

# تعیین منحنی مشخصه رطوبتی آب خاک و ضرایب هیدرولیکی خاک از روی دانه بندی

بهروز ابول پور

عضو هیأت علمی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ پذیرش مقاله ۷/۸/۷۶

## خلاصه

اندازه گیری منحنی مشخصه رطوبتی آب خاک و ضرایب هیدرولیکی آن در آزمایشات صحرايي و آزمایشگاه مشکل و همراه با صرف هزینه و وقت بسیار می باشد. بنابراین استفاده از روشهای تخمینی در این رابطه ضروری به نظر می رسد. روش تخمینی منحنی رطوبتی آب در خاک در این تحقیق بیشتر برای خاکهای ریزدانه با بیشترین دامنه پراکندگی قطر ذرات خاک مناسب بوده و هر چه بافت خاک درشت دانه تر و دامنه پراکندگی قطر ذرات خاک کمتر باشد میزان خطا بین منحنی رطوبتی تخمینی و اندازه گیری شده بیشتر خواهد شد. البته جهت اطمینان بیشتر از این نتیجه لازم است که تعداد بیشتری نمونه خاک تهیه گردد و پس از آزمایشات متعدد بدین نتیجه رسید لیکن در این تحقیق بین دو نمونه خاک با بافتهای مختلف آن که پراکندگی بین ذرات خاک بیشتر بوده جواب بهتری نسبت به روش ارائه شده داده است. در تخمین تابع هدایت آبی<sup>۱</sup> (تغییرات ضریب آبگذری غیر اشباع نسبت به رطوبتهای خاک) از دو روش مارشال و شپارد استفاده گردید. به نظر می رسد که روش مارشال در تخمین تابع هدایت آبی نسبت به بافت و رطوبت خاک حساسیت کمتری نسبت به روش تخمینی شپارد دارد و در خاکهای با پراکندگی یکنواخت قطر ذرات خاک روش شپارد تخمین بهتری از تابع هدایت آبی خواهد داد.

واژه های کلیدی: ضرایب هیدرولیکی خاک، رطوبت خاک، دانه بندی خاک و روش شپارد

## مقدمه

به وسیله مدل بیر<sup>۳</sup> (۴) معادل مقدار اندازه گیری می باشد. این بدان معنی نیست که آب در خاک مانند آب در لوله های موئین پیوسته است، بلکه توزیع بهتر لوله های موئین بر روی هدایت و منحنی رطوبتی خاک تأثیر دارد. شعاع و حجم لوله های موئین بر روی پتانسیل ماتریک و تشکیل رطوبت آب در خاک و منحنی رطوبتی آب در خاک می تواند مؤثر باشد ولی به این معنی نیست که دقیقاً برابر مقدار واقعی شعاع در خاک باشد. پارامتر دیگری که در همگن بودن لوله های موئین مؤثر است طول لوله های موئین و شعاع مختلف لوله های موئین<sup>۴</sup> (۴) اثر اعوجاج را در لوله های عبور مایع بیان کرد و همچنین دید که این پارامتر مقدار ثابتی دارد: بروکتز و کوری<sup>۴</sup> (۵) ثابت کردند که اعوجاج مقدار ثابتی است و هیلل<sup>۵</sup> (۷) چندین آزمایش

تعیین بافت خاک از کارهای ساده و سریع در آزمایشگاههای آب و خاک می باشد. بنابراین اکثر روشهای تخمینی منحنی رطوبتی آب در خاک و ضریب آبگذری غیر اشباع بر اساس بافت و ساختمان خاک استوار است. از طرفی عامل مهم مؤثر بر روی منحنی رطوبتی آب در خاک و ضریب آبگذری در خاک همین بافت و ساختمان خاک می باشد. به عنوان نمونه از این روشها می توان استفاده از خصوصیت لوله های موئین به شرح داده شده در مولم<sup>۲</sup> ۱۹۸۶ را نام برد توزیع لوله های موئین عامل مهم بر روی منحنی رطوبتی آب در خاک می باشد.

عقیده بر این است که تخمین متوسط ضریب آبگذری خاک

1 - Hydraulic Conductivity Function

2- Mualem

3- Bear

4 - Brooks, Corey

5- Hillel



$$\sigma_g = \text{EXP}(b) \text{ و } b^2 = 0.01 \sum_{i=1}^N F_i \text{Ln}^2 (M_i) - a^2 \quad (3b)$$

که در رابطه فوق  $M_i$  و  $F_i$  بترتیب قطر ذرات و درصد عبوری ذرات خاک از الک میباشند که این مقادیر از منحنی دانه بندی ذرات نمونه خاک بدست می آیند.

هاتسون با توجه به تحقیقاتی که انجام داد، به این نتیجه رسید که مشخصه آب در خاک تنها دارای یک قسمت نمایی نبوده بلکه دارای بخشهای نمایی و سهمی میباشند. قسمتهای مختلف منحنی مشخصه آب در خاک را میتوان از روابط زیر بدست آورد:

$$\theta < \theta_i \quad \Psi = a \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (4)$$

$$\theta > \theta_i \quad \Psi = \frac{a \left( 1 - \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{0.5} \left( \frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^{-b}}{\left( 1 - \frac{\theta_i}{\theta_s} \right)^{0.5}} \quad (5)$$

$$\theta = \theta_i \quad \Psi = a \left( \frac{2b}{1+2b} \right)^{-b} \quad (6)$$

که در روابط فوق  $\theta_i$  رطوبت در نقطه جدا سازی بخشهای نمایی و سهمی (یا نقطه عطف) بر حسب رطوبت حجمی بوده و مقدار آن برابر:

$$\theta_i = \frac{2b\theta_s}{1+2b}$$

است. و  $a$  در روابط فوق برابر  $\psi_e$  میباشند. با استفاده از رابطه شعریه و اینکه  $\alpha$  یا زاویه تماس لایه آب با ذرات خاک برابر صفر بوده و  $\gamma$  یا نیروی کشش سطحی برابر  $72 \text{ dyne/cm}$  و جرم مخصوص آب برابر یک  $\text{gr/cm}^3$  میباشند. بنابراین

$$h.r = \frac{2\gamma \cos \alpha}{\rho g} \cong 0.15 \text{ cm}^2$$

که در رابطه فوق  $r$  شعاع خلل و فرج (سانتی متر) و  $h$  مکش آب در خاک (سانتیمتر) است. با مشخص بودن مقادیر  $h$  در برابر مقادیر مختلف آب خاک میتوان به ازاء هر مقدار آب خاک مقادیر  $r$  مربوطه را هم محاسبه کرد، سرانجام مقدار ضریب آبگذری خاک از معادله زیر (معادله مارشال ۱۹۵۸) تخمین زده می شود (۱).

$$k = \frac{\varepsilon^2}{\Lambda n^2} [ r_1^2 + 3r_2^2 + 5r_3^2 + \dots + (2n-1) r_n^2 ] \quad (7)$$

مختلف انجام داد و دید که در پخشیدگی هوا در خاک مقدار اعوجاج با خصوصیت هوا متغیر می باشد، اما در پخشیدگی آب در خاک مقدار اعوجاج ثابت است. به هر حال مقدار اعوجاج در شعاعهای مختلف مقدار ثابتی ندارد و تابع شعاع لوله های موئن است. هر چه که شعاع لوله های موئن کوچکتر باشد مقدار اعوجاج هم افزایش می یابد.

در این مقاله روشی ارائه شده که بتوان با استفاده از منحنی دانه بندی بافت خاک، منحنی رطوبتی آب در خاک و ضریب آبگذری غیر اشباع و اشباع و تابع پخشیدگی آب در خاک و تغییرات زمانی رطوبت خاک را تخمین زد. علاوه بر این برنامه کامپیوتری تهیه شده که به کمک آن می توان به سادگی و سریع مقادیر پارامترهای فوق را محاسبه نمود. سرانجام این مقادیر تخمینی در دو گونه بافت خاک مختلف، با مقادیر اندازه گیری شده مقایسه گردیده است. تئوری مدل:

در این روش تخمین، احتیاج به مشخص نمودن دانه بندی خاک در پروفیل مورد نظر بوده و قطر ذرات شن و لای و رس و درصد عبوری آنها از الکهای مربوط لازم می باشد. بافت خاک با سیستم USDA تعیین دانه بندی می شود.

به طور کلی رابطه بین تغییرات مقدار آب خاک نسبت به پتانسیل آب در خاک به صورت رابطه نمایی کمبل<sup>۱</sup> (۶) می باشد:

$$\psi = \psi_e \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad (1)$$

در رابطه فوق  $\theta, \theta_s$  بترتیب مقدار آب خاک در حالت اشباع و غیر اشباع (نسبت رطوبت حجمی) و  $\psi, \psi_e$  به ترتیب پتانسیل ورودی هوا و پتانسیل آب در خاک بر حسب Kpa و  $b$  ضریب ثابت می باشد. در معادله کمبل معمولاً  $\theta_s$  برای اکثر خاکها معلوم بوده و یا از رابطه:

$$\theta_s = 1 - \frac{\rho_b}{\rho_s} \quad (2)$$

محاسبه میشود که  $\rho_b, \rho_s$  به ترتیب جرم مخصوص ظاهری و حقیقی خاک می باشد. مقادیر

$$\psi_e = -0.5 d_g^{-0.5} \quad , \quad b = -2\psi_e + 0.2 \sigma_g$$

که  $d_g$  متوسط هندسی قطر ذرات و  $\sigma_g$  انحراف معیار هندسی قطر ذرات بوده و بصورت زیر محاسبه میشوند (۱۰)

$$d_g = \text{EXP}(a), \quad a = 0.01 \sum_{i=1}^N F_i \text{Ln} (M_i) \quad (3a)$$



از رابطه (۹) می توان K یا ضریب آنگذری مربوط به آن رطوبت را تخمین زد.

ضریب پخشیدگی هیدرولیکی آب خاک (D) برابر است با:

$$D(\theta) = K(\theta) \frac{\delta h}{\delta \theta}$$

که D بر حسب cm/sec و  $\delta h/\delta \theta$  شیب منحنی رطوبتی آب خاک بوده و با استفاده از معادله هاتسون داریم:

$$\theta < \theta_s \quad \Psi = a \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \quad ; \quad \frac{\delta \Psi}{\delta \theta} = \frac{\delta h}{\delta \theta} = -ab \theta_s^b (\theta)^{-b-1} \quad (10)$$

$$\theta > \theta_s \quad \Psi = \frac{a \left[ \left( 1 - \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{1/2} \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b} \right]}{\left[ \left( 1 - \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{1/2} \right]} \quad ; \quad \frac{\delta h}{\delta \theta} = \frac{a \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{-b}}{\theta_s \left[ \left( 1 - \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{1/2} \right]} \quad (11)$$

$$\theta = \theta_s \quad \Psi_s = a \left( \frac{\theta_s}{1 + \theta_s} \right)^{-b} \quad \frac{\delta h}{\delta \theta} = 0 \quad (12)$$

مقادیر فوق در قسمتهای قبل بیان شده اند. جهت تخمین ضریب پخشیدگی در مقادیر مختلف آب در خاک  $D(\theta)$  می بایست مقدار  $\delta h/\delta \theta$  در رطوبت آب خاک مورد نظر محاسبه شده و در  $K(\theta)$  که قبلاً محاسبه شده (از روش مارشال) ضرب شود. بیان آب در خاک به عمق Z بصورت زیر می باشد:

$$\frac{dE_t}{dt} = \left( \frac{dW}{dt} \right)_Z - \left( K \frac{dH}{dZ} \right)_Z$$

در این رابطه شدت تبخیر از سطح خاک و  $dW/dt$  شدت تغییرات آب خاک در پروفیل خاک به عمق Z و  $dH/dz$  گرادیان هیدرولیکی در پروفیل خاک به عمق Z بوده و با فرض ناچیز بودن شدت تبخیر از سطح خاک  $dE_t/dt = 0$  بیان بصورت  $dW/dt = K dH/dz$  خواهد شد با توجه به اینکه  $H = h + Z$  و  $dW/dt = L \delta \theta / \delta t$  و با فرض یکنواختی پروفیل رطوبتی آب در عمق L خاک و با استفاده از معادله (۸) و کمی عملیات ریاضی خواهیم داشت:

$$t = \frac{L \theta_s}{(\gamma b + Z) K_s} \left( \frac{\theta_s}{\theta} \right)^{\gamma b + \gamma}$$

در رابطه فوق K ضریب آنگذری ذاتی<sup>۱</sup> بر حسب سانتیمتر مربع و  $\varepsilon$  درجه تخلخل خاک (بصورت اعشار) و  $\Pi$  تعداد تقسیمات منحنی آب در خاک و  $r$  شعاع سوراخهای خاک میباشد. اگر برای خاک مورد نظر مقدار درجه تخلخل مشخص گردد از آن در رابطه فوق استفاده می گردد. در غیر این صورت میتوان از  $\theta_s$  استفاده کرد. طبق رابطه زیر مقدار ضریب آنگذری اشباع ( $K_s$ ) بر حسب (cm/sec) برابر است با:

$$K_s = k \frac{\rho g}{\mu}$$

که  $\mu$  لزوجت آب در خاک میباشد. کمیل ۱۹۷۴ رابطه زیر را برای تخمین ضریب آنگذری در مقادیر غیر اشباع آب خاک ارائه کرده است:

$$K = K_s \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{\gamma b + \gamma}$$

که در آن K ضریب آنگذری غیر اشباع خاک (بر حسب m/day) و مقدار ضریب آنگذری در مقادیر مختلف مکش آب در خاک بصورت زیر می باشد:

$$K = K_s \left( \frac{\psi_e}{\psi_s} \right)^{\gamma + \frac{\gamma}{b}} \quad (8)$$

روش دیگر جهت محاسبه ضریب آنگذری غیر اشباع روش شپارد<sup>۲</sup> است (۹) این روش تخمینی بر اساس قوانین حرکت آب در لوله های موئین بوده و تابع هدایت آبی بصورت زیر میباشد:

$$K(\theta) = \frac{g}{\lambda \mu} \int_0^\theta r^2 \frac{1}{T^{\gamma n}} d\theta \quad (9)$$

که در این رابطه g بر حسب  $980 \text{ cm/s}^2$  و  $\mu$  لزوجت بر حسب  $\theta$  gr/cm.s، رطوبت حجمی خاک و  $r$  شعاع خلل فرج خاک و T نسبت اعوجاج<sup>۳</sup> و مقدار آن  $1/414$  و  $\Pi$  برابر مقدار زیر می باشد:

$$\Pi = \frac{\text{Ln}(\gamma r_i)}{\text{Ln}\left(\frac{1}{\gamma}\right)}$$

در این روش در هر رطوبتی با استفاده از منحنی مشخصه می توان پتانسیل مربوط را به دست آورده و با استفاده از رابطه  $r = 0.15/\psi$  می توان شعاع خلل فرج خاک مربوط به آن رطوبت را تخمین زد و



با استفاده از این رابطه که پارامترهای آن در قسمتهای قبل گفته شده است میتوان تغییرات زمانی رطوبت آب در خاک را بر حسب نسبت حجمی تخمین زد.

