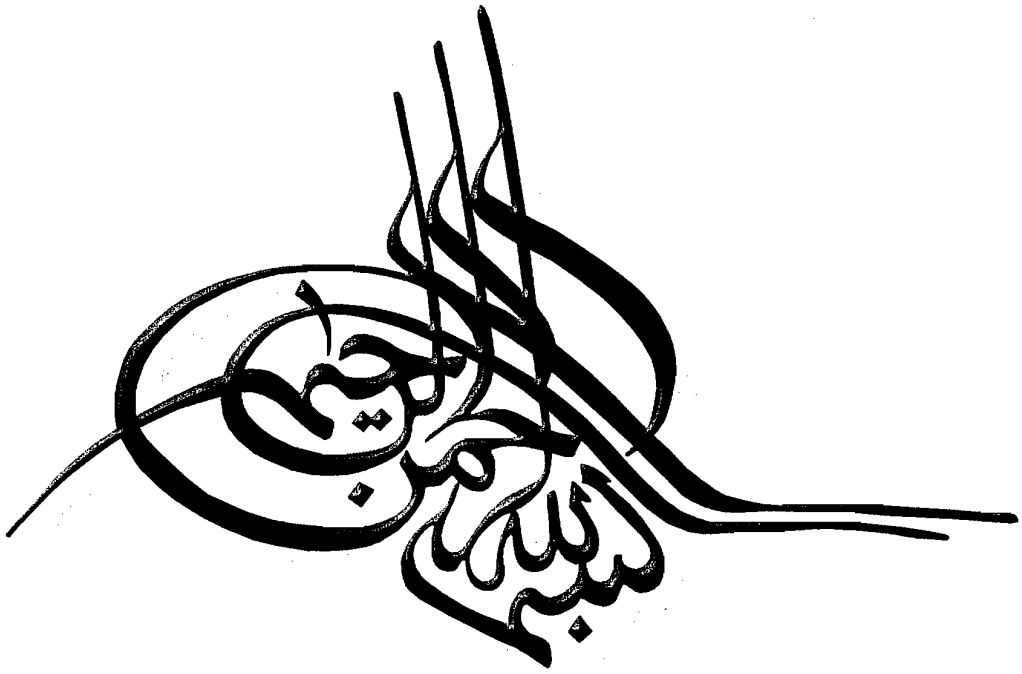
وزارت علوم، تحقیقات و فناوری
دانشگاه تفرش
دانشکده مهندسی عمران

جزوه درس آب‌های زیرزمینی

استاد

دکتر امیرحسین محمدی

پاییز ۱۳۹۸


بسم الله الرحمن الرحيم

عناوین فصل‌ها	شماره صفحه
فصل اول- مطالعات هیدرولوژیکی	۱
فصل دوم- تجمع آب و بررسی خصوصیات هیدرولیکی موثر بر جریان آن در زیر زمین	۳۲
فصل سوم- جریان آب‌های زیرزمینی	۴۷
فصل چهارم- تفسیر مقطع افت فشار	۸۶
فصل پنجم- هیدرولیک چاه‌ها و آزمایش سفره	۱۰۶

فصل ۱

مطالعات هیدرولوژیکی

شناسایی آب‌های زیرزمینی

از آنجایی که منشا اصلی آب‌های داخل معدن، آب‌های زیرزمینی است، بنابراین میزان آب موجود در داخل کارهای معدنی مستقیماً تابع میزان آب‌های زیرزمینی موجود در محل و نیز خصوصیات سنگ‌های ناحیه است.

بنابراین برای آگاهی از نحوه تجمع و حرکت آب در داخل کارهای معدنی، بایستی اطلاعات کلی درباره آن ذکر شود و از طرف دیگر برای انجام بسیاری از عملیات معدن کاری به آب نیاز است و بنابراین مهندسین معدن می بایست اطلاعات کافی در مورد آن داشته باشند تا در موارد لزوم بتوانند از آن به عنوان یک ماده معدنی استفاده کنند.

مقدمه

آب با فرمول شیمیایی H_2o که از دو اتم ئیدروژن و یک اتم اکسیژن بوجود می آید، یکی از فراوان ترین مواد در سطح کره زمین است. همانطور که می دانیم بیش از ۷۰ درصد سطح زمین را آب گرفته است. از این جهت آن را آب کره یا کره آب (Hydrosphere) می نامند. آب در کره زمین و اطراف آن به نسبت‌های متفاوت و با ترکیبات مختلف یافت می‌شود. در هوا به صورت بخار آب (رطوبت) و ابرهای متراکم، در جو، در سطح زمین و در ارتفاعات در فصول سرد سال به صورت یخ و برف و در سطح خاک و زمین به صورت آب‌های روان و یا قطرات بین ذرات خاک و بالاخره در قسمت‌های زیرین زمین به صورت سفره آب‌های زیرزمینی است. حتی در داخل ترکیب سنگ‌ها و مواد مختلف به صورت آب تبلور، ترکیب و ... دیده می‌شود. اهمیت آب تنها به فراوانی آن در کره زمین محدود نیست. بلکه به علت خواص فیزیکی و شیمیایی خاصی است که دارا می باشد. آب یکی از مهمترین حلال‌ها بوده و با خاصیت حلالیت خود نه تنها در طبیعت، به طور کلی تغییرات عظیمی را به وجود می‌آورد، بلکه در

انجام تبادلات حیاتی بین سلولی و محیط اطرافش نقش عمده‌ای را ایفا می‌کند. به طور خلاصه باید گفت که بدون آب حیات ممکن نیست.

خصوصیات فیزیکی آب

آب یک مایع بوده، در حالت خلوص بی رنگ، بی بو و بی طعم است و در اثر افزودن مواد اضافی این خصوصیات تغییر خواهد کرد. خصوصیات آب خالص نیز تابع درجه حرارت می باشد. آب دارای یک جرم حجمی، وزن حجمی و وزن مخصوص است که به ترتیب با ρ_w ، γ_w و $S.G_w$ نشان می دهند.

رابطه بین جرم حجمی و وزن حجمی به صورت زیر است:

$$\gamma_w = \rho_w \times g \qquad (۱-۱)$$

که در آن:

ρ_w = جرم حجمی آب (kg/m^3)

γ_w = وزن حجمی آب ($\frac{N}{m^3}$)

g = شتاب جاذبه بر حسب $\frac{m}{s^2}$ می باشد.

وزن مخصوص آب فاقد دیمانسیون بوده و به صورت زیر تعریف می گردد:

$$S.G_W = \frac{\gamma_w}{\gamma_0} \approx 1 \qquad (۱-۲)$$

γ_0 = وزن حجمی آب در ۴ درجه سانتیگراد است.

گرانروی آب

گرانروی، مقاومت آب در برابر جریان یافتن می باشد. گرانروی را با حرف μ یا η نشان می دهند.

واحد گرانروی $\frac{kg}{m \times s}$ است.

از دید ژئوتکنیک و در دمای ۲۰ درجه سانتیگراد، گرانروی آب به صورت زیر است:

$\eta = 1.01 \times 10^{-6} \quad KPas \quad , \quad t = 20^{\circ}c$

$1 \quad \text{KPas} = 10^{7} \quad \text{poise}$

گرانروی سینماتیکی (حرکتی) : خارج قسمت گرانروی آب به جرم حجمی آن بوده و به صورت زیر بیان می گردد:

$$\nu \sqsubset L^2T^{-1} \qquad \nu = \frac{\eta}{\rho} = \frac{\eta}{\gamma_w} \times g \qquad (۳-۱)$$

$\nu = 1.01 \times 10^{-6} \ m^2/s \quad = 1.01 cst$

که در آن:

cst = سانتی استوک

به طور کلی در هر طرح یا پروژه ای که امروزه در نقطه ای از دنیا اجرا می شود به نحوی با آب سر و کار دارد، و در این میان " علم هیدرولوژی" به یاری حل معظلات می‌شتابد. هیدرولوژی علمی است که به آب های موجود در پهنه خشکی های کره زمین مربوط می شود و در آن از چگونگی وقوع، گردش، توزیع و انتقال، خواص فیزیکی و شیمیایی، کنش و واکنش آب نسبت به محیط اعم از زنده یا بی جان صحبت می شود. این طرح ها ممکن است پروژه یک سد، پل، و کنترل سیلاب باشد و یا در شهرها، جمع آوری آب باران خیابان ها، فرودگاه ها، بزرگراه ها و ایجاد آبروها، مورد نظر باشد.

به‌علاوه، مسئله توجیه کننده فنی اقتصادی هر طرح، آب می‌باشد، به طوری که اکثر منابع و کانسارها در ایران در نواحی آب و هوایی خشک قرار دارند. بنابراین اولین قدم برای مطالعات اکتشافی هر

کانساری، بررسی مسئله آب می‌باشد. بایستی تمام مخازن و سفره آب‌های زیرزمینی را در نواحی اکتشافی معادن شناسایی کنیم و از سه دیدگاه زیر مورد بررسی و ارزیابی قرار دهیم.

- تامین آب مورد نیاز
- پیش‌بینی آب‌های هجومی به داخل عملیات زیرزمینی (آبشناسی معدن)
- ژئوتکنیک و دیدگاه آن نسبت به آب

اگرچه آب اهمیت فراوانی دارد، ولی جنبه‌های منفی آب را نیز باید مدنظر قرار داد. از نظر مسائل ژئوتکنیکی، آب مایه و سرچشمه مشکلات است. بنابراین در بین مسائل ژئوتکنیکی، مسئله آب از همه پیچیده تر است و دیدگاه ما به جنبه‌های منفی آب توجه دارد.

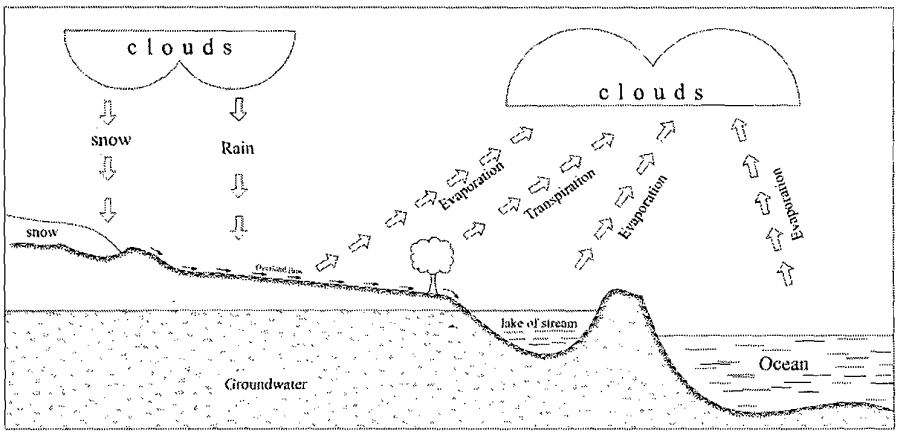
برخی از مشکلات ناشی از آب در کارهای زیرزمینی و سطحی از دیدگاه ژئوتکنیکی به قرار زیر است:

- کاهش پایداری در کارهای سطحی و زیرزمینی (گسیختگی‌هایی که در سدها اتفاق می‌افتد). زیرا از طرفی آب پارامترهای مقاومتی خاک (S و φ) را کاهش داده و از سوی دیگر فشار آب نیز سبب کاهش فشار موثر می‌شود.
- جاری شدن آب در کارگاه‌ها و ایجاد مزاحمت
- فرسایش و شسته شدن مواد پرکننده شکاف‌ها خصوصاً در وضعیت جریان مغشوش
- تسریع هوازدگی به خصوص در شیل‌ها که باعث کاهش پایداری می‌شود.
- تاثیر شیمی آب بر وسایل نگهداری، ابزار آلات و دستگاه‌های معدنی
- مشکلات آتشباری در زیر آب
- مسئله روان‌گونگی خاک‌های دانه‌ای
- مشکل یخبندان، آویزان شدن قندیل‌های یخ در تونل‌ها و ...

- مشکلات ایمنی
- مشکلات زیست محیطی طولانی مدت

چرخه آب در طبیعت

به طور خلاصه می توان گفت که چرخه آب (Hydrological cycle) در طبیعت یک مدار بسته است که تحت تأثیر انرژی خورشیدی (Solar radiation) انجام می گیرد



شکل(۱-۱). شمایی از چرخه هیدرولوژی

مطابق شکل ۱-۱ تبخیر (Evaporation) آب که باعث رطوبت محیط می‌شود با تراکم در طبقات بالای جو زمین ابرها را به وجود می‌آورد. با قرار گیری ابرها در مسیر وزش عمومی باد، رسیدن به مناطق سردتر و پس از رسیدن به حد اشباع (در اثر برودت) به صورت نزولات آسمانی (باران، برف و تگرگ) به سطح زمین می رسد. قسمتی نیز در نقاط مرطوب در سطح زمین به صورت مه و شبنم در آمده، تبخیر شده و دوباره به صورت مایع به سطح زمین برمی‌گردد، که مقدار آن اندک است.

قسمتی از آبی که به صورت مایع یا جامد به سطح زمین می‌رسد، از ارتفاعات به طرف نقاط پست تر جریان می‌یابد و جویبارها، رودها، و رودخانه‌ها را به وجود می‌آورد و بالاخره پس از گذشتن از مناطق وسیع و طی دشت‌ها و سیراب کردن مزارع وسیع به دریاچه‌ها، دریاها و اقیانوس‌ها می‌پیوندند. این

آب‌ها که در سطح زمین جریان می‌یابند را آب‌های سطحی (Overland flow/ Surface run-off) می‌نامند که به حرف R نشان می‌دهند. این آب‌ها مجدداً در نتیجه تبخیر به اتمسفر برمی‌گردند.

قسمت دیگری از آبی که به صورت نزولات آسمانی به سطح زمین می رسد در حین عبور از مسیر خود در نقاط مختلف در زمین نفوذ کرده و در طبقات زیرین جمع شده و به صورت ذخیره در می آید و یا جریان می یابد. این آب‌ها را به نام آب‌های نفوذی (Infiltrated water) یا آب های زیرزمینی (Groundwater) نامیده و با حرف I نشان می دهند. بخشی از این آب های نفوذی در نتیجه تبخیر سطحی و تعرق گیاهان (Transpiration) به اتمسفر برمی‌گردند و قسمت دیگر در خلل و فرج و شکاف سنگ ها و احیاناً در داخل حفره‌های موجود در زمین جریان یافته و یا ذخیره می‌شوند و منابع آب‌های زیرزمینی را تشکیل می دهند، که این آب‌ها نیز در داخل زمین به حرکت خود ادامه داده و بالاخره بوسیله چشمه ها، چاه ها، قنوات و کارهای معدنی به سطح زمین بر می‌گردند. اگرچه منشا آب های زیرزمینی، آب های سطحی است ولی مقدار جزئی از آب زیرزمینی ممکن است از منابع دیگر تامین شود. مثلا آبی که به هنگام رسوب‌گذاری سنگ‌های رسوبی در داخل آنها تجمع می یابد (آب ذاتی/ Connate water). آب‌های با منشا ماگمایی (Magmatic water) و کیهانی (Metiorite water) که در داخل زمین ذخیره شده‌اند نیز منابع دیگری برای آب های زیرزمینی به شمار می آیند.

چنانکه گفته شد بخشی از آب به صورت تبخیر به اتمسفر برمی گردد. عمل تبخیر به صور مختلف انجام می گیرد. ممکن است به صورت مستقیم از باران، سطح رودخانه ها و آب های سطحی و یا از سطح خاک و یا از عمل تعرق سطح گیاهان و به خصوص از سطح برگ ها وارد جو زمین شود. مقدار آبی که از گیاهان به صورت قطرات آب خارج می شود، تعرق گیاه نامیده می شود. مجموعه آب بخار شده که مجموعه ای از آب تبخیر و تعرق است به نام آب های تبخیری و تعرق می گویند و آن را با حرف E نمایش می دهند. اگر نزولات جوی (Precipitation) را با حرف P نمایش دهیم، در این صورت خواهیم داشت:

$$P=E+R+I \qquad (۴-۱)$$

یعنی نزولات جوی، برابر مجموعه آبی است که به صورت بخار در آمده، به آب جاری در زمین تبدیل شده و مقداری در زمین نفوذ می‌کند. در این رابطه :

R = مقدار آبی است که در سطح زمین جاری می شود

P = نزولات آسمانی

E = آب های تبخیر شده

I = مقدار آب نفوذی در زمین

رابطه ۱-۴ به " بیلان هیدرولوژیک " موسوم است.

البته مقدار تغییرات پارامترهای بیلان هیدرولوژیک به عوامل مختلف از قبیل آب و هوا، پستی و بلندی، وضعیت و نوع پوشش گیاهی منطقه، موقعیت زمین شناسی محل و ... بستگی دارد.

از مطالب گفته شده چنین برمی آید که آب در طبیعت به صورت های مختلف (جامد، مایع و بخار) گردش نموده و از صورتی به صورت دیگر تغییر می یابد، از جایی به جای دیگر نقل مکان می کند. ولی این تغییرات مرتباً در کره زمین و جو اطراف آن انجام گرفته و مقدار آب ثابت می ماند.

اگر مقدار ناچیزی از آب که قابل اغماض است در اثر تجزیه و خروج از جو زمین از بین برود، دوباره همان مقدار از خارج جو با ورود سنگ های شهابی و ... ترمیم می گردد و بدین ترتیب می توان گفت که مقدار آب در زمین ثابت است و این سیر دورانی آب را در طبیعت به نام " چرخه آب در طبیعت" یا " سیر آب در طبیعت" می نامند.

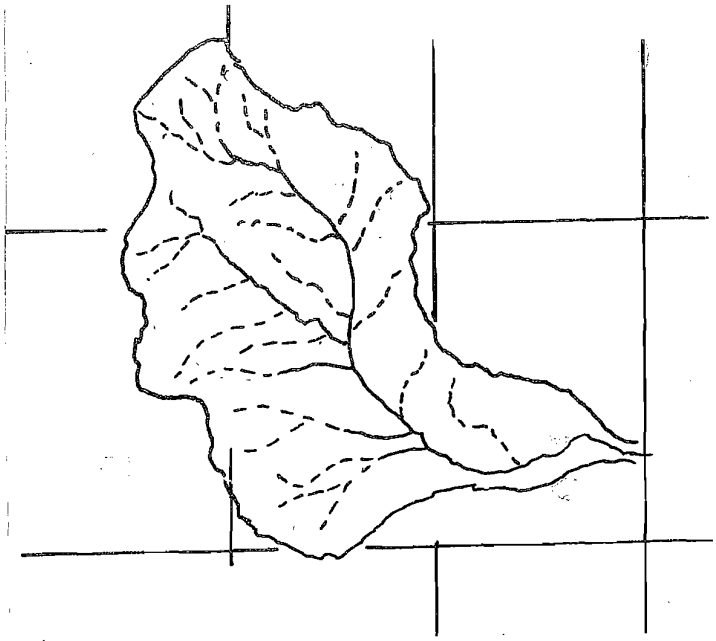
حوضه آبریز (Catchment)

حوضه آبریز پهنه‌ای است که تمامی روان‌آب ناشی از بارش باران و ذوب برف بر آن سطح را یک رودخانه، دریاچه و یا یک باتلاق دریافت می‌نماید (شکل ۱-۲).

مرز حوضه آبریز، خط‌الرأس تپه‌ها و کوه‌های یک منطقه است که توسط خصوصیات مربوط به خود، از حوضه دیگر جدا می‌گردد.

از ویژگی‌های مهم یک حوضه آبریز، شکل، وسعت، شیب، نوع خاک و نحوه پراکندگی رودخانه‌های اصلی و فرعی است.

سطح حوضه آبریز عامل تعیین کننده‌ای در حجم آبدهی سالیانه رودخانه، دبی لحظه‌ای و تداوم جریان رودخانه‌ای می‌باشد. در حوضه‌های کوچک، پس از قطع بارش، سیلاب به سرعت کاهش می‌یابد اما جریان در سطوح بزرگ حوضه آبریز با تداوم بیشتر، مشاهده می‌شود.



شکل (۱-۲). حوضه آبریز

مطالعات هواشناسی

از آنجائی که خصوصیات هیدرولوژیکی یک ناحیه به آب و هوای آن محل بستگی پیدا می‌کند، لذا ضروری است که مطالعاتی در مورد هواشناسی صورت گیرد تا هیدرولوژیست با عوامل آب و هوایی که مبنا و پایه‌ای برای علم هیدرولوژی است آشنائی داشته باشد تا بتواند بر روی داده‌های مربوط به آب و هوا قضاوت صحیح انجام دهدو داده‌ها را در محاسبات خود به کار گیرد.

در مطالعات هواشناسی باید به آمار و ارقام موجود توجه زیادی داشت. هر چقدر مدت زمان آماری در هواشناسی طولانی‌تر باشد، آمار به دست آمده مطمئن‌تر است. این مدت زمان استاندارد معمولاً ۳۰ سال در نظر گرفته می‌شود.

همچنین، در مبحث هواشناسی در هر منطقه‌ای که مورد مطالعه قرار می‌گیرد باید استانداردی را رعایت نمود. معمولاً به ازای هر ۱۰۰ کیلومتر مربع یک ایستگاه هواشناسی منطقه مورد مطالعه را تحت پوشش قرار می‌دهد.

مجموعه عواملی که در مبحث هواشناسی مورد مطالعه قرار می‌گیرند، عبارتند از:

- ایستگاه‌های هواشناسی
- میزان بارندگی
- درجه حرارت
- تبخیر و تعریق
- باد
- میزان رطوبت

در این بخش برخی از عوامل مذکور مورد بررسی قرار می‌گیرند:

بارندگی

یکی از مهم‌ترین مولفه‌هایی که در سیکل هیدرولوژی به آن اشاره شد، ریزش یا بارندگی است. منظور از ریزش، تخلیه ابرها به صورت نزولات آسمانی است که عمدتاً به صورت باران، برف و تگرگ به سطح زمین می‌رسد. بارندگی منبع اصلی تأمین آب شیرین در پهنه خشکی‌ها است. هنگامی که باران و یا برف به سطح یک حوضه آبریز می‌رسند، به منابع سطحی آن ناحیه کمک می‌شود. مقداری از این آب در زمین نفوذ می‌کند و بخشی از آن در سطح زمین جریان می‌یابد.

مهم‌ترین شکل ریزش باران می‌باشد. خصوصیات زیر از باران مورد توجه قرار می‌گیرد:

- مقدار باران

معمولاً مقدار باران را بر حسب ارتفاع ریزش در سطح بارش اندازه می‌گیرند. واحد اندازه‌گیری آن میلی-متر است و معمولاً با یک رقم اعشار بیان می‌گردد.

- تداوم باران

طول مدت زمانی که ریزش باران در یک حوضه استمرار پیدا می‌کند، تداوم باران نامیده می‌شود. این مدت زمان از آغاز بارش تا لحظه ختم ریزش بر حسب ساعت، دقیقه و اجزاء آن محاسبه می‌شود.

- شدت بارش

شدت بارش، ارتفاع ریزش بر واحد زمان است و با حرف i نشان داده می‌شود. واحد اندازه‌گیری آن میلی‌متر بر ساعت (mm/hr) است. در طول مدت بارندگی، شدت بارش ثابت نیست و به علاوه، در یک حوضه که بارندگی اتفاق می‌افتد، شدت بارش از محلی به محل دیگر متفاوت است.

تعیین متوسط بارش در یک حوضه آبریز

معمولاً در یک حوضه آبریز چندین ایستگاه هواشناسی وجود دارد که مقدار بارش را اندازه‌گیری می‌نمایند. بدیهی است که ارقام و اعداد مربوط به بارش در ایستگاه‌های مختلف، متفاوت است. اما در هر ایستگاه، مقدار بارش نقطه‌ای (point rainfall) اندازه‌گیری می‌شود که معرف بارندگی آن ایستگاه و نواحی مجاور آن است.

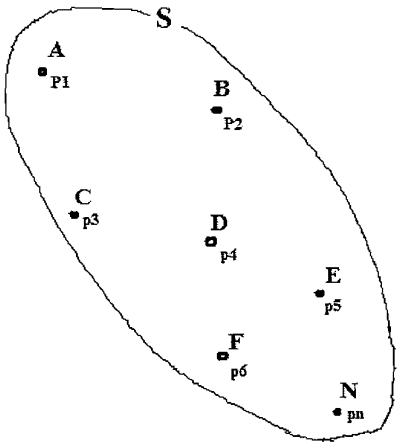
از آنجائی که در هر ایستگاه مقدار بارش به صورت شبانه روزی ثبت می‌گردد، از این رو برای هر ایستگاه به تعداد روزهای بارانی در سال، آمار و ارقام بارش موجود است. برای تعیین متوسط بارش در یک حوضه با توجه به تعداد ایستگاه‌های موجود در آن، از روش‌های مختلفی استفاده می‌شود که در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرند:

- روش میانگین حسابی (Arithmetic method)

هرگاه سطح حوضه آبریز کوچک، تعداد ایستگاه‌های هواشناسی زیاد و نحوه ریزش در سطح حوضه یکنواخت باشد، جهت سهولت، از روش میانگین حسابی برای تعیین مقدار متوسط بارش در آن حوضه استفاده می‌شود. در این روش، از داده‌های مربوط به بارش را که از ایستگاه‌های مختلف و برای یک دوره زمانی معین (شبانه روز، هفتگی، ماهیانه، فصلی یا سالیانه) به دست آمده‌اند، میانگین‌گیری می‌شود.

مطابق شکل ۱-۳، فرض می‌شود که در حوضه آبریز S، n ایستگاه هواشناسی (A، B، C، ...) وجود دارند. اگر مقدار بارش در ایستگاه‌های فوق در یک دوره زمانی معین به ترتیب P1، P2، P3 و ...، Pn باشد، با در نظر گرفتن مفروضات فوق‌الذکر، مقدار متوسط بارش حوضه در دوره زمانی مورد نظر با روش میانگین حسابی از فرمول زیر محاسبه می‌گردد:

$$\overline{P_v} = \frac{P1+P2+P3...+Pn}{n} = \sum_{i=1}^{n} Pi/n \qquad (۵-۱)$$



شکل (۱-۳). تعیین متوسط بارش در یک حوضه آبریز با روش میانگین حسابی

که در رابطه ۱-۵:

$\overline{P_v}$، معرف بارش متوسط حوضه S،

P1، P2، P3 و ...، Pn، مقادیر بارش در ایستگاه‌های حوضه و

n، تعداد ایستگاه‌ها در حوضه

لازم به تذکر است که اگر پستی و بلندی حوضه زیاد باشد و یا تعداد ایستگاه‌ها کم و در فواصل مناسب قرار نداشته باشند، این روش کم دقت و محاسبه متوسط بارش با این روش با اشتباه همراه خواهد بود.

مثال (۱-۱): اطلاعات جدول ۱-۱ مربوط به بارش اندازه‌گیری شده سالیانه در چند ایستگاه از یک حوضه آبریز می‌باشد، بارش متوسط حسابی حوضه مورد نظر را محاسبه نمائید.

جدول ۱-۱. بارش اندازه‌گیری شده در ایستگاه‌های مختلف یک حوضه آبریز

ایستگاه	بارش اندازه‌گیری شده (mm)
A	78
B	120
C	200
D	230
E	310

$$\overline{P_v} = \frac{78+120+200+230+310}{5} = 187.6 \quad mm/year$$

- روش تایسن (Theissen method)

اگر تعداد ایستگاه‌های موجود در یک حوضه مناسب نباشد و غیریکنواختی بارندگی در سطح حوضه مشاهده شود، از روش میانگین‌گیری حسابی نتیجه مناسبی به دست نخواهد آمد. در این شرایط از روش تایسن استفاده می‌شودکه توزیع غیریکنواخت بارش را به خوبی توجیه می‌نماید و نتیجه حاصل دقیق‌تر خواهد بود. مراحل روش تایسن جهت تعیین متوسط بارش به قرار زیر است:

۱- محل ایستگاه‌های اندازه‌گیری بر روی نقشه حوضه پیاده می‌شود.

۲- ایستگاه‌های موردنظر را با خطوط مستقیم به ایستگاه‌های هم‌جوار متصل می‌سازند.

۳- عمودمنصف‌های خطوط اتصال ایستگاه‌ها را رسم کرده و از تلاقی این خطوط چندضلعی‌هایی به دور هر ایستگاه تشکیل می‌گردد. بنابراین سطح حوضه را به تعدادی چندضلعی که در داخل هرکدام از آنها یک ایستگاه قرار گرفته، تقسیم نموده و مقدار بارش را در هر چندضلعی یکنواخت و مساوی با مقدار بارش ایستگاه داخل آن فرض می‌کنند.

۴- مساحت چندضلعی‌ها را به دست می‌آورند که برای این کار می‌توان از پلانی‌متر استفاده کرد.

۵- نهایتاً از فرمول زیر مقدار متوسط بارش در حوضه را تعیین می‌کنند:

$$\overline{P_v} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Pi\, Ai}{\sum_{i=1}^{n} Ai} \qquad (۶-۱)$$

که در رابطه ۱-۶:

Pi، میزان بارش هر چندضلعی،

Ai، سطح هر چندضلعی،

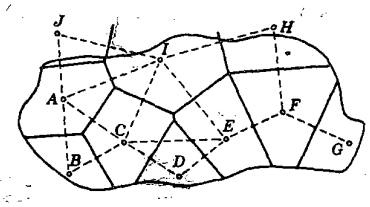
$\sum Ai$، سطح کل حوضه،

$\overline{P_v}$، معرف بارش متوسط حوضه به روش تایسن

مثال (۱-۲): اطلاعات جدول ۱-۲ مربوط به بارش اندازه‌گیری شده سالیانه در چند ایستگاه از یک حوضه آبریز (شکل ۱-۴) می‌باشد، مقدار متوسط بارش این حوضه را به کمک روش تایسن محاسبه نمائید.

جدول ۱-۲. بارش اندازه‌گیری شده و سطوح تایسن در ایستگاه‌های مختلف یک حوضه آبریز

ایستگاه	ناحیه تایسن (mm^2)	بارش (in)	بارش × سطح ($in \times mm^2$)
A	72	3.50	252
B	34	4.46	152
C	76	4.28	325
D	40	5.90	236
E	76	6.34	482
F	92	5.62	517
G	46	5.20	239
H	40	5.26	211
I	86	3.86	332
J	6	3.30	20
	568	47.72	2766



شکل (۱-۴). تعیین متوسط بارش در یک حوضه آبریز با روش تایسن

$$\overline{P_v} = \frac{\sum_{i=1}^{n} Pi\,Ai}{\sum_{i=1}^{n} Ai} = \frac{2766}{568} = 4.87 \quad in$$

- روش منحنی‌های هم‌باران (Isohyetal method)

در این روش از روی مقدار بارندگی ایستگاه‌های مختلف و با رسم منحنی‌های هم بارش، مقدار متوسط بارش یک حوضه تعیین می‌گردد. این روش کامل‌تر و دقیق‌تر از دو روش قبلی است. برای محاسبه مقدار متوسط بارندگی با استفاده از روش منحنی‌های هم‌بارش مراحل زیر دنبال می‌گردد:

۱- ایستگاه‌های اندازه‌گیری بارش همانند روش تایسن بر روی نقشه حوضه پیاده می‌شوند

۲- منحنی‌های هم‌بارش با توجه به مقادیر بارش در ایستگاه‌های موردنظر و فواصل ایستگاه‌ها رسم می‌گردند

۳- سطوح بین هر دو خط هم‌بارش مجاور به وسیله پلانی‌متر یا هر روش دیگر تعیین می‌گردد

۴- متوسط بارش در سطوح بین خطوط هم‌بارش را از متوسط حسابی بارش مربوط به خطوط مربوطه که سطح موردنظر را در بر گرفته است، به دست آورده و در سطح مربوطه ضرب می‌نمایند. در این مرحله حجم آب حاصل از بارش باران در سطوح محدود بین خطوط هم‌بارش محاسبه می‌گردد

۵- حجم کل آب بارش یافته از مجموع حجم‌های آبی که در سطوح مختلف بین خطوط هم‌بارش مجاور ریزش نموده است، به دست می‌آید

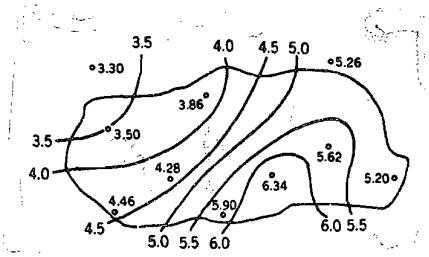
۶- حال برای تعیین مقدار متوسط بارش، حجم کل آبی که در نتیجه بارندگی به سطح حوضه رسیده است را بر سطح کل حوضه تقسیم می‌نمایند و بدین ترتیب ارتفاع متوسط بارش معلوم می‌گردد. رابطه زیر بیانگر مراحل بالا می‌باشد:

$$\overline{P_v} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{Pi + P(i+1)}{2} Ai}{\sum_{i=1}^{n} Ai} \qquad (۷-۱)$$

مثال (۱-۳): از روی داده‌های جدول ۱-۳ ، مقدار متوسط بارش یک حوضه را که در شکل ۱-۵ مشخص شده است با روش منحنی‌های هم‌بارش تعیین کنید.

جدول ۱-۳. بارش اندازه‌گیری شده، خطوط هم‌بارش و سطوح بین آنها مربوط به ایستگاه‌های مختلف یک حوضه آبریز

خطوط	ناحیه بین خطوط (mm^2)	بارش متوسط (in)	بارش متوسط × سطح ($mm^2 \times in$)
3.0	19	3.45	66
3.5	106	3.75	398
4.0	102	4.25	434
4.5	60	4.75	285
5.0	150	5.25	788
5.5	84	5.75	483
6.0	47	6.20	291
6.5			
مجموع	568	-	2745



شکل (۱-۵). تعیین متوسط بارش در یک حوضه آبریز با روش منحنی‌های هم‌بارش

$$\overline{P_v} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{Pi + P(i+1)}{2} Ai}{\sum_{i=1}^{n} Ai} = \frac{2745}{568} = 4.83 \ in$$

تبخیر و تعرق

تبخیر عبارت است از بخار شدن آب و مقدار آن با شرایط آب و هوایی محیط که در زیر آمده‌اند تغییر می‌نماید:

- بخار آب موجود در جو
- درجه حرارت
- فشار هوا
- شدت وزش باد

عمل تبخیر معمولاً از سطوح آزاد آب (دریاچه‌ها، دریاها و ...) و برگ‌ها انجام می‌پذیرد. در قسمت‌های زیرین خاک به تدریج بر شدت تبخیر کاسته شده و در مواردی در عمق ۳۰ تا ۴۰ متری متوقف می‌گردد.

تعرق

عبارت است از خروج آب به صورت قطرات از منافذ و خلل و فرج و رسیدن آنها به سطوح آزاد. این عمل در گیاهان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و به مقدار قابل ملاحظه‌ای انجام می‌شود. از آنجائی که بخش اعظم آب تعرق در سطوح آزاد معمولاً تبخیر شده و به صورت بخار تغییر شکل می‌یابد، لذا مجموعه این آب‌ها را در مبحث هواشناسی به نام آب حاصل از تبخیر و تعرق بررسی می‌نمایند و آن را با حرف E نمایش می‌دهند.

قسمت عمده بخار آب موجود در فضا در روی خشکی‌ها به وسیله گیاهان در اثر عمل تبخیر و تعرق به وجود می‌آید. زیرا ریشه گیاهان قسمتی از آب‌های موجود در زیر زمین را جذب کرده و از راه برگ، ساقه و سایر اعضا و اندام‌ها تبخیر و یا به صورت قطره‌های آب (تعرق) به فضا پس می‌دهند. به این دلیل در مناطق جنگلی رطوبت هوا بیشتر از مناطقی است که فاقد پوشش گیاهی هستند.

عمل تبخیر همیشه باعث کاهش درجه حرارت محیط می‌شود. زیرا مقداری از حرارت محیط صرف تبخیر آب مایع می‌گردد.

اندازه‌گیری تبخیر

متداول‌ترین، ساده‌ترین و عملی‌ترین روش تعیین مقدار تبخیر، استفاده از طشتک تبخیر (Pan evaporation) است. این طشتک معمولاً به شکل یک ظرف استوانه‌ای از آهن گالوانیزه بدون رنگ ساخته شده که آن را با آب پر نموده و در معرض تابش اشعه خورشید قرار می‌دهند. بدین ترتیب، مقدار تبخیر را بر حسب ارتفاع در واحد سطح اندازه می‌گیرند.

واحد اندازه‌گیری تبخیر در سیستم متریک بر حسب میلی‌متر و در سیستم انگلیسی بر حسب اینچ بوده و در هر سیستم با دو رقم اعشار بیان می‌گردد. برای تعیین حجم کل آبی که در اثر تبخیر از دست می‌رود باید ارتفاع تبخیر را در سطح تبخیر ضرب نمود.

روش‌های مختلفی برای اندازه‌گیری تبخیر وجود دارد که در بعضی از آنها مستقیماً مقدار تبخیر را به دست می‌آورند. یا گاهی از روش‌های غیرمستقیم به کمک روابط و فرمول‌هایی مقدار تقریبی تبخیر محاسبه می‌گردد.

- اگر تبخیر و تعرق بالقوه در هر ماه بیشتر از مقدار ماهیانه بارندگی باشد، تبخیر حقیقی را معادل بارندگی در نظر می‌گیرند.
- اگر تبخیر و تعرق بالقوه در هر ماه کمتر از مقدار ماهیانه بارندگی باشد، میزان تبخیر و تعرق، معادل تبخیر حقیقی است.

