

Fakulta  
stavební

VYDAVATELSTVÍ

ČVUT



ČESKÉ VYSOKÉ UČENÍ TECHNICKÉ V PRAZE



# KLIMATOLOGIE, METEOROLOGIE, HYDROLOGIE

Doc. Ing. Miroslav Kemel, CSc.

Doc. Ing. Miroslav Kemel, CSc.

KLIMATOLOGIE,  
METEOROLOGIE,  
HYDROLOGIE

2000  
Vydavatelství ČVUT

Tato kniha je určena pro posluchače inženýrských a technických škol, kteří se zabývají studiem vodního hospodářství a vodních zdrojů. Kniha obsahuje základní informace o vodním hospodářství a vodních zdrojích, které jsou nezbytné pro pochopení této problematiky. V knize jsou uvedeny také některé praktické příklady a úlohy, které pomohou studentům lépe pochopit obsah knihy.

Hydrologie je vědní disciplína, která se zabývá studiem vodního hospodářství a vodních zdrojů. V knize jsou uvedeny základní informace o vodním hospodářství a vodních zdrojích, které jsou nezbytné pro pochopení této problematiky. V knize jsou uvedeny také některé praktické příklady a úlohy, které pomohou studentům lépe pochopit obsah knihy.

Hydrologie je vědní disciplína, která se zabývá studiem vodního hospodářství a vodních zdrojů. V knize jsou uvedeny základní informace o vodním hospodářství a vodních zdrojích, které jsou nezbytné pro pochopení této problematiky. V knize jsou uvedeny také některé praktické příklady a úlohy, které pomohou studentům lépe pochopit obsah knihy.

## PŘEDMLUVA

Tato skripta jsou určena pro posluchače fakulty stavební oboru Inženýrství životního prostředí. Snahou autora bylo poskytnout v rámci daného, omezeného rozsahu skript, v oblasti klimatologie meteorologie a hydrologie, poznatky, nezbytně nutné pro pochopení jevů, k nimž v rámci oběhu vody na Zemi dochází. Seznámen s těmito základy, obohacen o další poznatky získané v rámci budoucí profese samostudiem, bude absolvent školy, ať už jako pracovník projekce, provozu, či veřejných institucí, schopen správně řešit otázky vodohospodářského charakteru s veškerým respektováním požadavků na ochranu životního prostředí.

Hlavní část předkládané pomůcky je věnována hydrologii, jež pojednává o zákonitostech výskytu a oběhu vody v přírodě, je schopna používanými metodami dobře popsat režim hydrologického objektu, jakým je řeka, jezero, soustava rybníků, umělá nádrž a pod. Je to hydrologický režim toku a tedy hydrologie, která má zásadní vliv a svými výsledky pracovních metod určuje koncepci zamýšleného vodohospodářského díla, koncepci a postupy opatření, prováděná v přírodě, zaměřená na zachování zdravého životního prostředí. Proto je skriptum zaměřeno na metody a pracovní postupy, které jsou vlastní hydrologii inženýrské. Tyto metody umožňují určit nejdůležitější charakteristiky a údaje o hydrologickém režimu vodního objektu a tak získat nutná, dostatečně přesná podkladová data pro návrh koncepčně správného, hospodárného vodohospodářského díla s přiměřenou mírou ochrany, dobře vyhovujícího i přísným požadavkům na zachování kvalitního životního prostředí.

Mnohé části skript jsou vysvětlovány podrobněji, aby ani pracovníci praxe, ve snaze o zvyšování své odbornosti, neměli potíže při studiu.

Na tomto místě bych chtěl poděkovat pomocné vědecké síle katedry, studentu M. Stuchlému za práci na mnohých obrázcích a za pečlivou kontrolu některých částí textu.

autor

## 1. ÚVOD

Voda je základní složkou přírodního a životního prostředí. Stále zřetelněji se ukazuje, že vodu, její povrchové a podzemní zdroje lze chápat jako významnou součást přírodního bohatství státu. Dostatečné množství dobré vody je nezbytným předpokladem zachování života na Zemi, předpokladem dalšího rozvoje lidské společnosti. Voda je pro člověka nezbytnou potravinou a surovinou, je zdrojem energie, při dostatečných hloubkách v řekách, jezerech, nádržích atd., poskytuje možnost vodní dopravy. Toky, umělé i přirozené nádrže poskytují při pěstování vodních sportů, při vodní rekreaci, nádherné a pro dnešního člověka tolik potřebné chvíle duševního uvolnění a odpočinku.

Voda nejen slouží. V období jejího nadbytku, za povodňových situací vzniklých po velkých deštích nebo táním sněhu je velmi nebezpečná - je schopna během velmi krátké doby svým dynamickým účinkem zničit výsledky práce mnohdy celých generací, nezřídka si povodeň vybírá daň nejvyšší, lidské životy. Nejen nadbytek, ale i nedostatek vody přináší národnímu hospodářství značné škody - tentokrát proto, že v období dlouhodobého sucha se pěstovaným zemědělským rostlinám nedostává potřebné vláhy pro svůj růst, takže pokud nejsou zavlažovány, vadnou a umírají - důsledkem je špatná úroda, v mnohých oblastech světa vzniká hladomor.

Zabezpečování vody v dostatečném množství a kvalitě se stává v současné době v mnohých oblastech Země, ale i v naší vlasti, stále náročnější, těžko řešitelnou úlohou. Nároky společnosti, obyvatel i průmyslu jsou nyní takové, že mnohé oblasti našeho státu nejsou svými přirozenými zdroji, svým přirozeným režimem, schopny tyto požadavky na vodu uspokojivě krýt - tzv. oblastí s pasivní bilancí přibývá.

Vývojem lidské civilizace dochází k mnohým změnám, vzrůst životní úrovně zatím mnohdy přináší i nepříznivé důsledky na životní prostředí - dochází k znečištění životního prostředí různého druhu, k chemickému, bakteriologickému, teplotnímu atd.

Prognózy, zabývající se dlouhodobým výhledem vývoje lidské společnosti do budoucnosti jednoznačně ukazují na budoucí vysoké nároky společnosti na vodu. Pokud by se nepodařilo zajistit pokrytí těchto požadavků na množství a kvalitu vody, byl by další vývoj lidské společnosti zastaven - voda, její nedostatek by se stal limitujícím činitelem dalšího rozvoje. Vzhledem k tomu, že se voda na Zemi, v jejích jednotlivých oblastech vyskytuje v omezeném množství, které není prostorově ani časově rozloženo rovnoměrně, je zapotřebí s ní velmi dobře hospodařit a zajišťovat její dodávku takovými inženýrskými opatřeními, jež by přírodní prostředí v zásadě nepoškozovala. K tomu je však třeba dobře znát zákonitosti výskytu a oběhu vody v přírodě.

## 2. VÝZNAM A VÝVOJ HYDROLOGIE

### 2.1. Definice a rozdělení hydrologie

Hydrologie je věda, která se systematicky, vlastními metodami zabývá odhalováním, poznáváním zákonů výskytu a oběhu vody v přírodě. Poznané zákonitosti jsou pak využívány v mnoha oblastech lidské činnosti. Ta část hydrologie, která vlastními i převzatými postupy a metodami odvozuje základní charakteristiky hydrologického režimu vodních objektů (jakými jsou řeky, nádrže, jezera apod.), a poskytuje je pro potřeby projekce, provozu a údržby vodohospodářských děl a stavební činnosti člověka vůbec, se nazývá Inženýrská hydrologie. Kromě toho slouží a je potřebná pro veškeré aktivity,

sloužící k zachování stávajícího dobrého, případně zlepšení již poškozeného životního prostředí určité oblasti.

Podobně jako jiné přírodní vědy i hydrologie musí nejdříve získat pro studium dostatečně rozsáhlý materiál. Proto nejdříve jevy v přírodě pozoruje, pak údaje z pozorování zpracovává, zevšeobecňuje a tak odhaluje zákony, podle nichž se zkoumaný přírodní jev řídí.

Hydrologie se dělí na několik oddílů. Ta část, zabývající se pozorováním, cílevědomým shromažďováním, klasifikací, tříděním a zpracováním získaného materiálu, se nazývá hydrografie. Základním předpokladem činnosti je měření hydrologických prvků. Proto další oddíl, zvaný hydrometrie, se věnuje návrhu vhodných přístrojů, metod měření a samotnému měření v terénu.

Význam a úloha hydrologie plyne z nepostradatelnosti vody pro vše živé, pro život a činnost člověka. Získané znalosti o zdrojích vod, o vzniku a rozdělení odtoku vod na povrchu i pod povrchem zemským, mohou pak být využity pro zlepšení podmínek života na Zemi.

Hydrologické údaje, obsahující důležité charakteristiky vodního režimu toku, jsou podkladovým materiálem, na jehož základě je třeba navrhnout koncepčně správné, hospodárné a dobře fungující vodohospodářské dílo, jsou potřebnými podklady, umožňujícími provést takové vodohospodářské zásahy, aby znamenaly zlepšení dosavadních vodních poměrů. Na výsledcích hydrologie staví hydrotechnika, zabývající se problematikou využití vodní energie, výstavbou přehrad, jezů, splavněním toků a všemi otázkami vodních cest.

Kromě přehrad jsou to též úpravy toků, kterými lze do určité míry zajistit zlepšení odtokových poměrů a ochranu přilehlých území před povodněmi. Dále to jsou hydromeliorace, v jejichž rámci budujeme závlahy a odvodnění zemědělských pozemků, provádí se protierozní opatření v postižených nebo na erozi náchylných územích. Do této oblasti patří též hrazení bystřin a zakládání rybníků. Dále je to zdravotní inženýrství, pro které hydrologie poskytuje podklady, nutné k řešení všech otázek spojených s problematikou lázeňství, odvádění a čištění odpadních vod, zajišťováním sídlišť a průmyslu pitnou a užitkovou vodou atd.

Potřeba a spotřeba vody neustále narůstá. Vzhledem k omezenému množství vody je třeba nároky společnosti plánovat tak, aby vodní zdroje byly pro různé národohospodářské účely využívány racionálně a optimálním způsobem. Tuto celkovou řídicí a koncepční úlohu zastává vodní hospodářství. Jeho činnost je prakticky nemyslitelná bez dobrých a spolehlivých hydrologických podkladových materiálů.

Inženýrská hydrologie musí poskytovat údaje potřebné pro projekci a provoz vodohospodářských staveb i tam, kde se pozorování hydrologických prvků nekonala. Musí být dokonce schopna odhadnout budoucí změnu hydrologických, příp. klimatických poměrů, způsobenou, ať už přímo nebo nepřímo, různorodou činností člověka. To je jistě velmi náročný požadavek, který může být splněn jen za předpokladu dobré znalosti širokých souvislostí a zákonitostí hydrologických jevů.

Představíme-li si možné cesty, kterými se může vodní částice, vypadlá na povrch zemský třeba v podobě deště, při svém oběhu v přírodě pohybovat, zjistíme, že hydrologie musí spolupracovat a využívat poznatků mnoha styčných oborů. Především je to meteorologie, zkoumající fyzikální změny a děje v ovzduší. Z hlediska hydrologie je důležitá proto, že je to právě ovzduší, kde se odehrává přeměna par na vodní srážky, transport vláhy na velké vzdálenosti apod. Klimatologie je věda, zkoumající dlouhodobý režim

počasí. O něm víme, že má zásadní vliv nejen na hydrologické poměry daného místa, na režim toku (výrok A.I. Vojejkova: řeky jsou produktem klimatu), ale přímo předurčuje lepší nebo horší podmínky pro život člověka v určité oblasti Země. Voda se po vypadnutí z atmosféry setkává s prostředím, zkoumaným pedologií a geologií, může se zachytit na těle rostlin a odpařit se nebo po vsáknutí do půdy být jimi spotřebována evapotranspirací. Bude proto, při řešení některých úloh, třeba využívat výsledků výzkumu agrotechniky, lesního hospodářství apod. Hydrologie podzemních vod úzce spolupracuje s hydrogeologií. Samozřejmým předpokladem je využívání znalostí zákonů pro klid a pohyb vody, o kterých pojednává hydraulika. V neposlední řadě hydrologie využívá poznatků termiky, biologie, bakteriologie a chemie vody.

Hydrologie je v současné době velmi rozsáhlý vědní obor, který se zvláště v posledních letech, vlivem úkolů, které na ni lidstvo klade, velmi rychle rozvíjí. Hydrologii lze rozdělit na hydrologii moří a hydrologii pevnin. Tu můžeme dále dělit na hydrologii atmosféry, hydrologii tekoucích vod, hydrologii stojatých vod, bažin, hydrologii podzemních vod a hydrologii ledovců.

## 2.2 Vývoj hydrologie

Význam vody pro život chápali lidé již odedávna. Pozorování kolísání hladin řek, pozorování pohybu vody bylo spojeno hlavně s hospodářskou činností člověka. Úroveň hladiny a jí odpovídající rozsah zatopení přilehlých oblastí vodou, bohatou živinami, umožňovaly již starým egyptanům předpovídat budoucí úrodu. Rovněž u nás se zachovaly zprávy v kronikách o pozorování vodních hladin, zvláště v období velkých povodní. Ještě dnes mnohé vodní stavby v Čechách (mlýny, jezy, systémy rybníků), z nichž některé si zachovaly svou funkci dodnes, svědčí o velmi dobrých znalostech našich předků o základních zákonech hydrologie a hydrauliky.

Vývoj hydrologie se prakticky až do minulého století kryje s vývojem jiných věd, především fyzického zeměpisu, geofyziky a hydrauliky. V rámci těchto věd prošla hydrologie dlouhou vývojovou cestu od období intuice a dohadů (asi do r. 1400), přes jednotlivá období pozorování, měření, experimentů, modernizace a matematizace (r. 1800-1900), přes období empirie, kdy začíná existovat jako samostatná věda (r. 1900-1930). Léta 1930-1950 jsou obdobím vlivu exaktních věd až k současnému stavu, kdy v období hydrologického laboratorního pokusu se často složité otázky oboru řeší matematickými i jinými modely. Období let 1930-1950 bylo obdobím zvláště výrazného rozvoje hydrologie inženýrské.

Uvedli jsme, že dříve hydrologie nebyla samostatnou vědou. Základním předpokladem jejího dalšího vývoje byla znalost toho, jak určit nejdůležitější prvek - průtok. Z tohoto hlediska významným způsobem přispěli Toricelli, který jako první (v 17. stol.) uskutečnil měření průtoku vody výtokem z otvoru nádoby, dále Perreault v r. 1650 určil z přibližného měření průtoků řeky Seiny v Paříži první kvantitativní vztahy v oběhu vody v přírodě. V r. 1732 to byl Pitot, který objevil možnost změřit místní rychlost proudu pomocí trubice. V r. 1775 uveřejnil Chezy způsob výpočtu střední průtočné rychlosti v. Velkým zvratem v hydrologii byl vynález hydro-metrické vrtule Woltmanna, kterou již bylo možno měřením zjistit rychlostní pole v průtočném průřezu a vyhodnotit průtok i v přirozeném korytě toku.

### 2.3 Hydrologická služba v ČR

Již v první polovině 19. století si značný rozvoj průmyslu a zemědělství vyžádal i u nás první soustavná pozorování a měření hydrologických prvků. V Čechách byla založena síť srážkoměrných stanic F.J.Studničkou. V r. 1875 byla zřízena hydrologická komise Království českého, obsahující kromě srážkoměrného oddělení i oddělení vodoměrné, vedené A.R.Harlacherem. Ten se zasloužil o naši hydrologii propracováním teoretických základů hydrometrických metod. V r. 1920 byl ustaven Státní ústav hydrologický. Za okupace byla srážkoměrná pozorování převedena a svěřena složkám meteorologickým. V r. 1954 byla hydrologická služba spojena se službou meteorologickou v rámci Hydrometeorologického ústavu, jenž zajišťuje hydrologická pozorování a všechny úkoly s tím spojené až do současné doby. Státní ústav hydrologický se později stal Výzkumným ústavem vodohospodářským v Praze, ve kterém je i hydrologické oddělení.

Značnou zásluhu o naši hydrologii mají A.Bratránek a O.Dub, kteří u nás zavedli moderní hydrologické metody, založené na matematické statistice a počtu pravděpodobností. Mezi stěžejní díla pojednávající o hydrologii patří Dubem vydaná publikace Všeobecná hydrologia Slovenska a základní učebnice Hydrologia, hydrografia, hydrometria, vydaná v r. 1957 a 1963. V r. 1969 autoři O.Dub, J.Němec a kol. vydali technického průvodce Hydrologie. Světovým unikátem je rovněž obsáhlé dílo Hydrometeorologického ústavu, nazvané Hydrologické poměry ČSSR, které postupně vyšlo v letech 1965-70. V r. 1984 byla vydána významná publikace Červeného a kol. Podnebí a vodní režim ČSSR.

V Československé akademii věd (ČSAV) byl zásluhou akademika J.Smetany založen Ústav pro hydrodynamiku, jenž řeší i výzkumné úkoly z oboru hydrologie.

V současné době se vědeckovýzkumnou činností v oboru hydrologie zabývají ústavy HMÚ, Ústav pro hydrodynamiku ČAV v Praze, VÚV Praha, odborné katedry vysokých škol v Praze, Brně aj. Články s hydrologickou tematikou jsou nejčastěji publikovány v časopisech Vodní hospodářství, Vodohospodářský časopis (vydávány v Bratislavě).

Československá hydrologická služba vydávala řadu periodik (dříve např. ročenky o pozorování vodních stavů a průtoků, o srážkách apod.). Rovněž byly vydávány neperiodické publikace. Mezi ně patřily např. mapy ročních srážkových úhrnů, Vodopis ČSR, Podélné profily řek atd. Řada významných prací je obsažena ve sbírce Práce a studie, vydávané Výzkumným ústavem vodohospodářským (VÚV Praha). Výsledky výzkumu jsou rovněž publikovány ve Sborníku prací Hydrometeorologického ústavu České republiky.

Nejsoustavnější přehled hydrologických poměrů (ale i dalších údajů) je obsažen ve Státním vodohospodářském plánu (SVP), vypracovaný v letech 1949-54. Na jeho podkladě bylo možno rozvíjet vodní hospodářství našeho státu. Svou komplexností, koncepcí i rozsahem je dílem jediným tohoto druhu na světě. Později, v letech 1967-75 bylo postupně vydáno druhé, přepracované vydání SVP, tzv. Směrný vodohospodářský plán.



### 3. METEOROLOGIE A KLIMATOLOGIE

Meteorologie je nauka, zabývající se všestranným studiem jevů, probíhající v zemské atmosféře. Momentální stav atmosféry, definovaný hodnotami souvisejících faktorů jakými je např. tlak, teplota a vlhkost vzduchu, intenzita slunečního záření, oblačnost apod., určuje počasí. Meteorologie je dnes rozsáhlá vědecká disciplína, která při studiu využívá fyzikálních poznatků a metod řešení fyziky atmosféry. Má široké praktické uplatnění - člení se na dynamickou meteorologii, studující dynamiku a termodynamiku atmosféry, aby mohla poskytnout vědecky zdůvodněnou předpověď počasí, na synoptickou meteorologii, sledující a analyzující jevy v atmosféře, důležité pro předpověď počasí. Fyzikální meteorologie zkoumá fyziku oblaků, tvorbu srážek, záření, optické, elektrické a další jevy odehrávající se v atmosféře. Pod tzv. aplikovanou meteorologii patří např. zemědělská meteorologie, letecká meteorologie apod.

Klimatologii můžeme charakterizovat jako vědu, která zkoumá a zabývá se dlouhodobým chodem počasí a jeho zákonitostmi - je to nauka o podnebí (klimatu). Jejím úkolem je **a)** studium toho, jak se utvářelo podnebí na naší Zemi, dále pak popis a objasnění podnebných zvláštností jednotlivých světadílů i menších území, **b)** klasifikace podnebí a vymezování klimatických oblastí, **c)** studium podnebí v dřívějších dobách historických a geologických, studium kolísání a změn klimatu - tyto poznatky mají v poslední době sloužit snahám předpovědět budoucí změny klimatu na Zemi, vyvolané činností člověka.

Klimatologie je rovněž značně rozsáhlý vědní obor, dělicí se dnes na klimatologii obecnou, regionální, teoretickou a aplikovanou (sem patří např. klimatologie letecká, technická, zemědělská, a klimatologie měst).

#### 3.1. Atmosféra Země

##### 3.1.1. Složení atmosféry

Je vzdušný (plynný) obal Země (sahající do výše 30 až 40 tisíc km), jenž je k ní poután gravitační silou a tak se účastní zemské rotace. Atmosféra je složena převážně z dusíku (78% objemových suchého vzduchu) a kyslíku (21%), v blízkosti zemského povrchu obsahuje též vodní páry (1.3 objemových % vlhkého vzduchu), ostatní plyny jsou zastoupeny jen v nepatrném množství (např. argon Ar, oxid uhličitý  $CO_2$  tvoří 0.93 a 0.03%, stopové látky ještě méně). Sloučeniny dusíku jako čpavek, kysličníky dusíku apod., vznikající při elektrických výbojích za bouřek, jsou snadno rozpustné ve vodě. V deštových kapkách se dostávají na povrch zemský, kde jsou rostlinami využívány jako živiny. Činností člověka, především spalováním nekvalitního uhlí se do ovzduší odvádí mnoho sloučenin, především velmi škodlivý (jak pro rostliny, tak i pro člověka) kysličník siřičitý.

Kromě toho atmosféra obsahuje kapalné a pevné částice, ať už organického nebo anorganického původu. Pevné částičky mají různý původ, patří sem: **a)** kosmický prach - to jsou částice, vypadávající do atmosféry z vesmírného prostoru a částice, vznikající vypařováním meteoritů při průletu zemskou atmosférou, **b)** prach původu pozemského se dostává do ovzduší účinkem silného větru přímo ze zemského povrchu, při sopečných výbuších, či jako dým z požárů, průmyslových nebo osídlených míst. Dále to jsou **c)** krystalky ledu, vzniklé kondenzací a sublimací par v atmosféře. Významnou roli při procesech tvorby srážek hrají **d)** mikroorganizmy jako jsou spory hub, rostlinný pyl, různé částičky organické skladby. Rozměry pevných částiček jsou různé - v blízkosti povrchu jsou větší, do atmosféry se pevné částice dostávají turbu-

lentním prouděním vzduchu, při silném větru se nad pouštěmi a rostlinstvem nechráněným povrchem dostávají do výše až 3 + 4 km i částečky větší než 1 mm a mnohdy překonávají značné vzdálenosti. Prašnost obecně značně klesá nad rozsáhlými zalesněnými oblastmi, na mořích a oceánech s nárůstem odlehlosti kontinentů; nad průmyslovými městy bylo ve vzorcích vzduchu zjištěno až 20.000 částeček, nad mořem 1+4 částečky v 1 cm<sup>3</sup> vzduchu. Při větším počtu prachových částic ve vzduchu klesá dohlednost; tím, že v ovzduší pohlcují sluneční záření, zahřívají se, a tak způsobují i růst teploty vzduchu. Prachové částečky spolu s krystalky soli jsou kondenzačními jádry, jež spolupůsobí při kondenzaci vodních par v atmosféře a ke vzniku značně intenzivních dešťů. Jako vysoce aktivní kondenzační jádra působí i ionty a částečky s elektrickým nábojem.

Vlivem promíchávání se složení vzduchu až do výšky 90 + 95 km prakticky nemění. Výjimku tvoří CO<sub>2</sub> - jeho obsah se mění v závislosti na čase a místě, podobně ozón O<sub>3</sub>, vznikající ze vzdušného kyslíku působením ultrafialových paprsků, je ve větší koncentraci obsažen ve výšce 10-50 km nad povrchem zemským, v tzv. ozónosféře. Tím, že pohlcuje velmi intenzivně ultrafialovou část spektra (takže sluneční záření dopadá na zemský povrch už bez jeho ničivého účinku na živé organismy), dochází ve výškách 40 + 50 km k ohřívání vzduchu - zde je teplota kolem 30 + 35° C.

Ve spodních vrstvách atmosféry (asi do 10 + 12 km) hraje významnou roli voda ve všech skupenstvích. Její obsah kolísá v rozmezí 0.2+4%, průměrný obsah vláhy v atmosféře odpovídá objemu, obsaženému ve vrstvě vody 22 mm tlusté, rovnoměrně rozprostřené po povrchu Země. Průměrná roční výška srážek na Zemi je rovna 1036 mm. Z těchto hodnot vyplývá, že k výměně vodních par mezi Zemi a atmosférou dochází v dlouhodobém průměru každých asi 8 dní, tj. přibližně 47 krát za rok. Kromě vodní páry jsou v atmosféře obsaženy její kondenzáty v podobě ledových krystalků a vodních kapek různých velikostí. Velmi drobné kapičky (o průměru kapek menších než 1 μm) vytvářejí v ovzduší velmi jemnou mlhu, tzv. kouřmo (kdy spodní mez vodorovné viditelnosti je 1 km, a maximální dohlednost je 10 km). Větší kapky a částečky ledu (o průměru 10-100 μm) tvoří mlhu (při ní je viditelnost menší, max. do 1 km), a oblaky (v meteorologické terminologii jedn.č. oblak, množ.č. oblaky, ne oblaka). V závislosti na velikosti částic je samozřejmě různá i rychlost jejich pádu k zemi: u částic tvořících kouřmo (o průměru např. 0,4 μm) je rovna 5,01.10<sup>-6</sup> m.s<sup>-1</sup>, u částic mlhy (o φ např. 2 μm) je rovna 1,25 .10<sup>-4</sup> m.s<sup>-1</sup>, u deště s průměrem největších možných kapek např. 5 mm je rychlost pádu rovna 6,7 + 8,0 m.s<sup>-1</sup>. Z uvedeného je zřejmá značně dlouhá doba, potřebná k tomu, aby částice průměru např. 0,4 μm klesla v absolutně klidném ovzduší o 100 m (řádově několik tisíc hodin). Na druhou stranu vidíme, že ani největší dešťové kapky nemusí vypadnout na zemi v podobě deště, pakliže stoupavý proud v oblaku má rychlost větší než 8 m.s<sup>-1</sup>.

Celková hmotnost atmosféry je rovna 5,137 .10<sup>18</sup> kg, tj. přibližně jedné miliontině hmotnosti Země. Tlak vzduchu v určitém místě měření je dán hmotností vzdušného sloupce nad tímto místem až po hranici atmosféry. Tento tlak se vlivem denního chodu teploty vzduchu a cirkulace atmosféry neustále mění. V důsledku stlačitelnosti vzduchu jeho hustota a tedy i tlak klesá velmi rychle s nárůstem výšky. Přibližně polovina hmotnosti zemské atmosféry je soustředěna ve spodní vrstvě 5,5 km tlusté, 3/4 hmotnosti je ve spodních 10-11km, 9/10 ve spodních 20 km. Plynný obal ve výškách nad 36 km obsahuje již jen 1/100 celkové hmotnosti atmosféry.

### 3.1.2. Rozdělení atmosféry

Zemskou atmosféru dělíme (podle různých hledisek) na řadu vrstev.

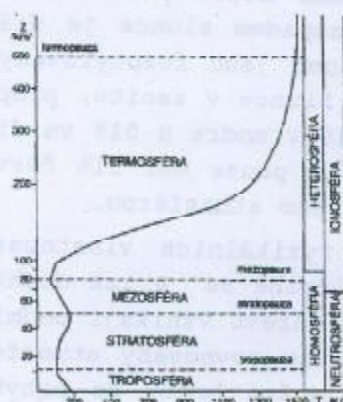
a) podle průběhu teploty s výškou rozeznáváme: troposféru (0 + 11 km), stratosféru (11 + 50 km), mezosféru (50 + 80 km), termosféru (80 + 800 km), a exosféru (nad 800 km). Mezi těmito vrstvami existují vrstvy přechodné: tropopauza, stratopauza, mezopauza, termopauza.

b) podle chemického složení se rozlišuje homosféra, ve které se složení vzduchu mění jenom málo (výjimkou je  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$  a vodní páry) a heterosféra, ve které se mění složení vzduchu v důsledku fotodisociace molekul plynů. Obě vrstvy jsou odděleny od sebe ve výšce cca 100 km tzv. homopauzou.

c) podle koncentrace iontů a volných elektronů rozlišujeme spodní vrstvu s jejich nízkým obsahem, tzv. neutrosféru, a vrstvu s velkým obsahem uvede-ných částic, zajišťující velkou atmosférickou vodivost a tím vznik polárních září - ionosféru. Rozhraní mezi těmito vrstvami se nalézá přibližně ve výšce 70 km nad zemským povrchem.

d) podle dosahu vlivu zemského povrchu na spodní vrstvy atmosféry se troposféra dělí na přízemní vrstvu atmosféry (sahá do výše asi 50 + 100 m) a na mezní vrstvu atmosféry (ta již dosahuje výšky cca 1,5 km).

Troposféra je spodní vrstva atmosféry, ve které se odehrávají veškeré děje, vázané na tvorbu počasí - zde probíhá horizontální a turbulentní výměna tepla a vodních par. V této vrstvě je soustředěno 75 + 80% celkové hmotnosti atmosféry a prakticky veškerý obsah vodních par. Troposféra nad rovníkem dosahuje výše asi 16 + 18 km, nad oblastmi středních zeměpisných šířek v průměru 11 km, nad póly pak asi 8 + 9 km.



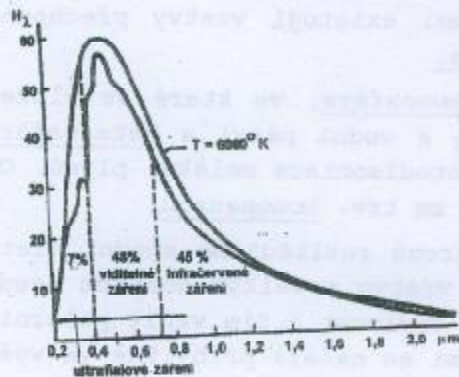
Obr. 3.1. Vertikální zvrstvení zemské atmosféry

V troposféře průměrný pokles teploty s růstem výšky je roven  $0,65^\circ \text{C}$  na 100 m. Teplota vzduchu v horní vrstvě troposféry je rovna v polárních oblastech  $-65^\circ \text{C}$  (v zimě),  $-75^\circ \text{C}$  (v létě), nad oblastmi rovníku se teplota pohybuje (vlivem větší výšky) kolem  $-70^\circ \text{C}$ . Teploty vzduchu klesají až do výšky kolem 10 km, dále pak až do výšky asi 90 km zůstávají přibližně konstantní. Ve vrstvách ještě vyšších zaznamenáváme nárůst teploty s výškou. Rozdělení atmosféry na jednotlivé vrstvy, jakož i průběh teplot je uveden schematicky na obr. 3.1.

V nižší části troposféry, vlivem častého vzniku teplotní inverze nebo izotermie, je průměrný pokles teploty s růstem výšky menší než ve vyšších výškách troposféry, rovný cca  $0,3 + 0,5^\circ \text{C}$  na 100 m. V přízemní vrstvě atmosféry dochází k výrazné vertikální změně větru, teploty a vlhkosti vzduchu (změny jsou až stokrát větší než je tomu v ovzduší nad touto vrstvou). Tato přízemní vrstva je součástí mezní vrstvy atmosféry, ve které se projevuje vliv charakteristik zemského povrchu (členitost, druhová skladba vegetačního pokryvu, různé druhy půd, existence hydrologických objektů, jakými jsou např. říční síť, jezera, rybníky, močály atd.). Horní hranice mezní vrstvy je zpravidla definována jako výška, ve které rychlost a směr vzdušných hmot již není ovlivňován zemským povrchem, ale jen rozložením tlaku vzduchu a zeměpisnou šířkou (na té je závislá Coriolisova síla, ovlivňující směr pohybu vzdušných hmot).

### 3.2 Sluneční záření

Slunce, vzdálené od Země v průměru 150 mil. km, vysílá do vesmírného prostoru značné množství zářivé energie v rozsahu délek od 0,286 do 12  $\mu\text{m}$



Obr.3.2. Rozdělení energie slunečního záření. Zde je též vyznačeno spektrum záření absolutně černého tělesa o teplotě  $T=6000^{\circ}\text{K}$ .

jenom nepatrnou část této energie svou stranou, přivrácenou ke Slunci. Díky vysoké teplotě Slunce, asi 99% jeho zářivé energie spadá do pásma krátkovlnného záření (elektromagnetické záření o vlnových délkách kratších než 4  $\mu\text{m}$ , s maximem intenzity záření při 0,475 $\mu\text{m}$ ). Viditelné záření (vlnová délka v rozsahu 0,320 + 0,780  $\mu\text{m}$ ) tvoří přibližně 48%, infračervené (vlnová délka nad 0,780  $\mu\text{m}$  až asi do 1000  $\mu\text{m}$ ) 45% a ultrafialové (vlnová délka kratší než 0,320  $\mu$ ) asi 7%. Z celkového množství, které se dostává na hranici zemské atmosféry se díky ovzduší a oblačnosti odráží 42% do světového prostoru. Poměr tohoto odraženého záření k celkovému se nazývá albedo Země. Zbytek záření se průchodem

atmosféry zeslabuje, v závislosti na vlnové délce vždy jinak. Dochází zde jednak k rozptylu (difuzní reflexi), jednak k pohlcování (absorpci). Největší rozptyl na molekulách plynů je pozorován u fialového světla, nejmenší u červeného (poměr je 16:1). Oblohu vnímáme modře proto, že je nejvíce rozptýlena vlnová délka modré barvy. Před západem slunce je dráha slunečního paprsku značně delší než za dne - díky tomu jsou rozptylovány i delší vlnové délky, takže vidíme červánky. Stojí-li Slunce v zenitu, propustí atmosféra 95% záření v červené části spektra, 74% v modré a 51% ve fialové. Je-li Slunce těsně nad obzorem, projde ovzduším pouze asi 11% červených paprsků, modré s fialovým světlem je zcela pohlceno atmosférou.

Povrch zemský se, v důsledku svých rozdílných fyzikálních vlastností, ohřívá nerovnoměrně. Od povrchu se ohřívá vzduch, rozpíná se a tak dochází k snižování jeho hustoty. V důsledku nerovnoměrnosti ohřevu vznikají podmínky pro vznik různé hustoty vzdušných mas. Původní stav rovnováhy atmosféry se naruší a tak dojde k vzniku sil, jež dávají vzdušné hmoty do pohybu. Iniciátorem cirkulace atmosféry, přenosu vláhy mnohdy i na velké vzdálenosti, a dalších jevů, ke kterým v atmosféře dochází, je tedy Slunce - bez něho by nebylo oběhu vody v přírodě.

Celkové množství slunečního záření (v celém jeho spektru, dopadající na horní hranici atmosféry za 1 sekundu na plochu 1  $\text{m}^2$ , kolmou ke slunečním paprskům při střední vzdálenosti Země od Slunce, se rovná  $1373 \pm 20 \text{ W/m}^2$ , tedy přibližně 8 joulů na 1  $\text{cm}^2$  za minutu.

Záření, přicházející k zemskému povrchu přímo od Slunce (pro velkou odlehlost obou těles ve formě rovnoběžných paprsků) se nazývá přímé sluneční záření. Paprsky při průchodu atmosférou se zčásti rozptylují na molekulách vzduchu, na vodních kapičkách, ledových krystalcích, pevných částicích prachu apod. Tomuto záření, které vysílá bezoblačná obloha ale též mraky, říkáme rozptýlené (difúzní) záření. Souhrn přímého a rozptýleného záření se nazývá záření globální - to hraje z hlediska probíhajících jevů a života na Zemi nejvýznamnější roli. Při průchodu atmosférou je přibližně 15% z přímého

záření pohlcováno, ze záření dopadajícího na okraj atmosféry se v ovzduší rozptýlí cca 25%. Země je sluncem ohřívána, od ní se zahřívají spodní vrstvy atmosféry. V nočních hodinách a za chladného počasí Země uvolňuje tepelnou energii do ovzduší v podobě dlohovlnného záření. Výsledkem je pak pokles teploty zemského povrchu i spodních vrstev atmosféry. Uvolňování tepla zemským povrchem do okolí je nazýváno vyzařováním. Průměrná teplota Země je rovna cca 15° C. Poněvadž ta se v zásadě nemění, příjem a výdej tepla je zřejmě v rovnováze. Podle fyzikálních výpočtů by však měla být průměrná teplota rovna kolem -32° C. Rozpor je vysvětlitelný tzv. skleníkovým efektem - Země přijímá převážně krátkovlnné záření, to pohlcuje a vyzařuje dlouhovlnné záření. Toto záření je dobře propouštěno do vesmírného prostoru pakliže je vzduch suchý, v případě, že obsahuje vodní páry nebo kysličník uhličitý, dlouhovlnné záření je pohlcováno a vyzařováno zpět na Zemi. Podobně se chovají skla skleníku. Sluneční, krátkovlnné záření propouštějí, země a vzduch se ve skleníku ohřívají a vyzařují energii dlouhých vlnových délek (tepelné záření), které sklo dobře nepropouští. Tím dosahujeme žádaného efektu - ve skleníku je teplo, svědčící pěstovaným rostlinám.

### 3.3 Tlak vzduchu

Celková vrstva ovzduší působí na zemský povrch určitým tlakem. Atmosférický (barometrický) tlak vzduchu v libovolném místě (na povrchu země ale i nad ním) můžeme definovat jako sílu, působící v daném místě atmosféry kolmo na libovolně orientovanou jednotkovou plochu, vyvolanou tíhou sloupce ovzduší sahajícího od hladiny, ve které se tlak zjišťuje, až k horní hranici atmosféry. Tlak se měří tlakoměry a určuje se od r. 1984 v hektopascalech (hPa). Mezi původně používanými jednotkami tlaku mb (milibar), torr (výška rtuťového sloupce daná v mm), a tlakem vyjádřeným v hPa, platí vztahy: 1 hPa = 100 N.m<sup>-2</sup> = 1 mb = 0.75 torr (mm Hg). Tlak vzduchu je závislý na nadmořské výšce, na velikosti tíhového zrychlení, na mocnosti, teplotě a hustotě atmosféry v daném místě. Pro možnost porovnání byl zaveden normální tlak který je přibližně roven průměrné hodnotě tlaku vzduchu na hladině moře (při teplotě vzduchu 15° C, na 45° z.š.) - je rovna 1013,25 hPa (v starých jednotkách 1013,25 mb = 760 mm sloupce Hg). Vidíme, že údaj vyjádřený v hPa je číselně shodný s dříve užívaným údajem v milibarech (mb).

Aby bylo možné údaje o tlaku vzduchu ve stanicích s různou nadmořskou výškou vzájemně porovnávat (nutné např. při vykreslování izobar v předpovědích, synoptických mapách), musí být naměřené hodnoty tlaku, po opravě na teplotu 0° C rtuťového sloupce, ještě redukovány (přepočteny) podle tzv. barometrické formule na hladinu moře. Velmi často se užívá zjednodušený vztah, tzv. vzorec Babinetův:

$$\Delta z = 16000 (1 + 0.004 T_m) \frac{p_0 - p_1}{p_0 + p_1} \quad (3.1)$$

kde  $\Delta z$  je vrstva vzduchu (m) shora a zdola omezená dvěma izobarickými hladinami  $p_0$  a  $p_1$  (kde platí  $p_0 > p_1$ ), v níž je průměrná teplota  $T_m$  (°C). Vzorec se používá jen pro tloušťky vrstev zhruba do 1000 m (pro zavedení zjednodušující předpoklad, že hustota vzduchu je ve vrstvě konstantní). Vzorec je používán i pro barometrické určování nadmořských výšek.

### 3.3.1. Vertikální barický gradient G, barický stupeň H

Vertikální barický gradient udává o kolik hPa poklesne tlak vzduchu, vystoupíme-li o 100 m, ( $\Delta p/100$  m), vertikální barický stupeň udává počet metrů, o něž je třeba vystoupat, aby tlak poklesl o 1 hPa ( $\Delta z/1 \text{ hPa}$ ).

Tab.3.1. Hodnoty vertikálního barického gradientu G a vertikálního barického stupně H

Barom.tlak (hPa)	1000	900	800	700	600	500	400
Přibl.nadm. výška (m)	100	1000	1800	2850	4100	5500	7300
Vert.barický gradient G (hPa/100 m)	12,5	11,1	10	8,8	7,5	6,3	5
Vert.barický stupeň H (m/hPa)	8	9	10	11,4	13,3	15,8	20

Barometrický tlak se s výškou zmenšuje nelineárně, ve výšce např. 5500 m je tlak vzduchu již poloviční než nad hladinou moře, při výstupu o dalších 5500 m se tlak zmenší opět o polovinu - vidíme tedy, že při lineární změně výšky se tlak mění řadou geometrickou. Proto vertikální barický gradient G s výškou klesá, zatímco vertikální barometrický stupeň H vzrůstá.

### 3.3.2 Změny barometrického tlaku, plošné rozdělení

Barometrický tlak je velmi proměnlivý. Jeho změna má zčásti pravidelnou složku, způsobenou vcelku pravidelnou změnou teploty vzduchu v průběhu dne (pravidelné rozpínání a smršťování atmosféry) v závislosti na chodu Slunce, zčásti nepravidelnou. Pravidelné výkyvy tlaku, pozorované na celé zeměkouli, mají v průběhu 24 hodin dvě minima (ve 4 a 16 hod) a dvě maxima (v 10 a 22 hodin). Nepravidelné změny tlaku, podstatně výraznější, jsou způsobeny barickými útvary v atmosféře - tvorbou cyklon (tlakových níží) a anticyklon (tlakových výší), a také tvorbou front. Představu o rozdělení barometrického tlaku vzduchu je možné získat vykreslením čar, spojujících místa se stejným tlakem, redukováným na hladinu moře - izobar. Jsou to vlastně průsečnice izobarických ploch s hladinou o konstantní nadmořské výšce, obvykle v úrovni mořské hladiny. Izobary se vykreslují do map; vzhledem k neustálým změnám tlaku se musí mapy vyhotovovat k určitému pozorovacímu termínu (pro předpovědní účely i několikrát za den).

Do map se vykreslují další izolinie spojující místa se stejnou změnou tlaku mezi dvěma stejnými pozorovacími termíny - jsou to tzv. izallobary. Mapy tohoto druhu nám zobrazují intenzitu změny barometrického tlaku v dané oblasti - lze z nich tedy vyčíst směr proudění vzdušných hmot a tedy i změny počasí.

Spojíme-li místa na Zemi, ve kterých je stejný dlouhodobý průměr tlaku vzduchu, získáme představu o rozložení stálých tlakových útvarů. Tak např. pás kolem  $10^\circ$  s.z.š. se vyznačuje nízkým tlakem (rovníkové minimum), v oblasti polárních kruhů se rovněž vyskytují minima tlaku. Oblasti maxim tlaku jsou pozorována u pólů, též v pásmu subtropů. Rozložení tlaku vzduchu ve

vyšších hladinách atmosféry je jiné. V horní části troposféry je nad rovníkovým pásmem barometrické maximum, směrem k pólům tlaku ubývá.

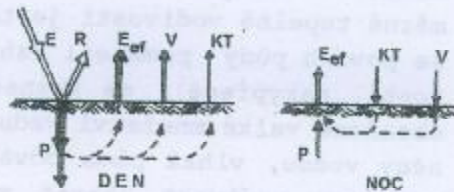
Plošnou nerovnoměrnost rozdělení tlaku vzduchu způsobuje nerovnoměrné ohřívání zemského povrchu a pohyb vzduchových hmot. V letním období bývá vyšší tlak vzduchu nad oceány než nad pevninou, v zimním období je tomu obráceně. Vůbec maximální hodnota tlaku vzduchu (po přepočtení na hladinu moře) byla pozorována v Agata na Sibiři - 1084 hPa v r.1968, u nás (v bývalé ČSR) v Hurbanovu 1055,4 hPa v r. 1907. Nejnižší hodnota tlaku vzduchu ve světě 870 hPa byla pozorována při výskytu supertajfunu "Tip" v Tichém oceánu v r.1979, u nás pak v Hradci Králové 970,1 hPa v r. 1976.

Změna tlaku vzduchu se projevuje i v půdě - při vyšším tlaku se půda vzduchem obohacuje, při nižším je půdní vzduch z půdy vydechován, přičemž uvolňuje CO<sub>2</sub> a vodní páry. Kolísání tlaku vzduchu se u některých geologických struktur projevuje změnami úrovně hladin podzemních vod a tím na vydatnosti pramenů - při poklesu tlaku vzduchu pozorujeme zvýšení jejich vydatnosti.

### 3.4. Teplota půdy, vody a vzduchu

#### 3.4.1. Bilance tepla

Záření, dopadlé na povrch zemský je půdou pohlceno a přeměněno na teplo. Ohřátý povrch předává získanou energii jednak do hlubších vrstev půdy, jednak do ovzduší. Za delší období se bilance v příjmu a výdeji energie vyrovnává, v kratším období pozorujeme podle okolností přebytek, příp. úbytek tepla vzhledem k počátečnímu stavu. Tak např. v denních hodinách se vytvoří určitý přebytek tepla, aby se v noci vyzařováním zmenšoval. Pro bilanci tepla v půdě můžeme psát:



Obr.3.3. Tepelná bilance povrchu půdy v noci a ve dne

$$Q = E - R - E_{ef} \pm V_1 \pm V_2 \pm P \quad (3.2)$$

- kde: Q - přebytek (úbytek) tepelné energie na povrchu půdy, projevující se změnou teploty tohoto povrchu  
 E - zářivá i rozptýlená sluneční energie, dopadající na povrch půdy,  
 R - odražená zářivá energie,  
 E<sub>ef</sub> - efektivní vyzářená energie  
 V<sub>1</sub> - teplo spotřebované na výpar vody ve dne (znaménko -), příp. kondenzační teplo dodané povrchu půdy při tvorbě rosy v noci (znaménko +)  
 V<sub>2</sub> - teplo, přecházející do ovzduší nebo nazpět vedením, konvekcí a turbulencí  
 P - teplo předané nebo přijaté z hlubších vrstev půdy

#### 3.4.2 Teplota povrchu půdy

Úzce souvisí s příjmem záření, tedy s pohybem Slunce. Minima pozorujeme brzo ráno, při východu Slunce. Později, přestože dochází k insolaci a převodu tepla do hlubších půdních horizontů, díky vyššímu příjmu záření teplota povrchu půdy vzrůstá až dosáhne maxima kolem 13 hodin. Pak už jsou

ztráty tepla větší než příjem, takže půda vychládá, (v noci je pokles teploty rychlejší), až dosáhne opět ranního teplotního minima. U nás známá maxima teploty půdy dosahují hodnot kolem  $50^{\circ}\text{C}$ , v jižních oblastech byla pozorována teplota až  $70 + 80^{\circ}\text{C}$ . Denní amplituda teploty povrchu půdy (rozdíl mezi maximem a minimem hodnot) bývá v létě zpravidla značná, často přes  $40^{\circ}\text{C}$ . Uvedené charakteristiky, jejich konkrétní hodnoty i jejich časový chod je výrazně ovlivněn případnou oblačností, záleží na vlastnostech půd a jejího povrchu a dalších okolnostech, jako je expozice vůči světovým stranám, sklon povrchu, barva a drsnost, tepelná kapacita a tepelná vodivost půdy, dále pak záleží na vlastnostech rostlinného krytu, existenci a druhu sněhové pokrývky atd. Tmavé a drsné půdy se prohřívají nejvíce, maxima teploty dosahují svahy jihozápadní. Ohřívání půdy značně ovlivňuje její tepelná kapacita ( $\text{kJ K}^{-1}$ ), udávající množství tepla, kterého je zapotřebí ke zvýšení teploty tělesa o 1 stupeň. Čím větší je kapacita (postížitelná i měrným, specifickým teplem,  $\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ ), tím pomaleji se ohřívá, tím více tepla je třeba přivést, aby se půda jednotkové hmotnosti ohřála o  $1^{\circ}\text{C}$ . Voda má 3 ÷ 5 krát větší měrné teplo než suchá půda, proto se vlhké půdy zahřívají podstatně pomaleji než suché, a mají nižší rozpětí teplotních extrémů. Obdobným způsobem se uplatňuje tepelná vodivost půdy - při větší měrné tepelné vodivosti je teplo snadněji odváděno do větších hloubek, takže se povrch půdy pomaleji zahřívá. Půdy s velkým obsahem pórů (velkou pórovitostí, nakypřené), se vyznačují špatnou tepelnou vodivostí, neboť v pórech obsažené velké množství vzduchu je špatným vodičem tepla. Jsou-li póry zaplněny vodou, vlhká půda odvádí teplo snáze než půda suchá (voda v klidu má tepelnou vodivost 25krát větší než vzduch a 4+5krát větší než půda) - důsledkem tedy je, že půdy vlhké se neprohřejí tak rychle, jsou studené. Tento jev je zesilován ještě výparem vláh z povrchu půdy, tedy jejím dodatečným ochlazováním v důsledku odnímání tepla. Větší tepelnou vodivostí se vyznačují též půdy ulehle, zvláště pak s velkým procentem jílovitých částic. Rostlinný kryt se uplatňuje tak, že zakrývá půdu před přímým slunečním zářením, brání vyzařování a tak snižuje teplotní maxima a zvyšuje minima - teplotní režim půd se vyrovnává. Sněhová pokrývka chrání půdu před značným ochlazením, zvláště pak prašan, který obsahuje velké množství vzduchu, o kterém víme, že je špatným vodičem tepla. Za chladných nocí, dní, se ochlazuje nejdříve povrch sněhové pokrývky, zatímco hlouběji ve sněhu, na povrchu sněhem pokryté půdy je teplota vyšší.

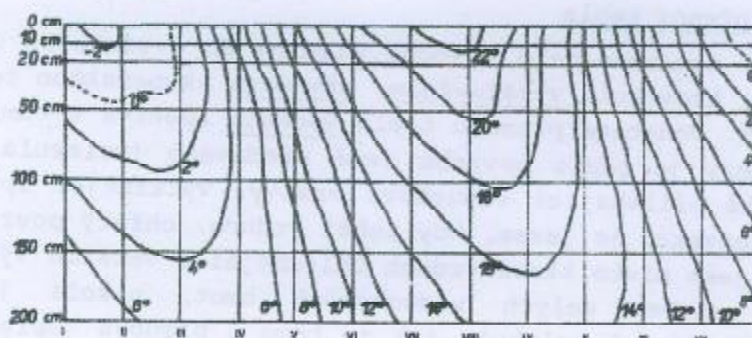
### 3.4.3 Teplota půdy ve větších hloubkách

Tento tepelný režim půdy má pro praxi velký význam. Teplo postupuje do spodních vrstev jednak půdními zrny, jednak vzduchem a vodou, obsaženou v pórech a to přímo úměrně teplotnímu gradientu (spádu) a tepelné vodivosti půdy. Tento přenos (tok) tepla je ještě urychlován, (příp. zpomalován) pohybem prosakující vody obsažené v půdě (nebo jejím vzestupem), pohybem vodních par či jejich kondenzací, a vypařováním vody v půdním profilu. Směrem do hloubky zůstává perioda teplotních výkyvů ve všech úrovních stejná, souhlasná s periodou výkyvů teploty na povrchu půdy - s nárůstem hloubky se však zvětšuje časové zpoždění teplotních extrémů v porovnání s extrémů, pozorovanými na povrchu půdy. Tento posun činí v denním chodu teploty asi 2,5 + 3,5 hod. na 10 cm hloubky, zpoždění ročních teplotních extrémů pak dělá v hloubce 1 m asi 20+30 dnů. Amplituda teplotních výkyvů se s hloubkou tlumí velmi výrazně - v našich klimatických podmínkách se kolísání denních teplot projevuje asi do hloubky 1 m, roční chod povrchových teplot půdy je prakticky utlumen až v hloubce kolem 19+20 m. Zde již teplota nepodléhá výkyvům,



teplota je konstantní, rovná dlouhodobé průměrné teplotě vzduchu - mluvíme o izotermní vrstvě. Dále se teplota půdy se zvětšováním hloubky zvyšuje vlivem vlastního tepla Země, a to asi o  $3,3^{\circ}\text{C}$  na 100 m hloubky (tzv. geotermický gradient).

V zemích, kde dlouhodobý teplotní průměr vzduchu je pod bodem mrazu, je věčně zmrzlá půda, jejíž mocnost vzrůstá se vzrůstem záporných dlouhodobých průměrů teplot vzduchu.



Obr.3.4.Chod teploty půdy v různých hloubkách vyjádřený thermoizoplety

V letním období půda při povrchu rozmrzá. Rozmrazání postupuje s určitým časovým zpožděním a pokračuje až do nulové izotermy, nalézající se na konci léta, podle klimatu oblastí, v hloubkách 0,5+2,5 m. V sibiřských tundrách dosahuje tloušťka věčně zmrzlé půdy několik stovek metrů, u nás k promrznutí půdy dochází

jenom v zimním období. Stupeň promrznutí je závislý na mnoha okolnostech - záleží na výšce sněhové pokrývky, na době jejího trvání, vliv má vlhkost půdy v okamžiku příchodu mrazového období, záleží na úpravě povrchu půdy. Pod betonovou vozovkou půda promrzne do mnohem větší hloubky než např. na louce s travnatým porostem. U nás je třeba počítat, podle oblastí, s hloubkou promrznutí  $0,4+0,5$  m, maximálně  $0,8+1$  m, v ojedinělých případech až  $1,2$  m. Proto základy významnějších staveb, jakož i vodovodní potrubí se u nás kladou do tzv. nezámrzné hloubky, rovné  $1,2$  m, podle okolností (definovaných normami), i do hloubek větších. Průběh teploty v celém půdním profilu zobrazujeme pomocí thermoizoplety, viz obr.3.4. Graf názorně podává informaci o časovém zpoždění teplot a o zmenšování jejich amplitudy ve vztahu s hloubkou pod půdním povrchem.

#### 3.4.4 Teplota vod

Teplotní režim vod se značně liší od režimu souše a půdy. Je to dáno výrazně jejich odlišnými fyzikálními vlastnostmi - u vody významnou roli hraje velká tepelná vodivost, tepelná kapacita vody, vznik teplotní stratifikace a tím i prostorového proudění v jezerech, nádržích apod., dále spotřebou tepla (ochlazováním) při procesu vypařování vody atp. Sluneční paprsky jsou schopny pronikat, podle čistoty vody, do poměrně značné hloubky - u moří až 200 m, a tak vodu prohřívají. U mělkých nádrží sluneční paprsky ohřívají dno, od něho se ohřívá i voda. Je-li voda zakalená, prohřívá se hlavně vrstva při hladině. V nádržích se stojatou vodou dochází v průběhu roku k vertikálnímu proudění vody v nádrži, jež je vyvoláno nucenou změnou stávající stratifikace vody. V denním cyklu se změna teploty projevuje do hloubky cca 20 m, roční změny teploty jsou zaznamenatelné ještě v hloubce  $200+300$  m. Amplituda teploty vody v nádržích je mnohem menší než u půdy, u mělkých nádrží je variabilita teplot vody větší než u nádrží velkých a hlubokých. Denní rozkyv povrchové teploty vody u moří je zpravidla  $0,4^{\circ}\text{C}$ , na jezerech středních zeměpisných šířek kolem  $4+5^{\circ}\text{C}$ . Maximum teploty vody

při jejím povrchu je zpožděno asi o 3+4 hodiny za kulminací slunce, minimum teploty vzniká až po jeho východu. Extrémy v ročním chodu teplot vody jsou na moři zpožděny vzhledem k chodu slunečního záření až o 2 měsíce. Na severní polokouli jsou nejvyšší teploty vody koncem srpna, nejnižší v únoru až březnu. Rozdíl ročních teplotních extrémů činí v rovníkovém pásmu 2°C, v oblastech subtropů až 8°C. Na uzavřených mořích je uvedená amplituda výrazně větší: v severní části Baltu je rovna 12°C, v Černém moři až 24°C.

#### 3.4.5 Teplota vzduchu, přenos tepla

Převod tepla z povrchu zemského nebo z vodní hladiny do ovzduší se děje několika způsoby: vedením, konvekci, vyzařováním, přenosem skupenského tepla vodní parou při vypařování. Podstata přenosu tepla vedením spočívá v tom, že za klidného stavu atmosféry je teplo povrchu země předáváno (molekulárním přenosem) do poměrně tenké přiléhající vzduchové vrstvy. Výraznější způsob oteplování ovzduší tzv. konvekci je jevem, kdy lehčí vzduch, ohřátý povrchem země, stoupá vzhůru a na jeho místo klesá vzduch chladnější z větších výšek. Teplo se tak přenáší pohybem celých vzduchových hmot, nikoli jenom neuspořádaným pohybem jednotlivých molekul, jak je tomu u přenosu tepla vedením. Zatímco přenos vedením je určen součinitelem klidové měrné tepelné vodivosti vzduchu ( $0,025 \text{ W m}^{-1} \text{ deg}^{-1}$ ) je přenos konvekci závislý na výrazně větší hodnotě součinitele turbulentní měrné tepelné vodivosti vzduchu ( $10^4 \text{ W m}^{-1} \text{ deg}^{-1}$ ). Největší přenos tepla nastává v průběhu dne, hlavně v odpoledních hodinách, kdy vznikají výrazné výstupné proudy vzdušných hmot. Advekce je dalším případem přenosu tepla. Vzniká při horizontálním proudění vzdušných hmot, kdy vzniklou turbulencí vzduchové částice víří a tak přecházejí od zemského povrchu do vyšších vrstev. Při dlouhovlnném vyzařování povrchu země vzniká radiační proud tepla, postupující z půdy od jedné vrstvy k další tak, že je postupně pohlcován a dále vyzařován. Celkový přenos tepla uskutečněný tímto způsobem však není velký. Značně velké množství tepla, se dostává do ovzduší ve formě latentního tepla, uvolňovaného při kondenzaci vodních par v ovzduší. Tímto způsobem se výparem z vodních hladin, půdy apod., dostává s každým kilogramem vypařené a kondenzované vody za normálních podmínek (20°C, 1000 mb) přibližně 2,5 MJ (600 kcal) tepla.

#### 3.4.6 Denní, roční chod teploty vzduchu

Časový průběh teploty vzduchu je úzce závislý na slunci, které je iniciátorem veškerého dění v atmosféře. Teplota vzduchu během dne je závislá na chodu slunečního záření a teploty povrchu půdy. Maximum teploty vzduchu u nás se během dne pozoruje ve 14 hodin (leden) až 15 hodin (červenec), tedy asi 2+3 hodiny za kulminací slunce. Minimální hodnota teploty odpovídá době východu slunce. Někdy tento obvyklý průběh teplot je ovlivněn atmosférickými srážkami, nebo přechodem různých vzduchových hmot. Denní amplituda teploty vzduchu, definovaná jako rozdíl maximální a minimální teploty v průběhu dne, určená teploměrem maximo-minimálním, je menší než amplituda teploty povrchu půdy. Denní amplituda dosahuje nejvyšších hodnot v oblastech rovníku, se zvětšující se vzdáleností od něho se zmenšuje. Nad soušemi je amplituda vyšší než nad moři a oceány. Na Sahaře je rozdíl extrémních teplot v průběhu dne roven 30°C i více. Denní chod teploty vzduchu nad oceány je výraznější než průběh teplot jejich vod. Denní amplituda je rovna jen 1+1,5°C (u vody jen 0,5°C), přičemž zpoždění maxima za kulminací slunce je velmi malé. Poněvadž voda má značnou teplotní setrvačnost, má při prakticky kon-

stantní hodnotě teploty vody též stabilizující vliv na teploty vzduchu nad mořem.

Konfigurace terénu působí různě na denní chod teplot vzduchu. V horských údolích a kotlinách pozorujeme zpravidla vysokou amplitudu, zvláště tenkrát, jsou-li uzavřená. Za těchto okolností je ztížena advekce, takže dochází obtížně k výměně teplého vzduchu za studený. V noci pak chladný vzduch stéká z úbočí do údolí, kde se hromadí. Obecně platí, že v období letním jsou amplitudy teplot vzduchu výraznější než v zimě.

Se vzrůstající výškou nad povrchem zemským amplituda teplot vzduchu klesá. Ve výšce kolem 2000 m se již prakticky vytrácí vliv rozdílnosti povrchu a teplota je dosti stabilní - kolísá v rozmezí  $1\pm 2^{\circ}\text{C}$ . Roční chod teploty (daný průměrnými denními, dekádními nebo měsíčními průměry) je charakterizován na pevnině severní polokoule nejvyššími teplotami v červenci, nejnižšími obvykle v lednu nebo někdy i v únoru. Na oceánech a na pobřeží je nejtepleji v srpnu, nejchladněji v březnu.

Roční amplituda teploty vzduchu je dána rozdílem průměrné měsíční teploty nejteplejšího a nejstudenějšího měsíce v roce. Tato roční amplituda vzrůstá, na rozdíl od amplitudy denní, od rovníku k pólům. Nad oceány a pobřežím je nižší, směrem do vnitrozemí se zvětšuje. K poklesu roční amplitudy dochází také při nárůstu nadmořské výšky místa. I roční chod teploty je narušován nepravidelným přesunem vzdušných hmot, vznikem front. To je pozorovatelné např. na jaře, kdy postupné zvyšování teploty je často náhle narušeno přílivem studeného vzduchu.

Vůbec nejvyšší zaznamenaná teplota vzduchu ve světě (absolutní maximum) je rovna  $57,8^{\circ}\text{C}$  (San Luis Potosí, Mexiko, r.1933), v ČSR Praha-Uhřetěves:  $40,2^{\circ}\text{C}$ , 1983.

Vůbec nejnižší teplota ve světě (absolutní minimum) činí  $-89,6^{\circ}\text{C}$ , Antarktida, stanice Vostok, r. 1983. V ČSR  $-42,2^{\circ}\text{C}$ , Litvínovice u Českých Budějovic, r. 1929.

#### 3.4.7. Teplotní stratifikace ovzduší

Významnou roli při procesech, odehrávajících se v atmosféře hraje teplotní zvrstvení ovzduší. Již bylo řečeno, že nejteplejší vzduch je pozorován v blízkosti povrchu zemského. Se stoupající výškou teplota vzduchu zpravidla klesá, intenzita poklesu teploty se vyjadřuje vertikálním teplotním gradientem. Nejčastěji se udává ve stupních Celsia na 100 m výškového rozdílu. Je tedy roven:

$$a = \frac{dT}{dz} 100 \text{ (}^{\circ}\text{C/100 m)} \quad (3.3)$$

kde  $a$  - vertikální (geometrický) gradient teploty

$dT$  - změna teploty ( $^{\circ}\text{C}$ )

$dz$  - změna výšky (m)

Hodnota vertikálního teplotního gradientu je proměnlivá jednak během dne vlivem různých meteorologických situací (tedy závislost časová), závislá na povaze terénu a závislá na výšce nad terénem. V důsledku neustálých změn v teplotě vzduchu, stálého pohybu atmosféry se mění i její teplotní zvrstvení. Nicméně lze určit průměrnou hodnotu vertikálního teplotního gradientu v tro-

posfěře - je rovna asi  $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ . Hodnoty průměrných teplotních gradientů v jednotlivých měsících roku jsou uvedeny v následující tabulce:

Tab.3.2. Průměrná hodnota teplotního gradientu v Čechách (Gregor)

Měsíc	I	II	III	IV	V	VI	Roční průměr
$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	0,47	0,52	0,63	0,73	0,74	0,75	
Měsíc	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$^{\circ}\text{C}/100\text{m}$	0,72	0,69	0,63	0,56	0,52	0,48	0,62

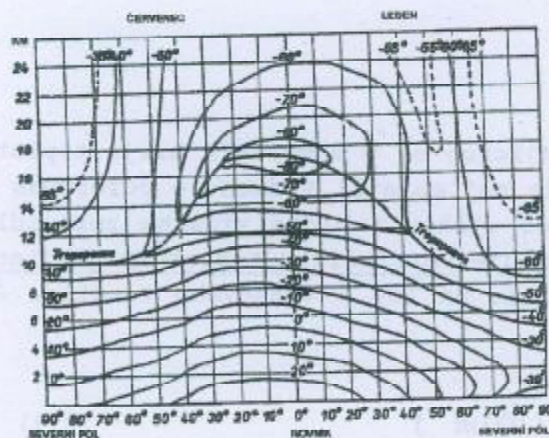
Vertikální gradient teploty bývá značně odlišný pro přízemní vrstvu ovzduší a pro vyšší vrstvy. Zvláště pro vrstvu o tloušťce do 1m, ležící bezprostředně na povrchu země při poledním maximálním zahřátí gradient dosahuje značné hodnoty - až  $10^{\circ}\text{C}/\text{m}$  i více. Za jasného slunečného dne jsou teplotní rozdíly větší než ve dnech se zataženou oblohou. S nárůstem výšky gradient klesá až dosáhne hodnoty  $0,5+1^{\circ}\text{C}$ .

