



VÝBĚR HYDROGEOLOGICKÝCH POSTUPŮ 1.díl

–
PŘEHLED VZORCŮ, VÝPOČTOVÝCH SCHÉMAT A POSTUPŮ

Podkladový materiál pro předmět Interpretace hydrogeologických dat

RNDr. František Pastuszek

1. Obsah

1.	Obsah.....	i
2.	Úvod.....	2
3.	Data, informace, interpretace a znalosti	3
3.1	Data	3
3.2	Informace a interpretace	3
3.3	Znalosti	3
3.4	Proces datové analýzy	4
3.4.1	Problém	4
3.5	Zobecnění	5
3.5.1	Získávání a příprava dat	6
3.5.2	Průzkum, analýza a zpracování dat	8
4.	Hydrogeologie – vybrané pojmy	10
4.1	Podzemní voda, satureovaná a nesatureovaná zóna	10
4.2	Základy teorie pohybu podzemní vody	12
4.3	Hydraulické parametry a jejich definice	13
4.3.1	Vodivostně-odporové hydraulické parametry hornin.....	13
4.3.2	Objemově-kapacitní (akumulačně-evakuační) hydraulické parametry hornin.....	15
4.3.3	Okrajové podmínky proudění podzemních vod	16
4.4	DODĚLAT Seznam symbolů kapitoly 4.....	17
5.	Empirické vztahy pro hydrogeologii	19
5.1	Tabulka převodu granulometrie dle ČSN versus US standart	19
5.2	Vztahy pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti z křivek zrnitosti.....	19
5.2.1	Vztahy pro odhad hydraulické vodivosti.....	19
5.3	Výpočty dosahu depresního kužele, ustálené proudění	22
5.4	Seznam symbolů kapitoly 5.....	24
6.	Satureovaná zóna – přehled základních vztahů.....	25
6.1	Výpočtové podmínky pro čerpací a stoupací zkoušky.....	25
6.1.1	Posloupnost kroků při výpočtech z dat hydrodynamických zkoušek	26
6.2	Ustálené proudění podzemních vod v neohraničené vrstvě.....	27
6.2.1	Zvodeň s napjatou hladinou	27
6.2.2	Rovnoměrné proudění, zvodeň s volnou hladinou	27
6.2.3	Nerovnoměrné proudění podzemní vody s volnou hladinou.....	27
6.3	Výpočty nasycené hydraulické vodivosti (koeficient filtrace), ustálené proudění	28
6.4	Křivky vydatnosti	31
6.5	Výpočty hydrodynamických parametrů metodami neustáleného proudění.....	32
6.5.1	Prázdňení vrtu (well bore storage s.s.)	32
6.5.2	Přechodová fáze (transition phase).....	34
6.5.2.1	LTI model (reaktorový model) pro přechodovou fázi	34
6.5.2.2	Implicitní model	35
6.5.2.3	Hantushův a Fenskeho model.....	35

6.5.2.4	Výpočet skin faktoru W	36
6.5.2.5	Makroskopický model vlivu biomasy na odporový parametr pórového prostředí	37
6.5.2.6	Stárnutí vrtů - kolmatace	38
6.5.3	Klasické metody pro kvazistacionární fázi hydrodynamických zkoušek s konstantním čerpaným množstvím	41
6.5.3.1	Theisova metoda.....	41
6.5.3.2	Cooper-Jacobova metoda logaritmické aproximace	42
6.5.4	Neklasické metody řešení.....	43
6.5.4.1	Princip reaktorů	43
6.5.4.2	Prázdňení – reaktor 1	45
6.5.4.3	Transition phase – reaktor 2	47
6.5.5	UNICITA	48
6.5.6	Stoupací zkoušky.....	49
6.5.6.1	Výpočet skinu ze stoupací zkoušky (J.J.Arps, 1955).....	50
6.5.7	Stupňovitá čerpací zkouška	51
6.5.7.1	Hantush – Bierschenkova metoda výpočtu.....	54
6.5.7.2	Eden – Hazelova metoda	55
6.5.7.3	Rorabaughova metoda	55
6.5.7.4	Miller a Weberova metoda	56
6.5.8	Vztahy pro numerickou aproximaci studňové funkce W(u).....	58
6.5.8.1	Aproximace řetězovým zlomkem.....	58
6.5.8.2	Aproximace Taylorovým rozvojem.....	58
6.5.8.3	Aproximace exponenciální funkcí	58
6.5.8.4	Aproximace Allen-Hastings	58
6.5.8.5	Porovnání různých aproximací	59
6.6	DODĚLAT Seznam symbolů kapitoly 6	61
7.	Nesaturovaná zóna	64
7.1	Pohyb kapalně fáze nesaturovanou zónou	64
7.1.1	Darcyho zákon pro nesaturovanou zónu	65
7.1.2	Půdní difusivita pro vodu	65
7.1.3	Empirická závislost K_u/K	65
7.1.4	Kapilární tlak.....	67
7.1.5	Kapilární výška	72
7.2	Rovnice modelů.....	75
7.2.1	Brooks-Corey	75
7.2.2	Van Genuchten.....	75
7.3	Metody hodnocení infiltrace.....	76
7.3.1	Metoda Green-Ampta.....	77
7.3.2	Další metody	79
7.3.3	Orientační výpočet rychlosti průsaku znečištění nesaturovanou zónou	79
7.3.4	Schwille – orientační odhad hloubky průsaku RL.....	80
7.4	Speciální výpočty v nesaturované zóně (venting, bioventing).....	82
7.4.1	Konverze jednotek pro půdní vzduch ($\text{ppmV} \rightleftharpoons \text{mg/m}^3$)	82

7.4.2	Vztah mezi koncentrací látky v půdním vzduchu a koncentrací ve vzorku zeminy (lab.stanovení)	82
7.4.3	Rychlost proudění půdního vzduchu	82
7.4.4	Orientační výpočet permeability nesat.zóny pro vzduch z hydraulické vodivosti saturevané zóny	83
7.4.5	Veningová zkouška - stanovení permeability prostředí pro půdní vzduch	83
7.4.6	Výpočet odsávaného množství z ventingové zkoušky	84
7.4.7	Určení hydraulického poloměru ventingového vrtu a tlakový profil	85
7.4.8	Bioventing	85
7.4.8.1	Interpretace respiračních testů prováděných in-situ	85
7.4.8.2	Vliv teploty na rychlost utilizace kyslíku	87
8.	Zásoby podzemních vod a jejich bilance	88
8.1	Vybrané pojmy	88
8.1.1	Gravitační zásoby podzemní vody	88
8.1.2	Pružné přírodní zásoby	88
8.1.3	Zdroje podzemní vody	88
8.1.4	Využitelné množství podzemní vody	89
8.2	Bilanční rovnice	89
8.2.1	Odtok podzemní vody	90
8.2.2	Metody výpočtu základního odtoku	90
8.2.2.1	Metoda separace hydrogramu	90
9.	Kontaminace	93
9.1	Vybrané pojmy	93
9.1.1	Koncentrace v ppm ve vztahu k matici v níž je látka stanovována	93
9.1.2	Molární zlomek a molární složení benzínu	95
9.1.3	Normalizovaná koncentrace	95
9.1.4	Adsorpce	95
9.1.4.1	Adsorpční isotermy	96
9.1.4.1.1	Langmuirova isoterma:	96
9.1.4.1.2	Freundlichova isoterma:	96
9.1.4.1.3	Distribuční (rozdělovací) koeficient	96
9.1.4.1.4	Rozdělovací koeficient oktanol – voda	96
9.1.5	Absorpce	97
9.1.6	Rozdělení kontaminantu mezi různé fáze	98
9.1.6.1	Rovnováha mezi volnou fází kontaminantu a půdním vzduchem	98
9.1.6.2	Rovnováha podzemní voda – půdní vzduch	100
9.1.6.3	Rovnováha podzemní voda – zemina	100
9.2	Fickův zákon	101
9.3	Disperze	101
9.3.1	Disperzivita	101
9.3.2	Celková disperze	101
9.3.3	Pecletovo číslo P_e	102
9.3.4	Koeficient retardace (retardační faktor)	102
9.4	Modely transportu kontaminantu	103

9.4.1	Model pístového vytěšňování, jednorázová dotace	103
9.4.2	Model pístového vytěšňování, trvalá dotace	103
9.4.3	Difusně-disperzní model, jednorázová dotace kontaminantu	103
9.4.4	Difusně-disperzní model, trvalá dotace kontaminantu	103
9.4.5	Transport a statistické rozdělení	104
9.4.6	Rovnice advektivně disperzního transportu	107
9.4.7	Délka přechodové zóny – zjednodušená závislost	107
9.4.8	Domenicův model (1987)	108
9.4.9	Tabulka migračních parametrů	110
9.4.10	Přehled jednoduchých migračních modelů	113
9.5	Bilance kontaminantů	117
9.5.1	Odhad hmotnosti a objemu volné fáze	117
9.5.2	Bilance kontaminantu v saturované zóně bez započtení přítomnosti volné fáze znečištění	117
9.5.3	Výpočet bilance v průběhu sanace z kumulativních křivek výtěžnosti	118
9.6	Bioremediace	118
9.6.1	Nároky na vlhkost	119
9.6.2	Nároky na živiny	119
9.6.3	Nároky na obsah kyslíku	119
9.6.3.1	Respirační test	120
10.	Produkční analýza (PA)	121
10.1	Historie	121
10.2	Teorie	121
10.3	Interpretace dat pro produkční analýzu	122
11.	Vybrané statistické postupy v hydrogeologii	125
11.1	Volba statistických metod a jejich klasifikace	125
11.2	Některé metody popisné statistiky	125
11.2.1	Přehled základních měr popisné statistiky	125
11.2.2	Zkoumání přítomnosti odlehklých hodnot a rezistentní odhady	126
11.2.2.1	Posuzování podle hodnoty čísla z, Čebyševův teorém	126
11.2.2.2	Krabicový diagram (Box and Whiskey plot)	127
11.2.3	Shluková analýza (cluster analysis)	129
11.3	Korelační a regresní analýza	133
11.3.1	Korelační koeficienty	134
11.3.1.1	Pearsonův korelační koeficient	134
11.3.1.2	Spearmanův korelační koeficient	134
11.3.1.3	Kendallův koeficient pořadové korelace	135
11.3.1.4	Durbin_Watsonův test	135
11.3.1.5	Přehled korelačních koeficientů	137
11.3.2	Autokorelační funkce	138
11.3.3	Posuzování podle míry shody mezi daty a vypočtenou závislostí	139
11.3.4	Lineární regrese	139
11.3.5	Nelineární regrese	140

11.3.5.1	Případy použití nelineární regrese v hydrogeologii	141
11.3.5.1.1	Kontaminační hydrogeologie	141
11.3.5.1.2	Produkční analýza.....	143
11.3.5.1.3	Hydraulika, čerpací zkoušky	143
11.4	Časové řady	145
11.4.1	Základní koncepce modelování časových řad.....	145
11.4.2	Trendová složka časové řady	145
11.4.2.1	Exponenciální vyrovnávání časových řad	145
11.4.2.1.1	Brownovo exponenciální vyrovnávání	146
11.4.2.1.2	Holtovo exponenciální vyrovnávání	146
11.4.2.1.3	Winterovo sezónní vyrovnávání.....	147
11.4.2.2	Fourierova transformace.....	147
11.4.3	Konvoluce.....	148
11.4.3.1	Filtr pro zpracování signálu.....	149
11.4.4	Dekonvoluce	149
11.4.5	Periodogram.....	149
11.4.5.1.1	Frekvence	150
11.4.5.1.2	Aliasing – nerozlišitelnost frekvencí	151
11.4.5.1.3	Shannonův teorém a vzorkovací frekvence v praxi	151
12.	Technické výpočty	153
12.1	Základy projektování a navrhování a hodnocení čerpacích a stoupacích zkoušek	153
12.1.1	Navrhování hydrodynamických zkoušek s ohledem na způsob jejich vyhodnocování	153
12.1.2	Projektování čerpacích zkoušek (technický projekt)	155
12.2	Vlivy na průběh čerpacích zkoušek	157
13.	Seznam symbolů	159
14.	Přehled software.....	161
14.1	DOPLNIT Hydrogeologický software.....	161
14.2	Statistický software.....	161
15.	DOPLNIT Literatura	161
16.	TABULKY.....	162
SEZNAM OBRÁZKŮ V TEXTU		
OBR. 3-1	PŘEHLED TYPŮ DAT V HYDROGEOLOGII	3
OBR. 3-2	SCHÉMA PŘEVODU DAT NA ZNALOSTI.....	4
OBR. 3-3	SCHÉMA DATOVÉ ANALÝZY	4
OBR. 3-4	PŘÍKLAD PŘÍPRAVY DAT – VYHLAZENÍ KLOUZAVÝMI PRŮMĚRY DÉLKY 21 ČLENŮ.....	6
OBR. 3-5	ÚVODNÍ OBRAZOVKA PROGRAMU DAT Z DATA LOGGERU	6
OBR. 3-6	UKÁZKA VÝSTUPU Z LOGGERU VE FORMÁTU CSV PO BAROMETRICKÉ KOREKCI.....	6
OBR. 3-7	SCHÉMA PRO PŘEVOD DAT Z LOGGERU – Z MĚŘENÝCH HODNOT „LEVEL“ NA ÚROVEŇ HLADINY OD O.B. NEBO HODNOTU SNÍŽENÍ.....	7
OBR. 3-8	PROGRAM PRO KONEČNOU PŘÍPRAVU DAT K VYHODNOCENÍ ČERPACÍ ZKOUŠKY (UNIVERSAL_PŘEVOD:ČZ.XLSM)	7
OBR. 4-1	DEFINOVÁNÍ SATUROVANÉ A NESATUROVANÉ ZÓNY	10
OBR. 4-2	ROZDĚLENÍ DRUHŮ PÓROVITOSTI	11

OBR. 4-3 POJMY PŘI MĚŘENÍ HLADINY PODZEMNÍ VODY (VRT VLEVO – VOLNÁ HLADINA, VRT VPRAVO – NAPJATÁ HLADINA)	11
OBR. 4-4 DARYHO ZÁKON	12
OBR. 4-5 ROZDĚLENÍ VODIVOSTNĚ – ODPOROVÝCH HYDRAULICKÝCH PARAMETRŮ	14
OBR. 4-6 VZTAH MEZI KOEFICIENTEM PRŮTOČNOSTI A FILTRACE	15
OBR. 4-7 OKRAJOVÁ PODMÍNKA I.DRUHU $H=KONST.$	16
OBR. 4-8 OKRAJOVÁ PODMÍNKA II.DRUHU $Q=KONST.$	17
OBR. 6-1 SCHÉMA VÝPOČTOVÝCH PODMÍNEK DLE USTÁLENOSTI PROUDĚNÍ DLE J.JETELA(1980)	25
OBR. 6-2 SCHÉMA VÝPOČTOVÝCH PODMÍNEK PODLE KONSTRUKCE ODBĚROVÉHO OBJEKTU (J.JETEL(1980))..	25
OBR. 6-3 SCHÉMA VÝPOČTOVÝCH PODMÍNEK PODLE OKRAJOVÝCH PODMÍNEK (J.JETEL(1980))	26
OBR. 6-4 SCHÉMA VÝPOČTOVÝCH PODMÍNEK PODLE REŽIMU ODBĚROVÉ ZKOUŠKY (J.JETEL(1980))	26
OBR. 6-5 SCHÉMA USTÁLENÉHO ROVNOMĚRNÉHO PROUDĚNÍ PODZ. VODY V NAPJATÉ ZVODNI	27
OBR. 6-6 SCHÉMA USTÁLENÉHO ROVNOMĚRNÉHO PROUDĚNÍ PODZ. VODY VE ZVODNI S VOLNOU HLADINOU	27
OBR. 6-7 SCHÉMA USTÁLENÉHO NEROVNOMĚRNÉHO PROUDĚNÍ PODZ. VODY VE ZVODNI S VOLNOU HLADINOU	27
OBR. 6-8 PRŮLINOVÝ KOLEKTOR, NEOHRANIČENÁ VRSTVA, NAPJATÁ HLADINA PODZEMNÍ VODY.....	28
OBR. 6-9 PRŮLINOVÝ KOLEKTOR, NEOHRANIČENÁ VRSTVA, VOLNÁ HLADINA PODZEMNÍ VODY	28
OBR. 6-10 PRŮLINOVÝ KOLEKTOR, NEOHRANIČENÁ VRSTVA, NAPJATÁ HLADINA PODZEMNÍ VODY, 1 POZOROVACÍ VRT.....	28
OBR. 6-11 PRŮLINOVÝ KOLEKTOR, NEOHRANIČENÁ VRSTVA, VOLNÁ HLADINA PODZEMNÍ VODY, 1 POZOROVACÍ VRT.....	29
OBR. 6-12 PRŮLINOVÝ KOLEKTOR, NEOHRANIČENÁ VRSTVA, VOLNÁ HLADINA PODZEMNÍ VODY V BLÍZKOSTI ŘEKY	29
OBR. 6-13 SCHÉMA PRO VÝPOČTY K_F Z VRTŮ V BLÍZKOSTI ŘEKY	29
OBR. 6-14 FÁZE DATOVÉ ŘADY HODNOT SNÍŽENÍ PŘI ČERPACÍ ZKOUŠCE S KONSTANTNÍM ODEBÍRANÝM MNOŽSTVÍM PODZ.VODY.....	32
OBR. 6-15 DETAIL ÚVODNÍ ČÁSTI ČERPACÍ ZKOUŠKY – PRÁZDNĚNÍ VRTU	33
OBR. 6-16 CHYBY VÝPOČTU PRÁZDNĚNÍ – SROVNÁNÍ PŘED A PO REGENERACI VRTU	33
OBR. 6-17 KONCEPTUÁLNÍ SCHÉMA OKOLÍ ČERPANÉHO VRTU	34
OBR. 6-18 GRAF S VYZNAČENÍM JEDNOTLIVÝCH MODELOVÝCH ZÁVISLOSTÍ V PŘECHODOVÉ FÁZI ČZ	35
OBR. 6-19 CHYBY LTI MODELU. SVISLÉ ČÁRKOVANÉ ČÁRY OZNAČUJÍ POČÁTEK A KONEC TRVÁNÍ PŘECHODOVÉ FÁZE.....	36
OBR. 6-20 PŘÍKLAD GRAFU TD' – S PRO VÝPOČET SKIN FAKTORU W . VRT MO-1 PŘED REGENERACÍ.....	37
OBR. 6-21 MECHANISMUS ZATĚŠŇOVÁNÍ PÓRŮ HORNINY MECHANICKÝMI ČÁSTICEMI	38
OBR. 6-22 ROZMĚR VZORKU HORNINY 4,5 X 3,15 MM. TMAVÁ HMOTA MEZI HORNINOVÝMI ZRNY JSOU ZBYTKY VRTNÉHO VÝPLACHU PO NEDOKONALÉM VYČIŠTĚNÍ VRTU	38
OBR. 6-23 HYDRAULICKÝ SKOK NA PLÁŠTI VRTU	38
OBR. 6-24 METABOLICKÉ PRODUKTY FE-BAKTERIÍ – HYDROXIDY A OXIDY FE^{3+}	39
OBR. 6-25 REAKTOROVÁ ZÓNA VRTU	39
OBR. 6-26 MIKROBNÍ BIOMASA NA HORNINĚ KOLMATAČNÍ	39
OBR. 6-27 ZMĚNY SPECIFICKÉ VYDATNOSTI VRTU V DŮSLEDKU KOLMATAČE	40
OBR. 6-28 ČZ PO REGENERACI, $Q = 4,35$ L/S	40
OBR. 6-29 ČZ PŘED REGENERACÍ, $Q = 4,0$ L/S	40
OBR. 6-30 GRAFICKÉ ŘEŠENÍ THEISOVY ROVNICE – METODA PRŮSVITKY	41
OBR. 6-31 KONCEPTUÁLNÍ SCHÉMA SYSTÉMŮ (REAKTORŮ) V OKOLÍ ZKOUŠENÉHO VRTU	43
OBR. 6-32 POPIS SYSTÉMŮ - REAKTORŮ	43
OBR. 6-33 APLIKACE REAKTORŮ NA ŘEŠENÍ ČERPACÍ ZKOUŠKY	44
OBR. 6-34 GRAF POČÁTEČNÍ FÁZE ČZ – PRÁZDNĚNÍ – LINEÁRNÍ MODEL	45
OBR. 6-35 CHYBA VÝPOČTU PRÁZDNĚNÍ – LINEÁRNÍ MODEL	45
OBR. 6-36 PŘÍTOKX DO VRTU, REAKTOROVÝ MODEL	45
OBR. 6-37 SNÍŽENÍ – REAKTOROVÝ MODEL	45
OBR. 6-38 ČERPACÍ ZKOUŠKA, VRT S23, SEMILOGARITMICKÉ ZOBRAZENÍ, MODŘE APROXIMACE 2.SYSTÉMU, HNĚDĚ APROXIMACE 3 SYSTÉMU	47
OBR. 6-39 ČERPACÍ ZKOUŠKA, VRT S23, NORMÁLNÍM ZOBRAZENÍ.....	47
OBR. 6-40 CHYBA VÝPOČTU, 2.SYSTÉM- ZÓNA ODPORŮ NA PLÁŠTI VRTU (KOLMATAČNÍ ZÓNA).....	47
OBR. 6-41 CHYBA VÝPOČTU, 3 .SYSTÉM –KOLEKTOR	48

OBR. 6-42 HYDRAULICKÝ SKOK NA PLÁŠTI VRTU	51
OBR. 6-43 PODÍL JEDNOTLIVÝCH ODPORŮ VRTU NA CELKOVÉM SNÍŽENÍ HLADINY PODZEMNÍ VODY PŘI ČERPÁNÍ	51
OBR. 6-44 SROVNÁNÍ ODPORŮ VRTU A KOLEKTORU	52
OBR. 6-45 PŘEHLED HYDRAULICKÝCH ODPORŮ OVLIVŇUJÍCÍCH VELIKOST SNÍŽENÍ HLADINY PODZ. VODY VE VRTU V PRŮBĚHU ČERPACÍ ZKOUŠKY	52
OBR. 6-46 GRAF ČERPACÍ ZKOUŠKY – DATA Z TABULKY 6-3	53
OBR. 6-47 GRAF VYHODNOCENÍ STUPŇOVITÉ ČERPACÍ ZKOUŠKY METODOU DLE HANTUSHE A BIERSCHENKA	54
OBR. 6-48 RORABAUGHŮV GRAF	56
OBR. 6-49 POROVNÁNÍ RŮZNÝCH NUMERICKÝCH APROXIMACÍ STUDŇOVÉ FUNKCE $W(U)$	59
OBR. 6-50 VELIKOST CHYBY RŮZNÝCH NUMERICKÝCH APROXIMACÍ $W(U)$	60
OBR. 7-1 POMĚR K_u/K JAKO FUNKCE NASYCENÍ VODOU	65
OBR. 7-2 ZÁVISLOST K_u/K NA TLAKOVÉ VÝŠCE H	65
OBR. 7-3 ROZDĚLENÍ VLHKOSTI PŘI INFILTRACI KAPALINY	77
OBR. 7-4 ČASOVÁ ZÁVISLOST POTENCIÁLNÍ INFILTRAČNÍ RYCHLOSTI	77
OBR. 7-5 SCHÉMA ZPŮSOBU MĚŘENÍ	78
OBR. 7-6 KONCEPTUÁLNÍ SCHÉMA ŘEŠENÍ DLE GREEN-AMPTA	78
OBR. 7-7 SCHÉMA VENTINGOVÉ ZKOUŠKY	83
OBR. 7-8 GRAF VENTINGOVÉ ZKOUŠKY	84
OBR. 7-9 GRAFICKÉ URČENÍ MNOŽSTVÍ ODSÁVANÉHO VZDUCHU Z VENTINGOVÉHO OBJEKTU PODLE NAMĚŘENÉ HODNOTY PODTLAKU	84
OBR. 7-10 ZÁKLADNÍ SCHÉMA BIOVENTINGU	85
OBR. 8-1 ROZDĚLENÍ ZÁSOB PODZEMNÍ VODY	88
OBR. 8-2 ZDROJE PODZEMNÍCH VOD	88
OBR. 8-3 VZTAHY MEZI PRVKY HYDROLOGICKÉ BILANCE (PODLE J. KRÁSNÉHO, 2012)	89
OBR. 9-1 GRAF ZÁVISLOSTI TEPLOTNÍHO PŘEPOČTOVÉHO FAKTORU NA TEPLITĚ	94
OBR. 9-2 SCHÉMA PRŮBĚHU KONCENTRACÍ PŘI PÍSTOVÉM VYTĚŠŇOVÁNÍ A JEDNORÁZOVÉ DOTACI	103
OBR. 9-3 SCHÉMA PRŮBĚHU KONCENTRACÍ, PÍSTOVÉ VYTĚŠŇOVÁNÍ, TRVALÁ DOTACE	103
OBR. 9-4 SCHÉMA PRŮBĚHU KONCENTRACÍ, JEDNORÁZOVÁ DOTACE, DIFUSNĚ-DISPERZNÍ MODEL	103
OBR. 9-5 SCHÉMA PRŮBĚHU KONCENTRACÍ, TRVALÁ DOTACE, DIFUSNĚ-DISPERZNÍ MODEL	103
OBR. 9-6 HUSTOTA LOGNORMÁLNÍHO ROZDĚLENÍ, M = PRŮMĚR, S = SMĚRODATNÁ ODCHYLKA	104
OBR. 9-7 HUSTOTA NORMÁLNÍHO ROZDĚLENÍ, M = PRŮMĚR, S = SMĚRODATNÁ ODCHYLKA	104
OBR. 9-8 DISTRIBUČNÍ FUNKCE LOGNORMÁLNÍHO ROZDĚLENÍ, M = PRŮMĚR, S = SMĚRODATNÁ ODCHYLKA	104
OBR. 9-9 DISTRIBUČNÍ FUNKCE NORMÁLNÍHO ROZDĚLENÍ, M = PRŮMĚR, S = SMĚRODATNÁ ODCHYLKA	104
OBR. 9-10 SCHÉMA PRO VÝPOČET DÉLKY PŘECHODOVÉ ZÓNY	108
OBR. 9-11 KONCEPČNÍ SCHÉMA DOMENICOVA MODELU	108
OBR. 9-12 URČENÍ MOCNOSTI FÁZE LNAPL VE VRTU	117
OBR. 10-1 PROCENTO DLOUHODOBÉHO ÚHRNU SRÁŽEK ZA OBDOBÍ LET 2008 – 2017. SROVNÁVACÍ ROK 1981	122
OBR. 10-2 ROČNÍ ÚHRNY SRÁŽEK ZA OBDOBÍ LET 2008 -2017	122
OBR. 10-3 PRŮBĚH HLADIN NA POZOROVACÍM VRTU PŠ 16 A JEJÍ PROGNÓZA	123
OBR. 10-4 PRŮBĚH HLADIN NA POZOROVACÍM VRTU S 17 (ŘEPÍN) A JEJÍ PROGNÓZA	123
OBR. 10-5 PRŮBĚH HLADIN NA POZOROVACÍM VRTU D 4 (ŘEPÍN) A JEJÍ PROGNÓZA	123
OBR. 10-6 ROZDÍL ABS. HLADIN MEZI VRTY PŠ16 A PŠ2.	123
OBR. 10-7 KŘÍŽOVÁ KORELACE HLADIN MEZI VRTY PŠ2 A PŠ16	123
OBR. 10-8 HLADINY, VYDATNOSTI A JEJICH APROXIMACE NA VRTU PŠ2. SVISLÉ ČERVENÉ ČÁRY OZNAČUJÍ POČÁTEK ČERPÁNÍ NA VRTU A ZMĚNU TRENDU SC (OZN.PRŮSEČÍK).	123
OBR. 10-9 CHARAKTERISTIKY VRTU PŠ2	124
OBR. 11-1 KRABICOVÝ DIAGRAM – ZPŮSOB JEHO KONSTRUKCE A VÝZNAM JEDNOTLIVÝCH ČÁSTÍ GRAFU	127
OBR. 11-2 ZPŮSOB KONSTRUKCE KRABICOVÉHO GRAFU	127
OBR. 11-3 PŘÍKLAD KRABICOVÉHO GRAFU (BOX PLOT)	127
OBR. 11-4 VZTAH MEZI HUSTOTOU PRAVDĚPODOBNOSTI A KRABICOVÝM GRAFEM	127
OBR. 11-5 HISTOGRAM OBSAHŮ Ca^{2+} (SOUBOR PRAMENŮ KRUŠNÉ HORY)	128
OBR. 11-6 OBSAHY TOLUENU, SAN.VĚTEV V-2	128
OBR. 11-7 OBSAHY TOLUENU, SAN.VĚTEV V-1	128
OBR. 11-8 HODNOTY SPEC.VYDATNOSTI, VRT Ř2	128
OBR. 11-9 PIPERŮV (A) A DUROVŮV (B) GRAF CHEMISMU. PŘEVZATO Z WWW:DRNATNEWS.COM	129

OBR. 11-10 PIPERŮV GRAF - PRAMENY	130
OBR. 11-11 DUROVŮV GRAF, ANIONTY (A) A KATIONTY (B) PRAMENŮ	130
OBR. 11-12 DENDROGRAM CHEMISMU PRAMENŮ Z OBLASTI KRUŠNÝCH HOR. METODA PAIRED GROUP, EUKLIDOVSKÁ METRIKA.	131
OBR. 11-13 DENDROGRAM CHEMISMU PRAMENŮ Z OBLASTI KRUŠNÝCH HOR. WARDOVA METODA, EUKLIDOVSKÁ METRIKA.	131
OBR. 11-14 DENDROGRAM, VÝSTUP Z PROGRAMU PAST 3.18	131
OBR. 11-15 AUTOKORELACE V ČASOVÉ ŘADĚ OBSAHŮ CHLORBENZENU	138
OBR. 11-16 INTERVALY DURBIN-WATSONOVA TESTU	138
OBR. 11-17 URČENÍ DÉLKY ÚSEKU PRÁZDNĚNÍ VRTU PŘI ČERPACÍ ZKOUŠCE	139
OBR. 11-18 POSOUZENÍ SHODY MEZI VYPOČTENÝMI A MĚŘENÝMI HODNOTAMI	139
OBR. 11-19 PRŮBĚH POŘADÍ VAH VZHLEDEM K ČASOVÉ OSE	146
OBR. 11-20 PRINCIP FOURIEROVY TRANSFORMACE	148
OBR. 11-21 PŘEDCHOZÍ OBRÁZEK DOPLNĚNÝ O KŘIVKY S PERIODAMI DÉLKY 5, 7 A 3 MĚSÍCŮ	148
OBR. 11-22 ORIGINÁLNÍ DATA A TREND KOLÍSÁNÍ HLADIN VE VRTU	148
OBR. 11-23 PERIODOGRAM MĚSÍČNÍCH ÚHRNŮ SRÁŽEK (MM), STANICE ONDŘEJOV, 2/2009 – 7/2019, VÝSTUP PGM STATGRAPHICS	150
OBR. 11-24 PERIODOGRAM MĚSÍČNÍCH ÚHRNŮ SRÁŽEK (MM), STANICE ONDŘEJOV, 2/2009 – 7/2019, VÝSTUP PGM PAST 4.0	151
OBR. 12-1 SCHÉMA PRO NAVRHOVÁNÍ ČERPACÍCH ZKOUŠEK	154
OBR. 12-2 DEFORMACE PRŮBĚHU ZÁVISLOSTI $S = F(\log T)$ JEDNOTLIVÝMI FAKTORY A OKRAJOVÝMI PODMÍNKAMI. PŘEVZATO Z JETEL, J. 1982)	157
OBR. 12-3 VLIV VOLNÉ HLADINY NA DEFORMACI TVARU KŘIVKY $S(T)$	158
OBR. 12-4 HANTUSHOVO ŘEŠENÍ PRO DEFORMACI TVARU KŘIVKY $S(T)$ V DŮSLEDKU PŘETÉKÁNÍ. POZOR NEZAMĚŇOVAT ZA HANTUSHOVO ŘEŠENÍ PRO LATERÁLNÍ ZMĚNU VLASTNOSTÍ KOLEKTORU !!	158

SEZNAM TABULEK V TEXTU

TAB. 1 SEZNAM SYMBOLŮ KAPITOLY 4	17
TAB. 2 SROVNÁNÍ OZNAČENÍ ZRNITOSTÍ DLE ČSN 75 002 A US STANDARTU	19
TAB. 3 ZÁVISLOST PARAMETRŮ μ A M NA TEPLOTĚ	20
TAB. 4 ZÁVISLOST $M(N)$ NA HODNOTĚ PÓROVITOSTI	21
TAB. 5 HODNOTY KOEFICIENTU C PRO ROVNICI 5-8	22
TAB. 6 VÝSLEDKY ZRNITOSTNÍ ANALÝZY	22
TAB. 7 PARAMETRY PRÁZDNĚNÍ, VRT MO-1 PŘED A PO REGENERACI	33
TAB. 8 VÝSLEDEK – PRÁZDNĚNÍ, LINEÁRNÍ MODEL	45
TAB. 9 VÝSLEDEK VÝPOČTU PŘÍTOKŮ DO VRTU – REAKTOROVÝ MODEL, INTERVAL 2-12 S	45
TAB. 10 VÝSLEDEK VÝPOČTU SNÍŽENÍ – REAKTOROVÝ MODEL, INTERVAL 2-12 S	45
TAB. 11 VÝSLEDKY ZÍSKANÉ KLASICKOU METODOU (JACOBOVA APROXIMACE)	47
TAB. 12 RELACE MEZI KOEFICIENTEM ODPORŮ A STAVEM VRTU	52
TAB. 13 DATA ZE STUPŇOVITÉ ČERPACÍ ZKOUŠKY. PŘEVZATO Z L. CLARK, IN Q.J.L. ENGNG. GEOL. VOL. 10(1977)	53
TAB. 14 HODNOTY PRO VÝPOČET KOEFICIENTŮ B A C , VRT K-1 ČESKÝ BROD. $C = 1,724 \cdot 10^{-5}$, $B = 5,986 \cdot 10^{-3}$	54
TAB. 15 VÝPOČET KOEFICIENTŮ B A C DLE RORABAUGHA (1953)	56
TAB. 16 KOEFICIENTY ROVNICE 7-11	65
TAB. 17 HODNOTY POMĚRU K_u/K_v V ZÁVISLOSTI NA STUPNI NASYCENÍ VODOU DLE VZTAHU 7-10.	66
TAB. 18 PARAMETRY VAN GENUCHTENOVA MODELU (CARSEL AND PARISH, 1988)	76
TAB. 19 TABULKA PARAMETRŮ PRO METODU GREEN - AMPTA	78
TAB. 20 HODNOTY SCHWILEHO KOEFICIENTŮ	81
TAB. 21	83
TAB. 22	86
TAB. 23 VYBRANÉ FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI BTEX	95
TAB. 24 FYZIKÁLNÍ VLASTNOSTI BENZINŮ	95
TAB. 25 VZTAHY PRO ODHAD K_{oc} Z HODNOT K_{ow} NEBO S_w	97
TAB. 26 TABULKA FYZIKÁLNĚ – CHEMICKÝCH VLASTNOSTÍ VYBRANÝCH KONTAMINANTŮ	99
TAB. 27 PŘEVODNÍ VZORCE PRO VÝPOČET HENRYHO KONSTANTY V BEZROZMĚRNÉM TVARU	100

TAB. 28 VZORCE EXCELU PRO VÝPOČTY NORMÁLNÍHO A LOG-NORM. ROZDĚLENÍ	105
TAB. 29 PODMÍNKY PRO BIOREMEDIACI	118
TAB. 30 PŘÍKLADY NĚKTERÝCH VYBRANÝCH METRIK PRO POSUZOVÁNÍ VZDÁLENOSTÍ SHLUKŮ	130
TAB. 31 PŘÍKLAD PRO VÝPOČET KENDALLOVA τ_K	135
TAB. 32 NĚKTERÉ INDEXY A KOEFICIENTY POUŽÍVANÉ PRO POSUZOVÁNÍ LINEÁRNÍCH REGRESNÍCH ZÁVISLOSTÍ	136
TAB. 33 PŘEHLED KORELAČNÍCH KOEFICIENTŮ	137
TAB. 34 PŘEHLED NĚKTERÝCH REGRESNÍCH FUNKCÍ NELINEÁRNÍCH V PARAMETRECH	140
TAB. 35 TABULKA HODNOT WK PRO RŮZNÉ A	146
TAB. 36 HODNOTY FREKVENCÍ DÉLKY PERIOD (POWER) MAXIM) V PERIODOGRAMU SRÁŽEK	151
TAB. 37 INFORMATIVNOST HYDRODYNAMICKÝCH ZKOUŠEK VE VRTECH (PODLE JETEL J. 1982 UPRAVIL PASTUSZEK)	155
TAB. 38 PŘÍKLAD VSTUPNÍHO FORMULÁŘE PRO HYDRODYNAMICKOU ZKOUŠKU	156
TAB. 39 HODNOTY DYNAMICKÉ (ABSOLUTNÍ) VSKOZITY VYBRANÝCH LÁTEK (PODLE WWW.ENGINEERINGTOOLBOX.COM)	162
TAB. 40 HODNOTY KINEMATICKÉ VSKOZITY VYBRANÝCH LÁTEK (PODLE WWW.ENGINEERINGTOOLBOX.COM)	163

Motto:

„Základní fyzikální zákony, které jsou nutné pro vytvoření matematické teorie velké části fyziky a chemie, jsou známy; jejich přesná aplikace však vede k příliš (?) složitým rovnicím.“ *Paul Dirac teoretický fyzik*

„Logika a prozíravost je v moderní detektivce samozřejmost. V ponorce zajisté objevíš spíš zarostlého mariňáka než sloupovou dvoranu s tančícími páry.“

Agatha Christie anglická spisovatelka

„Vědci a soukromí detektivové pozorují svět a každý den objevují něco nového, přičemž vědí, že se jim stejně nepodaří odhalit beze zbytku všechno.“

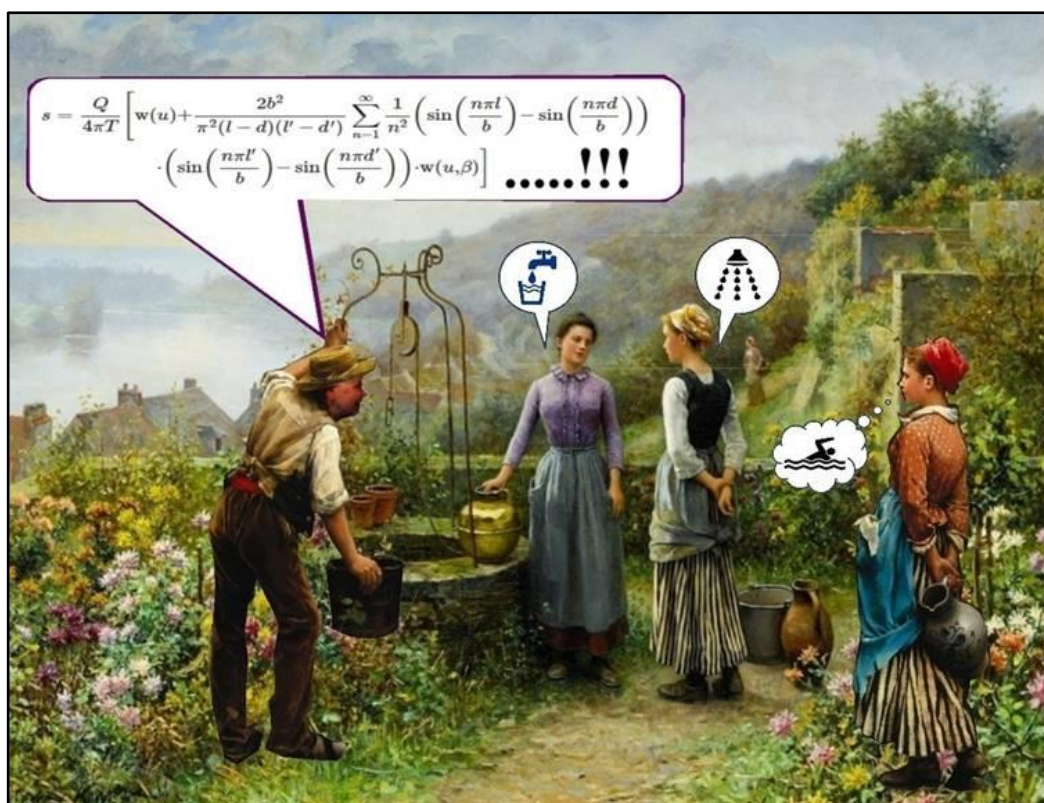
David Lynch americký filmař, televizní režisér, výtvarník, hudebník a příležitostný herec

„Nemůžeme odmítnout možnost, že [svět] zahrnuje nekonečné množství interpretací.“

Friedrich Nietzsche

„Každá interpretace pozorování je ve skutečnosti statistickým modelem. Úkolem filosofie statistiky je sladit teorii a praxi.“

David Cox, matematik a statistik



2. Úvod

Interpretace hydrogeologických dat je předmět, jehož cílem je pokusit se naučit studenty uvažovat o významu získaných dat s ohledem na cíl úkolu, pro nějž byla data sbírána. Na počátku je vždy nějaký důvod, proč jsou data sbírána, přičemž druh dat je závislý na nějakém výchozím předpokladu (premise) souvisejícím s cílem zadání. Jakmile data získáme, musíme je připravit k dalšímu zpracování. K tomu slouží široká škála postupů, které volíme na základě fyzikálních, chemických, hydrogeologických a dalších znalostí. Obecně však všechny postupy lze shrnout pod pojem „statistické metody“ (např. hledání parametrů regresního vztahu mezi daty a rovnicemi pro neustálené proudění). K volbě příslušného postupu používáme dedukci či indukci (viz glosa). Závěrečným krokem celého postupu je výklad, objasnění či vysvětlení a shrnutí získaných výsledků – jejich interpretace.

Tato publikace vznikla do jisté míry jako nostalgická vzpomínka na příručky „Spravočnik gidrogeologa“. Důvodem k jejímu sepsání byla snaha stručně uspořádat některé z výpočetních postupů používaných v hydrogeologické praxi tak, aby byly rychle použitelné při zpracování a interpretaci hydrogeologických dat.

V současné době komputelizace si mnohdy neuvědomujeme, že výsledky získané pomocí různých výpočetních programů bez znalosti v nich obsažených algoritmů mohou vést v některých případech k zavádějícím výkladům. Jakýkoliv výpočet má totiž jistá omezení daná druhem použitého matematického vztahu. ***Udává nám pouze hranice, uvnitř kterých se můžeme pohybovat ve svých dedukcích a interpretaci.***

Znalost podstaty použitých výpočetních způsobů a jejich omezení umožňují hydrogeologovi lépe projektovat a vyhodnocovat terénní a technické práce tak, aby údaje, které získá při jejich realizaci byly správně a účelně využity pro splnění zadaného cíle. Bez jejich znalosti nám, včetně znalosti jejich možných omezení, nelze získané výsledky správně interpretovat (vyložit) ve všech svých souvislostech.

Uvedený přehled vzorců a výpočetních postupů není v žádném případě úplný. Jsou zde uvedeny vztahy a postupy se kterými se, na základě praktických zkušeností autora, hydrogeolog setkává v běžné praxi.

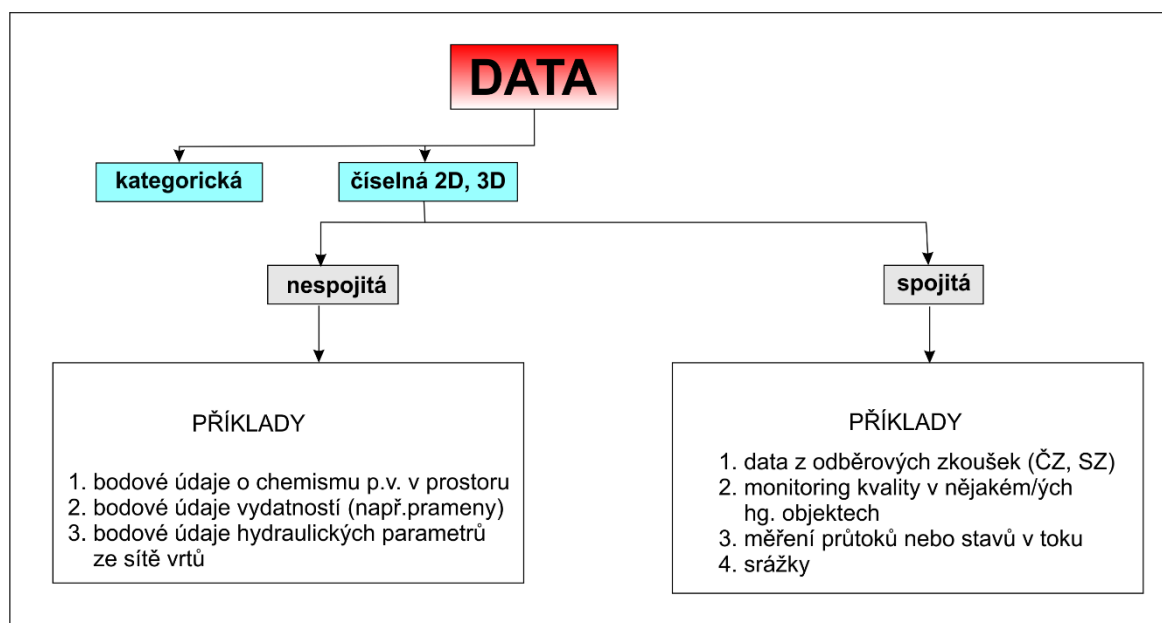
V prvním dílu uvádím přehled vybraných vztahů a postupů. Druhý díl pak obsahuje řešené příklady k jednotlivým kapitolám první části.

Premisa:
předpoklad,
první, výchozí
část úsudku
Dedukce:
typ úsudku a
metoda
zkoumání, kdy se
z přijatých
výroků (premis)
dospívá k
novému tvrzení,
závěru,
důsledku.
Indukce v logice:
vyvození
obecného závěru
z jednotlivých
dílků poznatků
Interpretace:
výklad,
objasnění,
tlumočení,
podání

3. Data, informace, interpretace a znalosti

3.1 Data

Data představují fakta o světě. Vnímáme je vždy v množném čísle. Mohou být spojitá nebo nespojitá, kategorická nebo číselná. V hydrogeologii pracujeme nejčastěji s číselnými daty, mnohem méně s daty kategorickými. Jako nespojitá data můžeme považovat např. bodové údaje o chemismu podzemní vody. Se spojitými daty se setkáváme v hydrogeologii nejčastěji (např. měření hladin při odběrových zkouškách, monitoring chemismu nějakého hydrogeologického objektu apod.).



Obr. 3-1 Přehled typů dat v hydrogeologii

3.2 Informace a interpretace

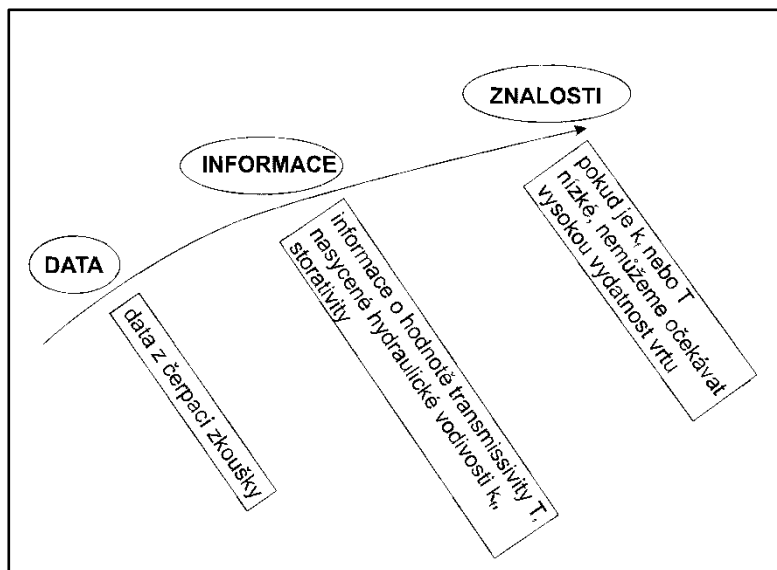
Informace se objevují v okamžiku, kdy začneme s daty pracovat a známe již jejich hodnotu a význam. První informace se objevují v okamžiku, kdy získaná data podrobíme důkladné analýze. Na základě této analýzy volíme další vhodný postup zpracování dat – například volba správného algoritmu pro výpočty spojené s řešením odběrových zkoušek apod. tím získáváme **prvotní informace**. Pomocí nich pak již můžeme činit **předběžná vědomá rozhodnutí** a v kontextu s dalšími informacemi o řešeném problému se dostáváme do bodu, kdy můžeme **získané informace interpretovat**¹ – tj. pomocí nich vysvětlovat řešený problém.

3.3 Znalosti

O **znalostech** hovoříme v okamžiku, kdy se data a informace změní na sadu pravidel, která nám pomáhají rozhodovat (např. hodnota nasycené hydraulické vodivosti k_f v řádu 10^{-3} m/s a vyšší indikují dobře propustné prostředí, zatímco hodnoty k_f v řádu 10^{-7} až 10^{-6} m/s indikují prostředí s nízkou propustností). Znalosti nedokážeme ukládat, protože zahrnují teoretické i praktické porozumění dané oblasti. Pomocí prediktivní analýzy však dokážeme simulovat chování a nastavit přesná očekávání.

¹ Interpretace :

1. „vysvětlení, výklad. Ve vědě se jako interpretace chápe soubor významů, jež se připisují určité teorii, výrokům, formulím, ...“. *Malá Československá encyklopedie, Academia, 1986.*
2. „Výklad, vysvětlení. Vysvětlení reality a dat získaných výzkumem, jejich zhodnocení a začlenění do vztahu k výchozím hypotézám y teorii.“ *Encyklopedický slovní, Encyklopedický dům ODEON, Praha 1993*



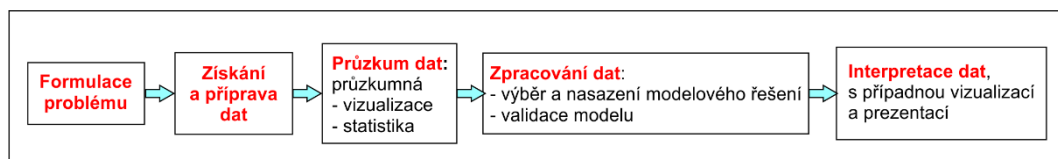
Obr. 3-2 Schéma převodu dat na znalosti

3.4 Proces datové analýzy

Když určitý jev dobře pochopíte, dokážete o něm vytvářet předpovědi (např. z dat čerpací zkoušky provedené při konstantním čerpaném množství ze sledování hladiny podzemní vody dokážete předpovědět úroveň ustálené snížení při daném Q). Datová analýza nám tohle umožňuje prostřednictvím minulých poznatků a prediktivních modelů (např. predikce šíření znečištění).

Proces datové analýzy sestává z následujících kroků:

- Vyřčení otázky, na kterou hledáme odpověď
- Získání dat, jejich vyčištění a případná normalizace
- Převod dat
- Průzkumná statistika
- Průzkumná vizualizace
- Výběr a nasazení adekvátního modelového řešení = zpracování dat
- Validace modelu
- Interpretace výsledků v kontextu s dalšími výsledky a znalostmi, často spojená s jejich vizualizací



Obr. 3-3 Schéma datové analýzy

3.4.1 Problém

Definice problému začíná obecnými otázkami, např. jaký efekt na snížení hydraulických odporů v nejbližším okolí vrtu mělo provedení regenerace nebo jak rychle a kam se bude šířit znečištění z ohniska kontaminace apod. Porozumění předpokladům a cílům zadaného úkolu je klíčem k úspěšnosti datové analýzy. Některé příklady obecných typů otázek kladených při datové analýze:

- Deduktivní
- Induktivní
- Prediktivní
- Deskriptivní
- Vysvětlující
- Korelační.

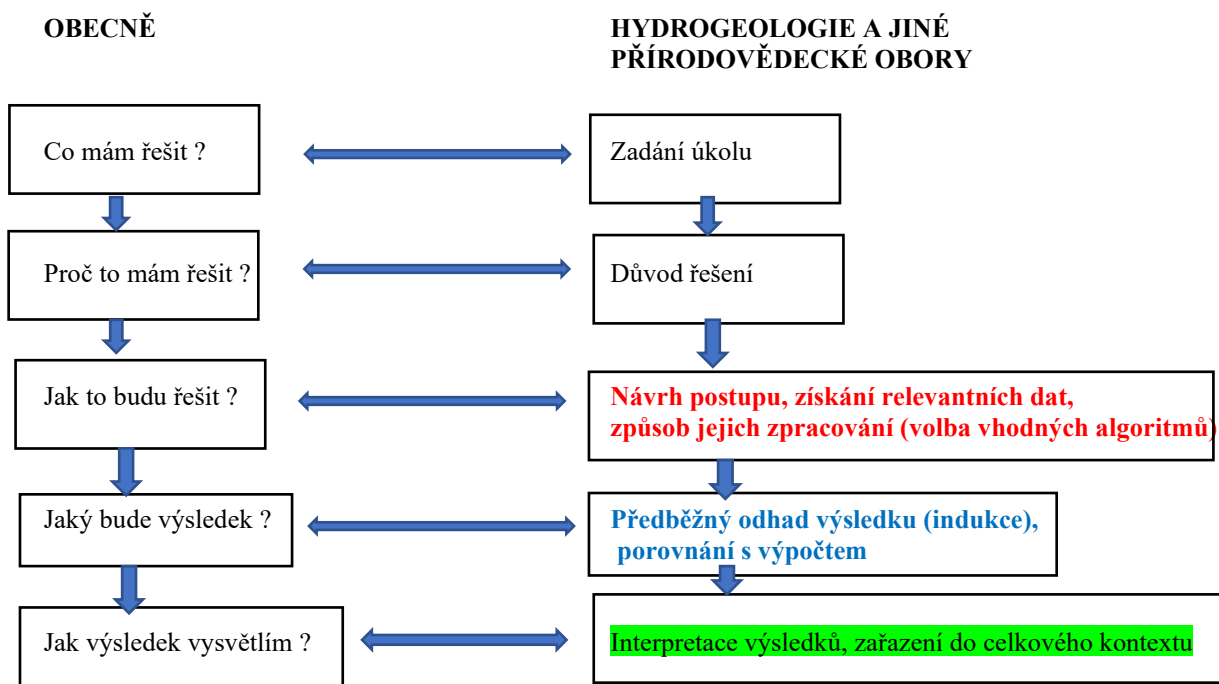
Logická indukce (generalizace) je vyvození obecného závěru z dílčích poznatků. Platí-li pro předmět A1 určitá skutečnost B, pro předmět A2 také skutečnost B, pro n-tý předmět A_n také skutečnost B, pak indukce je název pro náš úsudek, že pro všechny předměty A platí skutečnost B. Kupříkladu potkám-li tři hnědé medvědy, indukci mohu dojít k závěru „všichni medvědi jsou hnědí“. **Rozlišuje se indukce úplná a neúplná.** Neúplná indukce má povahu **předsudku**.

Dedukce (lat. *deductio* – odvození) je proces usuzování, ve kterém se od předpokladů (premis) dochází k závěru z těchto předpokladů vyplývajících, **přičemž odvozování je jisté, nikoliv jen pravděpodobné**. Jde tedy o základní postup při dokazování.

Standards deduktivního usuzování formuluje logika. **Logicky správná dedukce** má podobu posloupnosti kroků, které splňují přesně stanovená kritéria zabezpečující, že jsou-li premisy pravdivé, je pravdivý i závěr. Dedukce představuje konstitutivní metodologický postup tzv. deduktivních věd, zejména logiky a matematiky. Naproti tomu **v empirických vědách se používá indukce čili zobecnování**, když se z jednotlivých poznatků (*měření* apod.) vytvářejí obecné hypotézy.

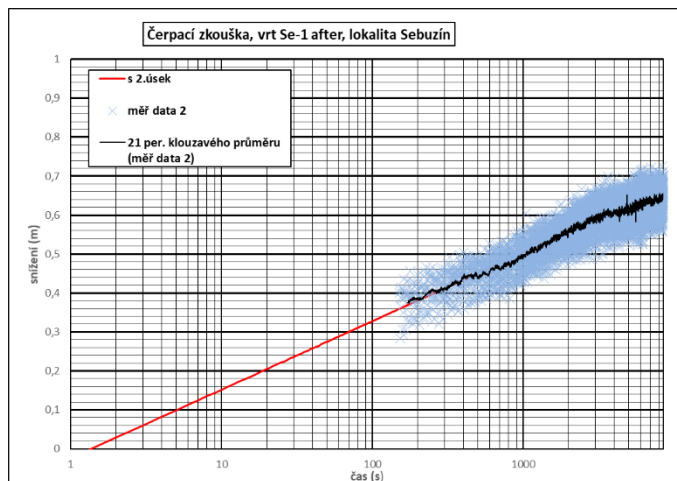
3.5 Zobecnění

V životě neustále musíme řešit nějaké vzniklé situace – problémy. Podvědomě vždy postupujeme podle následujícího schématu:



3.5.1 Získávání a příprava dat

Získávání a příprava dat závisí na druhu úkolu a problému, který máme řešit. Příprava dat spočívá v zajištění, vyčištění, event. normalizaci a převodu dat na optimální sadu, přičemž se snažíme vyhnout možným kvalitativním odchylkám, např. neplatným, dvojznačným, neodpovídajícím či chybějícím hodnotám. Příkladem takové přípravy dat můžeme být např. provedení barometrické kompenzace hodnot hladin z datového loggeru nebo vyhlazení naměřených hodnot pro zjištění jejich celkového trendu či omezení datového rozptylu způsobeném kolísáním



Obr. 3-4 Příklad přípravy dat – vyhlazení klouzavými průměry délky 21 členů.

napětí na měřicím přístroji vyhlazením apod. – viz např. obr. 3-4. Na obrázku jsou světle modře naměřená data (vzhledem ke chvění výtlačného potrubí čerpadla docházelo k velkému rozptylu měřených dat). Protože data byla měřena v intervalu po 1 vteřině, byl k dispozici dostatek dat, aby je bylo možné vyhladit klouzavými průměry. Počet členů klouzavého průměru byl zvolen na 21 (volíme lichý počet dat tak, aby střed intervalu ležel vždy v odpovídajícím čase měření), čímž došlo k zřehlednění datové řady – viz černá křivka. Na takto upravenou datovou řadu pak bylo možné s daleko větší přesností aplikovat Cooper-Jacobovu aproximaci pro výpočet hodnoty transmissivity.

Přípravu dat pro další zpracování si ukážeme na příkladu dat získaných při čerpací zkoušce z data loggeru (měření hladin v odběrovém vrtu).



Obr. 3-5 Úvodní obrazovka programu dat z data loggeru

Na obr. 3-5 vidíme na úvodní obrazovce programu kompletní sestavu logger – čtečka dat – notebook, která převádí naměřená data v surové podobě do počítače. Takto získaná surová data musíme připravit pro další zpracování:

- Naměřená data výšky vodního sloupce nad čidlem (logger) musíme kompenzovat na kolísání barometrického tlaku
- Po barometrické kompenzaci následuje převod do datového formátu csv, který je vhodný pro import do různých dalších programů (viz obr. 3-6).
- Surová data (obr. 3-6) musíme dále ještě upravit. Hodnoty ve sloupci „LEVEL“ totiž udávají výšku hladiny vody v objektu na čidlem loggeru. Pro tuto opravu musíme znát přesnou hloubku zapuštění čidla loggeru od nějakého odměrného bodu (např. horní okraj zhlaví vrtu).

Vytvořený datový csv soubor si otevřeme v Excelu. Náhled takového souboru viz obr. 3-6. Hodnoty ve sloupci s hlavičkou „LEVEL“ ještě stále udávají výšku sloupce nad čidlem loggeru, datum a čas měření jsou uvedeny v prvních dvou sloupcích zleva. Musíme nyní data ještě upravit do formy použitelné pro vyhodnocení čerpací a stoupací zkoušky. K tomu nám poslouží sešit Excelu „**UNIVERSAL_PŘEVOD.xlsm**“ speciálně vytvořený pro konečnou úpravu dat určených pro vyhodnocení ČZ a SZ. Náhled na úvodní stránku tohoto sešitu - viz obr. 3-8.

Po dokončení přípravy dat v sešitu **UNIVERSAL_PŘEVOD.xlsm** máme data připravena k dalšímu zpracování – průzkumu a modelování, tedy vlastnímu vyhodnocování čerpací a stoupací zkoušky.

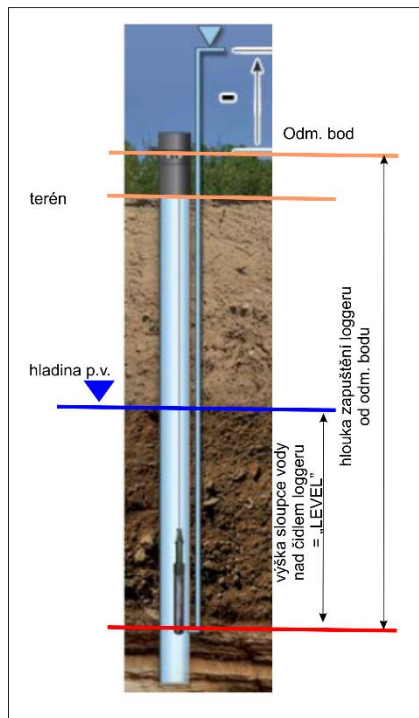
Serial number: 2102612				
Project ID:				
Location:				
Date: 19.3.2020				
Time: 11:45:02				
Unit: m				
Offset: 0,000000 m				
Temperature				
Unit: °C				
Date	Time	ms	LEVEL	TEMPERATURE
19.03.2020	11:45:00	0	15,1703	9,873
19.03.2020	11:45:01	0	15,1706	9,874
19.03.2020	11:45:02	0	15,1702	9,875
19.03.2020	11:45:03	0	15,17	9,875
19.03.2020	11:45:04	0	15,1703	9,876
19.03.2020	11:45:05	0	15,1696	9,877
19.03.2020	11:45:06	0	15,1701	9,877
19.03.2020	11:45:07	0	15,1694	9,877
19.03.2020	11:45:08	0	15,1697	9,877
19.03.2020	11:45:09	0	15,1695	9,877
19.03.2020	11:45:10	0	15,1696	9,877

Obr. 3-6 Ukázka výstupu z loggeru ve formátu csv po barometrické korekci

Práci s programem **UNIVERSAL-PŘEVOD.xlsm** ukazuje video (Příprava dat.avi) a postup je také uveden na listu „Návod“ tohoto sešitu

Serial number:	2107612	post. f.:	6073 Q (l/s)	28	od	19.03.2020 11:48:34	do	19.03.2020 13:48:20	Y	0	X	Y	trvání (Z)	159:46 hod	7186 sec
Project ID:		logger:	20 m			43909.492		43909.5723		30					
Location:		hl. před	4.87 m od O.B.			43909.492		43909.5723							
DV 1, před 9.3.		den	213	hod	11	48	34	43909.492		19.03.2020					
LEVEL		čas CZ	19.03.2020	11	48	34	20	43909.5723		19.03.2020 11:45:00				15:43:17	7:20:24
UNIT m		min level	7.3024							11:50:00				13 min	15:43:17
Pressure (0.000000 m)		max level	15.4317							11:50:00				16 min	15:43:17
Pressure (0.000000 m)										11:50:00				17 min	15:43:17
UNIT °C										11:50:00				18 min	15:43:17
										11:50:00				19 min	15:43:17
										11:50:00				20 min	15:43:17
										11:50:00				21 min	15:43:17
										11:50:00				22 min	15:43:17
										11:50:00				23 min	15:43:17
										11:50:00				24 min	15:43:17
										11:50:00				25 min	15:43:17
										11:50:00				26 min	15:43:17
										11:50:00				27 min	15:43:17
										11:50:00				28 min	15:43:17
										11:50:00				29 min	15:43:17
										11:50:00				30 min	15:43:17
										11:50:00				31 min	15:43:17
										11:50:00				32 min	15:43:17
										11:50:00				33 min	15:43:17
										11:50:00				34 min	15:43:17
										11:50:00				35 min	15:43:17
										11:50:00				36 min	15:43:17
										11:50:00				37 min	15:43:17
										11:50:00				38 min	15:43:17
										11:50:00				39 min	15:43:17
										11:50:00				40 min	15:43:17
										11:50:00				41 min	15:43:17
										11:50:00				42 min	15:43:17
										11:50:00				43 min	15:43:17
										11:50:00				44 min	15:43:17
										11:50:00				45 min	15:43:17
										11:50:00				46 min	15:43:17
										11:50:00				47 min	15:43:17
										11:50:00				48 min	15:43:17
										11:50:00				49 min	15:43:17
										11:50:00				50 min	15:43:17
										11:50:00				51 min	15:43:17
										11:50:00				52 min	15:43:17
										11:50:00				53 min	15:43:17
										11:50:00				54 min	15:43:17
										11:50:00				55 min	15:43:17
										11:50:00				56 min	15:43:17
										11:50:00				57 min	15:43:17
										11:50:00				58 min	15:43:17
										11:50:00				59 min	15:43:17
										11:50:00				60 min	15:43:17
										11:50:00				61 min	15:43:17
										11:50:00				62 min	15:43:17
										11:50:00				63 min	15:43:17
										11:50:00				64 min	15:43:17
										11:50:00				65 min	15:43:17
										11:50:00				66 min	15:43:17
										11:50:00				67 min	15:43:17
										11:50:00				68 min	15:43:17
										11:50:00				69 min	15:43:17
										11:50:00				70 min	15:43:17
										11:50:00				71 min	15:43:17
										11:50:00				72 min	15:43:17
										11:50:00				73 min	15:43:17
										11:50:00				74 min	15:43:17
										11:50:00				75 min	15:43:17
										11:50:00				76 min	15:43:17
										11:50:00				77 min	15:43:17
										11:50:00				78 min	15:43:17
										11:50:00				79 min	15:43:17
										11:50:00				80 min	15:43:17
										11:50:00				81 min	15:43:17
										11:50:00				82 min	15:43:17
										11:50:00				83 min	15:43:17
										11:50:00				84 min	15:43:17
										11:50:00				85 min	15:43:17
										11:50:00				86 min	15:43:17
										11:50:00				87 min	15:43:17
										11:50:00				88 min	15:43:17
										11:50:00				89 min	15:43:17
										11:50:00				90 min	15:43:17
										11:50:00				91 min	15:43:17
										11:50:00				92 min	15:43:17
										11:50:00				93 min	15:43:17
										11:50:00				94 min	15:43:17
										11:50:00				95 min	15:43:17
										11:50:00				96 min	15:43:17
										11:50:00				97 min	15:43:17
										11:50:00				98 min	15:43:17
										11:50:00				99 min	15:43:17
										11:50:00				100 min	15:43:17

Obr. 3-8 Program pro konečnou přípravu dat k vyhodnocení čerpací zkoušky (UNIVERSAL_převod:ČZ.xlsm)



Obr. 3-7 Schéma pro převod dat z loggeru – z měřených hodnot „LEVEL“ na úroveň hladiny od O.B. nebo hodnotu snížení

3.5.2 Průzkum, analýza a zpracování dat

Průzkum, analýzu a zpracování dat lze rozdělit do dvou kroků:

- **průzkum a analýza dat** – tento krok představuje organizaci dat a jejich popis užitím grafů, numerických souhrnů apod. Často se zde používají jak metody popisné statistiky. Důležitou je explorační část této analýzy;
- **statistické usuzování** – usiluje o získávání závěrů. Neprovádí však jen závěry, ale dodává k nim i zhodnocení, jak jsou tyto závěry spolehlivé. Zde se většinou používají metody korelační, regresní analýzy, řešení časových řad apod.

Datová analýza je procesem, v jehož rámci se surová data seřadí a roztrídí, aby je bylo možné dále použít v metodách, které pomáhají interpretovat vzájemné souvislosti mezi soubory, skupinami, vysvětlovat minulost a předvídat budoucnost. **Datová analýza** nestojí na číslech, nýbrž **pokládá otázky a odpovídá na ně**.

V kapitole 11 je podán stručný přehled vybraných metod a postupů, které nacházejí použití ve většině běžných hydrogeologických činností.