فرمول تجربی اندازه‌گیری تبخیر

برای تعیین تبخیر حقیقی از رابطه تجربی زیر استفاده می‌شود که به رابطه توک معروف است:

$$E_r = \frac{P}{\left(0.9+\frac{P^2}{L^2}\right)^{1/2}} \qquad (۸-۱)$$

در رابطه ۱-۸، L از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$L=300+25T+0.05T^3 \qquad (۹-۱)$$

در روابط ۱-۸ و ۱-۹:

E_r، تبخیر حقیقی

P، بارندگی متوسط سالیانه،

T، درجه حرارت

در کشورهای مختلف ممکن است از طشتک‌های تبخیری با ابعاد متفاوتی استفاده شود. برای مثال، در شوروی سابق و بعضی از کشورهای بلوک شرق از طشتک‌هایی استفاده می‌کنند که سطح آن ۳۰۰ سانتی‌متر مربع است. اداره هواشناسی کشورمان از طشتک‌های تبخیری با ابعاد ۲۰ سانتی‌متر عمق و ۱۵۰ سانتی‌متر قطر برای اندازه‌گیری مقدار تبخیر استفاده می‌نمایند. هر اندازه سطح و حجم طشتک بیشتر باشد، عدد اندازه‌گیری شده به عنوان مقدار تبخیر، به مقدار واقعی تبخیر که معمولاً از دریاچه پشت سدها اندازه‌گیری می‌شود، نزدیک‌تر می‌باشد. البته چون برای تبدیل ارقام تبخیر از طشتک به مقدار تبخیر از دریاچه سد از ضریب ثابتی به نام ضریب طشتک استفاده می‌شود، لذا بزرگی و کوچکی طشتک تبخیر مسئله چندان مهمی نمی‌باشد.

بر حسب تعریف، ضریب طشتک عبارت است از نسبت بین مقدار تبخیر از دریاچه سد و مقدار تبخیری که از طشتک تبخیر حاصل شده است. ضریب طشتک همواره عددی کمتر از یک است. زیرا مقدار تبخیر در طشتک بیشتر است و در بهترین شرایط به حدود ۰/۹۵ می‌رسد.

قدرت تبخیر

مقدار تبخیر (بخار آب) را نباید با قدرت تبخیر اشتباه کرد. تبخیر عبارت است از مقدار آبی که از سطح آزاد خاک یا گیاهان و غیره تبخیر می‌شود. در صورتی که شدت و یا قدرت تبخیر عبارت است از مقدار حداکثر آبی که از یک سطح معین در واحد زمان می‌تواند به بخار تبدیل گردد و عموماً مقدار آن بیشتر از مقدار تبخیر می‌باشد. قدرت تبخیر از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$E = K S \frac{F_e - F_a}{H} \qquad (۱۰-۱)$$

که در آن:

K، ضریب تناسب،

F_e، مقدار رطوبت هوای اشباع شده بر حسب میلی‌متر

F_a، مقدار رطوبت موجود در هوای مورد نظر بر حسب میلی‌متر

S، سطح تبخیر بر حسب میلی‌متر مربع

H، فشار هوا بر حسب میلی‌متر

E، قدرت تبخیر

به طور خلاصه عوامل زیر در شدت تبخیر موثر هستند:

- کمبود رطوبت هوا
- حرارت محیط و آب
- تابش اشعه خورشید

- شدت وزش باد
- فشار هوا
- ارتفاع محل
- ترکیب آب مورد نظر

کمبود رطوبت هوا

کمبود رطوبت در هوا عبارت است از تفاوت بین مقدار بخار آب برای هوای اشباع شده (F_e) در درجه حرارت سطحی (t) و مقدار بخار آب موجود در هوای محیط (F_a). چنانچه سایر عوامل ثابت باشند، کمبود رطوبت در هوا از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$E' = \alpha (F_e - F_a) \qquad (۱-۱۱)$$

که در آن α ضریب ثابتی است.

درجه رطوبت هوا (Σ) از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$\Sigma = \frac{F_a}{F_e} \qquad (۱-۱۲)$$

اگر مقدار F_a از رابطه ۱-۱۲ در رابطه ۱-۱۱ جایگزین گردد، رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$E' = \alpha (F_e - F_e \Sigma) = \alpha F_e (1 - \Sigma) \qquad (۱-۱۳)$$

حرارت محیط و آب

طبق قاعده عمومی، مقدار بخار آب لازم برای اشباع محیط با افزایش درجه حرارت رابطه مستقیم دارد. از طرف دیگر، افزایش درجه حرارت محیط باعث گرم‌تر شدن آب‌ها شده بنابر این باعث ازدیاد تبخیر خواهد شد.

فشار اتمسفر

کم و یا زیاد شدن فشار هوا در تغییرات مقدار تبخیر موثر است، بطوری که کم شدن فشار باعث افزایش تبخیر می‌گردد.

نوع و ترکیب آب

ترکیب آب در تغییر مقدار تبخیر روزانه دخالت دارد. بنابر این غلیظ یا رقیق بودن ترکیب شیمیایی آب مقدار تبخیر را کم و یا زیاد می‌کند. در شرایط مساوی، در صورتی که کلیه عوامل دیگر ثابت باشند، مقدار تبخیر آب دریا ۲ تا ۳ درصد به علت وجود املاح کمتر از آب معمولی است.

ارتفاع محل

اصولاً هوا در مناطق مرتفع سردتر از مناطق کم ارتفاع است. مطابق محاسبات و بررسی‌های انجام شده به ازای هر ۱۰۰ متر ارتفاع از سطح دریا، حدود ۰/۶ درجه سانتی‌گراد از درجه حرارت محیط کاسته می‌شود. بنابر این انتظار می‌رود که کاهش درجه حرارت سبب کاهش مقدار تبخیر در ارتفاعات گردد.
از طرف دیگر، باید در نظر داشت که کمبود فشار هوا در ارتفاعات باعث افزایش تبخیر می‌گردد. باد و تابش اشعه خورشید و جهت تابش از دیگر عواملی هستند که باعث افزایش تبخیر در ارتفاعات می‌گردند. در مجموع این‌گونه می‌توان بیان داشت که به علت کمبود فشار و درجه حرارت، مقدار بخار آب لازم جهت اشباع کمتر شده و چه بسا با مقدار بخار آبی خیلی کمتر از مناطق پست، هوا از بخار آب اشباع می‌گردد.

وسعت سطح آزاد مایع از دیگر عواملی است که می‌تواند باعث افزایش تبخیر گردد.

رطوبت هوا

رطوبت یکی دیگر از آثار جوی است و به سه حالت زیر دیده می‌شود:

- بخار آب
- قطره‌های مایع (ابر، مه و باران)
- ذرات جامد (برف، تگرگ و دانه‌های یخ)

تمام نقاط زمین به یک اندازه از رطوبت جوی برخوردار نیست. دلایل زیادی وجود دارند که باعث شده تا نزولات جوی در همه جا یکسان نباشد. این دلایل عبارتند از:

- درجه حرارت
- فشار هوا
- جهت وزش باد
- فصول مختلف سال
- ارتفاع
- طول و عرض جغرافیایی
- وجود آب‌های سطحی
- پوشش گیاهی
- کم و زیاد شدن رطوبت

بخش اعظم رطوبت هوا به‌وسیله تبخیر آب‌های سطحی زمین است. کم شدن درجه حرارت در طبقات بالای جو و علل فوق‌الذکر باعث می‌شود که بخار آب متراکم و تقطیر شده مجدداً به صورت باران، برف و ... به زمین برگردد.

رطوبت مطلق

مقدار بخار آبی که در یک متر مکعب از هوا یافت می‌گردد (بر حسب گرم) رطوبت مطلق نامیده می‌شود. معمولاً مقدار این رطوبت را از فشاری (بر حسب میلی‌متر جیوه) که به دستگاه‌های هواسنج در ایستگاه‌های هواشناسی وارد می‌شود، اندازه می‌گیرند.

مقدار فشار بخار آب برای هر درجه حرارت حدودی دارد. همین که به حداکثر مقدار در آن درجه حرارت برسد هوا اشباع می‌گردد. در حالت اشباع چنان‌که درجه حرارت پائین آید، بخار آب متراکم شده و به صورت مه، شبنم و یا بارندگی ظاهر می‌شود. بدین ترتیب مقداری از رطوبت خود را از دست می‌دهد.

رطوبت مطلق بر حسب فشار بخار آب هوای اشباع شده (E_P) از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Q_{ha} = \frac{1.06\,E_P}{1+at} \qquad (۱۴-۱)$$

که در آن:

a، ضریب انبساط حجمی در هوا (۰/۰۰۴)

t، درجه حرارت هوا

مثال (۱-۴): اگر رطوبت مطلق هوا در ۲۰ درجه سانتی‌گراد مساوی ۸ گرم در متر مکعب باشد، مقدار فشار بخار آب اشباع شده را محاسبه کنید.

اگر در رابطه ۱-۱۴، $t=0$ باشد، یعنی از مقدار درجه حرارت هوا کاسته شود و به میزان یخبندان معمولی برسد، در این صورت این رابطه به صورت زیر ساده می‌شود:

$$Q_{ha} = 1.06\,E_P \qquad (۱۵-۱)$$

رطوبت نسبی

نسبت بین مقدار بخار آب موجود در یک متر مکعب از هوا (رطوبت مطلق) به مقدار بخار آب لازم جهت اشباع همان حجم هوا در درجه حرارت یکسان، رطوبت نسبی نامیده می‌شود. رطوبت نسبی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$P_{hr} = \frac{Q_{ha}}{Q_{hs}} \times 100 \qquad (۱-۱۶)$$

که در آن:

P_{hr}، رطوبت نسبی (٪)،

Q_{ha}، مقدار بخار آب موجود در یک متر مکعب از هوا (رطوبت مطلق، گرم)،

Q_{hs}، مقدار بخار آب اشباع شده در یک متر مکعب از هوا (گرم)

از آنجائی که رطوبت نسبی همیشه از واحد کمتر است، بنابر این به صورت درصد بیان می‌گردد.

رابطه ۱-۱۶ را می‌توان به صورت زیر بر حسب فشار بخار بیان داشت:

$$P_{hr} = \frac{e}{E_P} \times 100 \qquad (۱-۱۷)$$

که در آن:

e، فشار بخار آب در هوا،

E_P، فشار بخار آب در هوای اشباع شده در درجه حرارت معین

اگر درجه حرارت هوا کاهش یابد، بخار آب متراکم می‌شود و به صورت قطرات بسیار ریز ظاهر می‌گردد. مادامی‌که اندازه ذرات کوچک و سبک باشند، به صورت ابر و مه خواهند بود ولی همین‌که به علت سرمای بیشتر این قطرات درشت‌تر و سنگین‌تر شوند، به شکل باران و برف به زمین فرود می‌آیند.

جریانات سطحی (Run-off)

جریانات سطحی مازاد بارشی است که پس از تبخیر، نگه‌داشت و نفوذ در خاک در بستر مسیل جریان می‌یابد و به صورت هرزآب‌های کوچک، جویبارها و نهرها به انشعاب اصلی رودخانه می‌ریزد.

نگه‌داشت آب، آن بخش از باران که در یک حوضه آبریز به صورت سیلاب ظاهر نمی‌شود و لذا جریان نمی‌یابد.

آب‌های جاری یا جریانات سطحی در سطح زمین به طرف رودخانه‌ها و دریاچه‌ها در جریان هستند. حجم این آب‌ها در مناطق مشخصی ثابت نبوده و مرتباً در حال تغییر می‌باشند. تغییرات حجمی این آب‌ها به عوامل زیر بستگی دارد:

- ارتفاع محل
- نوع پوشش گیاهی منطقه
- جنس زمین و خاک مسیر
- فصول مختلف
- موقعیت آب و هوایی منطقه

ارتفاع محل در تغییرات حجم آب‌های سطحی موثر است. حجم آب‌های جاری در محل‌هایی که دارای شیب زیاد هستند، کمتر از نقاطی است که دارای شیب ملایم هستند (دشت). به عبارت دیگر، حجم آب‌های جاری در نقاط کم شیب بیشتر و سرعت جریان‌شان کمتر است.

پوشش گیاهی منطقه و علف‌های خودرو از نیروی جریان آب‌های سطحی می‌کاهد. اگر مسیر جریان آب‌های سطحی از سنگ‌های قابل نفوذ تشکیل شده باشد، بخش قابل‌ملاحظه‌ای از آب‌های جاری در زمین فرو رفته و از جریان آن می‌کاهد.

دبی رودخانه

مقدار آبی که در واحد زمان از مقطع مشخصی از مسیر رودخانه می‌گذرد دبی نامیده می‌شود. برای اندازه‌گیری دبی رودخانه، در یک محل مناسب، سرعت آب را توسط دستگاه‌های مختلف اندازه‌گیری می‌کنند. سطح مقطع آن محل نیز به دقت اندازه‌گیری می‌شود. از رابطه زیر مقدار دبی محاسبه می‌شود:

$$Q=V_e \times S \qquad (۱۸-۱)$$

یا

$$Q=\frac{V}{t}$$

که در آن:

S، سطح مقطع رودخانه در محل اندازه‌گیری بر حسب متر مربع،

V_e، سرعت جریان آب در محل اندازه گیری بر حسب متر بر ثانیه،

Q، حجم کل آب جاری در نقطه معین در زمان مشخص بر حسب متر مکعب بر ثانیه،

t، زمان اندازه‌گیری بر حسب ثانیه

برای بررسی تغییرات حجمی آب‌های جاری معمولاً از دو ضریب ذیل استفاده می‌شود:

- دبی مخصوص
- ضریب جریان سطحی

دبی مخصوص

عبارت است از مقدار آبی که در واحد زمان در زمینی به مساحت یک کیلومتر مربع جریان می‌یابد. دبی مخصوص را با q_S نشان می‌دهند و از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$q_S = \frac{Q}{S} \qquad (۱۹-۱)$$

که در آن:

Q، دبی جریان سطحی بر حسب لیتر بر ثانیه،

S، مساحت ناحیه‌ای که آب جریان دارد بر حسب کیلومتر مربع

این ضریب بر حسب مساحت حوضه تغییر می‌نماید. هم‌چنین، در زمین‌های قابل نفوذ مقدار آن بسیار کم است. در مواقع طغیانی و یا رگبارهای شدید، مقدار آن افزایش می‌یابد. دبی مخصوص را از روی مقدار آبی که پس از بارندگی در سطح زمین جاری می‌شود، محاسبه می‌نمایند.

مثال (۱-۵): دبی مخصوص سالیانه زمینی به مساحت یک کیلومتر مربع را بر حسب $\frac{litr/\sec}{km^2}$ محاسبه نمائید. به طوری که اگر مقدار بارندگی سالیانه آن محل برابر با ۱۱۴ میلی‌متر باشد.

$$q_S = \frac{Q}{S} = \frac{114\ mm \times 10^{-3}\left(\frac{m}{mm}\right) \times 1 km^2 \times 10^6\ m^2/km^2 \times 10^3\left(\frac{litr}{m^3}\right)}{365 \times 24 \times 3600\ \sec \times 1\ km^2} = 3.6\ \frac{litr/\sec}{km^2}$$

ضریب جریان سطحی

ضریب جریان سطحی عبارت است از خارج قسمت دبی جریان آب سطحی به مقدار بارندگی سالیانه. این ضریب را با d_e نشان می‌دهند.

$$d_e = \frac{Q}{P} \qquad (۲۰-۱)$$

که در آن:

Q، مقدار دبی جریانات سطحی اندازه‌گیری شده در یک نقطه مشخص،

P، مقدار بارندگی سالیانه

هر اندازه این ضریب بزرگ‌تر باشد، منطقه از نظر پتانسیل آب زیرزمینی ضعیف‌تر است.

هر اندازه این ضریب کوچک‌تر باشد، منطقه از نظر پتانسیل آب زیرزمینی غنی است. البته در کنار این بررسی، باید منطقه را از جنبه‌های زمین‌شناسی و تکتونیکی نیز مطالعه نمود.

هیدروگرام

پس از مطالعه جریانات سطحی در یک ناحیه، می‌باید تغییرات زمانی آنها را بررسی نمود. برای این منظور نمودارهایی ترسیم می‌گردد که اصطلاحاً هیدروگرام نامیده می‌شوند. این نمودارها بیانگر تغییرات زمانی آب‌های جاری مشخص در محل‌های معین می‌باشند.

در این هیدروگرام‌ها تغییرات مقدار آب یک رودخانه تابعی از عامل زمان می باشد و به صورت $Q=f(t)$ بیان می‌گردد که در آن Q مقدار دبی آبی است که از یک محل می‌گذرد و t در حالت کلی نماینده زمان یا یک فصل مشخص می‌باشد.

در این هیدروگرام‌ها، بر روی محور افقی فصول سال و بر روی محور عمودی مقدار آب رودخانه که از منابع مختلف (باران، برف، منابع یخچالی و بالاخره تغذیه از آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود که معمولاً به‌طور جداگانه بر حسب متر مکعب بر ثانیه نمایش داده می‌شود.

شکل (۱-۶). هیدروگرام جریانات سطحی

آب رودخانه‌ها در فصل خشک بیشتر از آب‌های زیرزمینی تغذیه و به‌طور تقریب می‌توان مقدار آب زیرزمینی را که به رودخانه می‌رسد به دست آورد. برای این منظور، مسیر مشخصی از رودخانه را

انتخاب و آن‌را به قسمت‌های کوچک تقسیم می‌نمایند. در هر قسمت مقدار دبی را اندازه می‌گیرند. اختلاف چند اندازه‌گیری که در فواصل مختلف انجام گرفته، افزایش مقدار آب رودخانه را که از آب‌های زیرزمینی تغذیه شده‌اند به صورت زیر محاسبه می‌نماید:

$$q=\frac{Q_1-Q}{L} \qquad (۲۱-۱)$$

که در آن:

q، مقدار آب رودخانه در فاصله ما بین دو اندازه‌گیری بر حسب لیتر بر ثانیه بر متر،

Q_1، دبی پائین‌دست رودخانه بر حسب لیتر بر ثانیه،

Q، دبی بالادست رودخانه بر حسب لیتر بر ثانیه،

L، فاصله ما بین نقطه اندازه‌گیری در بالادست و پائین‌دست رودخانه بر حسب متر

اگر Q_1-Q با گذشت زمان تغییرات زیادی داشته باشند، در این صورت معلوم می‌شود که رودخانه از سفره‌های سطحی زمین تغذیه می‌کند. چرا که سفره‌های عمیق دبی نسبتاً ثابتی دارند.

چنان‌که آب رودخانه منحصراً توسط مخازن زیرزمینی تأمین گردد، مقدار دبی آن ثابت خواهد بود.

فصل ۲

تجمع آب و بررسی خصوصیات هیدرولیکی موثر بر جریان آن در زیرزمین

حالات مختلف آب در قشر جامد زمین

قسمت عمده آبی که به صورت برف و باران به زمین می‌رسد پس از نفوذ در زمین و رسیدن به طبقات زیرین زمین کلیه درزها، شکاف‌ها و خلل و فرج بین ذرات سنگ‌ها را اشغال می‌نماید و پس از برخورد به سنگ‌های غیر قابل نفوذ، مخازن آب‌های زیر زمینی را به وجود می‌آورد.

آب‌های زیرزمینی معمولاً به سه صورت دیده می‌شوند:

- آب محبوس
- آب ثقلی یا آب آزاد
- آب اشباع

آب محبوس

آبی است که به وسیله نیروی چسبندگی مولکول‌ها در حجم سنگ نگه‌داری می‌شود. این نیرو همیشه بزرگتر از نیروی ثقل است، آب‌های محبوس از نظر کانی شناسی و سنگ شناسی بسیار حائز اهمیت می باشند.

آب آزاد

عبارت است از آبی که در داخل خلل و فرج و یا فضاهای آزاد سنگ تحت تاثیر نیروی ثقل جریان می‌یابد. مشروط بر اینکه سنگ مزبور از آب اشباع شده باشد.

آب اشباع

حداکثر مقدار آبی را که سنگ قابل نفوذ می‌تواند در خود نگه دارد، آب اشباع گویند.

- به غیر از آب‌هایی که در سیکل هیدرولوژیکی هستند، آب های کمی نیز ممکن است از خارج سیکل وارد منابع آب زیرزمینی شده باشند که عبارتند از:

آب ذاتی

آبی است که در موقع تشکیل سنگ‌های رسوبی در خلل و فرج سنگ محبوس شده است. این آب بسته به اینکه از دریا و یا آب شیرین نتیجه شده باشد، شور یا شیرین است، ولی به طور کلی اغلب آنها شور هستند.

آب های جوان

آب‌هایی را که از مواد مذاب درون زمین یا آتشفشان‌ها یا منابع کیهانی نتیجه شده و به آب‌های زیرزمینی اضافه شده‌اند. به این آب ها، آب مواد مذاب معدنی، آب آتشفشانی و یا آب کیهانی می‌گویند.

چگونگی تجمع آب در زیرزمین

آب‌های زیرزمینی در قسمت‌های متخلخل و نفوذپذیر زمین جمع می‌شوند و می‌توانند مخازن آب‌های زیرزمینی را به وجود آورند.

تشکیلات زمین شناسی را از نظر مخازن آب زیرزمینی به انواع زیر تقسیم می‌کنند:

- **آبخانه یا سفره آب** (Aquifer)

آبخانه‌ها تشکیلات زمین شناسی اشباع و نفوذپذیری هستند که می‌توانند آب قابل توجهی را در شرایط معمولی از خود عبور داده و یا در خود ذخیره نمایند که در حالت دوم سفره آب زیرزمینی نامیده می‌شوند.

- **سفره نیمه تراوا** (Aquitard)

تشکیلات زمین‌شناسی اشباع شده‌ای هستند که می‌توانند آب‌دار باشند، ولی قابلیت آبدهی آنها به دلیل ریزدانه بودن کمتر از آبخانه است. به این لایه‌ها، لایه‌های نشتی هم می‌گویند که قابلیت انتقال افقی آنها قابل صرف نظر کردن می باشد.

• **سفره ناتراوا** (Aquiclude)

تشکیلات زمین شناسی اشباع شده‌ای هستند که اگرچه ممکن است حاوی مقداری آب باشند، ولی آب از درون آنها قادر به حرکت نیست، مانند سنگ‌های رسی

• **مناطق بی‌آب** (Aquifuge)

به قسمت‌هایی از زمین اطلاق می‌شود که نه آب دارند و نه آب را از درون خود عبور می‌دهند. مانندگرانیت یا سینیت بدون شکستگی.

خصوصیات سنگ‌شناسی موثر بر تجمع و جریان آب‌های زیرزمینی (پارامترهای هیدرولیکی)

خلل و فرج و فضاهای خالی (Voids/ Pore spaces)

آن قسمت از یک توده سنگی یا خاک که از مواد کانی اشغال نشده باشد، ممکن است به وسیله آب زیرزمینی اشغال شود. این چنین فضاهایی خلل و فرج نامیده می‌شوند، که مانند مجراهای زیرزمینی عمل می‌نمایند، لذا در مطالعه آب های زیرزمینی اهمیت فراوانی دارند.

تخلخل (Porosity)

مسئله تخلخل نقش مهمی را از نظر تجمع و حرکت آب در سنگ ها ایفا می‌کند. بنابر تعریف تخلخل، درصدی از حجم کل سنگ است که توسط فضاهای خالی اشغال شده است. برای مقایسه تخلخل و فضای خالی سنگ‌ها با یکدیگر از ضریب تخلخل (Porosity coefficient) استفاده می‌شود.

ضریب تخلخل عبارت است از نسبت حجم فضاهای خالی یک سنگ به حجم کل سنگ، یعنی:

$$\varphi = \frac{V_v}{V} \times 100 \qquad (۱-۲)$$

که در آن :

ρ = ضریب تخلخل بر حسب درصد،

V= حجم کل سنگ،

V_v = حجم فضاهای خالی سنگ

اگر سنگ تخلخل خود را همزمان با رسوب‌گذاری به دست آورد، این تخلخل اولیه (Primary porosity) است. عوامل زمین‌شناسی ممکن است تخلخل اولیه سنگ را تغییر دهد، در این صورت تخلخلی در سنگ بوجود می‌آید که تخلخل ثانویه (Secondary porosity) نامیده می شود.

تخلخل کل: وقتی حجم کل فضاهای خالی را نسبت به حجم سنگ در نظر بگیریم، این تخلخل مفهوم پیدا می‌کند.

تخلخل موثر: فقط فضاها و حفراتی از سنگ را که به هم ارتباط دارند، شامل می‌شود. تخلخل موثر در مورد حرکت آب‌های زیرزمینی از اهمیت خاصی برخوردار است و به نفوذپذیری ارتباط دارد.

تخلخل موثر کوچکتر از تخلخل کل می‌باشد، که در جدول ۲-۱ تخلخل کل و تخلخل موثر تعدادی از محیط‌ها با هم مقایسه شده‌اند.

جدول (۲- ۱). تخلخل کل و موثر برخی از محیط ها

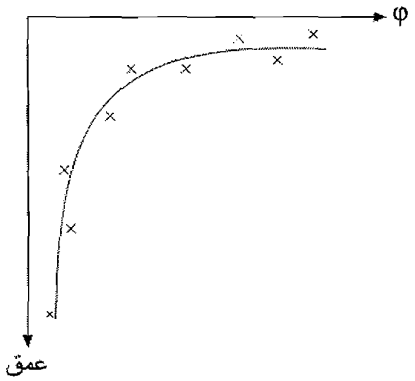
نوع سنگ	تخلخل کل (٪)	خلخل موثر (٪)
قلوه سنگ‌ها	۳۰-۴۰	۲۵
رس‌ها	۴۵-۵۵	۳
سنگ‌های آذرین	۱/۲-۲	-
سیلت استون‌ها	۴۰-۵۰	-

عوامل موثر بر تخلخل

تخلخل به وضعیت قرار گرفتن دانه‌های مواد آبخانه‌ای در کنار یکدیگر یا آرایش دانه‌ها بستگی دارد. به طوری که در آرایش کوبیک، بیشترین تخلخل و در آرایش رومبوئدری کمترین تخلخل وجود دارد (شکل ۲-۱).

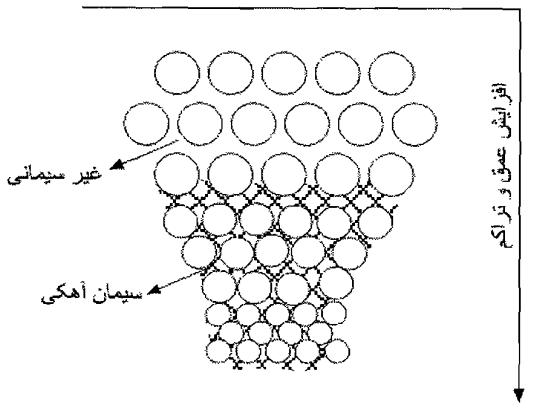
شکل (۲-۱):- آرایش دانه‌ها و درصد تخلخل الف) آرایش کوبیک ، ب) آرایش رومبوئدری

مطالعات نشان داده است که با افزایش عمق، تخلخل کاهش می‌یابد (شکل ۲-۲).



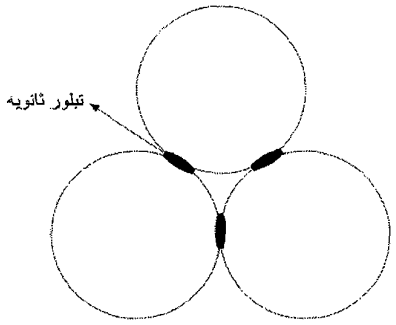
شکل (۲-۲). منحنی تغییرات تخلخل بر حسب عمق

فشردگی، تراکم و سیمان شدگی باعث کاهش تخلخل می‌گردد (شکل ۲-۳).



شکل (۲- ۳). تغییرات تخلخل برحسب سیمان شدگی

عامل دیگری که باعث کاهش تخلخل می‌شود، تبلور مجدد می باشد. این موضوع در شکل ۲-۴ نشان داده شده است.



شکل (۲-۴). تاثیر تبلور مجدد بر میزان تخلخل

عواملی هم وجود دارند که سبب افزایش تخلخل می‌گردند، این عوامل عبارتند از:

- انحلال که ناشی از تاثیر شیمی آب بر روی سنگ‌های آهکی است
- درز و شکستگی‌ها که در اثر عوامل تکتونیکی ایجاد می‌شوند.
- دولومیتی شدن سنگ‌های آهکی که باعث ازدیاد تخلخل می‌گردد که در زمین شناسی مخازن نفتی دارای اهمیت خاصی است.

ضریب نفوذپذیری (Permeability)

مقدار جریان آب ثقلی تحت تاثیر ایستائی معین و از یک مقطع واحد در واحد زمان، ضریب نفوذپذیری نام دارد. جنس آن از نوع سرعت است. ضریب نفوذدپذیری را با k نشان می‌دهند، که در فصل سوم بیشتر بررسی خواهد شد.

قابلیت انتقال آب (Transmissivity)

عبور آب تحت گرادیان واحد در سطحی که عرض آن واحد است و طول آن برابر ضخامت سفره می باشد. ضریب انتقال آب با T نشان داده می‌شود و رابطه آن با نفوذپذیری به صورت زیر است:

$$T = k.H \qquad (۲-۲)$$

یا

$$T = k.m = k.b$$

که در آن:

k = ضریب نفوذپذیری

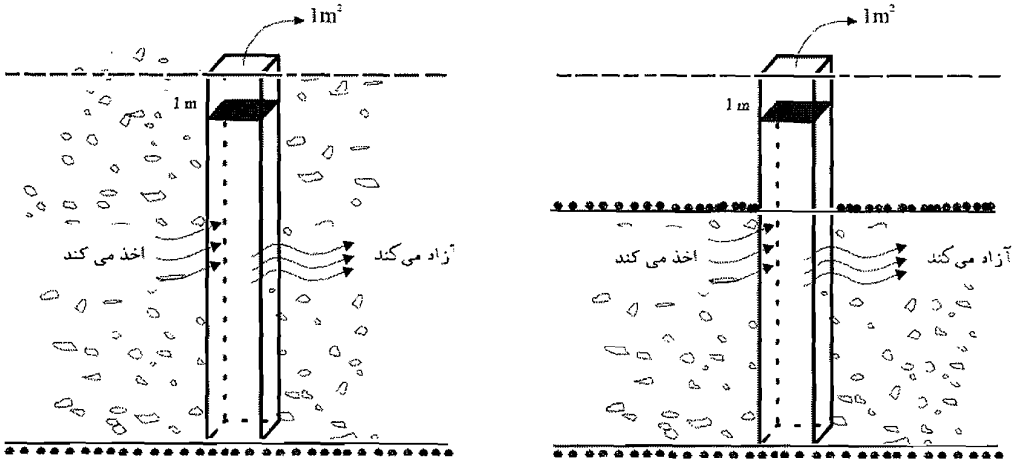
H = ضخامت سفره آزاد

m یا b = ضخامت سفره تحت فشار

واحد T، متر مربع بر روز می باشد.

ضریب مخزن (Storage coefficient)

خاصیت جدایش آب از یک سفره محبوس را با ضریب مخزن بیان می‌کنند. حجم آبی که یک منشور قائم از سفره آزاد آبدار به سطح مقطع واحد، آزاد یا اخذ می‌کند، به گونه‌ای که ارتفاع آب به اندازه واحد بالا و یا پایین رود (شکل ۲-۵). این ضریب واحد ندارد و بر حسب درصد بیان می شود.



شکل (۲- ۵). نمایش مفهوم ضریب مخزن، سفره محبوس (راست)، سفره آزاد (چپ)

ضریب مخزن به گونه‌ای دیگر نیز بیان می‌شود.

$$\mathbf{S} = \frac{\text{حجم آب به دست آمده}}{\text{حجم قسمتی از سفره که خالی شده}} \qquad (۲-۳)$$

و یا :

$$\mathbf{S} = \frac{\text{حجم آب دریافت شده توسط واحد سطح سفره}}{\text{حجم واحد سطح سفره که پر شده}}$$

رابطه بین ضریب مخزن (S) و ذخیره ویژه مخزن (S_S) به قرار زیر است:

$$S = S_s.b \qquad (۲-۴)$$

مثال (۲-۱): در یک سفره آزاد، در اثر پمپاژ $4\ m^3$ آب، سطح ایستابی، در محدوده $10\ m^2$ به اندازه $2\ m$ پایین رفته است، ضریب مخزن آن را حساب کنید.

$$S = \frac{4}{10 \times 2} = 0.2$$

جدول ۲-۲ تخلخل تقریبی بعضی مواد را نشان می‌دهد:

جدول (۲- ۲). تخلخل تقریبی محیط‌های مختلف

جسم	درصد تخلخل
خاک	۵۰-۶۰
رس	۴۵-۵۵
سیلت	۴۰-۵۰
ماسه درشت تا ریز	۳۵-۴۰
ماسه یکنواخت	۳۰-۴۰
ماسه متوسط تا ریز	۳۰-۳۵
شن	۳۰-۴۰
شن و ماسه	۲۰-۳۵
ماسه‌سنگ	۱۰-۲۰
شیل	۱-۲۰
آهک	۱-۱۰

جدایش ویژه (Specific yield)

این ضریب در مورد سفره‌های آزاد تعریف و به کار می‌رود. این ضریب با S_y بیان می‌گردد و عبارت است از ظرفیت آبدهی یک سفره آزاد. قابل ذکر است که تمام آب موجود در بین حفرات سنگ یک سفره قابل بهره‌برداری نیستند. مقداری از آب در حجم سنگ به سبب نیروی چسبندگی و مولکولی (مولکول‌های آب و جداره‌های سنگی، مولکول‌های آب با یکدیگر) نگه داشته می‌شود.

نگه‌داشت ویژه (Specific retention)

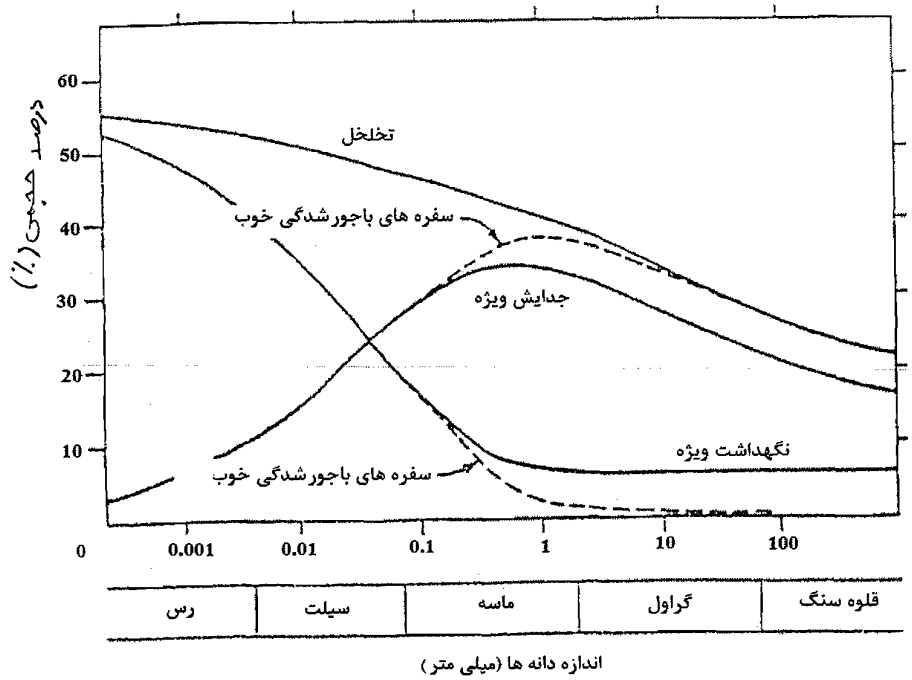
درصد آبی که در فضاهای خالی کوچک سنگ، شکاف‌های خیلی باریک و لوله‌های موئینه باقی‌مانده و تحت تأثیر نیروی ثقل جریان نمی‌یابد. این ضریب را با S_r نشان می‌دهند.

مجموع جدایش ویژه و نگه‌داشت ویژه، تخلخل کل سنگ می‌باشد. در جدول ۲-۳ جدایش ویژه تعدادی از محیط‌ها داده شده است.

جدول (۲- ۳). نگه‌داشت ویژه محیط‌های آبخانه‌ای

محیط سنگی	جدایش ویژه (٪)
رس	۱-۱۰
ماسه	۱۰-۳۰
گراول	۱۵-۳۰
ماسه و گراول	۱۵-۲۵
ماسه سنگ	۵-۱۵
شیل	۰/۵-۵
سنگ آهک	۰/۵-۵

در شکل ۲-۶ رابطه بین تخلخل، جدایش ویژه، نگه‌داشت ویژه و اندازه دانه ها برای رسوبات غیر متراکم نشان می دهد.



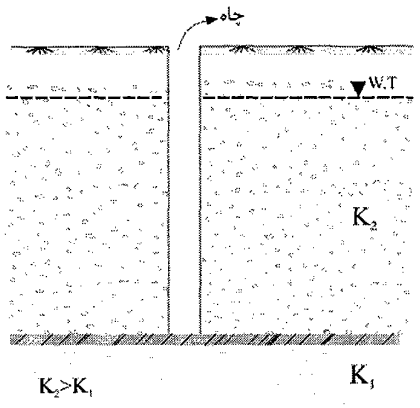
شکل (۲- ۶). تخلخل، جدایش ویژه و نگه‌داشت ویژه برای رسوبات مختلف غیر متراکم

انواع سفره‌های آب (Aquifer types)

سفره‌ها معمولاً گسترش وسیعی دارند و می‌توان آنها را به عنوان منابع بزرگ آب زیرزمینی تلقی کرد. آب این منابع در اثر تغذیه‌های طبیعی و یا مصنوعی تامین می‌شود و تخلیه آب آنها در نتیجه نیروی ثقل و یا پمپاژ از چاه ها انجام می‌گیرد.

سفره آزاد (Unconfined aquifer)

در سفره‌های آزاد یا نامحبوس، سطح ایستابی بالاترین سطح منطقه اشباع شده را تشکیل می‌دهد و این‌گونه سفره‌ها را سفره غیر آرتزین نیز می‌نامند. این سفره‌ها روی یک لایه غیر قابل نفوذ قرار دارند و سطح آب این گونه سفره‌ها با فشار اتمسفری در حال تعادل هیدرواستاتیکی هستند (شکل ۲-۷).