Tab.3.3. Maximální teploty vzduchu v různých výškách přízemní vrstvy

oblačnost:	Výška nad povrchem půdy				
	0,05m	0,2m	0,5m	1,0m	1,5m
Jasný den	$43,8^{\circ}\text{C}$	$40,1^{\circ}\text{C}$	$38,6^{\circ}\text{C}$	$37,4^{\circ}\text{C}$	$36,8^{\circ}\text{C}$
Zamračený den	$20,4^{\circ}\text{C}$	$20,3^{\circ}\text{C}$	$19,7^{\circ}\text{C}$	-	$19,4^{\circ}\text{C}$

#### 3.4.8 Inverze teploty vzduchu

Je zvaná též jako zvrát teploty vzduchu, vzniká při intenzivním vyzařování půdy např. za jasných bezvětřných nocí - půda a přízemní vrstva vzduchu se značně ochladí, takže se zvětšováním výšky nad povrchem nepozorujeme obvyklý pokles teploty vzduchu, ale její nárůst. Vertikální teplotní gradient je tedy záporný. Inverze mohou vznikat nejen v noci za již uvedených situací, ale i v zimním období během dne při jasném, mrazivém počasí. Zatímco noční inverze postihuje vrstvu několik metrů, příp. desítek metrů tlustou, zimní inverze, trvající i několik dnů, sahá až do výše několika set metrů,



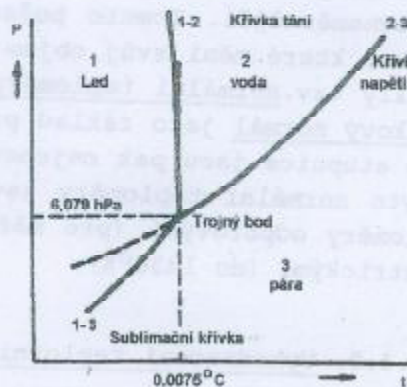
Obr.3.5. Poledníkový řez atmosférou na severní polokouli v červenci a lednu. Izotermami je zobrazeno výškové rozdělení teploty. Silná čára značí polohu tropopauzy

příp. přes 1 km. Inverze může vznikat ještě tak, že se při pohybu vzduchových hmot podsouvá studený vzduch pod teplý - jedná se o tzv. frontální inverzi, při které tloušťka se zvráttem teploty je i několik desítek i stovek metrů silná. Na jaře, při tzv. jarní inverzi přitéká nad prochlazený povrch teplejší vzduch, který se na styku s tímto povrchem ochlazuje a tak opět dochází k obrácenému zvrstvení teploty vzduchu. V

atmosféře odehrávající se pochody jsou velmi složité, za určitých podmínek mohou vzniknout na přechodnou dobu vrstvy různé tloušťky s prakticky stejnou teplotou vzduchu - jedná se o tzv. izotermii. Vertikální teplotní gradient je v tomto případě roven nule.

Na obrázku obr.3.5 je izotermami postiženo rozdělení teploty na severní polokouli v rovině poledníku.

Teplotní stupnice, používané v meteorologii jsou spojeny se jmény Kelvin a Celsius. Hlavní jednotkou tzv. absolutní teploty  $T$  je jeden stupeň Kelvina  $= 1^{\circ}\text{K}$ , hlavní jednotkou obyčejné teploty  $t$  je  $1^{\circ}\text{C}$ . Mezi těmito jednotkami existuje rovnost  $1^{\circ}\text{K} = 1^{\circ}\text{C}$ , zároveň jsou tyto jednotky shodné se základní jednotkou, kterou je 1 termodynamický teplotní stupeň  $= 1 \text{ deg.}$  Ten je definován jako 273,16-tý díl teplotního rozdílu mezi absolutní nulou a teplotou prvního trojného bodu vody, určený v termodynamické stupnici. První trojný bod je stav, při němž jsou v termodynamické rovnováze tři fáze vody: led, kapalná voda a pára. Trojný bod je dán jako průsečík křivky tání, křivky napětí (odpařování) a křivky sublimační. Jednotlivé křivky jsou vykresleny na obr. 3.6. a postihují vztah mezi teplotou a tlakem par při tání ledu (křivka 1-2), teplotou a tlakem par při varu vody (křivka 2-3) a konečně vztah mezi teplotou a tlakem par při sublimaci (přechodu páry rovnou v led, nebo ledu přímo v páru). Křivka (1-2) je např. rozhraním mezi pevnou a kapalnou fází, jež jsou právě v rovnováze. V bodech mimo tuto křivku není současný výskyt obou fází fyzikálně možný. Teplota tání, vidíme, se vlivem tlaku mění jenom nepatrně, při vzrůstu tlaku teplota mírně klesá (při vyšších tlacích led začne tát při nižší teplotě). Má-li voda přejít varem v páru (má-li voda vřít), musíme při vyšším tlaku zvýšit teplotu, a to v souladu s křivkou (2-3). Vidíme, že při stejném tlaku potřebujeme podstatně vyšší teplotu pro var než pro tání. Obě tyto křivky se s poklesem teploty sblížují, až při teplotě  $t=0,01^{\circ}\text{C}$  a tlaku 6,079 hPa (mb) se protnou, mají společný průsečík. V tomto bodě se stýkají všechny tři fáze a jsou v rovnováze, při níž je současná jejich existence možná - proto se tento bod nazývá trojným bodem. V něm křivka tání končí, pod ním se vyskytuje pouze plynná a pevná fáze (křivka 1-3), jež sublimací přecházejí jedna v druhou. Křivka napětí (tlaku) může za výjimečných okolností pokračovat i pod trojný bod - i za teploty hluboko pod nulou může voda být v kapalném stavu, je to tzv. voda přechlazená. Stačí však sebemenší impulz a voda se okamžitě přemění v led - je tedy ve stavu nestabilním. Obrázek ukazuje, že tlak par nad ledem při dané záporné teplotě je nižší než nad přechlazenou vodou. Proto je třeba při určování relativní vlhkosti psychrometrem za teplot pod bodem mrazu používat různých psychrometrických tabulek (tzv. tabulek pro vodu a led).



Obr.3.6. Rovnovážný diagram pro vodu

Nulový bod mezinárodní teplotní stupnice ( $0^{\circ}\text{C}$ ) je definován jako teplota tání ledu ( $\text{H}_2\text{O}$ ) za normálního tlaku  $p_n=1013,25 \text{ hPa} = 760 \text{ torr}$ . Tato teplota je o  $0,01^{\circ}\text{C}$  nižší než teplota trojného bodu vody, takže platí:

$$T_n = t_0 = 0^\circ\text{C} = 273,16^\circ\text{K} - 0,01^\circ\text{K} = 273,15^\circ\text{K} \quad (3.4)$$

Teplota v mezinárodní stupnici je pak vzhledem k absolutní hodnotě dána výrazem:

$$t = T - T_n = T - 273,15 \quad (^\circ\text{C}) \quad (3.5)$$

Dalším bodem mezinárodní teplotní stupnice je bod varu vody, při normálním tlaku, který je roven  $100^\circ\text{C}$ . Aby bylo možné určovat teploty mezilehlé, uzavřené mezi hlavními body mezinárodní teplotní stupnice, bylo třeba mezi teplotními látkami nalézt takovou, aby její roztažnost byla co nejrovnoměrnejší. Tomuto požadavku vyhovují nejlépe plyny jako je vodík a hélium, které mění svůj objem v závislosti na teplotě nejrovnoměrnejší - tak vznikly tzv. normální teploměry, (neboli normály). V meteorologii se používá vodíkový normál jako základ pro přesné měření teploty. Podle normální vodíkové stupnice jsou pak cejchovány teploměry ostatní. Postupem doby se však i tyto normální teploměry jeví jako málo přesné, a proto byly nahrazeny teploměry odporovými (pro měření teploty do  $903^\circ\text{K}$ ), nebo teploměry termoelektrickými (do  $1336^\circ\text{K}$ ).

#### 3.4.9. Vyhodnocení teplotních měření

Teplota vzduchu se měří pravidelně třikrát denně v tzv. terminových měřeních a to v 7, 14 a 21 hodin místního času. Místní čas je dán místním poledníkem, liší se od středoevropského času (SEČ), (určeného 15 poledníkem východní délky), o 4 minuty na 1 délkový stupeň. Stanice ležící východněji 15. poledníku konají terminová pozorování dříve než udává středoevropský čas, naopak ty, ležící západně od uvedeného poledníku, provádějí pozorování později. Průměrnou denní teplotu vzduchu, charakterizující teplotní poměry za uvedený den, počítáme s dostatečnou přesností podle výrazu:

$$t_d = \frac{t_7 + t_{14} + 2t_{21}}{4} \quad (3.6.)$$

kde  $t_d$  - průměrná denní teplota vzduchu,  
 $t_{7,14,21}$  - teploty měřené v 7, 14 a 21 hodin

Z průměrných denních teplot se počítají průměrné měsíční teploty a z těch průměrné roční teploty. Z průměrných měsíčních a ročních teplot se určují dlouhodobé průměry za delší období (např. deseti, dvaceti i více let). Maximální a minimální teploty jsou určovány extrémovými teploměry (maximo - minimovými) v 21 hodin. Z těchto hodnot určujeme ještě denní amplitudu teploty jako rozdíl maximální a minimální teploty. Z denních hodnot amplitud určujeme průměrnou denní amplitudu teploty vzduchu v jednotlivých měsících a za jednotlivé roky. Maximální denní teploty vzduchu nám slouží dále pro výpočet průměru denních maxim teploty vzduchu v jednotlivých měsících a za rok. Podobně se určí obdobná charakteristika teplotních minim. Průměrná roční amplituda teploty vzduchu se určí jako rozdíl mezi průměrnou teplotou nejteplejšího měsíce (u nás červenec) a průměrnou teplotou nejchladnějšího měsíce (u nás zpravidla leden, ve vysokých horách únor).

K charakteristice klimatu daného místa se dále vyhodnocují průměrné datum nástupu a konce charakteristických denních průměrných teplot vzduchu a dále průměrná doba jejich trvání. Průměrná denní teplota  $0^\circ\text{C}$  charakterizuje

nástup či konec zimy, průměrná denní teplota 5°C začátek jara či konec podzimu nebo začátek a konec širšího vegetačního období. Průměrná denní teplota o velikosti 10°C určuje nástup a konec užšího neboli hlavního vegetačního období a průměrná denní teplota 15°C určuje nástup nebo konec období léta. Dále se z údajů měření určuje počet charakteristických dnů jako jsou:

- Tropický den - den, v němž maximální teplota  $t_{\max} \geq 30^{\circ}\text{C}$
- Letní den - den, v němž maximální teplota  $t_{\max} \geq 25^{\circ}\text{C}$
- Mrazový den - den, v němž teplota ve výšce 2m nad zemí poklesne pod 0°C. Poněvadž teplotu čteme s přesností na 0,1 °C, je mrazový den tehdy, když  $t_{\min} \leq -0,1^{\circ}\text{C}$
- Ledový den - znamená den s celodenním mrazem. V těchto dnech teplota nevystoupí na 0°C, tedy:  $t_{\max} \leq -0,1^{\circ}\text{C}$ .
- Arktický den - den s celodenním silným mrazem. Je to den, v němž teplota ve výšce 2m nad terénem nevystoupí nad -10°C, tedy platí:  $t_{\max} \leq -10^{\circ}\text{C}$ .

Kromě průměrného počtu charakteristických dnů v jednotlivých měsících a za rok, určuje se ještě průměrné datum nástupu a konce mrazových dnů.

### 3.5. Voda v atmosféře

Voda je co do obsahu proměnlivou, ale vždy přítomnou složkou atmosféry, do které se dostává výparem z vodních ploch, z půdy, vegetace, z organismů atd. Všudypřítomná voda je jednou ze základních podmínek života na Zemi. Jedna z nejdůležitějších funkcí vláh v atmosféře je to, že vrací dlouhodobé záření zpět na Zemi a tím na ní udržuje vhodný tepelný režim pro existující formy života.

#### 3.5.1. Obsah vodních par v ovzduší

Vlhkost vzduchu, závisící na mnoha faktorech, je proměnlivá. Plyny, z nichž se skládá vzduch se mohou mísit v libovolném poměru, vodní pára může však zaujímat ve vzduchu jen omezené množství, dané teplotou vzduchu. V běžných atmosférických podmínkách se směs plynů tvořících vzduch chová po stránce termodynamické vzhledem k vodě a vodní páře jako homogenní plyn. Tu označujeme jako suchý vzduch. V atmosféře je však směs suchého vzduchu a vodní páry - této směsi říkáme vlhký vzduch. Tlak této směsi (vlhkého vzduchu) je podle Daltonova zákona roven součtu parciálních tlaků:

$$p = p_v + p_p \text{ (hPa)} \quad (3.7)$$

kde  $p$  - celkový tlak vlhkého vzduchu, obvykle rovný tlaku barometrickému,  $p = p_b$ ,

$p_v$  - parciální tlak suchého vzduchu,

$p_p$  - parciální tlak vodní páry, v meteorologii označovaný často jako  $e$

Se zvětšováním obsahu páry v objemové jednotce se zvětšuje její tlak do její maximální hodnoty značené jako  $E$ , což je tlak (napětí) syté páry. Sytá pára je v termodynamické rovnováze s kapalnou fází. Teplota syté páry je rovna teplotě varu vody při tlaku syté páry ( $p_s = E$ ), závisí tedy pouze na tlaku, ne na objemu a opačně, tlak syté páry závisí jen na teplotě. Pokud se

zvětší objem syté páry, její tlak nevzroste, nýbrž část páry zkapalní a tlak zůstává stejný. Zvětší-li se objem prostoru, ve kterém je kapalina a sytá pára, tlak neklesne, ale nastane výpar vody. Při teplotách pod  $0^{\circ}\text{C}$ , kdy se voda může vyskytovat buď ve formě ledu nebo jako voda přechlazená, závisí tlak syté páry také na skupenství vody.

Při určitém tlaku par v ovzduší může být teplota vzduchu vyšší než je teplota syté páry, odpovídající tomuto tlaku, nemůže být však nižší. Při poklesu teploty vlhkého vzduchu pod teplotu stavu nasycení dojde totiž ke kondenzaci par. Tlak syté páry, odpovídající teplotě vlhkého vzduchu, je tedy nejvyšším možným parciálním tlakem páry ve vlhkém vzduchu při této teplotě. Protože teplotou je omezen parciální tlak páry, je teplotou omezeno také množství par, které může vzduch pojmout. Je-li ve vzduchu přítomno za dané teploty maximální množství par, říkáme, že je vzduch vodními parami nasycen. Jestliže je ve vzduchu při určité teplotě menší množství par než odpovídá stavu nasycení, je parciální tlak  $e$  menší než tlak syté páry  $E$  ( $e < E$ ). Pára v takovémto stavu se nazývá pára přehřátá. Stav přehřáté páry lze definovat jako páru, jejíž teplota při stejném tlaku je vyšší než teplota syté páry. Teplota přehřáté páry závisí na tlaku a objemu (na rozdíl od syté páry, jejíž teplota závisí pouze na tlaku).

Podmínky, za nichž se vodní pára v ovzduší vyskytuje, jsou charakterizovány malým tlakem a poměrně nízkými teplotami. Tlak odpovídá barometrickému tlaku a maximální teploty dosahují  $50+60^{\circ}\text{C}$ . Za těchto podmínek se voda vyskytuje převážně ve stavu kapalném, za nízkých teplot v pevném stavu. Množství vody v ovzduší je v podstatě dáno mezí nasycení, která je při teplotách ovzduší dosti nízká.

Za uměle vytvořených podmínek při technickém využití páry může vodní pára i vlhký vzduch nabývat jiných vlastností. Je-li za určitého tlaku teplota vzduchu vyšší než je odpovídající teplota bodu varu (teplota syté páry), může se pára mísit se vzduchem v libovolném poměru podobně, jak je tomu při mísení plynů. Za normálního tlaku ( $1013,25 \text{ hPa} = 760 \text{ torr}$ ) nastane tento stav při teplotách vyšších  $100^{\circ}\text{C}$ . V tomto případě se pára vyskytuje jenom v přehřátém stavu. Se stoupající teplotou (nestoupá-li tlak) se přehřátá pára stále více blíží svými vlastnostmi charakteru reálného plynu (jako je např. vzduch) a při teplotách značně vyšších než je kritická teplota ( $t_k=374,2^{\circ}\text{C}$ ) se blíží vlastnostem ideálního plynu.

V meteorologii se nejčastěji setkáváme s párou přehřátou, za určitých podmínek se sytou párou a stavem přesycení. V případě, že je v ovzduší malý obsah par, vlastnosti směsi se blíží vlastnostem suchého vzduchu. Proto často považujeme vzduch s normální atmosférickou vlhkostí za suchý vzduch, a teprve při stavech blízkých stavu nasycení, kdy se výrazně projevuje vliv obsahu vodní páry, mluvíme o vzduchu vlhkém.

### 3.5.2. Vyjádření vlhkosti vzduchu

Vlhkost vzduchu může být vyjádřena různým způsobem, např. jako absolutní vlhkost vzduchu, udávající hmotnost vodních par obsažených v jednotkovém objemu vzduchu (zpravidla  $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , nebo  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ). Největší možná absolutní vlhkost při stavu nasycení se označuje  $A$ . Její velikost se mění v přímé závislosti na teplotě. Množství vodních par se mění v mezích  $a = (0+1) A$ . Tlak vodních par vyjadřuje též stupeň vlhkosti ovzduší. Pokud jde o nenasycenou (přehřátou) vodní páru, označuje se její napětí  $e$ , pro stav nasycenosti tlak par se označuje  $E$  (vlhkost vzduchu se tedy v těchto případech vyjadřuje jednotkami tlaku, např. v hPa). Přesně vzato, stav nasycenosti vodních par je



vázán na druh a stav druhé fáze. Tak např. maximální tlak nad ledem je nižší než nad vodní hladinou. Dále záleží na tvaru povrchu pevné nebo kapalně fáze vody. Tlak nasycených par nad zakřivenou vodní plochou (kapky deště) je vyšší než nad rovnou hladinou, podobně tlak nasycených par nad roztoky je nižší než nad čistou vodou při stejném tvaru (zakřivení) hladiny. Závislost maximálního tlaku par při stavu nasycení na teplotě vzduchu lze v rozsahu teplot vzduchu od  $-20 + 30^{\circ}\text{C}$  postihnout výrazem:

$$E = 6,1078 \cdot 10^{\frac{7,6326 t}{241,9 + t}} \quad (\text{hPa}) \quad (3.8)$$

kde  $t$  - teplota vzduchu ( $^{\circ}\text{C}$ )

Pro praktické účely se velmi často používají tabulky, ve kterých je pro určité rozpětí teplot vzduchu uvedeno maximální napětí par (tlak nasycených vodních par) a to jak nad ledem, tak i nad volnou vodní hladinou.

Další možnost jak vyjádřit vlhkost vzduchu je použití termínu relativní vlhkost vzduchu. Je to poměr skutečného napětí par v ovzduší  $e$  k tlaku syté páry  $E$  za stejného tlaku a teploty vzduchu. Udává, kolik procent vlhkosti obsahuje vzduch z množství, jež by mohl celkem pojmout při dané teplotě:

$$f = \frac{e}{E} \cdot 100 \quad (\%) \quad (3.9)$$

Jestliže je obsah vodní páry ve vzduchu konstantní, relativní vlhkost vzduchu se mění v závislosti na teplotě a to tak, že při vzrůstu teploty vzduchu relativní vlhkost klesá, při poklesu teploty relativní vlhkost roste. Relativní vlhkost bychom mohli vyjádřit i jako poměr

$$f = \frac{a}{A} \cdot 100 \quad (\%) \quad (3.10)$$

Pro ideální plyn, kdy přesně platí stavová rovnice, by byly výsledky stejné. Ve skutečnosti je mezi výrazy rozdíl, ten je však tak malý, že se dá při praktických výpočtech zanedbat.

Sytostní doplněk udává rozdíl mezi maximální vlhkostí a vlhkostí skutečnou v daném okamžiku, tedy množství, které za daných podmínek vzduch může ještě pojmout:

$$d = E - e \quad (\text{hPa}) \quad (3.11)$$

S velikostí sytostního doplnku vzrůstá schopnost vzduchu pojmout vodní páru. Na jeho velikosti závisí výpar vody z volné vodní hladiny, výpar z těla rostlin (tzv. evapotranspirace) apod.

Rosný bod (též teplota rosného bodu) je teplota, při níž je vzduch vodní párou právě nasycen - to znamená, že relativní vlhkost  $f$  je rovna 100%, sytostní doplněk  $d=0$ . K tomuto stavu dochází v atmosféře obvykle při poklesu teploty. Je-li na počátku tlak páry (množství vodních par) konstantní, klesá s poklesem teploty hodnota  $E$  tak dlouho, až je dosažen rosný bod, neboli dojde k rovnosti  $E = e$ . Od tohoto okamžiku (při existenci kondenzačních jader v ovzduší) dochází ke kondenzaci, vysrážení přebytečné vláhy. Rosný bod se označuje  $\tau$ . Při nenasyčeném vzduchu je rosný bod nižší než teplota vzduchu  $t$ . Čím je menší absolutní vlhkost, tím je nižší  $\tau$ . Nižší relativní vlhkosti  $f$  odpovídá větší rozdíl  $t-\tau$ . Při známém tlaku par ve vzduchu  $e$  můžeme určit rosný bod z tabulek tlaku nasycených par.

### 3.5.3 Rozdělení vlhkosti v atmosféře

Je velmi proměnlivé jak v čase tak i místně. Nerovnoměrnost rozdělení je způsobena především změnou teploty vzduchu a jeho prouděním. V přízemní vrstvě se relativní i absolutní vlhkost mění výrazně podle okolností, a to jak v průběhu dne, tak i roku; ve vyšších vrstvách atmosféry pozorujeme pokles vlhkosti s výškou. Nad hladinou moří bývá relativní vlhkost kolem 80% i vyšší, směrem do vnitrozemí klesá. Pokud sledujeme denní chod tlaku vodní páry (množství par ve vzduchu), je rozdílný v zimě a v létě. V zimě má jednoduchý průběh, souhlasný s chodem teploty vzduchu v průběhu dne. Extrémy tlaku par pozorujeme prakticky současně s extrémy teplot. Amplituda napětí par bývá zpravidla malá, cca 1,33 hPa. V letním období je průběh tlaku par složitější - má dvě minima (ranní, před východem slunce, druhé mezi 14÷16 hod.) a dvě maxima (první, ranní kolem 9 hod., druhé kolem 20÷21 hod.). Od ranního minima napětí par (brzo ráno před východem slunce) se s nárůstem teploty a tím i výparu zvětšuje množství vláhý v ovzduší - kolem 9 hod. pozorujeme první maximum. Dalším oteplováním povrchu země se umocňuje výpar, ale také vznikají v důsledku nerovnoměrného zahřívání povrchu i stoupavé proudy, jimiž jsou na vlhkost bohaté vzdušné masy zvedány do výšky a tak odnášejí s sebou obsah vodních par. Na jejich místo shora přitékají chladnější vzduchové hmoty s menším obsahem vláhý. Výpar nestačí nahradit tento úbytek vlhkosti a tak, v období nejintenzivnějších konvekčních proudů, mezi 14 až 16 hodinou pozorujeme druhé minimum. K večeru postupně konvekce ustává, zatímco výpar pro poměrně vysoké teploty pokračuje, takže obsah par opět narůstá do druhého večerního maxima (20÷21 hod.). V průběhu noci obsah par klesá až k rannímu minimum - výpar v noci je malý, páry obsažené v přízemní vrstvě difundují do vyšších vrstev. Navíc část obsahu par v důsledku ochlazení při zemi kondenzuje ve formě rosy. Denní amplituda tlaku par v letních měsících dělá cca 2+4 torry (2,67+5,3hPa). Denní chod relativní vlhkosti je obrácený vzhledem k teplotě - maximum teploty odpovídá v zásadě minimum relativní vlhkosti, denní chod  $f$  je téměř zrcadlovým obrazem průběhu teploty vzduchu.

### 3.6 Výpar a transpirace

Velmi důležitými jevy v přírodě, významnými prvky bilanční rovnice, jež musíme znát s dostatečnou přesností při řešení mnoha otázek vodního hospodářství, popisu vlastností životního prostředí, je výpar a transpirace. Voda se dostává do ovzduší výparem z vodních hladin, z povrchu půdy, z povrchu rostlinného krytu a transpirací rostlin. Podrobnější informace jsou uvedeny v kapitole hydrologie.

### 3.7 Kondenzace vodní páry

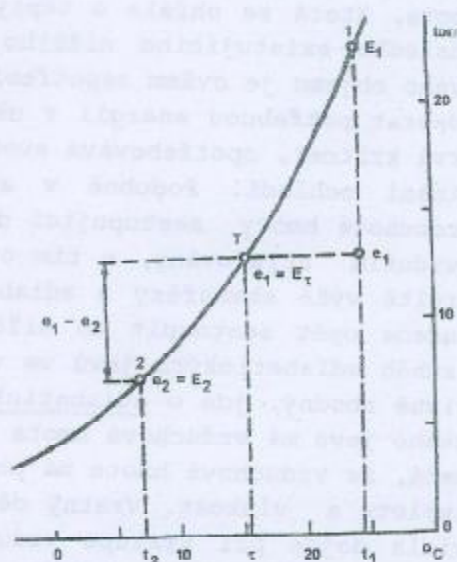
#### 3.7.1. Kondenzační jádra, význam

Je jev, při kterém se za příznivých okolností v atmosféře mění vodní pára na vodu. Jedná-li se o přeměnu par přímo na led, mluvíme o desublimaci. Ke kondenzaci vodní páry dochází tenkrát, je-li dosaženo stavu nasycení a jsou-li v atmosféře obsaženy v dostatečném počtu hygroskopické částičky, tzv. kondenzační jádra. Zmíněná desublimace probíhá při stavu nasycení na ledových nebo sublimačních jádrech. Někdy může být v atmosféře velmi málo kondenzačních jader, pak zpravidla dochází ke stavu přesycení vodní páry v ovzduší beztoho, že by pára kondenzovala. Při velkém přesycení (přes 600%)

dochází pak ke spontánní kondenzaci, tj. ke kondenzaci bez přítomnosti kondenzačních jader. Při poklesu teploty vzduchu až pod  $-40^{\circ}\text{C}$ , může obdobně nastat spontánní desublimace. K nasycení vzduchu vodní parou dochází v ovzduší jediným způsobem - ochlazením vlhkého vzduchu na rosný bod (teplotu rosného bodu), kdy je dosaženo stavu nasycení parami. V procesu ochlazování vzduchu se zvyšuje postupně jeho relativní vlhkost až na hodnotu  $f = 100\%$ . Pokud jsou přítomna kondenzační jádra, může dojít ke kondenzaci. Při dalším poklesu teploty proces kondenzace pokračuje dále, z ovzduší vypadává nadbytečné množství vláhy. Na obr.3.7 je zobrazena křivka vztahu mezi maximálním napětím par a teplotou vzduchu. Necht' počáteční stav vlhkosti vzduchu je dán tlakem vodní páry  $e_1$  a teplotou  $t_1$ . Relativní vlhkost je  $f = 100 e_1/E_1$ . Sníží-li se teplota na hodnotu  $\tau$ , bude platit  $e_1 = E_{\tau}$ . Poklesne-li teplota dále až na hodnotu  $t_2$ , vzduch může při této teplotě udržet jen maximální množství vláhy odpovídající tlaku  $e_2 = E_2$ , takže se musí vyloučit množství vody, odpovídající rozdílu tlaku par  $e_v = e_1 - e_2$ . Při poklesu teploty z hodnoty  $\tau$  do  $t_2$  zůstává relativní vlhkost rovna 100%. V případě, že by v ovzduší nebylo dostatečné množství nutných kondenzačních jader, pára by nekondenzovala a nastal by stav přesycení. Relativní vlhkost by měla hodnotu větší 100%.

Kromě existence kondenzačních jader je pro tvorbu dešťových kapek v ovzduší velmi důležitá účinnost těchto jader. Ta je závislá na velikosti a tvaru jader, ale i na jejich složení. Částičky, které by měly sloužit jako kondenzační jádra musí být schopny vodu vázat, nebo být alespoň ve vodě smočitelná. Nejúčinnější jsou částičky hygroskopických látek a ionty (elektricky nabitě částice, působící elektrickou vodivost vzduchu; patří sem molekuly, které při atmosférické ionizaci ztratily svůj nebo

naopak získaly jeden volný obvodový elektron). Krystalek soli při vyšší relativní vlhkosti vlhne, postupně přijímá vodu až se při jejím určitém množství v ní rozpustí a vytvoří se kapka roztoku. Tlak nasycených par nad roztoky, jak již bylo řečeno, je nižší než nad čistou vodou, proto kondenzace nastává dříve, než by tomu bylo u kapek čisté vody stejné velikosti. Podobně je tomu i u ledových krystalků - i zde je tlak nasycených par nižší než nad vodou. Tyto skutečnosti mají značný význam při vzniku srážek - vnikne-li takové kondenzační jádro do parou nasyceného prostředí (vzhledem ke kapkám čisté vody), existuje v těsném okolí jádra relativní přesycení vzhledem k jeho povrchu. Nastává proto bouřlivá kondenzace, nebo při nižších teplotách desublimace (tvorba ledových částic) na kondenzačním jádru. Vodní kapky mohou být samy kondenzačními jádry, vyznačují se vyšším tlakem nad svým zakřiveným povrchem. Tlak je tím vyšší, čím je kapka menší (větší křivost povrchu); se zmenšováním kapičky velmi rychle narůstá tlak syté páry nad jejím povrchem. Znamená to, že k udržení rovnováhy v bilanci (k tomu aby se kapička nezmenšovala, nevypařovala), je nutné určité přesycení par v prostředí, ve kterém se kapka nalézá - např. při poloměru



Obr.3.7. Změna tlaku vodní páry v ovzduší z hodnoty  $e_1$  na  $e_2$  odpovídající poklesu teploty z  $t_1$  na  $t_2$ .

kapky  $r=10^{-6}\text{mm}$  je nutné 3,3 násobné přesycení k tomu, aby se nezmenšovala výparem. Pokud by kapky byly velmi malé, tvořeny z čisté vody, vypařily by se zřejmě i při dosti velkém přesycení prostředí. V přírodě je to poněkud složitější - kapky obsažené v atmosféře jsou převážně kapkami roztoku, takže jsou zde dva vlivy, jež působí protichůdně. Jedině tak si lze vysvětlit, proč i tak malé kapičky, tvořící mlhu, se nevypařují a proč v některých případech má mlha tak dlouhé trvání. Z uvedeného plyne velký význam velikosti kondenzačního jádra. Nejúčinnější jsou jádra veliká a tzv. obrovitá - ta mohou způsobovat, při jejich dostatečné koncentraci, velmi bouřlivou kondenzaci.

### 3.7.2 Adiabatické procesy

Procesy, odehrávající se uvnitř vzduchové hmoty bez výměny (příjmu nebo výdeje) tepla z/do okolního prostředí se nazývají adiabatické. Vzduchová hmota, která se ohřála o teplý zemský povrch, vystupuje do výše, kde se, v důsledku existujícího nižšího barometrického tlaku, rozpíná. Ke zvětšení svého objemu je ovšem zapotřebí určitá energie. Pokud vzduchová hmota nemůže odebrat potřebnou energii z okolí (třeba proto, že jev je velmi spontánní, trvá krátce), spotřebovává svou energii vlastní. Následkem toho se při rozpínání ochladí. Podobně v atmosféře dochází i k obrácenému procesu - vzduchové hmoty sestupující do nižších úrovní s vyšším tlakem jsou okolním ovzduším stlačovány, a tím oteplovány. Vzdušná hmota, která vystoupila do určité výše atmosféry a adiabaticky se ochladila, je často po určité době nucena opět sestoupit do nižší úrovně, přičemž se znovu ohřívá. Pokud je průběh adiabatických jevů ve výstupném a sestupném proudu vzduchu kvantitativně shodný, jde o adiabaticky vratné děje. Po ukončení vratného adiabatického jevu má vzduchová hmota stejnou energii jako měla na počátku, což znamená, že vzduchová hmota má po sestoupení do výchozí tlakové hladiny původní teplotu a vlhkost. Vratný děj obvykle probíhá v suchém vzduchu. Zde zpravidla dojde při výstupu vzduchových hmot ke kondenzaci, přičemž produkty kondenzace jsou unášeny dále. Po poklesu a následném oteplení hmot se vodní kapičky nebo ledové krystalky, předtím vytvořené, znovu vypaří takže obsah par se ve srovnání s počátečním stavem ve vzduchové hmotě nezměnil. Dojde-li však ve výstupném proudu k vypadávání srážek, děj je nevratný (pseudoadiabatický).

Adiabatické děje mohou probíhat ve vzduchu suchém, vlhkém ale nenasyčeném. Tento děj může existovat i u vzduchu nasyceného za předpokladu, že se vyznačuje dostatečnou koncentrací kondenzačních jader. Změna energetického stavu v suché vzduchové hmotě je dán vztahem, odvozeným ze stavové rovnice plynů:

$$\frac{dQ}{T} = c_p \frac{dT}{T} - R \frac{dp}{p} \quad (3.12)$$

kde  $dQ$  - přírůstek tepla,

$R$  - plynová konstanta,

$c_p$  - měrné teplo vzduchu při stálém tlaku,

$p$  - tlak

$T$  - teplota vzduchu (K)

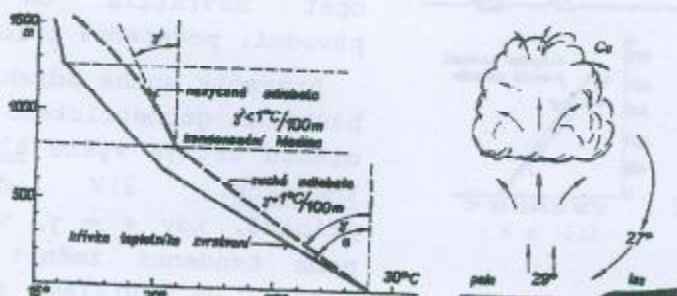
Poněvadž přírůstek tepla z okolního prostoru je při adiabatickém procesu nulový  $dQ = 0$ , při praktickém používání místo tlaků  $p$  zavádíme výšky  $z$  podle rovnice  $dp = -\rho_v g dz$ , a známe-li hodnotu měrného tepla  $c_p = 0,238 \text{ kcal.kg}$

$-1 \text{ deg}^{-1}$ , pak můžeme určit změnu teploty s výškou, tzv. suchoadiabatický gradient  $\gamma$  :

$$\gamma = \frac{dT}{dz} = 0,00984 \text{ (}^\circ\text{C m}^{-1}\text{)} \quad (3.13)$$

Z uvedeného plyne, že při suchoadiabatickém ději na každých 100 m změny výšky se mění teplota o  $1 \text{ }^\circ\text{C}$  (při vzrůstu výšky změnou teploty je její pokles, při poklesu výšky jde o oteplení, nárůst teploty). Třeba podtrhnout, že změna teploty podle adiabatického gradientu  $\gamma$  se týká vždy stejných pohybujících se částic vzduchu, které, po určité době během výstupu či sestupu o jednotku výšky, změnily svou teplotu. Naproti tomu u tzv. geometrického gradientu teploty  $\alpha$  teplotní spád se týká dvou různých částic vzduchu, jež jsou od sebe vzdáleny o určitou výškovou jednotku a mají ve stejném okamžiku různou teplotu. Adiabatický gradient vlhkého (nenasyceného) vzduchu má prakticky stejně velkou hodnotu jako adiabatický gradient suchého vzduchu  $\gamma$  poněvadž nenasyčený vzduch při malém obsahu vodních par se při adiabatických dějích chová jako suchý. Při výstupu vzduchu nasyceného vodní pára v důsledku ochlazování kondenzuje, přičemž se uvolňuje tzv. latentní teplo. To má za následek, že ochlazování v tomto případě má menší intenzitu ve srovnání s ochlazováním vzduchu suchého. Proto při výstupu nasyceného vzduchu neprobíhá ochlazování podle gradientu  $\gamma$ , nýbrž podle nasyceně adiabatického gradientu  $\gamma'$ , jenž je menší než suchoadiabatický:  $\gamma' < \gamma$ . Velikost gradientu  $\gamma'$  není stálá, je závislá na teplotě a tlaku. V nižších úrovních se mění v rozmezí  $0,3^\circ + 0,8^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ . Při desublimaci je tento odpovídající gradient o něco menší než gradient nasyceně adiabatický. Za průměrnou hodnotu nasyceně adiabatického gradientu se obvykle považuje hodnota  $\gamma' = 0,5 + 0,6^\circ \text{C}/100 \text{ m}$ .

Obr.3.8. postihuje adiabatický pokles teploty ve vzestupném proudu



Obr.3.8. Schema průběhu ochlazování ve vzestupném proudu vzduchu

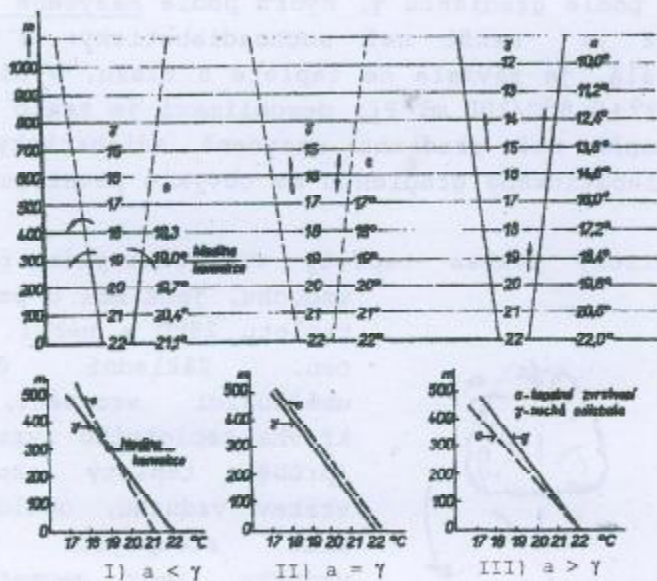
m, ve které se nalézá hladina kondenzace (zde je dosaženo rosného bodu, relativní vlhkost stoupajícího vzduchu je zde  $f = 100\%$ , vzduch je právě nasycen). Další výstup nad hladinu 800 m znamená další ochlazování, nyní ale podle proměnlivé hodnoty nasycené adiabaty  $\gamma'$ , která je v průměru menší suché adiabaty (dochází při dalším výstupu ke kondenzaci přebytečné vláhky, a tím k uvolňování latentního tepla). Tomu odpovídá křivočarý průběh křivky, zobrazující nasycenou adiabatu, navazující na křivku suché adiabaty v úrovni hladiny kondenzace ve výšce 800 m. Nasyceně adiabatický gradient je nejmenší v úrovni kondenzační hladiny a do výšky se zvětšuje úměrně se zmenšujícím se obsahem vodních par ve vystupující vzduchové hmotě. Ve vyšších hladinách,

vzduchu, jenž měl u povrchu teplotu  $29^\circ\text{C}$  a nebyl nasycen. Základní čarou, umožňující srovnání, je křivka teplotního zvrstvení (průběh teploty okolních vrstev vzduchu, obklopujících stoupající hmotu vzduchu, tedy geometrický teplotní gradient  $\alpha$ . Suchá adiabata, postihující pokles teploty na 100 m výstupu ohřátého vzduchu, je přímková, má sklon  $\gamma = 1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$  až do úrovně 800

při teplotách  $-50 \pm -60^\circ\text{C}$  je vlhkost nepatrná (i při stavu nasycení) - proto jsou již nasycené adiabaty téměř rovnoběžné se suchými adiabatami.

### 3.7.3 Stabilita atmosféry, výstupné proudy

Stabilita atmosféry, tendence atmosféry setrávat ve svém původním klidovém stavu, je narušována následujícími skutečnostmi: V procesu nestejného ohřívání vzdušných hmot od povrchu země se v přízemní vrstvě vedle sebe vytvářejí hmoty různých vlastností, daných hlavně různou teplotou. Hustota vzduchu je nepřímo úměrná jeho teplotě - teplejší vzduch má nižší hustotu, je lehčí a tak má (obklopen vzduchem studenějším) tendenci stoupat vzhůru (na teplou "bublinu" vzduchu působí vztlačová síla). Vidíme, že výstup vzduchu je tedy podmíněn celkovými vzájemnými tepelnými poměry v přízemní vrstvě ovzduší, především vzájemnou relací mezi geometrickým a adiabatickým teplotním gradientem  $\alpha$  a  $\gamma$ . Z obr.3.9 je vidět, že mohou nastat tři odlišné situace: 1) Je-li  $\alpha < \gamma$ , jsou splněny podmínky pro stabilní rovnováhu atmosféry. Vystupující vzduch se ochlazuje rychleji než činí pokles teploty s výškou v okolních vrstvách ovzduší. Výstup, způsobený na



Obr.3.9. Různé stavy atmosféry z hlediska její stability

místním impulzem (místní přehřátí vzduchu, např.), byl by zastaven silami tření, které vzniknou. Jedná se o indiferentní rovnováhu atmosféry. 3) Má-li platnost vztah  $\alpha > \gamma$ , pak pokles teploty ve výstupném proudu je menší než pokles teploty v okolním vzduchu, jedná se o vratkou, labilní rovnováhu. V tomto případě je teplota ve výstupném proudu vždy vyšší než v okolním prostředí, takže je vystupující vzduchová hmota stále více urychlována, pakliže byl dodán počáteční impuls k pohybu (i u stejně teplého vzduchu na počátku). Za těchto okolností vznikají mohutné výstupné proudy s nečekaně vysokými rychlostmi v případě, kdy labilní zvrstvení atmosféry zasahuje do vyšších vrstev troposféry. K této labilní rovnováze dochází tenkrát, je-li ve vyšších vrstvách vzduch s větší hustotou než ve vrstvách přízemních. Hustota vzduchu je závislá na teplotě a tlaku (výšce) a je v různých výškách konstantní, je-li vertikální teplotní gradient  $\alpha = 3,4^\circ\text{C}/100\text{ m}$ . Při větších

počátku popisovaného jevu nějakým impulzem, se zastaví a vzdušina teplého vzduchu je vrácena do své původní polohy. Totéž platí i pro případ, kdy by vzdušná hmota vlivem nějaké síly byla nucena z určité hladiny klesnout. I zde by se pohyb směrem dolů brzo zastavil a vzdušina by se opět navrátila do své původní, počáteční polohy.

Průsečík suché adiabaty s průběhem geometrického gradientu určuje výšku hladiny konvekce. 2) V druhém případě, kdy  $\alpha = \gamma$ , vzduch nemá tendenci změnit svou polohu ve svislém směru. Pokud by došlo k vertikálnímu pohybu, vyvolanému

hodnotách gradientu  $a > 3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  hustota vzduchu s výškou vzrůstá, zvrstvení ovzduší je vratké.

Když nastane ve výstupných proudech kondenzace, může se změnit i původní vertikální stabilita. Nad hladinou kondenzace probíhá ochlazování podle nasycené adiabaty. Pokud nastane při stabilní rovnováze ovzduší ( $a < \gamma$ ) situace, kdy bude platit ( $a < \gamma'$ ), je zvrstvení atmosféry absolutně stabilní. Když ale dojde při stabilním stavu ke kondenzaci a ( $a > \gamma'$ ), změní se původní stabilní rovnováha ve vratkou. Podobně se může porušit indiferentní rovnováha v atmosféře. Při ( $a > \gamma$ ) platí vždy ( $a > \gamma'$ ), poněvadž ( $\gamma > \gamma'$ ). Znamená to, že vratké ovzduší je vždy též absolutně vratké. Vytvořili se v některé vrstvě stabilní rovnováha, značně se tlumí možnost vzniku konvekčních (stoupavých) proudů. Tato situace, zvláště nebezpečná, vzniká při geometrickém gradientu ( $a = 0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , případ izotermie), nebo dokonce, ještě horší ( $a < 0^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ , případ teplotní inverze). Za těchto situací je atmosféra nehybná, stabilní, bez stoupavých proudů, plynné škodliviny se hromadí v uzavřeném prostoru daném konfigurací terénu, takže jejich koncentrace stoupá. Těžší chladnější vzduch je dole, s výškou teplota vzduchu stoupá.

Hladina konvekce je hladina, (výška), ve které ustávají konvekční výstupné proudy, neboť proud stoupajícího vzduchu a okolní vzduch mají zde stejnou teplotu. Hladina konvekce (vyznačená na obr.3.9), se ve skutečnosti nalézá o něco níže. Výstupné proudy dávají do pohybu i horní vzduchové hmoty, které proudí směrem dolů. Adiabaticky se oteplují, takže v okolí výstupných proudů se původní teplotní zvrstvení naruší, poněkud se zvedne jeho teplota - tím se stane, že vystupující vzduch se "setká" se stejně teplou vrstvou na nižší hladině (v menší výšce) než by to odpovídalo zjednodušující představě, uvedené v předchozím textu.

#### 3.7.4. Hladina kondenzační

Úroveň, ve které dochází k dosažení rosného bodu (k nasycení vzduchu vodní parou) a tím ke kondenzaci. Máme-li stanovit výšku kondenzační hladiny, musíme zjistit v jaké výšce dojde ve vystupující vzdušné hmotě k nasycení parami. Úlohu můžeme řešit výpočtem hodnoty rosného bodu:

$$\tau_z = \tau - 0,0018z \quad (3.14)$$

kde  $\tau_z$  - rosný bod ve výšce  $z$ ,

$\tau$  - rosný bod při povrchu země

Teplota vzduchu ve výšce  $z$  při výstupu podle suché adiabaty bude:

$$t_z = t - \gamma z \quad (3.15)$$

kde  $t_z$  - teplota vzduchu ve výšce  $z$ ,

$t$  - teplota vzduchu v přízemní vrstvě,

$\gamma = 1,0^{\circ}\text{C}/100\text{ m} = 0,01^{\circ}\text{C m}^{-1}$

má-li dojít ke kondenzaci ve výšce  $z$ , je třeba, aby platilo:  $t_z = \tau_z$ , tedy:

$$\tau - 0,0018z = t - 0,01z \quad (3.16)$$

takže výška hladiny je :

$$z_k = 122,6(t - \tau) \quad (m) \quad (3.17)$$

kde  $z_k$  - výška kondenzační hladiny nad povrchem terénu v (m)

Kondenzační hladina zjištěná výpočtem neodpovídá přesně skutečnosti (neurčuje přesně spodní základnu oblaků). Zpravidla je úroveň, ve které se tvoří základna oblaků o několik desítek metrů výše (ojediněle až o 100 m).

### 3.8 Hydrometeory

Pod hydrometeory rozumíme útvary různé formy, vzniklé z vodních par kondenzací, obsažených v ovzduší. Liší se jednak tvarem, jednak skupenstvím, rozlišujeme je podle toho, kde dochází ke kondenzaci, kde se vytvářejí.

#### 3.8.1. Kondenzace na povrchu země, na předmětech:

Hydrometeory se tvoří na pevném povrchu tenkrát, když povrch půdy nebo předmětů je chladnější než rosný bod přiléhajícího vzduchu. Zde si vyjmenujme jen některé druhy hydrometeorů: Rosa se vytváří jako drobné nebo větší, ojedinělé i splývající, kapky vody, většinou na horním povrchu předmětů a to hlavně po jasných nocích, kdy povrch vyzařováním prochládl. Šedý mráz je jemný, bílý krystalický povlak, vzniklý desublimací vodní páry z ovzduší na povrchu předmětů o teplotě pod bodem mrazu. Námraza je bělavý nebo šedý krystalický led, usazující se na předmětech za mrazu a silného větru z mlhy. Je velmi nebezpečná pro elektrická vedení, pro stromy, stožáry vysokého napětí. Jinovatka je kyprá krystalická usazenina bílé barvy, vytvářející ledové jehličky a visící vlákna na předmětech zasahujících do ovzduší. Tvoří se v mlze za mrazu při bezvětří. Ledovka (ledový povlak) je průhledná ledová usazenina s hladkým povrchem, tvořící se zmrznutím přechlazených kapiček za deště nebo mrholení na vodorovných, šikmých i svislých plochách, jejichž teplota je mírně pod bodem mrazu. Může se také tvořit při teplotě předmětů mírně nad bodem mrazu ( $0+3^{\circ}\text{C}$ ), padají-li kapky silně přechlazeného deště. Stromy a dráty se pokrývají vrstvou průhledného ledu i s případnými rampouchy. Vzniká-li společně s tvorbou jinovatky, narůstá velmi rychle mohutná ledová neprůsvitná vrstva, která je pro značnou tíhu velmi nebezpečná pro stožáry elektrického vedení apod. Náledí je ledová vrstva pokrývající zemi; vzniká trojím způsobem: 1) nepřechlazené dešťové kapky nebo kapky mrholení zmrznou na zemi, 2) voda vzniklá táním sněhu na povrchu země zmrzne, 3) zmrzne sníh, částečně roztalý při provozu vozidel na silnicích a cestách. Vzniká velmi kluzká, nebezpečná vrstva, nepříjemná pro chodce i silniční dopravu. Náledí vzniklé podle bodu 2), 3) se říká též zmrazky.

#### 3.8.2. Kondenzace v nízkých vrstvách ovzduší

V přízemních vrstvách ovzduší vzniká kouřmo a různé druhy mlh. Mlhy jsou tvořeny převážně vodními kapičkami, při teplotách pod bodem mrazu kapičkami přechlazenými. Barva mlhy je bělavá, dohlednost v mlze je menší než 1 km. Kouřmo se projevuje jako slabé zakalení vzduchu, umožňující dohled větší než 1 km. Je tvořeno nepatrnými kapičkami o průměru menším než  $0,5 \mu\text{m}$  jež jsou v počátečním stadiu kondenzace. Na rozdíl od mlhy nevyvolávají pocit vlhka. Mlha vzniká za různých podmínek. Radiační mlhy se tvoří jako přízemní mlha nebo vysoká mlha. Přízemní mlha je nejhustější při chladném povrchu, za



jasného počasí v noci a k ránu, dokud horizontální pohyb vzduchu nepřesahuje rychlosti  $2 \text{ m.s}^{-1}$ . Tvorbě zvláště napomáhá vysoká relativní vlhkost vzduchu a přítomnost prachových částic v ovzduší (v okolí osídlených, průmyslových míst). V zimě se vyskytují vysoké mlhy ve výškách 200 až 2000 m nad zemí. Začíná se vytvářet následkem vyzařování pod inverzní vrstvou, v tom případě je velmi hustá. V případě mohutných inverzních situací se vysoká mlha může udržet až několik dní. Advekční mlhy se tvoří při pohybu teplého vzduchu nad studeným povrchem nebo při proudění studeného vzduchu nad teplým vodním povrchem. Mlhy prvního druhu díky promíchávání ochlazeného vzduchu s teplým ve vyšších hladinách dosahují mnohdy značných mocností, několik desítek i stovek metrů. Mlhy z vypařování vznikají nad řekami, jezery na podzim, kdy je voda teplejší než vzduch, přicházející z prochladlé pevniny nad hladinu. Vodní pára, vypařující se z teplé vodní hladiny se sráží v chladném vzduchu a vytváří mlhu. Tento původ mají i mlhy, pozorované na moři v zimním období. Frontální mlhy vznikají u pohybujících se vzduchových front, zvláště pak teplých. Před přechodem teplé fronty vznikají a vypadávají srážky, takže vzduch má vysokou relativní vlhkost. Zároveň klesá tlak a proto ve vzduchu, adiabaticky ochlazeném, dochází ke kondenzaci. Mlha před teplou frontou vytváří dlouhý pás, široký i několik desítek až stovek km (maximálně 150+200 km, přitom nemusí být souvislý).

### 3.8.3 Kondenzace ve volné atmosféře

#### 3.8.3.1. Oblaky

Kondenzací vodní páry vznikají oblaky (v meteorologické terminologii jednotné číslo oblak, množné číslo oblaky), z nichž mohou vypadávat srážky dešťové, sněhové nebo kroupy. K ochlazení, potřebnému ke kondenzaci, dochází prakticky vždy při výstupu vzduchu jako ochlazení adiabatické a pouze zřídka vyzařováním. Vzniklé vodní kapičky a ledové krystalky se udržují v ovzduší a dále narůstají. Obecně vznikají oblaky ledové, tvořené pouze ledovými krystalky, oblaky vodní (v nichž jsou obsaženy vodní kapičky o velikosti  $0,006 \div 0,017 \text{ mm}$ , někdy i ve stavu přechlazeném), a oblaky, obsahující všechny druhy dohromady. Při klasifikaci oblaků je základem pouze tvár oblaku (ten je schopen říci mnohé o svém původu a vývoji), jak se jeví pozorovateli na zemi za dobrého osvětlení. Některé druhy oblaků jsou úzce vázány na výšku, ve které se vyskytují - ta však není všude stejná (mění se s polohou na Zemi). Tyto výšky nazýváme oblačnými patry nebo těž poschodími viz tab.3.4:

Tab.3.4 Oblačná poschodí v troposféře

Název poschodí	Výška v oblasti		
	polární	mírné	tropické
Vysoké	3 až 8 km	5 až 13 km	6 až 18 km
Střední	2 až 4 km	2 až 7 km	2 až 8 km
Nízké	od povrchu do 2 km	od povrchu do 2 km	od povrchu do 2 km

Mezinárodní atlas oblaků rozeznává deset základních druhů, uvedených v následující tabulce:

Tab.3.5. Základní druhy oblaků

1.Cirrus - Ci	6.Nimbostratus - Ns
2.Cirrocumulus - Cc	7.Stratocumulus - Sc
3.Cirrostratus - Cs	8.Stratus - St
4.Altocumulus - Ac	9.Cumulus - Cu
5.Altostratus - As	10.Cumulonimbus - Cb

Každý z těchto základních druhů vytváří (pro velikou pestrost jevů v atmosféře) mnoho variací, takže k hlavnímu jménu charakterizujícímu tvar oblaku je zpravidla třeba připojovat více názvů odrůdových. Zde je pro nedostatek místa nebudeme uvádět. Uvedme krátkou charakteristiku některých z uvedených oblaků. Cirrus-Ci jsou oddělené oblaky jemného, vláknitého vzhledu, bílé barvy, často s hedvábným leskem. Jsou tvořeny vždy z ledových krystalků, vznikají ve vrstvě s nízkou teplotou, vždy ve vysokém poschodí. Před východem a po západu slunce je cirrus někdy zbarven jasně žlutě nebo červeně. Altocumulus -Ac je charakteristický vrstvou, tvořenou bílými až bělošedými sploštělými kulovitými obláčky nebo tenkými plátky. Tyto útvary jsou uspořádány ve skupinách, v řadách, často navzájem tak blízko, že se dotýkají. Složeny z velmi jemných vodních kapiček, vyskytují se ve výšce středního poschodí. Cumulonimbus-Cb je mohutný, hustý oblak značných rozměrů, dosahující vlivem značných stoupavých proudů velkých výšek. Vyrůstá ve tvaru hor a věží od vodorovné základny (umístěné v nízkém poschodí) do značných výšek (obvykle do vysokého poschodí, často až k hranici stratosféry). Horní část oblaku se rozšiřuje do tvaru kovádliny. Základna a některé zastíněné části jsou velmi tmavé. Ve všech částech oblaku jsou obsaženy vodní kapky, ledové krystalky, přechlazené kapky. Často jsou díky velké rychlosti stoupavých proudů udržovány a přemístovány kondenzáty značných velikostí a tíhy. V nejvyšší části oblaku jsou přítomny už jenom ledové krystalky. Cumulonimbus je zdrojem prudkých srážek o veliké intenzitě, obvykle doprovázené krupobitím a bouřkou. Cumulonimbus vzniká nad místy silného ohřevu zemského povrchu, nebo je vyvolán rychlým postupem studené fronty, na níž se vytvoří celá řada těchto typických oblaků.

### 3.8.3.2. Oblačnost

Stupeň zatažení oblohy, tzv. oblačnost se mění v průběhu dne. Do oblačnosti se započítávají všechny oblaky na obloze. Velikost plochy jimi pokryté se určuje odhadem a to buď přímým pohledem na oblohu nebo pomocí oblakového zrcátka. Oblačnost (stupeň zakrytí oblohy) se určuje v desetínách plochy oblohy, pro označení stupně zakrytí se používá čísel od 0 do 10. Při průměrné denní oblačnosti menší než 0,2 (dvě desetiny oblohy jsou pokryty) považujeme den za jasný, den s průměrnou oblačností 8 je označován za zachuřený. Denní chod oblačnosti má dvě maxima a minima. Ráno kolem východu slunce zpravidla pozorujeme nevýraznou vrstevnatou oblačnost, vzniklou za nočního ochlazování. Asi za 2 až 3 hodiny po východu slunce se oblačnost rozpustí a nastane tak její minimum; v dalších dopoledních hodinách se vlivem zvýšeného výparu vytvoří první, dopolední maximum oblačnosti. Kolem 14-15 hod nastává druhé denní maximum. Ke konci dne, kdy vzduch (ještě dostatečně teplý) se uklidňuje a výpar klesá, dochází k postupnému rozpouštění oblačnosti - druhé minimum pozorujeme ještě před západem slunce.

### 3.8.3.3. Srážky z volné atmosféry, druhy srážek

Hydrometeory, uvolněné z oblaků, dopadají na zem buď ve skupenství kapalném nebo tuhém. Děšť padá z dešťových oblaků Ns, Cb. Vodní kapky mají kulovitý tvar o prům. 0,5mm a větším. Největší kapky mají průměr 5+8mm. Dešťová voda není chemicky čistá, obsahuje pevné nebo rozpuštěné látky (v závislosti na složení, druhu kondenzačního jádra), dále obsahuje pohlcený kyslík, dusík, kysličník uhličitý, kysličníky dusíku, bakterie a jiné nečistoty, získané z atmosféry. O značném obsahu pevných částic svědčí tzv. barevné deště (červený déšť je způsoben jemným červeným prachem z afrických pouští, který je silným prouděním vzduchu přinášen až do jižní Evropy. Teplota vody dešťových kapek je zpravidla o 3+5°C nižší než teplota okolního vzduchu. Intenzita deště je charakterizována v meteorologii následovně: Za slabý déšť se považuje takový, který dá úhrn menší než 1 mm za hodinu, mirný déšť dá 1-5mm, silný 5-10 mm, prudký 10-15mm, lijavec 15-23mm, přivalový déšť 23-58mm, průtrž mračen více než 58mm za hodinu.

Deště můžeme dělit také podle délky trvání na krátkodobé neboli místní a dlouhodobé čili krajinné, regionální. Místní deště se vyznačují krátkou dobou trvání, velkou intenzitou a malou plochou kterou zasahují - zpravidla nebývá větší než 50 km<sup>2</sup>. Tyto deště vznikají z ojedinělých místně vyvinutých Cb, někdy Cu. Regionální deště doprovázejí oblast tlakové níže, vznikají ve složité oblačnosti ve frontách, nejčastěji v Ns. Trvají několik hodin až dní, jejich intenzita je menší než u dešťů místních, plošně i časově velmi proměnlivá. Celkové množství vypadlé vody je však velké. Mrholení je slabou stejnoměrnou srážkou, se značnou hustotou drobných kapiček takže na předmětech vytvářejí souvislou vrstvičku vody. Vznikají v nízkých vrstevnatých oblacích typu St. Průměr kapiček nepřesahuje 0,5 mm, takže pro svou malou tíhu klesají v ovzduší pomalu a jsou ovlivňovány větrem, který je může zanášet i pod krytá místa. Mžení je mrholení za mlhy. Děšť se sněhem padá při teplotách blízkých 0°C. Děšť a sníh padají současně, na ledových krystalcích jsou namrzlé vodní kapičky. Zmrzlý déšť je deštěm, při kterém vypadávají zmrzlé průzračné vodní kapky skoro kulového tvaru (s tmavším jádrem obsahujícím vodu), průměru 1 až 4mm. Tvrdé kuličky při dopadu na zem se slyšitelně odrážejí. Zmrzlý déšť zpravidla padá na teplé frontě. Vyskytuje se pouze v zimním období za mírného mrazu při zemi. Kroupy vznikají v Cb s boufkami v letním období jako velké neprůhledné ledové částičky kulového, příp. nepravidelného tvaru o průměru 5 až 50 mm, nebo i větším. Vytvářejí se narůstáním mnoha vrstev nasobě, kroupy jsou tím větší, čím déle setrvaly v přechlazeném mraku (padají, vznášejí se i jsou unášeny směrem nahoru silnými stoupavými vzdušnými proudy). Uvnitř je zárodečné sněhové jádro. Sněhové krupky jsou opálově bílé částičky skoro kulového tvaru o průměru 2+5 mm, jejichž povrch je drsný. Po dopadu na zem se rozbíjejí. Vypadávají z Ns nebo z Cb při přízemních teplotách kolem 0°C. Vyskytují se zpravidla před sněžením nebo před deštěm, příp. společně s nimi.

Sníh je tvořen různě uspořádanými krystalky ledu, jež narůstají na sobě často ve tvaru rozvětvených hvězdic. Za teplot kolem nuly se vytvářejí velké kypré a těžké vločky. Ledové jehlice jsou velmi malé, protáhlé ledové krystalky. Padají ve dnech se silnými mrazy hlavně v ranních hodinách, vznášejí se ve vzduchu a třpytí se. Přehánky jsou srážky s rychle proměnlivou intenzitou, s náhlým začátkem i koncem, v závislosti na rychlém

- déšť
- ☉ dešťová přeháňka
- \* sníh
- ☉ sněhová přeháňka
- ☉ déšť se sněhem
- ☉ mrholení
- ▲ kroupy
- souvislá sněhová pokrývka
- ▨ nesouvislá sněhová pokrývka
- ⚡ bouřka
- < blesk
- ⊥ hřmění

- △ rosa
- ▲ zmrzlá rosa
- jíní
- ∨ jinovatka
- ∨ námraza
- ~ ledovka
- ☉ náledí
- ≡ mlha
- = kouřmo
- ∞ zákal

- jasno
- ☉ skoro jasno
- ☉ polojasno  
polooblačno
- oblačno
- zataženo

- ▲▲ studená fronta
- ▲● teplotní fronta
- ▲● okluzní fronta

Tab.3.6. Symboly pro jednotlivé meteorologické prvky

střídání oblaků o různé hustotě. Sněhová pokrývka je důležitým meteorologickým, klimatickým, biologickým a hydrologickým činitelem. Ovlivňuje teplotu vzduchu, vyzařování tepla, má vliv na teplotu půdy pod sněhem. Je zdrojem zimní vláhy, zásobárnou vody pro vodní toky, uvolněné při jarním tání. Měří se výška sněhové pokrývky, výška nového sněhu, vodní hodnota sněhu. Mluvíme o souvislé sněhové pokrývce (souvislá vrstva, silná alespoň 1 cm na ploše větší než polovina plochy v okolí pozorovací stanice), a o nesouvislé sněhové pokrývce (na povrchu leží zbytky sněhu na ploše menší než polovina uvedené plochy). Významnou klimatologickou charakteristikou je průměrný počet dní v roce se sněžením, a průměrný počet dní v roce se sněhovou pokrývkou (trvání sněhové pokrývky). Rovněž se zaznamenává maximální výška sněhové pokrývky.