### مواد و روشها

به منظور بررسی مدل مورد نظر در دو نقطه مختلف نمونه گیری به عمل آمده و توابع مورد نظر همراه با مقادیر اندازه گیری شده مورد بررسی قرار گرفت. نمونه اول از منطقه باجگاه واقع در ۱۵ کیلومتری شمال شیراز (دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز) بوده و با استفاده از نمونه گیریهای متعدد مشخص گردید که بافت خاک سری دانشکده کشاورزی در منطقه باجگاه با سیستم طبقه بندی USDA برابر است با (۳): رس، با متوسط قطر ذرات  $0.001$  میلیمتر و درصد عبوری ذرات  $30\%$ ؛ سیلت، با متوسط قطر ذرات  $0.026$  میلیمتر و درصد عبوری ذرات  $35\%$ ؛ شن، با متوسط قطر ذرات  $0.25$  میلی متر و درصد عبوری ذرات  $35\%$ . این نمونه پس از انجام آزمایشهای صحرائی  $\theta_s = 48\%$  و  $\theta_s = 52\%$  اندازه گیری گردید. برای انجام محاسبات لازم برنامه کامپیوتری تهیه شده و با اطلاعات اندازه گیری شده و روابط فوق برنامه اجرا گردیده است. برای اینکه محاسبات زیاد طولانی نشود، حداقل مقدار پتانسیل لازم جهت محاسبه به عنوان ورودی به کامپیوتر داده می شود. همچنین جهت رسم منحنی تغییرات رطوبت نسبت به زمان، عمق پروفیل، خاک یک متر گرفته شده است. نتیجه اجرای برنامه برای اطلاعات نمونه باجگاه برابر است با:

$$d_g = 0.0354; \sigma_g = 16/37; \psi_e = -26/57(\text{cm}); b = 8/59$$

منحنی تغییرات ضریب آب گذری نسبت به رطوبت حجمی که بوسیله برنامه کامپیوتری تخمین زده شده، در شکل (a-۱) آمده است، مقدار ضریب آب گذری ذاتی تخمین زده شده برای این نمونه خاک برابر  $k = 6/6 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$  بوده و ضریب آب گذری اشباع تخمین زده شده برای این نمونه خاک برابر  $K_s = 0/563 \text{ m/day}$  می باشد. منحنی تغییرات ضریب آب گذری نسبت به پتانسیل خاک در شکل (b-۱) آمده است. که به منظور زیاد نشدن حجم محاسبات حداقل پتانسیل  $2100$  - سانتی متر گرفته شده و این مقادیر ضریب آب گذری بوسیله معادله مارشال تخمین زده شده و منحنی رطوبتی

آب در خاک تخمینی بوسیله برنامه در شکل (c-۱) ارائه گردیده است. منحنی تغییرات رطوبت خاک تا عمق یک متری نسبت به زمان در شکل (d-۱) آمده و در تخمین این منحنی جهت کمتر شدن حجم محاسبات تا حداکثر  $10$  روز ترسیم گردیده است. منحنی تخمین تغییرات پخشیدگی هیدرولیکی نسبت به رطوبت حجمی خاک در شکل (e-۱) آمده و مقادیر پخشیدگی هیدرولیکی بر حسب  $\text{cm}^2/\text{day}$  می باشد. مقادیر اندازه گیری شده منحنی مشخصه آب خاک برای نمونه خاک سری دانشکده کشاورزی شیراز در شکل (f-۱) همراه با مقادیر تخمین زده شده برای این نمونه خاک آمده (۲). اندازه گیری منحنی مشخصه آب خاک با استفاده از سلول فشار در آزمایشگاه بوده است.

بار دیگر برنامه کامپیوتری برای شرایطی که  $\theta_s = 48\%$  بوده و با همان اطلاعات اولیه اجرا گردیده و نتایج آن در شکل (۲) آمده است. در این شرایط مقادیر  $d_g, \sigma_g, \psi_e$  و  $b$  مانند حالت قبل بوده ولی ضریب آب گذری ذاتی برابر  $k = 5/66 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$  و ضریب آب گذری اشباع برابر با  $K_s = 0/48 \text{ m/day}$  می باشد.

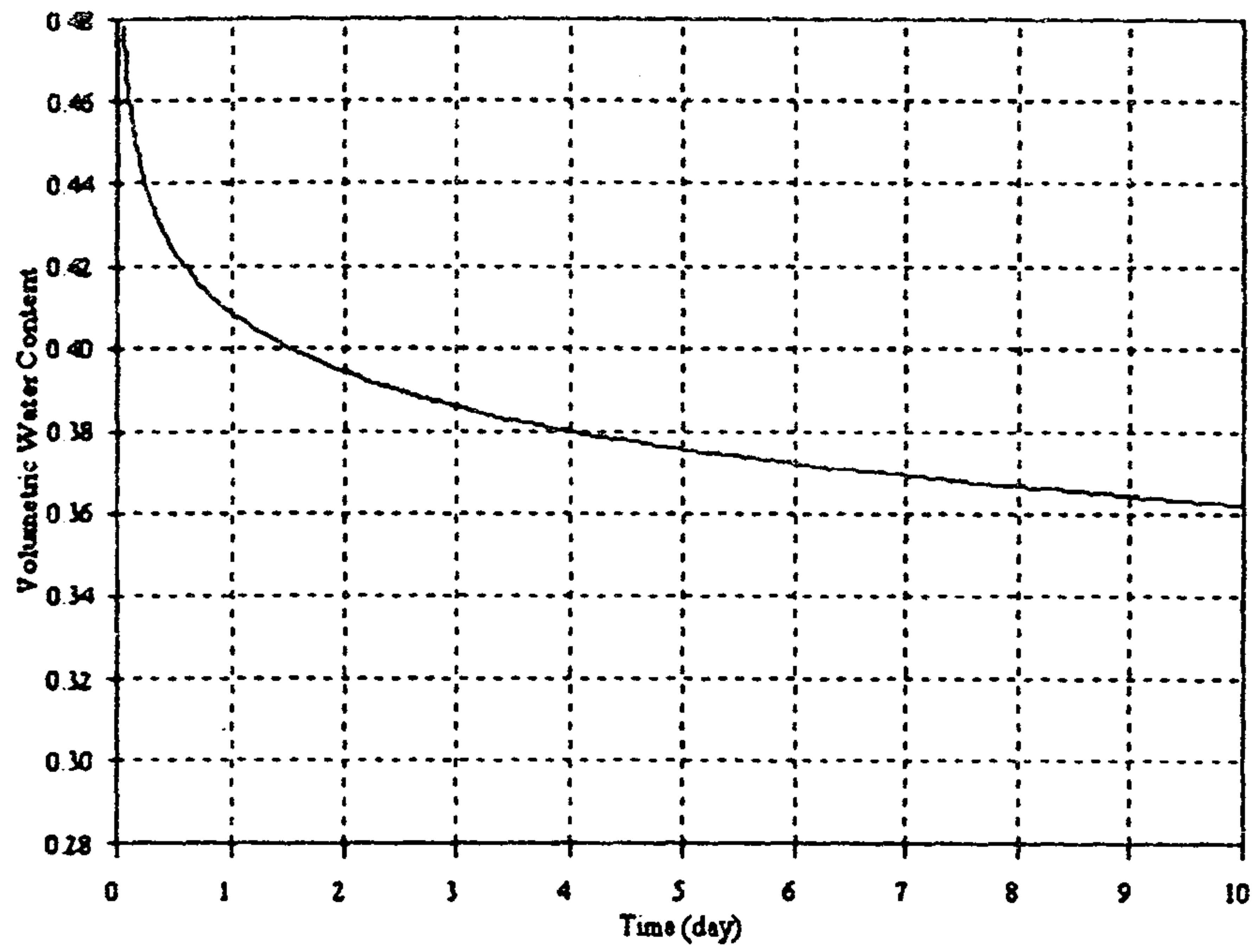
با استفاده از نوترون متر تغییرات رطوبت حجمی خاک در پروفیل یک متری نسبت به زمان اندازه گیری شده و همراه با مقادیر تخمین زده شده در شکل (۳) آمده است (۲). در ادامه این آزمایش برای این نمونه تابع هدایت آبی اندازه گیری شده در خاک سری دانشکده در منطقه باجگاه به صورت زیر می باشد.

$$K = 2/77 \times 10^{-19} e^{1/10}$$

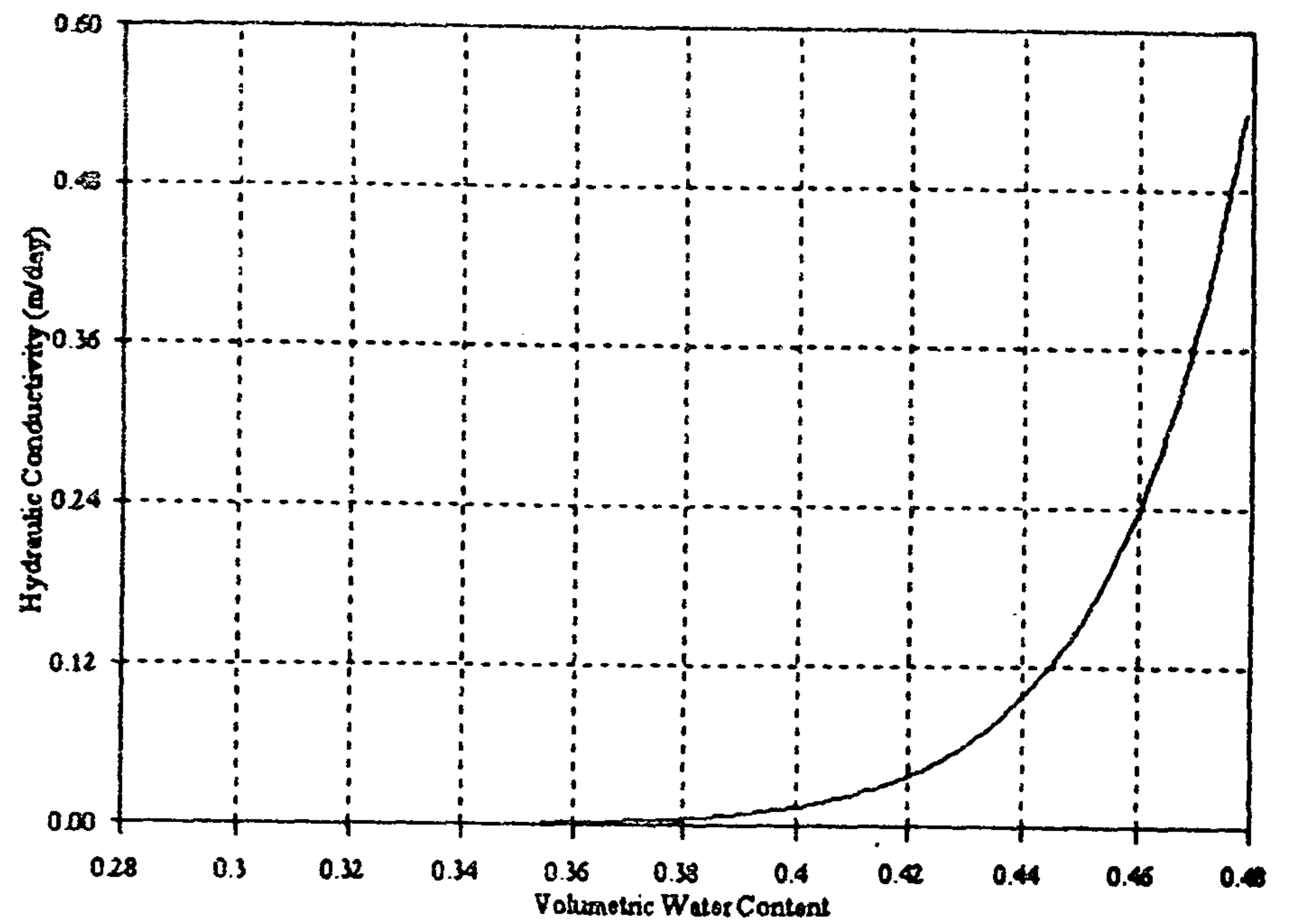
که در این رابطه  $\theta$  درصد رطوبت حجمی و  $K$  ضریب آب گذری بر حسب  $\text{cm/day}$  می باشد، تابع هدایت آبی تخمین زده شده بوسیله روش شپارد برای خاک نمونه باجگاه همراه با مقادیر اندازه گیری شده و تابع هدایت آبی تخمین زده شده بوسیله روش مارشال در شکل (۴) آمده است.