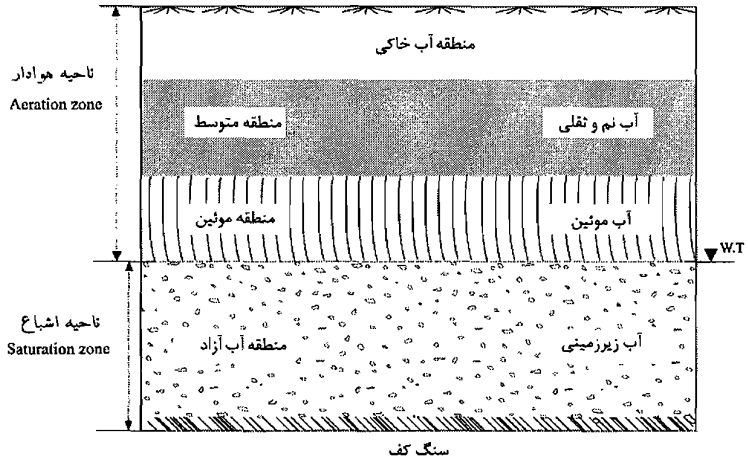


شکل (۲- ۷). نمایش یک سفره آزاد

بخش‌های مختلف یک سفره آب آزاد

سنگ‌ها و مواد موجود در یک سفره آب آزاد را از نظر آب‌های زیرزمینی به دو ناحیه اشباع شده و هوادار تقسیم می‌کنند. در ناحیه اشباع شده تمام شکاف‌ها و منافذ سنگ توسط آب و تحت فشار

هیدرواستاتیک پر شده درصورتی که در ناحیه هوادار، قسمتی از منافذ توسط آب و قسمتی هم توسط هوا اشغال شده است (شکل ۲-۸).



شکل (۲-۸). نمایش بخش‌های مختلف یک سفره آزاد

ناحیه هوادار

این ناحیه شامل مناطق زیر می‌باشد.

- منطقه آب خاکی
- منطقه متوسط
- منطقه موئین

به مجموع دو منطقه آب آزاد و منطقه موئین، منطقه اشباعی تام نیز می‌گویند.

- منطقه آب خاکی

در این منطقه آب کمتری وجود دارد، مگر هنگامی که در اثر بارش برف و باران موقتاً سطح آب بالا بیاید. این منطقه از سطح زمین تا جایی که ریشه گیاهان اصلی منطقه گسترش می‌یابد، را شامل می‌گردد، که ضخامت این منطقه بسته به نوع خاک و گیاهان متفاوت است.

- منطقه متوسط

این منطقه از حد پایین منطقه آب خاکی تا حد بالایی منطقه موئین گسترش می‌یابد. ضخامت این منطقه ممکن است از صفر (وقتی که سطح ایستابی روی زمین قرار دارد) تا چند صد متر تغییر کند.

- منطقه موئین

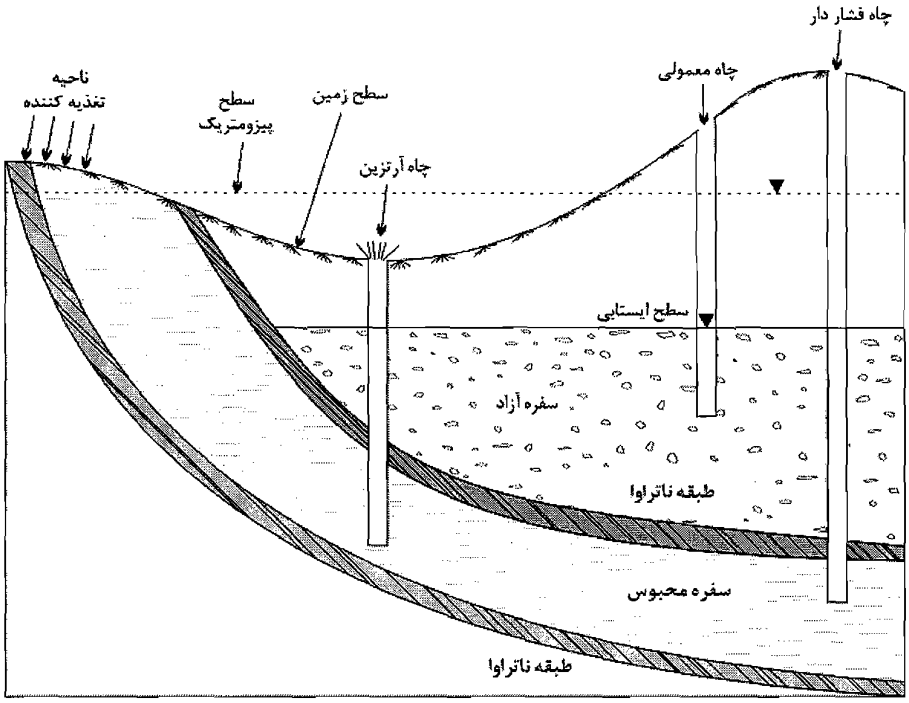
این منطقه از سطح ایستابی تا آن حد که آب در اثر قوای موئینه بالا می‌رود، گسترش دارد.

ناحیه اشباع

در این ناحیه، آب زیرزمینی تمام خلل و فرج سنگ‌ها را پر می‌کند، ولی نباید تصور کرد که تمام این آب به وسیله تلمبه یا پمپ قابل استحصال است زیرا نیروهای کشش سطحی و مولکولی، مقدار قابل توجهی از آب را در خود نگه می‌دارد.

سفره محبوس (Confined aquifer)

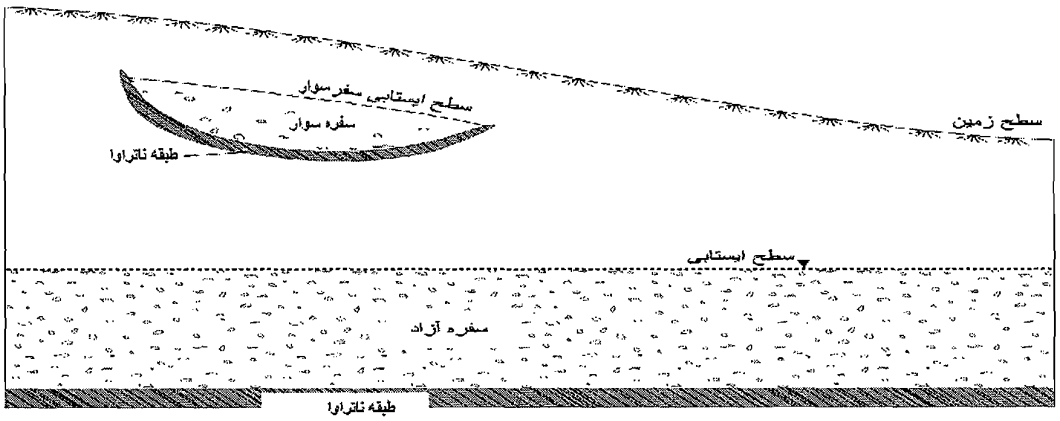
این‌گونه سفره‌ها از بالا و پایین به وسیله دو لایه غیرقابل نفوذ محبوس می‌شوند. این سفره‌ها هنگامی بوجود می‌آیند که آب‌های زیرزمینی تحت فشاری بیش از فشار اتمسفر قرار گیرند. در یک سفره محبوس، یک سطح فرضی که از فشار هیدرواستاتیکی آب درون سفره تبعیت می‌کند، سطح پیزومتریک می‌گویند. بسته به موقعیت سطح پیزومتریک نسبت به سطح زمین، به اینگونه سفره‌ها، سفره آرتزین (Artesian) یا سفره فشاردار نیز می‌گویند. به طوری‌که اگر سطح پیزومتریک پائین‌تر از دهنه چاه و سطح زمین باشد، سفره فشاری است و اگر سطح پیزومتریک بالای دهنه چاه باشد، سفره آرتزین است. حالات مختلفی که در سفره های محبوس به وجود می‌آید در شکل ۲-۹ نشان داده شده است.



شکل (۲–۹). نمایش سفره محبوس

سفره سوار (Perched aquifer)

حالت خاصی از سفره آب آزاد است. این نوع سفره‌ها هنگامی بوجود می‌آیند که قسمتی از آب زیرزمینی به وسیله یک طبقه نسبتاً غیر قابل نفوذ، از حوضه اصلی جدا می‌شود شکل (۲- ۱۰).



شکل (۲- ۱۰). سفره سوار (محلی)

فصل ۳

جریـــان آب‌هـــای زیرزمینـــی

چگونگی جریان آب‌های زیرزمینی

آب در زیرزمین به دو صورت جریان پیدا می‌کند:

- جریان آرام یا تیغه‌ای (Laminar flow)
- جریان آشفته یا متلاطم (Turbulent flow)

عامل اصلی تعیین کننده نوع جریان، سرعت می‌باشد. اگر سرعت جریان آب زیرزمینی از سرعت بحرانی کمتر باشد، جریان آرام و اگر سرعت جریان آب از سرعت بحرانی فزونی داشته باشد، جریان متلاطم یا آشفته است.

سرعت بحرانی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\mathrm{Re} = \frac{V_c.D.\rho}{\mu} \qquad \Rightarrow \qquad V_c = \frac{\mathrm{Re}.\mu}{D.\rho} \qquad (۳-۱)$$

که در آن:

V_c = سرعت بحرانی برحسب cm/sec

Re = عدد رینولدز

D = قطر مجرا برحسب cm

ρ = جرم حجمی سیال برحسب gr/cm^3

μ = ویسکوزیته سیال برحسب $gr/cm.\sec$

۱ $gr/cm.\sec$ = $Poise$ (پواز)

رابطه بالا را به صورت دیگر نیز می توان نوشت:

$$V_c = \frac{\mathrm{Re}.\nu}{D} \qquad (۳-۲)$$

در رابطه قبل، ν گرانروی حرکتی سیال برحسب $cm^2/\sec$ یا استوک (Stokes) می‌باشد و از رابطه زیر به دست می آید:

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \qquad (۳-۳)$$

دیمانسیون گرانروی حرکتی، $[\nu] = L^2T^{-1}$ می‌باشد.

با توجه بـه اینکـه در محـیط‌هـای متخلخـل سـنگ‌هـا و خـاک‌هـا، جریـان آرام اسـت، عـدد رینولـدز بحرانـی را ۲۳۰۰ در نظـر مـی‌گیرنـد کـه معـادل عـدد رینولـدز در لولـه‌هـای صـیقلی (بـین ۲۰۰۰ و ۲۳۰۰) می‌باشد. در محیط‌های سنگی شکاف‌دار و محیط‌های کارستی جریان مغشوش است.

بنابراین سرعت بحرانی را در محیط های متخلخل به صورت زیر می توان نوشت:

$$V_c = \frac{2300\ \nu}{D} \qquad (۴-۳)$$

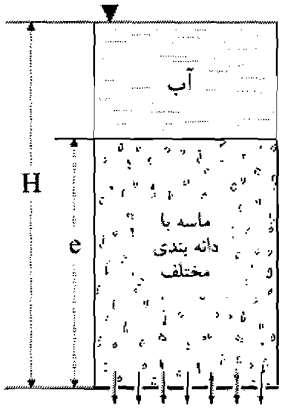
قانون دارسی (Darcy law)

جریان آب در طبقات آبده را می‌توان بـر اسـاس قـانون دارسـی توجیـه کـرد، بـه شـرطی کـه جـنس محـیط جریـان یکنواخـت، نـوع حرکـت آرام و طبقـات زیـرین محـیط جریـان (سـنگ کـف) غیـر قابل نفوذ باشند.

آزمایش دارسی

در سال ۱۸۵۶ دارسی نفوذ و جریان آب در داخل زمین‌های نفوذپذیر را با آزمایشی ساده بیان کرده که به اختصار تشریح می‌گردد:

در این آزمایش (شکل ۳-۱)، ظرف استوانه‌ای قائمی به سطح مقطع S، به ارتفاع ۲/۵ متر و به قطر ۰/۳۵ متر انتخاب گردید. حد معینی از آن با ماسه‌هایی که دانه‌بندی آنها به شرح جدول ۳-۱ است، پر گردید. ضخامت ستون ماسه با حرف e بیان گردید.



شکل (۳- ۱). ستون ماسه‌ای دارسی

جدول (۳- ۱). دانه‌بندی ماسه‌ها در آزمایش دارسی

درصد وزنی دانه ها	قطر دانه ها (mm)
۵۸	۰/۷۷
۱۳	۱/۱
۱۲	۲
۱۷	>۲

اگر ظرف مزبور را از آب پر کنیم، ستون ماسه‌ها در زیر آب به ارتفاع H متر، قرار می‌گیرد. چون ماسه‌ها قابل نفوذ هستند، آب از قسمت تحتانی ظرف بیرون می‌ریزد. مقدار آب خارج شده را می‌توان از رابطه زیر به ست آورد:

$$Q \sim S$$
$$Q \sim \frac{H}{e} \qquad (۵-۳)$$
$$Q = K.S\frac{H}{e}$$

که در آن :

Q = دبی جریان یافته برحسب m^3/s

H = ارتفاع آب در داخل ظرف برحسب m

S = سطح مقطع برحسب m^2

K = ضریب تناسب بوده که برحسب نوع ماسه متفاوت است. در آزمایش دارسی، $K = 0.0003 \ m/s$ فرض شده است.

e = ضخامت ستون ماسه‌ها برحسب m

به نسبت H/e، افت سربار، درجه هیدرولیک و یا گرادیان هیدرولیک گفته و با حرف I نمایش می‌دهند. بنابراین خواهیم داشت:

$$\left.\begin{array}{l} Q = K.S\dfrac{H}{e} \\ I = \dfrac{H}{e} \end{array}\right\} \Rightarrow Q = KSI \qquad (۶-۳)$$

دارسی نشان داده است که حجم آبی که در یک ستون ماسه‌ای جریان می‌یابد، با افت سربار نسبت مستقیم و با طول ستون شنی نسبت عکس دارد.

ایستابی یا بار آبی (Head):

حرکت آب در محیط متخلخل به علت اختلاف ایستابی کل صورت می پذیرد. ایستایی کل از رابطه زیر به دست می‌آید:

ایستابی حرکتی + ایستابی فشاری + ایستابی مبنایی (ارتفاعی) = ایستابی کل

$$H_t = Z + \frac{u}{\gamma_W} + \frac{V^2}{2g} \qquad (۷-۳)$$

در رابطه بالا ، $Z+\frac{u}{\gamma_W}$ ایستایی پیزومتریک بوده و u، فشار آب منفذی است.

چون سرعت آب زیرزمینی در محیط متخلخل بسیار ناچیز است، بنابراین از ایستابی حرکتی صرف نظر می‌شود. در بررسی آب‌های زیرزمینی، ایستابی کل تقریباً برابر با ایستابی پیزومتریک است.

بخشی از انرژی آب در اثر اصطکاک با جداره‌های سنگی محیط متخلخل به صورت حرارت تلف می‌شود، بنابراین، افت ایستابی یا افت هد (Head lost) بوجود می‌آید. این افت هد، شیب آبی (Hydraulic Gradient) برابر با $I=h_L/L$ را به همراه خواهد داشت. مطابق فرمول دارسی $Q=K.S.I$، به k ضریب نفوذپذیری یا ضریب تراوایی (Hydraulic conductivity) می‌گویند.

نفوذپذیری، سهولت جریان یافتن سیال مشخص از بین فضاهای خالی بهم پیوسته یک سنگ می‌باشد. لازمه جریان آب در زیر زمین مسئله تراوایی است. زیرا تراوایی، درجه سهولت جریان یک سیال در داخل یک محیط متخلخل است. دیمانسیون تراوایی، همان دیمانسیون سرعت است ($[K]=LT^{-1}$)

ضریب تراوایی تابعی از خواص محیط متخلخل و سیال است، یعنی:

$$k=\frac{\gamma_w}{\mu}.K \qquad (۸-۳)$$

که در آن:

عبارت K بیانگر ویژگی‌های فیزیکی محیط متخلخل (نسبت پوکی، تخلخل و ...) و مقدار $\frac{\gamma_w}{\mu}$ بیانگر ویژگی‌های فیزیکی مایع جاری (گرانروی، وزن حجمی و ...) می‌باشد. واحد معمول K دارسی می‌باشد و دیمانسیون آن به قرار زیر می‌باشد:

$$k=\frac{\gamma_W}{\mu}K \quad \Rightarrow \quad LT^{-1}=\frac{ML^{-2}T^{-2}}{ML^{-1}T^{-1}}K \quad \Rightarrow \quad [K]=L^2$$

طبق تعریف، دارسی، نفوذپذیری سنگی است که اگر سیالی با گرانروی یک سانتی‌پوآز در مدت یک ثانیه و تحت اختلاف فشار یک اتمسفر از حجم یک سانتی‌متر مکعب از آن سنگ عبور نماید.

K نفوذپذیری ذاتی نامیده می‌شود.

$$1\ darcy\ =\ 9.87\times10^{9}\ \ cm^{2}$$

برای آب خالص در دمای $20\ ^{\circ}c$:

$$1\ darcy\ =\ 10^{-3}\ \ {cm}/{sec}$$

با توجه به اینکه در کارهای مهندسی و ژئوتکنیکی از تراوایی $20\ ^{\circ}c$ ($k_{20^{\circ}}$) استفاده می‌شود، بنابراین می‌توان با داشتن تراوایی در هر درجه حرارت ($k_{t^{\circ}}$)، مقدار آن را با استفاده از رابطه زیر در $20\ ^{\circ}c$ به دست آورد:

$$k_{20^{\circ}}\ =\ k_{t^{\circ}}\left(\frac{\mu_{t^{\circ}}}{\mu_{20^{\circ}}}\right) \qquad (۳-۹)$$

که در آن:

$\mu_{20^{\circ}}$ = گرانروی آب در $20\ ^{\circ}c$،

$\mu_{t^{\circ}}$ = گرانروی آب در هر درجه حرارت (جدول ۳-۲)

جدول (۳- ۲). گرانروی آب در درجه حرارت‌های مختلف

$t_{\circ C}$	۰	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
	μ_{t°									
۰	۱۷/۹۴	۱۷/۳۲	۱۶/۷۴	۱۶/۱۹	۱۵/۶۸	۱۵/۱۹	۱۴/۷۳	۱۴/۲۹	۱۳/۸۷	۱۳/۴۸
۱۰	۱۳/۱۰	۱۲/۷۴	۱۲/۳۹	۱۲/۰۶	۱۱/۷۵	۱۱/۴۵	۱۱/۱۶	۱۰/۸۸	۱۰/۶۰	۱۰/۳۴
۲۰	۱۰/۰۹	۹/۸۴	۹/۶۱	۹/۳۸	۹/۱۶	۸/۹۵	۸/۷۵	۸/۵۵	۸/۳۶	۸/۱۸
۳۰	۸/۰۰	۷/۸۳	۷/۶۷	۷/۵۱	۷/۳۶	۷/۳۱	۷/۰۶	۶/۹۲	۶/۷۹	۶/۶۶
۴۰	۶/۵۴	۶/۴۲	۶/۳۰	۶/۱۸	۶/۰۸	۵/۹۷	۵/۸۷	۵/۷۷	۵/۶۸	۵/۵۸
۵۰	۵/۲۹	۵/۴۰	۵/۳۲	۵/۲۴	۵/۱۵	۵/۰۷	۴/۹۹	۴/۹۲	۴/۸۴	۴/۷۷
۶۰	۴/۷۰	۴/۶۳	۴/۵۶	۴/۵۰	۴/۴۳	۴/۳۷	۴/۳۱	۴/۲۴	۴/۱۹	۴/۱۳
۷۰	۴/۰۷	۴/۰۲	۳/۹۶	۳/۹۱	۳/۸۶	۳/۸۱	۳/۷۶	۳/۷۱	۳/۶۶	۳/۶۲
۸۰	۳/۵۷	۳/۵۳	۳/۴۸	۳/۴۴	۳/۴۰	۳/۳۶	۳/۳۲	۳/۲۸	۳/۲۴	۳/۲۰
۹۰	۳/۱۷	۳/۱۳	۳/۱۰	۳/۰۶	۳/۰۳	۲/۹۹	۲/۹۶	۲/۹۳	۲/۹۰	۲/۸۷
۱۰۰	۲/۸۴	۲/۸۲	۲/۷۹	۲/۷۶	۲/۷۳	۲/۷۰	۲/۶۷	۲/۶۴	۲/۶۲	۲/۵۹

مثال (۳-۱): در آزمایش تراوایی‌سنجی روی نمونه‌ای اشباع از خاک دانه درشت به ارتفاع ۱۷ سانتی‌متر و قطر ۱۵/۲ سانتی‌متر ، ۸۰۰ سانتی‌متر مکعب آب با حرارت ۲۶ درجه سانتی‌گراد در مدت ۱۱۰ ثانیه، با ایستابی ۶۲ سانتی‌متر از نمونه عبور نموده است. مطلوب است محاسبه ضریب تراوایی خاک مورد آزمایش در حرارت ۲۰ درجه سانتی‌گراد.

$L = 17 \ \ cm$

$d = 15.2 \ \ cm$

$V = 800 \ \ cm^3$

$T = 26^\circ \ \ c$

$t = 110 \ \ sec$

$K_{20} = ?$

$\mu_{20^\circ} = 10.09 \ \ mpoise$

$\mu_{26^\circ} = 8.75 \ \ mpoise$

$Q = K.S.I$

$$K_{T^\circ} = \frac{Q}{S.I} \quad , \quad I = \frac{h_l}{L}$$

$$K_{T^\circ} = \frac{\frac{800}{110}}{\frac{62}{17} \times \pi \times \frac{15.2^{\,2}}{4}} = \quad 0.011 \quad \frac{cm}{sec}$$

$$K_{20} = K_T\left(\frac{\mu_T}{\mu_{20}}\right) = \quad 0.011 \times \left(\frac{8.75}{10.09}\right)$$

$$K_{20^\circ c} = \ 9.54 \times 10^{-3} \quad \frac{cm}{sec}$$

نفوذپذیری سنگ‌ها را به صورت زیر طبقه‌بندی می‌کنند:

سنگ‌های دارای نفوذپذیری زیاد	$K > 10 \ \ \frac{cm}{sec}$
سنگ‌های دارای نفوذپذیری متوسط	$10 > K > 10^{-1} \ \ \frac{cm}{sec}$
سنگ‌های دارای نفوذپذیری کم	$10^{-1} > K > 10^{-7} \ \ \frac{cm}{sec}$
سنگ‌های غیرقابل نفوذ	$K < 10^{-7} \ \ \frac{cm}{sec}$

در جدول ۳-۳ ضریب نفوذپذیری بعضی محیط‌ها آمده است. در جدول۳-۴ نیز نفوذپذیری کلی (k) و نفوذپذیری ذاتی (K) بعضی ازمحیط‌ها آمده است:

جدول (۳- ۳). ضریب نفوذپذیری محیط‌های مختلف

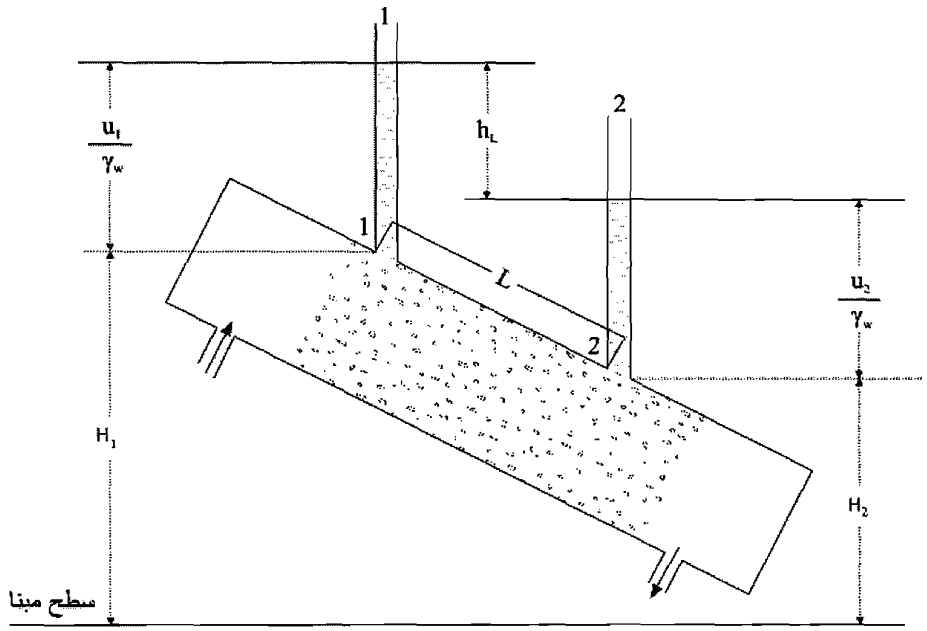
محیط	ضریب تراوایی (m/day)
خاک رسی (سطحی)	۰.۲ – ۰.۰۲
لایه های عمیق رس	$۱۰^{۲}$ – $۱۰^{-۸}$
ماسه ریز	۱-۵
ماسه متوسط	۵-۲۰
ماسه درشت	۲۰-۱۰۰
شن	۱۰۰ ۱۰۰۰
مخلوط ماسه و شن	۵-۱۰۰
مخلوط رس، ماسه و شن	۰.۱ – ۰.۰۰۱
ماسه سنگ	۱ – ۰.۰۰۱
سنگ های کربناتی با تخلخل ثانویه	۱ – ۰.۰۱
شیل	$< ۱۰^{۷}$
سنگ های متراکم	$< ۱۰^{۵}$
سنگ های آتشفشانی	۰ - ۱۰۰

جدول (۳- ۴). ضریب نفوذپذیری کلی و ذاتی محیط های مختلف

نوع محیط	مشخصات	نفوذپذیری ذاتی (دارسی)	نفوذپذیری کلی (m/sec)
شن		10^3 - 10^5	1 - 10^2
ماسه تمیز	زمین های آبدار خوب	1 - 10	10^{-3} - 1
ماسه رسی_ماسه ریز	زمین های آبدار بد	10^{-3} - 1	10^{-6} - 10^{-3}
سنگ آهک رسی	تخلخل ٪۲	1×10^{-4}	8.5×10^{-8}
سنگ آهک	تخلخل ٪۱۶	1.4×10^{-4}	1.2×10^{-4}
ماسه سنگ لای دار	تخلخل ٪۱۲	2.6×10^{-3}	2.25×10^{-6}
ماسه سنگ دانه درشت	تخلخل ٪۱۲	1.1	9.4×10^{-4}
ماسه سنگ معمولی	تخلخل ٪۲۹	2.4	2.06×10^{-3}
ماسه ریز	یک دست	9.9	8.5×10^{-3}
ماسه متوسط	کاملا یکدست	2.6×10^{2}	2.17×10^{-1}
ماسه درشت	کاملا یکدست	3.1×10^{3}	2.79
شن	کاملا یکدست	4.3×10^{4}	37.2
رس مونتموریلونیتی		10^{-5}	5×10^{-9}
رس کائولینیتی		10^{-3}	5×10^{-7}

محاسبه گرادیان هیدرولیک (شیب آبی)

مطابق شکل ۳-۲، استوانه‌ای به سطح مقطع S که از بالا با دو لوله مانومتر ۱و ۲ با فاصله L مجهز می‌باشد و در دو انتهای این استوانه در قسمت زیر، دو دریچه تعبیه شده است، در دست است.



شکل (۳- ۲). تعیین گرادیان هیدرولیک

حال بخش میانی استوانه با شن و ماسه پر می‌گردد و جریان آبی با فشار از یکی از دریچه‌های (دریچه با ارتفاع بیشتر) استوانه، وارد ستون ماسه‌ای می‌گردد. آب پس از عبور از محیط متخلخل، از دریچه دوم خارج می‌گردد. از طرف دیگر آب در مانومترهای ۱و۲ متفاوت بالا می‌رود.

اختلاف ارتفاع آب در مانومترهای ۱ و ۲ مبین وجود افت بار (فشار) در دو نقطه ۱ و ۲ می باشد. افت فشار h_L بین دو نقطه ۱ و ۲ از رابطه برنولی و مطابق زیر حاصل می شود:

$$H_1 + \frac{u_1}{\gamma_W} + \frac{V_1^2}{2g} = H_2 + \frac{u_2}{\gamma_W} + \frac{V_2^2}{2g} + h_L \qquad (۱۰-۳)$$

با توجه به اینکه در محیط متخلخل داریم:

$$\frac{V_1^2}{2g} \approx \frac{V_2^2}{2g} \approx 0$$

پس:

$$h_L = \left(H_1 + \frac{u_1}{\gamma_w}\right) - \left(H_2 + \frac{u_2}{\gamma_w}\right) \qquad (۱۱-۳)$$

و یا:

$$h_L = H_1 - H_2 + \left(\frac{u_1}{\gamma_w} - \frac{u_2}{\gamma_w}\right)$$

و به طور خلاصه:

$$h_L = H + \frac{u}{\gamma_w} \qquad (۱۲-۳)$$

این مقدار انرژی در اثر اصطکاک مولکول‌های آب با ذرات ماسه به هدر می‌رود. مطابق قانون دارسی داریم:

$$Q = K.S\frac{h_L}{L} = K.S\frac{dh}{dL} = K.S\frac{d(H + \frac{u}{\gamma_w})}{dL} \qquad (۱۳-۳)$$

و بطور خلاصه:

$$Q = K.S.I$$

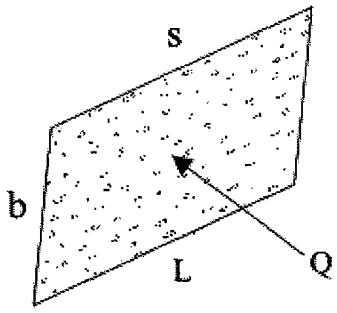
که گرادیان هیدرولیک به صورت زیر خواهد بود:

$$I = \frac{d(H + \frac{u}{\gamma_w})}{dL} = \frac{h_L}{L} \qquad (۱۴-۳)$$

در رابطه دارسی، $Q = K.S.I$ ، اگر محیط متخلخل نباشد، آنگاه : $K = 0 \rightarrow Q = 0$ و یا اگر جریانی رخ ندهد، پس: $I = 0 \rightarrow Q = 0$

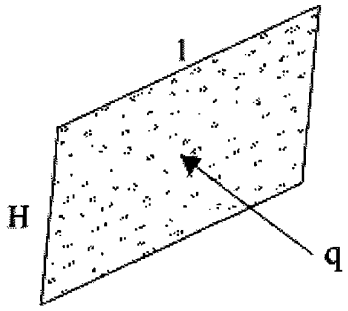
همانطوری که گفته شد، در رابطه دارسی، Q، دبی جریان است.

دبی جریان (Q): عبارت است از مقدار آبی که در واحد زمان از یک مقطع عمودی لایه آبدار عبور نماید.



شکل (۳- ۳). تعریف دبی جریان

دبی واحد (q): مقدار آبی که در واحد زمان از عرض مقطع عبور می‌کند. حجم آب ورودی در واحد زمان از سطحی که عرض آن واحد و طول آن برابر ضخامت سفره است. مقدار آن برابر است با: $q = K.H.I$ که H ضخامت سفره آبدار است.



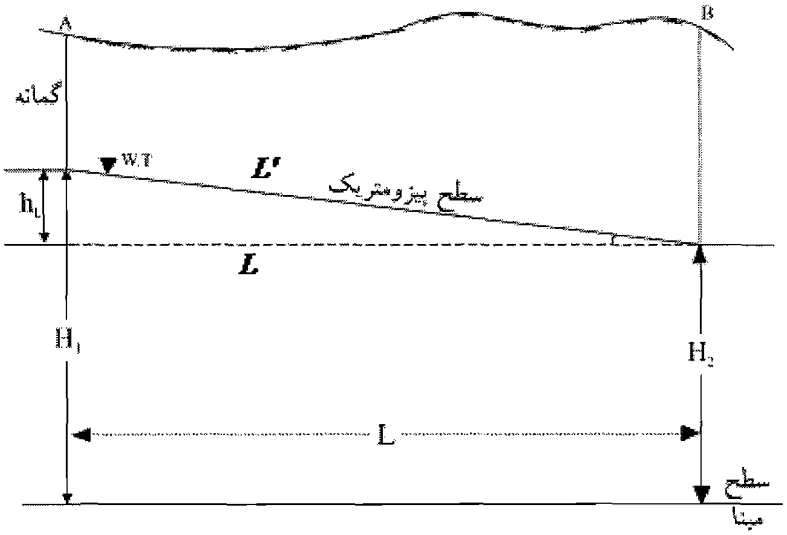
شکل (۳–۴)، تعریف دبی واحد

مثال (۳-۲): اگر داشته باشیم : $I = 0.01$, $H = 12\ m$, $K = 3\times10^{-2}\ \ {m}/{sec}$ ؛ آنگاه:

$$q = 3\times10^{-2}\times12\times0.01 = 0.0036\ \ {m^3}/{sec}$$

روش صحرایی محاسبه شیب آبی با تعیین سطح ایستابی (یا سطح پیزومتریک)

اگر سطح ایستابی یا پیزومتریک آب‌های زیرزمینی را در گمانه‌های حفر شده در دو نقطه A و B داشته باشیم (شکل ۳-۵) و ارتفاع سطح ایستابی این دو نقطه از سطح مبنای اختیاری H_1 و H_2 باشد و دو نقطه مذکور به فاصله افقی L از هم واقع باشند، خواهیم داشت:



شکل (۳-۵). تعیین صحرائی گرادیان هیدرولیک

به دلیل کوچک بودن α:

$$\sin\alpha \approx \tan\alpha$$

$$\tan\alpha = \frac{h_L}{L}$$

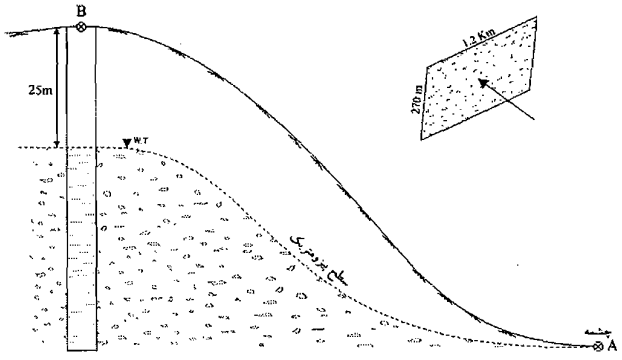
گرادیان هیدرولیک از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{L} = \frac{h_L}{L} \qquad (۱۵-۳)$$

مثال (۳-۳). با توجه به اطلاعات سطح ایستابی زیر که از دو گمانه به فاصله ۱۲۰۰ متر به دست آمده‌اند، گرادیان هیدرولیک را محاسبه کنید:

$$\left.\begin{array}{l} H_1 = 112.80 \ \ m \\ H_2 = 111 \ \ m \\ L = 1200 \ \ m \end{array}\right\} \Rightarrow \ I = \frac{1.80}{1200} = 0.0015$$

مثال (۳-۴). در شکل ۳-۶ ارتفاع نقاط A و B از سطح دریا به ترتیب *1100 m* و *1200 m* و عمق سطح آب در چاه حفاری شده در نقطه *B*، *25 m* است. اگر فاصله افقی نقاط A و B، *1500 m* و ضریب نفوذپذیری منطقه $0.1 \ ^{m}/_{day}$ باشد، شدت جریان آبی را که از عرض *km* 1.2 از سفره عبور می‌کند، محاسبه کنید. ضخامت سفره *270 m* است.



شکل (۳- ۶). مقطعی از یک سفره آزاد

ارتفاع سطح ایستابی از سطح دریا در نقطه B: $1200 - 25 = 1175 \ \ m$

ارتفاع سطح ایستابی از سطح دریا در نقطه A: $1100 - 0 = 1100 \ \ m$

$$K = 0.1 \ \ ^{m}/_{day}$$

$$Q = K.S\frac{dh}{dl} = 0.1 \times (1200 \times 270) \times \frac{1175 - 1100}{1500}$$

$$Q = 1620 \ \ ^{m^3}/_{day}$$

سرعت جریان آب های زیرزمینی

مطابق رابطه دارسی:

$$Q = K.S\frac{dh}{dl} = K.S.I \qquad (۱۶-۳)$$

از طرف دیگر:

$$Q = V.S \qquad (۱۷-۳)$$

بنابراین:

$$V = \frac{Q}{S} = \frac{K.S.I}{S} = K.I \qquad (۱۸-۳)$$

یعنی سرعت جریان آب‌های زیرزمینی به نفوذپذیری آبخانه و شیب آبی بستگی دارد. سرعت جریان آب‌های زیرزمینی متفاوت است، به طوری‌که تغییرات زیر را می‌توان برای آن منظور کرد:

$$5\,{}^{ft}\!/_{year} < V < 5\,{}^{ft}\!/_{day}$$

البته وقتی جریان طبیعی آب‌های زیرزمینی دستکاری می‌شود (مثلاً به وسیله پمپاژ چاه‌ها، معدن‌کاری، زهکشی‌ها، ...) باعث تند شدن شیب پیزومتری سفره آب زیرزمینی شده و سرعت‌های بزرگتری را نتیجه می‌شود.

سرعتی که از قانون دارسی نتیجه می‌شود، سرعت ظاهری یا گاهی سرعت تخلیه (Discharge Velocity) می‌نامند. زیرا در رابطه $V = \frac{Q}{S}$، S شامل مواد جامد و فضاهای خالی بین آن‌ها است.

مثال (۳-۵). با توجه به مقادیر دبی و مقطع داده شده، سرعت ظاهری جریان آب زیرزمینی را محاسبه نمائید.

$$Q = 180 \ \ m^3/h \quad , \quad S = 200 \ \ m^2$$

$$V = \frac{180}{200} = 0.9 \ \ m/h \ \ = 2.5 \times 10^{-4} \ \ m/\text{sec}$$

سرعت واقعی یا سرعت تراوش (Seepage Velocity)

سرعت واقعی آب در محیط متخلخل بیشتر از سرعت تخلیه است. یعنی سرعت واقعی آب در محیط متخلخل به فضاهای خالی بین سنگ‌ها و یا تخلخل کل بستگی دارد. یعنی مقطع جریان به فضاهای خالی مربوط می‌شود. بنابر این اگر φ تخلخل کل سنگ باشد، داریم:

$$V_\phi = \frac{Q}{S.\varphi} \ = \frac{K.I}{\varphi} \qquad (۱۹-۳)$$

که در آن، V_φ سرعت واقعی متوسط (Average linear velocity) نامیده می‌شود.

