضریب تبدیل تناسب V با i به تساوی است که به نفوذپذیری و یا هدایت هیدرولیکی مشهور است. نفوذپذیری توانایی یک محیط متخلخل را برای عبور دادن سیال نشان می دهد. مقدار ضریب نفوذپذیری در رسوبات و سنگ ها به اندازه و تعداد فضاهای خالی و نحوه ارتباط آنها با هم بستگی دارد.اما هدایت هیدرولیکی سرعت حرکت آب در یک محیط متخلخل است از آنجا که در اعماق پایین آب گرم و شور می شود و غلظت آن بالا می رود و یا اینکه با نفت و گاز ترکیب می شود و دیگر گرانروی ثابتی ندارد و در اینجا از مفهوم نفوذپذیری ذاتی(K_i) استفاده می شود.

$$K_i = \frac{K\mu}{\gamma g}$$

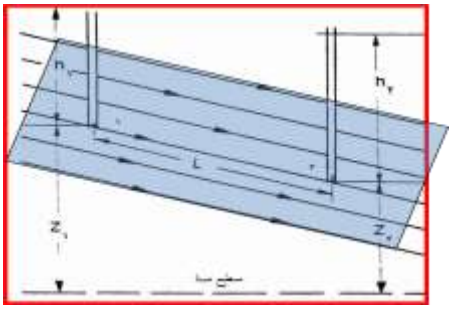
که درآن K هدایت هیدرولیکی، μ گرانروی دینامیکی یا لزجت مایع، γ دانسیته سیال وg شتاب ثقل است. دیمانسیون K_i برابر L^2 و لذا واحد آن برحسب cm^2 است.

Example 2.3: The intrinsic permeability of an aquifer is 2.3 x 10^{-9} cm². Calculate the aquifer's hydraulic conductivity, assuming typical values for fluid density and viscosity.

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} = 2.3 \times 10^{-9}\ \text{cm}^2 \times \frac{1.0\ \text{g}}{\text{cm}^3} \times \frac{980\ \text{cm}}{\text{s}^2} \times \frac{1\ \text{s}\cdot\text{cm}}{0.01\ \text{g}} = 2.3 \times 10^{-4}\ \text{cm/s}$$

اگر پیزومترهایی در دو نقطه از یک خط جریان قرار داده شود، سرعت جریان آب زیر زمینی در آن خط جریان را می توان از معادله زیر حساب کرد؛ معادله داخل کروشه شیب آبی یا گرادیان هیدرولیکی است. وقتی جریان آب بسمت عمودی برود، مقدار گرادیان هیدرولیکی بسمت ۱ میل می کند؛ لذا سرعت عمودی آب با نفوذپذیری آن برابر خواهد بود. در آبخوان هایی که فشار در تمام نقاط یکسان باشد، این رابطه صدق می کند.

$$V = K\left[\frac{(h_1 + z_1) - (h_2 + z_2)}{L}\right] \quad \text{۵}$$



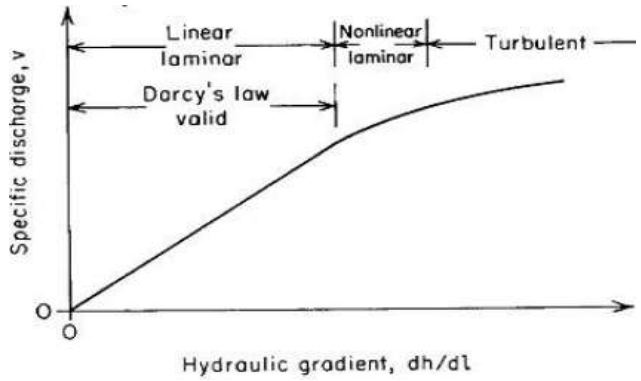
شکل ۴-۵ هنری دارسی و مدل قانون آن

با مقایسه رابطه بین سرعت جریان(V) و گرادیان هیدرولیکی(i) ملاحظه می گردد در حدود معینی رابطه خطی است(شکل ۴-۶) و در بقیه موارد غیر خطی شده و دیگر نمی توان به معادله دارسی توجه نمود. بنابراین معادله ی دارسی تنها در شرایطی که جریان آب از نوع ورقه ای یا آرام است، اعتبار دارد . در مواد زمین در رس های متراکم ، زمین های کارستی و رسوبات بسیار درشت دانه جریان آشفته بوده و قانون دارسی اعتبار ندارد. در مکانیک سیالات نوع جریان، با عدد رینولدز مشخص می شود. عدد رینولدز عددی بدون بعد است، که به صورت زیر محاسبه میشود:

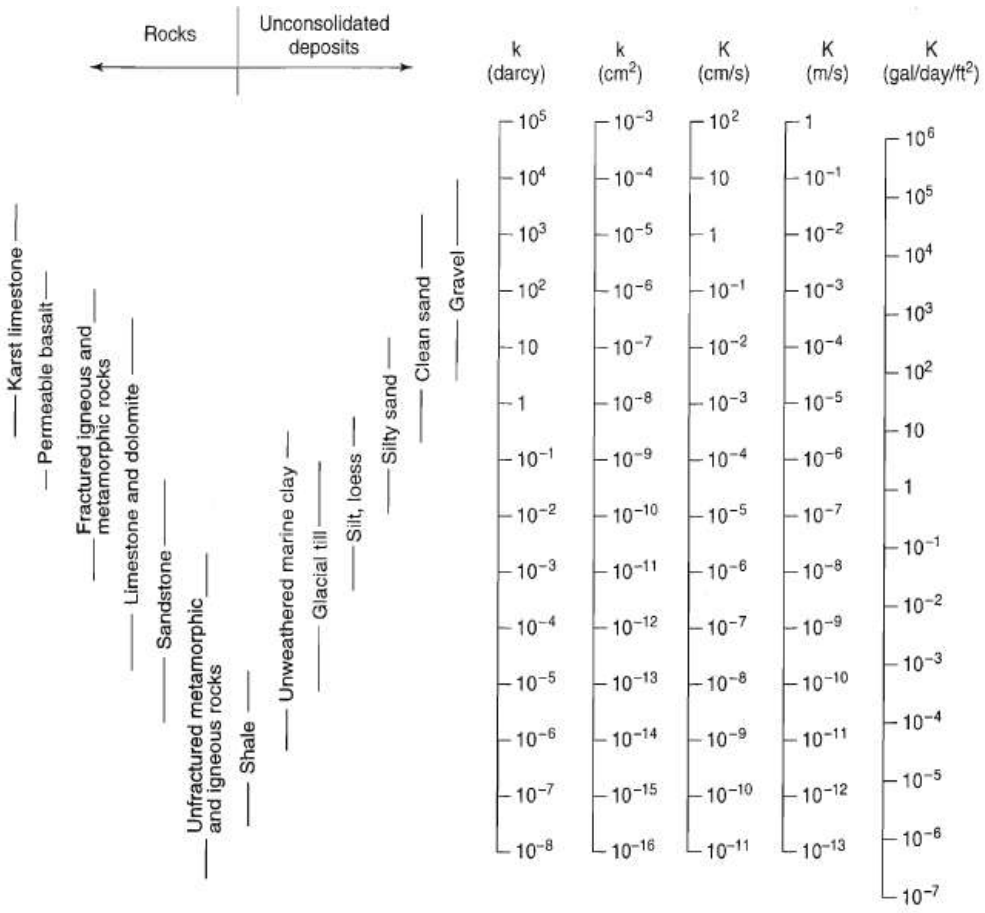
$$R_e = \frac{\rho V d}{\mu}$$

V: سرعت سیال ،ρ : چگالی سیال (gr/cm^3)،μ : گرانروی یا ویسکوزیته سیال ،d : بعدیا مشخصه مجرا (کانال جریان) است. در محیط های رسوبی V به عنوان سرعت دارسی و d به عنوان قطر متوسط ذرات (d_{50})در نظر گرفته می شود .

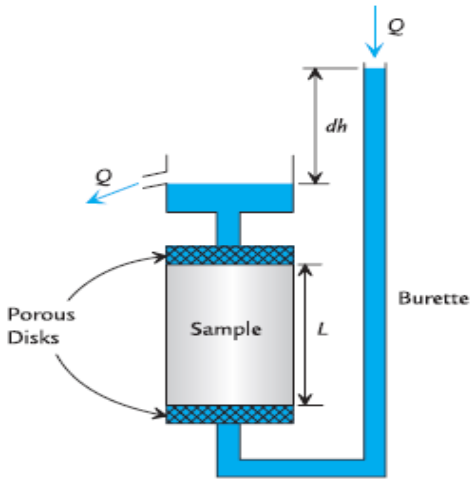
جریان آب در لوله ها وقتی از نوع ورقه ای است که R آن کمتر از ۲۱۰۰ باشد. اگر عدد رینولدز(R) از ۲۱۰۰ تجاوز کند به تدریج شرایط آشفته می شود و قانون دارسی بی اعتبار می شود.



شکل۴-۶ محدوده اعتبار قانون دارسی

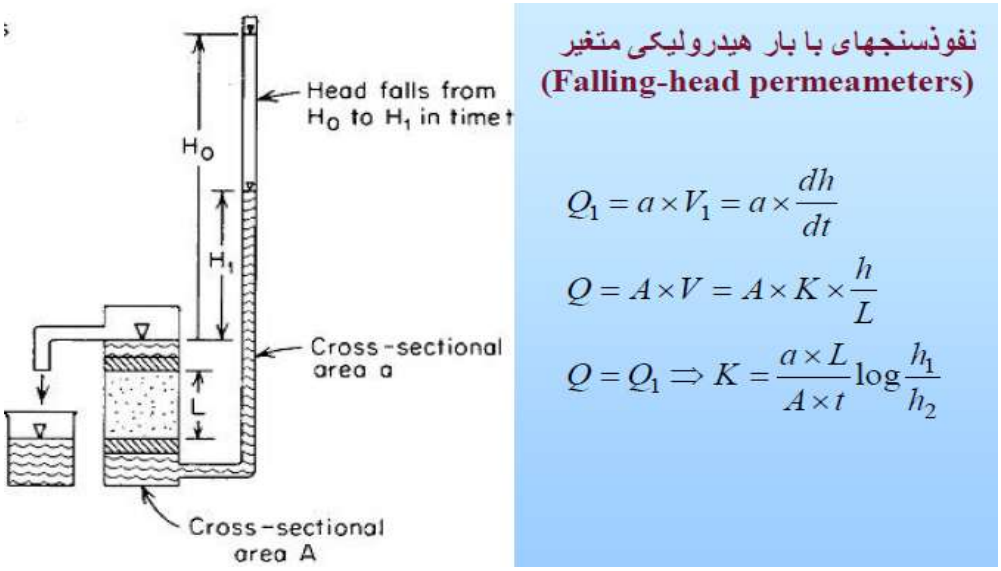


در آزمایشگاه مقدار K به روش بار ثابت (برای خاکهای دانه ای)(شکل ۴-۷) و بار افتان یا متغییر (برای خاکهای ریزدانه) انجام می شود(شکل ۴-۸).



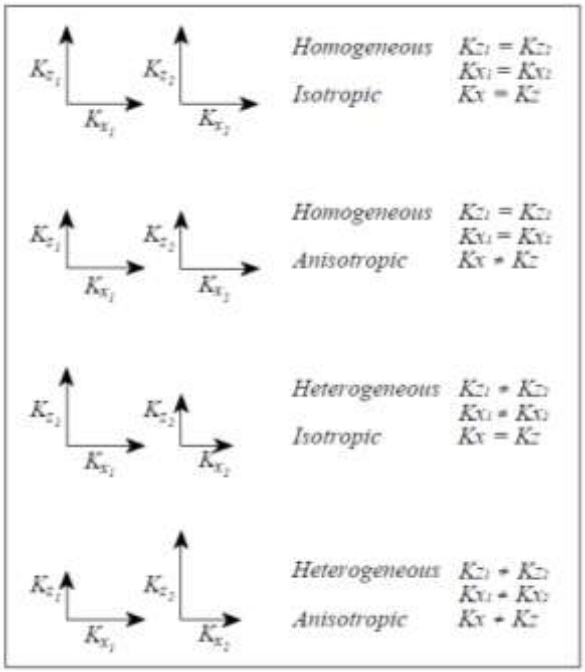
$$K = \frac{QL}{Aht}$$

شکل ۴-۷ اندازه گیری نفوذپذیری به روش بار ثابت



شکل ۴-۸ اندازه گیری نفوذپذیری به روش بار متغیر

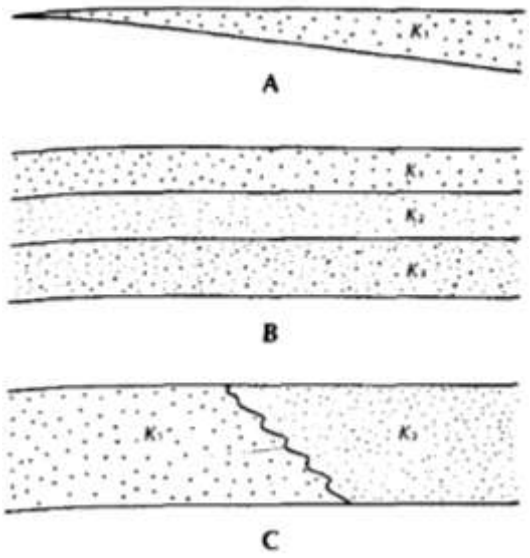
محیط آبخوان از لحاظ خصوصیات مواد زمین(سنگ و خاک) و رفتار به همسان[5] وناهمسان و همروند[6] و ناهمروند تقسیم می شوند.همسانی یعنی اینکه مواد در تمام **موقعیت ها** دارای خصوصیات برابر باشند(شکل).همروندی یعنی اینکه در تمام **جهات** خصوصیات مواد باهم برابر باشد.



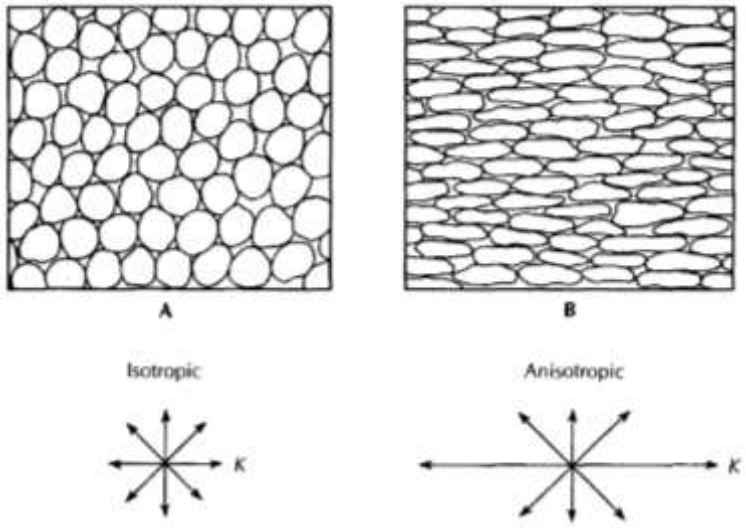
شکل۴-۹.نمایش همسانی و ناهمسانی و همروندی و ناهمروندی آبخوان

[5] Homogeneous
[6] Isotropic

اگر K در سراسر سفره ثابت باشد، سفره همسان است. اگر K در سراسر سفره یکسان باقی بماند، سفره همروند است.



شکل۴-۱۰ . A.سازند ناهمسان شامل یک رسوب با ضخامت گوه ای،B. سازند ناهمسان شامل سه لایه با رسوبات متفاوت و هدایت هیدرولیکی متغیر،C. سازند ناهمسان شامل رسوباتی با هدایت هیدرولیکی متفاوت در امتداد طولی (فیتر،۲۰۰۱)



شکل ۴-۱۱. اثر شکل دانه و جهت یابی آن بر همروندی و ناهمروندی یک رسوب(فیتر،۲۰۰۱)

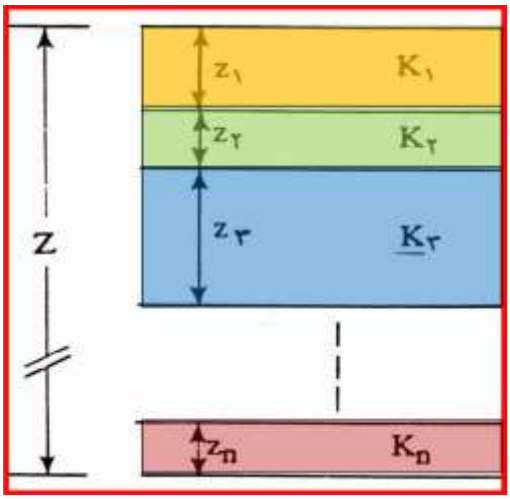
ضریب نفوذپذیری متوسط (K) در محیطهای متخلخل چند لایه ای و ناهمگن

$$K = \sqrt{K_h \times K_v}$$

ضریب نفوذپذیری در جهت جریان در صورتیکه جهت جریان با محور X زاویه β بسازد (K_β).

$$\frac{1}{K_\beta} = \frac{\cos^2\beta}{K_h} + \frac{\sin^2\beta}{K_v}$$

در زمین های لایه دار مقدار نفوذپذیری قائم(K_v) و افقی (K_h) بصورت زیر بدست می آید.



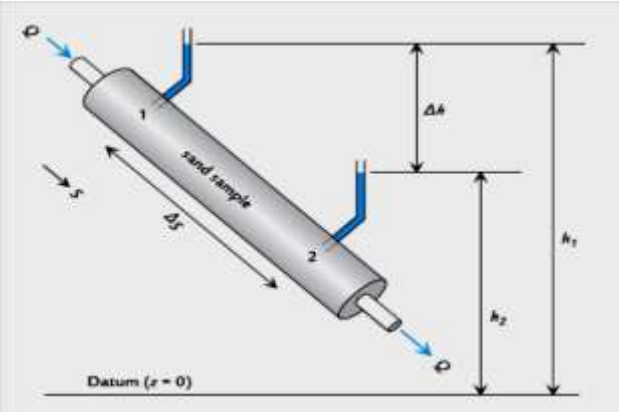
$$K_h = \frac{\sum_{i=1}^{n} K_i Z_i}{\sum_{i=1}^{n} Z_i}$$

$$K_V = \frac{\sum_{i=1}^{n} Z_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{Z_i}{K_i}}$$

شکل ۴-۱۲ نفوذپذیری در زمین های لایه ای

بارآبی :

طبق معادله برنولی کل بار وارد بر یک نقطه از یک سیال برابر با بار فشار(h/γ_w) ، بار سرعت($V^2/2g$) و بار ارتفاع(z) می باشد. با توجه به اینکه سرعت آب در محیطهای متخلخل پایین است ، نسبت بار سرعت عدد بسیار کوچکی بوده و اگر از آن صرف نظر نماییم ؛ مجموع بار فشار(h) و ارتفاع(z) در یک نقطه معین از یک آبخوان را بار کل یا با ر هیدرولیک(H) می گویند($H=h+z$). بار فشار دریک نقطه معین از سیستم جریان عبارت است از ارتفاع آب در پیزومتری که تا آن نقطه فرورفته باشد . بار ارتفاع یک نقطه معین ، فاصله قائم بین آن نقطه ویک سطح مبنای افقی دلخواه است(نقطه ۱ در شکل ۴-۱۳). در سفره های تحت فشار(محصور) بار هیدرولیک در هر نقطه از ضخامت آن برابر است ولی در سفره های آزاد متغیر می باشد.



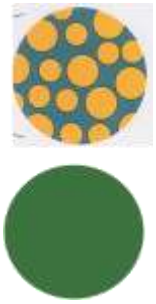
$$i = \frac{\Delta h}{\Delta S}$$

شکل ۴-۱۳ گرادیان هیدرولیکی

دبی یا گذر حجمی جریان

حجم آبی که در واحد زمان باسرعت معین(V) از یک سطح مقطع(A) عمود برجریان می گذرد. $Q=V\times A$

در این رابطه سرعت تعریف شده در یک لوله و مجرا می باشد و بعنوان سرعت دارسی(V_d) شناخته می شود . از آنجا که آب از میان منافذ و تخلخل مفید عبور می کند سرعت واقعی(V_a) آن بیشتر از سرعت دارسی است لذا داریم :



$$V_a = V_d(\frac{A_t}{A_v})$$

$$V_a = \frac{V_d}{n}$$

V_a= سرعت واقعی

V_d = سرعت دارسی

A_t= سطح مقطع کل یک لایه آبدار

A_v= سطح مقطع منافذ عبوری آب

n = میزان تخلخل (A_v/A_t)

ضریب آبگذری یا قابلیت انتقال(T)

پارامتری است که قابلیت عبور آب را در تمام ضخامت لایه آبدار نشان می دهد در آزمون پمپاژ برگشتی مقدار آن بدست می آید. $T=KD$

T: ضریب آبگذری K: ضریب نفوذپذیری D : ضخامت سفره و واحد سنجش (دیمانسیون) T برحسب مربع طول به زمان است(L^2/sec).

ضریب نفوذپذیریK ، ضریب آبگذری یا قابلیت انتقال Tوضریب ذخیره یا آبدهی ویژه S مشخص کننده خصوصیات هیدرولیکی لایه های آبدار است.این ضرایب را ضرایب هیدرودینامیک می نامند.

سطح استاتیک(سطح ایستابی)

سطح آب اولیه در چاه را، قبل از زهکشی و خارج از حوزه تاثیر چاه های مجاور که در حال آبکشی است سطح استاتیک می گویند.

افت سطح آب

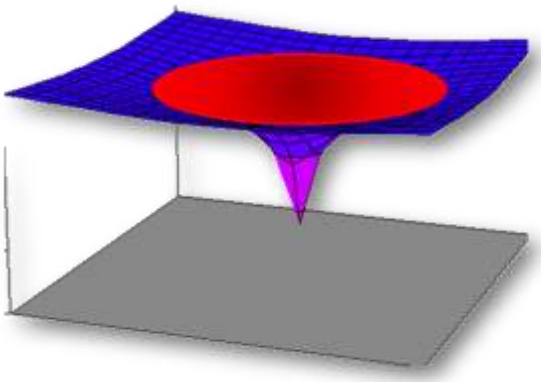
وقتی از یک چاه آبکشی می کنیم ،مقدار پایین افتادن سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک را در هر نقطه نسبت به حالت اولیه (افت) افت سطح آب میگویند. در چاه های پمپاژ به سطح ایجاد شده در اثر افت ، سطح تراوش(Seepage face) گفته می شود. بطور کلی سطح تراوش ، مساحت بین سطح ایستابی با سطح آزاد آب می باشد.

سطح دینامیک

پس از مدتی از شروع پمپاژسطح آب درون چاه ثابت می ماند به عبارت دیگر افت با دبی به حالت تعادل می رسد. در این حالت سطح آب داخل چاه را سطح دینامیک می نامند.

مخروط افت

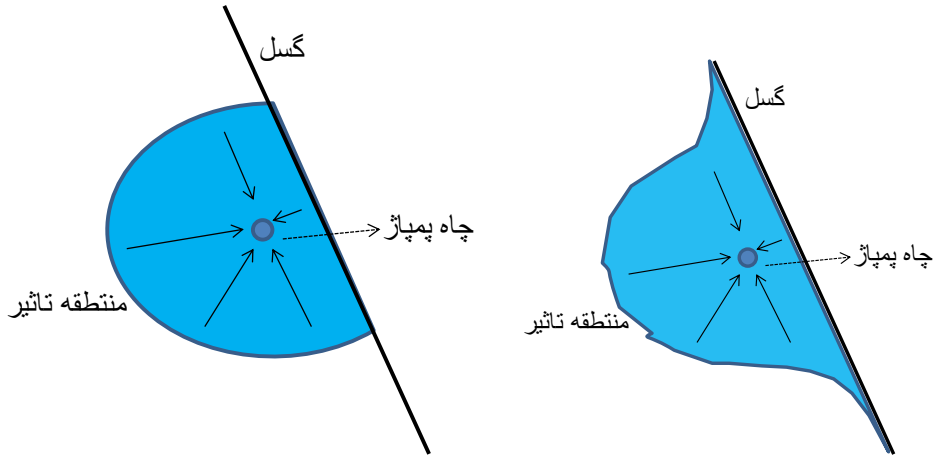
هنگام آبکشی از چاه سطح ایستابی یا پیزومتریک به صورت یک فرورفتگی مخروطی شکل است که راس آن در چاه و قائده آن درسطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه واقع است . این فرورفتگی را اصطلاحاً مخروط افت می گویند(شکل ۴-۱۴). در آبخوان ها همگن و ایزوتروپ مخروط افت متقارن و قاعده آن تقریباً نزدیک به دایره است. ساختارهای زمین شناسی مثل گسل، چین خوردگی، گسترش لایه های نفوذناپذیر بر هندسه مخروط افت تاثیر خواهند گذاشت(شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۴ مخروط افت در آبخوان

منطقه تاثیر

منطقه ای را که سطح مخروط افت با سطح ایستابی یا پیزومتریک اولیه مماس باشد منطقه تاثیر یا دایره تاثیر و شعاع آن را شعاع تاثیر می گویند.مخروط افت در اطراف یک چاه زمانی شکل متقارن نسبت به محور چاه دارد که لایه آبدار همگن و ایزوتروپ باشد. هر چه ضریب آبگذری کمتر باشد افت در چاه بیشتر وشیب مخروط افت نیز بیشتر خواهد بود. به عکس هرچه ضریب آبگذری بیشتر باشد.شعاع تاثیر بیشتر و عمق مخروط کمتر خواهد شد.شعاع تاثیر با قابلیت انتقال آبخوان نسبت مستقیم دارد. در آبخوان های تحت فشار شعاع تاثیر بیشتری ایجاد می شود . بطوریکه در سفره های آزاد بین ۱۰۰ تا ۵۰۰ متر ولی در سفره های تحت فشار به بیش از ۳۰۰۰ متر می رسد.



شکل ۴-۱۵ اثر گسل بر منطقه تاثیر آبخوان (گسل موثر- سمت راست و گسل غیر موثر-سمت چپ)

۴-۵ معادلات جریان در اطراف چاه پمپاژ

برای پیش بینی دبی چاه جهت انتخاب صحیح پمپ، عمق پمپاژ و موتور، معادلاتی که برای محاسبه دبی چاه ها به کار می رود در دو حالت یعنی در حالت ماندگار(رژیم دائم) و غیر ماندگار(رژیم موقت یا متغیر) در نظر گرفته می شود. استفاده از معادلات جریان با در نظر گرفتن فرضیاتی است که باید بر محیط آبخوان حاکم باشد و مهمترین آنها عبارت انداز :

۱. چاه با دبی ثابت پمپاژ می شود.

۲. چاه تمام ضخامت لایه آبدار را قطع کرده و در تمام ضخامت لایه آبدار دارای لوله مشبک است.

۳. لایه آبدار همگن، ایزوتروپ، افقی و دارای گسترش نامحدود است و جریان آب در آن فقط در جهت افقی است و هیچ جریان دیگری جز جریان ناشی از پمپاژ وجود ندارد.

۴. آب از لایه آبدار و بر اثر افت بلافاصله سطح ایستابی یا سطح پیزومتریک آزاد می شود.

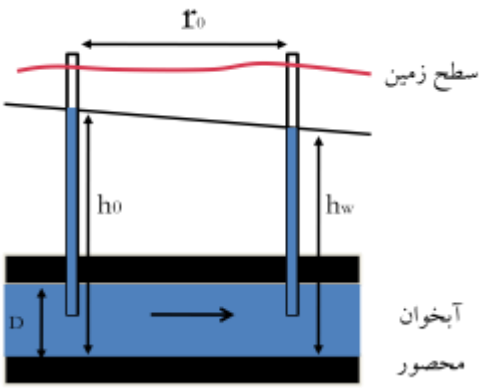
۵. حجم آب داخل چاه در مقایسه با حجم آب استخراجی ناچیز است.

۶. سطح آب زیر زمینی باید افقی باشد.

الف- جریان افقی ماندگار

در یک آبخوان محصور به ضخامت D ، جریان افقی ماندگاری را در نظر بگیرید که از نقطه با فشار بالا(h_0) به نقطه کم فشار(h_w) که در فاصله r_0 از آن قرار دارد ، در حرکت است(شکل۴-۱۳). رابطه جریان بصورت زیر می باشد.

$$Q = \frac{KD(h_0 - h_w)}{r_0}$$



شکل۴-۱۶. جریان افقی ماندگار

مثال: کانال جمع آوری فاضلاب شهری در تراز ۱۵ متری و در فاصله ۳۵ متری از یک رودخانه دائمی دارای تراز ۱۳ متر عبور می کند. اگر بین آندو یک لایه محصور با نفوذپذیری ۰,۰۰۲ سانتی متر بر ثانیه به ضخامت ۱ متر ارتباط هیدرولیکی برقرار نماید. مقدار نشت فاضلاب را به داخل رودخانه حساب کنید .

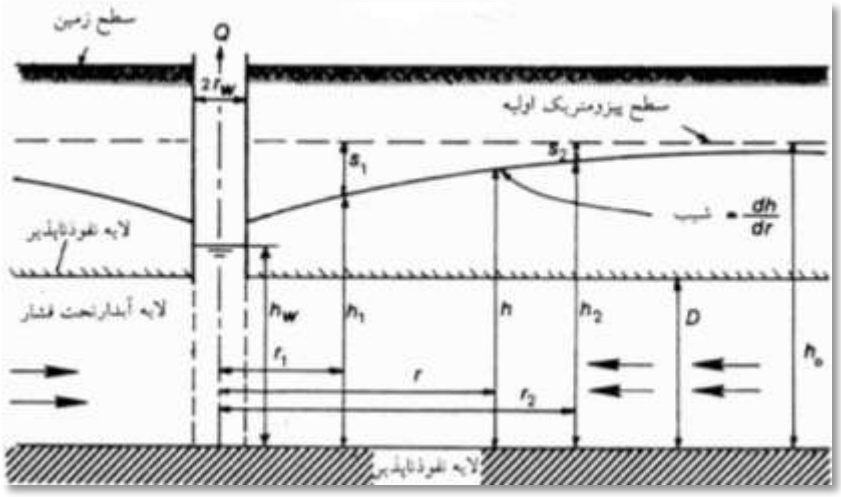
در یک آبخوان آزاد رابطه بین پارامترهای جریان بصورت زیر است.

$$Q = \frac{-0.5K(h_0^{\,2} - h_w^{\,2})}{r_0}$$

ب- جریان شعاعی ماندگار در آبخوان تحت فشار

مقطع آبخوان تحت فشاری به ضخامت D را در نظربگیرید (شکل۴-۱۴) که با دبی Q از یک چاه پمپاژ به قطر $2r_w$ آب تخلیه می شود. با حرکت شعاعی آب بسمت چاه بعلت تخلیه زیاد سطح پیزومتریک دچار افت می شود و

بطوریکه با دور شدن از چاه پمپاژ مقدار افت کمتر می شود و تا اینکه به صفر می رسد(در نقطه h_0).اگر در نقاطی با ارتفاع h_1 و h_2 پیزومتر نصب شود، مقدار افت مشاهده ای به ترتیب برابر با S_1 و S_2 خواهد بود.



شکل ۴-۱۷.مقطع یک آبخوان تحت فشارجهت نمایش پارامترهای معادلات جریان

براساس معادلات جریان میتوان ارتباط ریاضی بین مقادیر افت در فواصل مختلف، دبی تخلیه و ضخامت و نفوذپذیری آبخوان برقرار کرد. تیم و دوپویی(Thiem-Dupuit) بر مبنای قانون دارسی با استفاده از یک چاه پمپاژ و دو چاه مشاهده ای رابطه زیر را برای محاسبه دبی پمپاژ ارائه نمودند.

معادله تیم – دوپویی

$$Q = \frac{2\pi KD(h_2 - h_1)}{\ln(\frac{r_2}{r_1})}$$

چنانچه چاه مشاهده ای موجود نباشد ولی فاصله افت صفر(r_0) معلوم باشد با در نظر گرفتن r_1 بعنوان شعاع چاه رابطه بالا را می توان اینگونه نوشت.

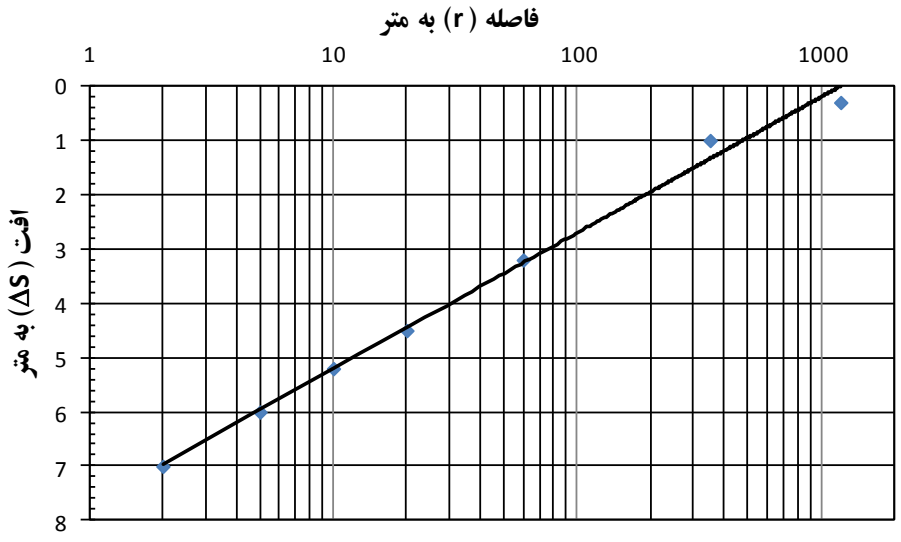
$$Q = \frac{2\pi KD(h_0 - h_w)}{\ln(\frac{r_0}{r_w})}$$

Q: دبی چاه،K: ضریب نفوذپذیری،D: ضخامت لایه آبدار، h_0 , h_w,: بار فشار در درون چاه و پیزومتر،r_0,r_w: شعاع چاه و فاصله پیزومتر از مرکز چاه

همچنین با استفاده از رابطه تیم – دوپویی و جابجا کردن پارامترهای آن، **مقدار افت** برابر خواهد بود با :

$$\Delta S = (h_0 - h_w) = \frac{Q\ln(\frac{r_0}{r_w})}{2\pi KD}$$

معمولاً در یک آزمون پمپاژ مقدار افت از طریق نمودار نیمه لگاریتمی که برحسب فاصله(r) – افت(ΔS) رسم می گردد، در یک سیکل لگاریتمی بدست می آید(شکل۴-۱۸).



شکل۴-۱۸.تعیین مقدار افت (ΔS)

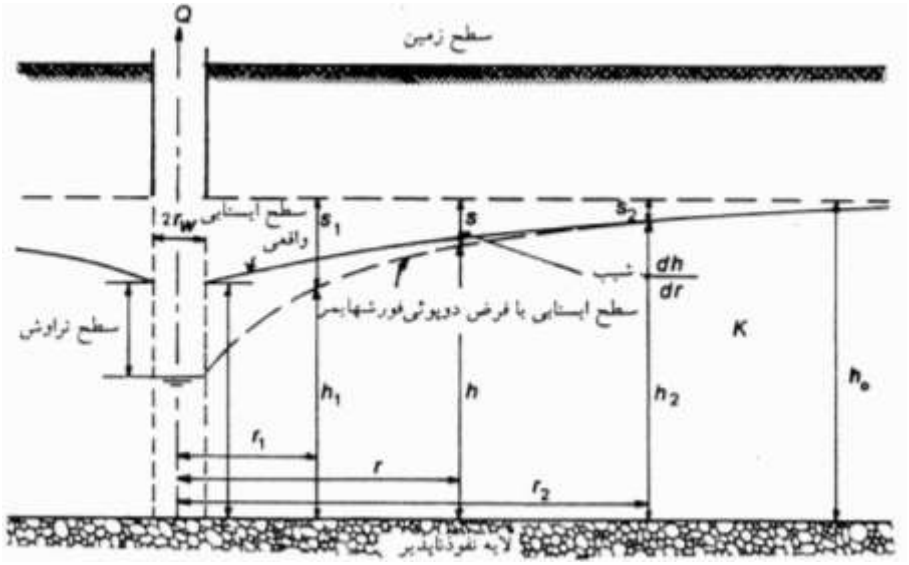
برای ساده تر کردن رابطه تیم- دوپویی با تبدیل لگاریتم نپرین (ln) به لگاریتم نرمال(log) برای محاسبه دو ویژگی اصلی آبخوان(T,K) از روابط زیر استفاده می توان کرد.

$$K = \frac{0.366Q}{b\Delta s} \qquad T = Kb$$

مثال: از یک آبخوان تحت فشار به ضخامت ۳۰ متر با استفاده از چاه پمپاژ با دبی ۹۰ مترمکعب در ساعت آب تخلیه می گردد. اگر نمودار افت آن شکل ۴-۱۸ باشد، مقادیر قابلیت انتقال آبخوان(T) و نفوذپذیری(K)آنرا محاسبه کنید.