Při zpracování dat je vhodné rozlišit dvě fáze zpracování dat:

1. Předběžná a explorační² analýza dat, v níž si vyjasňujeme formu dat a směry další analýzy;
2. Konečná analýza, pomocí níž získáváme konečné závěry o datech;

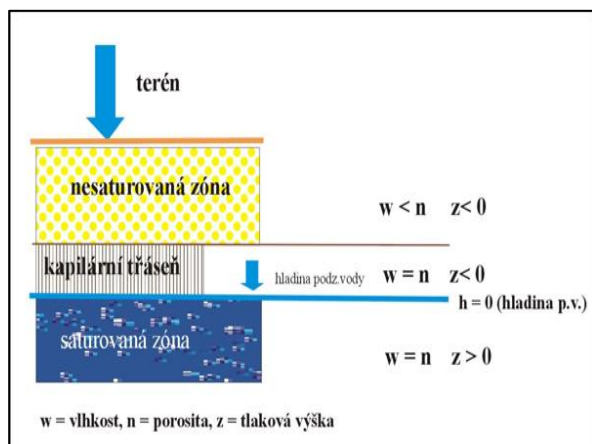
Musíme si však být vědomi skutečnosti, že někdy mohou být výsledky předběžné analýzy tak průkazné, že je můžeme považovat za konečné. Nebo naopak můžeme při konečné analýze objevit významné diskrepance, které si vyžadají změnu celkové koncepce analýzy.

² **Explorační analýza dat** – metody zjišťování a verifikace různých druhů souvislostí a závislostí mezi vstupními veličinami. Typologie metod obsahuje popisné metody, regresní analýzu, analýzu variance, shlukovou analýzu, diskriminační analýzu.

4. Hydrogeologie – vybrané pojmy

4.1 Podzemní voda, satureovaná a nesatureovaná zóna

Podzemní voda je veškerá voda v kapalném skupenství pod zemským povrchem. Podzemní vodou není voda, která je fyzikálně nebo chemicky vázána na částice minerálů hornin. Podzemní vodu v kapalném stavu nalézáme v horninovém prostředí buďto v nesatureované (nenasycené) nebo satureované (nasyčené) zóně. Definování těchto zón je zřejmé z **obrázku č. 4-1**.



Obr. 4-1 Definování satureované a nesatureované zóny

Z pohledu obsahu vody (vlhkosti) a velikosti tlakové výšky rozlišujeme v horninovém prostředí tři základní zóny:

- nesatureovanou zónu
- zónu kapilární trásně (někdy se považuje za součást nesatureované zóny)
- satureovanou zónu

Jejich charakteristiky jsou znázorněny na schématu (**obrázek č. 4-1**), kde jsou uvedeny vztahy mezi vlhkostí, pórovitostí a tlakovou výškou v každé z těchto zón.

Nesatureovaná zóna (nenasycená zóna, zóna aerace) se většinou nachází mezi hladinou podzemní vody a povrchem terénu.

Satureovaná zóna (nasyčená zóna) je charakterizována především úplným nasycením pórového prostoru, resp. puklin, kapalinou (podzemní vodou).

Zvodeň:

Hydraulicky jednotná a souvislá akumulace gravitačních podzemních vod v hornině, t.j. těleso (vodní útvar), které vytváří gravitační podzemní voda v pásmu nasycení. Podle tlaku na vrchní hranici zvodně se rozlišuje **napjatá zvodně** a **volná (nenapjatá) zvodně** (**obrázky 2-6 a 2-7**).

Zvodněnec:

Část hydrogeologického **kolektoru** nasycená gravitační podzemní vodou (tj. obsahující **zvodně**). Zvodněnec představuje průnik zvodně hydrogeologického kolektoru. Podle napjatosti zvodně rozlišujeme:

- **volný zvodněnec** (zvodněnec s volnou hladinou podzemní vody)
- **napjatý zvodněnec** (zvodněnec s napjatou hladinou podzemní vody).

Podle struktury kolektoru (typu propustnosti kolektoru), na který je zvodněnec vázaný, se rozlišuje:

- **mezizrnový zvodněnec** (s mezizrnovým kolektorem)
- **puklinový zvodněnec**
- **ryze puklinový zvodněnec** (s puklinovým a ryze puklinovým kolektorem)

a dále jednotlivé varianty (podtypy) kombinovaných zvodněnců s kombinovanými kolektory.

Synonymum:

zvodněný kolektor.

Hydrogeologický kolektor:

Horninové těleso, jehož **propustnost** je v porovnání s propustností bezprostředně přilehlého horninového prostředí natolik větší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem snadněji (Stepanovič, 1962). Jedná se tedy o horninové těleso s výrazně (řádově) vyšší propustností než je propustnost bezprostředně sousedícího horninového prostředí. Část hydrogeologického kolektoru, která je nasycená podzemní vodou, se označuje jako **zvodněnec**.

Hydrogeologický izolátor:

Horninové těleso, jehož propustnost je v porovnání s propustností bezprostředně přilehlého horninového prostředí natolik menší, že se v něm gravitační voda za stejných hydraulických podmínek pohybuje mnohem hůře. Je to horninové těleso s výrazně (řádově) nižší propustností než je propustnost horninového prostředí v bezprostředním sousedství. Hornina může v určité pozici fungovat jako hydrogeologický izolátor a v jiné pozici jako hydrogeologický kolektor. Podle pozice vůči přilehlým kolektorům se hydrogeologické izolátory dělí na:

- izolátory stropní,
- izolátory počevní
- bariéry hydrogeologické.

Za určitých piezometrických podmínek může hydrogeologický izolátor fungovat jako hydrogeologický poloizolátor (leaky aquifer).

Pórovitost:

1. v kvalitativním slova smyslu přítomnost pórů v hornině.
2. v kvantitativním smyslu poměr objemu pórů v hornině a celkového objemu horniny s póry.

Pórovitost v bodě x definujeme vztahem:

$$n_x = \frac{V_p}{V_c} \quad (4-1)$$

V_p - objem pórového prostoru v celkovém objemu horniny V_c

Hydraulický spád (hydraulický gradient):

Úbytek energetické výšky na jednotku délky proudu, vyjádřený sklonem čáry energie

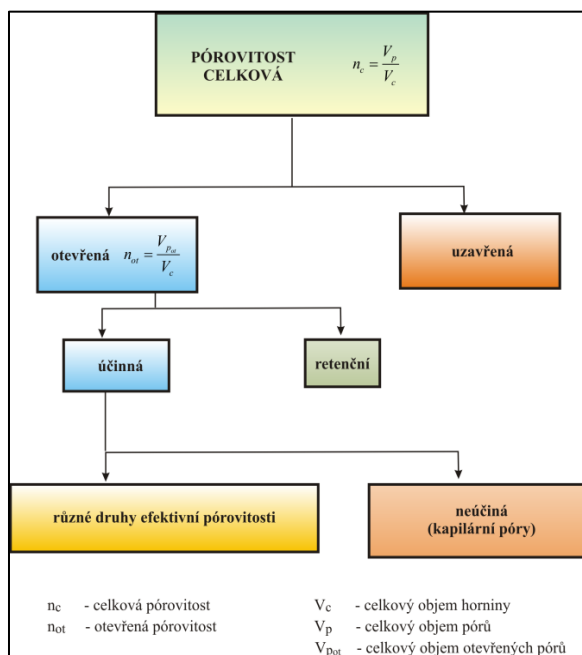
$$I = \frac{\partial H}{\partial L} \quad (4-2)$$

kde

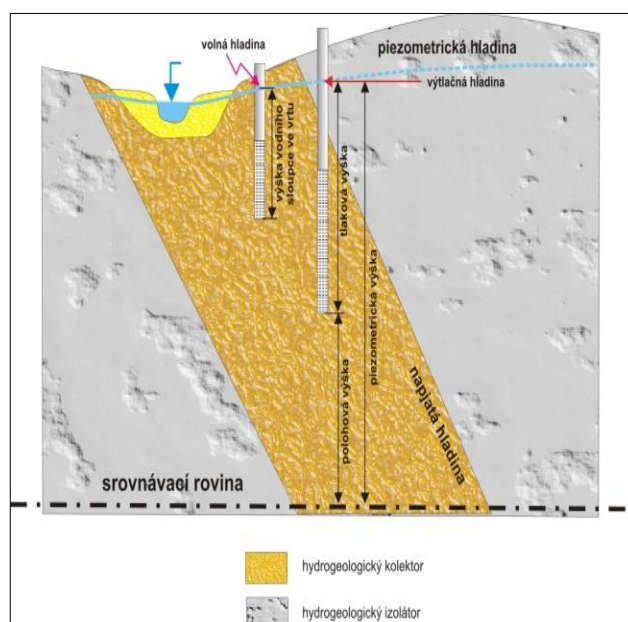
∂H - změna energetické výšky,

∂L - změna délky proudu podzemní vody.

Při proudění podzemní vody je vzhledem na nepatrnou rychlostní výšku rozdíl mezi průběhem čáry energie a tlakové čáry zanedbatelně malý, takže se hydraulický gradient prakticky rovná **piezometrickému gradientu**.



Obr. 4-2 Rozdělení druhů pórovitosti



Obr. 4-3 Pojmy při měření hladiny podzemní vody (vrt vlevo – volná hladina, vrt vpravo – napjatá hladina)

4.2 Základy teorie pohybu podzemní vody

Darcyho zákon je matematický vztah, který definuje rychlost průtoku kapaliny nasycenou zónou pevného porézního tělesa. Jedná se o lineární závislost mezi filtrační rychlostí kapaliny v_f (resp. průtočným množstvím Q) a piezometrickým (hydraulickým) gradientem I . Odvodil ji francouzský inženýr Henry Darcy (1856), který ji vyjádřil vzorcem pro hodnotu **filtrační rychlosti**:

$$v_f = k \cdot I = k \cdot \frac{\partial H}{\partial L} = \frac{Q}{A} \quad (4-3)$$

pro hodnotu **efektivní rychlosti** pak platí:

$$v_{ef} = \frac{k \cdot I}{\mu} = \frac{k}{\mu} \cdot \frac{\partial H}{\partial L} = \frac{v_f}{\mu} \quad (4-4)$$

k - nasycená hydraulická vodivost (koeficient filtrace)

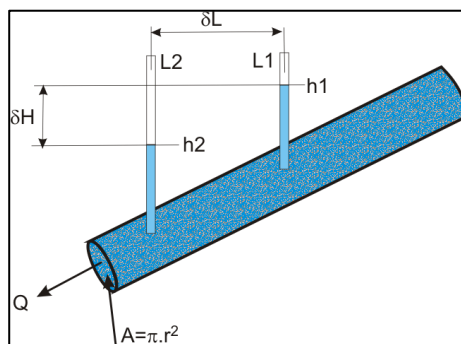
Q - objemový průtok filtrem délky L s plochou A ,

I - piezometrický gradient $(h_1 - h_2)/L$, t. j. výškový rozdíl mezi úrovní hladiny h_1 nad vstupem do filtru a úrovní hladiny h_2 přiléhající k spodní výtokové ploše dělený délkou (výškou) filtru L ,

v_{ef} - efektivní rychlost

v_f - filtrační rychlost

μ - efektivní porovitost



Obr. 4-4 Darcyho zákon

Darcyho zákon se všeobecně přijímá jako zákon určující pohyb podzemní vody, platí však v zásadě pouze pro laminární proudění v určitém rozsahu rychlostí. Ukazuje, že ztráty piezometrické výšky při laminárním proudění jsou lineárně závislé na filtrační rychlosti.

Reynoldsovo číslo Re je bezrozměrná veličina charakterizující proudění viskózní tekutiny. Při nízkých hodnotách je proudění laminární, při vysokých turbulentní. Hranice mezi těmito dvěma případy se označuje jako **kritická hodnota Reynoldsova čísla**. K rozlišení laminárního proudění od turbulentního (při proudění trubicí) se používá Reynoldsovo číslo dané vztahem:

$$Re = \frac{v_s \cdot d}{\eta} \quad (4-5)$$

kde

d - průměr trubice [m]

v_s - je střední hodnota rychlosti proudění kapaliny v daném průřezu [m/s]

η - je kinematická viskozita [m²/s].

V hydrogeologii se do výše uvedené rovnice dosazuje za v_s střední hodnota rychlosti v daném průřezu (velikost toku), η je kinematická viskozita proudící tekutiny (pro vodu je $\eta = 1,31 \cdot 10^{-6}$ m²/s a d je charakteristický rozměr zrna, za který se většinou dosazuje d_{10} nebo d_{20} . Hálek a Švec uvádějí, že kritická hodnota Re splňuje nerovnost:

$$1 < Re < 10 \quad (4-6)$$

)

Pro velké hodnoty Re je proudění turbulentní, pro nízké hodnoty je proudění laminární.

V jemnozrnných sedimentárních horninách, kde alespoň 30% zrn horniny je menší jak 0,05 - 0,01 mm se většina vody (někdy až 90%) nachází ve formě volně vázané vody (obalová voda). pohyb takové podzemní vody vlivem vnějších sil (tlaku) může nastat až po překonání počátečního odporu a tření. Hodnota minimálního piezometrického gradientu, při němž nastává pohyb, se označuje jako **prahový hydraulický gradient**. Darcyho zákon v takovém případě pak má tvar:

$$v = k \left(I - \frac{4}{3} I_{min} \right) \quad (4-7)$$

Hodnota I_{min} nabývá pro prachovité až hlinité zeminy hodnot 0, - 0,5, pro jílovité zeminy 0,5 - 1,0 i více. Hodnota I_{min} s růstem tlaku a teploty klesá. Pro běžné tlaky v mělkých strukturách hodnotu I_{min} obvykle zanedbáváme, pokud je hodnota koeficientu filtrace (nasycené hydraulické vodivosti) větší jak $1 \cdot 10^{-7}$ m/s. Jiné narušení platnosti Darcyho zákona nastává ve velmi propustném horninovém prostředí při velkých rychlostech proudění, kdy dochází ke vzniku **turbulentního proudění**.

4.3 Hydraulické parametry a jejich definice

Hydraulické parametry kolektoru a zvodně představují základní údaje, nezbytné pro naprostou většinu veškerých výpočtů v hydrogeologii. Jsou základními vstupy pro veškeré další výpočty (např. výpočty využitelného množství podzemní vody, návrhy jímacích objektů, výpočty zásob podzemní vody, hydraulické modelování, veškeré výpočty související s řešením znečištění podzemních vod atd.)

Vlastnosti hornin v hydrogeologii, které se rozhodujícím způsobem uplatňují při pohybu a akumulaci podzemních tekutin (podzemní voda, plyny, ropa, různé druhy znečišťujících látek v kapalné či plyné formě) se označují jako **hydraulické vlastnosti (parametry) hornin**. Základními hydraulickými vlastnostmi horninového prostředí je **propustnost a pórovitost**. Kvantitativním vyjádřením těchto vlastností jsou pak hydraulické parametry hornin.

Hydraulické parametry hornin popisují v hydrogeologii kvantitativní charakteristiky hydraulických vlastností horninového prostředí. Dělí se do několika skupin:

- vodivostně-odporové hydraulické parametry hornin
- objemově-kapacitní (akumulačně-evakuační) hydraulické parametry hornin
- komplexní hydraulické parametry hornin
- kombinované hydraulické parametry hornin

Při charakterizování hydraulických vlastností hornin a jejich kvantifikaci si musíme uvědomovat vedle definic těchto hydraulických parametrů i definice jiných základních hydrogeologických a hydraulických pojmů jako např. **hydrogeologický kolektor, hydrogeologický izolátor** apod. (viz kapitola 4-1). Měli bychom si uvědomovat, že hydrogeologická funkce horniny je relativní a není tedy úplně jednoznačně určena absolutními hodnotami hydraulických parametrů, ale je také závislá i na hydraulických vlastnostech a parametrech hornin v jejich bezprostředním sousedství. Tatáž hornina nebo horninové těleso mohou fungovat různě podle kontextu svého výskytu: např. vrstva jemného písku uložená v jílech má funkci kolektoru, ale tatáž vrstva uložená jako proplástek v hrubých štěrcích má funkci poloizolátoru nebo dokonce izolátoru.

4.3.1 Vodivostně-odporové hydraulické parametry hornin

Vyjadřují schopnost hornin nebo horninových těles propouštět tekutiny, resp. klást hydraulický odpor proudící tekutině. Vyjadřují kvantitativně schopnost hornin nebo horninových těles propouštět tekutiny, resp. klást hydraulický odpor proudící tekutině. Pro charakteristiku hydraulických parametrů hornin, horninových těles a geohydrodynamických systémů se v praxi používá několik soustav hydraulických parametrů:

při studiu tzv. **prostých podzemních** vod, které bývá povětšinou zaměřeno na otázky využití zdrojů podzemních vod pro vodovodní zásobení, hydrotechnických problémů, otázky stavební geologie, se běžně používá **soustavy speciálních hydraulických parametrů**, které charakterizují filtraci a pohyb podzemní vody o určité hodnotě kinematické viskozity odpovídající podmínkám nehluboko uložených kolektorů;

při studiu pohybu podzemních vod o zvýšené teplotě, mineralizaci, studiu ložisek ropy či plynu a v neposlední řadě při řešení otázek znečištění podzemních vod je nutno použít **obecné soustavy hydraulických parametrů**, které zohledňují i vlastnosti kolektorové tekutiny.

Přehled speciálních a obecných parametrů je uveden na obrázku č. 4-5. Obecně dělíme vodivostně-odporové hydraulické parametry hornin na:

1. charakteristiky propustnosti
2. charakteristiky hydraulického odporu
3. charakteristiky průtočnosti

Obr. 4-5 Rozdělení vodivosti – odporových hydraulických parametrů

		veličina	system obecných parametrů	system speciálních parametrů pro běžné podzemní vody
odporové parametry uplatňující se při ustáleném i neustáleném proudění	propustnost	absolutní propustnost	koeficient propustnosti	
		propustnost pro vodu		nasycená hydraulická vodivost (koeficient filtrace)
	průtočnost	absolutní průtočnosti	koeficient absolutní průtočnosti	
		průtočnost zvodněného kolektoru		koeficient průtočnosti (transmissivita)
odporové parametry uplatňující se pouze při neustáleném proudění	difuzivita	rychlost šíření změn piezometrického napětí v systému kolektor - kolektorová kapalina		koeficient hydraulické difuzivity = koeficient tlakové vodivosti (zvođen s napjatou hladinou)
				koeficient hladinové vodivosti (zvođen s volnou hladinou)

Nasycená hydraulická vodivost, (koeficient filtrace):

Schopnost pórového prostředí propouštět kapalinu s určitými vlastnostmi účinkem hydraulického gradientu. Mírou hydraulické konduktivity pro vodu v nasyceném prostředí je nasycená hydraulická vodivost, který se proto v zahraničí označuje také jako hydraulická konduktivita (Richards, 1952), resp. jako koeficient hydraulické konduktivity.

Nasycená hydraulická vodivost se číselně rovná filtrační rychlosti při jednotkovém hydraulickém gradientu. Má rozměr rychlosti a vyjadřuje se v m/s (porovnej s hydraulickou konduktivitou). Představuje směrnici lineární závislosti rychlosti proudění na hydraulickém gradientu v Darcyho zákoně:

$$v_{ef} = k \cdot I = k \cdot \frac{\partial h}{\partial L} \quad (4-8)$$

Je mírou propustnosti pórového prostředí pro vodu s danou kinematickou viskozitou. Jejím zveřejněním v anizotropní vrstvě je tensor propustnosti – **koeficient propustnosti**. Vztah mezi nasycenou hydraulickou vodivostí (koeficientem filtrace) a koeficientem propustnosti **K** je dána vztahem:

$$k = K \cdot \frac{g}{v} = K \cdot \frac{\gamma}{\eta} \quad (4-9)$$

respektive:

$$K = k \cdot \frac{\eta}{g} = k \cdot \frac{v}{\gamma} \quad (4-10)$$

v - dynamická viskozita

η - kinematická viskozita

ρ - hustota

g - gravitační zrychlení

K - koeficient propustnosti [m²]

k - nasycená hydraulická vodivost [m/s]

γ - měrná váha vody.

Pro čistou vodu při teplotě 20 °C platí přibližně vztah:
 $k = 9,77 \cdot 10^6 \cdot K$

Koeficient průtočnosti (transmissivity)

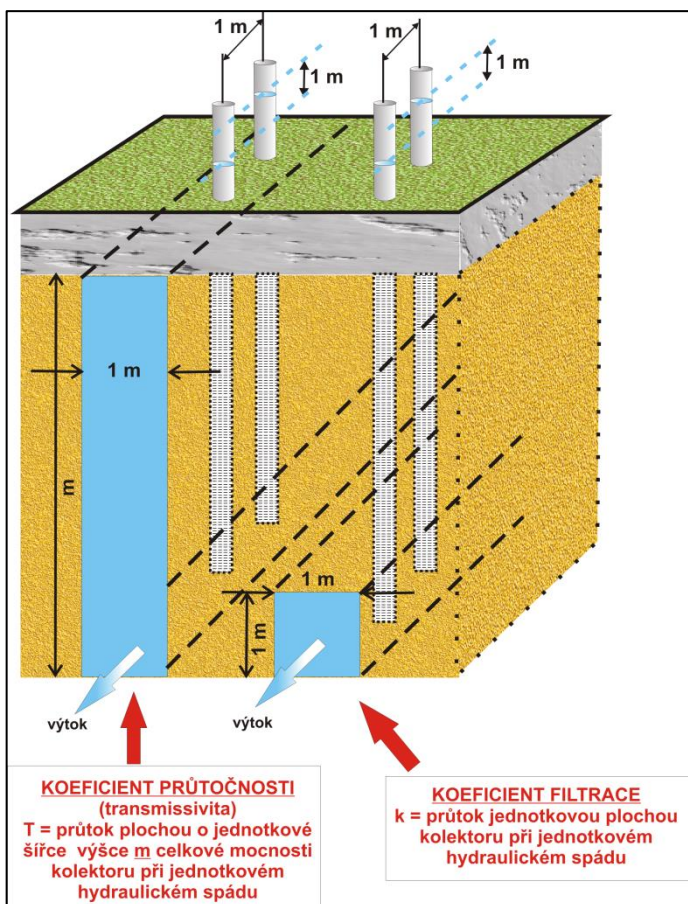
Je to míra schopnosti zvodněného kolektoru určité mocnosti propouštět vodu s danou kinematickou viskozitou účinkem piezometrického gradientu. Je číselně roven objemovému průtoku vody o dané kinematické viskozitě průtočným průřezem o jednotkové šířce a o výšce rovné mocnosti zvodněného kolektoru při jednotkovém piezometrickém gradientu. Definoval jej Theis (1935) pro homogenní zvodněný kolektor jako součin koeficientu filtrace **k** a mocnosti kolektoru **m**:

$$T = k \cdot m \quad (4-11)$$

Má rozměr plochy dělené časem Vyjadřuje se v m²/s. Pro zvodněný kolektor s koeficientem filtrace **k** o mocnosti **m** a polohové výšce báze kolektoru **z_b** měnícím se s výškou **z**, je definován jako:

$$T = \int_{z_0}^{z_0+m} k(z) dz \quad (4-12)$$

Koeficient průtočnosti (koeficient transmissivity, transmissivity) je základním hydraulickým parametrem v hydrogeologických výpočtech.



Obr. 4-6 Vztah mezi koeficientem průtočnosti a filtrace

4.3.2 Objemově-kapacitní (akumulačně-evakuační) hydraulické parametry hornin

Vyjadřují schopnost hornin a horninových těles pojmout anebo uvolnit určitý objem tekutiny.

Storativita (zásobnost):

Objem vody v elementu kolektoru s volnou hladinou je při jednotkové horizontální ploše dán výškou volné hladiny podzemní vody. Jestliže v důsledku proudění podzemní vody je množství vody opouštějící uvažovaný element větší než množství přitékající vody, dojde k poklesu hladiny. Storativita kolektoru se definuje výrazem:

$$\sigma = \frac{\Delta V_v}{A \cdot \Delta h} \quad (4-13)$$

kde:

σ - storativita [-]

ΔV_v - změna objemu vody v elementu kolektoru [m³]

A - horizontální plocha elementu kolektoru [m²]

Δh - pokles hladiny podzemní vody v elementu kolektoru [m]

Pro hlinité písky se hodnota storativity pohybuje v rozmezí 0,05 až 0,15, pro jemnozrnné až hrubozrnné písky v rozmezí 0,19 až 0,3. Hodnota storativity kolektoru s volnou hladinou je často nahrazována **efektivní pórovitostí**.

Rozlišuje několik druhů storativity (zásobnosti):

- **storativita (zásobnost) efektivní** (effective storativity) - hodnota storativity (zásobnosti), která se efektivně uplatňuje v daném momentě procesu neustáleného proudění.
- **storativita (zásobnost) opožděná** (delayed storativity) - poměr objemu vody uvolněné z pórů do určitého časového okamžiku od snížení volné hladiny.
- **storativita (zásobnost) pružná** (elastic storativity) - schopnost horniny uvolnit z pružné zásoby podzemní vody v pórech nebo pojmout do pružné zásoby v pórech v důsledku pružnosti zvodněnce

(objemové stlačitelnosti vody a horninového skeletu) určitý objem vody při změně piezometrického napětí. Pružná storativita podmiňuje velikost pružných zásob podzemní vody.

- **storativita (zásobnost) volná** (water-table storativity) - storativita daná objemem pórů, ze kterých voda vyteče nebo do kterých přiteče při změně volné hladiny podzemní vody **bez zahrnutí vody** s přilehlé kapilární zóny.
- **storativita (zásobnost) volné hladiny** (storativity of unconfined groundwater surface) - storativita daná objemem pórů, ze kterých voda vyteče nebo do kterých přiteče při změně volné hladiny **se zahrnutím vody**, která při snížení volné hladiny odtéká i z kapilární zóny.

Kvantitativně jsou různé druhy storativit (zásobností) hodnoceny pomocí celé řady koeficientů. Tyto koeficient patří mezi tzv. hydraulické parametry hornin do skupiny objemově-kapacitních parametrů.

- **koeficient opožděné storativity (zásobnosti)** - je to poměr objemu vody uvolněné z pórů do určitého časového okamžiku od snížení volné hladiny v jednotkové ploše nenapjatého zvodněnce a příslušného snížení volné hladiny

$$s_v: S_o = \frac{V_i}{A \cdot s_i} \quad (4-14)$$

- **koeficient storativity (zásobnosti)** (storativity, coefficient of storativity) - míra zásobnosti zvodněnce definovaná jako objem vody, který se uvolní ze zásoby vody ve zvodněnci z jednotkové plochy zvodněnce při jednotkovém snížení piezometrické hladiny. Podstata uvolnění vody ze zásoby je fyzikálně odlišná při uvolnění z pružné zásoby (pružná zásobnost) a při gravitačním odvodnění pórů v důsledku poklesu volné hladiny. Proto se rozlišuje koeficient pružné zásobnosti a koeficient volné zásobnosti, resp. koeficient zásobnosti volné hladiny

koeficient storativity (zásobnosti) volné hladiny (water-table storativity, storativity of unconfined groundwater surface) - objem vody V , který vyteče z jednotkové plochy nenapjatého zvodněnce A při jednotkovém poklesu volné hladiny s z prostoru poklesu hladiny a přilehlé kapilární zóny

$$S_v = \frac{V}{A \cdot s} \quad (4-15)$$

koeficient volné storativity (zásobnosti) (water-table storativity, gravitational storativity) - míra zásobnosti dané gravitačním odvodněním pórů při poklesu hladiny nenapjaté zvodně. Je definovaná jako poměr objemu vody, který se uvolní gravitačním odvodněním pórů při poklesu volné hladiny k objemu horniny, z kterého se voda uvolnila při jednotkovém snížení hladiny bez zahrnutí vody, která při snížení volné hladiny odtéká i z kapilární zóny. Koeficient pružné storativity (zásobnosti) (elastic storativity, coefficient of elastic storativity) - je to poměr objemu vody uvolněné při jednotkovém snížení piezometrické hladiny z pružné zásoby v hranolu zvodněnce s výškou, která se rovná mocnosti zvodněnce a s jednotkovou základnou tohoto hranolu. Koeficient pružné zásobnosti S_p je určený vztahem

$$S_p = \gamma \cdot m \cdot c_{rls} \quad (4-16)$$

γ - měrná váha vody

m - mocnost zvodněnce

c_{rls} - koeficient měrné pružné kapacity zvodněnce (představuje součin koeficientu měrné pružné zásobnosti S_{sp} a mocnosti zvodněnce m , čili $S_p = S_{sp} \cdot m$. Je to bezrozměrná veličina).

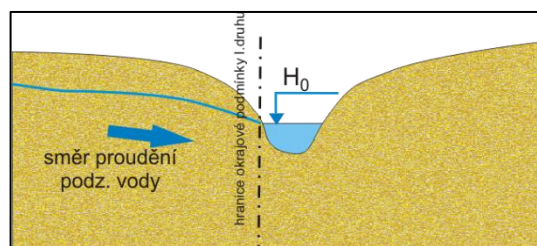
4.3.3 Okrajové podmínky proudění podzemních vod

Hydraulické podmínky, kterými se řídí výměna vody mezi **zvodněným systémem** a jeho okolím. Hmotnou realizací okrajových podmínek zvodněného systému jsou hranice zvodněného systému.

Okrajová podmínka, která se zadává piezometrickou výškou (konstantním **piezometrickým napětím**) se označuje jako **okrajová podmínka I.druhu (Dirichletova okrajová podmínka)**. Okrajová podmínka I.druhu znamená, že piezometrické napětí H nezávisí na průtoku na hranici (její realizací je napájecí boční hranice zvodně).

Okrajová podmínka vyjádřená zadanou hodnotou piezometrického gradientu **nebo** průtoku podzemní vody je okrajovou podmínkou II.druhu (Neumanova okrajová podmínka);

$$H = \text{konst.}, \quad q = \text{konst.}$$

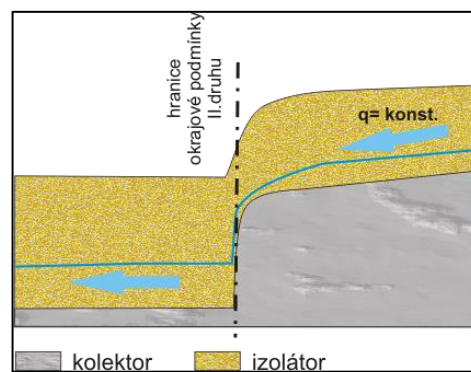


Obr. 4-7 Okrajová podmínka I.druhu $H = \text{konst.}$

(patří sem i okrajová podmínka se zadáním nulového průtoku, jejíž realizací je nepropustná boční hranice).

Lineární kombinace okrajových podmínek I. a II.druhu je **podmínkou III.druhu** (smíšená okrajová podmínka), čili

$$q = f(H) \quad (4-17)$$



Obr. 4-8 Okrajová podmínka II.druhu $q = \text{konst.}$

4.4 DODĚLAT Seznam symbolů kapitoly 4

Tab. 1 Seznam symbolů kapitoly 4

symbol	název	rozměr	pozn.:
∂H	změna energetické výšky	m	
Δh	pokles hladiny podzemní vody v elementu kolektoru	m	
ΔV_v	změna objemu vody v elementu	m ³	
A	plocha	m ²	
c_{fs}	koeficient měrné pružné zásobnosti zvodněnce		
d	průměr trubice	m	
g	gravitační zrychlení	m ² /s	
I	hydraulický spád	bezrozměru	
k	nasycená hydraulická vodivost	m/s	Synonymum koeficient filtrace
K	propustnost	m ²	
K	koeficient propustnosti	m ²	
L	délka	m	
m	mocnost	m	
n	pórovitost	bezrozměru	
n_x	pórovitost v bodě x	bezrozměru	
Q	objemový průtok filtrem délky L	m ³	
Re	reynoldsovo číslo		
S_o	koeficient opožděné storativity		
S_p	koeficient volné storativity		
S_{sp}	koeficient měrné pružné zásobnosti		
S_v	koeficient storativity volné hladiny		
T	transmissivita	m ² /s	
v_{ef}	efektivní filtrační rychlost	m/s	
v_f	filtrační rychlost	m/s	Darcyho zákon
Vp	objem pórového prostoru	m ³	
Vs	celkový objem horniny	m ³	
v_s	střední hodnota rychlosti proudění kapaliny v daném průřezu	m/s	
w	vlhkost		
z	tlaková výška	m	
η	kinematická viskozita	m ² /s	
v	dynamická viskozita	N.s/m ² , Pa. s, kg/(m s)	Dynamická viskozita se často v metrické soustavě CGS (<i>centimetr-gram-sekunda</i>) vyjadřuje v jednotkách g/(cm s) , dyne s/cm² or poise (p) . 1 poise = 1 dyn.s/cm ² = 1 g/(cm . s) = 1/10 Pa.s = 1/10 N . s/m ²
η	kinematická viskozita	m ² /s	V CGS systému měr se vyjadřuje jednotkami 1 St (Stokes) = 10 ⁻⁴ m ² /s = 1 cm ² /s
$\square$	měrná váha vody	kg/m ³	
$\square$	efektivní pórovitost	bezrozměru	
$\square$	hustota	kg/m ³	
$\square$	storativita	bezrozměru	
∂L	změna délky proudu podzemní vody	m	

5. Empirické vztahy pro hydrogeologii

5.1 Tabulka převodu granulometrie dle ČSN versus US standart

Tab. 2 Srovnání označení zrnitosti dle ČSN 75 002 a US standartu

Označení zrn podle ČSN 72 1002			Označení dle US	
Velikost zrn (mm)	Označení (název)		název US	Velikost zrn (mm)
menší než: 0,002	jíl, slín		clay	menší jak 0,004
0,002 - 0,063	prach		silt	0,004-0,062
0,063 - 0,250	písek	jemný	very fine sand	0,062 - 0,125
0,250 - 1		střední	fine sand	0,125 - 0,25
1 - 2		hrubý	medium sand	0,25 - 0,5
2 - 8	štěrk	drobný	coarse sand	0,5 - 1,0
8 - 32		střední	very coarse sand	1,0 - 2,0
32 - 128		hrubý	very fine gravel	2,0 - 4,0
128 - 256	kameny		fine gravel	4,0 - 8,0
větší než: 256	balvany		medium gravel	8,0 - 16,0
			coarse gravel	16,0 - 32,0
			very coarse gravel	32,0 - 64,0

5.2 Vztahy pro výpočet nasycené hydraulické vodivosti z křivek zrnitosti

Účinné zrno:

d_{10} – velikost zrna z křivky zrnitosti (10%)

Koeficient nestejnozrnnosti:

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (5-1)$$

d_{10}, d_{60} - příslušné průměry zrna z křivky zrnitosti (mm)

Číslo křivosti:

$$C_c = \left(\frac{d_{30}^2}{d_{10}d_{60}} \right) \quad (5-2)$$

5.2.1 Vztahy pro odhad hydraulické vodivosti

Hazen:

$$k_f = C \cdot d_{10}^2 (0,7 + 0,03 \cdot t) \quad (5-3)$$

k_f - nasycená hydraulická vodivost (koeficient filtrace) (m/den)

C - empirický koeficient nabývající hodnot od 400 (hlinité písky) až 1200 (čisté písky)

d_{10} - efektivní zrno ze zrnitostní křivky (mm)

t - teplota vody (°C)

Lze použít pro písky s d_{10} od 0,1 do 3,0 mm a s hodnotou koeficientu nestejnozrnnosti v rozmezí 1-5.

Terzaqi:

$$k_f = \frac{c}{\eta_t} \left[\frac{n-0,13}{\sqrt[3]{1-n}} \right]^2 \cdot d_{10}^2 \text{ [cm/s]} \quad (5-4)$$

- η_t - viskozita vody ($\eta_t = 0,0178$ při 0 °C, $\eta_t = 0,0114$ při 15 °C)
 d_{10} - průměr efektivního zrna ze zrnitostní křivky (**pozor v cm !!!**)
 n - pórovitost (pro pórovitost např. 28% se vkládá hodnota $n = 0,28$)
 C - empirický koeficient závisící na charakteru povrchu zrn.

Pokud bude k_f v cm/s zadává se $C = 10,48$ pro hladká zrna
 $C = 6,02$ pro ostrohraná zrna

Pro vyjádření v jednotkách:

k_f - m/den

d_{10} - mm

teplotu 0 °C platí

hladká zrna $k_f = 5080 \left[\frac{n-0,13}{\sqrt[3]{1-n}} \right] d_{10}^2 \text{ [m/den]}$;

ostrohraná zrna $k_f = 2930 \left[\frac{n-0,13}{\sqrt[3]{1-n}} \right] d_{10}^2 \text{ [m/den]}$

Slichter:

$$k_f = 88,3 \cdot d_{10}^2 \cdot m(n) \cdot \frac{1}{\mu} \text{ [m/den]} \quad (5-5)$$

d_{10} - efektivní zrno ze zrnitostní křivky (mm)

$m(n)$ - funkce pórovitosti viz tabulka

μ - koeficient viskozity vody závisící na teplotě - viz tabulka 5-2.

Platnost: pro obor $d_{10} = 0,01 - 5,00$ mm (pro středně a hrubě zrnité písky)

Závislosti μ na teplotě a m na hodnotě pórovitosti jsou uvedeny v následujících tabulkách. V nich jsou uvedeny i koeficienty pro aproximační funkce těchto závislostí.

Tab. 3 Závislost parametrů μ a m na teplotě

T	μm	$\mu_{m_{\text{vyn}}}$	$\Delta \mu m$	a	1,77757E-02
0	0,0178	1,77757E-02	2,430E-05	b	1,61733E-03
1	0,0172	1,72402E-02	-4,021E-05	c	1,21016E-01
2	0,0167	1,67086E-02	-8,625E-06	d	3,85588E-03
3	0,0162	1,61886E-02	1,136E-05		
4	0,0157	1,56849E-02	1,513E-05		
5	0,0152	1,51999E-02	6,532E-08		
6	0,0147	1,47351E-02	-3,514E-05		
7	0,0143	1,42909E-02	9,096E-06		
8	0,0139	1,38671E-02	3,289E-05		
9	0,0135	1,34633E-02	3,673E-05		
10	0,0131	1,30787E-02	2,131E-05		
11	0,0127	1,27125E-02	-1,253E-05		
12	0,0124	1,23639E-02	3,611E-05		
13	0,012	1,20319E-02	-3,186E-05		
14	0,0117	1,17155E-02	-1,553E-05		
15	0,0114	1,14140E-02	-1,400E-05		
16	0,0111	1,11264E-02	-2,642E-05		
17	0,0108	1,08520E-02	-5,196E-05		
18	0,0105	1,05899E-02	-8,986E-05		
19	0,0103	1,03394E-02	-3,939E-05		
20	0,0101	1,00999E-02	1,474E-07		
21	0,0099	9,87061E-03	2,939E-05		
22	0,0097	9,65107E-03	4,893E-05		
23	0,0095	9,44067E-03	5,933E-05		
24	0,0093	9,23888E-03	6,112E-05		
25	0,0091	9,04521E-03	5,479E-05		
26	0,0089	8,85922E-03	4,078E-05		
27	0,0087	8,68047E-03	1,953E-05		
28	0,0085	8,50857E-03	-8,565E-06		
29	0,0083	8,34314E-03	-4,314E-05		
30	0,0081	8,18385E-03	-8,385E-05		

$$y = \frac{a + bx}{1 + cx + dx^2}$$

Aproximační funkce pro μ

Tab. 4 Závislost $m(n)$ na hodnotě pórovitosti

pórovitost	$m(n)$	m_{vyn}	Δm	a	1,045886
0,26	0,01187	0,01171	1,62E-04	b	3,334907
0,27	0,01305	0,01328	-2,28E-04		
0,28	0,01517	0,01499	1,80E-04		
0,29	0,01694	0,01685	8,88E-05		
0,3	0,01905	0,01887	1,82E-04		
0,31	0,02122	0,02105	1,71E-04		
0,32	0,02356	0,02340	1,61E-04		
0,33	0,02601	0,02593	8,17E-05		
0,34	0,02878	0,02864	1,38E-04		
0,35	0,03163	0,03155	8,04E-05		
0,36	0,03373	0,03466	-9,27E-04		
0,37	0,03808	0,03797	1,07E-04		
0,38	0,04151	0,04151	4,86E-06		
0,39	0,04524	0,04526	-2,09E-05		
0,4	0,04922	0,04925	-2,83E-05		
0,41	0,05339	0,05348	-8,55E-05		
0,42	0,05789	0,05795	-6,03E-05		
0,43	0,06267	0,06268	-1,10E-05		
0,44	0,06776	0,06768	8,44E-05		
0,45	0,07295	0,07294	7,52E-06		
0,46	0,07838	0,07849	-1,10E-04		
0,47	0,08455	0,08433	2,24E-04		

$$y = ax^b$$

Aproximační funkce pro $m(n)$.

Kruger:

$$k_f = 322 \frac{n}{(1-n)^2} d_q^2 [m/den] \quad (5-6)$$

n - pórovitost

d_q - účinný průměr zeminy (mm) vypočtený z následujícího vztahu:

$$d_{10} = \frac{100}{\sum_{i=1}^N \frac{q_i}{d_i}} [m/den]$$

N - počet frakcí z granulometrické analýzy

$q_1, q_2, \dots, q_n$ - váhový podíl příslušné zrnitostní frakce z celkové váhy zeminy

$d_1, d_2, \dots, d_n$ - střední průměr částic příslušné zrnitostní frakce zeminy ze zrnitostní křivky

Nejllepší výsledky dává pro středně zrnité písky.

Korzeny:

$$k_f = 5400 \frac{n^3}{(1-n)} d_{10}^2 [m/den] \quad (5-7)$$

d_{10} - účinný průměr zrna

n - pórovitost

Hodnota k_f pro teplotu 0 °C

Zunker:

$$k_f = C \left(\frac{n}{1-n} \right)^2 \frac{1}{U^2} (1 + 0,034 \cdot t) [m/den] \quad (5-8)$$

C - koeficient formy zrn písku - viz tabulka (4-4)

n - pórovitost

U - specifický povrch - viz vzorec:

$$v = \frac{3}{2} \cdot \frac{g}{d_1} + \sum_{i=2}^N g_i \frac{\frac{1}{d_{i-1}} - \frac{1}{d_i}}{\ln d_i - \ln d_{i-1}}, \quad (5-9)$$

označení proměnných je stejné jako ve vzorci Krugera

Tab. 5 Hodnoty koeficientu C pro rovnici 5-8.

typ písku	C
stejnozrnný písek s hladkými okrouhlými zrny	1160
stejnozrnný písek s drsnými, málo opracovanými zrny	680
nestejnozrnný písek	580
nestejnozrnný písek s hranatými neutříděnými zrny	340

Zamarin:

$$k_f = 4100 \frac{n^3 a^2}{(1-n)} d_z^2 [m/den] \quad (5-10)$$

k_f - nasycená hydraulická vodivost (koef. filtrace) při 0 °C

n - pórovitost (pro $n=28\%$ $n=0,28$)

a - koeficient vyčíslený podle rovnice $a = 1,275 - 1,5 \cdot n$

d_z - účinný průměr zrn vyjádřený z rovnice:

$$\frac{1}{d_z} = A_1 \Delta g_1 + A_2 \Delta g_2 + \dots + A_n \Delta g_n \quad (5-11)$$

$A_1, A_2, \dots, A_n$ - koeficienty z následující tabulky (5-5)

$\Delta g_1, \dots, \Delta g_n$ - váhový podíl odpovídající frakce z granulometrické analýzy z celkové váhy zeminy

Tab. 6 Výsledky zrnitostní analýzy

frakce (mm)	A
< 0,01	288,6
0,01-0,05	40,25
0,05 - 0,10	13,8
0,10 - 0,25	6,07
0,25 - 0,50	2,76
0,50 - 1,00	1,38
1,00 - 2,00	0,69
2,00 - 3,00	0,27
5,00 - 7,00	0,17
7,00 - 10,00	0,11

5.3 Výpočty dosahu depresního kužele, ustálené proudění

Výpočty dosahu depresního kužele ve **stacionárním stavu** (ustálené proudění) provádíme při znalosti hydraulických parametrů pomocí vzorců (jejich jednoduchou úpravou) uvedených v kapitole 6.2, nebo můžeme použít některý z empirických vzorců. V případě **volné hladiny podzemní vody v průřinovém kolektoru** lze v neohrazené vrstvě použít např. vzorec Sichardta:

$$R = 3000 \cdot s \cdot \sqrt{k_f} \quad (5-12)$$

Pro **puklinový kolektor** se často používá vzorec Kusakina:

$$R = 575 \cdot s \cdot \sqrt{k_f \cdot H} \quad (5-13)$$

Přehled některých dalších vzorců pro výpočet poloměru depresního kužele:

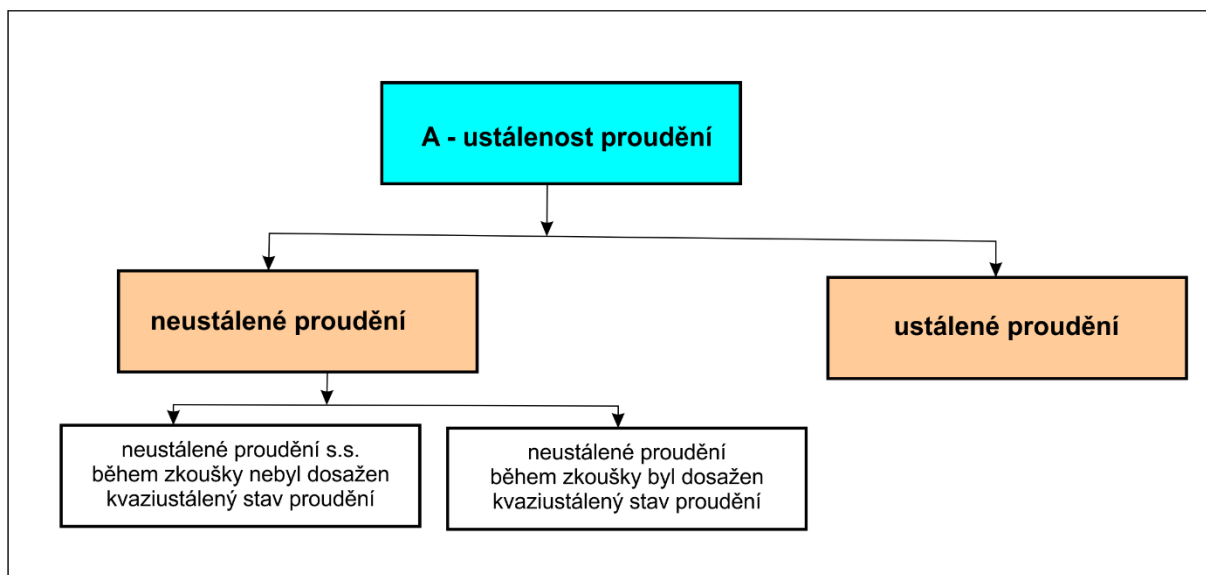
Dupuit_Thiem	$\ln(R) = \frac{2\pi k_f m s}{Q} + \ln(r)$	napjatá hladina
Dupuit_Thiem	$\ln(R) = \frac{\pi k_f (H^2 - h^2)}{Q} + \ln(r)$	volná hladina
Fossa - Mancini	$R = \frac{2,72r}{\frac{C}{2,72r} + 2 - \sqrt{(\frac{C}{2,73r} + 2)^2 - 3}}$	$C = \frac{H^2 - (H-s)^2}{2HI}$ volná hladina
Kusakin	$R = 47 \sqrt{\frac{6Hk_f t_{stac}}{\mu}}$	t_{stac} - doba od poč.čerpání nutná k dosažení ustáleného stavu
Schultze	$R = 60 \sqrt{\frac{6Hk_f t_{stac}}{\mu}}$	t_{stac} - doba od poč.čerpání nutná k dosažení ustáleného stavu
Weber	$R = 3 \sqrt{\frac{10k_f H t_{stac}}{\mu}}$	t_{stac} - doba od poč.čerpání nutná k dosažení ustáleného stavu
Weber (jiný vzorec)	$R = 74 \sqrt{\frac{6Hk_f t_{stac}}{\mu}}$	t_{stac} - doba od poč.čerpání nutná k dosažení ustáleného stavu

5.4 Seznam symbolů kapitoly 5

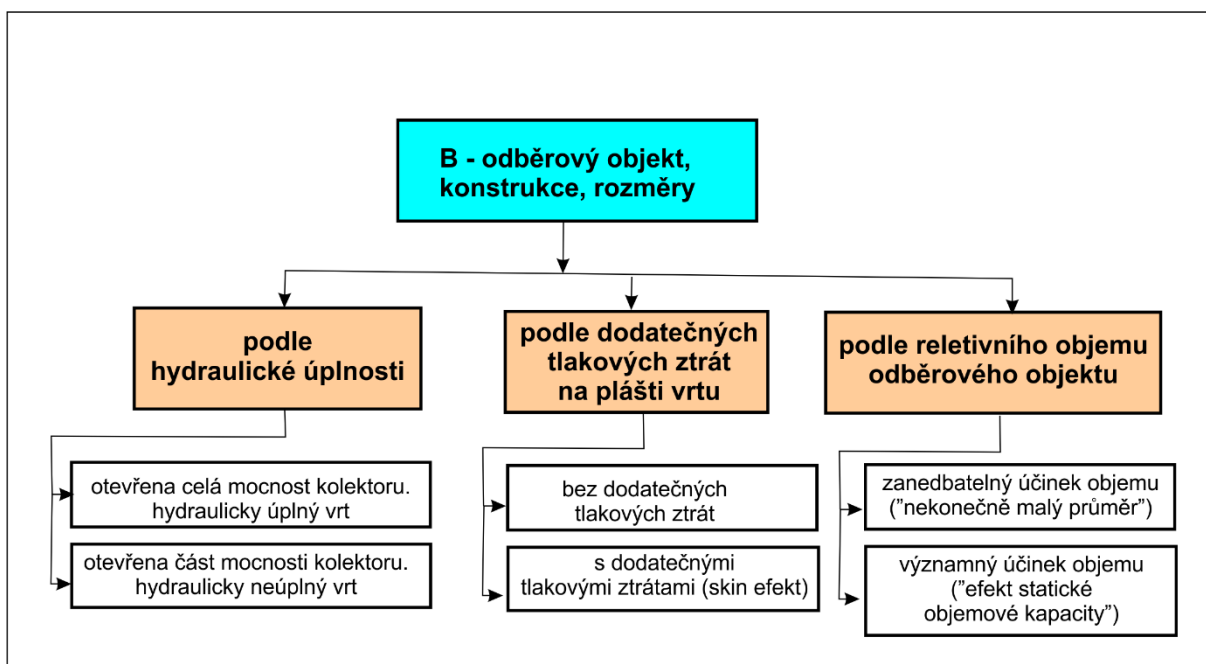
symbol	název	rozměr	pozn.:
a	koeficient $a = 1,275 - 1,5 n$		rovnice (5-9)
$A_1, \dots, A_n$	koeficienty		rovnice (4-9), tab. (5-5)
C	Hazenův empirický koeficient	bez rozměru	v rovnici (5-3)
C	Terzaghiho empirický koeficient	bez rozměru	v rovnici (5-4)
C	koeficient formy zrn písku		rovnice (5-8), tabulka (5-4)
Cc	číslo křivosti	bez rozměru	
$d_1, \dots, d_n$	střední průměr částic přísl. zrnitostní frakce ze zrnitostní křivky		rovnice (5-6)
$d_{10}, d_{60},$	velikosti zrna z křivky zrnitosti	mm	
H	výška vodního sloupce nad nepropustným podložím kolektoru	m	
k_f	nasyčená hydraulická vodivost	m/s, m/den	syn.: koeficient filtrace
$m(n)$	funkce pórovitosti		viz tabulka (5-3)
m	mocnost zvodně	m	
n	pórovitost		
N	počet frakcí z granulometrické analýzy		rovnice (5-6)
Q	čerpané (odebírané) množství	m ³ /s	
$q_1, \dots, q_n$	váhové podíly příslušné zrnitostní frakce z celkové váhy zeminy		rovnice (5-6)
R	poloměr depresního kužele	m	
r	poloměr vrtu	m	
s	snížení	m	
t	teplota	°C	
U	koeficient nestejnozrnnosti	bez rozměru	rovnice (5-1)
U	specifický povrch		rovnice (5-8)
$\Delta g_1, \dots, \Delta g_n$	váhový podíl odpovídající frakce z granulometrické analýzy z celkové váhy zeminy		
η_t	viskozita vody		
μ	koeficient viskozity vody závisící na teplotě		viz tabulka (5-2)

6. Saturovaná zóna – přehled základních vztahů

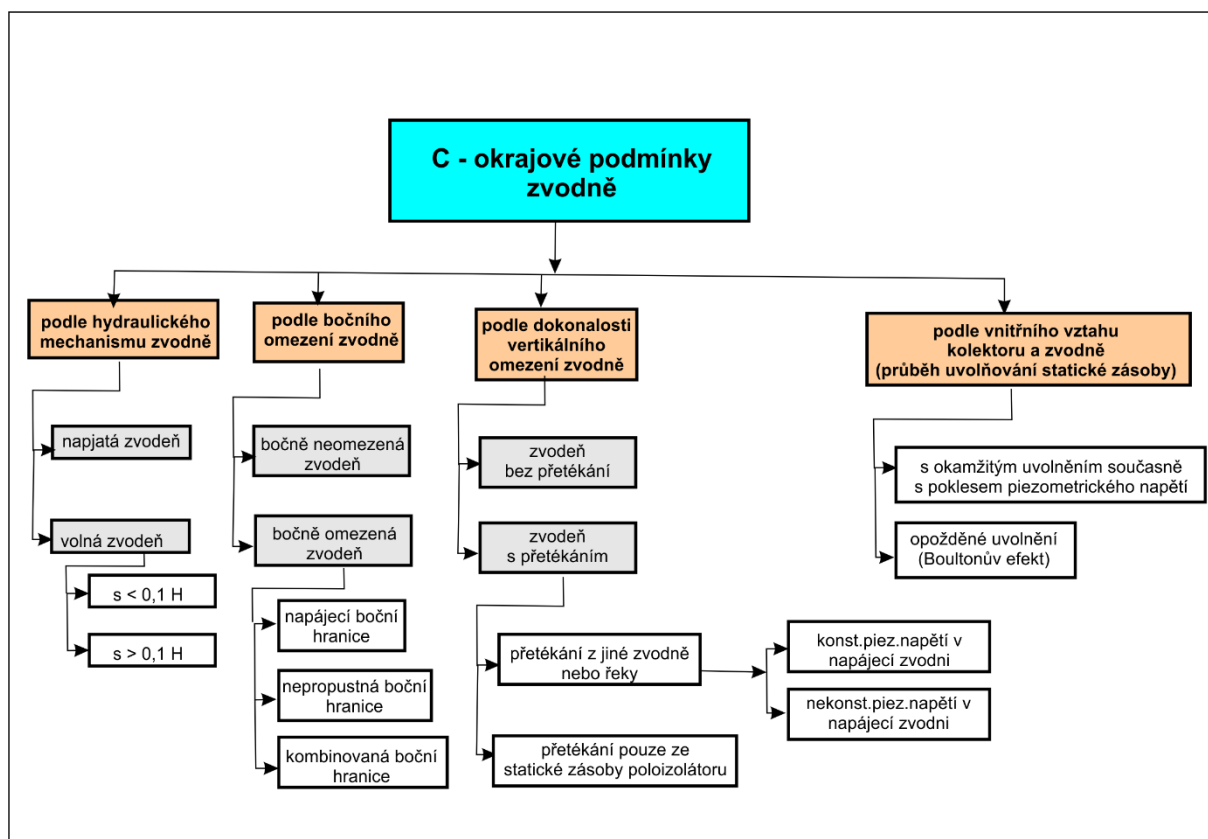
6.1 Výpočtové podmínky pro čerpací a stoupací zkoušky



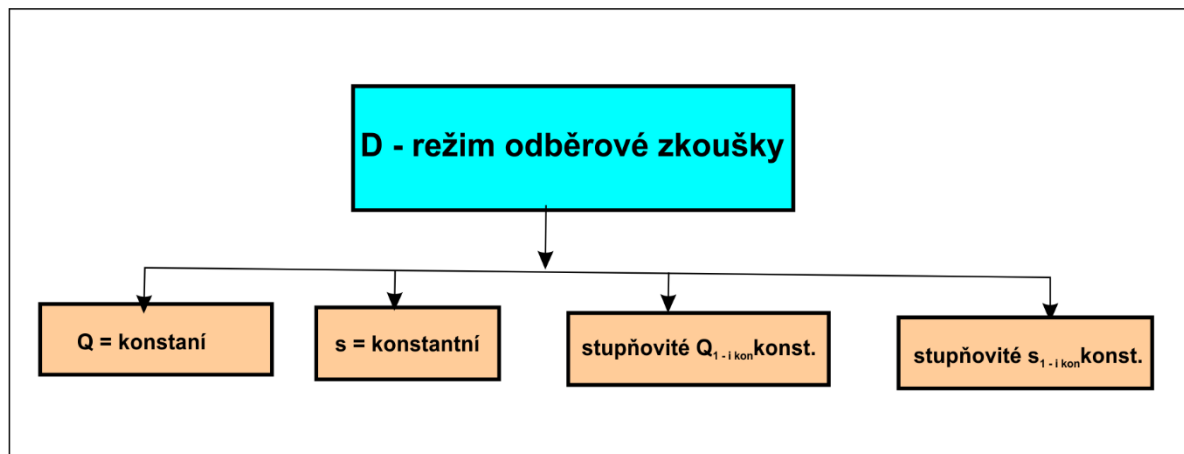
Obr. 6-1 Schéma výpočtových podmínek dle ustálenosti proudění dle J.Jetela(1980)



Obr. 6-2 Schéma výpočtových podmínek podle konstrukce odběrového objektu (J.Jetel(1980))



Obr. 6-3 Schéma výpočtových podmínek podle okrajových podmínek (J.Jetel(1980))



Obr. 6-4 Schéma výpočtových podmínek podle režimu odběrové zkoušky (J.Jetel(1980))

6.1.1 Posloupnost kroků při výpočtech z dat hydrodynamických zkoušek

Vyhodnocování hydrodynamických zkoušek je nutné provádět s ohledem na vlastnosti jednotlivých fází měřených dat (hladina podz. vody, snížení, hydrodynamická výška, čerpané množství). **Každý z těchto datových souborů představuje časovou řadu** složenou z jednotlivých částí (fází), které odrážejí fyzikální (hydraulické) vlastnosti zvodní v nejbližším i vzdálenějším okolí vrtu –

1. Fáze prázdnění vrtu (kap. 6.5.1.)
2. Transientní (přechodová) fáze - charakterizuje hydraulické odpory v nejbližším okolí zkoušeného objektu (kap. 6.5.2.)
3. Kvazistacionární fáze (kap. 6.5.3.)
4. Stacionární fáze (ustálený stav – kap.6.3.).

6.2 Ustálené proudění podzemních vod v neohraničené vrstvě

6.2.1 Zvodeň s napjatou hladinou

Rovnoměrné proudění podzemní vody s napjatou hladinou se vyskytuje tehdy, když je homogenní kolektor s napjatou zvodní uzavřen mezi dvěma rovnoběžnými izolátory, takže kolektor má stálou mocnost - viz obrázek 3-7.

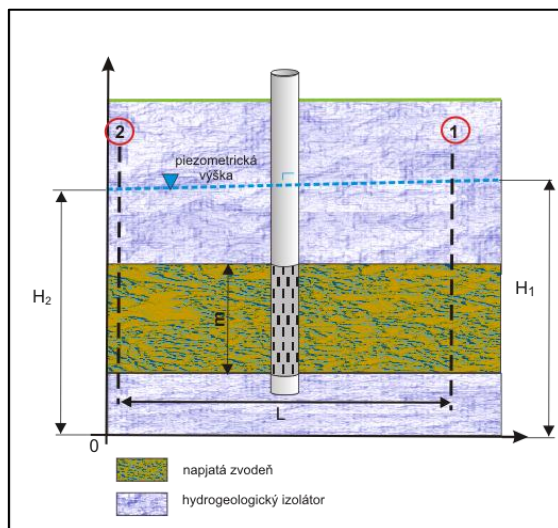
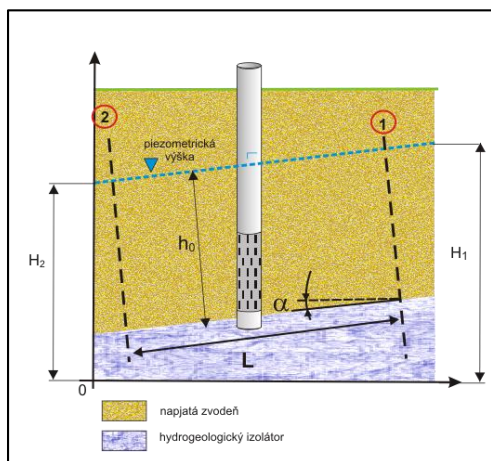
Pokud je plocha průtočného profilu rovna hodnotě A [m²], je filtrační průtok podle Darcyho zákona roven:

$$Q = k \cdot A \frac{H_1 - H_2}{L} \quad (6-1)$$

Ve zvodni o mocnosti m pro hodnotu **specifického průtoku** touto vrstvou o jednotkové šířce (šířka 1 m) platí:

$$q = \frac{Q}{A} = k \cdot m \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} = k \cdot m \cdot I = T \cdot I \quad (6-2)$$

- T - koeficient průtočnosti (transmissivita) [m²/s]
 m - mocnost zvodně [m]
 k - nasycená hydraulická vodivost (koeficient filtrace) [m/s]

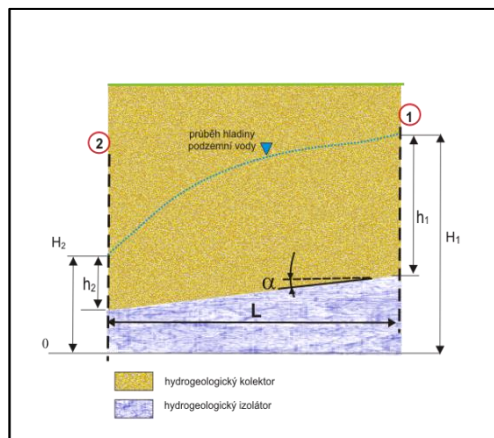


Obr. 6-5 Schéma ustáleného rovnoměrného proudění podz. vody v napjaté zvodni

6.2.2 Rovnoměrné proudění, zvodeň s volnou hladinou

Rovnoměrné proudění podzemní vody s volnou hladinou (obrázek 3-6) připadá v úvahu pouze v případech homogenního izotropního kolektoru, když je báze kolektoru rovnoměrně nakloněná a jeho okraje leží v dostatečně velké vzdálenosti. Při rovnoměrně skloněném podloží je při tomto druhu proudění sklon hladiny podzemní vody prakticky stejný, jako je sklon báze kolektoru a je roven hodnotě $I = \sin \alpha$. Základní rovnice jsou stejné jako v případě rovnoměrného proudění s napjatou hladinou (rovnice 3-9 a 3-9a).

Obr. 6-6 Schéma ustáleného rovnoměrného proudění podz. vody ve zvodni s volnou hladinou



Obr. 6-7 Schéma ustáleného nerovnoměrného proudění podz. vody ve zvodni s volnou hladinou

6.2.3 Nerovnoměrné proudění podzemní vody s volnou hladinou

Nerovnoměrné proudění podzemní vody s volnou hladinou je charakterizované změnou ploch průtokových průřezů (obrázek 3-8). Vyskytuje se v místech změny sklonu nepropustného podloží nebo v blízkosti některé z hydraulických okrajových podmínek (např. blízkost řeky). V případě vodorovného podloží platí pro specifický mprůtok:

$$q = -k \cdot h \frac{dh}{dx} \quad (6-3)$$

po úpravách pak platí:

$$q = k \cdot h_{pr} \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (6-4)$$

$$\text{kde } h_{pr} = \frac{h_1 + h_2}{2}$$

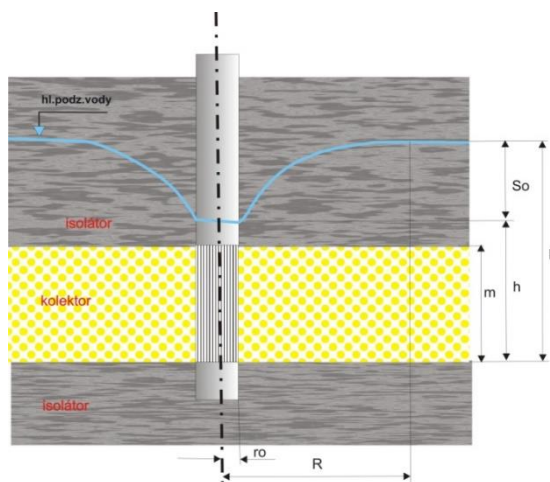
6.3 Výpočty nasycené hydraulická vodivosti (koeficient filtrace), ustálené proudění

Jedním ze základních hydrodynamických parametrů kolektoru je nasycená hydraulická vodivost. Její hodnotu nejlépe získáme vyhodnocením čerpací zkoušky.

Pro výpočet nasycené hydraulická vodivosti (k_f) v kolektoru s napjatou hladinou podzemní vody bez pozorovacího vrtu (schéma viz **obrázek 5-4**) platí:

$$k_f = \frac{1}{2\pi} * \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{m * s_0} \quad (6-5)$$

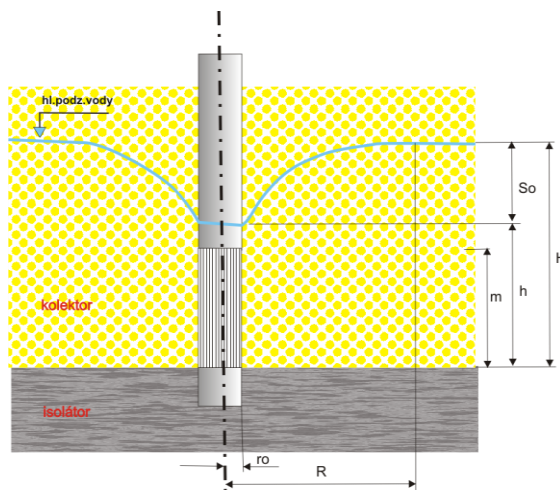
Protože v tomto případě neznáme hodnotu poloměru depresního kužele R , provádí se výpočet pomocí iterace. Do výpočtu dosadíme odhad hodnoty R (provedený např. pro průlinové prostředí pomocí Sichardtova vzorce – viz **kap. 7.1.3.2**) a vypočteme hodnotu k_f . Podle výsledku upravíme hodnotu k_f , dosadíme ji zpět do vzorce pro výpočet R a tak pokračujeme, dokud se hodnoty k_f ve vzorci 7.4.-4 a vzorci pro výpočet R neshodují.