Při pozorování srážek na meteorologických stanicích se zjišťuje jednak druh srážek, doba jejich trvání a úhrn. Druh srážek je označován podle tab.3.6.

Často je zapotřebí charakterizovat vlhkostní poměry určitého místa. Mnohaletý průměr srážek za určité období (měsíc, vegetační období, rok apod.) se nazývá srážkový normál. Takto jsou např. zpracovány srážky v ČSSR za období 50 let (1901+1950) v publikaci Atlas podnebí ČSSR) z nichž jsou sestaveny mapy s vykreslenými izohyetami, ze kterých je patrná pro zájmové místo hodnota dlouhodobého srážkového úhrnu za rok, vegetační období, jednotlivé měsíce apod. Abychom mohli posoudit významnost případné odchylky v úhrnu určitého měsíce, použijeme klasifikace podle tab.:

Tab.3.7. Klasifikace významu měsíců co do extremity srážek:

mimořádně vlhký měsíc s hodnotou srážek	nad 200%	průměru
velmi vlhký měsíc se srážkami v intervalu	200 až 151%	"
vlhký měsíc se srážkami	150 až 126%	"
normální měsíc se srážkami	125 až 75%	"
suchý měsíc se srážkami	74 až 50%	"
velmi suchý měsíc se srážkami	49 až 25%	"
mimořádně suchý měsíc se srážkami	pod 25%	"

#### 3.8.3.4. Vlhkostní ráz kraje

Na vlhkostní ráz oblasti má vliv nejenom množství srážek, nýbrž i poměry teplotní, vlhkost ovzduší a výpar. Proto výrazy, kterými můžeme charakterizovat místo, určitou oblast z hlediska vlhkostního (vyjádřit podmínky přirozeného zavlažení krajiny), mají tvar:

Index suchosti (sucha) podle de Martona:

$$i = \frac{H.R}{T+10} R' \quad (3.18)$$

kde  $H$  - průměrný roční úhrn srážek v mm

$T$  - průměrná roční teplota vzduchu ve °C

$R$  - počet dní se srážkami v daném místě

$R'$  - průměrný počet srážkových dní v sousedních místech

Dešťový faktor podle Langa:

$$f = \frac{H}{T} \quad (3.19)$$

kde  $H$  - průměrný roční úhrn srážek v mm

$T$  - průměrná roční teplota vzduchu ve °C

Je-li  $f \leq 60$  jde o oblasti suché (pro  $f < 40$  je pro pěstování zemědělských plodin nezbytně nutná závlaha, při  $f = 40-60$  je závlaha nutná pro některé plodiny), při  $f = 60-70$  jde o oblasti, které se jeví ve středoevropských poměrech jako poměrně suché, pro vlhká území vychází  $f = 80-100$  (při  $f = 60-100$  závlaha je zpravidla nepotřebná), pro území velmi vlhká odpovídá  $f > 100$  (při  $f > 100$  je naopak zapotřebí provádět odvodnění, při  $f > 160$  je odvodnění nezbytně nutné).

Končekův index zavlažení:

$$I_z = \frac{R}{2} + \Delta r - 10.T - (30 + v^2) \quad (3.20)$$

kde  $R$  - úhrn srážek za období od dubna do září (vegetační období)

$\Delta r$  - kladná odchylka srážek za tři zimní měsíce (prosinec až únor) od hodnoty 105mm (záporná odchylka se neuvažuje)

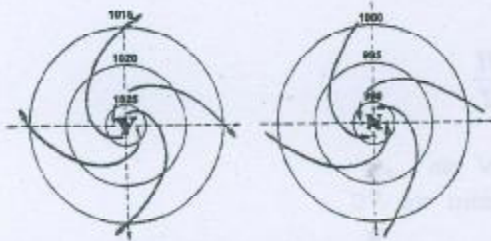
$T$  - průměrná teplota vzduchu (°C) za vegetační období (IV-IX)

$v$  - průměrná rychlost větru ve 14 hodin za totéž období (m.s<sup>-1</sup>)

Končekův index zavlažení byl použit při klimatologické rajonizaci bývalé ČSFR pro vymezení podoblasti: suché oblasti přísluší  $I_z < -20$ , mírně suché -  $20 \leq I_z < 0$ , mírně vlhké  $0 \leq I_z < 60$ , pokud  $60 \leq I_z < 120$  jde o vlhkou oblast - zde jsou např. v určitém rozsahu nutná odvodňovací opatření, chceme-li pozemky hospodářsky využívat, pakliže je  $I_z \geq 120$ , jedná se o oblast velmi vlhkou.

### 3.9. Proudění v atmosféře

Proudění, při kterém převládá horizontální pohyb vzdušných hmot se nazývá advekcí, u kterého převládá vertikální pohyb, je konvekce. Pohyb vzduchu je vyvolán rozdílem tlaku vzduchu mezi dvěma oblastmi v atmosféře: čím větší je spád, (při stejné odlehlosti oblastí), tím větší je rychlost pohybu. Tlakovému spádu ve vodorovném směru říkáme horizontální barický gradient, a označujeme G. Jednotkou G je spád tlaku 1hPa na vzdálenost 111,2 km, což je délka jednoho poledníkového stupně na rovníku. Obvyklé hodnoty G leží v rozmezí 1-2 hPa.111km<sup>-1</sup>, maximálně mohou být rovny 15-20 hPa.km<sup>-1</sup>. Pokud by soustava byla v klidu a neotáčela se jako naše Země, směr proudění vzdušných hmot by byl kolmý na izobary. Na pohybující se vzduchovou hmotu ale působí uchylující síla zemské rotace (Coriolisova síla), síla odstředivá a tření o povrch zemský. V důsledku otáčení se soustavy, vlivem těchto sil se přizemní vzdušné hmoty stáčejí (uchylují se) na severní polokouli vpravo, na jižní polokouli vlevo vzhledem ke směru původního pohybu. Výsledkem je pohyb souběžný s průběhem izobar (přičemž hledíme-li ve směru proudění, máme oblast vyššího tlaku vpravo, oblast nižšího tlaku vlevo).



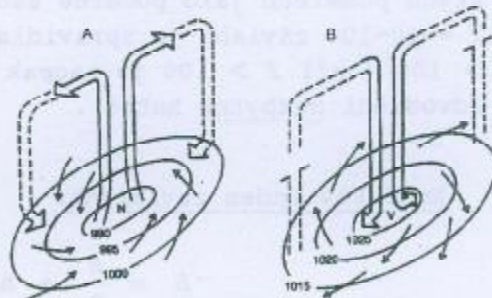
Obr.3.10. Spirálové proudění u země v okolí tlakové níže a tlakové výše

rozdělení teploty v atmosféře. Tím se stane, že původní rovnováha sousedících hmot je nyní, při jejich různých hustotách, narušena - hmoty se dávají do pohybu. Pokud se pohyb děje v menším měřítku nad menším územím, mluvíme o cirkulaci místní, jde-li o pohyb v globálním zemském měřítku, je řeč o všeobecné cirkulaci ovzduší.

#### 3.9.1. Místní cirkulace ovzduší

Pakliže se určitá část zemského povrchu ohřeje více než okolní území, ohřívá se výrazněji i sloupec vzduchu nad touto plochou. Rozpíná se (hlavně nahoru) a dá se do vertikálního pohybu vzhůru. V teplém vzduchu vzniká výstupný proud, po stranách proudí studenější vzduch dolů na místo s nižším tlakem. Vzniká tak kladná termická cirkulace. Za opačných poměrů (vzduchová hmota se více prochládí o studenější povrch) budeme v centru pozorovat sestupný proud vzduchu, jedná se o zápornou termickou cirkulaci, obr.3.11.

Odstředivá síla je pro poměrně malé rychlosti i malé zakřivení malá, lze ji zpravidla zanedbat. Zpomalování pohybu třením se projevuje asi do výše 500 m nad zemským povrchem, tření však existuje i mezi jednotlivými vrstvami, pohybujícími se různou rychlostí. Činitelem, který způsobuje vznik gradientu a tím i pohyb vzdušných hmot je nerovnoměrné rozdělení tepla na Zemi a tím i z toho plynoucí nerovnoměrnost



kladná a záporná termická cirkulace  
Obr.3.11. Dva druhy vertikální cirkulace

### 3.9.2. Cyklonální proudění

Tlaková výše  $V$  nebo níže  $N$  v určité hladině je charakteristická tím, že izobary jsou zakřivené a uzavřené kolem jádra tlakového útvaru. U tlakové níže směřuje tlakový gradient do jejího středu. Proudění se však vlivem uchylující síly stáčí a vytváří spirálové proudění, sbíhající se do středu (z pohledu se shora proudění proti směru pohybu hodinových ručiček). Oblast tlakové níže se jmenuje cyklona. Horizontální barický gradient zde bývá značně velký, vítr dosahuje velkých rychlostí, proudící šikmo k izobarám. Vzduch proudící do středu cyklony pak vystupuje do horních vrstev troposféry, kde se pak roztéká na všechny strany. Při výstupu vzduchu ve středu vzniklého "komínu" dochází mnohdy k bouřlivé kondenzaci par a tak k tvorbě oblačnosti a srážek. Oblast vysokého tlaku je nazývána anticyklona. Tlakové výše jsou mohutnější a rozsáhlejší útvary než cyklony. V centru jsou malé gradienty, proudění má zde malé rychlosti. Proudění u cyklony a anticyklony je schematicky znázorněno na obr. 3.10.

Sousedí-li dva tlakové útvary opačného charakteru, směr proudění určíme podle Buya Ballottova pravidla (zákon větru barický): Postavíme-li se (na zemském povrchu, na severní polokouli) tak, aby nám vál vítr do zad, je oblast nižšího tlaku po naší levici poněkud vpředu, a oblast vyššího tlaku vzduchu po naší pravici poněkud vzadu od nás.

### 3.9.3. Vítr

Proudění vzduchu, jež nazýváme vítr, je značně složité. Jeho směr a rychlost je definován tlakovým spádem ovzduší, v přízemní vrstvě je ale značně směr větru ovlivňován konfigurací terénu. Směr větru je odvozován podle světové strany, odkud vítr vane. V meteorologii se užívá mezinárodního značení (N - North, E - East, S - South, W - West), nebo se směr určuje azimutem, tj. úhlem, o který je směr větru odkloněn od směru severního - Sever N je určen azimutem  $0^\circ$ , Východ E azimutem  $90^\circ$  atd. Rychlost větru se určuje v  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  nebo  $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$  měřením. Kromě toho se ještě dnes používá odhadu rychlosti podle jeho silových účinků na předměty, na základě třinácti-stupňové mezinárodní Beaufortovy stupnice (tab.3.8). Na pevninách rychlosti větru větší než  $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  jsou dosti vzácné. Absolutní rychlost větru zaznamenaná v USA (náraz větru) v r. 1916 byla rovna  $416 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$  ( $112 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), u nás (dříve) na Skalnatém plese  $283 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ . Nárazovitost větru je způsobena turbulencí proudění, je velmi nebezpečná jak pro letadla tak i pro stavby.

Významným typem větrů jsou místní větry. Opět podstata je nestejně ohřívání zemského povrchu a tím i vzdušných hmot. Je mnoho druhů, uvedme si zde ty nejtypičtější.

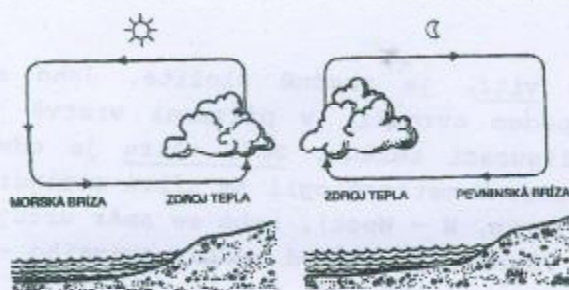
Bríza, též pobřežní vánek, je způsobena teplotními rozdíly mezi pevninou a mořem. Ve dne přízemní vítr proudí z moře nad pevninu (nejsilnější je kolem poledne, až  $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), v noci (o menší rychlosti,  $1-2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) z pevniny

nad moře. Ve vyšších výškách je přirozeně proudění opačného směru. Vytváří pravidelnou cirkulaci na pobřežích, její dosah je asi 20-30 km od pobřeží.

Fén, (föhn), je sestupný proud teplého a suchého vzduchu směřujícího z hor při jasné obloze. Fén vzniká při proudění vzduchu přes horský hřeben, při kterém se výrazně uplatňuje pseudoadiabatický děj. Na návětrné straně pohoří vystupuje proudící, vlhký vzduch (nenasycený) do výšky a ochlazuje se průměrně o  $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ . Po dosažení kondenzační hladiny je v dalších výškách

Tab.3.8 Beaufortova stupnice síly větru (ilustrativní, neúplná)

Stupeň	Označení	Rozpoznávací znaky	Rychlost m/s
0	Bezvětří	Kouř stoupá svisle vzhůru	0,0 - 0,2
1	Vánek	Směr větru je poznatelný podle pohybu kouře, vítr však nepohybuje větrnou korouhvi	0,3 - 1,5
2	Slabý vítr	Vítr je cítit ve tváři, listy stromů šelestí, větrná směrovka se začíná pohybovat	1,6 - 3,3
3	Mírný vítr	Listy stromů a větvičky jsou v trvalém pohybu, vítr napíná praporečky a slabě čepí hladinu stojaté vody	3,4 - 5,4
6	Silný vítr	Vítr pohybuje silnějšími větvemi, telegrafní dráty sviští, používání deštníků se stává nesnadným	10,8 - 13,8
10	Silná vichřice	Vyskytuje se na pevnině zřídka; vyvrací stromy, působí větší škody na obydlích	26,5 - 32,6
12	Orkán	Ničivé účinky	$\geq 32,7$



Obr.3.12. Bríza

adiabaty - o  $0,5 \div 0,7^\circ\text{C}/100\text{ m}$ . Vodní kapičky se ve vzduchu vypařují a tím oblaky rozpouštějí. Poněvadž obsah vodní páry ve vzduchu je po přechodu přes hřeben mnohem menší než na počátku výstupu, dojde k vypaření kondenzované vody v mnohem větší výšce než měla hladina kondenzace na návětrné straně. Do údolí pak postupuje suchý vzduch, jenž se nyní při poklesu otepluje o  $1^\circ\text{C}/100\text{ m}$ . Dráha oteplování suchého vzduchu je tedy podstatně delší než dráha jeho ochlazení na návětrné straně - oteplení sestupujícího vzduchu je větší než bylo ochlazení při jeho výstupu na návětrné straně. Tak do závětrného údolí přichází mnohem teplejší vzduch o nízké relativní vlhkosti. Teplota fénu může být až o  $10-15^\circ\text{C}$  vyšší než počáteční teplota vzduchu na návětrné straně a dosahuje často  $25^\circ\text{C}$  i více. Fén byl nejdříve pozorován např. na severních svazích Alp, kde způsoboval velmi rychlé tání sněhu na jaře. U nás jsou účinky fénu též pozorovatelné v západních Čechách na závětrných stranách pohraničních hor, dále pak v oblasti Krkonoš, Jeseníků apod. Fény příznivě ovlivňují např. zemědělství v dané oblasti - na severních svazích se snižuje počet dnů s mrazem, prodlužuje se vegetační doba i v oblastech s poměrně vysokou nadmořskou výškou.

**Bóra** je zase jiný typ proudění vzdušných hmot. Vzniká na závětrné straně hor, hlavně za průsmyky. Studená vzdušná hmota která je nucena díky konfiguraci terénu v horách se zastavit před překážkou se hromadí, až

pokles teploty nižší - asi  $0,5 + 0,7^\circ\text{C}/100\text{ m}$ , neboť dochází ke kondenzaci vodních par a k vypařování srážek.

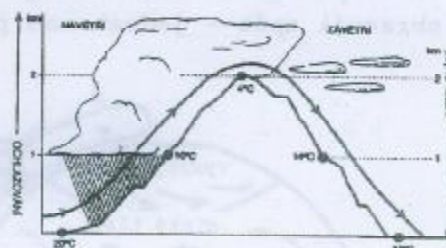
Tím vystupující vzduchové hmoty vyloučí mnohdy značné množství vody. Po přechodu přes hřeben klesá vzduch, nyní podstatně sušší (absolutně), do údolí a při svém počátečním poklesu se otepluje podle vlhké



hladina studeného vzduchu dosáhne úrovně průsmyku. Pak začne přetékat, zpravidla velice rychle a bouřlivě do oblastí za průsmykem. Bóra se projevuje jako velmi studený padavý vítr o rychlostech  $20 \text{ m.s}^{-1}$ , v nárazech až  $60 \text{ m.s}^{-1}$ .

Smršť v Americe zvaná tornádo, také cyklón je prudký vítr s vodorovnou osou, vznikající nejčastěji v bouřkovém oblaku za vlhkolabilní situace. Typické pro tornádo je, že jeden konec víru se ohne z vodorovného směru téměř vertikálně k zemi jako nálevka nebo chobot. Průměr útvaru není velký - je roven jen několik

desítek až stovek metrů. Rychlost vířivého pohybu je  $50-100 \text{ m.s}^{-1}$ , přičemž rychlost podél osy víru dělá několik desítek  $\text{m.s}^{-1}$ . Ve víru při zemi vzniká značný podtlak (až 30-40 torr), způsobující jednak kondenzaci vodní páry, jednak silné sání uvnitř válce. Je schopen nasát volné předměty, vodu z moře i nádrží (ve světě byl zaznamenán případ, kdy tornádo vyčerpalo během okamžiku vodu z řeky, až bylo koryto postiženého úseku po kratší dobu úplně bez vody), zvedá těžká auta, boří domy.

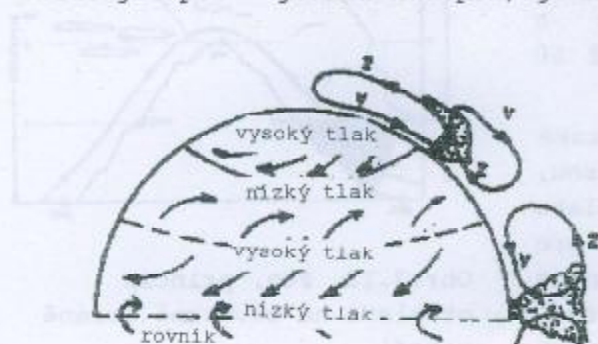


Obr.3.13. Fén, princip oteplení na závětrné straně pohoří

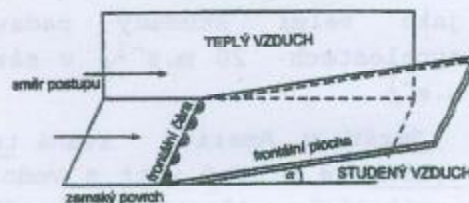
#### 3.9.4. Všeobecná cirkulace atmosféry

Tato cirkulace globálního měřítka je definována v zásadě tepelným rozdílem mezi oblastí rovníku a pólů. Poněvadž ale vlivem otáčení Země se uplatňuje Coriolisova síla, proudění je složitější. V hlavních rysech je možno vymezit několik pásem proudění. Pás rovníkových tišin odpovídá oblastem s nejvyššími průměrnými teplotami na zemské kouli. Toto pásmo je poměrně úzké, asi 200-300 km, vyznačuje se trvale nižším barometrickým tlakem, vertikálními stoupavými proudy a tím značnou kupovitou oblačností a vysokými úhrny srážek. Pásmo pasátů leží po obou stranách rovníkového pásu. Při zemi z vyšších zeměpisných šířek vzduch proudí do rovníkové oblasti nízkého tlaku. Pasáty jsou stále větry vanoucí hlavně nad oceány o rychlosti kolem  $6-8 \text{ m.s}^{-1}$ , na severní polokouli mají směr SV, na jižní směr JV (Coriolisova síla). Ve výšce pak vanou větry od rovníku v opačném směru - jsou to antipasáty. Pásmo subtropických maxim: Antipasáty jsou stáčeny směrem k východu, až, po určité vzdálenosti od rovníku, mají směr téměř západní. To je v oblasti mezi 30-35 s.z.š., na jižní polokouli je to poněkud severněji. Do této oblasti je horním padavým prouděním dodáván vzduch, jsou zde výrazné sestupné proudy, jež klesají k zemi a vytvářejí oblast vyššího tlaku. V určitém smyslu přebytek vzduchu vlivem vytvořeného horizontálního tlakového spádu odtéká jako pasátní proudění zpět k rovníku. V této oblasti permanentního vyššího tlaku, sestupných suchých vzdušných proudů se zde vyskytují, pro značně suché klima, rozsáhlé pouště. Pásmo převládajících západních větrů - oblast subtropického vyššího tlaku určuje též cirkulaci v šířkách mírného pásma. Ze subtropických tlakových výší vytéká při zemi vzduch směrem severním, je stáčen na východ, takže se projevuje jako proudění jihozápadní až západní. Oblast vysokého tlaku nad pólů je způsobována nízkými teplotami. Vzduch zde klesá k povrchu a při zemi se roztéká na všechny strany. Již po nepříliš velké vzdálenosti se mění na proudění východní kolem pólů. Oblast trvale nízkého tlaku na 60° rovníběžce: Studené proudění východních směrů od pólů a teplé proudy západních směrů v

mírných šířkách se setkávají v této oblasti. V oblasti nízkého tlaku je vzestupné proudění, ve výšce se proudy obracejí zpět - jednak nad pól, jednak k



Obr.3.14. Všeobecná cirkulace atmosféry na severní polokouli



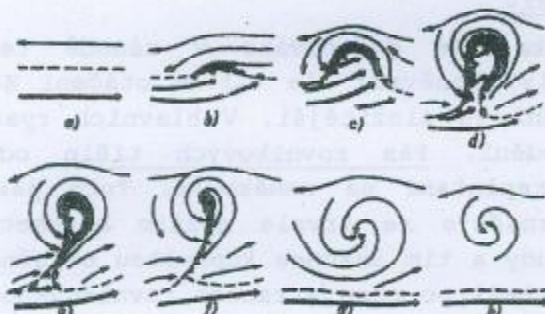
Obr.3.15. Model fronty

subtropickému maximu. Schema všeobecného proudění na Zemi je vidět z obr.3.14.

### 3.9.5. Vzdušné hmoty a fronty

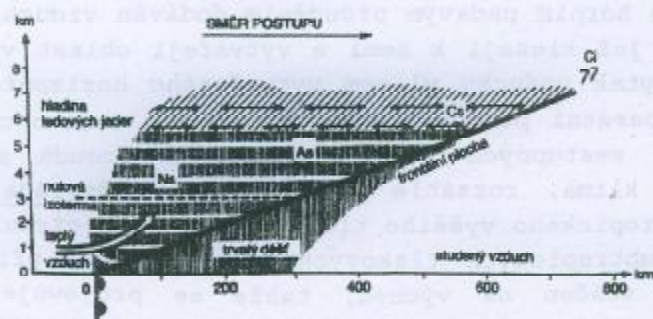
Místům, kde se stýkají vzdušné hmoty různých fyzikálních vlastností říkáme frontální plocha, průsečnice této plochy s vodorovnou rovinou nebo zemským povrchem je frontální čára.

Troposféra se dělí na jednotlivé vzdušné hmoty které, podle jejich charakteristických vlastností,



Obr.3.16. Postupný vývoj cyklony

dělíme na 4 druhy: Arktický vzduch AV pochází z tlakových maxim nad ledovou a sněhovou pokrývkou severně od 70. rovnoběžky. Polární vzduch PV je vzduch, který získal své vlastnosti v proměnlivých anticyklonách mírných šířek mezi 40-70° z. š. Tropický vzduch TV pochází ze subtropických maxim kolem 30-40 rovnoběžky, v létě může pocházet i z pevninských minim. Ekvatoriální vzduch EV se utváří v pásmu rovníkových tišin mezi

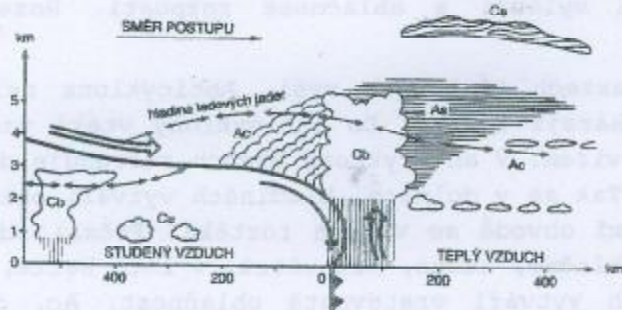


Obr.3.17. Svislý řez teplou frontou

rovníkem a 10°s.z.š. Každá z těchto hlavních vzdušných hmot se může vytvářet buď nad souší nebo nad mořem - tím jejich vlastnosti jsou jiné, proto je vždy třeba uvádět zda uvedená hmota je původu maritimního (m) nebo kontinentálního (c). Hlavní fronty vznikají na rozhraní těchto hmot: mezi AV a PV vzniká arktická fronta AF, na rozhraní mezi PV a TV se vytváří polární fronta PF. Tropická fronta TF může vzniknout v rovníkovém pásmu, setkají-li se obě protichůdná pasátní proudění s různou teplotou.

Pro utváření počasí v Evropě jsou rozhodující pochody, probíhající na polární frontě. Na ploše polární fronty mezi polárním vzduchem proudícím na její severní straně od východu, a teplým západním prouděním po její jižní straně, se vytvářejí vlny. Na frontě vzniká počáteční stadium vlny vytvořením záhybu, vyklenutého na sever. Teplý vzduch pronikne do oblasti studeného vzduchu a současně se v tomto místě začne snižovat tlak vzduchu. Postupné vývojové fáze cyklony jsou schematicky zobrazeny na obr.3.16. Z něho vidíme, že původní proudění teplého a studeného vzduchu se deformuje a postupně zakřivuje. Přední, východní část teplého vzduchu se posouvá směrem do studeného vzduchu - vyvíjí se teplá fronta. Západní zadní část se zase tlačí na teplé vzdušné hmoty, jedná se o studenou frontu. V místech styku obou front vzniká střed tlakové níže. Kolem ní se vytváří soustava uzavřených izobar, vzniká rozsáhlý vzdušný vír, tzv. cyklona. Obr.3.16,e,f zobrazují závěrečnou fázi tohoto děje, tzv. studenou okluzi. Poslední dva obr.3.16.g,h zobrazují koncovou fázi (zánik) cyklony.

Teplá fronta (obr.3.17) je úzké rozhraní mezi studeným a teplým vzduchem,

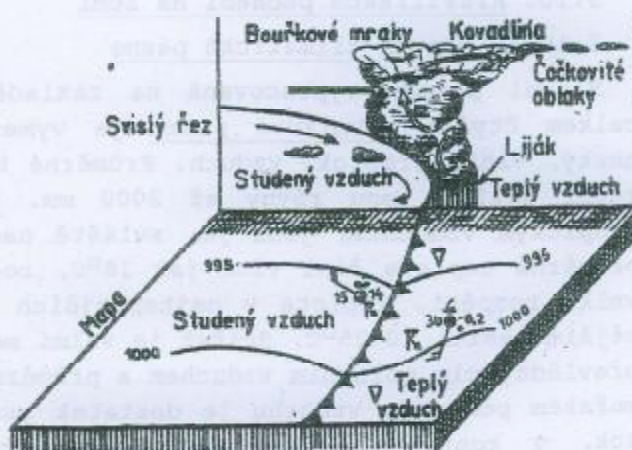


Obr.3.18. Svislý řez studenou frontou 2.druhu (rychlý postup fronty)

vystupuje, dochází ke kondenzaci páry, takže se na teplé frontě vytváří mohutný systém typické vrstevnaté oblačnosti, která sahá stovky kilometrů před frontální čárou. Nejvýše a také nejdále ve směru posunu na frontální ploše vznikají cirry, postupně v nižších hladinách Cs, As, který postupně houstne a snižuje se, až se promění v Ns s vytrvalým deštěm. Vzniká podle okolností mrholení, déšť, sněžení, s poměrně dlouhým trváním. Šířka pásma srážek je obvykle 300-400 km. Po přechodu teplé fronty se oteplí, déšť pomalu ustává, může dojít i k částečnému vyjasnění.

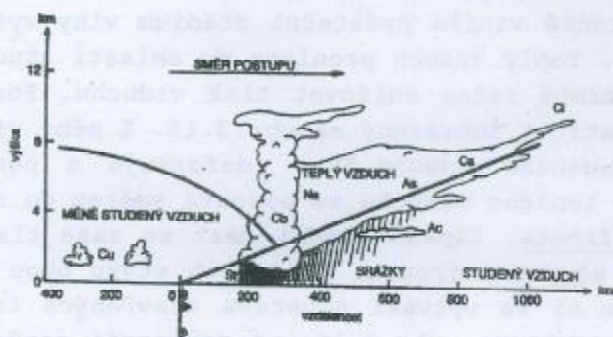
Studená fronta je situace, kdy studený vzduch dohání a vytlačuje ustupující vzduch teplý. Těžší vzduch postupuje za teplejší frontou rychlostí v průměru o 40% větší, většinou kolem 50km/h. Studený, těžší vzduch se pod teplý podsouvá a proto teplý vzduch vystupuje podél frontální plochy vzhůru.

který se pohybuje směrem k studenému vzduchu; je to situace, kdy teplý vzduch dohání vzduch studený (pásmo mezi ustupujícím studeným vzduchem a nastupujícím relativně teplým vzduchem cyklony). Nad celým povrchem teplé fronty, skloněné pod velmi malým úhlem ve směru jejího postupu, pomalu vystupuje lehčí či teplý vzduch nad ustupující klín těžšího studeného vzduchu. Tím, jak vzduch



Obr.3.19. Studená fronta 2.druhu, kombinace svislý řez a mapa

Čelo studeného vzduchu je značně strmé, proto výstupné proudy teplého vzduchu jsou mnohem většího rozsahu a to po celé výšce frontální plochy. Vyvíjí se mohutná kupovitá oblačnost bouřkového charakteru - Cb s prudkými srážkami. Za studenou frontou pak může vznikat menší oblačnost ve výstupných proudech s případnými menšími přeháňkami. Dalším případem fronty je tzv. okluze - studená fronta postupuje za teplou frontu, a poněvadž je rychlejší, teplou frontu dohoní a splyne s ní. Teplý vzduch, který byl uzavřen mezi teplou a studenou frontou, je vytlačen studeným



Obr.3.20. Teplá okluze

vzduchem do vyšších hladin. Od vzniku okluze obvykle vývoj celé cyklony končí a nastává její odumírání. Teplý vzduch se ve vyšších hladinách ochladí, přebytečná vláha se vyloučí a oblačnost rozpustí. Rozeznáváme okluzi teplou a studenou.

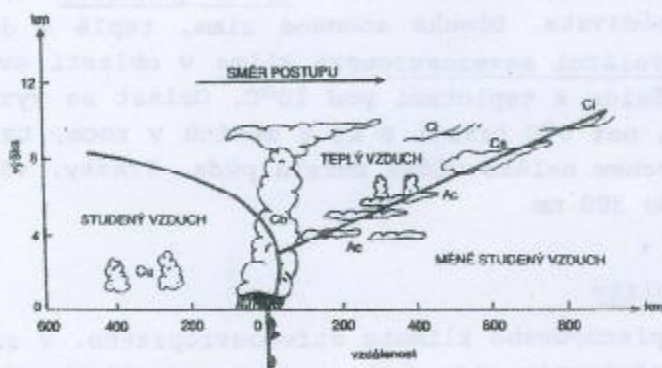
Anticykly vznikají v oblastech tlakových výší. Anticyklona neleží na frontální čáře, ani jí neprochází fronty. Do anticyklony vtéká vzduch na hranicích troposféry mohutným vírem. V anticykloně vzduch sestupuje dolů pomalým proudem, jako by sedal. Tak se v dolních hladinách vytváří oblast vysokého tlaku vzduchu, po jejímž obvodu se vzduch roztéká. Počasí odpovídající tomuto útvaru je buď bezoblačné, suché, bez větrů, v létě horké, v zimě mrazivé nebo se při inverzích vytváří vrstevnatá oblačnost, Ac, Sc, St, případně i s mrholením. Plošný rozsah anticyklon je větší než u cyklon. Průměr anticyklony bývá 3000 km i více.

### 3.10. Klasifikace podnebí na Zemi

#### 3.10.1. Hlavní klimatická pásma

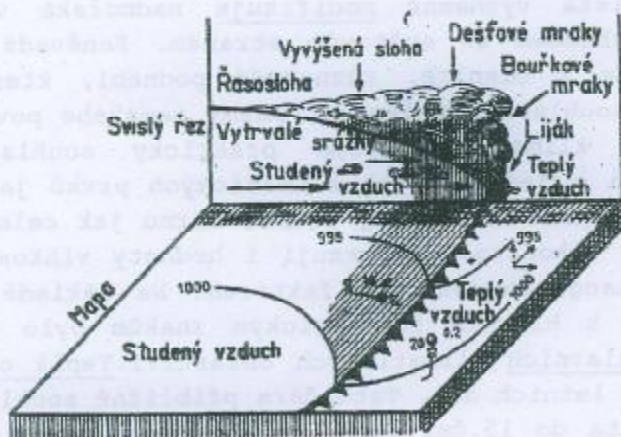
Hlavní pásma, vypracovaná na základě studia cirkulace atmosféry, jsou celkem čtyři: rovníkové pásmo je vymezeno pásem, v němž se rozprostírá horký, vlhký tropický vzduch. Průměrná teplota vzduchu je 24-28°C, průměrné roční srážky jsou rovny až 2000 mm. Tropické pásmo je charakterizováno tropickým vzduchem, jenž je, zvláště nad pevninou, velmi suchý. Dlouhodobá průměrná teplota činí více jak 18°C, roční chod teploty již vykazuje dosti velké rozpětí. Teplota v nejteplejších měsících dělá 30-39°C, v nejchladnějším měsíci 10-25°C. Srážek je velmi málo. Pásmo mírných šířek je oblast s převládajícím polárním vzduchem a průměrnou roční teplotou vzduchu 7-10°C. V mořském polárním vzduchu je dostatek srážek rozdělených rovnoměrně po celý rok, v kontinentálním polárním vzduchu jsou srážky malé, nerovnoměrně rozdělené. Zima je chladná a suchá, léto teplé s maximem srážek. Arktické (antarktické) pásmo se vyznačuje nízkou teplotou - průměrná teplota v nejteplejším měsíci je 0°C nebo méně. V arktickém vzduchu je málo srážek (dlouhodobý roční průměr 100-200 mm). Přechodné pásmo tropických monzunů je typické sezonním střídáním vzdušných hmot. V létě přichází od rovníku vlhký vzduch, v zimě suchý tropický. Srážky, nerovnoměrně rozdělené v průběhu roku dělají 1000-1500 mm. Přechodné subtropické pásmo je situováno mezi tropickým a mírným pásmem. V letním období převládá tropický vzduch, v zimě polární vzduch. Léto je horké, zima chladná. Přechodné subarktické pásmo

(subantarktické) je v létě pod vlivem vzduchu, pocházejícího z mírných šířek, v zimě pod vlivem arktického vzduchu. Léto je krátké a chladné, zima studená. Průměrná teplota nejteplejšího měsíce je nižší než 10°C, srážky činí 250-350 mm ročně. Přechody mezi klimatickými pásmy jsou pozvolné.



Obr.3.21. Studená okluze

uvnitř pevniny - v cestě jim nestojí výraznější horstva, jež by nepříznivě ovlivňovala proudění. Z východní strany souvisí Evropa s rozsáhlou asijskou pevninou, která rovněž výrazně ovlivňuje utváření jejího klimatu. V Evropě můžeme sledovat pozvolný přechod od mírného přímořského klimatu na západě pevniny ke kontinentálnímu klimatu v jejích částech na východě.



Obr.3.22. Studená fronta I druhu, kombinace svislý řez a mapa

Francie, v západní části Irska a Velké Britanie. Převládají zde vlhké západní větry. Relativní vlhkost vzduchu je vysoká, oblačnost značná, málo slunečního svitu. Srážky všude převyšují dlouhodobý roční úhrn 750 mm, ve vyšších polohách dosahují 2000-4000 mm. Amplituda teplot vzduchu v průběhu roku je malá. Obvod vnitrozemí, ovlivněného oceánem, zaujímá větší část Francie, Belgie, Holandsko, Dánsko, část Německa a část Skandinávského poloostrova. Denní i roční amplituda teplot je větší, srážky menší, s největší vydatností v létě. Léto je chladné, zima mírná 3. V oblasti přechodného klimatu středoevropského převládají západní a jihozápadní

### 3.10.2. Podnebí Evropy

Zeměpisnou polohou Evropy je dáno podnebí velmi mírné. Moře vniká do pevniny rozsáhlými zálivy, takže působí vyrovnávacím efektem z hlediska variability teplot vzduchu. Voda moří omývající Evropu je teplá i v zimě (Golfský proud). Převládající západní větry, vanoucí od Atlantského oceánu, mohou přinášet vláhu do vzdálených oblastí

uvnitř pevniny - v cestě jim nestojí výraznější horstva, jež by nepříznivě ovlivňovala proudění. Z východní strany souvisí Evropa s rozsáhlou asijskou pevninou, která rovněž výrazně ovlivňuje utváření jejího klimatu. V Evropě můžeme sledovat pozvolný přechod od mírného přímořského klimatu na západě pevniny ke kontinentálnímu klimatu v jejích částech na východě. Vysokými horstvy jako jsou Pyreneje, Alpy, částečně Karpaty, je oddělena oblast zcela zvláštního podnebí středomořského. Podnebí Evropy je možno rozdělit do pěti oblastí: 1. Oblast středozevní se vyznačuje suchým a horkým létem a mírnou zimou. Průměrná lednová teplota bývá kolem 4°C, červencová 22-26°C. Srážky, poměrně bohaté, выпадаjí hlavně v chladnější části roku (podzim, zima, jaro), takže v letním období je vody nedostatek. 2. Oblast přímořská, atlantická má dva charakteristické obvody - obvod oceánického klimatu na pobřeží Pyrenejského ostrova,

větry. Zde se střídají vlivy klimatu kontinentálního a oceánického, proto dlouhodobý ráz počasí není vyhraněn jednoznačně. Charakter podnebí je výrazně ovlivňován nadmořskou výškou jednotlivých míst. Maximum srážek zde připadá na letní období. 4. Oblast kontinentálního klimatu východoevropského má dva obvody. Obvod ruskokontinentální se vyznačuje studenými zimami a krátkým dosti teplým létem. Roční amplituda teplot je značná. Mírné srážky jsou rovnoměrně rozděleny na jednotlivá období roku. Obvod pontický zahrnuje stepní oblasti Ukrajiny a Moldavska. Dlouhá studená zima, teplé a deštivé jaro, a horké suché léto. 5. Polární severoevropské klima v oblasti evropské tundry trvá léto jen asi 2 měsíce s teplotami pod  $10^{\circ}\text{C}$ . Oblast se vyznačuje studenou zimou. Teploty nižší než  $0^{\circ}\text{C}$  trvají 6 až 8 měsíců v roce, takže se zde nepříliš hluboko pod povrchem nalézá věčně zmrzlá půda. Srážky, většinou ve formě sněhu, dávají úhrn do 300 mm.

### 3.10.3. Podnebí České republiky

Naše území leží v oblasti přechodného klimatu středoevropského. V západní části území se vliv oceánu projevuje více než ve východní části. Naopak, vliv kontinentálního klimatu východoevropského je výraznější na východě, v západních částech území je méně častý. Střídavé ovlivňování těchto dvou hlavních klimatických oblastí se v Evropě projevuje tak, že pod vlivem oceánu se u nás vyskytují mírné zimy a chladnější léta, vlivem kontinentu studené zimy a horká, parná léta. Vliv oceánu se v Čechách projevuje mírně častěji, asi v 55% případů, na rozhraní Moravy a Slovenské republiky asi v 50%. Na východní části Slovenské republiky již převládá vliv kontinentálního klimatu - asi v 55% případů. Tyto dva vlivy vtiskují klimatu u nás v podstatě základní ráz, který se projevuje střídáním sušších, nebo naopak vlhčích období. Klima konkrétního místa významně modifikuje nadmořská výška, postavení horstev, orientace vzhledem ke světovým stranám. Poněvadž naše území je dosti členité, je zde i členité, různorodé podnebí, které má charakter výškových pásem, jež souhlasí s výškovými pásmy zemského povrchu. Hranice oddělující jednotlivá klimatická pásma prakticky souhlasí s vrstevnicemi. To se projevuje i u jednotlivých klimatických prvků jako je např. teplota vzduchu, srážky, jejich dlouhodobý průměr úhrnu jak celoroční tak i za vegetační sezonu. Tuto zákonitost potvrzují i hodnoty vlhkostního rázu kraje, vyjádřeného např. Langovým dešťovým faktorem. Na základě klimatických prvků s přihlédnutím k hlavním fenologickým znakům bylo území původní ČSSR rozděleno do tří hlavních klimatických oblastí: 1. Teplá oblast je vymezena izolinií 50ti a více letních dnů. Tato čára přibližně souhlasí s izolinií počátku žní ozimého žita do 15. července. 2. Mírně teplá oblast je ohraničena izolinií 30ti letních dnů a červencovou izotermou  $15^{\circ}\text{C}$  v Čechách a na Moravě a  $16^{\circ}\text{C}$  v Beskydech a na Slovensku. 3. Chladná oblast zaujímá zbývající část území, je charakterizována červencovými teplotami vzduchu pod  $15$ , resp.  $16^{\circ}\text{C}$ . Tyto oblasti se dále dělí na podoblasti a to s ohledem na vlhkostní poměry. Ke klasifikaci bylo použito Končekova indexu zavlažení, podle něhož byly vymezeny podoblasti suché, mírně suché, mírně vlhké, vlhké a velmi vlhké. Kromě toho byly na základě hodnot a proměnlivosti dalších prvků (průměrná délka slunečního svitu ve vegetační době, průměrná lednová teplota atp.) v podoblastech vymezeny klimatické okrsky. Teplotní poměry jsou dány hlavně nadmořskou výškou. Existují mapy, které podávají přehledný obraz o průměrných ročních teplotách a o průměrných teplotách ve vegetační době. Z nich je zřejmá souvislost teplotních pásem s nadmořskou výškou území. Pokles teploty v průměrných hodnotách je dán průměrným gradientem teploty, který byl vypočítán pro Čechy a Moravu. Jižní Morava má průměrné

roční teploty 9-9,5°C, Polabská nížina 8-9°C, Haná 8-8,5°C, Sněžka 0,2°C. Absolutní maximum teploty u nás je 40,2°C (Praha Uhřetěves, červenec 1983), absolutní minimum je rovno -42,2°C (Litvínovice u Českých Budějovic, únor 1929). Roční amplituda teplot je v západních částech menší, ve východních částech vlivem větší kontinentality větší (Praha Karlov 19,9°C, Brno 20,5°C, Nitra 22,0°C). To znamená, že ve východních částech našeho území jsou zimy chladnější a v létě trvá delší dobu období s vyššími teplotami. Teplotní poměry jsou dobře charakterizovány dobou trvání významných období (např. s teplotou vyšší než 10°C), jakož i průměrnými daty jejich nástupu a ukončení. Nejteplejší oblasti jsou v nížinách. Naproti tomu se ve vyšších polohách ve víceletém průměru nevyskytuje období s průměrnou teplotou 15°C a vyšší (tj. vegetační léto) a tzv. širší vegetační období s průměrnými teplotami 5°C a více je velmi krátké. Ve výšce asi 1600 m trvá zima (průměrné denní teploty pod 0°C) celého půl roku. Roční chod teploty vykazuje maxima v červenci, minima v lednu. Srážkové poměry mohou být charakterizovány průměrnými ročními srážkovými úhrny: Žatecko, Slánsko cca 450 mm, Krkonoše, Jizerské hory 1600 mm. Za vegetační období spadne nejméně srážek v nížinách a v oblastech dešťového stínu - v údolí Ohře a Biliny spadne za vegetační období méně než 300 mm, na jižní Moravě, dolním Labi a Vltavě, Ohři a střední Bečce jsou v průměru rovny 300 - 350 mm. Rozdělení srážek v roce podle jednotlivých ročních období je v průměru asi následující: na léto připadá 40% všech srážek, na jaro 25%, na podzim 20%, na zimu 15%. Na srážky je nejbohatší červenec, v některých stanicích červen a srpen. Minimum srážek lze přisoudit zpravidla únoru, méně často březnu, výjimečně lednu. Podíl tuhých srážek (hlavně ve formě sněhu) na celoročním množství je větší ve vyšších polohách (pro 600 m.n.m je to v průměru 14%, pro 1600 m.n.m. tento poměr je průměrně roven 45%). Kolísání srážkových úhrnů vzhledem k průměru je u nás dosti značné asi ±40% - kolísání je způsobeno do značné míry střídáním vlivů přímořského a kontinentálního klimatu. Průměrný počet dnů v roce se srážkami 1 mm a většími přesahuje na jižní Moravě, dolní Vltavě 90 dnů, se srážkami ≥ 10 mm v Jizerských horách přesahuje 50 dnů, v severozápadních Čechách je to méně než 12 dnů v roce, ostatní nížiny v Čechách, na jižní Moravě mají těchto dnů 15. Sníh padá v oblasti jižní Moravy, v oblasti dolní Vltavy v průměru méně než 20 dnů v roce, v Krkonoších více než 100 dnů v roce. Trvání sněhové pokrývky je v Krkonoších, Jeseníkách a Beskydech v průměru přes 180 dnů v roce. Největší tloušťka sněhové pokrývky se pozoruje u nás v Krkonoších a Jeseníkách a činí přes 160 cm a na Šumavě a v Beskydech kolem 120 cm. První sníh se vyskytuje do 11. října v Krkonoších, do 21. října na Šumavě, v Krušných horách, v Beskydech a Jeseníkách. Sníh se udrží v průměru na Šumavě do 11. května, v Polabí, na jižní Moravě leží sníh průměrně do 11. března. Délka období se sněhovou pokrývkou v roce v Krkonoších, Jeseníkách a na Šumavě je 200 dnů, v nížinách méně než 100.

### 3.11. Meteorologické staniční přístroje

V meteorologických stanicích se instalují přístroje pro měření různých meteorologických prvků. Jejich umístění musí zajistit taková měření, aby pozorovaná data byla reprezentativní, odpovídající širšímu okolí. Přístroje jsou poměrně choulostivé, proto je třeba s nimi zacházet s největší opatrností a podle návodů. Na stanici se musí vést přesná evidence o všech skutečnostech, týkajících se instalace, typu přístroje, poškození, příp. jejich oprav.

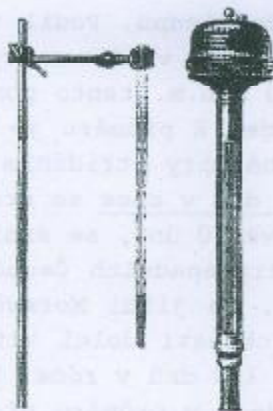
#### 3.11.1. Měření teploty vzduchu

Teploměr musí být instalován tak, aby měřil neovlivněnou teplotu vzduchu tj. musí být především chráněn před přímým i odraženým slunečním zářením, nesmí být ovlivněn sálavým teplem blízkých předmětů apod.

##### 3.11.1.1. Teploměry kapalinové

Používají se pro povětrnostní měření. Mají zpravidla uzavřenou nebo položenou stupnici dělenou podle Celsia, kde stupeň je setinou rozdílu mezi bodem varu a bodem mrazu čisté vody. Odhadují se desetiny stupně. U rtuti je konec sloupečku vytvořen meniskem vypouklým, u organických kapalin vydutým. Vždy se odečítá poloha vrcholu nebo dolu menisku. Používané teploměry musí být cejchovány, porovnávány s teploměry normálními, považovanými za mezinárodní standard.

Teploměr staniční je základním teploměrným rtuťovým přístrojem na meteorologické stanici, umožňujícím odečítat v celém rozsahu očekávaných hodnot. Přístroj se umísťuje v meteorologické budce. Rtuť tuhne při  $-39^{\circ}\text{C}$ , takže při nižších teplotách se používá lihový teploměr minimální. Při otevření budky odečítáme nejdříve desetiny, pak celé stupně - přístroj je totiž velmi citlivý, schopný poměrně rychle reagovat i na teplo, vyzařované z nevhodné svítilny nebo těla pozorovatele. Za mrazu je třeba teploty pod nulou označit znaménkem minus.



Obr. 3.23. Teploměr staniční

Teploměry extrémní slouží k určování extrémních hodnot, maximální a minimální teploty za celý den, případně jiný časový interval. Souprava, skládající se ze dvou teploměrů, se upevňuje v žaluziové budce na společném držadle, vyhotoveném z páskového kovu. Horní, maximální teploměr, určující maximální teplotu, je mírně nakloněn nádobkou dolů, pod ním si-

tuovaný minimální teploměr, zjišťující minimální teplotu, musí být ve vodorovné poloze. Všechny extrémní teploměry mají tendenci postupem doby měnit své charakteristiky, proto je třeba alespoň třikrát do měsíce funkci přístrojů kontrolovat porovnáním s teploměrem staničním (suchým).

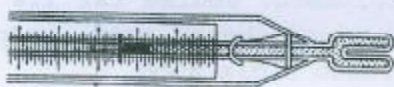


Obr. 3.24. Teploměr maximální

Teploměr maximální je konstrukčně obdobný teploměru lékařskému. Teploměrná kapilára je těsně nad nádobkou se rtuť zúžena natolik, že při poklesu teploty se rtuťový sloupec přetrhne a zůstává v kapiláře v původní poloze. Konec rtuťového sloupečku ukazuje teplotní maximum, dosažené za interval měření. Pro další měření je třeba silným několikanásobným mávnutím teploměru vpravit rtuť zpět do nádoby.



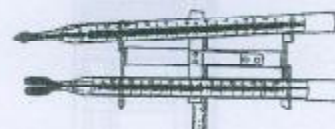
Teploměr minimální - teploměrnou látkou, umístěnou v nádobce vidlicového tvaru, je alkohol. K určení minima teploty slouží tenká, tmavě zbarvená skleněná tyčinka, volně se pohybující v teploměrné látce. Klesá-li teplota,



Obr. 3.25. Teploměr minimální

alkohol se smršťuje a meniskus, vytvořený povrchovými silami, tlačí tyčinku směrem k teploměrné nádobce. Vzdálenější konec tyčinky zaujme polohu, odpovídající dosažené minimální teplotě. Při následném růstu teploty je tyčinka

alkoholem obtékána beztoho, že by se měnila její poloha. K dalšímu měření připravíme přístroj tak, že po vyjmutí z držadla ho nakloníme, aby index pomalu sklouznul až k povrchové blance na konci sloupce. Oba extrémní teploměry, upevněné na stojánku a umístěné v žaluziové budce jsou uvedeny na obr. 3.26.

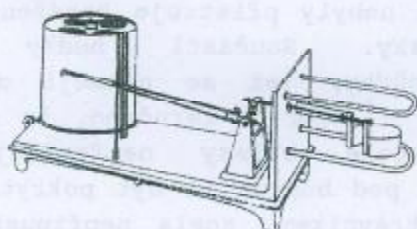


Obr. 3.26. Teploměry extrémní na stojánku

Přízemní teploměr minimální je typově totožný s teploměrem, instalovaným v žaluziové budce. Přístroj se umísťuje na volném prostranství beze stromů a keřů 5 cm nad krátce střiženým trávníkem. Klade se, připevněný pružnou příchytkou, do zvláštního stojánku zapíchnutého do země. Při sněhové pokrývce, vyšší pěti cm, se minimální teploměr klade přímo na sníh, chráněn drátěnou sítí před poškozením zvěří. Poněvadž sluneční záření způsobuje předestilování alkoholu ke konci trubičky (tvorba bublinek), teploměr přes den schováváme v žaluziové budce a na místo měření umísťujeme až po západu slunce.

### 3.11.1.2. Teploměry deformační

Thermograf zapisuje průběh teploty v závislosti na čase. Základním prvkem přístroje je tzv. Bourdonova trubice, nebo bimetalický pásek. Bourdonova trubice je zakřivená trubice z tvrdého kovu, čoučkovitého průřezu, tvaru velmi ploché elipsy. Je naplněna alkoholem a hermeticky zaletována. Teplem se kapalina roztahuje a deformuje trubici, takže pohyb volného konce trubice se přenáší na pákovou soustavu a po zvětšení je převeden na registrační pero.



Obr. 3.27. Bimetalický thermograf

Bimetalický pásek sestává ze dvou na plocho svařených kovových proužků různé tepelné roztažnosti. I zde dochází účinkem tepla k deformaci prvku a převedení pohybu volného konce (po zvětšení) na registrační

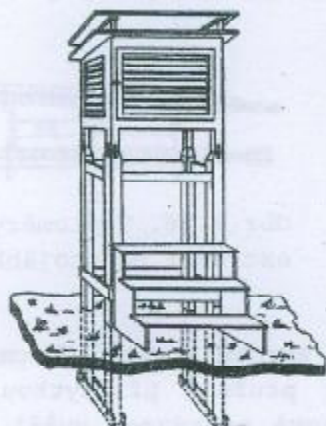
zařízení. V obou případech je teploměrné těleso zpravidla umístěno vně skřínky přístroje, aby bylo v bezprostředním kontaktu s okolním vzduchem.

Zapisující pero zaznamenává časový průběh teploty vzduchu na registrační papír, navinutý na válec se svislou osou. Válec je otáčen přesným hodinovým strojkem; k úplné otočce o  $360^\circ$  dochází zpravidla po jednom týdnu. Teplota vzduchu je vynášena ve směru vertikálním ( $1^\circ \text{C} \sim 1\text{mm}$ ), čas je na registračním papíru vyznačen kruhovými oblouky o poloměru, rovném délce zapisujícího ramene.

Přístroj je umísťován v žaluziové meteorologické budce, v její levé polovině, aby jeho teploměrné těleso bylo blízko rtuťové nádoby suchého teploměru (pro možnost porovnání a oprav údajů, získaných samozapisujícím přístrojem). Pravidelná týdenní obsluha spočívá v natažení hodinového strojku a ve výměně registrační pásky v pondělí ráno. Podle potřeby se doplňuje

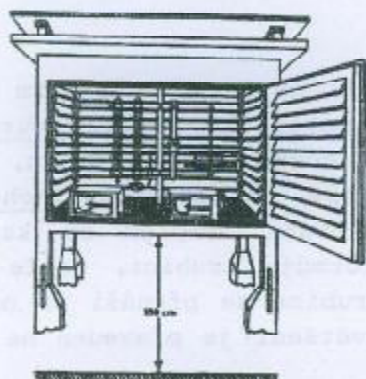
speciální nevysychavý inkoust v žlábků pera. Při výměně záznamového papíru je třeba krátkými čárkami (vychýlením zapisujícího ramene) vyznačit počáteční a koncový místní čas s uvedením data. K počátku a konci záznamu je nutné připsat teplotu, odečtenou na suchém teploměru. Jedině tak lze záznam v případě potřeby opravit a tak vyloučit chybu, způsobenou např. nesprávným chodem hodinového stroje, nepřesností teploměrného čidla apod.

Přístroje se umísťují v žaluziové budce. Je to dřevěná skříň se žaluziemi, opatřená zevně i uvnitř lesklým bílým nátěrem. Mezi žaluziemi



Obr.3.28. Žaluziová budka

může dobře pronikat vzduch, vnitřek však nemůže být zasažen přímým slunečním zářením. Tzv. velká žaluziová budka je široká 80 cm, její hloubka a výška je zpravidla rovna 60 cm. Žaluzie jsou dvojité, aby ani za větru nepronikaly dovnitř srážky. Střecha, rovněž natřená bíle, je dvojité, se širokou vzdušnou mezerou mezi deskami. Dno budky je tvořeno drátěnou sítí, aby vzduch měl volný přístup a tak bylo zajištěno měření neovlivněných meteorologických prvků. Budka se staví na volné prostranství, aby byla větrána přirozeným prouděním vzduchu. Odlehlost budky od předmětů (stromy, keře, stavení apod.), které by mohly nepříznivě ovlivňovat měření, musí být podle směrnic minimálně rovna 3-4 násobku jejich výšky. Budka se staví a připevňuje na dřevěný podstavec, zapuštěný do země.



Obr.3.29. Umístění přístrojů v žaluziové budce

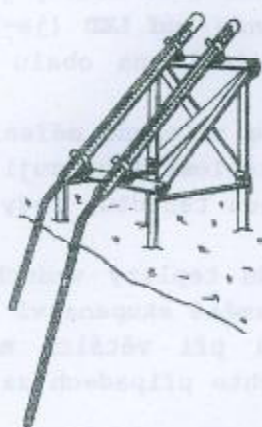
Výška žaluziové budky nad zemí je dána požadavkem, aby teploměrná nádobka suchého teploměru byla přibližně 2 m nad povrchem země - pak dno budky je převýšeno vůči zemi asi o 1,0 m.

Dvíčka jsou orientována na sever, aby při jejich otevření nebyly přístroje zasaženy slunečními paprsky. Součástí budky jsou třístupňové schůdky, jež se nesmějí dotýkat její konstrukce - tím je zaručeno, že se při práci pozorovatele otřesy nepřenesou na přístroje. Půda pod budkou má být pokryta nízkým střiženým trávíkem, zcela nepřípustný je povrch, který se silně zahřívá - dlažba, betonové desky, tvárnice apod. Umístění přístrojů v meteorologické budce je patrné z obr.3.29.

### 3.11.2. Měření teploty půdy

Půdní teploměry jsou teploměry rtuťové, sloužící pro měření teplot půdy v hloubkách stanovených mezinárodní úmluvou: 0.1, 0.2, 0.5 a 1 m pod povrchem terénu. Ojedinele se měří i v hloubkách větších - 1.5, 2 m a více. Na některých našich stanicích se pokračuje v pozorování teplot v hloubkách používaných dříve: 0.05, 0.15, 0.3, a 0.6 m ve snaze zachovat kontinuitu měření. Otvory pro umístění teploměrů se zhotovují speciálními vrtáky, aby byla zachována původní struktura i tepelná vodivost zeminy. Otvor pro ochranné trubice hloubkových teploměrů má průměr přes 5 cm. Teploměry se umísťují na rovinném, volném prostranství s krátce střiženým trávíkem, kde existují přirozené půdní poměry - má to být však na místech, na nichž se

nebude hromadit srážková voda, kde spodní voda není těsně pod povrchem, v zóně měření teplot.



Obr.3.30. Půdní teploměry pro menší hloubky

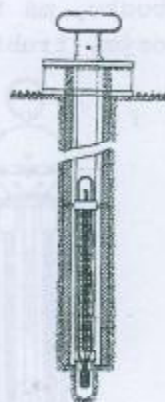
### 3.11.2.1. Půdní teploměry pro menší hloubky

Jsou to teploměry, trvale osazené v zemi. Od teploměrné nádobky, jejíž střed je v předepsané hloubce pod úrovní terénu, směřuje zpravidla stonek teploměru svisle vzhůru a pak, nad terénem, pro pohodlnější možnost odečítání je jeho horní část zahnutá do úhlu 45°. Tato horní část je opřena o stojánek, vsazený do země a připevněna pružnou kovovou příchyt-kou. Měří se teploty půdy do hloubky 0,3, ojediněle do 0,5 m.

### 3.11.2.2. Teploměry pro větší hloubky (od 0,5 m)

Měří se teplota půdy v hloubkách větších 0,5 m. Teploměry jsou zasazeny do výřezu na spodním konci dřevěných ponorných držáků válcovitého tvaru, průměru cca 40 mm. Pomocí těchto tyčí se teploměr vytahuje ze země k odečítání. Teploměr v tomto případě má zvláště objemnou rtuťovou nádobku, opatřenou měděnou čepičkou.

Prostor mezi nádobkou a čepičkou je vyplněn asbestem. Tato úprava zajišťuje dostatečnou teplotní setrvačnost přístroje - teplota udávaná přístrojem se tak nemůže rychle změnit při vytažení nástavce a odečítání teploty. Světlost svislé trubice (vyhotovené nejčastěji z drenážních trubek, spojených cementem), do které se teploměr zasouvá, je jenom o několik milimetrů větší, než je průměr dřevěného držáku. Trubice vyčnívá asi 5 cm nad zemí, na ni dosedá zinkové víko s držákem, připevněné k hornímu konci tyče. Těsnění je zajištěno plstěnou vložkou. Víko zabraňuje, aby nečistoty, příp. srážková voda vnikaly dovnitř trubice.



Obr.3.31. Půdní teploměr pro větší hloubky

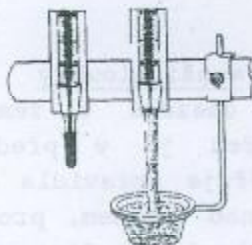
### 3.11.3. Měření vlhkosti vzduchu

Na meteorologických stanicích se provádí dvěma způsoby navzájem se doplňujícími - měří se psychrometrem a hygrometrem (vlasovým vlhkoměrem). Oba přístroje se umísťují v žaluziové budce. Měří se zpravidla dvě veličiny, charakterizující vlhkostní stav ovzduší: tlak par a relativní vlhkost. Někdy se navíc zjišťuje tzv. rosný bod, tj. teplota, při které by množství par, právě obsažené ve vzduchu, způsobilo stav nasycení.

#### 3.11.3.1. Psychrometr

V meteorologii se užívá psychrometr Augustův, zvaný též "obyčejný", umístovaný v meteorologické budce. Přístroj sestává ze dvou stejných teploměrů, suchého a vlhkého. Vlhký teploměr, na rozdíl od suchého, má nádobku se rtutí obalenu mušelinovou punčoškou. Druhý konec punčošky je ponořen do destilované vody, umístěné v nádobce pod teploměrem. Voda vztlínáním zvlhčuje teploměrnou baňku vlhkého teploměru. Odpařováním vody je baňce odnímáno teplo, což se projeví poklesem hladiny rtuťového sloupce. Intenzita vypařování je závislá na momentální teplotě a vlhkosti vzduchu. Z

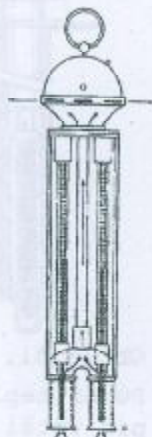
rozdílu teplot odečítaných na suchém a vlhkém teploměru lze buď ze vzorců nebo pohodlněji z psychrometrických tabulek určit vlhkost vzduchu (v tomto případě určujeme přímo relativní vlhkost vzduchu). Poněvadž se měří i za mrazu, je třeba použít správnou tabulku, označenou buď **LED** (je-li voda na obalu zmrzlá), nebo **VODA**, (je-li na obalu voda v tekutém, přechlazeném stavu).



Obr.3.32. Spodní část psychrometru

Z podstaty jevu, na kterém je založeno měření, plyne, že při stavu nasycení oba teploměry ukazují (ovšem jen za teploty nad nulou) stejnou teplotu, tedy nulový teplotní rozdíl. Příklad selhává při přechodu teploty vzduchu přes bod mrazu, kdy v závislosti na změně skupenství se skupenské teplo buď utajuje nebo uvolňuje. Podobně i při větších mrazech, zvláště pod  $-10^{\circ}\text{C}$  je přesnost přístroje menší. V těchto případech za základ bereme hodnoty naměřené hygrometrem.