ج- جریان شعاعی ماندگار در آبخوان آزاد

مقطع آبخوان آزادی را مطابق شکل در نظربگیرید. که با دبی Q از یک چاه پمپاژ به قطر $2r_w$ آب تخلیه می شود. با حرکت شعاعی آب بسمت چاه بعلت تخلیه زیاد سطح ایستابی دچار افت می شود و بطوریکه با دور شدن از چاه پمپاژ مقدار افت کمتر می شود و تا اینکه به صفر می رسد(در نقطه h_0).اگر در نقاطی با ارتفاع h_1 و h_2 پیزومتر نصب شود، مقدار افت مشاهده ای به ترتیب برابر با S_1 وS_2 خواهد بود. بطور کلی پس از مدتی پمپاژ در فاصله r افتی معادل S بدست می آید.



شکل ۴-۱۹.مقطع یک آبخوان آزاد جهت نمایش پارامترهای معادلات جریان

برپایه معادلات جریان، از روابط زیر می توان پارامترهای هیدرولیکی آبخوان آزاد را محاسبه نمود.

$$Q = \frac{\pi K(h_2 - h_1)}{\ln(\frac{r_2}{r_1})}$$

اگر r_1 برابر شعاع چاه باشد، داریم:

$$Q = \frac{\pi K(h_0^{\,2} - h_w^{\,2})}{\ln(\frac{r_0}{r_w})} \qquad Q = \frac{1.365K(h_0^{\,2} - h_w^{\,2})}{\log(\frac{r_0}{r_w})}$$

د- جریان شعاعی غیرماندگار

در بسیاری از مواقع رسیدن به سطح دینامیک ماندگار در مدت زمان عملیات پمپاژ امکان پذیر نیست و باید ماهها منتظر ماند که در اینصورت هزینه زیادی را در برخواهد داشت . برای حل این مسئله یک دانشمند آمریکایی بنام **تایس** (Thise) روش دیگری را برای حل معادلات جریان ارائه نمود. معادلات جریان های غیر ماندگار علاوه بر پارامترهای قبلی شامل زمان پمپاژ و ضریب ذخیره لایه آبدار نیز می شود.

$$s_{(r,t)} = \frac{Q}{4\pi.K.b} \times [0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\times 2!} + \frac{u^3}{3\times 3!} - \frac{u^4}{4\times 4!} + ...]$$

$$W(u) = [0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\times 2!} + \frac{u^3}{3\times 3!} - \frac{u^4}{4\times 4!} + ...]$$

که در این معادله u برابر است با :

$$u = \frac{r^2 S}{4K.b.t}$$

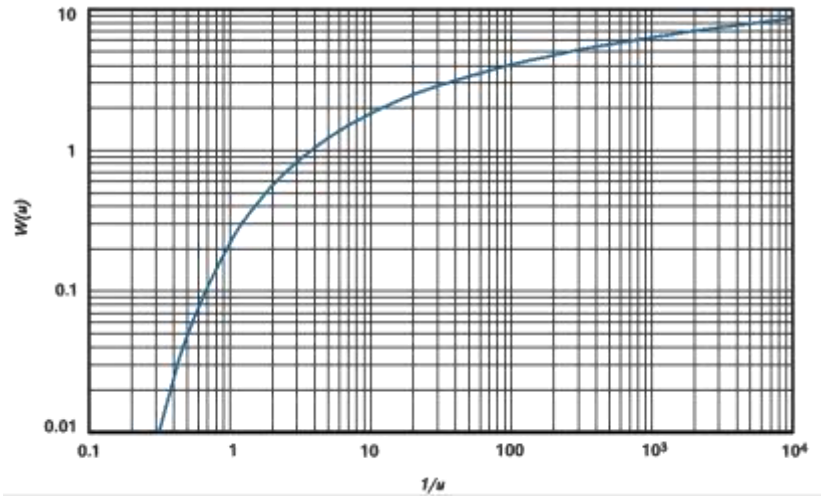
Q :دبی ثابت چاه،T : ضریب آبگذری، t : زمان از شروع پمپاژ، S : ضریب ذخیره، s : مقدار افت سطح پیزومتریک در پیزومتر نزدیک چاه اصلی در زمان t و r : فاصله پیزومتر تا چاه اصلی می باشد. عبارت W(u) را تابع چاه می گویند.

برای حل رابطه تایس از روش گرفیکی استفاده می شود و مقادیر تابع چاه [W(u)] را برحسب ۱/u در یک مقیاس تمام لگاریتمی میتوان رسم نمود(شکل۴-۲۰) . این دو پارامتر بدون بعد هستند. در روش گرافیکی حل معادله تایس برای اندازه گیری T,S آبخوان روابط فوق را بصورت زیر می توان بیان کرد.

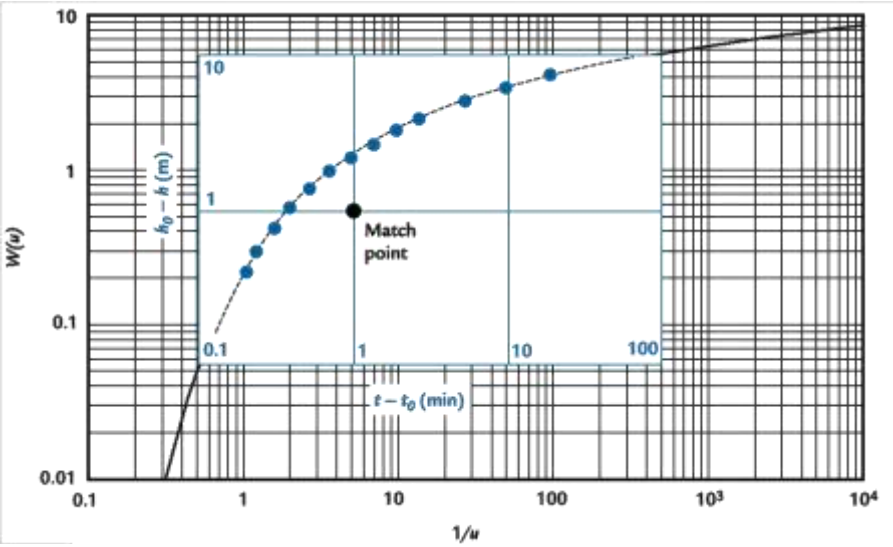
$$\log(h_0 - h) = \log W + \log \frac{Q}{4\pi T}$$

$$\log(t - t_0) = log\frac{1}{u} + \log \frac{r^2 S}{4T}$$

در این روابط بغییر از T,S بقیه پارامترها یا از طریق آزمون پمپاژ و یاروش محاسباتی قابل اندازه گیری اند. چنانچه روی یک کاغذ لگاریتمی هم مقیاس با نمودار W(u)-1/U تغییرات افت(h_0-h) با زمان($t-t_0$) یا تغییرات افت(s) به نسبت t/r^2 رسم شود و آنرا روی منحنی تایس برازش داده شود(شکل ۴-۲۱)، بطوریکه دومنحنی روی هم منطبق شده و در نقطه ای مثل A مقادیر W(u)-1/U برابر واحد گردد یا اینکه مقادیر افت- زمان برابر یک شود، می توان مقادیر S و Tبدست می آید.



شکل۴-۲۰. منحنی تیپ تایس



شکل۴-۲۱ . برازش منحنی افت-زمان روی منحنی تایس

مثال

در عملیات پمپاژ بر روی یک آبخوان تحت فشار با دبی ۳۰۰۰m3/day به مدت ۳۰ ساعت آب از چاه اصلی پمپ شده است. افت سطح آب در سه چاه مشاهده ای به فواصل ۱۵۰، ۳۰۰، و ۶۰۰ متری از چاه اصلی به ترتیب برابر ۱/۴۴ ، ۱/۱۷ و ۰/۹ متر اندازه گیری شده است. قابلیت انتقال(T) و ضریب ذخیره(S) آبخوان را محاسبه کنید.

مثال

در یک چاه محصور با دبی ۲۵۰۰m^3/day افت سطح آب در چاه مشاهده ای که در فاصله ۶۰ متری قرار دارد به شرح جدول زیر است. ضرایب هیدرودینامیکی آبخوان را بدست آورید

t min	1	2	4	8	18	30	60	120	180	240
s m	0.2	0.3	0.41	0.53	0.67	0.76	0.9	1	1.07	1.12

بنا به پیشنهاد کوپر(Cooper)- ژاکوب(Jacob) اگر $u \le 0.05$ باشد، می توان کسر u با درجات مختلف داخل کروشه بعلت ناچیز بودن مقدار صرف نظر کرد و بصورت زیر نوشت.

$$s_{(r,t)} = \frac{Q}{4\pi.K.b} \times [0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\times 2!} + \frac{u^3}{3\times 3!} - \frac{u^4}{4\times 4!} + ...]$$

$$s_{(r,t)} = \frac{Q}{4\pi.K.b} \times [0.5772 - \ln u + u - 0]$$

از طرفی داشتیم:

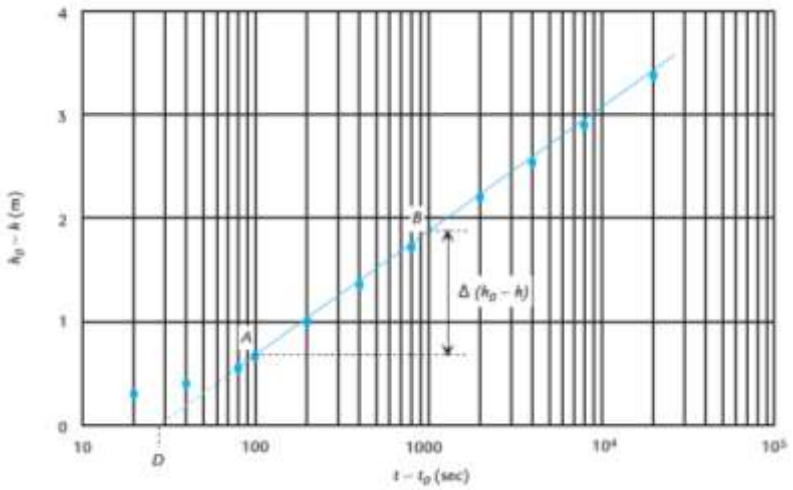
$$u = \frac{r^2 S}{4K.b.t}$$

باجایگزینی داریم:

$$s_{(r,t)} = \frac{2.3Q}{4\pi.T} Log \frac{2.25Tt}{r^2 S}$$

حال اگر منحنی تغییرات افت(s) با زمان(t) رسم شود، شیب خط برابر ضریب رابطه بالاست.یعنی:

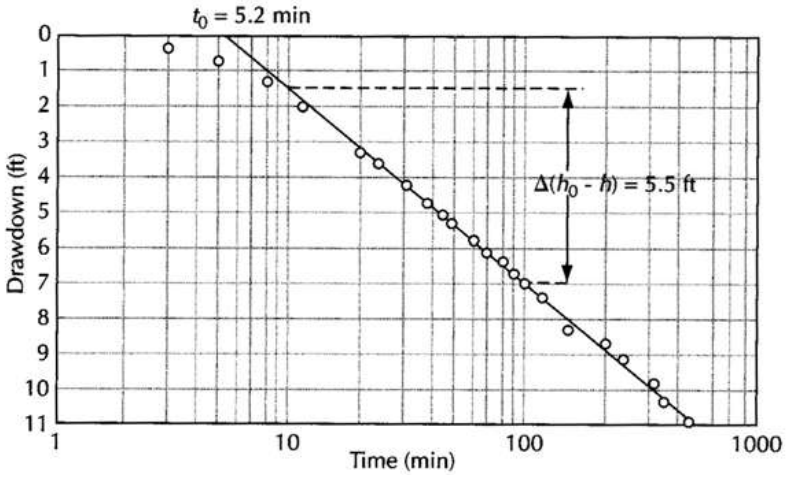
$$\Delta s = \frac{2.3Q}{4\pi.T}$$



شکل۴-۲۲.منحنی زمان -افت

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta s} \qquad S = \frac{2.25Tt_0}{r^2}$$

که در آن Δs شیب خط افت – زمان(شکل۴-۱۹) ، r فاصله بین چاه پمپاژ و چاه مشاهده ای که افت در آن اندازه گیری می شود.t_0 زمان در افت صفر است(تلاقی خط افت با محور زمان در شکل۴-۱۹).



شکل۴-۲۳ منحنی افت – زمان در مدل ژاکوب

مثال– طبق منحنی افت – زمان در شکل ۴-۱۹ برای یک پیزومتری که درفاصله ۱۰۰ متری قرار دارد. اگر دبی پمپاژ ۱۰۰۰ مترمکعب در روز باشد؛ مقادیر T,S را برای آبخوان محاسبه کنید.

چاو(Chow) با ترکیب دو روش تایس و کوپر-ژاکوب معادله زیر را پیشنهاد نمود.

$$\frac{W_{(u)}e^{u}}{2.3} = \frac{S}{\frac{\Delta s}{Log(\frac{t_2}{t_1})}}$$

که در آن $W_{(u)}$ تابع چاه و S افت در چاه مشاهده ای در لحظه t و کل عبارت دوم بنام $F_{(u)}$ تعریف می شود.

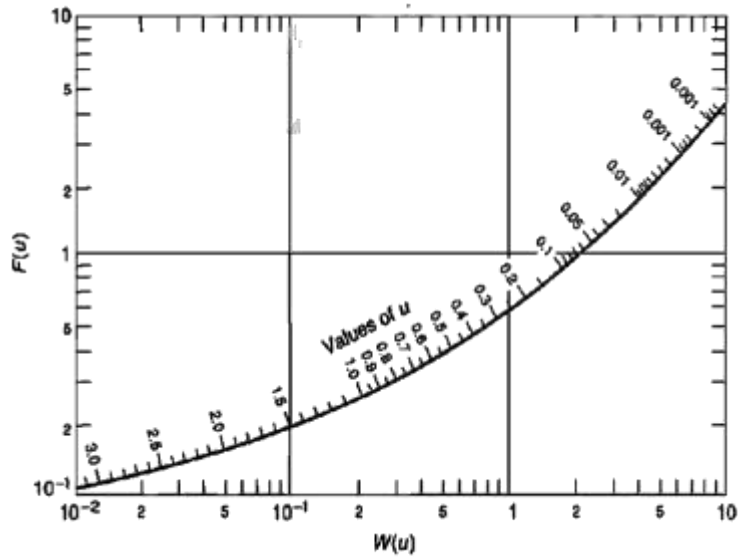
$$F(u) = \frac{s}{\frac{\Delta s}{Log(\frac{t_2}{t_1})}}$$

در یک منحنی اگر $Log(\frac{t_2}{t_1}) = 1$

داریم:

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s}$$

حال منحنی s-Logt را رسم کرده و از روی آن Δs را در یک سیکل لگاریتمی زمان بدست آورده و روی خط به دلخواه s و زمان متناظر را بدست می آوریم و سپس $F_{(u)}$ محاسبه می شود. با استفاده از $F_{(u)}$ از روی نمودار شکل زیر امتداد افقی به منحنی u مقدار $W_{(u)}$ متناظر محاسبه می گردد.



شکل۴-۲۴ . نمودار چاو

از روابط زیر مقدا ر Tو S بدست می آید.

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi s} W_{(u)} \qquad S = \frac{r^2 s}{4Tt}$$

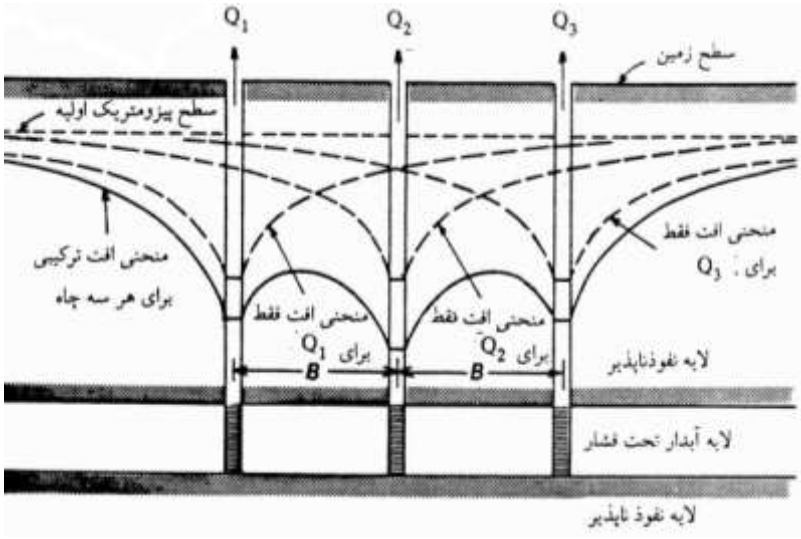
مثال

اگر F(u)=2 باشد با دبی ۱۰متر مکعب درساعت آب پمپاژ شودمقدار افت در چاه مشاهده ای که در فاصله ۱۰۰ متری قرار دارد بر ابر با ۱متر است،مقدار T,S را محاسبه کنید.

۵-۵ سیستم چند چاهی

گاهی اوقات از یک آبخوان بطور همزمان از چندین چاه آب پمپاژ می شود؛ در این حالت میزان افت در هر نقطه متاثر از افت چاههای مجاور هم می باشد.در چنین وضعیتی اگر دبی پمپاژ رو بدانیم ، مقدار افت در هرنقطه را می توان بدست آورد. مقدار افت در هر نقطه ، برابر با مجموع افت های مربوط به هر کدام از چاه های موثر بر آن نقطه است. یعنی: $D_t = D_1+D_2+D_3$

که در آن D_1,D_2,D_3 میزان افت در چاههایی است که به اندازه Q_1,Q_2,Q_3 پمپاژ می شود(شکل ۴-۲۵).



شکل ۴-۲۵.منحنی های افت در سیستم چندچاهی

مثال: چهار چاه پمپاژ بطور همزمان به اندازه Q از آبخوان آب تخلیه می کنند. اگر افت در هر چاه به شرح جدول زیر باشد، منحنی افت هرچاه و چاههای ترکیبی برای برای هر چهار چاه را رسم نمایید. فاصله چاهها با هم برابر است.

$Well_4$	$Well_3$	$Well_2$	$Well_1$	چاهها
0	1	2	3	$Well_1$
0.5	2.5	4	2	$Well_2$
1	2	0.4	0.5	$Well_3$
2.5	1.5	0	0	$Well_4$

تعداد چاهها و نحوه قرار گیری آنها نسبت به هم روی میزان افت اثر دارد. برای n چاه می توان افت حقیقی را طبق روابط زیر در هر نقطه برای آبخوان های تحت فشار و آزاد بدست آورد:

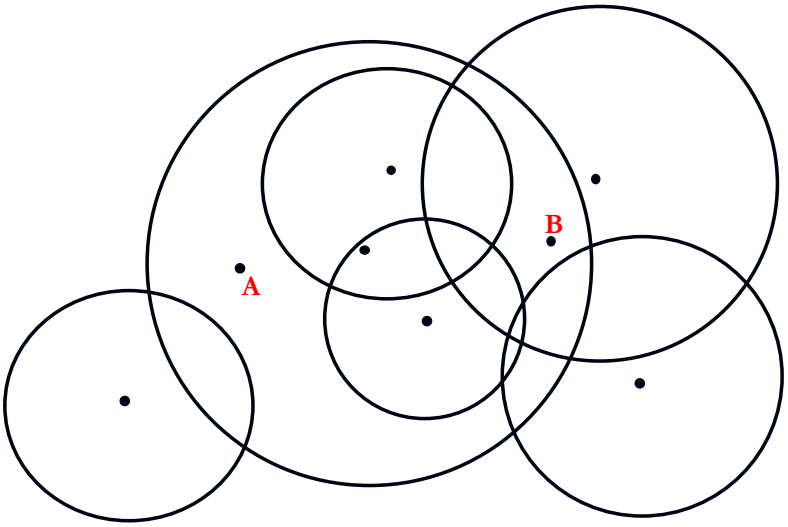
$$h_0 - h = \sum \frac{Q_i}{2\pi Kb} \ln \frac{R_i}{r_i}$$

که در آن s میزان افت در یک نقطه معین ، Q_i دبی چاه i ام ، R_i فاصله چاه i ام تا نقطه ای که در آن افت صفر است(شعاع تاثیر) ،r_i فاصله چاه تا نقطه معین و K,b نفوذپذیری و ضخامت آبخوان تحت فشار است.

معادله نظیر برای یک آبخوان آزاد برابر است با :

$$h_0^2 - h^2 = \sum \frac{Q_i}{\pi K} \ln \frac{R_i}{r_i}$$

مثال: شکل زیر نقشه شعاع تاثیر و موقعیت چاه های پمپاژ در یک آبخوان تحت فشار به ضخامت ۳۰ متر و نفوذپذیری ۰,۰۰۰۳ متربرثانیه ،که با دبی ثابت و برابر ۱۰ مترمکعب در ثانیه توسط ۶ چاه پمپاژ می شود را نشان می دهد. میزان افت را در نقاط A,B بدست آورید.

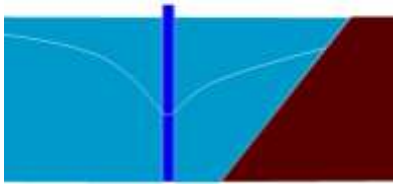


مقیاس یک هزارم

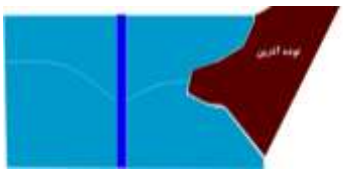
شکل ۴-۲۵. شعاع تاثی سیستم چندچاهی

۵-۶ مرزهای محدودکننده آبخوان :

وقتی یک آبخوان به یک مرز محدودکننده برسد، همگنی جریان بهم خورده و معادلات جریان با پیچیدگی مواجه میشود. منحنی افت در دو سوی چاه همگن نخواهد بود. دلایل زمین شناسی زیادی وجود دارند که باعث ایجاد محدودیت در روند جریان شعاعی آب می شوند.گسل، لایه های نفوذناپذیر، رودخانه و حتی چاه تغذیه و یا تخلیه مجاور یک چاه پمپاژ باعث تغییر در همگنی جریان شعاعی پیرامون چاه میشود(شکل۴-۲۶).



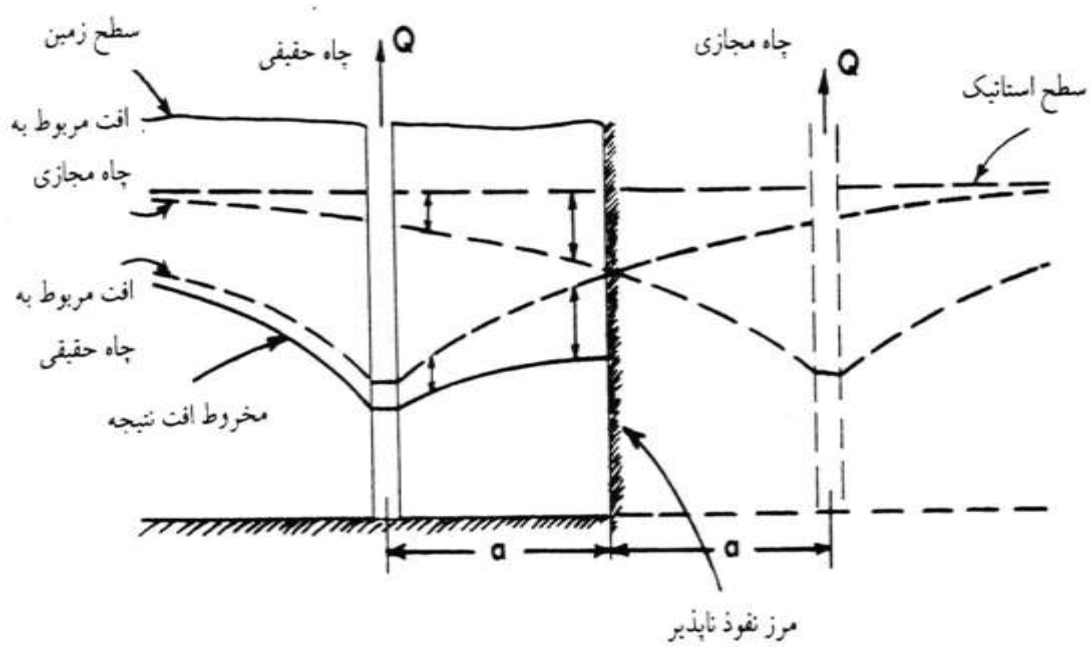
گسل



توده آذرین

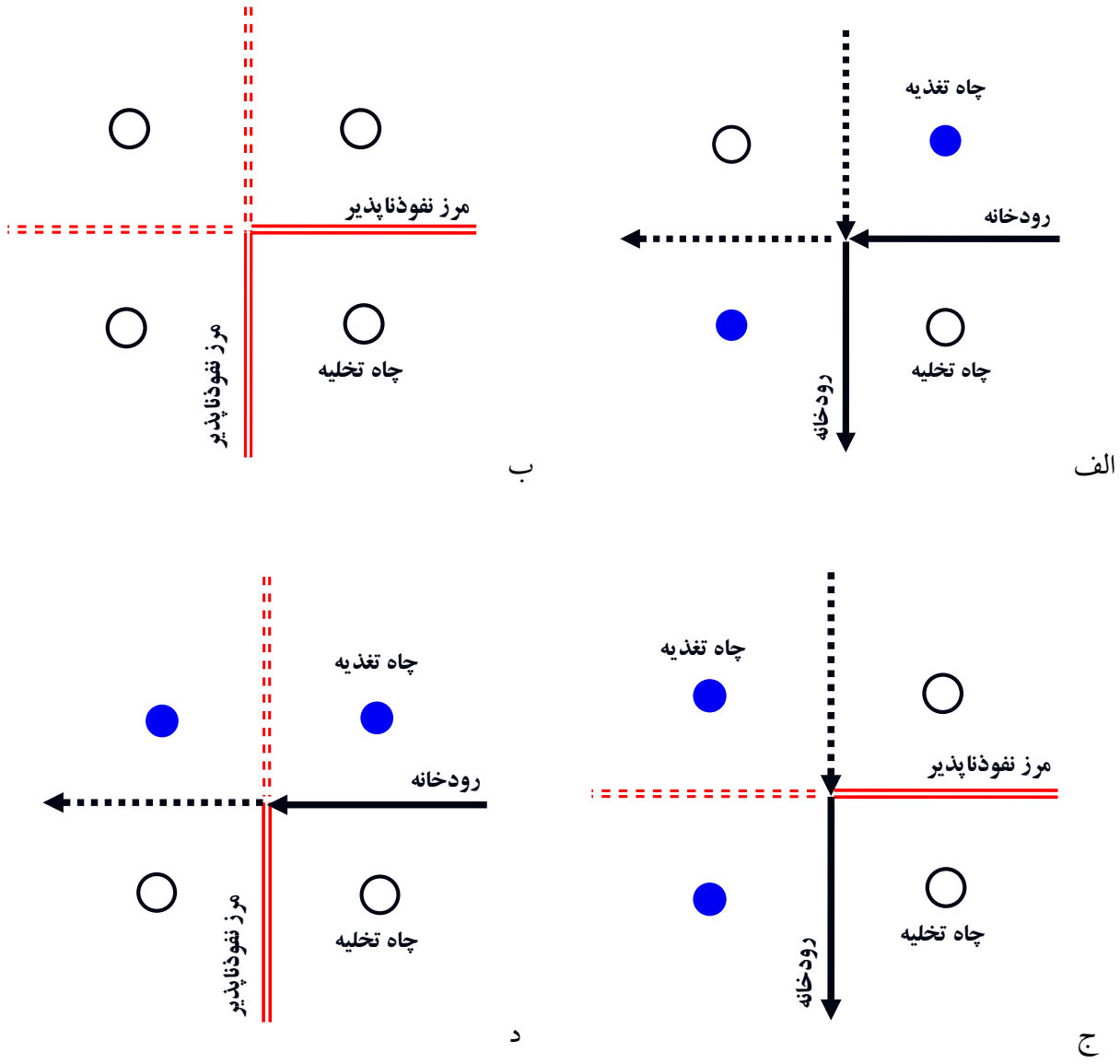
شکل ۴-۲۶.مرزهای محدودکننده در کنار یک چاه پمپاژ

برای حل شرایط مرزی در جریان آب در اطراف چاهها را غالباً با روش تصویری می توان مسئله را ساده نمود.تصویر عبارتست از چاه یا رودخانه ای مجازی است که از نظر هیدرولیکی تاثیر مشابه یک مرز فیزیکی معلوم در روی سیستم جریان داشته باشد. به جای رودخانه می توان یک چاه تغذیه را در نظر گرفت که با فاصله ای معادل فاصله چاه حقیقی تا رودخانه، مستقیماً در طرف دیگر رودخانه واقع شده است(شکل۴-۲۷).



شکل ۴-۲۷.تصویر یک چاه مجازی بجای لایه نفوذناپذیر در کنار یک چاه حقیقی

اگر مرز محدودکننده یک گسل فاقد آب و لایه نفوذناپذیر باشد، در آنسوی مرز و در فاصله برابر چاه پمپاژ تا مرز یک چاه مجازی تخلیه در نظر گرفته می شود(شکل ۴-۲۸- ب). اگر رودخانه و یا چاه تغذیه بعنوان مرز محدودکننده باشد، آنسوی چاه پمپاژ یک چاه تغذیه در نظر گرفته می شود(شکل۴-۲۸-الف). به همین ترتیب در نقاط مختلف تصاویری از چاههای مجازی تخلیه یا تغذیه ترسیم می شود.



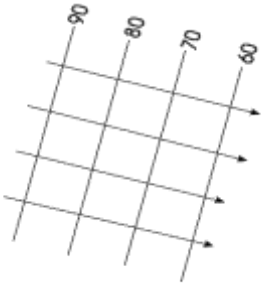
شکل۴-۲۸.تصاویر چاههای مجازی تخلیه یا تغذیه

فصل ششم

جریان آب زیرزمینی

۶-۱ مقدمه

جریان آب در زیر زمین در تمام جهات در حرکت است ولی حرکت کلی در جهت کاهش فشار آب صورت می گیرد. این حرکت آب را می توان بر پایه اصول هیدرودینامیکی جریان سیال مدلسازی کرد. بطور کلی جریان، تحت یک شبکه ای انجام می شود که به آن شبکه جریان(*Flow net*) می گویند. این شبکه متشکل از دو دسته خطوط عمود برهم که یکی خط جریان(*Flow line*) و دیگری خط هم پتانسیل(*Equipotential line*) است. خط جریان خط فرضی از حرکت مولکول های آب در مسیر می باشد. خط هم پتانسیل خط فرضی برابری فشارآب است. بعبارت دیگر مکان هندسی کلیه نقاط دارای فشار آب برابر خط هم پتانسیل را تشکیل می دهد. معمولاً خطوط جریان با فلش مشخص می شوند و خطوط هم پتانسیل دارای تغییرات افت فشار آب خواهند بود و مقدار فشار روی آن نوشته می شود(شکل۶-۱).



شکل۶-۱ . خطوط جریان و هم پتانسیل

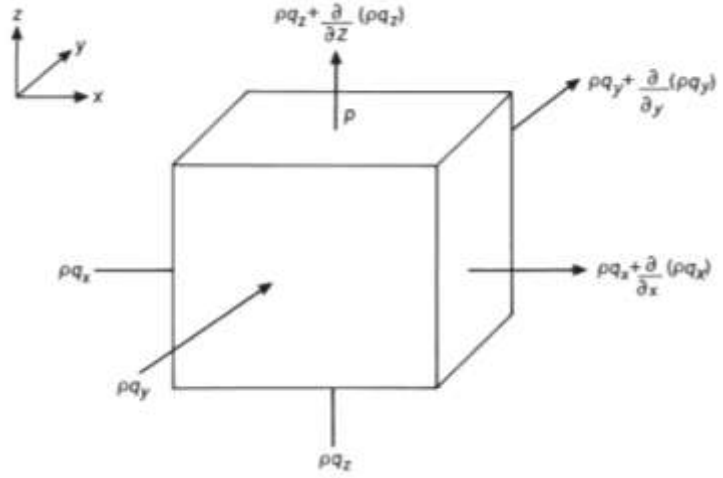
با استفاده از شبکه جریان محیط آبخوان به نحو مناسبی توصیف می شود و بسیاری از پارامترهای آن قابل اندازه گیری و یا تفسیر است . ضمن اینکه در عملیات اکتشاف، استخراج و مدیریت منابع آب کاربردهای زیادی دارد.

۶-۲ معادلات جریان

مبانی نظری جریان آب زیر زمینی تابع معادلات اساسی جریان می باشد که برای هدایت گرما و الکتریسته نیز استفاده می شود. یکی از معروف ترین آنها معادله پیوستگی لاپلاس می باشد. جزء کوچکی(المان) از یک ماده متخلخل را در محیط اشباع که تحت تاثیر جریان یک سیلال با دانسیته ρ و دبی تخلیه q در نظر بگیرید(شکل ۶-۲). در یک محیط همسان و همروند مجموع جریان در سه جهت X , Y ,Z با هم برابر است و داریم:

$$\left(\rho q_x + \frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} - \rho q_x\right) + \left(\rho q_y + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} - \rho q_y\right) + \left(\rho q_z + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} - \rho q_z\right) = 0$$

رابطه ۶-۱



شکل۶-۲. نمایش جریان در المان یک محیط متخلخل و اشباع(هیسکوک،۲۰۰۵)

با خلاصه نمودن رابطه ۶-۱ داریم:

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z} = 0$$

رابطه ۶-۲

برای سیال آب داریم ρ(X=Y=Z) لذا :

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0$$

رابطه ۶- ۳

طبق قانون دارسی برای یک محیط ناهمسان و ناهمروند داریم:

$$q_x = -K_x \frac{\partial h}{\partial x}, q_y = -K_y \frac{\partial h}{\partial y}, q_z = -K_z \frac{\partial h}{\partial z}$$

رابطه ۶-۴

با قراردادن در رابطه ۶-۳ نتیجه می شود:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=0$$

رابطه ۶-۵

برای یک محیط همسان و همروند $K(x,y,z)$ ثابت بوده و $K_x=K_y=K_z$ می باشد و رابطه زیر حاصل می شود.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=0$$

رابطه ۶-۶

معادله فوق(رابطه ۶-۶) یک معادله دیفرانسیلی درجه ۲ می باشد که به معادله لاپلاس معروف است.

در حالتی که آبخوان ناهمسان و ناهمروند باشد و جریان در وضعیت غیرماندگار قرارداشته باشد، بارفشار در جهات مختلف یکسان نبوده و نسبت به زمان نیز تغییر می کند و طبق شکل ۶-۲ تعادل جریان در جهات مختلف بصورت زیر بیان می شود.