Obr. 6-8 Průlinový kolektor, neohraničená vrstva, napjatá hladina podzemní vody

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou bez pozorovacího vrtu (schéma viz **obrázek 5-5**) platí (opět pro odhad hodnoty R použijeme iterace – viz předchozí případ):

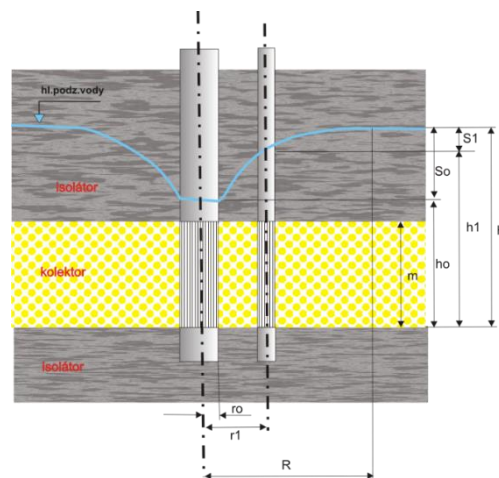
$$k_f = \frac{1}{\pi} * \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{s_0 (2H - s_0)} \quad (6-6)$$



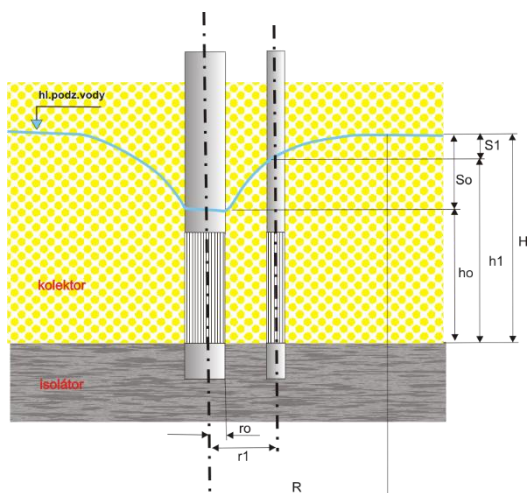
Obr. 6-9 Průlinový kolektor, neohraničená vrstva, volná hladina podzemní vody

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s napjatou hladinou s pozorovacím vrtem (schéma viz **obrázek 5-6**) platí:

$$k_f = \frac{1}{2\pi} * \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{m * (s_0 - s_1)} \quad (6-7)$$



Obr. 6-10 Průlinový kolektor, neohraničená vrstva, napjatá hladina podzemní vody, 1 pozorovací vrt



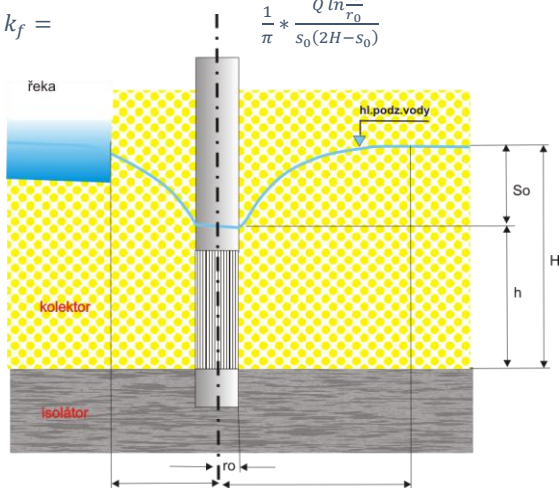
Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou s pozorovacím vrtem (schéma viz **obrázek 5-7**) platí:

$$k_f = \frac{1}{\pi} * \frac{Q \ln \frac{R}{r_0}}{(s_0 - s_1)(2H - s_0 - s_1)} \quad (6-8)$$

Obr. 6-11 Průlinový kolektor, neohraničená vrstva, volná hladina podzemní vody, 1 pozorovací vrt

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou v blízkosti řeky bez pozorovacího vrtu (schéma viz **obrázek 6-8**) platí:

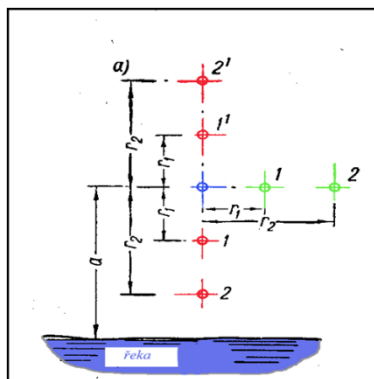
$$k_f = \frac{1}{\pi} * \frac{Q \ln \frac{2a}{r_0}}{s_0(2H - s_0)} \quad (6-9)$$



Obr. 6-12 Průlinový kolektor, neohraničená vrstva, volná hladina podzemní vody v blízkosti řeky

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou v blízkosti řeky z jednoho pozorovacího vrtu v uspořádání kolmo k řece (schéma viz **obrázek 6-9**) platí:

$$k_f = \frac{0,732 \cdot Q}{S_1(2H - S_1)} \log \frac{2a \pm r_1}{r_1} \quad (6-10)$$



Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou v blízkosti řeky ze dvou pozorovacích vrtů v uspořádání kolmo k řece (schéma viz **obrázek 6-9**) platí:

$$k_f = \frac{0,732 \cdot Q}{(S_1 - S_2)(2H - S_1 - S_2)} \left[\log \frac{2a \pm r_1}{r_1} - \log \frac{2a \pm r_2}{r_2} \right] \quad (6-11)$$

Obr. 6-13 Schéma pro výpočty k_f z vrtů v blízkosti řeky

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou v blízkosti řeky z jednoho pozorovacího vrtu v uspořádání paralelně s řekou (schéma viz **obrázek 6-9**) platí:

$$k_f = \frac{0,732 \cdot Q}{s_1(2H-s_1)} \log \frac{\sqrt{4a^2 \pm r_1^2}}{r_1} \quad (6-12)$$

Pro výpočet koeficientu filtrace v neohraničeném kolektoru s volnou hladinou v blízkosti řeky ze dvou pozorovacích vrtů v uspořádání paralelně s řekou (schéma viz **obrázek 6-9**) platí:

$$k_f = \frac{0,732 \cdot Q}{(s_1-s_2)(2H-s_1-s_2)} \left[\frac{1}{2} \log \frac{4a^2 \pm r_1^2}{4a^2 \pm r_2^2} + \log \frac{r_2}{r_1} \right] \quad (6-13)$$

6.4 Křivky vydatnosti

Viz Expert základní

$$f = 2\pi r h \frac{\sqrt{k_f}}{15}$$

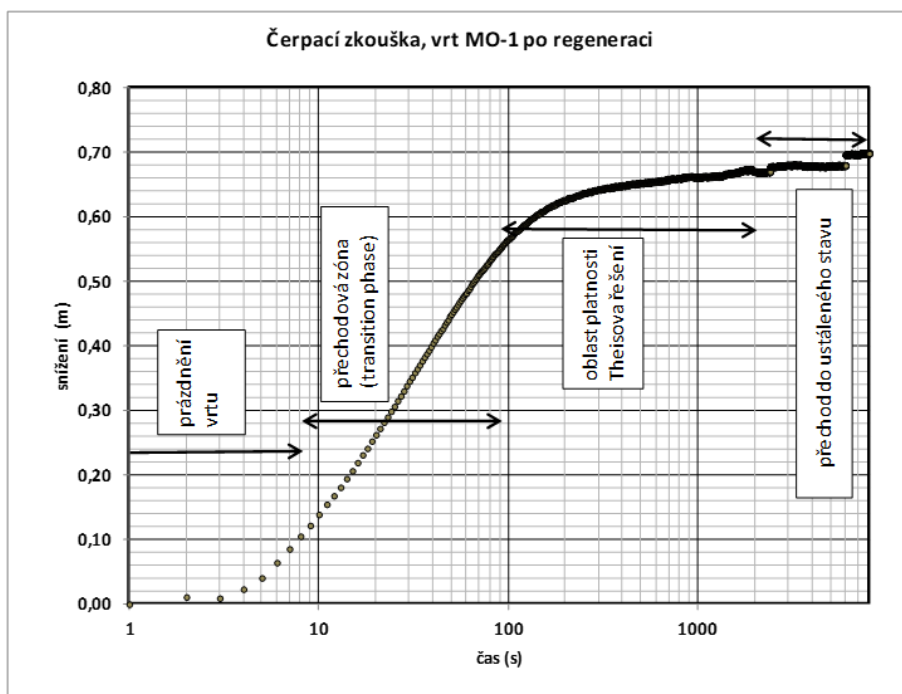
6.5 Výpočty hydrodynamických parametrů metodami neustáleného proudění

Vyhodnocování čerpacích zkoušek metodami neustáleného proudění se provádí zejména v případech, kdy je z vrtu čerpáno konstantní množství podzemní vody v čase. Současná měřicí technika umožňuje získávat s dostatečnou přesností data o hodnotách hladin (snížení) v závislosti na čase z čerpacích zkoušek ve velmi krátkých intervalech.

Měřené hodnoty snížení jsou bodovými hodnotami funkce $s[t]$ spojité v čase. Datová řada je rozdělena na čtyři charakteristické části – viz obrázek 5-9:

1. část reprezentující prázdnění vrtu (wellbore storage)
2. část odrážející vliv všech hydraulických odporů v blízkém okolí vrtu (odpor výstroje vrtu, kolmatační zóny a celé řady dalších) - přechodová fáze (transition phase)
3. část v níž jsou splněny podmínky Theisova řešení
4. část charakterizující přechod od neustáleného do ustáleného stavu (platí jiná okrajová podmínka pro řešení Theisovy diferenciální rovnice).

Zde je nutno uvést, že vyhodnocování ČZ se musí provádět postupně od jejího počátku, přičemž aproximace dat příslušných fází ČZ musí na sebe spojitě a hladce navazovat. Pokud totiž nepostupujeme od počátku datové řady, můžeme zavést subjektivní volbou počátku příslušné fáze ČZ do výpočtu někdy i velmi značnou chybu ovlivňující spolehlivost stanovených parametrů výpočtu.



Obr. 6-14 Fáze datové řady hodnot snížení při čerpací zkoušce s konstantním odebíraným množstvím podz.vody

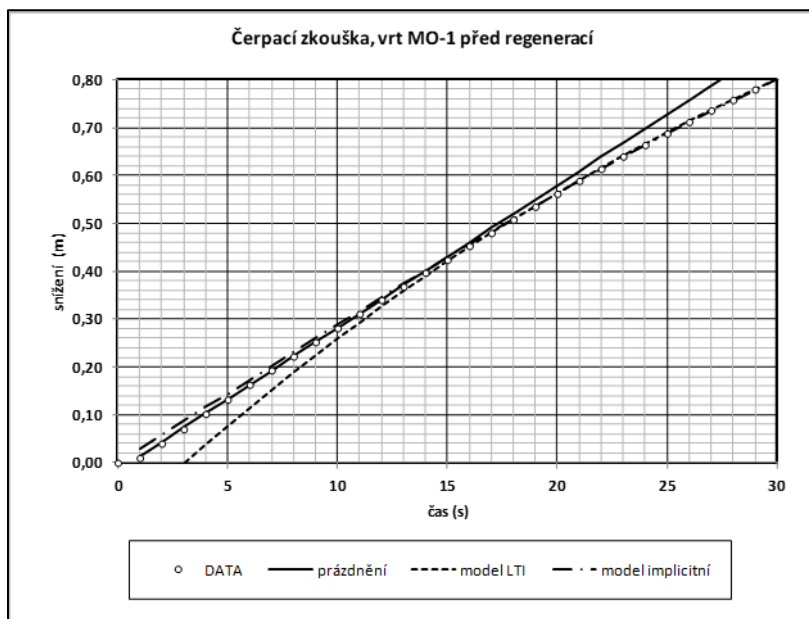
6.5.1 Prázdnění vrtu (well bore storage s.s.)

Každý zkoušený vrt má nezadnegatelný objem. Tato skutečnost se při interpretaci ČZ často zanedbává. Má však důležitý význam pro posuzování kolmatace, technického stavu vrtu, posuzování efektu různých technických zásahů na vrtu (např. kontrola efektivity regeneračního zásahu).

Okamžitě po začátku čerpání se začíná odčerpávat objem vrtu do doby, než se na jeho stěně vytvoří dostatečný hydraulický gradient pro překonání hydraulického odporu nejbližšího horninového okolí. Po tuto dobu má pokles hladiny ve vrtu lineární trend, vyjádřený obecně lineárním vztahem:

$$s[t] = a + b \cdot t = a + \frac{Q \cdot t}{\pi r^2} \quad (6-14)$$

Detail datové řady v počátku se zachyceným prázdňením vrtu je uveden na obrázku 3. Výpočet je prováděn metodou nejmenších čtverců. Velmi často je hodnota absolutního členu a nenulová. To bývá často způsobeno technickými parametry čerpadla (způsob jeho náběhu, technický stav atd.) .



Obr. 6-15 Detail úvodní části čerpací zkoušky – prázdňení vrtu

níž dosáhl vliv prázdňení na konci této fáze ČZ. Tato hodnota není totožná s hodnotou tzv. hydraulicky efektivního poloměru vrtu (JETEL (1982)). Odpovídá efektivnímu poloměru ve smyslu definice Jacoba, podle níž r_w je rovno vzdálenosti od osy vrtu, v níž se nalézá snížení hladiny podzemní vody vně výstroje vrtu na konci prázdňení při $Q_{in} = 0$.

Interpretace:

$$Q \cdot t > Q_p \cdot t = b \cdot \pi r^2 t \quad (6-15)$$

$$Q - Q_p = Q_{in} \quad (6-16)$$

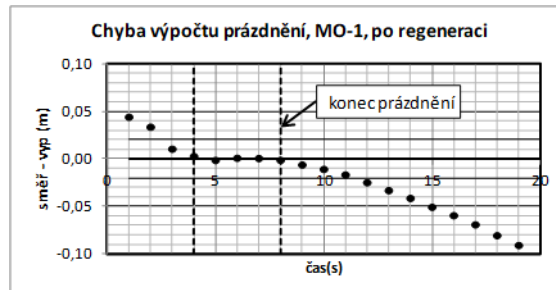
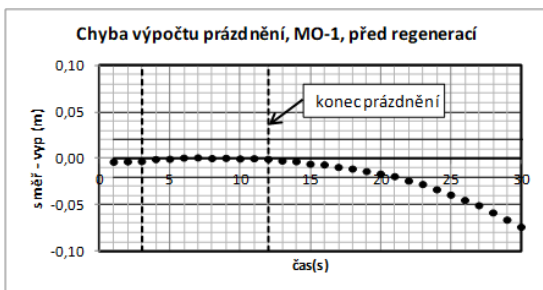
$Q_p \cdot t$ - skutečně uvolněný objem vrtu.

Q_{in} je kladné množství vody uvolňované z obsypu vrtu po dobu prázdňení při konstantním odběru vody z vrtu (Q). V ideálním případě by mělo být rovno nule, ve skutečnosti bývá nepatrně vyšší v důsledku uvolňování malého objemu vody z části filtračního obsypu vrtu.

Můžeme také stanovit hodnotu

$$\text{účinného poloměru vrtu } r_w = \sqrt{\frac{Q}{\pi b}},$$

pro nějž platí $r_w > r$, za předpokladu, že $Q_p = 0$. Jedná se o hodnotu vzdálenosti od osy vrtu do



Obr. 6-16 Chyby výpočtu prázdňení – srovnání před a po regeneraci vrtu

Z průběhu prázdňení lze stanovit hodnotu faktoru $C[m^2]$ (RAMEY (1970)), tzv. „unit wellbore storage factor“ používaný při výpočtu skin factoru W (viz kap. 6.4.2.4), pro nějž platí:

$$C = \frac{Q - Q_{in}}{\frac{ds}{dt}} \quad (6-17)$$

Vzhledem k tomu, že průběh prázdňení je lineární závislostí, platí $b = \frac{ds}{dt}$.

Dalším důležitým údajem, který můžeme z hodnot prázdňení a vypočteného účinného poloměru vrtu r_w zjistit, je hodnota nasycené hydraulické vodivosti při jednotkovém hydraulickém spádu na plášti výstroje vrtu (k_f). Snížení hodnoty Q_p po regeneraci indikuje snížení vstupního hydraulického odporu.

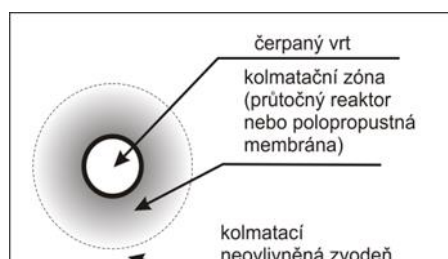
Tab. 7 Parametry prázdňení, vrt MO-1 před a po regeneraci

Q [m³/s]	0,00247	před regenerací		po regeneraci	
r [m]	0,1625		2 π .rw		2 π .rw
πr^2	0,082957681		0,083071749		0,09746775
parametry prázdnění	od času [s]	3		4	
	do času [s]	12		8	
	směrnice	2,97333E-02	2,97333E-02	2,09300E-02	2,09300E-02
	Qp [m³/s]=Q-Qin	2,46E-03	Q = 0,00247	4,897E-4	Q = 0,00204
	M.S.E.	9,2642E-07		5,0893E-06	
	abs.člen	-0,016088889		-0,06144	
Agarwal et al. (1970)					
C (m²)	7,938E-02			1,712E-02	
parametry prázdnění		rv	rw	rv	rw
	Qin	3,39162E-06		1,55029E-03	
	Δs konec	3,72889E-01	3,40000E-01	2,28880E-01	1,05600E-01
	A	3,80726E-01	3,47385E-01	1,24108E-01	1,16869E-01
	kf [m/s]	6,48760E-03	9,76329E-06	1,64373E-02	1,74554E-02
	poloměr	0,16250	0,16261	0,16250	0,17614
	efekt. pórovitost		8,75%		19,82%

6.5.2 Přejchodová fáze (transition phase)

Úsek dat mezi částí charakterizující prázdnění vrtu a částí, kdy jsou již splněny podmínky Theisova řešení, představuje přechodovou část datové řady (transition phase). Ta zohledňuje veškeré hydraulické odpory vrtu a jeho nejbližšího okolí (zejména vliv kolmatační zóny a odpory filtrační části výstroje).

V minulosti se touto problematikou zabývala celá řada autorů, např. HANTUSH (1959), VAN EVERDINGEN (1953), AGARVAL et al. (1970), RAMEY (1970), MAKSIMOV (1962), FENSKE (1984), HAWKINS in CRAFT et al. (1991). Řešení dle HANTUSHE (1959), MAKSIMOVA (1962) a FENSKEHO (1984) vychází z principu laterální změny vlastností kolektoru a vyžadují data jak z čerpaného, tak pozorovacího vrtu. Navíc jejich numerické řešení naráží na značné výpočetní problémy. Ostatní citovaná řešení sice nevyžadují striktně použití dat z pozorovacího vrtu, ale jejich výsledkem je určení tzv. "bezrozměrného skin faktoru" **W**, jehož hodnota posuzuje stupeň kolmatace částečně empirickým způsobem (vrty s hodnotou $1 < W < 4$ vyžadují regeneraci, při $W > 4$ je již regenerace obtížná, či dokonce nemožná).



Obr. 6-17 Konceptuální schéma okolí čerpaného vrtu

Pro možnost praktického užití pomocí dat pouze z čerpaného vrtu byly proto vytvořeny dva nové modely:

- reaktorový model (LTI model, lineárně transformační invariantní model 1. řádu)
- implicitní model.

6.5.2.1 LTI model (reaktorový model) pro přechodovou fázi

LTI model - vychází z představy, že nejbližší okolí vrtu (kolmatační zóna včetně všech dodatečných odporů) se chová jako průtočný reaktor. Skoková změna hodnoty čerpaného množství s jeho následným konstantním odběrem představuje skokovou změnu vstupního signálu do systému. Výstupním signálem ze systému jsou pak měřené hodnoty snížení, které představují odezvu na vstupní signál. Výstupní signál se chová jako tzv. „setrvačný člen“ systému. Řešení rovnice

$$y'(t) + \alpha y(t) = Kb \quad (6-18)$$

pro hodnoty snížení dostaneme ve tvaru:

$$s[t] = K(1 - \alpha \exp^{-t/\beta}) \quad (6-19)$$

Z řešení zjistíme několik důležitých parametrů (např. max. specifickou kapacitu kolmatační zóny, objem vody v kolmatační zóně apod.). Parametr **K** (zesilovací faktor) definuje hodnotu ustálené tlakové výšky ve zvodni s

parametry kolmatační zóny. Parametr $\beta = Q/V$. Umožňuje určit objem vody v kolmatační zóně. Parametr α určuje míru odchylky modelu od řádu 1.

6.5.2.2 Implicitní model

Implicitní model - je založen na kombinaci Fickova zákona a objemové bilance. Vychází z představy, že kolmatační zóna vytváří v okolí vrtu membránu s hydraulickými vlastnostmi horšími, nežli okolní materiál zvodně. Výsledný navržený model má tvar:

$$s[r, t] = \frac{Q_s t}{\pi r(t + 2\kappa t \operatorname{erfc}(\frac{r}{2\sqrt{Tt}}))} \quad (6-20)$$

Základními parametry modelu jsou hodnoty Q_s , κ a $\bar{T}$. Pro parametr Q_s platí $Q_s \leq Q$. Určuje průtok kolmatační zónou za ustáleného stavu. Parametr κ je vodivostní parametr, parametr $\bar{T}$ charakterizuje difuzní vlastnosti kolmatační zóny.

Oba uvedené modely jsou nelineární, vždy se třemi parametry. K určení hodnot jejich parametrů je vhodné použít Levenber-Marquardtovu optimalizační proceduru (např. z doplňku Excelu „Optimiztool“).

6.5.2.3 Hantushův a Fenskeho model

Pro přehlednost uvádím ještě známé vzorce HANTUSHE (1959):

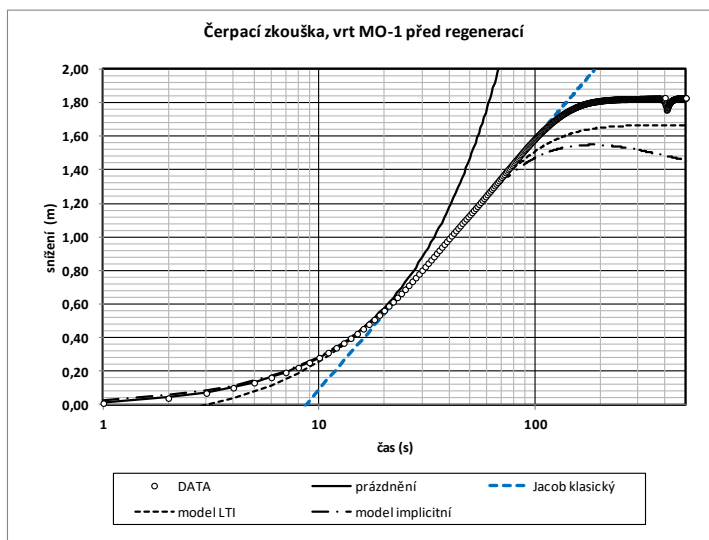
$$s[r, t] = \frac{Q}{4\pi T} \left(\Gamma \left[0, \frac{r^2 \sigma}{4tT} \right] - \Gamma \left[0, \frac{(2\delta - r)^2 \sigma}{4tT} \right] \right) \quad (6-21)$$

a FENSKEHO (1984):

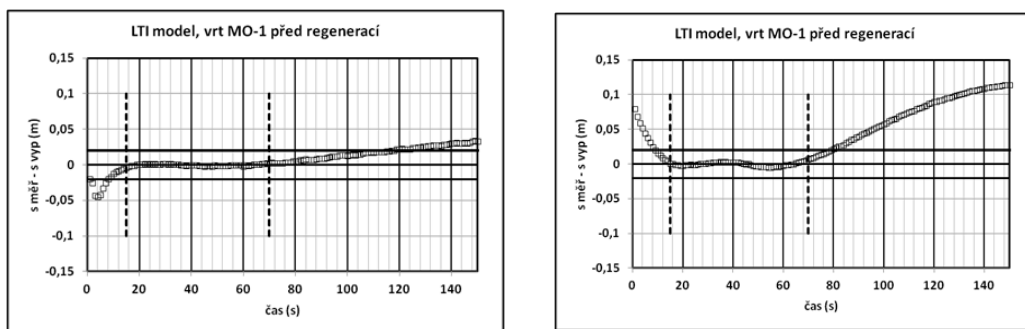
$$s_1[r, t] = \frac{Q}{4\pi T_1} \left(\Gamma \left[0, \frac{r^2 \sigma}{4tT_1} \right] + \frac{\varepsilon T_1 - \omega T_2}{\varepsilon T_1 + \omega T_2} \Gamma \left[0, \frac{(L_p + L_w)^2 \sigma}{4tT_1} \right] \right) \quad (6-22)$$

Jež jsou založeny na principu řešení tzv. zrcadlových studní.

Na obrázku 5-13 jsou data naměřená při čerpací zkoušce před regenerací proložena vypočtenými závislostmi podle jednotlivých navržených modelů společně s grafy chyb výpočtu (obr. 6).



Obr. 6-18 Graf s vyznačením jednotlivých modelových závislostí v přechodové fázi ČZ



Obr. 6-19 Chyby LTI modelu. Svislé čárkované čáry označují počátek a konec trvání přechodové fáze.

6.5.2.4 Výpočet skin faktoru W

Dodatečné hydraulické odpory na plášti vrtu a v jeho nejbližším okolí společně s konečným objemem testovaného vrtu představují dva hlavní faktory ovlivňující průběh měřených dat při čerpací zkoušce z vrtu. Vliv dodatečných hydraulických odporů (skin efekt) byl poprvé popsán van Everdingenem (1953). Od té doby se touto problematikou zabývala celá řada autorů (Agarwal, 1970, Raghavan, 1993 a další). Velikost těchto odporů je vyjadřována pomocí **skin faktoru W** .

Výpočet skin faktoru byl odvozen pomocí Laplaceovy transformace Theisovy diferenciální rovnice. Měřené snížení hladiny podzemní vody ve vrtu (s_w) je dáno součtem hodnoty snížení „ideálního“ vrtu (s_i) a snížením vyvolaným dodatečnými hydraulickými odpory na plášti vrtu (s_d) a v jeho nejbližším okolí. Můžeme proto psát:

$$s_w = s_i + s_d \quad (6-23)$$

Zavádí se několik nových proměnných:

Jednotkový faktor prázdnění (unit wellbore storage) C [m^2]:

$$C = (Q - Q_{in}) \frac{dt}{ds} \quad (6-24)$$

Bezrozměrné snížení ve vrtu:

$$s_D(t_D) = \frac{2\pi T}{Q} s_w(t) \quad (6-25)$$

Bezrozměrný čas:

$$t_D = \frac{Tt}{r_w^2 \sigma} = \frac{1}{4u} \quad (6-26)$$

Bezrozměrný poloměr:

$$r_D = \frac{r}{r_w} \quad (6-27)$$

Bezrozměrná konstanta dodatečných odporů:

$$C_D = \frac{C}{2\pi r_w^2 \sigma} \quad (6-28)$$

Bezrozměrný skin faktor W :

$$W = \frac{2\pi T s_w}{Q} \quad (6-29)$$

Bezrozměrný průsečík:

$$t'_D = \frac{T t'}{r_w^2 \sigma} \quad (6-30)$$

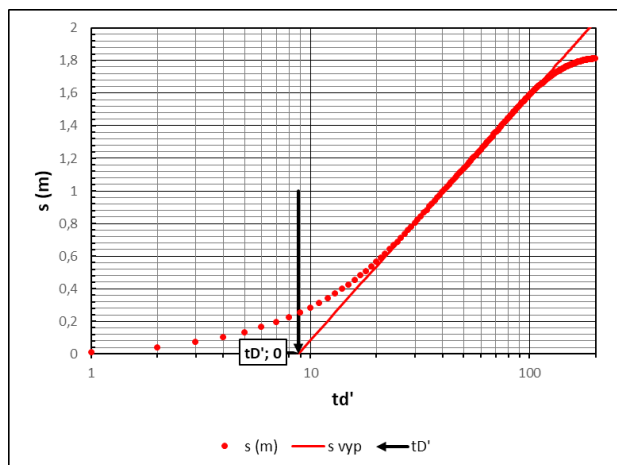
Postup výpočtu:

1. Z grafu $s - t$ zjistíme hodnotu jednotkového faktoru prázdnění C (m^2) – viz rovnice 6-17 a kapitola 6.4.1.
2. Z prvního přímkového úseku grafu $s - \log(t)$ zjistíme hodnotu transmissivity a storativity
3. Provedeme výpočet odpovídajících hodnot t_a k příslušným časům měření – vzorec 6-26)
4. Vypočteme hodnotu C_D (vzorec 6-28)
5. Vytvoříme graf $s - \log t$ a z něj zvolíme počáteční a koncovou hodnotu t_b z prvního přímkového úseku

6. Pro zvolený rozsah hodnot td v grafu vypočteme směrnici a absolutní člen přímky prvního úseku ve tvaru $s_{vyp} = a + b \cdot \log t_D$
7. Ke každému času td podle předchozího bodu spočteme hodnoty s_{vyp}
8. Vypočteme hodnotu průsečíku t_D' (viz vzorec 5-26) s hodnotou $s = 0$
- 9.

Pomocí hodnot C_D a t_D' vypočítáme hodnotu skin faktoru W podle vzorce:

$$W = \frac{10^{(1,0852 \cdot \log C_D - 0,2921)} - t_D'}{10^{(1,0036 \cdot \log C_D - 0,7553)}} \quad (6-31)$$



Obr. 6-20 Příklad grafu $td' - s$ pro výpočet skin faktoru W .
Vrt MO-1 před regenerací

6.5.2.5 Makroskopický model vlivu biomasy na odporový parametr pórového prostředí

Předpokládá se, že ke změně vlastností pórového prostředí dochází v důsledku akumulace pevné fáze biomasy v pórovém prostoru. Podíl objemu pevné fáze, který zaujímá biomasa lze vyjádřit jako:

$$n^b = \frac{X^b \rho_k}{\rho_b} \quad (6-31)$$

- n^b - objemový podíl biomasy (L^3 biomasy/ L^3 celkový objem)
- X^t - hmota (váha sušina) mikrobiálních buněk na jednotku hmoty pevné fáze horniny
- ρ_k - hustota pevné fáze horniny ($M \cdot L^{-3}$)
- ρ_b - hustota pevné fáze biomasy ($M \cdot L^{-3}$)

Po různých úpravách lze psát:

$$\frac{\overline{k_b}}{\overline{k_0}} = \left(1 - \frac{n^b}{n_0}\right)^{19/6}$$

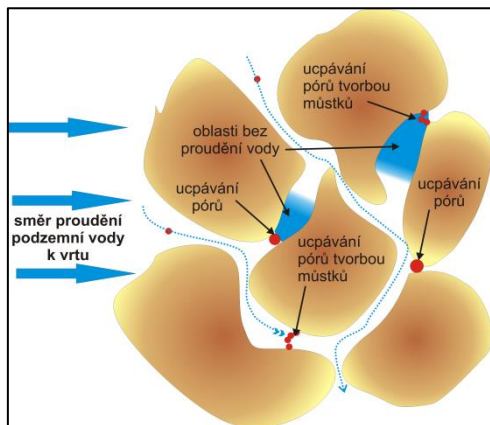
- k_0 - původní permeabilita pórového prostředí
- n_0 - původní porozita

$$\frac{\overline{M_b}}{\overline{M_0}} = \left(1 - \frac{n^b}{n_0}\right)^{2/3}$$

- M_b - specifická plocha povrchu reprezentovaná vlastnosti pórového prostředí.

6.5.2.6 Stárnutí vrtů - kolmatace

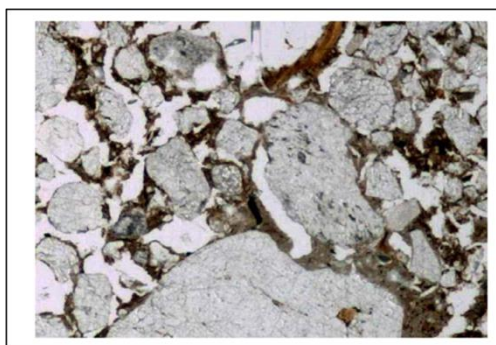
Při využívání hydrogeologických vrtů dochází při jeho provozu postupně k utěšňování kolektoru v jeho blízkém okolí. Tím dochází ke zvyšování vstupních hydraulických odporů v nejbližším okolí vrtu a snižuje se hodnota jeho *specifické vydatnosti*. Tento jev je nazýván **kolmatací**.



Obr. 6-21 Mechanismus zatěšňování pórů horniny mechanickými částicemi

Obecně lze **kolmataci** definovat jako proces postupného utěšňování kolektoru v okolí umělého hydrogeologického objektu (vrtu, studny, zasakovací nádrže, drény apod.) při filtraci vody zachytáváním a hromaděním mechanických suspenzí (obr. 6-21) nebo látek vysrážených z vody, které vznikají v důsledku fyzikálních, chemických nebo biologických procesů při interakci vody s horninovým prostředím nebo vsakované vody s vodou podzemní. V principu je souborným výsledkem celé řady jevů (sedimentace, filtrace, zachycování suspendovaných částic v pórech horninového prostředí, chemické změny při kontaktu vody s horninovým prostředím, průběh biologických a mikrobiologických procesů společně s výsledkem jejich metabolických aktivit).

Kolmatace
vrtů,
reaktorová
zóna vrtu

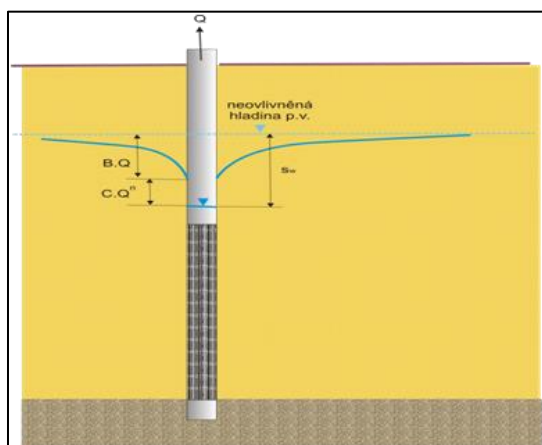


Obr. 6-22 Rozměr vzorku horniny 4,5 x 3,15 mm. Tmavá hmota mezi horninovými zrny jsou zbytky vrtového výplachu po nedokonalém vyčištění vrtu

Složitost tohoto procesu spočívá v tom, že jeho jednotlivé části lze jen velmi obtížně od sebe oddělit a samostatně studovat. Přitom se tyto procesy navzájem ovlivňují. Procesy kolmatace probíhají v relativně blízkém okolí zasakovacího objektu v oblasti tzv. **reaktorové zóny** objektu (obrázek 6-23). V ní se odehrává naprostá většina těchto procesů, přičemž zásadním způsobem ovlivňují infiltrační schopnost objektu.

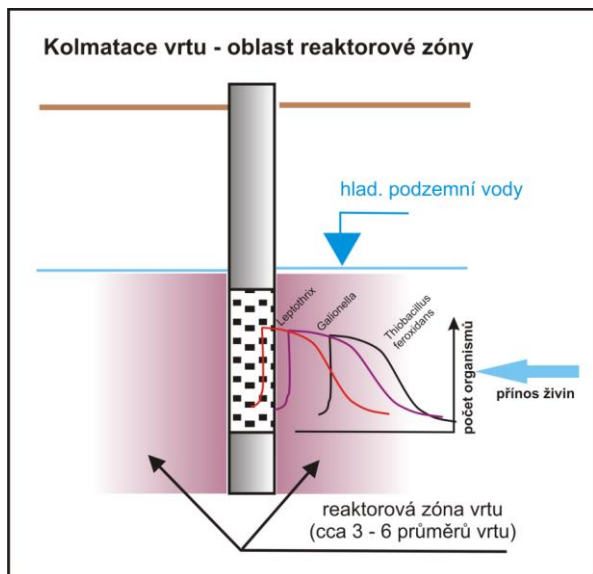
Výsledkem působení kolmatačních procesů je nárůst velikosti hydraulických odporů na jeho plášti a v nejbližším okolí. Dochází tak postupně k poklesu hodnoty *specifické vydatnosti* vrtu a ke zvětšování velikosti **hydraulického skoku** na plášti vrtu. Rozdíl mezi hladinou podzemní vody na plášti vrtu a ve vrtu označený na obrázku 6 – 23 jako CQ^n vyjadřuje velikost hydraulického skoku na plášti vrtu.

Hydraulický
skok,
specifická
vydatnost

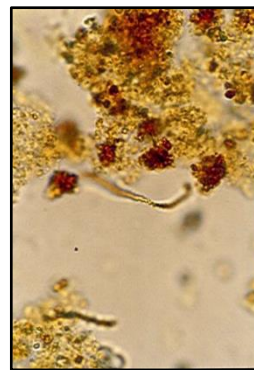


Obr. 6-23 Hydraulický skok na plášti vrtu

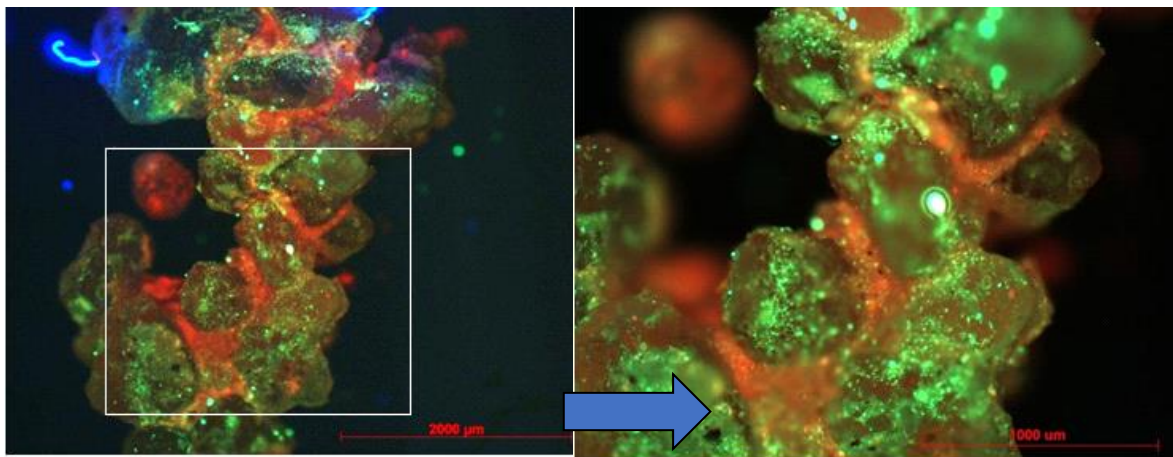
Míru kolmatace proto sledujeme pomocí vyhodnocování změny velikosti hydraulických odporů vrtu v čase



Obr. 6-25 Reaktorová zóna vrtu



Obr. 6-24 Metabolické produkty Fe-bakterií – hydroxidy a oxidy Fe^{3+}



Obr. 6-26 Mikrobní biomasa na hornině kolmatační

Vysvětlivka k obr. 6-26:

zelená fluorescence = živá populace,

červená fluorescence = mrtvá populace,

modrá fluorescence = kontaminace ze vzduchu, např. prach

Celkové snížení hladiny podzemní vody ve vrtu s_w se tedy skládá z odporů charakterizujících vlastní kolektor (BQ) a z odporů vrtu (CQ^n) - viz obrázek 6-23. Platí:

$$s_w = BQ + CQ^n \quad 6-32$$

kde Q - čerpané množství podzemní vody

Po dosažení ustáleného stavu (stacionární stav) při čerpání z vrtu s volnou hladinou lze vzniklý hladinový skok vyjádřit podle Bočevera et al., (1969) podle empirického vzorce:

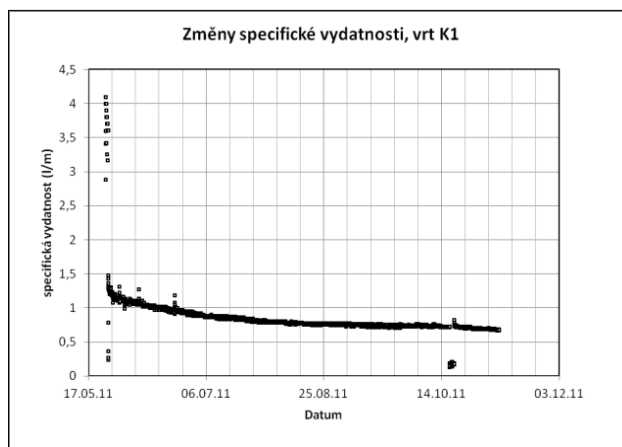
$$\Delta h = \sqrt{\left(0,73 \cdot \ln \frac{\sqrt{Q}}{r_v} - 0,5\right) \frac{Q}{k_f}} + h_v^2 - h_v \quad 6-33$$

h_v - poloměr vrtu výška hladiny nad počvou kolektoru
 r_v - poloměr vrtu
 k_f - koeficient filtrace
 Δh - velikost hladinového skoku

Jak jsme uvedli výše má změna velikosti hydraulických odporů vrtu vliv také na hodnotu specifické vydatnosti vrtu. **Specifická vydatnost** (q) je definována jako podíl velikosti čerpaného množství k hodnotě snížení, tedy:

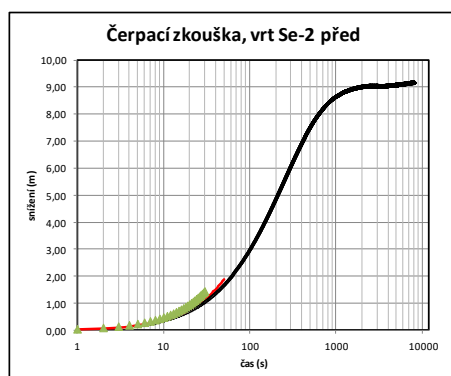
$$q = \frac{Q}{s_w} \quad 6-34$$

Q - čerpané množství [m^3/s]
 s_w - snížení podzemní vody ve vrtu [m]

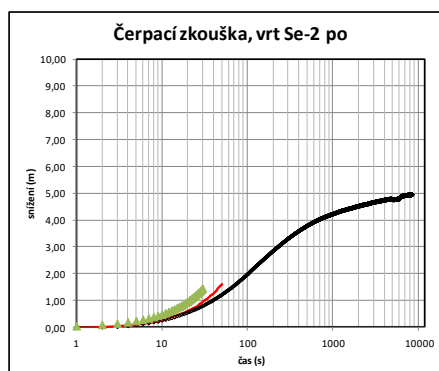


Obr. 6-27 Změny specifické vydatnosti vrtu v důsledku kolmatace

Se zvyšující se kolmatací vrtů dochází ke snižování hodnoty specifické vydatnosti vrtu. Závislost hodnot specifické vydatnosti na čase a tedy i postup kolmatace, lze vidět na grafu v obrázku (6-27).



Obr. 6-29 ČZ před regenerací, $Q = 4,0 \text{ l/s}$



Obr. 6-28 ČZ po regeneraci, $Q = 4,35 \text{ l/s}$

Povšimněte si rozdílu velikosti přechodové zóny (transition phase) mezi obr. 6-28 a 6-29. Je z nich patrný výrazný pokles hydraulických odporů na plášti vrtu a v jeho nejbližším okolí (reaktorové zóně).

6.5.3 Klasické metody pro kvazistacionární fázi hydrodynamických zkoušek s konstantním čerpaným množstvím

6.5.3.1 Theisova metoda

Všechny postupy vycházejí z řešení Theisovy diferenciální rovnice neustáleného proudění. V roce 1935 publikoval C.V.Theis (Transaction of the American Geophysical Union, part 2, pp.519-524) řešení parciální diferenciální rovnice (PDR 6-35) pro vedení tepla aplikované na proudění podzemní vody k vrtu:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial^2 r} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{\sigma}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6-35)$$

S podmínkami:

$$t \in \langle 0, \infty \rangle; \quad r \in \langle 0, \infty \rangle;$$

jejímž řešením pro homogenní izotropní nekonečnou vrstvu s napjatou hladinou lze napsat ve tvaru:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) = \frac{Q}{4\pi T} \Gamma(0, u) = \frac{Q}{4\pi T} (-Ei(-u)) \quad (6-36)$$

kde

$$W(u) = \Gamma(0, u) = -Ei(-u) = \int_u^\infty \frac{e^{-x}}{x} dx \quad (6-37)$$

$\Gamma(0, u)$ - neúplná gamma funkce

$-Ei(-u)$ - exponenciální integrál

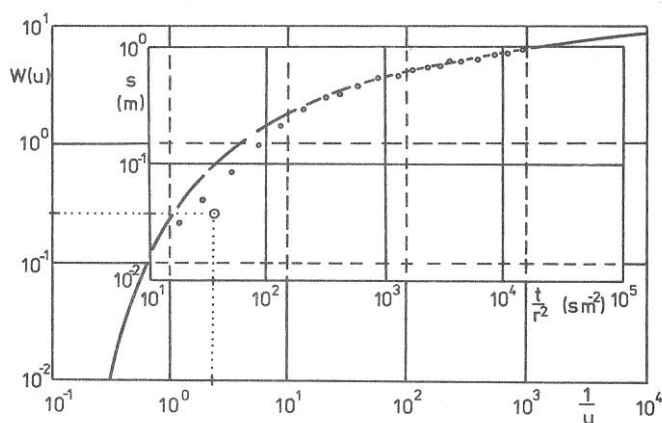
Argument u studňové funkce $W(u)$ má tvar

$$u = \frac{r^2 \sigma}{4Tt} \quad (6-38)$$

r -vzdálenost od osy objektu (m), T -transmissivita (m²/s), σ -storativita (bezrozměrná)

Jeho převrácená hodnota $1/u$ představuje tzv. bezrozměrný čas.

Numerické vyčíslení hodnot studňové funkce $W(u)$ je poměrně složité (provádí se např. pomocí řetězového zlomku nebo se pro dlouhé časy nahrazuje Taylorovým rozvojem). Grafické řešení se provádí grafickým ztotožněním měřených dat vynesných v grafu $\log s / \log t$ resp. $\log s / \log t / r^2$ s grafem závislosti $W(u)$ na $1/u$ v logaritmických souřadnicích - viz **obrázek 5-16**.



Obr. 6-30 Grafické řešení Theisovy rovnice – metoda průsvitky

6.5.3.2 Cooper-Jacobova metoda logaritmické aproximace

Pro vyhodnocení se často používá Cooper-Jacobova metoda aproximace studňové funkce. Jedná se o zjednodušení Theisovy rovnice neustáleného radiálního přítoku ke studni navržené Jacobem (1950) a založené na aproximaci Theisovy studňové funkce $W(u)$ s využitím aproximace hodnot pomocí Taylorova rozvoje ve tvaru:

$$W(u) = \ln\left(\frac{1}{u}\right) - 0,577216 + \sum_{i=1}^{\infty} (-1)^{(i+1)} \frac{u^i}{i \cdot i!} \quad (6-39)$$

Pro dostatečně dlouhé časy (přibližně pro $u/1 > 100$) se lze spokojit s prvními dvěma členy této funkce, které se rovnají:

$$\ln\left(\frac{1}{u}\right) - 0,577216$$

Při malém u , tj. při růstu času t a malých vzdálenostech r se další členy nekonečné řady, která představuje aproximaci hodnoty funkce $W(u)$, stávají zanedbatelně malými. Úpravou potom přejde Theisova rovnice na tvar:

$$s_w = \frac{Q}{4\pi T} \left[\ln \frac{4Tt}{r^2 \sigma} - 0,577216 \right] \doteq \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2,25 \cdot Tt}{r^2 \sigma} \doteq \frac{0,183 \cdot Q}{T} \log \frac{2,25 \cdot Tt}{r^2 \sigma} \quad (6-40)$$

s_w - snížení hladiny podzemní vody ve vzdálenosti r při čerpání konstantní vydatnosti Q (m^3/s)

T - transmissivita (m^2/s)

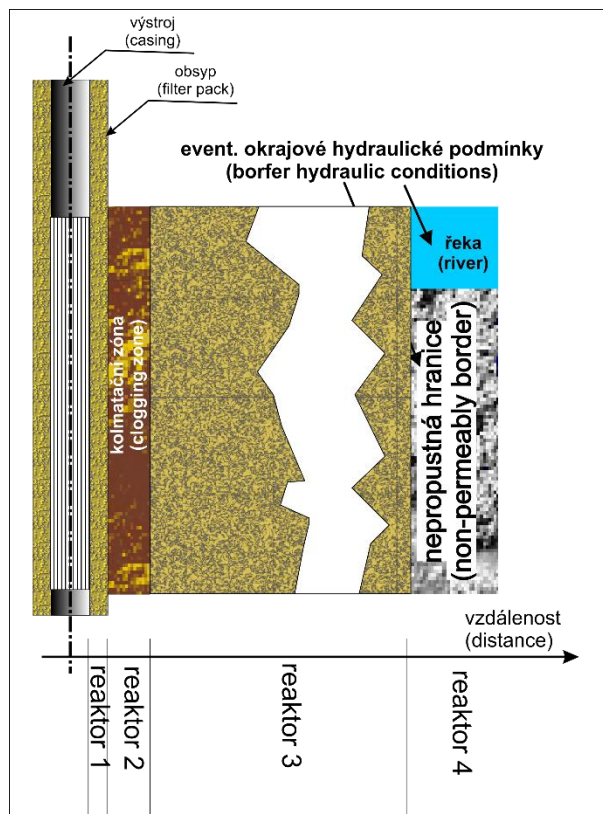
σ - storativita

To umožňuje určit s dostatečnou přesností pro praktické účely **koeficient průtočnosti** (transmissivity) T na základě změny snížení v čase podle posledního vztahu v rovnici 6-40. Tato aproximace studňové funkce je v praxi nejčastější metodou stanovování hydraulických parametrů hornin na základě interpretace údajů z hydrodynamických zkoušek.

6.5.4 Neklasické metody řešení

6.5.4.1 Princip reaktorů

Okolí zkoušeného objektu (vrtu) si můžeme představit jako systém (černou skříňku – black box), který přenáší na něj vložený signál v podobě informace. Signál vždy odpovídá tomu systému, na který byl vložen. V našem případě budeme považovat za takový systém horninové okolí zkoušeného vrtu. Vloženým signálem je pak skoková změna hodnoty čerpaného množství z objektu a reakcí na tuto skokovou změnu jsou měřené hodnoty snížení hladiny podzemní vody. Konceptuální schéma systémů v okolí zkoušeného vrtu uvádíme na [obr.6-31](#).



Obr. 6-31 Konceptuální schéma systémů (reaktorů) v okolí zkoušeného vrtu

Chování systému při čerpací zkoušce s konstantním odebíraným množstvím odpovídá tzv. setrvačnému členu systému. U tohoto členu se výstupní signál (hodnota snížení) exponenciálně přibližuje k nové ustálené hodnotě. Vzhledem k tomu, že podíly sousedních diferencí hodnot snížení bývají velmi často přibližně konstantní můžeme pro aproximaci časové řady hodnot snížení použít modifikovanou exponenciálu ve tvaru:

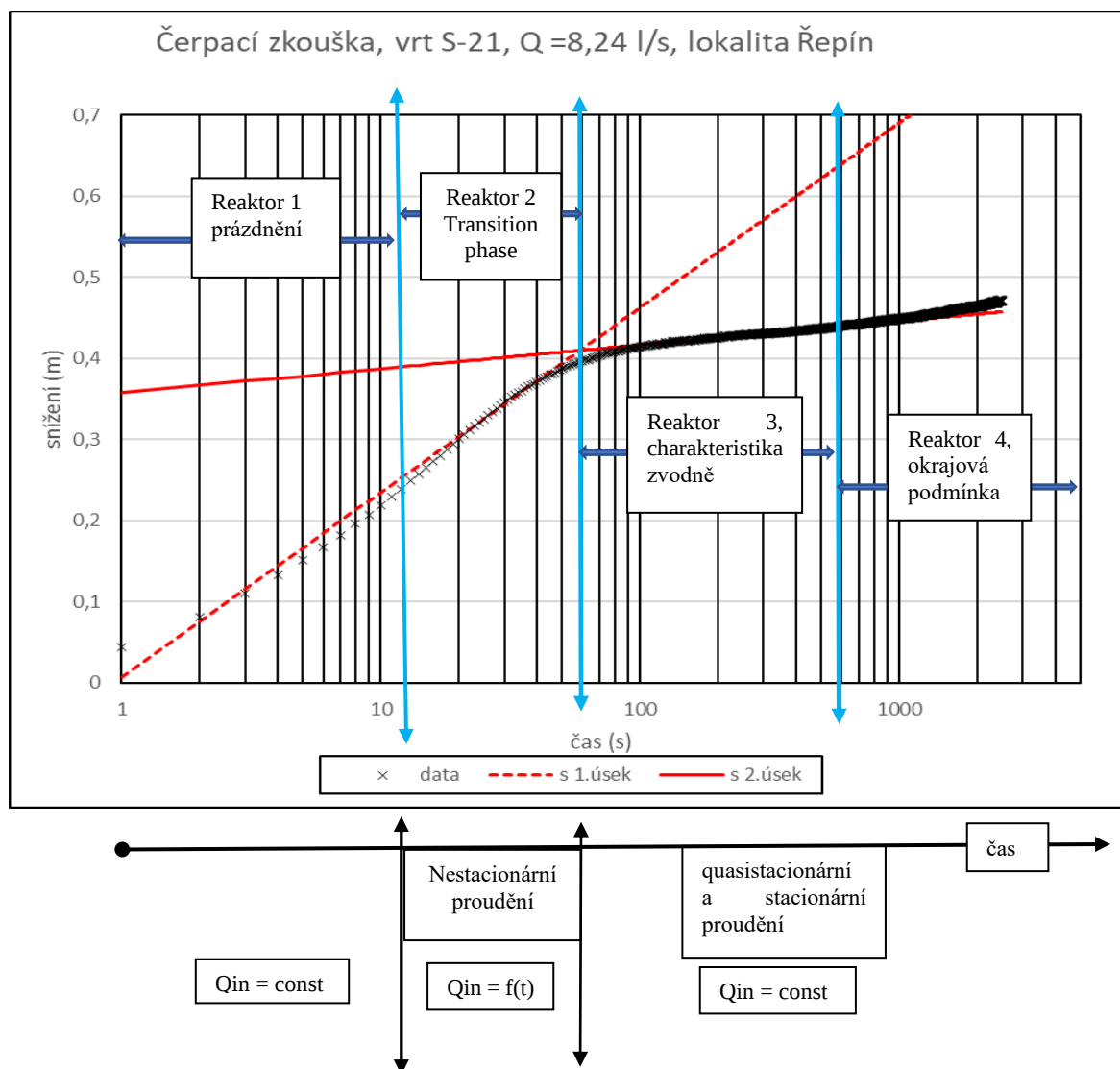
$$s = K + a \cdot b^t, \quad a < 0, \quad 0 < b < 1 \quad (6-41)$$

Modifikovaná exponenciála je funkcí, která má aditivně přidanou nenulovou asymptotu **K**. V důsledku toho není možné použít k odhadu parametrů této funkce přímo metodu nejmenších čtverců. První odhad parametrů rovnice (6-41) se řeší technikou částečných součtů – viz kapitola 11.3.5.1.1.1.

vzdálenost od stěny výstroje vrtu →		
reaktor 1	reaktor 2	reaktor 3
k_{r1} velmi vysoké	k_{r2} nejnižší ze všech reaktorů	k_{r3} charakterizuje vlastní zvodeň
$k_{r1} \gg k_{r2}$	$k_{r2} < k_{r3}$	$k_{r3} > k_{r2}$
obsyp	odporová zóna (kolmatační zóna)	zvodeň neovlivněná procesy v těsném okolí vrtu

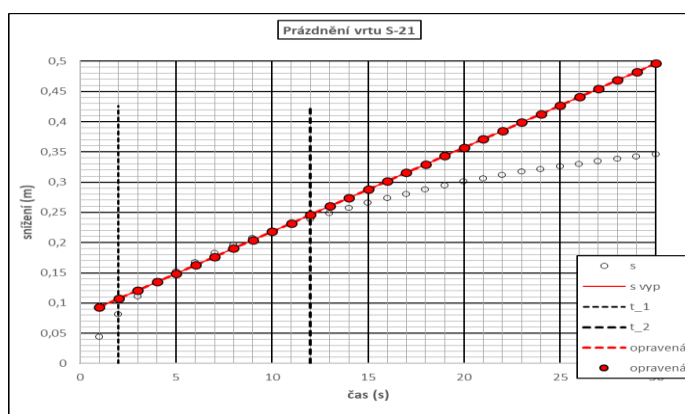
Obr. 6-32 Popis systémů - reaktorů

Na obrázku 6-33 je uveden graf čerpací zkoušky na vrtu S-21 s přiřazením částí datové řady k jednotlivým systémům v okolí zkoušeného vrtu.

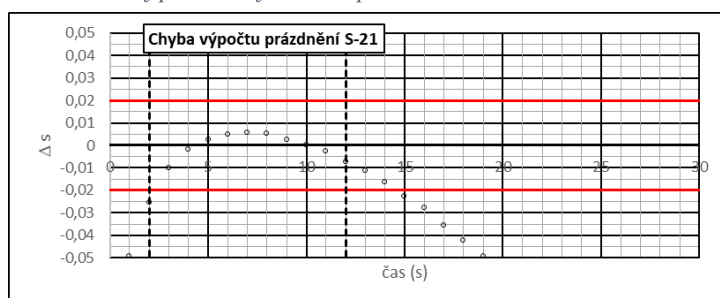


Obr. 6-33 Aplikace reaktorů na řešení čerpací zkoušky

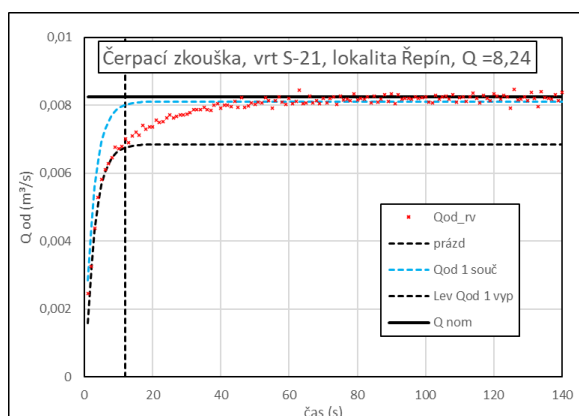
6.5.4.2 Prázdňení – reaktor 1



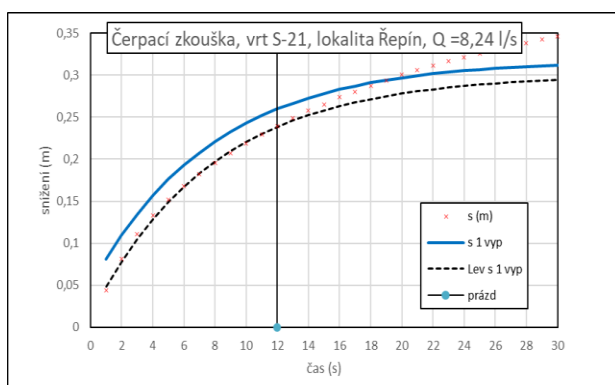
Obr. 6-34 Graf počáteční fáze ČZ – prázdňení – lineární model



Obr. 6-35 Chyba výpočtu prázdňení – lineární model



Obr. 6-36 Přítok do vrtu, reaktorový model



Obr. 6-37 Snížení – reaktorový model

Tab. 8 Výsledek – prázdňení, lineární modely

Q nom	8,24
Q s	1,84
Q in	6,40
rw Qs	0,360
V2 =	0,019606161
rv	0,205
M.S.E.	2,693E-05
Kf1	1,150E-02
s Qs	9,36%
čas od (s)	2
čas do (s)	12

Rovnice reaktoru:

$$T_c = k + a \cdot b^t$$

Tab. 9 Výsledek výpočtu přítoků do vrtu – reaktorový model, interval 2-12 s

Levenberg	
k	0,00825
a	-0,00761128
b	0,691042323
M.S.E.	1,1037E-07

Tab. 10 Výsledek výpočtu snížení – reaktorový model, interval 2-12 s

Levenberg 1	
k	3,01E-01
a	-2,87E-01
b	0,880148986
M.S.E.	5,6878E-03

Q ani snížení nejsou ve fázi prázdnění přímky, ale křivky !!!!!!!!!!! Uplatňuje se zde vliv obsypu !!!!!

Aproximační funkcí je posunutá exponenciála. Pro její koeficienty platí:

$k < 0$; $a < 0$; $0 < b \leq 1$

První odhad parametrů a , b , k se provádí součtovou metodou, jejich zpřesnění pak pomocí Levenberg-Marquardtovy procedury.

Hodnota nasycené hydraulické vodivosti obsypu se stanoví ze vzorce:

$$k_f = \frac{Q_{nom}}{A}$$

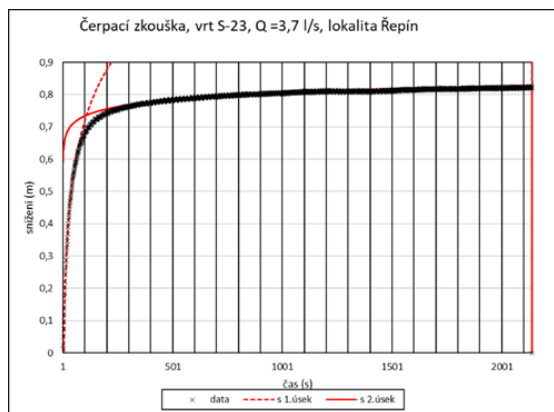
Q_{nom} - čerpané množství čerpadlem [m^3/s]

A - vtoková plocha výstroje vrtu [m^2]

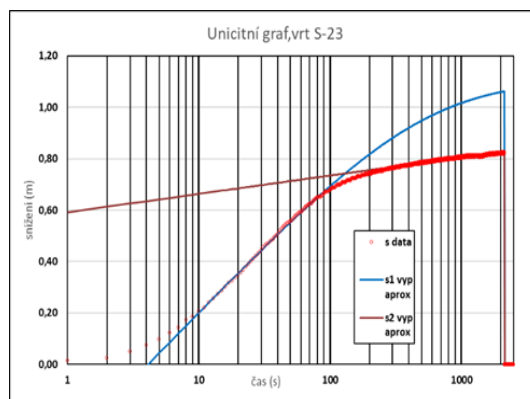
6.5.4.3 Transition phase – reaktor 2

Tab. 11 Výsledky získané klasickou metodou (Jacobova aproximace)

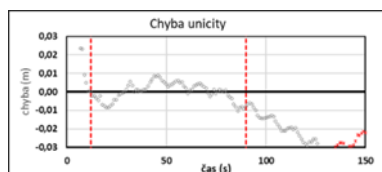
Hodnoty získané klasickou metodou (Jacobova aproximace). Výsledky, vrt S-23					
Hodnoty pro transiton phase – reaktor 2			Hodnoty pro zvodeň – reaktor 3		
T2	kf2	σ_2	T3	kf3	σ_3
1,261E-03	6,003E-05	5,282E-02	7,582E-03	3,610E-04	6,825E-02



Obr. 6-39 Čerpací zkouška, vrt S23, normálním zobrazení



Obr. 6-38 Čerpací zkouška, vrt S23, semilogaritmické zobrazení, modře aproximace 2.systému, hnědě aproximace 3.systému



Obr. 6-40 Chyba výpočtu, 2.systém-zóna odporů na plášti vrtu (kolmatační zóna)

Koncový čas pro výpočty tohoto úseku je volen v místě průsečíku dvou červených přímek v semilogaritmickém grafu časové řady hodnot snížení.

6.5.5 UNICITA

V roce 1935 publikoval C.V.Theis (Transaction of the American Geophysical Union, part 2, pp.519-524) řešení parciální diferenciální rovnice (PDR 6-41) pro vedení tepla aplikované na proudění podzemní vody k vrtu.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial^2 r} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{\sigma}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (6-41)$$

Jako řešení navrhl Theis (1935) výraz:

$$s[t, r] = \frac{Q}{4\pi T} W(u), \quad u = \frac{r^2 \sigma}{4Tt} \quad W(u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u!} \quad \text{pro } t > 0, r \rightarrow \infty \quad (6-42)$$

Výraz (6-42) však představuje pouze jedno z mnoha možných řešení rovnice (6-41). Neodpovídá totiž úplně fyzikální realitě (pro $t \rightarrow \infty, s = \infty$). Pastuszek a Gregor (2022) hledali a našli unicitní (jedinečné) řešení rovnice (6-41) tak, aby respektovalo fyzikální realitu v okolí zkoušeného objektu ($s(0, r) = 0$ pro všechna $r > 0$; omezené pro všechna $t > 0$ a $r > 0$ a současně bylo spojitě).

Výpočet hodnot snížení s horním omezením (dosažení ustáleného stavu) respektující reálné fyzikální podmínky v okolí zkoušeného objektu dostaneme tvaru:

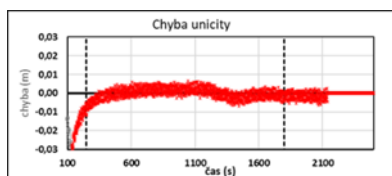
$$awf(t, R) = s(t, R) = \lambda - \frac{Q}{4\pi T} \int_{z_1}^{z_2} \frac{\exp(-x)}{x} dx, \quad \text{kde } z_1 = \frac{R^2 \sigma}{4T(t+d)}, z_2 = \frac{R^2 \sigma}{4Tt} \quad (6-43)$$

Funkce (6-43) má tyto vlastnosti:

- awf(t,R) je řešením rovnice (6-41)
- awf(t,R) je spojitá, nezáporná, rostoucí a shora ohraničená pro všechna $t \geq 0$, všechna $R \geq r$, $awf(t, R) < \lambda$
- asymptotická hodnota integrálu pro $t \rightarrow \infty$ je dána výrazem:

$$awf(t, r) \approx \lambda - \frac{Q}{4\pi T} \log \left(1 + \frac{d}{t} \right) = s(t, r) \quad (6-44)$$

Asymptotickou aproximaci (6-44) lze proto využít pro určení hodnoty ustáleného snížení při čerpacích zkouškách u nichž není dosaženo ustáleného stavu. Podmínkou pro praktické použití je záznam hodnot snížení v ekvidistančních intervalech. Průběh čerpací zkoušky na vrtu S23 je znázorněn na obr. 6.38.