Kromě uvedeného Augustova psychrometru se používá, dokonce častěji, uměle ventilovaný aspirační psychrometr Assmannův. Tento přístroj, používaný mimo budku, má teploměrné nádoby chráněny před slunečním zářením dvojitými souosými trubičkami, jejichž tenký plech je povrchově upraven do vysokého lesku. Konstantnost proudění kolem teploměrných těles (zpravidla o rychlosti 2, příp.  $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) je zajištěna ventilátorem, poháněným pérovým nebo elektrickým motorkem. Při měření je třeba opatrně zvlhčit obal vlhkého teploměru a po natažení pérového strojku možno začít s odečítáním teplot v třiminutových intervalech, má-li přístroj počáteční teplotu rovnou teplotě vzduchu. V zimě, kdy přístroj vyneseme z teplé místnosti ven, musíme čekat asi 5 minut, až jeho teplota bude rovna teplotě vzduchu venku. Za mrazu se voda na obalu může přechladit - proto teplota vlhkého teploměru klesá přes bod mrazu bez zastavení. Pokud by došlo k přeměně vody v led, uvolní se skupenské teplo a pokles teploty kolem nuly se zastaví. Zmrznutí přechlazené vody v led na baňce vlhkého teploměru dosáhneme např. tak, že se baňky dotkneme hrotem tužky. Aspirační psychrometr se zavěšuje prostřednictvím háku na sloup nebo strom do výšky pozorovatelových očí. Je možno měřit i "z ruky" - pak držíme přístroj v úrovni očí co nejdále od těla tak, abychom přístroj teplotou těla neovlivňovali. Pro určení vlhkosti vzduchu musí být použity zvláštní tabulky, určené jen pro ventilovaný psychrometr.

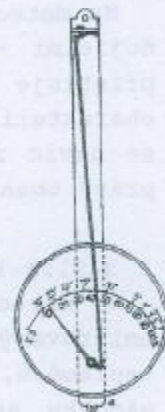


Obr.3.33.

Aspirační psychrometr Assmannův

### 3.11.3.2. Vlasový vlhkoměr (hygrometr)

Funkce přístroje je založena na schopnosti lidského vlasu zbaveného tuku, prodlužovat se (zkracovat se) v závislosti na růstu (poklesu) relativní vlhkosti vzduchu. Svazek vlasů je na jednom konci připevněn (prostřednictvím pružiny) na kostru přístroje, druhý, dolní konec, je upevněn na krátkém raménku, jež svou vahou svazek napíná. Na otočnou osu raménka je nasazena ručička, která při změnách délky svazku vlasů ukazuje na obloukovité stupnici přímo relativní vlhkost vzduchu. Poněvadž deformace vlasů se změnou jejich vlhkosti není rovnoměrná, jednotlivé



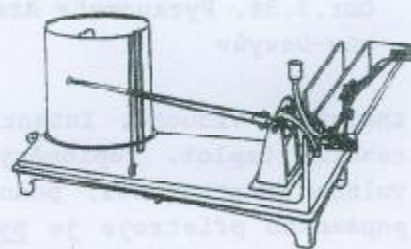
Obr.3.34. Vlasový hygrometr

dílký stupnice (rozsah stupnice od 0 do 100%, s vyznačeným krokem nejčastěji po 5%) jsou mezi sebou směrem k maximální relativní vlhkosti zhuštěny.

Před každým odečítáním je třeba na přístroj poklepat, abychom uvolnili ukazatel při případném tření v ložiskách. Po delším suchém období, nebo po delším uložení hygrometru v suché místnosti je třeba provést regeneraci vlasového svazku. Spočívá v tom, že celý přístroj zabalíme do mokré, vyždímané čisté látky a ponecháme ho tak po určitou dobu (několik hodin, případně celý den).

### 3.11.3.3. Hygrograf

Přístroj poskytuje (na základě stejného principu jako hygrometr) časový průběh relativní vlhkosti. Deformace svazku vlasů je pákovými převody zvětšena a přenesena na raménko, které kreslí záznam (hyrogram) na registrační papír, napanutý na válec se svislou osou, otáčený hodinovým strojkem. Úpravou převodů je dosaženo toho, že svislá stupnice relativní vlhkosti je rovnoměrná. Přístroj se umísťuje do žaluziové budky a natáčí tak, aby strana se svazkem vlasů byla u její pravé strany. I zde je třeba čas od času regenerovat svazek vlasů. Pakliže přístroj neměří správně (záznam vybíhá např. ze stupnice apod.), je třeba ho seřídít, nejlépe podle ventilovaného psychrometru, a to v době déletrvajících stabilního počasí.



Obr.3.35. Hygrograf

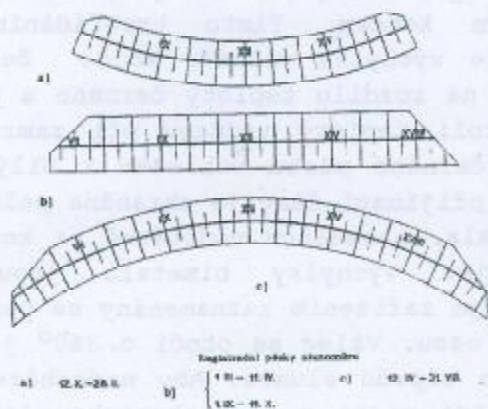
### 3.11.4. Měření slunečního svitu a záření

#### 3.11.4.1. Slunoměr (heliograf)

Je přístroj pro záznam doby a trvání slunečního svitu. Ze záznamu je možno přibližně usuzovat na intenzitu slunečního



Obr.3.36. Slunoměr (heliograf)



Obr.3.37. Pásy do slunoměru

záření. Přístroj je v podstatě skleněná koule, jež slouží jako spojná čočka. Je položena na nízkém sloupku na volném prostranství. Registrační pásy se vsouvají do drážek v kovové misce, tvaru seříznutého kulového pásu, soustředného s čočkou. Přístroj je třeba ustavit do vodorovné polohy a orientovat přesně na jih a podle zeměpisné šířky daného místa nastavit správný úhel. Registrační pásy jsou z tenkého ztuženého papíru, zabarveného do zelena nebo do modra. Jsou trojího druhu: Ty, používané pro období zimy (14.X. - 1. III.) jsou krátké, a umísťují se do horní drážky (v obr.3.37. páska horní). Pásy pro období kolem rovnodennosti (1.III. - 11.IV. a 3.IX - 14.X.) jsou rovné a zasouvají se do střední drážky (v obr.3.37. páska střední), a konečně pásy dlouhé, vykrojené do výrazného oblouku, zasouvají se do spodní drážky se používají v období od 11.IV do 3.IX (v obr.3.37.páska

dolní). Na páskách jsou čarami vyznačeny hodiny a půlhodiny. Je-li papír správně zasunut a přístroj správně orientován, za svitu slunce je do pásky vypalována stopa, souběžná se středovou čarou vyznačenou na pásce, a v soulase s místním časem slunce v zenitu propaluje stopu na svislé čáře, vyznačující poledne.

#### 3.11.4.2. Pyranometr

Přístroj na měření celkového, tzv. globálního záření (přímé sluneční záření spolu se zářením rozptýleným atmosférou a zářením odraženým od oblaků). Pyranometr Aragův-Davyův se skládá ze dvou stejných teploměrů, z nichž jeden má



Obr.3.38. Pyranometr Aragův-Davyův

na teploměrné nádobce černý nátěr, druhá je lesklá nebo natřena bílou barvou. Obě teploměrné nádobky jsou uzavřeny ve skleněných pouzdrech zbavených vzduchu. Intenzita celkového záření je úměrná rozdílu teplot. Teploměry měří ve vodorovné poloze, na volném prostranství, podobně jako heliograf. Modifikací popsaného přístroje je pyranometr Kalitin - Albrechtův. Dva svisle umístěné teploměry s polokulovitými teploměrnými nádobkami jsou uzavřeny ve společné odvzdušněné skleněné baňce. Horní plošky polokulovitých nádob jsou obráceny k obloze a jedna z nich je začerněna, druhá bílá.

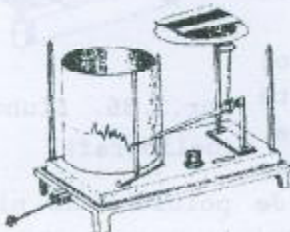
na teploměrné nádobce černý nátěr, druhá je lesklá nebo natřena bílou barvou. Obě teploměrné nádobky jsou uzavřeny ve skleněných pouzdrech



Obr.3.39. Pyranometr Kalitin-Albrechtův

#### 3.11.4.3. Pyranograf

Přístroj slouží k registraci globálního záření na vodorovnou plochu. Základním prvkem jsou tři vodorovné bimetrické proužky. Krajní jsou bílé, střední je černý. Bílé proužky jsou na jednom konci uchyceny k přístroji, černý proužek je pevně spojen s jejich druhým koncem. Tímto uspořádáním je dosaženo toho, že výchylka volného konce černého pásku závisí jen na rozdílu teploty černého a pásek bílých (za jakékoli teploty vzduchu při zamračené obloze výchylka černého pásku vzhledem k bílým je nulová). Uvedená přijímací část je chráněna polokulí z optického skla, nasazenou vodotěsně na kovovou skříňku přístroje. Výchylky bimetalů jsou po zvětšení převodovým zařízením zaznamenány na papírovou pásku, napnutou na válci se svislou osou. Válec se otočí o 360° jednou za den. Páska se vyměňuje vždy večer po západu slunce. Aby nedocházelo k orosení skla zevnitř, do skříňky se vkládá miska s hygroskopickou látkou, např. s chloridem vápenatým. Představitelem přístrojů tohoto druhu je např. pyranograf Robitzschův (obr.3.40).



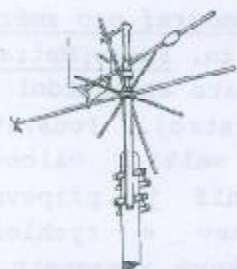
Obr.3.40. Pyranograf Robitzschův

#### 3.11.5. Měření rychlosti a směru větru

V rámci běžného staničního měření sledujeme charakteristiky tzv. přízemního větru, tj. směr a rychlost větru nejčastěji ve výšce 10-12 m nad zemí.

### 3.11.5.1. Měření směru větru

Směr větru (směr odkud vtrá vane) je určován směrovou korouhví (větrnou směrovkou). Přístroj sestává z nepohyblivé spodní části, tvořící nejčastěji osmidílnou směrovou růžici. Jedna z delších tyček, vybavená např. kroužkem, koulí nebo písmenem S, je přesně nasměrována na sever. Nad touto pevnou částí se v kuličkovém ložisku otáčí dobře vyvážená pohyblivá část směrovky. Je tvořena vodorovnou tyčí, na jejímž jednom konci jsou upevněny dvě větrná křídla, na druhém konci je protizávaží. Při určování směru větru se pozorovatel postaví přímo pod korouhev a určuje pomocí směrové růžice směr větru (směr, kolem kterého v případě směrově proměnlivého větru směrovka v časovém intervalu 1-2 min vykmitává). Stožár a korouhev musí být svislé; k naorientování směrové růžice používáme většího kompasu.



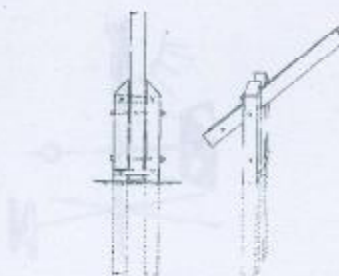
Obr.3.43. Směrová korouhev



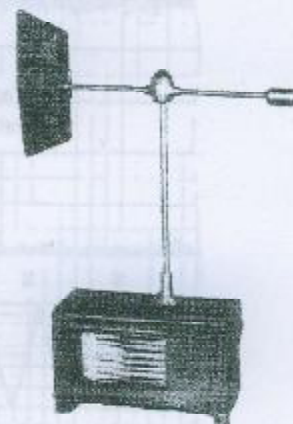
Obr.3.44. Univerzální anemometr zn. Fuess

### 3.11.5.2. Směrový anemograf

Je přístroj, umožňující sledovat v závislosti na čase směr větru a případně podle potřeby tuto informaci přenést na větší vzdálenost od místa měření. Principem je v pouzdře pod korouhví vestavěný kruh dělený na 8 sektorů, ty jsou navzájem odizolovány. Korouhev otáčí po tomto kolektoru odpruženým kontaktem. Po zapojení proudu se uvede v činnost podle momentálního směru jeden z elektromagnetů registrační části přístroje. Elektromagnet vychýlí příslušné psací raménko a tak je získán záznam v podobě značky. Při mezisměrech větru zapisují se oba sousedící směry současně, takže osmisměrový anemograf poskytuje představu o změnách směru větru v šestnáctisměrové směrové růžici.



Obr.3.41. Sklápěcí upevnění pro dřevěný stožár



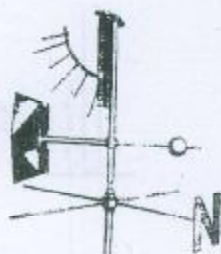
Obr.3.42. Směrový anemograf přenosný

### 3.11.5.3. Přenosný anemograf směrový, Metra

Vhodný pro krátkodobá měření v terénu (mikrometeorologická pozorování větru). Třicet centimetrů dlouhá osa směrovky je nasazena na skřínce s registračním zařízením. Přístroj bývá umístěn na stativu. Registrace směru je umožněna osmi raménky s pery, umístěnými pod sebou. Raménka s pery jsou ovládána vačkami, které jsou uspořádány spirálovitě na hřídeli, otáčeny korouhvičkou. Na registrační pásku zaznamenává jen pero, odpovídající momentální poloze směrovky. Osm mezisměrů registrují raménka pro směry sousední.

### 3.11.6. Měření síly a rychlosti větru

#### 3.11.6.1. Větrná korouhev s otáčivou deskou (podle Wilda)

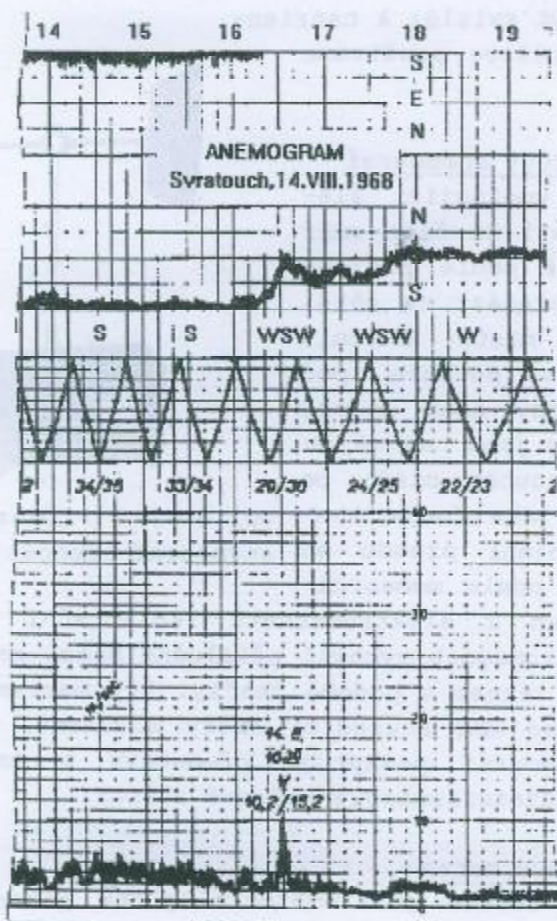


Obr.3.45. Větrná korouhev s deskou podle Wilda

Je to směrová korouhev, u které je otáčivá svislá trubice nad směrovými křídly prodloužena. Nahore je výkyvná destička, otočně upevněná kolem vodorovné osy. Tlakem větru se destička, správně natočená do směru větru, vychyluje od svislé polohy (odpovídající bezvětří) a ukazuje sílu větru (ve stupních Beaufortovy stupnice) prostřednictvím oblouku, opatřeného kolíky. Protože vítr vane zpravidla v nárazech, určujeme na základě asi dvouminutového pozorování průměrnou polohu otáčivé desky a podle kolíčků i průměrnou sílu větru.

#### 3.11.6.2. Univerzální anemograf pro směr a rychlost větru zn. Fuess, Metra

Je používán jako standardní registrační přístroj. Podstatnou částí je velká válcovitá hlavice, na níž je připevněna větrná korouhev s rychlostní trubicí a miskový anemometr. Na velký jednodenní registrační papír se zaznamenávají následující hlavní prvky: 1. okamžitá rychlost větru nebo jeho nárazy, 2. průměrná rychlost či dráha větru, 3. okamžitý směr větru. Přenos nárazu větru k registračnímu zařízení je zprostředkován pneumaticky, dráha a směr větru je přenášén mechanicky. Ústím tlakové trubice (je na čele ukazujícího ramene větrné korouhve), se celkový tlak větru (statický tlak ovzduší a dynamický tlak větru) přenáší potrubím přes přestupník k registrační části přístroje. Úpravou přístroje je dosaženo toho, že statický tlak je eliminován a zaznamenává se jen jeho dynamická složka - dynamický účinek větru. Otáčení osy korouhve a redukované otočky osy miskového kříže (umístěného nad korouhví), se přenášejí hřídelem na spojovací tyče a jimi rovněž



Obr.3.46. Záznam anemografu

do registrační skříně.

Záznam směru větru se uskutečňuje spojitou čarou, a to dvěma pery; jedním se registrují jen směry z východní části větrné růžice, druhým směry západní poloviny. Dráha větru nebo průměrná rychlost je zaznamenávána čarou střídavě stoupající a klesající. Stupnice dráhy je na pásce dělena po kilometrech, odlehlost okrajů záznamu odpovídá větrem proběhnuté dráze 1000 m - lze tedy



ze záznamu vyčíselit hodinové dráhy větru (průměrné hodinové jeho rychlosti). Poslední, spodní pero zaznamenává okamžitou rychlost větru, obr.3.46

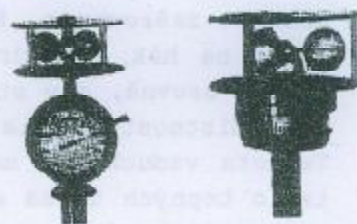
Přístroj, poměrně složitý a tím i drahý, je používán zpravidla jen v profesionálních stanicích; upevňuje se na stožár do výše 10 m na volném prostranství (odlehlost překážek od stožáru musí být rovna nejméně desetinásobku jejich výšky), nebo, velmi často, na pozorovací věži nad střechou budovy.



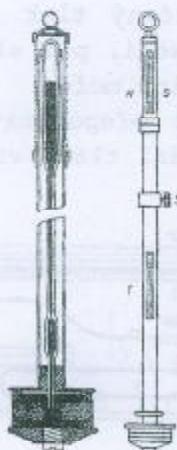
Obr.3.47. Robinsonův kříž

### 3.11.6.3. Rychlostní anemometr přenosný

Používá se pro terénní měření průměrné rychlosti větru. Základním prvkem přístroje je tzv. Robinsonův kříž - soustava tří nebo čtyř ramének, zakončených lehkými polokulovými miskami. V závislosti na rychlosti větru (dynamickém účinku větru) se kříž roztočí. U anemometrů součtových (počítadlových) udávají ručičky na kruhových stupnicích počet otoček miskového kříže, převedený již na dráhu větru v metrech (jednotky, stovky nebo tisíce m). Ruční anemometry vířivé používají k měření rychlosti větru vířivých proudů, vyvolaných rotujícím magnetem, jenž je namontován na společné ose s miskovým křížem. Ručička na stupnici, vyznačené na obvodu vodorovného bubínku přístroje, ukazuje již rychlost větru v  $m \cdot s^{-1}$ . Všechny přístroje tohoto druhu musí být cejchovány (ověřovány) v aerodynamickém tunelu.



Obr.3.49. Ruční anemometr přenosný (součtový vlevo, vířivý vpravo)



Obr.3.48. Staniční rtuťový tlakoměr

### 3.11.7. Měření tlaku vzduchu

Atmosferický tlak je síla, připadající na jednotku plochy, vyvolaná tíhou vzduchového sloupce příslušné výšky. Jeho výška je determinována místem měření a horní hranicí atmosféry.

Přesná měření normálně uskutečňujeme tlakoměry rtuťovými, ve zvláštních případech tlakoměry teploměrnými (hypsometry). K méně přesným měřením a k registraci tlaku v závislosti na čase používáme tlakoměrů kovových či deformačních, tzv. aneroidy, barografy.

#### 3.11.7.1. Tlakoměr rtuťový

Barometrický tlak je určován tíhou rtuťového sloupce ve vzduchoprázdňe, nahoře zatavené skleněné trubici. Sloupec je v rovnováze s tlakem ovzduší, působícím na hladinu rtuti v nádobce, do níž je trubice ponořena. U tlakoměru rtuťového se měří výška tohoto sloupce na desetiny mm přesně. Jeden mm sloupce Hg vyvolává tlak (odpovídá tlaku) jednoho torru (již se nesmí používat). Platí vztah:  $760 \text{ mm Hg} = 1013 \text{ hPa}$ .

#### 3.11.7.2. Tlakoměr staniční

V naší službě zavedený přístroj má nádobku se rtutí s nepohyblivým dnem. Do nádobky zasahuje zhora konec barometrické trubice. Stupnice, kterou měříme výšku rtuťového sloupce je redukována, v rozsahu otvoru ve vnějším plášti přístroje, potřebném pro odečítání, je každý milimetrový dílek kratší přibližně o 2,5%. Tím je dosaženo toho, že není třeba brát zřetel na

kolísání hladiny rtuti v nádobce. Barometrická trubice je zasunuta v ochranné mosazné trubici, spojené s kovovou tlakoměrnou nádobkou. Trubice má, pro možnost odečítání výšky sloupce, podlouhlý výřez vpředu a vzadu. dělení stupnice je vyznačeno po straně předního výřezu. K přesnému určení vrcholu menisku rtuťového sloupce je používán v průřezu pohyblivý průzor, zvaný nonius. Pohyb nonia je umožněn otáčením velkého vroubkovaného šroubu na ochranné trubici tlakoměru.

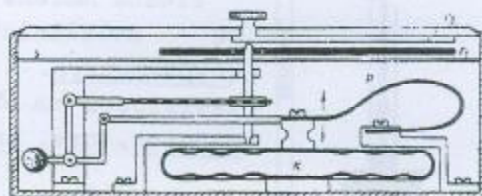
Aby bylo možno provádět opravu měření na teplotu vzduchu, (při stejném tlaku staniční teploměr s vyšší teplotou ukazuje větší tlak), je na obalové trubici připevněn normální teploměr. Teploměr je ohnutím jeho části upraven tak, že teploměrná baňka je uvnitř přístroje a skoro se dotýká barometrické trubice. Oprava na teplotu 0°C se provádí opravnými tabulkami. Při teplotách záporných se tabulková hodnota (závislá na tlaku a teplotě) přičítá, při teplotách kladných, větších než 0°C se hodnota odečítá. Při teplotě 0°C je tabulková oprava nulová.

Ve víku tlakoměrné nádoby je malý otvor, uzavíratelný šroubkem. Jeho povolením zajistíme volný přístup ovzduší k hladině, v případě transportu se šroubek zašroubuje. Přístroj pro správné měření se zavěšuje ve vhodné místnosti na hák, zasádrovaný do zdi (aniž by se jí dotýkal). Hák se dává do takové úrovně, aby střed barometrické stupnice byl v úrovni pozorovatelových očí. Místnost a umístění přístroje v ní musí vyhovovat určitým požadavkům: Teplota vzduchu se musí měnit jen pozvolna, měření nesmí ovlivňovat sálavé teplo topných těles a sluneční záření. Protože je zde vazba mezi nadmořskou výškou místa (přístroje) a tlakem ovzduší, je třeba odečítat s přesností na 0,1 mm, což odpovídá rozdílu v nadmořské výšce 1 m. Nadmořská výška přístroje (rozumí se nadmořská výška tlakoměrné nádoby, přesněji její hladiny) musí být určena s přesností na 1 cm, abychom určený tlak mohli v případě potřeby (např. při vypracování povětrnostní předpovědi, při sledování zpráv o počasí) přepočítat na jinou úroveň, např. na hladinu moře.

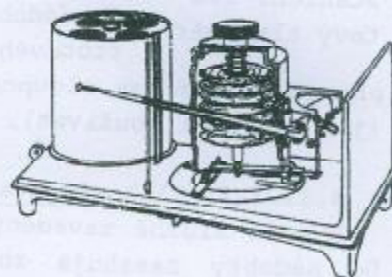
V synoptické službě se tlakoměrná pozorování stanic přepočítávají na hladinu moře pomocí tabulek, vypočtených na podkladě ubývání tlaku vzduchu s výškou.

### 3.11.7.3. Aneroid

Nejrozšířenější je aneroid Vidieův, jehož podstatnou částí je plochá kovová krabička se zvlněnými dny, z níž je odčerpán vzduch. Promáčknutí stěn krabičky tlakem ovzduší brání silné pero P, spojené s horním dnem krabičky. Deformace přístroje se přenáší na ručičku, která, na stupnici vytvořené podle měření staničního rtuťového tlakoměru, ukazuje tlak, zpravidla v mm Hg (v torrech). Na skle aneroidu bývá připevněna druhá ručička, která po souhlasném nastavení s ručičkou aneroidu ukáže při budoucím čtení, jak se tlak změnil. Přístroj se umísťuje tam, kde nedochází k výrazným teplotním změnám. Jinak, pokud by přístroj nebyl kompenzován, při vyšších teplotách by udával vyšší, chybné hodnoty tlaku. Údaje přístroje je



Obr.3.50. Řez aneroidem



Obr.3.51. Barograf

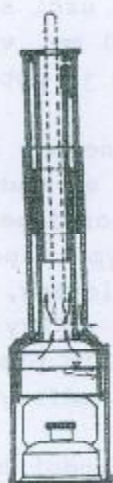
třeba občas kontrolovat se rtuťovým tlakoměrem. Pokud si chceme nastavit aneroid, je třeba se rozhodnout pro jeden ze dvou způsobů: 1. nařízení na tlak vzduchu, odpovídající nadmořské výšce přístroje, 2. na tlak vzduchu přepočtený na hladinu moře.

#### 3.11.7.4. Barograf

Slouží pro záznam časového průběhu tlaku vzduchu. Nejrozšířenější typ je založen na stejném principu jako aneroid Vidieův. Pro získání větší citlivosti přístroje je však složen z většího počtu vzduchoprázdných krabiček. Jejich deformace jsou zvětšovány asi padesátkrát soustavou pák a zapisovány na papíře, upevněném na válci, otáčeném hodinovým strojem. K celé otočce zde dochází jednou za týden. Zpravidla se nastavuje na tlak na hladině moře.

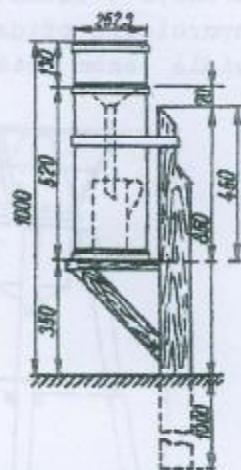
#### 3.11.7.5. Hypsometr

Je přístroj, využívající fyzikálního jevu, že pára z volně vroucí destilované vody má teplotu, která jednoznačně přísluší tlaku okolního vzduchu - přístroj tedy pro určení barometrického tlaku využívá teploty nasycených vodních par.



Obr. 3.52.  
Hypsometr

Hypsometrickou soupravu tvoří kotlík, ve kterém se obsažená destilovaná voda přivádí lihovým kahanem do varu. Na kotlík se nasazuje svíslá plechová trubice s dvojitými stěnami. Do vnitřní trubice se zhora zasune hypsometrický teploměr, takže je zcela obklopen nasycenými vodními parami a tak měří přesně jejich teplotu. Přístroj je vybaven buď stupnicí pro teplotu ve  $^{\circ}\text{C}$ , nebo stupnicí pro přímé odečítání tlaku. Odečítáme-li teplotu varu (teplotu nasycených vodních par), tlak vzduchu zjistíme z tabulek závislosti mezi tlakem nasycené páry (hPa) a teplotou ( $^{\circ}\text{C}$ ). Čtení se provádí nejméně pětkrát po třiminutových intervalech. Správného varu dosáhneme při plameni výšky asi 1.5 cm - při velkém plameni vzniká příliš prudký var, pára nestačí ucházet, voda kondenzuje a ucpává výchozí otvory. Tím se zvyšuje tlak uvnitř přístroje a tak dochází ke zkreslení měření. Správný var a volné unikání páry je indikováno stabilní teplotou (polohou horního konce rtuťového sloupce). Výškovému rozdílu 1 dm odpovídá tlaková změna přibližně 0.01 mm. Měření tlaku vzduchu tímto způsobem je velmi přesné.



Obr. 3.53. Srážkoměr

#### 3.11.8. Měření srážek

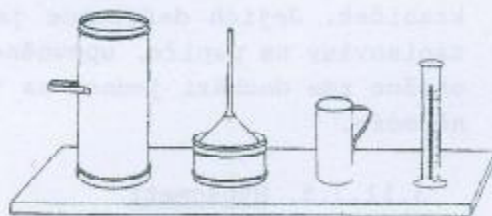
Srážkové úhrny měříme v síti srážkoměrných stanic, ve kterých jsou instalovány srážkoměr, popř. i zapisující deštoměr (ombrograf). Na těžko dostupných místech v horách jsou srážky zachycovány za delší období (čtvrt roku i období delší) totalizátory.

##### 3.11.8.1. Srážkoměr a totalizátor

Srážkoměr se skládá ze čtyř válcových nádob vyhotovených ze zinkového plechu: dvě vnější nádoby (výška cca 50 cm, záchytná plocha  $500\text{ cm}^2$ ),

nálevka stejného průměru, jež v období bez mrazů je nasazena na vnější nádobu, a plechová konvice o obsahu 2 litrů. Do soupravy ještě patří skleněná odměrka, opatřená dělením (vzdálenost dílků plyne z poměru záchytné plochy a vnitřní průřezové plochy odměrky - jeden dílek na odměrce  $\approx 1/10$  mm srážkového milimetru) a plechová lopatka kruhového tvaru. Přístroj musí být instalován na volném prostranství, mimo tzv. "dešťový stín", ne však na větrném místě. Nejvhodnější je např. volné prostranství v zahradě.

Vzdálenost mezi přístrojem a okolními předměty (stromy, budovy) musí být rovna minimálně dvojnásobku převýšení těchto předmětů nad úroveň záchytné plochy srážkoměru. Srážkoměr se staví na dřevěný stůl upravený tak, aby záchytná plocha přístroje byla vodorovná a v úrovni 1 m nad zemí. Ve vyšších polohách s většími tloušťkami sněhové pokrývky převýšení záchytné plochy přístroje nad terénem bývá větší - 1,5 m i více.

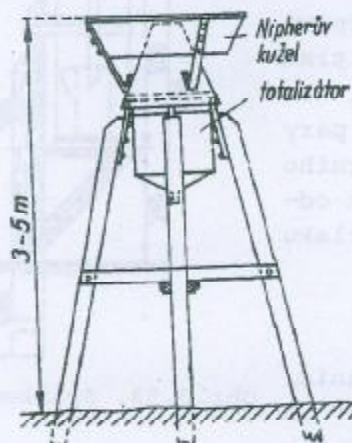


Obr.3.54. Souprava srážkoměru

Dešťové srážky měříme každý den ráno

v 7 hodin místního času. Voda z konvice se přeleje do odměrky a určí se úhrn s přesností na  $1/10$  mm. Je-li celkový úhrn deště větší než 40 mm, vnitřní dvoulitrová konvice nepostačí a voda se z ní vylévá. Úhrn deště je potom dán součtem množství vody v konvici a na dně vnější nádoby.

V zimním období, kdy lze očekávat záporné teploty vzduchu, se pro měření ponechává na stojanu jen vnější srážkoměrná nádoba. V 7 hodin se nádoba se zachycenými srážkami vymění za rezervní a v mírně vyhřáté místnosti se pevné srážky rozpustí a odměrkou zjistí úhrn v mm. Pro zamezení výparu po dobu tání se nádoba přikrývá vlhkým hadrem. Srážkoměry jsou instalovány, kromě dalších přístrojů, v každé meteorologické stanici. Poněvadž srážky jsou, zvláště v členitém terénu velmi proměnlivé, prokládá se tato síť pro účely hydrologie přidavnými stanicemi srážkoměrnými, ve kterých jsou měřeny zpravidla jenom srážky, případně i teploty vzduchu.



Obr.3.55.Totalizátor

Rezervní nádobou určujeme též vodní hodnotu sněhu. Nádobou obrácenou dnem vzhůru vykrojíme válec sněhu v místě, kde je sníh rovnoměrně uložen a lopatkou kruhového průřezu vzorek sněhu podebereme. Nádobu překlápíme a v místnosti pomalu roztopíme. Vodní hodnota sněhu je dána např. jako poměr objemu vody, získané rozpuštěním sněhu k jeho původnímu objemu. Udává se buď v procentech, častěji však jako bezrozměrná veličina či jako hustota s rozměrem  $\text{g.cm}^{-3}$ .

Na obtížně dostupných místech, kde není možné denně přístroje obsluhovat, se instalují totalizátory. Srážkový úhrn se zjišťuje v dlouhých intervalech, jednou, dvakrát až čtyřikrát do roka. Úkolem přístroje je tedy zachytit atmosférické srážky všeho druhu, pevně přeměnit na kapalné a pokud možno zachovat je beze ztrát. Totalizátor je válcová nádoba s dolní a horní částí kónickou. Záchytný otvor je chráněn Nipherovým kuželem, jenž má omezovat nepříznivé účinky větru na přesnost měření přístrojem. Velikost nádoby je volena podle zamýšleného intervalu budoucích měření a podle očekávaných



přístrojem dovnitř nepršelo. Ombrografy jsou v činnosti jen v období bez mrazů, v období zimním jsou vyloučeny z provozu. Existují však přístroje, jež vyhledávají, mohou zaznamenávat i časový průběh sněhových (tedy pevných) srážek. Časový záznam pevných srážek je možné získat též tzv. chionografy, pracujícími na principu listovních vah.

### 3.11.8.3. Sněhoměrná lať

Z dalších prvků, které se na srážkoměrných stanicích měří, třeba uvést tloušťku sněhové pokrývky, výšku nově napadlého sněhu, vodní hodnotu sněhové pokrývky. Výšku sněhové pokrývky měříme v 7 hodin ráno, popř. i vícekrát za den, stabilní nebo přenosnou sněhoměrnou latí. Stabilní je ze dřeva, obdélníkového průřezu o stranách 7 x 2,5 cm, dělená dílky po 1 cm, připevněná svisle na vhodném, větrem nerušeném místě, s nulou stupnice v úrovni terénu. K měření tloušťky nově napadlého sněhu se používá dřevěné destičky o minimálním rozměru 30 x 30 cm a vhodného tuhého měřítka s centimetrovým dělením. Po měření sníh z prkénka ihned smeteme a položíme je do sněhu tak, aby horní plocha byla v úrovni povrchu původního sněhu. Místo se označí tyčí.

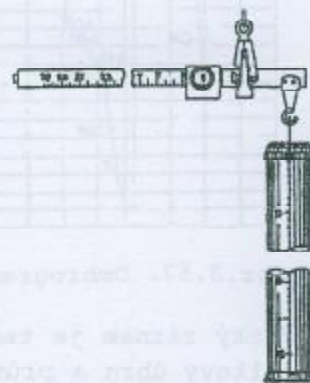


Obr.3.58. Sněhoměrná lať

Vodní hodnotu sněhu určujeme ze vzorku sněhu, odebraného již dříve popsaným způsobem a to jako poměr objemu vody získaného roztopením sněhu k objemu původního sněhového vzorku (bezrozměrné číslo), nebo jako poměr hmoty sněhového vzorku k jeho objemu (číselná hodnota má v tomto případě rozměr  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ). V průměru u nově napadlého sněhu je vodní hodnota rovna 0.1, u ulehleho 0.15-0.20. V období, kdy sněhová pokrývka dosahuje maxima, vodní hodnota je rovna 0.25-0.30, koncem zimy, kdy sníh mění značně svou strukturu v důsledku střídaní záporných (v noci), a kladných teplot (za dne), bývá 0.35-0.40. Nejhuťnější sníh se vyskytuje ve vysokých horách - zrnitý firn má vodní hodnotu i přes 0.5, firnový led 0.85 a ledovec až 0.9.

### 3.11.8.4. Váhový sněhoměr, (sněhoměrné váhy)

Při předpovědích objemu odtoku vod z tajícího sněhu potřebujeme znát, kromě jiného, celkové množství vody, akumulované na celém povodí k okamžiku tání sněhu na jaře. Proto se provádějí tzv. sněhoměrné snímky, při kterých se měří tloušťka sněhové pokrývky a vodní hodnota sněhu v reprezentativních místech povodí. Přístroj, kterým v těchto případech určujeme vodní hodnotu sněhu se nazývá váhový sněhoměr (sněhoměrné váhy). Přístroj pracuje na principu nerovnoramenných vah, skládá se ze sady nastavných válců, jež našroubovány na sebe, umožňují určit vodní hodnotu až 2 metry vysokého sněhového vzorku. Na delším rameni jsou dvě závaží, na kratší rameno



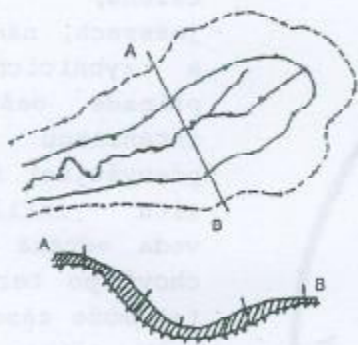
Obr.3.59. Váhový sněhoměr

se zavěšuje válec. Před měřením se válce napojí na sebe v tak dlouhou trubici, aby bezpečně dosáhla až na terén a trubice se vyváží. Poté se válec zařizne do sněhu. Aby vzorek sněhu při vytahování válce nevypadl, upěchuje se tyčovým pístem. Po odběru vzorku se plný válec zavěsí na kratší rameno a zjistí se hmotnost sněhového vzorku. Vodní hodnota sněhové pokrývky je rovna:

$$\rho = \frac{m_s}{S \cdot h} \quad (3.21)$$

kde  $m_s$  - hmotnost sněhového vzorku,  
 $S$  - průřezová plocha přístroje,  
 $h$  - tloušťka sněhové pokrývky

Pro přesné zjištění tloušťky sněhové pokrývky je na vnější straně válce vyznačena stupnice.



Obr.3.60. Sněhoměrné snímky, metoda po vrstevnicích

sněhoměrné snímky podle vrstevnic. Základním požadavkem je volbou sněhoměrných snímků postihnout rozdílné podmínky v akumulaci sněhu v zalesněné části povodí, bezlesé části a na plochách, různě orientovaných vůči světovým stranám.

Na malých povodích nejpřesněji děláme sněhoměrné snímky tak, že měříme tloušťku sněhové pokrývky a její vodní hodnotu po celé ploše ve správně volených charakteristických bodech. Na jedno měření hustoty sněhu připadá v jeho blízkosti několik (5-10) měření výšky sněhu, neboť výška sněhu je proměnlivější parametr. Z měřených údajů lze určit výšku vody v každém místě měření, a tak sestavit mapu izolinií této veličiny. Z této mapy lze dále sestrojením čáry, obdobné např. čáře hyetografické, určit průměrnou výšku vody na povodí, a tedy celkový objem vody obsažený ve sněhové pokrývce, ležící na celém povodí. Na velkých povodích je snad výhodnější provádět

Obr.3.1. Schemata snímků vody na lesní

Charakteristické body měření jsou určeny podle tvaru povodí, jeho velikosti, výšky nadmořské, směru proudění vody a dalších podmínek. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu.

$$V = H \cdot S$$

Objem vody v povodí je roven součinu průměrné výšky vody a plochy povodí. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu.

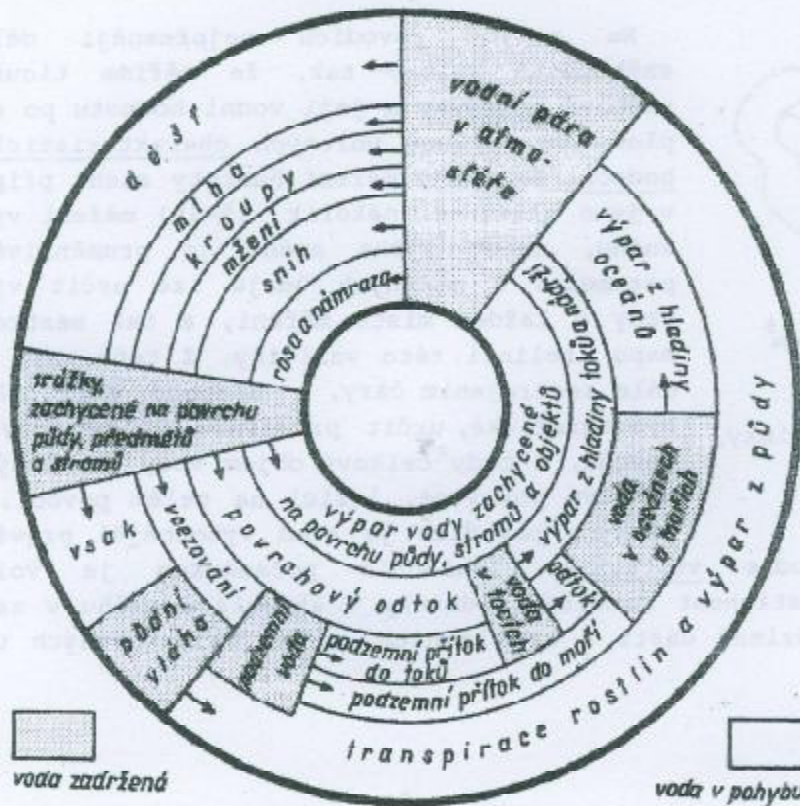
Voda v kapalném stavu pohřbená v povodí má objem 10,5 km<sup>3</sup>. Plocha povodí je 100 km<sup>2</sup>. Objem vody v povodí je roven součinu průměrné výšky vody a plochy povodí. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu. Měření se provádějí v místech, kde je možno měřit výšku sněhu a jeho hustotu.

#### 4. HYDROLOGIE

##### 4.1. Hydrosféra a základní pojmy

##### 4.1.1. Oběh vody na Zemi

Veškerá voda na Zemi a v atmosféře a to bez rozdílu skupenství, se nazývá hydrosféra. Vlivem Slunce, které je iniciátorem a regulátorem oběhu vody v přírodě, dochází k výparu vody z vodní hladiny, z půdy, povrchu rostlin předmětů apod. Voda se tak dostává do atmosféry, ve které je prouděním vzdušných hmot přenesena nad jiné, mnohdy velmi vzdálené místo, a tam, za příznivých podmínek, může po kondenzaci vypadnout v podobě srážek na povrch zemský. Část vody se zachytí na povrchu rostlin a těles, doplňuje objemy v



Obr.4.1. Schema oběhu vody na Zemi

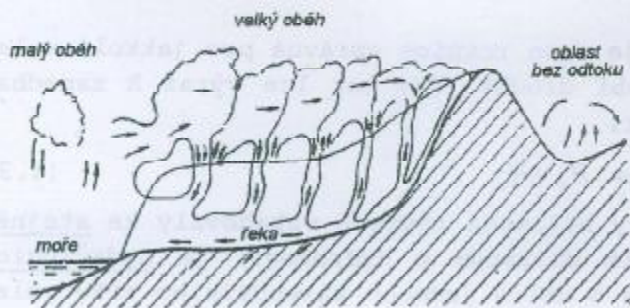
prohlubních terénu, v jezerech, nádržích a rybnících. V případě deště s intenzitou převyšující intenzitu infiltrace voda odtéká povrchově po terénu a tak může zásobovat toky přímo. Část vypadlé vody obohacuje půdní profil a rozhojňuje zásoby podzemních vod. Tyto zásoby dotují řeky, jezera, nádrže atd. z nich se opět voda vypařuje do atmosféry. Tomuto jevu říkáme oběh vody na Zemi. Schematicky je zobrazen na přiložených

$$V_p + W_o = H_{sp} + H_m \quad (4.1)$$

kde  $V_p$ , ( $W_o$ ) - výpar na pevnině, (z oceánu),  
 $H_{sp}$ , ( $H_{so}$ ) - srážky, vypadlé na pevninu, (na hladinu oceánu).

Voda v kapalném stavu pokrývá 70,5% z celého povrchu geoidu ( $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ), takže plocha světového oceánu je rovna  $361 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ , plocha pevniny  $149 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ . Objem vody ve světovém oceánu se odhaduje na  $1,33 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ , obsah





Obr.4.2. Malý a velký oběh vody

ne, že se v průměru přibližně každých 9 dnů obsah par v atmosféře vymění, 3) zásoba vody v korytech toků se vymění asi 30krát do roka, v průměru každých 12 dní.

#### 4.1.2. Bilance na povodí

Základní hydrologickou oblastí, na které zjišťujeme vzájemný vztah bilančních prvků a zkoumáme odtokový proces, je povodí. Je to území, vztažené k určitému profilu na toku, omezené rozvodnicí, tj. čarou (určenou nejlépe z vrstevnicových map vhodného měřítka), probíhající po obvodových nejvyšších místech, úbočích, vrcholech, hřebenech a sedlech horstev tak, že odděluje sousedící povodí. Takto určená plocha povodí je plochou, z níž srážková voda, vypadlá na kterémkoli místě, má možnost (za předpokladu, že se nevypaří, nevsákne do půdy apod.), stéci povrchově do říčního systému tohoto povodí a protéci jeho uzávěrovým profilem. Rozvodnice orografická, určená z vrstevnicových map, se nemusí shodovat s rozvodnicí hydrogeologickou, která je dána geologickým složením a průběhem nepropustných vrstev pod povrchem terénu. U velkých povodí jsou rozdíly mezi oběma rozvodnicemi zpravidla malé, takže je můžeme zanedbat. U povodí malých by však chyba v ploše mohla být výrazná, proto (např. u malých experimentálních povodí), musíme na základě podrobnějšího hydrogeologického průzkumu určit skutečnosti odpovídající infiltrační oblast. Plocha povodí P, určovaná z map vhodného měřítka planimetrováním, je normou definována jako plocha půdorysného průmětu povodí do vodorovné roviny. Udává se zpravidla v  $\text{km}^2$ .

Vzájemný vztah hlavních bilančních prvků je pro povodí dán bilanční rovnicí:

$$H_s = H_o + H_v \pm R \quad (4.2)$$

kde  $H_s$  - množství srážek, vypadlé na povodí,

$H_o$  - množství vody odtokem uzavírajícím profilem povodí,

$H_v$  - množství vody odpařené z povrchu povodí,

$R$  - změna zásob vody na povodí (v rybnících, jezerech, ale i v půdě, v podzemních vodách apod.).

Většinou se jednotlivé bilanční prvky vyjadřují ve formě vrstvy - pak mluvíme o výškách - o srážkové, odtokové výšce, výšce výparu apod. To má tu výhodu, že můžeme jednotlivé bilanční prvky na dvou různě velkých povodích porovnávat přímo, beztoho, že bychom tato množství museli přepočítávat.

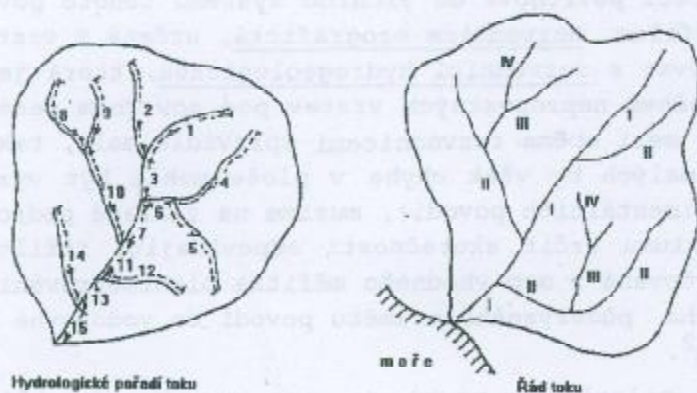
Pokud je povodí hydrologicky uzavřené, tj. nedochází vůbec k výměně vod mezi sousedícími povodími, nebo alespoň nedochází k výměně nestejných množství podzemních vod mezi nimi, neteče neměřena pode dnem v uzávěrovém

profilu v aluviálních náplavech, je tato rovnice správná pro jakkoli volené období (i značně krátké). Pro období dlouhé řady let lze výraz  $R$  zanedbat, takže se rovnice zjednoduší na tvar:

$$H_s = H_o + H_v \quad (4.3)$$

Důležité je, aby se všechny prvky bilanční rovnice vztahovaly ke stejnému období. Základním bilančním obdobím užívaným v hydrologii je hydrologický rok. Je to časově uzavřená jednotka o délce jednoho kalendářního roku volená tak, aby i pevné srážky, spadlé v tomto období (např. v podobě sněhu), se mohly zúčastnit odtokového procesu ještě v rámci tohoto období. U nás se hydrologický rok počítá od 1.XI. do 31.X. následujícího roku, jehož letopočtem se hydrologický rok označuje. Počátek a tedy i konec hydrologického roku je obecně funkcí zeměpisné polohy (a tedy klimatu) daného místa: např. na povodích rovníkové Afriky se používá hydrologický rok se začátkem 1.IV. Pokud je nějaký údaj vztažen (počítán) k normálnímu roku kalendářnímu (od 1.I. do 31.XII.), musí to být vždy v dokumentaci výslovně uvedeno.

Jestliže bilanci počítáme pro dlouhou řadu let, mluvíme o dlouhodobé bilanci. Čím je období bilance kratší (konkrétní půlrok, sezona nebo období ještě kratší), tím je obtížnější, dokonce nemožné, stanovit (separovat) některé bilanční prvky, odpovídající tomuto zkoumanému, krátkému období. Lze např. určit v uzávěrovém profilu odtoklé množství za období např. zimy nějakého konkrétního roku, nelze však určit výšku těch srážek, které se na tvorbě právě tohoto odtoku skutečně podílely. Zkracováním časového intervalu přesnost bilance tedy klesá a vztah bilančních prvků se stává volnější.



Obr.4.3. Hydrologické pořadí toku, řád toku

nejsou přesná, pevná kritéria, rozhodující jsou v tomto případě místní zvyklosti a někdy tradice. Pod řekou rozumíme tok s větší plochou povodí, délkou koryta a zpravidla i většími průtoky. Potok je obecné označení pro menší tok. Bystřina se vyznačuje nepravidelným sklonem dna, zpravidla značným pohybem splavenin a náhlými změnami průtoků.

Vodní toky odvodňují jenom určitou část území, dané rozvodím, tj. geomorfologickým útvarem, tvořícím přirozené rozhraní mezi povodími. Každému toku můžeme přiřadit jeho řád - je to číslo, udávající nutný počet postupných zaústění od moře. Hydrologické pořadí toku je řazení toků postupně od pramene po proud, od toku nižšího řádu k vyššímu. Hlavní tok je tok nejvyššího řádu v daném povodí. Ten se svými přítoky tvoří řiční soustavu; řiční soustavy v uvažovaném území vytvářejí řiční síť. Území, se kterého může voda povrchově odtéci do moře se nazývá úmoří.

#### 4.1.3. Pořadí, řád toku

Zbývá definovat ještě několik potřebných pojmů: Vodní tok je koryto s vodou, která odtéká z povodí a to trvale nebo po delší část roku. Vodní tok může být přirozený (bystřina, potok, řeka), nebo umělý (kanál, náhon). K tomu, abychom rozlišili bystřinu, potok, řeku

## 4.2. Pracovní metody

### 4.2.1. Statistický soubor, jeho charakteristiky

Každý hydrologický jev má svou příčinu, které je následkem. Tvorba povodňové vlny způsobená např. intenzivním deštěm dostatečného úhrnu vy- padlého na povodí, se děje v zásadě podle fyzikálních zákonů, neboť jde o pohyb vody v různých prostředích (po povrchu terénu, v půdě apod.). Při studiu těchto jevů, jejich genese, používáme metody genetické. Výsledný efekt je však modifikován náhodnými, stochastickými složkami, jakými je např. časové a prostorové rozdělení vlhkosti v půdě, různorodost počátečních podmínek, časové a prostorové rozdělení deště apod. Mnohé údaje (jako např. roční srážkové úhrny naměřené ve stanici, roční maxima kulminačních průtoků apod.), můžeme chápat jako náhodné veličiny, jež mezi sebou nevykazují výraznější korelaci - proto můžeme v hydrologii při jejich zpracování používat statistické, pravděpodobnostní metody. Z uvedeného plyne, že k rozvoji hydrologie, k řešení mnohých úloh praxe, je zapotřebí obou skupin metod, jež se navzájem harmonicky doplňují.

V dalším uvedeme základy teorie pravděpodobnosti a matematické statistiky ve formě, používané v hydrologii.

Měsíční hlášení pozorovatelů hydrologických jevů (srážky, vodní stavy, teploty vzduchu, vody atd., vše z různých míst měření), zasílané hydrometeorologickému ústavu, obsahují značně rozsáhlý, nepřehledný soubor číselných údajů, nevhodný pro okamžité zpracování. Data musíme nejdříve upravit - např. seřadit hodnoty určitého prvku v klesajícím pořadí, roztřídit členy statistického souboru do vhodně volených třídnicích intervalů apod. Kromě toho využíváme předností grafického zobrazení, proto si např. dáme počítačem vykreslit čáru  $Q = f(t)$ , zobrazující průtoky v určitém vodoměrném profilu na toku v závislosti na čase a tak můžeme velmi rychle zjistit kolísání zpracovávaných hodnot (tzv. variační rozpětí, neboli amplitudu), získat názor o celkové tendenci změn hodnot, okamžitě nalézt výraznější hrubé chyby apod.

Při zpracování údajů pozorování určitého jevu musíme nejdříve jednotlivé prvky roztřídit podle shodného podstatného znaku (jakým je např. vodní stav, průtok, teplota vody apod. v daném profilu). Tyto prvky jsou statistickými jednotkami, vyznačujícími se určitou hodnotou společného znaku - vzniká tak statistická proměnná. Množina těchto proměnných tvoří statistický soubor, ten je homogenní podle zkoumaného znaku, může ale být nehomogenní vzhledem ke znakům jiným (např. čas, ve kterém se ve stanici vodní stav měřil apod.). Čím je společných znaků více, tím je soubor v tomto smyslu homogennější (setkáme se ještě s jinou představou homogenity dat).

Při zpracování statistického souboru určujeme tzv. charakteristiky souboru, jež svými hodnotami podávají základní informace o některých jeho vlastnostech. Tak např. základní charakteristikou polohy souboru (úroveň, kolem které hodnoty souboru vykmítávají), je aritmetický průměr, pro který platí:

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad (4.4)$$

Aritmetický průměr má tyto důležité vlastnosti: jeho stanovení je velmi jednoduché, založené na všech pozorovaných hodnotách. Součet odchylek jednotlivých hodnot od  $\bar{x}$  je vždy roven nule  $\sum (x_i - \bar{x}) = 0$ , součet čtverců odchylek

lek jednotlivých hodnot od  $\bar{x}$  je menší než součet čtverců odchylek jednotlivých hodnot od jakékoli jiné hodnoty, pro kterou platí, že  $a \neq \bar{x}$ :

$$\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 < \sum_{i=1}^n (x_i - a)^2 \quad (4.5)$$

Určitou nevýhodou  $\bar{x}$  je to, že je ovlivňován krajními, někdy značně extrémními hodnotami. Proto se jako další charakteristika polohy užívá medián  $x_{me}$ ; je definován jako hodnota prvku, stojícího uprostřed řady uspořádané podle velikosti, např. sestupně. U souboru s lichým počtem prvků je dán hodnotou prostředního prvku, při sudém počtu je medián roven aritmetickému průměru dvou prvků stojících uprostřed uspořádané řady.

Mezi charakteristiky rozptylu patří variační rozpětí (též rozkyv, amplituda):

$$R = x_{\max} - x_{\min} \quad (4.6)$$

Lepší obraz o rozkolísanosti prvků souboru poskytuje průměrná odchylka:

$$\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \bar{x}| \quad (4.7)$$

Z této skupiny charakteristik se nejčastěji používá rozptylu  $s^2$  a směrodatné (standartní) odchylky  $s$ :

$$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{x}^2 \quad (4.8)$$

Druhý výraz pro výpočet  $s^2$ , získaný úpravou, je pro výpočet výhodnější - třeba však dosazovat do vzorce hodnotu  $\bar{x}$  co nejpřesněji, tedy bez zaokrouhlování. Druhá odmocnina z rozptylu je tzv. směrodatná (též standardní, střední kvadratická) odchylka  $s$ :

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^2 - \bar{x}^2} \quad (4.9)$$

Výraz platí jen pro statistické soubory s větším počtem prvků. Pro kratší soubor je správnější použít výrazu (4.10), jenž je lepším odhadem směrodatné odchylky základního souboru:

$$s' = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} = \sqrt{\frac{n}{n-1}} \cdot s \quad (4.10)$$

Směrodatnou odchylku nelze použít pro vzájemné porovnávání dvou souborů, ve kterých se hodnoty náhodných proměnných liší (např. o jeden nebo více řádů), popř. jsou měřeny různými jednotkami ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ,  $m$ ,  $^{\circ}C$  apod.). Porovnání umožníme zavedením bezrozměrného součinitele variace  $C_V$  podle výrazu:

$$C_V = \frac{s}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2} \quad \text{kde } k_i = \frac{x_i}{\bar{x}} \quad (4.11)$$

Při vyhodnocování kratších řad se opět používá výrazu:

$$C_v' = \frac{s}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2} \quad (4.12)$$

Další charakteristikou, která svou hodnotou vypovídá o stupni a smyslu asymetrie rozdělení je tzv. součinitel asymetrie  $C_s$ :

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_v'^3} \quad (4.13)$$

Podle toho, jaké vyjde znaménko u  $C_s$  mluvíme o záporné nebo kladné asymetrii. U kladné asymetrie je  $x_{mo} < x_{me} < \bar{x}$  (kde  $x_{mo}$  je modus,  $x_{me}$  je medián), u záporné asymetrie je vzájemná poloha těchto tří charakteristik opačná.

Mnohdy při zpracování dat potřebujeme určit četnosti jednotlivých hodnot prvku. Četnost definujeme jako číslo, udávající kolikrát se uvažovaná hodnota prvku (např. průměrný denní průtok o velikosti třeba  $30 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) v souboru vyskytla. Použijeme tabelární zpracování, ve kterém k jednotlivým hodnotám znaku (seřazeným v sestupném pořadí) v prvním sloupci, vyznačíme jim odpovídající četnosti ve sloupci druhém. Při třídění použijeme čárkovací metodu, v níž vyznačujeme výskyt určité hodnoty svíslými čárkami. Každý pátý výskyt hodnoty, pro snadnější stanovení celkové počtu případů, vyznačíme jako šikmou čáru přes dosud zakreslené čtyři svíslé.

Tab.4.1. Určení četnosti a kumulativní četnosti

hodnota znaku	zápis četnosti	četnost	četnost relat.	četnost kumulat.	četnost kumulat. relat.
50	/	1	1/n	1	1/n
49	//	2	2/n	3	3/n
48	////	4	4/n	7	7/n
47	//// //	9	9/n	16	16/n
46		.		.	.
.		.		n	n/n = 1
.		n			

Máme-li značně rozsáhlý soubor, zpracování urychlíme, aniž bychom příliš ztráceli na přesnosti tak, že vzájemně si blízké hodnoty sdružíme do tříd určité, vhodně volené šíře. Hodnoty zařazené do  $j$ -té třídy jsou reprezentovány třídním znakem  $x_j$ , jenž má hodnotu rovnu středu intervalu:

$$x_j = \frac{1}{2}(x_{j,max} + x_{j,min}) \quad (4.14)$$

kde  $x_{j,max}$ ,  $x_{j,min}$  - horní a dolní mez  $j$ -tého intervalu (krajní hodnoty znaku, které ještě můžeme do  $j$ -té třídy zahrnout).

Při zpracování by se třídní intervaly a jejich šířka měly volit tak, aby získaný obraz o rozdělení hodnot nebyl zkreslený a aby jednotlivé hodnoty,

prvky souboru, mohly být do intervalů zařazeny jednoznačně. Abychom mohli při dalším zpracování použít vhodných postupů, je třeba volit šířku intervalu konstatní. Vypočteme ji např. podle výrazu:

$$h = 0,08R \quad (4.15)$$

nebo: 
$$h < \frac{R}{12} < 2h \quad (4.16)$$

kde  $R$  - variační rozpětí (amplituda) souboru, určené podle r. (4.6)

Další postup při návrhu šířky třídniho intervalu, splňující požadavek jednoznačného zařazení prvků souboru do jednotlivých tříd je následovný: Výraz (4.16) nám poskytne obor optimálních šířek třídniho intervalu  $h$ . Z tohoto oboru volíme  $h$  v závislosti na tom, s jakou přesností jsou udávány prvky souboru. Jsou-li v souboru jen čísla celá, pak  $h$ , zvolené z oboru optimálních šířek třídni intervalů musí být číslem lichým. Obsahuje-li soubor prvky (být jenom jeden) s přesností na jednu desetinu (setinu apod.), bude mít volená šířka  $h$  lichou číslici na desetinném (setinném) místě. Abychom v dalším určili hodnotu spodní a horní meze jednotlivých tříd, počítáme hodnotu  $a$ . Pro jednotlivé uvedené případy přesnosti dostaneme:  $a_1 = (h_1 - 1):2$ ,  $a_{0.1} = (h_{0.1} - 0.1):2$ ,  $a_{0.01} = (h_{0.01} - 0.01):2$  atd., kde  $h_1$ , ( $h_{0.1}$ ,  $h_{0.01}$  atd.) je šířka třídniho intervalu z oboru optimálních hodnot s lichou číslici na místě jednotek, (desetin, setin apod.). Spodní a horní mez  $j$ -tého intervalu určíme z výrazů  $x_{j,\min} = x_j - a$ ,  $x_{j,\max} = x_j + a$ . Odlehlost sousedních třídni znaků je přirozeně  $h$ , takže musí platit:  $x_{j+1} = x_j + h$ ,  $x_{j-1} = x_j - h$ . Protože při tomto postupu horní mez sousedního dolního intervalu není totožná s dolní mezí sousedního horního intervalu, je zajištěn požadavek jednoznačného přiřazování prvků do jednotlivých tříd.

Po volbě hodnoty  $h$  "výškovou polohu" jednotlivých třídni intervalů stanovujeme tak, aby třídni znaky byly hodnotami, se kterými se bude dobře pracovat. Spodní mez nejnižšího intervalu musí být v takové úrovni, aby nejnižší hodnota souboru byla tímto intervalem obsažena. Pokud soubor obsahuje jen kladná čísla, spodní mez tohoto intervalu nemůže být volena pod osou  $x$ .