مثال (۳-۶). با توجه به اطلاعات داده شده، سرعت واقعی متوسط را محاسبه کنید:

$$Q=180 \ \ m^3/h \ \ =0.05 \ \ m^3/\text{sec}$$

$$\varphi=40\,\%, \quad S=200 \ \ m^2$$

$$V_\varphi = \frac{K.I}{\varphi} = \frac{Q}{S.\varphi} = \frac{0.05}{200\times 0.4} = \ 6.25\times 10^{-4} \ \ m/\text{sec}$$

سرعت واقعی موثر (Effective linear velocity)

از آنجایی که جریان آب‌های زیرزمینی تنها محدود به آن دسته از فضاهای خالی می‌شود که به هم ارتباط دارند بنابراین، سرعت واقعی به تخلخل موثر یا ϕ_e مربوط می‌شود، لذا:

$$V_{\varphi_e} = \frac{K.I.S}{S.\varphi_e} = \frac{K.I}{\varphi_e} \qquad (۲۰-۳)$$

مثال (۳-۷). با توجه به داده‌های موجود، سرعت واقعی موثر را برای جریان آب زیرزمینی محاسبه نمائید:

$Q=180\ \ m^3/h\ =0.05\ \ m^3/\sec$

$\varphi_e=10\%,\quad S=200\ \ m^2$

$V_{\varphi_e}=\frac{K.I}{\varphi_e}=\frac{0.05}{200\times0.1}=\ 2.5\times10^{-3}\ \ m/\sec$

رابطه بین سرعت ظاهری و سرعت واقعی

با ترکیب روابط ۳-۱۸ و ۳-۱۹ رابطه زیر بین سرعت‌های ظاهری و واقعی متوسط حاصل می‌شود:

$$V=\frac{Q}{S}=K.I,$$

$$\Rightarrow V_\phi=\frac{V}{\phi} \qquad (۲۱-۳)$$

$$V_\varphi=\frac{Q}{S.\varphi}=\frac{K.I}{\varphi}$$

از طرفی :

با ترکیب روابط ۳-۱۸ و ۳-۲۰ رابطه بین سرعت‌های ظاهری و واقعی موثر حاصل می‌شود:

$$V_{\varphi_e}=\frac{V}{\varphi_e} \qquad (۲۲-۳)$$

رابطه بین سرعت واقعی موثر و سرعت واقعی متوسط نیز از ترکیب دو رابطه ۳-۱۹ و ۳-۲۰ حاصل می‌شود:

$$\frac{V_{\varphi_e}}{V_\varphi}=\frac{\varphi}{\varphi_e} \qquad (۲۳-۳)$$

اندازه‌گیری صحرایی نفوذپذیری

با اضافه کردن یک ماده ردیاب به آب‌های زیرزمینی در بالادست و تعیین مدت زمانی که طول می‌کشد تا ماده مزبور در پایین دست ظاهر شود، سرعت آب‌های زیرزمینی و به کمک آن ضریب نفوذپذیری را محاسبه می‌کنند.

از آنجایی که جریان فقط در خلل و فرج یک محیط متخلخل صورت می‌پذیرد، لذا مقدار آبدهی عبارت خواهد بود با:

$$Q = \varphi.S.V_a \qquad (۲۴-۳)$$

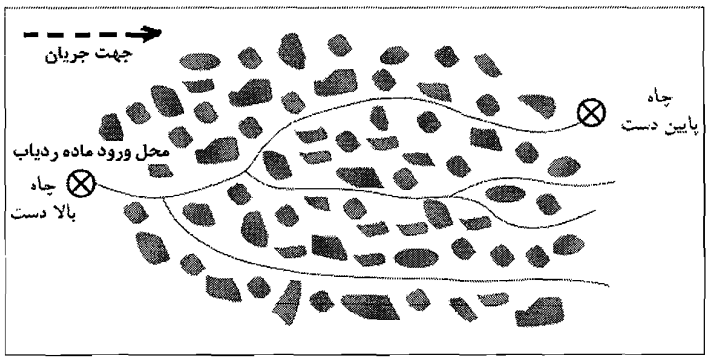
که در آن:

Q = شدت جریان

φ = تخلخل

S = سطح مقطع عبور جریان

V_a = سرعت متوسطی که از طریق ماده ردیاب به دست آمده است



شکل (۳-۷). تعیین نفوذپذیری با استفاده از ردیاب

از طرفی مطابق رابطه دارسی داریم:

$$Q=K.S.\frac{dh}{dL} \qquad (۲۵-۳)$$

با ترکیب دو رابطه ۳-۲۴ و ۳-۲۵ داریم:

$$\varphi.S.V_a=K.S.\frac{dh}{dL} \quad \Rightarrow \quad K=\frac{\varphi.S.V_a}{S.\frac{dh}{dL}} \quad \Rightarrow \quad K=\frac{\varphi.V_a.dL}{dh} \qquad (۳-۲۶)$$

معمولاً فاصله دو نقطه‌ای که در بین آنها سرعت جریان آب زیرزمینی محاسبه می‌شود حدود چند متر و سرعت به دست آمده نیز بسیار تقریبی است.

برخی از موادی که برای ردیابی آب‌های زیرزمینی به کار می‌روند، عبارتند از:

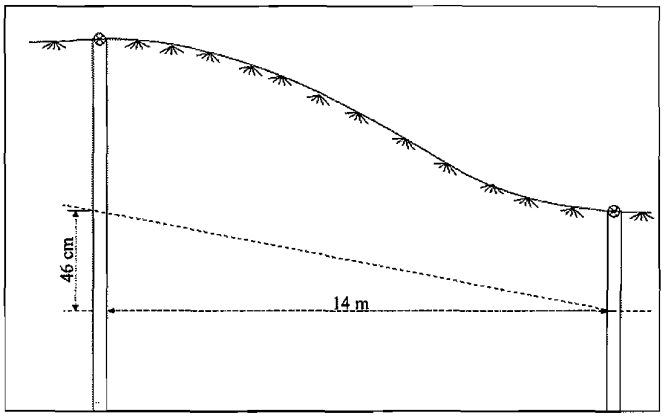
- رنگ‌های آلی محلول در آب، نمک‌های کرومات محلول در آب (نحوه تشخیص به صورت رنگ سنجی است)
- نمک‌های محلول لیتیم (نحوه تشخیص به طریق اسپکتروفوتومتری شعله‌ای)
- نمک‌های کلرور محلول، سولفات مس، یدور سدیم (نحوه تشخیص به طریق تجزیه شیمیایی)

برخی از ویژگی‌های ردیاب‌ها به قرار زیر است:

- ردیاب‌ها طوری انتخاب می‌شوند که در غلظت‌های بسیار کم، اثر آنها مشخص شود،
- نباید با آب معمولی ترکیب شوند،
- توسط محیط متخلخل جذب نشوند،
- به سهولت تهیه گردند،
- ارزان هم باشند

مثال (۳-۸). برای تعیین تراوایی رسوبات کوارتزی در یک منطقه، دو حلقه چاه دستی به فاصله $14\ m$ حفر (شکل ۳-۸) و اختلاف سطح ایستابی در دو چاه ۴۶ سانتی‌متر و زمان لازم برای ظاهر شدن ماده ردیاب رنگین در چاه پایین دست که از طریق چاه بالا دست وارد سیستم جریان آب زیرزمینی شده

بود، ۸/۵ ساعت اندازه‌گیری شده است. اگر وزن مخصوص اجزا جامد خاک، ۲/۶۵ و وزن حجمی خشک آن ۱/۹۵ گرم بر سانتی‌مترمکعب فرض گردد، ضریب تراوایی رسوبات مذکور را محاسبه کنید.



شکل (۳- ۸). روش صحرائی تعیین تراوایی

$G_S = 2.65$

$\gamma_d = 1.95 \quad {gr}/{cm^3}$

$t = 8.50 \quad h$

$L = 14 \quad m$

$K = ?$

$\phi = ?$

$$K = \frac{\varphi . V_a . dL}{dh}$$

$$\gamma_d = G \gamma_W (1-\varphi) \quad \Rightarrow \quad \varphi = 1 - \frac{\gamma_d}{G.\gamma_W}$$

$$\Rightarrow \quad \varphi = 1 - \frac{1.95}{2.65 \times 1} \quad \Rightarrow \quad \varphi = 26\%$$

$$V_a = \frac{dL}{dt} = \frac{14}{8.5 \times 3600} = 4.57 \times 10^{-4} \quad {m}/{\sec}$$

$$K = \frac{0.26 \times 4.57 \times 10^{-4} \times 14}{0.46} = 3.6 \times 10^{-3} \quad {m}/{\sec}$$

معادله ریاضی حاکم بر انتقال ماده رياب در محیط‌های متخلخل

اگر ماده ردیابی وارد سیستم اشباع شده جریان آب زیرزمینی گردد، این ماده محلول در آب زیرزمینی تحت مکانیزم‌های فیزیکی حاکم بر انتقال مواد حل شده در آب، منتقل می‌گردد. این مکانیزم‌های فیزیکی پهنرفت (Advection) و پراکندگی هیدرودینامیکی (Hydrodynamic dispersion) را شامل می‌شوند. پهنرفت مکانیزم انتقال یک ردیاب در اثر جریان آب زیرزمینی است و پراکندگی در سیستم جریان آب زیرزمینی از هتروژن بودن محیط جریان، توزیع آماری مسیرهای جریان و اختلاف سرعت‌های جریان در اطراف مواد هتروژن محیط متخلخل ناشی می‌شود. با فرض اینکه ردیاب محلول در آب ضمن انتقال در هیچ واکنش شیمیایی شرکت نمی‌کند، در این صورت معادله دیفرانسیل حاکم بر انتقال یک بعدی در امتداد محور x به قرار زیر است:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} \qquad (۲۷-۳)$$

که در آن:

D_L = پراکندگی هیدرودینامیکی طولی (longitudinal hydrodynamic dispersion) (m^2/s)،

v_x = سرعت متوسط خطی آب زیرزمینی در جهت x (average linear velocity) (m/s)،

C = غلظت ماده آلاینده (kg/m^3)،

t = زمان بر حسب ثانیه،

پراکندگی هیدرودینامیکی طولی از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$D_L = \alpha_L v_x + D_{dif} \qquad (۲۸-۳)$$

که در آن:

D_L = پراکندگی هیدرودینامیکی طولی (m^2/s)،

α_L = ضریب پراکندگی طولی محیط متخلخل (longitudinal dispersivity) (m)،

v_x= سرعت متوسط خطی در جهت x (m/s)،

D_{dif}= ضریب پخش مولکولی (diffusion coefficient) (m^2/s)

برای کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی محلول در آب‌های زیرزمینی از قبیل Na^+، K^+، Mg^{2+}، Ca^{2+}، Cl^-، HCO_3^- و SO_4^{2-} ضریب پخش مولکولی در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد بین ۱×۱۰^{-۹} تا ۲×۱۰^{-۹} متر مربع بر ثانیه متغیر است.

بررسی‌های صحرایی نشان داده است که برای رسوبات آبرفتی ضریب پراکندگی طولی (α_L) بین ۱۲ تا ۶۱ متر متغیر است.

در سیستم‌هایی که سرعت آب‌های زیرزمینی کم می‌باشد، رقیق شدن ماده ردیاب ضمن حمل به مقدار زیادی بستگی به پدیده پخش مولکولی دارد در حالی‌که در سرعت‌های بالاتر، پراکندگی حائز اهمیت است.

در حالتی که منبع ماده ردیاب پیوسته و غلظت آن در ورودی سیستم برابر با C_0 باشد و غلظت اولیه آن در سیستم جریان صفر فرض گردد، در این صورت حل تحلیلی معادله ۳-۲۷ به صورت زیر می‌باشد:

$$C(x,t)=\frac{C_0}{2}\left\{erfc\left(\frac{x-v_x t}{2\sqrt{D_L t}}\right)+\exp\left(\frac{v_x x}{D_L}\right)erfc\left(\frac{x+v_x t}{2\sqrt{D_L t}}\right)\right\} \qquad (۲۹-۳)$$

که در آن:

$C(x,t)$= غلظت ماده ردیاب در فاصله x از منبع پس از گذشت t ثانیه (kg/m^3)،

x= فاصله از منبع (m)،

t= زمان (s)،

v_x= سرعت متوسط خطی آب زیرزمینی در جهت x (m/s)،

D_L= پراکندگی هیدرودینامیکی طولی (m^2/s)،

$erfc$= مکمل تابع خطا (complement of the error function) که بر حسب پارامتر β از جدول ۳-۵ استخراج می‌گردد.

جدول ۳-۵ . مقادیر تابع خطا و مکمل آن به ازای مقادیر مختلف β

β	$erf(\beta)$	$erfc(\beta)$
0	0.000000	1.000000
0.05	0.056372	0.943628
0.1	0.112463	0.887537
0.15	0.167996	0.832004
0.2	0.222703	0.777297
0.25	0.276326	0.723674
0.3	0.328627	0.671373
0.35	0.379382	0.620618
0.4	0.428392	0.571608
0.45	0.475482	0.524518
0.5	0.520500	0.479500
0.55	0.563323	0.436677
0.6	0.603856	0.396144
0.65	0.642029	0.357971
0.7	0.677801	0.322199
0.75	0.711156	0.288844
0.8	0.742101	0.257899
0.85	0.770668	0.229332
0.9	0.796908	0.203092
0.95	0.820891	0.179109
1.0	0.842701	0.157299
1.1	0.880205	0.119795
1.2	0.910314	0.089686
1.3	0.934008	0.065992
1.4	0.952285	0.047715
1.5	0.966105	0.033895
1.6	0.976348	0.023652
1.7	0.983790	0.016210
1.8	0.989091	0.010909
1.9	0.992790	0.007210
2.0	0.995322	0.004678
2.1	0.997021	0.002979
2.2	0.998137	0.001863
2.3	0.998857	0.001143
2.4	0.999311	0.000689
2.5	0.999593	0.000407
2.6	0.999764	0.000236
2.7	0.999866	0.000134
2.8	0.999925	0.000075
2.9	0.999959	0.000041
3.0	0.999978	0.000022

منحنی‌های تراز و خطوط جریان آب‌های زیرزمینی

منحنی‌های تراز

منحنی‌هایی هستند که نقاطی را که دارای ویژگی ثابتی هستند، به هم متصل می‌کنند. منحنی‌های تراز مکان هندسی نقاطی هستند که دارای ارزش یکسان هستند.

خطوط جریان

خطوطی هستند که عمود بر منحنی‌های تراز می‌باشند. این خطوط در هر نقطه بر بردار سرعت مماسند و بنابراین در عرض این خطوط جریانی صورت نمی‌گیرد.

قبلاً گفته شد که حرکت آب بر اساس اختلاف ایستابی کل انجام می‌پذیرد و ایستابی کل از رابطه زیر به دست می آید:

$$H_t = \frac{u}{\gamma_w} + H + \frac{V^2}{2g} \qquad (۳۰-۳)$$

که در آن:

H_t = ارتفاع نظیر انرژی کل یا ایستابی کل

u = فشار آب منفذی

H = ایستابی مبنایی

$\frac{V^2}{2g}$ = ارتفاع نظیر سرعت آب

چون فشار موثر بر سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی عملاً فشار اتمسفری است، لذا اگر فشارها به صورت نسبی در نظر گرفته شوند، ارتفاع نظیر فشار صفر خواهد بود، یعنی: $\frac{u}{\gamma_w} \approx 0$

از طرف دیگر سرعت آب‌های زیرزمینی نیز ناچیز است، بنابراین با تقریب کافی داریم: $\frac{V^2}{2g} \approx 0$

بنابر این:

$$H_t \geq 0+H+0 \quad \Rightarrow \quad H_t \geq H \qquad (۳۱-۳)$$

یعنی ارتفاع سطح ایستابی نسبت به یک سطح مبنای معین، انرژی آب نسبت به این سطح مبنا را نتیجه می‌دهد.

با داشتن ارتفاع سطح ایستابی (H) در چند نقطه، می‌توان نقشه منحنی‌های تراز سطح ایستابی (در مورد سفره‌های آزاد) یا پیزومتریک (در مورد سفره‌های محبوس) را ترسیم نمود و چگونگی جریان و حرکت آب در سفره و سایر مشخصات آن را بررسی کرد.

نحوه تهیه نقشه منحنی‌های تراز (یا نقشه منحنی‌های ایزوپیز)

برای رسم نقشه منحنی‌های ایزوپیز، یک سری نقاط آبی مورد نیاز است. برای این کار باید از طریق چشمه‌ها، چاه‌ها، و حفاری‌ها سطح آب یا فشار را در یک سفره آب مشخص نمود. اندازه‌گیری‌ها باید در سریع‌ترین و کوتاه‌ترین زمان ممکن (مثلاً ۱ تا ۲ روز) و تحت شرایط تعادلی انجام گرفته باشد.

تمام نقاط آبی باید با مشخصات آنها (از جمله عمق سطح ایستایی یا سطح پیزومتریک) بر روی نقشه حوضه و یا توپوگرافی منطقه پیاده شوند. با معلوم بودن عمق سطح ایستابی یا پیزومتریک در نقاط آبی و با استفاده از نقشه توپوگرافی منطقه، می‌توان ارتفاع سطح ایستابی یا پیزومتریک را در هر نقطه نسبت به سطح مبنا به دست آورد. حال با متصل کردن نقاط هم ارتفاع به هم، یک نقشه منحنی ایزوپیز برای منطقه موردنظر حاصل می‌گردد.

به کمک نقشه منحنی‌های ایزوپیز، می‌توان اطلاعات گران‌بهایی از خصوصیات و ویژگی‌های جریان آب‌های زیرزمینی به دست آورد که مهم‌ترین آنها به قرار زیر است:

- تعیین عمق سطح ایستابی یا پیزومتریک،
- رسم خطوط جریان و تعیین جهت جریان،
- تعیین شیب آبی،
- رسم مقطع افت فشار و تفسیر آن

محاسبه عمق سطح ایستابی یا پیزومتریک

اگر نقشه منحنی‌های ایزوپیز به روی نقشه توپوگرافی منطقه که دارای منحنی‌های تراز ارتفاعی است منتقل گردد، به راحتی می‌توان در هر نقطه، اختلاف ارتفاع بین سطح زمین و سطح پیزومتریک را محاسبه کرد که برابر با عمق سطح پیزومتریک است، یعنی:

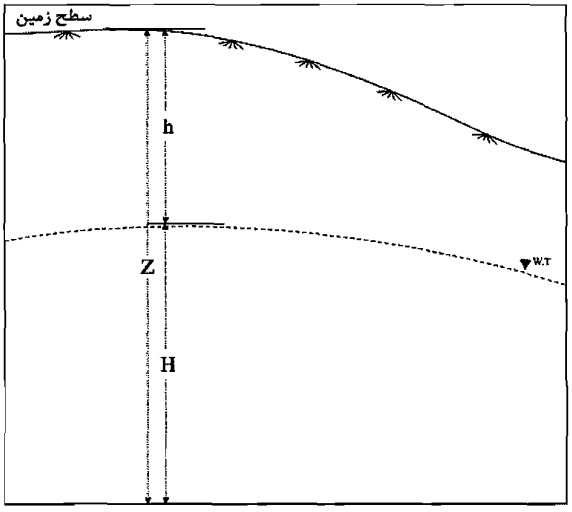
$$h = Z - H \qquad (۳۲-۳)$$

که در آن:

h = عمق سطح پیزومتریک در هر نقطه

Z = ارتفاع نقطه مورد نظر در سطح زمین نسبت به سطح مبنا

H = ارتفاع سطح پیزومتریک مربوط به نقطه موردنظر نسبت به سطح مبنا



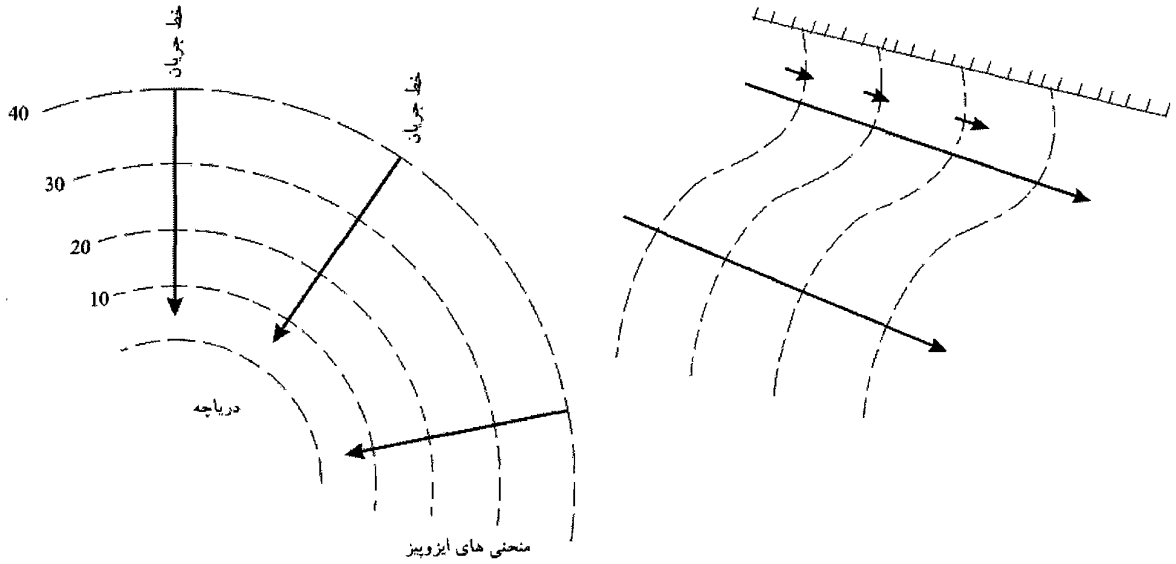
شکل (۳-۹). تعیین عمق سطح پیزومتریک

ترسیم خطوط جریان و تعیین جهت جریان

در حالت ساده، خطوط جریان به صورت خطوط قائم بر منحنی‌های ایزوپیز رسم می‌گردند و با یک فلش (پیکان) جهت جریان مشخص می‌شود (شکل ۳-۱۰).

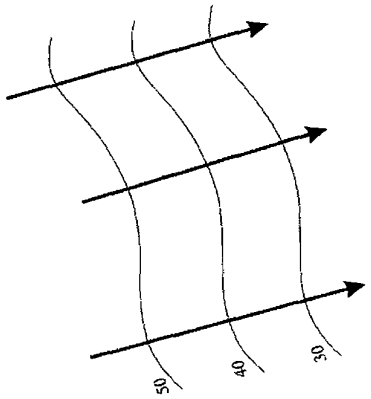
در شکل ۳-۱۰ (راست)، جریان آبهای زیرزمینی توسط یک لایه غیرقابل نفوذ یا یک سد ناتراوا متوقف شده و جریان عوض می‌شود.

در شکل ۳-۱۰ (چپ) جریان حالت واگرایی دارد و آب از سفره وارد دریاچه می‌شود.



شکل (۳-۱۰). رسم خطوط جریان و جهت جریان

جهت جریان از خطوط جریان تشکیل شده است و در جهت بزرگ‌ترین شیب منحنی‌های ایزوپیز رسم می‌شوند. بنابر این عمود بر منحنی‌های ایزوپیز، از تراز بالا به تراز پائین، خواهند بود. برای رسم خطوط جریان، ابتدا محورهای اصلی خطوط جریان آب‌های زیرزمینی را که مربوط است به کوتاه‌ترین مسیر و ساده‌ترین آن‌ها و معمولاً در مرکز قوس‌های اصلی منحنی‌های ایزوپیز قرار دارند، تعیین می‌گردند (شکل۳-۱۱).



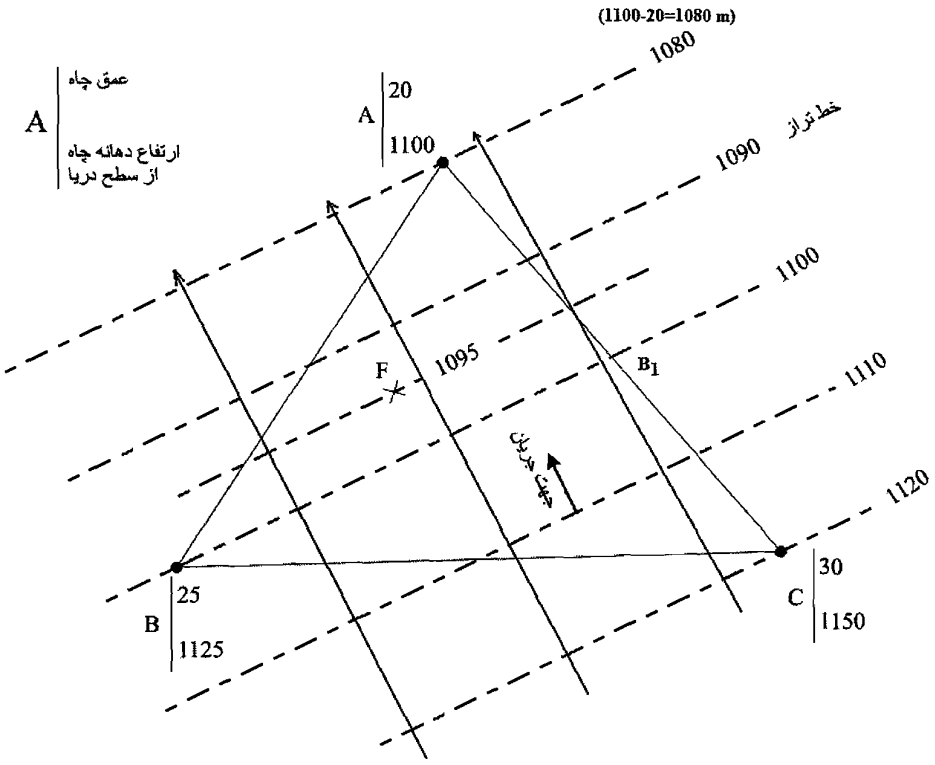
شکل (۳-۱۱). رسم خطوط جریان در محل قوس‌های نقشه منحنی‌های ایزوپیز

تعیین ویژگی‌های یک سفره به کمک سه چاه

در مورد سفره‌های محدود، اگر حداقل در سه نقطه مختلف دسترسی به سفره امکان‌پذیر باشد و سطح ایستابی سفره در این محدوده مستوی فرض گردد، به آسانی می‌توان خطوط تراز را رسم کرد و به کمک آن‌ها، جهت و سرعت حرکت آب را به دست آورد. برای این منظور به مثال زیر توجه کنید:

مثال (۳-۹). مطابق شکل۳-۱۲ فرض می‌گردد در سه نقطه A ، B و C سه چاه دستی در منطقه‌ای حفر شده است. اگر عمق آب در این چاه‌ها به ترتیب ۲۰ متر، ۲۵ متر و ۳۰ متر و ارتفاع دهانه چاه‌ها نسبت به سطح دریا ۱۱۰۰ متر، ۱۱۲۵ متر و ۱۱۵۰ متر باشد، نقشه منحنی ایزوپیز سفره را تعیین کنید.

ارتفاع سطح ایستابی در این سه نقطه از تفاضل ارتفاع دهانه چاه‌ها و عمق ایستابی آنها حاصل می‌شود. بدین ترتیب، ارتفاع سطح ایستابی در نقاط A ، B و C به ترتیب برابر ۱۰۸۰ متر، ۱۱۰۰ متر و ۱۱۲۰ متر از سطح دریا خواهد بود. با معلوم شدن ارتفاع سطح ایستابی در سه نقطه، و با مدرج کردن خطوط متصل کننده نقاط، ارتفاع نظیر نقطه B روی ضلع AC مشخص می‌گردد. بدین ترتیب BB_1 یک خط تراز سفره خواهد بود. با ادامه این کار، نقشه منحنی‌های تراز سفره ترسیم می‌گردد.



شکل (۳- ۱۲). تعیین ویژگی‌های یک سفره محدود به کمک سه چاه

مطابق شکل ۳-۱۲، با معلوم شدن موقعیت خطوط تراز، به آسانی می‌توان خطوط جریان و جهت جریان را که عمود بر خطوط ترازند و جهت آن‌ها از تراز بالا به سوی تراز پایین متوجه است، به دست آورد. همچنین می‌توان با تعیین شیب سطح ایستابی، سرعت آب‌های زیرزمینی را تعیین کرد. شیب آبی با توجه به شکل ۳-۱۲ و مطابق آنچه در شکل ۳-۱۳ نشان داده شده است، تعیین می‌گردد:

$$h_1 = 1120 - 1110 \quad = 10 \quad m \qquad , \quad \tan\alpha = \frac{h_1}{L}$$

شکل (۳- ۱۳). تعیین شیب آبی از روی نقشه منحنی‌های ایزوپیز

جهت تعیین عمق سطح ایستابی در نقطه‌ای مانند F، کافی است با گذراندن خط ترازی از این نقطه، ارتفاع آب را در این نقطه از سطح مبنا به دست آوریم که در این مورد ارتفاع آن ۱۰۹۵ متر است.

اگر ارتفاع F در سطح زمین نسبت به سطح مبنا ۱۱۲۰ متر باشد، عمق سطح آب در این نقطه از تفاوت بین دو مقدار به دست خواهد آمد، یعنی:

$$h_f = 1120 - 1095 \quad = 25 \quad m$$

مثال (۳-۱۰). فاصله دو نقطه A و B بر روی یک نقشه ایزوپیز به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، ۷ سانتی‌متر، ارتفاع دو نقطه A و B از سطح دریا به ترتیب ۹۰۰ متر و ۱۰۰۰ متر و عمق سطح ایستابی در چاه‌هایی که در این دو نقطه حفر شده به ترتیب ۲۰ متر و ۸۰ متر است. اگر ضریب نفوذپذیری سفره ۰/۰۱ متر بر روز باشد، سرعت حرکت آب را در امتداد AB محاسبه کنید.

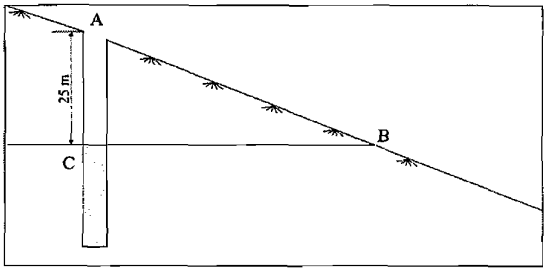
$$AB = 7 \times 10000 = 70000 \quad cm \quad = 700 \quad m$$

$$h_A = 900 - 20 = 880 \quad m \;, \quad h_B = 1000 - 80 = 920 \quad m$$

$$\Delta h = h_B - h_A = 920 - 880 = 40 \quad m$$

$$V = K.\frac{dh}{dL} = 10^{-2} \times \frac{40}{700} = 5.71 \times 10^{-4} \quad {}^{m}\!/_{day} \quad = 0.571 \quad {}^{mm}\!/_{day}$$

مثال (۳ -۱۱). ماده تعقیب کننده‌ای از طریق چاهک A به آب زیرزمینی اظافه شده و پس از ۷ روز اثر آن در چشمه B ظاهر شده است، ارتفاع نقاط A و B از سطح دریا به ترتیب ۱۱۰۰ متر و ۱۰۵۰ متر، عمق آب در چاه A برابر ۲۵ متر و فاصله AB، ۱ کیلومتر است. اگر ضریب تخلخل سنگ‌های منطقه ۳۰٪ باشد، ضریب نفوذپذیری منطقه را حساب کنید.



شکل (۳- ۱۴). مثالی از تعیین صحرائی تراوایی به کمک یک چاه و یک چشمه

$$\frac{dh}{dL} = \frac{25}{1000} = 0.025$$

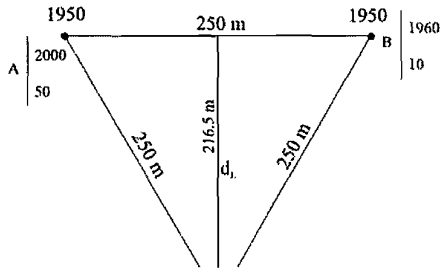
$$V_a = \frac{dl}{dt} = \frac{1000}{7} = 142.85 \ {}^{m}/_{day}$$

$$K = \frac{\phi . V_a}{\frac{dh}{dL}} = \frac{0.3 \times 142.85}{0.025} = 1714.2 \ {}^{m}/_{day} = 0.0198 \ {}^{m}/_{sec} = 71.42 \ {}^{m}/_{h}$$

مثال (۳-۱۲). در شکل۳-۱۵، در نقاط A ، B وC سه چاه حفر شده و به ترتیب در عمق‌های ۵۰ متر، ۱۰ متر و ۱۰۰ متر به آب رسیده است. ارتفاع زمینی نقاط نیز از سطح دریا برحسب متر نوشته شده است. نقاط A، B وC در رئوس یک مثلث متساوی الاضلاع قرار دارند. هر ضلع آن بر روی نقشه ۵ سانتی‌متر و مقیاس نقشه ۱:۵۰۰۰ است.

الف) اگر ضریب نفوذپذیری کلی منطقه ۰/۱ متر بر روز باشد، سرعت آب را حساب کنید.

ب) اگر ضخامت سفره ۱۵۰ متر فرض شود، شدت جریان عبوری از عرض AB از سفره را محاسبه کنید.



شکل (۳- ۱۵). تعیین سرعت و دبی جریان آب زیرزمینی به کمک سه چاه

$$A:\begin{vmatrix}2000\\50\end{vmatrix} \quad , \quad B:\begin{vmatrix}1960\\10\end{vmatrix} \quad , \quad C:\begin{vmatrix}1900\\100\end{vmatrix}$$

$$dh = 1950 - 1800 = 150 \ \ m$$

$$dL = 250\,Cos\,30 = 216.5 \ \ m \quad \Rightarrow \quad \frac{dh}{dL} = \frac{150}{216.5} = 0.693$$

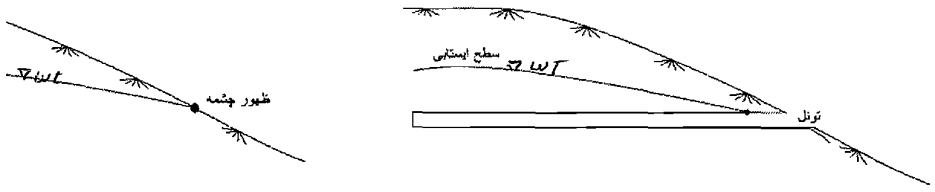
$$V = K.\frac{dh}{dL} = 0.693 \times 0.1 = 0.0693 \ \ {}^{m}\!/_{day}$$

$$Q = K.A.\frac{dh}{dL} = 0.1 \times 250 \times 150 \times 0.693$$

$$\Rightarrow \quad Q = 2598.75 \ \ {}^{m^3}\!/_{day}$$

چشمه ها

بنابه تعریف، هرگاه سطح ایستابی آب‌های زیرزمینی، سطح زمین را قطع کند، در محل برخورد این دو سطح، چشمه پدید می‌آید. مطابق شکل ۳-۱۶(چپ)، تقاطع سطوح ایستابی و زمین ممکن است به طور طبیعی باشد، که به آن چشمه طبیعی گویند. یا ممکن است در اثر فعالیت‌های انسان سطوح ایستابی و زمین یکدیگر را قطع کنند که در این حالت چشمه‌های مصنوعی تشکیل می‌گردد. به عنوان مثال، به هنگام حفر تونل‌ها و ترانشه‌های راه‌سازی، ممکن است چشمه‌های مصنوعی تشکیل شود.



شکل (۳-۱۶). تشکیل چشمه به صورت طبیعی (چپ) و به صورت مصنوعی (راست)

برخی از چشمه‌ها دائمی هستند، مثلاً چشمه‌هایی که در پایین دره‌ها تشکیل می‌شوند، از این نوع هستند. عده‌ای دیگر از چشمه‌ها نیز فصلی هستند، به عنوان مثال ممکن است فقط در فصل بهار ظاهر شوند و در فصل‌های تابستان و پاییز به علت پایین رفتن سطح ایستابی خشک شوند.

انواع چشمه‌ها

چشمه‌ها انواع مختلف دارند و آنها را از دیدگاه‌های متفاوتی به شرح ذیل تقسیم می‌کنند:

۱) تقسیم بندی چشمه‌ها براساس نحوه تشکیل آنها:

بر این اساس چشمه‌ها را به دو گروه تقسیم می‌کنند که عبارتند از:

- چشمه‌هایی که در اثر نیروهای گرانشی (ثقلی) به وجود آمده‌اند.
- چشمه‌هایی که در تشکیل آن‌ها نیروهای ثقلی موثر نبوده است.

دسته اول چشمه‌هایی هستند که از حرکت آب تحت فشار هیدرواستاتیک حاصل شده‌اند، مانند:

الف) چشمه‌های تورفته (Depression)

این چشمه‌ها در جاهایی که سطح ایستابی سطح زمین را قطع می‌کند به وجود می‌آیند.

ب) چشمه‌های همبری

هرگاه مواد نفوذپذیر آب‌دار، روی طبقه‌ای با قابلیت نفوذ کمتری که سطح زمین را قطع می‌کند، قرار گیرد، این چشمه‌ها به وجود می‌آیند.

ج) چشمه‌های آرتزین

این چشمه‌ها از تراوش آب سفره‌های محبوس (تحت فشار) به سطح زمین به وجود می‌آیند و عامل این کار ممکن است بیرون‌زدگی سفره در سطح زمین و یا شکسته شدن طبقه محبوس کننده باشد.

چ) چشمه‌های حاصل از شکستگی‌ها و مجراهای لوله‌ای

این چشمه‌ها در اثر ارتباط با یک منبع آب زیرزمینی حاصل می‌شوند، این ارتباط می‌تواند از طریق موارد ذیل امکان پذیر باشد:

- منافذ لوله‌ای شکل گدازه‌ها
- حفرات حاصل از انحلال مواد
- شکستگی‌های سنگ‌های غیرقابل نفوذ

از چشمه‌هایی که در تشکیل آن ها نیروهای ثقلی دخالت ندارند، می‌توان به چشمه های آتشفشانی که همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستنند و نیز به چشمه‌های شکافی که از شکاف‌های عمیق تراوش می‌کنند، اشاره کرد.

دمای چنین چشمه‌هایی معمولاً زیادتر از درجه حرارت آب زیرزمینی محلی آن منطقه است.

۲) تقسم بندی چشمه‌ها بر اساس شدت جریان:

بر اساس شدت جریان، چشمه‌ها را مطابق جدول (۳-۶) تقسیم بندی می‌کنند.

جدول (۳—۶)، تقسیم‌بندی چشمه‌ها بر اساس شدت جریان آنها

درجه	شدت جریان (l/sec)
اول	Q > 2831
دو	2831 > Q > 283
سه	283 > Q > 28
چهار	28 > Q > 6.3
پنج	6.3 > Q > 0.6
شش	0.6 > Q >0.06
هفت	0.06 > Q >0.007
هشت	Q < 0.007

شدت جریان چشمه‌ها بسته به شرایط زمین‌شناسی و آب‌شناسی معمولاً متغیر است. چشمه‌های دائمی با سفره‌های وسیع ارتباط داشته و در تمام طول سال جریان دارند و تغییرات شدت جریان آن‌ها ناچیز است.