Obr. 6-41 Chyba výpočtu, 3 .systém – kolektor

6.5.6 Stoupací zkoušky

Přerušíme-li odběr konstantní vydatnosti Q v čase t_p od začátku odběru, bude hladina ve vrtu a v jeho okolí stoupat v závislosti na čase tak, jako kdyby pokračoval odběr vydatnosti Q a současně jako kdyby v okamžiku t_p začala být do vrtu doplňováno nálevem z povrchu stejné množství vody Q (fiktivní přítok do vrtu $-Q$). Zbytkové snížení s' (rozdíl mezi statickou hladinou před začátkem ČZ a hladinou vody ve vrtu v čase t_p , resp. časem t od počátku stoupací zkoušky) můžeme vyjádřit podle Theise jako:

$$s' = \frac{Q}{4\pi T} [W(u) - W(u_s)]$$

kde :

$$u = \frac{r^2 \sigma}{T(t_p + t)}$$

$$u_s = \frac{r^2 \sigma}{Tt}$$

t_p délka odběru před stoupací zkouškou

t čas měřený od počátku stoupací zkoušky

σ storativita

T transmissivita

Hodnoty u i u_s klesají s časem, takže pro velké t je možné Theisův vztah nahradit logaritmickou aproximací:

$$s' = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{t_p + t}{t}$$

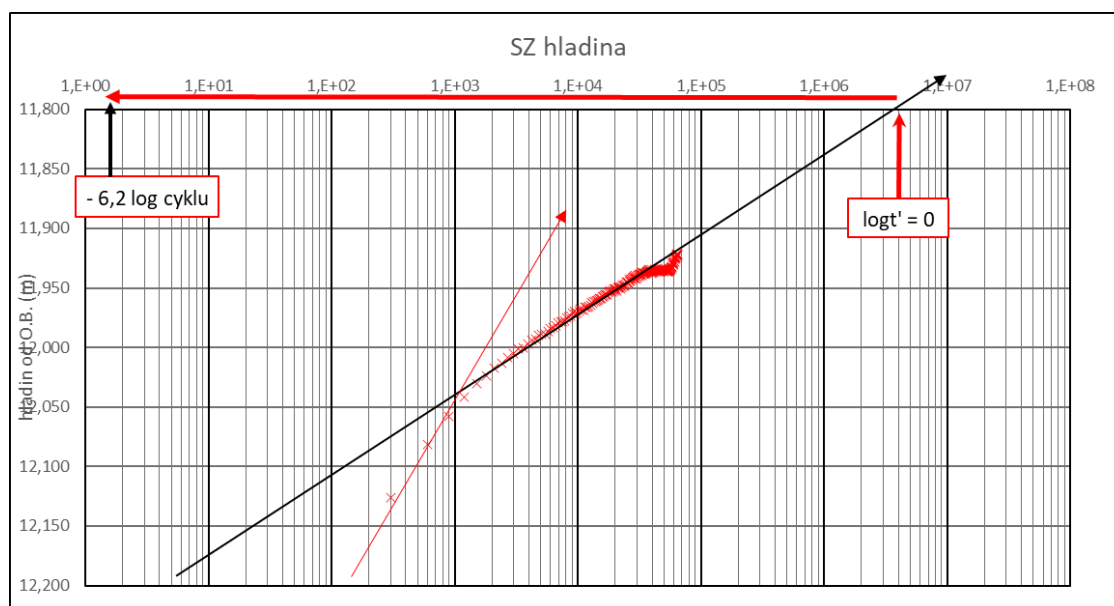
K určení hodnoty transmissivity můžeme tedy použít rovnici () s dosazením směrnice i přímkové části grafu SZ v souřadnicích

$$y = s' \quad x = \log \left[\frac{t_p + t}{t} \right]$$

Z hodnoty i pak vypočteme T dle:

$$T = 0,183 Q / i$$

6.5.6.1 Výpočet skinu ze stoupací zkoušky (J.J.Arps, 1955)



Bezrozměrný čas (osa X v grafu):

$$t_D = \frac{Tt}{r_v^2 \sigma} = \frac{1}{4u} \quad ($$

Potřebný počet cyklů bezrozměrného času $\log t_D^*$ se určí u bočně neomezeného kolektoru jako:

$$n = \log \left(\frac{2,25at_D}{r_v^2} \right)$$

U kolektoru s boční hranicí ve vzdálenosti d pak jako:

$$n = 2 \cdot \log \left(\frac{0,6065d}{r_v} \right)$$

a hydraulická difuzivita (T/σ)
T transmissivita
σ storativita

V případě neznámé hodnoty a pro neomezený kolektor doporučuje J.J.Arps použít hodnotu $n = 6,2$.
Arpsův ukazatel skinového efektu CF je dán vztahem:

$$CF = \frac{p_s - p_{nt}}{p_s - p_{nr}} \cdot 100\% = n \left[\frac{i}{p_s - p_0} \right] \cdot 100\%$$

p_s statická hodnota kolektorového tlaku (lze použít hladinu od O.B.)
 p_{nt} teoretický extrapolovaný tlak v čase t_n
 p_{nr} skutečný tlak v čase t_n po vyloučení dodatečného přítoku
 p_0 tlak při zastavení odběru

Vztah mezi ukazatelem CF a bezrozměrným koeficientem skinového efektu ϕ se vyjádří jako:

$$\phi = \left[1 - \frac{CF}{100} \right] \frac{2,3\pi T_a p_0 (p_s - p_0)}{Q\mu i}$$

T_a koeficient absolutní průtočnosti (m^3)
 μ dynamická viskozita kapaliny (Pa.s)

Příklad vrtu S10 před regenerací:

$n = 6,2$ $p_s = 1 \text{ m}$ $p_0 = 11 \text{ m}$ $i = 1,2E6$

$$CF = 6,2 \left[\frac{1,2^6}{1 - 11} \right] \cdot 0,01 = -0,0185$$

6.5.7 Stupňovitá čerpací zkouška

Celkové snížení hladiny podzemní vody ve vrtu při čerpání můžeme pro stacionární stav popsat rovnicí:

$$s_w = B(r_w, t)Q + CQ^n \quad (6-42)$$

kde

$$B_{(r_w, t)} = B_{l(r, t)} + B_2$$

$B_{l(r, t)}$ - lineární odpory zvodně

B_2 - lineární odpory vrtu a jeho nejbližšího okolí (kolmatační zóna)

C - konstanta zohledňující vliv poloměru, konstrukce a stavu vrtu

r_w - efektivní (účinný) poloměr vrtu (viz prázdnění, kap. 6.4.1)

r - poloměr výstroje vrtu

n - exponent

t - doba čerpání

Výraz 6-38 můžeme upravit zavedením:

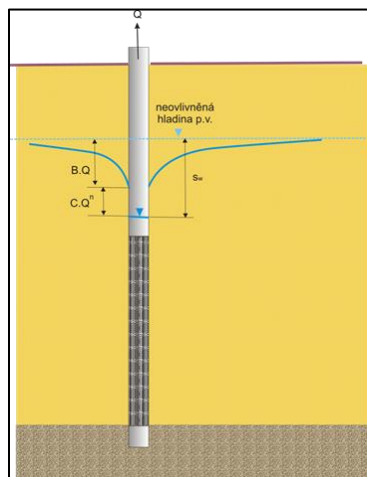
$$B_2 = \frac{\ln(r_0/r_w)}{2\pi T} \quad (6-43)$$

pro exponent $n = 2$ na tvar zavedený Jacobem (1947):

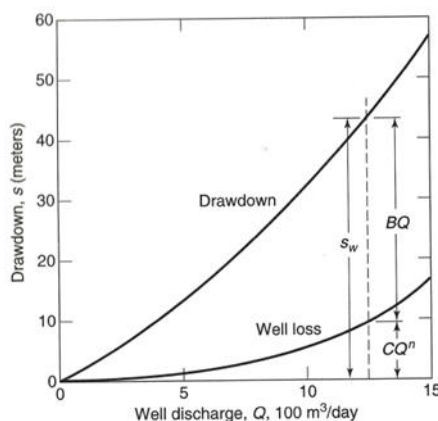
$$s_w = B_{(r_w, t)} \cdot Q + C \cdot Q^2 \quad (6-44)$$

nebo pro obecný tvar exponentu n (Rorabaugh, 1953):

$$s_w = B_{(r_w, t)} \cdot Q + C \cdot Q^n \quad (6-45)$$

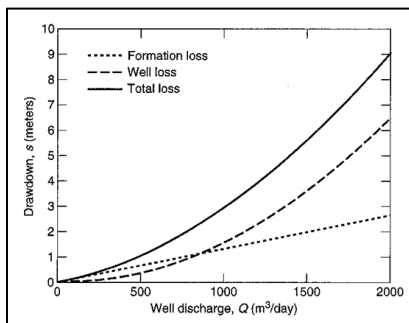


Obr. 6-42 Hydraulický skok na plášti vrtu



Obr. 6-43 Podíl jednotlivých odporů vrtu na celkovém snížení hladiny podzemní vody při čerpání

Zde však musíme připomenout určitou nejednotnost, která se objevuje v různých publikacích. Někdy koeficient **B** zahrnuje pouze lineární odpory zvodně a všechny ostatní odpory autoři zařazují do koeficientu **C**. Stupňovitá čerpací zkouška nám umožňuje vypočítat hodnoty těchto parametrů.



Obr. 6-44 Srovnání odporů vrtu a kolektoru

Pokud tedy známe hodnoty parametrů **B** a **C** daného vrtu, můžeme pro něj predikovat velikost snížení hladiny podzemní vody s_w při jakémkoliv **Q**. Stupňovitá čerpací zkouška nám umožňuje vypočítat hodnoty těchto parametrů.

Pro vyhodnocování stupňovitých čerpacích zkoušek je k dispozici celá řada metod např. dle Hantusha – Bierschenka, Rorabaugh, Eden – Hazela, Sheanana, Millera a Webera.

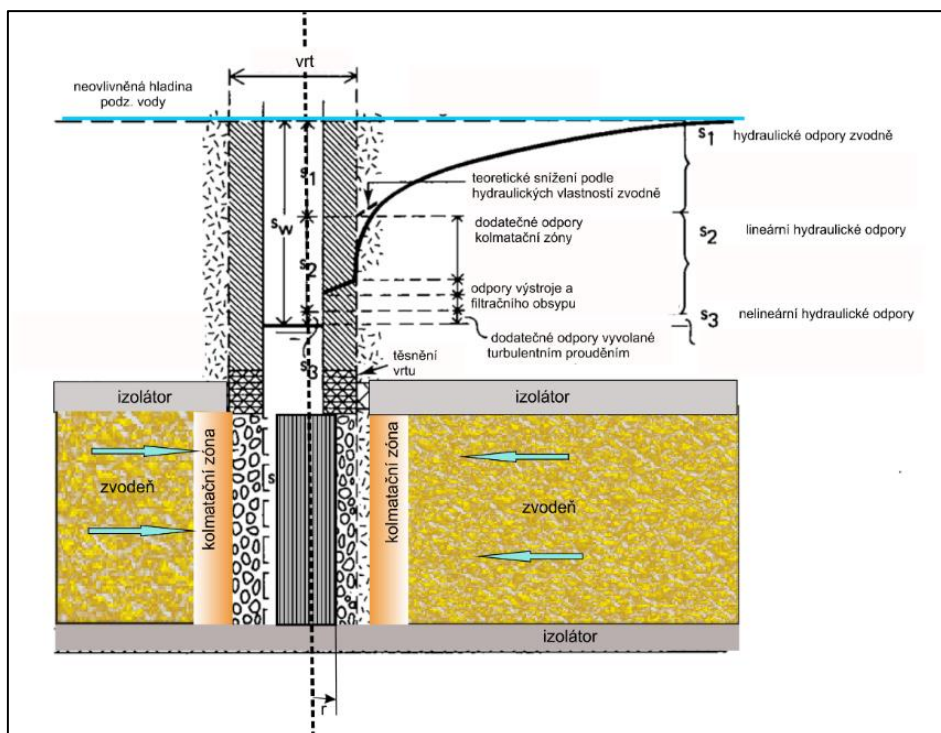
Tab. 12 Relace mezi koeficientem odporů a stavem vrtu

Relace mezi koeficientem odporů vrtu C a stavem vrtu	
Koeficient odporů vrtu C (min2/m5)	Stav vrtu
< 0,5	v dobrém stavu
0,5 - 1,0	mírně poškozený nebo zakolmatovaný
1,0 - 4,0	vážně poškozený nebo zakolmatovaný
> 4,0	zakolmatovaný, nesnadně regenerovatelný

Podle: Walton, W.C., *Selected analytical methods for well and aquifer evaluation*, Bull.49, Illinois State Water Survey, 1962

Zde pozor !!!! Koeficient odporů vrtu C zde není totožný s **jednotkovým faktorem prázdnění** (unit wellbore storage) C_w [m²] dle Rameye (1970) – viz kapitola 6.4.2.4 a 6.4.1.

POZOR na rozdíl mezi koef.odporů C a jednotkovým faktorem prázdnění.



Obr. 6-45 Přehled hydraulických odporů ovlivňujících velikost snížení hladiny podz.vody ve vrtu v průběhu čerpací zkoušky

V tabulce 6-3 jsou uvedeny naměřené hodnoty snížení s_w ze stupňovité čerpací zkoušky. Graf je na obr. 6-21.

Tab. 13 Data ze stupňovité čerpací zkoušky. Převzato z L. Clark, in Q.Jl. Engng. Geol. Vol. 10(1977)

deprese	1		2		3		4		5		6
Q (m ³ /den)											
1306		1693		2423		3261		4094		5019	
čas (min)	sw (m)										
1		181	5,458	361	8,170	541	10,881	721	15,318	901	20,036
2		182	5,529	362	8,240	542	11,797	722	15,494	902	20,248
3		183	5,564	363	8,346	543	11,902	723	15,598	903	20,389
4		184	5,599	364	8,451	544	12,008	724	15,740	904	20,529
5	1,303	185	5,634	365	8,486	545	12,078	725	15,846	905	20,600
6	2,289	186	5,669	366	8,557	546	12,149	726	15,881	906	20,660
7	3,117	187	5,669	367	8,557	547	12,149	727	15,952	907	20,741
8	3,345	188	5,705	368	8,592	548	12,184	728	16,022	908	20,811
9	3,486	189	5,740	369	8,672	549	12,219	729	16,022	909	20,882
10	3,521	190	5,740	370	8,672	550	12,325	730	16,093	910	20,917
12	3,592	192	5,810	372	8,663	552	12,360	732	16,198	912	20,952
14	3,627	194	5,810	374	8,698	554	12,395	734	16,268	914	21,022
16	3,733	196	5,824	376	8,733	556	12,430	736	16,304	916	21,128
18	3,768	198	5,845	378	8,839	558	12,430	738	16,374	918	21,163
20	3,836	200	5,810	380	8,874	560	12,501	740	16,409	920	21,198
25	3,873	205	5,824	385	8,874	565	12,508	745	16,586	925	21,304
30	4,014	210	5,824	390	8,979	570	12,606	750	16,621	930	21,375
35	3,803	215	5,881	395	8,979	575	12,712	755	16,691	935	21,480
40	4,043	220	5,591	400	8,994	580	12,747	760	16,726	940	21,551
45	4,261	225	5,591	405	9,050	585	12,783	765	16,776	945	21,619
50	4,261	230	6,092	410	9,050	590	12,818	770	16,797	950	21,656
55	4,190	235	6,092	415	9,120	595	12,853	775	16,902	955	
60	4,120	240	6,176	420	9,120	600	12,853	780	16,938	960	21,663
70	4,120	250	6,162	430	9,155	610	12,888	790	16,973	970	21,691
80	4,226	260	6,176	440	9,191	620	12,923	800	17,079	980	21,762
90	4,226	270	6,169	450	9,191	630	12,994	810	17,079	990	21,832
100	4,226	280	6,169	460	9,226	640	12,994	820	17,114	1000	21,903
120	4,402	300	6,176	480	9,261	660	13,099	840	17,219	1020	22,008
150	4,402	330	6,374	510	9,367	690	13,205	870	17,325	1050	22,184
180	4,683	360	6,514	540	9,578	720	13,24	900	17,395	1080	22,325



Obr. 6-46 Graf čerpací zkoušky – data z tabulky 6-3

6.5.7.1 Hantush – Bierschenkova metoda výpočtu

Tato metoda umožňuje vypočítat hodnoty parametrů **B** a **C** jak pro volnou, tak i pro napjatou hladinu. Metoda je použitelná za následujících podmínek:

- zkoušená zvědeň může být jak volná, tak i napjatá
- čerpací zkouška je stupňovitá (při různých konstantních odebíraných množstvích vody z objektu, přičemž **musí platit** $Q_1 < Q_2 < Q_3 < \dots < Q_n$)
- v každém stupni čerpací zkoušky nebylo ještě dosaženo ustáleného stavu
- nelineární odpory **C** vyhovují rovnici 6-34 pro hodnotu exponentu $n \cong 2$.

Na základě principu superpozice rovnice 6-34 vyjádřil Hantush (1953) velikost snížení s_w v n -tém stupni stupňovité čerpací zkoušky jako:

$$s_{w(n)} = \sum_{i=1}^n \Delta Q_i B(r_w, t - t_i) + C Q_n^2 \quad (6-46)$$

- r_w - účinný (efektivní) poloměr vrtu
 Q_n - konstantní čerp.množství v n -tém stupni čerpací zkoušky
 Q_i - konstantní čerp.množství v i -tém stupni čerpací zkoušky
 ΔQ_i - $Q_i - Q_{i-1}$
 t_i - čas počátku i -tého stupně čerpací zkoušky
 $s_{w(n)}$ - měřené (celkové) snížení v čase t

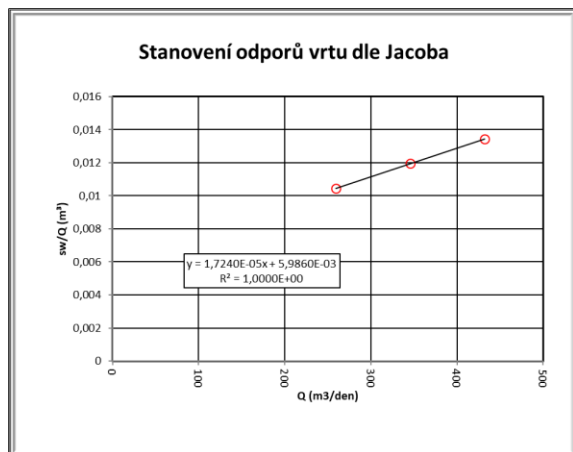
Můžeme také psát:

$$\sum_{i=1}^n \Delta s_{w(i)} = s_w \quad (6-47)$$

Δs_{wi} - přírůstek snížení mezi po sobě následujícími depresemi

Vztah 6-38 upravíme na tvar:

$$\frac{s_{w(n)}}{Q_n} = B(r_w, \Delta t) + C Q_n \quad (6-48)$$



Obr. 6-47 Graf vyhodnocení stupňovité čerpací zkoušky metodou dle Hantusha a Bierschenka

Údaje z čerpací zkoušky vyneseme do grafu $Q-s_w/Q$ – viz obr. 6-22. Data v grafu by měla vytvořit přímku nebo se k ní alespoň velmi přiblížit. Konkrétní data použitá pro graf 6-22 pocházejí z čerpací zkoušky na vrtu K-1 v Českém Brodě a jsou obsažena v tabulce 6-4. Vypočtené hodnoty koeficientů **B** a **C** jsou uvedeny v legendě tabulky 6-4.

Tab. 14 Hodnoty pro výpočet koeficientů **B** a **C**, vrt K-1 Český Brod. $C = 1,724 \cdot 10^{-5}$, $B = 5,986 \cdot 10^{-3}$

Q (m3/den)	sw/Q (m³)	Q (l/s)	sw/Q (l/s)	sw	sw vyp	dif
432	0,013434	5	1,16067	5,80334976	5,80	0,00
345,6	0,011944	4	1,031974	4,12789617	4,13	0,00
259,2	0,010455	3	0,903278	2,70983439	2,71	0,00

6.5.7.2 Eden – Hazelova metoda

Tuto metodu je možné použít pro úplné vrty s napjatou hladinou podzemní vody. Metoda je použitelná za následujících podmínek:

- zkoušená zvědeň musí být napjatá
- čerpací zkouška je stupňovitá (při různých konstantních odebíraných množstvích vody z objektu, přičemž **musí platit** $Q_1 < Q_2 < Q_3 < \dots < Q_n$)
- v každém stupni čerpací zkoušky **nebylo ještě dosaženo** ustáleného stavu
- $u < 0,01$
- nelineární odpory C vyhovují rovnici 5-34 pro hodnotu exponentu $n \cong 2$ a nejsou zanedbatelné. Po úpravě lze metodu použít i v případě, že hodnota exponentu $n \neq 2$.

Tato metoda umožňuje stanovit jak hodnoty odporových parametrů B a C , ale i hodnotu transmissivity zvodně. Je založena na zjednodušeném řešení Theisovy rovnice pro neustálené proudění podle Jacoba (1947) – viz vztah 5-33. Linearizací tohoto vztahu dostaneme:

$$s_w = (a + b \ln t) Q_n \dots \quad (6-49)$$

kde

$$a = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{2,25 \cdot T t}{r^2 \sigma}, \quad b = \frac{Q}{4\pi T}$$

S použitím principu superpozice můžeme vyjádřit hodnotu snížení v čase t v n -tém stupni (deprese) čerpací zkoušky jako:

$$s_w = a \cdot Q_n + b \sum_{i=1}^n \Delta Q_i \log(t - t_i) \quad (6-50)$$

Q_n - čerpané množství během n -té deprese

$\Delta Q_i = Q_i - Q_{n-1}$ - rozdíl čerpaných množství mezi sousedními depresemi

t - čas začátku celé čerpací zkoušky

t_i - čas začátku i -té deprese

Vztah 6-41 nezahrnuje vliv nelineárních hydraulických odporů. Po doplnění o člen pro nelineární hydraulické odpory dostaneme:

$$s_w = a \cdot Q_n + b \sum_{i=1}^n \Delta Q_i \log(t - t_i) + C Q_n^2 \dots \quad (6-51)$$

6.5.7.3 Rorabaughova metoda

Tato metoda umožňuje vypočítat hodnoty parametrů B a C jak pro volnou, tak i pro napjatou hladinu včetně hodnoty exponentu n . Je založena na řešení rovnice 6-37, kterou můžeme přepsat do tvaru:

$$\frac{s_w(n)}{Q_n} = B(r_w, t) + C \cdot Q_n^{n-1} \quad (6-52)$$

a po provedené linearizaci:

$$\log \left[\frac{s_w(n)}{Q_n} - B(r_w, t) \right] = \log C + (n - 1) \log Q_n \quad (6-53)$$

Metoda je použitelná za následujících podmínek:

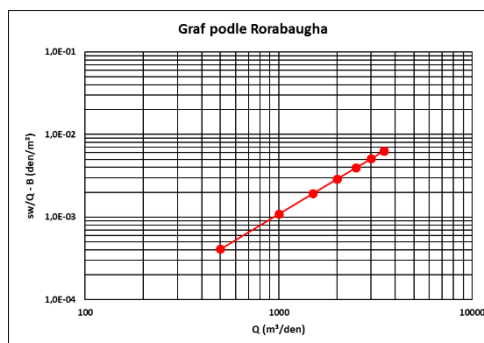
- zkoušená zvědeň může být jak volná, tak i napjatá
- čerpací zkouška je stupňovitá (při různých konstantních odebíraných množstvích vody z objektu, přičemž **musí platit** $Q_1 < Q_2 < Q_3 < \dots < Q_n$)
- v každém stupni čerpací zkoušky **nebylo ještě dosaženo** ustáleného stavu
- nelineární odpory C vyhovují rovnici 6-37 pro hodnotu exponentu přibližně v intervalu $n \in \langle 1,5; 3,5 \rangle$

Do grafu $\log \left[\frac{s_w(n)}{Q_n} - B(r_w, t) \right]$ versus Q_n vyneseme příslušné hodnoty a hledáme hodnotu $B(r_w, t)$ tak, aby data v grafu vytvořila přímkou. Pro přesný výpočet hodnot parametrů $B(r_w, t)$ a C lze využít optimalizační Levenberg-Marquardtovu proceduru, která je např. obsažena ve volně šiřitelném doplňku Excelu „Optimiz.xla“, který je dostupný na adrese ue.poznan.pl/data/upload/articles/20140213/.../optimiz.xla.

Příklad vstupní datové tabulky pro výpočet pomocí Levenberg-Marquardtovy procedury viz tab. 6-5 :

Tab. 15 Výpočet koeficientů B a C dle Rorabaugh (1953)

Graf podle Rorabaugh				
B				4,331E-03
C				6,43E-08
n				1,409489
sw	m3/d	sw/Q	sw/Q vyp	sw/Q - B
2,4	500	0,0048	0,00474	4,096E-04
5,38	1000	0,00538	0,005419	1,088E-03
9,28	1500	0,006187	0,006258	1,927E-03
14,36	2000	0,00718	0,007221	2,891E-03
20,82	2500	0,008328	0,00829	3,959E-03
28,87	3000	0,009623	0,00945	5,119E-03
37	3500	0,010571	0,010692	6,361E-03



Obr. 6-48 Rorabaughův graf

6.5.7.4 Miller a Weberova metoda

Metoda je použitelná za následujících podmínek:

- zkoušená zvědeň může být jak volná, tak i napjatá
- čerpací zkouška je stupňovitá (při různých konstantních odebráních množstvích vody z objektu, přičemž **musí platit $Q_1 < Q_2 < Q_3$**)
- v každém stupni čerpací zkoušky **nebylo ještě dosaženo ustáleného stavu (?)**
- nelineární odpory C vyhovují rovnici 6-37 pro hodnotu exponentu přibližně v intervalu $n \in \langle 1,5; 3,5 \rangle$

Platí tři základní rovnice:

$$s_{w1} = B * Q_1 + C * Q_1^n \quad (6-54)$$

$$s_{w2} = B * Q_2 + C * Q_2^n \quad (6-55)$$

$$s_{w3} = B * Q_3 + C * Q_3^n \quad (6-56)$$

Eliminací konstanty B v rovnicích (6-46) a (6-47) dostaneme:

$$s_{w1} - \frac{Q_1}{Q_2} s_{w2} = C \left(Q_1^n - \frac{Q_1}{Q_2} Q_1^n \right) \quad (6-57)$$

A obdobně pro rovnice (6-47) a (6-48):

$$s_{w3} - \frac{Q_3}{Q_2} s_{w2} = C \left(Q_3^n - \frac{Q_3}{Q_2} Q_2^n \right) \quad (6-58)$$

Miller a Weber definovali následující skupinové proměnné:

$$k_1 = s_{w1} - \frac{Q_1}{Q_2} s_{w2} \quad (6-59)$$

$$k_2 = s_{w3} - \frac{Q_3}{Q_2} s_{w2} \quad (6-60)$$

Úpravou rovnic (6-49) až (6-52) dostaneme:

$$\frac{Q_1^n}{k_1} - \frac{Q_1}{k_1 * Q_2} Q_2^n = \frac{Q_3^n}{k_2} - \frac{Q_3}{k_2 * Q_2} Q_2^n \quad (6-61)$$

Převedením:

$$\frac{k_2}{k_1} \left(\frac{Q_1}{Q_2} \right)^n - \frac{k_2}{k_1} \left(\frac{Q_1}{Q_2} \right) - \left(\frac{Q_3}{Q_2} \right)^n + \frac{Q_3}{Q_2} = 0 \quad (6-62)$$

Zbytková skupina je definována rovnice:

$$\epsilon = \frac{k_2}{k_1} \left(\frac{Q_1}{Q_2} \right)^n \quad (6-63)$$

Substitucí výrazu (6-55) do (6-54) bude

$$\epsilon - \frac{k_2}{k_1} \left(\frac{Q_1}{Q_2} \right) - \left(\frac{Q_3}{Q_2} \right)^n + \frac{Q_3}{Q_2} = 0 \quad (6-64)$$

Pro hodnotu exponentu **n** pak dostáváme:

$$n = \frac{\log \left(\epsilon + \frac{Q_3}{Q_2} \frac{k_2}{k_1} \frac{Q_1}{Q_2} \right)}{\log \left(\frac{Q_3}{Q_2} \right)} \quad (6-65)$$

6.5.8 Vztahy pro numerickou aproximaci studňové funkce $W(u)$

6.5.8.1 Aproximace řetězovým zlomkem

Aproximace řetězovým zlomkem (Abramowitz, Stegun, vzorec 6.5.31, str. 263):

$$\Gamma(a, x) = e^{-x} x^a \left(\frac{1}{x+} \frac{1-a}{1+} \frac{1}{x+} \frac{2-a}{1+} \frac{2}{x+} \dots \right) \quad (6-66)$$

$$\Gamma(a, x) = e^{-x} x^a \left(\frac{1}{x+} \frac{1-a}{1+} \frac{1}{x+} \frac{2-a}{1+} \frac{2}{x+} \frac{3-a}{1+} \frac{3}{x+} \dots \right) \quad (6-67)$$

Platí pro $x > 0$, $|a| < \infty$

6.5.8.2 Aproximace Taylorovým rozvojem

$$W(u) = \Gamma(0, u) = -\gamma - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} \dots \quad (6-68)$$

Eulerova konstanta $\gamma = 0,5772156649015329$

6.5.8.3 Aproximace exponenciální funkcí

$$W(u) = (A^{-7,7} + B)^{-0,13}$$

$$A = \left(\ln \frac{0,56146}{u} + 0,65 \right) \cdot (1 + u)$$

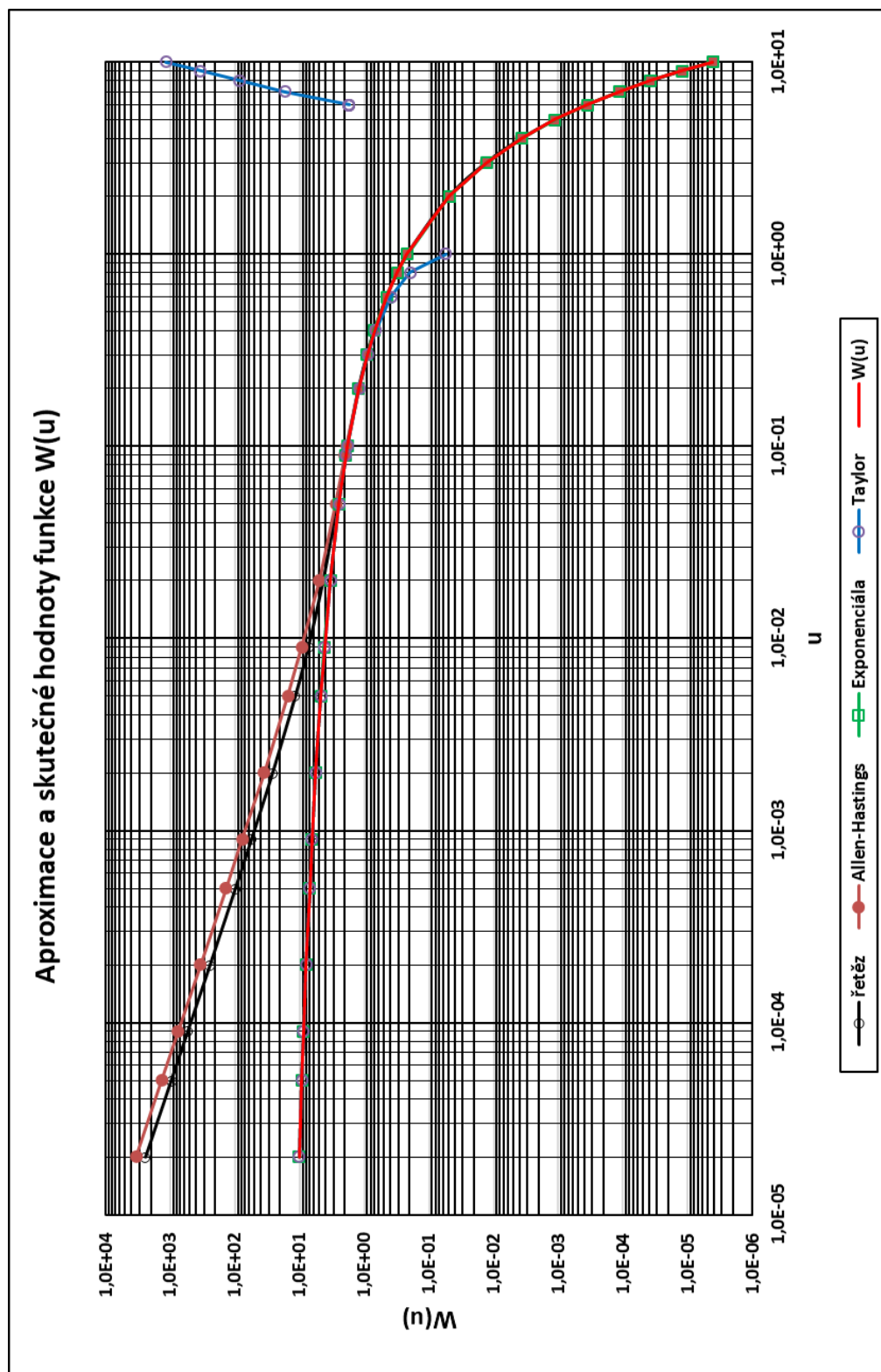
$$B = u^4 \cdot e^{7,7 \cdot u} \cdot (2 + u)^{3,7}$$

$$W(u) = \left\{ \left[\left(\ln \frac{0,56146}{u} + 0,65 \right) \cdot (1 + u) \right]^{-7,7} + \left[u^4 \cdot e^{7,7 \cdot u} \cdot (2 + u)^{3,7} \right] \right\}^{-0,13} \quad (6-69)$$

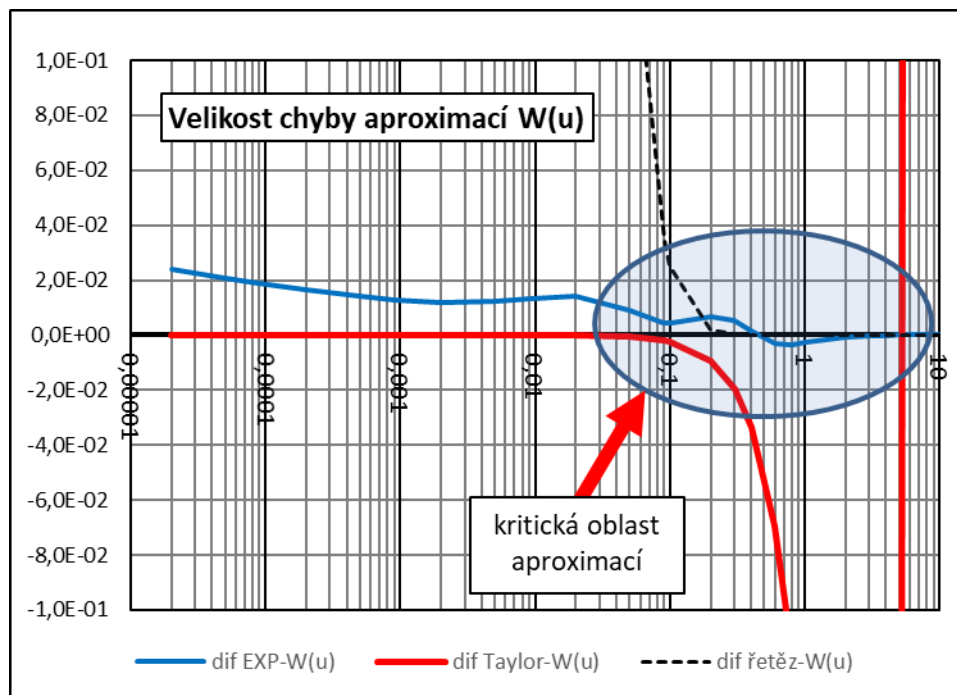
6.5.8.4 Aproximace Allen-Hastings

$$W(u) = \frac{1}{u \cdot e^u} [0,2677 + 8,63476 \cdot u + 18,05902 \cdot u^2] + 8,57333 \cdot u^3 + \frac{u^4}{3,9585 + 21,09965 \cdot u} + 25,63296 \cdot u^2 + 9,57332 \cdot u^3 + u^4 \quad (6-70)$$

6.5.8.5 Porovnání různých aproximací



Obr. 6-49 Porovnání různých numerických aproximací studijné funkce $W(u)$



Obr. 6-50 Velikost chyby různých numerických aproximací $W(u)$

6.6 DODĚLAT Seznam symbolů kapitoly 6

symbol	název	rozměr	pozn.:
A	průtočný profil (plocha)	m ²	
a, b	koeficienty rovnice (5-10)		
B ₂	lineární odpory vrtu a jeho nejbližšího okolí (kolmatační zóna)		
B _{l(r,t)}	lineární odpory zvodně		
C	"well bore storage factor"	m ²	Ramey, 1970, rovnice (5-13)
Ei(u)	exponenciální integrál		
erfc(x)			
Γ[0,u]	neúplná gamma funkce		
H	hydraulicky neovlivněná výška hlad.podz.vody nad bází zvodně	m	
h _i	výška hlad.podz.vody nad bází zvodně	m	
h _{pr}	průměrná výška hlad.p.v. nad bází zvodně	m	
k	nasycená hydraulická vodivost (koeficient filtrace)	m/s	
K	zesilovací faktor	m	rovnice (5-15)
m	mocnost zvodně	m	
M _b	specifická plocha povrchu reprezentovaná vlastnosti pórového prostředí		
n ^b	objemový podíl biomasy	m ³ biomasy/m ³ celkový objem	
n	exponent		
Q	filtrační průtok	m ³ /s	
q	specifický průtok	m/s	
Q _{in}	okamžitý přítok do vrtu	m ³ /s	
r ₀	poloměr vrtu	m	
R	poloměr depresního kužele	m	
□□	hustota pevné fáze biomasy	kg/m ³	
r	bezrozměrný poloměr	bez rozměru	
ρ _k	hustota pevné fáze horniny	kg/m ³	
r _w	účinný poloměr vrtu	m	
□	storativita		
s	snížení hlad.podz. vody v čase t = 0	m	
s _d	bezrozměrné snížení	bez rozměru	
s _i	snížení hlad.podz. vody v čase t = i	m	
T	transmissivita	m ² /s	
t	čas	s	
t _D	bezrozměrný čas	bez rozměru	
u	argument Theisovy studňové funkce		
V	objem	m ³	
W	skin faktor	bez rozměru	
W(u)	Theisova studňová funkce		
X ^t	hmota (váha sušina) mikrobiálních buněk na jednotku hmoty pevné fáze horniny		

α	odchylka modelu od 1. řádu		rovnice (5-15)
β	parametr $\beta = Q/V$	1/s	rovnice (5-15)

7. Nesaturovaná zóna

Definice nesaturované zóny je uvedena v kapitole 4.1 (záporná tlaková výška z , vlhkost w je menší jak celková pórovitost n , v kapilární třásni pak $w = n$). Z materiálového pohledu je tvořena

- pevnou fází (horninovou maticí)
- kapalnou fází (kapaliny)
- plynnou fází

7.1 Pohyb kapalné fáze nesaturovanou zónou

Pohyb kapaliny nesaturovanou zónou můžeme popsat diferenciální rovnicí, která má v jednorozměrné formě podobu: **Richardsovy rovnice**.

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{\partial h}{\partial z} \right] + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{\partial \theta_w}{\partial h} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7-1)$$

K	- hydraulická konduktivita (hydraulická vodivost)
θ_w	- objemový obsah vody (vlhkost)
h	- tlaková výška půdní vody
t	- čas
z	- vzdálenost od povrchu terénu

Podstatným rozdílem mezi rovnicí (7-1) a rovnicí pro jednorozměrné proudění podzemní vody spočívá v následujícím:

- hydraulická vodivost v nesaturované zóně je funkcí Ψ a odtud θ (objemového obsahu vody)
- tlaková výška je funkcí času

Rovnice kontinuity pro jednorozměrné neustálené proudění nesaturovanou zónou v pórovém prostředí ve vertikálním směru má tvar:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 \quad (7-2)$$

Darcyho zákon odpovídá Darcyho toku q , který je úměrný ztrátě tlakové výšky na jednotku délky prostředí. Pro proudění ve vertikálním směru je změna tlakové výšky ∂h na vzdálenost ∂z (tj. $-\partial h / \partial z$ – znaménko minus znamená, že se tlaková výška s hloubkou snižuje) negativní ve směru pohybu kapaliny dolů k hladině podzemní vody. Darcyho zákon pro nesaturovanou zónu tedy můžeme psát ve tvaru:

$$q = -K_u(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} = -K_u(\theta) \frac{\partial(\psi+z)}{\partial z} \quad (7-3)$$

kde $K_u(\theta)$ je hydraulická konduktivita. Hodnota hydraulické konduktivity $K_u(\theta)$ je funkcí obsahu vlhkosti θ stejně jako negativní tlaková výška (tense, napětí). Protože část pórového prostoru nesaturované zóny je vyplněna plynem (půdní vzduch) je evidentní, že hodnota hydraulické vodivosti nesaturované zóny K_u je nižší nežli hodnota hydraulické vodivosti saturované zóny K .

Hydraulická vodivost nesaturované zóny se zvětšuje s růstem obsahu vody a snižuje s poklesem obsahu vody v nesaturované zóně. Jak se snižuje obsah vody (vlhkosti) zaujímá půdní vzduch větší část pórového prostoru a zmenšuje tak plochu pro transport vody. Při velmi nízkém obsahu vlhkosti je vodní film obalující zrna zeminy velmi tenký a současně přitažlivé síly mezi molekulami vody a půdním zrnem jsou tak velké, že se voda v zemině nemůže pohybovat. V tomto případě se hodnota hydraulické vodivosti nesaturované zóny blíží nule. Hodnotu hydraulické vodivosti při dané vlhkosti můžeme nalézt z relativní permeability pro danou hodnotu vlhkosti (K - bezrozměrná hodnota) a hydraulickou vodivostí při úplném nasycení (K_s) podle vztahu:

$$K_u = K \cdot K_s \quad (7-4)$$

Hodnota relativní hydraulické vodivosti kolísá od hodnoty $K = 1$ při 100% nasycení do hodnoty $K = 0$ pro nasycení 0%.

7.1.1 Darcyho zákon pro nesaturovanou zónu

$$q = -K_u(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \quad (7-5)$$

$K_u(\theta)$ - hydraulická konduktivita nesat. zóny je funkcí vlhkosti θ
jestliže platí:

$$h = \psi + z \quad (7-6)$$

ψ - sukční výška, sací výška nebo kapilární tlak pro vodu (suction head, matrix potential)

Darcyho zákon po dosazení za h :

$$q = -K_u(\theta) \frac{\partial(\psi+z)}{\partial z} \quad (7-7)$$

7.1.2 Půdní difusivita pro vodu

$$D = K(\theta) \frac{d\psi}{d\theta} \quad (7-8)$$

vodní kapacita půdy

$$\frac{d\theta}{d\psi} \quad (7-9)$$

7.1.3 Empirická závislost K_u/K

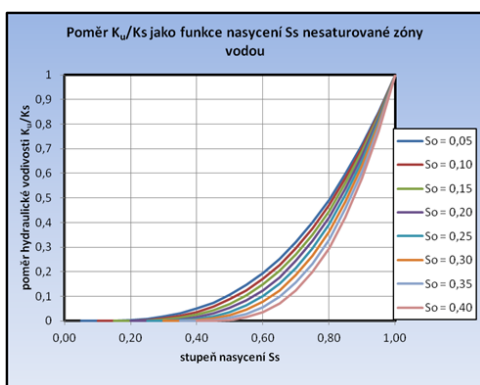
Jestliže nebudeme uvažovat skutečnost, že křivka závislosti K_u/K_s je křivkou hysterezní (její průběh se liší podle toho, zda se jedná o zavodňování nebo odvodňování), lze závislost K_u/K_s na stupni nasycení nesaturované zóny vodou vyjádřit podle empirické závislosti:

$$\frac{K_u(\theta)}{K} = \left(\frac{S_s - S_0}{1 - S_0} \right)^3 \quad (7-10)$$

S_s - stupeň nasycení

S_0 - úvodní hodnota nasycení (část pórového prostoru vyplněná nepohyblivou vodou)

Závislost $\frac{K_u(\theta)}{K}$ na stupni nasycení nesaturované zóny je uvedena na obr. 7-1.



Obr. 7-1 Poměr K_u/K jako funkce nasycení vodou

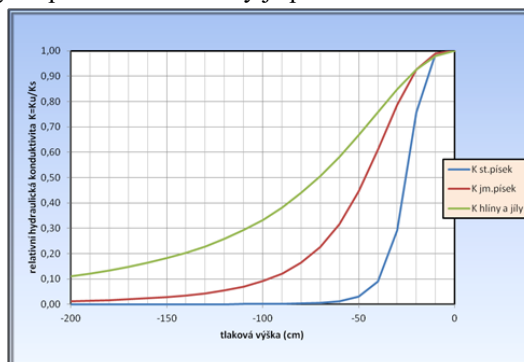
Materiál	a	b	n
Středně zrnitý písek	5.10e9	1.10e7	5
Jemnozrnitý písek, písčité hlína	5.10e6	1.10e5	3
Hlíny a jíly	5.10e3	5.10e3	2

Tab. 16 Koeficienty rovnice 7-11

Závislost hodnoty poměru K_u/K_s (relativní hydraulická vodivost) na stupni nasycení může být aproximována také funkcí:

$$\frac{K_u(\theta)}{K} = \frac{a}{b(-h)^n + a} \quad (7-11)$$

kde **a**, **b** a **n** jsou konstanty, jejichž hodnoty kolísají podle velikosti částic nepevněného materiálu a **h** je tlaková výška udaná v **cm**. Hodnotě $K_u/K_s = 1$ odpovídá hodnota $h = 0$ (tedy hodnota tlakové výšky na hladině podzemní vody). Hodnoty koeficientů pro různé materiály - viz následující tabulka 6-1, průběh závislosti K_u/K_s na tlakové výšce pro různé materiály je pak uveden na obrázku 6-2.



Obr. 7-2 Závislost K_u/K na tlakové výšce h .

Tab. 17 Hodnoty poměru K_u/K v závislosti na stupni nasycení vodou dle vztahu 7-10.

	K_u/K							
So/Ss	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,35	0,4
0,05	0							
0,10	0,000145794	0						
0,15	0,001166351	0,000171468	0					
0,20	0,003936434	0,001371742	0,000203542	0				
0,25	0,009330806	0,00462963	0,001628333	0,000244141	0			
0,30	0,018224231	0,010973937	0,005495624	0,001953125	0,000296296	0		
0,35	0,031491471	0,021433471	0,013026664	0,006591797	0,00237037	0,000364431	0	
0,40	0,05000729	0,037037037	0,025442703	0,015625	0,008	0,002915452	0,000455166	0
0,45	0,07464645	0,058813443	0,043964991	0,030517578	0,018962963	0,00983965	0,003641329	0,000578704
0,50	0,106283715	0,087791495	0,069814777	0,052734375	0,037037037	0,023323615	0,012289486	0,00462963
0,55	0,145793847	0,125	0,104213312	0,083740234	0,064	0,045553936	0,029130633	0,015625
0,60	0,194051611	0,171467764	0,148381844	0,125	0,10162963	0,078717201	0,056895767	0,037037037
0,65	0,251931768	0,228223594	0,203541624	0,177978516	0,151703704	0,125	0,098315885	0,072337963
0,70	0,320309083	0,296296296	0,270913902	0,244140625	0,216	0,186588921	0,156121985	0,125
0,75	0,400058318	0,376714678	0,351719927	0,324951172	0,296296296	0,265670554	0,233045061	0,19849537
0,80	0,492054235	0,470507545	0,447180949	0,421875	0,39437037	0,364431487	0,331816113	0,296296296
0,85	0,597171599	0,578703704	0,558518217	0,536376953	0,512	0,485058309	0,455166136	0,421875
0,90	0,716285173	0,702331962	0,686952982	0,669921875	0,650962963	0,629737609	0,605826127	0,578703704
0,95	0,850269719	0,842421125	0,833706493	0,823974609	0,813037037	0,800655977	0,786527082	0,77025463
1,00	1	1	1	1	1	1	1	1

7.1.4 Kapilární tlak

Při průniku kontaminantu do pórového prostředí musí organický kontaminant překonat vstupní tlak P_a , který je nutný k vytlačení jiného média (např. vody) z pórů.

Kapilární tlak P_c je definován jako rozdíl mezi tlakem nesmáčivé a smáčivé fáze. Závisí na mezifázovém napětí a poloměru pórů prostředí, ve kterém se kapaliny nachází.

$$P_c = P_{NW} - P_W = h_{NA} \cdot \rho_{NW} \cdot g - h_W \cdot \rho_W \cdot g \quad (7-1)$$

P_{NW}	- tlak nesmáčivé (non-wetting) kapaliny
P_W	- tlak smáčivé (wetting) kapaliny
h_W	- výška sloupce smáčivé kapaliny
h_{NW}	- výška sloupce nesmáčivé kapaliny
ρ_{NW}	- měrná hmotnost nesmáčivé kapaliny
ρ_W	- měrná hmotnost smáčivé kapaliny
g	- gravitační konstanta

Kapilární tlak je rozdílem tlaků mezi smáčivou a nesmáčivou fází. Je přímo úměrný mezifázovému napětí a nepřímo úměrný poloměru pórů. Změna v nasycení pórového prostředí produktem reflektuje lokální změnu rozdílu tlaku mezi tlakem nesmáčivé (non-wetting - NAPL) a smáčivé fáze (wetting - voda). Při průniku kontaminantu do vodou nasycených pórů platí, že kapilární tlak musí být větší nebo roven vstupnímu tlaku P_a . Platí:

$$P_c = P_d = P_{NW} - P_W = \frac{2\sigma \cdot \cos \gamma}{r} \quad (7-2)$$

a odtud po úpravě:

$$h_{NW} = \frac{2\sigma \cdot \cos(\gamma)}{r \cdot g \cdot (\rho_{NW} - \rho_W)} \quad (7-3)$$

σ - povrchové napětí mezi smáčivou a nesmáčivou kapalinou (mezi org.látkou a vodou)

γ - kontaktní úhel

r – poloměr pórů

ρ_{NW} - měrná hmotnost nesmáčivé kapaliny

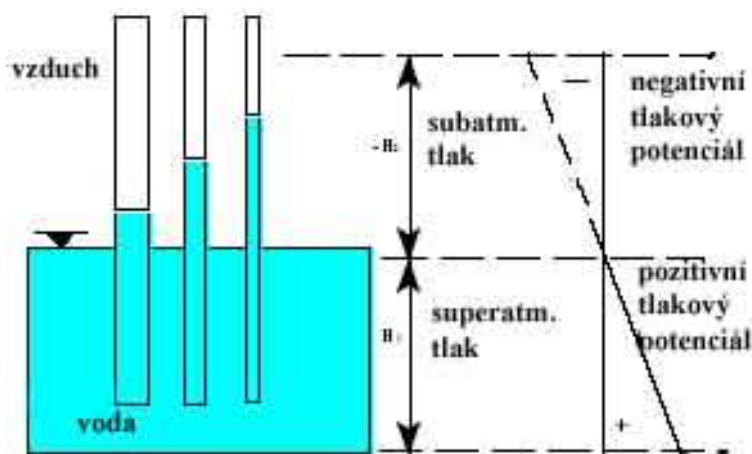
ρ_W - měrná hmotnost smáčivé kapaliny

g - gravitační konstanta

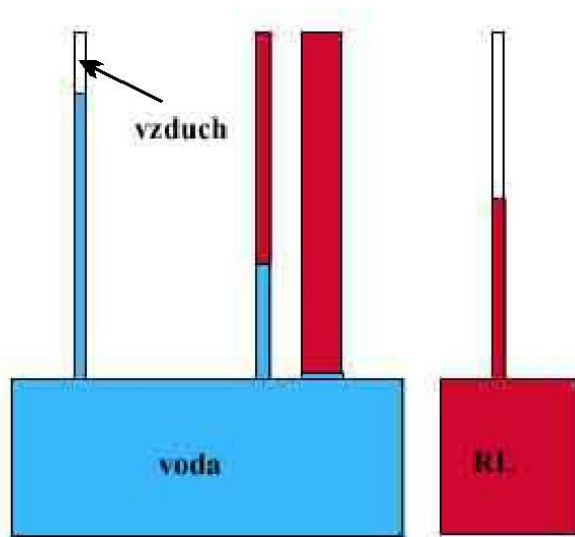
Obdobný vztah existuje i pro puklinové prostředí, pouze s tím rozdílem, že se za poloměr pórů dosazuje šířka pukliny (fracture aperture).

Pro kapilární tlak P_c vyjádřený jako funkce nasycení pórů vodou S_w existují obdobné křivky $P_c = f(S_w)$ jako pro vodu, pouze místo vzduchu je zde nesmáčivou fází organická látka – viz kapitola 2.5.

Vliv jednotlivých členů výše uvedené rovnice jsou znázorněny na následujících **obrázcích 13 a 14**:



obrázek 1 - Ukázka závislosti kapilární výšky na poloměru kapiláry



obrázek 2 - Kapilární výšky různých látek (vliv různého povrchového napětí a kontaktního úhlu)

Existuje přímá korelace mezi velikostí pórů a koeficientem filtrace. Platí, že **vstupní tlak pro průnik kontaminantu do pórů je tím vyšší, čím je nižší hodnota koeficientu filtrace**. Výška sloupce kontaminantu nutná k jeho průniku do vrstvy s koeficientem filtrace **k** je dána (McWhorter, Kueper, 1996):

$$h = 9,6 \cdot \frac{\rho_w \cdot \sigma}{\Delta \rho \cdot \sigma_{aw}} \cdot \left(\frac{k}{n} \right)^{0,403} \quad (7-4)$$

ρ_w - měrná hmotnost smáčivé kapaliny

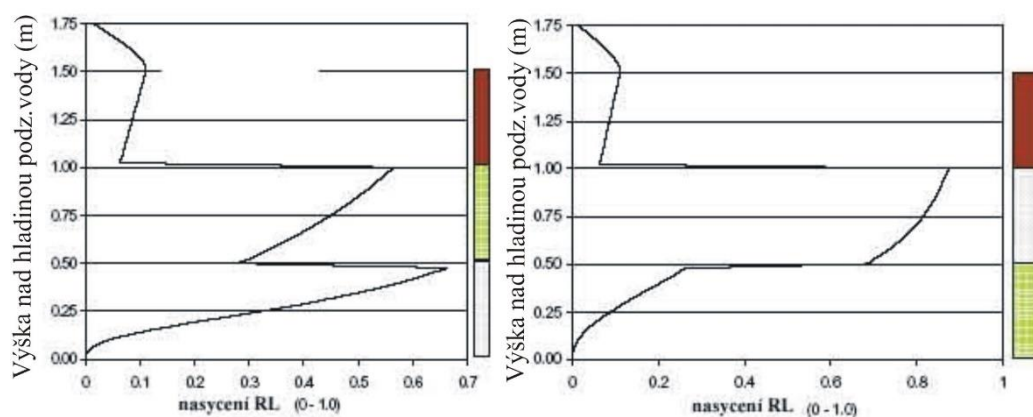
$\Delta\rho$	- rozdíl měrné hmotnosti kontaminantu a vody
σ	- mezifázové napětí mezi kontaminantem a vodou
σ_{aw}	- mezifázové napětí mezi vodou a vzduchem
k	- koeficient filtrace
η	- porosita

Tabulka 1 – Hodnoty mezifázového a povrchového napětí pro některé látky (dyn/cm) při 20°C

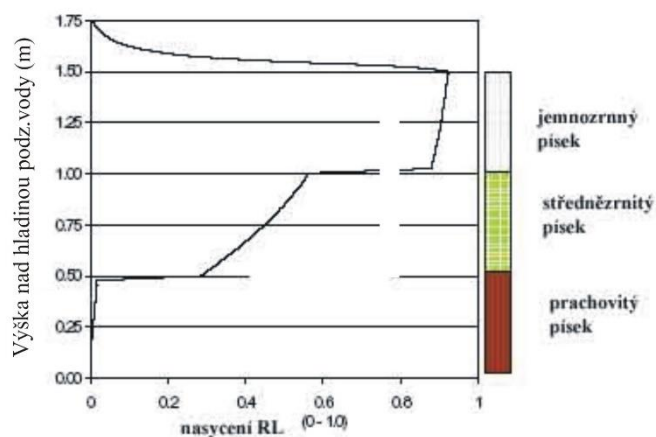
látká	mezifázové napětí (σ)	povrchové napětí (σ_{aw})
benzen	35	28,9
ethylbenzen	35,5	29,3
toluen	36,1	28,5
o-xyleny	36,1	30,3
surová nafta (ropa)	nejsou data	24-38
motorová nafta	50	25
benzin	50	24

Podle Charbeneau et al. 1999, publikace API 4682

Pro surovou ropu se obvykle přijímá za hodnotu σ hodnota 25 dyn/cm, stejně tak se pro ni většinou používá hodnota 25 dyn/cm pro σ_{aw} . Laboratorní měření ukázala, že benziny typu Natural mají hodnotu σ okolo 35,1 dyn/cm (Charbeneau a Chiang, 1995). Voda má podle laboratorních měření hodnotu σ_{aw} 72 dyn/cm. V zeminách se však na rozhraní voda – vzduch často akumulují některé vysrážené chemické látky, čímž dochází ke změně mezifázového napětí mezi vodou a půdním vzduchem. Z těchto důvodů se pro hodnotu σ_{aw} používá velmi často hodnota 65 dyn/cm.

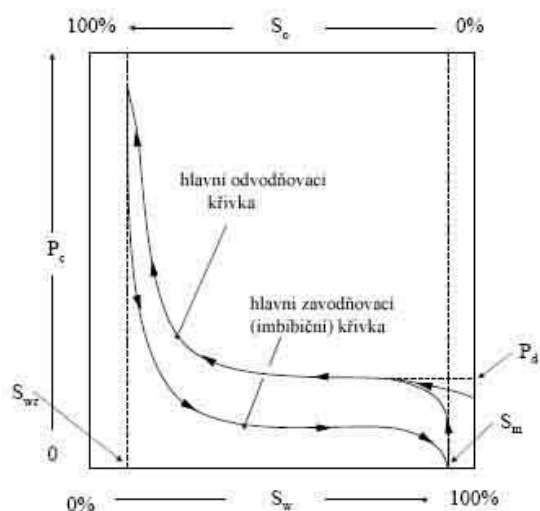


obrázek 3 - Vztah mezi nasycením RL a zrnitostním složením nesaturované zóny (popis zemin viz obr. 11)



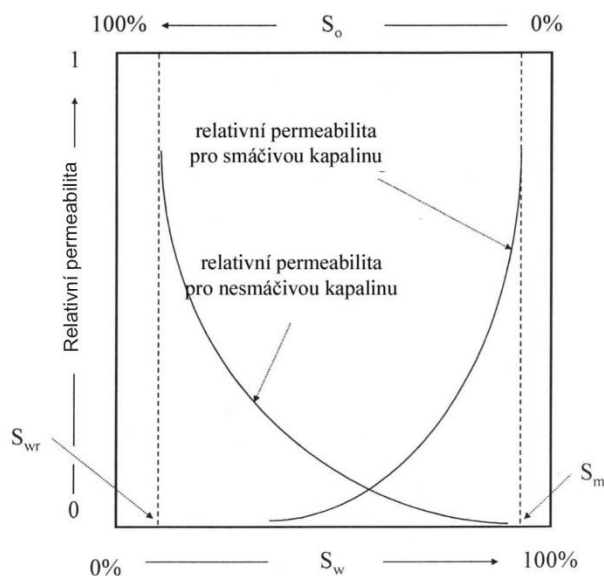
obrázek 4 - Vztah mezi nasycením RL a zrnitostním složením nesaturované zóny - pokračování

Vztah mezi kapilárním tlakem a vlhkostí je základním parametrem pórového prostředí nesaturované zóny. Kapilární tlak se obvykle vyjadřuje v záporných hodnotách a má rozměr výšky sloupce vody. Nejnižším hodnotám vlhkosti odpovídají nejvyšší hodnoty kapilárního tlaku. Vztahy mezi vlhkostí, kapilárním tlakem a relativní permeabilitou (vodivostí) v nesaturované zóně jsou znázorněny na následujících **obrázcích 17 a 18**:



obrázek 5 – Závislost mezi vlhkostí a kapilárním tlakem (P_c)

Vidíme, že křivka vlhkost – kapilární tlak je ovlivněna hysterezí, tj. má jiný průběh při zavodňování a jiný při odvodňování (drenáži).



obrázek 6 – Závislost mezi vlhkostí a relativní vodivostí (permeabilitou)

V obrázcích znamená:

- P_c – kapilární tlak
- S_{wr} - nasycení smáčivou fází (voda)
- S_o - nasycení nesmáčivou fází (NAPL)
- S_{wr} - zbytkové (reziduální) nasycení smáčivou fází (voda)
- S_m - max.nasycení

Křivky se liší podle druhu půdy, protože každá půda má jiné zrnitostní složení a tím pádem také jiné rozměry pórů. Např.písek má vysoké hodnoty kapilárního tlaku (tj. při nejnižší vlhkosti) nižší, nežli je tomu u jílu (jíl je tvořen

jemnozrnnějšími částicemi a tudíž poloměr pórů je menší). To je dáno nepřímou úměrou mezi hodnotou kapilárního tlaku a poloměrem pórů zeminy.

7.1.5 Kapilární výška

Kapilární výška je výška dosahu kapilárního vztlínání u volné hladiny podzemní vody. Týká se tedy především kapilární třásně. Závisí na zrnitosti, struktuře a textuře horniny, na teplotě a kvalitě povrchu horninových částic. Pro kapiláry s kruhovým průřezem platí vzorec

$$h = \frac{2a \cdot \cos(\gamma)}{r \cdot g \cdot \rho}$$

(7-5)

kde

h = výška kapilárního vztlínání,

a = povrchové napětí vody,

γ = úhel smáčení,

r = poloměr kapiláry,

ρ = hustota vody

g = gravitační konstanta

Kapilární výšku lze odhadovat podle empirického vzorce:

$$h_c = \frac{0,153}{r}$$

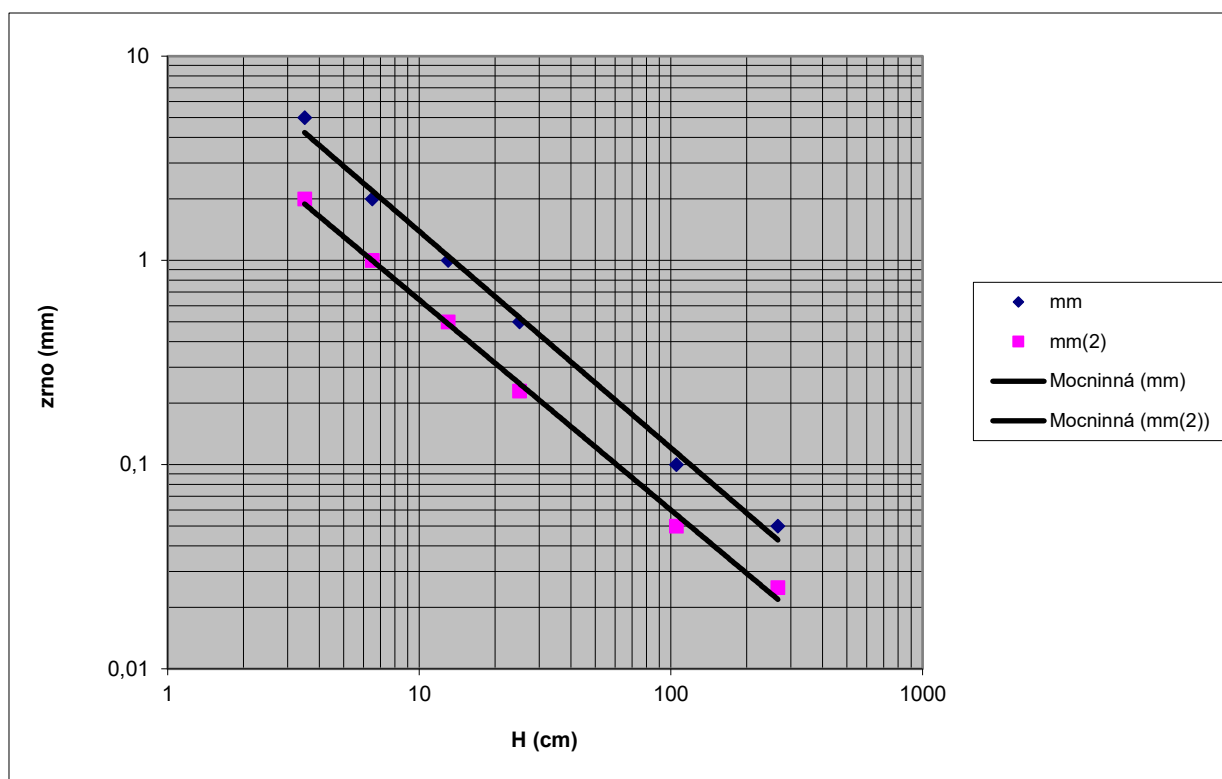
(7-6)

kde:

h_c – výška kapilární třásně

r – poloměr pórů

Odhad výšky kapilární třásně lze provádět také podle velikosti zrn sedimentů s pomocí následujícího nomogramu (obr.19).



obrázek 7 – Vztah mezi kapilární výškou a zrnitostním složením zeminy (spodní přímka platí pro d_{10} a horní pro d_{90})

Pro jiné kapaliny, nežli je voda je nutné do rovnice (2-5) zavést příslušné hodnoty povrchového napětí, úhlu smáčení a hustoty kapaliny.

Závislost kapilární výšky na povrchovém napětí ukazuje **obrázek č.20**:

Výpočet kapilární výšky		
úhel (stupně)	30	0,523598776
r kapiláry (cm)	0,01	
	povrch.napětí	kap.výška (cm)
voda	74,01	13,08
Hg	479,50	6,23
chloroform	27,14	3,23
1,2-dichlorethan	32,23	4,55
chlorbenzen	33,56	5,36
fenol	40,90	6,75
naftalen	28,80	5,29
benzen	28,88	5,71
toluen	28,50	5,69
PCE	26,66	5,33

obrázek 8 – Závislost kapilární výšky na povrchovém napětí (hodnoty úhlu smáčení a poloměru kapiláry jsou záměrně shodné – dokumentace vlivu povrchového napětí)

Následující tabulka uvádí typické výšky kapilární trásně v některých zeminách.

tabulka 2 – Typické výšky kapilární trásně

Material	velikost zrna (mm) ^a	pórový poloměr (cm) ^b	kapilární zdvih (cm)	
hrubozrný štěrk	5-2 2-1 1-0.5	0.4 0.05	2.5"	6.5"
jemnozrný štěrk			13.5*	
velmi hrubozrný písek				0.38 ^b 3.0 ^b
hrubozrný písek				
stř.zrnitý písek	0.5-0.2		24.6"	
jemnozrný písek	0.2-0.1	0.02	42.8"	7.7*
Silt	0.1-0.05	0.001	105.5"	150 ^b
Silt	0.05-0.02		200"	
Jíl		0.0005		300 ^b

* Reid, R. C., Prausnitz, J. M., and Poling, B. E, *The Properties of Liquids and Gases*, 4th ed., McGraw-Hill, New York, 1937. With permission.

^b Fetter, C. W., Jr., *Applied Hydrogeology*, Charles E. Merrill Publishing, Columbus, OH, 1980. With permission.

V písčito – hlinitých zeminách lze použít pro odhad kapilární výšky vody vzorce Korzenyho:

$$H_k = 0,446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d} \quad (7-7)$$

kde:

- n - pórovitost (např. pro pórovitost 15% n = 0,15)
d - účinné zrno zeminy (cm)

Pro organické látky LNAPL lze v suchých písčích provést odhad kapilární výšky pomocí empirického vzorce E.Defroye ve tvaru:

$$H_k = 700 \frac{\sigma \cdot \cos(\varphi)}{\rho \cdot d \cdot n^{2,3}} \quad (7-8)$$

kde

- σ - povrchové napětí (dyn/cm)
φ - úhel smáčení (obvykle se přijímá jako = 0)
ρ - hustota LNAPL (g/cm³)
d - stř.poloměr zrna zeminy (mm)
n - pórovitost zeminy

Tento vzorec nelze použít pro odhad kapilární výšky v kapilárách, které jsou zaplněny vodou nebo směsí vody a LNAPL, protože v takovém případě vzniká mezi vodou a LNAPL mezifázové napětí.

Odhad kapilární výšky lze také provést z grafu publikovaného McWhorterem, 1996.

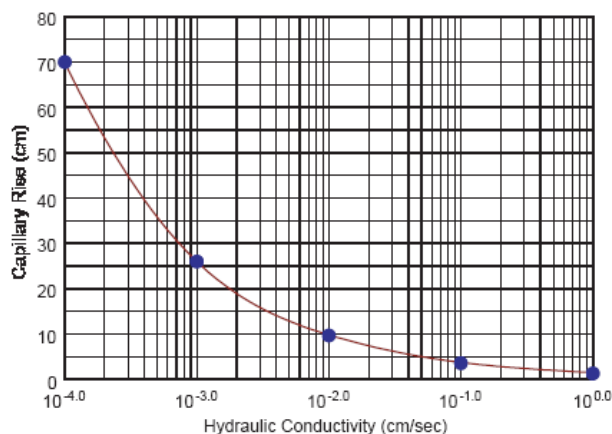


Figure 5 — Capillary rise as function of hydraulic conductivity (After McWhorter, 1996)

obrázek 9 – Závislost mezi výškou kapilárního zdvihu a hydraulickou vodivostí

7.2 Rovnice modelů

7.2.1 Brooks-Corey

soil-water retention:

$$\frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} = \left(\frac{h_b}{h} \right)^\lambda \quad (7-12)$$

hydraulická vodivost

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} \right)^n = (S_e)^n \quad (7-13)$$

- λ - pore-size index
- h_b - bubbling capillary pressure
- θ_r - zbytkový obsah vody (residual water content)
- Φ - porosita
- K_s - hydraulická konduktivita při úplném nasycení vodou ($\theta = \Phi$)
- h - matrix potential (sukční výška - viz 1.1.)
- $S_{e\%}$ - efektivní nasycení
- $n = 3 + (2/\lambda)$

Platnost **Brooks-Coreyho** modelu je omezena na oblast nesaturované zóny nad oblastí kapilární trásně.

Výpočty viz: [LNAPL\(vG-B\)-p.xls](#), [LNAPL\(vG-M\)-p.xls](#),

7.2.2 Van Genuchten

soil-water retention

$$\frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} = \left(\frac{1}{1 + (\alpha \cdot h)^n} \right)^m \quad (7-14)$$

hydraulic conductivity

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left(\frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\Phi - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (7-15)$$

Φ - porosita
 θ_r - zbytková voda
 α, n, m - konstanty
 h - absolutní hodnota sukční výšky (matrix potential)
 $\alpha = (h_b)^{-1}$
 $n = \lambda + 1$
 $m = \lambda/(\lambda+1)$
 $h = |\psi|$

Tab. 18 Parametry van Genuchtenova modelu (Carsel and Parish, 1988)

REPRESENTATIVNÍ PARAMETRY VAN GENUCHTENOVA MODELU

(podle CARSELL AND PARISH, 1988)

Soil type: US standart	Sample Size	Saturated Water Content, θ_m		Residual Water Content, θ_{wr}		van Genuchten N		van Genuchten α (ft ⁻¹)		Hydraulic Conductivity K_{ws} (ft/d)		
		mean	std. dev.	mean	std. dev.	mean	std. dev.	mean	std. dev.	sample size	mean	std. dev.
Clay	400	0,38	0,09	0,068	0,034	1,09	0,09	0,24	0,37	114	0,16	0,33
Clay Loam	364	0,41	0,09	0,095	0,010	1,31	0,09	0,58	0,46	345	0,20	0,56
Loam	735	0,43	0,10	0,078	0,013	1,56	0,11	1,1	0,64	735	0,82	1,44
Loamy Sand	315	0,41	0,09	0,057	0,015	2,28	0,27	3,8	1,3	315	11	8,9
Silt	82	0,46	0,11	0,034	0,010	1,37	0,05	0,49	0,21	88	0,20	0,26
Silt Loam	1093	0,45	0,08	0,067	0,015	1,41	0,12	0,61	0,37	1093	0,36	0,98
Silty Clay	374	0,36	0,07	0,070	0,023	1,09	0,06	0,15	0,15	126	0,016	0,085
Silty Clay Loam	641	0,43	0,07	0,089	0,009	1,23	0,06	0,30	0,18	592	0,056	0,15
Sand	246	0,43	0,06	0,045	0,010	2,68	0,29	4,4	0,88	246	23	12
Sandy Clay	46	0,38	0,05	0,100	0,013	1,23	0,10	0,82	0,52	46	0,095	0,22
Sandy Clay Loam	214	0,39	0,07	0,100	0,006	1,48	0,13	1,8	1,2	214	1,0	2,2
Sandy Loam	1183	0,41	0,09	0,065	0,017	1,89	0,17	2,3	1,1	1183	3,6	4,6

(Source: Carsell, R. F. and Parish, R. S., Developing Joint Probability Distributions of Soil Water Retention Characteristics, *Water Resources Research*, 24(5), pp. 755-769, 1988.)