Při dalším postupu k jednotlivým hodnotám třídniho znaku připisujeme tzv. třídni četnosti určující, kolikrát se hodnota znaku, ležící v mezích daného intervalu, v souboru vyskytla. Kromě četnosti (při zpracování individuálních hodnot) nebo třídni četnosti vyjádřené v absolutní míře, používáme i míru relativní - pak mluvíme o relativní četnosti, příp. relativní třídni četnosti. Poněvadž součet všech absolutních četností (i absolutních třídni četností) se rovná rozsahu souboru

$$\sum_1^k n_j = n, \quad (4.17)$$

je součet všech relativních četností (i relativních třídni četností) roven jedničce, nebo 100% podle toho, zda jsme je vyjadřovali čísly desetinnými nebo v procentech:

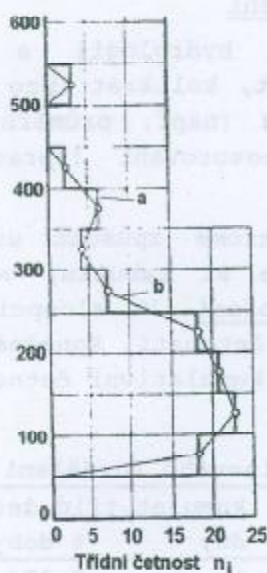
$$\sum_1^k f_j = \sum_1^k \frac{n_j}{n} = \frac{1}{n} \sum_1^k n_j = \frac{1}{n} n = 1 \quad (100\%) \quad (4.18)$$

Kromě výrazů již uvedených používáme termín kumulativní četnost, popř. kumulativní třídní četnost, které opět mohou být vyjádřeny absolutně nebo relativně. Získáme je postupným sečítáním četností (třídních četností) a to např. od nejnižších hodnot proměnné k nejvyšším, nebo, jak je obvyklé u nás v hydrologii při sestřování empirických čar překročení, od největších hodnot k nejmenším. Po naznačeném zpracování můžeme získat názornou představu o rozložení četností z grafického zobrazení, které může být histogramem, nebo polygonem četností. Plocha, vymezená histogramem četností (při relativním vyjádření třídních četností) je rovna jedné (nebo 100%). Budeme-li totiž základnu obdélníka, rovnou šířce intervalu  $h$ , považovat za jedničku ( $h=1$ ), platí:

$$p = \sum_1^k h \cdot f_j = h \sum_1^k f_j = h \sum_1^k \frac{n_j}{n} = 1 \quad (4.19)$$

Jestliže by rozsah souboru vzrůstal nad všechny meze, histogram četností (relativních) by v limitním případě přešel na spojitou křivku - křivku rozdělení četností (křivku frekvenční, křivku rozdělení hustoty pravděpodobnosti), a čára kumulativních četností (relativních) na graf distribuční funkce uvažované spojitě náhodné proměnné (pakliže jsme určovali kumulativní třídní četnosti ve směru vzrůstu hodnot proměnné).

Charakteristiky  $\bar{x}$  a  $s$  z individuálních hodnot počítáme z r. (4.4), r. (4.9), v případě rozsáhlého souboru je určíme ze skupinového rozdělení četností z výrazů:



$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_1^k n_j \cdot x_j \quad (4.20)$$

Obr. 4.4. a) Histogram četností, b) polygon četností

$$s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^k n_j \cdot (x_j - \bar{x})^2} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^k n_j \cdot x_j^2 - \bar{x}^2} \quad (4.21)$$

Správnost dílčích výpočtů, potřebných k určení  $\bar{x}$  a  $s$  ověříme testem Charliéra. Pro individuální hodnoty má tvar:

$$\sum_1^n (x_i + 1)^2 = \sum_1^n (x_i^2 + 2x_i + 1) = \sum_1^n x_i^2 + 2 \sum_1^n x_i + n \quad (4.22)$$

Při zpracování skupinově platí:

$$\sum_1^k n_j (x_j + 1)^2 = \sum_1^k n_j x_j^2 + 2 \sum_1^k n_j x_j + n \quad (4.23)$$

V případě, že hodnoty třídního znaku  $x_j$  jsou velká čísla, nebezpečí vzniku chyb při zpracování omezíme zavedením nové proměnné  $v_j$ :

$$v_j = \frac{x_j - x_0}{h} \quad (4.24)$$

kde  $x_0$  - hodnota třídniho znaku ve třídě s největší četností,

$x_j$  - hodnota třídniho znaku v  $j$ -té třídě,

$h$  - šířka třídniho intervalu

Dosazením  $v_j, (\bar{v})$  namísto  $x_j, (\bar{x})$  do r. (4.20), (4.21), a (4.23) dostáváme hodnoty  $\bar{v}, s_v$  nové proměnné a test správnosti jejího výpočtu. Zpět k charakteristikám původní proměnné  $X$  se dostaneme pomocí výrazů:

$$\bar{x} = x_0 + h \cdot \bar{v} \quad (4.25)$$

$$s_x = h \cdot s_v \quad (4.26)$$

#### 4.2.2. Empirická čára překročení, způsoby sestrojení

Jednou z nejdůležitějších čar užívaných v hydrologii a vodním hospodářství je čára překročení. Z ní můžeme odečíst, kolikrát (pro některé prvky, po jakou dobu), byla určitá hodnota znaku (např. průměrný denní průtok  $Q_d$  rovný  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ) v určitém období pozorování (zpracování), dosažena nebo překročena.

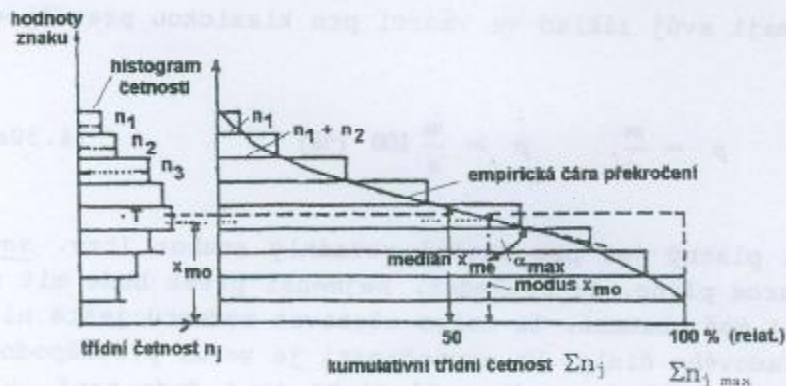
Empirickou čáru překročení můžeme sestrojít (kromě způsobů uvedených dále), pro rozsáhlé soubory následovně: sestavíme si tabulku, ve které vypíšeme v prvním sloupci intervaly v klesajícím pořadí. Ve sloupci druhém uvádíme třídni četnosti, ve třetím relativní třídni četnosti. Konečně ve čtvrtém a pátém budou vyznačeny absolutní a relativní kumulativní četnosti:

Tab.4.2. Určení empirické čáry překročení ze skupinového rozdělení

Třídni interval $Q \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)}$	třídni četnost		kumulat. tříd. čet.	
	dny	% doby	dny	% doby
99,99-95	1	0,274	1	0,274
94,99-90	0	0	1	0,274
89,99-85	2	0,548	3	0,822
.	.	.	.	.
.	.	.	.	.
.	.	.	365	100
	$\Sigma$ 365	100		

Jestliže údaje, obsažené v tabulce, zobrazíme do grafu tak, že na ose pořadnic vynášíme zvolené intervaly a ve směru osy úseček v úrovni třídniho znaku odpovídající třídni četnosti (vznikají tak ležící sloupce se základnou v ose  $y$ , rovnou třídni intervalu), dostáváme sloupcový diagram, tzv. histogram četnosti. Pakliže vyneseme pro jednotlivé intervaly v určitém měřítku (zpravidla v tom, ve kterém jsme vynášeli třídni četnosti) kumulativní četnosti jako úsečky na spodní meze intervalu, obdržíme body, které po spojení plynulou čarou určují průběh hledané empirické čáry překročení.





Obr.4.5. Empirická čára překročení sestavená ze skupinového rozdělení

byla hodnota znaku dosažena nebo překročena, (krátce překročena). Maximální úsečka čáry překročení představuje celkový počet prvků ve zpracovávaném souboru, vyjádřený, (podle zvoleného měřítka), buď v absolutní nebo relativní (procentuelní) míře.

V hydrologii můžeme často hodnotám prvků přisoudit nějakou dobu, po kterou tato hodnota trvala. Tak např. průměrný denní průtok  $Q_d$  charakterizuje svou konstantní hodnotou vodnost daného dne, průměrný měsíční průtok  $Q_m$  zase vodnost konkrétního měsíce apod. Z toho vyplývá, že např. čára četnosti těchto prvků bude svými úsečkami v určitém měřítku vyjadřovat nejen četnosti (kolikrát se daná hodnota např. průměrného denního průtoku v souboru vyskytla), ale zároveň i trvání této hodnoty prvku (trvání průměrného denního průtoku určité velikosti). Např. četnost 4 znamená, že třeba průměrný denní průtok o velikosti  $20 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , se v souboru (za zpracované období pozorování) vyskytl čtyřikrát, ale také, že  $Q_d$  uvedené velikosti trval čtyři dny. Obdobně čára překročení takovýchto prvků bude svými úsečkami vyjadřovat nejen počet případů dosažení a překročení určité hodnoty, ale i dobu, po kterou byla hodnota prvku dosažena nebo překročena. Ze způsobu sestavení čáry překročení vyplývá, že čára četnosti je čarou diferenciální a čára překročení je k ní čarou integrální, součtovou.

V dalším si uvedme několik dalších způsobů, kterými lze, v závislosti na druhu a rozsahu zpracovávaného materiálu, charakteru prvků apod. sestavit empirickou čáru překročení: 1) První způsob, vhodný pro značně rozsáhlé soubory, založený na skupinovém rozdělení, byl právě vysvětlen. 2) Další způsob je vhodný pro kratší řady. Dejme tomu, že máme řadu hodnot (např. středních ročních průtoků, kulminační průtoky apod.) o celkovém počtu  $n$ . Seřadíme tyto prvky v sestupném pořadí a každému z nich přiřadíme pořadové číslo  $m$  (první člen o maximální hodnotě znaku má  $m=1$ , nejbližší nižší prvek má  $m=2$  atd.). Pravděpodobnost dosažení a překročení  $m$ -tého členu (vyjádřená v dílech jedničky nebo v procentech) je dána výrazy:

$$\text{Hazen:} \quad p = \frac{m-0,5}{n}, \quad p = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100 \text{ (\%)} \quad (4.27a,b)$$

$$\text{Weibull:} \quad p = \frac{m}{n+1}, \quad p = \frac{m}{n+1} \cdot 100 \text{ (\%)} \quad (4.28a,b)$$

$$\text{Čegodajev:} \quad p = \frac{m-0,3}{n+0,4}, \quad p = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100 \text{ (\%)} \quad (4.29a,b)$$

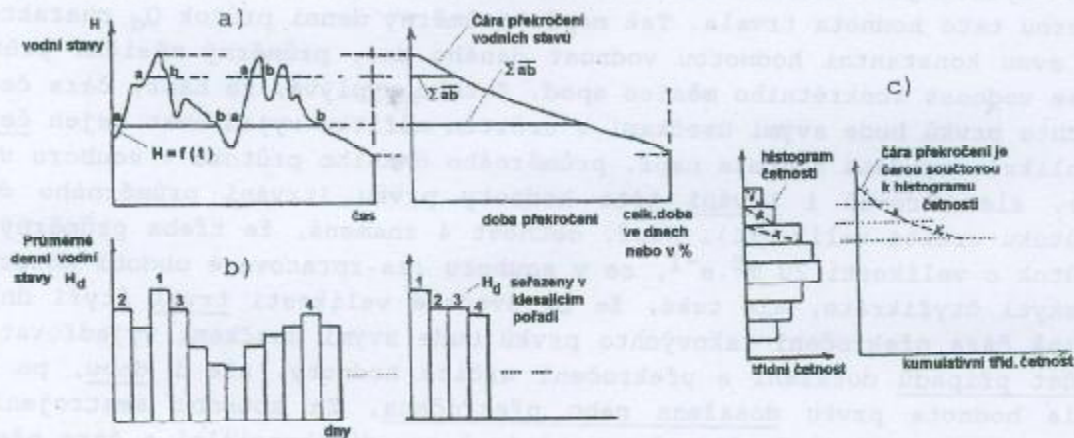
Ze způsobu, jakým sestavujeme čáru překročení plyne, že úsečka, vedená rovnoběžně s osou  $x$  určitou hodnotou znaku, nám v určitém měřítku určuje počet prvků, jejichž hodnota byla rovna této, příp. vyšší hodnotě. Úsečka tedy udává počet případů, ve kterých

Všechny tyto vzorce mají svůj základ ve vzorci pro klasickou pravděpodobnost:

$$p = \frac{m}{n}, \quad p = \frac{m}{n} 100 (\%) \quad (4.30a,b)$$

Tento vzorec je však platný jen pro značně rozsáhlý soubor (tzv. soubor základní). Z tohoto vzorce plyne, že poslední, nejmenší prvek bude mít  $m=n$ , a proto  $p=1$ , (příp. 100%) což znamená, že nelze očekávat hodnotu ještě nižší, než má prvek tohoto pořadového čísla. Ve skutečnosti je velmi pravděpodobné, že krátká řada pozorování (kterou z tohoto hlediska je i řada např. o sto členech, nezahrnuje v sobě výskyt extrémních, tedy i nejmenších hodnot prvků. Ty se s velkou pravděpodobností vyskytnou v řadě o podstatně větším počtu členů (za delší dobu pozorování). Při praktických výpočtech používáme tedy vzorce (4.27-29), které pro nejnižší prvek souboru dávají  $p < 1$ , (příp.  $p < 100\%$ ) a tedy uvedený nedostatek vzorce pro klasickou pravděpodobnost odstraňují.

3) V hydrologii často používáme graf, vyjadřující vztah naměřených nebo



Obr.4.6. Další možnosti sestavení čáry překročení

odvozených hodnot na čase. Těmto čarám, jež chronologicky zobrazují hodnoty tak, jak se postupně s časem vyskytly, říkáme čáry jevů (kromě nich rozeznáváme ještě čáry měrné a odvozené). Zpravidla používáme pravoúhlý souřadný systém, ve kterém na osu x vynášíme čas (dny, měsíce, roky) a hodnoty jevu jako pořadnice ve směru osy y. V zásadě může být tímto záznamem spojitá čára (kterou je např. záznam o časovém průběhu vodních stavů v určitém profilu toku, získaný limnigrafem, nebo lomená čára, jež vzniká použitím sloupcového zobrazení znaků nespojitých (průměrných denních, měsíčních, ročních průtoků apod.). Sloupce mají základnu rovnou jednomu dni (měsíci, roku apod.) a výšku rovnou hodnotě znaku. Je-li čára jevu spojitá, lze čáru překročení odvodit zvláště výhodně tak, že kreslíme dostatečný počet rovnoběžek s osou času, vedených určitými hodnotami znaku na ose pořadnic. Protnutím těchto rovnoběžek s čarou chronologickou vznikají úsečky, které svou délkou vyznačují počet dní (měsíců, leta pod.), ve kterém příslušné hodnoty znaku byly dosaženy nebo překročeny. Vyneseme-li na příslušných rovnoběžkách úhrnné délky úseček od osy pořadnic vpravo, dostaneme body hledané empirické čáry překročení (Obr.4.6.a).

4) V případě sloupcového zobrazení čáry jevu křivku překročení sestrojíme jednoduše tak, že jednotlivé sloupce (průměrné denní, měsíční roční průtoky, např.) vykreslíme seřazeny v klesajícím pořadí. Pravé horní rohy jednotlivých obdélníků představují body, jejichž vyrováním dostaneme hledanou křivku (Obr. 4.6.b),

5) Čáru překročení lze také sestrojit z čáry četnosti (histogramu četnosti) graficky, jakožto čáru součtovou k čáře diferenciální (Obr. 4.6.c).

Pomocí uvedených čar můžeme určit některé významné charakteristiky statistického souboru. Již bylo řečeno, že maximální úsečka č.překročení vyjadřuje celkový počet prvků, obsažených v souboru, ale také (jak je tomu v případě např.  $Q_d$ ) i úhrnnou dobu za kterou vyhodnocujeme. Často porovnáváme celkový počet členů (celou dobu zpracování) ke 100 %. Potom poloviční úsečka odpovídá 50%. Hodnota prvku, příslušející této 50%, je medián. Z čáry překročení vidíme, že medián lze definovat jako hodnotu, která je tolikrát překročena jako nedosažena, při zpracování např. průměrných denních průtoků také platí, že tato hodnota je po stejnou dobu překročena jako nedosažena. Další charakteristika je modus - to je hodnota, která se ve statistickém souboru vyskytla nejčastěji; v čáře četnosti odpovídá tedy modu maximální četnost (maximální relativní četnost). O počtářském způsobu zjištění aritmetického průměru jsme již hovořili dříve. Graficky ho získáme tak, že plochu uzavřenou čarou překročení a osami souřadnic převedeme na rovnoplochy obdélník o základně, rovné maximální úsečce čáry překročení. Horní strana obdélníka na měřítku osy pořadnic vytíná velikost hledaného aritmetického průměru.

Ze vztahu mezi čarou diferenciální a součtovou vyplývá, že rovnoběžka s osou úseček  $x$ , vedená hodnotou aritmetického průměru, prochází těžištěm plochy omezené čarou četnosti a osou pořadnic. Podobně rovnoběžka s osou úseček, vedená mediánem, tuto plochu dělí na dvě stejné části. Maximální úsečka čáry četnosti (hodnotě modu) odpovídá inflexní bod čáry překročení, ve kterém tečna svírá s osou pořadnic maximální úhel.

Prvky, pozorované v hydrologii můžeme ve většině případů považovat za náhodné veličiny. Každé hodnotě prvku odpovídá určitá četnost výskytu. Při zvětšování rozsahu souboru (prodlužování doby pozorování) poměrná, relativní četnost se bude stále více blížit určité hodnotě, nazývané matematická pravděpodobnost. To znamená, že čára překročení jakožto čára součtová k čáře četnosti, sestrojená z dostatečně rozsáhlého souboru (dostatečně dlouhé řady pozorování) určuje (na ose  $x$ ) pravděpodobnost překročení jednotlivých hodnot znaku. Čára překročení, sestrojená na základě dlouhodobého pozorování provedeného v minulosti, vyjadřuje zákon rozdělení zpracovávaných hodnot, platný pro zpracovávané minulé období. Můžeme-li předpokládat, že činitele, ovlivňující hlavní měrou režim pozorovaného jevu, se v budoucnu v porovnání s minulostí výrazně nezmění (např. vlivem lidské činnosti), můžeme touto čarou překročení určovat pravděpodobnosti překročení hodnot jevu, které se v budoucnu teprve vyskytnou.

Spolehlivost empirických čar překročení je přímo závislá na délce pozorování. Čím je období delší, tím je čára plynulejší a přesnější. Nezřídka je třeba pro nedostatek materiálu vyhodnotit poměrně krátké období. Poněvadž empirická čára není v tomto případě příliš spolehlivá, určujeme tzv. teoretickou čáru překročení, která, kromě plynulejšího průběhu ve své střední části má hlavně tu přednost, že umožňuje extrapolaci čáry do oblastí velmi malých, příp. velkých hodnot pravděpodobnosti překročení. Můžeme tak určit

vysoké hodnoty prvku (např. průtok), který se pro krátkost doby pozorování, nevyskytl.

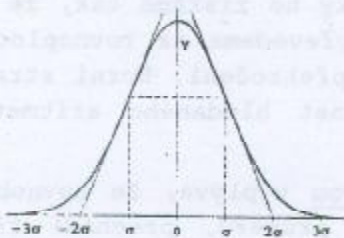
Výpočet teoretické čáry překročení odpovídající určitému (hydrologickým prvkům vyhovujícímu) zákonu je popsán v následující kapitole.

#### 4.2.3. Teoretické křivky překročení

Krátké řady pozorování nám neumožňují sestavit spolehlivou empirickou čáru překročení v oblastech malých a velkých procent překročení. Proto používáme teoretickou křivku překročení - tou vyrovnáme empirickou čáru v její střední části a navíc ji můžeme extrapolovat do oblastí extrémních hodnot, jež se pro krátkost doby pozorování nevyskytly a které z určitých důvodů (např. projekce vodohospodářského díla) potřebujeme zjistit).

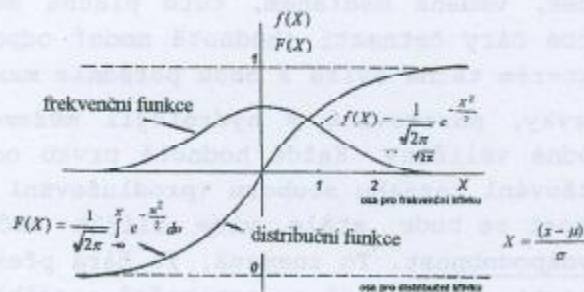
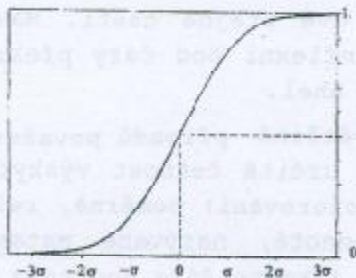
##### 4.2.3.1. Zákon rozdělení Laplace-Gaussův

Známoste teoretickou křivkou hustoty pravděpodobnosti (frekvenční funkcí), jež charakterizuje normální rozdělení pravděpodobnosti spojité náhodné veličiny, je křivka Laplace-Gaussova:



$$y = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{d^2}{2\sigma^2}} \quad (4.31)$$

kde  $\sigma$  - směrodatná odchylka,  
 $d$  - odchylka od očekávané hodnoty  
 $(X - \mu)$



Obr.4.7. Laplace-Gaussovo rozdělení hustoty pravděpodobnosti a distribuční křivka

Obr.4.8. Frekvenční křivka a křivka distribuční Laplace-Gaussova zákona rozdělení

Při tomto symetrickém rozdělení četností jsou aritmetický průměr, modus a medián totožné, mají stejnou hodnotu. Gaussovu křivku v hydrologii při samotné extrapolaci čar překročení nepoužíváme často, neboť symetrický zákon, který vyjadřuje, zpravidla neodpovídá rozdělení hydrologických prvků. Nicméně teorie Gaussova normálního rozdělení je často využívána i v hydrologii, např. při testování hypotéz.

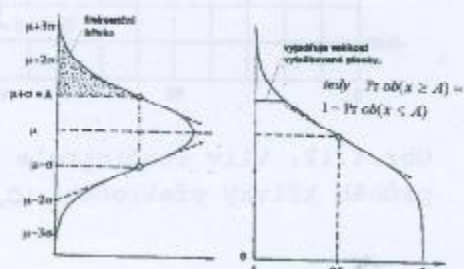
#### 4.2.3.2. Zákon rozdělení Pearson III

V případě, že  $C_s=0$ , přechází v normální, symetrické Laplace-Gaussovo rozdělení. Je-li  $C_s \neq 0$ , je nesymetrickým rozdělením, které často hydrologickým veličinám vyhovuje. Její frekvenční funkce je dána výrazem:

$$y = y_0 e^{-\frac{x}{b}} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{b}} \quad (4.32)$$

kde  $y_0$  - největší pořadnice (max.hustota pravděpodobnosti)

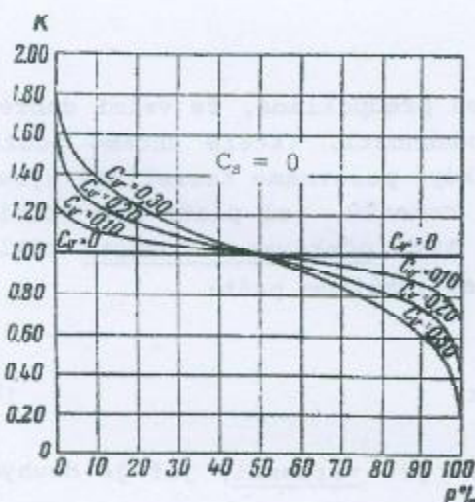
$b$  - odlehlost tížnice od modu,  
 $a$  - odlehlost vrcholové pořadnice od počátku křivky



Obr.4.10. Laplace-Gaussova frekvenční křivka, křivka překročení

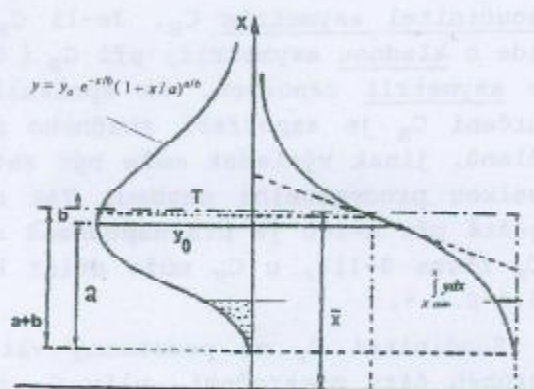
teoretická křivka překročení ve své stoupající větvi asymptoticky přibližuje k ose  $x$ . Znamená to, že i nekonečně velké hodnoty jevu mají určitou, i když nepatrnou, pravděpodobnost výskytu. To je považováno za určitý nedostatek křivky, neboť se předpokládá, že např. srážkové úhrny, maximální průtoky apod. mají své fyzikální omezení shora.

Pearsonova křivka III, její průběh, je plně určen třemi charakteristikami: 1) aritmetickým průměrem  $\bar{x}$ , 2) součinitelem variace  $C_v$ , 3) součinitelem asymetrie  $C_s$ :



Obr.4.11. Vliv  $C_v$  na průběh křivky překročení ( $C_s = 0$ )

Součinitel  $C_v$  ukazuje, jak jsou hodnoty členů řady rozptýleny kolem průměru. S růstem hodnoty tohoto



Obr.4.9. Rozdělení Pearson III, frekvenční křivka, křivka překročení

Z obr.4.9. vidíme, že se tato teoretická křivka překročení ve své stoupající větvi asymptoticky přibližuje k ose  $x$ . Znamená to, že i nekonečně velké hodnoty jevu mají určitou, i když nepatrnou, pravděpodobnost výskytu. To je považováno za určitý nedostatek křivky, neboť se předpokládá, že např. srážkové úhrny, maximální průtoky apod. mají své fyzikální omezení shora.

$$C_v = \frac{s}{\bar{x}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^2}{n-1}} \quad (4.33)$$

$$C_s = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \frac{\sum_{i=1}^n (k_i - 1)^3}{C_v^3} \quad (4.34)$$

kde  $k_i$  - modulový koeficient  $x_i/\bar{x}$ ,  
 $n$  - počet prvků v souboru

součinitele vzrůstá rozpětí souboru; konstantním hodnotám prvků odpovídá  $C_V=0$ . Vliv hodnoty  $C_V$  na průběh teoretické křivky překročení Pearson III je ilustrován na obr.4.11.

Mírou nesymetričnosti rozdělení je součinitel asymetrie  $C_S$ . Je-li  $C_S > 0$  jde o kladnou asymetrii, při  $C_S < 0$  jde o asymetrii zápornou. Ke spolehlivému určení  $C_S$  je zapotřebí značného počtu členů, jinak výsledek může být zatížen velkou procentuelní chybou. Tak např. ještě při  $n=100$  je pravděpodobná chyba  $C_S$  rovna 8-11%, u  $C_V$  může dělat kolem 0.3-0.4 %.

Součinitel  $C_V$  má podstatný vliv na průběh čáry překročení, vliv  $C_S$  je ve střední části méně významný, projevuje se hlavně na obou koncích, v oblasti malých a velkých procent překročení. Z obr.4.12. vidíme, že při nerovnosti  $C_S$  ( $> 2C_V$ ) čára překročení Pearson III v oblasti vysokých procent překročení klesá pod osu úseček, takže odečítáme záporné hodnoty. To mnohdy odporuje fyzikálnímu smyslu - nemůžeme mít např. záporný srážkový úhrn. Zpracovávali hydrologické prvky, které nemohou mít záporné hodnoty, pak vztah  $C_S=2C_V$  je podmínkou použitelnosti teoretické křivky tohoto typu. V tomto případě křivka překročení končí při  $p=100\%$  právě na ose úseček.

Potřebujeme-li sestrojít křivku překročení Pearson III, za účelem extrapolace mimo rozsah empirické čáry, lze nejčastěji postupovat dvěma způsoby: 1) metodou momentů, 2) metodou kvantilů (tzv.zkrácenou metodou Aleksejeva).

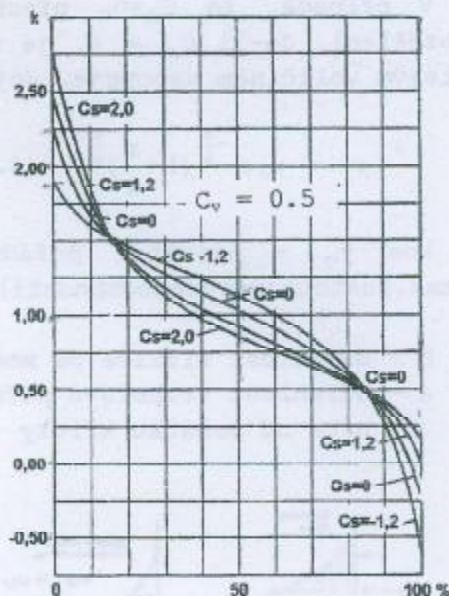
#### 4.2.4. Metoda momentů

V metodě navržené K.Pearsonem (1902) se předpokládá, že velmi dobré odhady parametrů rozdělení hustoty pravděpodobnosti, (které chceme použít při odvození teoretické křivky), dostaneme, když porovnáme teoretické výrazy momentů s výrazy pro odhad odpovídajících momentů, jež platí pro statistický soubor (výběr). Tak např. víme, že pro tzv. očekávanou hodnotu základního souboru (jež je prvním počátečním momentem), můžeme psát:

$$\mu = \int_{-\infty}^{\infty} x \cdot f(x) dx, \quad (4.35)$$

podobně pro výpočet  $\sigma$  můžeme využít výraz pro varianci, jež je druhým centrálním momentem:  $\sigma^2 = E[(x - \mu)^2]$  (4.36)

$$\sigma^2 = E[(x - \mu)^2] = \int_{-\infty}^{\infty} (x - \mu)^2 f(x) dx. \quad (4.37)$$



Obr.4.12. Vliv součinitele  $C_S$  na průběh křivky překročení ( $C_V = 0.5$ )

Máme tedy výrazy pro dva parametry, což postačuje pro dvouparametrické rozdělení, jakým je např. Laplace-Gaussovo. Nyní stačí do výrazů dosadit za  $f(x)$  výraz pro frekvenční křivku normálního zákona (příp. jiného požadovaného dvouparametrického), provést integraci a porovnat s výrazy pro  $\bar{x}$  a  $s^2$ . Výsledně bychom zjistili, že nejlepším odhadem očekávané hodnoty  $\mu$  je v našem případě  $\bar{x}$  ( $\mu = \bar{x}$ ), a podobně  $\sigma = s$ .

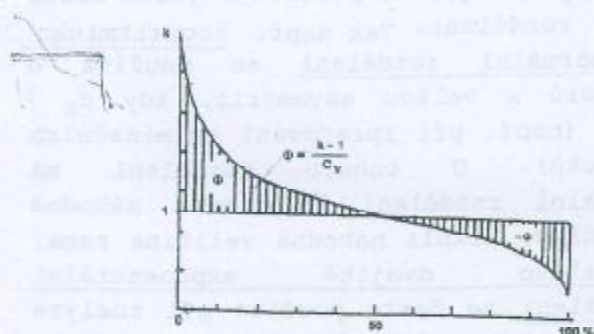
Výpočtem  $\bar{x}$ ,  $s$  z hodnot prvků statistického souboru, který máme k dispozici, již můžeme určit z uvedených vztahů hodnoty parametrů a tak integraci vypočíst buď distribuční křivku, nebo teoretickou křivku překročení.

Při praktickém postupu u obvyklých typů zákonů rozdělení můžeme využívat vyhotovených tabulek.

V případě, že chceme odvodit teoretickou křivku Pearson III, postupujeme takto: Seřadíme jednotlivé prvky v klesajícím pořadí, každému z nich přisoudíme pořadové číslo  $m$ . Vypočteme empirické procento překročení  $p\%$  např. podle Čegodajeva a vepíšeme do sloupce 7 uvedené tab.4.3. Dvojice hodnot  $p\%$  a  $x_{p\%}$  vyneseme na milimetrový, nebo lépe na pravděpodobnostní papír normálního zákona rozložení. V dalším vyhodnotíme  $\bar{x}$  a ostatní sloupce. Kontrolní součet ve sloupci 3 má dát  $\Sigma k_i \approx n$ , obdobně ve sloupci 4 výraz  $\Sigma(k_i-1) \approx 0$ . Určením dalších součtů ve sloupci 5,6 dostaneme výrazy, potřebné pro výpočet charakteristik  $C_V$  a  $C_S$ , které spolu s  $\bar{x}$  plně popisují průběh žádané teoretické křivky.  $C_V$ ,  $C_S$  počítáme podle výrazů (4.33), (4.34), hodnotu  $\bar{x}$  podle r. (4.4).

Tab.4.3. Výpočet výrazů pro  $C_V$  a  $C_S$

pořadové číslo $m$	hodnota znaku $x$	$k_i = x_i / \bar{x}$	$k_i - 1$	$(k_i - 1)^2$	$(k_i - 1)^3$	$p\%$
sl. 1	2	3	4	5	6	7
1	.	.	.	.	.	.
2	.	.	.	.	.	.
3	.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.	.
		$\Sigma k_i \approx n$	$\Sigma(k_i - 1) \approx 0$	$\Sigma(k_i - 1)^2$	$\Sigma(k_i - 1)^3$	



Obr.4.13. Odchylky  $\Phi$  od průměru  $\bar{x} = k = 1$  ve Foster-Rybkinově tabulce

V dalším postupu použijeme tabulku Foster-Rybkina (viz přílohy), ve které jsou uvedeny pro různé hodnoty  $C_S$  odchylky pořadnic křivky překročení  $\Phi = (k-1)/C_V$  od průměru  $\bar{x} = 1$  při  $C_V = 1$ . Protože je uvedená tabulka zpracována pro  $\bar{x} = k = 1$  a  $C_V = 1$ , relativní hodnoty znaku příslušných procent překročení vypočteme z výrazu  $k_{p\%} = (\Phi C_V + 1)$ . Požadované hodnoty prvků pro daná procenta  $p\%$  obdržíme přenásobením hodnotou aritmetického průměru  $\bar{x}$ , tedy  $x_{p\%} = k_{p\%} \cdot \bar{x} = (\Phi C_V + 1) \bar{x}$ . Takto vypočtené hodnoty  $x_{p\%}$  vyneseme pro odpovídající  $p\%$  na milimetrový, lépe pravděpodobnostní papír. Body svou

polohou určují průběh požadované křivky Pearson III. Protože součinitel  $C_s$  může být pro relativně krátké řady zatížen značnou chybou, postupujeme tak, že volíme určitý vztah mezi  $C_v$  a  $C_s$  tak, aby došlo ke shodě v průběhu empirické a teoretické křivky překročení alespoň v jejich střední části (např. vztah  $C_s=2C_v$  zpravidla vyhovuje při zpracování středních ročních průtoků). Pokud by shoda nebyla uspokojující, musíme volit jiný vztah mezi těmito charakteristikami tak dlouho, dokud ke shodě v průběhu čar nedojde. Tím totiž respektujeme zákonitost rozdělení zpracovávaných veličin, kterou nám příroda sama naznačuje.

#### 4.2.5. Metoda kvantilů

Metoda, zvaná též zkrácená metoda Alexejeva poskytuje výsledek rychleji, je však méně přesná než metoda momentů. Po určení příslušných  $p$  již uvedeným způsobem vyneseme do pravděpodobnostního papíru jednotlivé body a proložíme plynulou čarou tak, aby měla jeden, vyhovující smysl křivosti. Pro procenta překročení  $p_1=5\%$ ,  $p_2=50\%$ ,  $p_3=95\%$  odečteme z empirické čáry překročení kvantily  $X_{5\%}$ ,  $X_{50\%}$ ,  $X_{95\%}$  a dosadíme do vzorce pro index šikmosti:

$$S = \frac{X_{5\%} + X_{95\%} - 2X_{50\%}}{X_{5\%} - X_{95\%}} = f(C_s) \quad (4.38)$$

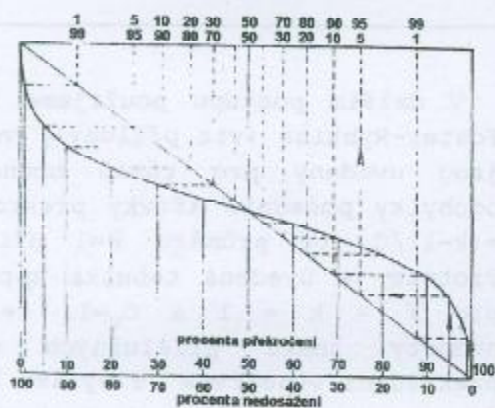
Z tabulky příloh odečteme pro  $S$  odpovídající hodnotu  $C_s$ , rozdíl  $(\phi_5 - \phi_{95})$  a  $\phi_{50}$ . Nyní můžeme dosadit do výrazů a vypočítat:

$$\sigma = \frac{X_{5\%} - X_{95\%}}{\phi_5 - \phi_{95}} \quad (4.39)$$

$$\bar{x} = X_{50\%} - \sigma \phi_{50} \quad (4.40)$$

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \quad (4.41)$$

Tím jsme určili, tentokrát nepoměrně rychleji, tři potřebné charakteristiky  $\bar{x}$ ,  $C_v$  a  $C_s$ . Následující postup je zcela obdobný předchozímu, vysvětlenému u metody momentů: vyhledáme ve Foster-Rybkinově tabulce pro dané  $C_s$  pořadnice  $\phi$  a vypočteme výraz  $(\phi_{C_v+1})\bar{x}$ .



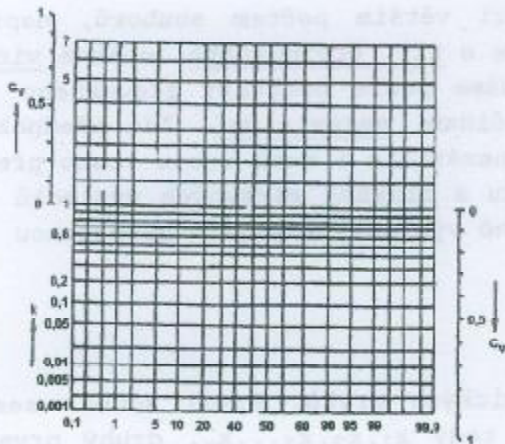
Obr. 4.14. Transformace měřítka procent u normální pravděpodobnostní sítě

V hydrologii se používají ještě další typy rozdělení. Tak např. logaritmicko-normální rozdělení se používá u souborů s velkou asymetrií, kdy  $C_s > 3C_v$ , (např. při zpracování kulminačních průtoků). U tohoto rozdělení má normální rozdělení logaritmus náhodné veličiny, nikoli náhodná veličina sama. Gumbelovo dvojité exponenciální rozdělení se často používá při analýze maximálních srážkových hodinových nebo denních úhrnů, exponenciální zákon Goodrichův je výhodný pro zpracování a analýzu kulminačních průtoků.



#### 4.2.6. Pravděpodobnostní síť, papír

Předchozí text se zabýval tzv. teoretickou extrapolací čar překročení. V mnohých předběžných úvahách děláme extrapolaci graficky, použitím speciálních funkčních sítí, tzv. pravděpodobnostních sítí, (papírů). Ty se dají sestavit pro různé dvouparametrické typy rozdělení. V těchto sítích (např. normálního, lognormálního, Gumbelova, Goodrichiova zákona rozdělení) se čáry překročení transformují na přímky, pakliže zpracovávané hydrologické prvky



Obr.4.15. Brovkovičova pravděpodobnostní síť

vyhovují tomuto zákonu. Uvedené papíry mohou tedy sloužit k nalezení zákona, který vyhovuje nejlépe našim materiálům pozorování. Nejznámější je normální pravděpodobnostní síť, ve které se jeví teoretická křivka překročení, odvozená z Gaussovy symetrické křivky frekvenční, jako přímka. Síť je charakteristická zvětšováním odlehlostí dílků pro procenta překročení k oběma jejím koncům. Způsob transformace pravděpodobnostního měřítka je postaven na obr.4.14. Ostatní křivky překročení, odpovídající nesymetrickému rozdělení, budou v této pravděpodobnostní síti zobrazeny jako více či méně prohnuté křivky - čím bude asymetrie mírnější, tím více se křivky budou blížit v této síti přímce. Existují dva typy těchto sítí: první, používaný pro křivky s mírnou asymetrií ( $C_s \leq 2C_v$ ), má na svislé ose  $y$  normální, lineární měřítka, druhý typ sítě, používaný pro křivky výraznější asymetrie ( $C_s > 2C_v$ ), má tuto stupnici logaritmickou. V ní se zobrazují čáry překročení logaritmického zákona jako přímky. Pravděpodobnostních sítí se tedy používá **1)** k přesnějšímu určení průběhu empirické čáry překročení, (množinu empirických bodů prokládáme vhodnou čarou stejného smyslu křivosti) **2)** k nalezení vhodného typu zákona rozdělení, vyhovujícího zpracovávaným hydrologickým prvkům, **3)** k ověření správnosti nahrazení empirické čáry překročení teoretickou (ke zjištění správného vztahu mezi  $C_v$  a  $C_s$ ), **4)** ke grafické extrapolaci empirických čar překročení "za hranice" pozorování.

Jiným druhem sítě je síť Brovkovičova; V této síti se jako přímky zobrazují všechny čáry překročení binomického zákona, splňující vztah  $C_s = 2C_v$ . Je charakteristická tím, že kromě měřítka procent překročení na ose úseček a měřítka pro relativní hodnoty znaku na ose pořadnic, jsou navíc připojena svislá měřítka pro součinitele  $C_v$  po obou stranách sítě. Použití je dvojí: **1)** lze zjistit velmi rychle, bez výpočtu, hodnoty  $C_v$  tak, že empirickými body proložíme vyrovnávací přímku, spojující svými konci na příslušných stupnicích stejné hodnoty  $C_v$ . **2)** Můžeme zkontrolovat správnost vypočteného součinitele  $C_v$  - vyneseme body a přímku, spojující na obou koncích námi vypočtenou hodnotu  $C_v$ . Pakliže byla vypočtena správně, uvedená přímka bude vyrovnávat soubor bodů dobře, v opačném případě je chyba ve výpočtu a  $C_v$  se musí opravit.

#### 4.2.7. Vztahy souborů pozorovaných hodnot

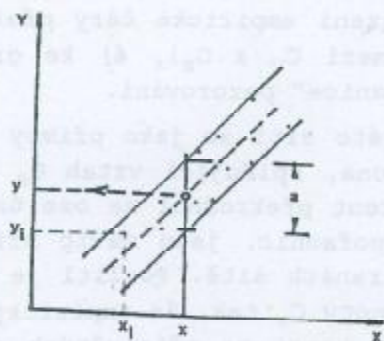
Metod matematické statistiky můžeme použít v případě, kdy jednotlivé hodnoty prvků souboru jsou náhodné veličiny, mezi kterými není vzájemný vztah. V hydrologii existuje mnoho souborů, mezi kterými není vztah, naopak ale existují takové, mezi kterými závislost je, a to dokonce velmi těsná. Ke studiu závislostí mezi soubory slouží regresní a korelační analýza. Těmi můžeme jednak prokázat existenci vztahu, určit jeho tvar a dokonce ohodnotit těsnost vztahu.

Obecně můžeme zjišťovat vztah mezi větším počtem souborů, např. mezi třemi, čtyřmi proměnnými - pak mluvíme o tří, čtyřnásobné (obecně vícenásobné) korelaci. Jednu z veličin pokládáme podle podstaty zkoumaného jevu za závisle proměnnou, ostatní jsou veličinami nezávislými. Zde předpokládáme, že tyto nezávisle proměnné jsou také nezávislé i mezi sebou-tento předpoklad musí být pro použití korelačního počtu a získání správných výsledků splněn. V opačném případě můžeme obdržet chybné výsledky a jejich nesprávnou interpretaci.

##### 4.2.7.1. Korelace dvou proměnných

Mějme dva soubory hodnot hydrologických prvků. První soubor sestává z proměnných hodnot nějakého prvku X, tedy  $x_1, x_2, x_3 \dots x_n$ , druhý prvek Y je tvořen proměnnými hodnotami  $y_1, y_2, y_3 \dots y_n$ , přičemž každé hodnotě  $x_i$  odpovídá hodnota  $y_i$  pro  $i = 1, 2, 3 \dots n$ . Tak např. roční úhrn srážek ve stanici A je prvkem, proměnnou X, její konkrétní hodnota v roce 1950 je 720 mm, roční úhrn srážek v jiné stanici B je prvkem, proměnnou Y, jež pro tentýž rok 1950 má hodnotu třeba 700 mm. Obě hodnoty jsou vztaženy ke stejnému hydrologickému roku 1950, tvoří tedy odpovídající si dvojici.

Jestliže vyneseme do pravouhého souřadného systému vždy odpovídající si dvojici hodnot,  $x_i$  na osu úseček,  $y_i$  ve směru osy pořadnic, obdržíme množinu bodů  $M_i(x_i, y_i)$ . Vzniklé pole bodů může mít v podstatě trojí charakter: 1) všechny body jsou uspořádány tak, že leží na přímce nebo křivce, takže určité hodnotě  $x_i$  odpovídá jedna jediná hodnota  $y_i$ . Tento vztah mezi soubory, jehož grafickým vyjádřením je přímka nebo křivka, je vztahem funkčním. Funkční vztah může být přímý nebo nepřímý - v prvním případě vzrůstu nezávisle proměnné odpovídá vzrůst závisle proměnné, v druhém případě pokles závisle proměnné. 2) body jsou rozhozeny po celé ploše papíru rovnoměrně - svědčí to o tom, že neexistuje vztah mezi soubory. 3) vzniká mezilehlý případ - body jsou rozptýleny po papíře tak, že tvoří širší nebo užší pruh buď přímkového nebo křivkového tvaru. Tento druh zobrazení svědčí o tzv. pravděpodobnostním neboli korelačním (přímkovém nebo křivkovém) vztahu.



Obr. 4.16. Pravděpodobnostní závislost dvou souborů

Poznamenejme, že křivkovou korelační závislost lze vhodnou transformací ve většině případů převést na lineární, přímkovou, jak bude uvedeno dále. Z obr. 4.16. vidíme, že jedné hodnotě nezávisle proměnné x odpovídá ne jedna, ale určitý rozsah pravděpodobných hodnot závisle proměnné y, vyznačený pruhem šířky a. Uvedený rozptyl je způsoben tím, že hydrologické jevy (závisle proměnná) nezávisle jenom na jednom činiteli, ale zpravidla na velkém počtu dalších faktorů, jež tyto

jevy svým působením ovlivňují. Tak např. maximální průtoky v určitém profilu nějakého toku v období jarního tání sněhové pokrývky jsou závislé jednak na zásobě vody obsažené na povodí ve sněhu, ale také na teplotě vzduchu, případném současném výskytu intenzivních deštů, stavu zavlaženosti povodí k okamžiku počátku tání a faktorech dalších. Budeme-li tedy určovat závislost, dejme tomu mezi maximálními průtoky při jarním tání a jen některým z mnoha podmiňujících faktorů, např. na zásobě vody ve sněhu, zjistíme, že vlivem ostatních činitelů, které jsme při korelaci jenom dvou proměnných zanedbali (nebrali v úvahu), obdržíme poměrně široký pruh, ve kterém jsou empirické body rozptýleny - dostaneme poměrně volnou závislost.

Zkouáme-li závislosti mezi dvěma řadami, používáme grafické nebo analytické metody.

Grafické metody se vyznačují jednoduchostí zpracování, dávají dobrou představu o tvaru závislosti. To je důvod, proč se v hydrologii často používají, zvláště pak u předběžných zkoumání nebo tam, kde již samotný typ úlohy si nevyžaduje velké přesnosti. Jejich nevýhodou je, že jimi nelze ohodnotit těsnost vztahu (zde nemáme na mysli metody grafické korelační analýzy). Podstata spočívá ve vykreslení přímky, (příp.křivky) proložené "od oka" body tak, aby splňovala podmínku rovnoměrného rozdělení bodů po obou stranách této čáry. Takto získaná čára vyjadřuje potom pravděpodobnostní vztah mezi soubory. Dalším závažným nedostatkem grafické metody je ta skutečnost, že při prokládání přímky (křivky) polem bodů se může nepříznivě projevit subjektivní názor zpracovatele - dva pracovníci mohou při stejných empirických datech dojít k poněkud jiným výsledkům.

V případech přímkové závislosti, kdy rozptyl bodů není příliš velký, dostaneme vcelku spolehlivý výsledek tak, že určíme bod o souřadnicích  $M(\bar{x}, \bar{y})$ , kde  $\bar{x}, \bar{y}$  jsou aritmetické průměry úseček (pořadnic) všech empirických bodů. Vyrovnávací přímka musí procházet tímto bodem, sklon přímky se určí vcelku dosti přesně podle sklonu úzkého pásu, vytvářeného body. Jiná modifikace přesnějšího proložení přímky empirickými body je založena na tom, že vypočteme jako v předchozím případě ze všech bodů těžiště  $M(\bar{x}, \bar{y})$ , v dalším postupu svislice vedená souřadnicí  $\bar{x}$  nám rozdělí empirické body na dvě podskupiny, pro které vypočteme těžiště  $M_1$  a  $M_2$ . Jejich spojnice, současně procházející bodem  $M(\bar{x}, \bar{y})$ , bude hledanou vyrovnávací přímkou. Má zpravidla větší sklon  $\text{tg} \alpha = dy/dx$  než přímka proložená metodou minima čtverců.

Potřebujeme-li přesnou polohu přímky (křivky), vyrovnávací empirické body, použijeme raději pracnější, ale objektivnější početní metodu, založenou na metodě minima čtverců.

#### 4.2.7.2. Přímková regrese a korelace dvou proměnných

V praxi často potřebujeme zjistit analytický tvar pravděpodobnostní závislosti nebo navíc i ohodnotit těsnost vztahu. Postupujeme vždy tak, že nejdříve vyneseme empirické body na milimetrový papír a tak zjistíme o jaký typ, charakter závislosti se jedná. Je-li přímkový, nalezneme parametry  $a, b$  přímkového pravděpodobnostního vztahu z podmínky, aby součet čtverců odchylek jednotlivých bodů od vyrovnávací přímky ve směru osy  $Y$ , resp.  $X$ , byl minimální. Rovnice těchto přímek mají tvar:

$$y = a_1x + b_1 \quad , \quad \text{resp.} \quad x = a_2y + b_2 \quad (4.42)$$

Metoda minima čtverců žádá, aby v prvním případě:

$$\sum_{i=1}^n (y - y_i)^2 = \sum_{i=1}^n (a_1 x_i + b_1 - y_i)^2 \quad (4.43)$$

bylo minimální, musí proto platit:

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^n (a_1 x_i + b_1 - y_i)^2}{\partial a_1} = 2 \sum_{i=1}^n (b_1 + a_1 x_i - y_i) x_i = 0 \quad (4.44)$$

$$\frac{\partial \sum_{i=1}^n (a_1 x_i + b_1 - y_i)^2}{\partial b_1} = 2 \sum_{i=1}^n (b_1 + a_1 x_i - y_i) = 0 \quad (4.45)$$

po úpravě uvedených výrazů získáme soustavu dvou homogenních rovnic, jejichž řešením obdržíme:

$$a_1 = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (4.46)$$

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^n y_i \sum_{i=1}^n x_i^2 - \sum_{i=1}^n x_i y_i \sum_{i=1}^n x_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - (\sum_{i=1}^n x_i)^2} \quad (4.47)$$

Parametry  $a_2$ ,  $b_2$  druhé regresní přímky bychom dostali z uvedených výrazů záměnou  $x$  za  $y$  a  $y$  za  $x$ .

Pokud by pravděpodobnostní vztah přešel ve funkční, obě regresní přímky by splynuly v jednu a součin  $a_1 a_2 = \pm 1$ . V případě, že nám zatím nejde o hodnocení těsnosti vztahu, ale jen o proložení přímky empirickými body a zjištění její rovnice, počítáme jen parametry  $a_1$  a  $b_1$  (v případě, že považujeme  $y$  za závisle proměnnou).

V rámci vysvětlované korelace dvou proměnných nyní předpokládejme lineární pravděpodobnostní vztah dvou souborů (tj. empirické body budou vytvářet přímkový pruh určité šíře). V tomto případě můžeme množinou bodů proložit dvě tzv. regresní přímky tak, aby u jedné součet čtverců odchylek všech bodů od přímky ve směru osy Y, u druhé přímky součet čtverců odchylek

všech bodů od přímky ve směru osy X, byl minimální. Přímky se v tomto případě nebudou ztotožňovat. První přímka je nazývána regresní přímka y podle x, druhá je regresní přímka x podle y.

Regresní přímka y podle x je dána výrazem:

$$y - \bar{y} = R_{y,x}(x - \bar{x}) \quad (4.48)$$

kde  $R_{y,x}$  - součinitel regrese y podle x, pro který platí:

$$R_{y,x} = r \frac{S_y}{S_x} = \operatorname{tg} \alpha_1 = a_1 \quad (4.49)$$

Rovnice umožňuje určit nejpravděpodobnější hodnoty y pro daná x. Obdobně regresní přímka x podle y je dána výrazem:

$$x - \bar{x} = R_{x,y}(y - \bar{y}) \quad (4.50)$$

kde  $R_{x,y}$  - součinitel regrese x podle y:

$$R_{x,y} = r \frac{S_x}{S_y} = \operatorname{tg} \alpha_2 = a_2 \quad (4.51)$$

Rovnice umožňuje určit nejpravděpodobnější hodnoty x pro daná y.

Ve výrazech vystupuje součinitel korelace r; počítáme ho nejčastěji z těchto výrazů:

$$r = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{n S_x S_y} = \frac{\sum \Delta x \Delta y}{\sqrt{\sum \Delta x^2 \sum \Delta y^2}} = \pm \sqrt{a_1 a_2} \quad (4.52)$$

kde  $\Delta x = x_i - \bar{x}$ ,

$\Delta y = y_i - \bar{y}$ ,

n - celkový počet bodů (dvojic souřadnic)

$S_x, S_y$  - směrodatné odchylky příslušných veličin, počítané podle:

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}, \quad S_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n}} \quad (4.53)$$

případně pro kratší řady ( $n < 30$ ) lepším odhadem je:

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}, \quad S_y = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \bar{y})^2}{n-1}} \quad (4.54)$$

Výraz pro střední chybu rovnice regrese y podle x má tvar:

$$S_{y,x} = S_y \sqrt{1-r^2} \quad (4.55)$$

obdobně střední chyba rovnice regrese x podle y:

$$S_{x,y} = S_x \sqrt{1-r^2} \quad (4.56)$$

Pravděpodobná chyba součinitele lineární korelace má tvar:

$$e_r = \pm 0,674 \frac{1-r^2}{\sqrt{n}} \quad (4.57)$$

Pravděpodobná hodnota součinitele korelace r je v mezích:

$$r \pm e_r \quad (4.58)$$

mezní hodnota součinitele korelace r je pak:

$$r \pm 4e_r \quad (4.59)$$

kde  $4e_r$  je tzv. mezní chyba součinitele korelace.

Hodnota koeficientu lineární korelace r je měrou těsnosti lineárního vztahu mezi dvěma soubory. Pohybuje se v mezích  $-1 \leq r \leq 1$ . Vyjde-li  $r=1$ , příp.  $r=-1$ , je prokázána existence funkčního lineárního vztahu mezi dvěma soubory. Kladná hodnota r odpovídá přímé závislosti, kdy vzrůstu nezávisle proměnné x odpovídá vzrůst závisle proměnné y. Záporné hodnoty součinitele r vycházejí pro závislosti nepřímé, kdy vzrůstu nezávisle proměnné x odpovídá pokles závisle proměnné. Je-li  $r=0$ , mezi zkoumanými soubory není přímkový vztah a body jsou rozptýleny po ploše rovnoměrně. Čím se hodnoty r více blíží k nule a to zprava nebo zleva, tím je stupeň závislosti mezi proměnnými nižší; naopak, čím se r bude více blížit k jedné v absolutní hodnotě, tím je vztah (lineární) bližší k funkčnímu.

Máme-li malý soubor korelovaných bodů, i poměrně vysoká hodnota součinitele r nemusí mnoho znamenat, vysoká hodnota může být dílem náhody. Proto je třeba posoudit některým z objektivních metod význam vypočteného součinitele korelace r, tedy potvrdit existenci korelačního (zde lineárního) vztahu. To můžeme prokázat dvěma způsoby:

1) Musí být splněny následující dvě podmínky: **a)**  $|r| > 0,6$ , **b)** mezní hodnoty součinitele korelace r získané výrazem  $r \pm 4e_r$ , nesmí být různého znaménka.

2) Koeficient korelace r je počítán na základě změřených pozorovaných hodnot. Jejich soubor můžeme považovat za jeden z možných výběrů ze základního souboru (populace) o nekonečně velkém počtu prvků. Vypočítaná hodnota r tedy podává informaci o poměrech závislosti ve výběru a nikoli o přesné hodnotě koeficientu základního souboru  $\rho$ . Matematická statistika poskytuje možnost, jak rozšířit platnost výběrových charakteristik na základní soubor. Postupujeme tak, že vypočítaný výběrový součinitel lineární korelace r porovnáváme při  $\nu = n-2$  stupních volnosti a při určité zvolené hladině významnosti P s příslušnou kritickou hodnotou  $r_p$ , udávanou v tabulkách (např. O. Dub, J. Němec a kol., Technický průvodce 34 Hydrologie, str. 66). Je-li  $r > r_p$ , zamítáme nulovou hypotézu, že korelační součinitel základního souboru je roven nule ( $\rho=0$ ) a existenci vztahu mezi proměnnými považujeme na hladině významnosti p za prokázanou. V případě, že  $r < r_p$ , nulovou hypotézu  $H_0$  (že  $\rho = 0$ ) nezamítáme.

Vzájemná poloha dvou regresních přímek nás informuje o těsnosti vztahu: při nezávislosti, kdy  $r=0$ , vychází regresní přímky na sebe kolmé (příčměž

jedna z nich je rovnoběžná s osou úseček), v případě funkční závislosti  $r = \pm 1$  obě přímky splývají v jednu. V ostatních případech přímky svírají mezi sebou ostrý úhel. Čím je menší, tím je vztah těsnější. Přímky se protínají v bodě  $M(\bar{x}, \bar{y})$ .

Máme-li k dispozici soubor značného rozsahu,  $u$ , s malou asymetrií, je výhodné použít následujícího postupu: Vyneseme empirické body do souřadného systému, vypočítáme mediánové hodnoty  $x_{me}$  a  $y_{me}$  a vyneseme na příslušné osy. Těmito hodnotami vedeme svislou a vodorovnou přímku - tak se nám původní pole bodů rozdělí na čtyři kvadranty. Body pravého horního kvadrantu a dolního levého se vyznačují tím, že mají shodná znaménka odchylek od mediánu ve směru obou os. V prvně jmenovaném kvadrantu výrazy  $(x_i - x_{me})$ ,  $(y_i - y_{me})$  mají znaménko plus (+), v druhém kvadrantu mají oba výrazy shodné znaménko minus (-). Součet bodů v těchto kvadrantech označme  $m_1$ . V ostatních dvou kvadrantech mají výrazy  $(x_i - x_{me})$ ,  $(y_i - y_{me})$  znaménka rozdílná. Počet bodů je v nich roven  $m_2 = m - m_1$ , kde  $m$  je celkový počet všech empirických bodů. Těsnost korelačního vztahu vyjadřuje součinitel těsnosti  $r'$ :

$$r' = -\cos \frac{m_1}{m} 180^\circ = \cos \frac{m_2}{m} 180^\circ \quad (4.60)$$

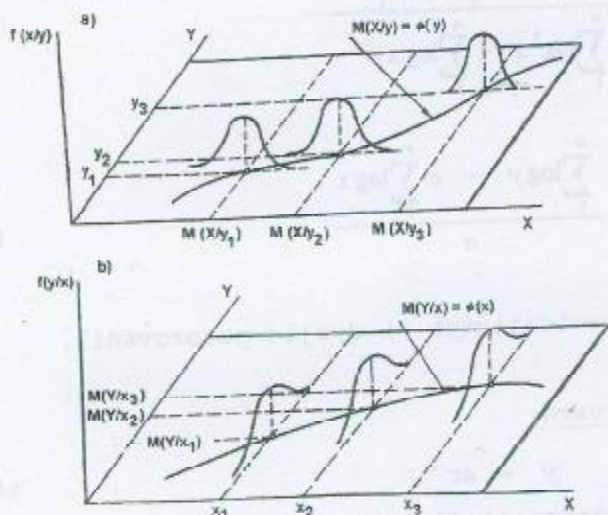
opět platí, že  $r' \in (-1, 1)$ .

Střední kvadratická chyba součinitele těsnosti je rovna:

$$S_{r'} = \frac{\pi}{\sqrt{m}} \sqrt{\frac{m_1}{m} \left(1 - \frac{m_1}{m}\right)} \sin \frac{m_1 \cdot 180^\circ}{m \cdot \pi} \quad (4.61)$$

Použití koeficientu lineární korelace  $r$  je podmíněno existencí závislosti lineárního typu (nelze použít při závislosti křivkové), a založeno na předpokladu dvourozměrného normálního rozdělení základního souboru. Poněvadž mnohdy předpoklad linearity nelze (zvláště u krátkých řad) spolehlivě ověřit a i druhá podmínka není vždy v praxi splněna, byla odvozena tzv. neparametrická metoda hodnocení těsnosti vztahu, jež na splnění uvedených předpokladů není závislá.

Mezi tyto neparametrické metody patří výpočet součinitele pořadové korelace  $R_s$ , (tzv. Spearmanův koeficient pořadové korelace).



Obr.4.17. Regresní křivky s vyznačeným normálním rozdělením podmíněných hustot pravděpodobnosti  $y/x$  a  $x/y$ .

Při jeho výpočtu postupujeme tak, že naměřené hodnoty  $x_i$  a  $y_i$  nahrazujeme pořadovými čísly; všechny hodnoty  $x_i$  seřadíme podle velikosti a přisoudíme jim čísla 1 až  $n$ . Obdobně postupujeme u hodnot  $y_i$ . Vyskytnou-li se v řadě proměnných stejné hodnoty, přiřadíme jim stejné pořadové číslo, jež je aritmetickým průměrem těch pořadových čísel, které by jim byly přiřazeny, pakliže by hodnoty proměnných nebyly stejné. V dalším postupu pro každou dvojici odpovídajících si hodnot určíme rozdíl pořadových čísel  $d_i$ . Pro kontrolu správnosti výpočtu slouží součet všech hodnot  $d_i$  - ten musí být roven nule ( $\sum d_i = 0$ ). Součinitel pořadové korelace vypočteme podle výrazu:

$$R_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (4.62)$$

Koeficient  $R_s$  opět leží v intervalu od -1 do 1. Při funkční závislosti, nebo závislosti k ní velmi blízké, je v případě úplné shody pořadí  $R_s = 1$ , při úplné neshodě pořadí vychází  $R_s = -1$ . Nezávislost je indikována hodnotou  $R_s = 0$ . Význam součinitele  $R_s$  je tedy týž jako u součinitele  $r$ .

#### 4.2.7.3. Křivková regrese dvou proměnných

Logaritmováním analytického výrazu pro parabolu, příp. hyperbolu obdržíme rovnici přímky. Toho lze využít při zjišťování hodnot parametrů těchto závislostí při zpracování empirického materiálu. Pro parabolickou závislost tvaru:

$$y = ax^c \quad (4.63)$$

plynou z požadavku minima čtverců výsledné výrazy pro parametry  $a, c$ :

$$c = \frac{n \sum \log x \log y - \sum \log x \sum \log y}{n \sum \log^2 x - (\sum \log x)^2} \quad (4.64)$$

$$\log a = \frac{\sum \log y - c \sum \log x}{n} \quad (4.65)$$

kde  $n$  - počet bodů (počet odpovídajících si dvojic pozorování).

Pro hyperbolickou závislost tvaru:

$$y = ax^{-c} \quad (4.66)$$

jsou hodnoty parametrů dány výrazy (4.67, 4.68).



Rychleji, ale méně přesně lze parametry  $a$ ,  $c$  určit graficky - zobrazíme body na dvojitém logaritmickém papíru, vedeme souborem bodů vyrovnávací přímku a její rovnici určíme na základě poznatků analytické geometrie.

$$c = \frac{\sum_1^n \log y \sum_1^n \log x - n \sum_1^n \log y \log x}{n \sum_1^n \log^2 x - \left(\sum_1^n \log x\right)^2} \quad (4.67)$$

$$\log a = \frac{\sum_1^n \log y + c \sum_1^n \log x}{n} \quad (4.68)$$

Pokud bychom se setkali se složitějším průběhem empirických bodů, musíme nejdříve řešit otázku výběru správného (nejvhodnějšího) empirického vzorce (nejvhodnější typ křivky). Podstata spočívá v tom, že objektivní metodou vybereme určitý typ vzorce a v dalším kroku vypočítáme hodnoty parametrů, při kterých bude přiblížení k daným bodům nejlepší. Vždy je třeba (pokud je úloha tohoto typu), respektovat při výběru funkce teoretickou podstatu zkoumaného jevu. Pokud toho není třeba, postupujeme zpravidla tak, že vybíráme nejjednodušší tvar závislosti, dobře postihující průběh empirických bodů.