نمونه دوم از تحقیق تاماری<sup>۱</sup> (۱۱) گرفته شده است که خصوصیات نمونه مورد نظر و مقادیر اندازه گیری شده در آزمایشگاه به صورت زیر می باشد: نمونه بافت خاک<sup>۲</sup> با  $11$  درصد رس و  $70$  درصد سیلت و  $19$  درصد شن،  $\epsilon = \theta_s = 0/267$

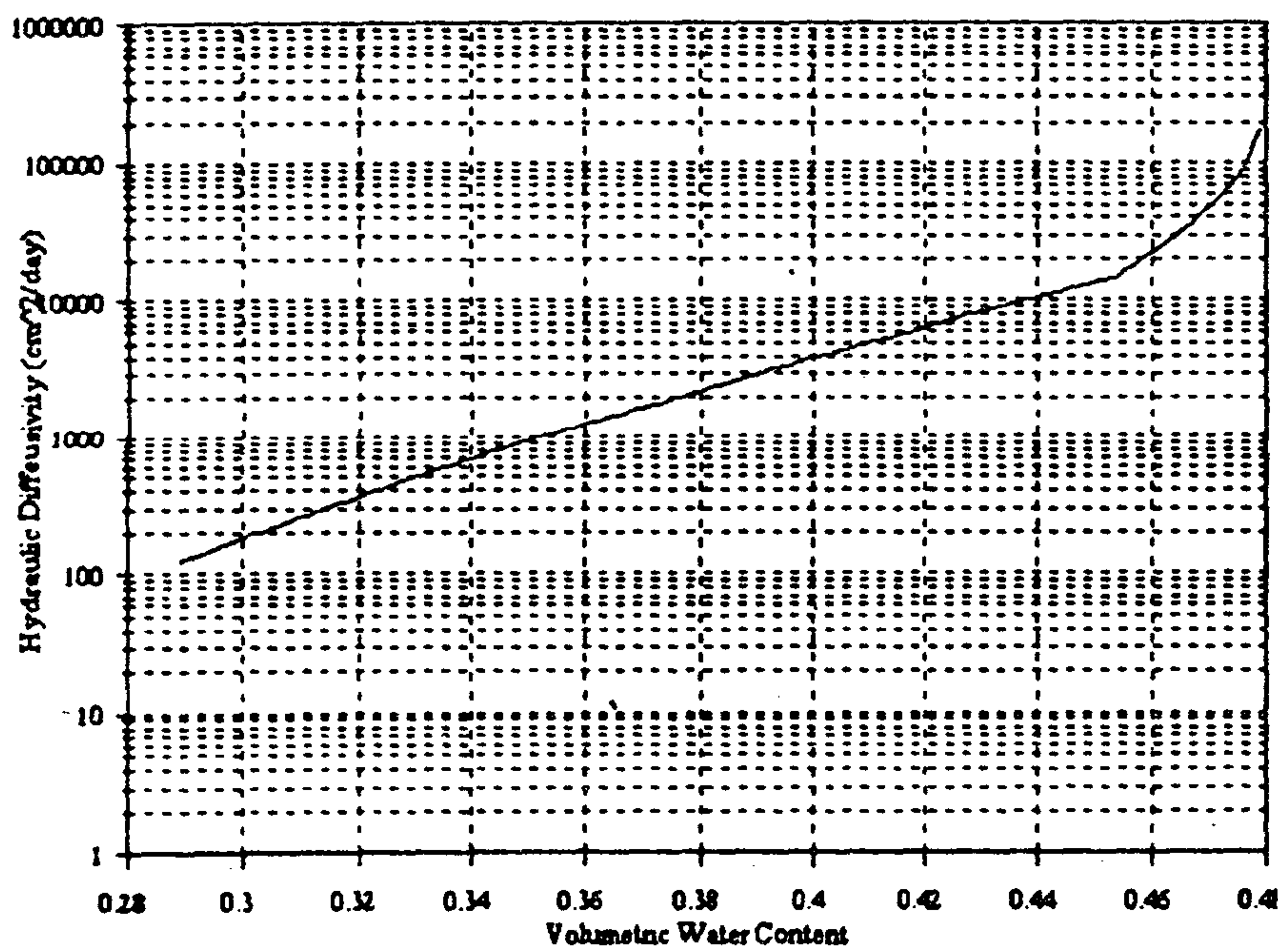




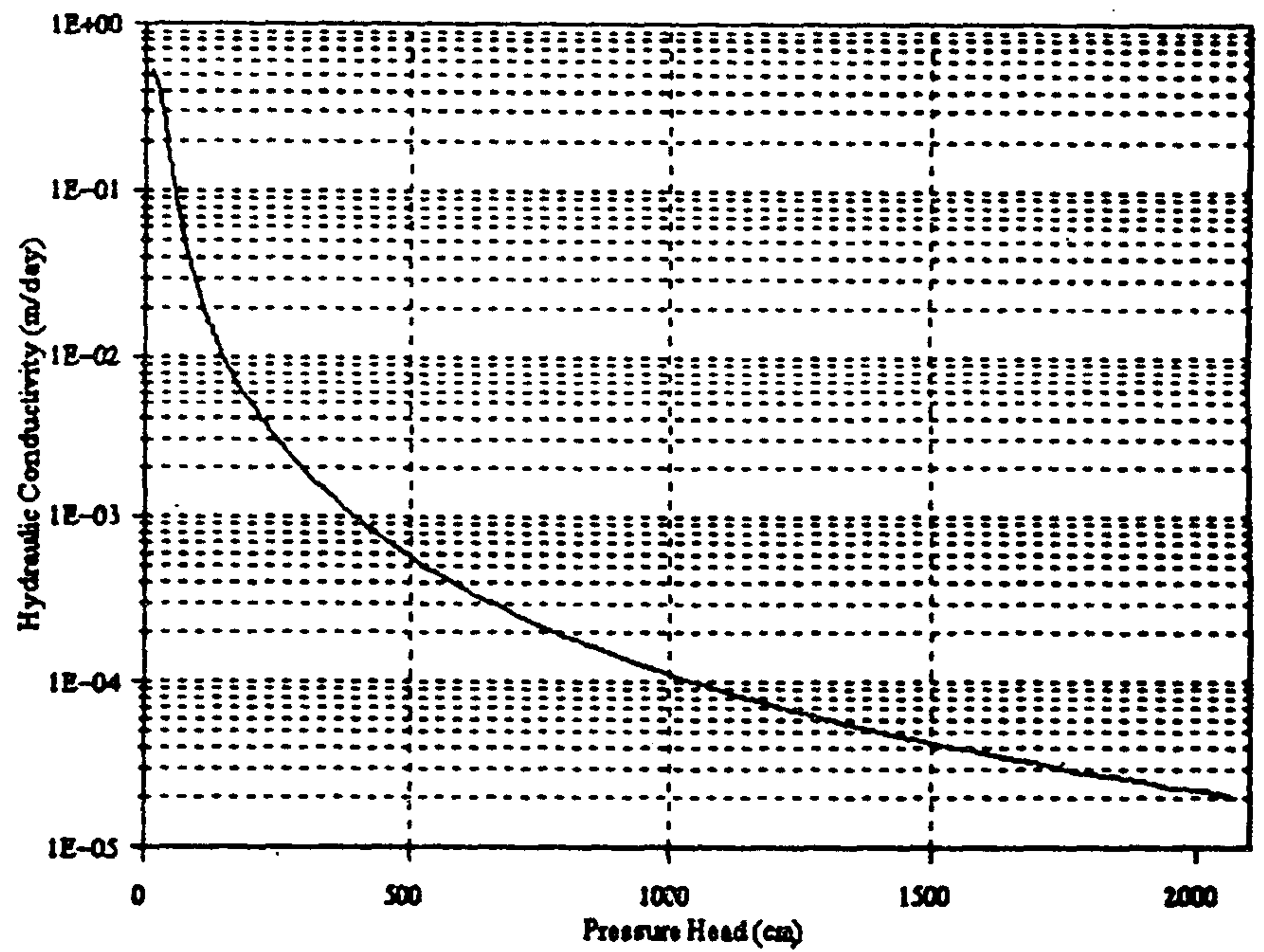
(d-1)



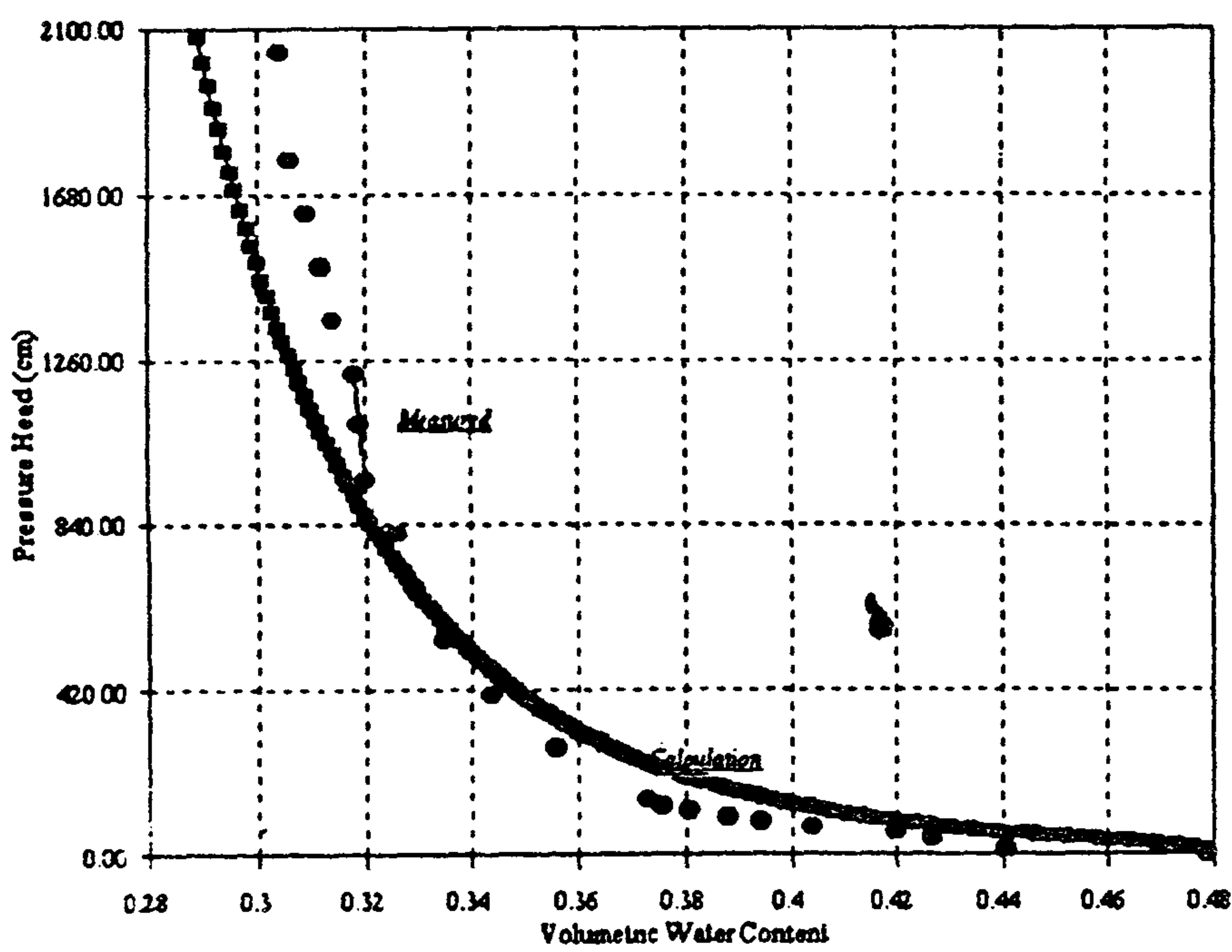
(a-1)



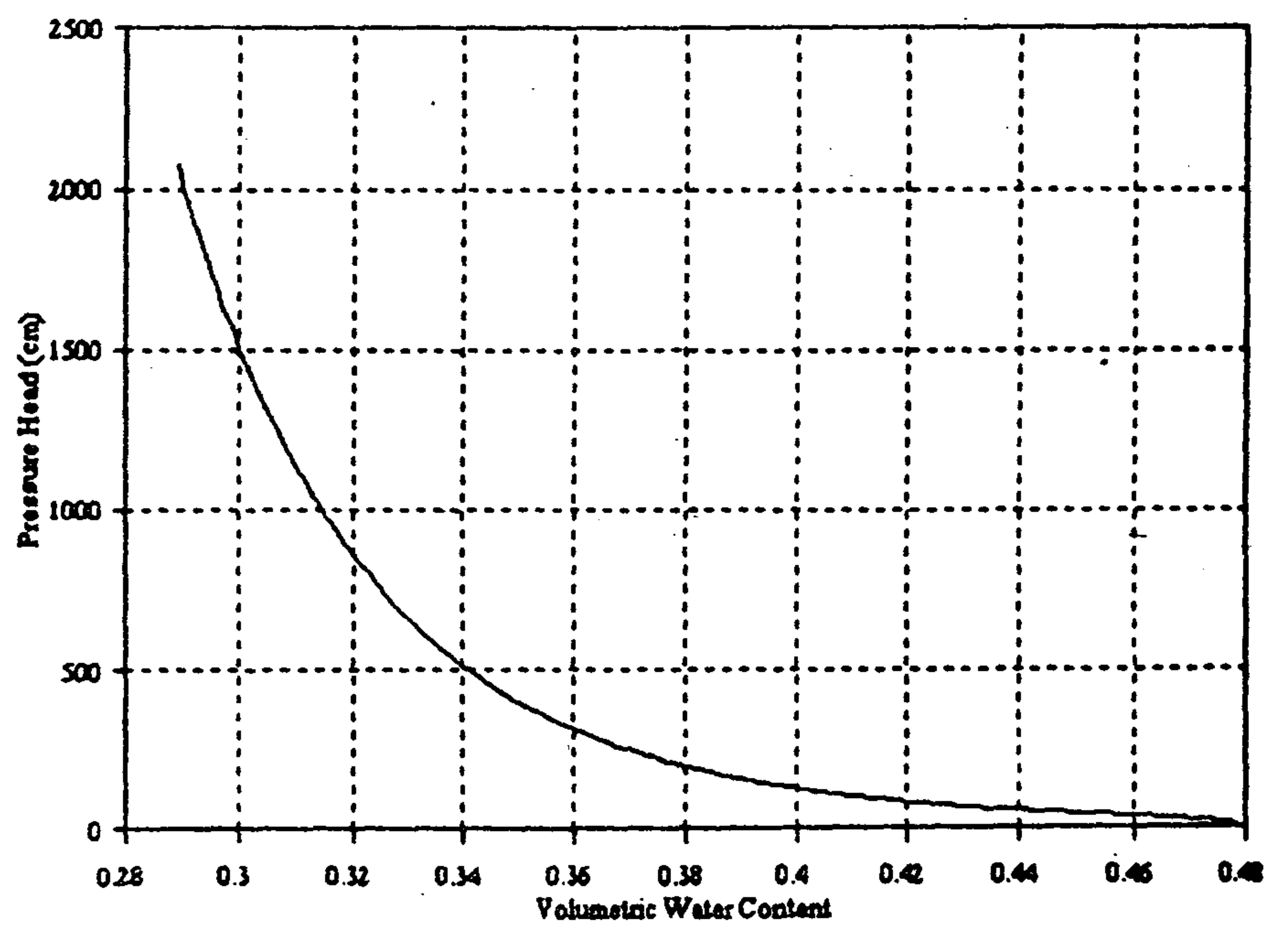
(e-1)