به عکس، چشمه‌هایی هستند که فقط در مواقع به خصوصی از سال، که سطح ایستابی در اثر بارندگی بالا می‌آید، جریان پیدا می‌کنند. چشمه‌هایی که شدت جریان آنها کمابیش منظم است ارتباطی به تغییرات بارندگی فصلی و یا عوامل نظایر آن ندارند ولی تغییرات دوره‌ای آن‌ها تابعی از تغییرات نفوذپذیری، فشار اتمسفر، فشار سفره محبوس و خواص سنگ‌های تشکیل دهنده سفره است.

قنات

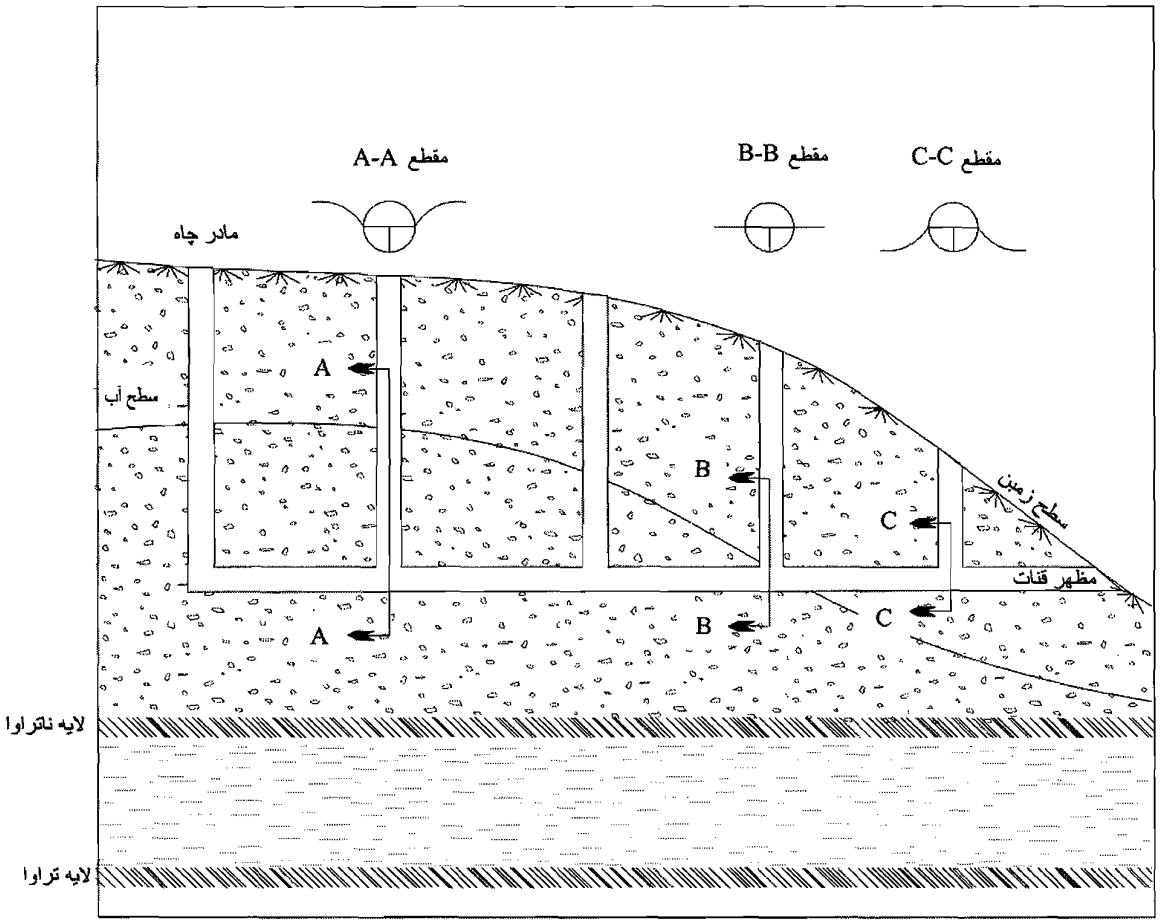
قنات قدیمی‌ترین وسیله استفاده از آب‌های زیرزمینی در ایران است و گفته‌اند که مبتکر قنات ایرانی‌ها بوده‌اند. قنات در حقیقت یک کانال زیرزمینی است که توسط چاه‌هایی موسوم به میله به خارج ارتباط دارد. آخرین چاه قنات، مادر چاه نامیده می‌شود و محلی که در آنجا آب قنات در سطح زمین جریان می‌یابد مظهر قنات نامیده می‌شود (شکل ۳-۱۷).

شکل (۳- ۱۷). ساختمان قنات

شیب کانال قنات معمولاً کم و این به آن منظور است که در اثر سرعت زیاد کف کانال شسته نشود.

تغذیه آب قنات معمولاً از طبقات کم عمق و بنابر این آبدهی آن تا حد زیادی تابع عوامل سطحی زمین است.

شکل ۳-۱۸، مقطع طولی قنات را نشان می‌دهد و به طوری که دیده می‌شود، تمام طول کانال آبده نیست و قسمتی از آن تنها نقش انتقال آب را به عهده دارد. در مقطع A-A، کف کانال پایین‌تر از سطح آب زیرزمینی و در مقاطع B-B و C-C به ترتیب سطح آب زیرزمینی، هم ارتفاع و پایین‌تر از کف کانال است.



شکل (۳- ۱۸). نمایش شماتیکی مقطع یک قنات

نحوه احداث قنات

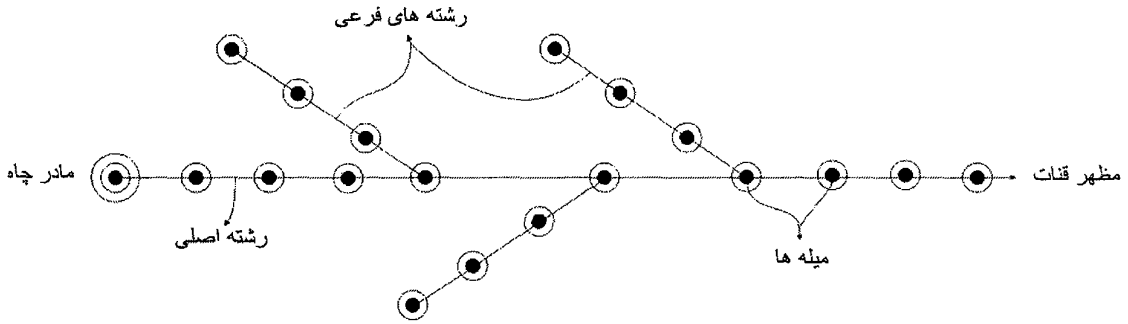
برای احداث قنات، باید از وضعیت آب‌های زیرزمینی منطقه، آگاهی داشت. زیرا امتداد محور قنات باید به موازات خطوط جریان آب زیرزمینی در نظر گرفته شود.

قبل از شروع به حفر قنات، ابتدا محل مظهر آن را مشخص کرده و آنگاه در آخرین حد گسترش کانال قنات، مادر چاه حفر می‌شود. حفر کانال قنات از محل مظهر آن شروع می‌شود و پس از مدتی پیشروی، برای سهولت حمل و نقل خاک‌های کنده شده و جهت انجام تهویه، چاه‌هایی به سطح زمین احداث می‌شود که به آن‌ها میله می‌گویند.

حفر کانال قنات تا آنجا ادامه می‌یابد که مادر چاه را قطع کند که این امر با توجه به نبود دستگاه‌های نقشه برداری در قدیم بسیار مشکل بوده است.

طول قنات‌ها متفاوت و معمولاً بیش از یک کیلومتر است، اما در بعضی از نواحی ایران به ویژه در استان یزد، قنات‌هایی با طول بیش از ۶۰ کیلومتر نیز وجود دارد.

بعضی از قنات‌ها به اصطلاح دارای یک رشته‌اند. ولی بسیاری از آن‌ها نیز چندین رشته دارند که در جهت‌های مختلف توجیه شده‌اند و این امر سبب افزایش آبدهی آن‌ها می‌شود که در شکل ۳-۱۹ نمونه‌ای از آن نشان داده شده است.



شکل (۳- ۱۹). ایجاد رشته‌های فرعی در یک قنات جهت افزایش آب‌دهی آن

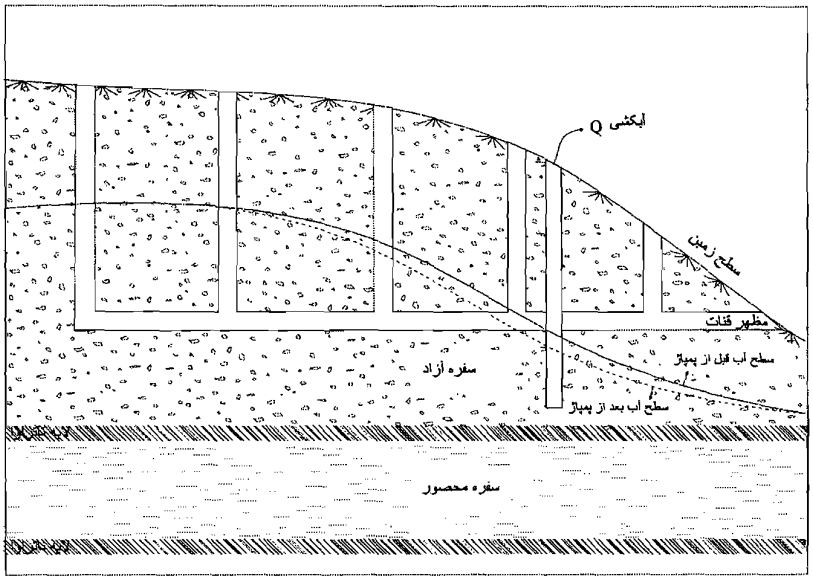
آب‌دهی قنات

با توجه به اینکه آب‌دهی قنوات به ارتفاع سطح ایستابی ناحیه نسبت به محور قنات بستگی دارد، لذا آب‌دهی آن در فصول مختلف سال بر حسب نوسانات سطح آب زیرزمینی تغییر می‌یابد.

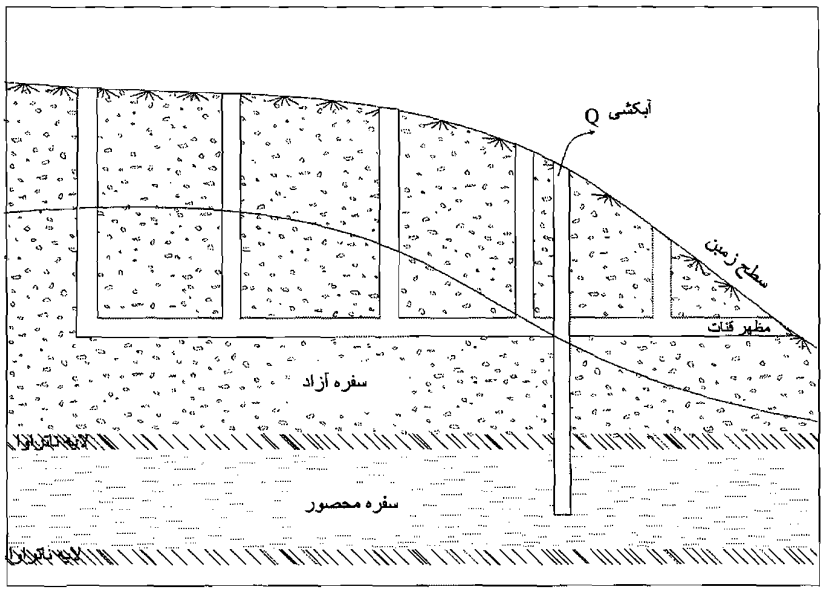
در قسمت‌های مرتفع، احتمال دارد به دلیل نوسان‌های شدید سطح آب زیرزمینی، قنات‌ها خشک شوند. بهره‌برداری آب توسط چاه‌ها باعث افت سطح آب زیرزمینی ناحیه در شعاع تاثیر چاه می‌شود و بدین ترتیب از آبدهی قنات می‌کاهد. بدیهی است هر چقدر چاه به قسمت آبده قنات نزدیک‌تر باشد این تاثیر زیادتر است.

بر اساس قوانین وزارت نیرو، حفر چاه در فاصله کمتر از ۳۵۰ متر از محور قنات، بدون احتساب شرایط هیدرولوژیکی موجود، ممنوع است.

باید توجه داشت که پمپاژ از چاه هنگامی بر آبدهی قنات تاثیر دارد که هر دو از سفره واحدی تغذیه شوند (شکل ۳-۲۰). اگر چاه از سفره جداگانه‌ای تغذیه کند، پمپاژ از آن تأثیری بر آبدهی قنات نخواهد داشت (شکل ۳-۲۱).



شکل (۳- ۲۰). احداث چاه و قنات از یک سفره واحد



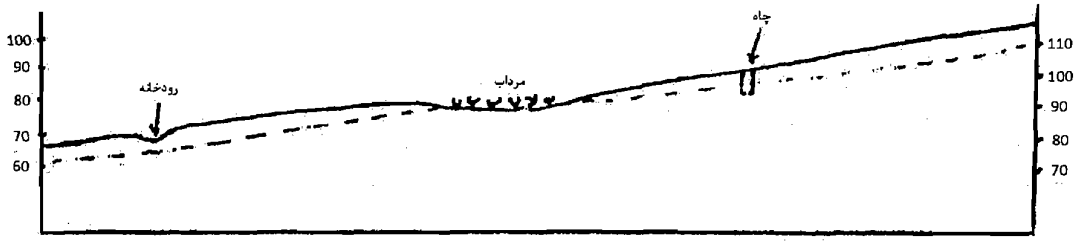
شکل (۳-۲۱). احداث چاه و قنات از دو سفره مجزا

فصل ۴

تفسیر مقطع افت فشار

مقدمه

به وسیله نقشه‌های منحنی‌های ایزوپیز می‌توان وضعیت افت آب را در سفره آب‌ها بررسی کرد (شکل ۴-۱). برای این منظور مقطعی مطابق آنچه در درس کارتوگرافی و رسم نقشه‌های توپوگرافی معمول است بر روی نقشه منحنی‌های ایزوپیز انتخاب می‌گردد. این مقطع معمولاً به موازات خطوط جریان انتخاب می‌شود.



شکل ۴-۱. نمایش مقطع افت فشار

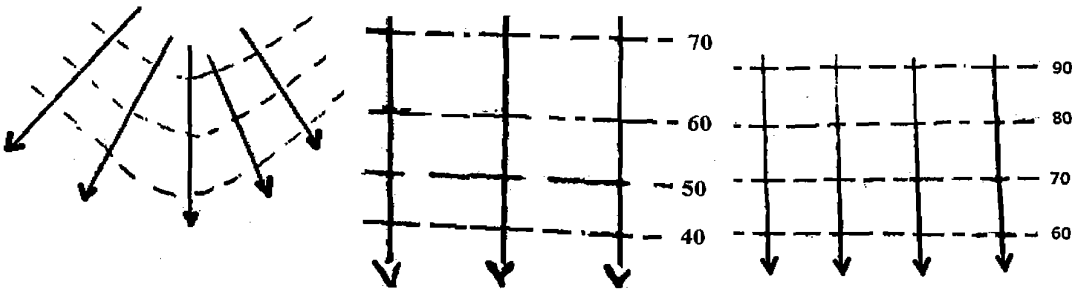
تفسیر مقطع افت فشار

منظور از افت فشار، فرورفتگی در مقطع می‌باشد. مقطع افت فشار در سفره آب‌های زیرزمینی به عوامل مختلفی بستگی دارد که عبارتند از :

- نوع سفره آب
- نفوذپذیری مواد آبخانه
- دبی جریان در منطقه موردنظر
- سطح توپوگرافی
- وضعیت سنگ کف
- وضعیت ساختاری محیط آبخانه

مقطع افت فشار و نوع سفره آب

بسته به نوع سفره، مقطع افت فشار متفاوت می‌باشد. در سفره آب‌های مسطح، مقطع افت فشار خطی است. برای سفره آب‌های استوانه‌ای به صورت منحنی محدب و بندرت هذلولی می‌باشد. در سفره آب‌های شعاعی نسبت به مقطع طولی انتخابی شده، مقطع افت فشار متنوع خواهد بود (شکل ۴-۲).

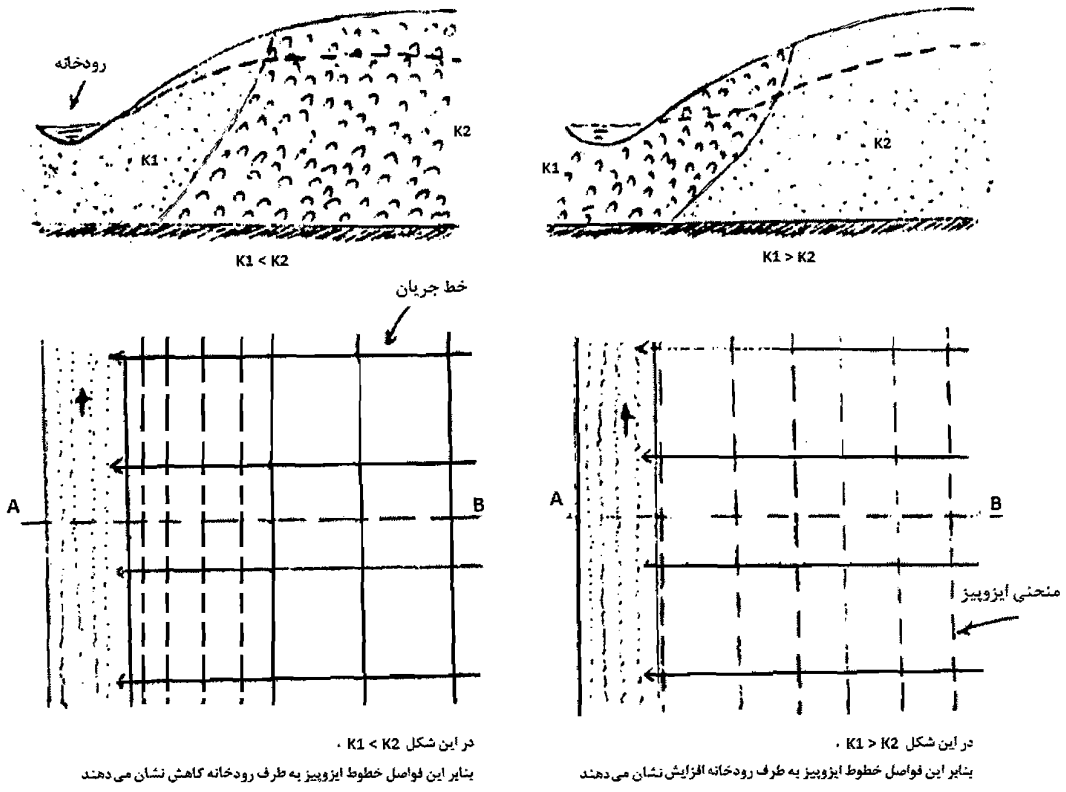


شکل ۴-۲. انواع سفره آب‌ها

مقطع افت فشار و نفوذپذیری آبخانه

هرچه نفوذپذیری آبخانه بیشتر باشد، مقطع افت فشار مسطح‌تر است و برعکس هر چه نفوذپذیری کمتر باشد، مقطع دارای شیب بیشتری خواهد بود.

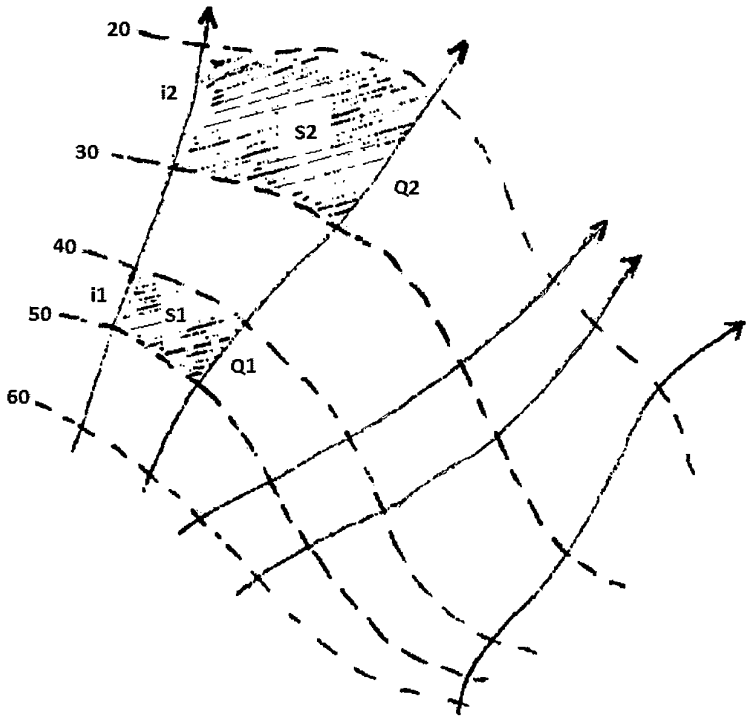
وقتی نفوذپذیری کم می‌شود، منحنی‌های ایزوپیز بهم نزدیکتر می‌گردند. یعنی ضریب نفوذپذیری با شیب آبی نسبت عکس دارد (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۳. تأثیر نفوذپذیری روی مقطع افت فشار

زیرا اگر مقطع بین دو خط جریان در روی سطح پیزومتریک مطابق شکل ۴-۴، S1 و S2 باشد و دبی‌هائی‌که از مقاطع S1,S2 می‌گذرد مساوی فرض شوند، مطابق اصل پیوستگی خواهیم داشت:

$$Q=S1.V1=S2.V2 \qquad (۱-۴)$$



شکل ۴-۴. نقشه منحنی ایزوپیز و بررسی ارتباط نفوذپذیری و شیب آبی

و یا:

$$Q=S1.K1.I1=S2.K2.I2 \qquad (۲-۴)$$

اگر S مقدار ثابتی در نظر گرفته شود:

$$\frac{K1}{K2}=\frac{S_2 I_2}{S_1 I_1} \qquad (۳-۴)$$

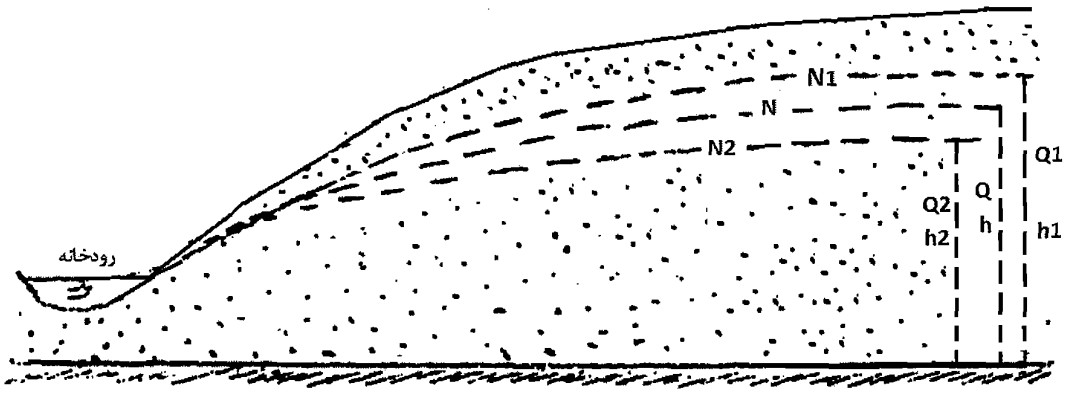
از آنجا خواهیم داشت:

$$\frac{K1}{K2}=\frac{I_2}{I_1} \qquad (۴-۴)$$

یعنی شیب آبی و بنابراین شیب مقطع افت فشار، وقتی دبی ثابت باشد، با عکس ضریب نفوذپذیری متناسب است.

مقطع افت فشار و دبی جریان

دبی جریان در یک منطقه با عوامل تغذیه و زهکشی مشخص می‌شود. زهکشی عبارت است از مجموعه آبی که به صورت طبیعی از محل شکستگی‌ها و یا به صورت مصنوعی با ایجاد حفره در زمین از زمین خارج می‌شود و یا از محل ریزش‌ها و یا خمیدگی‌های موجود در سفره آب‌های زیرزمینی به سفره آب‌های مجاور و یا عمیق‌تر نفوذ نماید اما تغذیه یعنی مجموعه آبی که به صور مختلف وارد سفره می‌شود. مطابق شکل ۴-۵:



شکل ۴-۵. دبی جریان و مقطع افت فشار

اگر N، سطح ایستایی سفره در وضعیت تعادل جریان بین منطقه تغذیه و آب‌های جاری پائین دست باشد، در حالت تعادل، سطح ایستابی سفره، تعادل جریان بین منطقه تغذیه و آب‌های حاصل از جریان آب در مناطق پایین‌دست را نشان می‌دهد.

وقتی دبی (Q) زیاد شود و به مقدار Q1 برسد، سطح سفره آب بالا آمده و به سطح N1 می‌رسد و شیب آبی زیاد می‌شود. ولی محل خروج آب ثابت می‌ماند. حال اگر دبی اولیه Q پایین‌تر بیاید و به Q2

برسد، سطح سفره آب پایین آمده و به N2 می‌رسد، شیب آبی کم شده و منحنی به صورت مسطح‌تری در می‌آید ولی باز هم محل خروج آب ثابت می‌ماند.

اگر عوامل دیگر از جمله ضریب نفوذپذیری ثابت باشند. Q1 و Q2 دبی آبی که در دو مقطع S1 و S2 با شیب آبی I1 و I2 جریان داشته باشد، طبق قانون دارسی داریم:

Q1=S1.K.I1 (۵-۴)

Q2=S2.K.I2

از آنجا خواهیم داشت:

$$\frac{Q_1}{Q_2} == \frac{S_1 I_1}{S_2 I_2} \qquad (۶-۴)$$

اگر مقطع جریان ثابت باشد در این صورت:

$$\frac{Q_1}{Q_2} == \frac{I_1}{I_2} \qquad (۷-۴)$$

در مناطقی که دبی زهکشی (مقدار آب برداشتی) بیشتر از آب تغذیه می‌باشد، در سطح پیزومتریک افت فشار آبی ایجاد می‌شود و در مناطقی که تغذیه بیشتری دارند. سطح پیزومتریک در آنها به صورت محدب در می‌آید.

از روی نقشه منحنی ایزوپیز تهیه شده برای دو سطح سفره آب می‌توان اطلاعاتی در خصوص نفوذپذیری منطقه و ارزیابی ذخیره آبی مفید سفره به دست آورد. به عبارتی می‌توان ذخیره دینامیک سفره را از رابطه زیر به دست آورد:

$$\Delta V = \pm \Delta h \times S \times \mu \quad m^3 \qquad (۸-۴)$$

در این رابطه:

Δh: میزان ارتفاع آب در سفره که در فصل خشک کم شده و در فصل بارندگی به سفره اضافه می شود.

S: سطح مقطع سفره

μ: ضریب مخزن

ΔV: حجم آبی که در فصل پر باران به سطح سفره اضافه شده یا در فصل کم باران از سطح سفره کم شده است.

می‌توان نقشه ایزوپیز سفره را برای ماه‌های خاصی از چند سال رسم کرد و میزان کاهش آب سفره را بررسی کرد.

$$-\Delta h \times S \times \mu = \Delta V \qquad (۹-۴)$$

یعنی می‌توان میزان اضافه برداشت هر سال را نسبت به سال قبل مشخص ساخت.

ممکن است که در منطقه ای پمپاژ و کارهای تحقیقاتی جنبی نکرده باشیم و ضریب مخزن (μ) نامشخص باشد. بنابر این از روی مقدار آبی که از سفره استخراج می‌شود می‌توان مقدار ضریب مخزن را به دست آورد. یعنی:

$$\mu = \frac{\Delta V}{\Delta h \times S} \qquad (۱۰-۴)$$

یعنی بدون عمل پمپاژ و فقط از طریق نظارت‌هایی که روی سطح سفره آب داریم، توانستیم ضریب مخزن را محاسبه نماییم.

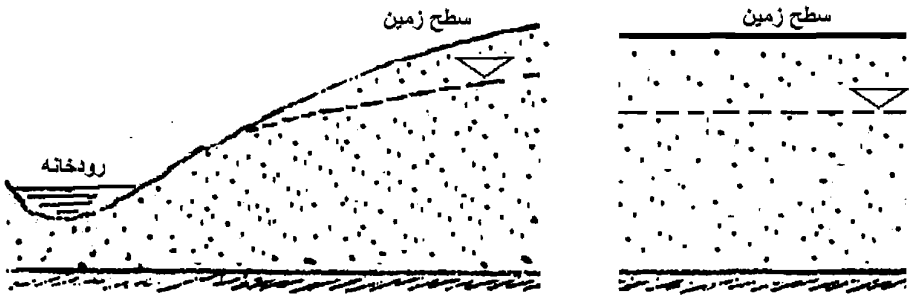
همچنین از فرمول بالا می‌توان ذخیره استاتیکی سفره را نیز به دست آورد:

$$\text{ذخیره استاتیکی} = S.H.\mu_s \qquad (۱۱-۴)$$

البته می‌باید از طریق عملیات ژئوفیزیکی و بررسی‌های زمین‌شناسی مرزهای سفره را معین نمود.

مقطع افت فشار و سطح توپوگرافیک

تغییرات توپوگرافی زمین، انعکاس مستقیمی بر روی سطح ایستابی دارد (شکل ۴-۶).



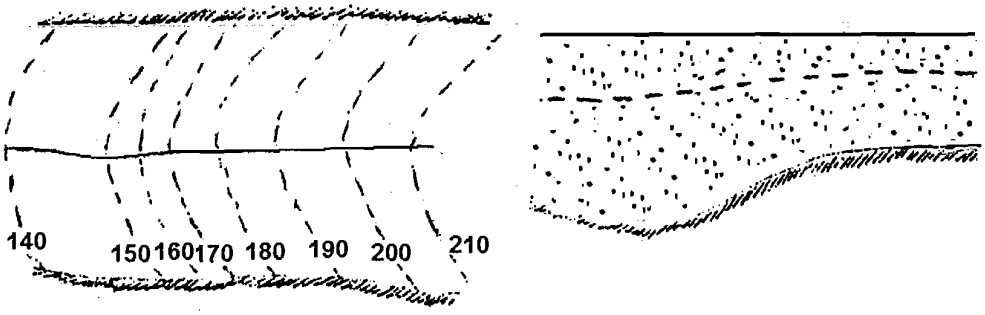
شکل ۴-۶. تغییر مقطع افت فشار با توپوگرافی زمین

مقطع افت فشار و ساختمان محیط‌های آب‌دار (آبخانه)

ساخت محیط‌های آب‌دار نیز به نوبه خود تعیین کننده مقطع افت فشار هستند که این موضوع از نظر موارد زیر بررسی می‌گردد:

الف = تنوع در مقاطع محیط‌های آب‌دار

افت فشار در یک سفره آب‌دار وقتی همه چیز در همه جا یکسان باشد تابع مستقیمی است از مقطع جریان یعنی تغییرات مقطع در روی مقطع افت فشار نیز منعکس خواهد شد. اگر مقطع جریان کاهش یابد، شیب آبی زیاد شده در نتیجه شیب مقطع افت فشار زیاد می‌شود و نهایتاً منحنی‌های ایزوپیز به هم نزدیک می‌شوند (شکل ۴-۷).



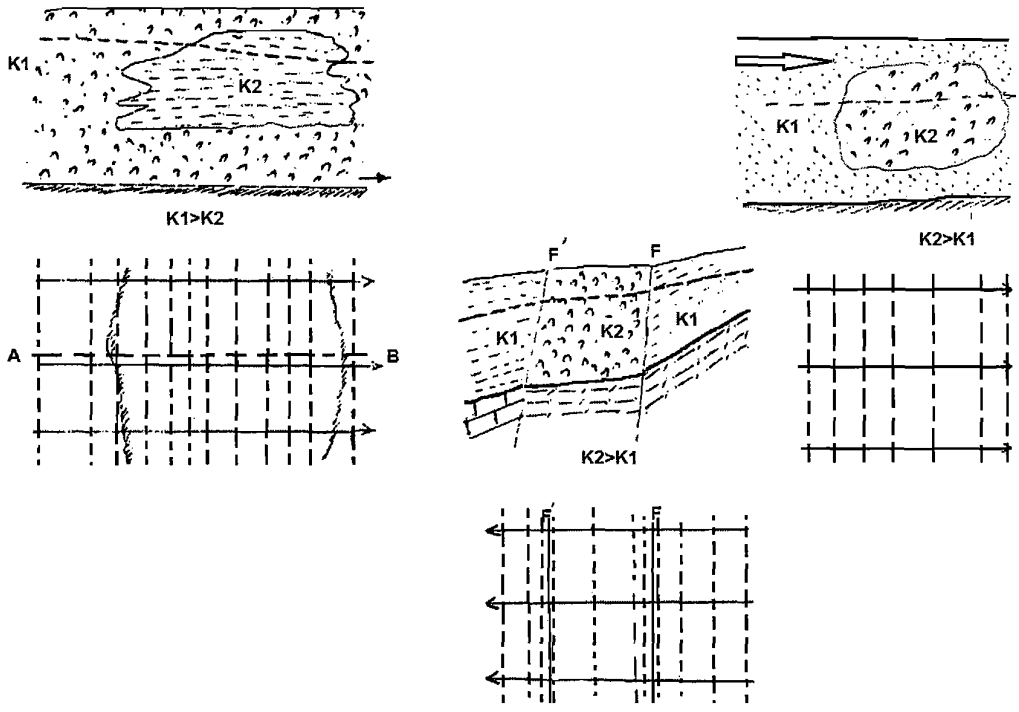
شکل ۴-۷. تأثیر تنوع در مقطع جریان روی مقطع افت فشار

ب = تغییرات ساختمانی سفره

تغییرات ساختمانی حتی در لایه آبدار که اساساً با تغییرات نفوذپذیری همراه است، شیب آبی را تغییر می‌دهد، در نتیجه بر روی مقطع افت فشار موثر است.

که این مسئله در حالات زیر بررسی می‌گردد:

- وجود یک عدسی غیر قابل نفوذ شیب آبی را تشدید خواهد کرد و به صورت یک فشردگی در منحنی‌های ایزوپیز ظاهر می‌شود.
- بر عکس وجود یک عدسی بسیار قابل نفوذ، باعث باز شدن منحنی‌های ایزوپیز خواهد شد.
- گسل‌ها خواه به صورت سد زیرزمینی طبیعی (با قابلیت نفوذپذیری بسیار کم) و خواه به صورت زهکش‌های عمیق، روی مقطع افت فشار تاثیر دارند و به صورت جمع شدگی منحنی‌های ایزوپیز تفسیر می‌گردند.



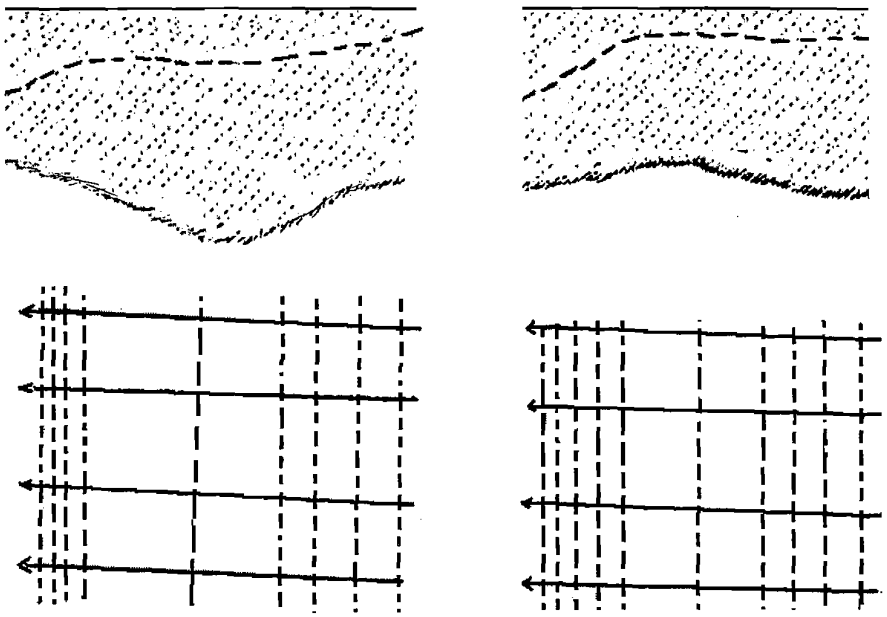
شکل ۴-۸. تأثیر تغییرات ساختمانی سفره روی مقطع افت فشار

مطابق شکل ۴-۸ با رخ دادن گسل دانه‌بندی متفاوت شده و لایه‌های نفوذپذیر و نفوذناپذیر در کنار هم قرار می‌گیرند. منحنی‌های ایزوپیز تغییر می‌کنند و در نزدیک گسل منحنی‌های ایزوپیز به هم نزدیک شده ولی بین دو گسل حالت دور شدگی خطوط ایزوپیز مشخص شده است.

پ ـ وضعیت ساختمانی سنگ کف ناتراوا

لایه‌های ناتراوای کف لایه‌های آب‌دار، اثر قابل توجهی بر روی مقطع افت فشار دارد.