Vzhledem k tomu, že podobnost grafů, posuzovaná od oka, může být klamná, vhodný typ funkce se hledá a posuzuje (ještě před vypočtem parametrů) tzv. vyrovnávací metodou. Snažíme se nalézt takové proměnné  $X = \varphi(x, y)$  a  $Y = \psi(x, y)$ , které jsou vázány mezi sebou lineární závislostí:

$$Y = AX + B \quad (4.69)$$

Tak např. vyhovuje-li empirickým bodům výraz tvaru  $y = x/(ax+b)$ , veličiny  $X = x$  a  $Y = x/y$ , počítané z dat měření a vynášené ve směru příslušných os, budou ležet na, nebo blízko přímky. To plyne z úpravy výrazu:

$$y = \frac{x}{ax + b} \quad (4.70)$$

$$\frac{x}{y} = ax + b \quad (4.71)$$

z porovnání výrazů vidíme, že platí:

$$Y = \frac{x}{y}, \quad X = x, \quad A = a, \quad B = b$$

Přímkový průběh bodů  $(X_i, Y_i)$  je průkazem vhodnosti vybrané funkce pro naše empirické body.

Podobně bychom např. zjistili, že empirickým bodům měření by vyhovovala rovnice  $y = a \cdot e^{bx}$ , pakliže by body  $(X_1, Y_1)$ , kde  $X = x$  a  $Y = \log y$ , se řadily do přímky. Skutečně logaritmováním původní funkce obdržíme:

$$\log y = \log a + bx \log e \quad (4.72)$$

tedy  $Y = B + AX \quad (4.73)$

Porovnáním vidíme, že:

$$Y = \log y, \quad X = x, \quad B = \log a, \quad A = \log e \cdot b = 0,4343b$$

Vyhledání vzorce vhodného typu nám usnadňují matematické a jiné příručky, ve kterých jsou zpravidla vykresleny křivky různého průběhu a k nim uvedeny odpovídající obecné typy rovnic  $y = f(x, a, b, c, \dots)$  i s veličinami  $X$  a  $Y$ , jež jsou mezi sebou vázány lineární závislostí (např. Bronštejn, Semendajev: Příručka matematiky).

Když jsme se naznačeným způsobem přesvědčili o vhodnosti vzorce, dokončíme úlohu výpočtem výrazů  $A$ ,  $B$  např. metodou minima čtverců. Parametr  $A$  počítáme např. podle (4.46), parametr  $B$  podle (4.47). Hledané parametry  $a, b, c, \dots$  původní funkce  $y = f(x, a, b, c, \dots)$  vypočteme porovnáním hodnot  $A$ ,  $B$  s odpovídajícími výrazy transformované rovnice. Tak z našeho příkladu plyne, že parametr  $a = 10^B$ ,  $b = 2,3026 A$ . Tím jsme uvedli postup proložení křivky nejvhodnějšího tvaru empirickými body.

#### 4.2.7.4. Křivková korelace, korelační poměr

Zatím jsme se nezabývali otázkou těsnosti křivočaré (nelineární) korelace. V případě, že nás zajímá těsnost nelineární korelace, počítáme tzv. korelační poměr  $\rho$ , jenž je mírou rozptýlu empirických bodů kolem regresní křivky. Podle toho, je-li závisle proměnnou  $y$  nebo  $x$ , budeme počítat:

$$\rho_y = \sqrt{1 - \frac{S_{\Delta y}^2}{S_y^2}}, \quad \text{resp.} \quad \rho_x = \sqrt{1 - \frac{S_{\Delta x}^2}{S_x^2}} \quad (4.74)$$

kde  $S_{\Delta y}$ ,  $S_{\Delta x}$  - střední kvadratické odchylky empirických bodů  $M_i(x_i, y_i)$  od regresní křivky ve směru osy pořadnic, resp. úseček:

$$S_{\Delta y}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_1^n [y_i - f(x_i, a, b, c, \dots)]^2 \quad (4.75)$$

$$S_{\Delta x}^2 = \frac{1}{n-1} \sum_1^n [x_i - f(y_i, a, b, c, \dots)]^2 \quad (4.76)$$

Jestliže jsme parametry regresní křivky  $y = f(x, a, b, c, \dots)$  určili metodou minima čtverců, výrazy  $S_{\Delta y}^2$ ,  $S_{\Delta x}^2$  budou minimální. Korelační poměr  $\rho$  se opět

pohybuje v mezích  $-1 \leq \rho \leq 1$ . V obecném případě je vždy  $\rho > r$  a jenom při lineární závislosti je:

$$\rho_y = \rho_x = |r| \quad (4.77)$$

Střední kvadratická chyba korelačního poměru  $S_\rho$  se počítá podle výrazu:

$$S_\rho = \frac{1-\rho^2}{\sqrt{n-1}} \quad (4.78)$$

K posouzení, zda zkoumaný vztah je lineární, se používá výraz, nazývaný kriteriem linearity:

$$\kappa = \rho^2 - r^2 \quad (4.79)$$

Na tomto místě je třeba upozornit na to, že posuzovat těsnost nelineárních vztahů podle hodnoty součinitele lineární korelace r linearizovaných proměnných  $Y, X$  nelze, neboť v tomto případě součinitel  $r$  nedává správný obraz o těsnosti vztahu původních hodnot souborů  $y, x$  (o rozptylu pozorovaných hodnot kolem vyrovnávací křivky).

#### 4.2.7.5. Křivková korelace tří a více proměnných

Mezi další důležité pracovní metody hydrologie, jako je grafická korelace tří a více proměnných v podobě metody odchylek a metody koaxiální grafické korelace zde pro nedostatek místa uvedeny nejsou - tato látka bude podrobněji vysvětlena na přednáškách.

#### 4.2.8. Vyrovňování hydrologických řad

Často je při rozboru časové řady zapotřebí postihnout základní změny v chronologickém chodu zkoumaného jevu, odstranit výchvěvy podružného charakteru, jež rozbor, analýzu řady ztěžují. Toho dosáhneme tak, že některou z vhodných metod řadu vyrovnáme.

Nejjednodušší způsob, mnohdy však zatížený výraznější subjektivní chybou, je způsob vyrovnání řady od "oka". Kreslíme plynulou čáru tak, aby původní čáru vyrovnávala. Přitom nedbáme na malé, podružné nepravidelnosti. Objektivnější způsob je založen na zpracování řady pomocí klouzavých průměrů. Podstata spočívá v tom, že v řadě s konstantními časovými úsečkami (např. řady průměrných dekádních, měsíčních, ročních průtoků apod.) počítáme aritmetický (nebo vážený) průměr z určitého lichého počtu prvků, jdoucích za sebou a vynásobíme jeho hodnotu v místě prostředního členu. Tak např. klouzavé průměry ze tří členů jsou dány výrazy:

$$\bar{y}_2 = \frac{1}{3}(y_1 + y_2 + y_3) \quad (4.80)$$

$$\bar{y}_3 = \frac{1}{3}(y_2 + y_3 + y_4) \quad (4.81)$$

případně za použití vah (výpočet váženého průměru):

$$\bar{y}_2 = \frac{1}{4}(y_1 + 2y_2 + y_3) \quad (4.82)$$

$$\bar{y}_3 = \frac{1}{4}(y_2 + 2y_3 + y_4) \quad (4.83)$$

Obdobně se dá, ve snaze ještě více vyrovnat ("uhladit") původní čáru, použít průměr, počítaný např. z pěti členů:

$$\bar{y}_3 = \frac{1}{5}(y_1 + y_2 + y_3 + y_4 + y_5) \quad (4.84)$$

$$\bar{y}_4 = \frac{1}{5}(y_2 + y_3 + y_4 + y_5 + y_6) \quad (4.85)$$

nebo:

$$\bar{y}_3 = \frac{1}{16}(y_1 + 4y_2 + 6y_3 + 4y_4 + y_5) \quad (4.86)$$

$$\bar{y}_4 = \frac{1}{16}(y_2 + 4y_3 + 6y_4 + 4y_5 + y_6) \quad (4.87)$$

kde jednotlivé váhy i hodnota jmenovatele vyplývá z Pascalova trojúhelníku. Počet členů  $n$ , které uvažujeme při výpočtu klouzavého průměru, určuje jeho řád. Tedy jako první byl uveden klouzavý průměr třetího řádu. Zpracováváme-li tímto způsobem např. průměrné měsíční průtoky, mluvíme o měsíčních klouzavých průměrech  $n$ -tého řádu. Nevýhodou uvedeného způsobu zpracování je zkrácení řady - výsledná řada má o  $n-1$  prvků méně než řada výchozí.

Vyrovňování chronologických řad lze udělat i graficky. První a druhý bod řady spojíme úsečkou a rozpůlíme. V dalším spojíme druhý a třetí bod a rovněž najdeme těžiště vzniklé úsečky. Tak pokračujeme až ke konci původní řady. Vzniklá těžiště po spojení nám určují hledaný průběh vyrovnané čáry. Dalšího stupně vyrovnaní můžeme dosáhnout, když zcela obdobně budeme zpracovávat již získaná těžiště.

#### 4.2.9. Doba opakování, čára opakování,

V hydrologii se často setkáváme se soubory, které jsou sestaveny z členů vyskytujících se jen jednou za hydrologický rok. V tomto případě je celkový počet prvků souboru  $n$  roven počtu let pozorování  $N$  ( $n=N$ ). Souborem tohoto druhu je např. řada průměrných ročních průtoků - každému hydrologickému roku odpovídá příslušný průměrný roční průtok, získaný např. jako vážený průměr průměrných měsíčních průtoků (s uvážením rozdílného počtu dní v jednotlivých měsících uvažovaného roku). Podobně rovnost  $n=N$  bude platit i u souboru kulminačních průtoků, které budeme vybírat tak, že uvažujeme maximální (kulminační) průtok v každém z hydrologických let (jde o soubor složený z ročních maxim okamžitých průtoků). Kulminační průtoky (podobně střední roční průtoky) mají různou velikost. Některé z nich jsou značně vysoké. Abychom měli představu o jejich mimořádnosti, můžeme hodnotit jednotlivé prvky sou-

boru nejen pravděpodobnosti překročení  $p$  (příp.p%), jak již bylo vysvětleno dříve, ale i jejich reciproční hodnotou, tzv. dobou opakování:

$$T = \frac{1}{p}, \quad \text{příp. } T = \frac{100}{p\%} \quad (4.88)$$

Dobu opakování  $T$  můžeme definovat jako období vyjádřené v letech, ve kterém je (byla) uvažovaná hodnota (třeba kulminačního průtoku) dosažena nebo překročena v dlouhodobém průměru jednou. Tak např. roční kulminační průtok  $Q_{\max, 50\%}$  s pravděpodobností překročení  $p=50\%$  bude mít přisouzenou dobu opakování dva roky, neboť jeho hodnota je (byla, bude) dosažena nebo překročena v dlouhodobém průměru za dva roky jednou. Tomuto průtoku budeme říkat průtok dvouletý, neboť podle výrazu (4.88) platí:  $T = 100/p\% = 100/50 = 2$ , podobně  $Q_{\max, 1\%}$  bude průtokem stoletým  $T = 100/1 = 100$ . Zde zdůrazněme, že  $N$  letý průtok  $Q_N$ , je definován jako kulminační průtok, který je dosažen nebo překročen průměrně jednou za  $N$  let, zpravidla se udává v  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na tento průtok  $Q_N$  musí být, podle požadavku normy, dimenzovány např. přelivy přehrad apod; v závislosti na nebezpečí, které by mohlo vzniknout, norma předepisuje velikost  $N$ , tedy to, zda objekty na toku, převádějící průtoky, budou dimenzovány na častější, co do velikosti menší průtok, např. padesátiletý ( $Q_{\max, 50\%}$ ), nebo méně častý, větší průtok, např. stoletý ( $Q_{\max, 100\%}$ ). Pro  $N$ -letý průtok  $Q_{\max, N}$  se dříve používal termín  $N$ -letá voda, který se podle názvoslovné normy dnes nemá používat.

V hydrologii však existují prvky časových řad, kde vytvoření souboru není tak jednoznačné a jediné, jak tomu bylo např. u středních točnic průtoků nebo ročních (okamžitých, denních apod.) maxim. Poměrně vysoké kulminační průtoky se na našem území mohou vyskytnout v průběhu roku i několikrát, v různých obdobích roku (na rozdíl např. od sibiřských řek, kde jediné maximum se pravidelně vyskytuje v období příchodu jara, jarního tání). Stává se na našich tocích, že podružné maximum kulminačního průtoku určitého roku (např. druhé nejvyšší tohoto roku) je vyšší než maximální hodnota roku jiného. Abychom tento podružný průtok neztratili ze zpracování, soubor sestavujeme i jinak než je tomu u výběru ročních maxim.

Soubor můžeme sestavit dvojím způsobem: **a)** vybíráme, jak už bylo uvedeno, jeden, maximální kulminační průtok v každém roce (tzv. výběr ročních maxim), **b)** zvolíme vhodnou základnu  $Q_Z$  a do souboru zařadíme všechny nezávislé kulminace, jež jsou rovny, nebo vyšší než  $Q_Z$ . Tak zařadíme do výpočtu i vzpomínaný podružný kulminační průtok, jenž, je-li nezávislý, přináší do zpracovávaného souboru (zvláště je-li krátký), dodatečnou informaci k ročním maximům, kterou bychom nezařazením prvku do souboru opomenuli, nevyužili.

Je zřejmé, že v prvním případě je  $n=N$ , v druhém může být obecně  $n \neq N$ . Zpravidla volíme základ tak, aby  $n \geq N$ .

Sestavíme-li soubor podle prvního způsobu, můžeme na základě existující vazby mezi  $P\%$  a  $T$  (rov.4.88), převést empirickou (příp. teoretickou) čáru překročení na čáru opakování, vyjadřující zákonitost růstu kulminačního průtoku povodňové vlny s počtem let období, ve kterém je tento průtok  $Q_N$  dosažen nebo překročen v průměru jednou.

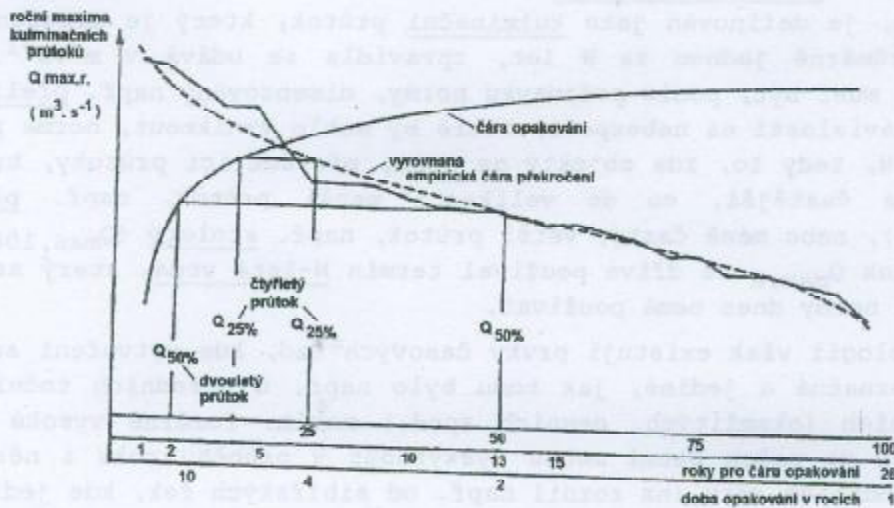
Nyní se zastavme u souboru, sestaveného druhým způsobem, kdy jsme vybírali všechny nezávislé kulminace nad vhodně voleným základem  $Q_Z$ . Doba opakování  $m$ -tého prvku souboru, uspořádaného v klesajícím pořadí je:

$$T_1 = \frac{1}{p_1} = \frac{N}{m} \quad (4.89)$$

Průměrná roční frekvence průtoků  $Q \geq Q_1$  je dána reciproční hodnotou:

$$p_1 = \frac{1}{T_1} = \frac{m}{N} \quad (4.90)$$

kde  $m$  je pořadové číslo průtoků  $Q_1$ ,  $N$  počet let. Je třeba si uvědomit, že



Obr.4.18. Sestrojení čáry opakování kulminačních průtoků z čáry překročení

$p_1$  může být, na rozdíl od  $p$ , i větší než jedna,  $p_1 > 1$ .

Vztah mezi jednotlivými procenty překročení  $p$  (soubor ročních maxim) a  $p_1$  (soubor prvků nad určitým základem  $Q_z$ ) je dán výrazem:

$$p = 1 - e^{-p_1} = 1 - e^{-\frac{1}{T_1}} = 1 - e^{-\frac{m}{N}} \quad (4.91)$$

V následující tab.4.4 jsou uvedeny hodnoty  $p$ , vypočtené z daných  $p_1$  ( $T_1$ ). Z ní plyne, že pro  $p_1 \leq 0,1$  lze psát  $p \approx p_1$ ,  $T \approx T_1$ . Dále z ní vidíme, že hodnotu jednoletého kulminačního průtoků ( $T_1 = p_1 = 1$ ) je možno odečíst z křivky překročení ročních maxim při hodnotě  $p = 0,632$ , tj 63,2%.

Jestliže graficky zpracováváme čáry překročení v pravděpodobnostní síti, lze převést průměrnou roční frekvenci  $p_1$  na pravděpodobnost  $p$  podle výrazu:

$$p = p_1 \frac{N}{n} = \frac{m}{N} \cdot \frac{N}{n} = \frac{m}{n} \quad (4.92)$$

Tab.4.4. Vztah mezi  $p$ ,  $p_1$  a  $T_1$ 

$p_1$	$T_1$	$p$	$p_1$	$T_1$	$p$
0,001	1000	0,001	0,2	5	0,181
0,01	100	0,00995	0,50	2	0,393
0,02	50	0,0198	1,00	1	0,632
0,04	25	0,0392	2	1/2	0,865
0,05	20	0,0488	4	1/4	0,982
0,10	10	0,0952	5	1/5	0,993

Při přechodu z doby opakování  $T_1$  na dobu  $T$  použijeme výraz:

$$T = T_1 \frac{n}{N} = \frac{1}{p_1} \cdot \frac{n}{N} \quad (4.93)$$

pro  $T_1$  platí:

$$T_1 = T \frac{N}{n} = \frac{1}{p} \cdot \frac{N}{n} \quad (4.94)$$

Tento poslední výraz plyne i z následující úvahy: Poněvadž podle druhého způsobu jsme vybírali všechny kulminační průtoky nad určitým, vhodně voleným základem  $Q_z$ , bude  $n > N$ . Máme-li počet let pozorování  $N$ , počet kulminací  $n$ , potom průměrný počet povodní, připadající na jeden rok je:

$$f = \frac{n}{N} \quad (4.95)$$

Za  $A$  let budeme pozorovat počet kulminací:

$$M = f \cdot A = \frac{n}{N} \cdot A \quad (4.96)$$

Jestliže  $p$  těchto kulminací dosahuje nebo převyšuje (překračuje) hodnotu průtoku  $Q_i$ , potom počet kulminací, které dosahují nebo převyšují hodnotu  $Q_i$  za období  $A$  let je roven:

$$M' = \frac{p\%}{100} \frac{n}{N} A \quad (4.97)$$

Výsledně střední interval mezi výskyty povodní (ve své kulminaci rovných nebo větších než průtok  $Q_i$ ) udaný v letech, tedy doba opakování bude:

$$T_1 = \frac{A}{M'} = \frac{100}{p\%} \frac{N}{n} \quad (4.98)$$

což je ve shodě s výrazem (4.94).

Velmi rychle lze získat čáru opakování podle Bratránka. Vybíráme nad určitou, vhodně volenou mezí všechny kulminační průtoky, jejichž celkový počet je obecně odlišný od počtu let pozorování. Zpravidla volíme tak, aby (ve snaze zpracovávat větší soubor kulminací z dané, mnohdy dosti krátké řady let pozorování), platilo  $n > N$ . Kulminace seřadíme v klesajícím pořadí

a získáme tak po vynesení tzv. čáru výskytu  $Q=f(m)$ , kde  $m$  je pořadové číslo prvku  $Q_{\max, i}$ . Jestliže nyní potřebujeme určit jako nejnížší průtok průtok jednoletý, z původní řady kulminačních průtoků seřazených v klesajícím pořadí (kde zpravidla  $n > N$ ) "odřizneme" tolik nejmenších prvků, aby zbylá řada splňovala rovnost  $n=N$ . Potom jednoletý průtok bude určen úsečkou v takto získané čáře pro  $m=N$ , dvouletý průtok bude určen úsečkou pro  $m=N/2$ , n-letý průtok úsečkou  $m=N/n$ . Tak např. necht' ze 40-tiletého období pozorování ( $N=40$ ) jsme vybrali celkem 60 kulminačních průtoků ( $n=60$ ), převyšující vhodné volenou mez tak, že jsme dosáhli žádané nezávislosti jednotlivých prvků. Po seřazení podle velikosti 40-tý člen bude průtokem jednoletým ( $Q_1$ ), 20-tý člen průtokem dvouletým ( $Q_2$ ) atd. Pokud bychom potřebovali určit dokonce půlletý průtok ( $Q_{1/2}$ ), museli bychom vybrat kulminační průtoky  $Q \geq Q_0$  v celkovém počtu nejméně  $n=2N$ . Po seřazení člen na 80 místě by byl hledaným průtokem půlletým.

Po určení  $N$ -letých kulminačních průtoků můžeme vykreslit čáru opakování tak, že na osu úseček vynášíme dobu opakování, a k nim ve směru svislém odpovídající velikosti kulminací.

Z uvedeného textu vyplývá, že pojem doby opakování nabývá rozdílného významu podle toho, jakým způsobem byl sestaven soubor ke zpracování, zda z ročních maxim ( $n=N$ ), nebo zavedením vhodné meze (nejnížšího maximálního průtoky), kdy platí  $n > N$ . Řadě takto vzniklé se v anglicky psané hydrologické literatuře říká "partial series".

Na tomto místě znovu upozorňuji, že pod  $N$ -letým průtokem  $Q_N$  se rozumí kulminační průtok (okamžitý průtok odpovídající kulminaci povodňové vlny), který je v dlouhodobém průměru dosažen nebo překročen jednou za  $N$  let. Je to průtok daný normou, na který musí být dimensovány objekty jako přeliv na přehradě, propustky, mostní profily apod. tak, aby tyto objekty uvedené  $N$ -letý průtok převedly beze škod.

Víme, že k hodnocení významnosti nějakého prvku můžeme použít, kromě procenta překročení  $p$  i dobu opakování. Můžeme tedy hodnotit významnost vodnosti určitého konkrétního roku např. dobou opakování průměrného ročního průtoky  $Q_{\text{roč}}$ . Můžeme tedy mluvit např. o hodnotě dvacetiletého průměrného průtoky  $Q_{\text{roč}, N=20}$ . Tento průtok se samozřejmě pro dimensování zhora uvedených objektů (neboť je jako průměrná hodnota nižší kulminačního), nepoužívá!

#### 4.3. Klimatičtí činitelé oběhu vody

##### 4.3.1. Atmosférické srážky

Srážky měříme srážkoměry, zapisujícími dešťoměry (ombrografy) a totalizátory. Popis přístrojů, způsob měření a další související informace jsou dostatečně podrobně popsány v kap.3.11.8., na kterou se tímto odvoláváme.

Atmosférické srážky (hydrometeory) vznikají kondenzací ve vzduchu obsažených par. Tento jev probíhá na povrchu těles, rostlin, na povrchu zemském, hlavně pak v atmosféře. Podle skupenství rozlišujeme srážky kapalné (např. déšť) a pevné (např. kroupy). Podle způsobu a místa vzniku lze srážky rozdělit na horizontální, jež se tvoří kondenzací par bezprostředně na povrchu země či předmětech, rostlinách apod., (rosa, jinovatka, ledovka atd.), a vertikální, vznikající ve volné atmosféře a podle právě existujících meteorologických podmínek z ní vypadávají buď jako déšť, sníh, kroupy apod.

Množství horizontálních srážek je v porovnání s množstvím na zem vypadlých vertikálních za období hydrologického roku zpravidla malé. Hrají však významnou roli např. v zemědělství, neboť jsou mnohdy schopny pokrýt



minimální množství vody, potřebné pro zachování života rostlin v období, kdy je normálních (vertikálních) srážek katastrofálně málo.

Množství srážek, vypadlé na povodí, je jedním z hlavních prvků bilanční rovnice, kterou často v hydrologii používáme při řešení mnohých úloh. Proto je třeba srážky pozorovat, měřit a zpracovávat. Sledujeme jejich potřebné parametry tak, abychom získali správný obraz např. o jejich plošném rozložení, u kapalných srážek sledujeme jejich trvání, úhrn (a tím i jejich intenzitu), jejich časový průběh apod. Množství srážek vyjadřujeme zpravidla (s výhodou) jako srážkovou výšku (v mm); je to tloušťka vrstvy vody, která by se vytvořila z deště (příp. roztopením srážek pevných) na dané ploše bez odtoku, výparu či vsaku. Množství srážek vypadlé v bodě (srážkoměrné stanici) vyjadřujeme rovněž jako výšku vrstvy a nazýváme ji srážkovým úhrnem. 1 mm kapalných srážek na ploše 1 m<sup>2</sup> dá objem jednoho litru, na ploše 1 km<sup>2</sup> pak objem 1000 m<sup>3</sup>.

U deště kromě úhrnu je účelné měřit i jeho trvání. Podíl úhrnu a trvání nám dává další, významnou charakteristiku deště - jeho intenzitu. Intenzita deště je zpravidla vyjadřována v mm.min<sup>-1</sup>. Jestliže množství deště vyjádříme v l.s<sup>-1</sup>.ha<sup>-1</sup>, mluvíme o vydatnosti deště. V závislosti na charakteristikách intenzivního deště značného úhrnu se vyvíjí odezva povodí - vzniká povodňová vlna, jež při dosažení určitého objemu, kulminačního průtoku může způsobit značné škody. To jsou, kromě jiného, důvody, proč sledujeme velmi pečlivě jednotlivé charakteristiky deště.

#### 4.3.1.1. Sít srážkoměrných stanic

Srážkové úhrny měříme v siti srážkoměrných stanic, ve kterých jsou instalovány srážkoměr, popř. i zapisující deštoměr (ombrograf). Na těžko dostupných místech v horách jsou srážky zachycovány za delší období (čtvrt roku i období delší) totalizátory.

V terénu velmi členitém jsou srážky rozděleny v porovnání s územím rovin značně nerovnoměrně, proto je v horských oblastech požadována hustější síť srážkoměrných stanic. U nás připadá jedna srážkoměrná stanice v průměru na 79 km<sup>2</sup>. Sít srážkoměrných stanic u nás zřizuje, udržuje a pozoruje srážkové jevy Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ). Stanice jsou zakresleny do speciální mapy a jejich názvy jsou vyznačeny v seznamu s uvedenými zeměpisnými souřadnicemi. Pro každou stanici se vypracovává detailní náčrt její polohy a umístění přístrojů. Potřeba standartizace pozorování, vyhodnocování, vybavení přístrojovou technikou již byla uvedena. Je důležitá pro další vyhodnocování, popř. vzájemné porovnávání napozorovaných údajů z jednotlivých stanic mezi sebou. Pro zvláštní účely (výzkum) může být síť stanic v určité oblasti rozšířena - pro účely prognózní služby však rozhodujícím požadavkem je potřeba okamžitého hlášení a rychlého zpracování údajů. Proto zpravidla síť sloužící těmto účelům je řidší. Požadavek reprezentativnosti stanic však musí být přesto splněn.

Srážky se u nás měří v 7 hodin ráno, takže udávají 24 hodinové úhrny, které přisuzujeme předchozímu dni. Výška sněhové pokrývky se měří denně, vodní hodnota sněhu jednou za 5-10 dní, v obou případech se uvádí datum měření. Pozorovatel zapisuje pozorované hodnoty do zvláštních formulářů, uvádí v nich další doplňující poznámky o druhu srážek (déšť, rosa, sněžení apod.), jejich trvání, údaje o výšce nově napadlého sněhu, o teplotě vzduchu, síle a směru větru atd., a posílá vše po ukončení každého měsíce do HMÚ, kde se data kontrolují, porovnávají se hodnoty blízkých stanic za účelem vyloučení hrubých chyb; tak se data připraví pro další matematicko-

statistické zpracování a nakonec pro závěrečnou fázi - pro jejich publikování a další využití.

#### 4.3.1.2. Časové a plošné rozdělení srážek

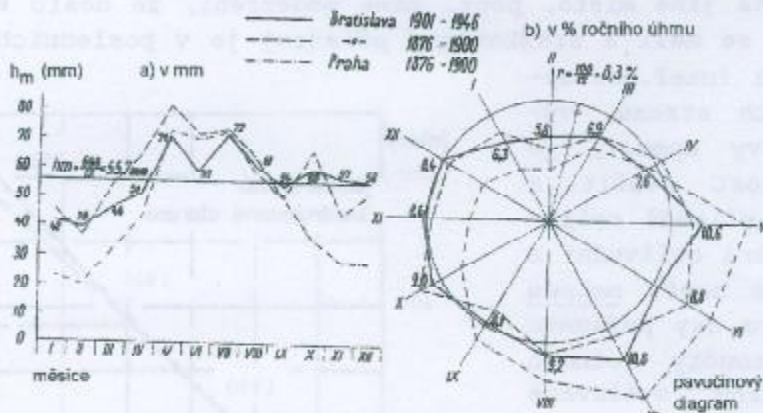
Hydrolog zpracovává následující srážkové charakteristiky: srážkové úhrny za jednotlivé dny, měsíce, roky, údaje o deštích největší vydatnosti, o počtu srážkových dní v jednotlivých měsících, průměrné dlouhodobé úhrny roční a v jednotlivých měsících atd., dále jsou to nejvyšší a nejnižší měsíční a roční úhrny srážek ve zkoumaném období s udáním roku výskytu apod. Při zpracování s výhodou používáme přehledné a velmi názorné grafické vyjádření, dnes poskytované nejčastěji počítačem. To použijeme hlavně tenkrát, porovnáváme-li v rámci celkové kontroly dat současný průběh několika meteorologických a/nebo hydrologických prvků (srážky, teplota vzduchu, průtoky apod.). U sněhových srážek se určuje průměrný začátek (konec) prvního (posledního) sněžení, počet dní se sněhovou pokrývkou, se sněžením, výška nově napadlého sněhu, maximální výška sněhové pokrývky apod.

Časové rozdělení srážek - u nás největší pravděpodobnost výskytu připadá na ranní a odpolední hodiny, méně často prší v noci a před polednem. Roční chod srážek reprezentovaný průměrným úhrnem srážek v jednotlivých měsících (počítaným z dlouhého období mnoha let), souvisí s cyklickou záměnou ročních období. Roční chod srážek je charakteristický pro celé rozsáhlé oblasti světa a závisí na zeměpisné poloze. Lze rozlišovat: rovníkový typ, zde se vyskytují dvě maxima, v dubnu a listopadu, dvě minima v červenci a lednu. Tento typ pozorujeme v oblastech kolem rovníku a v pásmu 0-10° zeměpisné šířky. Rovnoměrné rozdělení srážek po celý rok je typické pro oblasti přímořské mírných zeměpisných šířek. Velké srážky v letním období, malé v zimním jsou charakteristické pro klima monzunového typu a pro klima pevnin mírných šířek. Konečně jsou to subtropý s velkými úhrny srážek v zimním období a suchým létem.

Nejvšeobecnější obraz o srážkových poměrech daného místa podává dlouhodobý roční úhrn srážek. V České republice se pohybuje v rozpětí od 410 do 1700 mm. Pro naše území platí v zásadě rozdělení s převahou srážek v letním pololetí - od dubna do září vypadne přibližně 2/3 celoročního úhrnu srážek. Od ledna do května pozorujeme vzrůst srážkové činnosti, po srpnu se udržuje na vysoké úrovni, v následujících měsících pak opět nastává pokles.

Jednotlivá místa lze co do ročního chodu srážek charakterizovat průměrnými měsíčními úhrny, jež jsou počítány z delší řady let. Pro možnost vzájemné porovnatelnosti chodu srážek v různých místech se úhrny v jednotlivých měsících vyjadřují v procentech celkového dlouhodobého ročního úhrnu. Základní dva způsoby určení srážkové sezony, kdy měsíční úhrny jsou vyšší dlouhodobého průměru, jsou dobře patrné z obr.4.19. Významnost jednotlivých hodnot měsíčních, popř. ročních srážkových úhrnů můžeme ohodnotit matematickou statistikou, sestavením čáry překročení za delší řadu let pozorování. Kromě údajů o srážkových úhrnech (měsíčních, ročních) se pro dokreslení poměrů v dané oblasti uvádějí v některých publikacích (např. Klimatické poměry ČSR), mnohé další údaje. Pravděpodobnost deště, tj. poměr dní se srážkami k celkovému počtu dní v měsíci, je u nás největší v květnu až červenci, nejmenší na podzim. Reciproční hodnota pravděpodobnosti deště, se nazývá hustota deště a značí, kolik dní připadá na jeden den s deštěm. Průměrný denní déšť je údaj, získaný dělením celkového úhrnu deště, vypadlého za určité období, celkovým počtem dní se srážkami.

Množství srážek je kromě zeměpisné polohy ovlivňováno nadmořskou výškou a orientací území vůči světovým stranám. Tak např. na svazích hor, vystavených proudění vlhkých vzdušných hmot, pozorujeme vyšší roční srážkový úhrn než na svazích odvrácených.



Obr.4.19. Způsoby určení srážkové sezony

konvekčních stoupavých vzdušných proudů a jejich rychlým ochlazením. Směrem na jih a sever od rovníku úhrn klesá a dosahuje minima asi 500 mm v pásu 15-30° severní a jižní šířky. V tomto pásu nalézáme většinu pouští. V mírném pásmu srážek opět přibývá, zde je dosahováno v důsledku vzniku a střetu teplých a studených front úhrnů v mezích kolem 500-1000 mm za rok. V oblastech polárních jsou srážkové úhrny opět velmi nízké, nižší než 300 mm. rok<sup>-1</sup>.

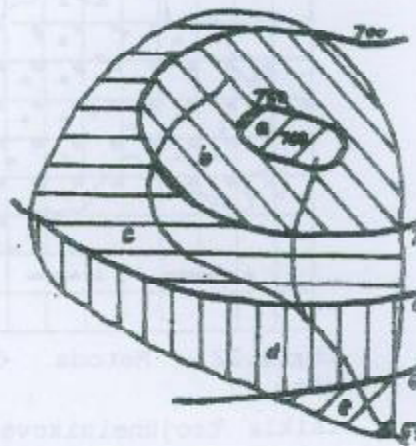
Srážková maxima na zeměkouli byla pozorována na jižních svazích Himaláji (dlouhodobý roční průměr je roven asi 12 700 mm, roční maximum 16 300 mm), v Evropě více jak 4000 mm vypadne v určitých oblastech Švédska, severní Anglii. Srážková minima byla pozorována na pouštích, na Sahaře 5 mm. rok<sup>-1</sup>, v některých místech Chile dokonce necelý 1 mm. rok<sup>-1</sup>.

Nejnižší roční srážkové úhrny v Čechách pozorujeme v oblasti kolem Slaného a Žatce (povodí Ohře), na Moravě při soutoku Dyje a Svratky 460-480 mm. rok<sup>-1</sup>. K oblastem nejbohatším na srážky patří u nás Krkonoše, Jeseníky a Beskydy s úhrny kolem 1500 mm. rok<sup>-1</sup>.

Plošné rozdělení srážek v určité oblasti lze názorně zobrazit izohyetami. Jsou to čáry spojující na mapě místa se stejnými srážkovými úhrny. Izohyety mohou udávat úhrny za různě dlouhá období - za konkrétní rok, za průměrný rok (úhrn je průměrem ročních úhrnů za celou řadu let, např. 1931-60), ale i za období kratší jako je měsíc, den, i za jednotlivý déšť. Izohyety jsou konstruovány obdobně jako vrstevnice, tentokrát je však "topografie" dána body s uvedenými srážkovými úhrny.

K sestrojení izohyet udávajících srážkové úhrny za delší období (např. 1931-60) je třeba, aby byly odvozeny z údajů srážkoměrných stanic

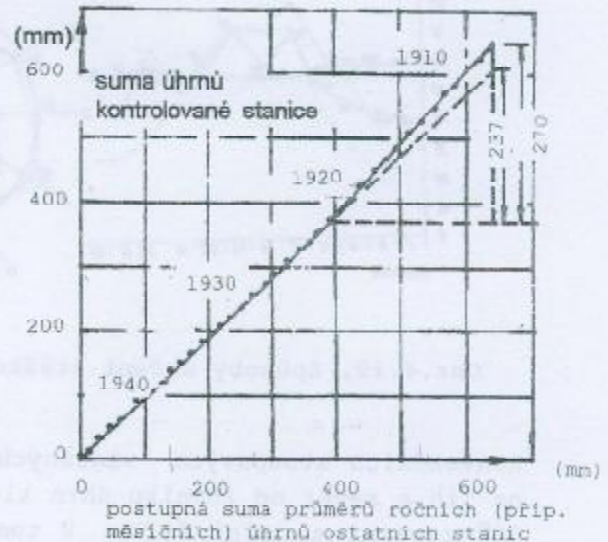
Rozdělení srážek na Zemi je takové, že v pásu okolo rovníku jsou roční úhrny větší jak 2000 mm, na ostrovech Tichého oceánu leží v rozmezí 5000-6000 mm. Tyto vysoké úhrny jsou způsobeny blízkostí velkých vodních ploch s vysokou teplotou. Deště v těchto oblastech vznikají z



Obr.4.20. Mapa izohyet

všech stanic za totéž období. Znamená to, že případně chybějící údaje o srážkových úhrnech některých stanic je třeba doplnit. Volba sousedící stanice, jakož i samotné doplnění údajů se provádí korelačním počtem.

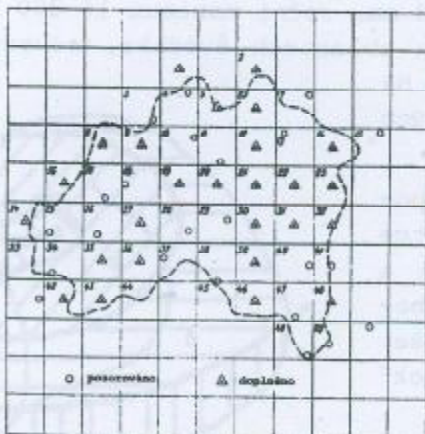
Jedním z prvních kroků které musíme při zpracování srážkoměrného materiálu udělat, je ověření jeho homogenity. Pokud některá stanice v průběhu let byla např. posunuta na jiné místo, popř. máme podezření, že došlo ke změně podmínek, za kterých se měří a srážkoměrný přístroj je v posledních letech nepříznivě ovlivňován (např. postupným vzrůstem blízkých stromů, výstavbou blízké budovy apod.), je třeba tuto skutečnost ověřit a srážkoměrné údaje v případě ovlivnění opravit. K detekci ovlivnění a opravě dat používáme např. metodu dvojných čar: Ve směru osy pořadnic vynášíme postupně součty ročních (příp. měsíčních) úhrnů ověřované stanice, na osu úseček pak postupně součty průměrů ročních (měsíčních) úhrnů ostatních, sousedících srážkoměrných stanic. Sumace úhrnů se z praktických důvodů zpravidla dělá v obráceném sledu let.



Obr. 4.21. Dvojná součtová čára

#### 4.3.1.3. Určení srážkové výšky na povodí

Srážková výška je tloušťka vrstvy vody ze srážek, rozprostřené na púdorysný průmět povodí. Můžeme ji určit několika způsoby: nejjednodušší, použitelný však jen v oblastech rovin, spočívá ve výpočtu aritmetického průměru srážkových úhrnů ze všech stanic. Na rozsáhlých územích rovinného charakteru lze postupovat také tak, že na mapu přikládáme čtvercovou síť, doplníme čtverce bez údajů o srážkách hodnotami získanými lineární interpolací a opět aritmetický průměr všech hodnot udává průměrnou výšku srážek na povodí. Tento postup se doporučuje udělat několikrát při různé poloze čtvercového rastru.



Obr. 4.22. Metoda čtvercové povodí metodou polygonů (metoda Thiessena). síť

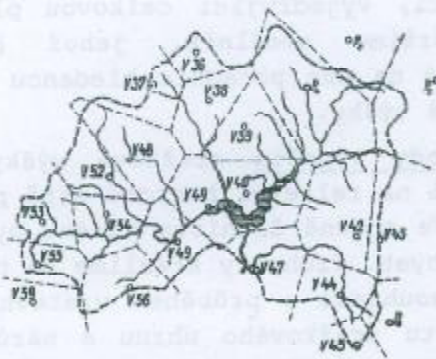
Velmi často určujeme srážkovou výšku na povodí metodou polygonů (metoda Thiessena). Srážkoměrné stanice se spojí tak, aby vznikla trojúhelníková síť, ve které se strany trojúhelníků neprotínají. Středem stran vedeme kolmice, jež vytvoří síť dílčích nebo úplných mnohoúhelníků. Jejich plochy určíme zplanimetrováním a přisoudíme jako váhu k úhrnům každé příslušné stanice. Přitom není třeba určovat plochy ve skutečnosti, stačí údaj v jednotkách planimetru, nebo v relativním, procentuálním vyjádření. Hledaná výška srážek na povodí je dána výrazem:

$$H_s = \frac{\sum h_i P_i}{\sum P_i} = \frac{\sum h_i P_i}{F} \quad (4.99)$$

kde  $h_i$  - srážkový úhrn v  $i$ -té stanici,

$P_i$  - velikost plochy  $i$ -tého mnohoúhelníku (skutečná, nebo vyjádřená relativně),

$F$  - celková plocha povodí (skutečná, nebo vyjádřená relativně)

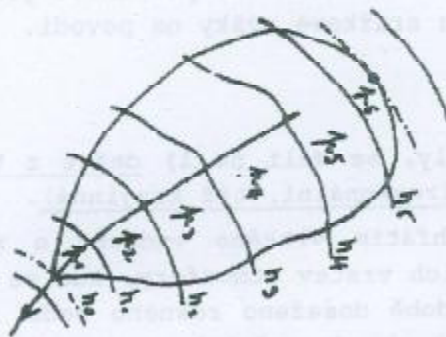


Obr.4.23. Metoda polygonová

Nejspolehlivější způsob určení srážkové výšky na povodí, i značně členitém, spočívá v použití map s vykreslenými izohyetami. Podle požadovaného stupně přesnosti lze použít některý z těchto způsobů: a) početní přibližný, b) početní přesnější, c) graficko-početní.

U metody ad a) změříme plochy mezi dvěma sousedními izohyetami a rozvodnicí (pokud je protíná) a přisoudíme jim úhrn, rovný aritmetickému průměru. Hledaná výška srážek je dána výrazem:

$$H_s = \frac{\sum \left[ \frac{1}{2} (h_{i-1} + h_i) \right] P_i}{F} \quad (4.100)$$



Obr.4.24. Metoda početní, způsob a)

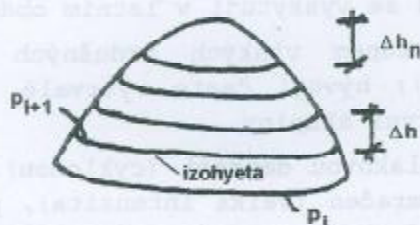
b) U tohoto způsobu pokládáme plochy uzavřené sousedními izohyetami a popř. rozvodnicí za základny komolých kuželů o výšce, rovné kroku izohyet. Plochy základen určíme opět planimetrováním, objemy jednotlivých vrstev jsou dány vzorcem:

$$O_{1i} = 1/3 \Delta h (P_i + \sqrt{P_i P_{i+1}} + P_{i+1}) \quad (4.101)$$

Tyto jednotlivé dílčí objemy sečteme a připočítáme objemy kuželů, jejichž základnou je buď plocha uzavřená izohyetou okolo místa s nejvyššími úhrny (toto místo považujeme za vrchol kužele),

anebo uzavřená mezi nejvyšší izohyetou a částí rozvodnice, kterou izohyeta odděluje. Pro tento případ je vrcholem kužele bod s nejvyššími srážkami na této části rozvodnice. Objem horní části vypočteme podle výrazu:

$$O_{2i} = 1/3 \Delta h_n P_n \quad (4.102)$$

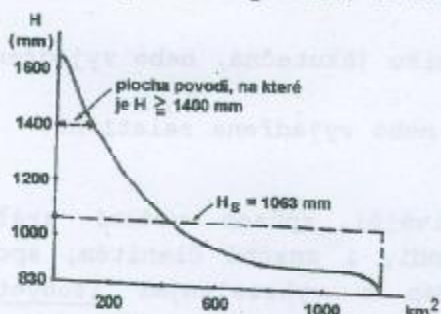


Obr.4.25. Metoda početní, způsob b)

Celkový zjištěný objem převedeme na váleček se základnou, rovnou ploše povodí.

Průměrnou srážkovou výšku na povodí obdržíme, přičteme-li výšku válce k nejnižšímu srážkovému úhrnu, jenž odpovídá základně nejnižšího komolého kužele.

c) Výpočet průměrné výšky na povodí je založen na použití hyetografické křivky. Na osu pořadnic vynášíme úhrny (maximální, minimální a úhrny dané jednotlivými izohyetami) a k nim, ve směru vodorovném vynášíme úsečky, jež v



určitém měřítku vyjadřují plochy, na kterých byly tyto úhrny dosaženy nebo překročeny. Spojením koncových bodů úseček plynulou čarou dostáváme hyetografickou křivku. Zplanimetrováním uzavřené plochy a převedením na půdici, vyjadřující celkovou plochu povodí, obdržíme obdélník, jehož horní strana vytíná na ose pořadnic hledanou hodnotu srážkové výšky.

Obr. 4.26. Hyetografická křivka

Volba metody výpočtu srážkové výšky na povodí závisí na reliéfu, hustotě sítě pozorovacích stanic a na požadované přesnosti. Ve značně členitém terénu bychom měli použít některou z metod využívající izohyet. Izohyety kreslíme za pomoci vrstevnicové mapy; izohyety kreslíme v souhlase s průběhem vrstevnic - tím postihujeme všeobecnou zákonitost vzrůstu srážkového úhrnu s nárůstem nadmořské výšky. V méně členitém terénu použijeme raději méně pracnou metodu Thiessenovu, která v tomto případě je prakticky co do přesnosti srovnatelná s metodou isohyet. Určení srážkové výšky na povodí aritmetickým průměrem, příp. metodou čtvercové sítě je vhodné jen pro málo členité oblasti s dobře navrženou pozorovací sítí. Poněvadž srážky jsou základním prvkem bilanční rovnice, je třeba v závažných případech věnovat maximální pozornost jak rozmístění stanic, tak i volbě způsobu výpočtu srážkové výšky na povodí.

#### 4.3.1.4. Deště, jejich rozdělení

Podle původu, okolností za jakých vznikly, se dělí na 1) deště z tepla, 2) deště orografické, 3) deště cyklonální (regionální, též krajinné).

1. Deště z tepla vznikají kontaktním ohřátím vlhkého vzduchu o zemský povrch, následujícím jeho výstupem do vyšších vrstev atmosféry, kde se dynamicky ochladí, takže je v poměrně krátké době dosaženo rosného bodu. Je-li ve vzduchu přítomno dostatečné množství kondenzačních jader, nastane vysrážení přebytečné vlhkosti ze vzduchu a za příznivých podmínek narůstání vodních kapek či ledových krystalů. Pakliže dosáhnou takové tíhy, že překonají odpor stoupajícího proudu vzduchu, padají dolů a mohou dosáhnout v podobě třeba deště, zemského povrchu. Tyto deště se vyznačují velkými intenzitami, zasahují menší plochy. Způsobují rozvodnění menších toků. Jsou typické pro oblasti rovníkového pásma, u nás se vyskytují v letním období.

2. deště orografické jsou způsobeny výstupem vlhkých vzdušných hmot, vynuceným reliéfem území (pohořími, horami); bývají často vytrvalé, zpravidla však s intenzitou menší než u dešťů první skupiny.

3) deště cyklonální vznikají postupující tlakovou depresí (cyklonou). Malé hluboké cyklony jsou doprovázeny průtržemi mračen (velká intenzita), ploché cyklony vyvolávají vytrvalé deště zasahující velké rozlohy při nižších intenzitách - způsobují rozvodnění na celé říční síti velkých území. U nás se vyskytují dlouhodobé deště při pohybu barometrického minima od severní části Jaderského moře a severní Itálie přes Maďarsko k moři Baltskému. Vydátost

lýchto dešťů jen zřídka překročí v nižších polohách 80 mm/24 hod., ve vyšších polohách však může být značně vyšší.

Deště o vysoké intenzitě, krátkého trvání a vcelku zasahující malou plochu, nazýváme lijáky. Přestože je na našem území poměrně hustá síť vodoměrných stanic, ve kterých se pozorují vodní stavy a vyhodnocují se i odpovídající průtoky, jsme mnohdy nuceni pro nedostatek podkladů na menších tocích odvozovat maximální průtoky určitého významu z dešťů. V tom případě, nás zajímá velikost intenzity deště při daném jeho trvání a periodicitě (jsou to charakteristiky tzv. blokového deště), typický časový průběh intenzity deště, velikost zasažené plochy povodí apod.

#### 4.3.1.5. Vztah mezi intenzitou, dobou trvání a periodicitou deště

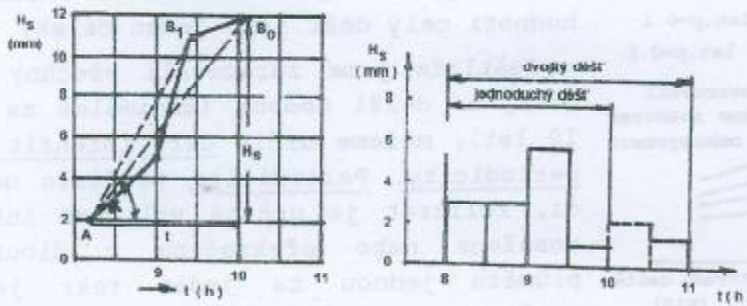
Zjištění tohoto vztahu je pro kterékoli místo obtížné z několika důvodů: výskyt lijáku není častým jevem, takže je třeba dlouhodobého pozorování. Poněvadž přívaly zasažená plocha je vcelku malá, potřebovali bychom velmi hustou síť pozorovacích stanic; určení vztahu mezi jednotlivými parametry deště si vyžaduje vybavení srážkoměrné sítě zapisujícími dešťoměry - ombrografy. Zatím jejich počet není zcela uspokojivý a doby pozorování jsou mnohdy příliš krátké.

Vztah mezi dobou trvání, intenzitou a periodicitou deště můžeme zjistit z materiálů dlouhodobého srážkového pozorování - rozbořem ombrogramů:

Jak plyne z definice, průměrná intenzita za celý dešť se určí poměrem:

$$\frac{H_s}{t} = tg\alpha \quad (4.103)$$

kde  $H_s$  - celkový úhrn deště (mm),  
 $t$  - trvání deště (min)



Obr.4.27. Rozbor ombrogramu

bodě.

Intenzita deště je proměnlivá - z počátku je malá, poté vzrůstá a po dosažení maxima opět klesá. Dešť s jedním maximem intenzity se nazývá jednoduchý, má-li dvě, příp. více maxim, mluvíme o dvojnásobném, příp. vícenásobném dešti. Rozbor jednoduchého deště se podle Reinholda provádí v zásadě následovně: v grafickém záznamu vyrovnáme nerovnosti a vyznačíme body lomu na čáře. Body spojíme tak, aby se co nejlépe přimykaly k čáře. Tím jsme celý dešť rozdělili na několik tzv. náhradních dešťů (dešťových oddílů) o konstantní intenzitě. Nyní vyhledáme úsek o největší strmosti, zaznamenáme dobu trvání příslušející tomuto úseku a srážkový úhrn. Z těchto hodnot vypočteme odpovídající intenzitu. Poté vyhledáme sousedící úsek deště s intenzitou

Tato průměrná hodnota intenzity za celý dešť je dána směrnicí spojnice počátečního a koncového bodu v ombrogramu. Okamžitá intenzita deště je dána výrazem  $dH_d/dt$ , což představuje směrnici tečny, vykreslené k záznamové čáře v daném

nejbliže nižší a určíme její hodnotu a zapíšeme. V dalším z těchto dvou oddílů o trvání  $t_1 + t_2$  vypočteme průměrnou intenzitu:

$$i_2 = \frac{h_1 + h_2}{t_1 + t_2} \quad (4.104)$$

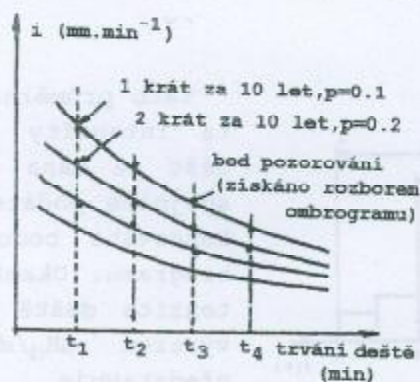
Naznačeným postupem pokračujeme dále - získáme tak řadu intenzit pro odpovídající dobu trvání. Pro dešťový úsek (oddíl) delší doby trvání dostaneme intenzitu menší, než byla intenzita předchozího kratšího dešťového oddílu, nebo nejvýše intenzitu jí rovnou. Intenzity a příslušné doby trvání vyneseme na milimetrový papír a vnesené body spojíme přímkami. Tím jsme převedli skutečný déšť (jednoduchý) o proměnlivé intenzitě na řadu dešťů (dešťových oddílů) s konstantními intenzitami. Z postupu plyne, že pro déšť, sestávající z  $n$  dešťových oddílů, získáme rozbořem  $2n-1$  intenzit.

Výskyt jednoduchých dešťů je nejčastější. Dostí časté jsou však i deště dvojnásobné, vyskytují se i troj- a vícenásobné deště. Násobnost deště je dána počtem inflexních bodů na ombrogramu (je součtovou čarou intenzit) podle výrazu:

$$n = \frac{a+1}{2} \quad (4.105)$$

kde  $n$  - násobnost deště,  
 $a$  - počet inflexních bodů na ombrogramu

V případě rozboru trojnásobného deště Reinhold postupuje takto: Rozdělí tento déšť na jednoduché, které si označme I, II, III a pro ně jednotlivě určí popsáním způsobem intenzity dešťových oddílů odpovídajícího trvání. V dalším postupu se analyzují dva dvojnásobné deště. Trojnásobný déšť se dá rozdělit na skupinu (I+II) a III, nebo I a (II+III). Při analýze dešťů (I+II) a (II+III) se přihlíží pro stejnou dobu trvání jen k vyšší intenzitě. Nakonec se hodnotí celý déšť jako jeden celek.



Obr.4.28. Vztah mezi  $i, t, p$  deště

Jestliže jsme zpracovali všechny ombrogramy za delší období (minimálně za období 10 let), můžeme určit čáry intenzit stejné periodicity. Periodicita je číslo udávající, kolikrát je určitá velikost intenzity dosažena nebo překročena v dlouhodobém průměru jednou za jeden rok; je dána poměrem  $p = n/R$ , kde  $n$  je počet dešťů (stejně doby trvání), jejichž intenzita byla rovna nebo větší než určitá (volená) intenzita  $i$ ,  $R$  je období vyjádřené v letech,

ve kterém se  $n$  dešťů, takto definovaných, vyskytlo. Na milimetrový, nebo logaritmický papír vyneseme na osu úseček trvání dešťových oddílů a na svislici jim odpovídající průměrné intenzity. Pakliže jsme zpracovali zápisy ombrografů za období např. deseti let, dostaneme tak pro jednotlivé doby trvání (např. 15 min.) řadu intenzit různé velikosti. Největší intenzity pro jednotlivá trvání bylo dosaženo 1 krát za 10 let, je tedy periodicita  $p=0.1$ , nejbliže nižší intenzita byla dosažena, příp. překročena za období 10 let 2 kráte, je tedy pro tuto intenzitu periodicita rovna  $p=0.2$ , atd. Vyrovnaním bodů s intenzitami stejné periodicity obdržíme systém čar postihujících



hledaný vztah mezi intenzitou náhradních deštů, různou dobou jejich trvání a jednotlivými periodicitami deště.

Vztah mezi  $i, t, p$ , pro danou periodicitu  $p$  lze kromě tabelárního či grafického způsobu vyjádřit i vzorci. Ze starších to jsou:

$$i = \frac{A}{t^\alpha} - C \quad \text{neboli} \quad h = A.t^{1-\alpha} - C.t \quad (4.106)$$

Lindley použil výraz:

$$i = \frac{A}{t^\alpha} \quad \text{neboli} \quad h = A.t^{1-\alpha} \quad (4.107)$$

kde  $i$  - intenzita deště ( $\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ ),

$A, C$  - konstanty,

$t$  - trvání deště (min),

$\alpha$  - exponent, zpravidla stejný i pro rozsáhlé oblasti

Logaritmováním výrazu (4.107) získáváme rovnici přímky; v logaritmických souřadnicích graficky vyjádřený vztah je přímka - to umožňuje velmi rychle určit operativně výrazu  $A$  a  $\alpha$ . Na druhé straně nedostatkem výrazu je skutečnost, že dává pro velmi krátké doby trvání nereálné hodnoty. Pozorované hodnoty se v logaritmické síti od přímky odchylují a to v oblasti nejkratšího trvání - do 10 min. Odchylení bodů lze postihnout zavedením parametru  $b$  do jmenovatele výrazu:

$$i = \frac{A}{(t+b)^\alpha} \quad (4.108)$$

Pro každé místo, kde byly po delší dobu pozorovány deště zapisujícím dešťoměrem, lze po zpracování ombrogramů určit pro řady intenzit stejného hospodářského významu (stejně periodicity) konstanty  $A, b, \alpha$ . Hodnota  $A$  se mění nejen podle povahy místa, ale také podle významnosti zpracovávané řady co do periodicity. Hodnota  $\alpha$ , vyjadřující geografické podmínky, je pro velké oblasti často prakticky stejná.

Ve vodohospodářské praxi pro území Čech používáme rovnic a tabulek, odvozených ze srážkoměrného materiálu. Tak např. pro návrhy příp. posouzení kanalizačních sítí lze použít studie VÚV Praha T.G.Masaryka (Trupl, 1958). V ní jsou pro celkem 98 základních stanic, situovaných na povodí Labe, Odry a Moravy uvedeny tabulky s hodnotami intenzit pro různá trvání (od 5 do 120 min) a periodicity ( $p = 5+0,05$ ).

Jestliže máme, dejme tomu, zjistit v místě **A** bez pozorování srážek intenzitu pro dešť o trvání např.  $t = 15$  min s periodicitou  $p = 1$ , postupujeme takto: v mapě izolinií hodnot  $\alpha$  vyhledáme interpolací hodnotu  $\alpha$  pro místo **A**, podobně z mapy intenzit 15-ti minutového deště při  $p = 1$  vyhledáme velikost intenzity. Nyní v první mapě izolinií hodnot  $\alpha$  vyhledáme základní stanici **B** s hodnotou  $\alpha$  co nejbližší té, kterou jsme zjistili interpolací. Hledané intenzity deštů různé doby trvání pro  $p = 1$  v místě **A** obdržíme jednoduchým přenásobením intenzit základní stanice **B** (intenzit, uvedených v tabulkách Truplovy práce) poměrem intenzity, zjištěné pro místo **A** k intenzitě základní stanice **B**. Poněvadž poměry mezi jednotlivými intenzitami různých periodicit

jsou pro danou oblast prakticky konstantní, dá se uvedeného postupu použít i při výpočtu intenzity deště, jehož periodicita je odlišná od jedničky. Stačí tedy, povšimneme-li si poměru intenzit (pro  $p = 1$  a periodicitu, kterou potřebujeme) 15-ti minutového deště v základní stanici a tento poměr pak v dalším výpočtu aplikujeme. Mapy izolinií hodnot  $\alpha$  a intenzit  $i$  jsou obsaženy v přílohách.

Uvedený postup předpokládá, že máme k dispozici Truplovu práci. Není-li tomu tak, postupujeme jednodušším způsobem, navrženým Čerkašinem: místo řady intenzit pro různá trvání v základních stanicích používáme jeho tabulky, ve které jsou uvedeny průměrné hodnoty intenzit pro celé povodí Labe, Odry a Moravy. Uvedený způsob v porovnání s prvním dává ve většině případů hodnoty vyšší - odchylky od správných hodnot se nejčastěji pohybují v mezích  $2+6\%$  a jen zřídka překročí 10%.

Tab.4.5. Průměrné vydatnosti deště ( $l.s^{-1}.ha^{-1}$ ) pro čs.povodí Labe.

Doba trvání min	periodicita p									
	5	2	1	0,5	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,005
5	122	180	231	285	364	425	488	570	432	694
10	76,7	120	157	199	262	313	367	440	496	550
15	57,8	91,7	121	155	206	248	292	354	400	447
20	46,3	74,6	99,4	128	170	206	245	297	337	377
30	33,4	53,9	72,6	94,3	127	154	184	225	256	288
40	26,3	43	57,8	75,5	102	125	149	182	208	233
60	18,7	30,7	41,8	54,3	74,2	90,7	108	133	152	171
90	13,3	21,9	28,7	39,9	53,4	65,3	78,1	96,2	110	124
120	10,4	17,2	23,4	30,7	42,2	51,8	61,8	76,3	87,3	98,3

Z Truplovy práce lze pro kterékoli místo Čech a Moravy určit intenzity dešťů o trvání od 5 do 120 min a periodicity od  $P=5$  do  $p=0,05$  (1 x za 20 let). Uvedený rozsah zpravidla pro zdravotně inženýrskou praxi postačuje, není však dostatečný pro výpočet např. kulminačních průtoků v uzavírajících profilech malých přirozených povodí. Proto Němec z Truplova materiálu užitím teoretické křivky Goodriche v úpravě Alexejeva řady extrapoloval. Výsledkem zpracování je výraz, vyjadřující vztah mezi  $i$ ,  $t$  a  $N$  deště:

$$i = \frac{H_s}{t} = \frac{(a \cdot \log t + b) \cdot N^n}{t} \quad (4.109)$$

nebo:

$$H_s = (a \cdot \log t + b) \cdot N^n \quad (4.110)$$

kde  $i$  - náhradní intenzita deště ( $mm.min^{-1}$ ),

$H_s$  - dešťový úhrn (mm),

$t$  - doba deště (min),

$N$  - počet let, za který se intenzita v dlouhodobém průměru dosáhne

nebo překročí jednou, tedy např. pro intenzitu dosaženou nebo překročenou jednou za 100 let bude  $N = 100$ ,

$a, b, n$  - parametry pro jednotlivé srážkoměrné stanice, uvedené v tab.4.7

a v mapce příloh.