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z}=\frac{\partial(\rho n)}{\partial t}=n\frac{\partial \rho}{\partial t}+\rho\frac{\partial n}{\partial t}$$

رابطه ۶-۷

در رابطه فوق ρ دانسیته سیال بوده و متاثر از تراکم پذیری جریان (β) است و n میزان تخلخل آبخوان است که توسط تراکم پذیری آبخوان (α)کنترل می شود که ایندو ویژگی با پارامتر ضریب ذخیره تعریف می شود. با قراردادن در رابطه ۶-۷ داریم:

$$\frac{\partial(\rho q_x)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho q_y)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho q_z)}{\partial z}=\rho S_s\frac{\partial h}{\partial t}$$

رابطه ۶-۸

طبق قانون دارسی در یک محیط متخلخل با سیال آب داریم:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(K_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_y\frac{\partial h}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_z\frac{\partial h}{\partial z}\right)=S_s\frac{\partial h}{\partial t}$$

رابطه ۶-۹

اگر محیط همسان و همروند در نظر گرفته شود رابطه بالا بصورت زیر بیان می شود:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{S_s}{K}\frac{\partial h}{\partial t}$$

رابطه ۶-۱۰

با جای گذاری پارامترهای ضریب ذخیره داریم:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial z^2}=\frac{\rho g(\alpha+n\beta)}{K}\frac{\partial h}{\partial t}$$

رابطه ۶-۱۱

چون ضریب ذخیره برابر با $S=S_a b$ بوده که در آن S_a ضریب ذخیره بوده و b ضخامت آبخوان است و از طرفی قابلیت انتقال برابر با Kb است، لذا داریم:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}=\frac{S}{T}\frac{\partial h}{\partial t}$$

رابطه ۶-۱۲

رابطه فوق یک معادله دیفرانسیل جزئی درجه ۲ می باشد. چنانچه آبخوان تحت فشار باشد، S ضریب ذخیره و اگر آبخوان آزاد باشد، بجای S از آبدهی ویژه(S_Y) استفاده می شود.

۶-۳ خصوصیات شبکه جریان

فاصله بین خط جریان مجاور هم به کانال جریان معروف است(شکل۶ -۳). فضای بسته مربعی شکل در هر کانال جریان افت هم پتانسیل نامیده می شود. طبق شکل ۶-۳ خطوط هم پتانسیل(شماره ۱ تا ۴) دارای فواصل برابر dl می باشد.فاصله دو خط جریان به اندازه dm می باشد. براساس قانون دارسی مقدار دبی جریان برای عرض واحد بصورت زیر بیان می شود:

$$\Delta q = KAi$$

رابطه ۶-۱۳

$$\Delta q = K(dm\times 1)(\frac{\Delta h_1}{dl}) \qquad \Delta q = K(dm\times 1)(\frac{\Delta h_2}{dl}) \qquad \Delta q = K(dm\times 1)(\frac{\Delta h_3}{dl})$$

رابطه ۶-۱۴

لذا مقادیر $\Delta h_1=\Delta h_2=\Delta h_3=\Delta h$ و از طرفی داریم:

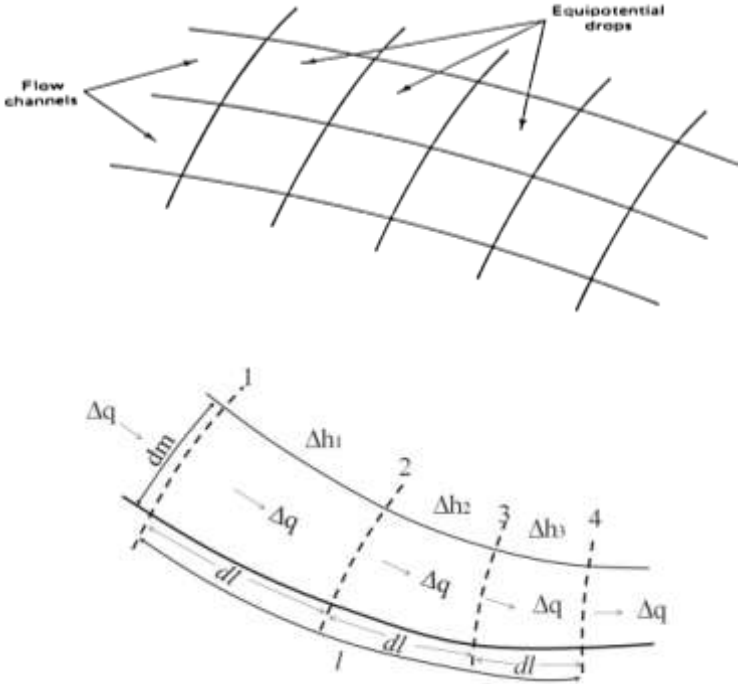
$$\Delta h = \frac{h}{n_d}$$

رابطه ۶-۱۵

که در آن n_d تعداد خطوط هم پتانسیل است. با جایگذاری در رابطه ۶-۱۴ بصورت زیر بیان می شود.

$$\Delta q = K(\frac{dm}{dl})(\frac{h}{n_d})$$

رابطه ۶-۱۶



شکل ۶-۳.شبکه و کانال جریان

در شرایط واقعی با جمع کردن تعداد کانال های جریان می توان میزان دبی جریان را از طریق شبکه جریان محاسبه کرد.

$$q = \sum \Delta q$$

$$q = n(\Delta q)$$

$$q = n_f (K \frac{dm}{dl} \frac{h}{n_d})$$

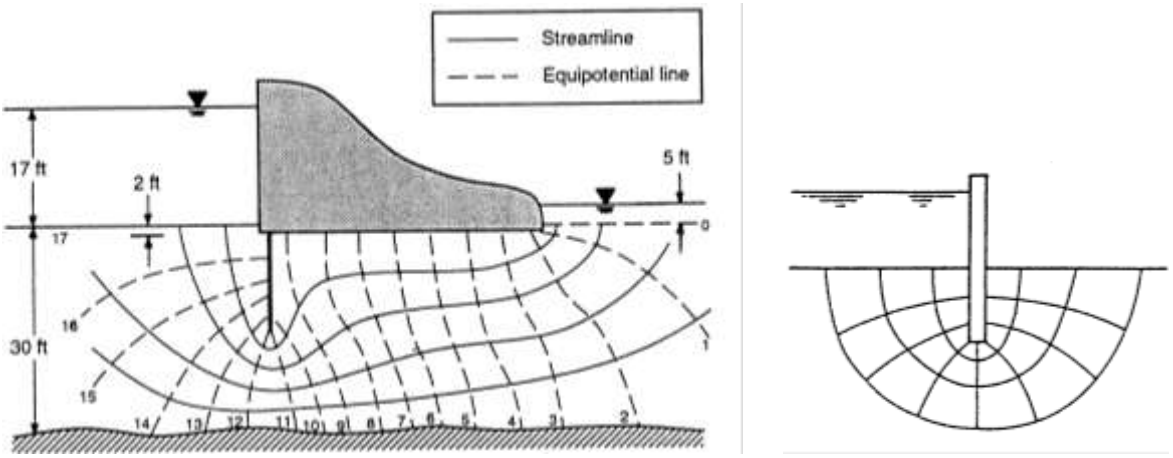
$$q = \frac{n_f}{n_d} K \frac{dm}{dl}(h) \qquad \text{رابطه ۶-۱۷}$$

با فرض مربع بودن سلول های شبکه جریان $dm=dl$ و خواهیم داشت:

$$q = \frac{n_f}{n_d} K(h) \qquad \text{رابطه ۶-۱۸}$$

مثال

طبق شکل A دبی تراوش را در زیر یک مخزن آب به ارتفاع ۱۲ متر را در عرض واحد بدست آورید. فرض کنید نفوذپذیری خاک پی در تمام جهات برابر $۵/۲ \times ۱۰^{-۳}$ سانتی متر بر ثانیه باشد. در شکل B اگر مقدار نفوذپذیری پی ۳ فوت بر ثانیه باشد، دبی را محاسبه کنید($dm=1, dl=1.3$).



B A

حل: با استفاده از رابطه ۶-۱۸ با یکسان سازی واحدهای سنجش و در عرض واحد b=1 داریم :

شکل A:

$$q = \frac{n_f}{n_d} K(h) = \frac{3}{8} \times 5.2 \times 10^{-3} \times 120 \times 100 \times 1 = 23.4 \frac{cm^3}{\sec}$$

شکل B: طبق رابطه ۶-۱۷ داریم:

$$q = \frac{5}{17} \times 3 \times \frac{1}{1.3} (17 - 5) \times 1 = 8.14\ ft^3 / \sec$$

برخی از خصوصیات شبکه جریان به شرح زیر است:

۱. خطوط جریان جهت حرکت آب را نشان می دهد.
۲. خطوط جریان باهم موازی اند.پس همدیگر را قطع نخواهندکرد(در یک محیط ایزوتروپ)
۳. خطوط هم پتانسیل همدیگر را قطع نخواهند کرد.
۴. برای یک محیط همسان و همروند، خطوط هم پتانسیل بر خطوط جریان عمودند.
۵. افت بار هیدرولیکی بین دو خط هم پتانسیل متوالی ثابت است.
۶. افت بار هیدرولیکی (Δh) منحنی های تراز نقشه های آب زیرزمینی را تشکیل می دهد.

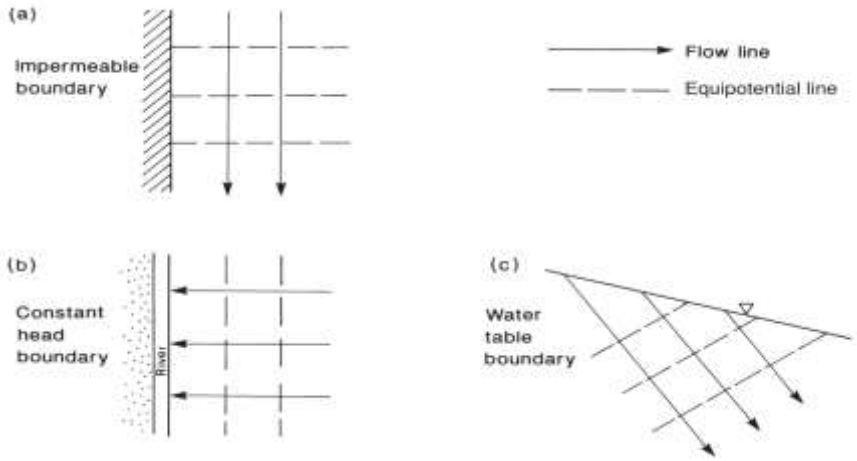
۶-۴ شرایط ترسیم شبکه جریان

۱. سعی شود تا خطوط جریان بر خطوط هم پتانسیل همواره عمود باشند.
۲. فضای بین دوخط جریان و دو خط هم پتانسیل متوالی تقریبا شکل مربع است و یک دایره در آن محاط می شود.
۳. قطر مربع ها تشکیل خطوط ممتد را می دهند.
۴. مرز نفوذناپذیر خطوط جریان هستند(شکل ۶-۴-a).

۵. در محل خروجی مرز دارای هد ثابت است. یعنی یک خط هم پتانسیل را تشکیل می دهد(شکل ۶-۴-b)

۶. شبکه جریان شکل مسیر جریان را دارد

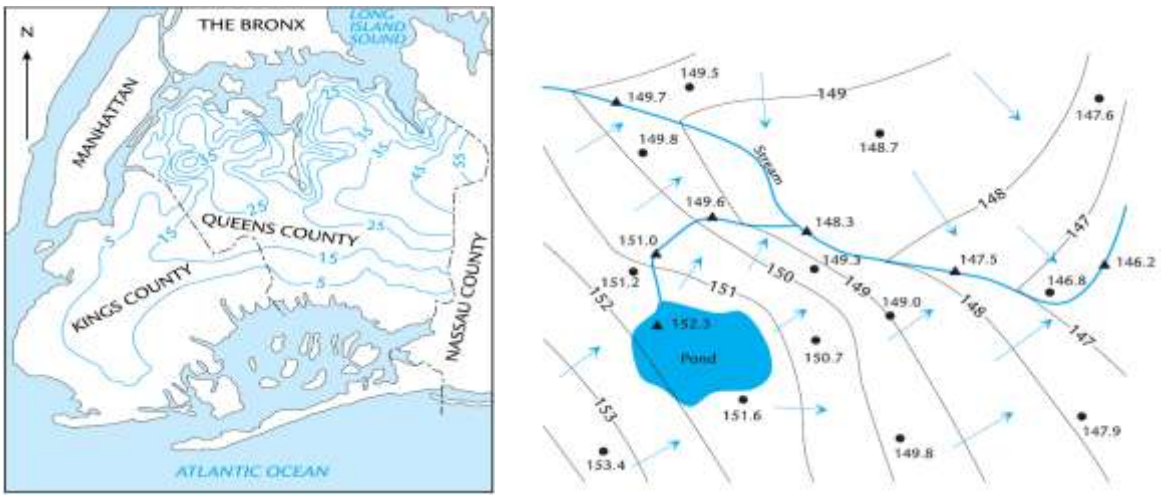
۷. در سطح ایستابی خطوط جریان و هم پتانسیل دیده می شود و اگر سطح ایستابی افقی شود خط هم پتانسیل محو می شود(موازی سطح ایستابی می شود)(شکل ۶-۴-c).



شکل۶-۴. شرایط مرزی شبکه جریان

۶-۵ نقشه های تراز آب زیر زمینی

نقشه های تراز آب شبکه جریان سطح ایستابی آب زیرزمینی است(شکل ۶-۵).بعبارت دیگر، یک نقشه مورفولوژی سطح آب می باشد. برای تهیه نقشه های تراز بطور متوسط هر ۲۵ کیلومتر مربع حفر یک چاه پیزومتر ضروری است.

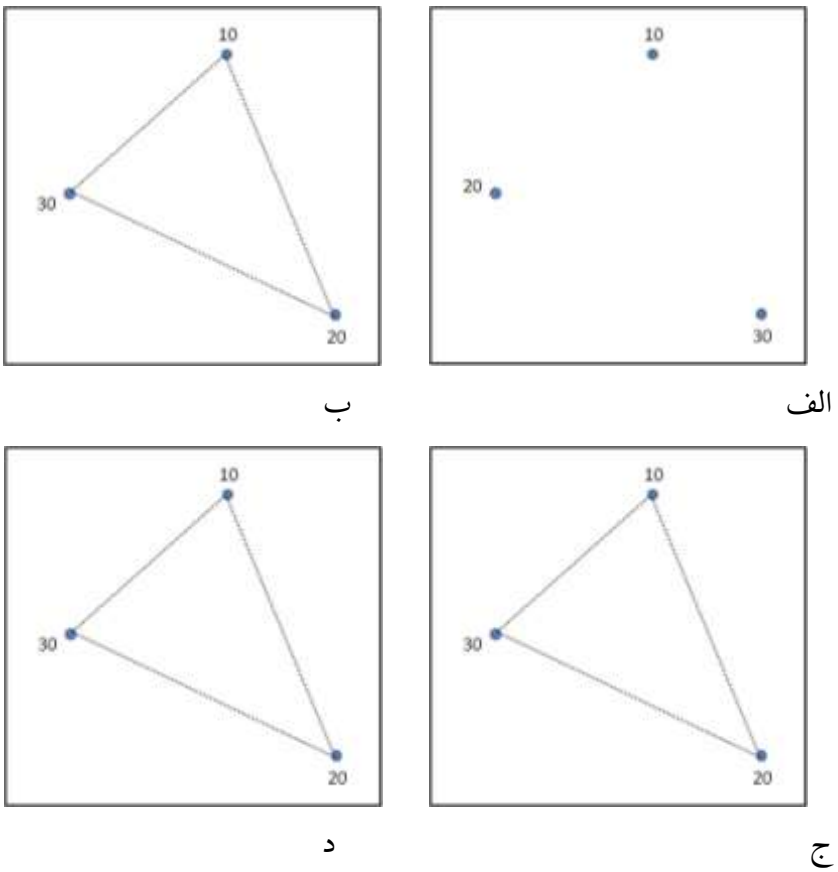


شکل ۶-۵. دو نمونه نقشه تراز آب

برای تهیه این نقشه ها تعدادی چاه مشاهده ای تا عمق لایه آبدار حفر می شود. با برداشت سطح آب در این چاهها و سپس بدست آورن تراز سطح آب زیر زمینی و درون یابی ترازهای هم ارتفاع نقشه تراز آب زیر زمینی را

رسم می نماییم. یکی از روش های رایج، مثلث بندی است و برای ایجاد یک مثلث حداقل سه چاه پیزومتر نیاز است(شکل ۶-۶- الف).و طی مراحل زیر نقشه تراز آب ترسیم می شود.

۱. ارتفاع سطح ایستابی و یا فشار آب نسبت به سطح مبنا تعیین شود(ارتفاع ۱۰ ، ۲۰ و ۳۰ متر)
۲. این سه چاه بهم وصل شده و تشکیل یک مثلث را بدهند(شکل۶-۶-ب).
۳. به نسبتی مساوی و طبق مقیاس نقشه، خطوط تراز(هم پتاتسیل) در هر ضلع تقسیم بندی شده و خطوط هم پتانسیل رسم شود(در شکل ۶-۶-ج خطوط هم پتانسیل به فواصل ۲ متری تهیه شده است).
۴. خطوط جریان عمود بر خطوط هم پتانسیل رسم شود(شکل۶-۶-د).



شکل۶-۶. مراحل ترسیم نقشه تراز آب

عوامل موثر بر نقشه تراز آب عبارتنداز:

۱.ساختارهای زمین شناسی ۲. خواص فیزیکی آبخوان
۳. عوامل اقلیمی ۴. عوامل هیدروژئولوژیکی

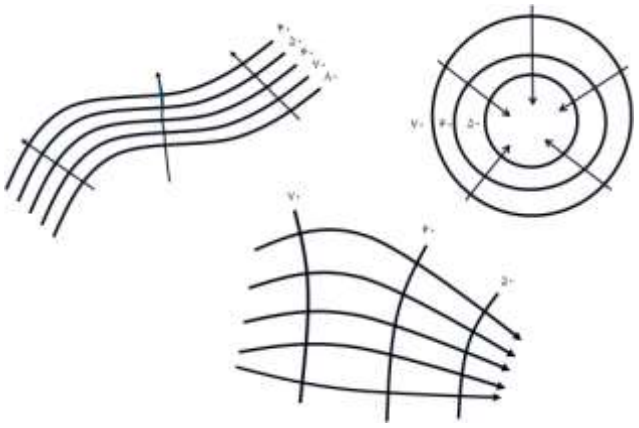
مشخصات نقاط اندازه گیری سطح آب (پیزومتر) عبارتنداز:

۱. پیزومترها در یک آبخوان باشند .

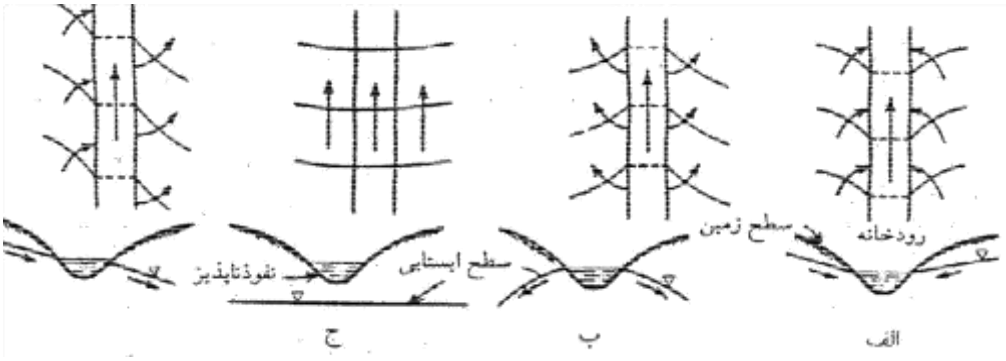
۲. اطلاعات چاههای پمپاژ یا تغذیه مصنوعی ملاک قرار نگیرد (سطح دینامیک)
۳. چاههای پیزومتر از لحاظ عمق ، قطر و تجهیزات باید مشابه باشند .
۴. اندازه گیری و قرائت ها باید دوره ای و همه در یک بازه زمانی محدود صورت گیرد .
۵. تراز آب در زمانهای تخلیه و تغذیه اعلام گردد .
۶. نقشه های حداقل و حداکثر تراز آب در یک دوره یک ساله مناسب است .
۷. تاریخ قرائت ها حتماً باید در نقشه ها ذکر گردد .
۸. مقیاس مناسب برای نقشه ها در نظر گرفته شود . ۱۰ ، ۲۰، ۵۰ و ۱۰۰ هزارم نقشه های تراز آب به

۶-۶ کاربردهای شبکه های جریان و نقشه های ترازسطح آب زیرزمینی

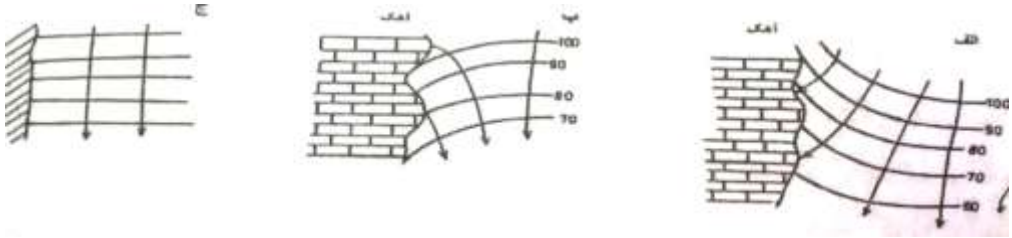
۱. تعیین جهت جریان آب زیرزمینی(شکل ۶-۷)
۲. بررسی اثر جریان سطحی بر آبخوان(شکل ۶-۸)
۳. بررسی اثر سازندها و مرزهای محدود کننده (شکل ۶-۹)
۴. بررسی اثر بهره برداری از سفره(شکل ۶-۱۰)
۵. تعیین عمق سطح آب(شکل ۶-۱۱)
۶. بررسی اثر آبهای ساکن(شکل ۶-۱۲)
۷. تعیین گرادیان هیدرولیکی(شکل ۶-۱۳)
۸. . بررسی اثر سنگ کف بر سطح سفره(شکل ۶-۱۴)
۹. زهکشی طبیعی و مصنوعی بر سفره(شکل ۶-۱۵)
۱۰. تغییرات شکل سنگ کف(شکل ۶-۱۶)
۱۱. اثر تغییرات قابلیت نفوذ بر سطح سفره(شکل ۶-۱۷)
۱۲. اثر ساختارهای زمین شناسی (شکل ۶-۱۸)
۱۳. اثر عدسی های رسی بر سفره (شکل ۶-۱۹)
۱۴.اثر عدسی ها بر سفره(شکل۶-۲۰)
۱۴. خط تقسیم آب(شکل ۶-۲۱)
۱۵. محاسبه قابلیت انتقال آبخوان (T) (شکل ۶-۲۲)
۱۶.تعیین عمق سطح آب
۱۷.محاسبه دبی تراوش



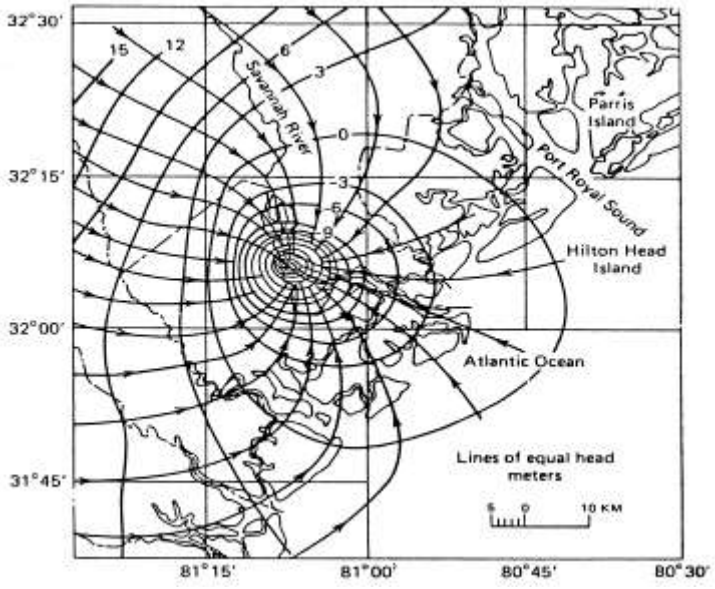
شکل۶-۷. تعیین جهت جریان آب زیرزمینی



شکل۶-۸. اثر جریان سطحی بر آبخوان

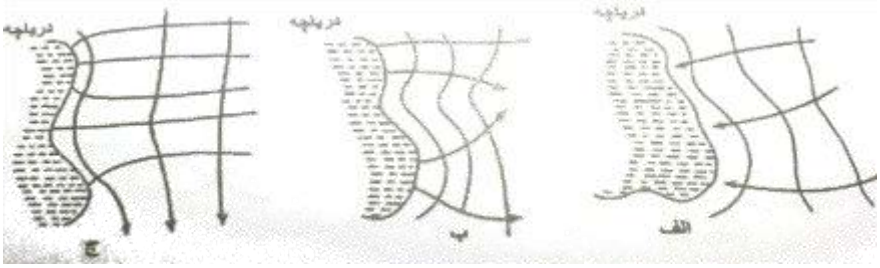


شکل۶-۹. اثر سازند بر خطوط تراز و جریان آب زیرزمینی

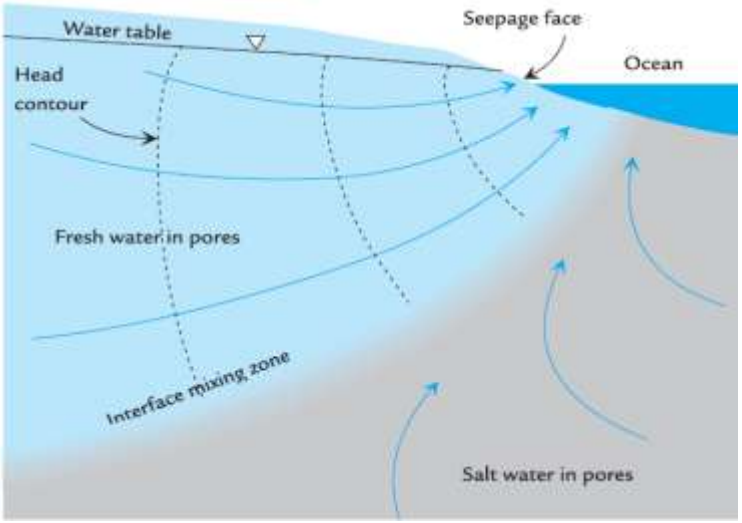


شکل۶-۱۰. بررسی اثر بهره برداری از سفره

شکل۶-۱۱. تعیین عمق سطح آب زیرزمینی

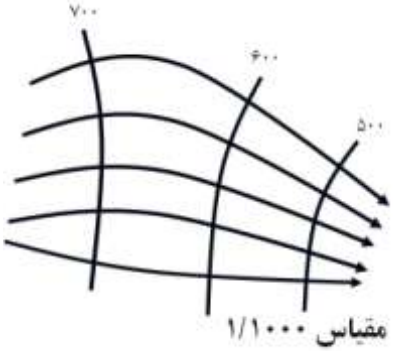


الف- تخلیه آبخوان ب- تغذیه آبخوان ج- فاقد ارتباط هیدرولیکی



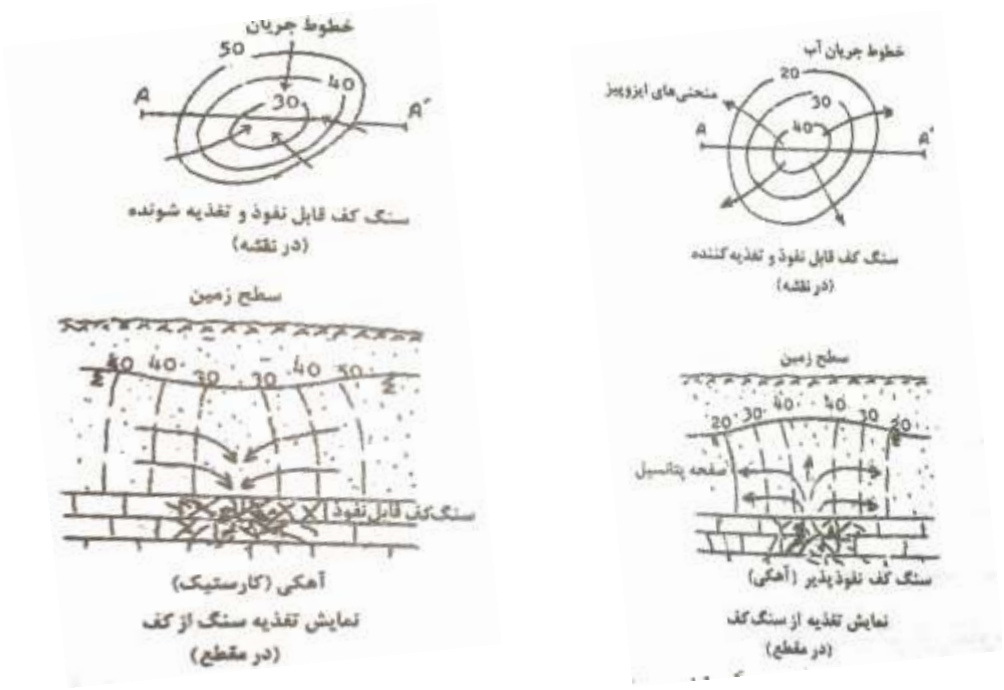
د- اختلاط آب شور و شیرین

شکل۶-۱۲. بررسی اثر آبهای ساکن

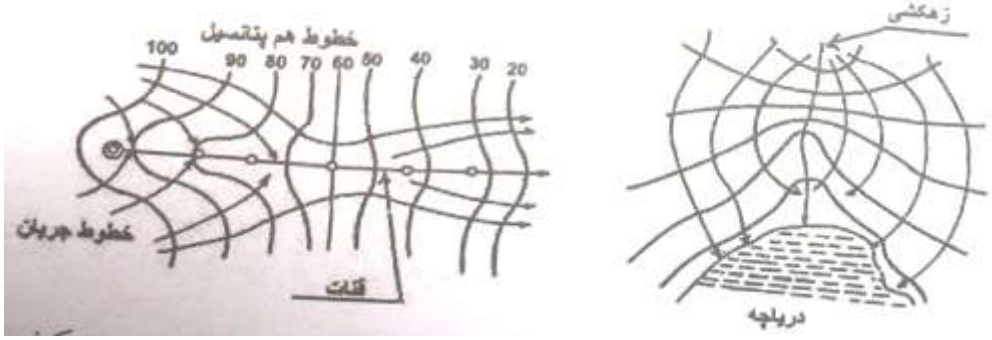


گرادیان در هر فاصله = اختلاف ارتفاع آب تقسیم بر فاصله افقی در زمین

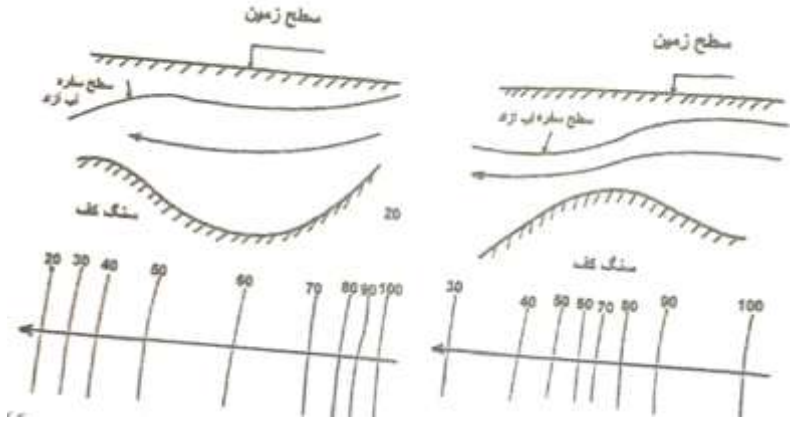
شکل ۶-۱۳.تعیین گرادیان هیدرولیکی

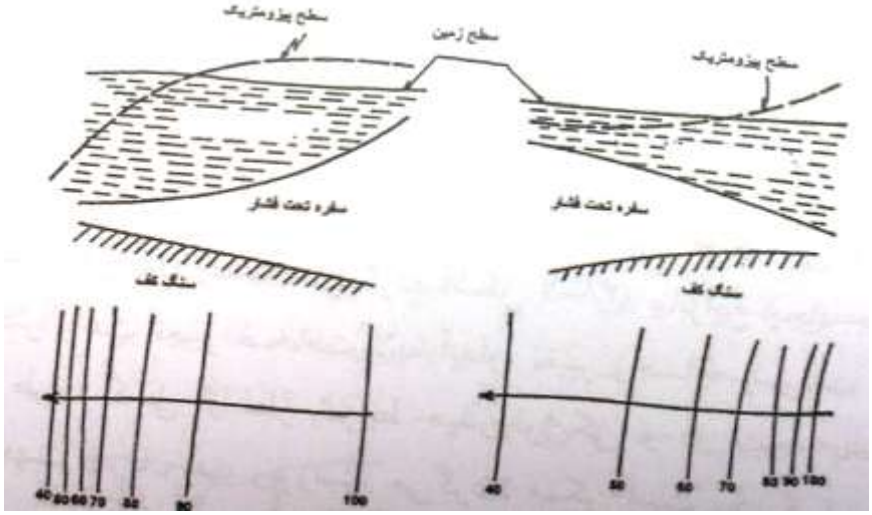


شکل ۶-۱۴. بررسی اثر سنگ کف بر سطح سفره

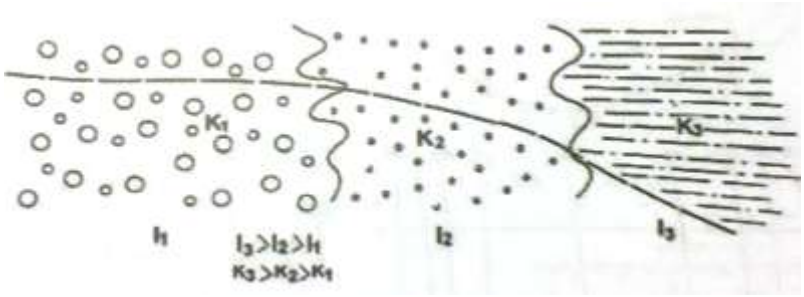


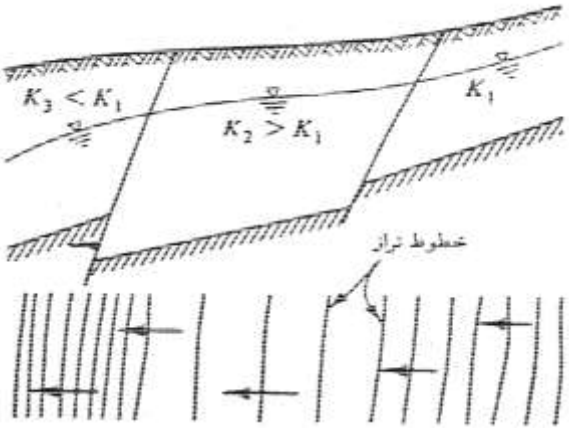
شکل ۶-۱۵. زهکشی طبیعی و مصنوعی بر آبخوان

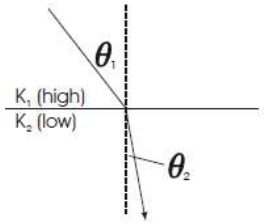


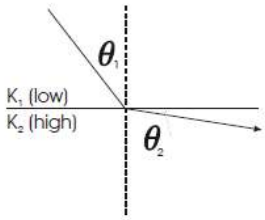


شکل ۶-۱۶. اثر تغییرات شکل سنگ کف بر سطح سفره









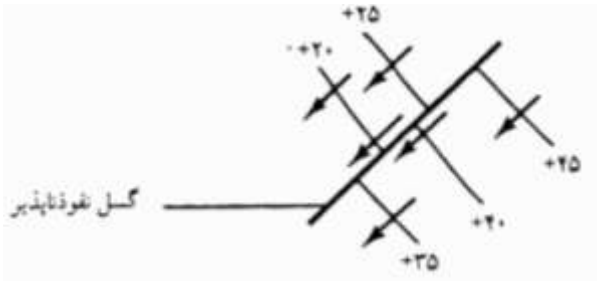
$$\frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2}=\frac{K_1}{K_2}$$

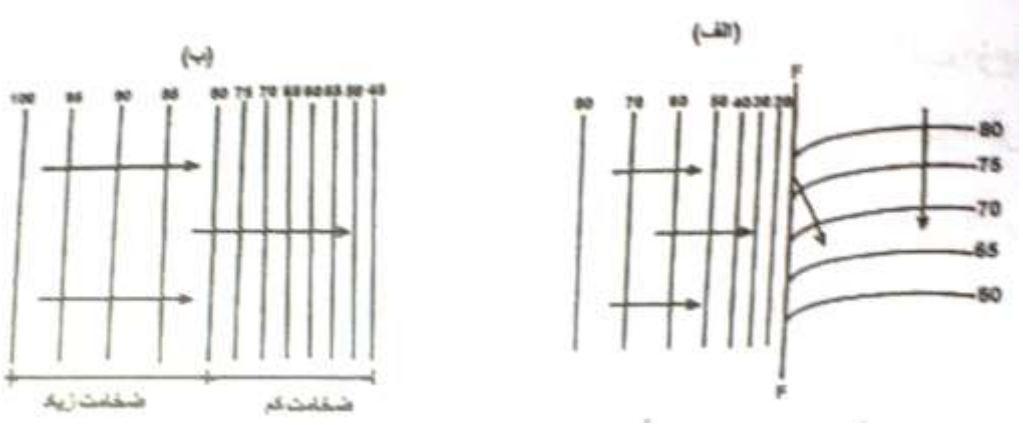
شکل ۶-۱۷. اثر تغییرات قابلیت نفوذ بر سطح سفره