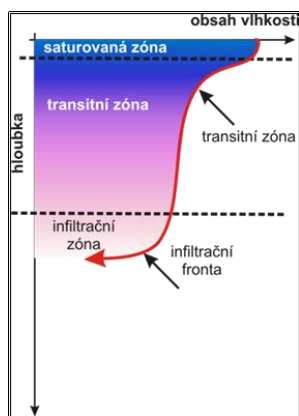
Oproti Brooks-Coreyho modelu má tento model platnost v celé oblasti nad hladinou podzemní vody.

Výpočty viz: [LNAPL\(vG-B\)-p.xls](#)
[LNAPL\(vG-M\)-p.xls](#)

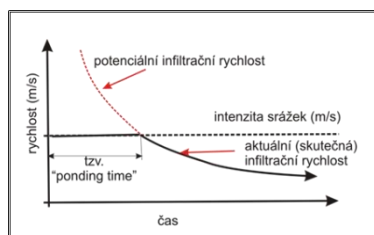
7.3 Metody hodnocení infiltrace

Obrázek 6-3 ukazuje rozdělení vlhkosti v horninovém profilu během infiltrace kapaliny směrem do hloubky. Rozlišujeme zde tři oblasti:

1. saturovanou zónu (**pozor !!** nepleťte si se saturovanou zónu v klasickém slova smyslu)
2. transitní zónu a
3. infiltrační zónu.



Obr. 7-3 Rozdělení vlhkosti při infiltraci kapaliny



výšce L , pak při infiltraci se obsah vlhkosti zvýší z hodnoty θ_i na hodnotu η (hodnota porosity) tak, jak horninou postupuje infiltrační fronta - viz obr. 7-3 a 7-4. Obsah vlhkosti θ_i je poměrem mezi objemem vody k objemu zeminy. V důsledku infiltrace vody se zvětšuje množství vody v zemině tak, jak postupuje infiltrační fronta směrem do hloubky. pro jednotkovou plochu zeminy platí:

$$F(t) = L(\eta - \theta_i) = L\Delta\theta \quad (7-18)$$

Dalšími úpravami pak dostaneme pro hodnotu kumulativní infiltrace F výraz:

$$F(t) = K_t + \psi\Delta\theta \ln\left(1 + \frac{F(t)}{\psi\Delta\theta}\right) \quad (7-19)$$

a pro infiltrační rychlost pak:

$$f_t = K \left(\frac{\psi\Delta\theta}{F_t} + 1 \right) \quad (7-20)$$

kde K , resp. K_t je hodnota hydraulické konduktivity nesaturované zóny.

7.3.1 Metoda Green-Ampt

Green a Ampt navrhli zjednodušené řešení, které je však v praxi dobře použitelné – schéma řešení viz obrázky 7-5 a 7-6. Infiltrační fronta je pojata jako ostré rozhraní, které odděluje oblast zeminy s původním obsahem vlhkosti, jež leží pod touto frontou, od oblasti, v níž je obsah vlhkosti roven pórovitosti (tedy úplná saturace). Infiltrační fronta postupuje do hloubky L v čase t od počátku infiltrace. Voda (kapalina) pokrývá rovnoměrně povrch terénu v mocnosti h_0 , která odpovídá potřebné výšce kapilárního tlaku, nezbytného pro překonání příslušných hydraulických odporů.

Infiltrační zóna je ohraničena tzv. infiltrační frontou, což je poměrně ostré rozhraní mezi zeminou s původní vlhkostí (leží pod touto frontou) a zeminou, kam již proniká kapalina z povrchu. Poloha infiltrační zóny se mění s časem, fronta postupuje směrem dolů.

Rychlost infiltrace, f , je rychlost, kterou kapalina (voda) postupuje horninovým prostředím do hloubky. Má rozměr rychlosti [m/s].

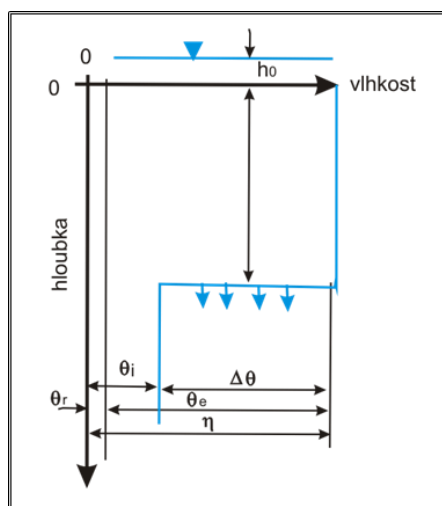
Potenciální infiltrační rychlost je rychlost, kdy voda (kapalina) leží na povrchu půdního profilu do doby, nežli její mocnost dosáhne potřebné výšky (hodnoty kapilárního tlaku), která je nezbytná k překonání infiltračních odporů zeminy (horniny). Doba, po kterou se voda shromažďuje na povrchu terénu nežli dosáhne potřebné výšky (dosáhne dostatečné hodnoty kapilárního tlaku), nezbytné pro překonání infiltračních odporů je tzv. "**ponding time**" - viz obrázek 6-4. Aktuální infiltrační rychlost je menší oproti potenciální infiltrační rychlosti. **Kumulativní infiltraci F** můžeme vyjádřit matematicky jako:

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau \quad (7-16)$$

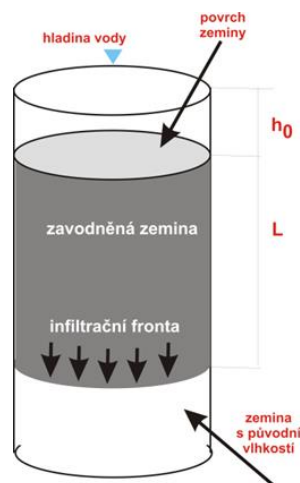
a odtud pak pro infiltrační rychlost platí:

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad (7-17)$$

Nechť máme vertikální sloupec zeminy se základnou o jednotkové ploše a nechť kontrolní objem zeminy je definován jako objem zeminy nad touto základnou o výšce L . Jestliže měla zemina původně obsah vlhkosti θ_i po celé výšce L , pak při infiltraci se obsah vlhkosti zvýší z hodnoty θ_i na hodnotu η (hodnota porosity) tak, jak horninou postupuje infiltrační fronta - viz obr. 7-3 a 7-4. Obsah vlhkosti θ_i je poměrem mezi objemem vody k objemu zeminy. V důsledku infiltrace vody se zvětšuje množství vody v zemině tak, jak postupuje infiltrační fronta směrem do hloubky. pro jednotkovou plochu zeminy platí:



Obr. 7-6 Konceptuální schéma řešení dle Green-Ampta



Obr. 7-5 Schéma způsobu měření

Příklad:

zemina: prachovitý jíl

$\theta_e = 0,423$ viz tabulka 7-3

$\psi = 29,22$ opět viz tabulka 7-3

$K = 0,05$ cm/h opět viz tabulka

úvodní efektivní nasycení $s_e = 0,2$, takže $\theta_e = (1-0,02) \cdot 0,423 = 0,338$

a $\psi \Delta \theta = (29,22) \cdot 0,338 = 9,89$ cm

Za předpokladu neměnné hladiny h_0 dostaneme použitím rovnice 7-19 výraz:

$$F = Kt + \psi \Delta \theta \ln(1 + F/(\psi \Delta \theta)) = 0,05 + 9,89 \ln(1 + \frac{F}{9,89})$$

infiltrační rychlost f lze pak spočítat z rovnice 7-20, kde dostaneme:

$$f = K \left(1 + \frac{\psi \Delta \theta}{F} \right) = 0,05 \left(1 + \frac{9,89}{F} \right)$$

Takto můžeme vypočítat hodnoty F a f pro různé časy od počátku infiltrace.

Tab. 19 Tabulka parametrů pro metodu Green - Ampta

zemina	porosita η	efektivní porosita θ_e	půdní sací výška ψ	hydraulická vodivost (cm/h)
písek	0,457	0,417	4,95	11,78
hlinitý písek	0,437	0,401	6,13	2,99
písčitá hlína	0,453	0,412	11,01	1,09
hlína	0,463	0,434	8,89	0,34
prachovitá hlína	0,501	0,486	16,68	0,65
písčito-jílovitá hlína	0,398	0,330	21,85	0,15
jílovitá hlína	0,464	0,309	20,88	0,10
prachovitá jílovitá hlína	0,471	0,432	27,30	0,10
písčitý jíl	0,430	0,321	23,90	0,06
prachovitý jíl	0,479	0,423	29,22	0,05
jíl	0,475	0,385	31,63	0,03

Zdroj: Rawls, Ahuja, Brakensiek, a Rawls, Brakensiek, Miller

7.3.2 Další metody

Další autoři uvádějí následující vztahy pro hodnotu kumulativní infiltrace a hodnotu infiltrační rychlosti:

Hortonovo řešení:

$$F_t = f_c t + (f_0 - f_c)(1 - e^{-kt})/k \quad (7-21)$$

$$f_t = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (7-22)$$

f_0 - počáteční infiltrační rychlost
 f_c - konstantní infiltrační rychlost
 k - konstanta

Rovnice podle Philipa:

$$F_t = St^{0,5} + kt \quad (7-23)$$

$$f_t = \frac{1}{2St^{0,5}} + K \quad (7-24)$$

S - sorptivita
 K - hydraulická konduktivita

7.3.3 Orientační výpočet rychlosti průsaku znečištění nesaturovanou zónou

Pro orientační posouzení rychlosti průsaku znečištění nesaturovanou zónou lze použít postupu, který uvádí V.M.Šestakov (1984).

Podmínky:

Homogenní prostředí

Infiltrace znečištění ω = konst. (m/den) od času t_0

Počáteční vlhkost w_0 = konst.

Hodnota infiltrace (konstantní v čase) ω = Q/plocha infiltrace

V_a – rychlost průsaku (m/den)

K_w – hydraulická vodivost

Za těchto podmínek se vytváří výrazně průsaková zóna o mocnosti l , v níž je vlhkost prakticky konstantní. Znamená to, že pohyb je zde vyvolán v důsledku volné infiltrace vody při tlakovém gradientu prakticky rovném 1 a vlhkost na hranici průsakové fronty se prakticky skokově mění od počáteční hodnoty w_0 na hodnotu w v průsakové zóně.

Pak platí:

$$V_a = \frac{dl}{dt} = \frac{K_w}{w - w_0} \quad (7-25)7-9$$

Závislost K_w na relativním nasycení vodou se obvykle zjednodušuje na:

$$K_w = k(\bar{w})^b \quad (7-106)$$

Vezmeme-li v úvahu, že $\omega = K_w$, pak:

$$\omega = K_w = k \left(\frac{w}{n_0} \right)^b \quad (7-11)$$

$$w = n_0 \left(\frac{\omega}{k} \right)^{\frac{1}{b}} \quad (7-12)$$

a odtud pak:

$$V_a = \frac{\omega}{n_0 \left(\frac{\omega}{k} \right)^{\frac{1}{b}} - w_0} \quad (7-13)$$

Pokud je počáteční vlhkost zanedbatelná, můžeme do předchozí rovnice zavést $w_0 = 0$, čímž se předchozí výraz zjednoduší na tvar:

$$V_a = \frac{1}{n_0} \omega^{\left(1 - \frac{1}{b}\right)} \cdot k^{\frac{1}{b}} \quad (7-14)$$

Pro hodnotu konstanty $b = 3$ pak dostaneme:

$$V_a = \frac{1}{n_0} \sqrt[3]{\omega^2 \cdot k} \quad (7-15)$$

Příklad:

Střední roční infiltrace	$\omega = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ m/den}$
Koeficient filtrace	$k = 1 \text{ m/den}$
Aktivní pórovitost	$n_0 = 0,2$

Pro $b = 3$ dostaneme:

$$V_a = \frac{1}{0,2} \sqrt[3]{(2,5 \cdot 10^{-4})^2 \cdot 1} = 0,015 \left(\frac{\text{m}}{\text{den}} \right)$$

7.3.4 Schwille – orientační odhad hloubky průsaku RL

Pro pórové prostředí lze podle Arbeitskreis Wasser und Mineralöl (Schwille, 1970) provést odhad hloubky průniku volné fáze ropných látek podle vzorce:

$$H = \frac{V_i \cdot 1000}{A_i \cdot U_{ol}} \quad (7-16)$$

H – hloubka průniku RL do nesaturované zóny

V_i – objem uniklého produktu (m³)

A_i – zasažená plocha na povrchu terénu (m²)

U_{ol} – koeficient závislý na hodnotě koef. filtrace a kapilární výšce

Pokud **H** < **Z** (**Z** = hloubka hladiny podzemní vody), nedosáhnou RL hladiny podzemní vody.

Maximální plošný rozsah ropných látek na povrchu podzemní vody se odhaduje podle Schwilleho (1969) z rovnice::

$$A_{gr} = \frac{(V_i - V_s) \cdot 1000}{D_{ol}} \quad (7-17)$$

Hodnota V_s se určí ze vztahu:

$$V_s = \frac{A_i \cdot T \cdot U_{ol}}{1000} \quad (7-18)$$

Tab. 20 Hodnoty Schwilleho koeficientů

Schwilleho koeficienty

koef.filtrace m/s	kapilární výška mm	U _{ol} dm ³ /m ³	D _{ol} mm
1,00E-02	50	5	5
1e-2 - 1e-3	50-150	8	8
1e-3 - 1e-4	150-300	15	12
1e-4 - 1e-5	300-500	25	20
1e-5 - 1e-6	600-1000	40	40

7.4 Speciální výpočty v nesaturované zóně (venting, bioventing)

7.4.1 Konverze jednotek pro půdní vzduch ($\text{ppmV} \rightleftharpoons \text{mg/m}^3$)

Pro ppm (part per milion) v plynné fázi platí:

$$1 \text{ ppm} = 1 \text{ ppmV} = \frac{\text{objem}}{\text{objem matrice}}$$

ppm - někdy se pro odlišení, že se jedná o jednotku použitou pro plynnou fázi se používá označení **ppmV**

Protože však plyny jsou stlačitelné (objem závisí na tlaku a teplotě), musíme provést příslušný přepočít na tlak 1 atm. a příslušnou teplotu. Pro tyto přepočty platí za tlaku 1 atm. následující přepočít :

$$1 \text{ ppmV} = \frac{M_w}{(0,0834 \cdot t + 22,4)} \quad (7-25)$$

M_w – molekulová váha látky

7.4.2 Vztah mezi koncentrací látky v půdním vzduchu a koncentrací ve vzorku zeminy (lab.stanovení)

$$\frac{M_t}{V} = \left[\frac{\varphi_w}{H} + \frac{\rho_b K_p}{H} + \varphi_a \right] G \quad (7-26)$$

- M_t – hmotnost látky (mg/kg)
- V – objem (m^3)
- G – koncentrace látky v půdním vzduchu (mg/dm^3)
- ρ_b – spec.hmotnost zeminy (g/cm^3)
- φ – celková porozita zeminy ($=1$), $\varphi = \varphi_a + \varphi_w$
- φ_a – percentuelní objem pórů vyplněných půdním vzduchem
- φ_w – percentuelní objem pórů vyplněných půdní vlhkostí
- H – Henryho konstanta (bezrozměrná)
- K_p – rozdělovací koeficient, $K_p = f_{oc} \cdot K_{oc}$

7.4.3 Rychlost proudění půdního vzduchu

Darcyho radiální rychlost $\mathbf{v}_r$ v homogenním půdním prostředí je vyjádřena následující rovnicí:

$$v_r = \left(\frac{k}{2\mu} \right) \frac{\left(\frac{P_w}{r \ln \frac{R_w}{R_i}} \right) \left(1 - \left(\frac{P_{RI}}{P_w} \right)^2 \right)}{\sqrt{1 + \left(1 - \left(\frac{P_{RI}}{P_w} \right)^2 \right) \frac{\ln \frac{r}{R_w}}{\ln \frac{R_w}{R_i}}}} \quad (7-27)$$

- $\mathbf{v}_r$ – rychlost proudění plynu v radiální vzdálenosti r
- μ – viskozita pro vzduch (N/s/m^2) = $1,8 \cdot 10^{-5} \text{ N/s/m}^2$
- k – permeabilita nesaturované zóny pro vzduch (m^2)
- P_w – tlak v extrakčním vrtu (N/m^2)
- P_{RI} – tlak v monitorovacím vrtu (N/m^2)
- r – vzdálenost od extrakčního vrtu (m)
- R_w – poloměr extrakčního vrtu (m)
- R_i – poloměr vlivu extrakčního vrtu (m)

Důležité pro rovnici (6-26) je použití odpovídajících konsistentních jednotek. (viz vysvětlivky symbolů):

Pozn.: 1 atm = $1,013 \cdot 10^5 \text{ N/m}^2$; 1 Darcy = $10^{-8} \text{ cm}^2 = 10^{-12} \text{ m}^2$; 1 poise = 100 centipoise = $0,1 \text{ N/s/m}^2$

7.4.4 Orientační výpočet permeability nesat.zóny pro vzduch z hydraulické vodivosti saturované zóny

Pro základní orientaci je možné provádět odhad hodnoty permeability nesaturované zóny z hodnoty hydraulické vodivosti saturované zóny. Tento orientační odhad je však možné použít pouze v případě, že mezi horninami nesaturované a saturované zóny nepředpokládáme výraznější různost hodnot hydraulických parametrů. Pro tento účel lze použít vzorce:

$$k = \frac{\eta \cdot k_f \cdot \gamma}{g \cdot \rho} \quad (7-28)$$

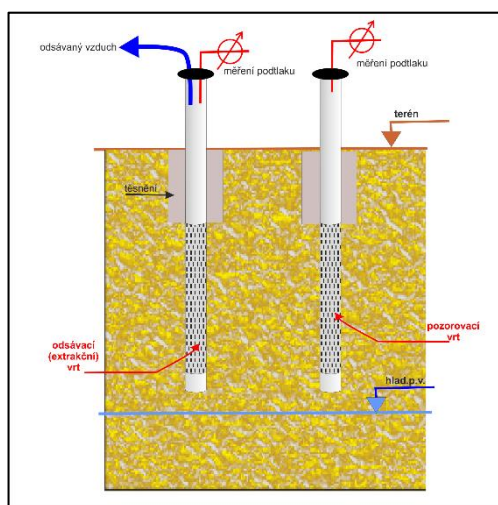
kde

- k - permeabilita nesaturované zóny (cm^2)
- k_f - hydraulická vodivost saturované zóny v horizontálním směru (cm/s)
- g - gravitační konstanta (980 cm/s^2)
- η - viskozita vody ($0,018 \text{ g/(cm.s)}$)
- γ - relativní plynová permeabilita – odpovídá průměrnému nasycení vzduchem nad hladinou vody, lze přibližně položit rovno 1
- ρ - hustota vody (1 g/cm^3)

7.4.5 Veningová zkouška - stanovení permeability prostředí pro půdní vzduch

K určení permeability nesaturované zóny pro vzduch lze nejlépe použít výsledky ventingové zkoušky. Její technické uspořádání je znázorněno na obrázku 7-7.

Vzhledem k tomu, že hodnoty podtlaku na monitorovacím vrtu bývají velmi nízké (většinou se jedná řádově o jednotky $\text{mm H}_2\text{O}$), nelze k jeho měření používat běžné vakuometry. V praxi se osvědčilo používání skleněných U-trubic naplněných vodou.



Po dosažení ustáleného tlakového stavu při konstantním odsávaném množství se provede změření tlaků na extrakčním a monitorovacím vrtu a současně s tím se změří množství odsávaného půdního vzduchu. Naměřené hodnoty se vynesou do grafu – viz obrázek 7-8.

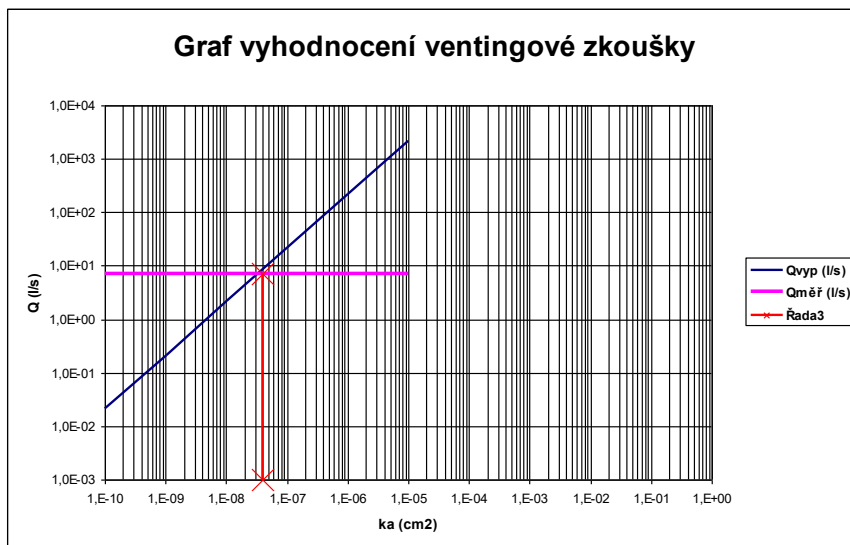
Doporučované průtoky vzduchu pro ventingovou zkoušku jsou $0,8$; $2,5$ a $5,1 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Doporučované vzdálenosti monitorovacích vrtů při ventingové zkoušce v závislosti na druhu zemina uvádí následující tabulka 7-4::

Obr. 7-7 Schéma ventingové zkoušky

Tab. 21

Doporučené vzdálenosti monitorovacích objektů pro zjišťování dosahu ventingového vrtu
U.S.EPA, 1995

druh zeminy	vzdálenost mezi terénem a horním okrajem perforace ventingového vrtu (m)	vzdálenost (m)
hrubý štěrkopísek	1,5	1,5-3,0-6,0
	3	3,0-9,0-15,0
	>4,5	6,0-9,0-21,0
středně hrubý písek	1,5	3,0-6,0-9,0
	3	4,5-7,5-13,5
	>4,5	6,0-12,0-21,0
jemný písek	1,5	3,0-6,0-12,0
	3	4,5-9,0-15,0
	>4,5	6,0-12,0-18,0
jílovitá zemina, prachová půda	1,5	3,0-6,0-12,0
	3	4,5-9,0-15,0
	>4,5	6,0-12,0-18,0

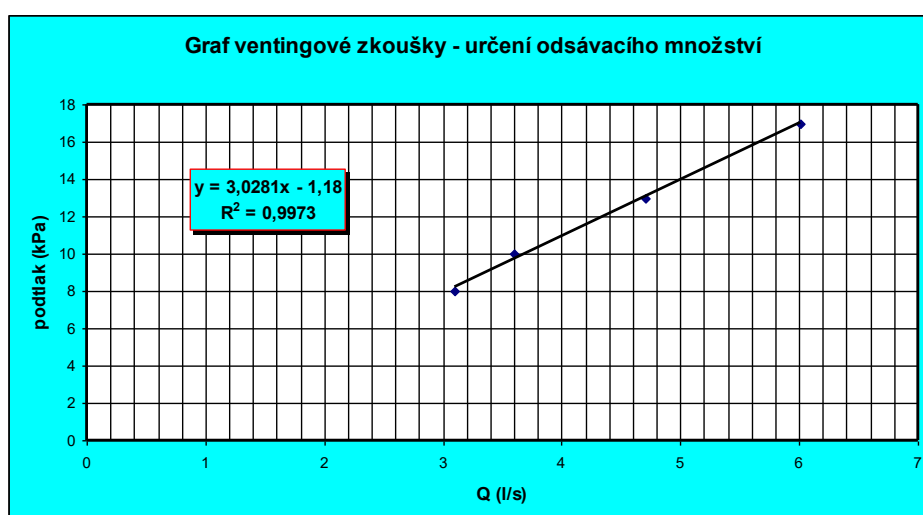


Obr. 7-8 Graf ventingové zkoušky

Následně vedeme grafem paralelní přímku s osou hodnot k , která odpovídá skutečnému odsávanému množství vzduchu z extrakčního vrtu při ventingové zkoušce (fialová přímka na obrázku 7-8). Ze vzniklého průsečíku spustíme kolmici na osu hodnot k , kde odečteme hodnotu permeability odpovídající parametrům nesaturované zóny v místě ventingové zkoušky.

7.4.6 Výpočet odsávaného množství z ventingové zkoušky

Pro provozování ventingu je také důležité znát závislost mezi odsávaným množstvím z extrakčního vrtu a odpovídající hodnotou podtlaku v tomto vrtu. Tuto závislost získáme také z ventingové zkoušky, pokud ji provedeme jako stupňovitou (při zkoušce jsou odsávána různá množství vzduchu – vždy do vytvoření stacionárního tlakového stavu – a měří se hodnoty vytvořeného podtlaku). Získané výsledky se vynesou do grafu podtlak – odsávané množství a zjišťuje se tvar této závislosti. Při tomto způsobu je tak vytvořen současně soubor dat, která umožňují zpřesnit a verifikovat výpočty uvedené v předchozí kapitole (za předpokladu, že je také měřen podtlak v monitorovacím vrtu). Příklad takové závislosti je uveden na obrázku 7-9.



Obr. 7-9 Grafické určení množství odsávaného vzduchu z ventingového objektu podle naměřené hodnoty podtlaku

7.4.7 Určení hydraulického poloměru ventingového vrtu a tlakový profil

Určení počtu extrakčních vrtů je jedním z hlavních úkolů při navrhování ventingového systému. Rozhodnutí je většinou prováděno na základě znalosti poloměru vlivu extrakčního vrtu (R_I). Ten je definován jako vzdálenost od extrakčního vrtu kde je vytvářen nějaký podtlak do místa, kde je hodnota podtlaku velice malá.

Pro ustálené radiální proudění můžeme rozdělení tlaků v půdním vzduchu ve vzdálenosti r od extrakčního vrtu vyjádřit rovnicí:

$$P_r^2 - P_w^2 = (P_{RI}^2 - P_w^2) \frac{\ln \frac{r}{R_w}}{\ln \frac{R_I}{R_w}} \quad (7-29)$$

kde:

P_r – tlak v radiální vzdálenosti r od odsávacího ventingového vrtu (např. v pozorovací vrtu)

P_w – tlak v odsávacím ventingovém vrtu

P_{RI} – tlak na hranici tlakového dosahu ventingového vrtu (= atmosférickému tlaku nebo zadané hodnotě)

r – radiální vzdálenost od odsávacího vent. vrtu

R_I – poloměr vlivu vent. vrtu, když tlak na hranici dosahu je 1 atm. nebo zadaná hodnota)

R_w – poloměr extrakčního vrtu

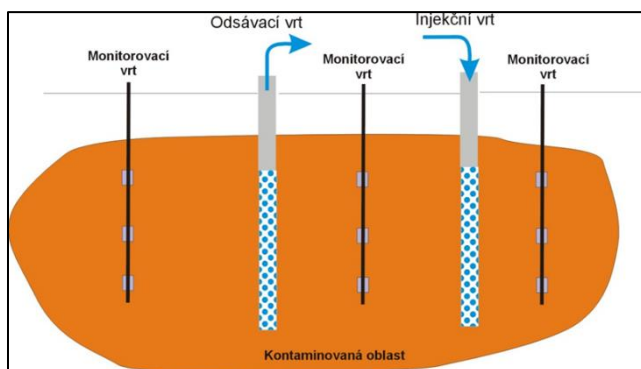
Po úpravě:

$$\ln R_I = \frac{(P_{RI}^2 - P_w^2) \ln \frac{r}{R_w}}{(P_r^2 - P_w^2)} + \ln R_w \quad (7-30)$$

Rovnici (7-29) můžeme použít k určení dosahu tlakového vlivu extrakčního vrtu, jestliže známe hodnoty tlaku v extrakčním a monitorovacím vrtu nebo ve dvou monitorovacích vrtech.

7.4.8 Bioventing

Koncepce bioventingu pro aerobní podmínky je založena na tom, že se do podzemí vnáší pouze tolik kyslíku, kolik jej dokáží mikroorganismy spotřebovat. Základní schéma bioventingu je uvedeno na následujícím obrázku 7-10:



Obr. 7-10 Základní schéma bioventingu

pro úspěšnou aplikaci bioventingu musí být splněny některé základní podmínky:

1. Vzduch musí procházet nesaturovanou zónou s dostatečnou rychlostí, aby v ní zajistil aerobní podmínky
2. V nesaturované zóně musí být přítomny mikroorganismy schopné odbourávat příslušný kontaminant
3. Biologický rozklad by měl probíhat víceméně bez omezení (dostatek vlhkosti, dostupnost kontaminantu pro biologický rozklad, dostatek makrobiotických prvků, vhodné pH a teplota)

Pro efektivní návrh bioventingu a jeho řízení je zapotřebí provést některé výpočty, které uvádím v následujících podkapitolách.

7.4.8.1 Interpretace respiračních testů prováděných in-situ

Pro vyhodnocování respiračních testů se využívají data o utilizaci kyslíku v průběhu respiračního testu. Rychlost je počítána jako lineární závislost (kinetika nultého řádu) mezi procentním poklesem obsahu kyslíku v čase. Typicky dochází k rychlému poklesu obsahu kyslíku v úvodní fázi testu, následovanému dlouhou periodou pomalého poklesu koncentrace kyslíku cca pod 5%. Výpočet rychlosti utilizace kyslíku se provádí pouze z první rychlé lineární poklesové části závislosti, protože pouze tato část reprezentuje případ, kdy obsah kyslíku není limitován jako v během aktivního bioventingu.

K odhadu (výpočet) biodegradační rychlosti uhlovodíků z rychlosti utilizace kyslíku se používá stechiometrického vztahu pro oxidaci kontaminantu. Pro uhlovodíky se používá relace pro hexan jako reprezentativní uhlovodík. V případě, že je lokalita kontaminována jinými než ropnými uhlovodíky, měl by se použít jiná odpovídající látka s příslušnou stechiometrií.

Stechiometrická rovnice používaná pro určení rychlosti degradace ropných uhlovodíků je:



Podle utilizační rychlosti (procenta kyslíku za den) je biodegradační rychlost udávána v mg hexan-ekvivalentů na kg zeminy za den. Platí vztah:

$$-k_B = \frac{-k_0 \theta_a \rho_{O_2} C(0,01)}{\rho_k} \quad (7-32)$$

kde:

- k_B - biodegradační rychlost (mg/kg.den)
- k_0 - rychlost utilizace kyslíku (%/den)
- θ_a - pórový prostor vyplněný plynem (objemový obsah plynné fáze, m³ plynu / cm³ zeminy)
- ρ_{O_2} - hustota kyslíku (mg/l)
- C - hmotnostní poměr uhlovodíku ke kyslíku potřebnému k mineralizaci (1 : 3,5)
- ρ_k - specifická hmotnost zeminy (g/cm³)

Rychlost utilizace kyslíku k_0 je přímo měřena při respiračním testu. Hodnota C je počítána dle stechiometrie, ale generálně kolísá v intervalu 0,29 až 0,33. Hustotu kyslíku můžeme získat z tabulek pro daný tlak a teplotu nebo vypočítat z rovnic pro ideální plyn. Tabulka 6-5 udává hodnoty hustoty kyslíku v závislosti na teplotě:

Tab. 22

Závislost hustoty kyslíku na teplotě	
teplota C _o	hustota (mg/l)
-3	1,446
0	1,429
5	1,403
10	1,378
15	1,354
20	1,331
27	1,301
30	1,287
35	1,266

Hodnota θ_a je parametrem v rovnici, který má největší variabilitu. Závisí na hodnotě celkové porozity, specifické hmotnosti zeminy a obsahu vlhkosti. Zdvojnásobení plynem vyplněných pórů má za následek zdvojnásobení vypočítané rychlosti degradace uhlovodíků. θ_a může dosahovat až hodnoty mezi 0,5 – 0,6 v některých velmi suchých jílech a hodnoty 0 v nasycen= zemině. Ve většině případů kolísá hodnota θ_a v rozmezí 0,1 – 0,4. θ_a můžeme vypočítat ze vztahu:

$$\theta_a = \theta - \theta_w \quad (7-33)$$

kde:

- θ celková porozita (cm³/cm³)
- θ_w pórový prostor vyplněný vodou

Celkový volný prostor může být vypočítán ze vztahu:

$$\theta = 1 - \frac{\rho_k}{\rho_T} \quad (7-34)$$

kde:

- ρ_k spec.hmotnost zeminy (g suché zeminy / cm³)
- ρ_T spec.hustota zeminy (g/cm³), obvykle se přijímá hodnota 2,65

Hodnota θ_a může být vypočtena jako:

$$\theta = M \frac{\rho_k}{\rho_T} \quad (7-35)$$

kde:

- M vlhkost zeminy (g vlhkosti / g zeminy)

Protože hodnota θ_w se nesnadno stanovuje, přijímají se pro ni často hodnoty 0,2 – 0,3.

7.4.8.2 Vliv teploty na rychlost utilizace kyslíku

Výpočet korekce rychlosti utilizace kyslíku v závislosti na teplotě se provádí dle vzorce:

$$\log \frac{k_T}{k_0} = \frac{E_a(T_2 - T_1)}{RT_1 T_2} \quad (7-36)$$

kde:

k_T	utilizační rychlost pro kyslík korigovaná na teplotu (% O ₂ /den)
k_0	úvodní reakční rychlost utilizace (%/den)
E_a	aktivační energie = 13,4 kcal/mol
R	plynová konstanta = 1,987 cal/K ⁰ .mol
T_1	absolutní teplota pro k_0
T_2	absolutní teplota pro k_T

8. Zásoby podzemních vod a jejich bilance

8.1 Vybrané pojmy

Zásoby podzemních vod (*Groundwater reserves*) – jsou definovány jako celkový objem vody v nasycené zóně zvodněného systému. Rozeznáváme zásoby **vázané** a **přírodní (geologické)**. Přírodní zásoby jsou tvořeny:

- **gravitačními** (statickými) zásobami
- **pružnými** zásobami
- **zbytkovými** zásobami (voda vyplňující kapilární póry)

Platí, že celkové zásoby podzemní vody můžeme rozdělit podle odvodnitelnosti na:

- odvodnitelné
- neodvodnitelné
-

To je důležitým faktorem při využívání podzemních vod. Celkově jsou tedy přírodní zásoby souhrnem přírodních gravitačních (statických) zásob podzemní vody, pružných zásob podzemní vody a zbytkového objemu vody přítomného v pórech horniny s kapilárními rozměry.

ZÁSoby PODZEMNÍ VODY



Obr. 8-1 Rozdělení zásob podzemní vody

8.1.1 Gravitační zásoby podzemní vody

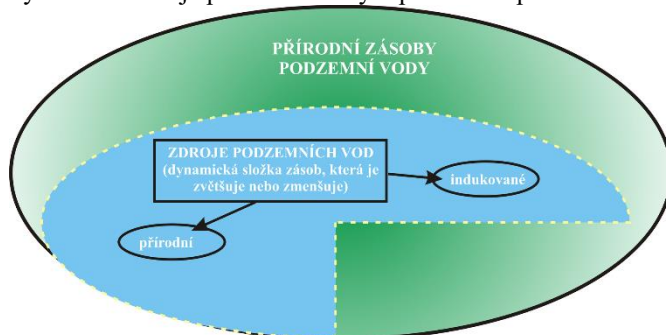
představují objem gravitační vody v kolektoru přírodních podmínkách.

8.1.2 Pružné přírodní zásoby

představují objem vody, který se uvolní po snížení piezometrického napětí ze statické zásoby v kolektoru v důsledku zvětšení objemu akumulované vody v souvislosti s její objemovou stlačitelností a v důsledku zmenšení objemu pórů. Velikost pružných zásob je podmíněna hodnotou pružné storativity (zásobnosti)

8.1.3 Zdroje podzemní vody

(Groundwater resources). Protože hladina podzemní vody v čase kolísá (důsledek např. různé intenzity infiltrace srážek nebo odvodňování podzemní vody do vodotečí v závislosti na kolísání úrovně hladin v tocích), není objem podzemní vody přítomné v hornině v čase konstantní. Z celkových zásob podzemní vody tedy proto vydělujeme tuto dynamickou část, kterou nazýváme přírodními zdroji podzemních vod (natural resources of groundwater). Je to množství podzemní vody v přírodních podmínkách doplňované a odtékající z uvažovaného území. Jsou to dynamické zdroje podzemní vody v přírodních podmínkách.



Obr. 8-2 Zdroje podzemních vod

Zdroje podzemní vody se dělí na:

- **přírodní (dynamické)** – průtok podzemní vody daným zvodněným systémem. Kvantitativně se určuje jako dlouhodobý roční průměr
- **indukované** – množství podzemní vody, které přitéká do zvodněného systému během jeho využívání v důsledku změn vyvolaných tímto využíváním na hranicích zvodněného systému. Indukované zdroje podzemní vody vznikají např. jako důsledek přemístění hydrogeologické rozvodnice, břehovou infiltrací, v důsledku přetékání z jiných zvodní, umělým obohacováním podzemních vod atd. Jejich velikost je časově proměnná v závislosti na intenzitě využívání.

8.1.4 Využitelné množství podzemní vody

(Exploitable amount of groundwater) je množství podzemní vody, které lze získávat jímacími zařízeními racionálně z technickoekonomického hlediska při daném režimu využití a při vyhovující kvalitě vody během uvažovaného období využití. Jedná se tedy o indukované zdroje podzemních vod. Pokud je intenzita využívání podzemních vod vyšší, nežli je jejich doplňování, dochází k poklesu přírodních zásob. Proto se provádí evidence odběrů podzemních vod, aby mohla být sledována bilance jejich zásob a nedocházelo tak k jejich snižování – úbytku vody se všemi doprovodnými negativními důsledky.

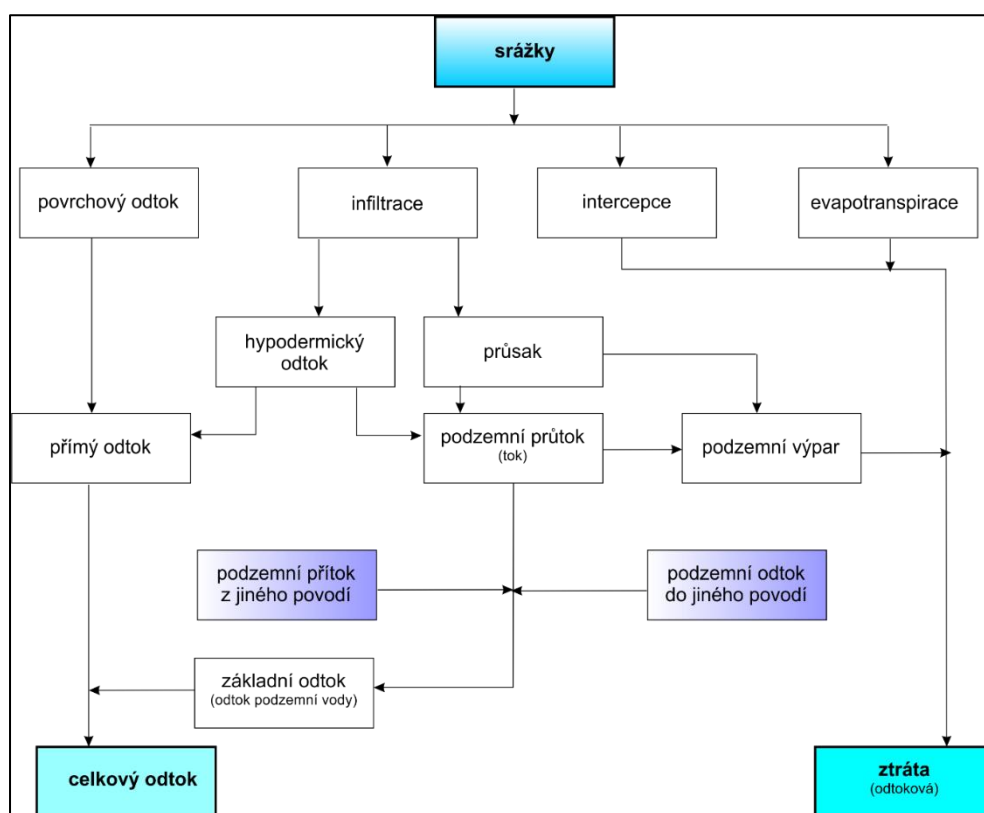
8.2 Bilanční rovnice

Hydrologická bilanční rovnice má velké množství modifikací, v obecném tvaru ji lze zapsat:

$$Q_z = S - ET - Q_p + P_{pov} + P_{podz} \pm \Delta W \quad (8-1)$$

- Q_z - základní odtok
- S - atmosférické srážky
- ET - evapotranspirace
- Q_p - **přímý** odtok (ron a hypodermický odtok)
- P_{pov} - přítok vody povrchovými vodními toky
- P_{podz} - přítok podzemní vody
- ΔW - **změna zásob vody v** bilancovaném území

Bilanční rovnice má velký počet členů. Největší problémy a chyby při tomto způsobu výpočtu základního odtoku způsobuje komplikované a mnohdy nedostatečně přesné stanovení velikosti jednotlivých členů bilanční rovnice. Překážkou je obtížná dosažitelnost úrovně spolehlivosti jednotlivých členů, tak aby si jejich hodnoty odpovídaly jak časově, tak územně. Při aplikaci metody je proto snahou zvolit vhodné, dostatečně dlouhé časové období, při němž by se mohly některé členy rovnice blížíci se nule zanedbat.



Obr. 8-3 Vztahy mezi prvky hydrologické bilance (podle J.Krásného, 2012)

Pro hydrologii podzemních vod jsou příznačné některé metody, jejichž předmětem je určení přírodních nebo využitelných zdrojů podzemních vod. Jde o způsoby stanovení velikosti těchto zdrojů na základě znalosti některých rysů režimu podzemních vod nebo rozdělení celkového odtoku na jeho jednotlivé složky a určení základního (podzemního) odtoku.

8.2.1 Odtok podzemní vody

Průtok podzemní vody lze přímo měřit jen v případě, že jeho výstup do říční sítě je soustředěn do pramene. To se však týká jen malých částí hydrogeologických struktur. Většina odtoku podzemní vody se uskutečňuje průsakem do povrchových toků. Pro vymezení **přítokových úseků povrchových toků a přibližný odhad přítoku podzemní vody v určitém úseku povrchového toku lze použít hydrometrická měření. Aplikace jednorázových hydrometrických měření je omezena jejich přesností. Jestliže poměr nárůstu přítoku mezi následujícími měřeními profily k celkovému průtoku poklesne k hodnotě relativní přesnosti měření (v příznivých podmínkách při opakovaných záměrech kolem 5 %, v nepříznivých a při jednorázovém měření i podstatně více), klesá spolehlivost této metody pod mez použitelnosti.** Výsledky vždy reprezentují jen stav v **určitém krátkém časovém intervalu** a je nezbytné je **zařadit podle čáry překročení průtoků v analogickém vyhodnocovaném vodoměrném profilu. Pro popis časového průběhu odtoku podzemní vody mají jen omezený význam.**

Při vyčleňování podzemního odtoku z odtoku celkového lze s určitým zjednodušením vymezit následující typy přístupů:

- využití hodnot průtokové řady a její rozčlenění vychází z obecného předpokladu, že malé průtoky jsou tvořeny výhradně odtokem podzemní vody,
- využití hodnot průtokové řady vychází z předpokladu, že pod určitou mezí jsou průtoky tvořící poklesové části hydrogramu (výtokové čáry) tvořeny odtokem podzemní vody,
- využití průtokové řady a průběhu hladiny podzemní vody ve vrtu nebo průběhu vydatnosti pramene, kdy je základní odtok vyčleněn v závislosti na průběhu hladiny podzemní vody či vydatnosti pramene; tento postup vychází z kolísání zásob podzemních vod,
- rozlišení implicitně obsažené v deterministickém modelu transformace srážek na odtok, většinou dané tím, že za podzemní odtok se označuje složka celkového odtoku, která v modelu prochází nějakou částí systému s velkou akumulační schopností a zpožděnou odezvou (většinou jde o nádrž s výtokem relativně malým vůči objemu).

8.2.2 Metody výpočtu základního odtoku

8.2.2.1 Metoda separace hydrogramu

Výchozím předpokladem metod je, že průtok v určitém profilu toku tvoří v určitém časovém úseku z hlediska původu vody tyto složky (Kliner - Kněžek - Olmer 1978):

- povrchový odtok (ron) - část srážkové vody, která se nevypařila a nevsákla, ale odtéká po povrchu terénu;
- hypodermický odtok (odtok z pásma aerace) – voda, která stéká do koryta toku ve vrstvě bezprostředně pod povrchem a nedosáhne souvislou hladinu podzemní vody;
- základní odtok (odtok z pásma nasycení) – přirozený přítok z podzemních vod.

Poměr těchto tří složek odtoku je plošně i časově proměnlivý. Zvláště pro větší bilancované celky je obtížné rozlišit hypodermický a povrchový odtok. Proto se z hydrogramu obvykle vyčleňuje jen odtok přímý, který je součtem povrchového a hypodermického odtoku. Nevýhodou všech metod je jejich značná pracnost a subjektivita při vyhodnocování. Podstatou všech metod je základní vztah pro výtokovou čáru, který definoval Boussinesq:

$$Q = Q_0 \cdot e^{-at} \quad (8-2)$$

a - recesní konstanta, kterou se zabývali autoři např. Balco (1969), Voskresenskij, Reitz

t - čas

Nejjednodušším způsobem je oddělení povodňové vlny od jejího nástupu až po úsek odpovídající na hydrogramu čáře vyprazdňování. Spojením nejnižší položených bodů vznikne

plynulá čára. Její převedení do čáry překročení je analogií Killeho metody. V obdobích velké vodnosti se předpokládá postupný nárůst podzemního odtoku. Jde o jednoduchý způsob, který má však některé nedostatky. Základním problémem je subjektivní vyhodnocení separační čáry a posouzení suchých období a období zvýšených vodností, kdy jednotlivé dílčí poklesy v průtocích nemusí znamenat pokles v základním odtoku. V zásadě by průběh podzemního odtoku měl odpovídat průběhu změn zásob podzemní vody, tzn. průběhu hydrogramů hladin podzemní vody

Stanovení podle vydatnosti pramenů

Stanovení pomocí napájení povrchových toků – hydrologické metody (metoda separace hydrogramu, Kříž, 1983), Kliner-Kněžek, Kille, metoda MGPM – Excel ad-inn (Kulhavý a kol. 2001),

9. Kontaminace

Při řešení problematiky kontaminace v hydrogeologii bychom měli postupovat podle následujících postupných kroků, které odpovídají na jednotlivé otázky vedoucí ke konečnému řešení a interpretaci:

1. **Co, kde** – odpovědi charakterizují druh/y polutantu/ů a jejich lokalizaci v terénu
2. **Kolik** – bilanční výpočty celkového množství kontaminantů v prostředí (v podzemní vodě, zeminách a půdním vzduchu)
3. **Jak a kam** – jakým způsobem a kam migrují, co mohou ohrozit.

Odpovědi na otázku ad1 nám podávají výsledky sondážního průzkumu (vrty, sondy, plynometrie) společně s výsledky provedených laboratorních analýz vod a zemin.

Odpovědím na otázku ad2 se věnuje kapitola 9.5.

Odpovědím na otázku ad2 se věnují kapitoly 9.4. a 9.3. společně s použitím různých transportních hydraulických modelů.

9.1 Vybrané pojmy

Fáze - homogenní část zkoumaného systému, která je na mikroskopické úrovni mechanicky oddělitelná od takových ostatních částí, vůči nimž má na této úrovni definované rozhraní.

Složka (komponenta) kontaminantu – taková část fáze, která je chemicky čistá, tj. je definována chemickým vzorcem.

Koncentrace - hmotnost látky v jednotce objemu

Koncentrace látek se ve výpočtech nebo v chemických analýzách obvykle uvádějí v následujících jednotkách:

- **mg.l⁻¹ (mg/l)** - tato jednotka vyjadřuje, kolik miligramů dané látky je obsaženo v 1 litru
- **mg.dm⁻³ (mg/dm³)** - tatáž jednotka, pouze objem je vyjádřen v dm³ (1 litr = 1 dm³)
- **mg.kg⁻¹, ppm, (mg/kg)** - jednotka vyjadřuje, kolik miligramů látky obsahuje 1 kg matrice, v níž je látka stanovována
- **mol (grammolekula)** - množství sloučeniny nebo prvku, jejíž hmota vyjádřená v gramech je číselně rovna molekulové váze této sloučeniny
- **molarita** - vyjadřuje počet **molů** látky **připadající na 1000 ml** roztoku
- **molarita** - vyjadřuje počet **molů** látky **připadající na 1000 g** rozpouštědla (např. vody)
- **gramekvivalent** - množství sloučeniny nebo prvku, jejíž hmota vyjádřená v gramech je číselně rovna ekvivalentové váze této sloučeniny nebo prvku dělené formálním mocenstvím sloučeniny nebo prvku
- **normalita** - vyjadřuje počet gramekvivalentů látky, připadající na 1000 ml roztoku

Molekulární difuze - prolínání molekul jedné látky mezi molekuly jiné látky v důsledku Brownova pohybu. Probíhá i v podmínkách $v = 0$, protože závisí jen na koncentračním a nikoliv na hydraulickém gradientu.

9.1.1 Koncentrace v ppm ve vztahu k matrici v níž je látka stanovována

ppm = parts per milion

nutno rozlišovat podle druhu matrice:

Tuhá fáze (hornina)	1 ppm = hmotnost / hmotnost matrice
Kapalná fáze (voda)	1 ppm = hmotnost / hmotnost matrice
Plynná fáze (půdní vzduch)	1 ppm = objem / objem matrice (někdy značeno 1 ppmV)

Příklad:

Obsah 1 ppm v hornině = 1 mg / kg (horniny - sušina)
 1 ppm ve vodě = 1 mg / l (voda jako rozpouštědlo, 1 litr vody = 1 kg),

Pro plynnou fázi však platí:

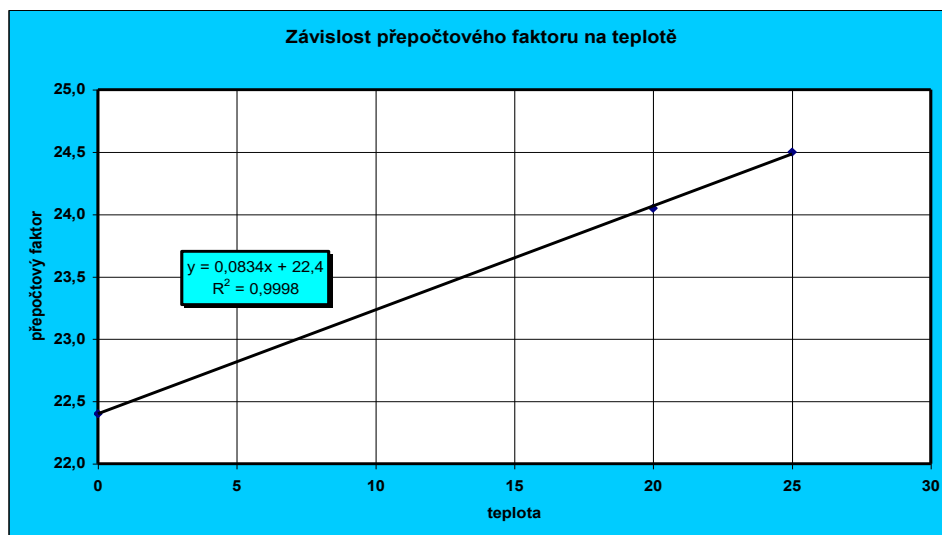
1 ppm = objem / objem matrice

ppm - někdy pro odlišení, že se jedná o jednotku použitou pro plynnou fázi se používá označení **ppmV**

Protože však plyny jsou stlačitelné (objem závisí na tlaku a teplotě), musíme provést příslušný přepočít na tlak 1 atm. a příslušnou teplotu. Pro tyto přepočty platí za tlaku 1 atm. následující:

$$\begin{aligned}
 1 \text{ ppmV} &= \frac{M_w}{22,4} \quad [\text{mg} / \text{m}^3] \quad \text{při } 0^\circ\text{C} \\
 &= \frac{M_w}{24,05} \quad [\text{mg} / \text{m}^3] \quad \text{při } 20^\circ\text{C} \\
 &= \frac{M_w}{24,5} \quad [\text{mg} / \text{m}^3] \quad \text{při } 25^\circ\text{C}
 \end{aligned}$$

M_w – molekulová váha látky (např. benzen má $M_w = 78$)



Obr. 9-1 Graf závislosti teplotního přepočtového faktoru na teplotě

Na základě grafu z **obrázku 9-1** můžeme převést vzorec (2-1) do obecnější formy dosazením regresní závislosti pro přepočtový faktor do jmenovatele:

$$1 \text{ ppmV} = \frac{M_w}{(0,0834 \cdot t + 22,4)} \quad (9-1)$$

kde t - teplota v $^\circ\text{C}$

9.1.2 Molární zlomek a molární složení benzínu

V mnoha případech se setkáváme nikoliv s čistým kontaminantem, ale se směsí. V takových případech je třeba vyjadřovat koncentrace některé ze složek kontaminantu jako molární zlomek x . Molární zlomek látky i je dán poměrem počtu molů dané látky (M_1) k celkovému počtu molů všech složek směsi, které jsou přítomny v roztoku:

$$x_1 = \frac{M_1}{M_1 + M_2 + M_3 + \dots + M_n} \quad (9-2)$$

Je zřejmé, že součet molárních zlomků jednotlivých složek směsi se rovná 1. Molární zlomek nezávisí na teplotě. Např. motorová nafta je směsí velkého množství látek. V takovém případě, jestliže hledáme podíl např. benzenu v motorové naftě a známe hodnotu obsahu motorové nafty v podzemní vodě, můžeme získat obsah benzenu přepočtem pomocí molárního zlomku (směsi motorové nafty) a obráceně, pokud známe obsah benzenu v podzemní vodě a jeho podíl v motorové naftě lze získat obsah nafty v podzemní vodě. To se týká i případů výpočtů pro jiné druhy směsí kontaminantů (např. pro chlorované uhlovodíky – směs PCE, TCE, DCE atd.).

tabulka 3 - Některé fyzikální vlastnosti BTEX

Tab. 23 Vybrané fyzikální vlastnosti BTEX

látka	Vzorec	M_w	rozpustnost ve vodě (mg/L)	tlak par (mmHg)
Benzen	C_6H_6	78	1780 při 25°C	95 při 25°C
Toluen	$C_6H_5(CH_3)$	92	515 při 20°C	22 při 20°C
Ethylbenzen	$C_6H_5(C_2H_5)$	106	152 při 20°C	7 při 20°C
Xyleny	$C_6H_4(CH_3)_2$	106	198 při 20°C	10 při 20°C

podle U.S. EPA, CERCLA Site Discharges to POTWs Treatability Manual, EPA 540/2-90-007, Office of Water, U.S. EPA, Washington, DC, 1990.

Tab. 24 Fyzikální vlastnosti benzinů

složka	mol.váha (g/mol)	P^{vap} , 20°C, atm	G_{est} ppmV	G_{est} Mg/ l
benzin	95	0,34	34000 0	134 3
zvětralé benziny	111	0,049	49000	220

9.1.3 Normalizovaná koncentrace

Je dána vztahem:

$$\bar{C} = \frac{(C_p - C_0)}{(C_d - C_0)} \quad (9-3)$$

C_p – koncentrace v pozorovacím bodě

C_0 – původní koncentrace v pozorovacím bodě

C_d – koncentrace polutantu v místě dotace

9.1.4 Adsorpce

Jedná se o proces, při němž dochází k převodu kontaminantu mezi fázemi přes mezifázové rozhraní. Adsorpce je způsobena interakcí mezi třemi různými komponentami:

- Adsorbentem (např. zemina nesaturované zóny, podzemní voda, organický uhlík, jílové minerály)
- Adsorbát (kontaminant)
- Rozpouštědlo (např. půdní vlhkost a podzemní voda)

Adsorpce je jeden z důležitých mechanismů, který rozhoduje o osudu a transportu znečištění v přírodním prostředí.

Je definována jako:

hromadění plynné nebo rozpuštěné látky (adsorbátu) na povrchu jiné (adsorbentu) látky o velkém vnitřním povrchu (např. aktivní uhlí, silikagel. Adsorpce nastává na rozhraní fází a je závislá na teplotě a tlaku. Příčinou jsou přitažlivé síly buď chemické povahy (chemisorpce) nebo fyzikální povahy (van der Waalsovy síly). Adsorbované množství závisí na druhu a velikosti povrchu adsorbentu, teplotě a tlaku. Jedná se o vratný děj.

9.1.4.1 Adsorpční isotermy

V systému, kde se společně vyskytuje pevná a kapalná fáze, popisuje adsorpční isoterma vztah rovnováhy mezi pevnou a kapalnou fází. Slovo „isoterma“ vyjadřuje, že se jedná o vztah při konstantní teplotě.

Nejznámějšími jsou Langmuirova a Freundlichova isoterma. Langmuirova isoterma má teoretický základ, zatímco Freundlichova je semiempirickou závislostí.

9.1.4.1.1 Langmuirova isoterma:

$$C_s = C_{\max} \frac{KC_w}{1+KC_w} \quad (9-4)$$

kde

- C_s - koncentrace látky adsorbovaná na pevnou fázi
- C_w - koncentrace látky v kapalině
- K - rovnovážná koncentrace
- $C_{\max}$ - maximální koncentrace látky adsorbovaná na pevnou fázi

9.1.4.1.2 Freundlichova isoterma:

$$C_s = KC_w^{1/n} \quad (9-5)$$

Zde jsou K a $1/n$ empirické konstanty, různé pro různé látky.

Obě isotermy jsou bohužel nelineární, takže při výpočtech hmotové bilance a transportu získáváme poměrně komplikované vzorce. Naštěstí bylo zjištěno, že v mnoha environmentálních aplikacích lze použít lineární formu Freundlichovy isotermy ($1/n = 1$), čímž získáme následující tvar Freundlichovy isotermy:

$$C_s = KC_w \quad (9-6)$$

9.1.4.1.3 Distribuční (rozdělovací) koeficient

V systémech hornina (zemina) – voda je lineární adsorpční isoterma často vyjadřována v následujícím tvaru:

$$C_s = K_d C_w \quad \text{a tedy } K_d = \frac{C_s}{C_w} \quad (9-7)$$

K_d - distribuční koeficient pro adsorpci organického kontaminantu

Distribuční (rozdělovací) koeficient K_d vyjadřuje tendenci látky k adsorpci na pevnou fázi (zeminu, horninu) z kapalně fáze. Popisuje poměr rozdělení koncentrací látky mezi tato dvě média. Hodnota K_d je definován jako:

$$K_d = f_{oc} K_{oc} \quad (9-8)$$

K_{oc} je teoretickým parametrem. Jedná se o směrnici experimentální závislosti mezi K_d a f_{oc} . Pro celou řadu organických látek nejsou hodnoty K_{oc} k dispozici. Proto byly hledány závislosti tohoto parametru s běžnými parametry organických látek (např. s rozpustností látky ve vodě S_w nebo rozdělovacím koeficientem oktanol – voda K_{ow}). Hodnoty K_{oc} obsahuje celá řada fyzikálně-chemických tabulek.

9.1.4.1.4 Rozdělovací koeficient oktanol – voda

K_{ow} slouží jako indikátor, jak je organická látka rozdělena mezi organickou fází a vodu. K_{ow} je bezrozměrné číslo, často se uvádí v logaritmické formě. Je definován jako:

$$K_{ow} = \frac{C_{oktanol}}{C_w} \quad (9-9)$$

$C_{oktanol}$ - koncentrace organické látky v oktanolu
 C_w - koncentrace organické látky ve vodě

Hodnota K_{ow} se většinou pohybuje v intervalu od 10^{-3} do 10^7 . Organické látky s nízkou hodnotou K_{ow} jsou hydrofilní (dávají přednost výskytu v kapalně fázi). Mají tedy nízkou sorpci na zeminu

Existuje mnoho korelačních závislostí mezi K_{oc} a K_{ow} (nebo mezi rozpustností ve vodě S_w). Pro odhad K_{oc} je často je využívána následující jednoduchá závislost:

$$K_{oc} = 0,63 K_{ow} \quad (9-10)$$

Následující tabulka uvádí některé korelační závislosti mezi K_{oc} a K_{ow} podle U.S.EPA.

Tab. 25 Vztahy pro odhad K_{oc} z hodnot K_{ow} nebo S_w

rovnice	pro látky
$\log K_{oc} = 0,544 \cdot \log K_{ow} + 1,377$ nebo $\log K_{oc} = -0,55 \cdot \log S_w + 3,64$	Aromáty, karboxylové kyseliny a estery, insekticidy, močovina a soli kys.močové, triaziny, různé
$\log K_{oc} = \log K_{ow} - 0,21$ nebo $\log K_{oc} = -0,56 \cdot \log S_w + 0,93$	Polycyklické aromáty, chlorované uhlovodíky, PCB, pesticidy, halované ethany a propány, PCE, 1,2-dichlorbenzen

Pozn.: S_w je rozpustnost látky ve vodě (mg/l)

Převzato z U.S.EPA, Site characterization for Subsurface Remediation,, EPA 625/R-91/026, U.S.EPA, Washington, DC, 1991

Dalšími empirickými vztahy pro odhad K_{oc} jsou např. rovnice Schwarzenbacha a Westalla:

$$\log K_{oc} = 0,49 + 0,72 \log K_{ow} \quad (9-11)$$

nebo rovnice Karickhoffa et al.:

$$\log K_{oc} = 0,088 + 0,909 \log K_{ow} \quad (9-12)$$

9.1.5 Absorpce

1) pohlcování, pohltivost

2) děj na rozhraní fází plyn - kapalina, při kterém nastává rozpouštění plynu v povrchové vrstvičce (blance) kapaliny a po něm dochází vlivem difuze k homogennímu rozptýlení rozpuštěné složky plynné fáze (absorbátu) v kapalině (absorbentu). Obráceným dějem je exorpce. Na rozdíl od adsorpce zde dochází k pohlcování absorbátu do nitra na rozdíl od adsorpce, která se odehrává pouze na povrchu.

Rozlišujeme 3 druhy absorpce:

1. fyzikální - dochází k fyzikálnímu rozpouštění, spotřebuje se směšovací teplo (např. kyslík ve vodě, páry benzenu v pracím oleji)
2. chemická - absorbent chemicky reaguje s absorbendem, uvolňuje se slučovací teplo (např. SO_3 v H_2SO_4 , NH_3 v HNO_3 , CO_2 v $NaOH$)
3. smíšená - uplatňují se oba předchozí druhy, (např. CO_2 ve vodě, NH_3 ve vodě). Většinou jeden druh převládá (CO_2 ve vodě – fyzikální absorpce)

Chemická absorpce je mnohem účinnější než fyzikální, protože hnací silou není jen koncentrační spád, ale i chemický potenciál. Absorpce je exotermický děj. Absorpce je difuzní děj, proto probíhá do fázové rovnováhy, kdy se rychlost absorpce vyrovná s rychlostí exsorpcie (množství absorbovaných částic je stejné jako množství exsorbovaných za stejný čas). Hnací silou absorpce je koncentrační spád na fázovém rozhraní a uvnitř fáze mezí vrstvičky).

Rovnováhu popisuje Henryho zákon:

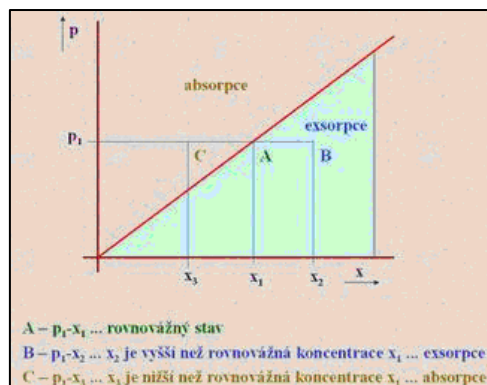
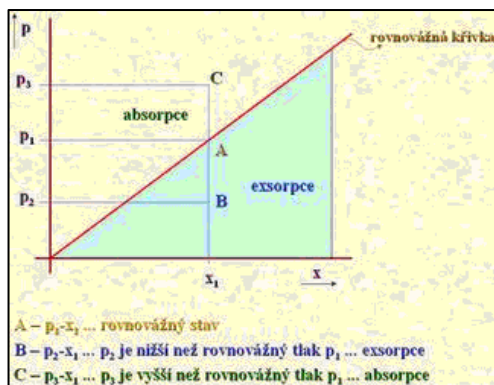
$$p_i = H \cdot x_i \quad (9-13)$$

p_i - parciální tlak pohlcované složky v plynné fázi

H - Henryho konst. (závisí na teplotě)

x_i - molární zlomek pohlcované složky v kapalně fázi

Čím je hodnota Henryho konstanty H větší, tím hůře probíhá absorpce (hodnota H roste s teplotou).



9.1.6 Rozdělení kontaminantu mezi různé fáze

9.1.6.1 Rovnováha mezi volnou fází kontaminantu a půdním vzduchem

Když je kapalina v kontaktu se vzduchem, mají molekuly kapaliny tendenci přecházet do vzdušné fáze ve formě par v důsledku odparu nebo volatilizace. **Parciální tlak kapaliny** je tlak, kterým se systém kapalina – plyn (vzdušná fáze) snaží dosáhnout vzájemné koncentrační rovnováhy. Měří se v jednotkách tlaku (mm Hg, Pa apod.)³ a závisí na teplotě. Obecně platí, že čím vyšší teplota, tím vyšší parciální tlak.