فرورفتگی در سنگ کف باعث مسطح شدن مقطع و برجستگی در سنگ کف باعث بالاآمدگی در مقطع می‌شود. این موضوع در شکل زیر نشان داده شده است (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹. تأثیر توپوگرافی سنگ کف ناتراوا روی مقطع افت فشار

وضعیت سطح پیزومتریک در سفره‌های مختلف

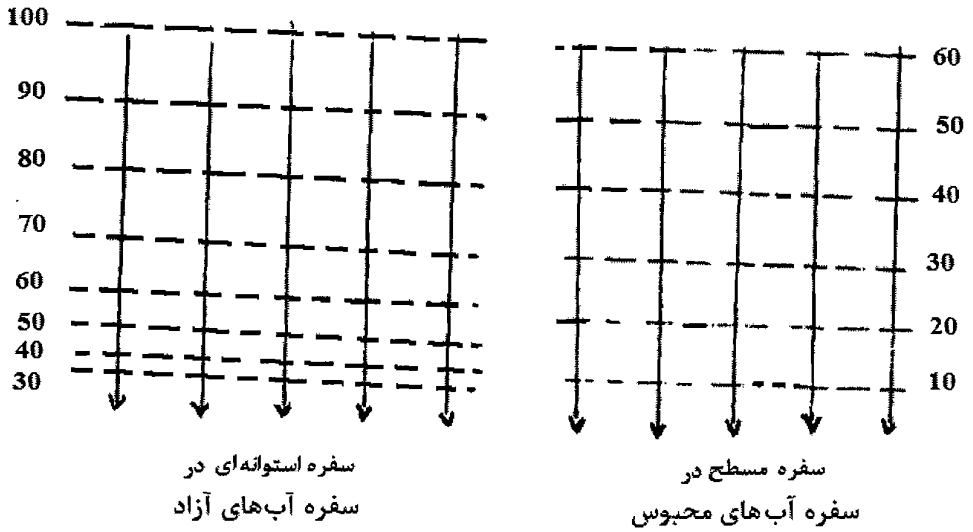
سفره‌های منظم

در روی نقشه‌های منحنی ایزوپیز مناطقی ظاهر می‌شود که در آنها ساختمان سفره از نظر آب‌شناسی هموژن می‌باشد، اینها نمایانگر سفره‌های منظم می‌باشند (شکل ۴-۱۰). متداول‌ترین سفره‌های منظم، سفره آب‌های مسطح و سفره‌های استوانه‌ای می‌باشند.

سفره‌های استوانه‌ای

منحنی‌های ایزوپیز در یک سفره آب استوانه‌ای دارای خطوط مستقیم و موازی است. خطوط جریان موازی هم هستند، مجموعه آنها به صورت چهارگوش‌های منظمی ترسیم شده‌اند.

فاصله منحنی‌های ایزوپیز به ندرت ثابت می‌باشد و معمولاً در افق‌های آب‌دار، فاصله‌ها تغییر می‌کنند. مقطع افت فشار به صورت محدب و به ندرت مقعر می‌باشند و منحنی‌های ایزوپیز در جهت جریان به هم نزدیک می‌شوند.

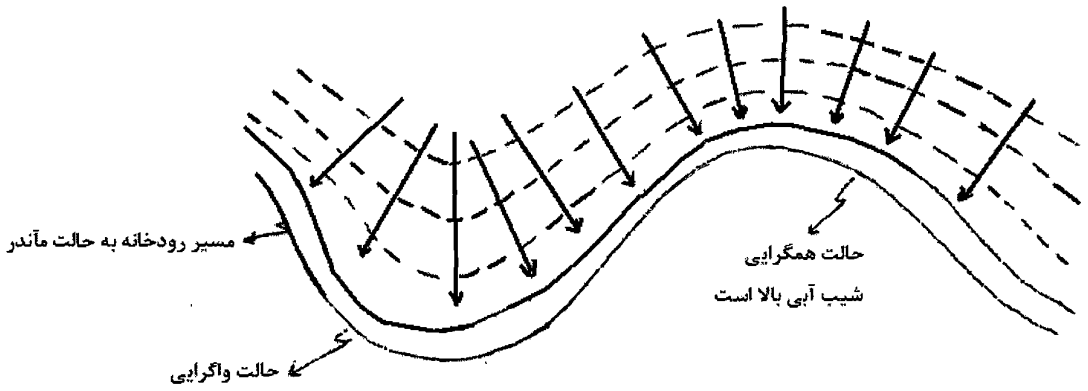


شکل ۴-۱۰. انواع شبکه‌های منظم در نقشه منحنی‌های ایزوپیز

سفره‌های دارای جریان شعاعی همگرا و واگرا

در سفره‌های دارای جریان شعاعی همگرا و یا واگرا، منحنی‌های ایزوپیز به صورت قوس‌های دایره‌ای با شعاع‌های مختلف مشخص شده و مجموعه آنها هلال‌های کم و بیش بازی را تشکیل می‌دهند.

خطوط جریان در سفره‌های دارای جریان شعاعی همگرا متوجه یک نقطه بوده و در سفره‌های دارای جریان شعاعی واگرا از هم دور می‌شوند (شکل ۴-۱۱).

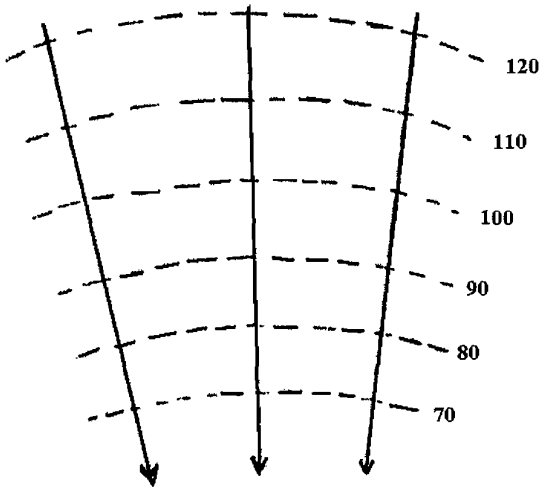


شکل ۴-۱۱. وضعیت منحنی‌های ایزوپیز در سفره‌های شعاعی

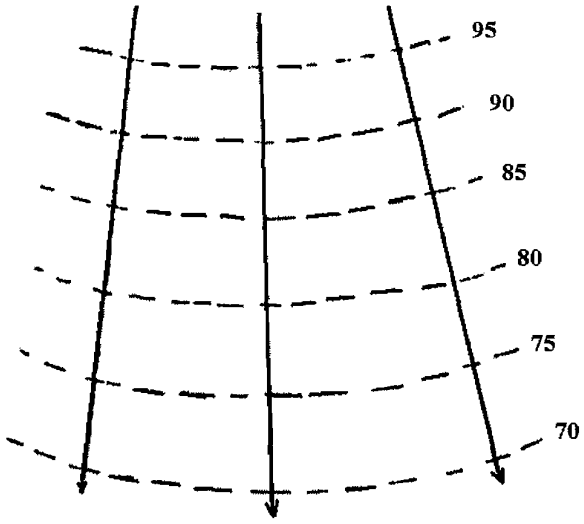
وضعیت منحنی‌های ایزوپیز در مناطقی که شدیداً زه‌کشی و یا آبیاری می‌گردند

اگر تحدب منحنی‌های ایزوپیز به سمت بالا باشد، نشان دهنده یک گسل و یا شکستگی است. این وضعیت معمولاً در مناطقی که شدیداً زهکشی می‌گردند، دیده می‌شود (شکل ۴-۱۲).

برعکس اگر تحدب منحنی‌های ایزوپیز به سمت پایین باشد، نشان‌دهنده منطقه‌ای است که به شدت آبیاری می‌شود و منطقه مناسب برای حفاری است (شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۲. وضعیت زه‌کشی در منحنی‌های ایزوپیز

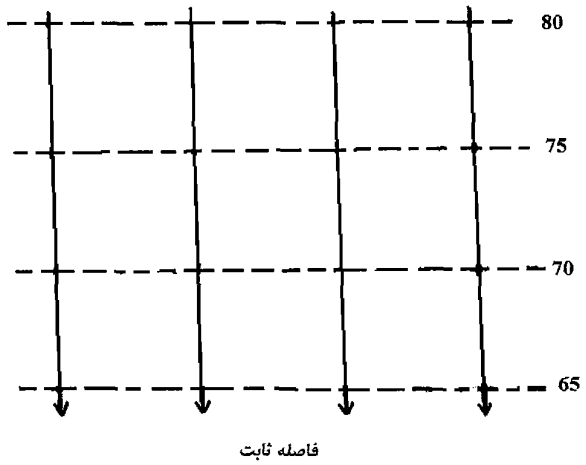


شکل ۴-۱۳. وضعیت تغذیه در منحنی‌های ایزوپیز

فاصله منحنی‌های ایزوپیز

فاصله منحنی‌های ایزوپیز بیان کننده مستقیم شیب آبی و مشخص کننده مقطع افت فشار هستند. فاصله این منحنی‌ها می‌تواند ثابت و یا متغیر باشد.

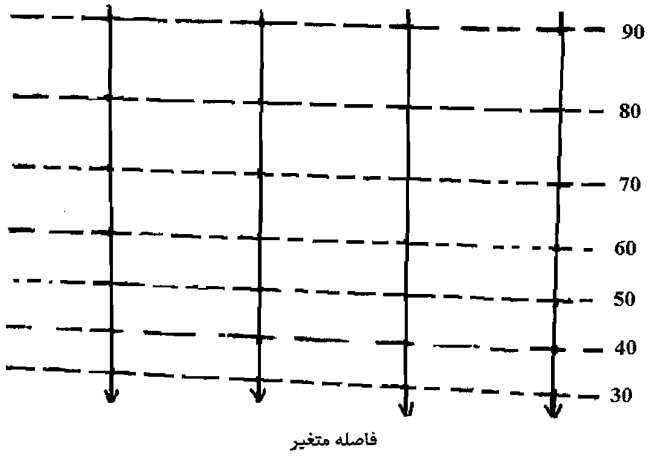
اگر فاصله منحنی‌ها ثابت باشد مقطع افت فشار خطی است (شکل ۴-۱۴) و منحنی‌های بهم فشرده نمایانگر یک شیب آبی شدید بوده بنابراین حاکی از دبی قابل توجهی می‌باشند. منحنی‌های بهم فشرده می‌تواند دال بر قابلیت نفوذ کم باشد. بر عکس وقتی دبی کم و نفوذپذیری زیاد باشد، شیب کم خواهد بود.



شکل ۴-۱۴. فاصله ثابت در منحنی‌های ایزوپیز

فاصله متغیر

این نوع از منحنی‌های ایزوپیز بیان کننده انحناء در مقطع افت فشار می‌باشند (شکل ۴-۱۵).

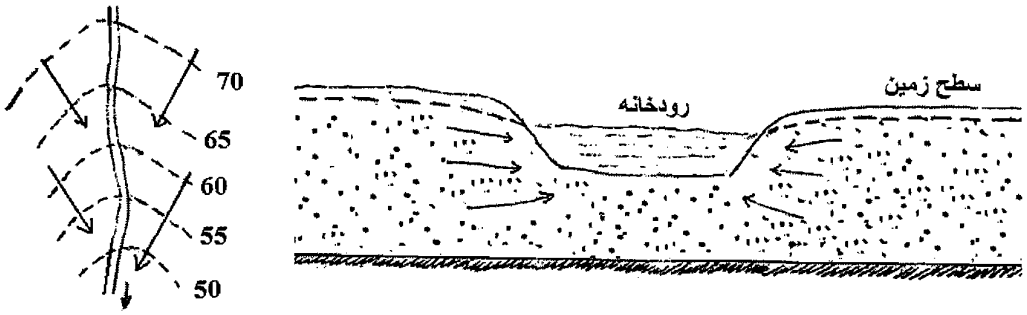


شکل ۴-۱۵. فاصله متغیر در منحنی‌های ایزوپیز

سفره آب‌های آبرفتی و وضعیت منحنی‌های ایزوپیز

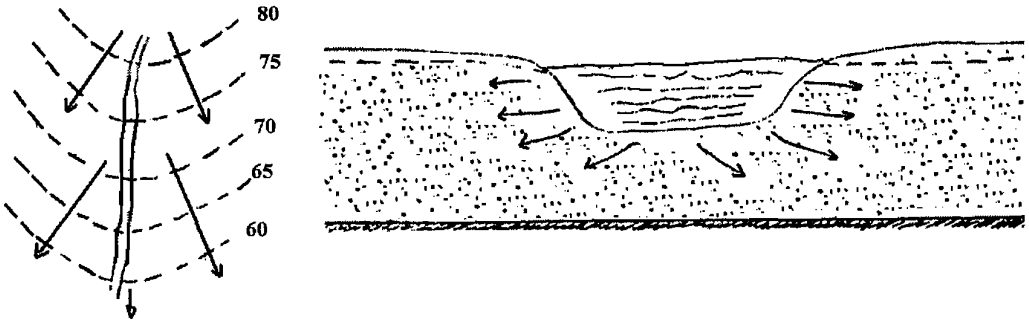
در سفره‌های آب‌دار آبرفتی (دره‌ها و دشت‌ها) که جریان‌های آبی آنها را فـرا گرفتـه اسـت خصوصـیات خاصی دیده می‌شود که منحنی‌های ایزوپیز آنها به صورت زیر تجزیه و تحلیل می‌شود:

حالت I: زهکشی سفره آب به وسیله جریان آب سطحی (شکل ۴-۱۶)



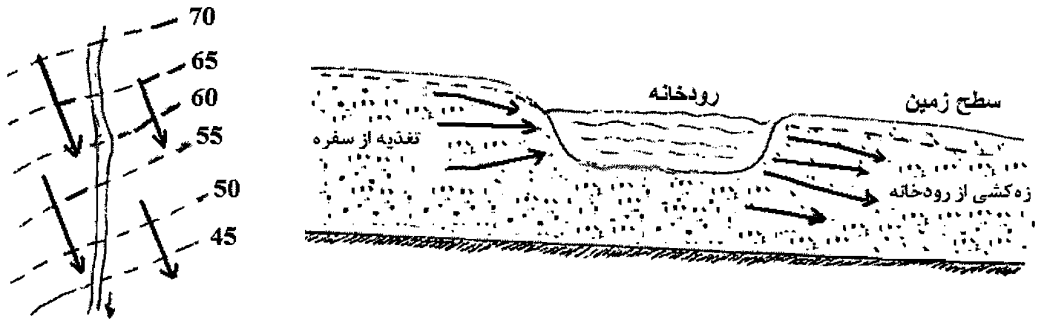
شکل ۴-۱۶. رودخانه توسط سفره آب تغذیه می‌گردد

حالت II: تغذیه سفره آب به وسیله جریان آب سطحی (شکل ۴-۱۷)



شکل ۴-۱۷. رودخانه سفره آب را تغذیه می‌کند

حالت III : ارتباط مختلط: یعنی سفره از یک طرف تخلیه و از طرف دیگر تغذیه می‌شود. یعنی جریان آب زهکشی یک سفره آب‌دار در یک رودخانه، سفره آب دیگری را تغذیه می‌کند (شکل ۴-۱۸). مانند رودخانه‌ها یا جوی‌هایی که بر روی یک دامنه ارتفاعات جریان دارد.



شکل ۴-۱۸. رودخانه از یک طرف تغذیه و از سوی دیگر زه‌کش می‌گردد

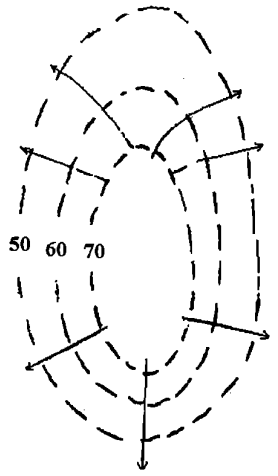
منحنی‌های بسته

اغلب اوقات منحنی‌های بسته‌ای بر روی نقشه‌های منحنی‌های ایزوپیز ظاهر می‌شوند، این منحنی‌ها نمایانگر برجستگی‌ها (خیز) و یا گودی‌ها (افت) در سطح پیزومتریک می‌باشند.

برجستگی در سطح پیزومتریک

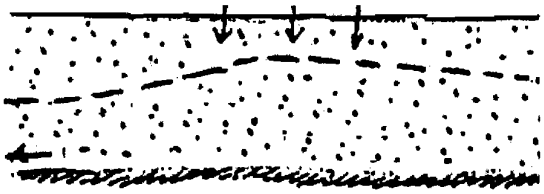
برجستگی در سطح پیزومتریک (شکل ۴-۱۹)، به عبارت دیگر بالا آمدگی در سطح پیزومتریک به دلایل زیر اتفاق می‌افتد.

- تغذیه محلی
- تغییر در نفوذپذیری
- بی‌نظمی در سنگ کف



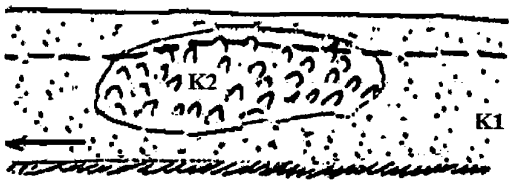
شکل ۴-۱۹. منحنی‌های بسته بر روی نقشه منحنی‌های ایزوپیز (حالت خیز)

تغذیه محلی (مثلاً آبیاری) باعث یک بالا آمدگی در سطح پیزومتریک سفره آب‌دار می‌شود (شکل ۴-۲۰).



شکل ۴-۲۰. خیز در سطح پیزومتریک در اثر تغذیه محلی

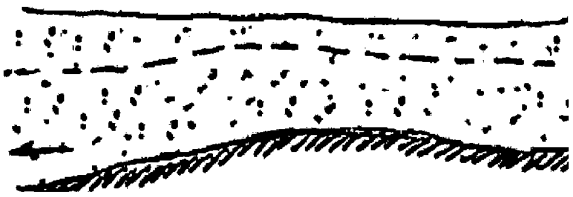
وجود یک توده قابل نفوذ در بین مواد آبخانه، باعث بالا آمدن سطح آب می‌شود (شکل ۴-۲۱).



K2>K1

شکل ۴-۲۱. خیز در سطح پیزومتریک در اثر وجود یک توده با نفوذپذیری بالا در بین مواد آبخانه

یک برجستگی در سنگ کف غیر قابل نفوذ باعث یک نقصان در مقطع جریان می‌شود، بنابراین باعث برجستگی در سطح پیزومتریک می‌گردد (شکل ۴-۲۲).



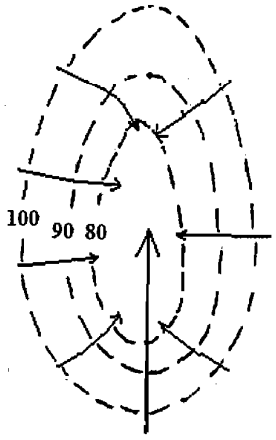
شکل ۴-۲۲. خیز در سطح پیزومتریک در اثر برجستگی سنگ کف ناتراوا

فرورفتگی (افت) در سطح پیزومتریک

این حالت می‌تواند به دلایل زیر اتفاق بیفتد:

- از دست رفتن آب از قسمت کف سفره
- کم شدن محلی نفوذپذیری (بدلیل وجود عدسی‌های غیر قابل نفوذ)
- در اثر یک بهره‌برداری یا پمپاژ قابل ملاحظه که سبب ایجاد مخروط افت می‌گردد

در اغلب موارد منحنی‌های این بی‌نظمی‌ها به صورت بیضوی می‌باشند، قطر بزرگ‌تر بیضی یک خط جریان را نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۳).

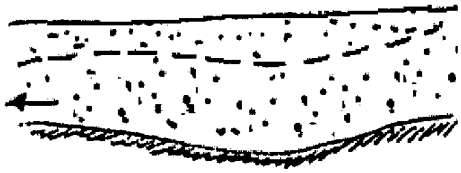


شکل ۴-۲۳. منحنی‌های بسته بر روی نقشه منحنی‌های ایزوپیز (حالت افت)

شکستگی در سنگ کف باعث پایین افتادگی سطح ایزوپیز می‌شود (شکل ۴-۲۴).

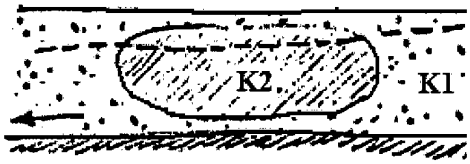
شکل ۴-۲۴. افت در سطح پیزومتریک در اثر شکستگی در سنگ کف ناتراوا

پایین افتادگی سنگ کف ناتراوا باعث افت در سطح ایزوپیز می‌گردد (شکل ۴-۲۵).



شکل ۴-۲۵. افت در سطح پیزومتریک در اثر پائین افتادگی سنگ کف ناتراوا

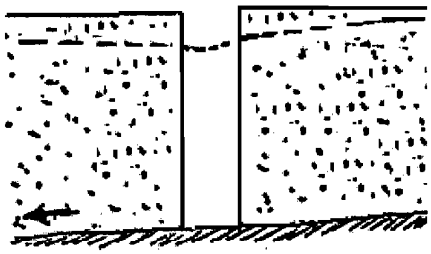
وجود یک توده با نفوذپذیری خیلی پائین در بین مواد آبخانه باعث پایین افتادگی در سطح پیزومتریک می‌گردد (شکل ۴-۲۶).



K1>K2

شکل ۴-۲۶. افت در سطح پیزومتریک در اثر وجود یک توده با نفوذپذیری پائین در بین مواد آبخانه

پمپاژ از سفره، باعث افت در سطح پیزومتریک می‌شود (شکل ۴-۲۷).



شکل ۴-۲۷. افت در سطح پیزومتریک در اثر پمپاژ از سفره

فصل ۵

هیدرولیک چاه‌ها و آزمایش سفره

مقدمه

از آنجا که امروزه بخش عمده آب زیرزمینی به وسیله چاه‌ها استخراج می‌شود، لذا مطالعه جریان آب در چاه‌ها یا هیدرولیک چاه‌ها از جمله مهم‌ترین مباحث آب‌های زیرزمینی به شمار می‌رود. به طور کلی وقتی یک چاه پمپاژ می‌شود، آب به طرف چاه جریان می‌یابد. جریان آب به طرف چاه در حال پمپاژ می‌تواند به دو صورت کلی جریان دائم و غیر دائم باشد.

جریان دائم (پایا) Steady state

اگر میزان آبدهی از چاه با میزان تغذیه از یک منبع خارجی برابر گردد، در این صورت جریان پایا برقرار شده است.

جریان غیردائم (ناپایا) Unsteady state

به هنگام پمپاژ از یک چاه، اگر سطح آب بدون وقفه پایین رود، به طوری که در چاه پیزومتری یا مشاهده ای نزدیک به چاه در حال پمپاژ، افت مشاهده شود، جریان ناپایا است.

انواع پمپاژ و هدف از آن

پمپاژ نمونه‌گیری

این آزمایش پمپاژ معمولاً در مرحله پی‌جویی از مراحل اکتشاف آب انجام می‌گیرد و هدف اصلی این پمپاژ، نمونه‌گیری از آب جهت بررسی کیفیت آن است.

پمپاژ آزمایشی

این پمپاژ معمولاً در مرحله مقدماتی و بیشتر در مرحله تفصیلی از مراحل اکتشاف آب انجام می‌شود.

اهداف این پمپاژ به قرار زیر است:

- تعیین ضرائب هیدرودینامیکی
- تعیین رابطه بین دبی و افت
- پیش‌بینی میزان افت در محل کارگاه بهره‌برداری پروژه‌ای
- تعیین کیفیت آب

پمپاژ آزمایشی استخراجی

در این مرحله، تمام یا تعدادی از چاه‌های بهره‌برداری به وجود آمده‌اند و هدف ارزیابی تغییرات کیفی و هیدرودینامیکی سفره به هنگام بهره‌برداری می‌باشد.

آزمایش پمپاژ از نظر نحوه انجام به دو صورت زیر خواهد بود:

آزمایش پمپاژ انفرادی

پمپاژ به صورت پله‌ای می‌باشد، به این ترتیب که دبی به صورت پله‌ای تغییر می‌کند. از این آزمایش، به طور دقیق ضرایب هیدرودینامیکی سفره محاسبه نمی‌شود. ولی رابطه‌ای بین افت و دبی محاسبه می‌شود.

پمپاژ پله‌ای دارای دو مرحله است:

- مرحله رفت
- مرحله برگشت

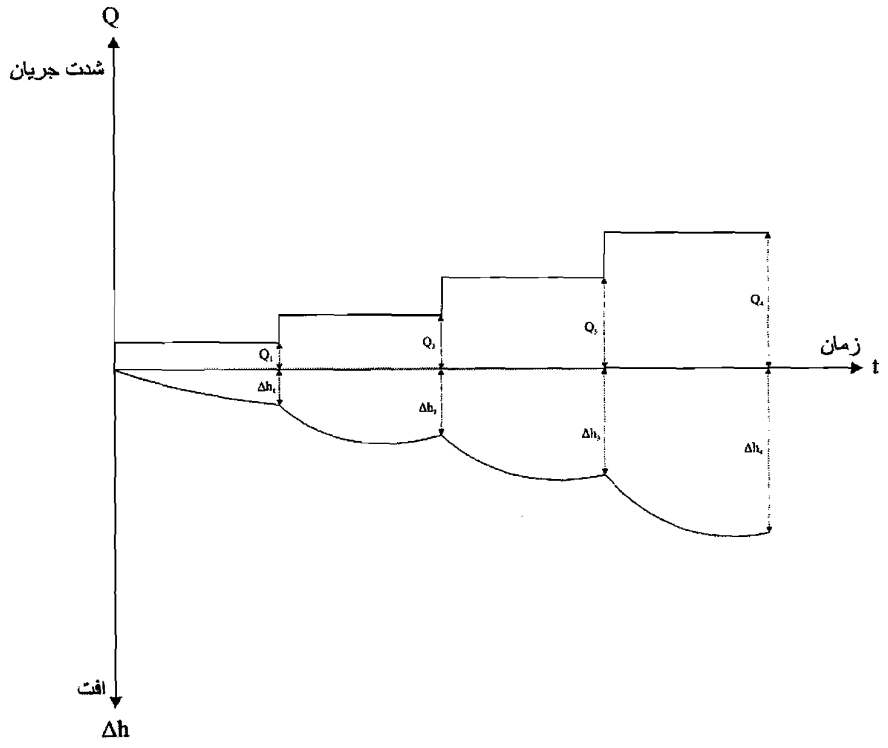
آزمایش رفت پله‌ای

برای انجام این مرحله از آزمایش، پمپ را به طور موقت در عمق کافی در داخل چاه نصب کرده و پمپ را با حداقل سرعت دوران ممکن به کار می‌اندازند، با شروع پمپاژ از چاه، عمق سطح آب را در داخل آن مرتب اندازه می‌گیرند. برای این کار معمولاً از عمق‌یاب‌های الکتریکی استفاده می‌شود. اندازه‌گیری عمق سطح آب آنقدر ادامه می‌یابد که عملاً به حد ثابتی برسد. در این حالت افت ثابت سطح آب اندازه‌گیری و به عنوان افت سطح آب برای پله اول آزمایش تلقی می‌شود. پس از خاتمه مرحله اول، شدت جریان آبکشی را افزایش می‌دهند و برای این منظور گاز موتور را زیاد می‌کنند. در این مرحله نیز عمق سطح آب به طور مرتب اندازه‌گیری می‌شود تا به حد ثابتی برسد. پس از ثابت شدن سطح آب و اندازه‌گیری افت سطح آب برای پله دوم، پله‌های سوم و چهارم آزمایش نیز به همین ترتیب تکرار شده و نتایج حاصل در جدولی مانند

جدول ۵-۱ درج می‌شود. در شکل ۵-۱ تغییرات شدت جریان پمپاژ و افت نسبت به زمان در مرحله رفت پمپاژ پله‌ای نشان داده شده است.

جدول (۵-۱). نتایج حاصل از آزمایش رفت و برگشت پله‌ای

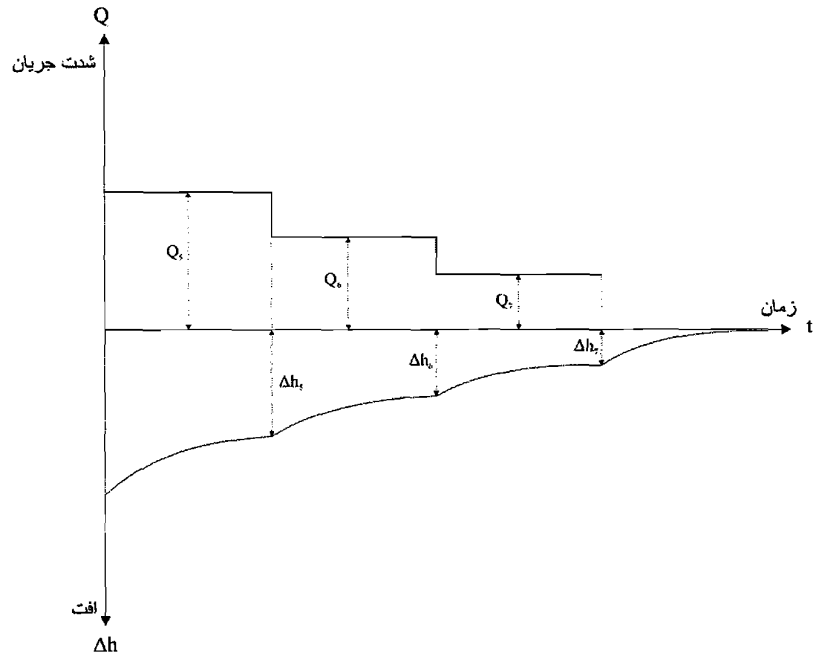
پله	شدت جریان	افت (Δh)	$\Delta h_i/Q_i$
اول	Q_1	Δh_1	$\Delta h_1/Q_1$
دوم	Q_2	Δh_2	$\Delta h_2/Q_2$
سوم	Q_3	Δh_3	$\Delta h_3/Q_3$
چهارم	Q_4	Δh_4	$\Delta h_4/Q_4$
پنجم	Q_5	Δh_5	$\Delta h_5/Q_5$
ششم	Q_6	Δh_6	$\Delta h_6/Q_6$
هفتم	Q_7	Δh_7	$\Delta h_7/Q_7$



شکل (۵-۱). تغییرات شدت جریان و افت نسبت به زمان در آزمایش رفت پله‌ای

آزمایش برگشت پله‌ای

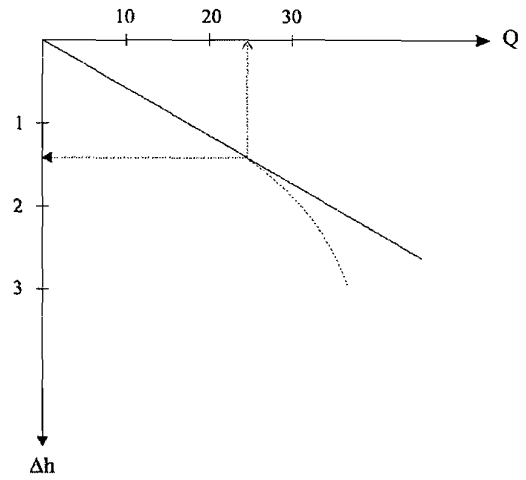
پس از اینکه چاه با حداکثر شدت جریان پمپاژ شد و سطح آب در داخل چاه به حد ثابتی رسید، شدت جریان پمپاژ را به حد کمتر Q_5 تغییر می‌دهند. با کاهش شدت جریان آبکشی از Q_4 به Q_5، سطح آب در داخل چاه به تدریج بالا می‌آید. پس از ثابت شدن سطح آب، افت سطح آب را در داخل چاه اندازه گرفته و آن را به عنوان افت پله پنجم در نظر می‌گیرند. پس از خاتمه مرحله پنجم، پله‌های ششم و هفتم را نیز به همین طریق انجام می‌دهند. در مرحله آخر، با خاموش کردن موتور پمپ، آبکشی را متوقف می‌کنند. در شکل ۵-۲ تغییرات شدت جریان پمپاژ و افت نسبت به زمان در مرحله برگشت پمپاژ پله‌ای نشان داده شده است.



شکل (۵-۲). تغییرات شدت جریان و افت نسبت به زمان در آزمایش برگشت پله‌ای

اگر چاه به روش پله‌ای پمپاژ شود، تغییرات Q در مقابل Δh به دو صورت خواهد بود (شکل ۵-۳):

- تغییرات خطی
- تغییرات سهمی



شکل (۵-۳). تغییرات Q در مقابل Δh در آزمایش پمپاژ پله‌ای

هنگامی که نمودار خطی است، افت آبی می‌تواند حدود $1/3$ تا $1/2$ ضخامت سفره باشد. روی نقطه عطف سهمی، دبی بحرانی را داریم. تحت هیچ شرایطی نباید در پمپاژ، دبی از این مقدار تجاوز نماید.

اگر افت کمتر از واحد باشد، دبی مخصوص (مقدار پمپاژ به ازای واحد افت: $Q/\Delta h$) حتی از دبی چاه بیشتر خواهد بود ($Q/\Delta h > Q$) . یعنی سفره از پتانسیل آبی بالایی برخوردار است و احتمالاً با زون‌های تکتونیکی باز و با نفوذپذیری فراوان، یا محیط‌های کارستی در آهک‌ها ارتباط دارد.

افت چاه

افت چاه دارای دو مولفه افت داخل چاه و افت سفره می‌باشد. افت سطح آب در داخل چاه به عوامل زیر بستگی دارد:

- شن و ماسه‌های اطراف لوله جداری چاه
- روزنه‌های لوله جداری چاه
- زبری لوله جداری

این جریان آب عموماً به حالت مغشوش انجام می‌شود و افت با توان nام شدت جریان متناسب است:

$$\Delta h = CQ^n \qquad (۱-۵)$$

ضریب c به نوع دانه‌بندی اطراف لوله جداری و زبری داخل لوله بستگی دارد و اندازه توان n در حالات مختلف متفاوت است.

اگر سرعت آب در چاه آهسته باشد، جریان حالت بینابین دارد و n از ۲ کمتر است.

طبق نظر جاکوب، با تقریب کافی می‌توان n را برابر ۲ در نظر گرفت و در کارهای عملی از آن استفاده نمود.

بنابراین افت چاه برابر خواهد بود با:

$$\Delta h_1 = CQ^2 \qquad (۲-۵)$$

افت سفره

افت سفره با توان اول شدت جریان متناسب است. در مورد سفره‌های آزاد نیز از آنجا که حرکت آب به حالت آرام انجام می‌گیرد، عملاً می‌توان افت را با توان اول شدت جریان متناسب دانست:

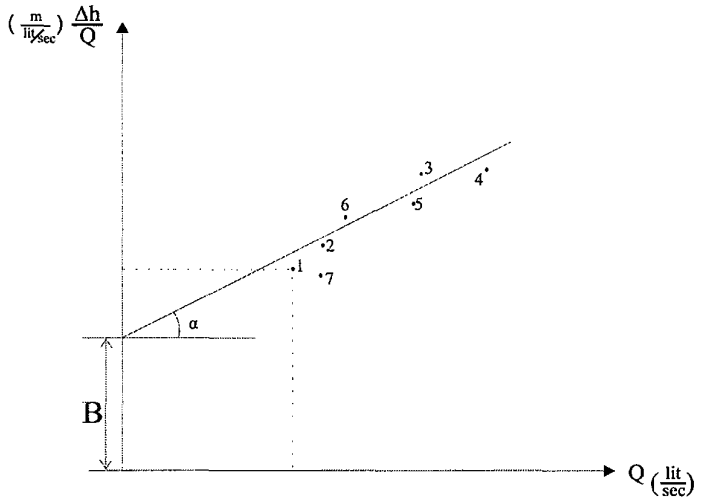
$$Q = K.A\frac{dh}{dl} \quad , \quad Q \sim dh$$
$$\Delta h_2 = BQ \qquad (۳-۵)$$

پس افت کلی چاه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\Delta h = \Delta h_1 + \Delta h_2 \;\; = BQ + CQ^2 \quad \Rightarrow \quad \frac{\Delta h}{Q} = B + CQ \qquad (۴-۵)$$

بنابراین اگر ضرایب B و C در دست باشند، با معلوم بودن ماکزیمم شدت جریان پمپاژ (Q_{max}) می‌توان افت سطح آب در چاه را نسبت به سطح اولیه، به آسانی محاسبه کرد.

از نتایج آزمایش پمپاژ پله‌ای می‌توان ضرایب B و C را تعیین نمود، به طوری که پس از خاتمه آزمایش برگشت پله‌ای، به کمک اطلاعات به دست آمده، در دستگاه $\frac{\Delta h}{Q}$ - Q ، هفت نقطه با مختصات Q_i و $\frac{\Delta h_i}{Q_i}$ مشخص می‌شود که از بین آن‌ها بهترین خط ممکن را رسم می‌کنند. با رسم این خط ضرایب B و C به آسانی مشخص می‌شود (شکل ۵-۴).

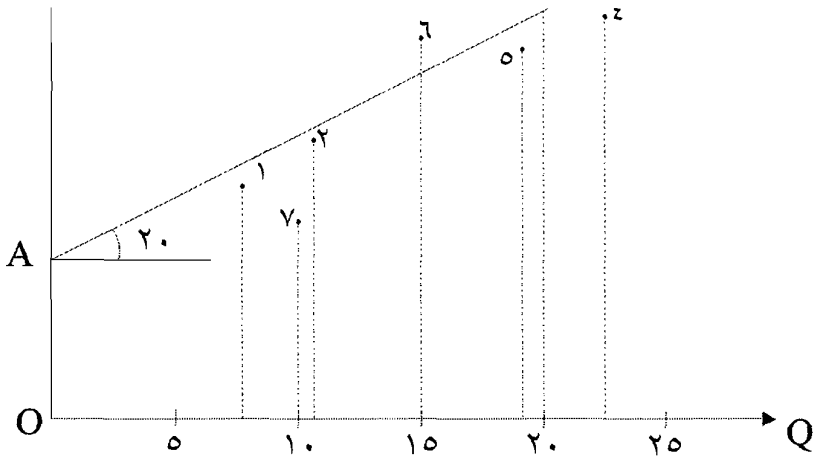


شکل (۵-۴). تعیین ضرائب افت چاه و افت سفره در پمپاژ پله‌ای

مثال (۵-۱): در یک آزمایش رفت و برگشت پله‌ای، منحنی حاصل مطابق شکل ۵-۵ است. طول $OA = 1.5\ cm$ است و می‌خواهیم چاه را با شدت جریان حداکثر $25\ ^{lit}/_{sec}$ پمپاژ کنیم. محور طول‌ها برحسب هر سانتی‌متر برابر $1\ ^{lit}/_{sec}$ و محور عرض‌ها بر حسب هر سانتی‌متر برابر $1\ ^{m}/_{lit/sec}$ مندرج شده است. حداکثر افت سطح آب را محاسبه کنید.

$$B = 1.5\ ^{m}/_{lit/sec} \qquad , C = \tan 20$$

$$\Delta h = BQ + CQ^2 \quad \Rightarrow \quad \Delta h = ((1.5)(25) + (\tan 20)(25)^2$$



شکل (۵-۵). نتایج مربوط به آزمایش رفت و برگشت پله‌ای برای تعیین ضرایب افت چاه

آزمایش پمپاژ گروهی

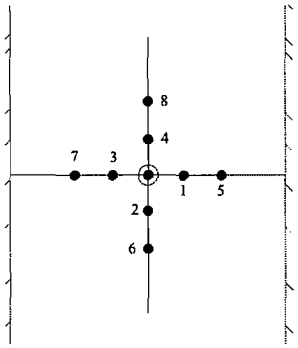
در آزمایش پمپاژ گروهی، یک چاه مرکزی با دبی ثابتی پمپاژ می‌شود و مقدار افت در چاه‌های پیزومتری اطراف آن نظارت می‌شود. فاصله‌های زمانی اندازه‌گیری سطح آب به هنگام آزمایش پمپاژ به صورت جدول (۵-۲) است:

جدول (۵-۲)، فاصله‌های زمانی اندازه‌گیری سطح آب در آزمایش پمپاژ گروهی

زمان از شروع تا انتهای هر زمان	فاصله زمانی در حسب دقیقه	تعداد اندازه‌گیری
۰ – ۱۰	۱	۱۰
۱۰ – ۲۰	۲	۵
۲۰ – ۴۰	۵	۴
۴۰ – ۶۰	۱۰	۲
۶۰ – ۱۲۰	۱۵	۴
۱۲۰ – ۱۸۰	۳۰	۲
۱۸۰ – ۱۴۴۰	۶۰	۲۰
...	...	...