Tab.4.6. Průměrné vydatnosti deště ( $l.s.^{-1}.ha^{-1}$ ) pro povodí Moravy a  
čs.Odry

Doba trvání min	periodicita p										
	5 0,002	2	1	0,5	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,005	
5	123	178	223	272	337	387	439	509	560	612	681
10	80,8	121	157	194	244	281	318	369	408	447	498
15	61,1	93,4	122	153	193	225	257	299	331	363	405
20	49,6	76,7	102	128	162	189	217	255	283	312	350
30	36,4	56,7	75,3	95,3	123	145	168	200	224	249	281
40	29,2	45	60	76,9	100	119	139	168	189	230	239
60	21,4	32,9	43,9	55,8	73,2	88,5	105	127	144	161	184
90	15,7	23,7	31,5	40,1	53	64,5	77,4	95,7	110	124	142
120	12,5	18,9	25,1	32,1	42,9	52,1	62,6	77,8	89,5	101,5	117,5

Tab.4.7. Parametry a,b,n srážkoměrných stanic pro vzorec Němce

Stanice	parametry			Stanice	parametry		
	a	b	n		a	b	n
Bakov	9,44	-0,43	0,27	Podbořany	8,1	3,65	0,23
Č.Budějovice	10,3	0,6	0,22	Poděbrady	7,26	5,31	0,22
Hamry u Seče	8,86	1,8	0,22	Pohoří Šumava	11,1	0,55	0,20
Hradec Králové	7,67	3,04	0,20	Police	10,3	0,7	0,22
Kamenice n.Lipou	9,65	0,87	0,21	Polubný - Souš	13,9	-3,1	0,17
Kamýk	9,26	2,07	0,24	Praha Hostivař	10,4	2,25	0,21
Karlovy Vary	9,93	0,66	0,21	Praha Podbaba	11,7	-1,2	0,22
Kladno	7,7	1,7	0,2	Roudnice n.Labem	7,7	3,5	0,23
Lenešice	9,51	1,6	0,18	Seč	9,68	2,88	0,22
Mariánské Lázně	11,5	0,17	0,20	Sedlice	7,26	5,71	0,24
Milovice	9,62	1,62	0,24	Semčice	7,53	2,60	0,23
Mimoň	11,7	1,28	0,20	Slaný	10,8	1,7	0,20
Mšeno	11,2	0,20	0,20	Špindlerův Mlýn	11,1	0,55	0,20
Nezabudice	7,95	1,82	0,21	Štěchovice	10,1	1,8	0,24
Nový Dvůr	10,7	0,36	0,24	Tábor	7,58	4,25	0,21
Orlík	11,0	-1,67	0,25	Třeboň	12,9	-0,2	0,18
Padrt	10,4	1,84	0,24	Turnov	12,1	-0,78	0,20
Pěčín	9,2	0,7	0,22	Týn n.Vltavou	10,0	3,0	0,22
Petrovice	8,02	3,3	0,26	Vodňany	9,64	0,47	0,19
Plzeň - Doudlevice	6,43	6,00	0,25				

V intervalu  $5 < N < 20-30$  dává výraz (4.109) hodnoty prakticky shodné se zpracováním podle Trupla, pro  $N < 5$  dostáváme hodnoty intenzit asi o 10-15% vyšší. Němec udává, že podle jeho způsobu lze vypočítat hodnoty okolo  $N = 100$  a že lze rovněž bez větší chyby určit intenzity dešťů pro trvání až do 600 min (10 hod), orientačně pak až do  $t = 24$  hod.

V případě, že máme vypočítat intenzitu deště zvolené doby trvání a periodicity v místě bez pozorování, vzdálenějším od základní stanice, doporučuje se postupovat takto: na mapě vyhledáme nejbližší tři stanice tak, aby dané místo leželo uvnitř trojúhelníku jimi vytvořeného. Hodnota **a**, kterou použijeme v r.(4.109), bude aritmetickým průměrem hodnot z těchto tří stanic, parametry **b**, **n** převezmeme ze stanice nejbližší.

Na závěr této kapitoly zdůrazníme, že zatím byla řeč o zpracování a výpočtu intenzit deště v bodě.

#### 4.3.1.6. Vztah intenzity deště a zasažené plochy

Již víme, že lijáky se vyznačují krátkou dobou trvání, velkou intenzitou a že zasahují oblasti malé rozlohy. Intenzita po ploše se mění tak, že maximum se vyskytuje uvnitř zasažené plochy (oblast jádra deště), a směrem k okrajům klesá. Podle Frühlinga klesá intenzita k okrajům podle paraboly tak, že ve vzdálenosti 3000 m od středu dosahuje jenom poloviční hodnoty  $i_{\max}/2$ . Z tohoto předpokladu odvozuje poměr střední intenzity (na ploše) k největší (v jádru deště) pro různé průměry zasaženého území:

Tab.4.8. Redukční součinitelé podle Frühlinga

Průměr l (km)	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0
$\psi$	0,95	0,93	0,89	0,84	0,79	0,73	0,68	0,61

Jiný autor, Specht uvádí, že hodnota  $\psi = i_{\text{stř}}/i_{\text{max}}$  se mění podle výrazu:

$$i = \sqrt[12]{\frac{1}{F}}, \quad (4.111)$$

takže pro plochy:

$F < 1 \text{ km}^2$	...	$\psi = 1$
$5 \div 10 \text{ km}^2$	...	$\psi = 0,9 \div 0,8$
$20 \div 15 \text{ km}^2$	...	$\psi = 0,8 \div 0,7$

Pro naše poměry lze použít představy Reinholda, že vypočítanou intenzitu v bodě lze pro povodí do  $10 \text{ km}^2$  snížit o 5%, pro plochu do  $25 \text{ km}^2$  o 10%.

#### 4.3.2. Výpar (evaporace)

Do ovzduší se voda dostává výparem z vodní hladiny, ze sněhu a ledu, výparem z povrchu půdy a rostlin, transpirací rostlin. Intenzita výparu je v hydrologii nejčastěji udávána v mm za uvažované období, např. za minutu, den, měsíc, rok a pod. Celkový roční výpar z povrchu zemského je podle Lvoviče roven asi  $518,6 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ , množství vody obsažené v atmosféře je přibližně rovno  $12,3 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ . Z toho plyne, že v průměru se každých 9 dní obsah par v atmosféře vymění.

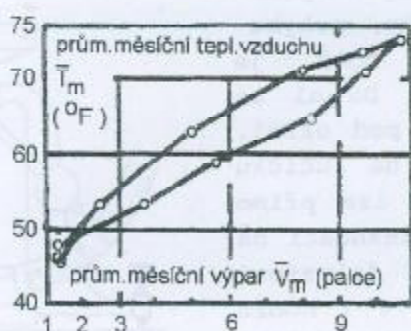
##### 4.3.2.1. Výpar z volné vodní hladiny, ze sněhu a ledu

Výpar vody je proces značně složitý. Zvyšováním teploty vody se zvyšuje rychlost vodních molekul, takže ty, které získaly dostatečnou kinetickou energii i přes existující povrchové napětí, vyletují z hladiny a dostávají se do atmosféry. Zde se srážejí s molekulami, obsaženými ve vzduchu. Odrazem se některé z nich mohou společně s těmi, které kondenzovaly či vypadly díky velkým rychlostem, dostat z atmosféry nazpět do původního prostředí, do vody. Rozdíl mezi těmito množstvími molekul dává množství odpařené vody, velikost výparu. Dochází-li k úniku molekul z pevné fáze (sněh, led) přímo do fáze plynné, mluvíme o sublimaci.

Množství molekul, které se v určité jednotce času dostává z kapalného prostředí do plynného, je přímo závislé na napětí vodních par těsně nad hladinou vody  $e_{vo}$ . Obdobně množství molekul, které vnikly za jednotku času do kapalně fáze z atmosféry, je přímo závislé na napětí vodních par ve vzduchu  $e_{vz}$ . Intenzita výparu je tedy závislá na rozdílu těchto napětí  $e_{vo} - e_{vz}$ . Výpar pokračuje až do okamžiku, kdy se napětí par vyrovnají; bude-li tedy platit  $e_{vz} = e_{vo}$ , výpar ustává.

Jestliže je vzduch teplejší než voda, jeho tlak nasycených par  $e_2$  je větší než napětí par bezprostředně při hladině ( $e_2 > e_{vo}$ ). Výpar může pokračovat až do okamžiku, kdy  $e_{vz} = e_{vo}$ , aniž by došlo k nasycení vzduchu. Když ale bude vzduch chladnější než voda, potom  $e_2 < e_{vo}$ ; v okamžiku kdy platí  $e_{vz} = e_{vo}$ , nastávají podmínky přesycení vzduchu ( $e_{vz} > e_2$ ), takže ve vzduchu bude probíhat, za předpokladu dostatečného množství kondenzačních jader ve vzduchu, kondenzace, vysrážení přebytečné vláhy, které se velmi často projevuje např. při přílivu studeného vzduchu nad hladinu tvorbou mlhy. Stagnuje-li chladnější vzduch nad hladinou, je vzduch postupně ohříván teplejší vodou, takže vznikají vhodné podmínky pro rozptýlení vzniklé mlhy konvekci, proto výpar z vodní hladiny (nějaké nádrže, rybníka apod.), může pokračovat. Tak si vysvětlujeme, že i v zimním období může výpar z volné vodní hladiny nějaké větší nádrže být poměrně vysoký.

Kromě nejdůležitějšího faktoru - rozdílu napětí par, můžeme z ostatních významných vyjmenovat teplotu vody a vzduchu, atmosférický tlak a kvalitu vody. S teplotou vody vzrůstá i výpar. Poněvadž výpar je úměrný rozdílu napětí par vody a vzduchu, nemění se velikost výparu při stejném (a současném) vzrůstu teploty vzduchu a vody. Aby výpar mohl pokračovat, je nutné, aby vodě bylo dodáváno teplo, které výparem ztrácí - při výparu dochází totiž k ochlazování vody. Vztah mezi teplotou vzduchu a velikostí výparu vody z hladiny nevykazuje dostatečně těsnou korelaci, viz obr.4.29.



Obr.4.29. Vztah mezi výparem a teplotou vzduchu

proudění nad teplým zemským povrchem prohřály na vyšší teplotu. Naopak, chladný vzduch může snížit velikost výparu, ba dokonce způsobit kondenzaci, pakliže bylo dosaženo určitého stupně ochlazení.

Poklesem atmosférického tlaku výpar vzrůstá (při zachování jinak stejných podmínek). Vysvětlení spočívá v tom, že při nižším tlaku je nad hladinou menší počet molekul vzduchu, takže nedochází tak často ke srážce s molekulami vody a jejich návratu do původního prostředí. Vztah mezi barometrickým tlakem a výparem rovněž není jasně patrný, neboť je zastírán dalšími činiteli. Tak např. výpar s narůstající nadmořskou výškou (klesajícím atmo-

Vítr ovlivňuje výpar tím, že molekuly vody, jež se dostaly do ovzduší, odnáší z prostoru nad vodní hladinou. Vlhký vzduch je tak nahrazován suchým, schopným další vlhkost přijmout. Zatímco ke zvýšení výparu z malých výparoměrů stačí malý pohyb vzduchu, na velkých vodních plochách je nutný vítr o značné rychlosti a vznik turbulentního proudění, zasahujícího do vyšších vrstev atmosféry. Kromě toho pohyb vzduchu umožňuje dodání další energie pro výpar ze vzdušných hmot, které dříve, než dosáhly vodní plochu, se při

sférickým tlakem) v našich podmínkách nevzrůstá, ale snižuje se vlivem poklesu průměrných teplot vzduchu.

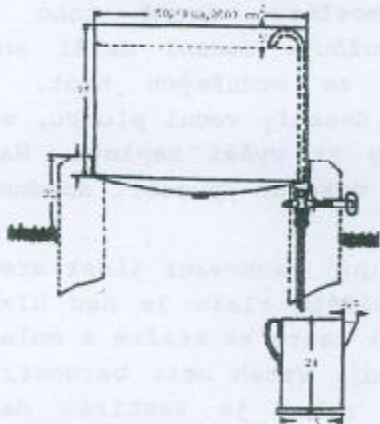
Výpar z volné vodní hladiny je ovlivňován kvalitou, fyzikálními vlastnostmi vypařující se vody. Výpar z mořské vody, v závislosti na obsahu solí, je menší než u vody sladké (za jinak stejných podmínek asi o 2÷3%). V průměru připadá na jednocentní vzrůst měrné tíhy vody pokles výparu o 1%. Tato závislost platí až do dosažení maximální koncentrace, které odpovídá hustota  $1,3 \text{ kg.dm}^{-3}$ .

Výpar ze sněhu a ledu je rovněž velmi složitým jevem, ovlivňovaným mnoha faktory. Poněvadž maximální teplota, kterou může nabýt povrch sněhu, je  $0^\circ\text{C}$ , může výpar probíhat, je-li teplota vzduchu vyšší této hodnoty (rosný bod je nad nulou Celsia). S poklesem teploty se výpar snižuje. Výpar ze sněhu je díky větší ploše větší než z ledu. Výpar ze sněhu ovlivňuje sluneční radiace, je závislý na fyzikálních vlastnostech sněhu (hustotě, tepelné vodivosti apod.), dále je významný vítr a situování povrchu vůči světovým stranám.

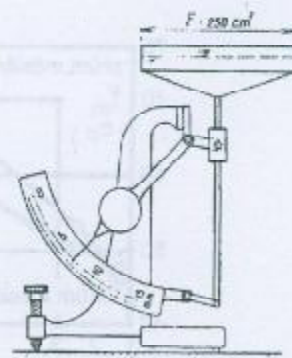
Výpar ze sněhu je určován úbytkem hmotnosti sněhových vzorků v nádobách, umístěných pod širým nebem. Výsledky jsou však zkreslovány radiačním ohříváním nádob, které pak způsobují urychlené tání vzorku. Voda, která z nádoby neodtéká prosycuje vzorek sněhu, takže vodní hodnota sněhu v nádobě neodpovídá poměrům ve skutečnosti. Poněvadž je výpar z vody za jinak stejných podmínek větší než ze sněhu a ledu, máme za to, že hodnoty výparu získávané těmito přístroji jsou v porovnání se skutečností výrazně vyšší. Pro teploty vzduchu  $0, -5$  a  $-20^\circ\text{C}$  odpovídající orientační hodnoty výparu ze sněhu jsou rovny  $30, 17$  a  $3 \text{ mm.měsíc}^{-1}$ .

#### 4.3.2.2. Metody stanovení výparu z volné vodní hladiny

Přímé metody jsou založeny na použití přístrojů. Wildův výparoměr je přístroj, konstruovaný na principu listovních vah. Na základním sloupku, pohybujícím se ve svislé poloze nahoru a dolů, je upevněna kovová miska o ploše  $250 \text{ cm}^2$ . Do ní se nalévá  $400 \text{ cm}^3$  destilované vody,  $15 \text{ mm}$  pod okraj. Pohyb sloupku je přenášen malým ramenem na ručičku se závažím. Stupnice je dělena tak, že lze přímo odečítat množství vypařené vody v  $\text{mm}$  s přesností na  $0,1 \text{ mm}$ . Přístroj se zásadně umísťuje v žaluziové meteorologické budce. Měří se každý den v 7 hodin



Obr. 4.31. Rónův rozdílový výparoměr



Obr. 4.30. Wildův výparoměr

ráno, voda se dolévá denně, abychom udržovali stejnou úroveň hladiny vůči okraji misky. V zimním období je možné použít přístroj pro měření výparu z ledu či sněhu. Zařízení je možno upravit poměrně snadno pro časovou registraci výparu. Poněvadž přístroj je uzavřen v budce, je poměrně obtížné získat způsob, jak přepočítat naměřené hodnoty na skutečný výpar, např. z nádrže.

Rónův rozdílový výparoměr byl dříve u nás používán jako standardní přístroj čs. služby. Byl umístěn na volném prostranství, sloužil k určování výparu z volné vodní hladiny. Základním

prvkem je nádoba obsahu 42 litrů, kruhového průřezu o ploše 2000 cm<sup>2</sup>, výšky 25 cm, posazená na zdivo malého sklípku, v němž je umístěna konev, do které může voda z výparoměrné nádoby přetéci násoskou. Horní otvor násosky umožňuje výškové urovnání hladiny 5 cm pod okrajem výparoměrné nádoby. Postup při měření je následující: Uzavřeme kohoutek násosky a naplníme výparoměr tak, aby se násoska zahltla. Poté, po uklidnění hladiny (za větrného počasí se přístroj přikryje poklicí) otevřeme kohoutek a přebytečná voda přeteče do konve. Tu z ní vylijeme. Hladina se nám ustálila na úrovni horního otvoru násosky a tak je přístroj připraven k měření. Kohoutek necháme otevřen. Pakliže zjistíme na druhý den v 7 hodin ráno, že v předchozích 24 hodinách se srážky nevyskytly (stranou výparoměru je instalován srážkoměr), postupujeme tak, že po uzavření kohoutku na násosce dolejeme do výparoměru takové množství vody v litrových dávkách, aby se násoska zahltla. Po otevření kohoutku část vody přeteče. Její množství opět změříme kalibrovanou nádobou. Výpar pro tento případ, kdy v předchozím období nepřišlo, je dán rozdílem vody dolité do výparoměrné nádoby a přeteklé z ní do konve.

Zjistíme-li ze srážkoměru, že v předchozích 24 hodinách přišlo, do nádoby přelijeme dešťovou vodu z konve (pokud násoskou přetekla) a ještě dolejeme (pakliže třeba) určité množství celých litrů, aby opět došlo k zahlcení násosky. Otevřením kohoutku dojde k přelití přebytečného množství do konve, které změříme. Výpar je potom dán výrazem:

$$V = S + V_d - V_p \quad (4.112)$$

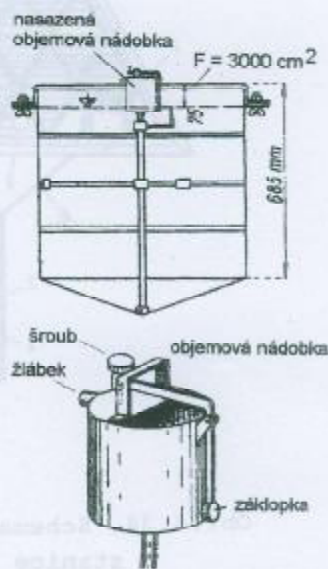
kde  $S$  - srážkový úhrn za uplynulých 24 hodin, zachycený srážkoměrem,

$V_d$  - voda dolitá do výparoměru,

$V_p$  - voda přeteklá násoskou

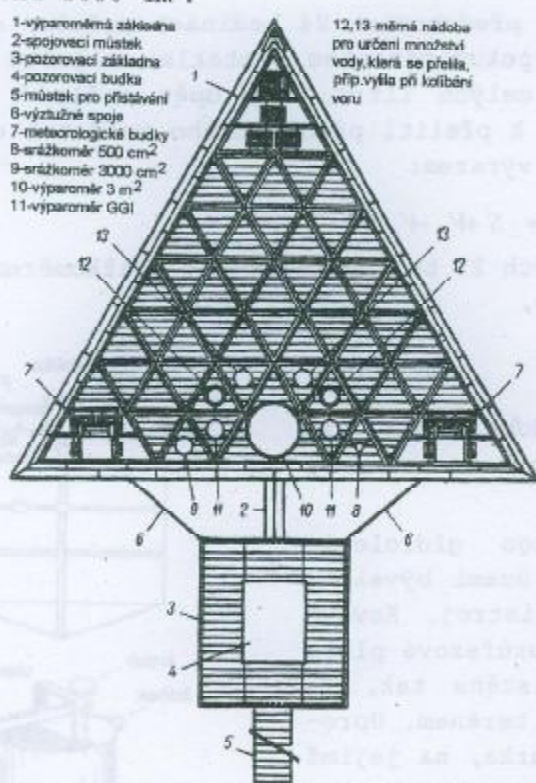
Z velikosti příčného řezu nádoby plyne, že jeden litr je roven 5-ti milimetrové vrstvě vody v přístroji.

Výparoměr GGI (Gosudarstvennogo gidrologičeskogo instituta) se používá na území bývalého SSSR jako standartní staniční přístroj. Kovová válcová nádoba s kónickým dnem o průřezové ploše 3000 cm<sup>2</sup> a výšce 685 mm je umístěna tak, že horní hrana je v úrovni 75 mm nad terénem. Uprostřed nádoby je svislá mosazná rourka, na jejímž konci je upevněno raménko s jehlou, kterou lze přesně nastavit počáteční hladinu 75 mm pod okrajem výparoměru. Výpar se měří dvakrát za den (v 7 a 19 hod.) speciální objemovou nádobkou (byretkou) a skleněnou odměrkou. Byretka se při měření nasadí na rourku a pootevřením otvoru na 40 až 50 sekund dosáhneme vyrovnání hladin ve výparoměru a v odměrné nádobce. Po uzavření otvoru a stažení nádobky z vodící trubky vodu vyprázdníme do skleněné odměrky a určíme objem s přesností na 0,1 cm<sup>3</sup>, takže vrstva odpařené vrstvy se dá určit s přesností na 0,05 mm. Poté vodu nalejeme zpět do výparoměru. Výparoměr GGI je zapuštěn do pískového lože, obložen drny a výškově umístěn tak, že hladina je v úrovni terénu.



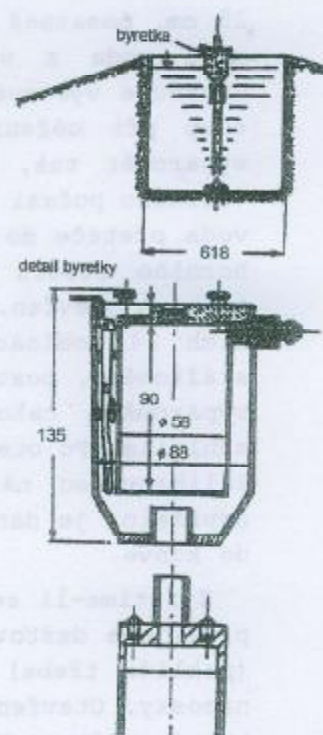
Obr.4.32. Výparoměr GGI

Výparoměr Šermera nahrazuje dříve používaný výparoměr Rónův. Je modifikací přístroje GGI, mající určitá zlepšení. Objemová nádoba se nasazuje na lůžko opatřené třemi hroty, takže je vždy fixována velmi přesně. Nádoba je navíc opatřena vnějším obalem - tím dochází k úplnému uklidnění hladiny v byretce. Po zvednutí byretky voda z prostoru mezi oběma pláště vyteče. Měření ve VÚVH (Výzkumný ústav vodného hospodářství) Bratislava prokázala velmi dobré výsledky. Proto se přístroj zavedl do sítě výparoměrných stanic bývalé ČSSR a je na našem území stále používán. Zapouští se do země tak, že okraj nádoby je vyvýšen nad okolním rovným terénem o 20 cm, přičemž bezprostředně kolem nádoby je terén vytvořen tak, že je jen 5 cm pod úrovní okraje nádoby. Výparoměrná plocha je podobně jako u přístroje GGI rovna 3000 cm<sup>2</sup>.



Obr.4.34. Schema plovoucí výparoměrné stanice

Výparoměr je ponořen do vody, okraj nádoby vyčnívá jenom 5 cm nad hladinou. Hladina v nádrži i v nádobě je tedy ve stejné úrovni. Na voru je rovněž instalován srážkoměr, meteorologická budka s normálním vybavením přístroji, takže kromě výparu se měří i ostatní základní meteorologické prvky, které výpar výrazně ovlivňují. Zatím se nepodařilo navrhnout zařízení tak, aby při větších vlnách nedocházelo k vylévání, příp. vnikání vody do výparoměru. Kývání voru má za následek smáčení vnitřních stěn přístroje a tím i zvyšování výparu. Třeba říci, že ani při uvedeném uspořádání není teplotní



Obr.4.33. Výparoměr Šermera

Výparoměrný bazén je zapuštěn v zemi, průměru  $d=5$  m (plocha cca 20 m<sup>2</sup>), hloubky 100-140 cm. Původně byl používán pro výzkumné a porovnávací účely. Je instalován v Tišicích a Hlasivu.

Plovoucí výparoměry jsou výparoměry umístované na hladině nádrži prostřednictvím voru - tím se má dosáhnout měření výparu za podmínek bližších skutečnosti. Vor má trojúhelníkový tvar, je ukotven na laně v jednom z jeho vrcholů, takže se vždy orientuje tímto vrcholem proti větru a vlnám. Tím se omezuje nejen kolibání voru ale též pro měření nežádoucí vyšplíchávání a nabírání vody do výparoměrné nádoby.

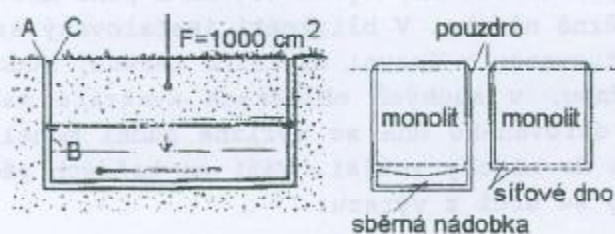


To se především týká sytostního doplnku, jehož hodnota klesá nejen snížením teplot vzduchu, ale i zvýšením jeho absolutní vlhkosti.

#### 4.3.2.4. Výpar vody z půdy, transpirace, evapotranspirace

Výpar vody z půdy je složitější jev, je ovlivňován podstatně větším počtem faktorů, než tomu bylo u výparu z volné vodní hladiny. Kromě těch, které se uplatňovaly u výparu vody (meteorologické prvky popisující momentální stav atmosféry), se nyní významnou měrou podílejí i další. Tak např. výpar z půdy je závislý na stavu a vlastnostech půdy, především na její vlhkosti, struktuře, barvě, expozici, tvaru povrchu apod. Vlhkost půdy v daném okamžiku je závislá na množství vsáklých srážek do tohoto okamžiku vypařných, na množství vzlinající vody z hladiny podzemních vod. To je závislé na zaklesnutí hladiny, ale také na rozdílné schopnosti půd vodu vzlinat.

Z celkem suché půdy bude výpar nulový i kdyby stav atmosféry pro výpar byl sebelepší (velký sytostní doplněk, vysoká teplota vzduchu, dostatečně velký vítr atd.), z úplně promočené lze očekávat výpar rovný, nebo spíše větší než z vodní hladiny (půda má větší povrch, lepší tepelnou vodivost, tmavší půda odráží méně slunečního záření, takže se může lépe prohřát atd.). Čím je půda jemnozrnnější, tím je větší úhrnný povrch, výraznější schopnost vodu vzlinat apod. - to vše vede k zvětšování výparu z půdy. Obtíže při studiu tohoto složitého procesu plynou také z toho, že váha jednotlivých skupin faktorů je za různých podmínek (např. vlhkosti půdy) různá. Tak např. výpar z celkem promočené půdy je zásadní měrou ovlivňován faktory meteorologickými, u půdy nepřiliš vlhké rozhodující roli hrají faktory, dané vlastnostmi půdy. Významný vliv na ztrátu vod výparem má i způsob jejího obdělávání. Tím, že se např. půda zorá, přerušíme komunikační síť kapilár a tak se voda nemůže dostat k jejímu povrchu a odpařit se do atmosféry.



Obr.4.36. Výparoměr Rykačeva, výparoměr a lyzimetr Popova

#### 4.3.2.5. Měření výparu z půdy

Zjišťování výparu z povrchu holé půdy se provádí zřídka. Obvykle určujeme tzv. evapotranspiraci, což je celkový, globální výpar z půdy i rostlin, které na ní rostou. Nejčastěji se měří půdními výparoměry nevelkých rozměrů. Poněvadž zpravidla vždy jde o měření výparu z bloku půdního vzorku, jenž byl vykrojen z

celku, výsledné hodnoty neodpovídají přesně skutečnosti.

V bývalém SSSR byl vyvinut půdní výparoměr Rykačeva. Sestává z vnější plechové nádoby **A** zapuštěné do země, z nádoby **B**, která se do **A** zasouvá a má na horním obvodu výčnělky. Na tuto nádobu **B**, ve které je určité množství vody a v ní ponořený teploměr, se klade nádoba **C** s perforovaným dnem; má půdorysné rozměry 40x25 cm, takže plocha je rovna 1000 cm<sup>2</sup>. V nádobě **C** je uložen monolit půdy, spočívající na vrstvě dřevěného uhlí, které díky své hygroskopičnosti odebírá vlhkost z prostoru nad hladinou vody ve skřínce **B**, předává ji monolitu a tak alespoň přibližně modeluje jeho doplňování vláhou ze zásob podzemních vod vzlináním. Výpar z monolitu se určí z váhové bilance

- $d$  - E - e sytostní doplněk vrstvy vzduchu těsně nad hladinou,  
 $b$  - barometrický tlak,  
 $k$  - konstanta

Vzorec vyjadřuje výpar difuzí, tj. výpar do úplně klidné atmosféry. V přírodě je výpar výrazně ovlivňován i působením větru. Proto Tichomirov navrhl vzorec, založený na pozorování výparu přístroji menších rozměrů ve tvaru:

$$v_m = R d (15 + 3w) \quad (4.114)$$

- kde  $R$  - redukční součinitel,  
 $d$  - sytostní doplněk, vypočtený z průměrných měsíčních teplot vzduchu a relativní vlhkosti (bez opravy), v mm,  
 $w$  - průměrná měsíční rychlost větru, měřená ve výšce větrné korouhve (10-12 m nad terénem),  $m \cdot s^{-1}$ ,  
 $v_m$  - výpar za měsíc z velké vodní nádrže, mm

Tab.4.9. Hodnoty redukčního součinitele  $R$  v závislosti na sytostním doplňku  $d$

$d$ (mm)	15	10	8	6	5	4	3	2	1,5	1,0	0,5	0,3	0,2	0,1
$R$	0,52	0,57	0,60	0,65	0,70	0,76	0,84	0,95	1,0	1,09	1,2	1,25	1,30	1,40

Šermer (VÚVH Bratislava) odvodil z výsledků měření na vodních plochách výraz:

$$H_{vd} = 0,6029 (e_o - e_{200}) - 0,0799 \quad (mm \cdot den^{-1}) \quad (4.115)$$

Máme-li k dispozici jen údaje o teplotě vzduchu, použijeme výraz:

$$H_{vd} = 10^{(0,045T - 0,204)} \quad (mm \cdot den^{-1}) \quad (4.116)$$

Význam výrazů obsažených v obou vzorcích je následující:

- $H_{vd}$  - střední denní hodnota výparu v měsíci ( $mm \cdot den^{-1}$ ),  
 $e_o$  - maximální napětí vodních par při teplotě povrchu vody (hPa),  
 $e_{200}$  - napětí vodních par ve vzduchu ve výšce 200 cm nad hladinou (hPa),  
 $T$  - střední měsíční teplota vzduchu ve výšce 200 cm nad zemí.

Výpar ze zarostlé vodní hladiny je závislý na hustotě a druhu rostlin, na celkovém množství jejich hmoty. Jak ukazují výzkumy, výpar ze zarostlé vodní hladiny u břehů zarostlých rybníků může být roven až dvojnásobku výparu z volné hladiny. Je-li vodní plocha zcela zarostlá, hodnota výparu může být až trojnásobná.

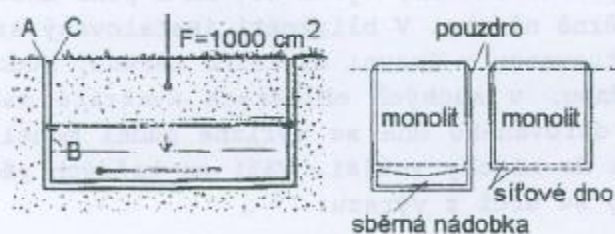
Třeba si uvědomit, že při výpočtu výparu z hladiny budoucí, projektované velké vodní nádrže, je třeba odhadnout výpar, odpovídající výstavbou vyvolané změně mikroklimatu. Nelze tudíž při výpočtech vycházet jenom z hodnot meteorologických prvků naměřených v období před výstavbou vodohospodářského díla, ale z hodnot meteorologických prvků v budoucnu nejpravděpodobnějších.

To se především týká sytostního doplnku, jehož hodnota klesá nejen snížením teplot vzduchu, ale i zvýšením jeho absolutní vlhkosti.

#### 4.3.2.4. Výpar vody z půdy, transpirace, evapotranspirace

Výpar vody z půdy je složitější jev, je ovlivňován podstatně větším počtem faktorů, než tomu bylo u výparu z volné vodní hladiny. Kromě těch, které se uplatňovaly u výparu vody (meteorologické prvky popisující momentální stav atmosféry), se nyní významnou měrou podílejí i další. Tak např. výpar z půdy je závislý na stavu a vlastnostech půdy, především na její vlhkosti, struktuře, barvě, expozici, tvaru povrchu apod. Vlhkost půdy v daném okamžiku je závislá na množství vsáklých srážek do tohoto okamžiku vypařných, na množství vzlinající vody z hladiny podzemních vod. To je závislé na zaklesnutí hladiny, ale také na rozdílné schopnosti půd vodu vzlinat.

Z celkem suché půdy bude výpar nulový i kdyby stav atmosféry pro výpar byl sebelepší (velký sytostní doplněk, vysoká teplota vzduchu, dostatečně velký vítr atd.), z úplně promočené lze očekávat výpar rovný, nebo spíše větší než z vodní hladiny (půda má větší povrch, lepší tepelnou vodivost, tmavší půda odráží méně slunečního záření, takže se může lépe prohřát atd.). Čím je půda jemnozrnější, tím je větší úhrnný povrch, výraznější schopnost vodu vzlinat apod. - to vše vede k zvětšování výparu z půdy. Obtíže při studiu tohoto složitého procesu plynou také z toho, že váha jednotlivých skupin faktorů je za různých podmínek (např. vlhkosti půdy) různá. Tak např. výpar z celkem promočené půdy je zásadní měrou ovlivňován faktory meteorologickými, u půdy nepřiliš vlhké rozhodující roli hrají faktory, dané vlastnostmi půdy. Významný vliv na ztrátu vod výparem má i způsob jejího obdělávání. Tím, že se např. půda zorá, přerušíme komunikační síť kapilár a tak se voda nemůže dostat k jejímu povrchu a odpařit se do atmosféry.



Obr.4.36. Výparoměr Rykačeva, výparoměr a lyzimetr Popova

#### 4.3.2.5. Měření výparu z půdy

Zjišťování výparu z povrchu holé půdy se provádí zřídka. Obvykle určujeme tzv. evapotranspiraci, což je celkový, globální výpar z půdy i rostlin, které na ní rostou. Nejčastěji se měří půdními výparoměry nevelkých rozměrů. Poněvadž zpravidla vždy jde o měření výparu z bloku půdního vzorku, jenž byl vykrojen z

celku, výsledné hodnoty neodpovídají přesně skutečnosti.

V bývalém SSSR byl vyvinut půdní výparoměr Rykačeva. Sestává z vnější plechové nádoby **A** zapuštěné do země, z nádoby **B**, která se do **A** zasouvá a má na horním obvodu výčnělky. Na tuto nádobu **B**, ve které je určité množství vody a v ní ponořený teploměr, se klade nádoba **C** s perforovaným dnem; má půdorysné rozměry 40x25 cm, takže plocha je rovna 1000 cm<sup>2</sup>. V nádobě **C** je uložen monolit půdy, spočívající na vrstvě dřevěného uhlí, které díky své hygroskopičnosti odebírá vlhkost z prostoru nad hladinou vody ve skřínce **B**, předává ji monolitu a tak alespoň přibližně modeluje jeho doplňování vláhou ze zásob podzemních vod vzlináním. Výpar z monolitu se určí z váhové bilance

nádob B a C s uvážením kapalných srážek, zachycených ve srážkoměru, instalovaném v blízkosti výparoměru.

Nedostatek výparoměru Rykačeva (izolování vzorku půdy od okolní půdy) je částečně odstraněn u výparoměru, jenž byl kombinován s lyzimetrem Popova. V soupravě jsou tři shodné válcové nádoby o průřezu  $800 \text{ cm}^2$  (výšce 25 nebo 50 cm), nebo  $250 \text{ cm}^2$  a výšce 75, případně 100 cm. Dna nádob jsou síťová, do nich se vkládají přesně vyříznuté půdní monolity v původním zvrstvení. Jako celek se i s monolitem zasouvají do vnějších pouzder; dvě z nich jsou stejně hluboká jako vnitřní nádoby a opatřena rovněž síťovými dny, takže monolity ve vnitřních nádobách se dotýkají povrchu půdy pode dnem a tak může dojít k vyrovnání vlhkosti. Třetí vnitřní nádoba se zasouvá do vnějšího pouzdra o 5 cm hlubšího s pevným dnem. Na dno se pokládá 5 cm vysoká miska opatřená nálevkou, do níž se shromažďuje srážková voda, prosáklá monolitem. V tomto pouzdru bilancí zjistíme množství vody z půdy vypařené (evapotranspiraci) tak, že určíme změnu hmotnosti monolitu a uvážíme srážkový úhrn i množství monolitem prosáklé vody. Jednotlivá množství samozřejmě odpovídají období mezi jednotlivými měřeními. Poněvadž uložení monolitu v pouzdře s miskou neumožňuje doplňování vláhy z okolní půdy, nádoba se ponechává v tomto pouzdře pouze jeden den a po měření (večer) se vymění s monolitem, umístěným v pouzdře pro regeneraci vláhy půdního bloku. Třetí nádoba se nevyměňuje, je stále ve stejném pouzdře. Při každém pozorovacím termínu je vážena a tím slouží pro kontrolu.

Výzkumem bylo zjištěno, že menší přístroje udávají vyšší hodnoty výparu v porovnání se skutečností v případě značně vlhkého monolitu a naopak nízké hodnoty u půd vyschlých. To se týká i výparoměru Popova. Proto se nyní používají větší půdní výparoměry GGI-500. Souprava se skládá ze dvou výparoměru, deštoměru a vah. Dva výparoměry se používají pro zvýšení spolehlivosti výsledků. Vnitřní válec má plochu  $500 \text{ cm}^2$ , výšku 50 cm. Děrované dno je odnímatelné. Válec s půdou má hmotnost 40-50 kg. Vnější pouzdro, zapuštěné do země, má vnitřní průměr 267 mm, výšku 530 mm a plné dno. Na dno vnější nádoby se opět klade sběrná nádoba. V blízkosti instalovaný srážkoměr má zachytnou plochu  $500 \text{ cm}^2$  situovanou v úrovni okolního terénu. Půdní monolit se vyměňuje zpravidla jednou, v suchých oblastech dvakrát za měsíc. Vnitřní nádobou po odejmutí děrovaného dna se vyřízne půdní monolit a po připevnění dna se celek zasune do nádoby vnější. Váží se každých pět dní s přesností na 5 gr. Výpar z půdy se určí z výrazu:

$$E = x - (y + y') + c(g_1 + g_2) \quad (4.117)$$

kde E - výpar z půdy (mm),

x - srážkový úhrn (mm),

y, y' - voda prosáklá, příp. odteklá po povrchu (mm),

$g_1, g_2$  - hmotnost monolitu na začátku, příp. na konci intervalu mezi měřeními (g)

c - převodní součinitel (u výparoměru s plochou  $1 \text{ m}^2$   $c=1/1000$ )

Transpirace je celkové množství odpařené vody (zachycené na povrchu rostlin, odebrané z půdy jejich kořenovým systémem), vydechované do atmosféry. Je neodmyslitelným projevem života rostlin. V transpiraci není zahrnut výpar z povrchu půdy na kterém rostliny rostou. Spotřeba vody na transpiraci závisí na druhu rostlin, na stupni jejich vývoje, na meteorologických faktorech a přirozeně i na množství vody obsaženém v samotné půdě. Je známo, že rostliny jsou v období nedostatku schopny s vodou účinně šetřit - bylo např.

lyzimetrickým měřením dokázáno, že trávník při omezené dodávce vody v suchém měsíci vypařil jenom kolem 30 mm, zatímco při jejím dostatku spotřeboval cca 210 mm.

Množství vody potřebné k vytvoření 1 kg sušiny bez kořenů se nazývá transpirační koeficient. Pohybuje se v závislosti na druhu rostlin v širokých mezích. Tak např. u obilovin nabývá hodnot v rozmezí 200+700 l.kg<sup>-1</sup>. Transpirace se mění jak v denním, tak i sezonním cyklu, v souhlase s asimilační činností rostlin. V první polovině vegetačního období transpirují větší množství než v polovině druhé. Ke konci jejich života klesá transpirované množství až na nulu.

Měřit transpiraci lze v zásadě dvěma přístupy: 1) Měří se množství transpirované vláhy, 2) Transpirované množství se určuje z úbytku hmotnosti půdního bloku. První způsob spočívá v tom, že se rostlina umístí ve vzduchotěsné nádobě a z ní se vyčerpává vlhký vzduch přes vhodnou hygroskopickou látku. Z rozdílu hmotnosti, po zavedení opravy na vlhkost atmosférického vzduchu lze vypočítat hledané transpirované množství vody. U druhého způsobu je určován pokles hmotnosti odřezaných částí rostlin až do okamžiku vadnutí. Předpoklad, že odpařené množství u rostliny živé a odřezané je stejné, se zdá být sporný.

Často užívaný způsob je založen na použití phytometru. Je to dostatečně velká nádoba naplněná půdou, ve které je zakořeněna jedna nebo několik rostlin stejného druhu. Aby se omezil výpar z povrchu půdy, polévá se vhodnou látkou, např. parafinem. Transpirované množství je dáno poklesem hmotnosti phytometru s rostlinou. Používá se též potometrů. Jsou to malé nádoby naplněné vodou a uzavřené tak, že únik vláhy je možný jen prostřednictvím transpirace listu, větévky apod., které jsou uříznutým koncem ponořeny do vody.

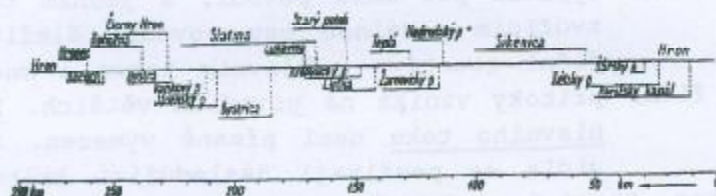
#### 4.4. Geografictí činitelé odtoku

##### 4.4.1. Řeky, říční síť, jejich vznik a charakteristiky

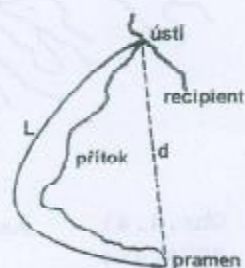
Část vody, spadlá na zemský povrch v podobě srážek, stéká působením zemské gravitace ve směru největšího sklonu. Nejdříve na krátké vzdálenosti od rozvodnice v tenké vrstvě, v tzv. ronu, poté v mnohých stružkách, jež se postupně spojují ve větší. V těchto sníženinách terénu proudící voda tvoří koryta a tak vznikají potoky a řeky. Hlavní tok se svými přítoky tvoří říční soustavu, která odvádí vodu z příslušného území, tzv. povodí. Systém říčních soustav tvoří říční síť určité krajiny.

##### Opis a charakteristika toku, říční soustavy

V hydrologické části každého projektu (významnějšího vodohospodářského díla, projektu, zabývajícího se otázkami ekologie krajiny a pod.) je třeba kromě dat o srážkách, průtocích, teplotách apod., uvést výstižnou

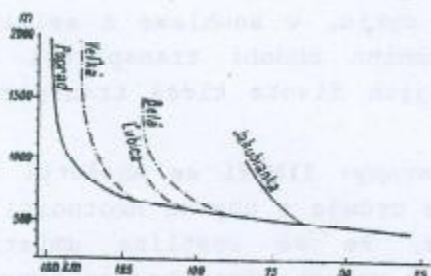


Obr.4.38. Schema říčního systému



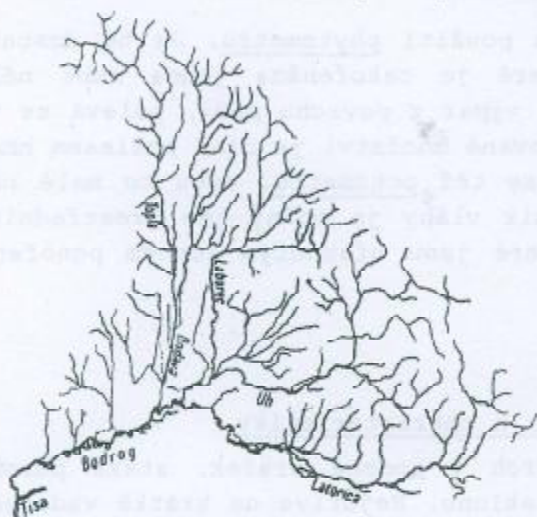
Obr.4.37. Stupeň vývinu toku

charakteristiku povodí a říční soustavy zájmového území. Počátek toku se nazývá pramen, jenž může být soustředěný a nesoustředěný. Místo výronu nebývá situativně stabilní - v závislosti na ročním období, na vydatnosti a poloze hladin podzemních vod, v období srážkově bohatém pozorujeme počátek toku (pramen) blíže rozvodnici. Počátkem toku může být obecně ledovec,



Obr.4.39. Schematický podélný profil

staničení nejsou charakteristiky neměnné. Rovněž činností člověka, např. novým vedením trasy koryta upraveného toku mnohdy dochází k podstatné změně



Obr.4.40. Vějířovitá říční soustava

staničení zaústění přítoků, jakož i délku toků, jednu z nejdůležitějších charakteristik.



Obr.4.41. Asymetrická říční soustava

za hlavní tok se považuje ten, který je vodnější, v místě soutoku zachovává v zásadě svůj původní směr a jehož dno je v místě soutoku níže dna přítoku.

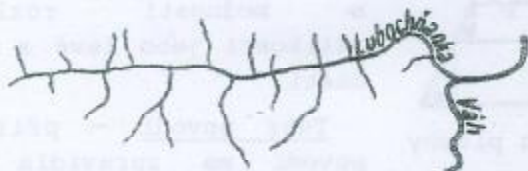
jezero, bažina. Pod ústím toku rozumíme místo, kde se tok vlévá do jiného toku, jezera apod. Přesněji je dáno průsečíkem střednice (osy) toku s vodorysem recipientu, jezera, moře. V krasových oblastech, nebo suchých (aridních) oblastech se mnohdy tok ztrácí dříve než dosáhne recipientu. Délka toku je vzdálenost ústí od pramene, měřená na střednici toku. Ústí považujeme za počátek, vzdálenosti měřené na střednici od tohoto počátku označujeme jako staničení. Tok se neustále vyvíjí, proto délka toku ani

jeho délky. Představu o stáří toku získáme výpočtem stupně vývinu toku - je to poměr délky spojnice počátečního a koncového profilu daného toku k jeho skutečné délce, tedy poměr  $d/L$  (viz obr.4.37). Délku toku lze nejpřesněji určit v přírodě měřením, přibližně pak z mapy. V tomto případě je přesnost závislá na měřítku mapy a na rozevření odpichovátka. V hydrologické dokumentaci často používáme schematický podélný profil, ze kterého jsou patrné levé a pravé přítoky daného recipientu, staničení zaústění jednotlivých přítoků a nadmořská výška pramenů jednotlivých toků říčního systému. V hydrologických studiích je uváděno schema říčního systému toku - v něm lze odečíst

Kombinací horotvorných procesů, erozní činností vzniká členitý terén s hlavními podélnými a podružnými šikmými sníženinami, kterými proudí voda. Touto věky trvající činností vzniká říční síť. Nejjednodušší říční soustavou je soustava typická pro malá povodí, s jedním tokem, tvořícím podélnou osu povodí. Složitější říční soustava s hlavním tokem a mnohými přítoky vzniká na povodích větších. Pojem hlavního toku není přesně vymezen. Zpravidla se používají následující kritéria:

Někdy ovšem, vlivem historických, hospodářských okolností, i v důsledku nedostatečného poznání režimu obou toků bylo o tom, který tok je hlavní, rozhodnuto nesprávně. (takovým případem je např. Labe a Vltava).

Uspořádání říční sítě má značný vliv na tvorbu povodňového hydrogramu a jeho kulminačního průtoku. Poměrně častou je soustava stromkovitá, u které jednotlivé přítoky protékají podružnými údolími, svírajícími s hlavním tokem ostrý úhel. Jestliže se přítoky střídají z obou stran pravidelně podél recipientu, mluvíme o symetrickém stromkovitém uspořádání, v opačném případě jde o uspořádání nesymetrické. Stavba sítě perovitá je charakteristická tím, že přítoky protékají paralelními údolími, orientovanými v podstatě kolmo na hlavní tok.



Obr.4.42. Perovité uspořádání toků

Nebezpečnou z hlediska vzniku velkých, škodivých povodní je soustava vějířovitá, charakteristická soutokem několika přibližně stejně dlouhých toků téhož řádu, prakticky v jednom místě. Důsledkem přibližně stejných doběhových dob na jednotlivých tocích je při zasažení celého povodí deštěm vznik extrémně velkých povodní v samotném místě soutoku jakož i v úseku pod ním.

Další charakteristikou, mající vliv na odtokový režim území, je hustota říční sítě:

$$h_{rs} = \frac{\sum l}{F} \quad (4.110)$$

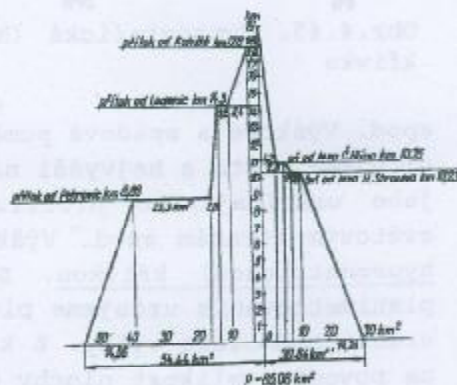
kde  $\sum l$  - celková délka toků zkoumaného území (povodí),

$F$  - plocha území (povodí)

Hustota říční sítě je výsledkem působení některých faktorů, ovlivňujících povrchový odtok jako jsou srážkové úhrny, intezity dešťů, spádové poměry na povodí, propustnost půdy, druh a plocha rostlinného pokryvu apod. Za jinak stejných podmínek menší hustota říční sítě indikuje větší propustnost půdního pokryvu. Z toho se dá usuzovat na větší procentuální podíl dotace podzemních vod, na větší vyrovnanost toku co do rozdělení vodností v průběhu roku apod.

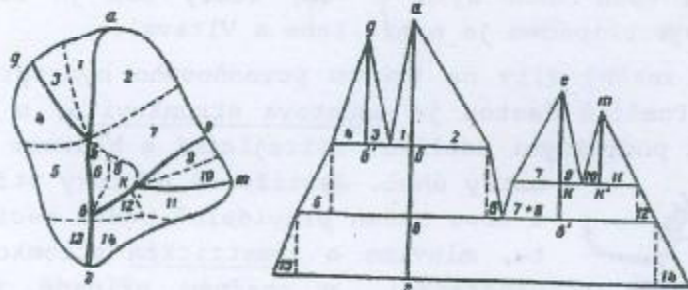
#### Opis a charakteristika povodí

V hydrologickém popisu povodí uvádíme plochu povodí, jeho tvár, typ říční soustavy, fyzikálně geografické poměry apod. Plocha povodí je jednou ze základních charakteristik - poskytuje názor o významu toku, odvodňujícího dané povodí. Určuje se z map nejčastěji planimetrováním. Představu o postupném nárůstu plochy povodí směrem po toku a symetričnosti povodí získáme z grafu vývinu povodí. Ten sestojíme tak, že svíslou úsečkou v určitém měřítku znázorníme délku hlavního toku, vyznačíme na ní staničení a na vodorovné úsečky vynášíme v příslušném staničení plochy povodí vlastní



Obr.4.43. Graf vývinu plochy povodí

řeky, příp. přítoků tak, aby z obrázku byl patrný vzrůst pravé a levé části



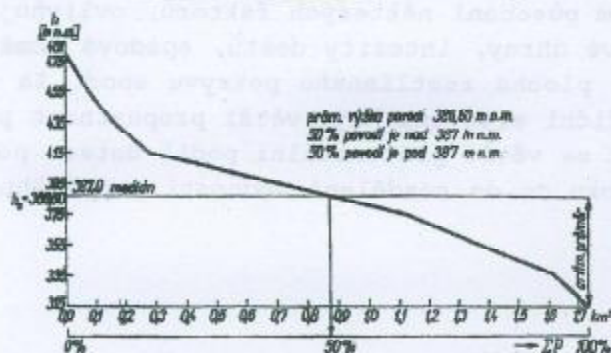
Obr.4.44. Schema odvození grafu vývinu plochy povodí

rického listu, více či méně protáhlého. Nejjednodušeji vyjádříme tvar povodí jako poměr průměrné šířky povodí B k jeho délce L:

$$\alpha_T = \frac{B}{L} = \frac{B \cdot L}{L^2} = \frac{F}{L^2} \quad (4.119)$$

Uvedený poměr se často pohybuje v mezích 1:2 až 1:4. Někdy se tvar povodí, dokonaleji postihuje těmito dvěma způsoby: a) počítá se koeficient, jenž je poměrem délky obvodu kruhu o stejně ploše jakou má povodí, k délce rozvodnice povodí. V případě, že povodí má tvar kruhu, koeficient dosáhne maximální hodnoty, rovné jedné. U druhého způsobu b) se počítá koeficient, jenž je poměrem plochy povodí k ploše kruhu při stejných obvodech (opět maximální hodnota je rovna jedné).

Fyzikálně geografické vlastnosti povodí mají rozhodující vliv na intenzitu, časové a plošné rozdělení srážek a odtoku. Nesmějí proto chybět v žádné studii. Zeměpisná poloha - tou jsou dány klimatické poměry jež v zásadní



Obr.4.45. Hypsografická (hypsometrická) křivka

míře ovlivňují i poměry hydrologické. Určujeme ji zeměpisnými souřadnicemi, mezi kterými se povodí nalézá. Polohu povodí často udáváme vzhledem k význačným geomorfologickým útvarům, jako jsou horské masivy apod. Orografické poměry neboli výškové a sklonitostní poměry rovněž mají vliv na klimatologické a meteorologické charakteristiky - na teplotu vzduchu, srážkové úhrny, vlhkost vzduchu, výpar, sluneční záření

apod. Výškové a spádové poměry zjistíme nejlépe z vrstevnicových map. Z nich určujeme místa s nejvyšší nadmořskou výškou, nadmořskou výšku ústí toku nebo jeho uzavírajícího profilu, popisujeme orientaci hlavních horstev vůči světovým stranám apod. Výškové poměry lze dobře popsat hypsografickou (též hypsometrickou) křivkou. Sestrojujeme ji z vrstevnicové mapy, ze které planimetrováním určujeme plochy, na kterých jsou dosaženy, příp. překročeny určité nadmořské výšky. Z křivky lze zjistit extrémní výšky, vyskytující se na povodí, velikost plochy povodí, na které je určitá nadmořská výška překročena, odečíst celkovou velikost povodí vztáženou k uzavěrovému profilu atd. Tvar křivky poskytuje obraz o charakteru konfigurace povodí (ploché, nížinné území, povodí s náhorní plošinou apod.).Převedením plochy na půdici



zjistíme i průměrnou nadmořskou výšku na povodí. Průměrný sklon území  $I_0$  počítáme z výrazu:

$$I_0 = \frac{\Delta h \cdot \sum l}{F} \quad (4.120)$$

kde  $\Delta h$  - výškový krok vrstevnic.

$\sum l$  - součet délek vrstevnic,

F - celková plocha povodí (území)

Jednodušeji, ale méně výstižně lze sklonitostní poměry na povodí postihnout výrazem:

$$I = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L} \quad (4.121)$$

kde  $H_{\max}, (\min)$  - maximální, (minimální) nadmořská výška na povodí,

L - délka údolí (toku)

Orografické poměry spolu s expozicí hlavních svahů ovlivňují kromě klimatických činitelů výraznou měrou i velmi složitý proces odtoku vody z povodí. Pokud nejsou strmé a delší svahy pokryty vhodnou, odolnou vegetací, stékající voda má značnou rychlost. Velká unášecí síla proudící vody způsobuje rozrušování a odnášení horních vrstev půdy, tzv. plošnou a rýhovou erozi. Výsledkem pak může být devastace krajiny a hospodářské znehodnocení dané oblasti.

Poměry geologické mají významný vliv na konfiguraci terénu, na intenzitu zvětrávání, vznik více nebo méně propustných horních vrstev. Tím nepřímo ovlivňují samotný proces odtoku vody z povodí, mají vliv na množství vody, které vsakuje do spodních horizontů a poté dotuje toky daného území. Geologické poměry výrazně ovlivňují rozdělení vodnosti v tocích. Tak např. toky v oblasti dobře propustných půd se v období bohatém na srážky vyznačují nižšími kulminačními průtoky, v období dlouhého sucha naopak vyššími minimálními průtoky než je tomu u toků odvodňujících oblasti s nepropustnými nebo málo propustnými vrstvami podloží. Rychlejší proces vsaku také znamená, že se nemůže výrazněji projevit výpar. Proto toky propustných území se při stejném srážkovém normálu a jinak stejných klimatických podmínkách jeví jako vodnější. Geologické podmínky stanovujeme z podrobných geologických map a rovněž, pro svůj význam je nesmíme opomenout popsat ve studiích ekologického či vodohospodářského zaměření. S geologickým podložím úzce souvisejí půdní poměry - ty rozhodují o velikosti a intenzitě vsaku vody a tím i o velikosti časového a plošného rozdělení odtoku. Představu o půdních poměrech území lze získat z podrobných pedologických map. Údaje o klimatologických a meteorologických poměrech získáme např. z publikace Podnebí Československé socialistické republiky, Podnebí a vodní režim ČSSR apod.

Rostlinná pokrývka povodí reguluje množství srážek zachycených na tělech rostlin, množství vody vsáklé, rychlost vody stékající po svazích, velikost ztrát výparem atd., takže rovněž významně předurčuje jednotlivé fáze procesu odtoku vod z povodí. Procentuelní zastoupení a situování vegetačního pokryvu různého druhu (plochy lesů, polí, luk, městské zástavby apod.) zjišťujeme z topografických map.

Hydrology je všeobecně uznáván regulující vliv lesa na odtokový proces z povodí. Zdravý, vyspělý smíšený les se správným zastoupením dřevin má

dostatečně tlustou vrstvou hrahanky a humusu, takže je schopen pojmout, zachytit poměrně značné množství vody ze srážek, vodu vsáknout a s časovým zpožděním postupně tok zásobovat. Kulminační průtoky stejného hospodářského významu (tzv. N-leté průtoky) ze zalesněných povodí jsou za jinak stejných podmínek zpravidla nižší než v oblastech nezalesněných. Při částečném zalesnění povodí značně záleží na poloze lesů. Je-li les situován v dolní části povodí, může být např. v období jarního tání režim kulminačních průtoků dokonce nepříznivější. Zastíněním sněhových zásob v lesních porostech před slunečním zářením dochází totiž ke zpožděnému tání a tak se mohou za "příznivých" okolností střetávat např. odtoky z horní nezalesněné a dolní zalesněné části povodí - výsledkem je vznik vysokých kulminačních průtoků v profilech na toku pod těmito oblastmi.

Vodní nádrže ať už umělé nebo přirozené, protékané nebo neprotékané, mají z hydrologického hlediska také svůj význam. Neprotékané nádrže působí tím, že mnohdy poměrně značnou část objemu odtoku zachytí, takže se pak nemůže uplatnit při tvorbě maximálního průtoku v samotném toku, u protékaných nádrží je všeobecně znám retardační účinek na objem odtoku a transformační vliv na průtoky kulminační (maximální průtoky jsou nádržemi snižovány, základna povodňové vlny prodlužována). Celkovým výsledkem obou účinků, probíhajících současně, je regulující účinek na odtok - toky, vytékající nebo protékající jezery, nádržemi, se vyznačují zpravidla vyrovnanějším režimem odtoku než toky jiné. Vodní nádrže vytvářejí kromě toho typické mikroklima, větší nádrže dokonce ovlivňují klima (po výstavbě velkých vodohospodářských děl se v porovnání s předchozím stavem mění poměry teplotní, vlhkostní atd.). Regulující účinek je přirozeně dán jednak velikostí nádrže, ale také jejím umístěním, polohou v povodí. Je-li tato nádrž umístěna na toku v horní části povodí, je její regulující účinek menší než u nádrže situované na toku blíže uzávěrového profilu, kde odtokový proces zkoumáme. Je to tím, že nádrží "ovládaná" část povodí je v prvním případě menší než v případě druhém. Popisovaný vliv jezer na odtokový proces můžeme alespoň informativně popsat součinitelem jezernatosti:

$$K = \frac{f}{F} \quad (4.122)$$

kde  $f$  - celkový součet ploch jezer a nádrží daného území (povodí),

$F$  - celková plocha území (povodí)

Ve studiích charakterizujeme podmínky oblasti dále tím, že popisujeme druh a polohu jednotlivých nádrží, velikost jimi ovládané plochy povodí (dané v procentech), určujeme koeficient, vyjadřující poměr kubatury nádrže k dlouhodobému ročnímu odtoku, uvádíme graficky nebo v tabelární formě tzv. charakteristiku nádrže apod.

Bažiny mají obdobný regulující vliv na režim odtoku jako nádrže a jezera. Ty také jsou schopny pojmout značné množství vody, které za normálních okolností vydávají. V oblasti suchého klimatu působí však nepříznivě v tom smyslu, že podobně jako mořská houba značné množství vody vážou a pro samotný úsek pod bažinami neuvolňují. Ztráty výparem jsou v tomto případě zpravidla značně větší než z volné vodní hladiny jezer a nádrží.

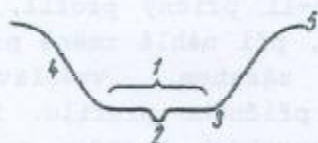
Významným způsobem hydrologický režim ovlivňuje svou činností člověk. Tak např. způsobem obhospodařování pozemků mnohdy značně (i nepříznivě) ovlivňujeme odtok, některé nepříznivé rysy odtokových poměrů se snažíme vylepšit úpravami toků, otázkou zásobování vodou, výroby elektrické energie,

ochrany oblastí před povodněmi řešíme výstavbou nádrží apod. Z minulosti jsou známy nepříznivé důsledky enormní těžby dřeva, odlesňování, na povodňový odtok srážkových vod.

Zde podotkneme, že význam hydrologie vyplývá z toho, že na základě pozorování průtoků a dalších souvisejících prvků, studia vlivu jednotlivých činitelů na hydrologický režim, lze získat znalosti, umožňující v mnoha případech s postačující přesností určit i očekávané změny hydrologických charakteristik, způsobené např. činností člověka a obdržet tak potřebná podkladová data pro ekonomický návrh budoucího vodního díla, případně pro projekt jiného (např. ekologického) charakteru.

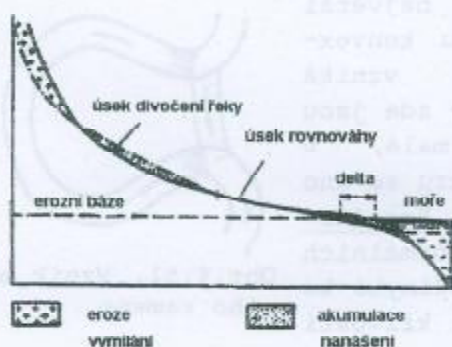
#### 4.4.2. Geomorfologické vlastnosti údolí a koryt toků

Říční údolí můžeme definovat jako protáhlé sníženiny zemského povrchu, kterými protéká voda. V nejhlubší části údolí je vodou vytvořená a zaplněná podélná brázda - koryto řeky se dnem a šikými, někdy skoro svislými břehy. Vyskytnou-li se větší průtoky, překračující kapacitu koryta, voda vystupuje z koryta a zaplavuje tzv. inundační území. Údolnice (údolní osa) je spojnice nejnižších míst údolí v podélném směru; nad ní se zpravidla nalézá proudnice, která je spojnicí míst s největšími rychlostmi v proudu vody. Osu půdorysného obrazu koryta nazýváme střednicí koryta.