Existuje několik rovnic pro určení závislosti mezi parciálním tlakem určité látky a teplotou. Často se používá Clausius-Clapeyronova rovnice, která popisuje závislost parciálního tlaku na teplotě. Má tvar:

$$\ln \frac{p_1^{sat}}{p_2^{sat}} = - \frac{\Delta H^{vap}}{R} \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \quad (9-13)$$

p^{sat} parciální tlak složky jako čisté kapaliny

T absolutní teplota

R univerzální plynová konstanta

ΔH^{vap} molární výparné teplo

Hodnoty ΔH^{vap} jsou tabelovány v celé řadě chemických příruček. Pro praktické účely však lze s dostatečnou přesností hodnotu molárního výparného tepla ΔH^{vap} pro nepolární kapaliny získat na základě Troutonova pravidla, kdy platí:

$$\frac{\Delta H^{vap}}{T_v} \cong 92 \quad (9-14)$$

Pro určení parciálního tlaku lze také použít Antoineovu empirickou rovnici v následujícím tvaru:

$$\ln p^{sat} = A - \frac{B}{T+C} \quad (9-15)$$

A,B,C Antoineovy konstanty (uváděny v celé řadě chemických příruček)

T absolutní teplota

Pro ideální kapalnou směs lze použít Raoultova zákona:

³ 760 mm Hg = 760 torr = 1 atm = 1,013.10⁵ N/m² = 1,013.10⁵ Pa = 14,696 psi

$$P_A = (P^{vap})X_A \quad (9-16)$$

P_A parciální tlak složky A v plynné fázi
 P^{vap} odpařovací tlak složky A
 X_A molární zlomek složky A v kapalně fázi

Tab. 26 Tabulka fyzikálně – chemických vlastností vybraných kontaminantů

látko	mol.váha (g/mol)	H (atm/M)	P_{vap} (mmHg)	P_{vap} (mmHg)	D (cm ² /s)	log K_{ow}	rozpuštnost (mg/l)	Teplota °C
benzen	78,1	5,550	95,20	0,125	0,092	2,13	1 780,00	25
brommethan	94,9	106,000			0,108	1,10	900,00	20
sírouhlík	76,1	12,000	260,00	0,342		2,00	2 940,00	20
chlorbenzen	112,6	3,720	11,70	0,015	0,076	2,84	488,00	25
chloroethan	64,5	14,800				1,54	5 740,00	25
chloroform	119,4	3,390	160,00	0,211	0,094	1,97	8 000,00	20
chlormethan	50,5	44,000				0,95	6 450,00	20
1,1-dichloroethan	99,0	4,260	180,00	0,237	0,096	1,80	5 500,00	20
1,2-dichloroethan	99,0	0,980	61,00	0,080		1,53	8 690,00	20
1,1-dichlorethylen	96,9	34,000	600,00	0,789	0,084	1,84	210,00	25
1,2-dichlorethylen	96,9	6,600	208,00	0,274		0,48	600,00	20
1,2-dichloropropan	113,0	2,310	42,00	0,055		2,00	2 700,00	20
1,3-dichloropropylen	111,0	3,550	38,00	0,050		1,98	2 800,00	25
ethylbenzen	106,2	6,440	7,00	0,009	0,071	3,15	152,00	20
metylchlorid	84,9	2,030	349,00	0,459		1,30	16 700,00	25
pyren	202,3	0,005				4,88	0,16	26
styren	104,1	9,700	5,12	0,0067	0,075	2,95	300,00	20
1,1,1,2-tetrachloroethan	167,8	0,381	5,00	0,0066	0,077	3,04	200,00	20
1,1,2,2-tetrachloroethan	167,8	0,380				2,39	2 900,00	20
tetrachlorethylen (PCE)	165,8	25,900			0,077	2,60	150,00	20
tetrachlormethan	153,8	23,000				2,64	785,00	20
toluen	92,1	6,700	22,00	0,029	0,083	2,73	515,00	20
1,1,1-trichloroethan	133,4	14,400	100,00	0,132		2,49	4 400,00	20
1,1,2-trichloroethan	133,4	1,170	32,00	0,042		2,47	4 500,00	20
trichlorethylen (TCE)	131,4	9,100	60,00	0,079		2,38	1 100,00	25
vinylchlorid	62,5	81,900	2 660,00	3,5	0,114	1,38	1,10	25
xyleny	106,2	5,100	10,00	0,013	0,076	3,00	198,00	20

Podle U.S.EPA, POTW Manual, EPA 540/2-90-007, Office of Water, 1990

9.1.6.2 Rovnováha podzemní voda – půdní vzduch

Pro popis rovnováhy mezi kapalnou a plynnou fází je používán Henryho zákon. V rovnovážném stavu je parciální tlak plynu nad kapalinou přímo úměrný koncentraci látky v roztoku. Henryho zákon má tvar:

$$P_A = H_A \cdot C_A \quad (9-17)$$

P_A parciální tlak složky A v plynné fázi
 H_A Henryho konstanta pro látku A
 C_A koncentrace látky A v kapalně fázi

Henryho zákon je často používán také v následujícím tvaru:

$$G = H \cdot C \quad (9-18)$$

C koncentrace látky v kapalně fázi
G koncentrace látky v plynné fázi
H Henryho konstanta v bezrozměrném tvaru

Hodnota Henryho konstanty je závislá na teplotě. Představuje prakticky poměr mezi parciálním tlakem látky a její rozpustností za stejné teploty:

$$H = \frac{\text{parciální tlak}}{\text{rozpustnost}} \quad (9-20)$$

Henryho konstanta je v tabulkách udávána v různých jednotkách. Na tuto skutečnost je třeba dávat pozor při jejím používání. V následující tabulce jsou uvedeny přepočítací vzorce pro převod Henryho konstanty udané v různých jednotkách na bezrozměrný tvar:

Tab. 27 Převodní vzorce pro výpočet Henryho konstanty v bezrozměrném tvaru

jednotky použité pro Henryho konstantu	převodní vztah
atm/M nebo atm/mol	$H = H^*RT$
atm..m3/mol	$H = H^*RT/1000$
M/atm	$H = 1/(H^*RT)$
atm/(molární zlomek látky v kapalině) nebo atm	$H = (H^*RT) \cdot (1000 \cdot \text{Gamma}/W)$
(molární zlomek v plynné fázi)/(molární zlomek v kapalně fázi)	$H = (H^*RT) \cdot (100 \cdot \text{Gamma}/W)/P$

H^* Henryho konstanta v bezrozměrném tvaru
Gamma specifická váha roztoku (1 pro zředěné roztoky)
W ekvivalentová molekulární váha roztoku (18 pro zředěné vodné roztoky)
R plynová konstanta = 0,082 atm/(K.M)
T absolutní teplota °K
P tlak v systému v atm (obvykle 1 atm)
M molarita roztoku (g.mol/l)

9.1.6.3 Rovnováha podzemní voda – zemina

Pro popis rovnováhy mezi kapalnou a zeminou lze také použít Henryho zákon. Henryho zákon je často používán také v následujícím tvaru:

$$C_w = H \cdot C_s \quad (9-21)$$

C_w obsah kontaminantu v podzemní vodě (mg/l)
 C_s obsah kontaminantu v zemině (mg/kg)
H Henryho konstanta v bezrozměrném tvaru

9.2 Fickův zákon

Pro danou látku a danou fázi existuje koeficient D^m nezávislý na koncentraci takový, že množství b^m látky, které projde v rámci fáze molekulární difusí za jednotku času jednotkovou plochou kolmou na gradient koncentrace je dáno vztahem:

$$b^m = -D^m \cdot \text{grad}(c) \quad (9-19)$$

pro porézní prostředí pak platí (ovlivněno např. tortuositou):

$$D_e = (\eta \cdot \theta / \kappa) D^m \quad (9-20)$$

D_e – koeficient difuze pro porézní prostředí

κ - tortuosita

θ – objemový zlomek fáze

D^m – koeficient difuze pro volnou vodu

η – elektrodo-molekulární brzdňý faktor (písky, štěrky 0,9-1,0; jílovitý silt 0,4 – 0,5; jíl 0,2)

9.3 Disperze

Při pohybu v porézním prostředí dochází vzhledem k hodnotám vektoru hustoty toku k tomu, že se některé částice kontaminantu opoždují oproti jiným, jiné se naopak předbíhají. Tím dochází k promíchávání. **Tento efekt se nazývá disperzí.** Jedná se o proces rozptylování kontaminantu (migrující látka) v proudící podzemní vodě. Vyvolávají ji jednak mechanické síly různého rozdělení rychlosti proudící podzemní vody v pórovém prostoru a různých tvar cest, kterými voda proudí (kinematická disperze), a jednak fyzikálně-chemické síly, zejména molekulární difuze, která závisí na gradientu potenciálu chemické koncentrace polutantu. Kinematická disperze existuje pouze tehdy, když se podzemní voda pohybuje (na rozdíl od molekulární difuze). Disperzi kvantitativně charakterizují migrační parametry.

9.3.1 Disperzivita

Disperzivita je schopnost pórového prostředí vyvolávat při pohybu tekutin kinematickou disperzi. Kvantitativní charakteristiku disperzivity vyjadřuje **koeficient disperzivity** v uvažovaném směru (**koeficient podélné disperzivity** α_L , **koeficient příčné disperzivity** α_T). Má rozměr délky.

Disperzivita odráží geometrii pórového prostoru a roste s rychlostí proudění, s klesající pórovitostí a s rostoucími rozměry elementárních částic horniny (zrn horniny při pórové propustnosti) a monolitních bloků v případě ryze puklinové propustnosti.

9.3.2 Celková disperze

V terminologických pojmenováních parametrů, které souvisí s disperzí, advekcí a difusí kontaminantů panuje v české terminologii značná nejednotnost. Velmi často se stejným slovem označují různé parametry

Někdy je pro celkovou disperzi používán termín hydrodynamická disperze. Jedná se o nejednoznačný termín (může označovat celkovou nebo kinematickou dispersi).

Celková disperze představuje souhrnný efekt molekulární difuze a mechanické disperze. Je charakterizována koeficientem celkové disperze. Pro případ transportu ve směru osy X platí pro koeficient celkové disperze vztah:

$$D_x = v_x \alpha_x + D_e \quad (9-21)$$

v_x – rychlost advekce ve směru osy x

D_e – koeficient difuze ve vodě

α_L – **koeficient podélné disperzivity**

Pro BTEX navrhli Xu a Eckstein, (1995) následující experimentální vztah:

$$\alpha_L = 3,28 \cdot 0,82 \left[\lim_{x \rightarrow 0} \left(\frac{x}{3,28} \right) \right]^{2,446} \quad (9-22)$$

$$\alpha_T = 0,1 \cdot \alpha_L$$

Pro délku kontaminačního mraku menší jak 3500 m aproximuje Neumann hodnotu α_L experimentálním vztahem:

$$\alpha_L = 0,0175 \cdot L^{1,46} \quad (9-23)$$

L – vzdálenost (m)

9.3.3 Pecletovo číslo P_e

Jedná se o bezrozměrné číslo, určující poměr mezi transportem advekce a difusí.

$$P_e = (v_x d) / D_m \quad (9-24)$$

d – průměrná velikost zrna pevné fáze

V_x – advekční rychlost

D_m – koeficient molekulární difuze pro danou matici (vzduch, voda)

Platí:

$P_e < 0,4$ transport převážně difusí

$P_e (0,4 - 0,6)$ přechodová oblast

$P_e > 0,6$ transport advekce (difuze a disperse hrají zanedbatelnou úlohu)

9.3.4 Koeficient retardace (retardační faktor)

Retardace polutantu je způsobena adsorpcí na pevnou fázi s následnou desorpcí po přechodu kontaminační fronty.

Je definován:

$$R = \frac{v_w}{v_m} = 1 + \left(\frac{\rho_s}{n} \right) K_d \quad (9-25)$$

v_w, v_m – rychlost proudění vody, resp. migrantu

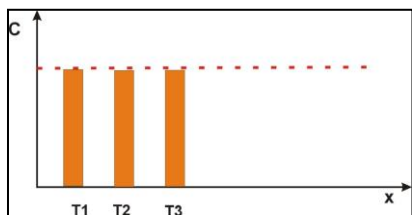
ρ_s – měrná hmotnost pevné fáze kolektoru

n – porosita

K_d – distribuční koeficient

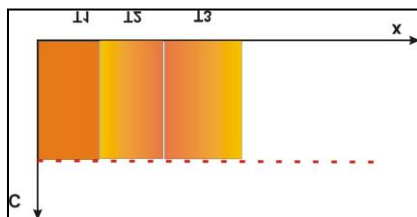
9.4 Modely transportu kontaminantu

9.4.1 Model pístového vytěsňování, jednorázová dotace



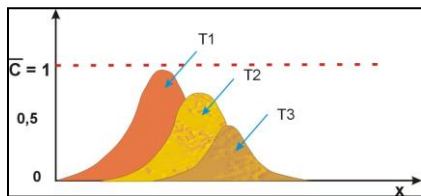
Obr. 9-2 Schéma průběhu koncentrací při pístovém vytěsňování a jednorázové dotaci

9.4.2 Model pístového vytěsňování, trvalá dotace



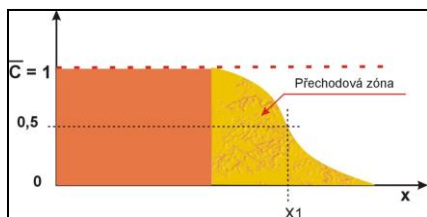
Obr. 9-3 Schéma průběhu koncentrací, pístové vytěsňování, trvalá dotace

9.4.3 Difusně-disperzní model, jednorázová dotace kontaminantu



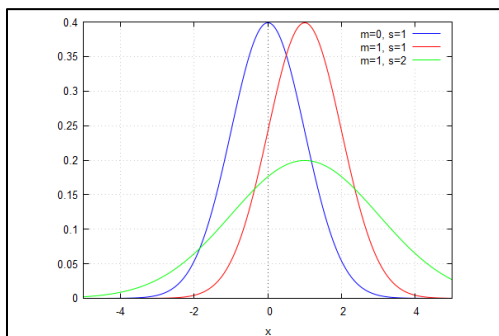
Obr. 9-4 Schéma průběhu koncentrací, jednorázová dotace, difusně-disperzní model

9.4.4 Difusně-disperzní model, trvalá dotace kontaminantu

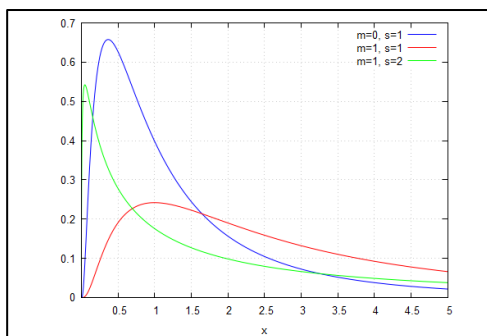


Obr. 9-5 Schéma průběhu koncentrací, trvalá dotace, difusně-disperzní model

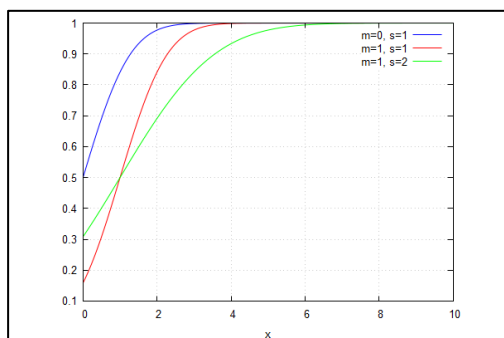
9.4.5 Transport a statistické rozdělení



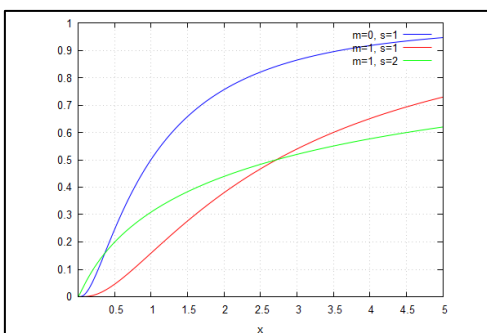
Obr. 9-7 Hustota normálního rozdělení,
 m = průměr, s = směrodatná odchylka



Obr. 9-6 Hustota lognormálního rozdělení,
 m = průměr, s = směrodatná odchylka



Obr. 9-9 Distribuční funkce normálního rozdělení,
 m = průměr, s = směrodatná odchylka



Obr. 9-8 Distribuční funkce lognormálního rozdělení,
 m = průměr, s = směrodatná odchylka

Standardizace provádí se podle vzorce

$$u = \frac{x_i - \bar{X}}{\sigma} \quad (9-26)$$

Distribuční funkce standardizovaného normálního rozdělení

$$\Phi(U) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^U e^{-\frac{1}{2}u^2} du = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf} \left(\frac{U}{\sqrt{2}} \right) \right] \quad (9-27)$$

Hustota normálního standardizovaného rozdělení

$$\varphi_u(U) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}U^2} \quad (9-28)$$

$$\Phi(x) = \int_{-\infty}^x \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(t-\mu)^2}{2\sigma^2}} dt \quad \text{obecný tvar distribuční funkce (pravděpodobnost hustoty rozdělení)} \quad (9-29)$$

$$\varphi_u(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad \text{obecný tvar hustoty rozdělení} \quad (9-30)$$

Distribuční funkce standardizovaného lognormálního rozdělení

$$\Phi_{(\mu, \sigma)} = \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \operatorname{erf} \left(\frac{\ln x - \mu}{\sigma\sqrt{2}} \right) \quad (9-31)$$

Hustota lognormálního standardizovaného rozdělení

$$f(x) = \frac{e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}}}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \quad (9-32)$$

μ průměr příslušného rozdělení
 σ směrodatná odchylka příslušného rozdělení

Hledání parametrů rovnic 9-27 a 9-28 v Excelu (vzorce):

Tab. 28 Vzorce Excelu pro výpočty normálního a log-norm. rozdělení

	typ	Vzorec Excelu	Poznámka
1	Distribuční fce, norm. rozdělení	=NORM.DIST(x;μ;σ;PRAVDA)	Vypočítá hodnotu $\Phi(X)$
2	Distribuční fce, log-norm. rozdělení	=LOGNORM.DIST(x; μ;σ;PRAVDA)	Vypočítá hodnotu $\Phi(X)$
3	Inverzní řešení nor. rozdělení	=NORMINV(x; μ;σ)	Vypočítá parametr x
4	Inverzní řešení, log-norm. rozdělení	=LOGNORM.INV(x; μ;σ)	Vypočítá parametr x

erfc (z) – komplementární chybová funkce. Platí:

$$erf(z) = 1 - erfc(z) \quad (9-31)$$

Při práci s logaritmicko-normálními rozdělení používáme primárně Microsoft Excel. V něm jsou již definované funkce, které můžeme používat. Voláme je pomocí prefixu "=".

LOGNORM.DIST(x,střed_hodn,sm_odchylka,kumulativní)

- x - vybraná hodnota, pro kterou se bude počítat
- střed_hodn - střední hodnota
- sm_odchylka - směrodatná odchylka
- kumulativní
 - PRAVDA vrátí kumulativní distribuční funkci
 - NEPRAVDA vrátí funkci hustoty pravděpodobnosti

LOGNORM.INV(pravděpodobnost; střed_hodn; sm_odch)

- pravděpodobnost
- střed_hodn - střední hodnota
- sm_odchylka - směrodatná odchylka

Příklad v Excelu:

Mějme medián = 104 mg/l, směrodatnou odchylku = 20,4%. Zjistěte hustoty pravděpodobnosti v případě, že modus je 70 mg/l, 100 mg/l a 125 mg/l:

Výpočet hustoty log-normálního rozdělení

- Nejdříve je třeba připravit hodnoty pro vložení do excel funkce
 - Medián vydělíme 100 a dostaneme 1,04, dále spočítáme logaritmus 1,04, což je 0,039
 - Procento směrodatné odchylky vydělíme 100, bude tedy 0,204
 - Připravíme mody stejně jako ostatní hodnoty, tedy vydělíme 100, hodnoty budou tedy 0,7, 1 a 1,25.
 - Vložíme do funkce LOGNORM.DIST(x,střed_hodn,sm_odchylka,kumulativní), kde
 - x je modus, tedy 0,7, 1 a 1,25
 - střed_hodn je medián, tedy 0,039
 - sm_odchylka je směrodatná odchylka, tedy 0,204
 - protože chceme funkci hustoty pravděpodobnosti, vložíme NEPRAVDA**
- V případě modu 70 mg/l je hustota pravděpodobnosti = 0,425
 - V případě modu 100 mg/l je hustota pravděpodobnosti = 1,92
 - V případě modu 125 mg/l je hustota pravděpodobnosti = 1,042

Výpočet max.hodnoty log.normálního rozdělení

Analýzami bylo zjištěn průměrný obsah kontaminantu 50 000 ng/l, jejíž směrodatná odchylka je 10 000 ng/l. Zjistěte pravděpodobnost v 95% kvantilu:

1. Nejprve je třeba připravit hodnoty pro vložení do excel funkce
 1. Spočítáme logaritmus průměrné obsahu kontaminantu 50 000 ng/l, což je 10,8197
 2. Směrodatná odchylka je 10 000, potřebujeme však získat procento a 10 000 z 50 000 je 20%. Toto procento dále vydělíme 100 a dostaneme 0,2
 3. Potřebujeme 95% kvantil, což pro nás bude 0,95 po vydělení 100
 2. Použijeme funkci LOGNORM.INV(pravděpodobnost; střed_hodn; sm_odch)
 1. pravděpodobnost je kvantil, tedy 0,95
 2. střed_hodn je logaritmus průměrné obsahu kontaminantu, tedy 10,8197
 3. sm_odchylka je směrodatná odchylka, tedy 0,2
- 95% kvantil je 69 471,42 ng/l

9.4.6 Rovnice advektivně disperzního transportu

$$\frac{D_x}{R} \frac{\delta C^2}{\delta x} - v_x \frac{\delta C}{\delta x} = \frac{\delta C}{\delta z} \quad (9-32)$$

1. člen – disperzní člen
2. člen – advekční člen
3. člen – koncentrační člen

Rovnice (8-3) má podle Ogaty a Bankse (1961) následující řešení:

$$\frac{c}{c_0} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x-vt/R}{2\sqrt{Dt/R}} \right) + \exp \left(\frac{vx}{D} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{x+vt/R}{2\sqrt{Dt/R}} \right) \right] \quad (9-33)$$

druhý člen rovnice se běžně zanedbává (pro delší časy od počátku průniku). Přepíšeme-li rovnici (9-33) do tvaru:

$$\frac{c}{c_0} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x-vt/R}{2\sqrt{Dt/R}} \right) \right] = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}(A) \quad (9-34)$$

a porovnáme si tvar rovnice (9-27) s rovnicemi (9-33) a (9-34), dostaneme po úpravách:

$$\Phi(A) = \frac{1}{2} [1 + \operatorname{erf}(A)] = \frac{1}{2} [1 - \operatorname{erfc}(A)] = 1 - \frac{\operatorname{erfc}(A)}{2} \quad (9-35)$$

odtud pak:

$$1 - \Phi(A) = \frac{1}{2} \operatorname{erfc}(A) \quad (9-36)$$

V rovnicích 9-27, 9-28 vidíme jejich formální shodu, pokud zavedeme:

$$A = \frac{x-vt/R}{2\sqrt{Dt/R}} \quad (9-37)$$

Po úpravě: $D = \frac{R(x-vt/R)^2}{4A^2 \cdot t}$

- x – vzdálenost
- v – rychlost proudění podzemní vody
- t – čas
- R – retardační faktor
- D – celková disperze

Stanovení parametru A pro rovnice (9-27 a 9-28) provedeme v prostředí Excelu následovně:

1. Pro všechny hodnoty c/c_0 vypočteme hodnoty průměru μ a směrodatné odchylky σ (pro log-normální rozdělení počítáme μ a σ z hodnot $\ln(c/c_0)$) – dostáváme hodnoty x.
2. Pro příslušné hodnoty x (c/c_0) vypočteme hodnotu $\Phi(A)$ podle typu rozdělení (vzorec Excelu 1 nebo 2 z tabulky 28)
3. Hodnoty parametru pak spočteme podle vzorců 3 nebo 4 z tabulky 28
4. Odtud pak můžeme při známých hodnotách v, x, t, a R vypočítat hodnotu D ze vztahu 9-21.

Graf distribuční funkce normálního rozdělení je uveden na obrázku 9-9. Z uvedeného lze dovodit, že plošné rozložení koncentrací látek v podzemní vodě na čele kontaminačního mraku má vlastnosti normálního nebo log-normálního standardizovaného rozdělení.

Kombinací rovnic (9-27) a (9-37) lze tedy použít pro určení migračních parametrů (hodnoty D a z ní hodnoty α_L).

9.4.7 Délka přechodové zóny – zjednodušená závislost

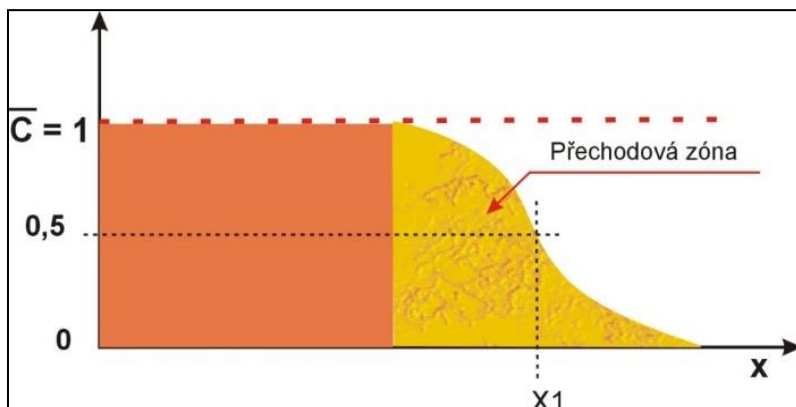
Vypočítá se z rovnic:

$$\Delta x_p = 4,4 \sqrt{\left(\frac{D_m}{v} + \alpha_L \right) (v \cdot t) / n_0} \quad (9-38)$$

$$\Delta x_p = 4,4 \sqrt{\left(\frac{D_m}{v} + \alpha_L \right) x_0} \quad (9-39)$$

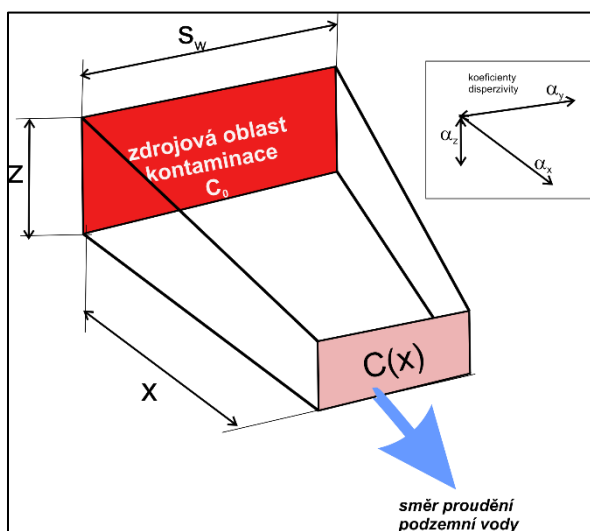
kde:

- D_m - koeficient molekulární difuze
- v - rychlost proudění podzemní vody
- x_0 - vzdálenost
- α_L - podélná disperzivita
- Δx_p - polovina délky přechodové zóny



Obr. 9-10 Schéma pro výpočet délky přechodové zóny

9.4.8 Domenicův model (1987)



Obr. 9-11 Koncepční schéma Domenicova modelu

Tento model se používá v programu BIOSCREEN.

Domenico Model with First Order Decay

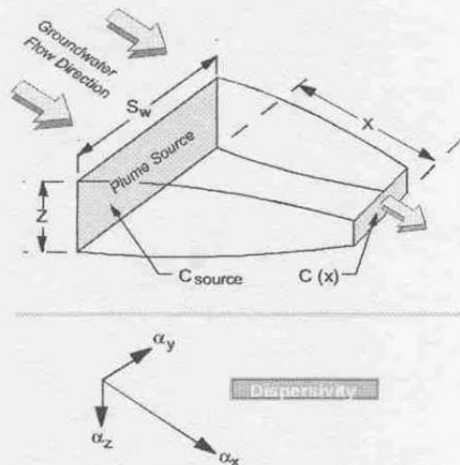
$$C(x, y, z, t) = \frac{C_0}{8} f_x f_y f_z$$

$$f_x = \exp\left(\frac{x\left[1 - (1 + 4\lambda\alpha_x/v_s)^{0.5}\right]}{2\alpha_x}\right) * \operatorname{erfc}\left(\frac{x - vt(1 + 4\lambda\alpha_x/v_s)^{0.5}}{2(\alpha_x vt)^{0.5}}\right) +$$

$$\exp\left(\frac{x\left[1 + (1 + 4\lambda\alpha_x/v_s)^{0.5}\right]}{2\alpha_x}\right) * \operatorname{erfc}\left(\frac{x + vt(1 + 4\lambda\alpha_x/v_s)^{0.5}}{2(\alpha_x vt)^{0.5}}\right)$$

$$f_y = \operatorname{erf}\left(\frac{(y + Y/2)}{2(\alpha_y x)^{0.5}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{(y - Y/2)}{2(\alpha_y x)^{0.5}}\right) \quad f_z = \operatorname{erf}\left(\frac{(z + Z)}{2(\alpha_z x)^{0.5}}\right) - \operatorname{erf}\left(\frac{(z - Z)}{2(\alpha_z x)^{0.5}}\right)$$

Definitions



$C(x, y, z, t)$	Concentration at distance x downstream of source and distance y off centerline of plume at time t (mg/L)
C_0	Concentration in Source Area at $t=0$ (mg/L)
x	Distance downgradient of source (ft)
y	Distance from plume centerline of source (ft)
z	Distance from top of saturated zone to measurement point (assumed to be 0; concentration is always given at top of saturated zone).
α_x	Longitudinal ground-water dispersivity (ft)
α_y	Transverse ground-water dispersivity (ft)
α_z	Vertical ground-water dispersivity (ft)
θ_e	Effective Soil Porosity
λ	First-Order Degradation Rate Coefficient(day^{-1})
v_s	Seepage Velocity (ft/yr)= $Ki/(\theta_e)$
v	Chemical Velocity (ft/yr)= v_s/R
K	Hydraulic Conductivity (ft/yr)
R	Constituent retardation factor
i	Hydraulic Gradient (cm/cm)
Y	Source Width (ft)
Z	Source Depth (ft)

9.4.9 Tabulka migračních parametrů

termín	angl.termín	symbol	jednotka, vztah	rovnice	poznámka
koeficient podélné disperzivity	longitudal dispersivity coefficient, longitudinal coefficient of hydrodynamics dispersion	α_L	m		charakterizuje vlastnosti pórového prostředí v podélném směru
koeficient příčné disperzivity	transversal dispersivity coefficient, transversal coefficient of hydrodynamics dispersion	α_T	m		charakterizuje vlastnosti pórového prostředí v příčném směru
celková disperze	total dispersion, dispersion				nekvantifikovatelný termín, pro kvantifikaci se používá termín koeficient celkové disperze
koeficient celkové disperze	dispersion coefficient, coefficient of apparent dispersion, total dispersion coefficient, hydrodynamic dispersion	D	m ² /s	$D = \alpha \cdot \bar{v} + D^*$ $\bar{v}$ - skutečná rychlost pohybu podz.vody D^* - koeficient molekulární difuze látky ve vodě	součet koeficientu kinematické disperze a koeficientu molekulární difuze
koeficient celkové podélné disperze	longitudinal dispersivity coefficient	D_L	m ² /s	$D_L = \alpha_L \cdot \bar{v} + D^*$ význam symbolů viz koeficient celkové disperze	koeficient celkové disperze v podélném směru
koeficient celkové příčné disperze	transversal dispersivity coefficient	D_T	m ² /s	$D_T = \alpha_T \cdot \bar{v} + D^*$ význam symbolů viz koeficient celkové disperze	koeficient celkové disperze v příčném směru
Pécletovo číslo	Péclet's number	Pe	bezrozměrné číslo	$Pe = \bar{v}_L \cdot x / D^*$ $\bar{v}_L$ - skutečná rychlost pohybu podz.vody ve směru proudění D^* - koeficient molekulární difuze látky ve vodě	bezrozměrné číslo určující poměr mezi přenosem advekcí a disperzí $Pe < 0,4$ transport převážně difusí Pe (0,4 – 0,6) přechodová oblast $Pe > 0,6$ transport advekcí (difuze a disperze hrají zanedbatelnou úlohu)

termín	angl.termín	symbol	jednotka, vztah	rovnice	poznámka
Freundlichova izoterma	Freundlich isotherm			$C_s = K \cdot C_w^{1/n}$ K , 1/n - empirické konstanty různé pro různé látky C_s - koncentrace látky v pevné matici C_w - koncentrace látky ve vodě	Popisuje vztah rovnováhy mezi kapalnou a pevnou fází. Semiempirický vztah. Konstanta 1/n se v praxi nejčastěji zadává hodnotou 1/n=1
Langmuirova izoterma	Langmuir isotherm			$C_s = C_{max} \frac{K \cdot C_w}{1 + K \cdot C_w}$ C_{max} - max. koncentrace látky adsorbovaná na pevnou fázi Ostatní symboly viz Freundlichova izoterma	Popisuje vztah rovnováhy mezi kapalnou a pevnou fází.
distribuční koeficient	distribution coefficient	β	bezrozměrné číslo	$\beta = \frac{C}{N} = \frac{1}{H} = \frac{1}{K_d}$ C - koncentrace látky N - sorbční kapacita horniny H - Henryho konstanta K_d - distribuční koeficient pro organické látky	
lineární distribuční koeficient pro organické látky	linear distribution coefficient	K_d	bezrozměrné číslo	$K_d = \frac{C_s}{C_w}$ Hodnota K_d pro organické látky: $K_d = f_{oc} \cdot K_{oc}$ C_s - koncentrace látky adsorbovaná horninou C_w - koncentrace látky v podzemní vodě f_{oc} - obsah org.uhlíku K_{oc} - rozdělovací koeficient oktanol-voda	Distribuční (rozdělovací) koeficient K_d vyjadřuje tendenci látky k adsorpci na pevnou fázi (zeminu, horninu) z kapalně fáze. Popisuje poměr rozdělení koncentrací látky mezi tato dvě medii
rozdělovací koeficient oktanol - voda		K_{oc}	bezrozměrné číslo	$K_{oc} = \frac{C_{oktanol}}{C_w}$	Jedná se o bezrozměrné číslo uváděné obvykle v logaritmické formě. Jeho hodnota je rostoucí s tendencí kontaminantu se akumulovat v organickém materiálu

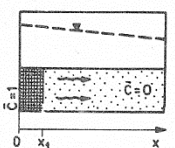
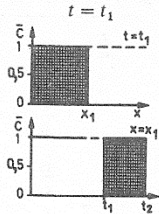
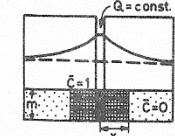
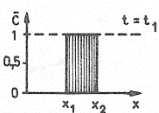
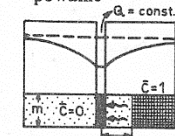
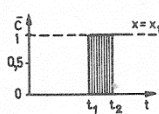
termín	angl.termín	symbol	jednotka, vztah	rovnice	poznámka
					v porovnání s vodou. Hodnoty K_{oc} se většinou naleznou v tabulkách.
retardační koeficient	retardation coefficient	R	bezrozměrný	$R = \frac{v_{voda}}{v_{migrant}}$ $= 1 + \frac{\rho}{n} \cdot K_d$ v_{voda} - rychlost proudění vody $v_{migrant}$ - rychlost pohybu migrantu ρ - měrná hmotnost pevné fáze kolektoru n - celková porozita K_d - lineární distribuční koeficient (pozor, stanovuje se jinak pro organické a jinak pro anorganické kontaminanty) $\frac{\rho}{n}$ (kg/m³) - označuje množství pevné fáze v kolektoru, která je v kontaktu s jedním litrem podzemní vody.	Retardace migrantu (zpoždění oproti rychlosti proudění podzemní vody) je způsobena jeho adsorpcí na pevnou fázi následovanou desorpcí po přechodu kontaminační fronty (při jednorázové dotaci kontaminantu).
migrační pórovitost	migration effective porosity	n_m	bezrozměrná		Poměr objemu pórů, které mohou být zaplněny roztokem migrující látky, k celkovému objemu horniny včetně pórů.
koeficient retardance	retardance coefficient	n_r	bezrozměrný	$n_r = n_m + H$ n_r - koeficient retardance n_m - migrační pórovitost H - Henryho konstanta v bezrozměrném tvaru	Kvantitativní charakteristika sumární sorpční a akumulací kapacity pórového prostředí ve vztahu k sledované migrující látce

9.4.10 Přehled jednoduchých migračních modelů

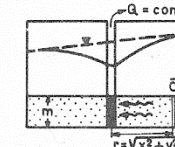
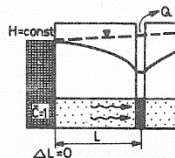
Převzato z „Ochrana vod podzemních“

TAB. 5.2. Proste modele matematicke migrace znečištění neulegajících sorpcji

I.A. Jednovymiarový rovnolehlý lub radialní strumień vód podzemních o charakterze stacionárnym.
Model průplývu tlókového

Schemat hydrogeologiczný	Sposób iniekcji zanieczyszczeń	Koncentracja zanieczyszczeń $\bar{C} = \frac{C - C_0}{C^0 - C_0} = f(x, t)$	Przykłady wzorów obliczeniowych położenia granic wód zanieczyszczonych i czasu migracji	Zastosowanie
a) jednovymiarový rovnolehlý 	iniekcja ciągła		a) jednovymiarový: $x = \frac{v}{n_0} \cdot t$ (5.3.1) $t = \frac{x \cdot n_0}{v}$ (5.3.2)	obliczenia szacunkowe
b) radialny-tłócenie 	iniekcja krótkotrwała		b) radialny (tłócenie, pompowanie): $x = \sqrt{\frac{Q \cdot t}{\pi n_0 \cdot m}}$ (5.3.3) $t = \frac{\pi n_0 \cdot m \cdot x^2}{Q}$ (5.3.4)	
c) radialny-pompowanie 				

II.A. Dwuwymiarový strumień vód podzemních o charakterze stacionárnym.
Model průplývu tlókového

Schemat hydrogeologiczný	Związek między położeniem punktu iniekcji a czasem dojścia zanieczyszczenia do ujęcia wody	Zastosowanie
a) studnia w nieograniczoným poziomým wodonośným 	a) wzór ogólný wg Minkina (1972): $t = \frac{n_0 m}{q} \left\{ x - \frac{Q}{2\pi q} \ln \left[\frac{x}{y} \sin \left(\frac{2\pi q}{Q} y \right) + \cos \left(\frac{2\pi q}{Q} y \right) \right] \right\}$ (5.3.11) zob. nomogram na ryc. 5.13 b) wg głównej linii spływu (oś x), patrz wzór 5.2.32	obliczenia szacunkowe
b) studnia w pobliżu granicy zasilającej 	a) czas dojścia zanieczyszczeń od strony zbiornika wodnego wzdłuż głównej linii spływu (oś x) wg Minkina (1972): $t = \frac{n_0 mL}{q} \left[\frac{\frac{Q}{\pi \cdot L \cdot q}}{\sqrt{\frac{Q}{\pi L \cdot q}} - 1} \left(\arctg \frac{1}{\sqrt{\frac{Q}{\pi L \cdot q}} - 1} - \arctg \frac{\frac{x}{L}}{\sqrt{\frac{Q}{\pi L \cdot q}} - 1} \right) - 1 + \frac{x}{L} \right]$ (5.3.12) zob. nomogram na ryc. 5.15	

Obr. xx – Modely pístového vytěšňování bez sorbce

I. B. Jednowymiarowy równoległy lub radialny strumień wód podziemnych o charakterze stacjonarnym.
Model przepływu dyspersyjnego

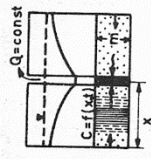
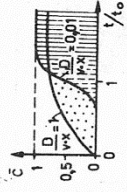
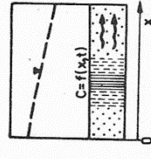
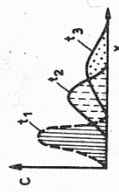
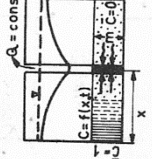
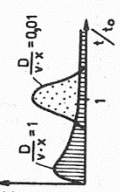
$$\text{Równanie ogólne: } D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} = n_0 \frac{\partial C}{\partial t} \quad (5.3.5)$$

— (zob. wzór 5.1.20)

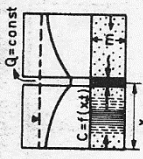
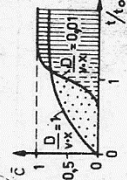
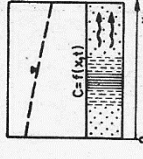
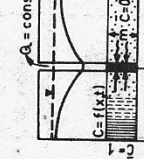
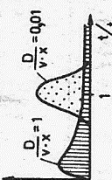
Założenia: $v = v_x = \text{const.}$; $v_y = v_z = 0$; $D = D_x = \alpha_L \cdot v + D_M$; $\alpha_L = \text{const.}$

Schemat hydrogeologiczny	Sposób iniekcji zanieczyszczeń	Koncentracja zanieczyszczeń $\bar{C} = \frac{C - C_o}{C^o - C_o} = f(x, t)$	Przykłady wzorów obliczeniowych	Zastosowanie
a) jednowymiarowy równoległy	iniekcja ciągła		1) postać ogólna wg Banksa i Ogaty (1961): $\bar{C} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - U \cdot t}{\sqrt{4D^* \cdot t}} \right) + \exp \frac{U \cdot x}{D^*} \cdot \operatorname{erfc} \left(\frac{x + U \cdot t}{\sqrt{4D^* \cdot t}} \right) \right] \quad (5.3.6)$ Ponieważ $U = \frac{v}{n_0}$ oraz $D^* = D n_0$, wzór (5.3.6) odpowiada wzorowi (5.1.26): $\bar{C} = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{x - \frac{v}{n_0} \cdot t}{\sqrt{\frac{D}{n_0} \cdot t}} \right) - \exp \frac{v \cdot x}{D} \operatorname{erfc} \left(\frac{x + \frac{v}{n_0} \cdot t}{\sqrt{\frac{D}{n_0} \cdot t}} \right) \right]$ 2) wzór uproszczony dla $\frac{v \cdot x}{D} \geq 10$: $\bar{C} = \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \left(\frac{x - \frac{v}{n_0} \cdot t}{\sqrt{\frac{D}{n_0} \cdot t}} \right) \quad (5.3.7)$	obliczenia dla warunków, gdy nie można pominąć dyspersji podłużnej

Obr.xx – Modely advektivně-disperzního transportu při jednorázové dotaci kontaminantu

b) radialny 	iniekcia ciagla  zob. ryc. 5.	3) postać znormalizowana wg Zuber (1971)*: $\bar{C} = F\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{1 - \frac{t}{t_0}}{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}\right) + \exp\left(\frac{v \cdot x}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{1 + \frac{t}{t_0}}{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}\right) \right] \quad (5.3.8)$ $t_0 = \frac{x \cdot n_0}{v}$ dla strumienia jednowymiarowego równoległego $t_0 = \frac{\pi \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{Q}$ dla strumienia radialnego
a) jednowymiarowy równoległy 		1) postać ogólna wg Lendy i Zuber (1969): $C(x, t) = \frac{A}{S \cdot v} \cdot \frac{x}{\sqrt{4\pi D^* \cdot t^3}} \exp\left[-\frac{(x - U \cdot t)^2}{4 D^* \cdot t}\right] \quad (5.3.9)$ gdzie: S – powierzchnia przekroju prostopadłego do przepływu, A – masa iniekowanego zanieczyszczenia
b) radialny 	iniekcia krótkotrwała  zob. ryc. 5.21.	2) postać znormalizowana wg Zuber (1971): $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{1}{\sqrt{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}} \exp\left[-\frac{\left(1 - \frac{t}{t_0}\right)^2}{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}\right] \quad (5.3.10)$ a) dla strumienia jednowymiarowego równoległego: $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{C \cdot x \cdot S \cdot n_0}{A}, \quad t_0 = \frac{x \cdot n_0}{v} \quad (5.3.10a)$ gdzie: A, S – jak we wzorze (5.3.9) b) dla strumienia radialnego: $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{\pi \cdot C \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{A}, \quad t_0 = \frac{\pi \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{Q} \quad (5.3.10b)$

* W stosunku do oryginalnej pracy Zuber (1971) zmieniono (według stosowanych w niniejszej książce oznaczeń) D^* na $\frac{D}{n_0}$ oraz U na $\frac{v}{n_0}$, w konsekwencji zmiana stosunku D^*/U uzyskano D/v . Oprócz przytoczonych wzorów Zuber wielu autorów podaje inne wyrażenia dla iniekcji ciągłej i krótkotrwałej (Małozewski 1978). Ta różnorodność rozwiązań została szczegółowo wyjaśniona przez Krefeta i Zuber (1978) zależnie od warunków iniekcji i pomiaru koncentracji zanieczyszczeń.

b) radialny 	iniekcia ciagla  zob. ryc. 5.	3) postać znormalizowana wg Zubera (1971)*: $\bar{C} = F\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{1}{2} \left[\operatorname{erfc}\left(\frac{1 - \frac{t}{t_0}}{\sqrt{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}}\right) + \exp\left(\frac{v \cdot x}{D}\right) \operatorname{erfc}\left(\frac{1 + \frac{t}{t_0}}{\sqrt{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}}\right) \right] \quad (5.3.8)$ $t_0 = \frac{x \cdot n_0}{v}$ dla strumienia jednowymiarowego równoległego $t_0 = \frac{\pi \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{Q}$ dla strumienia radialnego
a) jednowymiarowy równoległy 		1) postać ogólna wg Lendy i Zubera (1969): $C(x, t) = \frac{A}{S \cdot v} \sqrt{\frac{D}{4 \pi D^* \cdot t}} \exp\left[-\frac{(x - U \cdot t)^2}{4 D^* \cdot t}\right] \quad (5.3.9)$ gdzie: S – powierzchnia przekroju prostopadłego do przepływu, A – masa iniekowanego zanieczyszczenia
b) radialny 	iniekcia krótkotrwała  zob. ryc. 5.21.	2) postać znormalizowana wg Zubera (1971): $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{1}{\sqrt{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}} \exp\left[-\frac{\left(1 - \frac{t}{t_0}\right)^2}{4 \frac{D}{v \cdot x} \cdot \frac{t}{t_0}}\right] \quad (5.3.10)$ a) dla strumienia jednowymiarowego równoległego: $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{C \cdot x \cdot S \cdot n_0}{A}, \quad t_0 = \frac{x \cdot n_0}{v} \quad (5.3.10a)$ gdzie: A, S – jak we wzorze (5.3.9) b) dla strumienia radialnego: $E\left(\frac{D}{v \cdot x}, \frac{t}{t_0}\right) = \frac{\pi \cdot C \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{A}, \quad t_0 = \frac{\pi \cdot x^2 \cdot m \cdot n_0}{Q} \quad (5.3.10b)$

* W stosunku do oryginalnej pracy Zubera (1971) zmieniono (według stosowanych w niniejszej książce oznaczeń) D^* na $\frac{D}{v}$ oraz U na $\frac{v}{n_0}$, w konsekwencji zamiast stosunku D^*/U uzyskano D/v . Oprócz przytoczonych wzorów Zubera wielu autorów podaje inne wyrażenia dla iniekcji ciągłej i krótkotrwałej (Małozewski 1978). Ta różnorodność rozwiązań została szczegółowo wyjaśniona przez Krefta i Zubera (1978) zależnie od warunków iniekcji i pomiaru koncentracji zanieczyszczeń.

*płochie koła
profilu ke
pewności*

9.5 Bilance kontaminantů

Oblast zasaženou znečištěním v horninovém prostředí můžeme považovat za ložisko znečišťující látky či látek, obdobně jako je tomu v případě ložiska nerostné suroviny. Jediný rozdíl oproti klasickému ložisku spočívá v tom, že toto ložisko má dynamický charakter, je schopno pohybu a přemísťování v závislosti na hydrogeologických podmínkách místa výskytu a proudění podzemní vody.

Bilance představuje množství znečištění v daném prostoru. Udává se v kg. Většinou se provádí bilance znečištění samostatně pro saturovanou a nesaturovanou zónu horninového prostředí.

Bilanční výpočty mají nezastupitelné místo nejen ve fázi projektování sanačních prací, ale i při jejich realizaci, kdy se stávají jedním s nástrojů používaných k řízení prací.

9.5.1 Odhad hmotnosti a objemu volné fáze

Mocnost volné fáze LNAPL zjišťovaná v monitorovacích vrtech většinou neodpovídá její skutečné mocnosti ve zvodni. Monitorovací vrt funguje jako past, takže mocnost volné fáze zde bývá často větší nežli ve zvodni samotné. Tato skutečnost se může významně uplatňovat při bilančních výpočtech.

Ballestro at al. určují skutečnou mocnost volné fáze v horninovém prostředí z mocnosti volné fáze v monitorovacím vrtu podle vzorce:

$$T_m = t(1000 - S_m) - h_a \quad (9-40)$$

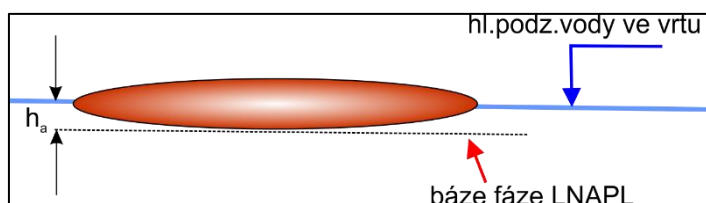
kde:

T_m - skutečná mocnost (vrstevní) volné fáze

t - mocnost volné fáze ve vrtu

S_m - specifická váha volné fáze

h_a - vzdálenost mezi bází volné fáze a hladinou vody v monitorovacím vrtu – viz obrázek



Z uvedeného vyplývá, že před výpočtem objemu volné fáze LNAPL z hodnot její mocnosti, zjištěné v monitorovacích vrtech, je zapotřebí provést přepočít podle vztahu 8-25 pro určení skutečné mocnosti volné fáze LNAPL v hornině na hladině podzemní vody.

Obr. 9-12 Určení mocnosti fáze LNAPL ve vrtu

9.5.2 Bilance kontaminantu v saturované zóně bez započtení přítomnosti volné fáze znečištění

V saturované zóně je kontaminace rozdělena mezi pevnou a kapalnou maticí (fázi) horninového prostředí. Základní rovnici pro bilanci hmoty v saturované zóně (Feenstra et al., 1991) můžeme zapsat ve tvaru:

$$M_T = C_w V_w + K_d \rho_s V_s C_w \quad (9-41)$$

kde

M_T - celkové množství kontaminantu (kg)

C_w - koncentrace kontaminantu v podzemní vodě

V_w - objem vody v saturované zóně zasažené kontaminací

K_d - distribuční koeficient pro adsorpci org. kontaminantu $K_d = K_{oc} \cdot f_{oc}$

ρ_s - měrná hmotnost pevné fáze (zeminy)

V_s - objem pevné fáze

Platí zde, že

$$V = V_w + V_s \quad (9-42)$$

Hmotnost (bilance) kontaminantu v podzemní vodě je pak (první člen bilanční rovnice 8-26):

$$M_{Tw} = C_w V_w = V_s \mu_e C_w \quad (9-43)$$

μ_e - pórovitost

Hmotnost kontaminantu adsorbovaného na horninu (zeminu) pak je (druhý člen bilanční rovnice 8-26):

$$M_{tS} = K_d \rho_s V_s C_w \quad (9-44)$$

Celková hmotnost (balance) kontaminantu v saturované zóně je pak součtem hmotnosti kontaminantu obsaženého v podzemní vodě a adsorbovaného na zeminu (horninu):

$$M_T = M_{TW} + M_{TS} \quad (9-45)$$

Uvedené vztahy neuvažují s přítomností volné fáze kontaminantu. Pokud se na lokalitě vyskytuje volná fáze kontaminantu, musí být do celkové bilance zahrnuta.

9.5.3 Výpočet bilance v průběhu sanace z kumulativních křivek výtěžnosti

Kumulativní (součtová) křivka výtěžnosti představuje jednu ze základních charakteristik vývoje sanačních prací. Umožňuje především sledovat průběh těžby ložiska kontaminantu během sanačních prací, zpřesňovat celkovou bilanci kontaminantu a provádět prognózy doby potřebné k dosažení cílových parametrů sanace.

Hodnota kumulativní výtěžnosti je pro daný časový okamžik t definována:

$$T_t = \sum_{i=1}^t V_i \quad (9-46)$$

kde:

T_t - hodnota kumulativní výtěžnosti v čase t

V_i - hodnota výtěžnosti pro časový úsek s pořadovým číslem i

Uspořádáním hodnot T_t do časové posloupnosti získáme kumulativní křivku výtěžnosti kontaminantu. Aby bylo možné správně interpretovat tyto křivky, **musí být posloupnost časových hodnot kumulativních výtěžností v čase ekvidistantní** (tj. časové intervaly mezi jednotlivými hodnotami musí být stejně dlouhé – např. hodnoty s krokem 1 měsíc apod.).

Protože celkové odtěžitelné množství kontaminantu je konečné, musí být kumulativní křivka výtěžnosti shora omezená. Kumulativní křivky výtěžnosti lze aproximovat nejčastěji těmito nelineárními závislostmi:

- posunutou (modifikovanou) exponenciálou
- logistickým trendem
- Gompertzovou křivkou

Řešení a výpočty parametrů těchto křivek viz kap.10.3.5.

9.6 Bioremediace

Bioremediace (biodegradace) využívá mikroorganismů nebo jejich metabolických produktů k odbourávání organických kontaminantů v zeminách. Mikroorganismy potřebují pro svůj život vlhkost (vodu), kyslík (nebo naopak jeho nepřítomnost), živiny a odpovídající růstové podmínky, které zahrnují pH, teplotu, Eh, absenci látek toxických pro mikroorganismy atd. následující tabulka podává přehled některých kritických podmínek pro použití bioremediace:

Tab. 29 Podmínky pro bioremediaci

faktory prostředí	optimální podmínky
dostupnost půdní vody	25 - 85% vody z objemové kapacity zeminy
kyslík	Aerobní metabolismus: > 0,2 mg/l rozpuštěného kyslíku, vzduchem vyplněný pórový prostor by měl být > 10% objemu. Anaerobní metabolismus: koncentrace kyslíku < 1 objemové procento
redox potenciál Eh	Aerobové a fakultativní aerobové: > 50 mV Anaerobové: < 50 mV
živiny	Dostatek N, P a ostatních živin. molární poměr C : N : P je 120 : 10 : 1 Doporučený
pH	5,5 - 8,5 pro většinu bakterií
teplota	15 - 45 oC (pro mesophilní organismy)

9.6.1 Nároky na vlhkost

Z tabulky 9-7 vidíme, že optimální vlhkost pro bioremediaci je 25 – 85% objemové vodní kapacity zeminy. Většinou však obsah půdní vlhkosti bývá nižší nebo na spodní hranici tohoto intervalu. Z toho plyne, že je nutné při bioremediaci zvyšovat vlhkost sanovaného prostředí.

Vlhkost přítomná v nesaturované zóně je často kvantifikována hodnotou objemové vlhkosti nebo stupněm nasycení. Objemová vlhkost kolísá od nuly do hodnoty celkové porosity, stupeň nasycení pak kolísá od nuly do 1, což odpovídá procentům pórového prostoru zaplněného vlhkostí.

Pro určení objemu vody potřebného k bioremediaci lze použít následující vztah:

$$V_{\text{potřeba}} = V_s (\phi_{w,f} - \phi_{w,i}) = V_s [\phi (S_{w,f} - S_{w,i})] \quad (9-47)$$

$V_{\text{potřeba}}$	- potřebný objem vody
V_s	- objem horniny
$\phi_{w,i}$	- úvodní vlhkost
$\phi_{w,f}$	- potřebná vlhkost
ϕ	- porosita půdy
$S_{w,i}$	- úvodní stupeň nasycení
$S_{w,f}$	- potřebný stupeň nasycení

9.6.2 Nároky na živiny

Živiny pro mikrobiologickou aktivitu obvykle existují v horninovém prostředí. Nicméně za přítomnosti organických kontaminantů je často potřeba dodávat do prostředí dodatečné živiny. Těmito živinami, které podporují mikrobiální růst, bývá především dusík a fosfor. Jak ukazuje tabulka 9-7 je vhodným poměrem C : N : P molární poměr 120 : 10 : 1 (někdy se uvádí poměr 100 : 10 : 1).

Pro bioremediaci se obvykle doporučuje provést před její realizací studii proveditelnosti, na jejímž základě je stanoven optimální poměr živin i jejich potřebné množství. V případě, že nemáme k dispozici údaje ze studie proveditelnosti, lze postupovat následovně:

Určení potřeby živin se provádí následujícím postupem:

1. určí se hmotnost organického kontaminantu přítomného v půdě (určení bilance)
2. bilanci (hmotnost) kontaminantu dělíme jeho molekulovou vahou pro nalezení počtu molů kontaminantu
3. počet molů kontaminantu zjištěných v předchozím kroku vynásobíme počtem jeho uhlíkových atomů
4. určíme počet molů N a P potřebných pro optimální poměr C : N : P. Např. jestliže poměr C:N:P = 120:10:1, potom počet molů N = počet přítomných molů C x (10/120) a podobně pro P = počet molů C x (1/120)
5. určíme potřebné množství živin podle počtu molů N nebo P obsažených v solích, které budeme používat jako živinu.

9.6.3 Nároky na obsah kyslíku

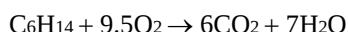
Pro zjištění nároků mikroorganismů v horninovém prostředí na obsah kyslíku nezbytného pro aerobní atenuaci musíme nejprve zjistit rychlost spotřeby kyslíku, která je závislá m.j. na druhovém složení mikroorganismů v horninovém prostředí.

Rychlost spotřeby kyslíku v důsledku průběhu mikrobiologických pochodů v horninovém prostředí je stanovována na základě dat získaných během respiračních testů (platí pouze pro aerobní prostředí). Při respiračních testech sledujeme změny obsahu kyslíku, CO₂ a teploty půdního vzduchu v závislosti na čase, které jsou vyjádřením změny aktivity mikroorganismů v horninovém prostředí. V rámci respiračních testů probíhá tato změna obsahu ve dvou fázích:

- v první fázi zjišťujeme jednoduchou lineární závislost. Tento lineární pokles obsahu kyslíku s časem trvá přibližně do doby, než dojde ke snížení obsahu O₂ o cca 5%. Je charakterizována situací, kdy obsah kyslíku v půdním vzduchu ještě není snížen natolik, že by se jeho obsah stal pro mikroorganismy limitující - to víceméně odpovídá případu aktivního bioventingu.

- v další fázi již nemá závislost lineární průběh a nelze ji použít pro výpočty aktivního bioventingu.

Pro odhad biodegradace rychlosti uhlovodíků podle rychlosti úbytku obsahu kyslíku se používá stechiometrická rovnice oxidace hexanu, který je brán jako reprezentativní uhlovodík. Reakce probíhá podle schématu:



Z respiračního testu se stanovuje hodnota rychlostní konstanty utilizace kyslíku. Následně se musí provést výpočet rychlosti biodegradace uhlovodíku (jako reprezentativní je brán hexan). Rychlost biodegradace uhlovodíku (mg ekvivalentů hexanu/kg zeminy/den) se počítá pomocí rovnice:

$$-k_B = \frac{-k_0 \cdot \theta_a \cdot \rho_{\text{O}_2} \cdot C \cdot 0,01}{\rho_k}$$

kde:

k_B	rychlost biodegradace (mg/kg zeminy/den)
k_0	rychlost utilizace kyslíku (%/den)
θ_a	objem pórového prostoru vyplněného půdním vzduchem (cm^3 plynu/ cm^3 zeminy)
ρ_{O_2}	objemová hmotnost kyslíku (mg/dm^3)
ρ_k	objemová hmotnost suché zeminy (g/cm^3)
C	hmotnostní poměr uhlovodíku ke kyslíku pro odpovídající mineralizaci (1 : 3,5)

Objemová hmotnost kyslíku je závislá na teplotě a lze ji vyčíst z tabulek nebo určit výpočtem. V našem případě je stanovována výpočtem.

Velmi důležitým faktorem je roční období, kdy je respirační test prováděn, resp. teplota zeminy při níž se měří. Pro přepočet vlivu teploty na hodnotu rychlosti utilizace kyslíku se používá rovnice van't Hoffa-Arhenia ve tvaru:

$$\frac{dk}{dT} = \frac{E_a}{RT^2}$$

Integrací v mezích od T_1 (277°K) do T_2 (297°K) - tedy v rozsahu běžných teplot (cca od 4°C do 24°C) - dostaneme:

$$\ln \frac{k_t}{k_0} = \frac{E_a(T_2 - T_1)}{R \cdot T_1 \cdot T_2}$$

k_t	rychlost utilizace kyslíku korigovaná na teplotu (% kyslíku/den)
k_0	rychlost utilizace kyslíku zjištěná respiračním testem (% kyslíku/den)
E_a	aktivační energie = 13,4 kcal/mol
R	plynová konstanta = 1,987 cal/°K/mol
T_1	absolutní teplota zeminy při respiračním testu (°K)
T_2	absolutní teplota zeminy, pro níž chceme počítat k_t

Všechny uvedené výpočty najdete v pgm Expert, v části „Pomocné výpočty pro navrhování bioventingu“.

9.6.3.1 Respirační test

Respirační testy tvoří skupinu metod, kterými se stanovuje biologická stabilita materiálu organického původu. Jedná se o nepřímé metody založené na měření aktivity mikrobiálních společenstev ve sledovaných materiálech.

Cílem tohoto testu je stanovení rychlostní konstanty utilizace kyslíku, která je mírou rychlosti průběhu mikrobiologických degradačních procesů. **Rychlost utilizace kyslíku *ko* se zjišťuje pomocí respiračního testu *in situ*.** Odpovídá směrnici přímkové závislosti poklesu obsahu kyslíku v odsávaném vzduchu

Provádí se tak, že se do vrtu po krátkou dobu (např. 5 minut) vtlačí konstantní objemové množství vzduchu. Současně je zapotřebí stanovit teplotu, vlhkost a změřit i hodnotu atmosférického tlaku vzduchu na lokalitě. Tyto údaje slouží pro určení obsahu kyslíku ve vtlačném vzduchu. Po ukončení vtlačení se vrt uzavře a začne se provádět měření obsahu CO_2 a O_2 nad hladinou podzemní vody v pravidelných intervalech (doporučený interval je 1 hodina). Naměřená data se vynášejí do grafu – viz respirační test v pgm EXPERT. Z přímkové části závislosti CO_2 resp. O_2 na čase je pak počítána hodnota rychlosti úbytku O_2 nebo přírůstku CO_2 .

$$3. \quad \beta = 1 \quad q(t) = q_0[1 + \lambda\beta(t - t_0)]^{-1} \quad \text{harmonický typ} \quad (10-4)$$

Tyto funkce doplňuje ještě od roku 2018 racionální funkce ve tvaru:

$$4. \quad \frac{q(t)}{q_0} = \frac{a+b \cdot (t-t_0)}{1+c \cdot (t-t_0)+d \cdot (t-t_0)^2} \quad \text{racionální typ} \quad (10-5)$$

Arpsova funkce (10-1) se používá v případech, kdy přírodní zdroje můžeme považovat za trvale doplňované.

Pro hodnoty kumulativního množství vody získávaného z exploatovaného objektu platí:

$$Q_{kum} = \frac{q_1 - q_2}{\lambda} \quad \text{exponenciální typ} \quad (10-6)$$

$$Q_{kum} = \frac{q_1}{\lambda(1-\beta)} \left[1 - \frac{q_2}{q_1} \right]^{1-\beta} \quad \text{hyperbolický typ} \quad (10-7)$$

$$Q_{kum} = \frac{q_1}{\lambda} \ln(1 + \lambda t) \quad \text{harmonický typ} \quad (10-8)$$

Pro posuzování časového vývoje kolmatace vrtu se pak používá hodnota normované specifické kapacity vrt (norm.SC nebo NSC), která je definována takto:

1. Zvolíme počáteční čas, od něž začíná poklesový trend hodnot specifické kapacity (SC)
2. Hodnota NSC v tomto bodě má hodnotu = 100% = hodnotě SC (SC_{100}) v tomto bodě
3. NSC od tohoto bodu je pak dána výrazem $NSC = \frac{SC_t}{SC_{100}}$

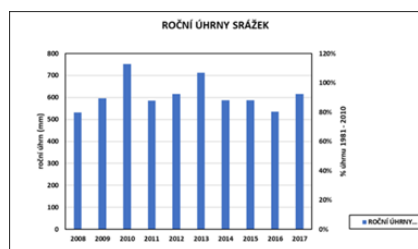
10.3 Interpretace dat pro produkční analýzu

Interpretaci dat a postup zpracování dat pro produkční analýzu si ukážeme na příkladu z jímacího území Mělnická Vrutice – Řepínský důl.

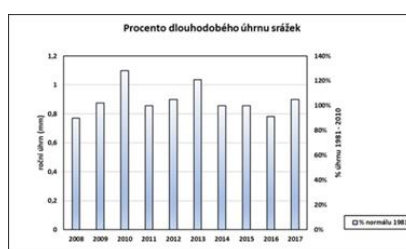
Při zpracování PA je zapotřebí odlišit dva základní faktory, které ovlivňují produktivitu vrtů:

- a) vliv změny velikosti zdrojů podzemní vody vyvolaný zejména srážkovými deficity
- b) vliv zvětšování hydraulických odporů na vnějším plášti vrtů a v jejich nejbližším okolí vyvolaný především kolmatačními procesy.

Průběh ročních úhrnů srážek relevantní pro oblast jímacího území Mělnická Vrutice je uveden na obr.10-1, procento dlouhodobého úhrnu vztažené k roku 1981 je pak uvedeno na obr. 10-2.

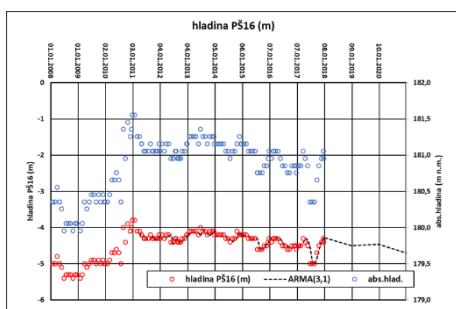


Obr. 10-2 Roční úhrny srážek za období let 2008 -2017

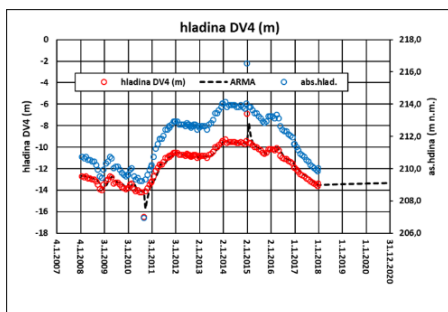


Obr. 10-1 Procento dlouhodobého úhrnu srážek za období let 2008 – 2017. Srovnávací rok 1981

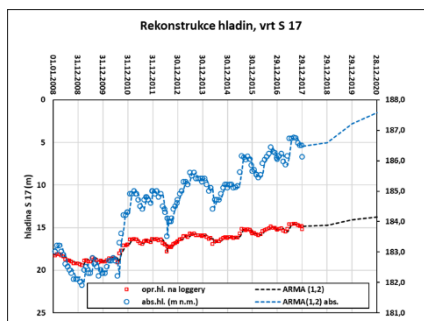
Z obou grafů vidíme, že zhruba od roku 2010 se hodnoty ročních úhrnů srážek i jejich procento mírně snižují. To se projevuje i na úrovních hladin podzemní vody. Situaci můžeme dokumentovat grafem průběhu hladin podzemní vody na některých pozorovacích vrtech.



Obr. 10-3 Průběh hladin na pozorovacím vrtu PŠ 16 a její prognóza

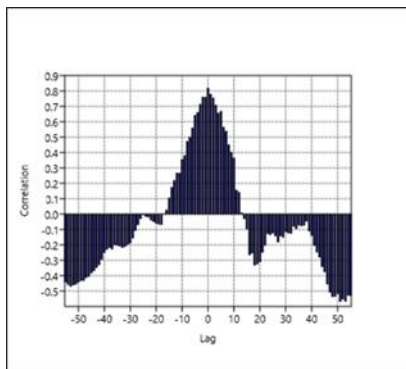


Obr. 10-5 Průběh hladin na pozorovacím vrtu D 4 (Řepín) a její prognóza

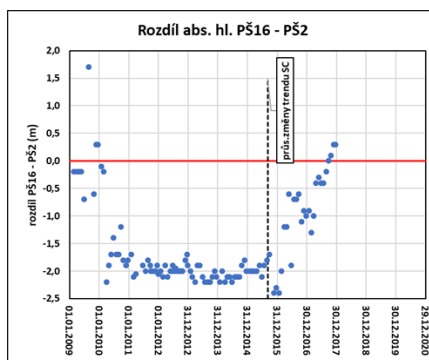


Obr. 10-4 Průběh hladin na pozorovacím vrtu S 17 (Řepín) a její prognóza

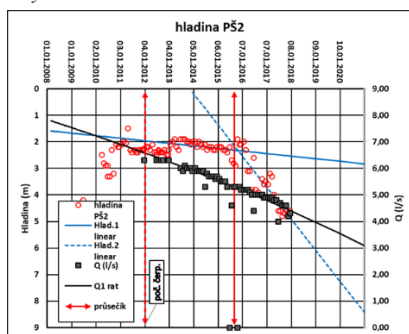
Pro analýzu příčiny změny specifické kapacity je třeba odlišit vliv změny velikosti přírodních zdrojů a změny hydraulických odporů v těsném okolí čerpaného vrtu. Ukážeme si to na příkladu vrtu PŠ2. V jeho blízkosti je pozorovací vrt PŠ16. V první řadě bylo provedeno vyhodnocení závislosti absolutních úrovní hladin mezi vrtu PŠ2 a PŠ16 pomocí křížové korelace. Cílem bylo zjistit, jak těsný je vztah mezi těmito dvěma vrtu a v případě statisticky významné těsnosti zjistit velikost časového posunu (výsledky analýzy viz obr. 5-6 a 5-7). Křížová korelace (obr. 10-7) ukazuje, že časová vazba mezi těmito vrtu je kratší jak 1 měsíc (interval nelze na základě dat, která jsou k dispozici určit přesněji). Z obr. 10-6 pak je vidět výrazná změna trendu velikosti rozdílu hladin mezi vrtu PŠ16 a PŠ2 v čase, kdy dochází ke změně hodnot specifické kapacity.