(b-1)



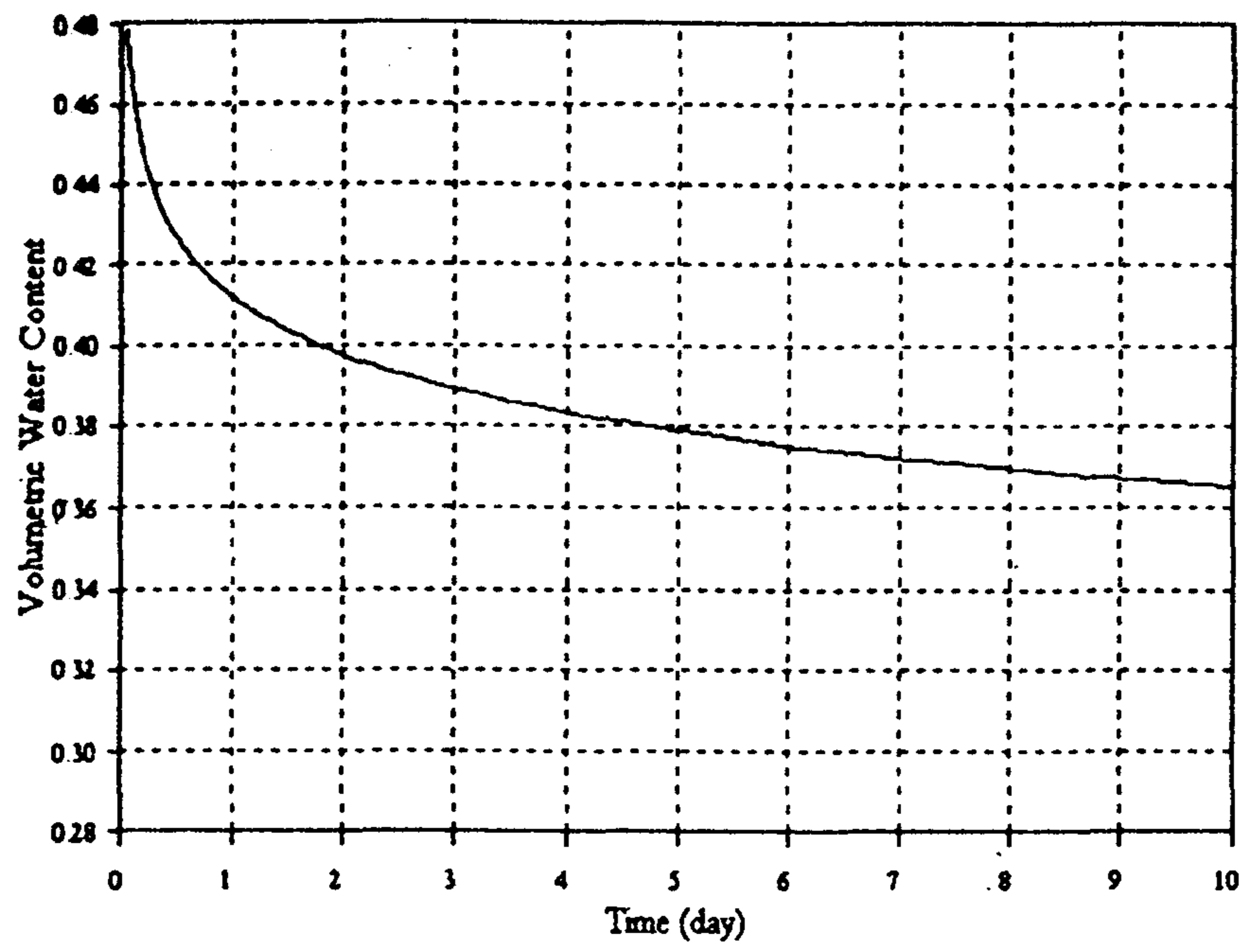
(f-1)



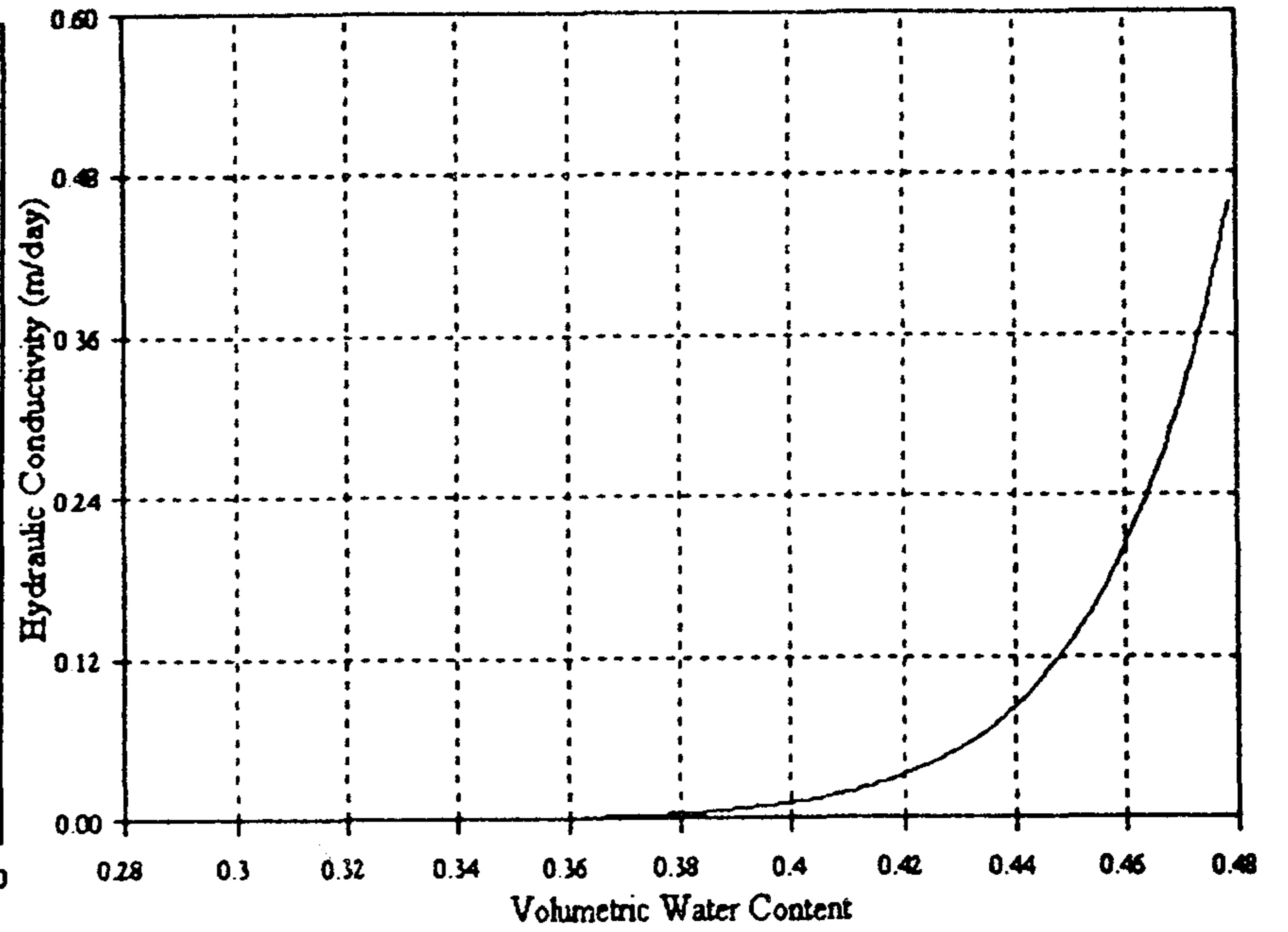
(c-1)

شکل ۱ - منحنی پارامترهای هیدرولیکی خاک نسبت به رطوبت برای نمونه یک با  $\epsilon=52\%$