مثال

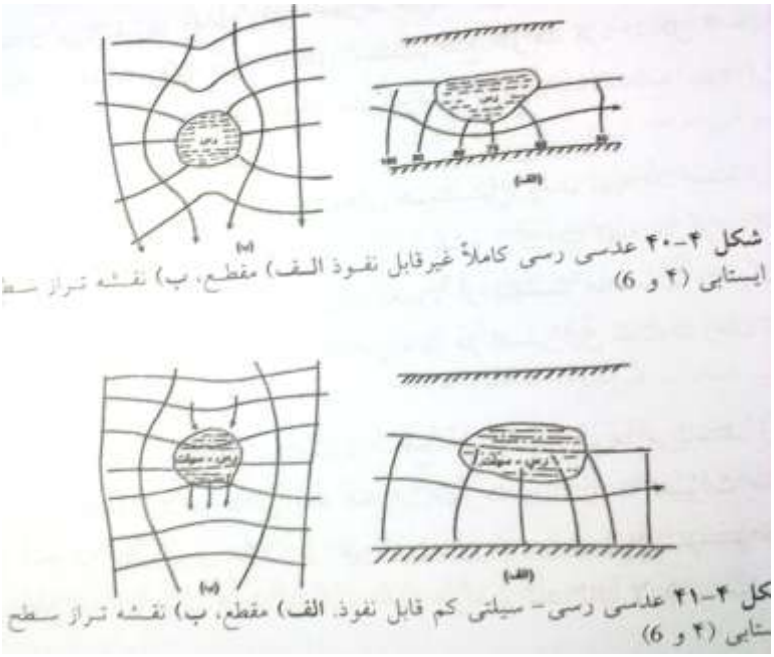
یک جریان خطی با روند ۳۴ درجه از سطح یک لایه عبور می کند. اگر هدایت هیدرولیکی این لایه ۷ متر بر روز و لایه دوم ۱ متر بر روز باشد، زاویه حرکت جریان آب در لایه دوم چند درجه است.

$$\frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2}=\frac{K_1}{K_2}\Rightarrow\theta_2=\tan^{-1}\left(\frac{K_2\tan\theta_1}{K_1}\right)=5.5\text{ degrees}$$



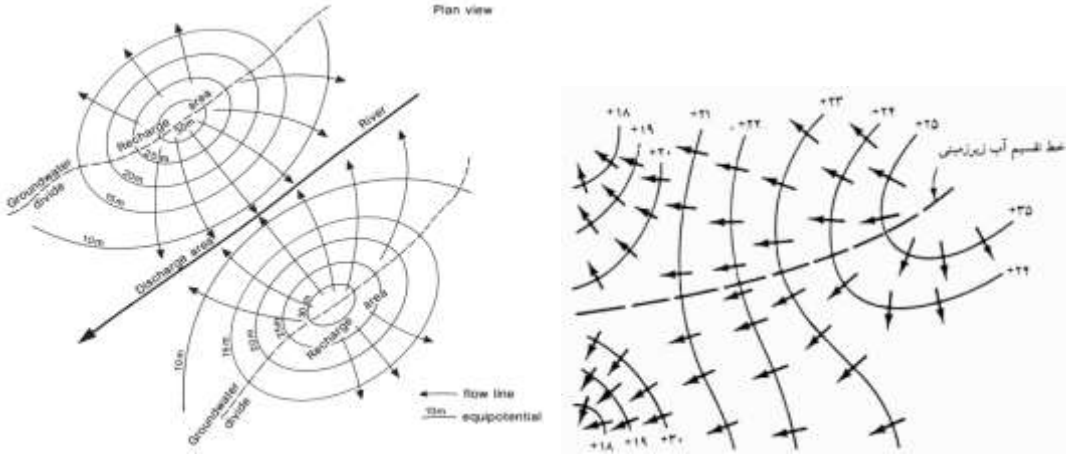


شکل۶-۱۸. اثر ساختارهای زمین شناسی

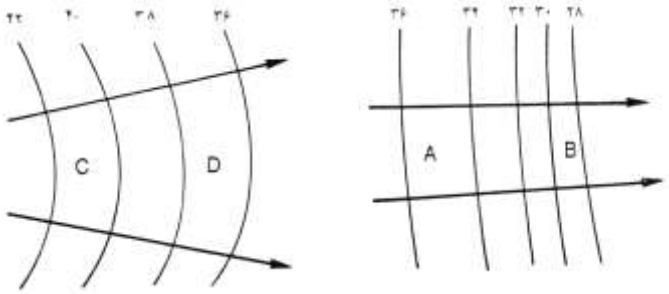


شکل ۶-۱۹.اثر عدسی های رسی بر آبخوان

شکل ۶-۲۰.اثر عدسی ها بر آبخوان



شکل ۶-۲۱.خط تقسیم آب



$T_C > T_D$, $T_A > T_B$

نکته: هرچه فاصله خطوط جریان کمتر و خطوط هم پتانسیل بیشتر باشد، مقدار T بیشتر است.

شکل ۶-۲۲. محاسبه قابلیت انتقال آبخوان (T)

۶-۷ جریان آب زیرزمینی با ردیابها

ردیاب ها انواعی از ماده یا انرژی هستند که به منظور تعیین توزیع زمانی و مکانی آب و مواد آلاینده آن در منابع آب به کار می روند. ردیاب ها موادی مانند رنگ ها و نمک ها هستند که در نقطه ای آن را وارد لایه آبدار می کنند و در پایین منتظر ظاهر شدن آن می شوند. به عبارتی ردیاب ها انواعی از مواد شیمیایی، انرژی و میکروارگانیسم ها هستند که به منظور تعیین زمان و مکان آب و یا آلاینده آن در منابع آب زیر زمینی به کار می روند.

ویژگی های ردیاب ها

۱. به آسانی قابل آشکار سازی باشد.
۲. در مقادیر کم به کار رود.
۳. خواص هیدرلیکی لایه های آبدار را تغییر ندهد.
۴. به وسیله محیط متخلخل جذب نشود.
۵. با آب های طبیعی واکنش ندهد.
۶. در لایه های آبدار به مقادیر زیاد وجود نداشته باشد.

ردیاب ها در موارد زیر مورد استفاده قرار می گیرند :

۱. از نظر بررسی مسیر آب در محیط های متخلخل
۲. ارزیابی سرعت آب زیر زمینی
۳. تعیین جهت مسیر جریان آب زیر زمینی
۴. تعیین سن، منشأ و محل تغذیه آب های زیر زمینی
۵. تعیین ارتباط و میزان اختلاط لایه های آبدار با یکدیگر
۶. تعیین میزان اختلاط توده های مختلف آب های زیر زمینی
۷. مطالعه حرکت آلوده کننده ها و تعیین منابع آلوده کننده
۸. تعیین سهم آب ورودی و آب خروجی

مشکلات استفاده از ردیاب ها :

۱. خطر آلوده شدن لایه های آب دار

۲. ابزار های بسیار خاصی برای آشکار سازی مورد نیاز است

انواع ردیاب ها

الف . ردیاب های طبیعی

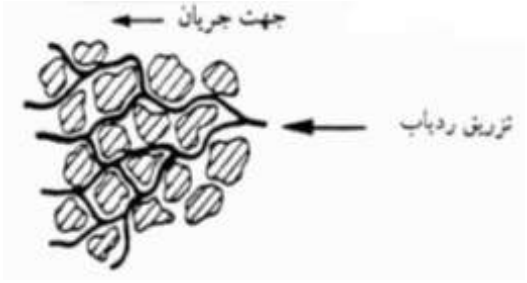
ردیابی باکتری ها و ردیابی ویروس ها

ب . ردیاب های مصنوعی

۱. رنگ سنجی شامل رنگ های آلی، نمک های انحلال پذیر کرومات، قرمز کنگو، آبی متیلن
۲. نمک های محلول کلرید، بور، بوراکس و...
۳. هدایت الکتریکی
۴. تشعشعات هسته ای شامل برم ۸۲ کلسیم ۴۵ کبالت ۶۰ تریتیم ، ید۱۳۱ فسفر ۳۲ و روبیدیم ۸۶
۵. طیف نگاری جرمی از هلیم ، دوتریم و اکسیژن ۱۸

پدیده پراکندگی

چون سرعت جریان آب در امتداد منافذ مختلف یک محیط متخلخل متغییر است. بنابراین غلظت ماده ردیاب نیز در جهت جریان آب تغییر می کند، این پدیده را پراکندگی می گویند(شکل ۶-۲۳). هر چه آب فاصله ی بیشتری را طی کند این تغییر بیشتر خواهد شد. این پدیده را پراکندگی طولی ردیاب می گویند. آب در حین حرکت خود از بین دانه های محیط متخلخل دائماً منشعب می شوند و دوباره به هم می پیوندند که به این پدیده پراکندگی جانبی ردیاب می گویند.



شکل ۶-۲۳. پراکندگی جانبی ردیابی

فصل هفتم
اکتشاف آب زیرزمینی و چاه نگاری

۷-۱ مقدمه

عملیات اکتشاف آب زیرزمینی طی دو مرحله انجام می شود. ابتدا با روش های مستقیم و غیر مستقیم به وجود و یا عدم وجود آبخوان پرداخته می شود و سپس با حفر چاه های پیزومتر(مشاهده ای) و پمپاژ مشخصات فیزیکی و هیدرودینامیکی آبخوان تعیین می گردد. مطالعات جامع و دقیق زمین شناسی و آب شناسی در هر ناحیه عملیات اکتشاف را به موفقیت نزدیک می سازد. استفاده از نقشه های زمین شناسی، روشهای ژئوفیزیکی، حفاری و چاه نگاری و عملیات پمپاژ مراحل اصلی برنامه اکتشاف آب زیرزمینی است.در عملیات اکتشاف به کیفیت آب زیرزمینی هم توجه می شود.

۷-۲ مطالعات زمین شناسی

مطالعات زمین شناسی از اقدامات اولیه در برنامه اکتشاف آب زیرزمینی است. مبنای تهیه نقشه های اکتشاف آب نقشه های زمین شناسی است. لذا در تهیه نقشه های زمین شناسی باید ویژگی های مواد زمین با تاکید بر خواص فیزیکی همچون نفوذپذیری، تخلخل، پوکی، قابلیت انحلال و هوازدگی انجام گیرد. برای تهیه نقشه زمین شناسی باید به بررسی پیشینه مطالعات و سوابق اکتشاف آب در منطقه مطالعاتی، تهیه عکسهای هوایی و تصاویر ماهواره ای اقدام نمود. نقشه زمین شناسی موجود که در مقیاس های ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ تهیه شده مبنای مناسبی برای ارزیابی و برنامه اکتشاف خواهد بود.

۷- ۳ مطالعات آبشناسی و هیدروژئولوژی

۱. مقدار بارش و برآورد نزولات جوی
۲. تعیین دبی جریان های سطحی
۳. تغییرات ذخیره آب های سطحی و آب زیرزمینی
۴. تبخیر وتعرق و میزان نفوذ
۵. جریان های ورودی و خروجی زیر زمینی
۶. بررسی نقاط تراوشی مثل قنوات و چشمه ها
۷. تهیه آمار و وضعیت چاههای قدیمی موجود

۷-۴ بررسی های ژئوفیزیکی

روش های ژئوفیزیکی یکی از اقدامات مهم و اساسی در مطالعات منابع آب است. طور کلی در روش های ژئوفیزیکی سه بخش ویژگی های مواد زمین، ساختارهای زمین شناسی و وضعیت آب در زیرزمینی بصورت غیر مستقیم بررسی و شناسایی می شود. روش های ژئوفیزیکی بدو صورت در اکتشاف آب بکار می رود:

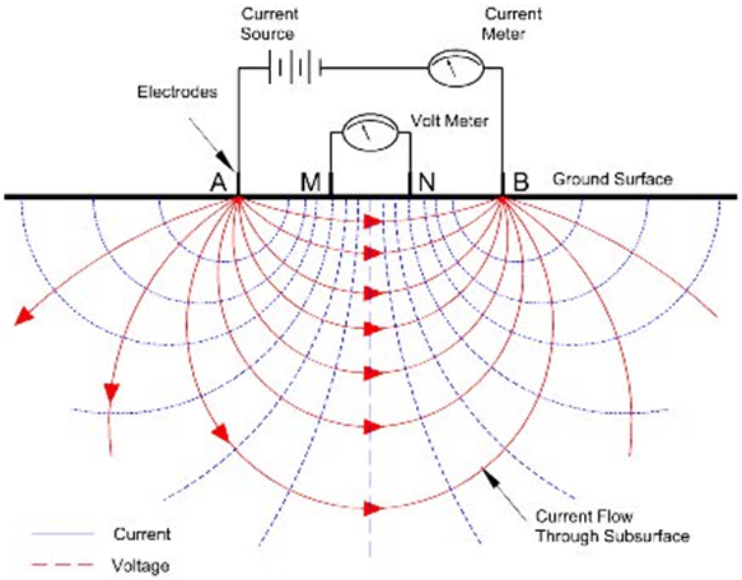
۱. ژئوالکتریک
۲. لرزه نگاری

۷-۴-۱ ژئوالکتریک

با ارسال یک جریان الکتریکی به داخل زمین و اندازه گیری اختلاف پتانسیل بین دو نقطه معین(Lc) مقاومت الکتریکی ویژه (Ra) مواد در مسیر جریان بدست می آید(شکل ۷-۱).

$$R = \frac{R_a L_c}{A_c}$$

که در آن R مقاومت الکتریکی اندازه گیری شده میدان الکتریکی به فاصله L_c است و A_c سطح مقطع میدان الکتریکی است. دیمانسیون R برحسب اهم(Ω) و R_a برحسب اهم متر($\Omega.m$) بدست می آید.



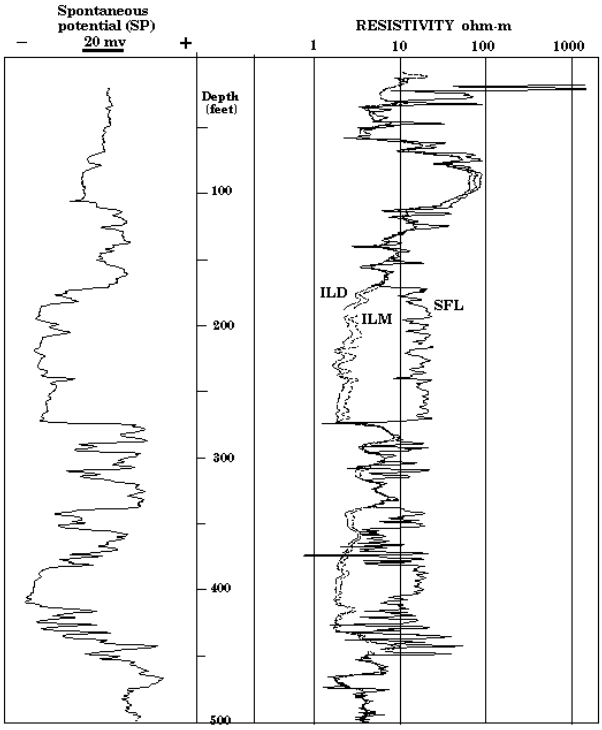
شکل ۷-۱. الکترود های ولتاژ جریان در اندازه گیری مقاومت الکتریکی

بطور کلی به منظور بررسی مقاومت الکتریکی سازند، یکی از دو دستگاه زیر را می‌توان بکار برد:

۱. دستگاه‌های با سیستم الکترودی
۲. دستگاه‌ها با سیستم القایی (دارای سیم پیچ)

در سیستم الکترودی، از طریق الکترودها (توسط چشمه جریان) جریان به درون سازند ارسال و اختلاف پتانسیل توسط یکسری الکترود دیگر اندازه‌گیری می‌شود(شکل ۷-۲) و نهایتاً نمودار مقاومت ویژه الکتریکی ثبت می‌گردد. گل حفاری در این روش باید هادی جریان باشد. برخی از نمودارهای الکتریکی مقاومت ویژه عبارتند از:

- نمودار مقاومت ویژه الکتریکی نرمال یا معمولی (NL) و جانبی (LL)
- نمودار مقاومت ویژه جانبی کوچک (MLL) و نمودار مقاومت ویژه کوچک (ML)
- نمودار تمرکز جریان کروی (SFL)
- نمودار تمرکز جریان کروی کوچک (MSFL)



شکل۷-۲ . نمودارهای مقاومت الکتریکی مواد زمین

دو سیستم ونر و شلوم برگر جهت آرایش الکترودهای ولتاژ بکار می رود و مقاومت ویژه بصورت زیر بدست می آید.

$$Ra = \frac{2}{3}\pi L \frac{V}{I}$$ سیستم ونر

$$Ra = \pi \frac{(\frac{L}{2})^2 - (\frac{a}{2})^2}{a} \frac{V}{I}$$ سیستم شلوم برگر

که در آن V اختلاف پتانسیل بین الکترودهای ولتاژ، I جریان کلی از میدان الکتریکی، L فاصله بین الکترودهای جریان(فاصله AB در شکل) و a فاصله بین الکترودهای ولتاژ می باشد.

معمولاً یک رسانا به عنوان ماده‌ای تعریف می‌شود که مقاومت ویژه آن کمتر از 10^{-5} Ωm باشد، درحالیکه نارسانا ماده‌ای است که مقاومت ویژه آن بزرگتر از 10^{7} Ωm باشد (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰). در میان خواص فیزیکی مختلف سنگ ها و کانی‌ها، مقاومت ویژه الکتریکی بیشترین تغییرات را از خود نشان می‌دهد(جدول۷-۱). مقاومت ویژه کانی‌های فلزی در حدود 10^{-5} Ωm است، درحالی که مقاومت ویژه سنگ های خشک و متراکم (مانند گابرو) به 10^{7} Ωm می‌رسد.

عوامل مؤثر در هدایت الکتریکی یا به عبارت دیگر مقاومت ویژه الکتریکی آنها عبارتند از:

۱- حجم خلل و فرج موجود در سنگ و میزان شکستگی‌ها

۲- وضع قرار گرفتن خلل و فرج سنگ و چگونگی ارتباط آنها با یکدیگر

۳- حجمی از خلل و فرج سنگ که حاوی آب می‌باشد

۴- قابلیت هدایت الکتریکی آب موجود در سنگ

۵- جنس کانی‌های تشکیل دهندهٔ سنگ

جدول ۷-۱ . مقاومت ویژه الکتریکی برخی از انواع مصالح طبیعی زمین

نوع آب یا سنگ	مقاومت ویژه الکتریکی (اهم‌متر)
آب دریا	۰/۲
آب سفره‌های آبرفتی	۱۰۰-۱۰
آب چشمهٔ طبیعی	۱۰۰-۵۰
شن و ماسه خشک	۱۰۰۰۰-۱۰۰۰
شن و ماسهٔ اشباع از آب شیرین	۵۰۰-۵۰
شن و ماسهٔ اشباع از آب شور	۵ -۰/۵
خاک رس	۲۰-۲
مارن	۱۰۰-۲۰
آهک	۱۰۰۰-۳۰۰
ماسه سنگ آرژیلیتی	۱۰۰-۵۰
ماسه سنگ ـ کوارتزیت	۱۰۰۰۰-۳۰۰
سینریت ـ توفانهای آتش‌فشانی	۱۰۰۰۰-۲۰
لاوا	۱۰۰۰۰-۳۰۰
شیست گرافیتی	۵ -۰/۵
شیست آرژیلیتی یا تخریب شده	۳۰۰-۱۰۰
شیست سالم	۳۰۰۰-۳۰۰
گنیس ـ گرانیت تخریب شده	۱۰۰۰-۱۰۰
گنیس ـ گرانیت سالم	۱۰۰۰۰-۱۰۰۰

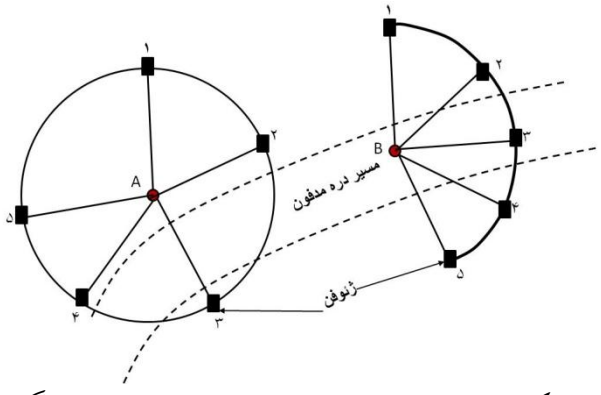
۷-۴-۲ لرزه نگاری

اساس بررسی های لرزه نگاری بر اندازه گیری امواج ضربه ای صوتی استوار است. دو روش لرزه نگاری وجود دارد:

۱. **فن شوتینگ:** از طریق بررسی های جانبی

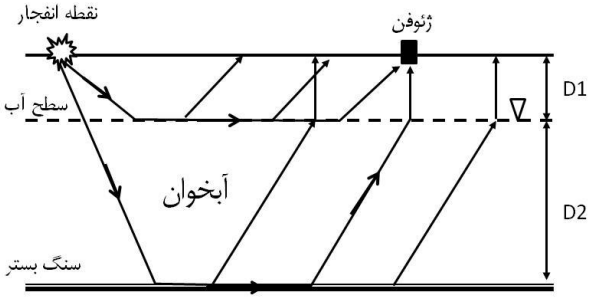
۲. **بررسی انکساری:** بصورت بررسی های عمودی

در فن شوتینگ ژئوفون ها روی یک دایره در اطراف نقطه انفجار(A,B) قرار می گیرند(شکل۷-۳) و ویژگی های سرعت مواد زمین را در سطح جستو می کنند.در شناسایی دره های مدفون و مسیرجریان های زیرزمینی کاربرد دارد.



شکل ۷-۳. نقاط انفجار و ژئوفون ها در بررسی فن شوتینگ

در روش انکساری امواج در شرایط مرزی دچار تغییر مسیر شده و منکسر می شوند(شکل۷-۴). شرایط مرزی می تواند سطح ایستابی، سنگ بستر، لایه بندی، سطوح گسلی و تغییر چگالی مواد باشد. امواج در برخورد با مرزها با تغییر زاویه انتشار از مرزها عبور کرده و مقداری از آن در امتداد مرزها منتشر و بقیه منعکس می شوند. امواج انکساری در سطوح مرزها بسمت ژئوفون ها منکعس و دریافت می شوند(شکل۷-۴).



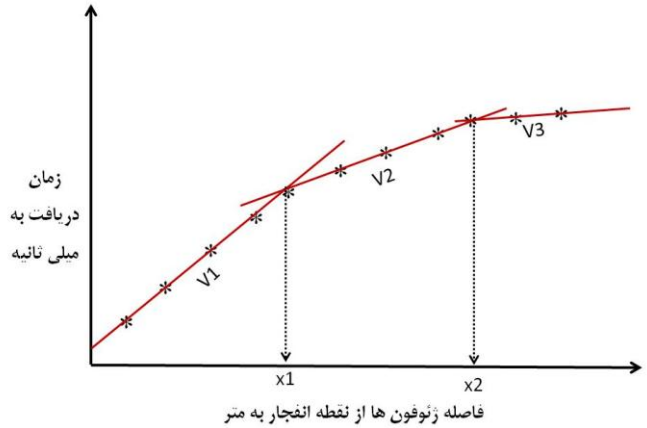
شکل۷-۴. حرکت انکساری امواج در شرایط مرزی

از روابط زیر می توان فاصله بین مرزها را بدست آورد.

$$D_1 = 0.5x_1(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1})^{0.5}$$

$$D_2 = 0.5x_2 \frac{(V_3 - V_2)^{0.5}}{V_3 + V_2} - \frac{D_1}{6}$$

V_1, V_2, V_3 سرعت موج در D_1 و D_2 و سنگ بستر است. مقادیر X_1 و X_2 به روش ترسیمی و از روی نمودار زمان- فاصله بدست می آید(شکل۷-۵).



شکل۷-۵. محاسبه سرعت عبور موج

مثال. در عملیات اکتشاف آب زیرزمینی در یک ارایه خطی انکساری ژئوفون ها به فواصل متوالی برابر ۵ متری از یک نقطه انفجار قرار دارند، زمان دریافت موج از ژئوفون اول(نزدیک به نقطه انفجار) تا دورترین ژئوفون به شرح جدول زیر است.براساس اطلاعات زمین شناسی مرز اول سطح ایستابی و مرز انتهایی سنگ بستر است. ضمن تعیین فاصله بین مرزها، پروفیل زمین شناسی آنرا رسم و تفسیر نمایید.

شماره ژئوفون	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸
زمان میلی ثانیه	۲/۶	۵/۲	۸/۴	۱۳/۳	۱۸/۱	۲۵/۳	۳۲	۴۰/۴

۷-۵ حفاری

یکی از دقیق ترین روش های اکتشاف آب، حفاری چاه آزمایشی است که به منظور شناخت لایه های زمین و نحوه حضور آب و کیفیت آن انجام می شود. علاوه برآن امکان انجام آزمایشات پمپاژ و تعیین خواص هیدرودینامیکی آبخوان می شود. در آبخوان های کم عمق و مواد تحکیم نیافته حفاری آزمایشی نسبتاً ارزان و مقرون به صرفه است. همچنین حفاری آزمایشی برای مناطقی مناسب است که پس از عملیات ژئوفیزیکی تا حدی وجود آبخوان را تایید می کند. قطر چاه های آزمایشی معمولاً کم و بعداً می توان از آن بعنوان پیزومتر استفاده کرد.

نرخ حفاری به جنس مواد زمین، تکنولوژی حفاری و مهارت حفار بستگی دارد. حفاری عموماً به دو روش چرخشی(روتاری) و ضربه ای انجام می گیرد. در روش چرخشی نمونه دست نخورده می توان تهیه کرد و بافت اولیه مواد زمین حفظ می شود و لاگ چاه با دقت کافی تهیه می شود اما در روش ضربه ای، مواد حفرشده کاملاً خرد شده و بافت اولیه آن تغییر می کند و لاگ دقیق نمی توان تهیه کرد.

۶-۷ چاه نگاری(چاه پیمایی)

چاه نگاری عبارت است ازپایین بردن یک وسیله سنجش درداخل چاه که به منظور مطالعه خصوصیات فیزیکی لایه های دیواره چاه صورت می گیرد.

۶-۷-۱ کاربرد چاه نگاری :

۱. تفکیک لایه های حاوی آب شوروشیرین.
۲. تعیین میزان آبدهی لایه های دیواره چاه.
۳. تشخیص عمق دیواره سیمان شده چاه.
۴. تعیین چگالی وحرارت آب چاه.
۵. تشخیص شیب و امتداد لایه های دیواره چاه.

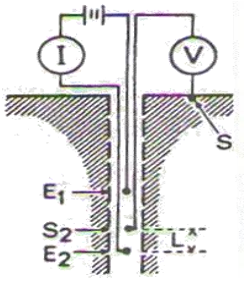
۶-۷-۲ نمودار(لاگ) چاه نگاری:

۱. لاگ های الکتریکی شامل: لاگ های مقاومت(RES) و پلاریزاسیون خودبه خودی(SP)
۲. لاگ های تشعشعی شامل: لاگ گامای طبیعی(GRL)، لاگ گاما- گاما(GGL) و لاگ نوترون(NL)
۳. لاگ صوتی(SL)
۴. لاگ کالیبر(KL)
۵. لاگ حرارتی(TL)
۶. لاگ مقاومت آب درون چاه
۷. لاگ جریان یا روان سنجی
۸. لاگ شیب سنجی
۹. تهیه فیلم وتصاویر تلویزیونی ازدیواره چاه

۱. مقاومت الکتریکی(RES)

مقاومت الکتریکی یک سنگ از طریق کانی های تشکیل دهنده آن، خصوصیات آب و یا گازهای محبوس درفضاهای خالی آن تعیین می شود. اغلب کانی ها هادی جریان الکتریسیته نیستند؛ با این وجودآب موجود درآنها به خاطر داشتن یون های مختلف (Ca^{2+}،Na^{+}،Mg^{2+}،SO^{2-}،Cl^{-}،HCO^{-}) و غیره یا املاح، هادی جریان می باشند. همچنین در لایه های دارای شرایط مساوی، رابطه بین املاح آب و مقاومت الکتریکی آنها معکوس است. مثلاً سنگ های رسی و ماسه ای حاوی آب شور، دارای مقاومت الکتریکی مخصوص کمتری هستند تا ماسه سنگ های دارای آب شیرین. لذا از طریق اندازه گیری مقاومت الکتریکی سنگ ها، یا لایه های دیواره چاه، می توان به خصوصیات فیزیکی آنها، در زمینه آب پی برد.

ازطریق الکترودهای E_2 و E_1 مقدار معینی جریان الکتریکی مستقیم(DC) به دیواره سنگی چاه وارد و اختلاف پتانسیل ایجادشده درسوندهای S_1 و S_2 اندازه گیری می شود(شکل۷-۶). مقاومت الکتریکی(R) براساس قانون اهم از نسبت شدت جریان (I) به اختلاف پتانسیل(U) (R=I/U) به طور مستمر در حین حرکت سوند، از پایین به بالا، به صورت گرفته یا لاگ ثبت میشود. ازآنجایی که مقاومت ثبت شده، تنها به مقاومت لایه های دیواره چاه وآب درون آن مربوط نبوده، بلکه به قطرچاه، مقاومت کابل سوند، قرقره و نیزبه چگونگی آزمایش نیز بستگی دارد، لذا مقاومت به دست آمده یک مقاومت ظاهری خواهدبود.



شکل ۷-۶.الکترودهای جریان الکتریکی

ضخامت لایه قابل اندازه گیری دیواره چاه، به فاصله(L)سوندهای مستقر وآرایش اندازه گیری بستگی دارد. فواصل اندازه گیری متداول عبارتند از: نرمال کوچک(L=0.41m)، نرمال متوسط(L=0.81m) و نرمال بزرگ (L=1.63m). هرقدر مقدار L کوچکترباشد، مقاومت اندازه گیری شده دقیق تراست، ولی حساسیت کار زیادتر و عمق قابل دسترسی کمتر و نقش عوامل مخرب نیز بیشتر خواهد بود.

۲. پتانسیل خودبه خودی(SP)

پتانسیل خودبه خودی، اختلاف پتانسیل ناشی از نوعی جریان الکتروشیمیایی است که به صورت طبیعی در مرز لایه ها وگل حفاری موجود در چاه، بوجودمی آید. به بیان دیگر، هیچ نوع جریانی ازخارج وارد محیط نمی شود، بلکه تنها پتانسیل موجود در محیط، به وسیله سوند دریافت و ثبت می شود. به همین دلیل، سحابی(۱۳۶۱) عقیده دارد که تهیه این لاگ هنگامی ممکن می شودکه درحفر چاه ازگل حفاری استفاده شده باشد و غلظت گل حفاری نیز درسراسرستون چاه، تاحدودی همسان باشد.

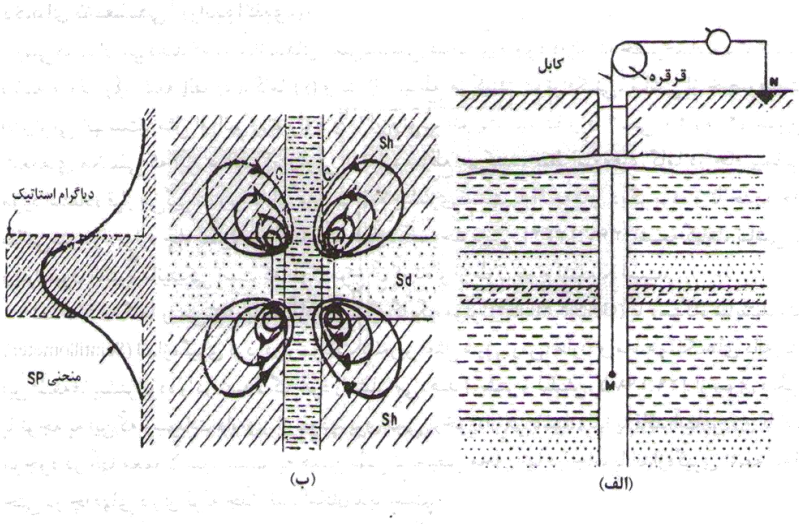
تهیه لاگ SP به این صورت است که اختلاف پتانسیل بین آن الکترودی که در سطح زمین مستقر می شود (بارالکتریکی ثابت) وآنکه درون چاه قراردارد (بارالکتریکی متغیر) اندازه گیری می شود(شکل ۷-۷).

ازخصوصیات لاگ SP این است که در برابر رسوبات بسیاردانه ریزمثل رس و یا شیل که غیرقابل نفوذ بوده و فاقد پتانسیل خود به خودی هستند، تا حدودی بصورت یک خط مستقیم در می آید (به همین دلیل درتفسیرلاگ ها معمولاً لاگ شیل را مبنا قرار می دهند. از لاگ SP می توان در زمینه های زیراستفاده کرد:

۱-تفکیک طبقات نفوذپذیر ازطبقات غیرقابل نفوذ.

۲-تعیین مرزبین لایه ها.

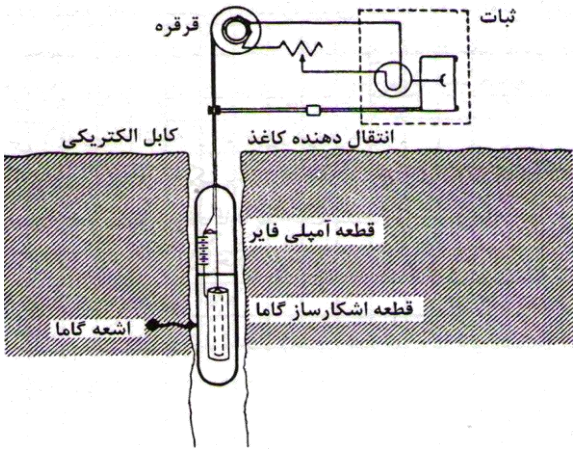
۳-تفکیک لایه های دارای آب شورو شیرین.



شکل۷-۷ . الف) اساس کارتهیه لاگSP .(ب)نمایش فرضی توزیع اختلاف پتانسیل وجریان الکتروشیمیایی دراطراف یک طبقه نفوذپذیر. Sh=شیل، Sd=ماسه سنگ

۳.گامای طبیعی(GRL)

برای تهیه لاگ گامای طبیعی، ازسوند مخصوصی استفاده می کنند (شکل۷-۸) در این سوند، یک سلول حاوی گاز تعبیه شده است که در اثراشعه های گاما متاثرمی شود.اشعه های گاما هنگام برخورد به اتم های گاز درون سوند، سبب آزادشدن الکترون می گردند. الکترون های آزاد شده،گاز را یونیزه کرده و جریان الکتریکی ایجاد می شود. این جریان بطور خودکار در سوند تقویت گشته و بوسیله دستگاه ثبات، بصورت لاگ ثبت می شود.



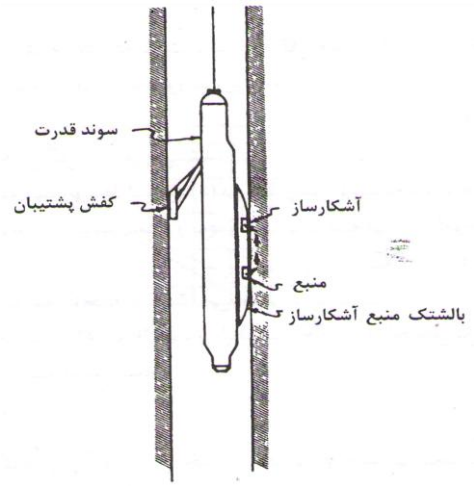
شکل۷-۸. نحوه تهیه لاگ گاما و سوند مربوطه

۳. لاگ گاما -گاما(GGR-L)یا چگالی

برخلاف لاگ گامای طبیعی که اشعه های ساطع شده از لایه های دیواره چاه را نشان می دهد، در تهیه این لاگ، اشعه های گاما را بطور مصنوعی از یک مولد اشعه، به دیواره چاه وارد می کنند و شدت مقادیر از دست رفته را اندازه گیری می نمایند(شکل۷-۹).