Obr. 10-7 Křížová korelace hladin mezi vrtu PŠ2 a PŠ16



Obr. 10-6 Rozdíl abs. hladin mezi vrtu PŠ16 a PŠ2.



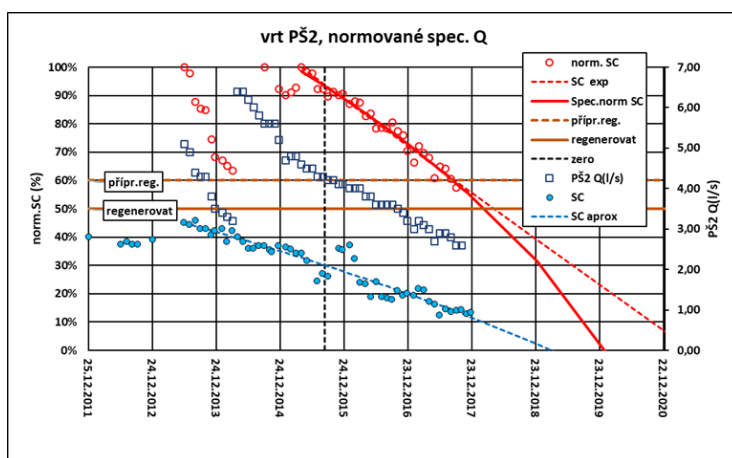
Obr. 10-8 Hladiny, vydatnosti a jejich aproximace na vrtu PŠ2. Svislé červené čáry označují počátek čerpání na vrtu a změnu trendu SC (ozn. průsečík).

Porovnáním obr. 10-8 s obr. 10-7 a 10-3 zjistíme, že zatímco pokles hladin na pozorovacím vrtu PŠ16 v období let 2011 – 2014 činí jen 30 cm, na vrtu PŠ2 došlo k poklesu hladiny o 60 cm, přičemž čerpané množství pokleslo z 6,4 na 5,8 l/s. Přitom by měla hladina na vrtu PŠ2 naopak stoupnout (snížilo se Q) a tudíž i rozdíl hladin mezi vrtu PŠ16 a PŠ2 by se měl zmenšit. Příčinou tohoto jevu je zvýšení hydraulických odporů na plášti čerpaného vrtu PŠ2 (kolmatace).

Od září 2014 dochází k prudké změně trendu úrovní hladin – viz obr. 10-8. Přitom ke změně poklesového trendu v hodnotách čerpaného množství nedochází. Tzn., že od září 2014 prudce vzrostla intenzita kolmatačních procesů.

Na následujícím obr. 10-9 jsou uvedeny základní charakteristiky vrtu PŠ2. Když si porovnáme průběhy a aproximační prognózy spec. kapacity vrtu (SC) a norm. specifické kapacity vrtu (Spec.norm SC) je zřetelně vidět, že vrt měl být regenerován nejpozději koncem roku 2017.

Průsečík aproximace hodnot norm.SC s hnědou čárkovanou linií označenou „přip.reg.“ (60 %) vyznačuje nejzazší čas od něž je třeba plánovat provedení regenerace. Průsečík aproximace s hnědou plnou vodorovnou linií označenou „regenerovat“ označuje na časové linii okamžik dokdy by měla být regenerace provedena. Při překročení této hranice může účinek regenerace klesat.



Obr. 10-9 Charakteristiky vrtu PŠ2

11. Vybrané statistické postupy v hydrogeologii

Statistickým postupům nemůžeme uniknout, stejně jako nemůžeme nepoužívat slova. V roce 2009 řekl Hal Varian, vedoucí ekonom společnosti Google:

„Neustále říkám, že nejzajímavější prací příští dekády bude statistika. Lidé si myslí, že žertuji, ale kdo by si myslíval, že v devadesátých letech bude nejzajímavější prací programování?“

Obdobně jako slova, tak i data se neinterpretují sama. Musí být vnímána s porozuměním. Statistika je naukou, jak získat informace z numerických dat. Poskytuje prostředky a koncepty umožňující pracovat s daty tak, abychom porozuměli určitému problému a mohli jej vyložit - interpretovat.

Se statistickými postupy se v hydrogeologii setkáváme ve fázi:

1. průzkumu a projektování
2. vlastní realizace prací
3. v závěrečné fázi prací

podle D.S.Moora (1997) můžeme praxi statistiky rozdělit na tři části:

- **získávání dat** – zahrnuje metody pro získávání dat;
- **analýza dat** – představuje organizaci dat a jejich popis užitím grafů, numerických souhrnů apod. Ne zcela přesně popisná statistika. Důležitou je explorační část této statistiky;
- **statistické usuzování** – usiluje o získávání závěrů. Neprovádí však jen závěry, ale dodává k nim i zhodnocení, jak jsou tyto závěry spolehlivé

Datová analýza je procesem, v jehož rámci se surová data seřadí a roztřídí, aby je bylo možné dále použít v metodách, které pomáhají interpretovat vzájemné souvislosti mezi soubory, skupinami, vysvětlovat minulost a předvídat budoucnost. **Datová analýza** nestojí na číslech, nýbrž **pokládá otázky a odpovídá na ně**. Příkladem může být případ čerpací zkoušky – otázkou je, jaké hydraulické parametry má zkoušená zvědeň. Odpovědí je stanovení parametrů regresní závislosti (např. transmissivity, storativity) mezi Theisovou či Cooper-Jacobovou aproximací.

V následujících částech je podán stručný přehled vybraných metod a postupů, které nacházejí použití ve většině běžných hydrogeologických činností.

11.1 Volba statistických metod a jejich klasifikace

Při statistickém zpracování dat je vhodné rozlišit čtyři fáze zpracování dat:

3. Počáteční manipulace s daty při jejich kontrole, opravách a přípravě pro detailní zpracování;
4. Předběžná a explorační⁴ analýza dat, v níž si vyjasňujeme formu dat a směry další analýzy;
5. Konečná analýza, pomocí níž získáváme konečné závěry o datech;
6. Prezentace závěrů.

Musíme si však být vědomi skutečnosti, že někdy mohou být výsledky předběžné analýzy tak průkazné, že je můžeme považovat za konečné. Nebo naopak můžeme při konečné analýze objevit významné diskrepance, které si vyžádají změnu celkové koncepce analýzy.

11.2 Některé metody popisné statistiky

11.2.1 Přehled základních měr popisné statistiky

Pro další zpracování dat potřebujeme zachytit jejich různé aspekty, jež nám poskytují celkový přehled. Proto se počítají různé číselné charakteristiky – popisné statistiky. Jsou to především:

1. aritmetický průměr a vážený průměr;
2. medián a modus;
3. variační rozpětí;
4. rozptyl a směrodatná odchylka;
5. míry špičatosti a šikmosti.

⁴ **Explorační analýza dat** – metody zjišťování a verifikace různých druhů souvislostí a závislostí mezi vstupními veličinami. Typologie metod obsahuje popisné metody, regresní analýzu, analýzu variance, shlukovou analýzu, diskriminační analýzu.

Protože první čtyři charakteristiky jsou notoricky známe, zmíníme se zde pouze o mírách špičatosti a šikmosti. Mají totiž své místo při exploraci popisných dat, zejména pomocí krabicových grafů, jejich tvorbě a interpretaci. Nejprve si definujeme pojem *centrálního momentu k-tého stupně*:

$$m_k = \frac{\sum (x_i - \bar{x})^k}{n} \quad (11-1)$$

Šikmost S_1 měří nesymetrii dat. Počítá se pomocí druhého a třetího momentu.

$$S_1 = \frac{m_3}{m_2^{3/2}} \quad (11-2)$$

- $S_1 = 0$ rozdělení je přibližně symetrické
- $S_1 > 0$ rozdělení s prodlouženým pravým koncem
- $S_1 < 0$ rozdělení s prodlouženým levým koncem

Koeficient špičatosti S_2 měří odchylku špičatosti od špičatosti normálního rozdělení.

$$S_2 = \frac{m_4}{m_2^2} - 3 \quad (11-3)$$

- $S_1 = 0$ špičatost normálního rozdělení
- $S_1 > 0$ plošší křivky
- $S_1 < 0$ špičatější křivky.

11.2.2 Zkoumání přítomnosti odlehlých hodnot a rezistentní odhady

Extrémně vysoké nebo nízké hodnoty v souboru dat mohou vzbudit podezření, že jejich výskyt není určen sledovanou proměnnou, ale chybou zápisu, chybou měření nebo i chybou odběru vzorků. Proto je třeba tyto odlehlé údaje pokud možno objektivně detekovat. Jestliže zjistíme takové odlehlé hodnoty, měli bychom začít pátrat po důvodech, které způsobily jejich odlehlost – zda se jedná o nějakou skutečnou anomálii nebo se jedná o chybu, která není určena sledovanou proměnnou. Pro tyto účely se často používají krabicové grafy nebo posuzování podle čísla z .

11.2.2.1 Posuzování podle hodnoty čísla z , Čebyševův teorém

Čebyševův teorém

Předpokládáme, že data mají okolo střední hodnoty normální rozložení. Podíváme, jak jsou data rozložena okolo střední hodnoty. Pro tento účel využijeme Čebyševova teorému.

Teorém:

pro $k > 1$ bude nejmenší hodnota výrazu $(1 - 1/k^2)$ z n pozorování ležet ve vzdálenosti do k směrodatných odchylek od aritmetického průměru těchto pozorování.

Například pro aritmetický průměr souboru dat $\bar{y} = 16,2$, stand. odchylku $s = 1,1$ dostaneme:

k	$\bar{y} \pm k \cdot s$	$(1 - 1/k^2)$
2	$16,2 \pm 2 \times 1,1$	$(1 - 1/4) = 3/4$
3	$16,2 \pm 3 \times 1,1$	$(1 - 1/9) = 8/9$

Z uvedeného příkladu vyplývá, že 75% (3/4) bude ležet v intervalu $\bar{y} \pm 2 \cdot s$ a 8/9 všech dat pak bude ležet v intervalu $\bar{y} \pm 3 \cdot s$. Výraz $(1 - 1/k^2)$ je dolní hranici odhadu celkového počtu měření v intervalu $\bar{y} \pm k \cdot s$.

Posuzování podle čísla z se podobně jako krabicové diagramy slouží k identifikaci odlehlých dat. Na tyto odlehlá data bychom měli zaměřit svoji pozornost a pokusit se vysvětlit příčiny jejich odlehlosti (chyba měření, chyba odběru vzorku apod.).

Číslo z pro hodnotu pozorování y je vzdálenost, v níž y leží nad nebo pod $\bar{y}$, měřeno v jednotkách směrodatné odchylky s

$$z = \frac{y - \bar{y}}{s} \quad (11-4)$$

Číslo z tedy popisuje polohu pozorování y relativně vzhledem k aritmetickému průměru. Z Čebyševova teorému vyplývá, že většina hodnot čísla z bude ležet v intervalu $\langle -2; 2 \rangle$. Za odlehlé hodnoty pak lze považovat hodnoty čísla $z > 3$ nebo $z < -3$.

11.2.2.2 Krabicový diagram (Box and Whiskey plot)

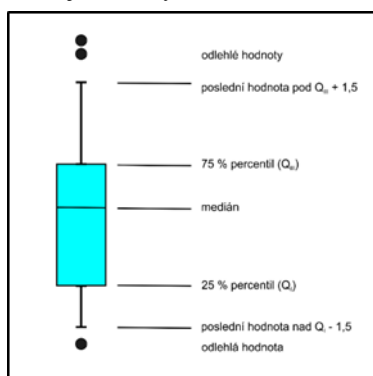
Tento druh diagramů se používá např. v případech, kdy potřebujeme detekovat odlehlé hodnoty v souboru dat. **Box-plot** neboli **Krabicový graf** je jednou z grafických metod používaných ve statistice, která umožňuje posouzení dat pomocí kvartilů. Pro sestavení Box-Plotu je nutné určit a vypočítat následující charakteristiky a hodnoty:

- kvartily x_{25}, x_{50}, x_{75}
- kvartilové rozpětí QR ($QR = x_{75} - x_{25}$)
- konce paprsků – označme je A a B ($A = x_{25} - 1,5 \cdot R$; $B = x_{75} + 1,5 \cdot R$)

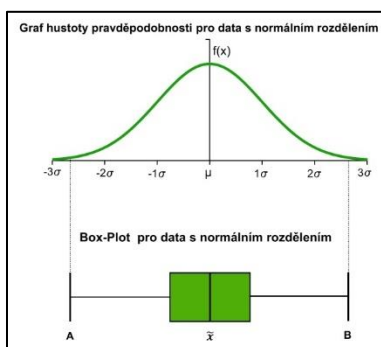
Box-plot nám u souboru dat umožňuje:

- a) identifikovat odlehlé hodnoty (outliers) a zaměřit se na vyhledání a analýzu příčin vzniku těchto odlehlostí (např. chyba analýzy, chyba odběru vzorku, objektivní příčina)
- b) posoudit symetrie u konců rozdělení (velké nesymetrie mohou indikovat jiný druh rozdělení)
- c) porovnat rozptyl u dvou a více souborů hodnot a případně posoudit způsobilost procesů.

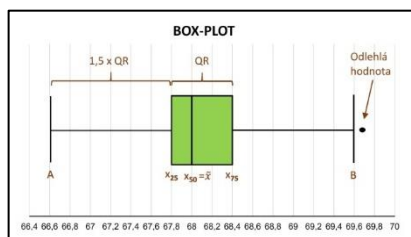
Způsob konstrukce krabicového grafu (box plot) a jeho vztah k hustotě pravděpodobnosti normálního rozdělení ilustrují obrázky 11-1 až 11-4.



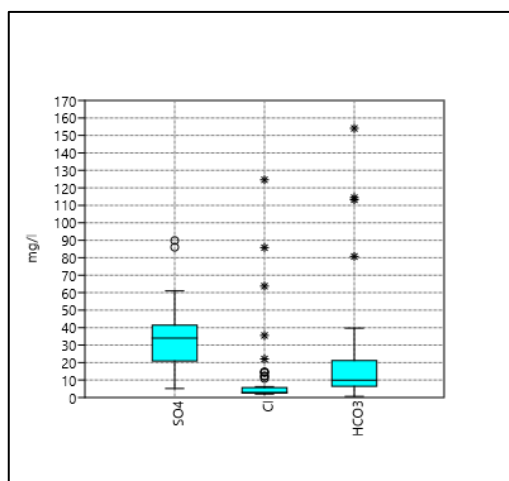
Obr. 11-1 Krabicový diagram – způsob jeho konstrukce a význam jednotlivých částí grafu



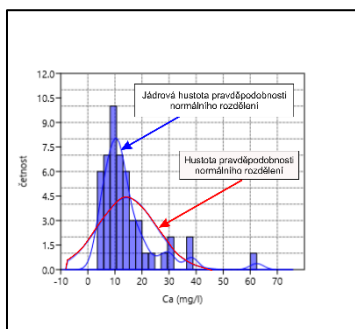
Obr. 11-4 Vztah mezi hustotou pravděpodobnosti a krabicovým grafem



Obr. 11-2 Způsob konstrukce krabicového grafu



Obr. 11-3 Příklad krabicového grafu (box plot)

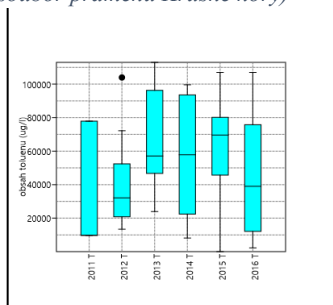


Jádrový odhad hustoty rozdělení (Kernel density) je hladký odhad histogramu. V programu PAST 3.21. je používán pro vyčíslení jeho průběhu Silvermanovo (1986) pravidlo:

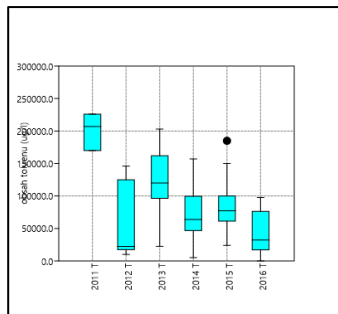
$$h = 0,9 \min(s, IQ \cdot 1,34) n^{-1,5} \quad (11-5)$$

Krabicové diagramy lze využít i k vizualizaci a posuzování časového vývoje. Např. na obr. 11-6 a 11-7 jsou sestaveny krabicové diagramy pro obsahy toluenu v jednotlivých letech na sanačních větvích. Vidíme, že zatímco na větvi V-2 je evidentní poklesový trend (obr. 11-6), tak na větvi V-1 se zatím žádný výrazný trend neprojevuje.

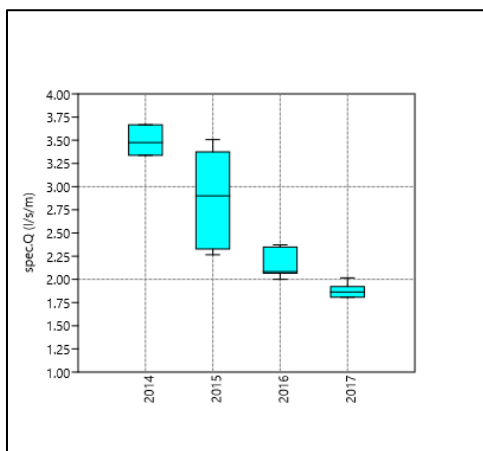
Obr. 11-5 Histogram obsahů Ca^{2+} (soubor pramenů Krušné hory)



Obr. 11-7 Obsahy toluenu, san.větev V-1



Obr. 11-6 Obsahy toluenu, san.větev V-2



Obr. 11-8 Hodnoty spec.vydatnosti, vrt Ř2

Jiným příkladem je časové porovnání hodnot specifické vydatnosti na vrtu Ř2 v Řepínském dole (obr. 11-8). Z něj je vidět jak ve sledovaném období docházelo k výraznému poklesu hodnoty specifické vydatnosti. Podrobným rozбором bylo následně zjištěno, že tento pokles není způsoben poklesem zdrojů podzemní vody, ale rozvojem procesů kolmatace.

Tuto metodu můžeme použít jak v případech bodových dat (např. chemismy pramenů v nějakém regionu), tak i v případě jiných dat (např. porovnání hodnot specifických vydatností souboru exploatačních vrtů v jímacím území rozdělené podle let – viz obr. 11-8).

11.2.3 Shluková analýza (cluster analysis)

Shluková analýza (Cluster analysis) patří mezi metody, které se zabývají vyšetřováním podobnosti vícerozměrných objektů (tj. objektů, u nichž je změřeno větší množství znaků) a jejich klasifikaci do tříd čili shluků. Jedním z typických příkladů je známý Durovův nebo Piperův graf chemismu vod.

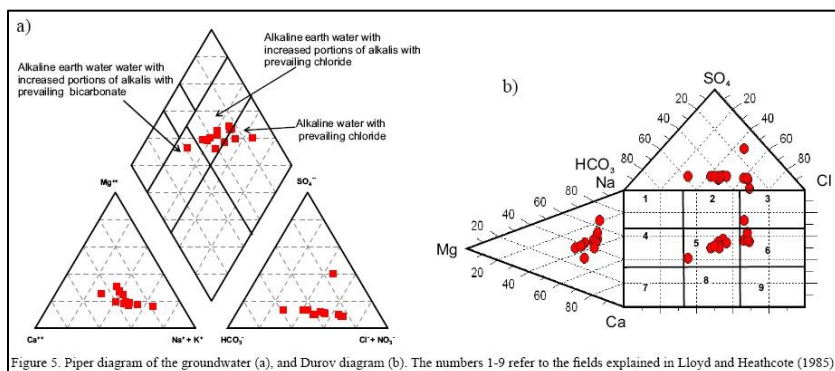


Figure 5. Piper diagram of the groundwater (a), and Durov diagram (b). The numbers 1-9 refer to the fields explained in Lloyd and Heathcote (1985).

Obr. 11-9 Piperův (a) a Durovův (b) (graf chemismu. Převzato z www.drnatnews.com

pouze odlišení shluků. Nesprávné zařazení znaků vede k zahrnutí i odlehlých objektů, které mohou mít rušivý vliv na výsledky analýzy. Měly by být využity pouze takové znaky, které dostatečně rozlišují mezi objekty.

Podobnost mezi objekty se používá jako kritérium tvorby shluků objektů. Nejdříve se stanovují znaky, určující podobnost, které se dále kombinují do podobnostních měr. Tímto způsobem pak může být objekt porovnán s jiným objektem. Shluková analýza vytváří shluky podobných objektů. Podobnost může být měřena různým způsobem, který se dá zařadit do jedné ze tří základních skupin:

1. korelační míry
2. míry vzdálenosti
3. míry asociace

V hydrogeologii používáme především první dvě skupiny měr podobnosti. Míry asociace se používají k porovnávání nemetrických objektů.

Před vlastní shlukovou analýzou **musíme řešit otázku, zda je třeba data standardizovat**. Např. jestliže budeme podrobovat shlukové analýze soubor chemických analýz, musíme se v první řadě rozhodnout, zda budeme aplikovat shlukovou analýzu pouze na makrosložky nebo naopak pouze na mikrosložky či na všechny komponenty, protože komponenty s větší směrodatnou odchylkou mají větší vliv na míru podobnosti. Pak musíme zvážit, zda bude vhodné vstupní data standardizovat (např. dle čísla *z* – viz vzorec 11-4). **Pokud však chceme indentifikovat shluky podle jejich vzdálenosti pak není standardizace vhodná.**

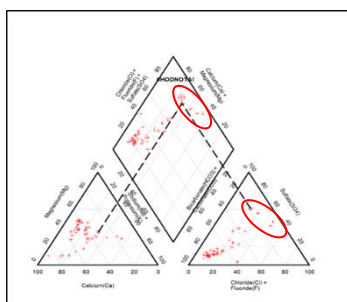
Způsoby shlukování objektů:

1. *hierarchické postupy* – jsou založeny na hierarchickém uspořádání objektů a shluků. Vlastní postup je buď aglomerační (postupujeme od jednoho objektu, který spojíme s druhým nejbližším do jednoho shluku atd.) nebo divizní (postupujeme opačně – od jednoho původního shluku, který postupně dělíme)
 - a. metoda nejbližšího souseda
 - b. metoda nejvzdálenějšího souseda
 - c. metoda průměrné vzdálenosti
 - d. Wardova metoda (na rozdíl od ostatních metod není principem optimalizace vzdáleností mezi shluky, ale minimalizace heterogenity shluků podle kritéria minima přírůstku vnitroskupinového součtu čtverců odchylek objektů od těžiště shluků)
 - e. metoda těžiště
 - f. metoda mediánová.
2. *nehierarchické postupy* - uživatel na základě svých věcných znalostí určí, které objekty mají tvořit zárodky nově vytvořených shluků a systém rozdělí objekty do shluků podle jejich Eukleidovské vzdálenosti od těchto typických objektů. Tyto metody se nazývají *k-means shlukování*.

V tabulce 11-1 uvádím příklady vybraných metrik pro posuzování vzdáleností mezi jednotlivými shluky.

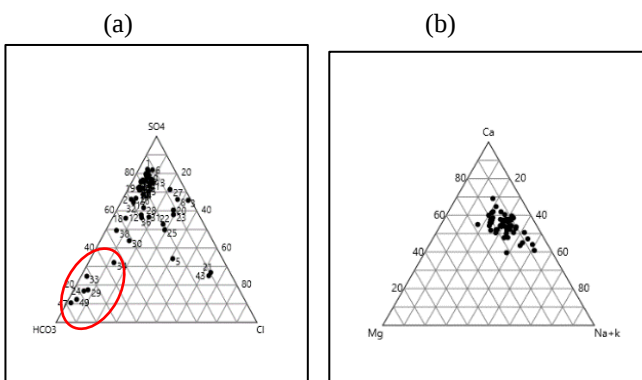
Tab. 30 Příklady některých vybraných metrik pro posuzování vzdáleností shluků

Název metriky	vzorec	poznámka
Euklidovská vzdálenost	$vzd(x, y) = \sqrt{\sum_i (x_i - y_i)^2}$	nejčastěji používaná metrika
City-block (Manhattanova) vzdálenost	$vzd(x, y) = \sum_i x_i - y_i $	v mnoha případech dává podobné výsledky jako jednodušší Euklidovská metrika
Čebyševova vzdálenost	$vzd(x, y) = \max x_i - y_i $	
Mocniná vzdálenost	$vzd(x, y) = \left[\sum_i x_i - y_i ^p \right]^{1/p}$	Používá se v případech, kdy chceme zvětšit nebo zmenšit progresivní váhu mezi rozdílnými objekty
Mahalanobisova metrika	$vzd(x, y) = \sqrt{\frac{(x_i - y_i)^T}{\Sigma(x_i - y_i)}}$	
Minkowského metrika	$vzd(x, y) = \left(\sum_{j=1}^p x_i - y_i ^\lambda \right)^{1/\lambda}$	



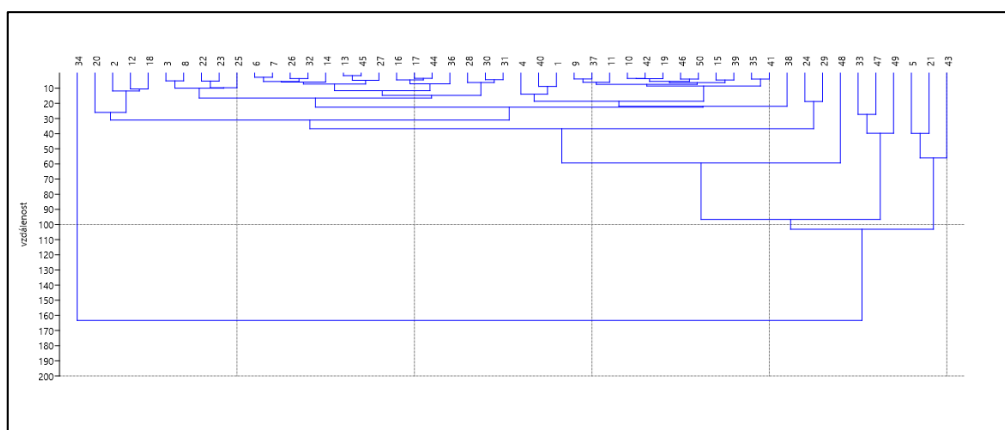
Obr. 11-10 Piperův graf - prameny

Na následujících obrázcích 11-10 a 11-11 je uveden Piperův a Durovův ternární graf chemismu vod (v Durovově grafu je samostatné pole pro kationty a anionty) pramenů z oblasti Krušných hor. Z grafů vyplývá, že celý soubor se pravděpodobně sestává z minimálně ze dvou skupin pramenů, které se odlišují svým chemismem. Pro objektivní rozdělení však musíme použít nějakou přesnější metodu – např. shlukovou analýzu.

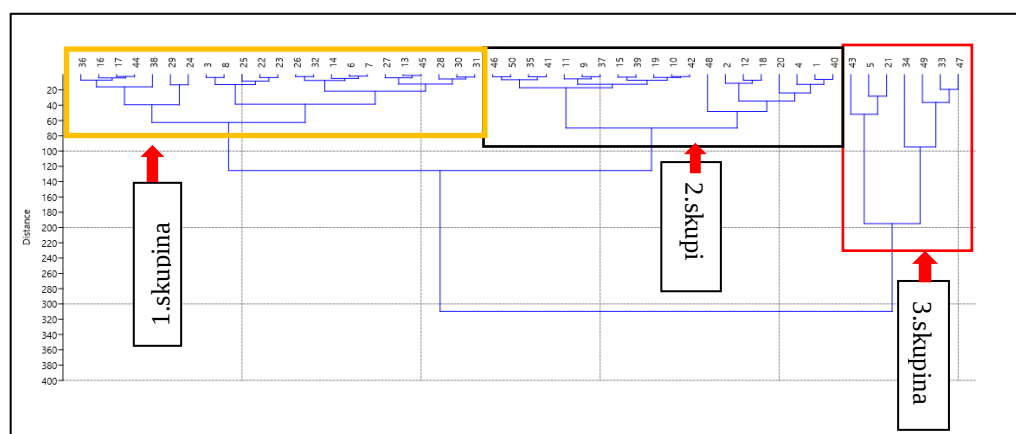


Obr. 11-11 Durovův graf, anionty (a) a kationty (b) pramenů

Graficky se hierarchicky uspořádané shluky zobrazují formou *vývojového stromu* nebo *dendrogramu*.



Obr. 11-12 Dendrogram chemismu pramenů z oblasti Krušných hor. Metoda paired group, Euklidovská metrika.

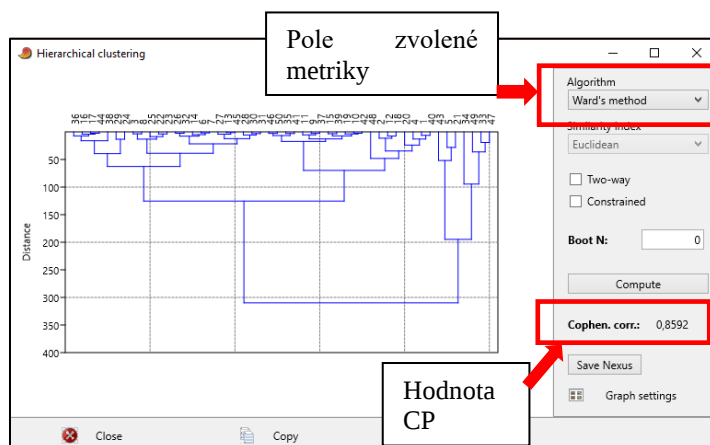


Obr. 11-13 Dendrogram chemismu pramenů z oblasti Krušných hor. Wardova metoda, Euklidovská metrika.

Mírou, vyjadřující pravděpodobnost shody vytvořeného rozdělení objektů do jednotlivých skupin je **kofenetický korelační koeficient (CP)** (cophenetics correlation coefficient). Pro jeho výpočet potřebujeme dvě informace:

- vzdálenostní matici
- kofenetickou matici

Tyto dvě matice spojíme do jedné a spočítáme jednoduchý korelační koeficient. Výpočet CP obsahuje celá řada statistických programů. Příklad výsledku shlukové analýzy (dendrogram) z programu PAST 3.18 – viz obr. 11-14.



Obr. 11-14 Dendrogram, výstup z programu PAST 3.18

Ve statistice je kofenetická korelace měřítkem toho, jak dendrogram věrně zachovává párové vzdálenosti mezi původními nemodelovanými datovými body. Obecně je definován vzorcem:

$$CP = \frac{\sum_{i < j} (x(i,j) - \bar{x})(t(i,j) - \bar{t})}{\sqrt{[\sum_{i < j} (x(i,j) - \bar{x})^2][\sum_{i < j} (t(i,j) - \bar{t})^2]}} \quad (11-6)$$

Čím je hodnota CP vyšší, tím je shlukování kvalitnější.

11.3 Korelační a regresní analýza

Korelační analýza zkoumá vztah mezi proměnnými pomocí různých měr závislostí (korelačních koeficientů). Zjišťuje tedy, zda mezi proměnnými existuje příčinný (kausální) vztah. V nejobecnějším smyslu slova označuje slovo "**korelace**" míru asociace dvou proměnných. Při zkoumání korelačních vztahů má rozhodující význam kvalitativní rozbor příslušného datového materiálu. **Nemá totiž smysl měřit závislost tam, kde na základě logické úvahy nemůže existovat – mezi proměnnými neexistuje kauzální vztah.** Korelace neimplikuje kauzalitu je vědecká zásada, která připomíná, že pokud nějaké dva jevy často následují po sobě nebo pokud nějaké dvě proměnné spolu korelují, nelze z toho ještě vyvozovat, že jedna je příčinou a druhá kauzálním následkem. Takový závěr by byl logicky chybný a tedy neplatný. Jednodušeji - když dvě události probíhají současně, neznamená to, že jedna z nich zapříčinuje druhou.

Novověká přírodní věda, která se chápe nejen jako poznání, ale také ovládnutí přírody, potřebovala k tomu jiný pojem příčiny nutné a dostačující: příčina musí být jedna a musí zaručovat, že následek skutečně nastane. Tak rozumí příčině a kauzalitě klasická věda. Od 19. století se pojem příčiny ve vědě poněkud rozšířil, protože zahrnuje i příčiny, jejichž následky nejsou nutné, ale jen více či méně pravděpodobné. Vztah mezi příčinou a následkem se také udává statisticky, mírou korelace. Nicméně k technickým aplikacím vědy je třeba, aby příčina byla jedna, anebo aspoň výrazně převládala, jinak se totiž nedá k účelné aplikaci využít. Vyjádřením této kauzality je [přírodní zákon](#). Ve 20. století došlo k největšímu nárůstu v kauzálním vyjadřování.

Německý fyzik Max Born (1949) charakterizoval představu kauzality třemi body:

- **Příčinnost** (kauzalita) říká, že výskyt určitého předmětu či entity B zákonitě závisí na výskytu předmětu A jiné třídy. A nazýváme příčinou, B následkem.
- **Předchůdnost** (antecedence) tvrdí, že příčina nemůže následovat po důsledku.
- **Souvislost** (kontiguita) předpokládá, že příčina a důsledek se musely v prostoru setkat, aspoň prostřednictvím dalších entit.

Logika rozlišuje

příčinu nutnou: bez výskytu příčiny A nemůže nastat účinek B; z výskytu B tedy plyne výskyt A.
příčinu dostačující: výskyt A stačí k tomu, aby nastal účinek B; z výskytu účinku B ovšem nemusí plynout, že předcházela příčina A (mohly to způsobit i jiné příčiny).

Obecně: Korelace je nutnou, ale nikoli postačující podmínkou kauzality.

Logicky chybný závěr, jako kdyby z následnosti nebo korelace nutně plynula kauzalita, se často vyjadřuje také jako:

Post hoc, ergo propter hoc (lat. „potom, tudíž kvůli tomu“)

Cum hoc, ergo propter hoc (lat. „spolu, tudíž kvůli tomu“)

Často je zbytečné měřit závislosti i z jiných důvodů, zejména tehdy, když je korelace způsobena:

- a) formálními vztahy mezi proměnnými
- b) nehomogenitou studovaného materiálu
- c) působením společné příčiny

Bradford-Hillova kritéria kauzality:

1. Věcné opodstatnění (plauzibilita)
2. Reprodukovatelnost
3. Specifita (jeden faktor, jeden následek)
4. Koherence se současným poznatky
5. Časová následnost (temporalita)
6. Průvodní variance (korelace s intenzitou nebo četností)

Regresní analýza následně dává odpověď na otázky:

1. jaký vztah (matematicky vyjádřený) existuje mezi proměnnými x a y ?
2. lze proměnnou y odhadnout pomocí proměnné x
3. pokud ano, s jakou chybou?

Statistická analýza v těchto souvislostech má následující cíle:

- a) poskytnout číselné míry vztahu dvou proměnných
- b) najít vzorce pro optimální predikci proměnné, kterou považujeme za závisle proměnnou
- c) zhodnotit chybu predikce
- d) ověřovat různé hypotézy o zkoumaném vztahu.

Základní postup dvourozměrné analýzy dat:

1. zobrazíme data graficky
2. hledáme základní tendence a konfigurace v datech
3. přidáváme numerické charakteristiky různých aspektů dat

11.3.1 Korelační koeficienty

11.3.1.1 Pearsonův korelační koeficient

Indikuje míru lineární závislosti mezi 2 proměnnými. **Nemá-li závislost lineární charakter, můžeme udělat zcela chybné závěry!** Proto je třeba v případech, kdy závislost není evidentně lineární, provádět linearizaci závislosti !!!
Korelační koeficient (Pearsonův korelační koeficient):

$$r_{xy} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s_x} \right) \left(\frac{y_i - \bar{y}}{s_y} \right) = \frac{\sum_{i=1}^n x'_i y'_i}{n-1} \quad (11-7)$$

x', y' - standartizované hodnoty

s_x, s_y - směrodatné odchylky pro x a y

11.3.1.2 Spearmanův korelační koeficient

Tímto koeficientem (ρ_s) měříme sílu vztahu $\mathbf{x}$ a $\mathbf{y}$, když nemůžeme předpokládat linearitu očekávaného vztahu nebo normální rozdělení proměnných. Pro jeho odhad použijeme vztah:

$$\rho_s = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (11-8)$$

D_i - rozdíl pořadí r_x a r_y hodnot x_i a y_i vzhledem k ostatním hodnotám seřazeného výběru podle velikosti.

Jedná se o pořadový koeficient.

11.3.1.3 Kendallův koeficient pořadové korelace

Pearsonův korelační koeficient má měřit "sílu vztahu" dvou proměnných. *V celé řadě případů však má jisté nevýhody.* Pokud jedna z proměnných nemá náhodný charakter (její hodnoty jsou pevně určeny, např. časové závislosti) je použití tohoto koeficientu problematické. Přitom korelace, ať je jakkoliv silná neznamena sama o sobě, že změny proměnné x skutečně způsobí změny proměnné y . *V takových případech je třeba doplnit pro určení míry závislosti o další charakteristiky.* Jednou z nich je Kendallův koeficient pořadové korelace (jeho teoretickou hodnotu označujeme τ_k Kendallovu tau). Kendall založil svoji statistiku na inverzích pořadí. Nejlépe jeho princip osvětlí následující příklad. Mějme datovou řadu - viz následující tabulka:

Tab. 31 Příklad pro výpočet Kendallova τ_k

pořadí	X	Y	konkordance	diskordance
1	41	274	1	7
2	45	209	4	3
3	50	194	5	1
4	51	270	1	4
5	54	165	4	0
6	59	234	2	1
7	62	281	0	2
8	68	238	0	1
9	71	208	0	0
součet	17	19		
	P	Q		
S=P - Q	-2			
D = n(n-1)/2	36			
$\tau_k = S/D$	-			
	0,05556			

Data jsou seřazena vzestupně dle proměnné X. Při kladné asociaci budou mít data proměnné Y také vzestupnou tendenci a obráceně. Kendall rozlišuje vztah $y_j > y_i$ (resp. $y_j < y_i$). V prvním případě nastává tzv. **konkordance (P)** (x_i a y_i oboje roste nebo společně klesá), ve druhém **diskordance (D)** (x_i roste, y_i klesá nebo opačně). **Kendallovu τ se pohybuje mezi 0 (žádná shoda) a 1 (úplná shoda).** Rozdíl (Kendallovu S):

$$S = P - Q \quad S \in \{-0,5(n-1); 0,5(n-1)\} \quad (11-9)$$

je jednoznačnou mírou závislosti. Proto se Kendallův koeficient τ_k počítá podle vztahu:

$$\tau_k = \frac{S}{D} = \frac{P-Q}{D} \quad D = \frac{N(N-1)}{2} \quad (11-10)$$

Konkordance a diskordance jsou uvedeny v příslušných sloupcích, vlastní výpočet je proveden v posledních třech řádcích tabulky 11-2.

11.3.1.4 Durbin-Watsonův test

Poměrně častým praktickým problémem analýz časových řad je zkoumání vzájemných vztahů mezi těmito řadami. K odpovědi na tuto otázku slouží metody zkoumání korelace mezi časovými řadami (např. u křížové korelace - porovnávání zda a jak jsou proti sobě dvě časové řady posunuty a zda je takto zjištěné posunutí statisticky významné).

U dvou korelovaných časových řad y_t a x_t totiž okolnost, že oba procesy (např. časová řada hladin podzemní vody) probíhají ve stejném reálném čase a případně se vyvíjejí stejným směrem, nás často dovede k tomu, že mezi y_t a x_t nalezneme vysokou korelaci, což ale nemusí být vždy pravda. Může jít o jev nazývaný **zdánlivou (klamnou) korelací**. Na druhou stranu ale jsou skutečné případy existence vzájemné silné vazby, takže nemusí jít o zdánlivou korelaci. Je nutné tedy použít techniku, která umožní rozeznat reálnou korelaci od zdánlivé. **Příčinou těchto problémů je existence autokorelace.** Lze se o ní přesvědčit dvojím způsobem:

- určíme koeficienty autokorelace 1. až k-tého řádu (koeficient 1. řádu je korelační koeficient mezi bezprostředně sousedícími členy řady, koeficient 2. řádu = koeficient korelace mezi oba jeden posunutými "sousedy" v řadě atd. Je-li některý z vypočtených koeficientů autokorelace vysoký (nejčastěji to bývá **autokorelace 1. řádu**), jsou údaje v řadě závislé a snadno dojde ke vzniku zdánlivé korelace;

2. druhým způsobem, který zjišťuje existenci závislosti mezi daty v časové řadě, bývá použití Durbin-Watsonova testu, který s ohledem na svou univerzální konstrukci může sloužit i pro posuzování závislosti mezi hodnotami řady.

Jako testové kritérium se používá statistika:

$$DW = \frac{\sum_{t=2}^n (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n e_t^2} \quad DW \in (0; 4) \quad (11-11)$$

$e_t = y_t - T_t$ (y_t - zjištěná skutečná hodnota, T_t = trendová hodnota v bodě y_t)

V případě nezávislosti se hodnota DW pohybuje okolo čísla 2, při hodnotách DW blízkých 0 se jedná o přímou a v případě, že se DW blíží 4, nepřímou závislost.

Tohoto testovacího kritéria často využíváme v případě časových řad, kdy se nejčastěji setkáváme se **zdánlivou** (klamnou) **korelací**. Skutečnou příčinou problémů se zdánlivou korelací je existence **autokorelace** časové řady (viz kap. 11.3.2.).

Způsobem, který dokládá existenci závislosti mezi údaji v časové řadě, je aplikace Durbin-Watsonova testu. **Stejně tak chceme-li znát skutečnou výši korelace mezi dvěma časovými řadami, musíme autokorelaci mezi nimi odstranit.** K tomu dojde když z původních řad odstraníme jejich systematickou složku (t.j. trend event. periodicitu) a přeneseme svou pozornost na rezidua. Znamená to, že k prozkoumání, zda je vztah mezi proměnnými nebo řadami příčinný, je nutné použít metodu měření těsnosti závislosti řad náhodné složky, t.j. řad očištěných od trendu event. periodicity.

Postup:

1. u řad zvolíme vhodnou regresní závislost mezi proměnnými
2. vypočteme hodnoty korelačního koeficientu
3. vypočteme hodnotu koeficientu autokorelace 1. řádu pro každou řadu
4. zbavíme řady jejich trendové složky a vytvoříme příslušná rezidua
5. na tato rezidua potom aplikujeme Durbin-Watsonův test
6. vypočteme hodnoty korelačních koeficientů reziduí
7. provedeme porovnání koeficientů korelace původních řad s koeficienty korelace reziduí a s hodnotami Durbin-Watsonova testu pro rezidua. **V případě, že hodnota koeficientu korelace reziduí je významně nižší, nežli hodnota koeficientu korelace původní řady znamená to, intenzita závislosti je slabá i v případě poměrně vysoké hodnoty koeficientu korelace původní řady.**

Tab. 32 Některé indexy a koeficienty používané pro posuzování lineárních regresních závislostí

Index determinace	$I_{yx}^2 = \frac{s_y^2}{s_y^2}$ $\frac{s_y^2}{s_y^2} = 1 - \frac{s_{(y-y)}}{s_y^2}$	$I_{yx}^2 \in < 0; 1 >$	V Excelu jako R v -Analýza dat - Regrese
Index korelace	$I_{yx} = \sqrt{\frac{s_y^2}{s_y^2}}$ $I_{yx} = \frac{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (Y_i - \bar{y})^2}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (Y_i - \bar{y})^2}} = \sqrt{\frac{\sum (Y_i - \bar{y})^2}{\sum (Y_i - \bar{y})^2}}$	$I_{yx} \in < 0; 1 >$	
Koeficient korelace	$r_{yx} = r_{xy} = \frac{s_{xy}}{\sqrt{s_x^2 \cdot s_y^2}}$	Měří těsnost závislosti popsané přímkou.	Zvláštní případ indexu korelace pro lineární závislosti.
Poměr determinace	$\frac{s_y^2}{s_y^2} = \frac{s_y^2 - \bar{s}^2}{s_y^2} = 1 - \frac{\bar{s}^2}{s_y^2} = PD$	Měří těsnost závislosti při vyrovnání podmíněnými průměry nebo když nemůžeme určit konkrétní tvar vyrovnávající regresní funkce $PD \in (0; 1)$	Udáváný v % dává informaci, jaké procento rozptylu závisle proměnné lze vysvětlit vlivem nezávisle proměnné. Doplněk do 100% udává vliv dalších nespecifikovaných činitelů
Korelační poměr	$P_{yx} = \sqrt{PD} = \sqrt{\frac{s_y^2}{s_y^2}}$	$P_{yx} \in (0; 1)$	

Poznámka:

F-testy - posuzují statistickou významnost celého modelu

t-testy - zabývají se statistickou významností jednotlivých regresních parametrů

11.3.1.5 Přehled korelačních koeficientů

Tab. 33 Přehled korelačních koeficientů

koeficient	vzorec	použití	pozn.
Pearsonův koef.	r_{xy} $= \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i - \bar{x}}{s_x} \right) \left(\frac{y_i - \bar{y}}{s_y} \right)$ $= \frac{\sum_{i=1}^n x_i' y_i'}{n-1}$	Pro lineární regresi, s opatrností pro linearizovanou nelineární regresi	Měří podle nejmenších čtverců
Spearmanův koef.	$\rho_s = 1 - \frac{6 \sum D_i^2}{n(n^2 - 1)}$	Pořadový koeficient, pro nelineární regresi nebo když proměnné nemají normální rozložení	Problematický u časových řad
Kendalovo tau	$\tau_k = \frac{S}{D} = \frac{P-Q}{D}$ $D = \frac{N(N-1)}{2}$	V případě, že jedna z proměnných nemá náhodný charakter	Např. časové řady
Durbin-Watson	$DW = \frac{\sum_{t=2}^n (e_t - e_{t-1})^2}{\sum_{t=1}^n e_t^2}$ $e_t = y_t - T_t$	Universální použití. Založen na hodnotách reziduí od použitého regresního vztahu.	Pomáhá vyhnout se problémům s autokorelací zejména u časových řad. – viz kap. 11.3.2.

11.3.2 Autokorelační funkce

Autokorelace náhodných složek je jev, kterým ve statistice označujeme porušení Gauss-Markovova požadavku pro možnost odhadu regresních parametrů metodou nejmenších čtverců. **Slouží jako nástroj k posouzení vzájemné závislosti mezi jednotlivými hodnotami datové řady.** Autokorelační funkce odhaduje korelační koeficienty pro jednotlivé dvojice stejně vzdálených hodnot v datové řadě.

Příčiny vzniku autokorelace:

1. chybná specifikace modelu - tzv. kvaziautokorelace
2. přílišná aproximace v modelu (např. místo použijeme x apod.)
3. použití časově zpožděných proměnných v modelu
4. použití upravených dat - např. extrapolovaných, centrovaných, interpolovaných apod.

Důsledkem autokorelace je ztráta vydatnosti odhadu i asymptotické vydatnosti odhadu regresních parametrů. Současně σ^2 i standardní chyby jsou vychýlené, R^2 je nadhodnoceno, zatímco t-testy jsou slabé a rezidua jsou podhodnocená.

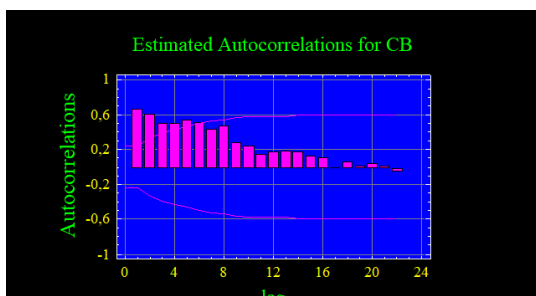
Autokorelaci pro posun o k hodnot definujeme :

$$R_k = \frac{c_k}{c_0} \quad (11-12)$$

kde

$$c_k = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} \left(\frac{y_t - \bar{y}}{x_t - \bar{x}} \right) \quad (11-13)$$

$\bar{x}, \bar{y}$ - aritmetické průměry



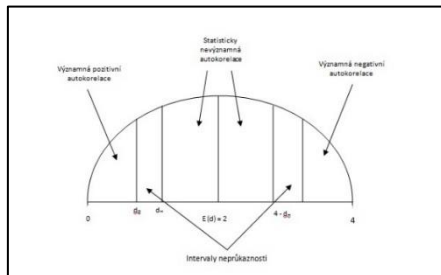
Obr. 11-15 Autokorelace v časové řadě obsahu chlorbenzenu

Na obr. 11-15 vidíme hodnoty korelačních koeficientů jednotlivých autokorelací v časové řadě obsahu chlorbenzenu v podzemní vodě.

Pro testování výskytu autokorelace se často používá Durbin-Watsonův test (viz kap. 11.3.1.4)

Postup vyhodnocení je následující:

1. statistika d má střední hodnotu $E(d) = 2$ a nachází se v intervalu $<0;4>$
2. stanovíme tabulkové hodnoty d_D (dolní mez d) a d_H (horní mez d) podle stupňů volnosti modelu
3. porovnáme hodnotu d s následujícími intervaly a na základě pozice d vyhodnotíme autokorelaci:
 - interval $<0; d_D>$ značí pozitivní autokorelaci
 - v intervalu $<d_D; d_H>$ nemůžeme rozhodnout, zda se jedná o korelaci, či nikoliv
 - interval $<d_H; 2>$ poukazuje na statisticky nevýznamnou pozitivní autokorelaci
 - interval $<2; 4-d_H>$ poukazuje na statisticky nevýznamnou negativní autokorelaci
 - v intervalu $<4-d_H; 4-d_D>$ nemůžeme rozhodnout, zda se jedná o korelaci, či nikoliv
 - interval $<4-d_D; 4>$ poukazuje na statisticky významnou negativní autokorelaci



Obr. 11-16 Intervaly Durbin-Watsonova testu

11.3.3 Posuzování podle míry shody mezi daty a vypočtenou závislostí

Jedním ze způsobů posuzování míry shody mezi naměřenými hodnotami a hodnotami vypočtené regresní funkce je výpočet následujících kritérií:

$$\text{Střední chyba (Mean Error)} \quad M.E. = \frac{\sum(y_t - y_{t,vyp})}{n} \quad (11-14)$$

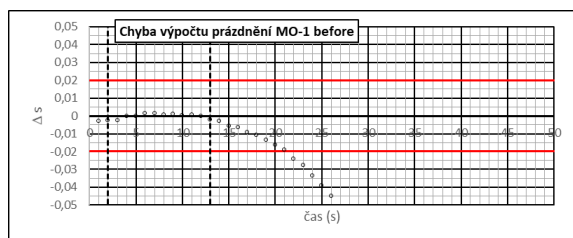
$$\text{Střední kvadratická chyba (Mean Square Error)} \quad M.S.E. = \frac{\sum(y_t - y_{t,vyp})^2}{n} \quad (11-15)$$

$$\text{Střední absolutní chyba (Mean Absolute Error)} \quad M.A.E. = \frac{\sum|y_t - y_{t,vyp}|}{n} \quad (11-16)$$

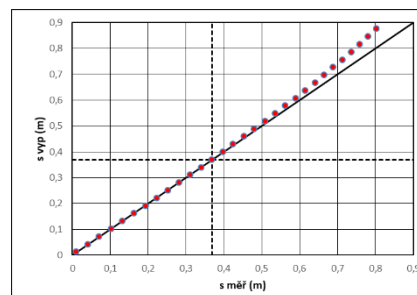
$$\text{Střední procentuální absolutní chyba (Mean Absolute Percentage Error)} \quad M.A.P.E. = \frac{\sum\left\{\frac{|y_t - y_{t,vyp}|}{y_t}\right\}}{n} \quad (11-17)$$

$$\text{Střední procentuální chyba (Mean Percentage Error)} \quad M.P.E. = \frac{\sum\left\{\frac{y_t - y_{t,vyp}}{y_t}\right\} \cdot 100}{n} \quad (11-18)$$

Dalším ze způsobů je grafická kontrola vztahu naměřených dat a vypočtené závislosti. Například při určování délky úseku odpovídajícího prázdnění vrtu v úvodu čerpací zkoušky lze použít grafický vztah závislosti $s_{w,t}$ – $s_{w,t,vyp}$ na čase t (obr. 11-18). Z obrázku je vidět časový úsek po který platí lineární vztah mezi čerpaným množstvím vody z vrtu a hodnotou snížení. Na rozdíl od grafu na obr. 10-18 je však méně citlivý. Častěji používaný je způsob použití grafu $s_{měř}$ – s_{vyp} . (obr. 11-17). Na obr. 11-17 je uveden stejný úsek dat z čerpací zkoušky na vrtu MO-1 před regenerací. Průsečík svislých černých čerchovaných čar ukazuje místo počátku (3 s) a konce úseku prázdnění (13 s od počátku ČZ). Srovnáním obou grafů vidíme lepší vypovídací schopnost typu grafu, který je na obr. 11-17.



Obr. 11-17 Určení délky úseku prázdnění vrtu při čerpací zkoušce



Obr. 11-18 Posouzení shody mezi vypočtenými a měřenými hodnotami

11.3.4 Lineární regrese

Lineární regrese je matematická metoda používaná pro proložení souboru bodů v grafu přímkou. O bodech reprezentujících měřená data se předpokládá, že jejich souřadnice x jsou přesné, zatímco souřadnice y mohou být zatíženy náhodnou chybou, přičemž předpokládáme, že závislost y na x lze graficky vyjádřit přímkou. Pokud měřené body proložíme přímkou, tak při odečítání z grafu bude mezi hodnotou y_i měřeného bodu a hodnotou y ležící na přímce odchylka. Podstatou lineární regrese je nalezení takové přímky, aby součet druhých mocnin těchto odchylek byl co nejmenší. Lineární regresi lze zobecnit i pro prokládání jinou funkcí než přímkou. Termín lineární regrese proto může označovat dvě částečně odlišné věci: Lineární regrese představuje aproximaci daných hodnot přímkou metodou nejmenších čtverců. Pokud tuto přímku vyjádříme rovnicí $y = b_1 + b_2 x$ jedná se o nalezení optimálních hodnot koeficientů b_1 a b_2 . V obecnějším případě může lineární regrese znamenat aproximaci daných hodnot $[x_i, y_i]$ takovou funkcí $y = f(x, b_1)$, kterou lze vyjádřit jako lineární kombinaci funkcí:

$$f_1 \text{ až } f_k y = b_1 f_1(x) + \dots + b_k f_k(x).$$

Koeficienty $b_1, \dots, b_k$ se opět určují metodou nejmenších čtverců.

11.3.5 Nelineární regrese

Nelineární regrese je matematická metoda používaná tehdy, kdy nelze použít klasické lineární nebo linearizovatelné funkce pro proložení souboru bodů v grafu přímkou. S potřebou řešit nelineární vztahy se v hydrogeologii setkáváme velmi často. Typickým příkladem takové funkce v hydrogeologii je např. průběh hodnot studňové funkce, kterou nelze vzhledem k jejím matematickým vlastnostem linearizovat v celém rozsahu její platnosti.

Regresní analýza užívá řadu dalších funkcí, které nejsou lineární vzhledem k parametrům – nelineární regresní modely:

nelineární regresní funkce, které lze linearizovat, např.:

- regresní exponenciální funkce např.: $y_t = a_0 \cdot a_1^t$
- nebo regresní mocniná funkce, např.: $y_t = \beta_0 x^{\beta_1}$

nelineární regresní funkce, které nelze linearizovat, např.:

- regresní exponenciální funkce např.: $y_t = k + a_0 \cdot a_1^t$
- regresní mocniná funkce, např.: $y_t = \frac{k}{(1+a_0 \cdot a_1^t)}$

Kriging či slangově počestně **krigování** je ve statistice (původně v geostatistice) metoda interpolace, kde jsou interpolované hodnoty modelovány gaussovským procesem podle apriorních kovariancí. Za vhodných předpokladů dává kriging nejlepší lineární nestrannou předpověď střední hodnoty. Interpolační metody založené na jiných kritériích, jako je například hladkost, nemusejí přinést nejpravděpodobnější střední hodnoty. Tato metoda se běžně používá v oblasti prostorové analýzy a počítačových experimentů. Technika je také známá jako Kolmogorova-Wienerova predikce.

Poznámka: Je třeba si uvědomit, že vlastnosti, které platí pro odhad regresní funkce získaný klasickou metodou nejmenších čtverců, platí pouze pro transformovanou funkci. Důsledkem toho je, že odhady jednotlivých regresních koeficientů užitého modelu nesplňují podmínku nestrannosti. V případě, že linearizující transformace není možná, je třeba použít jiných metod pro odhad parametrů nelineární funkce (např. Levenberg-Marquardtovu proceduru).

Tab. 34 Přehled některých regresních funkcí nelineárních v parametrech

Funkce	Linearizující transformace	Normální rovnice
$\eta = \beta_0 x^{\beta_1}$	$\ln(\eta) = \ln(\beta_0) + \beta_1 \ln(x)$	$\sum \ln(y_i) = n \cdot \ln(b_0) + b_1 \sum \ln(x_i)$ $\sum \ln(y_i) \cdot \ln(x_i) = \ln(b_0) \sum \ln(x_i) + b_1 \sum \ln^2(x_i)$
$\eta = \beta_0 \beta_1^{\frac{1}{x}}$	$\ln(\eta) = \ln(\beta_0) + \frac{1}{x} \ln(\beta_1)$	$\sum \ln(y_i) = n \cdot \ln(b_0) + \ln(b_1) \sum \frac{1}{x_i}$ $\sum \frac{1}{x_i} \ln(y_i) = \ln(b_0) \sum \frac{1}{x_i} + \ln(b_1) \sum \frac{1}{x_i^2}$
$\eta = \frac{\beta_0}{x^{\beta_1}}$	$\ln(\eta) = \ln(\beta_0) - \beta_1 \ln(x)$	$\sum \ln(y_i) = n \cdot \ln(b_0) - b_1 \sum \ln(x_i)$ $\sum \ln(y_i) \cdot \ln(x_i) = \ln(b_0) \sum \ln(x_i) - b_1 \sum \ln^2(x_i)$
$\eta = \beta_0 x^{x\beta_1}$	$\ln(\eta) = \ln(\beta_0) + \beta_1 x \cdot \ln(x)$	$\sum \ln(y_i) = n \cdot \ln(b_0) + b_1 \sum x_i \ln(x_i)$ $\sum x_i \ln(y_i) \cdot \ln(x_i) = \ln(b_0) \sum x_i \ln(x_i) + b_1 \sum x_i^2 \ln^2(x_i)$

$\eta = \beta_0 e^{x\beta_1}$	$\ln(\eta) = \ln(\beta_0) + \beta_1 x$	$\sum \ln(y_i) = n \cdot \ln(b_0) + b_1 \sum (x_i)$ $\sum x_i \ln(y_i) = \ln(b_0) \sum x_i + b_1 \sum x_i^2$
$\eta = \frac{1}{\beta_0 + \beta_1 x}$	$\frac{1}{\eta} = \beta_0 + \beta_1 x$	$\sum \frac{1}{y_i} = n \cdot b_0 + b_1 \sum x_i$ $\sum \frac{x_i}{y_i} = b_0 \sum x_i + b_1 \sum x_i^2$
$\eta = \frac{x}{\beta_0 + \beta_1 x}$	$\frac{x}{\eta} = \beta_0 + \beta_1 x$	$\sum \frac{x_i}{y_i} = n \cdot b_0 + b_1 \sum x_i$ $\sum \frac{x_i^2}{y_i} = b_0 \sum x_i + b_1 \sum x_i^2$

11.3.5.1 Případy použití nelineární regrese v hydrogeologii

11.3.5.1.1 Kontaminační hydrogeologie

Vztahy uvedené v kapitolách 11.3.5.1.1.1 – 3 se používají především při zpřesňování bilance kontaminantu na lokalitě v době sanačního zásahu, dále pak k časové prognóze termínů ukončení sanací (dosažení sanačních limitů) a celkovému řízení sanačního zásahu.

11.3.5.1.1.1 Posunutá exponenciála

$$T_t = k + a \cdot b^t \quad b > 0 \quad (11-19)$$

Používá se tehdy, když *podíly sousedních hodnot prvních diferencí jsou přibližně konstantní*. Modifikovaná exponenciála je funkcí, která má aditivně přidanou nenulovou asymptotu **k**. V důsledku toho není možné použít k odhadu parametrů této funkce přímo metodu nejmenších čtverců.

Koeficient **k** udává hodnotu, kterou má rovnice T_t když $t = 0$.

Koeficient **a** určuje rychlost změny T_t v závislosti na exponentu b^t

Koeficient **b** určuje, o kolik se T_t zvyšuje/zmenšuje s každým dalším časovým krokem t .

Řeší se technikou částečných součtů.

Řada se rozdělí na třetiny (pokud počet členů řady není dělitelný 3, vynechá se příslušný počet dat na počátku řady).

1. vytvoří se částečné součty vždy z jednotlivých třetin řady
2. platí např. pro řadu o 9 členech:

$$S_1 = \sum_1^3 y_t$$

$$S_2 = \sum_4^6 y_t$$

$$S_3 = \sum_7^9 y_t$$

3. potom pro jednotlivé parametry rovnice (10-17) platí:

$$b = \left(\frac{S_3 - S_2}{S_2 - S_1} \right)^{1/m} \quad \text{kde } m = \text{délka třetiny řady dat}$$

$$a = \left(\frac{b-1}{b(b^{m-1}-1)^2} \right) (S_2 - S_1)$$

$$k = \frac{S_1 - \frac{a \cdot b(b^{m-1}-1)}{b-1}}{m}$$

11.3.5.1.1.2 Logistická křivka

$$T_t = \frac{k}{(1 + a_0 a_1^t)} \quad (11-19)$$

$$a_0 > 1$$

$$0 < a_1 < 1$$

$$k > 0$$

Tato funkce patří mezi trendové funkce s horní kladnou asymptotou **k** a jedním inflexním bodem, který leží v bodě $t = \log(a_0)/\log(a_1)$.

Protože se jedná v podstatě o inverzi modifikovaného exponenciálního trendu, musíme nejdříve provést transformaci:

$$x_t = \frac{1}{y_t} \quad \text{pro } t = 1, 2, 3, \dots, n \quad (11-20)$$

Položíme-li:

$$\begin{aligned} k &= c \\ a_0 &= b_0 \\ a_1 &= b_1 \end{aligned}$$

dostaneme:

$$T_t = \left(\frac{1}{c}\right) + \left(\frac{b_0}{c}\right) b_1^t \quad (11-21)$$

což je vlastně rovnice modifikovaného exponenciálního trendu, kde:

$$k = 1/c$$

$$a_0 = b_0/c$$

$$a_1 = b_1$$

K řešení lze opět použít techniku částečných součtů. *Metodu částečných součtů nelze použít, pokud rozdíly ($S_2 - S_1$) a ($S_3 - S_2$) mají opačná znaménka.*

11.3.5.1.1.3 Gompertzova křivka

Gompertzova křivka je matematická funkce, která má velmi důležité vlastnosti a využití. Tato křivka se často využívá pro modelování růstu populací, popisování dynamiky růstu nádorů a dalších biologických nebo fyzikálních systémů, kde dochází k rychlému počátečnímu růstu, ale postupně se tempo růstu zpomaluje. Hlavní vlastnosti Gompertzovy křivky jsou:

1. Sigmoidální tvar: Křivka má charakteristický esovitý tvar, který začíná pozvolným růstem, následovaným fází rychlého růstu a nakonec se asymptoticky blíží k určité konečné hodnotě (asymptotě).
2. Inflexní bod: V místě inflexe dochází ke změně zakřivení křivky z konvexní na konkávní. Tento bod představuje maximální rychlost růstu.
3. Asymptota: Gompertzova křivka se asymptoticky blíží k horní mezi (asymptotě), což představuje maximální možnou hodnotu, které může daný systém dosáhnout.
4. Pomalý počáteční růst: Na počátku je růst pomalý, což může reprezentovat fázi zrání nebo adaptace systému.
5. Fáze zrychleného růstu: Po počáteční fázi následuje období rychlého růstu, které lze interpretovat jako exponenciální fázi.
6. Zpomalení růstu: Nakonec dochází ke zpomalení růstu, až systém asymptoticky dosáhne své maximální hodnoty (horní mez). Gompertzova křivka je vhodná pro modelování systémů, kde existují omezující faktory, které brání neomezenému růstu. Tato vlastnost ji činí užitečnou pro studium biologie, demografie, ekonomie a dalších oblastí, kde je potřeba popsat dynamiku růstu s omezenými zdroji.

Gompertzova funkce je matematická funkce, která se často používá pro modelování růstu populací, biologických procesů a ekonomických jevů. Její rovnice má následující tvar:

$$y(t) = a * \exp(-b * \exp(-c * t))$$

$$y(t) = a * e^{(-b * e^{(-c * t)})} \quad ($$

kde:

a - je horní asymptota funkce, což představuje maximální hodnotu, ke které funkce konverguje

b - je bezrozměrný parametr, který ovlivňuje umístění bodu inflexe (bodu, kde se mění křivost funkce)

c - je rychlostní konstanta, která určuje rychlost růstu funkce

t - je nezávislá proměnná (čas, velikost populace, apod.)

Gompertzova funkce může být vyjádřena v různých tvarech. Kromě klasického tvaru $y(t) = a * \exp(-b * \exp(-c * t))$, existují i tyto alternativní formy:

1. $y(t) = a * \exp(-b * \exp(-c * (t - t_0)))$ Tento tvar umožňuje posunutí funkce podél osy x o hodnotu t_0 .
2. $y(t) = a * \exp(b * \exp(c * t)) + d$ Tento tvar zahrnuje posunutí funkce podél osy y o hodnotu d.
3. $y(t) = a * \exp(b * \exp(c * (t - t_0))) + d$ Kombinace předchozích dvou tvarů, umožňující posunutí podél obou os.

4. $y(t) = a + u * \exp(b * \exp(-c * t))$ Tento tvar je užitečný pro modelování určitých procesů, kde $y(t)$ začíná na hodnotě a a asymptoticky se blíží hodnotě $a + u$.
5. $y(t) = a + u * \exp(b * \exp(-c * (t - t_0)))$ Kombinace předchozího tvaru s posunutím podél osy x . Tyto alternativní tvary mohou být užitečné pro lepší přizpůsobení dat nebo pro snadnější interpretaci parametrů v různých kontextech.

Ano, existují i jiné metody než nelineární regrese pro odhad parametrů Gompertzovy křivky. Některé z těchto metod jsou:

1. **Lineární regrese:** Gompertzovu křivku lze transformovat do lineární podoby pomocí logaritmické transformace. Tímto způsobem se odhad parametrů převede na problém lineární regrese, který lze snadno řešit metodou nejmenších čtverců.
2. **Metoda maximální věrohodnosti:** Tato metoda se snaží nalézt takové hodnoty parametrů, které maximalizují věrohodnostní funkci daných dat. Pro Gompertzovu křivku lze odvodit explicitní vztahy pro odhady parametrů metodou maximální věrohodnosti.
3. **Bayesovské metody:** Bayesovské přístupy kombinují apriorní informace o parametrech s daty pro získání jejich odhadu. Pro Gompertzovu křivku lze použít například Markovovy řetězce Monte Carlo (MCMC) pro výpočet aposteriorního rozdělení parametrů.
4. **Metody založené na invariantních momentech:** Tato metoda využívá skutečnosti, že některé momenty (střední hodnota, rozptyl atd.) Gompertzova rozdělení jsou invariantní vůči jeho parametrům. Odhady parametrů lze získat řešením rovnic obsahujících tyto invariantní momenty.
5. **Numerické optimalizační metody:** V případě, že analytické řešení pro odhad parametrů neexistuje, lze použít numerické optimalizační metody, jako je Newtonova metoda nebo metoda nejstrmějšího sestupu. Tyto metody iterativně hledají hodnoty parametrů minimalizující kritériální funkci (např. součet čtverců reziduí).

Výběr vhodné metody závisí na konkrétních požadavcích, jako je přesnost, výpočetní náročnost, dostupnost apriorních informací atd. Lineární regrese a metoda maximální věrohodnosti jsou často upřednostňovány pro svou výpočetní efektivitu.

Gompertzova funkce má typický sigmoidní (S-křivkový) tvar, kde na začátku roste pomalu, poté zrychluje svůj růst a nakonec se přibližuje k asymptotické hodnotě a . Parametr b ovlivňuje polohu bodu inflexe na ose x , zatímco parametr c ovlivňuje sklon křivky kolem bodu inflexe.

$$T_t = k a_0^{a_1^t} \quad a_1 > 0 \quad (11-22)$$

Tato funkce patří také mezi trendové funkce s horní kladnou asymptotou k a jedním inflexním bodem. Není ale symetrická. Většina hodnot leží až za inflexním bodem.