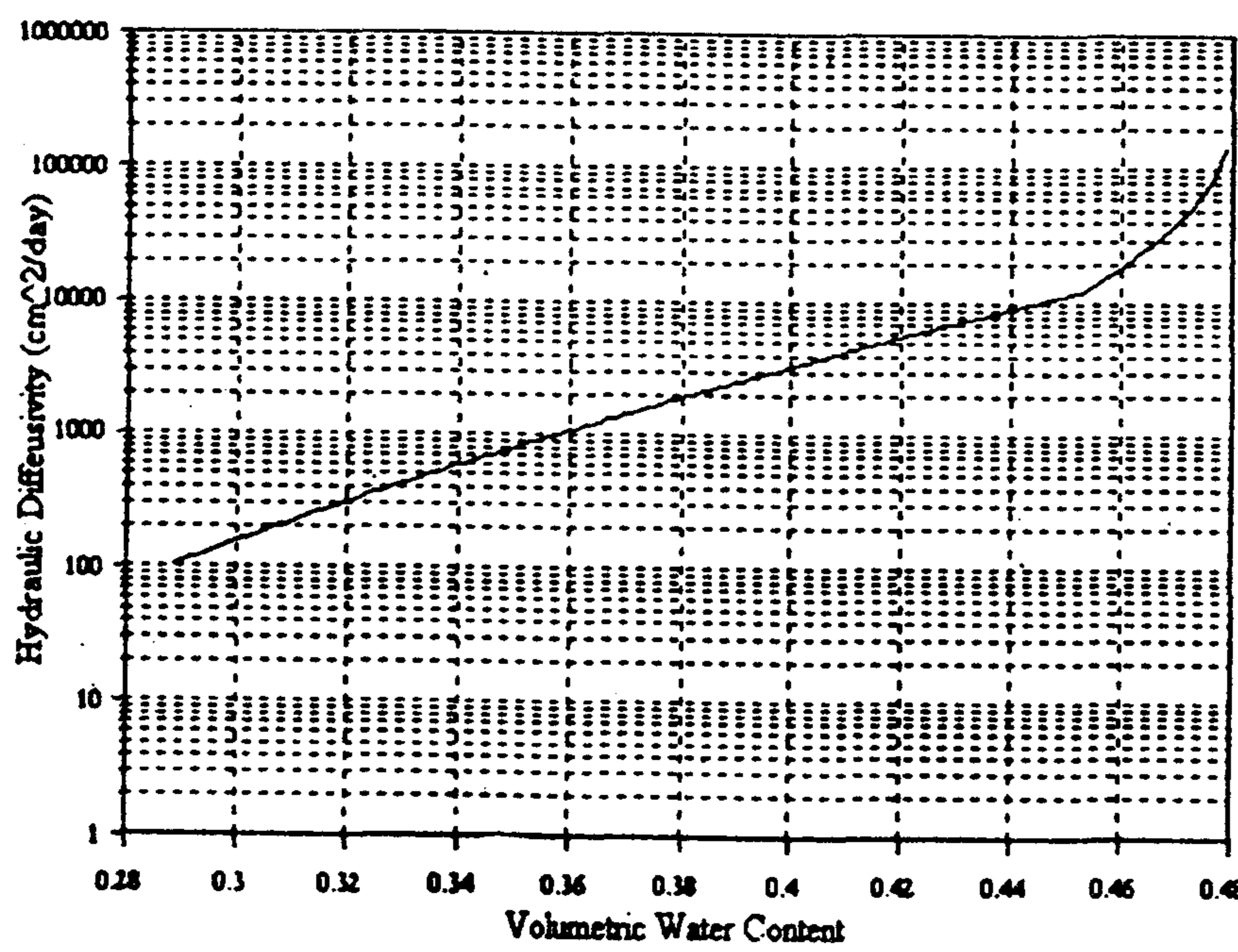




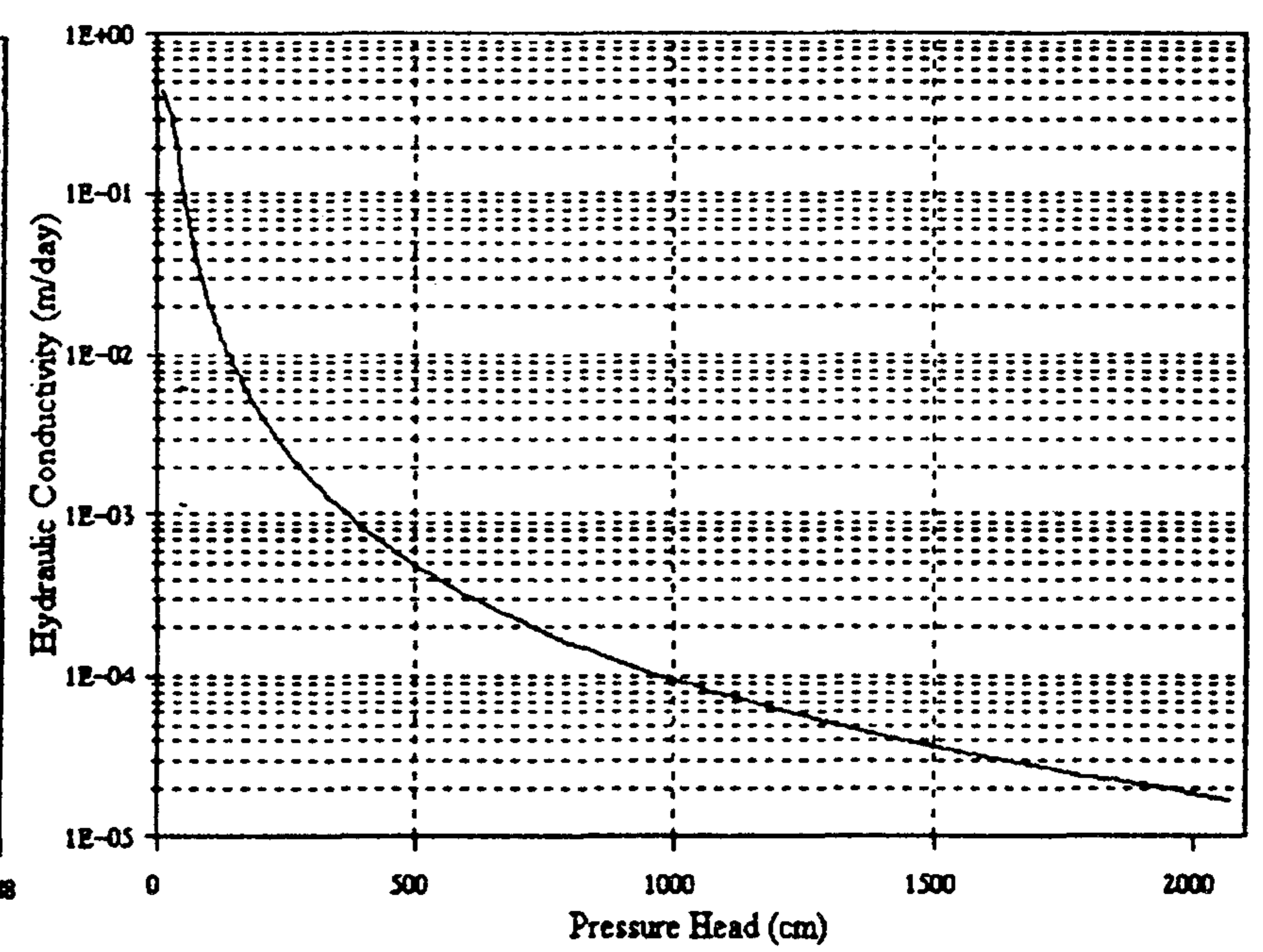
(d-2)



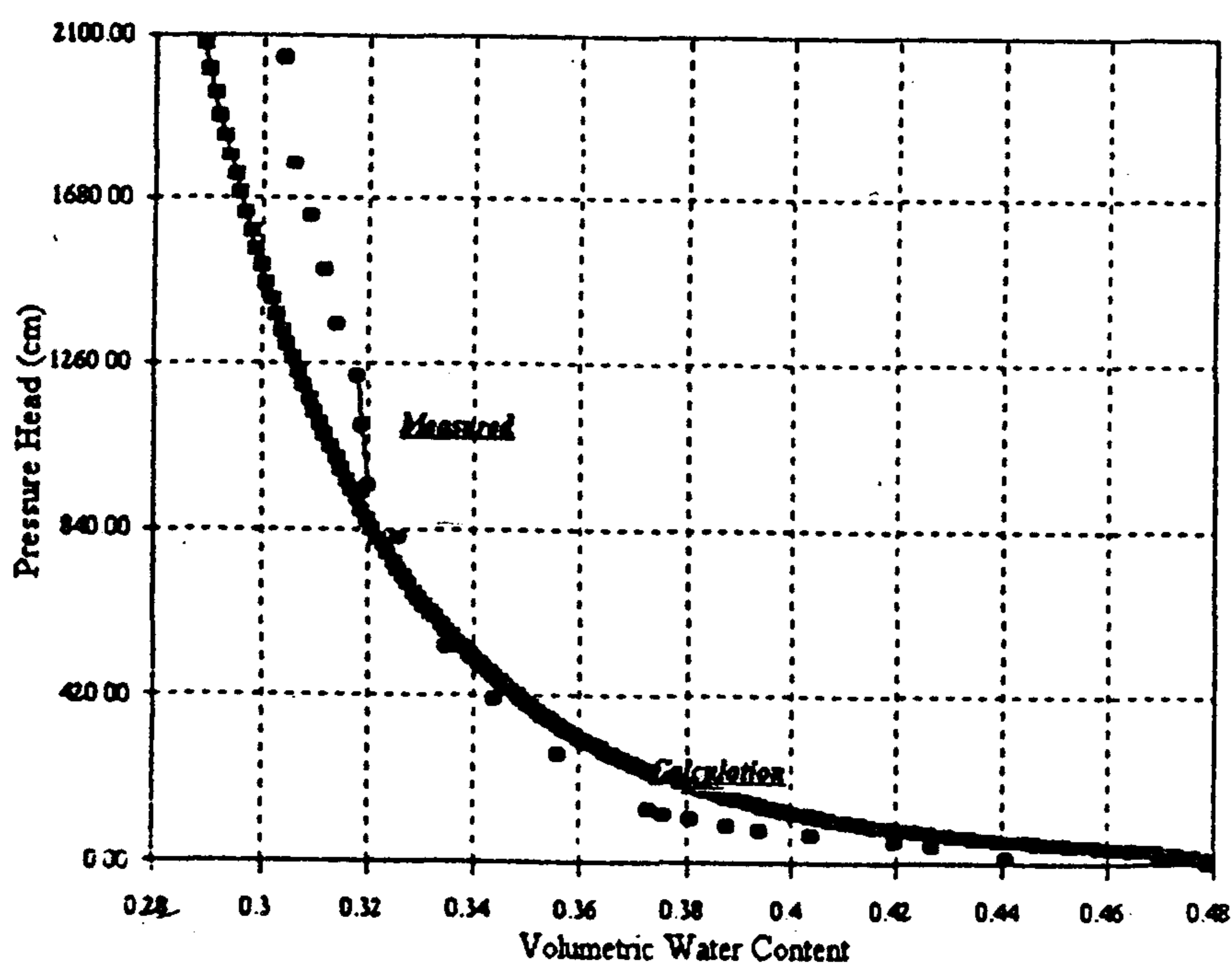
(a-2)



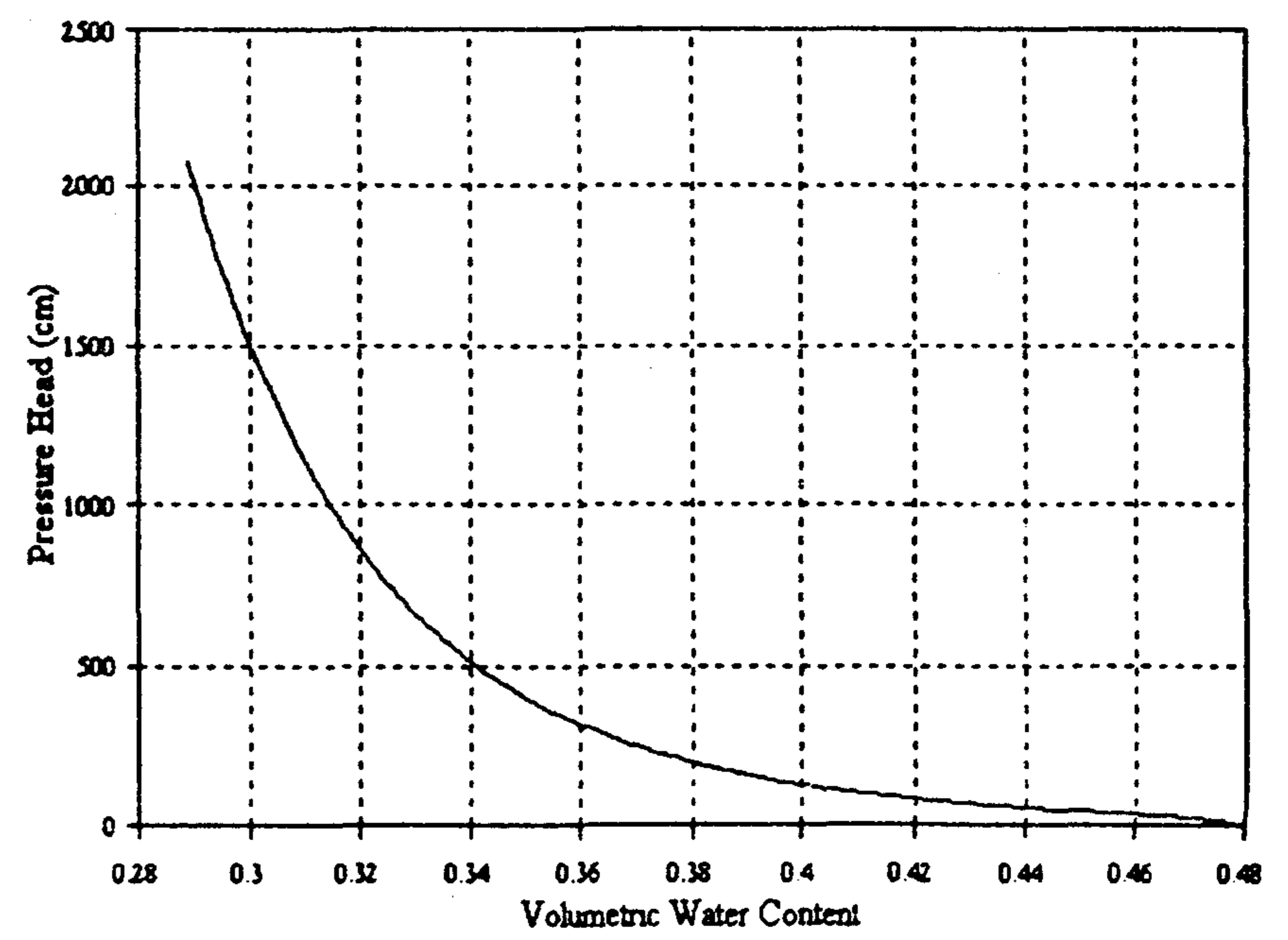
(e-2)



(b-2)



(f-2)



(c-2)

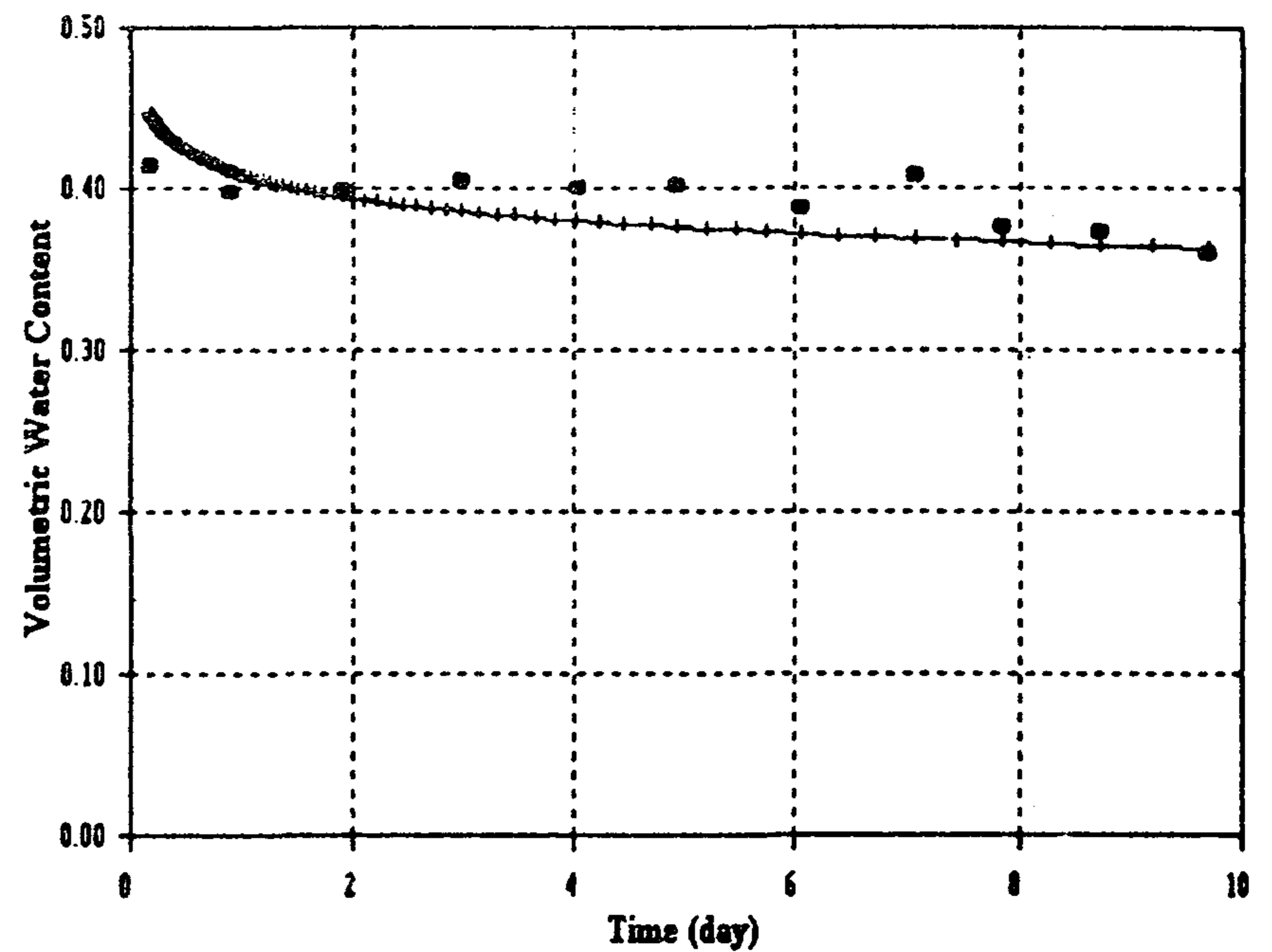
شکل ۲ - منحنی پارامترهای هیدرولیکی خاک نسبت به رطوبت برای نمونه یک با  $\epsilon = 48\%$