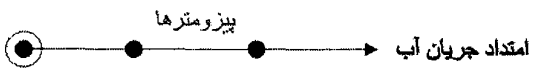
نحوه قرارگیری پیزومترها در اطراف چاه مرکزی

پیزومترها در اطراف چاه در حال پمپاژ می‌توانند با آرایش صلیبی (Cross configuration) قرار گیرند، خصوصاً در سازندهای سختی که شکستگی در اطراف چاه وجود دارد (شکل ۵-۶).



شکل (۵-۶)، آرایش صلیبی پیزومترها در اطراف یک چاه در حال پمپاژ

اگر وضعیت اقتصادی اجازه ندهد، یک ردیف پیزومتر در امتداد جریان آب حفر می‌شود (شکل ۵-۷).



شکل (۵-۷). آرایش خطی پیزومترها در آزمایش پمپاژ گروهی

فواصل این پیزومترها از یکدیگر به وضعیت سفره بستگی دارد. همانگونه که جدول(۵-۳) نشان می‌دهد، فواصل پیزومترها با نوع آبخانه و وضعیت هیدرولیکی سفره تغییر می‌کند.

جدول (۵-۳). انتخاب فواصل بر حسب متر و تعداد چاه‌های پیزومتری با توجه به نوع آبخانه و وضعیت هیدرولیکی آنها

وضعیت هیدرولوژی سفره	سفره تحت فشار			سفره آزاد		
	تعداد چاه‌های نظارتی			تعداد چاه‌های نظارتی		
	۱	۲	۳	۱	۲	۳
رسوبات شنی	۳ – ۵	۱۰ – ۱۵	------	۲ – ۳	۱۰ – ۱۲	------
متوسط، ریز و درشت	۵ – ۸	۲۰ – ۲۵	------	۳ - ۵	۵ – ۱۲	------
ذرات قلوه ای ریز	۸ – ۱۰	۱۵ – ۲۰	۳۰ – ۴۰	۴ – ۶	۱۰ – ۱۵	۲۰ – ۳۰
سنگ های شکاف دار با نفوذپذیری کم	۶ – ۸	۱۵ – ۲۰	۳۰ – ۴۰	۵ - ۷	۱۰ – ۱۵	۲۰ – ۳۰
سنگ های سخت شکاف دار با نفوذپذیری بالا	۱۵ – ۲۰	۴۰ – ۵۰	۸۰ – ۱۰۰	۱۰ – ۱۵	۲۰ – ۳۰	۴۰ - ۶۰

تعیین معادلات جریان آب به سمت چاه در حال پمپاژ

معادلات جریان آب به سمت یک چاه در حال پمپاژ در دو وضعیت جریان پایا و جریان ناپایا متفاوت می‌باشند. معیار جریان پایا $u = \frac{r^2.S}{4T.t} < 0.05$ می‌باشد.

که در آن:

u = معیار جریان پایا و ناپایا

S = ضریب مخزن در سفره آب تحت فشار

T = ضریب انتقال

t = زمان پمپاژ

r = فاصله پیزومتر تا چاه در حال پمپاژ یا شعاع چاه در حال پمپاژ

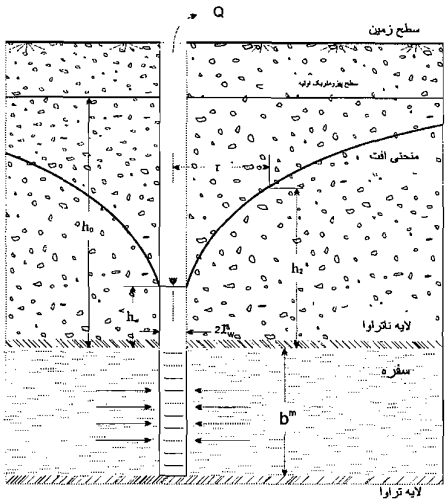
داشتیم اگر $u = \frac{r^2}{4a.t} < 0.05$ باشد، جریان پایا است. پس فرمول‌های دوپوئی در مورد هیدرولیک چاه‌ها به کار می‌رود. فرض‌هایی که باید جهت بیان فرمول‌های دوپوئی بیان گردد، به قرار زیرند:

- وضعیت جریان پایا باشد. یعنی با برداشت آب از سفره، سفره تغذیه شود و میزان تخلیه از سفره جبران گردد.
- آب و مواد سنگی آبخانه تراکم ناپذیر باشند.
- سطح هم فشار افقی، مولفه افقی سرعت تمام خطوط جریان مایع در تمام نقاط یک سطح قائم یکسان باشد.
- مولفه قائم سرعت جریان نسبت به مولفه افقی سرعت قابل چشم پوشی باشد.
- محیط جریان مایع، هموژن و ایزوتروپ باشد.

جریان شعاعی دائم به طرف چاه در حال پمپاژ

وقتی که از درون یک چاه پمپاژ می‌شود، آب از اطراف سفره به طرف آن حرکت می‌کند و بسته به نوع سفره، سطح آب زیرزمینی و یا سطح پیزومتریک پایین می‌رود. مقدار افت در هر نقطه عبارت است از تفاوت ارتفاع سطح آب و یا سطح پیزومتریک در آن نقطه، قبل و بعد از پمپاژ.

شکل (۵-۸)، منحنی تغییرات افت را نسبت به فاصله از چاه نشان می‌دهد. در دستگاه سه بعدی، منحنی افت به صورت مخروطی است که آن را به نام مخروط تاثیر می‌نامند و حد خارجی این مخروط به نام منطقه تاثیر چاه نامیده می‌شود.



شکل (۵-۸). جریان شعاعی دائم به طرف چاه حفر شده در یک سفره محبوس وسیع

حال مشخصات این جریان در مورد سفره‌های آزاد و محبوس بررسی می‌گردد.

سفره محبوس

برای تعیین معادلات حرکت در این مورد، از قانون دارسی استفاده می‌گردد. در این حالت، جریان دو بعدی و سفره ایزوتروپ و متجانس فرض شده است.

به علت اینکه جریان در همه جا افقی است، فرضیات دوپویی را می‌توان بدون ارتکاب خطای قابل ملاحظه‌ای به کار گرفت. شدت جریان Q برای جریان دائم شعاعی، در نقطه‌ای به فاصله r از مرکز چاه عبارت خواهد بود با:

$$Q = A.V = 2\pi.r.b.K\frac{dh}{dr} \qquad (۵-۵)$$

که در آن:

b = ضخامت سفره،

K = ضریب نفوذپذیری یا هدایت هیدرولیکی سفره است.

حال متغیرها را جدا کرده و آنگاه انتگرال‌گیری صورت می‌گیرد:

$$Q\frac{dr}{r} = 2\pi.b.K.dh \Rightarrow Q\int\frac{dr}{r} = 2\pi.b.K\int dh \qquad (۶-۵)$$

و یا :

$$Q \ln r = 2\pi.b.K.h + C \qquad (۷-۵)$$

و با استفاده از شرایط حدی $\begin{vmatrix} r_1 = r \\ h_1 = h \end{vmatrix}$ و $\begin{vmatrix} r_2 = r_w \\ h_2 = h_w \end{vmatrix}$ خواهیم داشت:

$$Q = 2\pi\, bK \frac{h - h_w}{ln(\frac{r}{r_w})} \qquad (۸-۵)$$

و یا:

$$h - h_w = \frac{Q}{2\pi\, bK} ln(\frac{r}{r_w}) \qquad (۹-۵)$$

رابطه ۵-۹ بیانگر منحنی افت سطح آب است.

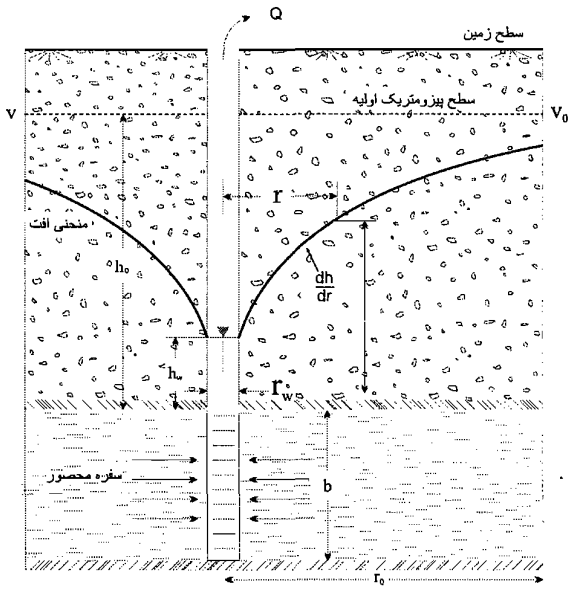
اگر سفره آب محدود و به عنوان مثال، سفره موجود در یک جزیره باشد، شعاع تاثیر آن نیز محدود و برابر r_0 است. در چنین حالتی با استفاده از شرایط حدی $\begin{vmatrix} r_1 = r_0 \\ h_1 = h_0 \end{vmatrix}$ و $\begin{vmatrix} r_2 = r_w \\ h_2 = h_w \end{vmatrix}$ خواهیم داشت:

$$Q = 2\pi\, bK \frac{h_0 - h_w}{ln(\frac{r_0}{r_w})} \qquad (۱۰-۵)$$

و یا:

$$h_0 - h_w = \frac{Q}{2\pi\, bK} ln(\frac{r_0}{r_w}) \qquad (۱۱-۵)$$

رابطه ۵-۹ به نام معادله تیم (Thiem) معروف است و برای محاسبه ضریب نفوذپذیری آبخانه به کمک چاه‌های در حال پمپاژ به کار می‌رود.



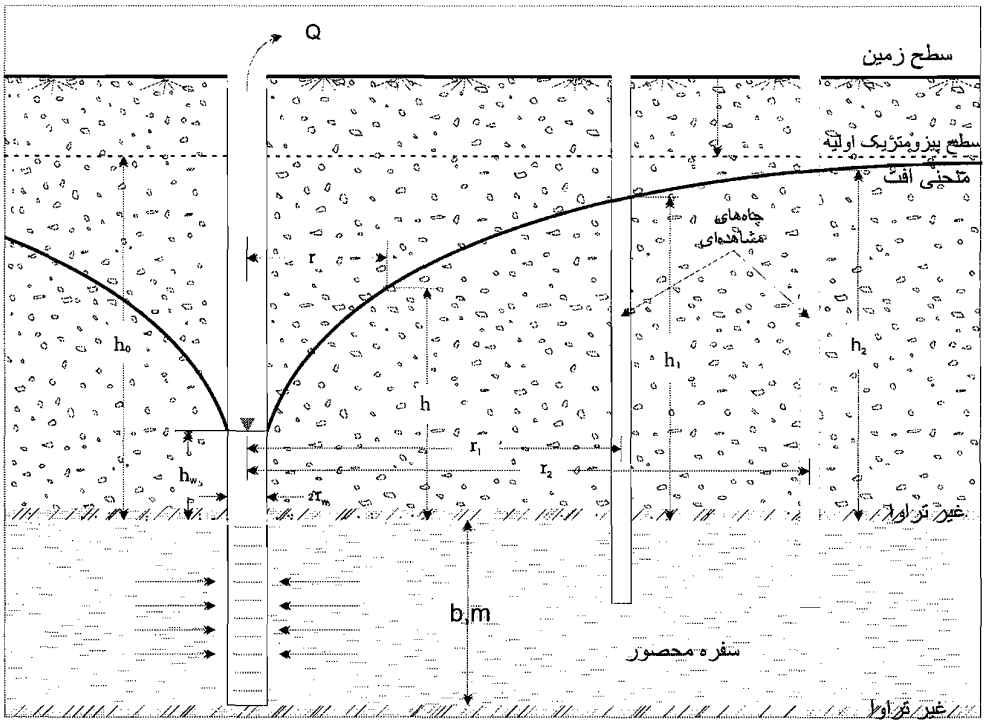
شکل (۵-۹). تعیین معادله جریان آب به طرف چاه در حال پمپاژ در یک سفره محبوس در وضعیت جریان شعاعی دائم

اگر ارتفاع سطح آب در دو چاه مشاهده‌ای که به فواصل r_1 ، r_2 از چاه در حال پمپاژ قرار دارند، h_1 ، h_2 باشند (شکل ۵-۱۰)، به کمک رابطه ۵-۹ ضریب نفوذپذیری یا ضریب انتقال سفره به شرح زیر حاصل خواهد شد:

$$T = K.b = \frac{Q}{2\pi\ (h_2 - h_1)} \ln(\frac{r_2}{r_1}) \qquad (۱۲-۵)$$

برای استفاده از رابطه ۵-۱۲، پمپاژ باید به حالت یکنواخت و در مدت زمان مناسب قرار گیرد تا یک حالت ماندگار و پایا در وضعیت جریان به وجود آید و پائین رفتن سطح آب در چاه به زمان، کوچک و قابل صرف نظر کردن باشد.

دو چاه مشاهده‌ای که برای این منظور به کار می‌روند باید به اندازه کافی به چاه نزدیک باشند تا بتوان اثر افت را در آنها مشاهده کرد و مقدار آن را اندازه گرفت.



شکل (۵-۱۰). تعیین معادله جریان آب به طرف چاه، به کمک دو پیزومتر، در یک سفره محبوس در وضعیت جریان شعاعی دائم

سفره آزاد

با استفاده از فرضیات دوپویی - فورشهایمر، می‌توان برای جریان شعاعی دائم به چاه در مورد سفره آزاد نیز فرمول‌هایی به دست آورد.

مطابق شکل ۵-۱۱، فرض می‌کنیم چاهی کاملاً به داخل سفره آزاد نفوذ کرده باشد. شدت جریان آب به طرف چاه در فاصله r براساس رابطه دارسی برابر خواهد بود با:

$$Q = A.V = 2\pi.r.h.K\frac{dh}{dr} \qquad (۱۳-۵)$$

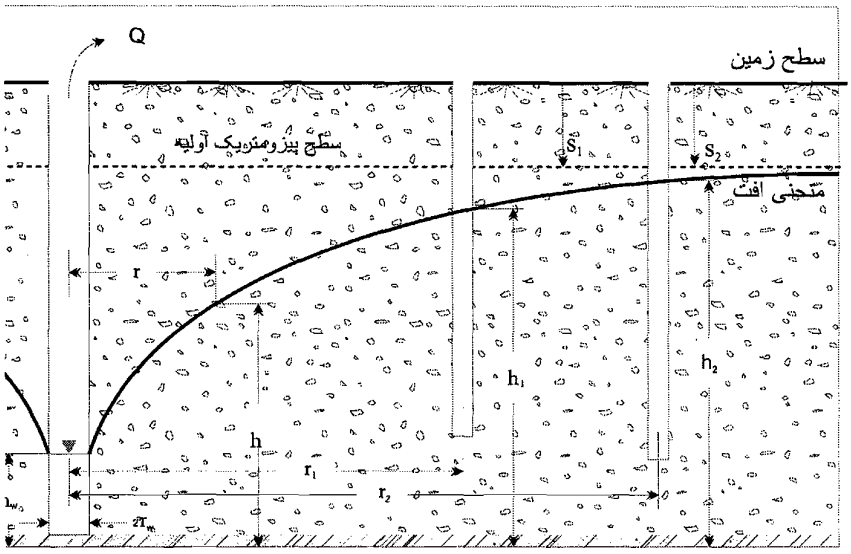
و یا :

$$Q\int_{r_w}^{r}\frac{dr}{r} = 2\pi K\int_{h_w}^{h} h\,dh \Rightarrow \quad Q = \pi K\frac{h^2 - h_w^2}{\ln(\frac{r}{r_w})} \qquad (۱۴-۵)$$

اگر این رابطه را در دو حد $\left|\begin{matrix} r_1 \\ h_1 \end{matrix}\right.$ و $\left|\begin{matrix} r_2 \\ h_2 \end{matrix}\right.$ انتگرال‌گیری کنیم، خواهیم داشت:

$$Q = \pi K \frac{h_2^{\,2} - h_1^2}{ln(\frac{r_2}{r_1})} \qquad (۱۵-۵)$$

که h_1 و h_2 به ترتیب ارتفاع سطح ایستابی در دو چاه مشاهده‌ای که به فواصل r_1 و r_2 از چاه در حال پمپاژ قرار دارند، می‌باشند.



شکل (۵-۱۱). تعیین معادله جریان آب به طرف چاه، به کمک دو پیزومتر، در یک سفره آزاد در وضعیت جریان شعاعی دائم

عبارت $h_2^{\,2} - h_1^2$ را می‌توان به صورت دیگری نیز نوشت:

$$h_2^{\,2} - h_1^2 = 2(h_2 - h_1)(\frac{h_2 + h_1}{2}) = 2(h_2 - h_1)h_m \qquad (۱۶-۵)$$

که در آن h_m میانگین ارتفاع سطح ایستابی در فاصله r_1 تا r_2 است.

بنابراین ضریب انتقال متوسط سفره از رابطه ۵-۱۷ به دست می‌آید:

$$T_m = K.h_m = K\frac{h_2 + h_1}{2} \qquad (۱۷-۵)$$

پس رابطه ۵-۱۵ به صورت زیر در می آید:

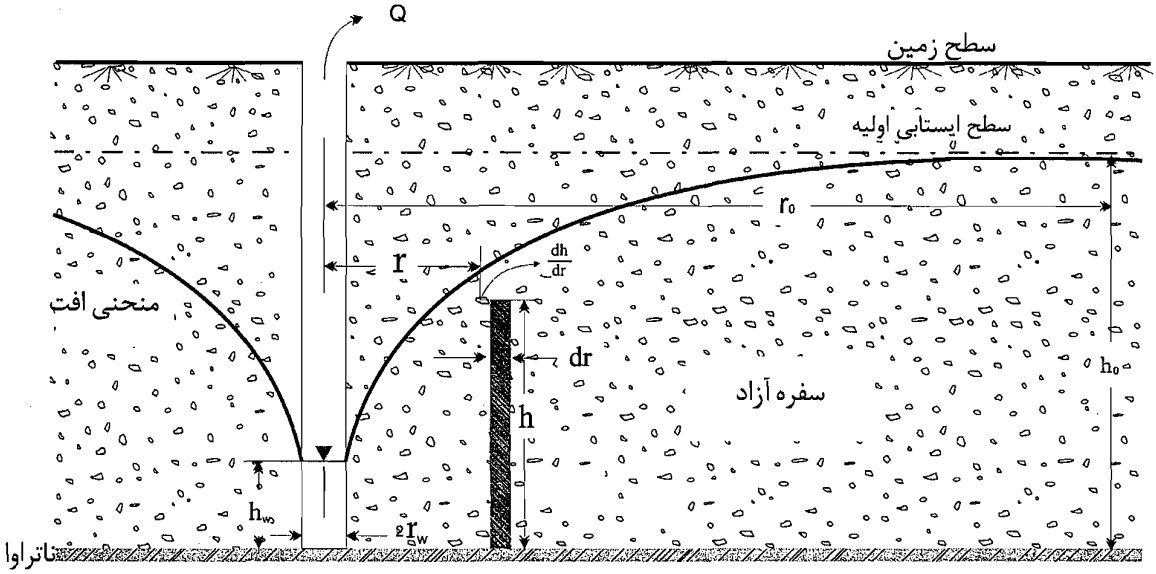
$$Q = \frac{2\pi (h_2 - h_1).T_m}{ln(\frac{r_2}{r_1})} \qquad (۱۸-۵)$$

از آنجا که در حوالی چاه، مولفه قائم جریان قابل توجه است، لذا رابطه ۵-۱۸ قادر نیست منحنی افت حقیقی را در اطراف چاه مشخص سازد. با وجود این، رابطه مزبور برای محاسبه شدت جریان Q مناسب است.

در عمل تعیین شعاع تاثیر r_0 انتخابی و دلخواه است، زیرا تغییرات Q نسبت به تغییرات r_0 بسیار ناچیز است. معمولاً r_0 بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ متر در نظر گرفته می‌شود.

اگر سفره آزاد محدود در نظر گرفته شود، می‌توان شعاع تاثیر چاه را به دست آورد، یعنی با انتخاب حدود $\left| \begin{matrix} r_2 = r_0 \\ h_2 = h_0 \end{matrix} \right.$ و $\left| \begin{matrix} r_1 = r_w \\ h_1 = h_w \end{matrix} \right.$ بر اساس شکل ۵-۱۲ خواهیم داشت:

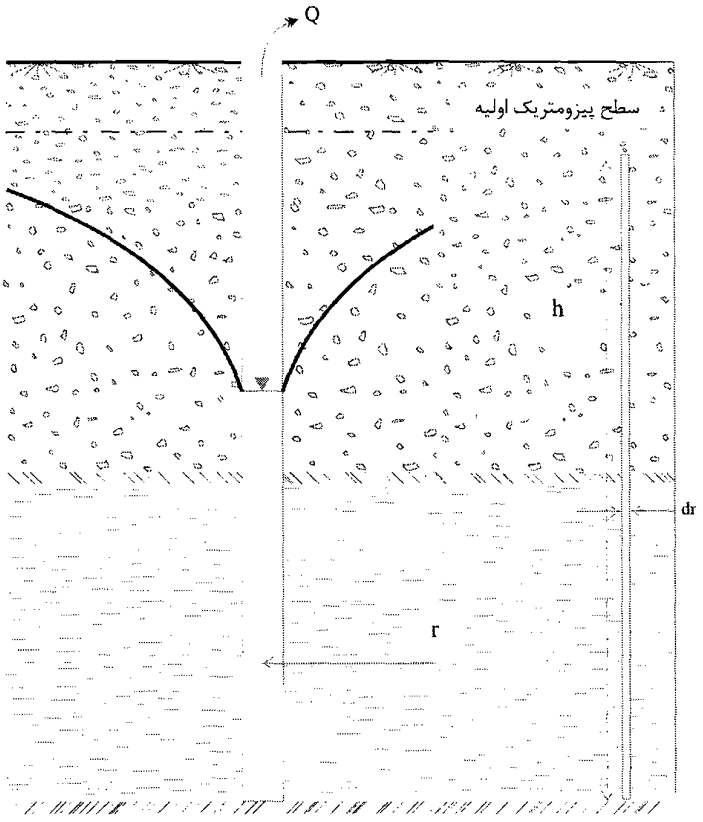
$$Q = \pi K \frac{h_0^2 - h_w^2}{ln(\frac{r_0}{r_w})} \qquad (۱۹-۵)$$



شکل (۵-۱۲). تعیین شعاع تأثیر چاه، در یک سفره آزاد در وضعیت جریان شعاعی دائم

جریان شعاعی غیر دائم به طرف چاه در حال پمپاژ

چاهی را در نظر می‌گیریم که به داخل یک سفره وسیع نفوذ کرده باشد، حال اگر چاه را مورد پمپاژ قرار دهیم، ممکن است در ادامه پمپاژ، سطح ایستابی و یا سطح پیزومتریک به مرور زمان پایین رود و این امر در شدت جریان چاه تاثیر دارد. یعنی جریان دائم به طرف چاه وجود نخواهد داشت. بنابراین روابطی که در مورد جریان شعاعی دائم وجود داشت به علت عدم توجه به زمان در مورد جریان غیر دائم (رژیم ناپایا) کاربردی نخواهد داشت. بنابراین باید روابط جدیدی مطرح شوند که در آن‌ها عوامل زمان، فاصله و ویژگی‌های سفره همانند ضریب مخزن و ضریب انتقال آب وجود داشته باشد. فرض کنید که مطابق شکل ۵-۱۳، در اثر آبکشی، جریان غیر دائم به طرف چاه برقرار است.



شکل (۵-۱۳). جریان شعاعی غیر دائم به طرف چاه

از آنجایی که ضریب مخزن حجم آبی است که در اثر پایین افتادن واحد سطح آب یا سطح پیزومتریک از واحد سطح سفره خارج می‌شود، لذا آهنگ خروج آب از سفره نسبت به زمان را می‌توان به فرم زیر نوشت:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial h}{\partial t} .S.A \qquad (۲۰-۵)$$

که در آن:

V = حجم آبی است که از سطح A از سفره جدا می شود،

h = ارتفاع سطح پیزومتریک یا سطح ایستابی نسبت به مرز پایین سفره،

S = ضریب مخزن،

t = عامل زمان،

A = سطح سفره که در آنجا $\frac{\partial h}{\partial t}$ تاثیر داشته است،

وجود علامت منفی در رابطه بالا به دلیل عامل $\frac{\partial h}{\partial t}$ می‌باشد که خود منفی است. به عبارت دیگر با گذشت زمان $\frac{\partial h}{\partial t}$ کاهش می‌یابد.

در مورد یک سطح حلقوی از سفره به ضخامت dr و فاصله r از محور چاه در حال پمپاژ، حجم آبی که در واحد زمان عبور می‌کند با توجه به رابطه (۵-۲۰) به قرار زیر است:

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial h}{\partial t}.S.2\pi.r.dr \qquad (۲۱-۵)$$

آهنگ آزاد شدن حجم آب از سفره، برابر افزایش شدت جریان آب q از سطح حلقوی بیان شده می‌باشد. اگر آهنگ افزایش q را به صورت $-\frac{\partial q}{\partial r}$ نشان دهیم، بنابراین آهنگ خروج آب از سفره به قرار زیر خواهد بود:

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial r}.dr \qquad (۲۲-۵)$$

وجود علامت منفی به این دلیل است که q با کاهش r افزایش می‌یابد.

با مساوی قرار دادن رابطه (۵-۲۱) و رابطه (۵-۲۲) خواهیم داشت:

$$-\frac{\partial q}{\partial r}.dr = -\frac{\partial h}{\partial t}.S.2\pi.r.dr \qquad (۲۳-۵)$$

و یا:

$$\frac{dq}{dr} = \frac{dh}{dt}.2\pi.r.S \qquad (۲۴-۵)$$

در مورد سفره‌های محبوس، شدت جریان q بر اساس رابطه دارسی را به صورت زیر داشتیم:

$$q = 2\pi.r.K.b\frac{\partial h}{\partial r}$$

و یا:

$$q = 2\pi.r.T\frac{\partial h}{\partial r} \qquad (۲۵-۵)$$

که در آن:

T = ضریب انتقال سفره

اگر از رابطه (۵-۲۵) نسبت به r مشتق بگیریم، خواهیم داشت:

$$\frac{\partial q}{\partial r} = 2\pi.T\frac{\partial\left(r\frac{\partial h}{\partial r}\right)}{\partial r} \qquad (۲۶-۵)$$

و یا :

$$\frac{\partial q}{\partial r} = 2\pi.T\left(\frac{\partial h}{\partial r} + r\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}\right) \qquad (۲۷-۵)$$

از مساوی قرار دادن دو رابطه (۵-۲۴) و (۵-۲۷) خواهیم داشت:

$$2\pi.S.r\frac{\partial h}{\partial t} = 2\pi.T\left(\frac{\partial h}{\partial r} + r\frac{\partial^2 h}{\partial r^2}\right) \qquad (۲۸-۵)$$

این رابطه را به فرم زیر هم می‌توان ساده کرد:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T}\times\frac{\partial h}{\partial t} \qquad (۲۹-۵)$$

رابطه (۵-۲۹) رابطه اساسی جریان غیر دائم آب به سمت چاه می‌باشد. این رابطه در مورد سفره‌های محبوس دقیقاً صادق است. درمورد سفره‌های آزاد، اگر میزان افت سطح ایستابی در حوالی چاه، در مقایسه با ضخامت سفره ناچیز باشد، ضریب انتقال T را می‌توان عملاً ثابت فرض کرد و رابطه (۵-۲۹) را برای سفره‌های آزاد نیز به کار برد.

حال چگونگی استفاده از رابطه (۵-۲۹) را برای تعیین میزان افت سطح ایستابی در سفره‌های آزاد و سطح پیزومتریک در مورد سفره‌های محبوس بیان می‌کنیم.

جریان ناپایا (غیر دائم) در سفره محبوس

برای حل معادله دیفرانسیل (۵-۲۹) کوشش‌های زیادی به کار رفته که مشهورترین آن‌ها، راه حل تایس است. رابطه تایس به قرار زیر است:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T}\int_u^{\infty}\frac{e^{-u}}{u}du \qquad (۵-۳۰)$$

که متغیر جدید u به صورت زیر تعریف می‌گردد:

$$u = \frac{r^2.S}{4T.t} \qquad (۵-۳۱)$$

در رابطه (۵-۳۰):

Q = شدت جریان آبکشی،

T = ضریب انتقال سفره که به صورت $T = b.K$ بیان می‌گردد،

t = مدت زمان آبکشی،

r = فاصله نقطه مورد نظر تا محور چاه،

S = ضریب مخزن،

h_0 = ارتفاع سطح پیزومتریک اولیه نسبت به سطح مبنای دلخواه،

h = ارتفاع سطح پیزومتریک پس از زمان t آبکشی در نقطه‌ای به فاصله r از محور چاه

انتگرال رابطه (۵-۳۰) را به طور مستقیم نمی‌توان محاسبه نمود و برای حل تقریبی آن می‌بایست e^{-u} را به صورت سری بسط داد و پس از آن، انتگرال را محاسبه کرد که نتیجه به قرار زیر خواهد بود:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T}\left(-0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2\times 2!} + \frac{u^3}{3\times 3!} - \frac{u^4}{4\times 4!} + \ldots\right) \qquad (۵-۳۲)$$

عبارت داخل پرانتز رابطه (۵-۳۲) را تابع چاه (Well Function) می‌نامند و با $W(u)$ نشان می‌دهند. بنابر این رابطه (۵-۳۲) را به صورت زیر می‌توان نوشت:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} W_{(u)} \qquad (۵-۳۳)$$

در اینجا u و $W_{(u)}$ بدون بعد فیزیکی‌اند.

برای سهولت محاسبه، اندازه $W_{(u)}$ به ازای مقادیر مختلف u محاسبه و در جدول (۵-۴) درج شده است.

بنابراین برای محاسبه افت سطح پیزومتریک در هر نقطه، می‌توان ابتدا به کمک رابطه (۵-۳۱) u را محاسبه کرد. به کمک جدول (۵-۴)، مقادیر نظیر $W_{(u)}$ را به دست آورده و سپس به کمک رابطه (۵-۳۳)، مقدار افت در هر نقطه محاسبه می‌گردد.

برای برقراری روش تایس همواره باید به موارد زیر توجه داشت:

- سفره همگن و یکنواخت باشد
- گسترش سفره نامحدود باشد
- قابلیت انتقال (T) از نظر زمانی و مکانی ثابت باشد
- قطر چاه بی‌اندازه کوچک باشد
- به ازای پمپاژ ثابت از مخزن در هر لحظه افت مشاهده شود و محدوده‌های سفره تحت فشار کاملاً غیر قابل نفوذ باشد.

جدول (۵-۴). رابطه u و $W(u)$

u	$10^{-15}\times u$	$10^{-14}\times u$	$10^{-13}\times u$	$10^{-12}\times u$	$10^{-11}\times u$	$10^{-10}\times u$	$10^{-9}\times u$	$10^{-8}\times u$	$10^{-7}\times u$	$10^{-6}\times u$	$10^{-5}\times u$	$10^{-4}\times u$	$10^{-3}\times u$	$10^{-2}\times u$	$10^{-1}\times u$	u
	$W(u)$															
۱	۳٤.۰	۳۱.۷	۲۹.٤	۲۷.۱	۲٤.۸	۲۲.٤	۲۰.۱	۱۷.۸	۱٥.٥	۱۳.۲	۱۰.۹	۸.٦۳	٦.۳۳	٤.۰٤	۱.۸۲	۰.۲۱۹
۱.۲	۳۳.۸	۳۱.٥	۲۹.۲	۲٦.۹	۲٤.٦	۲۲.۳	۲۰.۰	۱۷.۷	۱٥.٤	۱۳.۱	۱۰.۸	۸.٤٥	٦.۱٥	۳.۸٦	۱.٦٦	۰.۱٥۸
۱.٥	۳۳.٦	۳۱.۳	۲۹.۰	۲٦.٦	۲٤.۳	۲۲.۰	۱۹.۷	۱۷.٤	۱٥.۱	۱۲.۸	۱۰.٥	۸.۲۳	٥.۹۳	۳.٦٤	۱.٤٦	۰.۱۰۰
۲	۳۳.۳	۳۱.۰	۲۸.۷	۲٦.٤	۲٤.۱	۲۱.۸	۱۹.٥	۱۷.۲	۱٤.۸	۱۲.٥	۱۰.۲	۷.۹٤	5.64	3.35	1.22	0.0489
2.2	33.2	30.9	28.6	26.3	24.0	21.7	19.4	17.1	14.8	12.4	10.1	7.84	5.54	3.26	1.15	0.0372
2.5	33.0	30.7	28.4	26.1	23.8	21.5	19.2	16.9	14.6	12.3	10.0	7.72	5.42	3.14	1.04	0.0249
3	32.9	30.6	28.3	26.0	23.7	21.3	19.0	16.7	14.4	12.1	9.84	7.53	5.23	2.96	0.906	0.0130
3.2	32.8	30.5	28.2	25.9	23.6	21.3	19.0	16.7	14.4	12.1	9.77	7.47	5.17	2.90	0.858	0.0101
3.5	32.7	30.4	28.1	25.8	23.5	21.2	18.9	16.6	14.3	12.0	9.68	7.38	5.08	2.81	0.794	0.00697
4	32.6	30.3	28.0	25.7	23.4	21.1	18.8	16.5	14.2	11.9	9.55	7.25	4.95	2.68	0.702	0.00378
4.2	32.5	30.2	27.9	25.6	23.3	21.0	18.7	16.4	14.1	11.8	9.50	7.20	4.90	2.63	0.670	0.00300
4.5	32.5	30.2	27.9	25.5	23.2	20.9	18.6	16.3	14.0	11.7	9.43	7.13	4.83	2.57	0.625	0.00207
5	32.4	30.0	27.7	25.3	23.1	20.8	18.5	16.2	13.9	11.6	9.43	7.02	4.73	2.47	0.560	0.00115
5.2	32.3	30.0	27.7	25.4	23.1	20.8	18.5	16.2	13.9	11.6	9.29	6.98	4.69	2.43	0.536	0.000909
5.5	32.3	30.0	27.7	25.3	23.0	20.7	18.4	16.1	13.8	11.5	9.23	6.93	4.63	2.38	0.503	0.000641
6	32.2	29.9	27.6	25.3	23.0	20.7	18.4	16.1	13.7	11.40	9.14	6.84	4.54	2.30	0.454	0.000360
6.2	32.1	29.8	27.5	25.2	22.9	20.6	18.3	16.0	13.7	11.4	9.11	6.81	4.51	2.26	0.437	0.000286
6.5	32.1	29.8	27.5	25.2	22.9	20.6	18.3	16.0	13.7	11.4	9.06	6.76	4.47	2.22	0.411	0.000203
7	32.0	29.7	27.4	25.1	22.8	20.5	18.2	15.9	13.6	11.3	8.99	6.69	4.39	2.15	0.374	0.000115
7.2	32.0	29.7	27.4	25.1	22.8	20.5	18.2	15.9	13.6	11.3	8.96	6.66	4.36	2.12	0.360	0.0000922
7.5	32.0	29.6	27.3	25.0	22.7	20.4	18.1	15.8	13.5	11.2	8.92	6.62	4.32	2.09	0.340	0.0000658
8	31.9	29.6	27.3	25.0	22.7	20.4	18.1	15.8	13.5	11.2	8.86	6.55	4.26	2.03	0.311	0.0000377
8.2	31.9	29.6	27.3	24.9	22.6	20.3	18.0	15.7	13.4	11.1	8.83	6.53	4.23	2.0	0.300	0.0000301
8.5	31.8	29.5	27.2	24.9	22.6	20.3	18.0	15.7	13.4	11.1	8.80	6.49	4.20	1.97	0.284	0.0000216
9	31.8	29.5	27.2	24.9	22.6	20.3	17.9	15.6	13.3	11.0	8.74	6.44	4.14	1.92	0.260	0.0000124
9.2	31.7	29.4	27.1	24.8	22.5	20.2	17.9	15.6	13.3	11.0	8.72	6.41	4.12	1.90	0.251	0.00000999
9.5	31.7	29.4	27.1	24.8	22.5	20.2	17.9	15.6	13.3	11.0	8.68	6.38	4.09	1.87	0.239	0.00000718
10	31.7	29.4	27.1	24.8	22.4	20.1	17.8	15.5	13.2	10.9	8.63	6.33	4.04	1.82	0.219	

در مواردی که u کوچک می‌باشد، جاکوب (Jacob) و کوپر (Copper) در سال ۱۹۶۴ راه حل ساده‌تری ارائه دادند.

در این راه حل گفته شده که اگر $u<0.01$ باشد، با تقریب کافی می‌توان به دو جمله اول داخل پرانتز در رابطه (۵-۳۲) اکتفا کرد، بنابر این:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}\left(-0.5772 - \ln\frac{r^2.S}{4T.t}\right) \qquad (۵-۳۴)$$

از آنجا که $ln1.781 = 0.5772$ می‌باشد، لذا رابطه (۵-۳۴) را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi T}(ln\frac{4Tt}{r^2.S} - ln1.781)$$

و یا :

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi T}(ln\frac{2.25Tt}{r^2.S}) \qquad (۵-۳۵)$$

به کمک رابطه (۵-۳۵) می‌توان اندازه افت سطح پیزومتریک را به طور مستقیم محاسبه کرد.