Základem odhadu parametrů je linearizující logaritmická transformace:

$$\log T_t = \log k + a_1^t \log a_0 \quad (11-23)$$

K řešení lze opět použít metodu částečných součtů

11.3.5.1.2 Produkční analýza

Pro produkční analýzu se používají především rovnice 10-2 – 10-5 (viz kapitola 10.2). K nalezení jejich koeficientů je vhodné použít specializovaný statistický software, např. Curve Expert, který používá k nalezení co nejlepší shody mezi daty a modelovou regresní funkcí a k určení jejich koeficientů Levenberg-Marquardtovu proceduru.

11.3.5.1.3 Hydraulika, čerpací zkoušky

Typickým příkladem nelineární regrese je hledání hydraulických parametrů metodami neustáleného proudění. Vzhledem k výpočtové komplikovanosti hodnot studňové funkce (viz kap. 6.4.7.) se používají její různá zjednodušení (např. Cooper-Jacobova aproximace).

$$W(u) = -E_i(-u) = \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du = -0,577 - \ln(u) + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} - \frac{u^4}{4.4!} + \frac{u^5}{5.5!} \dots \quad (11-25)$$

Obdobně se používá rovnice posunuté exponenciály při řešení ČZ (reaktorový model) nebo funkce **awf** (alternative well function) – viz kap. 6.5.5.

$$awf(t, r) = \lambda - \frac{Q}{4\pi T} \log \left(1 + \frac{d}{t} \right) = s(t, r) \quad (11-26)$$

11.4 Časové řady

11.4.1 Základní koncepce modelování časových řad

Nejjednodušší a také nejužívanější koncepcí modelování časových řad reálných hodnot y_t je jednorozměrný model ve tvaru některé elementární funkce času:

$$Y_t = f(t) \quad \text{kde } t = 1, 2, 3, \dots, n.$$

kde je Y_t modelová (teoretická hodnota) ukazatele v čase t a to taková, aby rozdíly $y_t - Y_t$ (označované ε -**nepravidelné, náhodné poruchy**) byly v úhrnu co nejmenší a zahrnovaly také působení ostatních faktorů na vývoj sledovaného ukazatele.

K řešení lze přistupovat :

- a) pomocí klasického (formálního) modelu
- b) pomocí Box-Jenkinsovy metodologie

Box-Jenkinsonova metodologie přesahuje rámec této publikace.

Ad a) model vychází z rozkladu řady na 4 složky časového pohybu:

- • složka trendová T
- • složka sezónní S
- • složka cyklická C
- • složka nepravidelná ε (bílý šum)
-

Vlastní tvar rozkladu je dvojího typu:

- 1) aditivní $Y_t = T_t + S_t + C_t + \varepsilon_t$
- 2) multiplikativní $Y_t = T_t \cdot S_t \cdot C_t \cdot \varepsilon_t$

kde Y_t se označuje jako modelová (teoretická, deterministická) složka.

K vyšetřování trendové složky časových řad se používají především běžné postupy lineární a nelineární regrese. V případech, kdy je trendová složka časové řady obtížně zjištělná běžnými regresními postupy, aplikují se většinou nějaké vhodné vyrovnávací metody (např. klouzavé průměry, exponenciální vyrovnávání apod.). V dalších částech se omezíme na aditivní rozklad časových řad.

11.4.2 Trendová složka časové řady

V této kapitole se budeme věnovat jiným způsobům zjišťování nebo aproximací trendové složky časových řad nežli jsou běžné regresní postupy. K těmto technikám saháme vždy tehdy, pokud je zjištění trendu regresními metodami málo průkazné (nevyhovující hodnoty kritérií). V takových případech saháme k různým vyrovnávacím postupům, z nichž si některé ukážeme.

11.4.2.1 Exponenciální vyrovnávání časových řad

Do této skupiny patří např. tyto procedury:

1. Brownovo exponenciální vyrovnávání
2. Holtovo lineární exponenciální vyrovnávání
3. Wintersovo sezónní vyrovnávání

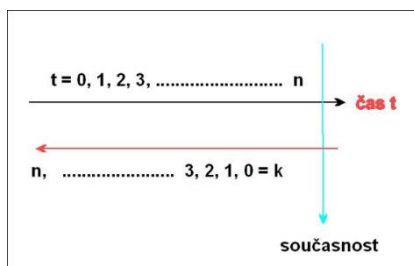
Uvedené procedury jsou charakteristické svojí schopností rychle reagovat na změny v časové řadě. Patří mezi tzv. „**adaptivní přístupy**“ řešení. **Adaptivní přístupy** jsou schopny pracovat s časovou řadou, jejíž **trend nelze popsat jednou trendovou funkcí s neměnnými parametry**. Předpokládá se však, že ji lze modelovat touto **trendovou funkcí s různými parametry** po částech. Podstata těchto metod je založena na vážené metodě nejmenších čtverců, kdy se **váhy jednotlivých čtverců zmenšují do minulosti**. Tedy čím starší pozorování, tím menší váha je jim při konstrukci předpovědi přikládána.

Tyto metody však nemají nic společného s klasickou exponenciální trendovou funkcí!!

Lze je používat pro předpovědi dalšího vývoje v časové posloupnosti hodnot získávaných v rámci hydrogeologických pozorování. Podmínkou je, aby byly pozorované hodnoty získávány v pravidelných časových intervalech, tj. aby krok mezi jednotlivými pozorováními byl konstantní (řada ekvidistantních pozorování).

11.4.2.1.1 Brownovo exponenciální vyrovňování

Podstata metody je založena na vážené metodě nejmenších čtverců, kdy se váhy jednotlivých čtverců (k = pořadové číslo příslušné váhy) zmenšují směrem do minulosti. Na následujícím obrázku 11-19 je znázorněn průběh pořadí vah (index k) a pořadí měřených hodnot v čase (index t).



Vztah pro Brownovo exponenciální vyrovňování je dán rovnicí:

$$S_t = \alpha \cdot Y_t + (1 - \alpha) S_{t-1} \quad (11-24)$$

kde

S_t – vyrovnaná hodnota řady v čase t

Y_t – pozorovaná hodnota (skutečné měření)

α – vyvňovací konstanta pro úroveň, $0 < \alpha < 1$

Obr. 11-19 Průběh pořadí vah vzhledem k časové ose

obecně lze řadu aproximovat polynomem řádu k :

$$T_{n+k} = a_0 - a_1 k + a_2 k^2 + \dots + (-1)^k a_k k^k \dots \quad (11-25)$$

Odhad parametrů rovnice 11-26 se provádí metodou nejmenších čtverců $\sum_{k=0}^{n-1} (y_{n-k} - T_{n-k})^2 = \min$. V rovnici 11-26 mají všechna pozorování stejné váhy. Zavedením různých hodnot vah dostaneme:

$$\sum_{k=0}^{n-1} (y_{n-k} - T_{n-k})^2 w_k = \min \quad (11-26)$$

w_k – váhy pozorování nepřímo úměrné stáří

Váha je nepřímou exponenciální funkcí stáří (čím starší pozorování, tím menší váha – proces zapomínání). Platí:

$$w_k = \alpha^k \quad 0 < \alpha < 1; \quad k = 0, 1, 2, 3, \dots, n-1$$

Tab. 35 Tabulka hodnot w_k pro různé α

k/α	w_k								
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
2	0,01	0,04	0,09	0,16	0,25	0,36	0,49	0,64	0,81
3	0,001	0,008	0,027	0,064	0,125	0,216	0,343	0,512	0,729
4	0,0001	0,0016	0,0081	0,0256	0,0625	0,1296	0,2401	0,4096	0,6561
5	0,00001	0,00032	0,00243	0,01024	0,03125	0,07776	0,16807	0,32768	0,59049
6	0,000001	0,000064	0,000729	0,004096	0,015625	0,046656	0,117649	0,262144	0,531441
7	1E-07	1,28E-05	0,000219	0,001638	0,007813	0,027994	0,082354	0,209715	0,478297
8	1E-08	2,56E-06	6,56E-05	0,000655	0,003906	0,016796	0,057648	0,167772	0,430467
9	1E-09	5,12E-07	1,97E-05	0,000262	0,001953	0,010078	0,040354	0,134218	0,38742

11.4.2.1.2 Holtovo exponenciální vyrovňování

Pro vyrovňování se používají dvě konstanty α a β (α vyrovňovací konstanta pro úroveň, β – vyrovňovací konstanta pro trend). Platí:

$$S_1 = y_1 b_1 = y_1 - y_2 F_{t+m} \quad (11-30)$$

(předpověď) se provádí pro $t+m \geq 3$

$$S_t = \alpha y_t + (1 - \alpha)(S_{t-1} + b_{t-1}) \quad (11-31)$$

$$b_t = \beta(S_t - S_{t-1}) + (1 - \beta)b_{t-1} \quad (11-27)$$

$$F_{t+m} = S_t + b_t m \quad \text{předpověď} \quad (11-28)$$

- N – počet pozorování
 y_t – údaj z časové řady pro čas t
 S_t – vyrovnaná (vyhlazená) hodnota
 b_t – očekávaný trend v čase t α - vyrovnávací konstanta pro úroveň časové řady
 β - vyrovnávací konstanta pro trend časové řady F_{t+m} – předpověď pro $t + m$
 α - vyrovnávací konstanta pro úroveň, $0 < \alpha < 1$

11.4.2.1.3 Winterovo sezónní vyrovnávání

Oproti Brownovu vyrovnání (zahrnuje pouze vyrovnání úrovně) a Holtovu vyrovnání (zahrnuje úroveň a trend), obsahuje navíc vyrovnání zohledňující sezónnost časové řady.

Platí:

$$\text{úroveň} = \alpha \left(\frac{y_t}{I_{t-L}} \right) + (1 - \alpha)(\text{úroveň}_{t-1} + \text{trend}_{t-1}) \quad (11-29)$$

$$\text{trend}_t = \beta(\text{úroveň}_t - \text{úroveň}_{t-1}) + (1 - \beta)\text{trend}_{t-1} \quad (11-30)$$

$$I_t = \gamma \left(\frac{y_t}{\text{úroveň}_t} \right) + (1 - \gamma)I_{t-L} \quad (11-31)$$

Předpověď:

$$F_{t+k} = (\text{úroveň}_t + k \cdot \text{trend}_t) I_{t-L+k} \quad \text{předpověď} \quad (11-32)$$

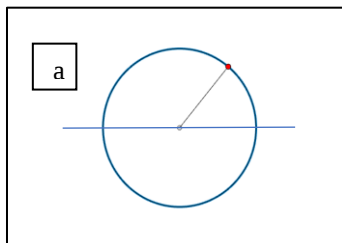
- y_t - hodnota časové řady pro čas t
 L - délka periody sezóny
 I_t - sezónní faktor pro periodu t
 α - vyrovnávací konstanta pro úroveň
 β - vyrovnávací konstanta pro trend
 γ - vyrovnávací konstanta pro sezónnost
 k - počet period pro předpověď

11.4.2.2 Fourierova transformace

Používá se pro odhalování sezónnosti a cykličnosti časových řad (monitoring průtoků, hladin, srážek apod.)

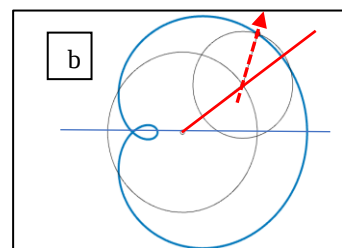
11.4.2.2.1.1 Fourierova transformace názorně

Tato kapitola by vám měla umožnit lépe "vidět" do Fourierovy transformace, vysvětlit základní principy a několik dalších důležitých detailů, které se jinde příliš neříkají. Text bude trochu neformální, ale po jeho přečtení by vám měly být formality více srozumitelné.



Předpokládám, že jste o Fourierově transformaci již něco slyšeli. Většinou se ukazuje, jak součet sinusoid s různou periodou a amplitudou vytvoří "obdélníkovou" či jinou funkci. Pak se z ničeho nic vyloupnou kosíny, komplexní čísla a vražedný zápis e^i (to mě odrovnalo, protože jsem neuměl mocnit komplexními čísly). V této části se na věc podíváme úplně jinak. Jdeme na to.

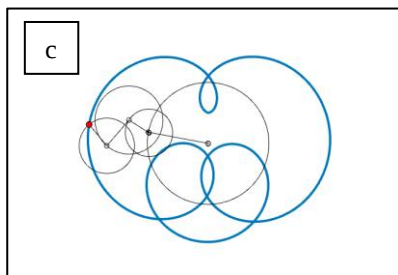
Představme si kolečko s průměrem r_0 , které má vpravo od středu na okraji puntík (bod), má počáteční úhel α_0 a otáčí se rychlostí s_0 . Tento puntík kreslí obrázek kružnice (obr.11-20a).



Představme si, že na puntíku tohoto kolečka je další kolečko s průměrem r_1 natočené pod úhlem α_1 , které se otáčí rychlostí s_1 . Tato soustava dvou koleček kreslí už mnohem zajímavější tvar (obr.11-20b).

Představme si, že na puntíku posledního kolečka můžeme mít další kolečko, na něm další a tak dál. Koleček může být až nespočetně mnoho. Co všechno lze takovýmito soustavami koleček nakreslit? (Obr. 11-20c)

Věta: Pomocí soustav koleček lze nakreslit libovolnou křivku.



Obr. 11-20 princip Fourierovy transformace

Můžeme tedy nakreslit nejen kružnici, ale třeba i čtverec, trojúhelník nebo přímku. Všimněme si také, že každé kolečko pouze "přidává posun" od puntíku předchozího kolečka. Kolečka v soustavě můžeme libovolně prohazovat, nezáleží na jejich pořadí (jelikož sčítání je komutativní).

Věta: Pokud dvě kolečka v soustavě mají stejnou rychlost, lze je "spojit" do jediného kolečka (se stejnou rychlostí, ale novým poloměrem a úhlem). Máme tedy křivku (spojitou funkci $f: \mathbb{R} \rightarrow \mathbb{R}^2$), která pro každý parametr t vrátí pozici (x,y) - bod křivky. Pro ni chceme najít soustavu koleček, která bude kreslit danou křivku. Soustavu můžeme reprezentovat také jako funkci g , která pro každou rychlost s vrátí dvojici (r,α) - poloměr a úhel kolečka s rychlostí s v dané soustavě (např. když kolečko s danou rychlostí není potřeba, g mu dá poloměr 0). Teď se nadechněte a připravte se na šokující odhalení. Operaci, která pro danou křivku f najde správnou soustavu koleček g , se říká **Fourierova transformace**.

Příklad:

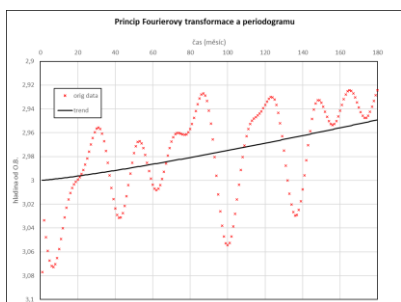
Mějme křivku, která má jediný bod $(0,0)$, tedy $f(t) = (0,0)$. Jaká je její Fourierova transformace? Stačí dát všem kolečkům poloměr a úhel 0, tedy $g(s)=(0,0)$.

Mějme křivku, kružnici, která má poloměr 0.6 a střed v bodě $(4,3)$, tedy $f(t) = [4+0,6 \cdot \cos(t), 3+0,6 \cdot \sin(t)]$. Jaká je její Fourierova transformace? Kolečkem s rychlostí 0 můžeme celou věc někam posouvat, nějakým jiným kolečkem můžeme nakreslit kružnici.

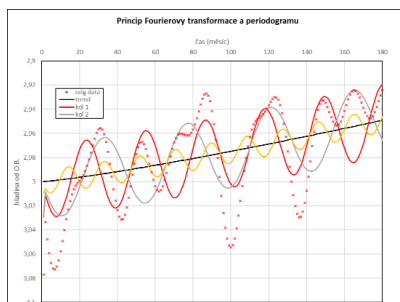
Pro polohu bodu na kružnici (r = poloměr, α = úhel - proměnný) se středem v bodě x,y platí:

$$f(r, \alpha) = [x + r \cos(\alpha), y + r \sin(\alpha)] \quad (11-33)$$

Při pohybu středu kružnice po nějaké dráze (např. trendová závislost) se postupně mění hodnoty x,y (poloha středu kružnice) a pokud dochází ke změnám hodnoty α podle nějaké funkce, získáváme příslušné sinusoidy nebo cosinusoidy.



Obr. 11-22 Originální data a trend kolísání hladin ve vrtu



Obr. 11-21 Předchozí obrázek doplněný o křivky s periodami délky 5, 7 a 3 měsíců

Jestliže se taková soustava koleček začne současně pohybovat po přímce časové osy, vznikne záznam poloh bodů (představte si modrou křivku z obr. 11-20 rozvinutou na přímce časové osy) – data na časové ose. V hydrogeologii máme výsledky monitoringu nějakého údaje, který je závislý na čase a naším úkolem je nalézt takovou soustavu koleček (period), které ji popisují s co největší pravděpodobností. Od dat odečteme trend a pak pomocí Fourierovy transformace hledáme nejdůležitější kolečka (periody), které daná rezidua co nejlépe vystihují – viz obr. 11-22. Výsledkem je periodogram – viz kapitola 11.4.5, z nějž si vybereme ty periody, jež jsou statisticky nejvýznamnější.

11.4.3 Konvoluce

Konvoluce je matematický operátor zpracovávající dvě funkce. Spojitá konvoluce (značí se hvězdičkou) jednorozměrných funkcí a je definována vztahem:

$$(f * g) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\alpha)g(x - \alpha)d\alpha \quad (11-34)$$

Funkci se říká **konvoluční jádro**. Hodnota konvoluce funkce s jádrem v bodě je integrál ze součinu funkce s otočenou funkcí konvolučního jádra (integrační proměnná má v argumentu konvolučního jádra záporné znaménko) posunutou do bodu .

Pokud jde o konvoluci při zpracovávání obrazu, je funkce většinou zkoumaný obrázek a funkce nějaký filtr.

11.4.3.1 Filtr pro zpracování signálu

Filtr pro zpracování signálu představuje model, kterým modelujeme nějaký systém (skutečný, virtuální) popisující relace mezi vstupem a výstupem filtru (tzv. přenosová charakteristika). Filtr pro zpracování signálu (zkráceně jen filtr) je využíván v oborech regulace (automatizace), číslicové zpracování signálu, elektronika (radiotechnika), atd.

11.4.4 Dekonvoluce

V matematice je dekonvoluce algoritmický proces používaný pro odstranění efektu konvoluce na zaznamenaná data.[1] Myšlenka dekonvoluce se široce používá při zpracování signálu a zpracování obrazu. Protože tyto techniky se následně používají v mnoha různých vědeckých a inženýrských oblastech, dekonvoluce má mnoho aplikací. Obecně, cílem dekonvoluce je najít řešení konvoluční rovnice ve tvaru:

$$f * g = h$$

Obvykle h je zaznamenaný signál a f je signál, který chceme zrekonstruovat, ale který byl transformován konvolučním signálem g předtím, než jsme jej zaznamenali. Funkce g může reprezentovat přenosovou funkci nástroje anebo sílu, která působí na fyzikální systém. Pokud známe g nebo aspoň známe tvar g , pak lze provést deterministickou dekonvoluci. Pokud g před dekonvolucí neznáme, pak ji musíme odhadnout. K tomu se nejčastěji používají metody statistického odhadu.

Při fyzikálních měřeních je obvykle vhodnější popis ve tvaru

$$(f * g) + \varepsilon = h$$

V tomto případě ε je šum, který mění námi zaznamenaný signál. Pokud předpokládáme, že zašuměný signál nebo obraz jsou bez šumu, když statisticky odhadujeme g , pak dostaneme nesmyslné odhady. Následně zrekonstruovaný signál f bude též nesprávný. Čím nižší je poměr signálu k šumu, tím horší bude odhad signálu po dekonvoluci. To je obvykle důvod, proč inverzní filtrace signálu není vhodné řešení. Ale pokud máme aspoň nějakou znalost o druhu šumu v datech (např. bílý šum), pak případně můžeme být schopni zlepšit odhad f pomocí metod jako např. Wienerova dekonvoluce (pomocí Wienerova filtru).

Základy teorie dekonvoluce a analýzy časových řad zpracoval Norbert Wiener z MIT ve své knize *Extrapolation, Interpolation, and Smoothing of Stationary Time Series* (1949). Tato kniha byla založena na práci Wienera během druhé světové války, která ale byla v té době tajná. Některé z prvních pokusů aplikovat tyto teorie byly v oblastech předpovědi počasí a ekonomie.

11.4.5 Periodogram

Sezónní a cyklická složka časové řady způsobují kolísání měřených hodnot časové řady okolo jejího základního trendu. Vznikají tak periodické oscilace okolo základního trendu. Periodicita, která se vyskytuje v časových řadách, si vyžádala vybudování speciálních statistických postupů.

Výchozím bodem takové analýzy se stal periodogram. Je velmi dobrým ukazatelem periodicit. Používá se při např. hledání periodicity u dlouhodobých monitoringů hydrogeologických a hydrologických dat (průtoky, hladiny, kolísání chemismu vod apod.).

Mějme posloupnost náhodných veličin $X_1, \dots, X_N$. Definujme si funkci $I(\lambda)$ vzorcem:

$$I(\lambda) = \frac{1}{2\pi N} \left| \sum_{t=1}^N X_t e^{-it\lambda} \right|^2, \quad -\pi \leq \lambda \leq \pi \quad (11-35)$$

- N - počet pozorování
- i – imaginární část komplexního čísla
- λ - frekvence
- X_t - náhodná veličina

Funkce $I(\lambda)$ se nazývá periodogramem posloupnosti $X_1, \dots, X_N$.

Protože v hydrogeologii pracujeme s konkrétními daty, omezíme se na případ, že posloupnost dat $\{X_t\}$ je reálná. Položíme-li:

$$A(\lambda) = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{t=1}^N X_t \cos t\lambda \quad B(\lambda) = \sqrt{\frac{2}{N}} \sum_{t=1}^N X_t \sin t\lambda \quad (11-40)$$

Pak bude platit:

$$I(\lambda) = \frac{1}{4\pi} (A^2(\lambda) + B^2(\lambda)) \quad (11-36)$$

Výrazy 11-35 a 11-36 se používají pro výpočet periodogramu.

Meze statistických postupů:

- bude-li délka posloupnosti dat **N** ve srovnání s délkou skutečné periody malá, bude se tato perioda jevit spíše jako trend
- příliš krátké periody nebude také možné rozeznat. Nejkratší zjištělná perioda má délku **T = 2**. Odpovídá ji frekvence $\lambda = \pi$ (Nyquistova frekvence)

Podmínkou použití je ekvidistantní řada pozorování !!!

11.4.5.1.1 Frekvence

Frekvence (též kmitočet) je fyzikální veličina, která udává počet opakování periodického děje za daný časový úsek. Například v obvodu střídavého proudu takto označujeme počet kmitů napětí či proudu za jednotku času.

Mezi frekvencí f a časovou periodou T platí vztah:

$$f = \frac{1}{T} \quad (11-37)$$

Při popisu kmitání a vlnění se používá také úhlová frekvence (úhlový kmitočet):

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} \quad (11-38)$$

U periodického vlnění se vlnová délka (délka vlny) určí podle vzorce $\lambda = v/f = 2\pi v/\omega$, jednotky [m; m/s, Hz], kde v je rychlost šíření vlnění v prostředí, λ délka vlny a f frekvence. Pro elektromagnetické vlnění ve vakuu je $v = c$, c = rychlost světla ve vakuu, pro zvukové vlny jde o rychlost zvuku v daném prostředí.

Příliš vysoké frekvence, odpovídající krátkým periodám, mohou při ekvidistantní řadě pozorování splývat s jinými frekvencemi.

Příklad 1:

Máme řadu pozorování teplot s časovým krokem 30 hodin. Známa 24-hodinová periodicitá teploty odpovídá

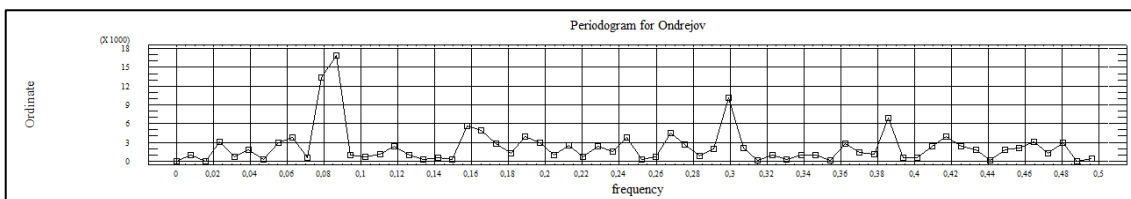
$$30/24 = 1,25$$

oscilace za dobu, která uplyne mezi dvěma měřeními. Ta je samozřejmě nerozlišitelná v rámci našich pozorování s frekvencí, která odpovídá 0,25 oscilace za jednotku času.

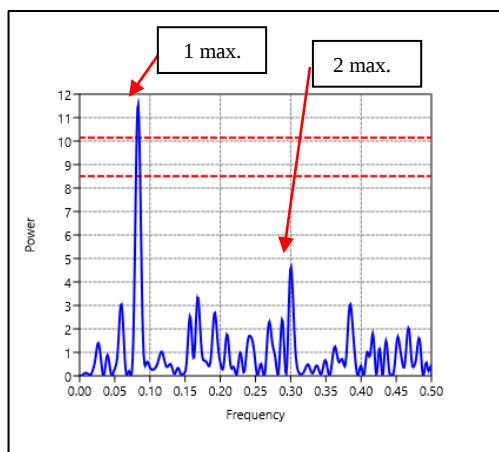
Příklad 2:

Např. při údajích zaznamenávaných 1x měsíčně se může projevit vliv týdenní periodicity. Proč:

Vezmeme-li v úvahu i přestupné roky, je průměrný počet dní v měsíci 30,437. Máme tudíž průměrně 4,348 týdne v měsíci. Týdenní periodicitá se proto jeví jako periodicitá, která odpovídá 0,348 oscilace za měsíc, tj. periodicitá zdánlivé délky 2,874 měsíce. Vzniká nebezpečí, že bude zaměněna za čtvrtletní periodicitu.



Obr. 11-23 Periodogram měsíčních úhrnů srážek (mm), stanice Ondřejov, 2/2009 – 7/2019, výstup pgm Statgraphics



(mm), stanice Ondřejov, 2/2009 – 7/2019, výstup pgm PAST 4.0

Periodogram srážek Ondřejov			
Frequency	Power	Frequency	Power
1 max.		2 max	
0,080357	8,8347	0,29762	3,1882
0,081349	10,436	0,29861	4,03
0,082341	11,364	0,2996	4,5246
0,083333	11,524	0,3006	4,6153
0,084325	10,948	0,30159	4,3423
0,085317	9,7363	0,30258	3,8033
0,08631	8,0489	0,30357	3,1142

Tab. 36 hodnoty frekvencí délky period (power) maxim) v periodogramu srážek

11.4.5.1.2 Aliasing – nerozlišitelnost frekvencí

Aliasing je jev, ke kterému může docházet v situacích, kdy se spojitý signál převádí na diskrétní (nespojité). Slovo aliasing znamenající v češtině falšování přesně vystihuje jev, ke kterému dojde při nedodržení podmínky Shannonova teorému. Původní frekvence spojitě informací je totiž vzorkováním zcela zfalšována. Známou ukázkou aliasingu jsou filmové záběry jedoucích dostavníků, jejichž loukoťová kola se zdánlivě točí nesprávným směrem nebo nesprávnou rychlostí.

Aliasingu je nutné předcházet, protože pokud k němu dojde, jeho následky se odstraňují jen velmi těžce. Proto se před převodník spojitěho signálu na diskrétní ve většině případů zařazuje tzv. antialiasingový filtr, který má za úkol odfiltrovat frekvence vyšší než odpovídají Shannonovu teorému.

Je to dolní propust realizovaná v případě běžných A/D převodníků jako analogový frekvenční filtr.

11.4.5.1.3 Shannonův teorém a vzorkovací frekvence v praxi

11.4.5.1.3.1 Shannonův teorém

Nechť je spojitá funkce obrazu. Vzorkováním funkce rozumíme reprezentaci této funkce pomocí matice (označme ji $\mathbf{y}$). Dále definujeme konvoluci dvou funkcí jako

$$f(x) * g(x) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) g(x - t) dt \quad (11-39)$$

Označme jako Fourierovu transformaci funkce $F(u)$. Definujeme ještě tzv. delta funkci, pro kterou platí:

$$\delta(x) = 0 \Leftrightarrow x \neq 0$$

$$\delta(x) = \infty \Leftrightarrow x = 0$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta(x) dx = 1 \quad (11-40)$$

Pak vzorkování s krokem je pouze násobení funkce obrazu nekonečným polem delta funkcí definovaným jako:

$$s(x, y) = \sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} \delta(x - i\Delta x, y - j\Delta y) \quad (11-41)$$

Tedy. Platí, že Fourierova transformace funkce má tvar:

$$S(u, v) = \sum_{i=-\infty}^{\infty} \sum_{j=-\infty}^{\infty} \delta(u - \frac{i}{\Delta x}, v - \frac{j}{\Delta y}) \quad (11-42)$$

Díky konvolučnímu teorému, který říká

$$\mathcal{F}\{f(x) * g(x)\} = \mathcal{F}\{f(x)\} \cdot \mathcal{F}\{g(x)\} = F(u) \cdot G(u)$$

$$\mathcal{F}\{f(x) \cdot g(x)\} = \mathcal{F}\{f(x)\} * \mathcal{F}\{g(x)\} = F(u) * G(u) \quad (11-43)$$

platí, že

$$D(u, v) = F(u, v) * S(u, v) \quad (11-44)$$

Fourierův obraz vzorkované funkce je pak konvoluce Fourierova obrazu funkce s polem delta funkcí. To znamená, že je nekonečné pole Fourierových obrazů funkce. Při vzorkování s menším krokem se tyto obrazy od sebe vzdalují a naopak při vzorkování s delším krokem se k sobě přibližují. Pokud vzorkujeme příliš řídce, mohou se tyto obrazy protnout a vzniká efekt zvaný aliasing. Pokud je funkce frekvenčně omezená, je možné ji navzorkovat beze ztráty informace (tzn., že je možné ze vzorků opět získat funkci v původní podobě).

Dle Shannonova teoremu je pak ideální frekvence pro vzorkování rovna dvojnásobku maximální frekvence vyskytující se ve funkci. Při vzorkování s krokem menším, než je polovina periody maximální frekvence, vzorkují zbytečně moc. Při kroku větším, než je polovina periody maximální frekvence se Fourierovy obrazy protnou a vzniká aliasing.

Shannonův teorem lze tedy vyjádřit vztahem:

kde je frekvence vzorkování je maximální frekvence, která se vyskytuje v signálu. V případě použití nižší vzorkovací frekvence může dojít k tzv. aliasingu, kdy rekonstruovaný signál je výrazně odlišný od původního vzorkovaného signálu.

11.4.5.1.3.2 Vzorkovací frekvence v praxi

V praxi se vzorkovací frekvence volí dvakrát větší plus ještě malá rezerva než je maximální požadovaná přenášená frekvence. V telekomunikacích je to např. 8 kHz neboť je třeba přenášet pouze signály ve standardním telefonním pásmu (od 0,3 do 3,4 kHz zaokrouhleno směrem nahoru 4 kHz). Například u záznamu na CD je to 44,1 kHz neboť průměrné zdravé lidské ucho slyší maximálně cca do 20 kHz a tudíž vzorkovací frekvence 44,1 kHz byla zvolena s určitou rezervou.

Předpokládejme, že budeme mít za úkol určit interval vzorkování pro monitorování nějaké veličiny po dobu 3 let tak, abychom ověřili klasický roční cyklus. Roční cyklus má délku periody 365 dní. Frekvence odpovídající délce této periody bude rovna dle rovnice (11-41):

$$f = \frac{1}{365} = 0,00273972603$$

Podle rovnice (11-49) by měla být hodnota $f_v > 0,00547945205$. Zvolíme-li např. hodnotu $f_v = 0,0055$ bude interval vzorkování činit 181,82 dne, zaokrouhleno 180 dní. Tedy pro zachycení periody ročního kolísání by nám mělo postačit vzorkování s krokem 6 měsíců.

12. Technické výpočty

12.1 Základy projektování a navrhování a hodnocení čerpacích a stoupacích zkoušek

Navrhování a projektování hydrodynamických zkoušek patří k jednomu ze základních a velmi důležitých hydrogeologických činností. Vzhledem k mnohotvárnosti cílů těchto zkoušek a hydrogeologických podmínek prakticky neexistuje takový postup zkoušky, který bychom mohli považovat za univerzální. Přesto se zde pokusíme formulovat některé obecné zásady, platné např. pro volbu jednotlivých technických parametrů zkoušky.

Program hydrodynamické zkoušky

Program hydrodynamické zkoušky musí vycházet především z druhu informace, kterou potřebujeme získat. Hydrodynamické zkoušky lze specifikovat takto (Forkasiewiczová, 1970, Jetel 1982, upravil Pastuszek):

1. výzkum parametrů kolektorů a zvodní (např. pro účely hydrogeologického mapování, pro zjištění vstupních dat hydraulických modelů apod.)
2. zkoušky odběrových objektů podzemních vod (výzkum charakteristik těchto objektů se zaměřením na jejich budoucí exploataci)
3. poloprovozní zkoušky, jejichž návrh je ovlivňován podmínkami zvodněného systému a parametry předpokládaného způsobu využití podzemních vod
4. speciální zkoušky, které např. doplňují výzkum hydraulických parametrů zvodní, jejich hydraulické vzájemné vztahy, okrajové hydraulické podmínky, heterogenitu kolektorů, účinnost regenerace vrtů apod.

Podle délky dělíme hydrodynamické zkoušky na:

1. krátkodobé (rozsah od několika hodin do 2 dnů)
2. dlouhodobé (většinou v rozsahu 3 - 21 dní)
3. poloprovozní (mnohdy i několikaměsíční)

12.1.1 Navrhování hydrodynamických zkoušek s ohledem na způsob jejich vyhodnocování

Volba způsobu vyhodnocování čerpacích a stoupacích zkoušek závisí jednak na hydrogeologických vlastnostech zkoušené zvodně a jednak na technickém provedení čerpací zkoušky. Základní rozhodovací schéma uvádíme na obrázku 9-1, které nám umožní vybrat vhodný typ hydrodynamické zkoušky. Před návrhem programu zkoušky je důležité provést předběžné posouzení terénu a objektů vybraných pro realizaci zkoušky. Přehled o míře informací, které je možné získat hydrodynamickou zkouškou v závislosti na skupině použitých vyhodnocovacích metod udává tabulka 9-1.

Průběh hydrodynamické zkoušky - závislost snížení nebo čerpaného množství na čase a souřadnicích - významně závisí na hydrogeologických poměrech okolí zkoušeného objektu a prostorovém rozložení základních hydraulických parametrů, které vytváří různé typy ohraničení prostředí ovlivňující vlastní proudění podzemní vody. Vyhodnocením a interpretací informací obsažených v naměřených datech získáme nejen správné hydraulické charakteristiky zkoušeného prostředí, ale můžeme také charakterizovat jeho ohraničení a zpětně tak interpretovat geologické poměry širšího okolí zkoušeného objektu/ů.

Pro určité zjednodušení zpracování naměřených dat a jejich interpretaci jsou **hydrodynamické zkoušky** navrhovány obvykle s **konstantním odběrem podzemní vody** (konstantní čerpané množství Q [l/s]) případně (ne tak často) s **konstantní projektovanou hodnotou snížení hladiny podzemní vody** (s [m]) ve zkoušeném objektu. Každá čerpací zkouška bez ohledu, zda je navrhována pro $Q = konst$ nebo $s = konst$ má zpočátku neustálený průběh (nestacionární stav proudění podzemní vody) a teprve po nějaké době dochází k vytvoření ustáleného stavu, kdy je jak $Q = konst.$ tak i $s = konst.$

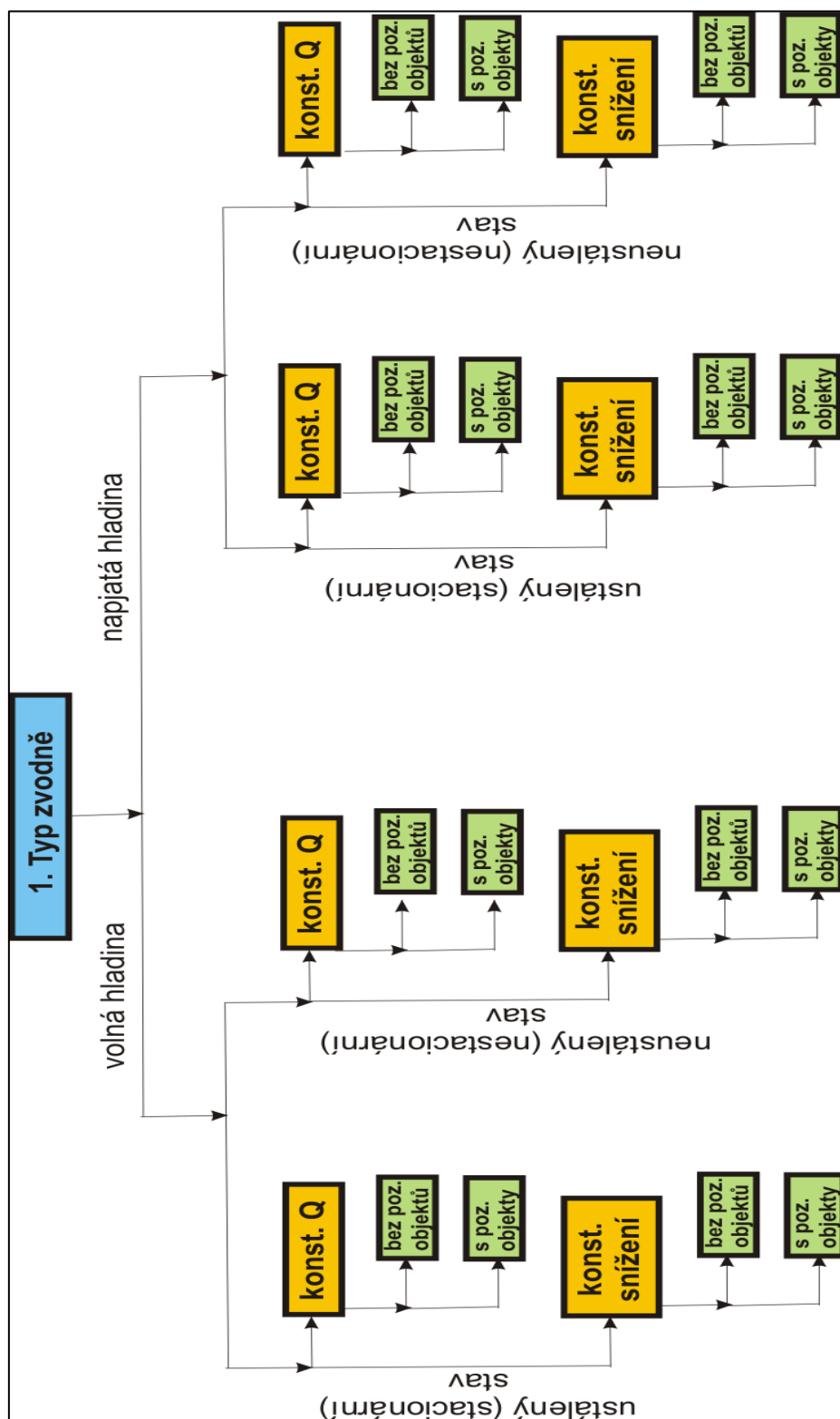
Ustálený a neustálený stav při hydrodynamické zkoušce

Neustálený stav (nestacionární stav) je charakterizován těmito podmínkami:

1. pro $Q = konst.$ $s = f(t)$
2. pro $s = konst.$ $Q = f(t)$

Ustálený stav (stacionární stav) je charakterizován podmínkou:

1. pro $Q = konst.$ $s = konst.$
2. pro $s = konst.$ $Q = konst.$



Obr. 12-1 Schéma pro navrhování čerpacích zkoušek

Tab. 37 Informativnost hydrodynamických zkoušek ve vrtech (podle Jetel J. 1982 upravil Pastuszek)

typ proudění	pozorovací objekty	hydraulické parametry zkoušeného kolektoru (viz kap.3.1.)		okrajové podmínky
		vodivostně - odporové	objemově - kapacitní	
neustálené proudění	alespoň 1	reprezentativní hodnoty	reprezentativní hodnoty	je možné zkoumat
	žádný	reprezentativní hodnoty v jednoduchých podmínkách a dostatečně dlouhém trvání	nelze zjistit	lze pouze zjistit
ustálené proudění	alespoň 2	reprezentativní hodnoty v jednoduchých podmínkách a při dostatečně dlouhém trvání	nelze zjistit	lze zjistit pouze v jednoduchých podmínkách
	žádný	jen hodnoty s omezeně vypovídací hodnotou	nelze zjistit	nelze zjistit

12.1.2 Projektování čerpacích zkoušek (technický projekt)

Technický projekt hydrodynamické zkoušky představuje návrh programu zkoušky. Musí respektovat určitá pravidla tak, aby zkouška splnila svůj cíl a účel. Zkoušky se navrhují na jednu nebo více tzv. depresí, tj. jedno nebo více odebíraných množství podzemní vody (stupňovité zkoušky) a jsou ukončovány stoupací zkouškou. Postup a pravidla návrhu lze shrnout do následujících bodů:

- Definování cíle a účelu zkoušky** (např. zjištění základních hydrodynamických parametrů zkoušeného kolektoru, ověření okrajových hydraulických podmínek pro modelování, ověření budoucí využitelnosti vrtu jako zdroje podzemní vody pro zásobování vodou apod.)
- Volba způsobu hodnocení naměřených dat** (metody ustáleného proudění, metody neustáleného proudění nebo jejich kombinace)
- Ověření, zda budou mimo čerpaný objekt k dispozici také další, **pozorovací vrty**
- Návrh způsobu čerpání** ($Q = \text{konst.}$ nebo $s = \text{konst.}$ – většinou se volí $Q = \text{konst.}$) včetně jejich počtu (počet tzv. depresí)
- Návrh hodnoty čerpaného množství** podzemní vody (z této hodnoty se odvozuje typ použitého čerpadla, provádí se odhad předpokládané maximální velikosti snížení hladiny podzemní vody na projektovaném konci zkoušky) nebo v případě, že volíme provedení při konstantním snížení hladiny podzemní vody hodnota požadovaného snížení a tomu odpovídající (odhadnuté) maximální čerpané množství vody – tedy také typ čerpadla
- Umístění čerpadla ve zkoušeném vrtu** (čerpadlo by mělo být umístěno zásadně mimo perforovanou část výstroje vrtu, nejlépe pod touto částí výstroje v kalníku)
- Umístění a délka odpadního potrubí**, které bude odvádět čerpanou vodu. Čerpaná voda musí být odváděna do dostatečně velké vzdálenosti od zkoušeného vrtu tak, aby jej nemohla hydraulicky ovlivnit a ani nemohla hydraulicky ovlivnit případné pozorovací vrty !!!
- Zdroj energie pro čerpadlo
- Délka hydrodynamické zkoušky** (závisí na bodech 1 a 2) včetně délky následné stoupací zkoušky.
- Stanovení veličin sledovaných při zkoušce včetně četnosti a způsobu jejich sledování** (toto závisí především na předpokládaném způsobu hodnocení výsledků zkoušky – metody ustáleného či neustáleného proudění)

Tab. 38 Příklad vstupního formuláře pro hydrodynamickou zkoušku

vrt		název		
OB		m		
hloubka		m		
horní okraj perforace od OB		m		
dolní okraj perforace od OB		m		
poloměr vrtání		m		
poloměr výstroje		m	název poz.vrtu	
vzdálenost k poz.vrtu 1		m		
vzdálenost k poz.vrtu 2		m		
hloubka zapuštění loogru od OB		m		
hladina na poč.měření od OB		m		
čas zapuštění loggeru		den:hod:min		
interval měření hladiny		s		
počátek měření		den:hod:min:sec		
konec měření		den:hod:min:sec	čas od	čas do
čerpané množství Q_1		l/s		
čerpané množství Q_2		l/s		
čerpané množství Q_3		l/s		
zasakované množství Q_1		l/s		
zasakované množství Q_2		l/s		
počátek SZ		den:hod:min:sec		
konec SZ		den:hod:min:sec		
délka odpadu		m		
hloubka zapuštění čerpadla od OB		m		
			od	do
perforace 1	m			
perforace 2	m			
perforace 3	m			
Poznámky:				

12.2 Vlivy na průběh čerpacích zkoušek

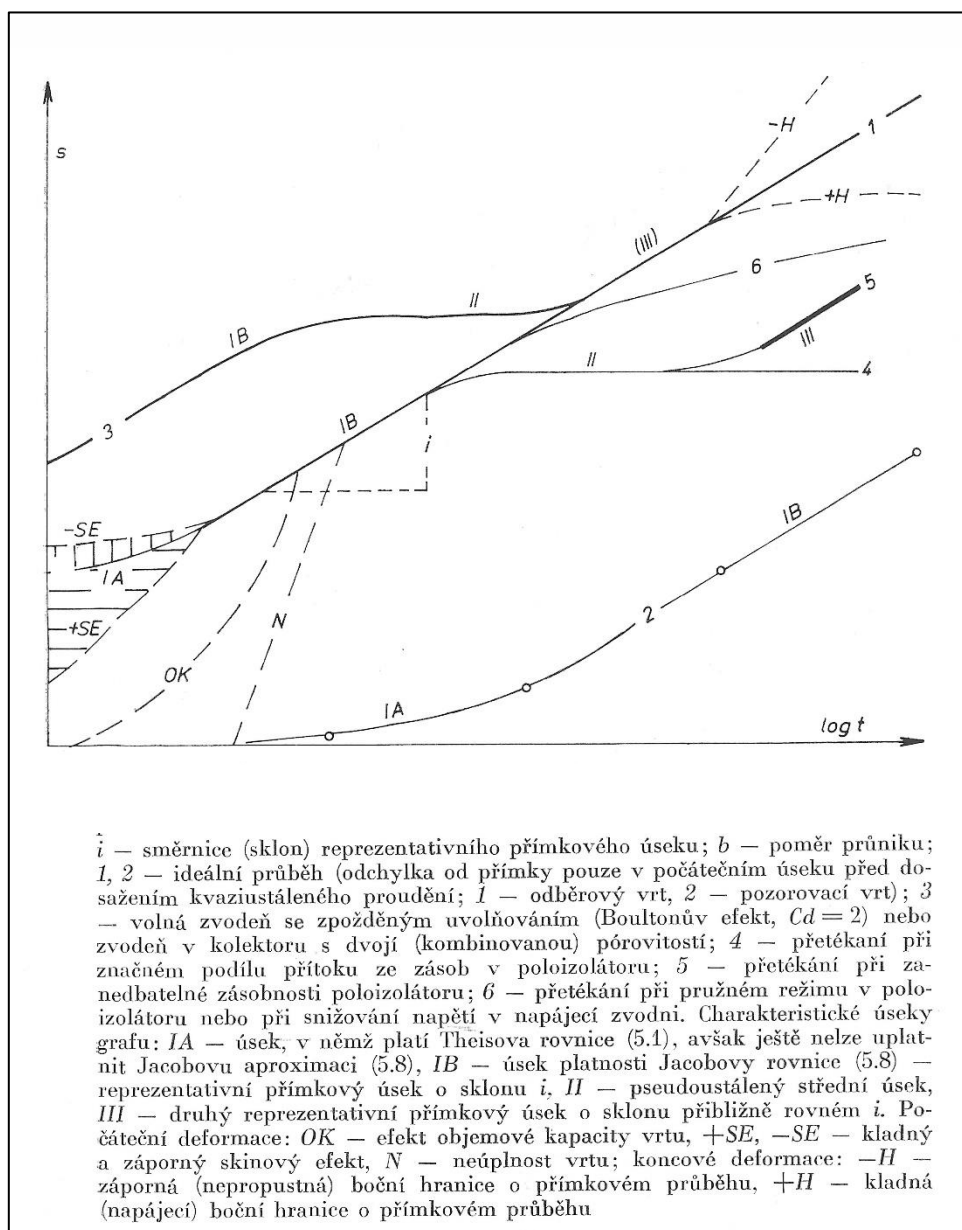
Na měřená data při čerpacích zkouškách působí celá řada faktorů, které ovlivňují jejich průběh v čase. Jedná se především o faktory ovlivňující počáteční fáze čerpací zkoušky a v případě dostatečně dlouhých zkoušek to jsou faktory dané okrajovými podmínkami zkoušené zvodně.

Některé z faktorů ovlivňujících počáteční fáze čerpací zkoušky:

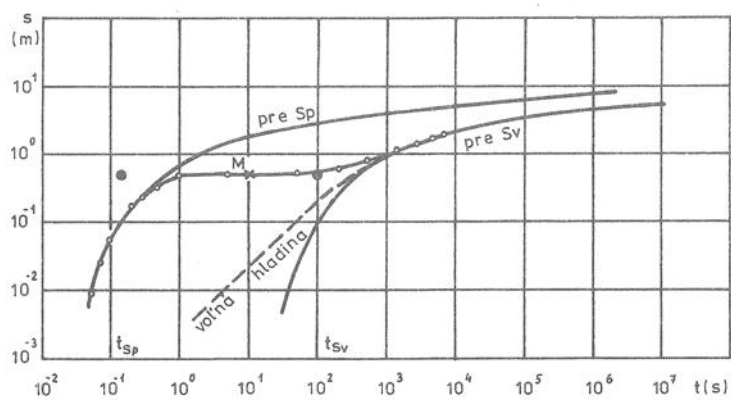
- hydraulické odpory na čerpaném vrtu
- deformace závislosti snížení na čase v důsledku existence volné hladiny
- deformace závislosti snížení na čase v důsledku mezivrstevního přetékání (vertikální či horizontální anizotropie kolektoru)
- hydraulická neúplnost vrtu

Faktory ovlivňující koncové části čerpací zkoušky (okrajové podmínky):

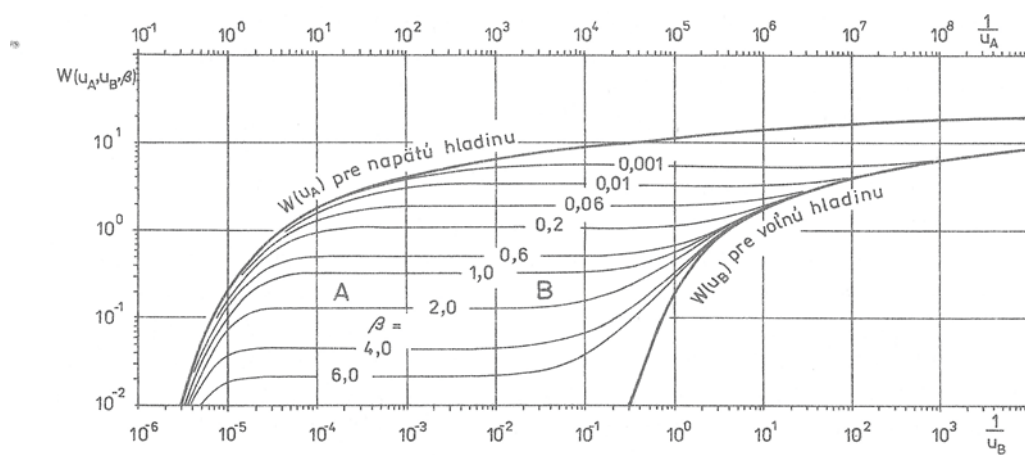
- řeka
- nepropustná hranice



Obr. 12-2 Deformace průběhu závislosti $s = f(\log t)$ jednotlivými faktory a okrajovými podmínkami. Převzato z Jetel, J. 1982)



Obr. 12-3 Vliv volné hladiny na deformaci tvaru křivky $s(t)$



Obr. 12-4 Hantushovo řešení pro deformaci tvaru křivky $s(t)$ v důsledku přetékání. Pozor nezaměňovat za Hantushovo řešení pro laterální změnu vlastností kolektoru !!

13.Seznam symbolů

název	symbol	rozměr	poznámka
efektivní pórovitost	μ		
storativita	σ		
celková pórovitost	μ_c		
výparná entalpie	ΔH^{vap}	kmol/J	
číslo nestejnoznosti zeminy	$\frac{d_{60}}{d_{10}}$		
faktor C („unit wellbore storage“)	C	m ²	Ramey, 1970
koncentrace	C _A	mol/l; ppm; mg/l;	
číslo křivosti	$C_c = \left(\frac{d_{30}^2}{d_{10} d_{60}} \right)$		
bezrozměrný faktor prázdnění	C _d		
účinný průměr zrna	d ₁₀	mm	
koeficient celkové disperze	D _d		
efektivní koeficient molekulární difuze	D _{ef}	m ² /s	
koeficient podélné a příčné dispezipity	D _L , D _T	m ² /s	
jímací (schopnost) kapacita vrtu	f	m ³ /s	
obsah org.uhlíku	f _{oc}	%	
koncentrace látky v plné fázi	G	mg/l; mol/l; ppmV	
Henryho konstanta	H		bezrozměrný tvar
snížená hladina ve vrtu/ poz. vrtech	h ₀ ; h ₁ ; h ₂	m	
výška vodního sloupce nad nepropustným podložím	H	m	
Henryho konstanta	H _b	atm / M nebo atm*1 / mol; M / atm; atm / mol.zlomek v roztoku); (mol.zlomek v plynu) / (mol.; zlomek v roztoku)	pozor na různé jednotky
hydraulický gradient	I		
distribuční koeficient	K _d	objem rozpouštědla/hmotnost adsorbentu	
nasycená hydraulická vodivost	k _f	m/s	synonymum:koeficient filtrace
rozdělovací koeficient octanol-voda	K _{oc}		
rozdělovací koeficient látka-org.C	K _{ow}		
parciální tlak látky v plynné fázi	P _A	mmHg, atm., Pa	
parciální tlak látky nad kapalnou fází	P ^{vap}	mmHg, atm., Pa	
čerpané množství, průtok	Q	l/s nebo m ³ /s	
množství vody vtékající do vrtu při ČZ	Q _{in}	l/s nebo m ³ /s	
poloměr depresního kužele	R	m	
univerzální plynová konstanta	R	(cm ³ *atm) / (g*mol)*K; (cm ³ *bar) / (g*mol)*K; J / (g*mol)*K; cal / (g*mol)*K	pozor na různé jednotky
poloměr vrtu	r ₀	m	
bezrozměrný poloměr	r _d		
účinný poloměr vrtu	r _w	m	
rozpuštěnost	S	mg/l; mol/l	
snížení	s	m	

bezrozměrný čas	t_d		
absolutní teplota Kelvina	T_k	$^{\circ}\text{K}$	
Darcyovská (střední) rychlost proudění vody	v	m/s	$v = k \cdot I$
regionální rychlost proudění podzemní vody	v_s	m/s	
skutečná rychlost proudění podzemní vod	v_s	m/s	$v_s = k I / \mu$
bezrozměrný skin faktor	W		
molární zlomek	x_a		
koefficient podélné a příčné disperzivity	α_L, α_T	m	
tortuozita	ξ		

14. Přehled software

14.1 DOPLNIT Hydrogeologický software

14.2 Statistický software

1. Past
2. Gretl
3. Curve Expert

15. DOPLNIT Literatura

Moore, D.D. (1997): Basic practise of statistics. *New York, W.H.Freeman*

16.TABULKY

Tab. 39 Hodnoty dynamické (absolutní) viskozity vybraných látek (podle www.EngineeringToolBox.com)

Látka	Absolutní viskozita		
	(N s/m ² , Pa s)	(centipoise, cP)	(10 ⁻⁴ lb/ft s)
Acetic acid	0.001155	1.155	7.76
Acetone	0.000316	0.316	2.12
Alcohol, ethyl (ethanol)	0.001095	1.095	7.36
Alcohol, methyl (methanol)	0.00056	0.56	3.76
Alcohol, propyl	0.00192	1.92	12.9
Benzene	0.000601	0.601	4.04
Blood	0.003 - 0.004		
Bromine	0.00095	0.95	6.38
Carbon Disulfide	0.00036	0.36	2.42
Carbon Tetrachloride	0.00091	0.91	6.11
Castor Oil	0.650	650	
Chloroform	0.00053	0.53	3.56
Decane	0.000859	0.859	5.77
Dodecane	0.00134	1.374	9.23
Ether	0.000223	0.223	1.50
Ethylene Glycol	0.0162	16.2	109
Trichlorofluoromethane refrigerant R-11	0.00042	0.42	2.82
Glycerine	0.950	950	6380
Heptane	0.000376	0.376	2.53
Hexane	0.000297	0.297	2.00
Kerosene	0.00164	1.64	11.0
Linseed Oil	0.0331	33.1	222
Mercury	0.0015	1.53	10.3
Milk	0.003		
Octane	0.00051	0.51	3.43
Phenol	0.0080	8.0	54
Propane	0.00011	0.11	0.74
Propylene	0.00009	0.09	0.60
Propylene glycol	0.042	42	
Toluene	0.000550	0.550	3.70
Turpentine	0.001375	1.375	9.24
Water, Fresh	0.00089	0.89	6.0

Tab. 40 Hodnoty kinematické viskozity vybraných látek (podle www.EngineeringToolBox.com)

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Acetaldehyde CH_3CHO	61 68	16.1 20	0.305 0.295	36
Acetic acid - vinegar - 10% CH_3COOH	59	15	1.35	31.7
Acetic acid - 50%	59	15	2.27	33
Acetic acid - 80%	59	15	2.85	35
Acetic acid - concentrated glacial	59	15	1.34	31.7
Acetic acid anhydride $(\text{CH}_3\text{COO})_2\text{O}$	59	15	0.88	
Acetone CH_3COCH_3	68	20	0.41	
Alcohol - allyl	68 104	20 40	1.60 0.90 cp	31.8
Alcohol - butyl-n	68	20	3.64	38
Alcohol - ethyl (grain) $\text{C}_2\text{H}_5\text{OH}$	68 100	20 37.8	1.52 1.2	31.7 31.5
Alcohol - methyl (wood) CH_3OH	59 32	15 0	0.74 1.04	
Alcohol - propyl	68 122	20 50	2.8 1.4	35 31.7
Aluminum sulfate - 36% solution	68	20	1.41	31.7
Ammonia	0	-17.8	0.30	
Aniline	68 50	20 10	4.37 6.4	40 46.4
Asphalt RC-0, MC-0, SC-0	77 100	25 37.8	159-324 60-108	737-1.5M 280-500
Automatic crankcase oil SAE 10W	0	-17.8	1295-max	6M-max
Automatic crankcase oil SAE 10W	0	-17.8	1295-2590	6M-12M
Automatic crankcase oil SAE 20W	0	-17.8	2590-10350	12M-48M
Automatic crankcase oil SAE 20	210	98.9	5.7-9.6	45-58
Automatic crankcase oil SAE 30	210	98.9	9.6-12.9	58-70
Automatic crankcase oil SAE 40	210	98.9	12.9-16.8	70-85
Automatic crankcase oil SAE 50	210	98.9	16.8-22.7	85-110
Automotive gear oil SAE 75W	210	98.9	4.2 min	40 min
Automotive gear oil SAE 80W	210	98.9	7.0 min	49 min
Automotive gear oil SAE 85W	210	98.9	11.0 min	63 min
Automotive gear oil SAE 90W	210	98.9	14-25	74-120

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Automotive gear oil SAE 140	210	98.9	25-43	120-200
Automotive gear oil SAE150	210	98.9	43 - min	200 min
Beer	68	20	1.8	32
Benzene (Benzol) C ₆ H ₆	32	0	1.0	31
	68	20	0.74	
Bone oil	130	54.4	47.5	220
	212	100	11.6	65
Bromine	68	20	0.34	
Butane-n	-50	-1.1	0.52	
	30		0.35	
Butyric acid n	68	20	1.61	31.6
	32	0	2.3 cp	
Calcium chloride 5%	65	18.3	1.156	
Calcium chloride 25%	60	15.6	4.0	39
Carbolic acid (phenol)	65	18.3	11.83	65
	194	90	1.26 cp	
Carbon tetrachloride CCl ₄	68	20	0.612	
	100	37.8	0.53	
Carbon disulfide CS ₂	32	0	0.33	
	68	20	0.298	
Castor oil	100	37.8	259-325	1200-1500
	130	54.4	98-130	450-600
China wood oil	69	20.6	308.5	1425
	100	37.8	125.5	580
Chloroform	68	20	0.38	
	140	60	0.35	
Coconut oil	100	37.8	29.8-31.6	140-148
	130	54.4	14.7-15.7	76-80
Cod oil (fish oil)	100	37.8	32.1	150
	130	54.4	19.4	95
Corn oil	130	54.4	28.7	135
	212	100	8.6	54
Corn starch solution, 22 Baumé	70	21.1	32.1	150
	100	37.8	27.5	130
Corn starch solution, 24 Baumé	70	21.1	129.8	600
	100	37.8	95.2	440
Corn starch solution, 25 Baumé	70	21.1	303	1400
	100	37.8	173.2	800
Cotton seed oil	100	37.8	37.9	176
	130	54.4	20.6	100
Crude oil 48° API	60	15.6	3.8	39
	130	54.4	1.6	31.8
Crude oil 40° API	60	15.6	9.7	55.7
	130	54.4	3.5	38
Crude oil 35.6° API	60	15.6	17.8	88.4
	130	54.4	4.9	42.3

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Crude oil 32.6° API	60 130	15.6 54.4	23.2 7.1	110 46.8
Decane-n	0 100	17.8 37.8	2.36 1.001	34 31
Diethyl glycol	70	21.1	32	149.7
Diethyl ether	68	20	0.32	
Diesel fuel 2D	100 130	37.8 54.4	2-6 1.-3.97	32.6-45.5 -39
Diesel fuel 3D	100 130	37.8 54.4	6-11.75 3.97-6.78	45.5-65 39-48
Diesel fuel 4D	100 130	37.8 54.4	29.8 max 13.1 max	140 max 70 max
Diesel fuel 5D	122 160	50 71.1	86.6 max 35.2 max	400 max 165 max
Ethyl acetate $\text{CH}_3\text{COOC}_2\text{H}_5$	59 68	15 20	0.4 0.49	
Ethyl bromide $\text{C}_2\text{H}_5\text{Br}$	68	20	0.27	
Ethylene bromide	68	20	0.787	
Ethylene chloride	68	20	0.668	
Ethylene glycol	70	21.1	17.8	88.4
Formic acid 10%	68	20	1.04	31
Formic acid 50%	68	20	1.2	31.5
Formic acid 80%	68	20	1.4	31.7
Formic acid concentrated	68 77	20 25	1.48 1.57cp	31.7
Trichlorofluoromethane, R-11	70	21.1	0.21	
Dichlorodifluoromethane, R-12	70	21.1	0.27	
FDichloro-fluoromethane, R-21	70	21.1	1.45	
Furfurol	68 77	20 25	1.45 1.49cp	31.7
Fuel oil 1	70 100	21.1 37.8	2.39-4.28 -2.69	34-40 32-35
Fuel oil 2	70 100	21.1 37.8	3.0-7.4 2.11-4.28	36-50 33-40
Fuel oil 3	70 100	21.1 37.8	2.69-5.84 2.06-3.97	35-45 32.8-39
Fuel oil 5A	70 100	21.1 37.8	7.4-26.4 4.91-13.7	50-125 42-72
Fuel oil 5B	70 100	21.1 37.8	26.4- 13.6-67.1	125- 72-310
Fuel oil 6	122 160	50 71.1	97.4-660 37.5-172	450-3M 175-780
Gas oils	70 100	21.1 37.8	13.9 7.4	73 50

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Gasoline a	60 100	15.6 37.8	0.88 0.71	
Gasoline b	60 100	15.6 37.8	0.64	
Gasoline c	60 100	15.6 37.8	0.46 0.40	
Glycerine 100%	68.6 100	20.3 37.8	648 176	2950 813
Glycerine 50% water	68 140	20 60	5.29 1.85 cp	43
Glycol	68		52	
Glucose	100 150	37.8 65.6	7.7M-22M 880-2420	35M-100M 4M-11M
Heptanes-n	0 100	-17.8 37.8	0.928 0.511	
Hexane-n	0 100	-17.8 37.8	0.683 0.401	
Honey	100	37.8	73.6	349
Hydrochloric acid	68		1.9	
Ink, printers	100 130	37.8 54.4	550-2200 238-660	2500-10M 1100-3M
Insulating oil	70 100	21.1 37.8	24.1 max 11.75 max	115 max 65 max
Kerosene	68	20	2.71	35
Jet Fuel	-30.	-34.4	7.9	52
Lard	100 130	37.8 54.4	62.1 34.3	287 160
Lard oil	100 130	37.8 54.4	41-47.5 23.4-27.1	190-220 112-128
Linseed oil	100 130	37.8 54.4	30.5 18.94	143 93
Mercury	70 100	21.1 37.8	0.118 0.11	
Methyl acetate	68 104	20 40	0.44 0.32 cp	
Methyl iodide	68 104	20 40	0.213 0.42 cp	
Menhaden oil	100 130	37.8 54.4	29.8 18.2	140 90
Milk	68	20	1.13	31.5
Molasses A, first	100 130	37.8 54.4	281-5070 151-1760	1300-23500 700-8160
Molasses B, second	100 130	37.8 54.4	1410-13200 660-3300	6535-61180 3058-15294
Molasses C, blackstrap	100 130	37.8 54.4	2630-5500 1320-16500	12190-25500 6120-76500

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Naphthalene	176 212	80 100	0.9 0.78 cp	
Neatstool oil	100 130	37.8 54.4	49.7 27.5	230 130
Nitrobenzene	68	20	1.67	31.8
Nonane-n	0 100	-17.8 37.8	1.728 0.807	32
Octane-n	0 100	-17.8 37.8	1.266 0.645	31.7
Olive oil	100 130	37.8 54.4	43.2 24.1	200
Palms oil	100 130	37.8 54.4	47.8 26.4	
Peanut oil	100 130	37.8 54.4	42 23.4	200
Pentane-n	0 80	17.8 26.7	0.508 0.342	
Petrolatum	130 160	54.4 71.1	20.5 15	100 77
Petroleum ether	60	15.6	31(est)	1.1
Phenol, carbolic acid			11.7	
Propionic acid	32 68	0 20	1.52 1.13 cp	31.5
Propylene glycol	70	21.1	52	241
Quenching (typical) oil			100-120	20.5-25
Rapeseed oil	100 130	37.8 54.4	54.1 31	250 145
Rosin oil	100 130	37.8 54.4	324.7 129.9	1500 600
Rosin (wood)	100 200	37.8 93.3	216-11M 108-4400	1M-50M 500-20M
Sesame seed oil	100 130	37.8 54.4	39.6 23	184 110
Silicate of soda			79	
Sodium chloride 5%	68	20	1.097	31.1
Sodium chloride 25%	60	15.6	2.4	34
Sodium hydroxide (caustic soda) 20%	65	18.3	4.0	39.4
Sodium hydroxide (caustic soda) 30%	65	18.3	10.0	58.1
Sodium hydroxide (caustic soda) 40%	65	18.3		
Soya bean oil	100 130	37.8 54.4	35.4 19.64	165 96
Sperm oil	100 130	37.5 54.4	21-23 15.2	110 78

Liquid	Temperature		Kinematic Viscosity	
	(°F)	(°C)	centiStokes (cSt)	Seconds Saybolt Universal (SSU)
Sulphuric acid 100%	68 140	20 60	14.56 7.2 cp	76
Sulphuric acid 95%	68	20	14.5	75
Sulphuric acid 60%	68	20	4.4	41
Sulphuric acid 20%				3M-8M 650-1400
Tar, coke oven	70 100	21.1 37.8	600-1760 141-308	15M-300M 2M-20M
Tar, gas house	70 100	21.1 37.8	3300-66M 440-4400	2500 500
Tar, pine	100 132	37.8 55.6	559 108.2	200-300 55-60
Toluene	68 140	20 60	0.68 0.38 cp	185.7
Triethylene glycol	70	21.1	40	400-440 185-205
Turpentine	100 130	37.8 54.4	86.5-95.2 39.9-44.3	1425 650
Varnish, spar	68 100	20 37.8	313 143	
Water, distilled	68	20	1.0038	31
Water, fresh	60 130	15.6 54.4	1.13 0.55	31.5
Water, sea			1.15	31.5
Whale oil	100 130	37.8 54.4	35-39.6 19.9-23.4	163-184 97-112
Xylene-o	68 104	20 40	0.93 0.623 cp	