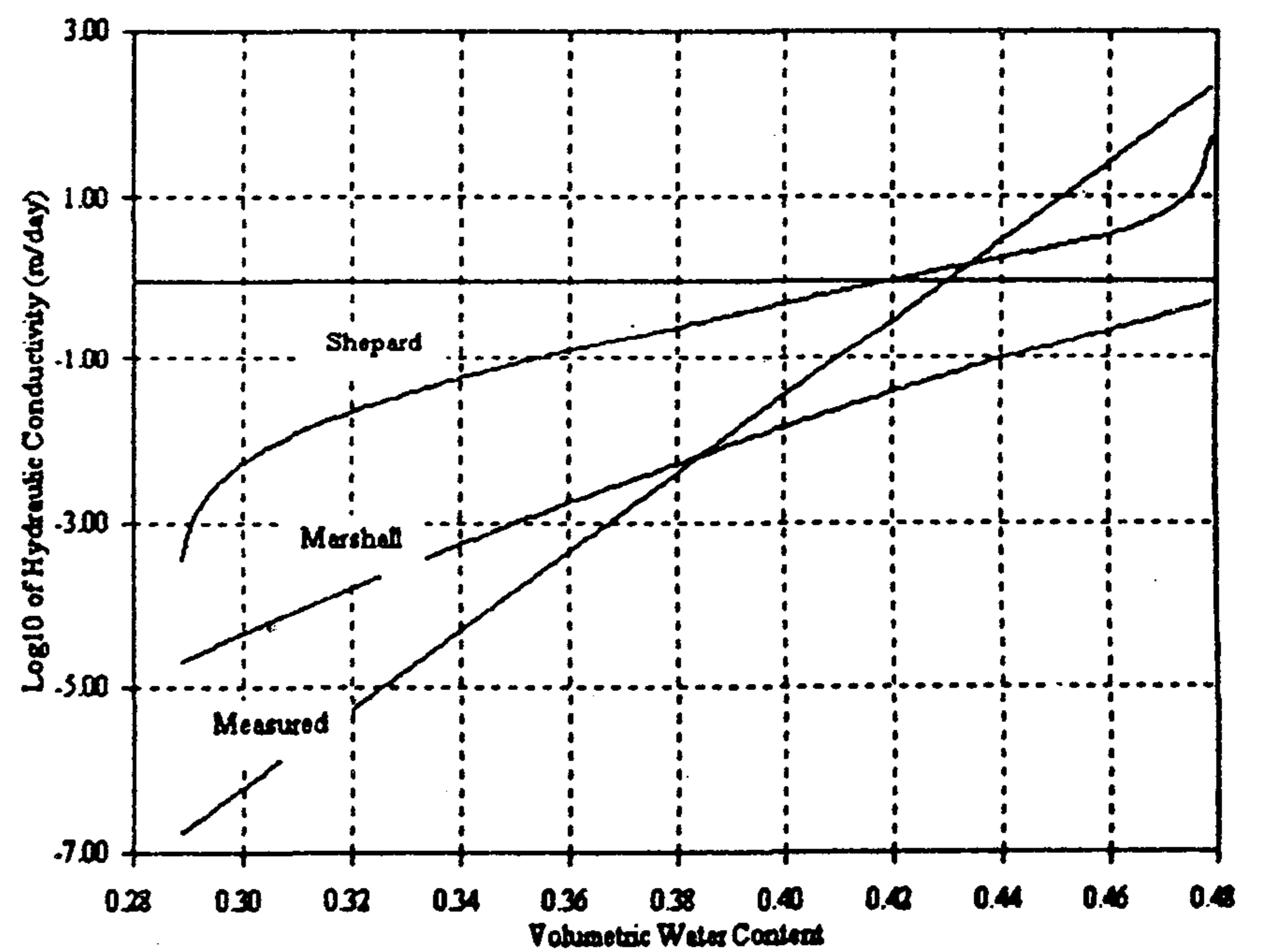
هدایت آبی این نمونه را اندازه گیری کرده که این تابع همراه با توابع تخمینی هدایت آبی بوسیله روش مارشال و روش شپارد در شکل (۶) آمده است. لازم بذکر است که این تابع تخمینی با استفاده از منحنی رطوبتی تخمینی محاسبه گردیده‌اند.

### نتایج و بحث

در بررسی منحنی تخمینی رطوبتی آب در خاک از دو خاک با بافتهای متفاوت استفاده گردید اساس این منحنی تخمینی در این تحقیق، خصوصیات دانه بندی ذرات خاک می‌باشد. با مقایسه این منحنی تخمینی با مقادیر اندازه گیری شده از نمونه اول دیده می‌شود که در رطوبتهای نزدیک به اشباع منحنی اندازه گیری شده و تخمین زده شده کاملاً به هم نزدیک می‌باشند. ولی در رطوبتهای پایین فاصله اندکی بین منحنی اندازه گیری شده و منحنی تخمینی دیده می‌شود شکل (۱-۱) علت این امر احتمالاً به دقت اندازه گیری رطوبت حجمی در حالت‌های غیر اشباع خاک می‌باشد بدین معنی که در رطوبتهای کم خاک اندازه گیری، رطوبت به صورت حجمی دشوار است. با مقایسه شکل‌های (۱-۱) و (۱-۲) دیده می‌شود که اختلاف بسیار ناچیزی بین دو منحنی تخمینی و حتی با منحنی اندازه گیری وجود دارد بنابراین بنظر می‌رسد که می‌توان در تخمین منحنی رطوبتی خاک بدین روش فرض کرد که  $\theta_s = \epsilon$  می‌باشد. منحنی تخمینی رطوبت آب در خاک نمونه دوم با منحنی اندازه گیری شده اختلاف بیشتری نسبت به نمونه اول وجود دارد، البته در این شکل بار دیگر دیده می‌شود که در رطوبتهای نزدیک به اشباع دو منحنی تخمینی و اندازه گیری شده به یکدیگر نزدیک می‌باشند، ولی در رطوبتهای کم خاک این اختلاف بیشتر می‌شود. علت اختلاف بیشتر بین منحنی تخمینی با منحنی اندازه گیری شده در نمونه دوم احتمالاً به خاطر نوع بافت خاک می‌باشد زیرا با مقایسه قطر متوسط هندسی ذرات و انحراف معیار قطر با قطر متوسط هندسی ذرات خاک نمونه اول  $d_g = 0.0354$ ،  $\sigma_g = 1.6/3$  با قطر متوسط هندسی ذرات و انحراف معیار قطر هندسی ذرات خاک نمونه دوم  $d_g = 0.04$ ،  $\sigma_g = 1.6/7$  دیده می‌شود که نمونه خاک دوم درشت دانه‌تر نسبت به نمونه اول و یکنواختی قطر ذرات خاک بیشتر می‌باشد. بنابراین بنظر می‌رسد که روش تخمینی ارائه شده در این تحقیق بیشتر برای خاک‌های با پراکندگی بیشتر بین ذرات مناسب



شکل ۳ - منحنی تغییرات رطوبت خاک نسبت به زمان، اعداد مشاهده و محاسبه شده

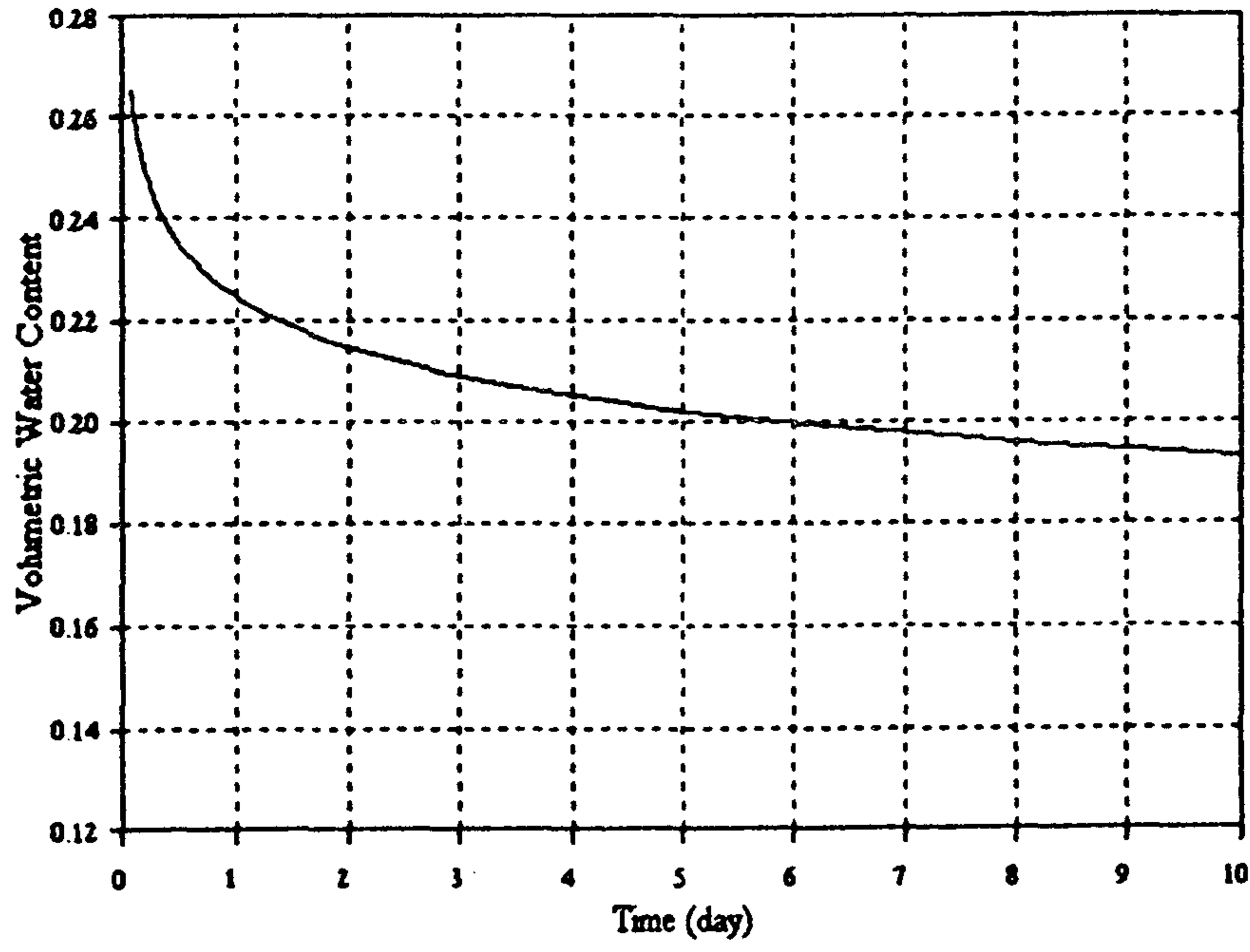


شکل ۴ - منحنی تغییرات ضریب آبگذاری خاک در رطوبتهای مختلف با روش‌های مارشال و شپارد و داده‌های اندازه گیری شده برای خاک نمونه اول

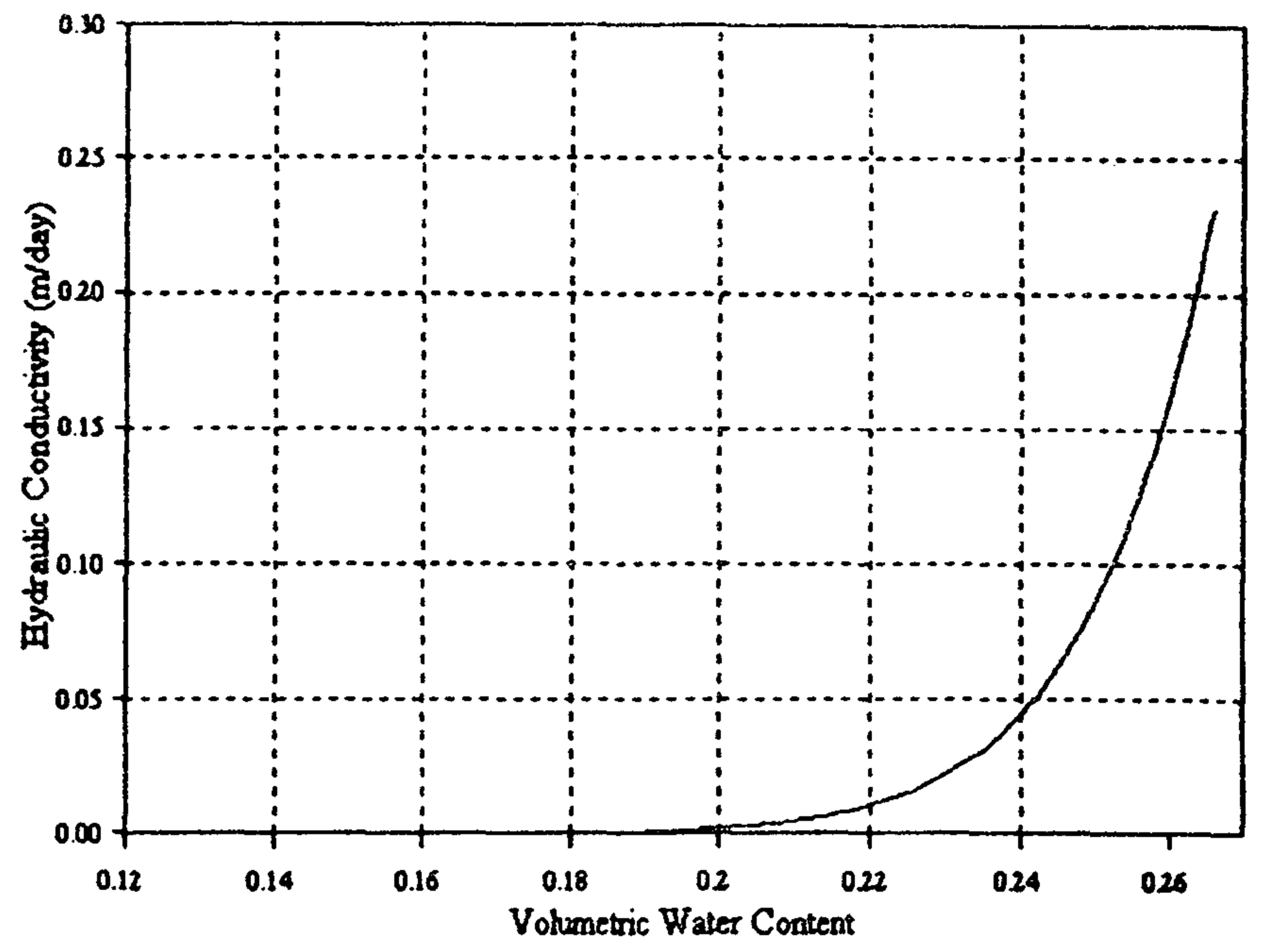
بار دیگر برنامه کامپیوتری اجرا گردیده که  $d_g = 0.04$ ،  $\sigma_g = 1.6/66$  و منحنی تخمینی ضریب آبگذاری نسبت به رطوبت حجمی، منحنی تخمینی ضریب آبگذاری نسبت به پتانسیل و منحنی رطوبتی تخمینی و منحنی تخمینی روزانه رطوبت خاک و منحنی تخمینی پخشیدگی هیدرولیکی نسبت به رطوبت حجمی در شکل‌های ۵-۵ الی ۵-۵ آمده است. منحنی رطوبتی اندازه گیری شده بوسیله تاماری (۱۱) برای این نمونه خاک همراه با منحنی تخمینی رطوبتی در شکل (۵-۵) آمده است.