درسوندی که برای تهیه لاگ گاما-گاما به کارمیرود، یک منبع مولد اشعه گاما (معمولاً کبالت۶۰) تعبیه شده است. اشعه های ساطع شده، پس ازبرخورد به دیواره چاه و تصادم با هر عنصر یا الکترون موجود در دیواره چاه، مقداری از انرژی را از دست داده و مستهلک می شود. حال اگر در فاصله کمی ازمنشاء مولد اشعه گاما، شدت آن اندازه گیری شود، این پارامترتابعی خواهد بود از تعداد الکترون های موجود درحجم لایه تحت تاثیر اشعه گاما، این رقم متناسب است باچگالی لایه دیواره چاه، تعداد ضربات یا علایم اندازه گیری شده باکنتورگاما، تابعی است معکوس ازچگالی لایه ای که اشعه ازآن عبورکرده است.

سوند باید به خوبی به دیواره چاه نزدیک باشد. فاصله بین سوند مولد اشعه گاما و کنتور انذازه گیری درحدود۵۰ سانتی متر است. عمق نفوذ سوندگاماکوچک است(درحدود۱۵سانتی متر) لذا وجود دیوارپوشش یافته ازگل حفاری می تواند در آن اخلال ایجاد کندکه برای جلوگیری از این اشکال سوندهای ترکیبی(بادو الکترود) به کار می برند.



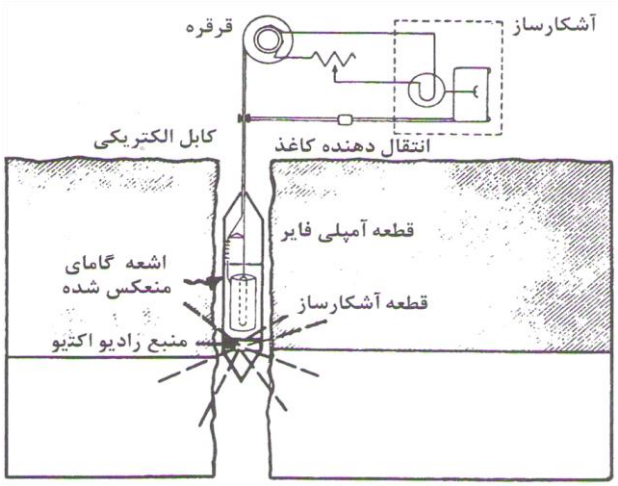
شکل۷-۹. نحوه تهیه لاگ گاما-گاما و سند مربوطه(ولایتی،)

۴. لاگ نوترون (NL)

از این لاگ نیز مانند لاگ های دیگر، برای تشخیص و جداسازی طبقات متخلخل یا درزه و شکافدار، ازطبقات دیگر دیواره چاه استفاده می کنند. باتوجه به اینکه در طبقات متخلخل یا درزه وشکافدار، می تواند هیدروکربورهایی مانند نفت،گاز یا آب وجود داشته باشد، لذا می توان مرز این طبقات را از سایر طبقات جدا کرد. نوترون ها ذراتی هستند که از نظر بار الکتریکی خنثی بوده و جرم آنها تقریباً به اندازه جرم اتم هیدروژن است.

چنانچه تعداد زیادی نوترون از منبع تولیدکننده آن(مثل بریلیوم یاکبالت) که انتهای سوند در محفظه تعبیه شده است(شکل۷-۱۰) ساطع و به طبقات دیواره چاه برخوردکند، یا به عبارت دیگر، دیواره چاه توسط نوترون ها بمباران شود، نوترون ها با انرژی جنبشی فوق العاده زیادی وارد لایه ها خواهند شد و پس از برخورد با عناصر هم وزن خود(مثل هیدروژن) مقدار زیادی از انرژی حرکتی خود را از دست داده وکند می شوند، تا جایی که حرکت آنها به ۲کیلومتر در ثانیه می رسد. مقدار انرژی از دست رفته، با جرم اتمی که نوترون ها به آن برخورد می کنند، متناسب

است. بیشترین اتلاف انرژی هنگامی رخ میدهدکه نوترون ها به اتم عنصری برخوردکنندکه جرم آنها مساوی باجرم خودشان هست(مثل اتم هیدروژن). بنابراین،کند شدن نوترون های فعال در لایه های دیواره چاه، به فراوانی هیدروژن موجود درآنها بستگی مستقیم دارد. ازسوی دیگر، وقتی سرعت نوترون ها به حدود ۲ کیلومتردرثانیه می رسد، میتواند توسط عناصری مثل هیدروژن، کلر، سیلیسیوم و سدیم جذب شده و تولید اشعه گامای فعال نمایدکه از این عناصرخارج می شود. این اشعه های کندشده را می توان توسط دستگاه های گیرنده شمرد و یا ثبت نمود.



شکل ۷-۱۰ . روش تهیه لاگ نوترون و سوند مربوطه

فصل ۸

استخراج آب زیرزمینی

آب زیرزمینی به سه طریق چاه، چشمه و قنات استخراج می شود. در استخراج آب از چاه و قنات با صرف هزینه قابل ملاحظه و عملیات اجرایی می توان به آب دست یافت ولی در بهره برداری از چشمه معمولاً نیاز به هزینه زیاد نخواهد بود. قدیمی ترین چاه آب، چاه یوسف (حضرت یوسف (ع)) است که در سازند سخت در قاهره مصر و تا عمق ۹۰ متری حفر شده است(پرایس، ۱۹۹۲). در ایران بیش از ۴۵۰۰۰۰ حلقه چاه عمیق وجود دارد که سالانه بیش از ۳۴ میلیارد متر مکعب آب زیرزمینی استخراج می شود. از حدود ۳۰۰۰ سال پیش استخراج آب زیرزمینی به شکل قنات مرسوم بوده است که ایرانیان از پیشگامان حفر قنات هستند و در ایران بیش از ۳۰۰۰۰ رشته قنات قابل استفاده وجود دارد که سالانه حدود ۸ میلیارد متر مکعب آب توسط آنها استخراج می شود (ولایتی، ۱۳۸۷).

چاه :

۱- تعاریف و تقسیم بندی:

چاه یک سوراخ استوانه ای شکل عمودی است که در زمین کنده می شود و عمیق ترین چاه حفر شده تا کنون ۱۶ کیلومتر عمق دارد. چاه ها بر حسب عمق، روش کنده شدن و کاربرد به انواع مختلف تقسیم می شود (جدول۸-۱).

حفر چاه به تنهایی نمی تواند برای استخراج آب زیرزمینی کافی باشد بلکه وجود موتور پمپ های قوی و مناسب و بالا آوردن آب به سطح زمین از اقدامات اساسی در فرآیند استخراج آب است.

جدول ۸-۱. انواع چاه ها

عمق حفاری	نوع حفاری	کاربری چاه
چاه سطحی	چاه دستی	چاه اکتشافی
چاه نیمه عمیق	چاه ماشینی	چاه پیزو متری
چاه عمیق		چاه گمانه ای
چاه کامل (تا سنگ کف)	چاه آرتزین (تحت فشار)	چاه مشاهده ای
چاه ناکامل	چاه نیمه آرتزین (نیمه تحت فشار)	

۲- انتخاب قطر چاه :

قطر چاه بر حسب نوع کاربری آن تعیین می شود و از حدود ۶۰ تا ۷۶ میلی متر در چاه های اکتشافی و تا ۵۵۰ میلی متر در چاه های استخراجی تغییر می کند. قطر کم باعث کاهش راندمان چاه و قطر زیاد منجر به افزایش هزینه حفر و نگه داری می شود. از رابطه زیر قطر چاه محاسبه می شود(هولتینگ ۲۰۰۵).

$$D = \frac{m.Q}{\pi hsw}$$ (رابطه *Thorvalsan*)

D = قطر چاه به متر، m = ضریب تجربی برای چاه های بهره برداری عدد ۲۸۰ منظور می شود. Q = دبی مورد نظر (m^3/sec). S_W = قطر موثر دانه های رسوب آبخوان طبق نظر هازن (mm) و h = افت سطح آب درون چاه (m) می باشد.

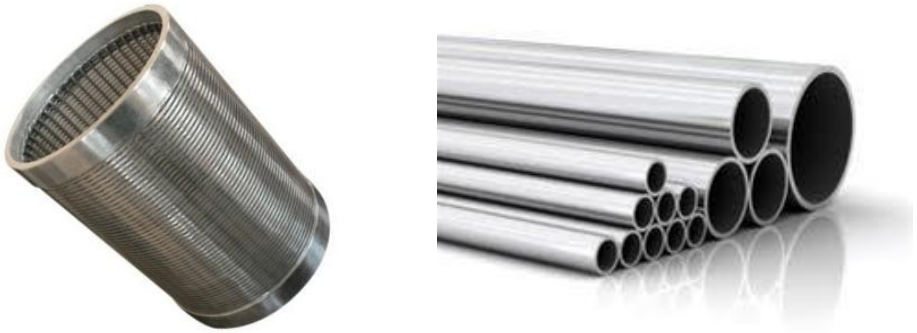
مثال: در یک آبخوان که قطر موثر ذرات (D_{50}) آن برابر ۰/۱۵ mm است. اگر یک چاهی حفر شود که با دبی ۰/۰۱۳۹ m^3/sec آب از آن استخراج گردد به شرطی که حداکثر افت ۱۲ متر باشد، مقدار قطر مناسب را محاسبه کنید.

۳- تجهیز چاه:

در آبخوان های سخت دیواره های چاه مقاوم بوده و در طول بهره برداری از چاه ریزش نخواهند کرد لذا در این چاه ها با استقرار پمپ در عمق مناسب، عملیات استخراج انجام می شود و در بسیاری از آبخوان ها دیواره چاه بعلت فشار حاصل از جریان شعاعی آب به سمت چاه دچار ریزش می شود و همچنین ذرات ریز از بین دانه های درشت تر به سمت چاه حرکت کرده و ممکن است پس از مدتی طول زیادی از چاه را مواد ریز دانه پر کنند و آب چاه همواره گل آلوده باشد. برای پیشگیری از این فرآیند چاه لوله گذاری می شود و پشت لوله های جدار نیز ممکن است توسط مصالح مناسب با دانه بندی مشخص که قادر به عبور آسان آب و مانع حرکت و جابجایی ذرات ریز به سمت چاه می باشند، استفاده می گردد.

لوله جدار در دو نوع مشبک (اسکرین) و غیر مشبک استفاده می شود(شکل۸-۱). لوله های جدار مشبک دارای روزنه های مناسب برای ورود آب به چاه است و در مقابل لایه هایی که قرار است آب آن استخراج شود نصب می شود ولی لوله های غیر مشبک در مقابل لایه ها و قسمت هایی از چاه که فاقد آب مناسب و یا

ریزشی اند، نصب می گردد. مثلاً باید در برابر لایه های حاوی آب شور لوله جدار غیر مشبک نصب کرد تا اجازه ورود آب شور به چاه را ندهد. لوله های جدار غیر مشبک را به روشهای گوناگون می توان مشبک نمود.



شکل۸-۱.لوله جدارغیرمشبک (راست) و مشبک (چپ)

ویژگی و وظایف لوله های جدار عبارت انداز (*Blair,1980*):

۱- پس از شستشوی چاه از ماسه دهی جلوگیری کند.

۲- فرم شکاف باید طوری باشد که مانع بندآمدن روزنه ها شود.

۳- حداکثر سطوح شکاف را باید برای ورود آب به چاه داشته باشد.

۴- بزرگی ابعاد شکاف باید در سراسر آن در یک اندازه باشد.

۵- به اندازه کافی باید استحکام داشته باشد.

۶- حداقل ممانعت را در برابر ورود آب ایجاد کند.

۷- در برابر خوردگی و زنگ زدگی مقاوم باشد.

۸- از نظر اقتصادی مقرون به صرفه باشد.

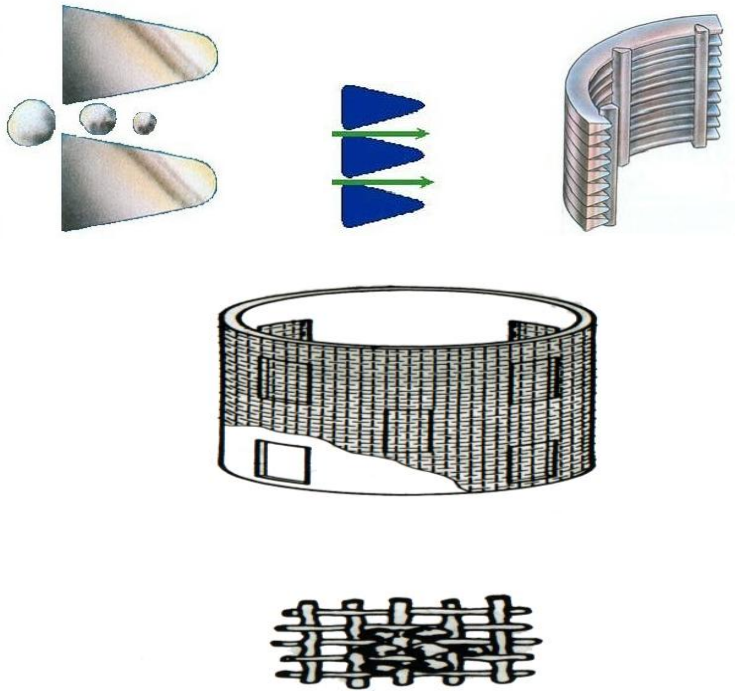
راه های مشبک کردن لوله جدار:

۱- سوراخ کردن لوله غیر مشبک بوسیله مته

۲- شکافتن لوله غیر مشبک بوسیله اره آهن بری

۳- ایجاد شکاف در لوله غیر مشبک بوسیله جوش اکسیژن

لوله های مشبک آماده که به اسکرین معروف است ،از جنس آهن گالوانیزه بوده و تا حدودی ضد زنگ و ضد خوردگی است و ۵۰ درصد سطح لوله سوراخ بوده و ۵۰ درصد دیگر را جسم لوله تشکیل می دهد همچنین فرم شکاف آنها V شکل بوده که دهانه باز V به سمت درون چاه است و این وضعیت از تجمع و گیر کردن دانه های رسوب جلوگیری می کند (شکل۸-۲). ضمن اینکه این حالت باعث می شود تا جریان یکنواخت شعاعی از پیرامون چاه ایجاد شود. ولی در لوله های مشبک معمولی شبکه جریان تابع فواصل منافذ از هم می باشد(شکل۸-۳).



شکل۸-۲. مقاطع عرضی لوله جدار اسکرین

انتخاب مناسب شکاف لوله جدار تابع قطر ذرات پشت لوله جدار می باشد. قطر باید بگونه ای باشد که ضمن عبور آسان آب، مانع حرکت دانه ها به سمت چاه گردد. از پارامترهای D_{84} , D_{30} , D_{50} در رسوبات مختلف پیشنهاد شده که می توان استفاده نمود.

طول لوله مشبک (h) بر قدرت آبدهی چاه (qf) موثر است:

$q_f = 2r\pi hv_{\max}$ (رابطه Sichardt)

که در آن r = شعاع چاه، V_{max}= حداکثر سرعت آب ورودی بر چاه و برابر $(K_f / 15)^{\wedge 0.5}$= V_{max} و k_f= ضریب نفوذ پذیری آبخوان ($\frac{m}{s}$) است

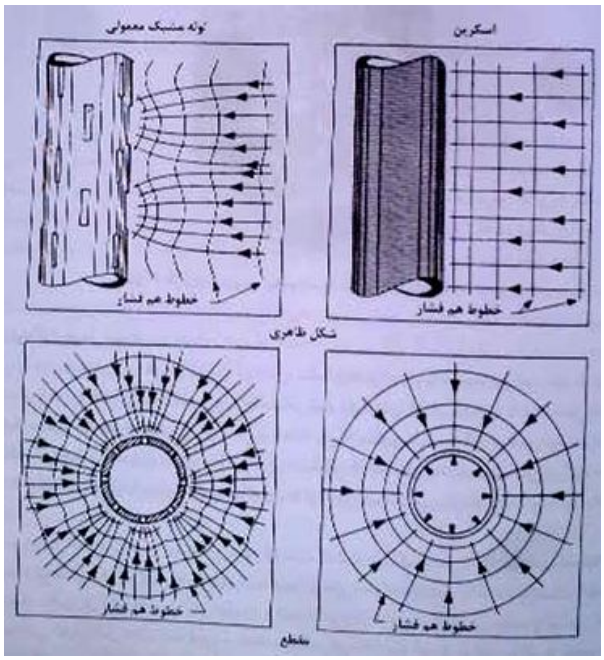
بر اساس رابطه زیشاردت می توان قطر مناسب لوله مشبک را بدست آورد.

$$D = \frac{qf}{\pi hv \max}$$

هر چه قطر روزنه های لوله جدار بزرگتر باشد، سرعت آب به درون چاه کمتر می باشد و این سرعت نباید از حد معینی تجاوز نماید. اسمیت (۱۹۸۰) مقدار سرعت بحرانی را ۰/۰۲ متر بر ثانیه توصیه نمود و بر این اساس مساحت کل روزنه های لوله جدار (مساحت شبکه) بر حسب متر مربع بصورت زیر بدست می آید.

F=50Q

که در آن Q دبی چاه برحسب متر مکعب بر ثانیه است.



شکل ۸-۳. اثر روزنه های لوله جدار بر شبکه جریان

مثال : قدرت آبدهی چاهی به قطر ۲۰ سانتی متر که حاوی لوله جدار مشبک به طول ۶ متر است را در صورتیکه ضریب نفوذ پذیری مصالح پشت لوله جدار مشبک بر $2.10^{-2}\frac{cm}{\sec}$ باشد را بدست آورید.

مثال: اگر قدرت آبدهی چاهی برابر با $50 m^3/h$ و سرعت حرکت ذرات $1.97.10^{-3} m/s$ و ارتفاع لوله جدار مشبک ۱۰ متر باشد، قطر مناسب لوله مشبک را برآورد نمائید.

لوله های جدار در بازار به اقطار مختلف ۲ تا ۲۲ اینچ وجود دارد که طول آنها معمولاً ۳، ۶ و۱۲ متری است و به سه روش در چاه قرار می گیرد. لوله ها ممکن است به هم جوش داده شوند یا پیچ شوند و یا اینکه توسط یک حلقه پیچ دار (کاپلینگ) به هم متصل گردند(شکل ۸-۴) و به آرامی وارد چاه شوند.

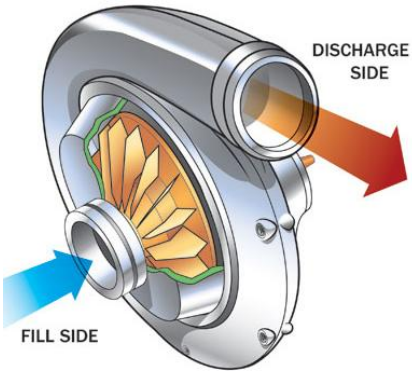
یکی از مشکلات اساسی در استفاده از لوله های جدار خوردگی و جرم گرفتگی آنهاست که باعث تخریب و کاهش عمر مفید لوله ها و کاهش آبدهی چاه و ماسه دهی آن می شود. جنس لوله های جدار متنوع است

ولی عمدتاً از آهن و فولاد می باشد ولی از فایبرگلاس با پوشش اپوکسی، چوب دارای پوشش اپوکسی، PVC، آزبست سیمان ، آلومینم و برنج نیز استفاده می کنند.

شکل ۸-۴ . کاپلینگ کردن لوله های جدار(راست) وکاپلینگ(چپ)

۴- پمپ گذاری در چاه:

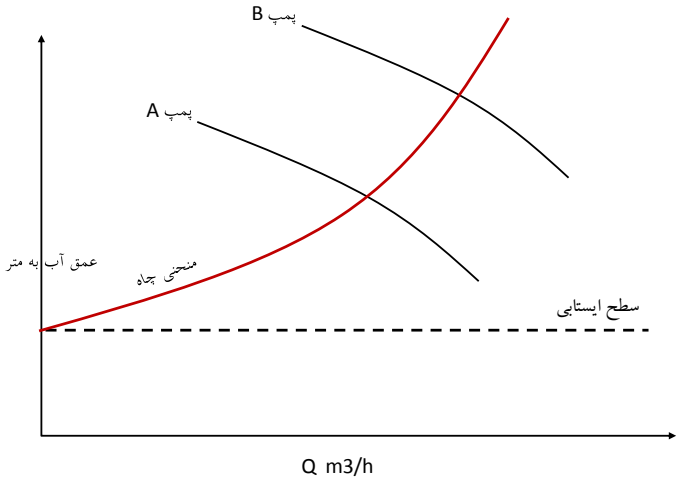
در بهره برداری از آب زیرزمینی فقط در چاه های آرتزین نیاز به پمپ نیست و آب با فشار آبخوان محصور به سمت بیرون هدایت می شود ولی در بقیه چاه ها نیاز به استفاده از پمپ های مناسب است(شکل۸-۵). برای پمپاژ آب عواملی چون میزان برداشت (دبی)، عمق چاه، سطح ایستابی و قدرت آبدهی آبخوان از پمپ های مختلف استفاده می شود.پمپ های معمول و رایج در استخراج آب شامل پمپ های دنده ای، پمپ های گریز از مرکز، پمپ های توربینی و پمپ های شناور است.



شکل ۸-۵.شمای یک پمپ

توانایی هر پمپ بالا آوردن آب تا یک ارتفاع و دبی معین است. لذا به منظور بالا آوردن آب پمپ ممکن است بصورت موازی و یا خطی بهم متصل شوند. برای افزایش میزان آب (Q) در ارتفاع ثابت پمپ را موازی می بندند ولی اگر برای انتقال آب به ارتفاعات مختلف مدنظر باشد، پمپ را بصورت خطی به یکدیگر متصل می کنند. معمولاً در چاه های کم عمق پمپ موازی و در چاه های عمیق بصورت خطی بهم متصل می شوند.

به منظور افزایش راندمان مطلوب چاه لازمست پمپ مناسب انتخاب شود. در این رابطه می توان از دفترچه راهنمای پمپ و نتایج آزمایش پمپاژ پله ای چاه استفاده نمود. یکی از روش ها، استفاده از گراف پمپ و گراف چاه و رسم آنها در یک دستگاه مختصات می باشد (شکل۸-۶). پمپ مناسب، پمپی است که منحنی آن، منحنی چاه را در محل نقطه عطف و یا نزدیک به آن قطع نماید(پمپ A). زیرا در این قسمت افزایش ظرفیت چاه مناسب با افزایش افت آب چاه می باشد.



شکل۸-۶. روش انتخاب پمپ مناسب چاه

تعداد پمپ ها در یک سری (خطی) با توجه به قدرت پمپ و ارتفاعی است که می تواند آب را به بالا منتقل نماید. اگر یک پمپ بتواند ۱۰ متر آب را به بالا براند، اگر عمق نصب پمپ ۷۰ متری باشد، در آن صورت **۷=۱۰÷۷۰** پمپ مورد نیاز است. عمق نصب پمپ به گونه ای باید باشد تا در مواقع پمپاژ آب و یا در حالت استراحت همواره زیر سطح آب باشد و عمق نصب آن به عوامل زیر بستگی دارد.

- عمق سطح ایستابی
- عمق سطح دنیامیک در پله مورد نظر
- تغییرات فصلی و سالانه سطح تراز آب زیرزمینی
- افت محلی سطح آب زیرزمینی

مثال: اگر عمق سطح ایستابی ۳۰ متر ، مقدار افت ۵ متر، افت محلی ۰/۵ متر ارسال، افت تغییرات فصلی ۰/۸ متر و عمر چاه ۱۵ سال در نظر گرفته شود، عمق نصب پمپ بصورت زیر محاسبه می شود.

H = ۳۰+۵+۰,۵×(۱۵)+۰,۸= ۴۲,۸ m

قدرت موتور پمپ را می توان از رابطه زیر بر حسب اسب بخار (HP) بدست آورد.

$$F_P = 10 + \frac{Q.\Delta h.100}{270.y}$$

که در آن مقدار ۱۰٪ نیروی تلف شده در شافت جعبه دنده و میل گاردان است.Q دبی چاه m^3/h و $\Delta h =$ ارتفاع صعود آب به متر و $y =$ راندمان موتور پمپ می باشد.

مثال: از یک چاه پمپاژ با دبی Lit/sec ۱۵۰ به ارتفاع ۴۰ متر آب بالا می آید اگر راندمان موتور پمپ ۸۰٪ باشد، قدرت موتور پمپ را بدست آورید.

۵- توسعه چاه:

باز نمودن مسیر زه جریان آب در پیرامون چاه را توسه چاه نامند. بطوریکه پس از آن آب زلال و بدون ذرات ریز و گل ولای از چاه خواهد بود. در نتیجه با توسعه چاه قابلیت نفوذ و انتقال آبخوان زیاد شده و افت آب در چاه کم می شود. با روش های زیر می توان چاه را توسعه داد:

الف- شستشوی برگشتی (Backwashing):

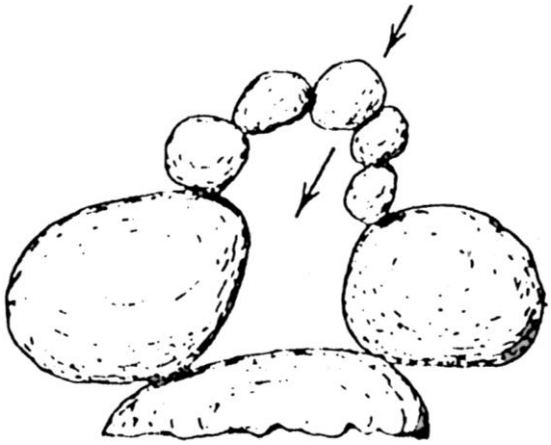
پمپ چاه در حال پمپاژ را چندین بار متوقف کرده تا آب از طریق شبکه لوله های جدار وارد آبخوان گردد. تکرار این عمل باعث شکستن پل بندها و باز شدن راه نفوذ آب می شود . این عمل آنقدر تکرار می شود تا آب کاملاً صاف از لوله جدار چاه خارج شود.

ب- استفاده از سنبه ها:

با ارسال یک وسیله شبیه سنبه، در آب تلاطم ایجاد کرده و آب گل آلود را از چاه خارج می کنند (همانند حالتی که از کندو های چوبی در قدیم از ماست کره می گرفتند). از گل کش هم می توان بعنوان سنبه استفاده نمود.

ج- با استفاده از هوا:

هوای فشرده را از طریق لوله وارد چاه کرده و با فشار وارد آبخوان می نمایند با این کار پل بندها شکسته شده و مسیر جریان آب یکنواخت و باز خواهد شد.



شکل۸-۷ شکستن پل بندها توسط هوای فشرده یا آب

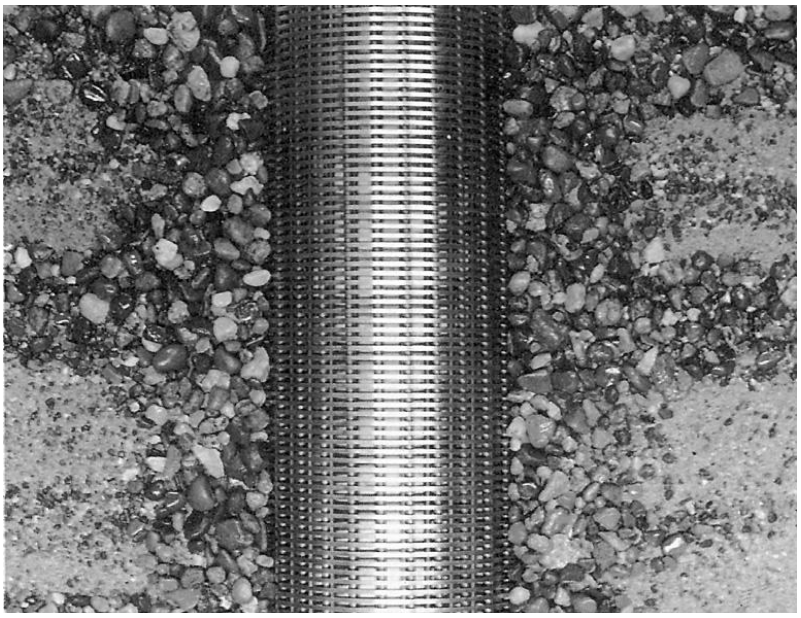
د- گراول پکینگ (شن ریزی):

توزیع دانه بندی رسوبات پشت لوله جدار بطوریکه با دورشدن از سطح لوله جدار و به سمت آبخوان اندازه دانه ها ریز شود را گراول پکینگ گویند (شکل۸-۸). شن ریزی می تواند بصورت یک لایه ای و یا دو یا سه طبقه شنی تشکیل شده باشد که در آن صورت به آن گریددگراول پکینگ (*Gradded gravel packing*) گویند. ضخامت شن ریزی بین ۸ تا ۲۰ سانتی متر در تغییر است. برای انتخاب اندازه مناسب از ذرات شن بعنوان فیلتر در پشت لوله های جدار روابط زیادی ارائه شده است و یکی از آنها بصورت زیر بیان می شود.

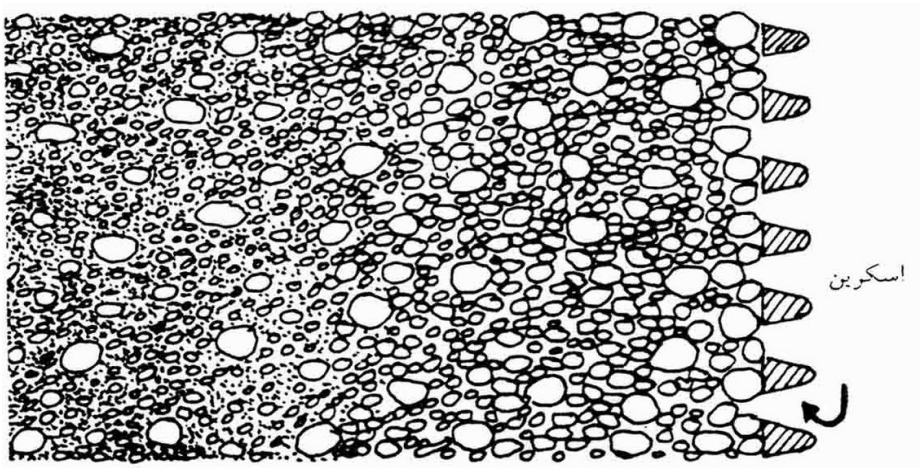
$$\frac{D_{SOG}}{D_{SOB}} \geq 4/5$$

که در آن D_{50G} قطر ذرات در ۵۰ درصد عبوری از منحنی دانه بندی شن و D_{50B} همان قطر از منحنی دانه بندی رسوبات آبخوان می باشد.

گراول پک دو وظیفه اصلی دارد؛ یکی اینکه مانع ورود ذرات ریز به درون چاه شود و دوم اینکه آب را سهولت از بین منافذ خود عبور دهد. مصالح مناسب برای گراول پکینگ سنگدانه های با ضریب یکنواختی نزدیک به یک مثل GP و SP خواهند بود(شکل ۸-۹).

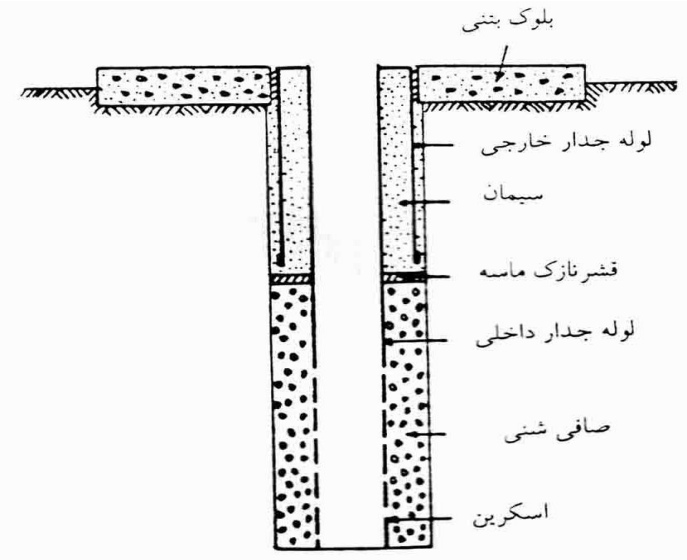


شکل۸-۸ طراحی گراول پک پیرامون چاه پمپاژ



شکل۸-۹ گراول پک مناسب

یک چاه قابل بهره برداری که دارای بازدهی بالا باشد، شامل اسکرین ، صافی شنی ،قسمتهای سیمانی شده و بلوکهای بتنی برای قراردادن تجهیزات موتورو پمپ است(شکل۸-۱۰).



شکل ۸-۱۰ مقطع یک چاه تکمیل شده

۶- اندازه گیری دبی چاه :

دبی یا آبدهی چاه، حجم آبی است که در واحد زمان از لوله آبده چاه تخلیه می شود. برای اندازه گیری آن روش های مختلف وجود دارد که دقیق ترین آن، روش حجمی است. در این روش با انتخاب ظرفی مناسب در زیر لوله آبده چاه و زمان پر شدن آن را یاد داشت می کنند و با تقسیم حجم آب جمع آوری شده به زمان دبی بدست می آید. یکی دیگر از روش های رایج استفاده از گونیای جت می باشد (شکل۸-۱۱) که در دو حالت افقی و قائم می توان دبی را از روابط زیر بدست آورد.

اندازه گیری در لوله آبده افقی وقتی لوله پر آب باشد. $Q=KLD^2$

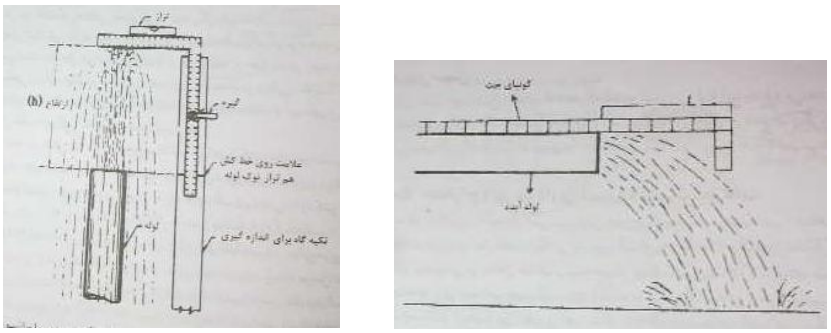
اندازه گیری در لوله آبده وقتی لوله کاملاً از آب پر نباشد. $Q=KLDx$

اندازه گیری از لوله آبده قائم $Q = 0/223D^2\sqrt{H}$

که در آن Q= دبی چاه به لیتر بر ثانیه ، L= پرش آب در لوله افقی به سانتی متر، D= قطر داخلی لوله آبده به اینچ، K ضریب ثابت تابع لوله (جدول۸-۲)، X= ارتفاع قسمت پر لوله، H= پرش عمودی آب بر حسب سانتی متر.