جریان غیر دائم در سفره آزاد

در مورد سفره‌های آزاد چون سطح ایستابی به مرور پایین می‌رود و ضریب انتقال T نیز ثابت نمی‌ماند، بنابراین نمی‌توان از رابطه (۵-۲۹) استفاده کرد. از طرف دیگر در حوالی چاه، مولفه قائم جریان نیز قابل توجه است. بنابراین فرضیات دوپوئی ـ فورشهایمر نیز صادق نیست.

اگر میزان افت در مقایسه با ضخامت سفره اندک باشد، با تقریب عملی می‌توان راه حل تیس و جاکوب را برای سفره‌های آزاد نیز به کار برد.

در مورد افت‌های شدیدتر، راه حلی توسط بولتون ارائه شده است، مشروط برآنکه ارتفاع آب در چاه (h_w) از نصف ارتفاع اولیه آب (h_0) در آن کمتر نباشد.

رابطه بولتون به قرار زیر است:

$$h_0 - h = \frac{Q}{2\pi.K.h_0}(1+C_k)V_{(t',r')} \qquad (۳۶-۵)$$

که در آن:

$h_0 - h$: افت سطح ایستابی در فاصله r از محور چاه پس از زمان t،

h_0: ارتفاع سطح ایستابی اولیه،

K: ضریب نفوذپذیری سفره،

t', r': مشخصه‌هایی هستند که خود به صورت زیر تعریف می‌شوند:

$$t' = \frac{K.t}{S.h_0} \quad , \quad r' = \frac{r}{h_0} \qquad (۳۷-۵)$$

$V_{(t',r')}$: تابع چاه بولتون (Booltoon well function) نامیده می‌شود که اندازه آن به ازاء مقادیر مختلف t' و r' در جدول (۵-۵) درج شده است.

C_k: ضریب تصحیح که مقدار آن تابع t' است

- به ازای $0.05 \le t' \le 5$ مقدار آن بین ۰/۱۶ تا ۰/۳ تغییر می‌کند. قابل توجه است که اگر این ضریب صفر شود، خطای حاصله کمتر از ۶٪ است.

- به ازای مقادیر $t' \le 0.05$ ضریب C_k به عوامل گوناگونی وابسته است و این مقادیر کم t' فقط در مراحل اولیه پمپاژ وجود دارد، که در این مراحل ، محاسبه افت معمولاً مد نظر نیست.

جدول (۵-۵). مقادیر تابع چاه بولتون به ازاء مقادیر مختلف t' و r'

t' r'	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.006	0.007	0.008	0.009	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09
0.01	2.99	2.30	1.90	1.64	1.42	1.28	1.15	1.04	0.95	0.875	0.474	0.322	0.240	0.192	0.158	0.135	0.118	0.104
0.02	3.68	2.97	2.58	2.30	2.09	1.92	1.76	1.64	1.52	1.42	0.860	0.610	0.468	0.378	0.316	0.270	0.236	0.210
0.03	4.08	3.40	3.00	2.70	2.46	2.28	2.13	2.00	1.88	1.79	1.18	0.860	0.675	0.555	0.465	0.400	0.350	0.310
0.04	4.35	3.68	3.26	2.98	2.75	2.58	2.42	2.29	2.17	2.06	1.42	1.07	0.850	0.710	0.600	0.525	0.460	0.410
0.05	4.58	3.90	3.49	3.20	2.96	2.79	2.64	2.50	2.38	2.28	1.60	1.24	1.010	0.850	0.725	0.630	0.560	0.500
0.06	4.76	4.06	3.65	3.36	3.15	2.96	2.80	2.63	2.56	2.45	1.78	1.40	1.15	0.970	0.840	0.735	0.650	0.585
0.07	4.92	4.20	3.80	3.51	3.30	3.12	2.96	2.82	2.70	2.60	1.91	1.54	1.28	1.09	0.950	0.835	0.740	0.670
0.08	5.08	4.34	3.94	3.65	3.42	3.24	3.09	2.95	2.84	2.72	2.04	1.65	1.39	1.20	1.04	0.925	0.825	0.750
0.09	5.18	4.47	4.05	3.75	3.54	3.35	3.20	3.05	2.95	2.84	2.14	1.75	1.50	1.29	1.14	1.02	0.910	0.825
0.1	5.24	4.54	4.14	3.85	3.63	3.45	3.30	3.15	3.04	2.94	2.25	1.85	1.58	1.38	1.22	1.09	0.985	0.890
0.2	5.85	5.15	4.78	4.50	4.28	4.10	3.93	3.80	3.66	3.56	2.87	2.46	2.20	1.98	1.80	1.65	1.52	1.42
0.3	6.24	5.50	5.12	4.85	4.61	4.43	4.28	4.14	4.01	3.90	3.24	2.84	2.54	2.32	2.14	1.98	1.85	1.74
0.4	6.45	5.75	5.35	5.08	4.85	4.67	4.50	4.38	4.26	4.15	3.46	3.05	2.76	2.54	2.36	2.20	2.07	1.96
0.5	6.65	6.00	5.58	5.25	5.00	4.85	4.70	4.55	4.45	4.30	3.63	3.24	2.95	2.72	2.52	2.38	2.24	2.14
0.6	6.75	6.10	5.65	4.40	5.15	4.98	4.82	4.68	4.56	4.45	3.76	3.37	3.09	2.85	2.67	2.50	2.38	2.26
0.7	6.88	6.20	5.80	5.50	5.25	5.08	4.92	4.80	4.65	4.55	3.90	3.50	3.20	2.99	2.80	2.64	2.50	2.38
0.8	7.00	6.25	5.85	5.60	5.35	5.20	5.00	4.90	4.80	4.65	3.96	3.55	3.26	3.05	2.86	2.71	2.58	2.46
0.9	7.10	6.35	6.00	5.70	5.50	5.30	5.12	5.00	4.90	4.75	4.05	3.65	3.36	3.15	2.96	2.80	2.66	2.55
1	7.14	6.45	6.05	5.75	5.55	5.35	5.20	5.05	4.95	4.83	4.10	3.74	3.45	3.32	3.04	2.90	2.75	2.64
2	7.60	6.88	6.45	6.15	5.92	5.75	5.60	5.50	5.35	5.25	4.59	4.18	3.90	3.68	3.50	3.34	3.20	3.09
3	7.85	7.15	6.70	6.45	6.20	6.00	5.85	5.75	5.60	5.50	4.82	4.42	4.12	3.90	3.72	3.57	3.45	3.31
4	8.00	7.28	6.85	6.58	6.35	6.15	6.00	5.90	5.75	5.70	4.95	4.55	4.26	4.04	3.86	3.70	3.59	3.46
5	8.15	7.35	7.00	6.65	6.50	6.25	6.10	6.00	5.85	5.80	5.05	4.68	4.40	4.19	4.00	3.85	3.71	3.60
6	8.20	7.50	7.10	6.75	6.55	6.35	6.20	6.10	5.95	5.85	5.20	4.78	4.50	4.26	4.09	3.92	3.80	3.69
7	8.25	7.55	7.15	6.85	6.62	6.40	6.30	6.20	6.05	5.95	5.25	4.85	4.58	4.35	4.18	4.00	3.90	3.78
8	8.30	7.60	7.20	6.90	6.70	6.50	6.35	6.25	6.10	6.05	5.30	4.92	4.65	4.40	4.25	4.10	3.95	3.82
9	8.32	7.65	7.25	7.00	6.75	6.55	6.40	6.30	6.15	6.10	5.35	5.00	4.70	4.49	4.30	4.15	4.00	3.90
10	8.35	7.75	7.35	7.05	6.80	6.60	6.45	6.35	6.20	6.14	5.40	5.02	4.80	4.52	4.35	4.19	4.05	3.92

t' r'	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1	2	3	4	5
0.01	0.093	0.0430	0.0264	0.0180	0.0132	0.0100	0.0078	0.0062	0.0049	0.0040	0.0057	0.0015		
0.02	0.187	0.0865	0.0530	0.0365	0.0268	0.0205	0.0160	0.0125	0.0100	0.0081	0.00118	0.00020		
0..03	0.278	0.130	0.0800	0.0550	0.0405	0.0310	0.0240	0.0190	0.0150	0.0122	0.00184	0.00032		
0.04	0.368	0.174	0.107	0.0735	0.0540	0.0415	0.0322	0.0255	0.0202	0.0165	0.00244	0.00043		
0.05	0.450	0.215	0.133	0.0920	0.0675	0.0520	0.0400	0.0320	0.0255	0.0206	0.00305	0.00055		
0.06	0.530	0.257	0.160	0.110	0.0810	0.0610	0.0478	0.0380	0.0305	0.0250	0.00365	0.00065		
0.07	0.610	0.298	0.0186	0.130	0.0950	0.0725	0.0565	0.0450	0.0360	0.0292	0.00430	0.00078		
0.08	0.680	0.340	0.214	0.148	0.108	0.0825	0.0645	0.0510	0.0412	0.0336	0.00500	0.00090		
0.09	0.750	0.378	0.236	0.164	0.122	0.0930	0.0730	0.0585	0.0470	0.0380	0.00570	0.00105		
0..1	0.815	0.415	0.260	0.180	0.134	0.103	0.0805	0.0640	0.0515	0.0420	0.00635	0.00118		
0.2	1.32	0.750	0.500	0.359	0.268	0.208	0.165	0.132	0.107	0.0880	0.0145	0.00278		
0.3	1.64	1.02	0.700	0.515	0.392	0.308	0.246	0.200	0.164	0.135	0.0238	0.00490		
0.4	1.86	1.22	0.870	0.650	0.510	0.405	0.328	0.268	0.220	0.182	0.0350	0.00750	0.00160	0.00038
0.5	2.03	1.37	1.00	0.770	0.610	0.490	0.400	0.330	0.275	0.230	0.0450	0.0104	0.00240	0.00056
0.6	2.16	1.49	1.12	0.875	0.700	0.570	0..468	0.390	0.325	0.276	0.0580	0.0138	0.00320	0.00080
0.7	2.28	1.60	1.22	0.965	0.775	0.640	0.525	0.445	0..375	0.320	0.0715	0.0175	0.00425	0.00108
0.8	2.36	1.69	1.30	1.04	0.850	0.715	0.600	0.500	0.425	0.364	0.0840	0.0212	0.00525	0.00140
0.9	2.45	1.75	1.38	1.11	0.920	0.775	0.650	0.550	0.475	0.404	0.0980	0.0260	0.00630	0.00165
1	2.54	1.85	1.45	1.18	0.975	0.825	0.700	0.595	0.510	0.444	0..113	0.0310	0.00840	0.00235
2	2.97	2.29	1.88	1.60	1.38	1.22	1.07	0.950	0.840	0.750	0.259	0.0950	0.0330	0.0115
3	3.20	2.50	2.10	1.82	1.60	1.42	1.28	1.15	1.05	0.960	0.388	0.165	0.0700	0.0275
4	3.36	2.66	2.25	1.97	1.75	1.58	1.42	1.30	1.20	1.10	0.495	0.235	0.112	0.0535
5	3.49	2.78	2.38	2.09	1.87	1.69	1.54	1.42	1.30	1.21	0.580	0.300	0.150	0.0715
6	3.59	2.90	2.47	2.18	1.95	1.78	1.65	1.52	1.40	1.30	0.660	0.360	0.195	0.0990
7	3.66	2.96	2.55	2.25	2.04	1.85	1.70	1.58	1.48	1.38	0.730	0.415	0.230	0.125
8	3.74	3.00	2.60	2.32	2.11	1.94	1.79	1.66	1.55	1.44	0.790	0.465	0.272	0.155
9	3.80	3.09	2.67	2.39	2.17	2.00	1.85	1.72	1.60	1.50	0.850	0.515	0.307	0.182
10	3.84	3.12	2.74	2.45	2.24	2.05	1.90	1.77	1.65	1.55	0.890	0.550	0.340	0.210

- به ازای مقادیر $t' \geq 5$، ضریب C_k تابعی از r′ است و اندازه آن را به ازای مقادیر مختلف r′ به صورت جداولی مانند جدول (۵-۶) در دسترس است.

جدول (۵-۶). رابطه C_k و r′

r′	۰/۰۳	۰/۰٤	۰/۰٦	۰/۰۸	۰/۱	۰/۲	۰/٤	۰/٦	۰/۸	۱	۲	٤
C_k	-۰/۲۷	-۰/۲٤	-۰/۱۹	۰/۱٦	-۰/۱۳	-۰/۰٥	۰/۰۲	۰/۰٥	۰/۰٥	۰/۰٥	۰/۰۳	۰

به ازای مقادیر $t' \geq 5$، ارتفاع آب در چاه از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$h_w^2 = h_0^2 - \frac{Q}{\pi.K} ln(1.5\sqrt{\frac{K.t}{S.r_w}}) \qquad (۳۸-۵)$$

همچنین با ازای مقادیر $5 \leq t' \leq 0.05$، برای یافتن ارتفاع آب در چاه می توان رابطه زیر را به کار برد:

$$h_w = h_0 - \frac{Q}{2\pi K h_0}\left(m + \frac{h_0}{r_w}\right) \qquad (۳۹-۵)$$

که در این روابط:

r_w = شعاع چاه،

m = ضریبی است که خود تابع t′ است و اندازه آن به ازای مقادیر مختلف t′ از جدولی مشابه جدول ۵-۷ به دست می‌آید:

جدول (۵-۷). رابطه بین t′ و m

$t' = \frac{Kt}{S.h}$	۰/۰٥	۰/۲	۱	٥
m	-۰/۰٤۳	۰/۰۸۷	۰/٥۱۲	۱/۲۸۸

به ازای $t' \leq 0.05$، معمولاً در عمل اهمیتی ندارد و در اینگونه مواقع می‌توان از رابطه ۵-۳۶ برای یافتن h_w استفاده کرد.

تعیین ضرایب هیدرودینامیکی سفره‌ها به کمک پمپاژ چاه‌ها

با پمپاژ از یک چاه و مطالعه تغییرات سطح پیزومتریک یا ایستابی در یک چاه مشاهده‌ای، ضرایب هیدرودینامیکی سفره (S,T) را می‌توان به دست آورد.

در تمام آزمایش‌های پمپاژ، فرضیات زیر در نظر گرفته می‌شود:

- سفره متجانس و ایزوتروپ و گسترش افقی آن بی‌نهایت است
- جریان آب در سفره همه جا افقی است (فرضیات دوپوئی _ فورشهایمر)
- حرکت آب در مخزن، بلافاصله پس از سقوط سطح پیزومتریک انجام می‌گیرد
- در داخل سفره، جریانی جز جریان ناشی از پمپاژ چاه وجود ندارد
- چاه با شدت جریان ثابتی پمپاژ می‌شود
- چاه در تمام ضخامت سفره نفوذ کرده و لوله جداری آن در تمام طول لایه آبده سفره مشبک شده است

بسته به نوع سفره و نوع جریان، روش محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی سفره متفاوت بوده، که در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرند:

تعیین ضرایب هیدرودینامیکی در مورد سفره‌های محبوس

وضعیت جریان پایا

در وضعیت جریان پایا در سفره‌های محبوس می‌توان بر اساس رابطه تیم، ضریب T را محاسبه نمود، یعنی:

$$T = K.b = \frac{Q}{2\pi\ (h_2 - h_1)} ln(\frac{r_2}{r_1}) \qquad (۴۰-۵)$$

که در آن h_1 و h_2، به ترتیب ارتفاع سطح پیزومتریک در دو چاه مشاهده‌ای می‌باشند که به ترتیب در فواصل r_1 و r_2 از چاه در حال پمپاژ قرار دارند.

البته در عمل، هیچگاه جریان دائم و افقی وجود ندارد و سطح آب در چاه و یا چاه‌های مشاهده ای هیچگاه دقیقاً ثابت نخواهد ماند.

اما اگر مدت زمان پمپاژ از چاه طولانی باشد، با تقریب عملی می‌توان سطح پیزومتریک را ثابت فرض کرد و از رابطه ۵-۴۰ ضریب انتقال T را به دست آورد.

پس از محاسبه T، می‌توان با استفاده از روابط مربوط به جریان غیر دائم یعنی:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi.T} W_{(u)}$$

و

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

ضریب مخزن را نیز به دست آورد. طرز عمل به این ترتیب است که با معلوم بودن افت سطح پیزومتریک در یکی از چاه‌های مشاهده‌ای در زمان t، از آنجا که T، Q و h معلوم می‌باشند، لذا با استفاده از رابطه $\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T} W_{(u)}$، می‌توان $W_{(u)}$ را نیز به دست آورد. پس از معلوم شدن $W_{(u)}$، به جدول (۵-۴) مراجعه و مقادیر نظیر u حاصل می‌شود. پس از معلوم شدن u از رابطه $u = \frac{r^2.S}{4T.t}$، ضریب مخزن محاسبه می‌شود.

وضعیت جریان ناپایا

برای محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی یک سفره محبوس در وضعیت جریان ناپایا، به قرار زیر عمل می‌شود:

چاه را با شدت جریان ثابت Q پمپاژ می‌کنند و تغییرات سطح آب را در چاه مشاهده‌ای که به فاصله r از چاه قرار دارد، اندازه می‌گیرند.

از آنجایی که u و $W_{(u)}$ خود تابعی از S و T هستند، بنابراین از روابط بالا نمی‌توان ضرایب S و T را مستقیماً به دست آورد.

برای محاسبه این ضرایب به کمک رابطه تایس، راه حل‌های ترسیمی وجود دارند که در زیر مورد بررسی قرار می‌گیرند:

راه‌حل تایس

رابطه $u = \frac{r^2.S}{4T.t}$ را می‌توان به فرم زیر نوشت:

$$\frac{r^2}{t} = \frac{4T.u}{S} \qquad (۴۱-۵)$$

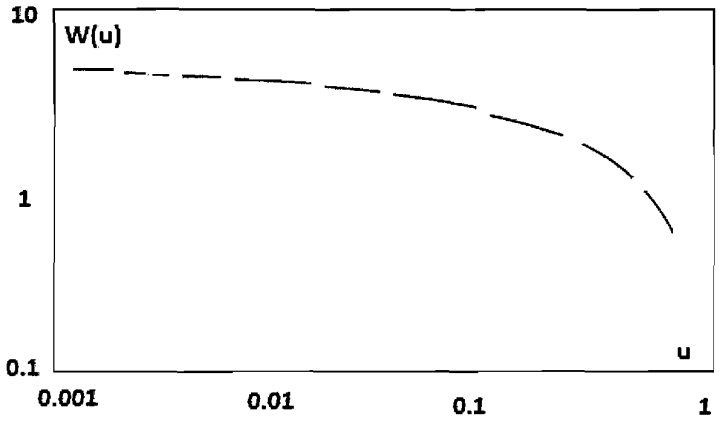
اگر از طرفین رابطه (۵-۴۱) و نیز رابطه تایس (رابطه ۵-۳۳) لگاریتم بگیریم، خواهیم داشت:

$$\log\frac{r^2}{t} = \log\frac{4T}{S} + \log u \qquad (۴۲-۵)$$

$$\log\Delta h = \log\frac{Q}{4\pi T} + \log w_{(u)} \qquad (۴۳-۵)$$

از آنجا که در هر مورد آزمایش $\frac{4T}{S}$ و $\frac{Q}{4\pi T}$ مقادیر ثابتی هستند، لذا منحنی‌های تغییرات $W_{(u)}$ نسبت به u و Δh نسبت به $\frac{r^2}{t}$ می‌باید کاملاً مشابه هم باشند و فقط به اندازه ضرایب ثابت یاد شده به چپ و راست یا بالا و پایین شیفت داده شده‌اند. بنابراین طرز عمل در این روش به قرار زیر است:

بر اساس اطلاعات مندرج در جدول (۵-۴)، منحنی تغییرات $W_{(u)}$ نسبت به u را در مقیاس لگاریتمی رسم می‌کنند. این منحنی، منحنی تیپ (Type curve) نامیده می‌شود (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴. تابع چاه تایس، $W_{(u)}$ در برابر u (منحنی تیپ)

سپس با استفاده از اطلاعات حاصل از اندازه‌گیری سطح آب در چاه مشاهده‌ای، منحنی تغییرات Δh نسبت به $\frac{r^2}{t}$ را نیز با همان مقیاس لگاریتمی روی کاغذ شفافی رسم می‌کنند. اینک دو منحنی را روی هم می‌اندازند و در حالی که محورهای آنها با هم موازی است، آنقدر آنها را جابه جا می‌کنند تا به خوبی بر یکدیگر منطبق شوند. حال از قسمتی که این دو منحنی به خوبی بر یکدیگر منطبق هستند، نقطه‌ای را انتخاب کرده و برای آن از روی منحنی‌ها، مقادیر u، $W_{(u)}$، Δh و $\frac{r^2}{t}$ را پیدا می‌کنند. با معلوم بودن این مختصات، ضرایب S و T به شرح زیر قابل محاسبه هستند:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi.T} W(u)$$

و از آنجا:

$$T = \frac{Q}{4\pi (h_0 - h)} W_{(u)} \qquad (۴۴-۵)$$

و نیز:

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

و از آنجا S به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$S = \frac{4T.u}{r^2/t} \qquad (۴۵-۵)$$

این روابط در سیستم انگلیسی به صورت زیر تغییر می‌کنند:

$$T = \frac{114.6Q}{(h_0 - h)} W_{(u)} \qquad (۴۶-۵)$$

$$S = \frac{Tu}{1.87\frac{r^2}{t}} \qquad (۴۷-۵)$$

راه حل جاکوب_ کوپر

همان‌گونه که قبلاً گفته شد، در مواردی که u کوچک باشد از راه حل ساده تر جاکوب_کوپر (رابطه ۵-۳۵) استفاده می شود، یعنی:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T}(ln\frac{2.25Tt}{r^2.S})$$

اگر ln را به صورت log بیان کنیم، خواهیم داشت:

$$\Delta h = h_0 - h = \frac{2.3Q}{4\pi.T}\log(\frac{2.25T.t}{r^2.S}) \qquad (۴۸-۵)$$

رابطه (۵-۴۸) را به فرم زیر می توان تغییر داد:

$$h_0 - h = \frac{2.3Q}{4\pi T}\log t + \frac{2.3Q}{4\pi T}\log\frac{2.25T}{r^2.S} \qquad (۴۹-۵)$$

مطابق رابطه (۵-۴۹)، منحنی تغییرات $h_0 - h$ نسبت به $\log t$، خط راستی خواهد بود که ضریب زاویه و عرض از مبدا آن به ترتیب به شرح زیر است:

$$m = \frac{2.3Q}{4\pi T} \qquad (۵۰-۵)$$

$$B = \frac{2.3Q}{4\pi T}\log\frac{2.25T}{r^2.S} \qquad (۵۱-۵)$$

بنابراین، در این روش نیز در ابتدا تغییرات سطح پیزومتریک را در داخل چاه مشاهده‌ای که به فاصله r از محور چاه در حال پمپاژ قرار دارد، اندازه می‌گیرند و به کمک آن منحنی تغییرات Δh نسبت به زمان را در مقیاس نیمه لگاریتمی رسم می‌کنند. پس از رسم این خط، ابتدا با استفاده از رابطه (۵-۵۰)، T را محاسبه نموده و سپس از رابطه ۵-۵۱ ضریب S محاسبه می‌گردد.

در عمل برای سهولت، به جای اندازه‌گیری زاویه شیب این خط و محاسبه تانژانت آن به عنوان ضریب زاویه، اختلاف عرض خط در فاصله یک چرخه لگاریتمی (مثلاً ۱۰ و $۱۰^۲$ یا $۱۰^۲$ و $۱۰^۳$) را اندازه می‌گیرند و آن را به عنوان ضریب زاویه خط در نظر می‌گیرند.

اگر Δh اختلاف عرض دو نقطه از خط باشد که تفاوت طول‌های آنها یک چرخه لگاریتمی است، از آنجا که لگاریتم ۱۰ واحد است لذا Δh همان ضریب زاویه خط را نتیجه خواهد داد. به این ترتیب با توجه به رابطه (۵-۵۰) خواهیم داشت:

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta h} \qquad (۵۲-۵)$$

از طرف دیگر اگر طول نقطه برخورد با محور افقی t_0 باشد، براساس رابطه (۵-۴۸) داریم:

$$\frac{2.3Q}{4\pi.T}\log\frac{2.25T.t}{r^2.S} = 0 \qquad (۵۳-۵)$$

از آنجا که قسمت اول این رابطه، یعنی عبارت $\frac{2.3Q}{4\pi.T}$ مخالف صفر است، لذا باید لگاریتم عبارت دوم صفر باشد، یعنی:

$$\log\frac{2.25T.t_0}{r^2.S} = 0$$

و یا:

$$\frac{2.25T.t_0}{r^2.S} = 1$$

و از آنجا:

$$S = \frac{2.25T.t_0}{r^2} \qquad (۵۴-۵)$$

روابط (۵-۵۲) و (۵-۵۴) در سیستم انگلیسی به قرار زیر خواهند بود:

$$T = \frac{264Q}{\Delta h} \qquad (۵۵-۵)$$

$$S = \frac{0.3T.t_0}{r^2} \qquad (۵۶-۵)$$

تعیین ضرایب هیدرودینامیکی در سفره‌های آزاد

در مورد سفره‌های آزاد نیز نحوه محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی در جریان پایا و ناپایا متفاوت است. حال در این دو وضعیت جریان، نحوه تعیین این ضرائب در مورد سفره‌های آزاد تشریح می‌گردند:

الف) جریان پایا:

همانگونه که قبلاً نیز بیان شد، اگر تغییرات ضریب T را که در اثر تغییر ارتفاع سطح ایستابی حاصل می‌شود، ناچیز در نظر بگیریم، رابطه تیم را در مورد سفره‌های آزاد نیز می‌توان به کار برد و به کمک آن ضریب انتقال سفره را به دست آورد.

یعنی:

$$T_m = \frac{Q\ln(\frac{r_2}{r_1})}{2\pi(h_2 - h_1)} \qquad (۵۷-۵)$$

این رابطه، ضریب انتقال سفره در فاصله r_1 تا r_2 را نتیجه می‌دهد. برای محاسبه ضریب انتقال کلی سفره، کافی است T_m را در نسبت h_0/h_m ضرب کنیم، یعنی:

$$T = T_m \times \frac{h_0}{h_m}$$
$$T = T_m \times \frac{2h_0}{(h_1 + h_2)} \qquad (۵۸-۵)$$

پس از محاسبه T، به روش مشابهی که در مورد سفره محصور گفته شد، می‌توان ضریب S را محاسبه نمود. برای این کار، به کمک اطلاعات حاصل از چاه مشاهده‌ای، افت سطح آب در زمان دلخواه t را تعیین کرده و به کمک آن، مقدار $W(u)$ را از رابطه $\Delta h = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$ حساب می‌کنند. پس از تعیین $W(u)$ با مراجعه به جدول (۵-۴)، مقدار نظیر u حاصل می‌گردد که با در دست داشتن آن و به کمک رابطه $u = \frac{r^2.S}{4T.t}$ ضریب مخزن محاسبه می‌گردد:

ب) جریان ناپایا:

در مواردی که میزان افت سطح ایستابی در مقایسه با ضخامت سفره زیاد نباشد، می‌توان از روش‌هایی که در مورد سفره محبوس گفته شد، ضرایب S و T را به دست آورد. در این مورد نیز ضریب T برای ارتفاع متوسط سطح ایستابی در فاصله دو چاه مشاهده‌ای به دست می‌آید و ضریب انتقال کلی از رابطه ۵-۵۸ حاصل می‌شود:

حل چند مسئله:

مثال (۵-۲): اولاً با توجه به رابطه $\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}(-0.5772 - \ln u + u - ...)$، رابطه جاکوب را محاسبه کنید. ثانیا اگر چاهی با شدت جریان $20\ ^{lit}/_{sec}$ در مدت ۲۵ روز پمپاژ شود، افت سفره را در فاصله 300 m از چاه محاسبه کنید. ضریب مخزن سفره ۰/۰۰۰۵ و ضریب انتقال آن $۱۰۰۰\ ^{m^2}/_{day}$ است.

حل:

$$u = \frac{r^2.S}{4Tt} = \frac{(300)^2 \times 0.0005}{4(1000) \times 25} = 0.00045$$

چون $u < 0.01$ است، بنابراین از روش جاکوب می‌توان استفاده کرد:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}(-0.5772 - \ln u + u - ...)$$

چون $u < 0.01$ است، می‌توان تنها به دو جمله اول تابع چاه اکتفا کرد، پس:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi T}(-0.5772 - \ln\frac{r^2.S}{4T.t}) = \frac{Q}{4\pi T}(\ln\frac{4T.t}{r^2.S} - \ln 1.781)$$

یا:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}\left(\ln\frac{2.25\ T.t}{r^2.S}\right)$$

$$h_0 - h = \frac{20\ \text{lit/sec} \times 10^{-3}\ \text{m}^3/\text{sec}}{\frac{4\pi(1000)\ \text{m}}{24\times3600\ \text{sec}}\left(\ln\frac{2.25(1000)\ \text{m}^2/\text{day} \times 25\ \text{day}}{(300)^2\times0.0005}\right)}$$

بنابراین: $h_0 - h = 0.98\ \text{m}$

مثال (۵-۳): در یک سفره محبوس، چاهی حفر شده که به مدت ۳۰ شبانه روز با شدت جریان $10\ \text{lit/sec}$ پمپاژ شده است. در اثر این پمپاژ، در منطقه‌ای به شعاع $300\ \text{m}$ در اطراف چاه، سطح پیزومتریک به طور متوسط $2\ \text{m}$ پایین رفته است. ضریب مخزن سفره را محاسبه کنید.

حل:

بنابر تعریف:

$$S = \frac{\text{حجم آب خارج شده از سفره}}{\text{حجم قسمتی از سفره که خالی شده}}$$

در این صورت:

$$S = \frac{10\ \text{lit/sec}\times10^{-3}\ \text{m}^3/\text{sec}\times30\ \text{day}\times24\times3600\ \text{sec/day}}{\pi\times(300)^2\times2} = \frac{25920}{565486.7} = 0.0458$$

مثال (۵-۴): با استفاده از رابطه تایس که در زیر نوشته شده است، افت سطح آب در نقطه‌ای از سفره را که به فاصله $70\ \text{m}$ از محور چاه واقع شده، پس از زمان ۲۰ روز محاسبه کنید.

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}(-0.5772 - \ln u + u - \ldots)$$

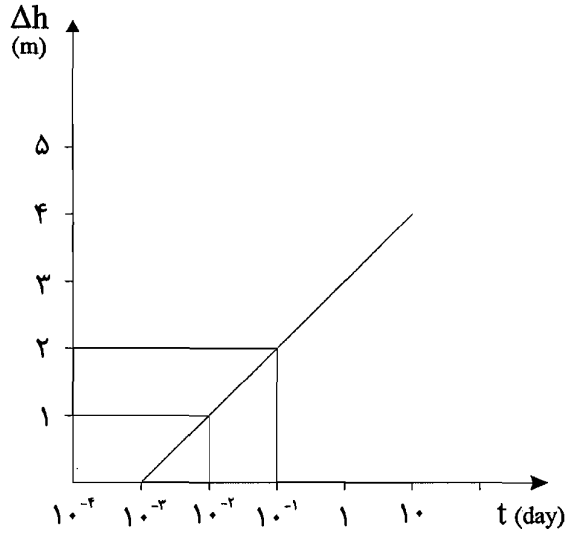
ضریب مخزن سفره ۰/۰۰۰۱۵، ضریب انتقال آن $۱۰۰۰\ \text{m}^2/\text{day}$ و شدت جریان پمپاژ $13\ \text{lit/sec}$ است.

$$u = \frac{r^2.S}{4.T.t} = \frac{(70)^2 \times 0.00015}{4(1000)(20)} = 9.19 \times 10^{-6}$$

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}(-0.5772 - \ln u + u - ...)$$

$$\Delta h = \frac{\frac{13\times10^{-3}\, m^3/s}{4\pi.\times1000\, m^2/s}}{24\times3600}\left(-0.5772 - \ln\left(9.19\times10^{-6}\right) + 9.19\times10^{-6}\right) = 0.985$$

مثال (۵-۵): اولاً رابطه جاکوب را محاسبه کنید. ثانیاً اگر منحنی تغییرات افت نسبت به زمان مطابق شکل ۵-۱۵ باشد، ضرایب مخزن و انتقال سفره را محاسبه کنید. فاصله چاه مشاهده‌ای تا محور چاه 180 m، زمان پمپاژ ۵ روز و شدت جریان $12\ ^{lit}/_{sec}$ است.



شکل ۵-۱۵. تغییرات افت نسبت به زمان

حل:

داشتیم:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}(-0.5772 - \ln u + u - ...)$$

و از آنجا:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}\left(\ln\frac{4T.t}{r^2.S} - \ln 1.781\right) = \frac{Q}{4\pi T}\left(\ln\frac{2.25T.t}{r^2.S}\right)$$

اگر ln را به لگاریتم تبدیل کنیم، خواهیم داشت:

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi T}\left(\log\frac{2.25T.t}{r^2.S}\right)$$

و یا:

$$\Delta h = \frac{2.3Q}{4\pi.T}\log t + \frac{2.3Q}{4\pi.T}\log\frac{2.25T}{r^2.S}$$

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi\Delta h} = \frac{2.3\times 12\times 10^{-3}\ \ {m^3}/{sec}\times 24\times 3600\ \ {sec}/{day}}{4\times\pi\times 1} = 189.76\ \ {m^3}/{day}$$

برای یافتن ضریب مخزن به شرح زیر عمل می شود:

$$\frac{2.3Q}{4\pi T}\log\frac{2.25Tt_0}{r^2.S} = 0$$

و از آنجا:

$$\log\frac{2.25.T.t_0}{r^2.S} = 0$$

و یا:

$$\frac{2.25.T.t_0}{r^2.S} = 1$$

حال می توان S را از رابطه خارج کرد:

$$S = \frac{2.25T.t_0}{r^2} = \frac{2.25\times 189.76\times 10^{-3}}{(180)^2}$$

و در نتیجه S محاسبه می‌شود:

$$S = 1.3\times 10^{-5}$$

مثال (۵-۶): اولاً با توجه به رابطه تایس، اگر ضریب مخزن سفره ۰/۰۰۰۱ و ضریب انتقال آن $۱۲۰۰ \ m^2/day$ باشد، افت سطح پیزومتریک سفره را در یک چاه مشاهده‌ای که به فاصله 200 m از محور چاه در حال پمپاژ قرار دارد، پس از زمان ۱۰ روز محاسبه کنید. شدت جریان چاه $13 \ lit/sec$ است. ثانیاً اگر پس از رسم منحنی تغییرات Δh نسبت به r^2/t و انطباق منحنی حاصله بر منحنی تیپ، مختصات یکی از نقاط منطبق آن‌ها به شرح زیر باشد، ضرایب سفره را حساب کنید.

$$\Delta h = 0.2 \ m \quad , \quad \frac{r^2}{t} = 4\times10^6 \ m^2/day \quad , \quad W(u) = 1.5 \quad , \quad u = 7\times10^{-2}$$

$$u = \frac{r^2.S}{4Tt} = \frac{(200)^2\times0.0001}{4\times1200\times10} = 8.33\times10^{-5}$$

$$Q = 0.013\times3600\times24 = 1123.2 \ m^3/day$$

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi T}(-0.5772 - \ln u + u - ...) = \frac{1123.2}{4\times\pi\times1200}(-0.5772 - \ln(8.33\times10^{-5}) + 8.33\times10^{-5})$$

$$\Rightarrow \quad \Delta h = 0.656 \ m$$

با داشتن u و با مراجعه به جدول (۵-۴)، تابع چاه ($W_{(u)}$) باید مشخص شود و یا:

$$\Delta h = \frac{Q}{4\pi.T}W(u) \quad \Rightarrow T = \frac{Q.W(u)}{4\pi\Delta h} = \frac{1123.2\times1.5}{4\pi\times0.2} = 670.36 \ m^2/day$$

$$u = \frac{r^2.S}{4T.t} \quad \Rightarrow \quad S = \frac{4T.u}{r^2/t} = \frac{4\times670.36\times7\times10^{-2}}{4\times10^6} = 4.69\times10^{-5}$$

فهرست منابع استفاده شده

دولتی اردەجانی، فرامرز؛ شفائی تنکابنی، سید ضیاءالدین؛ میر حبیبی، علیرضا و بدیعی، خشایار (۱۳۸۴). بیوتکنولوژی، ژئوشیمی زیست‌محیطی و مدیریت پساب‌ها: جلد اول- پساب‌های معدنی، پژوهشکده صنایع رنگ ایران، چاپ دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۴۸ ص.

دولتی اردەجانی، فرامرز (۱۳۷۶). آب‌های زیرزمینی، جزوه درسی، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، شماره ثبت ۳۰۹، ۱۹۸ ص.

مدنی، حسن (۱۳۸۹). آبکشی و آب‌رسانی در معادن، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۵۶۷ ص.

نجمایی، محمد (۱۳۶۹). هیدرولوژی مهندسی، جلدهای ۱ و ۲، انتشارات دانشگاه علم و صنعت ایران

Delleur, J.W. (2007). The handbook of groundwater engineering, CRC press, edited book, second edition

Domenico, P.A. and Schwartz, F.W. (1990). Physical and chemical hydrogeology, 1st edition, John Wiley & Sons, Inc., New York, 824 p.

Fetter, C.W. (1988). Applied hydrogeology, Merrill publishing company, Columbus, Ohio, U.S.A, 592p.

Freeze, R.A. and Cherry, J.A. (1979). Groundwater, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 604p.

Kruseman, G.P. and De Ridder, N.A. (1979). Analysis and evaluation of pumping test data, Bulletin 11, International Institute for Land Reclamation and Improvment, The Netherlands, 200p.

Linsley, R.K. and Franzini, J.B. (1979). Water resources engineering, third edition, McGraw-Hill, 716p.

Reddi, L.N. and Inyang, H.I. (2000). Geoenvironmental engineering, principles and applications, Marcel Dekker, Inc., New York, 494p.

Todd, D.K. (1959). Groundwater hydrology, John Wiley & Sons, Inc., New York, 336p.