در تحقیق تاماری (۱۱) با استفاده از میکروتانسیومترها تابع

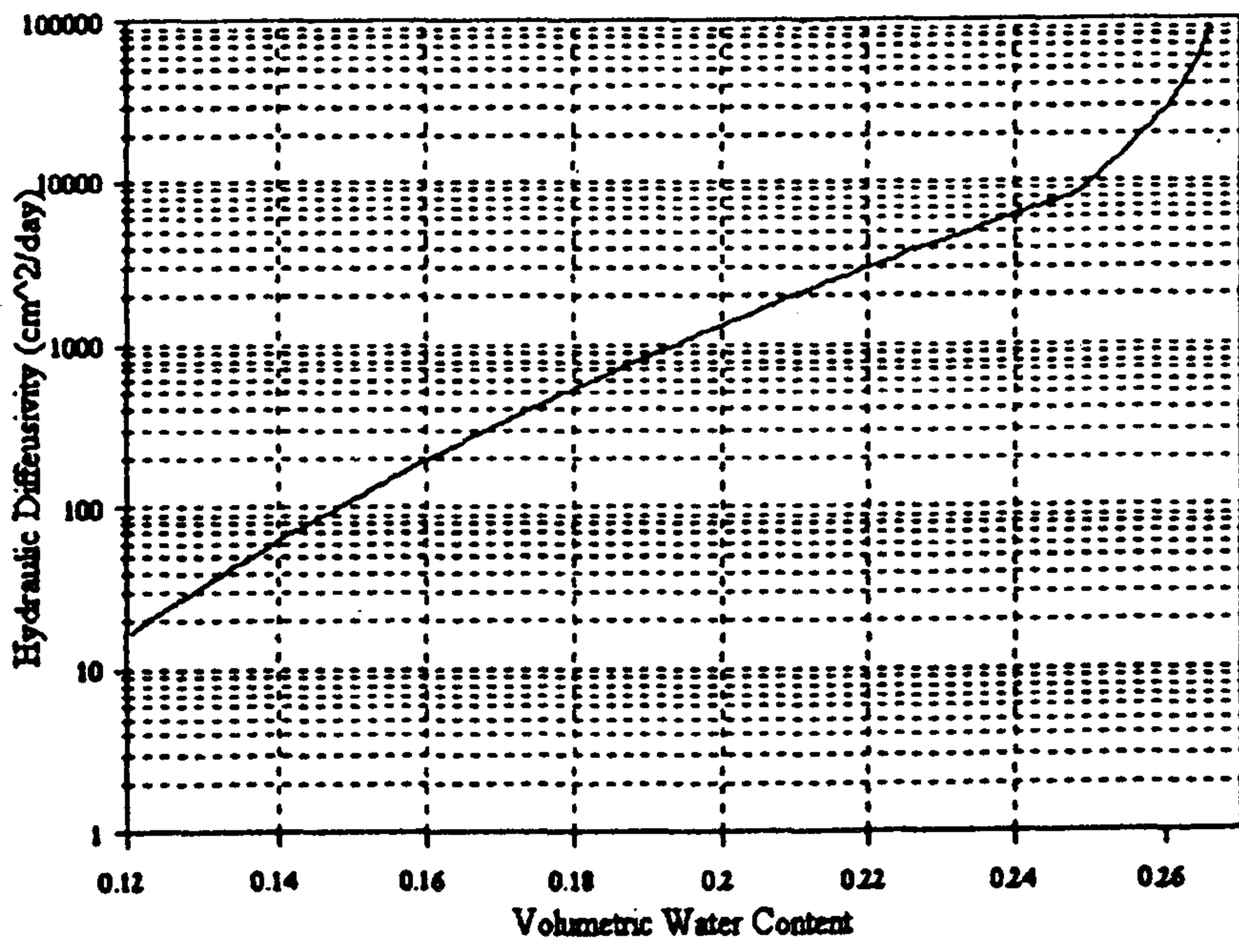




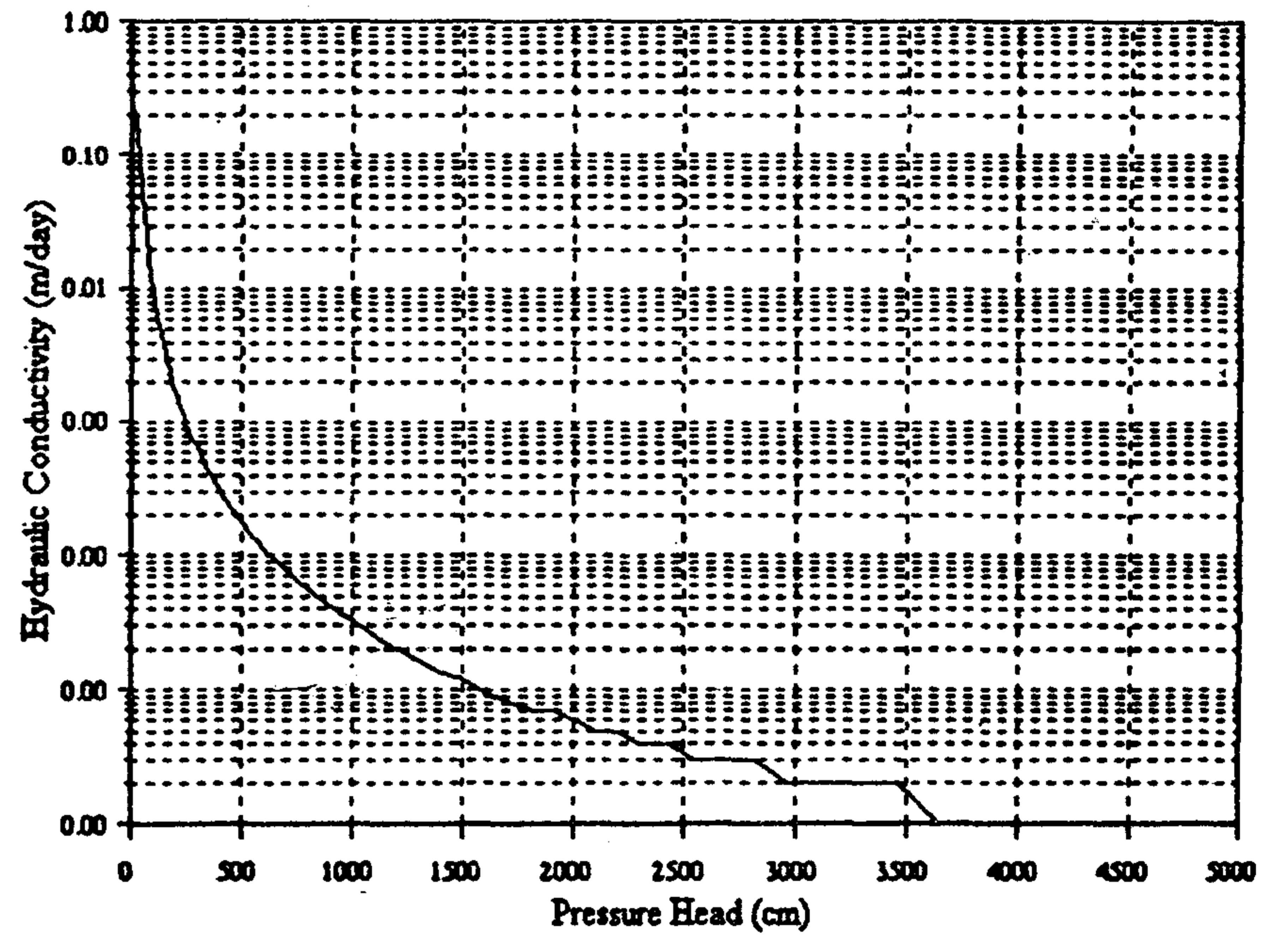
(d-5)



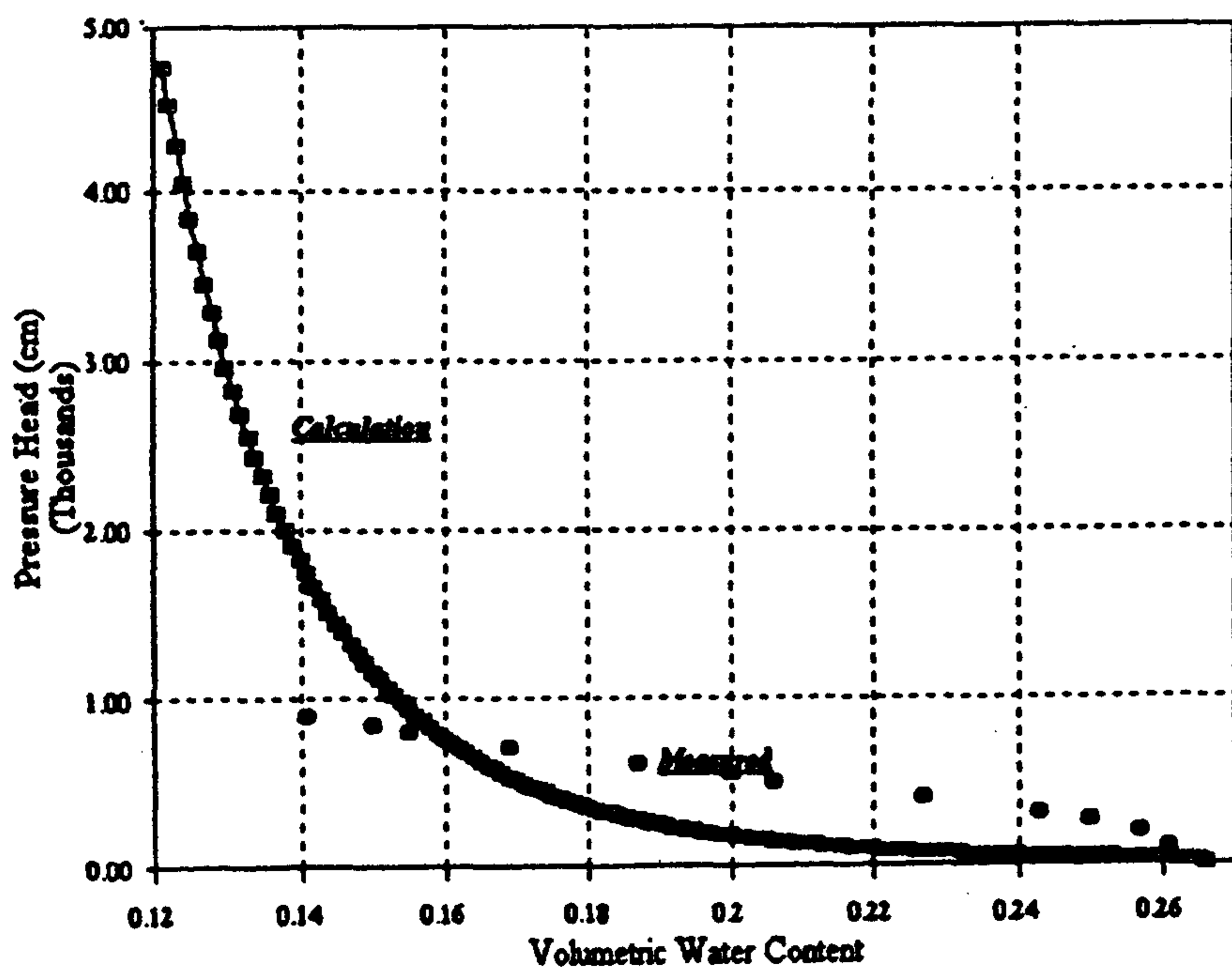
(a-5)