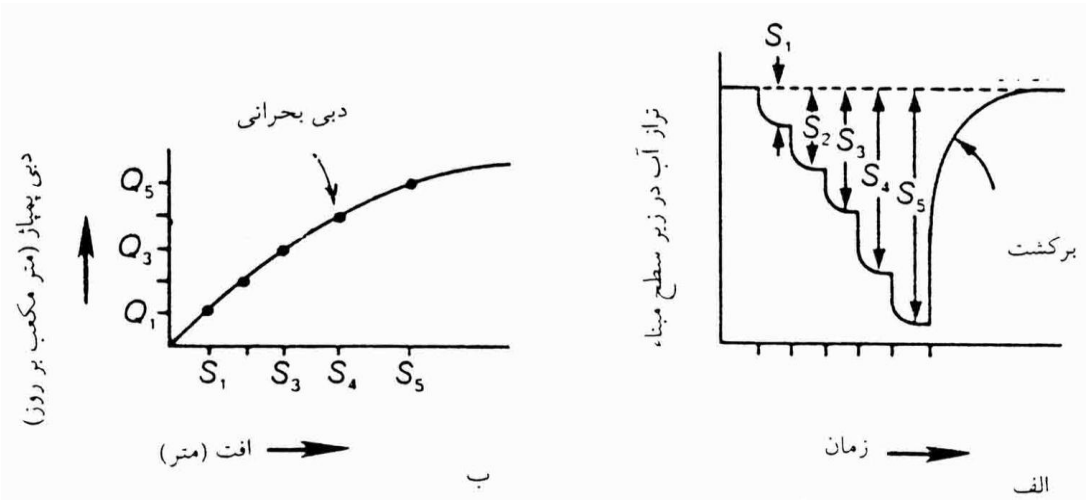
جدول ۸-۲ ضریب ثابت لوله(k)

قطر لوله (اینچ)	۳	۴	۶	۸	۱۰	۱۲
K	0.0207	0.020055	0.020255	0.019741	0.019874	0.019786



شکل ۸-۱۱روش اندازه گیری دبی چاه با استفاده از گونیای جت

میزان آبدهی چاه را به ازاء رسیدن به سرعت بحرانی، دبی بحرانی یا دبی حداکثر می گویند. برای محاسبه عملی دبی بحرانی از نتایج یک آزمایش افت پله ای استفاده می شود(شکل۸-۱۲) .

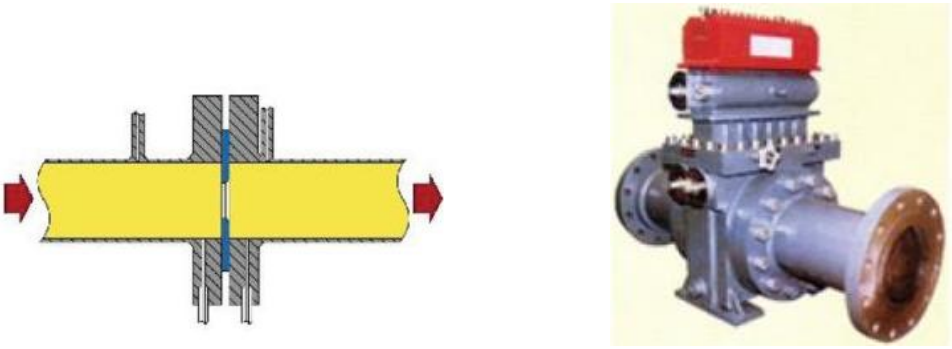


شکل ۸-۱۲. آزمون افت پله ای،الف- تغییرات تراز آب در چاه نسبت به زمان، ب-منحنی تغییرات دبی به افت کلی

برای اندازه گیری دبی آب چاهها از وسیله ای بنام اریفیس(Orifice)(شکل ۸-۱۳) و با فرمول زیراستفاده میشود.

$$Q=kA\sqrt{2gh}$$

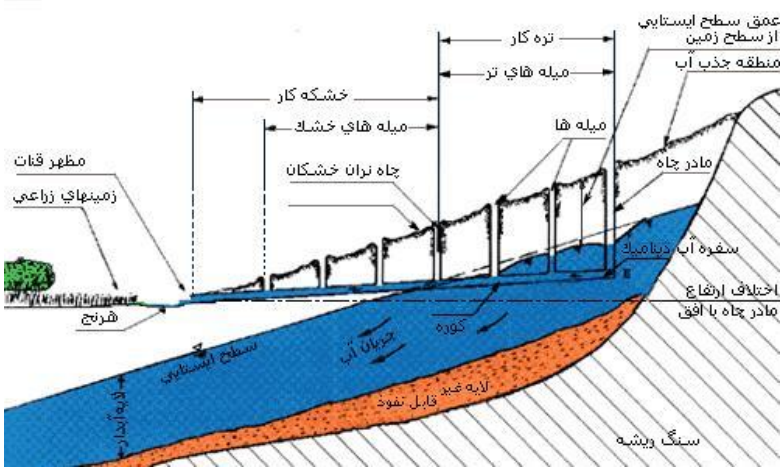
که در آن Q : دبی ، A: سطح مقطع اریفیس ، g: شتاب گرانی ،h : افت فشار وK: ضریبی است که به اریفیس بستگی دارد.



شکل۸-۱۳.اریفیس(Orifice) برای اندازه گیری دبی چاه

قنات (کاریز)

کاریز یک زهکش زیرزمینی است که شامل مجموعه ای از چندمین میله و یک کوره با شیب کمتر از شیب سطح زمین است و آب موجود در آبخوان را به مناطق پائین تر به سطح زمین منتقل می کند(شکل ۸-۱۴). نقطه خروج آب قنات (دهانه قنات) نامیده می شود(شکل ۸-۱۵). قسمت انتهایی قنات پیشکار نام دارد که توسط مادر چاه به بیرون راه دارد. طول مسیر زهکش قنات به دو قسمت خشکه کار و تره کار تقسیم می شود. قسمت تره کار محیط اشباع از آب بوده و در درون آبخوان قرار دارد.



شکل۸-۱۴ مقطع طولی قنات

شکل ۸-۱۵ دهانه یا مظهر قنات

طولانی ترین کاریز جهان و عمیق ترین ماده چاه مربوط به کاریز قصبه از شهرستان گناباد می باشد که طول کوره آن ۷۰ کیلومتر و عمق مادر چاه آن ۳۵۰ متر است. تاریخ کندن این قنات به دوره هخامنشی و یا قبل آن می رسد. ابزار و وسایل جهت حفر قنات شامل چرخ چاه، طناب، دلو، کلنگ و بیلچه، چراغ می باشد که از جمله ابزارهای ساده در حفاری محسوب می شود.

قنات همانند یک چاه پمپاژ باعث افت سطح ایستابی آبخوان می گردد و این اختلاف ارتفاع در سطح آب آبخوان و کوره قنات باعث حرکت آب به سمت قنات می شود. شیب هیدرولیکی در اطراف قنات معمولاً کمتر از یک چاه پمپاژ است.

عوامل تخریب قنات و کاهنده دبی آن عمدتاً عبارتند از:

۱- افت سطح ایستابی بعلت بهره برداری بی رویه چاه های عمیق اطراف قنات

۲- ریزش بدنه قنات در کوره و میله ها و مادر چاه

۳- گرفتگی یا پرشدگی قنات توسط سیلاب

۴- گرفتگی مجرای قنات در اثر رسوبات معلق در آب

۵- زیان های ناشی از زلزله و جابجایی گسل ها

چشمه (Spring)

یک چشمه نقطه ای در سطح زمین است که آب زیرزمینی بطور طبیعی از آن تخلیه می شود. در یک چشمه سطح آب زیرزمینی با سطح زمین تلاقی پیدا می کند(شکل۸-۱۶). چشمه ها معمولاً در پای دامنه ها بوجود می آیند. ارزان ترین روش استحصال آب زیرزمینی استفاده از چشمه است. هر چشمه دارای یک حوضه آبریز سطحی و یک حوضه آبگیر زیرزمینی است. حوضه آبریز سطحی مساحتی از زمین است که آب چشمه بطور ثقلی قادر به حرکت در آن می باشد. حوضه آبگیر زیرزمینی محدوده ای است که آب زیرزمینی از آن محدوده به سمت محل ظهور آب یا دهانه چشمه حرکت می کند.

چشمه را می توان از لحاظ نحوه پیدایش رفتار هیدرولوژیکی، مواد معدنی و دمای آب به انواع مختلف تقسیم بندی نمود (جدول۸-۳).

جدول۸-۳. تقسیم بندی چشمه ها

نحوه پیدایش	رفتار هیدرولوژیکی	مواد معدنی	دمای آب
چشمه کنتاکتی لایه ای	چشمه دائمی	چشمه معدنی	چشمه سرد
چشمه گسلی	چشمه فصلی	چشمه گاز دار	چشمه معمولی
چشمه سرریزی یا لبریزی	چشمه تناوبی	چشمه درمانی	چشمه گرم
چشمه جهشی یا آرتزین		چشمه آب گرم	چشمه داغ
چشمه کارستی			
چشمه بستری و زیر دریایی			

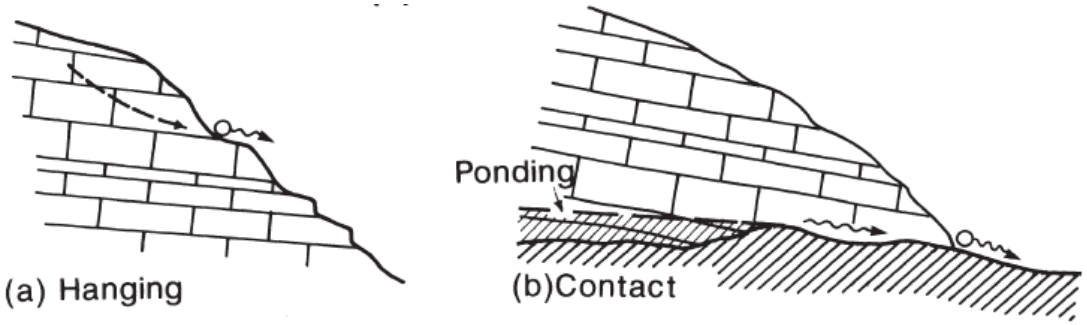
شکل ۸-۱۶ چشمه گیاش رامسر

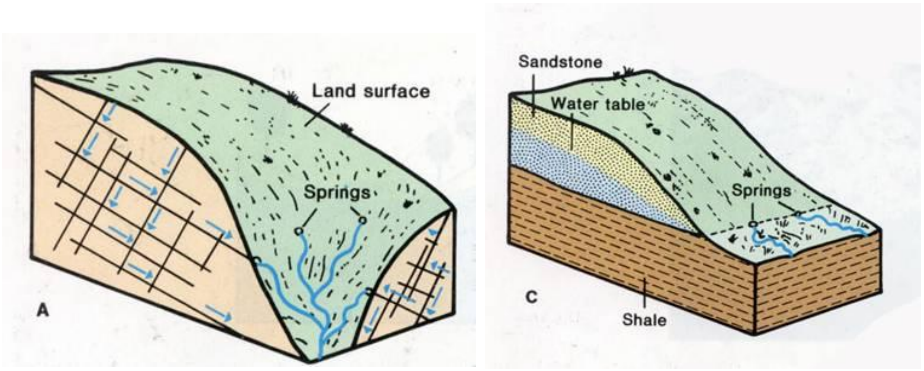
چشمه کنتاکتی یا لایه ای:

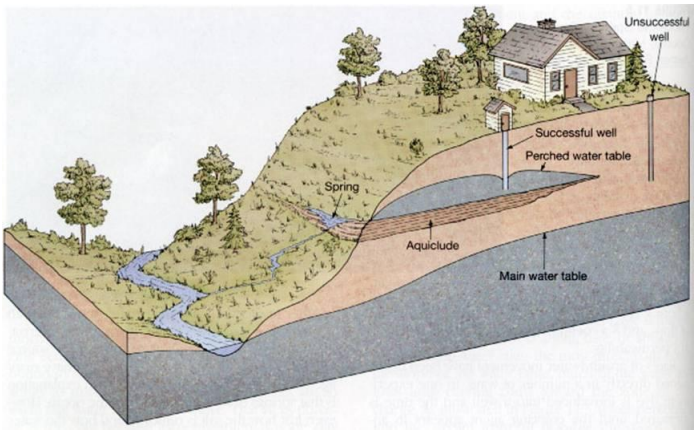
اگر قاعده یک آبخوان به سطح زمین راه یابد، این گونه چشمه بوجود می آید (شکل۸-۱۷)

چشمه های گسلی:

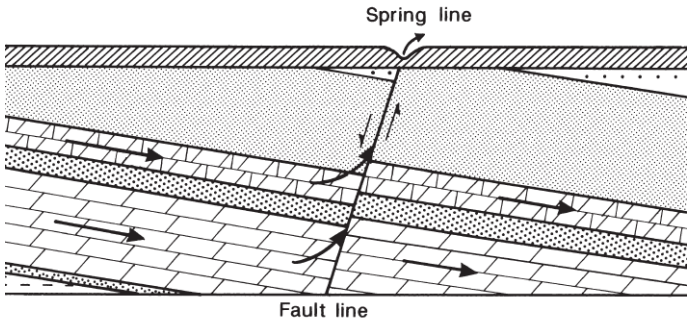
چنانچه یک گسل موثر بر آبخوان، ارتباط هیدرولیکی بین آبخوان با سطح زمین ایجاد کند، این چشمه بوجود می آید(شکل ۸-۱۸).

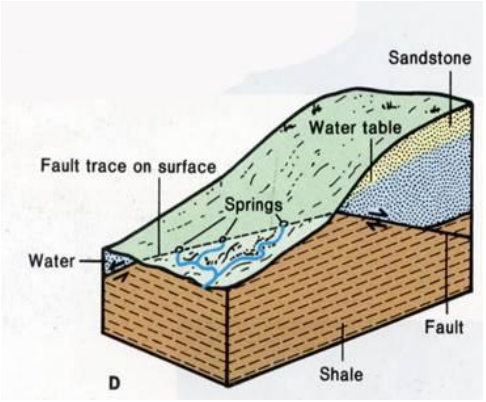






شکل۸-۱۷. چشمه کنتاکتی یا لایه ای

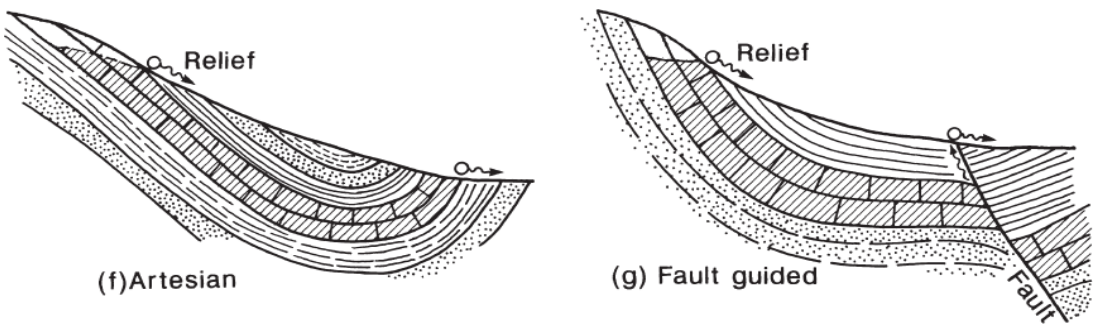




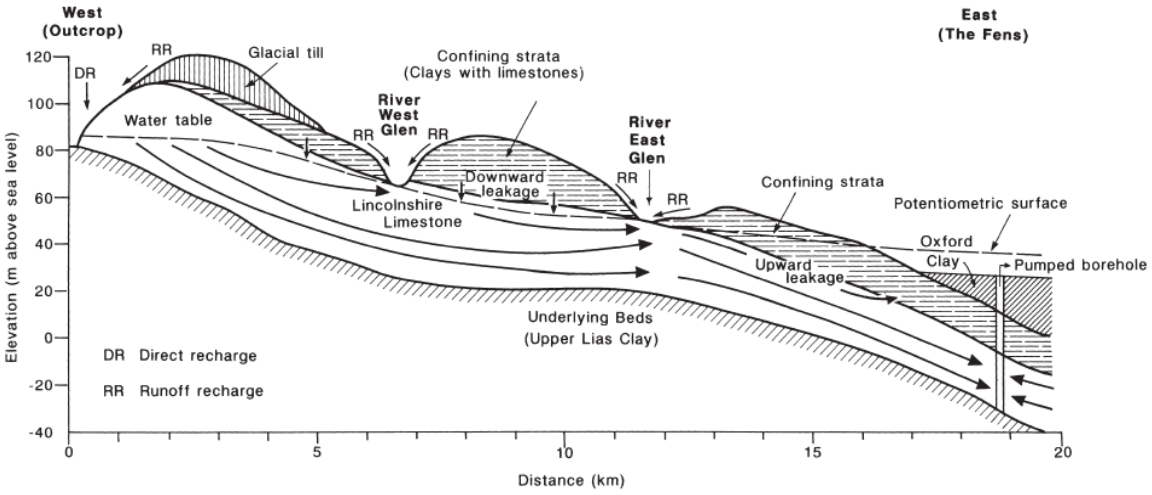
شکل۸-۱۸ چشمه های گسلی

چشمه های سرریزی:

وقتی یک آبخوان از اطراف به نوعی محدود گردد که سرریز آب زیرزمینی به سطح زمین راه یابد چشمه های سرریزی بوجود می آید. محدودیت ها می تواند ساختارهای زمین شناسی و یا توالی رسوبی به نوعی به سطح زمین راه پیدا کند، چشمه های جهشی بوجود می آید (شکل۸-۱۹). همچنین اینگونه چشمه در اثر نمایان شدن آبخوان بعلت فرسایش لایه های بالایی توسط رودخانه ها بوجود می آیند(شکل ۸-۲۰).



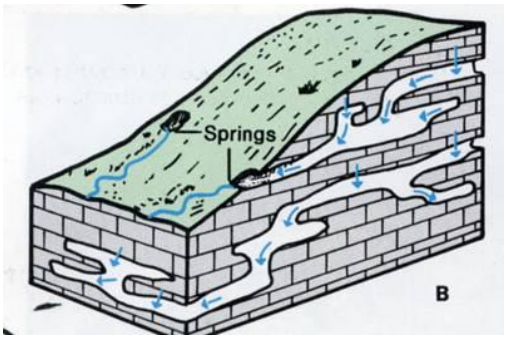
شکل۸-۱۹. دو نوع چشمه سرریزی توسط چین خوردگی لایه های آبخوان و گسل



شکل۸-۲۰. چشمه سرریزی در اثر فرسایش بستری رودخانه ها

چشمه های کارستی:

پدیده کارست باعث ایجاد مجاری قابل دسترسی آب زیرزمینی به سطح زمین می گردد و می تواند مختلفی از چشمه ها را بوجود آورد (شکل۸-۲۱).

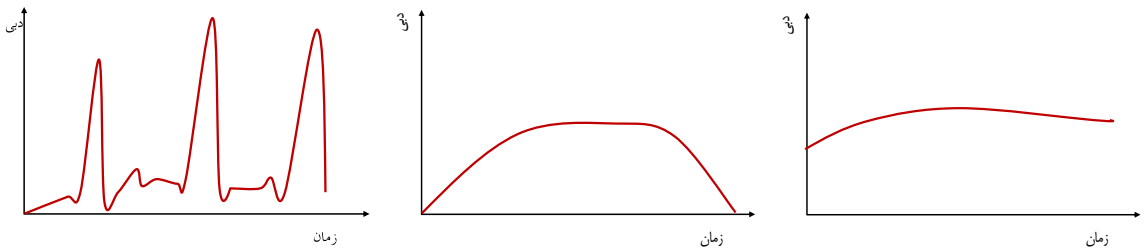


شکل ۸-۲۱. ظهور چشمه در یک آبخوان کارستی

چشمه های بستری:

ارتباط هیدرولیکی بین آبخون ویک سطح تر از رو سطحی مثل دریاچه، بستر رودخانه می تواند منجر به وجود چشمه های بستری شود. عوامل زمین شناسی چون خوردگی، شکل، توالی مناسب رسوب گذاری و زمین های کارستی می تواند باعث ایجاد چنین چشمه های شوند.

چشمه ها دائمی در تمام فصل سال آبدار بوده ولی چشمه های فصلی در مواقع بر باران حاوی آب است. چشمه های تناوبی در زمان بارندگی برای مدت کوتاهی آب خواهد داشت. هیدروگراف این نوع چشمه ها از هم متفاوت اند(شکل۸-۲۲).



شکل۸-۲۲. هیدروگراف انواع چشمه ها

چشمه های آب معدنی به چشمه های گفته می شود که مقدار املاح آن حداقل یک گرم در لیتر باشد. بر حسب نوع یون غالب به انواع آب معدنی سدیک-کلروره، کلسیم- کلروره، سدیک- هیدروژن کربنات، منیزیم- هیدروژن کربنات، سدیک- سولفات ، منیزیم- سولفات وکلسیم - سولفات تقسیم می شود.

علاوه بر آن چشمه های آهن دار،گوگردی،یدی،رادیواکتیوی و چشمه های ترش هم شناسایی و دسته بندی می شوند. چشمه های دارویی نقش درمانی برای برخی از امراض و بیماریها و بخصوص بیماری های پوستی دارند. استفاده از این چشمه باید با رعایت کامل موازین بهداشتی انجام شود و بعضاً ممکن است برای سلامتی مضر باشند.

چشمه های آب گرم در اثر جذب انرژی زمین گرمایی (Geothermy)، فعالیت های تکتونیکی، فعالیت آتشفشانی و فعل و انفعالات شیمیایی انرژی زا دارای دمای بالاتر از حد معمول دمای محیط خود می باشند.

چشمه های آب معدنی ، درمانی ، گاز دار و آب گرم علاوه بر کاربردهای مختلف طبی، دارویی و نوشیدنی جاذبه گردشگری زیادی را ایجاد می کنند که در مدیریت بر آنها و استفاده از آنها مستلزم توجه بیشتر است چرا که در نقاط مختلف کشور ما از این قبیل چشمه ها زیاد می باشد(شکل ۸-۲۳).

شکل۸-۲۳ چشمه آبگرم آرتزین (راست) و چشمه معدنی باداب سورت ساری (چپ)

فصل نهم
تغذیه مصنوعی و سدهای زیرزمینی

۹-۱ مقدمه

اصولاً سفره های آب زیرزمینی را می توان به عنوان یک مخزن طبیعی جهت ذخیره آب های سطحی مورد استفاده قرار داد. بدین صورت که آب های جاری سطحی در دوره های مرطوب(بارندگی) را با استفاده از روش های مختلف تغذیه مصنوعی وارد آبخوان نموده و در دوره های خشک که نیاز آبی افزایش می یابد، مورد بهره برداری قرار داد. تغذیه مصنوعی را می توان عملیات طراحی شده انسان برای انتقال آب از سطح زمین به داخل آبخوان، تعریف کرد.بعبارت دیگر به مجموعه عملیاتی گفته می شود که در جهت افزایش آب ورودی به آبخوان (سطح آب زیرزمینی) انجام می گیرد.

سد زیرزمینی نیز روش دیگر برای ذخیره آب در زیر زمین است. در مناطقی که دارای فضای کافی برای ذخیره آب باشد با احداث یک مانع در مسیر جریان آب زیرزمینی می توان آب را ذخیره نمود. سدهای زیر زمینی در ارتباط مستقیم با فرآیندهای تغذیه مصنوعی می باشند. ویژگی های زمین شناسی و هیدروژئولوژیکی منطقه غیر اشباع امکان و روش تغذیه مصنوعی و حتی سد زیرزمینی را تعیین می کند. عدم توجه به مسائل زمین شناسی ضمن ایجاد هزینه گزاف نتیجه مطلوبی را حاصل نمی کند.

هداف از اجرای تغذیه مصنوعی و احداث سدهای زیر زمینی عبارتنداز:

۱- کنترل و مهار سیلاب ها و ذخیره مقدار مازاد آن
۲- به تعادل رساندن وضعیت آبخوانها در دشتهای با بیلان منفی
۳- مقابله با پدیده هجوم آبهای شور
۴- حذف آلودگی های میکروبی و باکتریولوژیک در اثر حرکت در محیطهای متخلخل
۵- جلوگیری از پدیده نشست زمین
۶- استفاده از پتانسیل مخزن زیرزمینی جهت ذخیره آب مازاد در فصل غیر زراعی
۷- افزایش حجم ذخایر آب زیرزمینی به علت افزایش مصرف با رشد جمعیت

۹-۲ فاکتورهای موثر بر انتخاب روش های تغذیه

۱. ویژگی های هیدروژئولوژیکی منطقه
۲. توپوگرافی و جریان رودخانه
۳. ویژگی های منبع آب
۴. جنبه های قانونی
۵. قابلیت دسترسی به اراضی و نوع کاربری آنها
۶. پذیرش اجتماعی

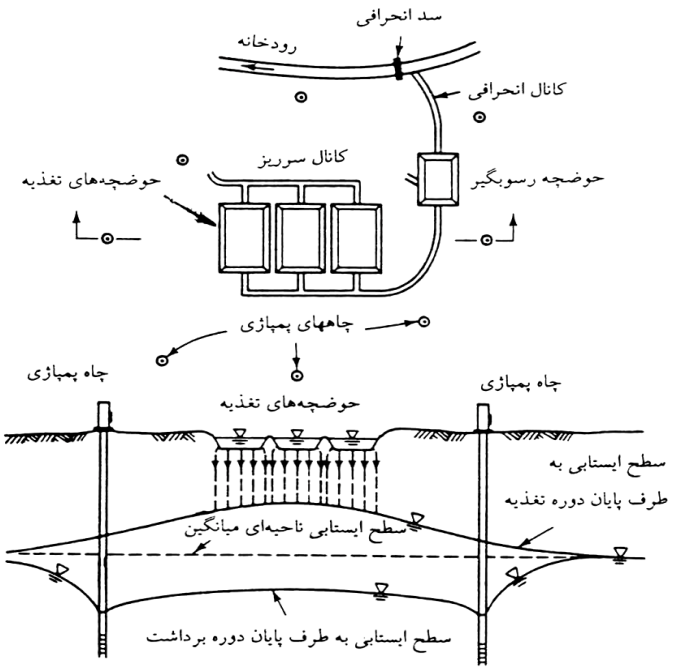
۹-۳ روش های تغذیه مصنوعی

بطور کلی روش های تغذیه مصنوعی به دو صورت سطحی و زیرزمینی انجام می شود. در روش سطحی ایجاد حوضچه های تغذیه، حفر گودال تغذیه،پخش سیلاب، تغذیه از بستر رودخانه و ایجاد نهر و شیار عملیات تغذیه مصنوعی انجام می شود. در روش زیرزمینی استفاده از چاههای تزریق و تغذیه القایی(واداری) عمل تغذیه مصنوعی انجام می شود. در این بخش به شرح مختصر هریک از روش ها پرداخته می شود.

۹-۳-۱ حوضچه های تغذیه

در مناطقی که دارای زمین کافی و مناسب برای ذخیره سطحی آب وجود داشته باشد، با احداث حوضچه های تغذیه می توان آب را به مرور به زیرزمین منتقل کرد(شکل۹-۱).این روش برای آب های صاف و زلال و در مناطقی که میزان تبخیر زیاد نباشد مناسب تر است. حوضچه های تغذیه معمولاً در نزدیک ترین مناطقی که منبع تامین آب باشد، ایجاد می گردد. در حواشی رودخانه ها با احداث یک سد انحرافی می توان آب را به حوضچه های تغذیه منتقل نمود(شکل ۹-۲).

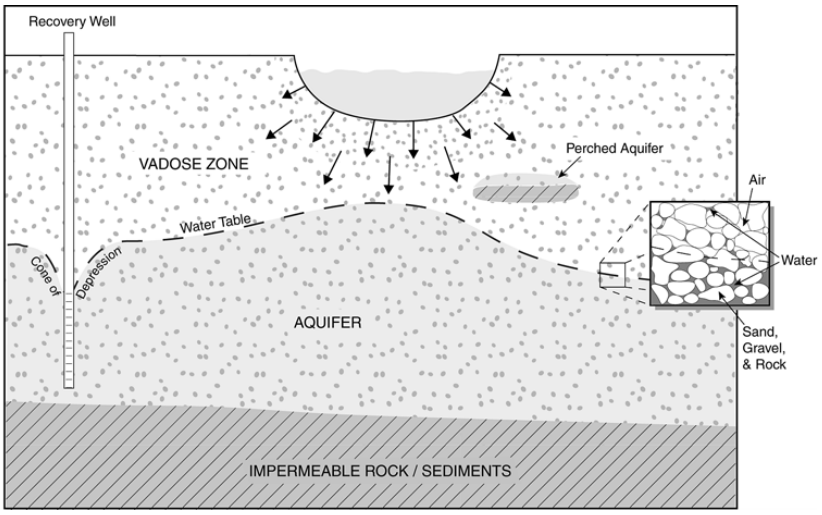
شکل۹-۱. دو نمونه از حوضچه های تغذیه مصنوعی



شکل۹-۲. طراحی حوضچه های تغذیه مصنوعی در حاشیه یک رودخانه

۹-۳-۲ گودال تغذیه

در جاهایی که یک لایه نفوذناپذیر و یا کم نفوذپذیر در نزدیکی سطح زمین وجود داشته باشد، سفره از طریق گودالها یا میله چاههای نفوذپذیر تغذیه میشود(شکل۹-۳و ۹-۴). هزینه های احداث این گودالها معمولاً بالاست و در جهت کاهش هزینه ها میتوان از گودالهای ایجاد شده با مقاصد دیگر نظیر گودالهای بوجود آمده ناشی از معادن متروکه ، آزمایشهای هسته ای و منابع قرضه حاشیه راهها استفاده نمود(شکل ۹-۵). میله چاهها(پیتینگ) قطر کمتر و عمق بیشتری دارند.آنها توسط دست یا داگ لاین حفر میشوند و بعضاً با مواد درشت دانه مخلوط شن و قلوه سنگ پر می شوند(شکل۹-۶).



شکل۹-۳. تغذیه آبخوان از طریق گودال تغذیه

شکل۹-۴. حفر گودال تغذیه(راست) و گودال تغذیه پراز آب(چپ)

در کنار بسیاری از جاده های سراسری گودال های متعدد شن و ماسه وجود دارد که سازندگان راهها برای تامین شن و ماسه و مصالح مورد نیاز احداث راه، در اعماق گوناگون و در راس مخروط افکنه دشت ها و مناطق با خاکهای دانه درشت، ایجاد نموده و پس از خاتمه پروژه، آنها را به حال خود رها نموده اند. از این نمونه گودال ها که بعضاً بدلیل رها شدن، به محل تخلیه زباله های شهری و روستایی تبدیل می شود در مناطق مختلف دیده می شود. استفاده از این گودالها بعنوان محل تغذیه مصنوعی نیز مزایایی را در پیدارد که به جهت صرفه جویی در هزینه خاکبرداری در حجم بسیار زیاد و صرف هزینه و زمان از اولویت بالایی برخوردار است.

شکل ۹-۵. گودال معدن متروکه شن و ماسه مناسب برای تغذیه مصنوعی

ساده ترین شیوه استفاده از آب باران ، بلافاصله پس از بارش بر روی زمین ، پیتینگ میباشد(شکل ۹-۶). در این روش با حفر چاله هایی مانند چاله درخت با عمق کمتر از چاله درخت و در فاصل مشخصی که هر چاله از چاله بعدی حدود ۲ متر فاصله پیدا می کند، موجب میشود که آب باران هایی که در زمین های حدفاصل چاله ها باریده اند، قبل از بهم پیوستن و ایجاد جریان رگه های آب جاری ، در چاله ها جمع آوری و محبوس شده و چون زمین محل حفر چاله ها ، از نوع خاکهای دانه درشت و واریزه ای است ، سریعاً در زمین نفوذ می کنند. این نمونه چاله ها که با تراکتور های مجهز به ابزار چاله کنی حفر می شود.

شکل۹-۶. ایجاد میله(چاله) تغذیه

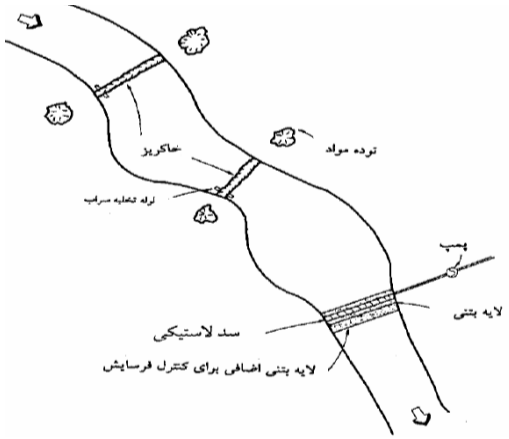
۹-۳-۳ پخش سیلاب

در حاشیه مسیل ها و رودخانه ها حوضچه های منفردی شبیه نعل اسب احداث میشود و آب سیلابی یا آب مازاد رودخانه را به درون این حوضچه هدایت می کنند. دیواره های این حوضچه ها از خاکریز لایه لایه و متراکم است که از طرف دهانه نعل اسب باز بوده و ارتفاع آن به سطح زمین نزدیک میشود. آب وارده به سیستم ابتدا به حوضچه های رسوبگیر که دارای طول زیاد و مسیرهای چرخشی درون حوضچه است وارد شده و پس از طی شدن زمان ماند پیش بینی شده در طراحی، به سمت قسمت انتهایی حوضچه رفته و از طریق سرریزهای سنگی یا بتنی و یا لوله های تخلیه کننده از آن خارج میگردد.

آب صاف و زلال خارج شده از حوضچه های رسوبگیر بداخل حوضچه های تغذیه که دارای اشکال یکنواختی هستند شده و به مرور در زمین نفوذ می نمودند . ابعاد این حوضچه ها و بویژه شکل و طول حوضچه آبگیر براساس شرایط فیزیکی آب مورد استفاده محاسبه و طراحی می گردد .

۹-۳-۴ تغذیه از بستر رودخانه(تغذیه بستری)

کاهش شیب بستر رودخانه ها و مسیل ها و در نتیجه کم کردن سرعت جریان، موجب نفوذ دادن آب از طریق بستر رود می شود(شکل ۹-۷). یکی از ایرادهای این روش رسوبگذاری مواد است. برای کاهش شیب بستر رودخانه ها از سازه هایی از قبیل سنگریزها و گابیون بندیها استفاده می شود. این سازه های خشک و خشکه چین موجب طولانی شدن مسیر جریان در بستر رود و کاهش شیب طبیعی بستر و نفوذ آب بداخل بستر می گردد.



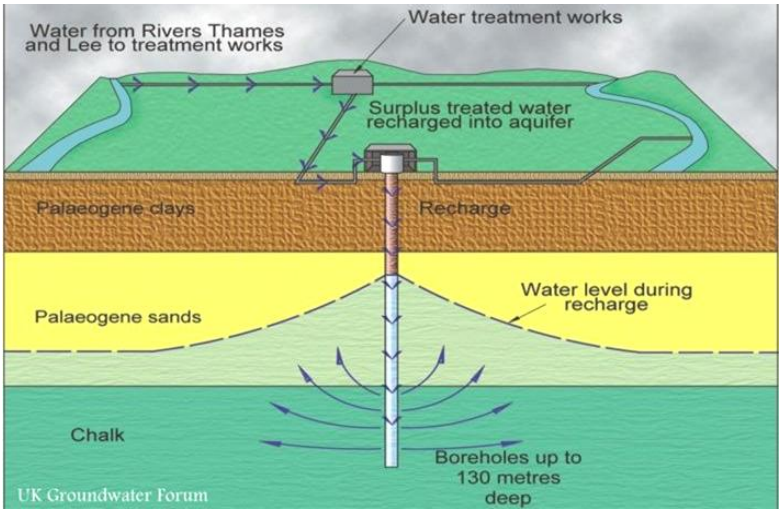
شکل ۹-۷. تغذیه بستری

۹-۳-۵ نهر و شیار(کنتور فارو، خطی، نواری)

این روش ها نیز مبتنی بر ممانعت از ایجاد جریان های سطحی در اراضی شیبدار و واریزه ای احداث می شوند. با استفاده از تراکتور های مجهز به گاوآهن های پنجه غازی و سایر ادوات مناسب، شیارهای طولی شبیه شخم، در روی زمین های شیبدار ایجاد می کنند تا آبهای جاری در سراشیبی ها در این شیار ها به تله افتاده و در امتداد شیار جریان یافته و به آرامی در زمین نفوذ کنند. این شیارها غالباً موازی با خطوط میزان و کنتور لاین ها و خطوط تراز توپوگرافی حفر می شوند و چنانچه این شیارها ازحالت موازی بودن باخطوط تراز خارج شوند، بلافاصله در اثر تجمیع آب و هجوم آبهای اطراف تخریب می شوند.

۹-۳-۶ چاه های تزریق(چاههای تغذیه)

در این روش از طریق چاه های آبکشی معمولی یا چاه های تغذیه ای که به همین منظور حفرمی شود، آب وارد زمین می گردد و باعث بالا آمدن سطح ایستابی میشود(شکل۹-۸). در مناطقی که چاه مناسب موجود باشد و یا لایه های سطحی نفوذپذیری مطلوبی نداشته باشند از چاه تزریق استفاده می شود.