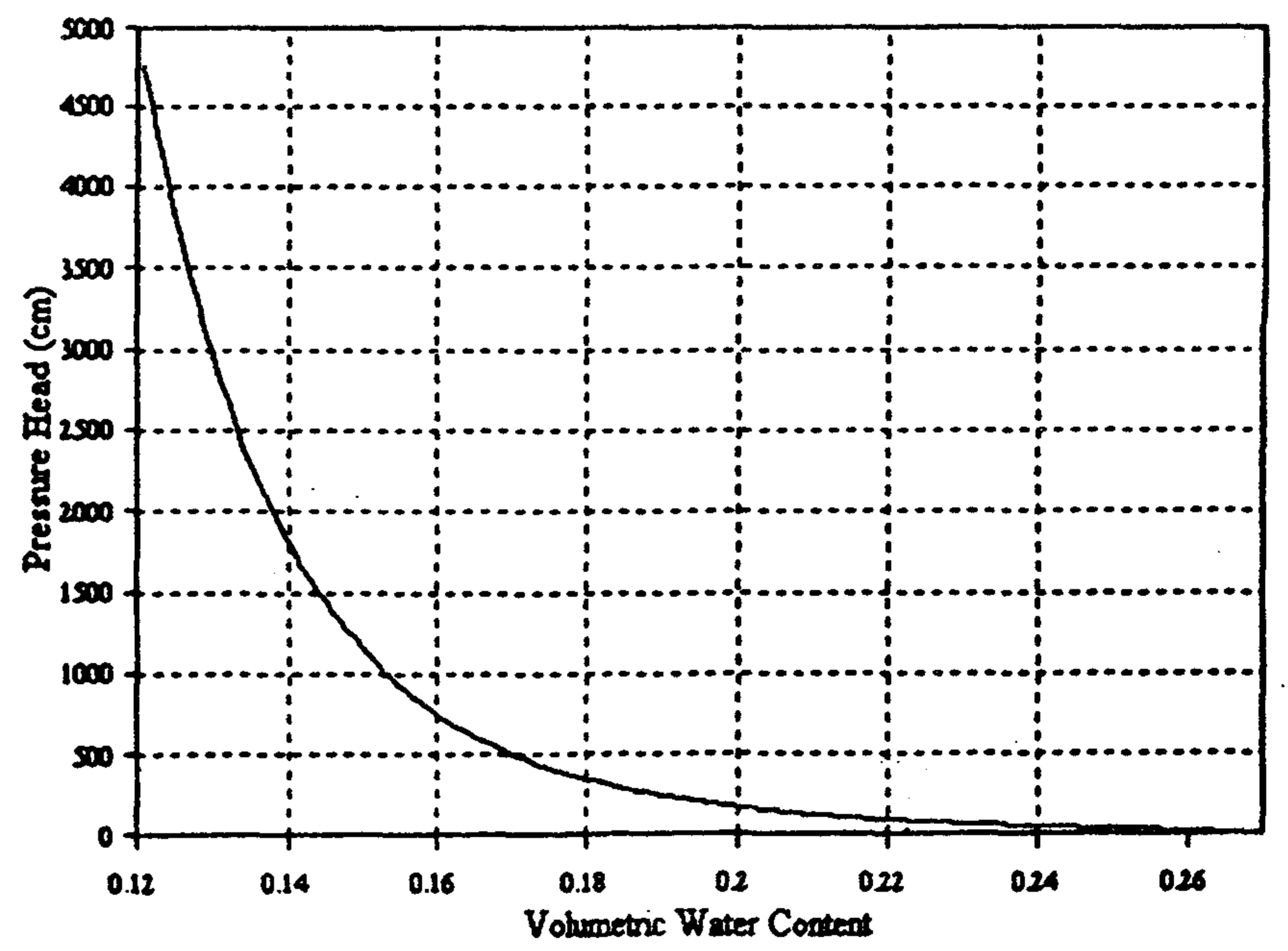
(e-5)



(b-5)



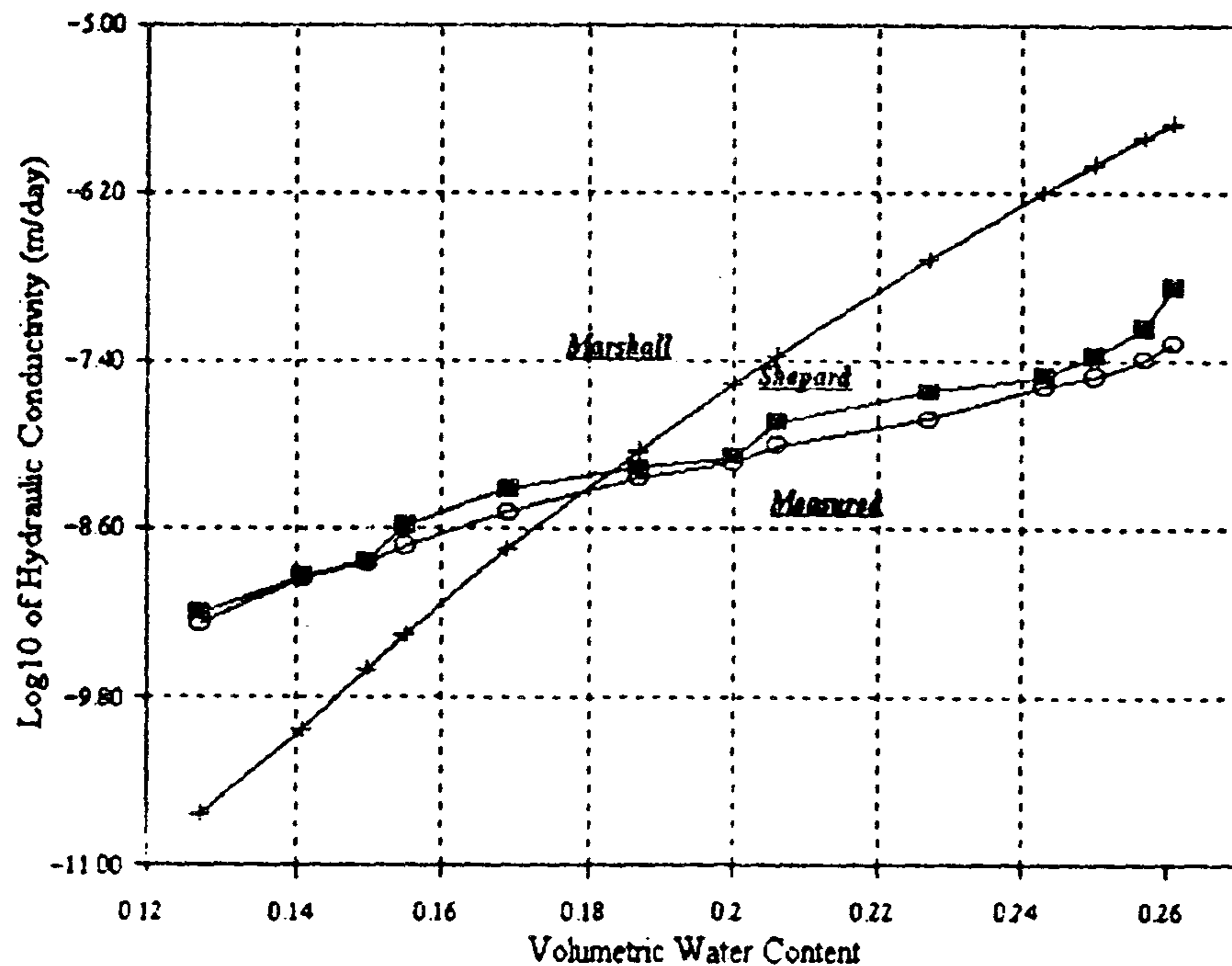
(f-5)



(c-5)

شکل ۵ - منحنی پارامترهای هیدرولیکی خاک نسبت به رطوبت برای نمونه دوم.





شکل ۶ - منحنی تغییرات ضریب آبگذاری خاک در رطوبتهای مختلف با روشهای مارشال و شپارد و داده های اندازه گیری شده برای خاک نمونه دوم

خاک و میزان رطوبت خاک اثر کمتری نسبت به روش تخمینی شپارد دارد.

با مشاهده شکل (۳) دیده می شود که اختلاف ناچیزی بین منحنی تخمینی تغییرات روزانه رطوبت خاک و مقادیر اندازه گیری شده می باشد. علت اختلاف موجود بین دو منحنی این است که چون اندازه گیری رطوبت خاک در مزرعه بوده بنابراین مقداری تبخیر از سطح خاک وجود داشته است هر چند زمان آزمایش در فصول سرد بوده ولی همان مقدار کم تبخیر باعث ایجاد خطا شده است. اطلاعاتی درباره روند تغییرات روزانه آب خاک در نمونه دوم بدست نیامده ولی بنظر می رسد که هر چند خاک درشت دانه تر باشد این اختلاف کمتر خواهد شد.

### سپاسگزاری

در اینجا لازم است از زحمات آقایان دکتر علیرضا سپاسخواه و دکتر عباس بارانی، بترتیب استاد گروه آبیاری دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز و استادیار گروه آبیاری دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان در انجام این تحقیق قدردانی گردد.

می باشد. هر چه خاک با ذرات یکنواخت تر ترکیب گردد این روش دچار خطای بیشتری خواهد شد.

در بررسی تابع ضریب آبگذاری در حالت غیر اشباع یا اصطلاحاً تابع هدایت آبی از روش مختلف استفاده و برای بررسی این توابع از دو نمونه اندازه گیری جهت بررسی استفاده شده است. در شکل (۴) تابع هدایت آبی تخمینی به روش مارشال و شپارد و مقادیر اندازه گیری شده از نمونه اول آمده است. با مشاهده این شکل دیده می شود که در رطوبتهای نزدیک به اشباع مقادیر ضریب آبگذاری تخمینی به روش شپارد به مقدار اندازه گیری شده نزدیک بوده و در رطوبتهای کمتر مقادیر ضریب آبگذاری تخمینی به روش مارشال به مقدار اندازه گیری شده نزدیک می باشد. در این شکل دیده می شود که هر چند در حالت نزدیک به اشباع منحنی تخمینی شپارد به منحنی اندازه گیری نزدیک می باشد ولی در کل اختلاف بین دو منحنی تخمینی به روش مارشال و اندازه گیری شده بسیار کمتر از روش شپارد می باشد. علت این امر آن است که در روش شپارد بیشتر به اعوجاج لوله های موئین توجه شده است و هر چه رطوبت بیشتر باشد اثر اعوجاج در جریان آب از لوله های موئین بیشتر دیده می شود. بنابراین در رطوبتهای نزدیک به اشباع اثر اعوجاج بیشتر بوده پس مقادیر تخمینی به روش شپارد با مقادیر اندازه گیری نزدیک تر می باشد. از طرفی هر چه پراکندگی قطر ذرات بیشتر باشد اثر اعوجاج پیچیده تر شده (۹) و تخمین ضریب آبگذاری در این گونه بافتها به روش شپارد نسبت به مقادیر اندازه گیری شده خطای بیشتری خواهد داشت. این امر در شکل (۶) که تابع هدایت آبی تخمینی به روش مارشال و روش شپارد و مقادیر اندازه گیری شده را نشان می دهد، نیز دیده می شود، زیرا نمونه دوم دارای بافتی یکنواخت تر از نمونه اول دارد پس با توجه به خصوصیات لوله های موئین و اثر اعوجاج در اینگونه بافتها، تابع هدایت آبی تخمینی به روش شپارد و مقادیر اندازه گیری شده بسیار نزدیک به هم می باشند. از طرفی در شکل (۶) دیده می شود که در روش مارشال اختلاف بین تابع هدایت آبی تخمینی و تابع اندازه گیری شده در حالتی که خاک اشباع است بیشتر از حالتی است که خاک رطوبت کمتری دارد. و این امر هم در نمونه اول مشاهده گردید. بنابراین بنظر می رسد که روش مارشال در تخمین ضریب آبگذاری خاک نسبت به بافت



**REFERENCES:**

مراجع مورد استفاده:

- ۱ - بایوردی، م. ۱۳۵۳. اصول مهندسی آبیاری. جلد اول. روابط آب و خاک. انتشارات دانشگاه تهران. ۶۴۲ ص.
- ۲ - سپاسخواه، ع - روح. رضایی، ۱۳۷۱. تعیین منحنی مشخصه آبی خاک بر اساس نتایج تجزیه مکانیکی. خلاصه مقالات سومین کنگره علوم خاک ایران. کرج. شهریور ۱۳۷۱.
- ۳ - صلحی، م. ۱۳۶۷. مطالعه ژنتیکی. مورفولوژیکی، فیزیک و شیمیایی و طبقه بندی خاکهای منطقه باجگاه در استان فارس. رساله کارشناسی ارشد. دانشکده کشاورزی. دانشگاه شیراز.
- 4- Bear, J. 1972. Dynamics of fluids in porous media. Elsevier, New York.
- 5- Brooks, R.H., and A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrol. Pap. no 3. Colorado State Univ., Fort Collins.
- 6- Campbell, G.S. 1974. A simple method of determining unsaturated conductivity from moisture retention data. J. of Soil Sci. Vol 117 : 310 - 314.
- 7- Hillel, D. 1982. Introduction to soil physics. Academic press, New York.
- 8- Hutson, G. & A. Cass. 1987. A retentivity function for use in soil - water simulation models. J. of Soil Sci. Vol 38 : 105 - 113.
- 9- Shepard, J. Scott. 1993. Using a fractal model to compute the hydraulic conductivity. function. Soil Sci. Soc. Am. J. Vol 57 : 300 - 306.
- 10- Shirazi, M.A. & L. Boersma. 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. Soil Sci. Soc. Am. J. Vol 48 : 142 - 147.
- 11- Tamari, L. Bruckler, J. Halbertsma, & J. Chadoeuf. 1993. A simple method for determining soil hydraulic properties in the laboratory. Soil sci., Soc. Am. J. Vol 57 : 642 - 651.



## **Determining Soil Moisture Retention Curve and Hydraulic Properties From Soil Texture.**

**BEHROUZ-ABOLPOUR**

**Instructor, Irrigation Department, College of Agriculture, Shahid Bahonar**

**Kerman University**

**Accepted 29 Oct.1997**

### **SUMMARY**

Both soil water retention curve and unsaturated hydraulic conductivity data are often necessary for solving soil unsaturated flow problems. This study derived a simple method for determining soil water retention curve, unsaturated hydraulic conductivity curve, saturated hydraulic conductivity, hydraulic diffusivity curve and volumetric water content curve from soil texture. Soil water retention curve measured for two samples in laboratory and calculated for which sample with method derived. The calculated soil water retention curve for the sample with min. geometric particle-size diameter and max. geometric standard deviation approximated the measured soil water retention curve. The calculated unsaturated hydraulic conductivity approximated the measured conductivities at all water contents for two soil samples.

**Key Words:** Soil Hydraulic conductivity, Soil moisture, Soil texture & Shepard methods