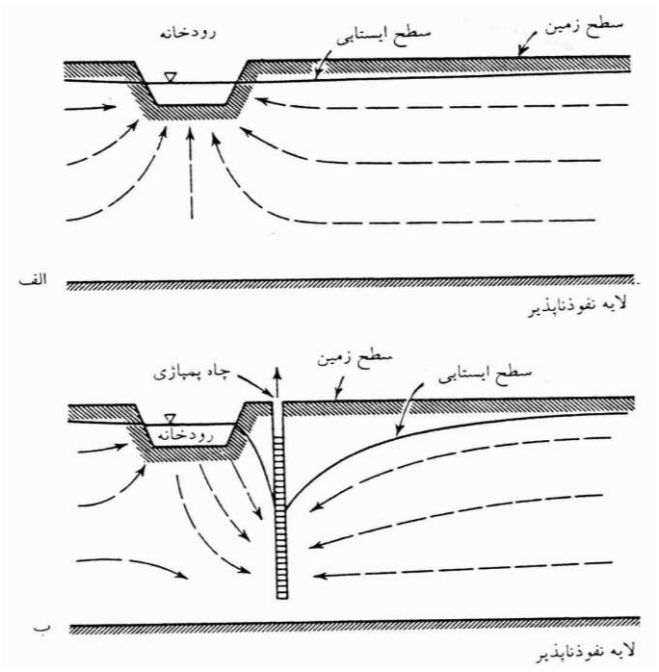
شکل ۹-۸چاه تغذیه(چاه تزریق)

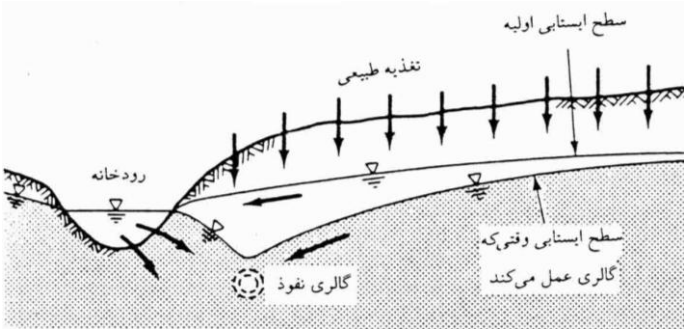
۹-۳-۷ تغذیه بوسیله قنات ها

تغذیه مصنوعی به روش تزریق کردن آب در مجاری قنات های خشک شده انجام می گیرد. تغذیه از طریق مادرچاه و یا میله های قنات انجام می شود. سیستم انتقال آب باید کنترل شده باشد و مدیریت گرددبطوریکه باید سعی شود تا با نفوذ آب دیواره چاهها تخریب نگردد و آب گل آلود وارد قنات نشود.

۹-۳-۸ تغذیه واداری(Recharge Inducement)

برداشت آب از آبخوان در کنار رودخانه ها به وسیله پمپاژ یا دیگر روش ها، برای پایین انداختن سطح آب زیرزمینی، نرخ نفوذ آب به زیرزمین را افزایش خواهد داد و در نتیجه موجب واداشتن حرکت آب به طرف سفره آب زیرزمینی میشود(شکل۹-۹).





ج

شکل ۹-۹ . تغذیه واداری، الف-الگوی جریان طبیعی، ب- الگوی جریان پس از پمپاژ، ج- گالری نفوذ

۹-۴ سدهای زیرزمینی

سد زیرزمینی از جمله تکنیک هایی است که به کمک آن می توان از طریق بهبود منابع آبی موجود، بهره وری آن ها را افزایش داد. همچنین با جمع آوری و استحصال آب هایی که از دسترس خارج می شوند(نشت آب و بازگشت به لایه های زیرین) به هنگام خشکسالی به مقابله با بحران کم آبی پرداخت و میزان هدر رفت آب را کاهش داد. با استفاده از سدهای زیر زمینی می توان با توجه به شرایط محلی امکان استفاده از منابع آب زیرزمینی راتا حدود ۳۰ درصد افزایش داد که این میزان افزایش به خصوص در مناطق خشک رقم قابل ملاحظه ای بوده و می تواند تأثیر بسزایی در منطقه به خصوص در مواقع بحران بگذارد.

مزایا و معایب سدهای زیرزمینی عبارتنداز:

۱. هزینه ساخت بسیار پایین تر
۲. نزدیکتر بودن سد به محل مصرف
۳. عدم کاهش آب به علت تبخیر سطحی

۴. بهداشتی تر بودن مصرف آب آن به علت گندزدایی از میکروب و ویروسهایی که اغلب در آبهای پشت سد ها وجود دارد .
۵. توزیع آب سدهای سطحی بوسیله کانال کشی بسیار گران است .
۶. تکنولوژی ساخت بسیار ساده

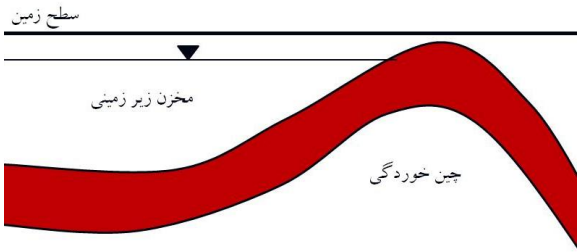
معایب سدهای زیر زمینی عبارتنداز:
۷. حجم آب کمتری را در مخزن خود ذخیره می نماید .
۸. تخمین صحیح آب ذخیره شده و قابل برداشت بسیار مشکل است و به عوامل متعددی بستگی دارد .
۹. در این نوع سدها به علت غیر قابل رویت بودن کار،کنترل عملیات اجرایی،کنترل کیفیت ساخت دیواره اب بند و همچنین کنترل آبگذاری از مرزها بسیار مشکل می باشد . و نیاز به دقت و مطالعه زیادی دارد .
۱۰. در صورتی که عمق بدنه سد از ۷۰ متر بیشتر باشد پروژه از لحاظ اجرایی و تهیه دستگاه حفاری مناسب و مسائل اقتصادی با مشکل مواجه خواهد شد.

۹-۵ انواع سدهای زیرزمینی

سدهای زیرزمینی از لحاظ وضعیت قرار گیری در زمین به دو دسته سد طبیعی و سد مصنوعی تقسیم می شوند.

الف) طبیعی :

عوامل زمین شناسی گوناگونی مثل گسل خوردگی، چین خوردگی، تغییرات لیتوژیکی باعث بوجود آوردن موانع در مسیر جریان آب زیر زمینی می گردد و آب با حجم معین پشت آن جمع می گردد و مخزن آب را بوجود می آورد(۹-۱۰).



شکل۹-۱۰.سد طبیعی در پشت یک چین خوردگی

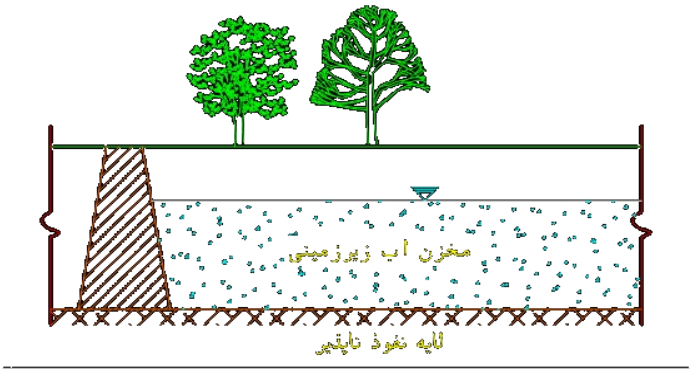
ب) سدهای مصنوعی :

سدهایی هستند که ساخته دست بشر هستند و به دو دسته مدفون و نیمه مدفون تقسیم می شوند.

ب-۱) سدهای مدفون : این نوع سدها شامل دیواره ای هستند که به طور کامل داخل زمین قرار گرفته اند و مخزن آن در داخل آبرفت بالا دست تشکیل می گردد . اکثر سدهای زیر زمینی از این نوع هستند. سدهای مدفون به دو دسته نزدیک سطح زمین و در اعماق زمین تقسیم می شوند.

ب-۱-۱) سدهای مدفون نزدیک سطح زمین :

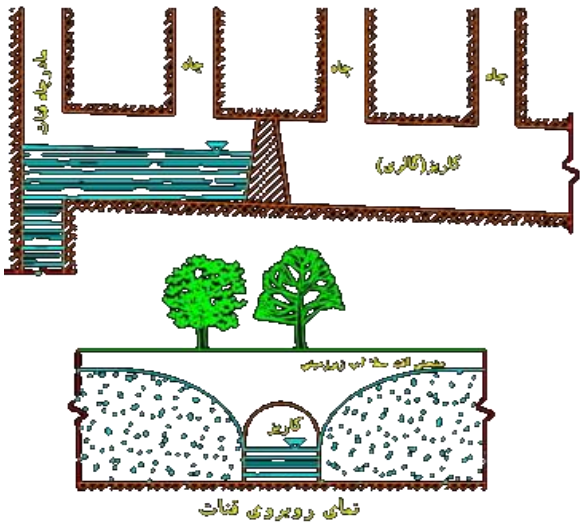
لایه نفوذناپذیر مصنوعی هستند که عمود بر مسیر آب زیرزمینی قرار گرفته اند و ارتفاع آن از سطح زمین بالاتر نمی آید(شکل ۹-۱۱).



شکل ۹-۱۱. سدزیرزمینی مدفون نزدیک سطح زمین

ب -۱-۲-) سدهای مدفون در اعماق زمین

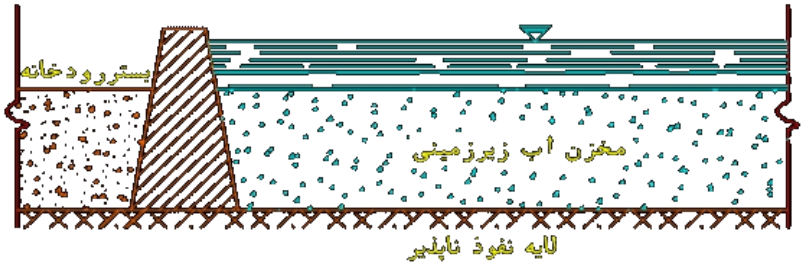
در بعضی مواقع به منظور جلوگیری از خروج آب قنوات در زمان غیرآبیاری و زمستان می توان در محل مناسبی از مسیر قنات اقدام به احداث سد زیرزمینی نمود و آب مازاد را در داخل سفره بالا دست آن ذخیره ساخت. این روش به طور سنتی در بعضی از نقاط کشور به کار گرفته شده است. همچنین با احداث این گونه سدها می توان مسیر برخی از چشمه ها و قناتها را مسدود کرد و آب آنها را به سمت چشمه اصلی و مادر چاه قنات ها هدایت نمود.



شکل ۹-۱۲. سدزیرزمینی مدفون در اعماق زمین

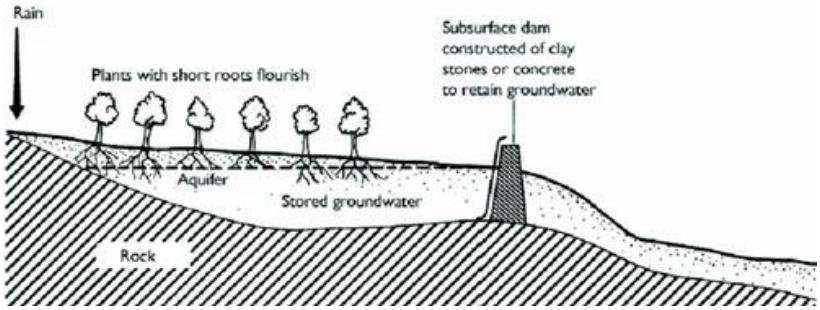
ب-۲ سدهای نیمه مدفون

در سدهای نیمه مدفون دیواره نفوذناپذیر غالباً تا ارتفاع بالاتری از سطح زمین نیز امتداد پیدا می کند(شکل۹-۱۳). این نوع سدها می توانند علاوه بر یک مخزن زیرزمینی به حجم مخزن زیر سطحی خود بیفزاید و آن را توسعه دهد. بنابراین برای کنترل سیل نیز مناسب خواهند بود. نمونه ای از این سدها در ژاپن بنام سد نیمه مدفون جوگین است.

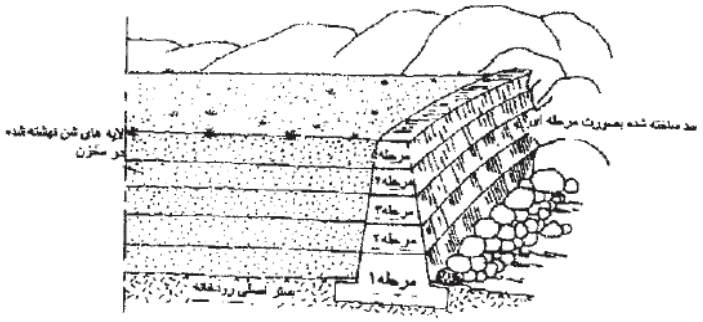


شکل۹-۱۳.سدزیرزمینی نیمه مدفون

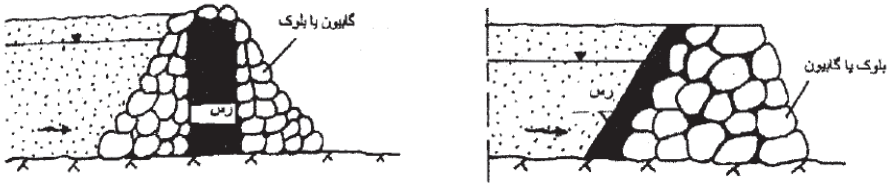
همچنین سدهای زیر زمینی را از لحاظ نوع مصالح به کار رفته می توان به انواع هسته رسی،بتنی، محافظت شده با ورق های قیر اندود و پلاستیکی تقسیم بندی نمود(شکل ۹-۱۴).مخزن سدهای زیرزمینی می تواند با مصالح شنی پرشود.



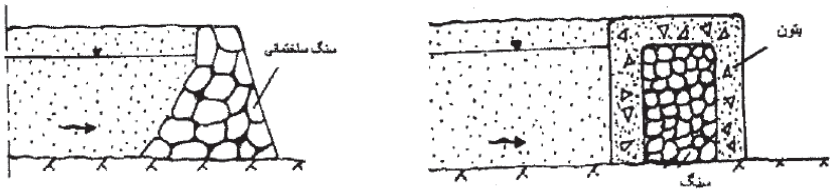
سدبتنی یا رسی



مراحل ساخت سدشنی



گابیون با هسته رسی گابیون با پوشش رسی



سنگ ساختمانی سنگی با پوشش بتنی

شکل ۹-۱۴. انواع سدهای زیرزمینی براساس نوع مصالح

۹-۶ طراحی سدهای زیر زمینی

مراحل طراحی سدهای زیر زمینی به شرح زیر است.

الف) مطالعات احداث سد (مقدماتی و تکمیلی)

الف-۱) مطالعات مقدماتی

الف -۲) مطالعات تکمیلی

ب) مکانیابی سدهای زیرزمینی

ب- ۱) توپوگرافی حوضه

ب-۲) زمین شناسی حوضه

ج) ساخت سدهای زیر زمینی

الف) مطالعات احداث سد (مقدماتی و تکمیلی)

دره های کوچک V یا U شکل مکان های مناسبی جهت احداث سدهای زیر زمینی می باشند که با انجام مطالعات مورفولوژیکی، زمین شناسی، هیدرولوژیکی و بهره گیری از دانش ژئوفیزیک نسبت به شناخت محل های مناسب آنها می توان اقدام نمود. بگونه ای که با مطالعات فیزیکی و تعیین عمق سنگ بستر، تعیین ضخامت نهشته های آبرفتی، تعیین سطح ایستابی، ضخامت لایه آبی، شرایط نفوذ پذیری سفره، مطالعات چینه شناسی و سنگ شناسی به مکانیابی و تعیین محل مناسب سدهای زیر زمینی پرداخته می شود.

بدیهی است دره های کم عرض V شکل و آبرفت های کوهستانی مشرف به مخروط افکنه ها بهترین نواحی احداث این قبیل سدها می باشند. از نظر زمین شناسی لایه های آبرفتی با ضخامت کم و لایه های نفوذ ناپذیر سنگ بستر نزدیکتر به سطح زمین به همراه حرکت آبهای زیر زمینی در جهت شیب هیدرولیکی به عنوان بهترین شرایط مناسب در پتانسیل یابی سدهای زیر زمینی محسوب می شوند. همچنین تعیین شکستگی ها و درزه های تکتونیزه، وجود زمین لغزش های احتمالی و تعیین دقیق شیب گرادیان هیدرولیکی آب زیر زمینی و تغییرات مسیر و انشعابات فرعی آن از دیگر مواردی است که باید در مطالعات مربوط به انتخاب محل سدهای زیر زمنی مشخص شود.

به طورکلی مطالعات احداث سدهای زیر زمینی در دو مرحله مطالعاتی به شرح زیر انجام می شود .

الف-۱) مطالعات مقدماتی

شامل جمع آوری اطلاعات مربوط به عکس هوایی، نقشه های توپوگرافی، زمین شناسی، اطلاعات مربوط به تراز آب زیر زمینی، آورد سالانه آبهای زیر زمینی و سطحی در منطقه، وضعیت سیلاب های محتمل، اطلاعات مربوط به بارشهای منطقه، آزمایشات ژئوفیزیک و نظایر آن می باشد.

الف -۲) مطالعات تکمیلی

شامل اطلاعات مربوط به نوسانات فصلی آبهای زیر زمینی حفر گمانه جهت تعیین عمق و خصوصیات سنگ کف، تعیین ضخامت ابرفت و نهایتاً رسم پروفیل های طولی و عرضی آبراهه ها می باشد. لازم به ذکر است انجام

مطالعات در زمان اجرا و حتی بعد از آن نیز ادامه می یابد و در حین اجرا دیواره آببند سد می بایست به طور منظم از بدنه سد و تکیه گاهها به خصوص در محل اتصال دیواره آب بند به سنگ کف مغزه گیری به عمل آید و آزمایشات متعددی جهت بررسی کیفیت مغزه و کنترل و اطمینان از صحت اجرای عملیات صورت پذیرد که به منظور ایجاد اتصال مناسب بین دیوار آب بند و سنگ کف می بایست دیواره حداقل ۲۰ سانتی متر در سنگ کف فرو رود.

ب) مکانیابی سدهای زیرزمینی

در مکانیابی باید به توپوگرافی حوضه و زمین شناسی حوضه توجهی خاص داشت.

ب- ۱) توپوگرافی حوضه

۱- حوزه باید دارای اقلیم خشک یا نیمه خشک باشد.

۲- شیب زمین باید کمتر از ۵٪ باشد که این خصوصیت بیشتر در دره ها یا رودخانه های باریک و یکدست یافت می شود.

۳- سدهای زیر زمینی را می توان در خروجی دشت هاو یا در محل گسل ها نیز احداث نمود.

۴- بهترین حوضه ها جهت احداث سدهای زیر زمینی باید دارای یک مسیر خروجی آب زیر زمینی باشد.

۵- بستر نفوذ ناپذیر به فاصله کمی از سطح زمین قرار نداشته باشد.

۶- لایه های زمین با خلل و فرج زیاد و ضخامت کافی برای ذخیره مناسب است.

۷- کمترین فاصله تا محل مصرف باشد.

ب-۲) زمین شناسی حوضه

لیتولوژی : سنگ کف و دیواره های مخزن باید به گونه ای باشد که آبگذاری نداشته باشد. این کار با انجام عملیات ژئوتکنیک که شامل حفاری گمانه های اکتشافی و آزمایش لوژان در محل احداث سد و در محوطه سد امکان پذیر می باشد.

ساختارهای زمین شناسی : شناسایی وضعیت ساختاری شامل انواع گسل ها، چین خوردگی ، سطوح لایه بندی و دگرشیبی ها در بررسی هندسی مخزن ضرورت دارد.

مخزن سد : از عوامل مهم قابل اجرا بودن یک سد زیر زمینی نفوذ پذیری مخزن و قابلیت ذخیره سازی و بازدهی آبخوان است. در محل های خروجی دشت ها به دلیل بعد مسافت و کم شدن توپوگرافی و عبور جریان سطحی و فصلی و دائمی عمدتاً آبرفت های ریزدانه هستند. لیکن سیلاب های عظیم در بعضی از سنوات لایه های درشت دانه به جا گذاشته که بایستی آن پدیده با ضخامت لایه آبدار و عمق سنگ کف در آن ناحیه و با حفر گمانه های اکتشافی مورد بررسی قرار گیرد. عواملی از قبیل ضخامت قسمت خالی سفره بالا دست محور

و جنس رسوبات در راندمان ذخیره و آبدهی و عواملی مانند شیب آبراهه و سطح مقطع خروجی در هزینه های اجرایی طرح بسیار موثر می باشند.

ج) ساخت سدهای زیر زمینی

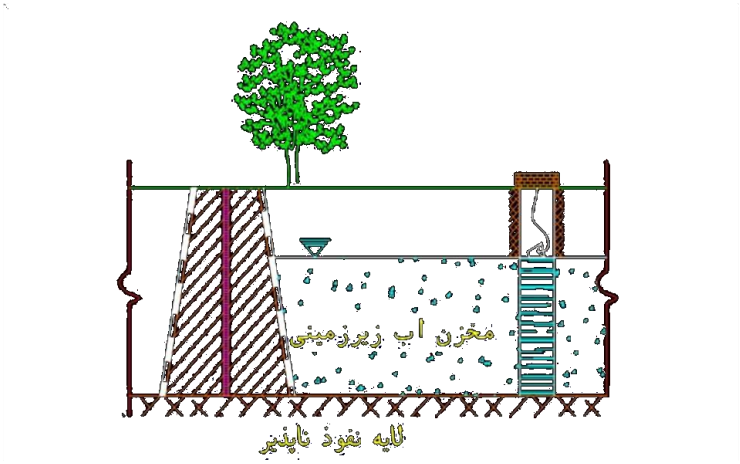
معمولاً زمان احداث سدهای زیر زمینی در پایان فصل خشک می باشد. که سطح آب زیر زمینی پایین می باشد و عملیات اجرایی به سهولت بیشتری همراه خواهد بود. مصالح مصرفه در احداث سدهای زیر زمینی با توجه به سه پارامتر ۱- منبع قرضه موجود در منطقه ۲- هزینه های مصرفی و ۳- سهولت انجام کار تعیین می شود هرچند از مواد ساختمانی مختلفی برای احداث سد می توان استفاده کرد. اما تنها احتیاج به آب بند کردن دیواره های سد می باشد.

سیستم آب بند یا بدنه اصلی سد در سدهای بزرگ به روش های مختلفی مانند رس متراکم شده – ورق های قیراندود- پرده تزریق و دیوار آب بند بتنی اجرا گردد. در نمونه های کوچک سدهای زیر زمینی جهت اجرای دیوار اب بند از مصالح بنایی مثل آجر - ملات ماسه و سیمان و حتی مواد ژئوتکستایل به عنوان عامل آب بند کننده استفاده می شود. لازم به ذکر است جهت اجرای دیواره آببند با ابعاد بزرگ به دستگاه ها و ماشین آلاتی با قدرت بالا نیاز است و این نکته باید در بررسی های امکان سنجی و اقتصادی پروژه مورد توجه قرار گیرد.

۹-۷ استخراج آب از سدهای زیر زمینی.

استخراج آب از سدهای زیر زمینی به دو صورت ثقلی و چاهی صورت می گیرد.

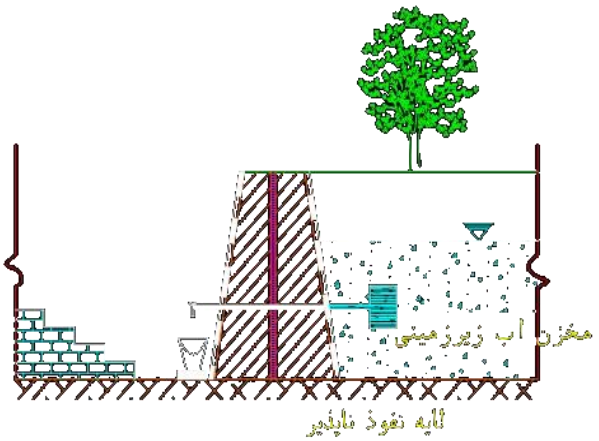
۱ -**استخراج به وسیله چاه :** در این روش بر روی مخزن آب زیرزمینی در پشت سد زیر زمینی چاه هایی حفاری شده و آب به سطح زمین پمپ شده و استفاده می شود(شکل۹-۱۵).



شکل ۹-۱۵. استخراج به وسیله چاه

۲ -**استخراج آب به روش ثقلی** : در مناطقی که تامین آب از طریق پمپاژ و در بالا دست سد صورت می گیرد. می توان با نصب خروجی در داخل سد، جریان آب را بدون نیاز به پمپاژ از مخزن به طرف محل مصرف منتقل

و با حذف چاه ها و یا استفاده موردی از آنها صرفه جویی قابل توجهی در هزنه های تامین آب به عمل آورد. اگر محل بهره برداری مردم در پایین دست سد باشد و شرایط توپوگرافی نیز هم فراهم باشد امکان استخراج آب از مخازن به صورت ثقلی وجود دارد(شکل۹-۱۶).



شکل۹-۱۶. استخراج آب به روش ثقلی

فصل ۱۰

کیفیت آبهای زیرزمینی

کیفیت آبهای زیرزمینی تابع ترکیب شیمیایی، بیولوژیکی و محتوای مواد رسوبی و درجه حرارت است. از دیدگاه زمین شناسی ، ترکیب شیمیایی آب زیرزمینی تا حد زیادی منشا و تاریخ مواد زیرزمینی که در تماس با آب بودند را مشخص می کتد. کیفیت آب زیر زمینی نتیجه کلیه فرایند ها و واکنش هایی است که از زمان تشکیل و تراکم آب در اتمسفر تا زمانی که توسط چاه ، قنات یا چشمه از زیر زمین خارج می شود بر روی آن عمل کرده است.

روش های بیان غلظت محلول :

در اکثر مواقع غلظت مواد در آب برحسب ppm بیان می شود. Ppm عبارتست از یک قسمت وزنی از مواد حل شده در یک میلیون قسمت وزنی از محلول ، مثلاً یک گرم ماده حل شده در یک میلیون گرم آب.

۱ ppm = ۱ mg/lit

$$epm = \frac{ppm}{equivalent}$$

epm= میلی اکی والان بر لیتر و اکی والان برابر نسبت وزن اتمی یون به ظرفیت آن.

بمنظور کسب شناخت از وضعیت کلی کیفیت آب زیرزمینی از برخی شاخص ها استفاده می شود،که مهمترین آنها عبارتنداز: هدایت الکتریکی(EC) ، PH ، قلیاییت و سختی.

هدایت الکتریکی(EC): Electrical Conductivity

هدایت الکتریکی آب ، قابلیت هدایت و انتقال جریان الکتریسیته در آب را می نامند. مقدار هدایت الکتریکی به غلظت مواد قابل حل و املاح موجود در آن بستگی دارد.آب خالص در انتقال برق، هادی ضعیفی است. برای اندازه گیری (EC) با اندازه گیری مقاومت الکتریکی دو سرالکترودهای موازی درون محلول آب اقدام می شود.

$$EC = \frac{K}{R}$$

که در آن k ضریب ثابت مقاومت سنج و R مقدار مقاومت است. واحدEC در سیستم متریک m^{-1}.mho است. موهو (mho) عکس اهم (ohm) است. واحدهای معمول EC موهو بر سانتی متر – میلی موهو برسانتی متر و میکروموهو برسانتی متر می باشد. در اکثر نوشته ها و منابع بجای mho بصورت جمع از عبارت موس (mhos) استفاده می شود و رایج تر است.

درآبهای زیرزمینی کاتیونهاو آنیونهای مهم به شرح جدول زیر می باشند که با غلظت های مختلف یافت می شود.

Cations	Anions	Other
	Major Constituents	
Calcium (Ca^{2+})	Bicarbonate (HCO_3^-)	Dissolved CO_2 ($H_2CO_3^*$)
Magnesium (Mg^{2+})	Chloride (Cl^-)	Silica ($SiO_2(aq)$)
Sodium (Na^+)	Sulfate (SO_4^{2-})	
Potassium (K^+)		
	Minor Constituents	
Iron (Fe^{2+}, Fe^{3+})	Carbonate (CO_3^{2-})	Boron (B)
Strontium (Sr^{2+})	Fluoride (F^-)	
	Nitrate (NO_3^{2-})	

این یون ها سبب هدایت الکتریکی آب می شود.EC با شاخص مجموع جامدات محلول TDS (Total Dissolved Solids) و فشار اسمزی (OP) دارای یک رابطه خطی مستقیم است

$TDS_{(ppm)}$=٦٤٠ EC (mmho/cm) , OP=٠,٣٦ EC (mmho/cm)

بطور معمول به ازای افزایش هر درجه حرارت برحسب سانتیگراد آب حدود ۲ درصد به میزان EC اضافه می شود. در ۲۵ درجه سانتیگراد مقدارEC در حد درجه حرارت استاندارد قرار دارد. مقدار TDS آبهای زیرزمینی از کمتر از ۱۰۰ تا۱۰۰,۰۰۰ میلی گرم بر لیتر در تغییر است. بعنوان مقایسه مقدار TDS آب دریا ۳۴۰۰۰ میلی گرم و یک محلول آب نمک اشباع (Nacl) حدود ۳۰۰,۰۰۰ mg/l می باشد.حداکثر مقدار مجاز TDS آب آشامیدنی حدود ۵۰۰ mg/l در نظر گرفته می شود.

PH: غلظت یون هیدروژن معیاری برای اسیدی یا بازی بودن آب است. برای $PH = 10^{-7}$ مول در لیتر آب وضعیت خنثی خواهد داشت.در حالت کمتر از ۷ آب اسیدی و بالاتراز آن آب باز(قلیا) است.اکثر آبهای طبیعی دارای PH بین ۶ تا۸,۵ هستند.در شرایط خالص آب به 10^{-4} تا 10^{-14} هم میرسد.

Source	pH	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	SiO_2†	TDS
Precipitation:										
1	4.3	0.26	0.03	0.07	0.05	—	3.03	0.24	—	6
2	5.4	0.41	0.59	4.36	0.10	—	1.97	8.2	—	16
Sea Surface:										
3	7.8	423	1,320	11,100	410	129	2,790	19,900	1–10	36,100
Rivers:										
4	—	19	2.3	6.4	1.1	68	7.0	6.5	11.1	122
5	—	83	24	95	5.0	135	270	82	9.3	703
Groundwater:										
6	6.9	10	1.5	5.0	0.8	19	5.5	11	—	49
7	7.6	24.5	10.7	24.9	4.7	170	21.8	7.1	56.5	234
8	7.5	69	29	3.5	1.1	297	37	9.4	11	320
9	6.9	21	3.1	170	8.4	400	12	85	12	510
10	7.3	210	100	2,000	46	300	1,200	3,000	6.7	6,700

جدول ۱ نمونه مقادیر یونهای موجود در آبها (میلی گرم بر لیتر)

قلیاییت (حالت قلیایی) : عبارتست از ظرفیت آب برای خنثی کردن اسید. با توجه به اینکه تمامی قلیایی بودن آب زیرزمینی توسط یون های کربنات و بی کربنات تولید می شود. عیار قلیاییت بر حسب غلظت $CaCO_3$ بهمراه CO_2 و HCO بیان می شود.

سختی آب: حضور یونهای قلیایی مثل Sr^{2+},Mg^{2+}, Ba^{2+},Ca^{2+} در آب سختی آنرا تعیین می کند. با افزایش غلظت یونهای مذکور سختی آب بیشتر خواهد شد.در کشورهای مختلف معیار واحد سنجش متفاوت است.یک درجه سختی آلمانی معادل۲/۸ میلی اکی والان در لیتر از کل قلیایی خاکی است.

سختی کل آب از طریق قلیایی خاکی (Cao+Mgo) ایجاد می شود و به دو دسته سختی کربناته و غیرکربناته تقسیم می شود.سختی کربناته برابر است با مقدار Hco۳ و هم کاتیونها و سختی غیرکربناته از اختلاف سختی کل و سختی کربناته بدست می آید.براساس درجه سختی آلمانی آبهارا بصورت زیر تقسیم بندی می کنند.

شرح سختی	درجه سختی آلمانی	
	میلی اکی والان در لیتر	درجه
خیلی نرم	کمتراز۱,۴۲	کمتر از ۴
نرم	۲,۸۶-۱,۴۳	۴-۸
تاحدودی سخت	۶,۴۲-۴,۲۸	۱۲-۱۸

۱۸-۳۰	۶,۴۲-۱۰,۷۲	سخت
بزرگتراز ۳۰	بالاتراز ۱۰,۷۲	خیلی سخت

وجود یون های دوظرفیتی (نظیر Ca وMg ...) درآب باعث سختی آب می گردد . سختی موقت که شامل هیدروژ ن کربنات ها می شود ، قابل زدایش است . وسختی دائم به سبب وجود سولفات ها وکلرید ها ویاسایر نمکهای محلول درآب است. به مجموع سختی موقت وسختی دائم آب سختی کلی می گویند .دربعضی کشور ها سختی آب را برحسب درجه تعداد اکی والان میلی گرم یون های کلسیم ومنیزیم دریک لیترآب بیان می شود .

اکی والان میلی گرم سختی: تعداد میلی اکی والان گرم های یونهای کلسیم یا منیزیم را دریک لیترآب نشان می دهد. که شامل اکی والان میلیگرم از $Ca(HCO_3)_2$ و$Mg(HCO_3)_2$ (سختی موقت) و یا $CaSO_4$ و $MgSO_4$ (سختی دائم) است.

عناصراصلی موجود در آب های زیرزمینی:

کلسیم (Ca):

فراوانی کلسیم عمدتاً در کربنات (۳۰۲_{ppm})، ماسه سنگها (۳۹_{ppm})، سنگهای آذرین (۳۶_{ppm}) و شیل ها (۲۲_{ppm}) وجود دارد. در آبهای زیرزمینی کلسیم یکی از کاتیون های اصلی آب های زیرزمینی است.منابع تامین کننده Ca در آب عموماً از سنگ های رسوبی نظیر سنگ آهک ، دولومیت ،گچ ، ماسه سنگ و دیگر سنگ های آواری می باشد.سنگ های آذرین نظیر سیلیکات ها ، پیروکسن ها ،آمفیبول ها و فلدسپات ها نیز تولیدکننده Ca و حمل به درون آب هستند ولی با توجه به انحلال کمتر این سنگها و فراوانی کمترشان نسبت به سنگهای رسوبی سهم کمی در تولید Ca موجود در آب دارند.

منیزیم (Mg) :

منیزیم موجود در آبهای زیرزمینی حاصل سنگ های آذرین مثل اولیوین ها (دونیت) ،آمفیبولیت ها، سنگهای دگرگونی و همچنین سنگهای رسوبی نظیر دولومیتها می باشد. در تجزیه انواع سنگها بیشترین فراوانی در سنگهای کربناته می باشد.اکثر آبهای زیرزمینی دارای مقادیر کمی از Mg است فقط در حالتی که آب در تماس سازندهای دولومیتی و یا سنگهای غنی از Mg باشد، غلظت یون منیزیم در آب قابل ملاحظه خواهد بود.

سدیم(Na) :

سدیم عمدتا در سنگهای آذرین حاوی فلدسپات ،کانیهای رسی، شیلها و سنگهای دگرگونی شیستی و تبخیریها وجود دارد. هریک از سنگهای مذکور به نحوی در تماس با آب های زیرزمینی قرارگیرندخواهد بود تا غلظت عنصر سدیم را در آب افزایش دهند. همچنین آبهای محبوس شور و یا آبهای دارای منشا دریایی شورآبها دارای مقادیر قابل توجهی سدیم هستند.

پتاسیم (K) :

درمقایسه با بقیه عناصر غلظت یون پتاسیم در آب زیرزمینی کم است.منشا پتاسیم عمدتا سنگهای رسوبی نظیر ماسه سنگها، شیلها و سنگهای آذرین است.

آهن (Fe) :

آهن در آبهای زیرزمینی به صورت محلول Fe^{2+} مشاهده می شود.تغییرات غلظت آهن بین۱ تا۱۰ میلی گرم در لیتر است. وقتی Fe^{2+} در معرض هوا قرارمی گیرد اکسید شده و تولید Fe^{3+} می کند و نامحلول بوده و بصورت هیدروکسید فریک رسوب می کند و باعث رنگ قهوه ای آب می شود.منشا آهن در آب می تواند حاوی آمفیبولها ،پیروکسنها ،بیوتیتها ،منیتیتها و الیوینها باشد.در سنگهای رسوبی نظیر شیلها (۴۷۲۰۰ppm)، ماسه سنگها (۹۸۰۰ppm) و کربناتها(۳۸۰۰ppm) گزارش شده است.

فعالیت باکتریها در غلظت آهن آب زیرزمینی نقش دارد.

منگنز(Mn) :

درکانیهای بیوتیت و هورنبلند منگنز به فراوانی وجود دارد و منشا تولید سنگهای آذرین در آبهای زیرزمینی است. در سنگهای رسوبی شامل شیلها و ماسه سنگها اکسیدهای منگنز و هیدروکسیدهای آن منشا تولید mnدر آبهای زیرزمینی خواهد بود. یونهای دوظرفیتی Mn^{2+} در آب محلول بوده و با غلظت کمتر از Fe^{2+} وجود دارد.وقتی Mn^{2+} در معرض اکسیداسیون قرارگیرد به اکسیدهای هیدروته تبدیل شده و ایجاد لکه های سیاه در لوله های آب و البسه می کند.غلظت حداکثر Mn^{2+} در آب شرب ۰/۰۵ mg/l است.

کربنات و بی کربنات:

گاز Co۲ اتمسفر ، مقادیر تولید شده توسط جانوران، سنگهای کربناته و تبخیری ها منشا تولید کربنات(CO۳) و بی کربنات(HCO۳) در آبهای زیرزمینی است. غلظت کربنات در آبهای زیرزمینی معمولاً کمتراز mg/l ۱۰ می باشد.

کلر (Cl):

منشا یون کلر در آبهای زیرزمینی تماس آب با سازندهای سنگ های تبخیری ،کربنات ها و شیل ها است.سنگ های آذرین سهم کمتری در تولید کلر دارند.آبهای محبوس و آبهای شور دریاها می توانند به غلظت کلر در آبهای زیرزمینی بیافزاید. غلظت کلر در آبهای آشامیدنی کمتر از ۲۵۰ میلیگرم برلیتر است.غلظت بالای کلر در آب موجب مسمومیت گیاهان می شود.(جدول) مقدار یون کلر مرز بین آب شور و شیرین است.

سیلیس(Si):

در اکثر سنگها عنصر وجود دارد.بالاترین غلظت Si در آبهای زیرزمینی در تماس با سنگهای ولکانیکی است.در اکثر آبهای زیرزمینی غلظت این یون حد ۲۰mg/l است.گرانیتها، دیابازها ،سنگهای شیلی و ماسه سنگها منشا مهمی برای افزایش غلظت سیلسیس در آبهای زیرزمینی اند.

سولفات(So۴) :

سولفاتها در آبهای زیرزمینی از اکسیداسیون پیریت و سایر سولفیدها بدست می آید.ژیپس و انهیدریت و سولفات سدیم از دسته منابع سنگهای رسوبی سولفاتها هستند.غلظت بالای سولفات مزه آب را تلخ می کند.سولفاتهای سدیم منیزیم و پتاسیم به آسانی در آب محلولند.

کیفیت آب در سازندهای زمین شناسی:

آب زیرزمینی در حین حرکت از درون فضای متخلخل و درز و شکاف سنگها و رسوبات قادر به حل برخی عناصر در خود بوده و غلظت املاح را افزایش می دهد.درجه انحلال آب زیرزمینی به جنس سازند نوع عناصر، اشباع شدگی محلول، درجه حرارت و مدت توقف آب در سازند است.ترکیب کانی شناسی سازندهای زمین شناسی

متفاوت بوده لذا کیفیت آب در انواع آنها متفاوت می باشد و در اینجا به مهمترین گروه های زمین شناسی اشاره می شود.

فراوانی برخی از عناصر در سنگها و محلولهای گرمابی ppm(gr/ton)

نام عنصر	گرانیت	دیاباز	محلول های گرمابی	شیل	ماسه سنگ	کربناتها
Na	۲۴۶۰۰	۱۶۰۰۰	۵۰۴۰۰	۹۶۰۰	۳۳۰۰	۴۰۰
Mg	۲۴۰۰	۳۹۹۰۰	۵۴	۱۵۰۰۰	۷۰۰۰	۴۷۰۰
Al	۷۴۳۰۰	۷۹۴۰۰	۴,۲	۸۰۰۰۰	۲۵۰۰۰	۴۲۰۰
Si	۳۳۹۶۰۰	۲۴۶۱۰۰	–	۲۷۳۰۰۰	۳۶۸۰۰	۲۴۰۰۰
P	۳۹۰	۶۱۰	–	۷۰۰	۱۷۰	–
Cl	۷۰	۲۰۰	۱۵۵۰۰	۱۸۰	۱۰	–
K	۴۵۱۰۰	۵۳۰۰	۱۷۵۰۰	۲۶۶۰۰	۱۰۷۰۰	–
Ca	۹۹۰۰	۷۸۵۰۰	۲۸۰۰۰	۲۲۱۰۰	۳۹۱۰۰	–
Mn	۱۹۵	۱۲۸۰	۱۴۰۰	۸۵۰	–	–
Fe	۱۳۷۰۰	۷۷۶۰۰	۲۲۹۰	۴۷۲۰۰	۹۸۰۰	–
F	۷۰۰	۲۵۰	۱۵	۷۴۰	۲۷۰	۳۳۰
N	۵۹	۵۲	–	–	–	–
Ba	۱۲۲۰	۱۶۰	–	۵۸۰	–	۱۰

ماخذ:مبانی ژئوشیمی. برایان میسن و کارلتن مور

سازندهای آهکی:

آبهای سطحی و باران حاوی گاز کربنیک بوده و اثر خورندگی بر سنگهای آهکی دارند.واکنش شیمیایی در سازندهای آهکی بصورت زیر انجام می شود.

در اثر تجزیه فوق کربنات کلسیم بصورت بی کربنات تبدیل شده و در آب قابل حمل می شود.هرچه درجه خلوص آهک بیشتر باشد، میزان خورده شدن آن بیشتر می شود.آب در زمینهای آهکی غنی از بی کربنات و فقیراز کلرور و

سولفات هستند.بعلاوه باقیمانده خشک (TDS) این آبها ،پایین است.آبهای مناطق آهکی از نظیر تیپ جزو آبهای کربناته است.

سازندهای کربناته متشک از کانیهایی چون کلسیت (caco۳)، آراگونیت(coco۳) ،دولومیت(camg(co۳)۲) و مگنزیت (mgco۳)است.

سازندهای تبخیری:

سنگهای سولفاته نظیر انهیدریت(caso۴) و ژیپس(caso۴,۲H۲o) و سنگهای کلروره مثل نمک(Nacl) در محیط های تبخیری تشکیل می شود.آب موجود در سنگهای تبخیری حاوی املاح فراوانی است.قدرت انحلال این سازندها در آب بالاست و شوری آب را افزایش می دهند.کیفیت آب در این سازندها نامناسب است و مقدار سولفات به ویژه سولفات کلسیم و منیزیم زیاد است.مقدار سدیم آن نیز بالاست.TDS آب در این سازندها بالای ۲۰۰۰ گرم در لیتر است . تیپ آب از نوع سولفاته می باشد.

سازندهای آرژیلیتی:

بعلت اینکه سنگهای آرژلیتی دارای رفتار شکل پذیرند با افزایش عمق و اضافه شدن سربار از میزان تخلخل آنها کاسته می شود بطوریکه در عمق۴۰۰۰ متری تخلخل سنگ به کمتر از ۱درصد می رسد.گرچه در اعماق سطحی تخلخل سطحی این سنگها نسبتا بالاست و بین ۵۰ تا ۹۰ درصد در نوسان است ولی دارای تخلخل مفید کمی هستند و بنابراین حرکت آب در بین این سنگها بکندی صورت می گیرد و تماس بین آب و عناصر تشکیل دهنده سنگها املاح آب افزایش می یابد. TDS در این سنگها از چندگرم در لیتر تجاوز می کند و بسیار بالا خواهد بود.مقدار So_4^{2-} و Cl^-آب بالاست و Co۳ با Ca^{2+} ولی Mg^{2+} و Cl^- با Na^+ همراه است.

سازندهای ماسه سنگی:

باتوجه به رفتار شکننده ماسه سنگها، در اثر نیروهای تکتونیکی سطوح ناپیوستگی فراوانی نظیر درز و شکاف و گسل خوردگی در ماسه سنگها بوجود می آید و مخازن مناسبی برای آبهای زیرزمینی خواهند بود.از طرفی سیمان بین دانه

های ماسه ای که می تواند از نوع سیلیس کربنات و سولفات باشد اثر گذاشته و آنرا در خود حل کند.مواد خالص بدون سیمان دارای آب باکیفیت هستند لذا اثر سیمان بر کیفیت آب زیرزمینی بالاست.

PH آب موجود در ماسه سنگها بعلت حضور فشار گاز CO_2 معمولا اسیدی و بین ۵ و تا ۶ است.

آب زیرزمینی در ماسه سنگهای دارای سیمان طبیعی حاوی مقدار قابل توجهی Ca^{2+}، Mg^{2+}، Na^{+}، Cl^{-}، So^{2+} می باشد.بعلت تنوع در انواع ماسه سنگها کیفیت آب و پارامترهای هیدروژئولوژیکی در انواع آنها متفاوت است.مقدار نفوذپذیری در غالب موارد بین 10^{-5} تا 10^{-6} متربرثانیه و ضریب قابلیت انتقال(T) آنها از (3.5×10^{-4}) تا (1.5×10^{-3}) مترمربع در ثانیه تغییرمیکند. آبدهی ویژه ماسه سنگها بین ۱تا۶ لیتر در ثانیه درمتر گزارش شده است

ماسه سنگهای قدیمی بدلیل تاثیرپذیری فعالیتهای تکتونیکی و هوازدگی بالا دارای نفوذپذیری بیشتری هستند.ماسه سنگهای قدیمی نقش زیادی در زمینه ذخایر آب فسیلی داشته و حجم قابل توجهی از آب زیرزمینی را برای مدتی می توان از آن استحصال کرد.

سنگهای آذرین(درونی و بیرونی):

انواع سنگهای رایج و شاخص آذرین درونی گرانیت گابرو ریولیت گرانودیوریت سیانیت است.تجزیه این سنگها در آبهای زیرزمینی کم است و معمولا کیفیت آب در این سنگها مطلوب است.

CO_2در این سنگها نسبتا بالاست و آب اسیدی است. نسبت تعدادیون Mg^{2+} به Ca^{2+} کوچکتر از یک و مقدار یون Na^{2+} بیشتر از یون کلر Cl^{-} است.سنگهای آذرین بیرونی دارای کانیهای مشابه درونی اند.بعلت اینکه بلورهای ریزتری دارند.کیفیت آب در آنها نیز مطلوب بوده و کمتر از سنگهای آذرین درونی دچار انحلال و تجزیه می شوند.

روشهای بررسی کیفیت آب زیرزمینی:

براساس تهیه نقشه های کیفی آب ، دیاگرامهای کیفی و تقسیم بندی براساس مصارف مختلف کیفیت آب بررسی می شود.

نقشه های کیفی آب نشان دهنده توزیع مکانی کیفیت آب است.برای تهیه نقشه کیفی کافی است هریک از ویژگیهای عمومی کیفیت آب مثل هدایت الکتریکی (EC) اسیدیته(PH) ، میزان یون کلر و نظایر آن در یک گروه جغرافیایی اندازه گیری شده و با اتصال نقاط هم مقدار نقشه یا منحنی مربوطه تهیه گردد.

الف- نقشه های هم EC :

این نقشه ها که به هم کنداکتیویته مشهورند از روی داده های هدایت الکتریکی (EC) منابع آب زیرزمینی بدست می آیند. با اتصال نقاط دارای EC برابر منحنی های هم بدست می آید و تراکم این منحنی نقشه های هم کنداکتیویته یک منطقه را بدست می دهد.(شکل)

شکل- نقشه هدایت الکتریکی

هدایت الکتریکی (EC) از محل تغذیه به سمت تخلیه بیشتر می شود لذا با افزایش (EC) در یک سمت خاص، جریان آب زیرزمینی را نیز می توان ردیابی نمود.

ب- نقشه های هم کلر:

حضور یون کلر در آب نشان دهنده وجود نمک(Nacl) در محیط پیرامون آن است.با اتصال نقاط دارای کلر برابر منحنی های هم کلر بدست می آید.در دشتها و خروجی حوضه ها میزان کلر بالا و در سرشاخه ها و ارتفاعات کلر کمتر است.همچنین بالا بودن سطح آب زیرزمینی میزان کلر بیشتری را نشان می دهد.بعبارت دیگر اندازه یون کلر در ارتباط با عمق سطح ایستابی است و با آن نسبت عکس دارد.

ج- نقشه های تیپ آب:

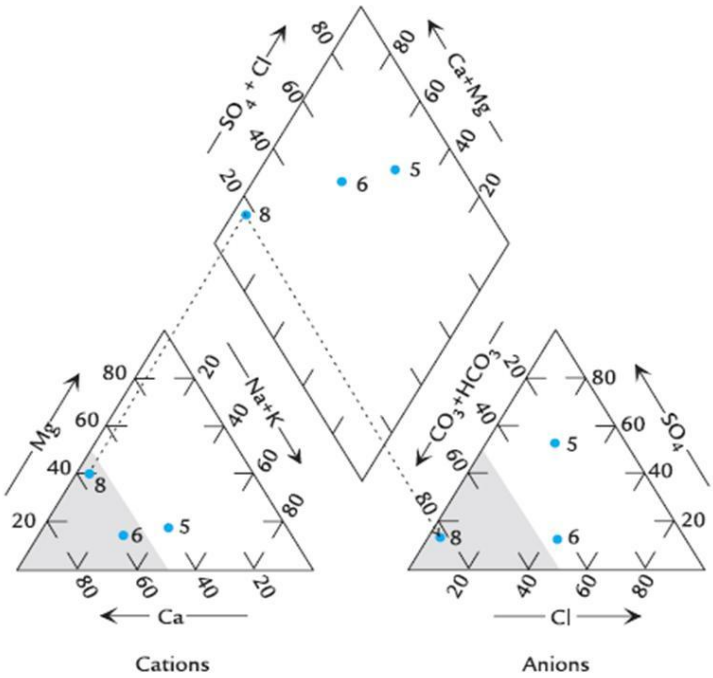
تیپ یا نوع آن به برتری آنیونها و کاتیونهای موجود در آن معرفی می گردد و براین اساس آبها به سه دسته بی کربناته، سولفاته و کلوره تقسیم می شود. نقشه تیپ آب همانند نقشه های زمین شناسی و یا خاک شناسی است.مرزبندی بصورت تقریبی و با استفاده از روش وسط یابی انجام می شود.این نقشه ها براساس یونهای فرعی دیگربه اجزای جزئی تر تفکیک می شوند.مثل بی کربنات کلسیک، بی کربنات سدیک و یا کلروسدیک.نقشه های تیپ آب تا حد زیادی با سازندهای اصلی زمین شناسی هر منطقه تبعیت می کند.

دیاگرام مثلثی کیفیت آب:

برای نمایش یونها و یا گروهی از آنها بعنوان تابعی از غلظت کلی آنها در آب، ابتدا درصد آنها به اکی والان در لیتر محاسبه شده و در مثلث وارد می شود. معروفترین این مثلثها، مثلث اوسان(osann) است.

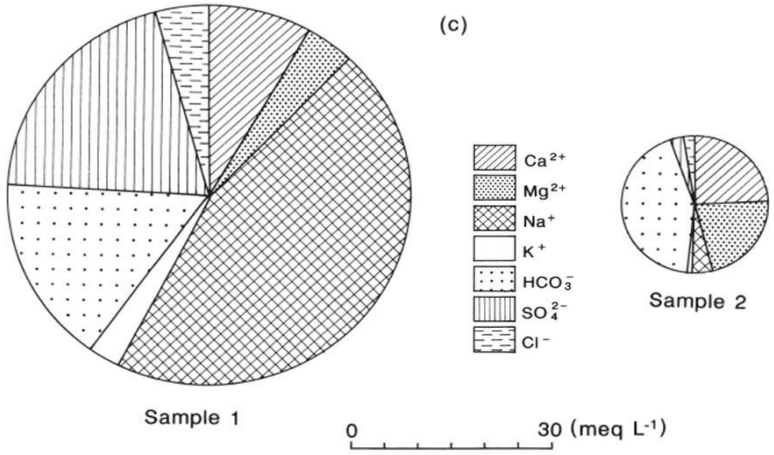
دیاگرام پایپر (piper) :

پایپیر با ترکیب مثلث و لوزی دیاگرامی را بکار برد که می تواند کیفیت آب را بهتر و مناسبتر روی آن نشان داد.

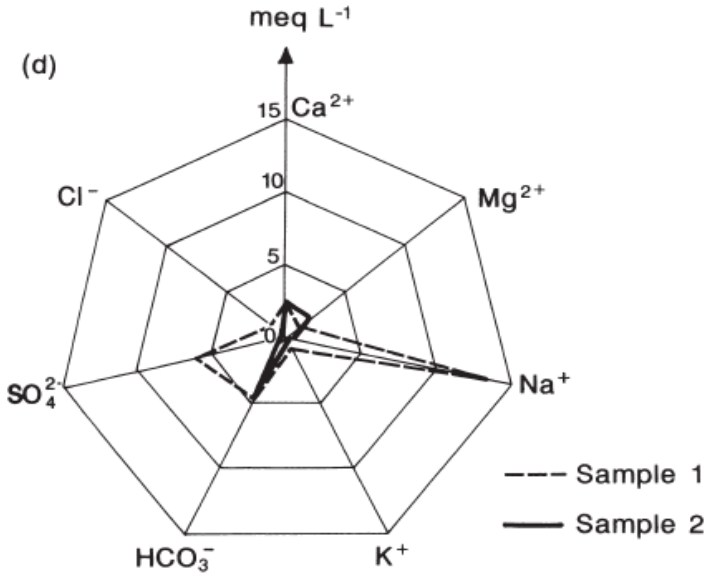


دیاگرام دایره ای:

در این دیاگرام هریک از یونها برحسب میلی اکی والان در لیتر بیان می شود. جمع کل یونها به صد تبدیل شده و بقیه نسبت به صد سنجیده می شود تا بتوان نسبت هریک را روی دایره نشان داد.

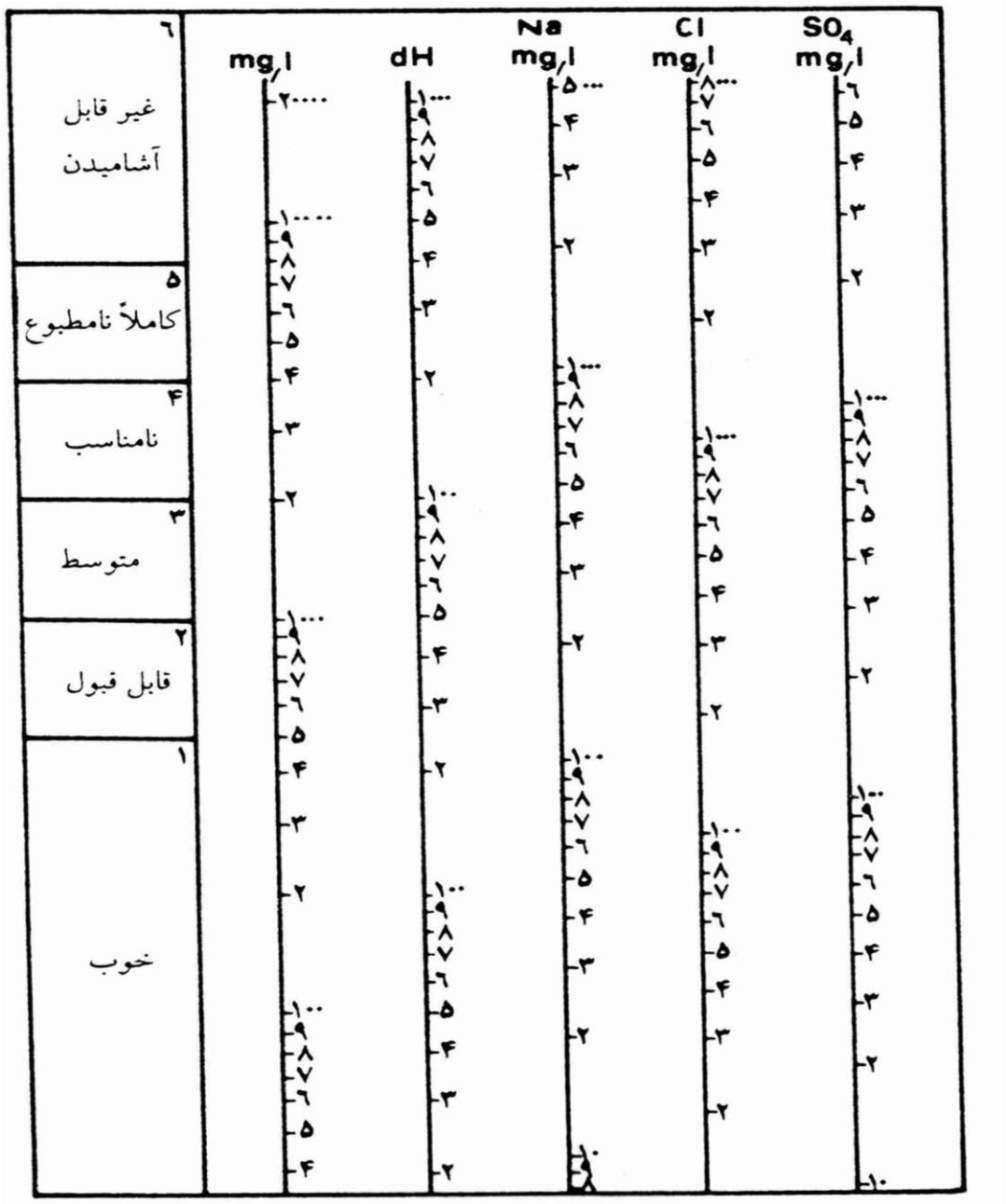


دیاگرام راداری(تارعنکبوتی):

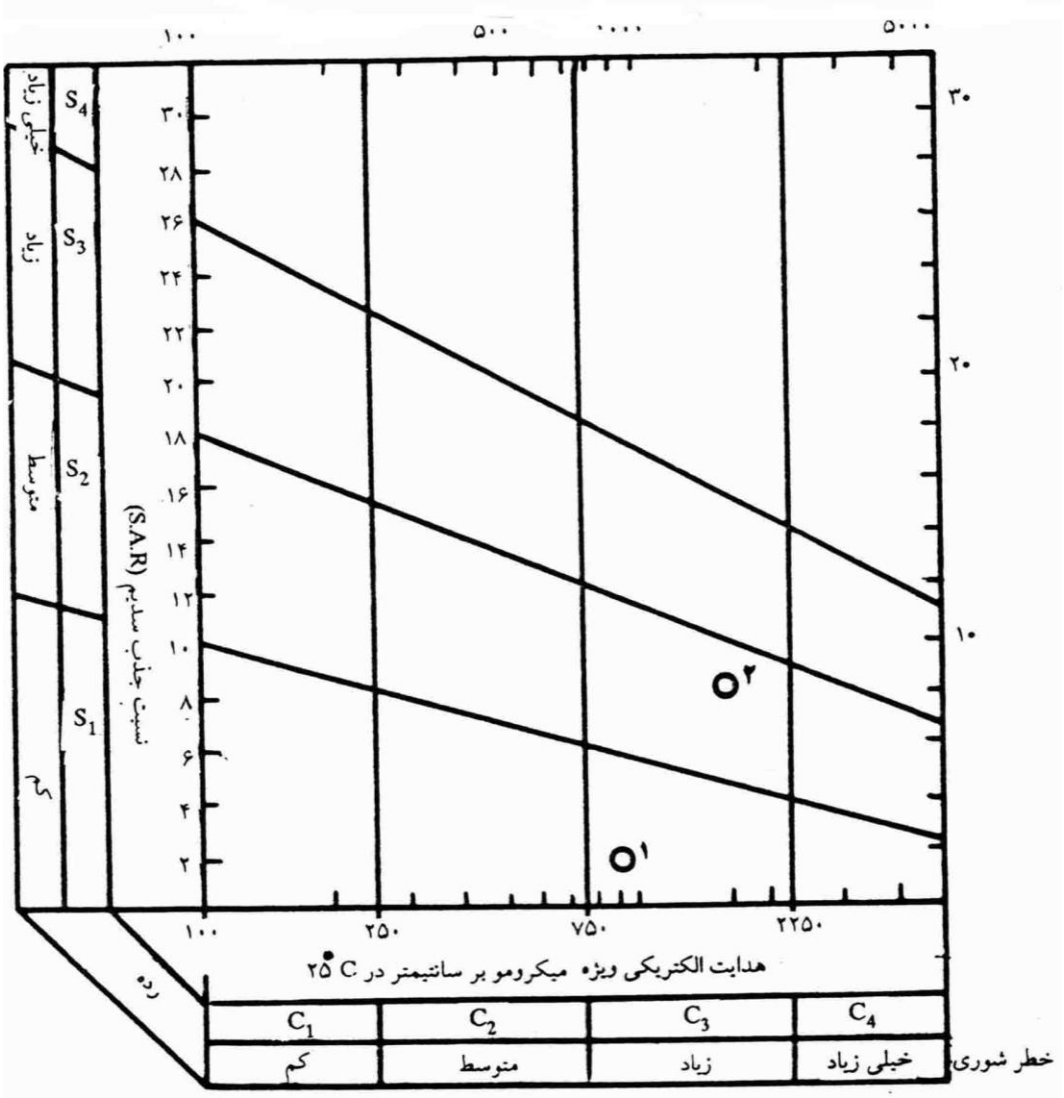


تقسیم بندی کیفی برای مصارف مختلف:

هدف از بررسی کیفیت آب تعیین نوع مصرف آن است.مصارف آب شامل شرب، کشاورزی و صنعت است. آب مصرفی شرب برای انسان دارای حساسیت بالایی بوده و روشهای گوناگون برای ارزیابی کیفی آن وجود دارد.در جدول استانداردهای جهانی کیفیت آب جهت مصارف مختلف نشان داده شده است.

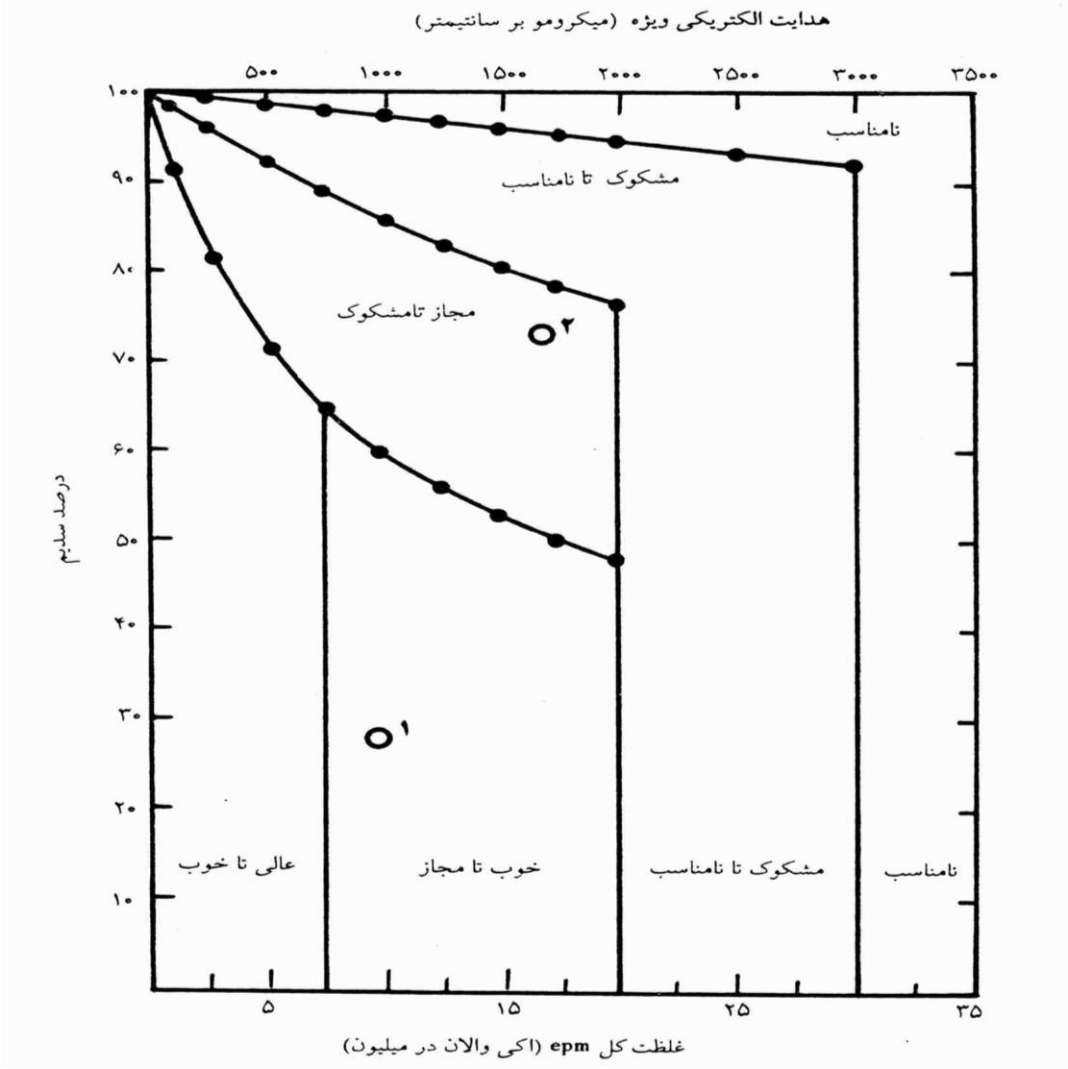


نمودار تقسیم بندی آب شرب(نمودار شولر)



نمودار اصلاح شده ویلکوکس برای مصارف کشاورزی

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$



نمودار طبقه بندی ویلکوکس برای آبیاری

آلودگی آب زیرزمینی

به بروز تغییرات نا مطلوب کیفیت یا خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و بیولوژی آب که سبب تهدید حیات است ، اطلاق میشود.عوامل آلودگی آب زیرزمینی عبارتنداز:

۱- گازهای موجود در معادن سطحی
۲- فاضلاب های شهری
۳- مواد رادیواکتیو و بیمارستانی
۴- زمین های دفن زباله غیراصولی

ناخالصی های آب

ناخالصی های معلق نظیر ذرات معلق زنده و غیرزنده که درآب به صورت معلق یافت میشوند. این نوع ناخالصی را می توان در سه گروه، تقسیم بندی و مطالعه نمود.

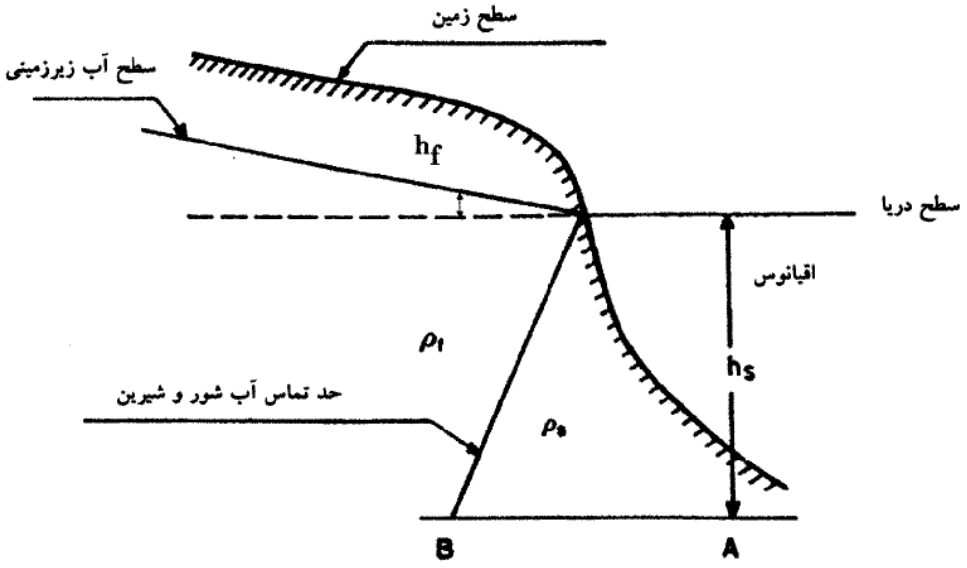
الف) ذرات معلق زنده بیماری زا

ب) ذرات معلق زنده غیربیماری زا

ج) ذرات معلق غیرزنده

ناخالصی های محلول : این دسته شامل املاح معدنی، ترکیبات آلی و گازهای محلول می باشند.

تداخل آب شور و شیرین



شکل . حد تماس آب شور و شیرین در آبخوان های ساحلی(نظریه گیبن-هرزبرگ)

فشار هیدرواستاتیک در نقطه A برابر است :

$$P_A = \rho_s g h_s$$

که در آن :

ρ_s = چگالی آب شور

h_s = ارتفاع نقطه A تا سطح آب دریا

g = شتاب ثقل

به همین ترتیب فشار هیدرواستاتیک در نقطه Bکه همان عمق نقطه Aرا دارد برابر است با :

$$P_B = \rho_f g h_f + \rho_f g h_s$$

که در آن :

ρ_f = چگالی آب شیرین

g = شتاب ثقل

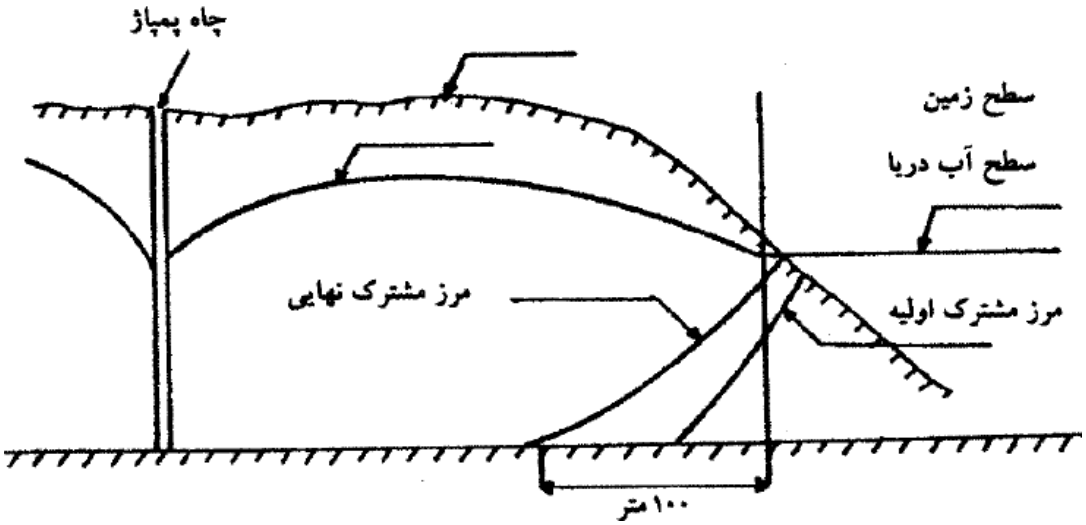
h_f = ارتفاع آب شیرین موجود درلایه آبدار بالای سطح دریا

اکنون اگر دو معادله فوق را مساوی قرار دهیم رابطه گیبن – هرزبرگ بدست می‌آید که عبارتست از :

$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f$$

در رابطه فوق اگر چگالی آب شور برابر ۱/۰۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب و چگالی آب شیرین برابر یک گرم بر سانتی‌متر مکعب باشد معادله زیر بدست می‌آید :

$$h_s = ۴۰ h_f$$



شکل . جابجایی حد آب شور و شیرین ناشی از پمپاژ