Obr.4.46. Morfologie údolí, 1-dno údolí, 2-koryto, 3-pata svahu, 4-svah, 5-erozní hrana

Voda se v korytě pohybuje účinkem gravitačních sil. O druhu pohybu rozhoduje velký počet faktorů. Především jsou to sklonitostní poměry, velikost a tvar průtočného průřezu, omočeného obvodu, drsnostní, směrové podmínky. Při stejné délce toku je dynamický účinek proudu a její výsledek -eroze, v zásadě závislý, kromě velikosti průtoku, na spádu, tj. výškovém rozdílu mezi horním a dolním profilem uvažovaného úseku toku. V horních částech toku, kde jsou sklony značné, dochází k vymílání a odnášení materiálu koryta. Ve střední části v podstatě pozorujeme transport, přemístování unášeného materiálu, v dolních částech podélného profilu toku, v důsledku menších sklonů (tím rychlostí) k jeho ukládání, sedimentaci. Pokud by nedošlo ke změně výškové úrovně horního a dolního profilu, tedy ke změně tzv. horní a dolní erozní báze, vytvořil by se nakonec, za předpokladu homogenního materiálu a konstantního průtoku,

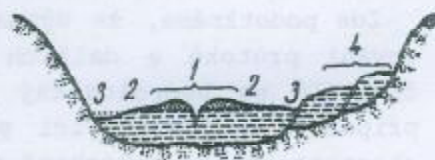


Obr.4.47. Vývoj podélného profilu toku

podélný profil údolí ve tvaru plynulé křivky konvexního tvaru. Skutečnost je však taková, že si řeky vytvářejí koryto v nehomogenním materiálu, pohyb vody v přirozeném toku je nestacionární. Proto výsledná křivka podélného profilu koryta (tzv. profil rovnováhy) nemůže nabýt ani definitivního tvaru ani tvaru s poznenáhlu se měnící (klesající) křivostí směrem po proudu. Zpravidla se vytváří profil rovnováhy s víceméně náhlými změnami křivostí. Pakliže došlo v určitém úseku koryta ke stavu blízkému rovnovážnému, stačí málo (např. změna průtoku) a dojde k dalším změnám, buď k vymílání nebo dalšímu usazování.

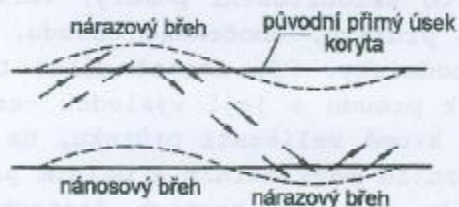
Tok formuje údolí dvojím způsobem - jednak vertikální erozí se vřezává do dna údolí, jednak erozí boční narušuje břehy a tak údolí rozšiřuje. Spolu se svahovou erozí je tak modelován celý příčný profil údolí.

Geologicky mladá údolí jsou úzká, tvaru písmene V, s velmi strmými svahy. Starší údolí mají tvar U, méně strmé svahy a širší dno, zpravidla vyplněné aluviálními náplavy. Jestliže dojde horotvornou činností k poklesu dolní erozní báze, zvětší se výškový rozdíl mezi jednotlivými bázemi a tok se opět zařezává do dna starého, původního koryta a vytváří nové, užší. Pakliže dojde ke změně výškového rozdílu erozních bází vícekrát, vznikají údolí s charakteristickým příčným profilem, ve kterém jsou na bocích plošiny, tzv. říční terasy. Je-li terasa vytvořena v původní hornině, jde o terasu erozní, vznikla-li ve vlastních náplavech, mluvíme o terase akumulární.

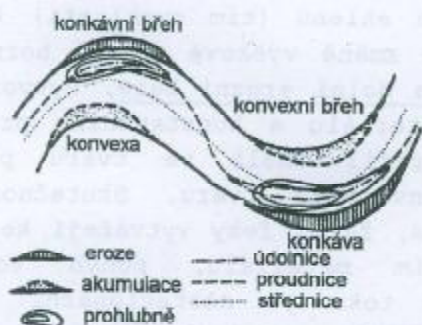


Obr.4.48. Stavba indundačního dna údolí, 1,2,3- vnitřní, střední, vnější část údolí, 4-terasy

Tvar koryta je ovlivňován sklonitostními poměry, vlastnostmi prostředí ve kterém se koryto tvoří, závisí na hydrologickém režimu průtoků (maximální, minimální průtoky, nejčastěji se vyskytující průtok apod). Významnou roli hrají rychlosti a jejich rozdělení v profilu. Působením těchto faktorů se mění jak podélný, tak i příčný profil. Změníme-li příčný profil, má to okamžitě vliv na rychlost a její rozdělení v něm, při náhlé změně proudění



Obr.4.49. Vznik oblouků na toku



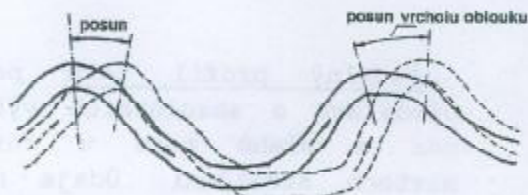
Obr.4.50. Místa usazování a eroze materiálu v úsecích toku

konkávnímu břehu, aby poté, v úseku malé křivosti plynule a pozvolna přešla k břehu opačnému.

např. vnějším zásahem, vyvolává se poznenáhla změna příčného profilu. Směrové vedení trasy u horských bystřin je spíše dáno průběhem méně odolných hornin, u nížinných toků, plynoucích v jemných lehce rozrušitelných náplavech pozorujeme vlnovité se vinoucí trasu s pravidelným střídáním oblouků opačného smyslu. Působením boční eroze vznikají větší vychýlení do stran vzhledem k původní trase - tím se délka toku prodlužuje a tak dochází při určitém převýšení horního profilu nad dolním ke zmenšení sklonu a tak k dosažení rovnovážného stavu. U konkávních břehů pozorujeme největší hloubky, u konvexního vzniká nanášení - zde jsou hloubky malé, v



Obr.4.51. Vznik mrtvého ramene



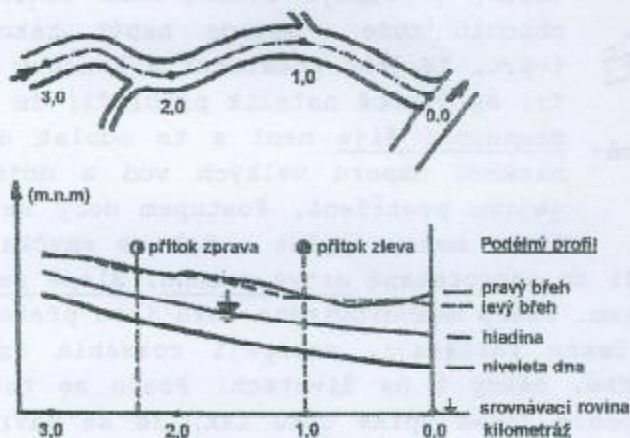
Obr.4.52. Posouvání oblouků směrem po proudu

Popisovaným vybočováním oblouků do stran, postupným zvětšováním zakřivení oblouků může meandr nabýt takového tvaru, že jeho počáteční a koncový profil se k sobě natolik přiblíží, že tzv. meandrová šíje není s to odolat dynamickému náporu velkých vod a dojde k jejímu protržení. Postupem doby se oba konce mohou zanést a tak se smyčka odělí od původního koryta a vytvoří se neprotékané mrtvé rameno. Slepé rameno má jenom jeden konec spojen s tokem. Úseky meandrovitého toku jsou překážkou pro odtok velkých vod. Ty se často rozlévají, zatápějí rozsáhlá území, působí zamokření, škody na majetku, někdy i na životech. Proto se toky s velmi klikatou trasou upravují podle zásad úprav toků tak, že se navrhuje nová, kratší trasa s vhodně voleným profilem a vkládanými stupni ve dně. Inundační území je oblast při řece, do které se voda rozlévá při větších povodňových průtocích. Vytváří se tak v mnohých případech značně široký pruh vody, která za povodně proudí ve směru největšího sklonu údolí, nedbajíc na trasu samotného koryta. Při větších průtocích je voda zatížena splaveninami, ukládajícími se v inundačním prostoru. Zde má voda totiž poměrně malou hloubku a v důsledku značných hydraulických odporů i malou rychlost. Nejvíce splavenin, zpravidla těch největších, se ukládá podél břehů, dále od břehu sedimentují splaveniny jemnější. Stává se, že podél koryta hrubé splaveniny vytvoří říční val, zabraňující nejen stékání povrchového odtoku nejkratším směrem do toku, ale je překážkou i přítokům. Takto ovlivněny, mění svůj směr a tekou paralelně s hlavním tokem. K vybočení koryta recipientu může kromě meandrování dojít také tenkrát, ukládají-li přítoky u svého ústí velké množství splavenin v tzv. náplavových kuželech. Boční posun koryt řek je též způsobován otáčením Země kolem své osy. Touto rotací Země vzniká Coriolisova síla, způsobující odchýlení jak vzdušných, tak i mořských proudů na severní polokouli doprava, na jižní polokouli doleva. Obdobně se odchylují od svého původního směru proudnice širokých toků. V důsledku tohoto přidavného zrychlení jsou na severní polokouli podmyvány pravé, na jižní levé břehy velkých toků a to bez ohledu na jejich směr proudění. Uvedený jev je výrazně patrný na Jeniseji, jehož pravé břehy jsou vysoké, srázné, na rozdíl od nízkých levých, povlových.



Obr.4.53. Tok C v budoucnu pravděpodobně změní systém odvádění vod toku B; dojde k říčnímu pirátství

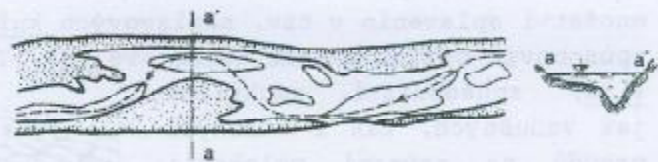
Říční pirátství - vzniká tak, že tok svou zpětnou erozí protne rozvodnici a odvádí vody sousedního toku jiného povodí. Jiným jevem je tzv. bifurkace. V místech, kde se podélný sklon toku náhle zmenšuje, dochází k sedimentaci značného množství materiálu. Tato překážka může za příznivých okolností způsobit rozvětvení původního toku, takže každé takto vzniklé rameno vytváří samostatný říční systém.



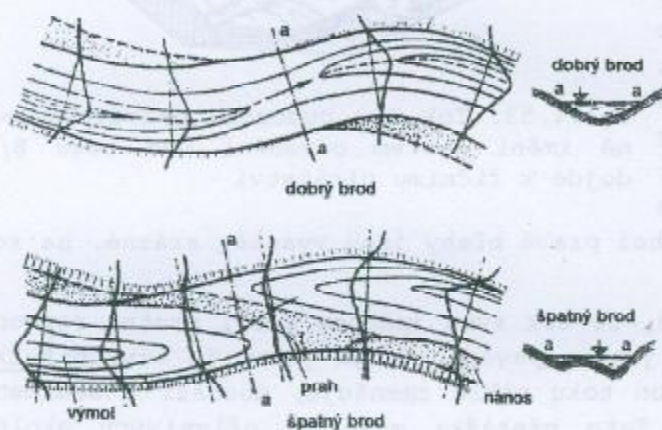
Obr.4.54. Podélný profil toku

spádu a celkové délky je sklon a označujeme jej písmenem  $I$ . Je vyjadřován buď jako desetinné číslo  $I=0,002$ , nebo v promile  $I=2\text{‰}$ , což vyjadřuje pokles dna o 2 m na délce 1000 m. Sklon dna ve směru proudění v zásadě klesá. V horní části toku jsou sklony dna velké, zde převládá erozní činnost, ve střední části transport unášených plavenin, v dolním úseku dochází v důsledku malého sklonu k usazování. Zatímco podélný profil toku je alespoň po určité období v podstatě stálý, průběh hladin v podélném směru se mnohdy velmi mění - zde záleží jak na velikosti průtoku tak i na fázi odtoku. Víme např., že okamžikový podélný sklon hladiny je větší na čele povodňové vlny než na její zádí.

Příčný profil je řez korytem, vedený zpravidla kolmo na střednici toku. Plocha příčného profilu nahore omezená hladinou vody je průtočný průřez. Za daných sklonitostních a drsnostních poměrů o úrovni hladiny při daném průtoku rozhoduje nejen velikost průtočného



Obr.4.55. Mapa izobat zobrazující mělčiny a prohlubně v přímé trati toku



Obr.4.56 Typy brodů

brod. Pakliže je příčný profil v místech nejmenších hloubek pravidelný, jedná se o dobrý brod, jinak jde o brod špatný.

Podélný profil toku podává představu o absolutních výškách dna a břehů toku v různých místech staničení. Údaje mohou být dány číselnými hodnotami nebo graficky. Podle toho mluvíme o psaném nebo grafickém podélném profilu. Grafický podélný profil, zpravidla vykreslený v převýšeném měřítku orientujeme tak, aby se niveleta dna svažovala zleva doprava (počátek staničení je vpravo). Výškový rozdíl mezi dnem v horním a dolním profilu určitého úseku je spád, poměr

průtočného průřezu, ale i jeho tvar. Spojíme-li v korytě místa se stejnými hloubkami (pod určitou srovnávací rovinou, třeba pod hladinou), obdržíme tzv. izobaty. Situační mapa se zakreslenými izobatami, nazývaná mapa izobat, poskytuje dokonalý obraz o konfiguraci dna toku a často se používá ve vodní dopravě. Pro projekční činnost je však výhodnější mapa s vrstevnicemi.

Mělký úsek koryta ve kterém proudnice přechází od jednoho břehu k druhému, se nazývá

#### 4.5. Odtok povrchových vod

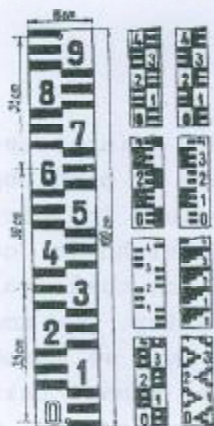
##### 4.5.1. Vodočetné stanice, pozorování vodních stavů

Atmosferické srážky, které se nezadržely na rostlinách (intercepce), nevsáklly do půdy (infiltrace), nevypařily se a nezadržely v prohlubních (povrchová kapacita), odtékají povrchově do koryta toku. Spolu s infiltrovanou vodou ze zásob podzemních vod a tzv. hypodermickým (podpovrchovým) odtokem tvoří v daném okamžiku průtok v toku. Ten je u přirozených toků výsledkem složitého procesu odtoku z povodí a je tudíž proměnlivý. Se změnou průtoků se mění, kolísají i hladiny. Tok, hydraulicky spojený se zásobami podzemních vod nevysychá - vidíme tedy, že působením mnoha faktorů přerušovaný jev, jakým jsou srážky, se jakožto kauzální příčina odtoku, mění na neustálý, nepřerušovaný a časově posunutý jev odtoku vod z povodí. Chceme-li poznat zákonitosti odtoku, vodního režimu určitého toku, je třeba průtoky pozorovat, údaje o nich zpracovávat a závěry zevšeobecňovat. Protože zatím běžně neumíme určit okamžitý průtok přímo (až na zvláštní případy použití nejmodernějších metod jakou je např. metoda měření průtoků ultrazvukem), musíme měřit, pozorovat takový prvek, jenž je nápadným a lehce měřitelným nepřímým ukazatelem odtokového procesu v daném okamžiku a přitom je ve velmi dobrém vztahu s průtokem. Tímto prvkem je úroveň vodní hladiny v toku, postihovaná v hydrologii tzv. vodním stavem.

Výška hladiny má pro vodohospodáře značný význam. Tak např. úroveň hladiny při pohybu tzv. 100-letého průtoku rozhoduje o výškovém umístění mostní konstrukce, o kótě koruny podélných hrází apod., údaje o nízkých hladinách potřebujeme znát pro plavbu, pro optimální návrh výškového situování např. vyústění městských kanalizací apod. Z údajů o úrovni nad a pod energetickým vodním dílem určujeme využitelný vodní spád. Kromě uvedených případů vodní stavy pozorujeme také proto, abychom mohli získat velmi často potřebné údaje o průtocích.

Abychom mohli soustavně pozorovat hladiny na tocích, budujeme za tím účelem vodočetné stanice, jež v souhrnu tvoří síť vodočetných stanic. Můžeme rozlišovat celkem tři druhy staniční sítě: Síť základní zahrnuje stanice vodoměrné, ve kterých pozorujeme vodní stavy a navíc vyhodnocujeme průtoky. Slouží kromě jiného i pro předpovědní a varovnou službu. Budují se na hlavních tocích, při soutoku větších toků. Zpravidla jsou vybaveny kromě vodočtu limnigrafy, poskytujícími plynulý, spojitý časový záznam vodních stavů  $h=f(\tau)$ . Síť sekundární je tvořena stanicemi, vhodně doplňujícími síť základní - slouží k doplnění, upřesnění a ověření údajů sítě základní. Tyto stanice jsou situovány na menších tocích, nebo jako kontrolní, mezilehlé stanice na tocích významnějších. Účelová síť je tvořena stanicemi, které poskytují přímé podklady pro závažné technické záměry (výstavba vodohospodářského díla apod.), případně pro provoz vodohospodářských objektů. V České republice je zavedena síť na třech hlavních povodích: na povodí Labe s povodím Lužické Nisy a Stěnavy (přislouží ČHMÚ Praha a Ústí n/L.). Povodí Moravy spravuje ČHMÚ v Brně, a povodí Odry má na starosti ČHMÚ Ostrava.

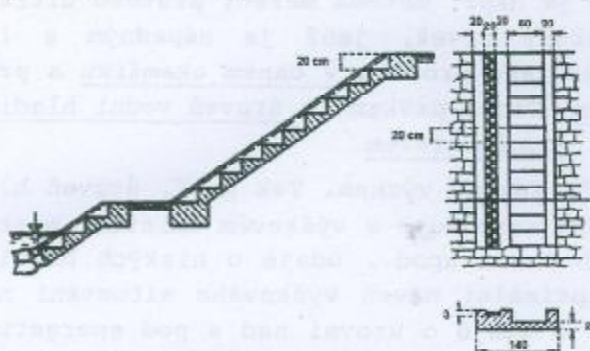
Výběr místa a stavební uspořádání vodočetné a vodoměrné stanice by mělo zaručit, aby údaje získané z dlouhodobého pozorování byly homogenní. Proto profil stanice má být pravidelný, málo proměnlivý, ve kterém ani za nízkých průtoků nedojde k rozdělení proudu. Profil musí být lehce přístupný v místě, kde lze zajistit pozorovatele. Profil stanice nesmí ležet v blízkosti soutoku na hlavním toku nebo přítoku. Podobně je třeba při volbě místa respektovat vzdutí způsobená jezem, nádrží, mostem apod. Stabilitu příčného profilu zajišťujeme úpravou a zpevněním dostatečně dlouhého úseku koryta nad a pod



Obr.4.57. Vodočet laťový

vodočetným profilem. Touto úpravou ovšem nevyloučíme změny příčného profilu, způsobené usazováním jemných splavenin v obdobích malých průtoků.

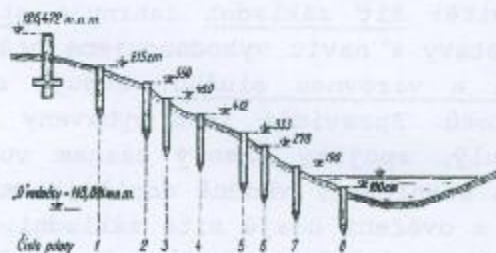
Úroveň vodní hladiny v uvedených stanicích měříme na jednoduchých zařízeních, tzv. vodočtech. Těmi určujeme vodní stav, což je svislá odlehlost hladiny od nuly (počátku) vodočtu. Vodní stav je tedy relativní výška hladiny, udávaná v cm. Ve většině případů se používá vodočet laťový, dnes nejčastěji zhotovovaný ze smaltovaného plechu nebo umělých hmot. Jako podklad pro lať se používá trámec nebo silná fošna z tvrdého dřeva, napuštěná impregnující látkou. Uchycení ke stavbě je třeba navrhnout tak, aby byly umožněny případné korekce latě v budoucnu, vynucené např. sedáním stavby apod. Stupnice je dělena po dvou cm, takže vodní stav lze odečíst s přesností na jeden cm. Nyní se vyrábějí vodočty s fosforeskující stupnicí, takže je možno stav odečítat i v



Obr.4.58. Svahový vodočet betonový

nocí. Přiložený obr.4.57. zobrazuje různé typy stupnic laťových vodočtů. Laťový vodočet může být svislý nebo šikmý (svahový). Svislý je upevňován např. na mostních pilířích, na svislé nábrežní zdi apod. Vodočetná lať instalovaná na boku pilíře mostu zaručuje stálost vodočtu a odečítání i za nebezpečných povodňových průtoků. Nevýhodou je, že mostní profily, pokud nejsou zpevněny, nebývají stálé (vymílání dna). Lať se zpravidla upevňuje na boku pilíře,

aby nebyla poškozována za chodu ledů, velkými plovoucími předměty za povodní. Snad nejvýhodnější je instalovat vodočet ve volných úsecích upravených toků. V případě licho-



Obr.4.59. Vodočet pilotový

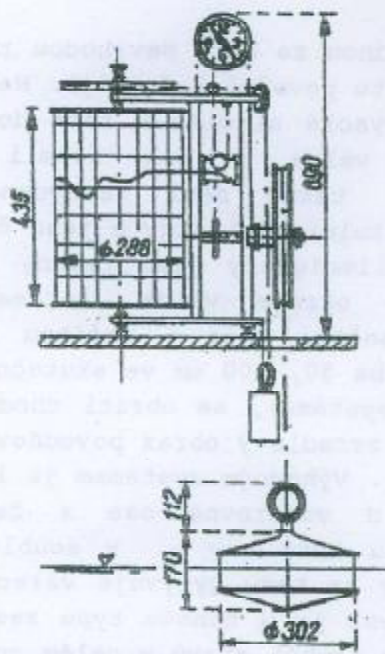
běžníkového tvaru koryta instalujeme vodočty šikmé (svahové). Výhodou je možnost přesného odečítání, nevýhodou poměrně vysoký stavební náklad. Stupnice šikmého vodočtu je dělena tak, že svislou odlehlost hladiny od nuly vodočtu lze odečítat přímo. Je-li sklon břehu příliš pozvolný, používá se vodočet pilotový. Vodní stav se zde určuje přenosným pevným

měřidlem (ke kótě hlavy piloty se přičtou centimetry měřítka).

Základním pravidlem pro instalaci je to, že nula vodočtu se výškově umísťuje tak, aby v budoucnu ani při nejnižší očekávané úrovni hladina neklesla pod nulu vodočtu. Tím se vyloučí záporné vodní stavy, příčina možných chyb.

Ke každému vodočtu se vztahují důležité charakteristiky: vzdálenost profilu od ústí toku (tzv. stanění), určované z mapy 1:25 000, plocha povodí. Je třeba zajistit veškeré údaje potřebné pro případnou novou instalaci vodočetné latě po jejím zničení: nadmořská výška nuly vodočtu, určená navázáním na státní nivelační síť, u méně důležitých stanic postačuje znát relativní výšku vodočtu vzhledem k dvěma pevným výškovým bodům, ležícím mimo

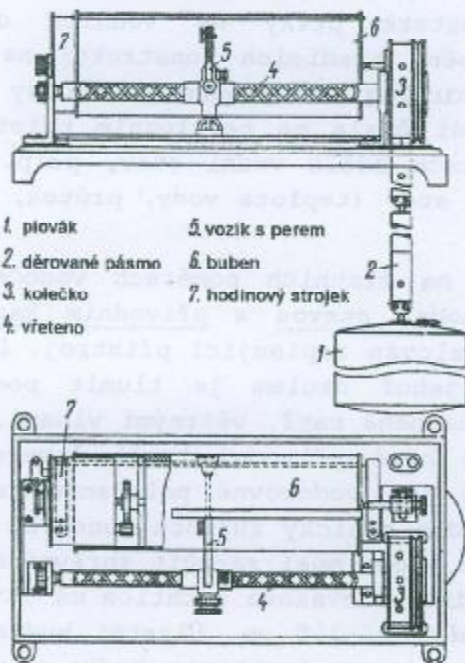




Obr. 4.60 Limnigraf čs.konstrukce, typ IBA

osoba (manželka, soused), jež je ve smlouvě rovněž uvedena.

Na hydrologicky významných tocích se ve vodočetném profilu kromě vodočtu



Obr. 4.61. Limnigraf GGI-39 s vodorovnou osou válce

otáčený hodinovým strojkem. Válec se svislou osou se otočí o  $360^\circ$  podle druhu přístroje jednou za den nebo za 8 dní. Poměr zmenšení se volí podle očekávaného rozkyvu hladin a požadované přesnosti. Nejčastější používané poměry jsou: 1:2, 1:5, 1:10, 1:20, 1:40. Většina limnigrafů, používaných u nás, přenáší pohyb hladiny pomocí plováku, ocelového lanka a převodového mechanismu na pisátko, kreslicí záznam na papír, napnutý na válec se svislou

dosah i té největší předpokládané povodně. U šikmého vodočtu je třeba mít záznam o sklonu latě. V dokumentaci o stanici se připojuje podrobná situativní mapka, ze které plyne přesná poloha vodočetné latě.

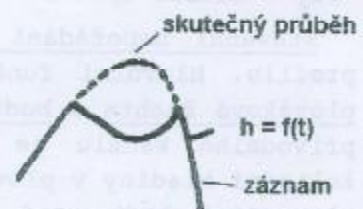
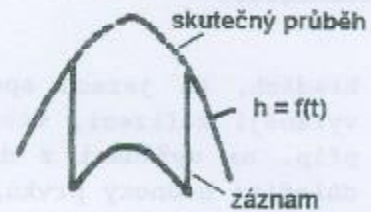
Podobně jako další prvky a průvodní jevy (teplota vody, výskyt ledových jevů ap. i vodní stavy se pozorují podle jednotných návodů a směrnic ČHMÚ. Pozorování vykonávají dobrovolní pozorovatelé na základě smlouvy s hydrologickou službou. Pozorování se děje 1 až 3krát denně (podle důležitosti stanice) a to v 7,12,18 hodin (v zimním období v 8,12,18 hod.). V případě, že profilem prochází povodňová vlna je podle směrnic požadováno tak časté měření, aby byl zachycen jak okamžik výskytu, tak i hodnota kulminačního stavu. Údaje jsou vypisovány do vodočetných hlášení, které pozorovatel odesílá do ČHMÚ ke kontrole a dalšímu zpracování po ukončení každého měsíce. Zásadně platí, že pozorování se nesmí přerušit, v případě nemoci, dovolené, povinnost pozorovat přebírá další

instaluje přístroj limnigraf

(zapisující vodočet), kreslicí průběh vodních stavů v závislosti na čase,  $h=f(t)$ . Záznam přístroje se nazývá limnigram. Většina přístrojů

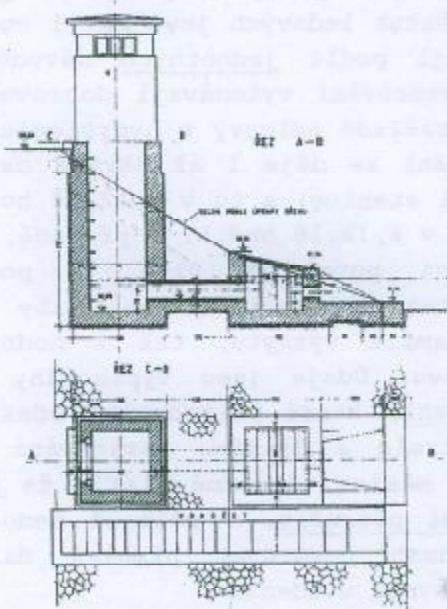
pracuje tak, že pohyb, kolísání hladiny v řece je přenášeno mechanicky, pneumaticky

apod. (zpravidla ve zmenšeném měřítku) na pisátko, které tento pohyb hladiny zaznamenává na speciální papír, napnutý na válec (se svislou nebo vodorovnou osou),



Obr. 4.62. Dva způsoby záznamu kulminace při dosažení horní hrany válce limnigrafu

osou (velký a malý typ IBA). Válec se otočí jednou za den. Nevýhodou těchto přístrojů je denní nastavování, v případě výskytu povodně i častěji. Nedokonalostí přístroje se může stát, že pero při vysoké hladině v řece dosáhne



Obr. 4.63. Stavební uspořádání limnigrafu

horního okraje válce a pak kreslí jen vodorovnou čáru, takže není zachyceno to nejdůležitější - kulminační stav a jeho časový výskyt. Novější limnigrafy jsou řešeny lépe: dostoupí-li pero okraje válce, automatické zařízení sníží polohu pera o určitou výšku (odpovídající třeba 50, 100 cm ve skutečnosti) nebo, (u jiného systému), se obrátí chod pera a je vykreslován zrcadlový obraz povodňové vlny (viz obr. 4.62). Výhodným systémem je limnigraf s válcem o vodorovné ose s časovým záznamem ve směru této osy - v souhlase s kolísáním hladiny se tedy vykyvuje válec; bez zvláštního zařízení je u tohoto typu zaznamenán nepřerušovaný průběh stavů v celém rozsahu (obr. 4.61). Dnes často používané limnigrafy dálkopisné pneumaticky nebo elektricky přenášejí údaje o vodních stavech na jiné, vzdálenější místo. Lze k nim připojit i zařízení, jímž se signalizují určité vyšší stavy pro hlásnou povodňovou službu nebo ovládají některé prvky na vodních dílech (např. sklápění hradících konstrukcí na pře-

hradách, na jezích apod.). Pro účely hydrologické prognostní služby se vyrábějí zařízení, které např. po vytočení čísla na telefonním přístroji, příp. na vyžádání z dispečinkového počítače sdělí vodní stav, příp. jiné důležité hodnoty prvků, popisující určitý stav (teplota vody, průtok, objem vody v nádrži apod.).

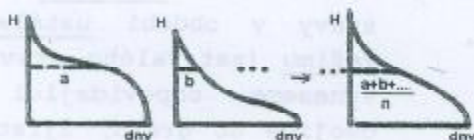
Stavební uspořádání limnigrafu závisí na místních poměrech vodočetného profilu. Hlavními funkčními prvky je spodní stavba s přívodním kanálem, plováková šachta a budka ve které je instalován zapisující přístroj. U ústí přívodního kanálu je tlumící zařízení jehož úkolem je tlumit podružná kolísání hladiny v plovákové šachtici, způsobená např. větrnými vlnami, proplouvající lodí apod. U starších staveb bývá přívodní kanál čtvercového průřezu, průlezný, často však je tvořen jen vodorovně položenou rourou, průměru ne menšího 10 cm. Roura má zpravidla kónicky zúženou koncovou část, stočenou po proudu. Zvolená výšková úroveň vtoku musí zaručit správné měření i při nejnižších očekávaných úrovních hladin. Plováková šachtice má čtvercový průřez, nebo je vytvořena rourou průměru 20-100 cm. Vlastní budka bývá buď zděná nebo ocelová, nasazená nad plovákovou šachtici; budka musí být dobře větraná, jinak papír vlhne a zápis je špatně čitelný. Přirozeně u každého limnigrafu musí být rovněž instalován vodočet, podle kterého je pero při výměně papíru nastavováno a funkce zařízení kontrolována. Při výměně nového rastru v místě nastavení pera pozorovatel запиše přesný čas a počáteční vodní stav, odečtený na vodočtu. Podobně jako u pozorování vodních stavů vodočty, jsou i limnigrafy pravidelně pozorovatelem zasílány do ústředí HMÚ k dalšímu zpracování a kontrole.

#### 4.5.2. Zpracování údajů o vodních stavech

Pozorovatelem odeslané údaje o vodních stavech HMÚ nejdříve, před samotným vyhodnocením, kontroluje a pomocí vodočetných vztahů vyloučí případné hrubé chyby. Základní statistickou jednotkou, která slouží k odvozování dalších, je průměrný denní vodní stav. Můžeme ho získat tak, že vodní stavy (odečítané na vodočtu), vyneseme v závislosti na čase na milimetrový papír a spojíme plynulou čarou tak, aby co nejlépe vystihovala skutečný průběh vodních stavů. Takto jsme získali čáru  $h=f(t)$ . Nyní plochu, příslušející určitému dni převedeme na rovnoplochy obdélník. Rovnoběžka, vedená horní hranou vzniklého obdélníka, již určuje na stupnici svislé osy hledanou hodnotu průměrného denního stavu uvedeného konkrétního dne. Průměrný měsíční vodní stav určíme jako aritmetický průměr těchto průměrných denních stavů příslušného měsíce. Zcela analogicky lze odvodit průměrný roční vodní stav, příp. průměrný stav za delší období, např. za celé období pozorování (někdy nevhodně nazývaný "normál"). Odvození uvedených charakteristik z limnigramů je obdobné, zpracování je však v tomto případě rychlejší, neboť záznam limnigrafu je již čarou  $h=f(t)$ .

Rozdíl maximální a minimální hodnoty vodního stavu za dlouhé období se nazývá hydromodul, který se dělí na deset hydrogradů. Významnost právě pozorovaného vodního stavu můžeme posoudit právě hydromodulem třeba tak, že určíme, jaká část možného rozkvyvu byla právě dosažena.

Z údajů o vodních stavech v rámci zpracování dat sestrojujeme pro vodospodářskou praxi významné čáry překročení vodních stavů. Způsob jejich sestrojení záleží na tom, jaké podklady máme k dispozici. Je-li hodnot hodně, čáru překročení z diskretních prvků odvozujeme nejčastěji méně pracnou



Obr.4.64. Sestrojení průměrné čáry překročení  $H_d$  z čar překročení jednotlivých let ( $n$ -počet let)

metodou, bez větší újmy na přesnosti tak, že rozsah vodních stavů rozdělíme na vhodný počet tříd a materiál zpracováváme na základě skupinového rozdělení jak uvedeno v kap.4.2. Jsou-li k dispozici limnigramy, s výhodou použijeme způsob ad 3. popsany v téže kapitole.

V případě, že máme k dispozici čáry překročení vodních stavů z jednotlivých let, můžeme tzv. průměrnou čáru překročení vodních stavů (čáru překročení zpracovanou za celé mnohaleté období pozorování) sestrojít jak napovídá obr.4.64.

Dobu překročení zpravidla vyjadřujeme ve dnech nebo v procentech celkové doby zpracování (pozorování). Pakliže chceme postihnout významnost hydrologického prvku dobou překročení ve dnech, mluvíme o tzv. m-denních vodních stavech (průtocích apod.), v případě vyjádření doby překročení v procentech, hovoříme o p-procentních vodních stavech (průtocích). Vztah mezi  $p$  a  $m$  je dán např. vzorcem Čegodajeva, takže platí tabulka převodu:

Tab.4.10. Vztah mezi  $p$  a  $m$

m	30	60	90	120	150	180	210	240	270	300	330	355	364	dni
p	8,2	16,4	24,7	32,9	41,1	49,3	57,5	65,8	74	82,2	90,4	97,3	99,7	%

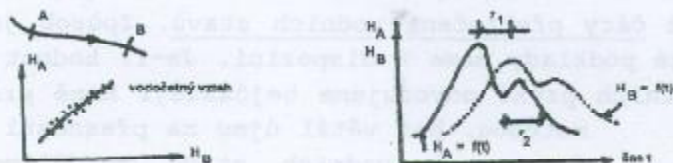
Tab.4.10 pokračování

p	1	2	5	10	20	50	80	90	95	99	99,72	%
m	3,65	7,3	18,25	36,5	73	182,5	292	328,5	346,8	361,3	364	dni

Zde připomeňme, že pod  $m$ -denními vodními stavy rozumíme průměrné denní vodní stavy, jež byly odečteny z čáry překročení odvozené z dlouhého období, ze kterého jsme určovali dlouhodobou průměrnou hodnotu vodního stavu. Uvádíme-li  $m$ -denní vodní stav  $H_{md}$  z čáry určitého, konkrétního roku, příp. období kratší, je to třeba vždy výslovně uvést.

Čáry překročení vodních stavů mají typický tvar - svým průběhem charakterizují rozdělení vodních stavů v daném profilu. Z tohoto hlediska má zvláštní význam průměrná čára vodních stavů, charakterizující svým tvarem dlouhodobý režim rozdělení vodních stavů. Z čáry překročení vodních stavů lze určit tyto charakteristiky: hodnoty extrémní, průměrný vodní stav za zpracovávané období, vodní stav s nejčastějším výskytem (modus), vodní stav, jenž byl po stejnou dobu překročen jako nedosažen (medián), a jednotlivé  $m$ -denní (nebo  $p$ -procentní) vodní stavy. Znovu připomeňme, že  $H_{md}$ , ( $H_{pd}$ ) je průměrný denní vodní stav, který je (byl) dosažen případně překročen v dlouhodobém průměru po dobu  $m$  dní v roce (po dobu  $p$  z celkového počtu dní v roce). Pakliže bychom zpracovávali uvedeným způsobem hodnoty odpovídající jen části roku (např. vegetačnímu období), definice charakteristik  $H_{md}$ ,  $H_{pd}$  by se příslušně modifikovala.

Vodočetné vztahy: Hodnota vodních stavů závisí na velikosti průtoků, ale i na tom, v jaké výšce jsme zvolili počátek, tzv. nulu vodočtu. Nemá proto smyslu, abychom tyto relativní výšky na př. dvou vodočetných profilů jednotlivě porovnávali. Jestliže však budeme odečítat ve dvou blízkých stanicích na tomtéž toku současné vodní stavy v období ustáleného režimu (setrvalého stavu) a vyneseme odpovídající se dvojice do grafu, zjistíme, že mezi stavy dvou profilů



Obr. 4.65. Vodočetné vztahy

existuje vztah (korelace). Získané body lze vyrovnat buď početně nebo graficky a tak určit pravděpodobnostní závislost. Vztah bude tím těsnější, čím budou stanice blíže k sobě a v úseku mezi nimi nebude výraznější přítok. Poněvadž případů setrvalého stavu v přirozených tocích je zpravidla málo, využíváme pro sestavení hledaného vodočetného vztahu i vodní stavy, příslušející období neustáleného režimu. Jsou to vodní stavy, odpovídající charakteristickým fázím jakými jsou hlavní a podružná maxima, příp. minima vodních stavů. Pro tento případ neustáleného proudění je ovšem nutno ke stavu z horního profilu přiřadit tzv. časově odpovídající vodní stav v profilu dolním tj. vodní stav, který se v dolním profilu vyskytl o postupovou dobu, (dobu propagační) později. Pod touto dobou rozumíme dobu, potřebnou k tomu, aby voda (průtok pozorovaný v horním profilu) dotekla z horního profilu do dolního. Třeba připomenout, že postupová doba je funkcí velkého počtu faktorů, kromě geometrických a hydraulických charakteristik úseku se výrazně uplatňuje velikost samotného průtoků.

Odvozené vodočetné vztahy používáme při doplňování chybějících údajů o vodních stavech v jedné stanici pomocí druhé, využíváme při kontrole údajů pozorování, při přenosu dat ze staré stanice (která se třeba již ruší) do nové, situované v blízkosti starého vodočetného profilu apod.

Vodočetné vztahy spolu s křivkou doběhových dob jsou jednou z hlavních pomůcek při předpovídání vodních stavů (příp. průtoků) tzv. metodou odpovídajících si průtoků. Vodočetný vztah nám umožňuje určit úroveň hladiny

určitého významu (pravděpodobnosti překročení) v profilu jiném, kde nemáme pozorování vodních stavů k dispozici. V tomto případě stačí instalovat na určitou nepříliš dlouhou dobu dočasný vodočet a sestavit vodočetný vztah se sousedním profilem (s dlouhou dobou pozorování a se známou čarou překročení vodních stavů) na základě krátkodobého souběžného pozorování.

#### 4.5.3 Průtoky, základní pojmy, pohyb vody v otevřených korytech

Pod průtokem v hydrologii rozumíme objem vody, který proteče daným průtočným průřezem ze jednotku doby, tj. za sekundu. Značíme ho  $Q$  a vyjadřujeme obvykle v  $m^3 \cdot s^{-1}$ , nebo v  $l \cdot s^{-1}$ . Objem vody, který proteče průtočným průřezem za dobu delší, např. jeden den, měsíc, rok apod., zveřejníme proteklým množstvím a vyjadřujeme v  $m^3$ , častěji v tisících nebo milionech  $m^3$ . Méně často se vyjadřuje v  $hm^3$ , příp. v  $km^3$ . Odtok vyjadřuje (kromě dřeje), též objem vody, odteklý z povodí. Kromě objemové míry (např. v  $tis. m^3$ ) je v hydrologii velmi často s výhodou vyjadřován tzv. odtokovou výškou  $h_o$ . Tou rozumíme tloušťku vrstvy vody (zpravidla vyjádřenou v mm), kterou by daný objem vytvořil na ploše, odpovídající půdorysnému průmětu povodí. Dalším užívaným pojmem je specifický průtok  $q$ , jenž je objemem vody v průměru odteklým z plošné jednotky povodí za jednotku času. Je udáván buď v  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ , nebo v  $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ . Specifický odtok je tedy pomyslná veličina, vztahující se k určitému povodí. V dalším uvedeme některé, v hydrologii často používané vztahy:

$$\bar{q} (m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}) = \frac{\bar{Q} (m^3 \cdot s^{-1})}{P (km^2)} \quad (4.123)$$

Určení proteklého množství  $O$  za den z průměrného denního průtoku  $Q_d$ :

$$O (m^3) = 86400 (s) \cdot Q_d (m^3 \cdot s^{-1}) \quad (4.124)$$

Odtok za průměrný měsíc (30,5 dní):

$$O (m^3) = 86400 \cdot 30,5 (s) \cdot \bar{Q} (m^3 \cdot s^{-1}) \quad (4.125)$$

Odtok za 1 rok (365 dní):

$$O (m^3) = 31,536 \cdot 10^6 (s) \cdot \bar{Q} (m^3 \cdot s^{-1}) \quad (4.126)$$

Odtok za průměrný rok (365,25 dní):

$$O (m^3) = 31,5576 \cdot 10^6 (s) \cdot \bar{Q} (m^3 \cdot s^{-1}) \quad (4.127)$$

kde  $\bar{Q}$  - dlouhodobý průměrný průtok,

Odtoková výška z proteklého množství:

$$h_o (mm) = \frac{O (m^3)}{P (km^2)} \cdot 10^{-3} \quad (4.128)$$

Proteklé množství z odtokové výšky:

$$O (m^3) = 1000 \cdot h_o (mm) \cdot P (km^2) \quad (4.129)$$

Průměrný roční průtok z roční odtokové výšky:

$$Q_r (m^3 \cdot s^{-1}) = \frac{1000 \cdot h_o (mm) \cdot P (km^2)}{31,536 \cdot 10^6 (s)} \quad (4.130)$$

Průměrný roční specifický odtok z roční odtokové výšky:

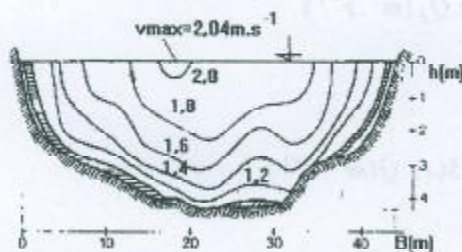
$$q_r (m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}) = \frac{h_o (mm)}{31,536 \cdot 10^6 (s)} \quad (4.131)$$

Roční výška  $h_o$  z průměrného ročního specifického odtoku:

$$h_o (mm) = q_r (l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}) \cdot 31,536 \quad (4.132)$$

### Pohyb vody v otevřeném korytě

Tento pohyb se děje podle zákonů, známých z hydrauliky. V přirozených tocích se průtoky neustále mění v závislosti na časově proměnlivém odtoku srážkových vod z povodí, proměnlivé dotaci podpovrchového a podzemního odtoku. Z hlediska hydraulického se v přirozeném toku vyskytuje nejčastěji pohyb neustálený (nestacionární, nepermanentní). Jen v poměrně krátkých časových obdobích, kdy se průtok prakticky nemění, můžeme mluvit o pohybu ustáleném (stacionárním, permanentním). Ten u přirozených toků bývá zpravidla nerovnoměrný v důsledku proměnlivého sklonu, příčného průřezu i drsnosti koryta. Jen v krátkých úsecích s pravidelným, stejným profilem jsou někdy alespoň přibližně splněny podmínky pro vznik pohybu rovnoměrného.

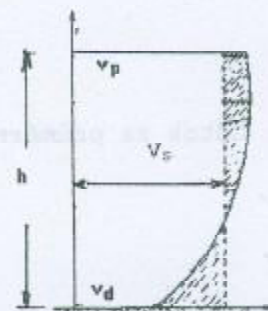


Obr. 4.66. Příčný profil s vykreslenými izotachami

záplavám. V důsledku tření o stěny vedení pozorujeme všeobecnou zákonitost poklesu místních rychlostí od středu proudu ke dnu a oběma břehům. Představu o rozdělení místních rychlostí v průřezu získáme vykreslením čar, spojujících místa se stejnými rychlostmi - těmto čarám říkáme izotachy. Rozdělení místních rychlostí ve vertikále  $v=f(h)$  je u přirozeného toku velmi proměnlivé, málokdy odpovídá parabolickému průběhu, jak předpokládají někteří autoři. Často rychlosti ve svislici charakterizujeme střední rychlostí ve svislici  $v_s$  zjištěnou tak, že plochu zplanimetrujeme a převedeme na rovnoplochy obdélník se základnou  $h$  podle obr.4.67. ( $h$  je hloubka v místě

Voda má určitou vazkost, takže při proudění dochází ke tření nejen uvnitř proudu, ale také o stěny vedení. Dokonce se při proudění o volné hladině uplatňuje tření o vzduch - zvláště za silného větru, nasměrovaného proti proudění vody v řece lze pozorovat významné

vzdutí vod, vedoucí mnohdy i k jejich vybřežení a



Obr. 4.67. Rozdělení rychlosti ve svislici, určení  $v_s$

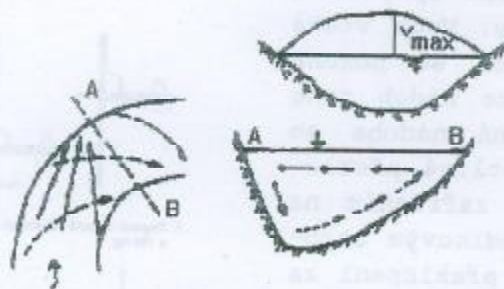
rychlostní svislice). Měřeními bylo zjištěno, že poměr mezi  $v_s$  a maximální rychlostí téže svislice  $v_{max}$  se nejčastěji pohybuje v mezích:

$$v_s / v_{max} = 0,78 \div 0,93 \quad (4.133)$$

Největší povrchové rychlosti  $v_{pmax}$  se vyskytují zpravidla nad nejhlubšími místy v korytě. Poměr střední průřezové rychlosti  $v$  k střední povrchové rychlosti  $v_{ps}$  bývá pro daný průřez dosti stálý:

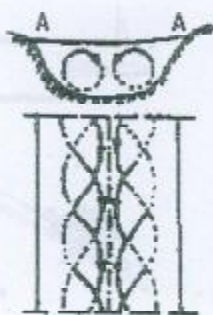
$$v / v_{ps} = 0,8 - 0,85 \quad (4.134)$$

Na tocích v obloucích s větší křivostí dochází k výraznému spirálovému proudění. Jev je vysvětlován tak, že částice proudící při povrchu narážejí na břeh a poté, chvíli břehem vedeny a zpomaleny, jsou tlačeny rychlejšími následujícími částicemi dolů; tím vykonávají dráhu šroubovou, šikmo podél



Obr.4.68. Proudění v oblouku toku

břehu, dna a dále k břehu konvexnímu. Tento šroubový pohyb je mnohdy zvýrazněn tím, že voda po nárazu na břeh tento eroduje a tak proud, zatížený plaveninami klesá ještě rychleji šikmo dolů než by tomu bylo za normálních podmínek. U konvexního břehu jsou rychlosti malé, proto se materiál ukládá a "odlehčený" proud se opět zvedá k hladině.



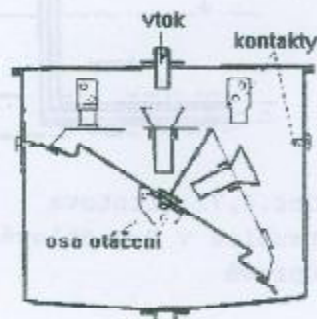
Obr.4.69. Dvojice spirálového proudění v přímém úseku toku

K podružnému proudění dochází i v úsecích přímých. Zde zpravidla vzniká dvojice spirálových proudů zvláště patrných při náhlých změnách hladin, způsobených změnou průtoků. Při pohybu a nárůstu povodňové vlny vzniká dvojice spirálových proudů orientovaných tak, že uprostřed koryta dochází k ukládání materiálu. Hladina je vyklenutá, v extrémních případech bylo pozorováno převýšení hladiny až o 0.2 B ( B je šířka toku v hladině). U rychlého poklesu má hladina vydutý tvar; dvojice spirálového proudění je orientována nyní opačně než v předchozím případě a má tendenci vymílat dno uprostřed koryta a materiál ukládat při obou březích. Na velkých tocích vzniká podružné proudění a napadání jednoho z břehů vlivem otáčení Země-uplatňuje se zde vliv Coriolisovy síly.

#### 4.5.3.1. Určení a vyhodnocení průtoků

Průtoky můžeme zjistit: a) přímým měřením, b) měřením bodových rychlostí, c) měřením průměrné průřezové rychlosti  $v$ , d) chemickým měřením, e) způsoby známými z hydrauliky, f) výpočtem empirickými vzorci.

a) přímé měření průtoků se používá při určování menších vydatností malých pramenů. K tomu používáme buď měrných nádob, nebo pro nepřetržitě měření průtoků nádob automaticky sklopných. Měrné nádoby jsou



Obr.4.70. Automaticky sklopné nádoby pro měření malých průtoků

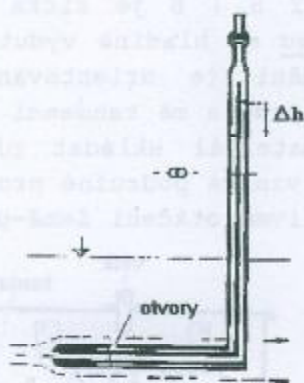
zpravidla nízké nádoby tvaru kvádrů. Průtok měříme tak, že s maximálně možnou přesností určíme čas potřebný k naplnění nádoby známého objemu. Čas se měří stopkami alespoň třikrát, ze získaných dob se určí průměrná hodnota:

$$Q = V/t \quad (4.135)$$

Pokud máme na toku jezero, nádrž, můžeme na základě stejného principu určit průměrný průtok v řece (průměrný ze dobu naplnění). K tomu potřebujeme znát čáru kubatur  $V=f(h)$  a velikost jednotlivých bilančních prvků - výpar z vodní hladiny, srážky vypadlé na hladinu za období plnění apod.

K nepřetržitému měření malých průtoků používáme automaticky sklopných nádob. Přístroj má dvě nádoby trojúhelníkového průřezu spolu spojené a výkyvné kolem společné vodorovné osy. Voda vtéká do jedné z nádob, po jejím naplnění se posune těžiště tíhy zadržené vody a dvojice nádob jako celek se překlápí. Předtím naplněná nádoba se prázdní, do druhé vtéká voda. Jednotlivá překlopení jsou zaznamenávána kontaktním zařízením na papír napnutý na válci, otáčeném hodinovým strojem. Ze známého obsahu nádob, počtu překlopení za určitý čas lze zjistit velikost průtoků.

b) určení průtoků z měřených místních rychlostí se používá tam, kde pro velikost průtoků nebo nedostatek spádu nemůžeme určit průtok přímo. Nutnou podmínkou použití této metody je ovšem možnost určit průtočný průřez. Postupujeme tak, že změříme v dostatečném počtu bodů průtočného profilu místní (bodové) rychlosti a z nich některým ze způsobů uvedených dále, vypočteme průtok  $Q$ . Místní rychlosti můžeme změřit 1. Pitotovou trubicí, 2. žhaveným drátem, 3. hydrometrickou vrtulí, 4. plováky.

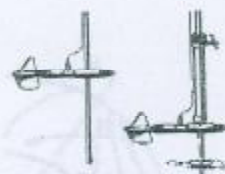


Obr. 4.72. Pitotova trubice v Prandtlově úpravě

V hydrologii se hlavně používají způsoby ad. 3, 4, metody ad. 1, 2 lze použít spíše v hydraulických laboratořích. Použití hydrometrické vrtule je založeno na principu, že tekoucí voda svým dynamickým účinkem otáčí vrtuli rychlostí, úměrnou rychlosti vodního proudu. Závislost mezi místní rychlostí vody a tzv. specifickými otáčkami vrtule (počet otáček za 1 sekundu) je určována tárováním, ověřováním vrtule.

Vrtule můžeme klasifikovat podle různých hledisek. Podle typu rozeznáváme hydrometrické vrtule s vodorovnou a svislou osou. Podle velikosti je lze dělit na malé, střední a těžké, podle způsobu upevnění přístroje při měření rozlišujeme vrtule na tyči, na laně a vrtule univerzální.

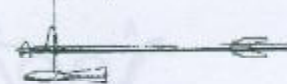
1. Hydrometrická vrtule s otočným typem upevnění na tyči



2. Torpedo na laně (hmotnost 25, 50, a 100 kg)



3. Torpedo na laně, typ se záložní hydrodynamické brzo (hmotnost 5, 10, 20, a 50 kg)



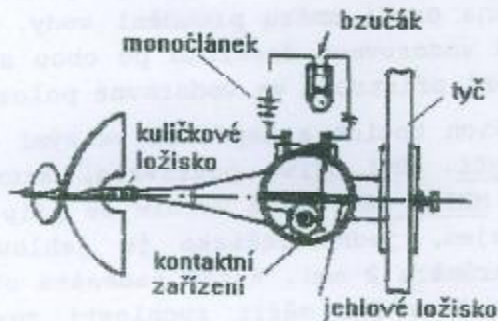
4. Torpedo s navižákem



Obr. 4.71. Různé typy hydrometrických vrtulí a torped

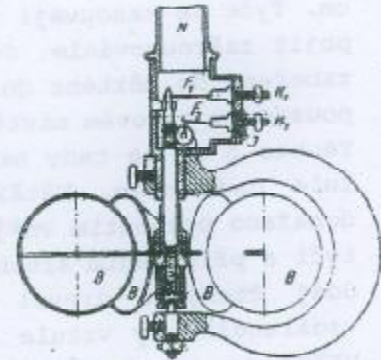


U nás a v ostatních evropských státech se nejčastěji používá hydrometrická vrtule s vodorovnou osou. Jejimi podstatnými částmi jsou: samotná vrtule (propeler), osa, těleso vrtule, počítací zařízení s kontakty, elektrické kabely, signální zařízení. Vrtule je nejčastěji vyrobena z kovu (dnes i z plastických hmot), má tvar šroubové plochy. Někdy je chráněna před poškozením kovovým prstencem. Citlivost vrtule závisí na tvaru, stoupání a průměru propeleru. Vrtule s velkým



Obr.4.73. Schema vrtule s vodorovnou osou typu Metra

stoupáním se při dané rychlosti vody otáčí rychleji než se stoupáním menším. Citlivost závisí i na průměru, ten bývá u velkých vrtulí 10-15 cm, u malých, používaných na malých tocích s malými hloubkami je průměr roven 3-5 cm. Osa vrtule, na kterou je šroubová plocha nasazena, je uložena buď v hrotových (zpravidla achátových) nebo kulčkových ložiskách. Ta jsou chráněna před přístupem vody (mnohdy značně znečištěné), buď těsněním nebo petrolejem, který se před použitím do vnitřního prostoru vrtule nalévá. Počítací a kontaktní zařízení je u starších výrobků tvořeno ozubeným kolečkem, zapadajícím do nekonečného závitu na ose vrtule. Otáčením vrtule se prostřednictvím závitu na ose otáčí i ozubené kolečko, do kterého je ze strany zapuštěn čep, plnící funkci kontaktu. Po určitém počtu otáček (podle typu vrtule po 25, 50 nebo 100



Obr.4.74. Vrtulka se svíslou osou, typ Price

otáčkách) dojde k dotyku kovové pružiny s kontaktem a tím k uzavření elektrického okruhu (napájeného baterií) a tak i k signálu, nejčastěji zvukovému - přístroj zabzučí. K tzv. integračnímu měření používáme vrtule upravené tak, že ukazují k danému (určitěmu) okamžiku celkový, obecný počet otáček.

U dnešních vrtulí je převážně používáno zařízení, které může plnit dvě funkce - určuje buď čas pro nastavený počet otáček, nebo se měří počet otáček pro čas, který zadáme.

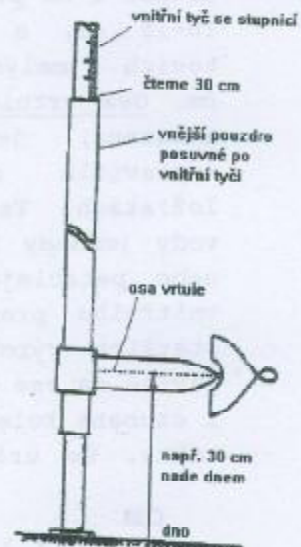
Těleso vrtule tvoří kovový kryt chránící kontaktní zařízení. Musí mít hydrodynamický tvar, aby ovlivnění rychlosti vody bylo minimální. Podle druhu se vrtule dá upevnit na tyč (malá vrtule) nebo zavěsit na lano (střední vrtule, příp. tzv. těžká torpeda). U středních vrtulí je navíc na tělese úchyt pro závaží. Torpeda mají těleso natolik těžké, že slouží současně i jako závaží.



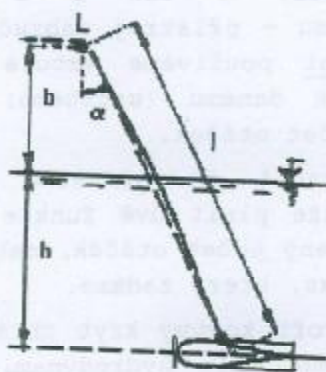
Obr.4.75. Hydrometrická vrtulka C 31 fy OTT pro rychlosti 0,025 - 10 m.s<sup>-1</sup>

Kormidla slouží k tomu, aby vrtule, zavěšené na laně, případně upevněné na tyči otočně, byla vždy nasměrována proti směru proudění vody. Kormidlo, kromě hlavní svislé směrovky má též vodorovnou destičku po obou stranách - ty zajišťují při použití lana ustavení přístroje ve vodorovné poloze.

Pro měření rychlostí vody na menších tocích s nepříliš velkými hloubkami se nejčastěji používá vrtule na tyči. HMÚ dříve používala, kromě jiných typů, také vrtulky naší výroby typu METRA 560. Tato vrtule se připevňuje na vnější obal tyče, plní se petrolejem, jedno ložisko je jehlové, druhé kuličkové (plněné deseti kuličkami průměru 2 mm). Každá padesátá otáčka vrtule je signalizována bzučákem. Vrtulkou lze měřit rychlosti zpravidla v rozmezí 0,02-0,03 až asi do 5 m.s<sup>-1</sup>. Souprava má tři vnější obaly (trubky) a tři vlastní tyče, dlouhé 1,5 m, na kterých je vyznačeno dělení po jednom cm. Tyče se zasouvají do pouzder - ty se podobně jako tyče dají na sebe napojit zašroubováním. Jedna z tyčí má vespod bodku s destičkou kvůli zamezení zaboření do měkkého dna při měření. Vrtule se připevňuje šroubem na jedno z pouzder v takovém místě, že osa vrtule je ve vzdálenosti 5 cm od jeho konce. Těchto 5 cm je tedy nejmenší možné převýšení osy vrtule nade dnem. Větší převýšení osy nade dnem je dosaženo posunutím vnějšího obalu (trubky) po vlastní tyči a přitažením šroubu. Dělení je provedeno tak, že údaj čtený v úrovni okraje vnějšího obalu udává vzdálenost osy vrtule ode dna. Poněvadž vrtule typu METRA je pevně připojena k obalu, je nutné vrtuli natáčením soutyčí orientovat požadovaným směrem. Ježto při měření v kalné vodě není vrtule vidět, připojujeme od horního konce vnějšího pouzdra raménko ukazatele směru tak, že je nasměrováno souhlasně s vrtulí nebo kolmo na její směr. Elektrický okruh bzučáku se zapojuje tak, že jeden konec izolovaného drátu opatřený banánkem, se zastrčí do zdičky na vrtuli, druhý do otvoru připevňovacího šroubu na vnějším obalu.



Obr.4.76. Určení výšky vrtule nade dnem



Obr.4.77. Výpočet hloubky torpéda h zavěšeného na laně

Vrtule na laně se používá při měření rychlostí na větších tocích, můžeme měřit z mostu nebo ložky. Měříme-li z mostu středním křídlem o hmotnosti 20-25 kg, měříme zpravidla bez navijáku. Vrtuli zavěsíme na tenké ocelové lanko, které nastavíme konopným lanem. Polohu vrtule určujeme vůči horní hraně zábradlí měrným lankem, navázaným k hornímu konci nosného ocelového lanka. Odečítáme délky na laně při poloze, kdy osa vrtule je v úrovni hladiny a při každé další poloze vrtule pod hladinou. Hloubka osy vrtule pod hladinou je dána rozdílem těchto čtení.

Těžká torpéda používáme při měření velkých rychlostí na hlubokých tocích. Torpéda mají hmotnost 100 i více kg, takže se dají spouštět jen pomocí navijáku. Ten se dá upevnit na zábradlí mostu, lanko se vede přes kladku upevněnou na konci konzole. Hloubky odečítáme jako

v předchozím případě, nebo prostřednictvím počítače otáček navijáku. I při měření z ložky často používáme výložník s kladkou a navijákem. Počas měření nesmíme přirozeně měnit zatížení ložky ani jeho rozložení.

Při měření rychlostí z mostu je vrtule vychylována ze svislice účinkem proudu. Abychom ji mohli sledovat, měříme na straně po vodě. Abychom omezili vychýlení a měřili v profilu, kde byly sondovány hloubky, používáme protizávěsů. Protože používání protizávěsů značně ztěžuje a zpomaluje měřicí práce, lze u pravidelných koryt s prakticky stejnými průřezy hydrometrovat vrtulí na laně neseném proudící vodou směrem po proudu. Pokud tvar závěsného lana není příliš odchýlný od přímky, platí pro výpočet hloubky torpéda  $h$  pod hladinou:

$$h = l \cdot \cos \alpha - b \quad (4.136)$$

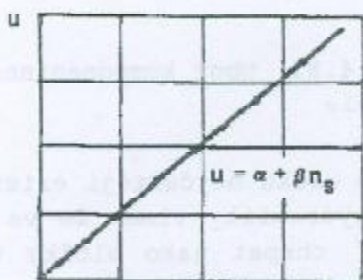
kde  $l$  - délka závěsu

$\alpha$  - úhel mezi závěsem a svislicí (u kladky)

$b$  - převýšení osy kladky nad hladinou

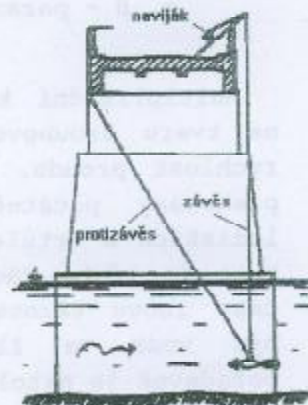
Pokud se tvar závěsného lana liší od přímky výrazněji, lze skutečnou hloubku počítat podle vzorců oprav nebo výhodněji určit z existujících tabulek.

Ověřování hydrometrické vrtule: abychom mohli určit místní rychlosti vody hydrometrickou vrtulí, potřebujeme znát závislost mezi těmito rychlostmi a specifickým počtem otáček  $u = f(n_s)$ . Tento vztah musí být určen pro každou vrtulí dříve, než bude použita v terénu. Pracovní proces, kterým hledanou závislost zjišťujeme, se nazývá ověřování (tárování) hydrometrické vrtule. Provádí se ve Výzkumném ústavu vodohospodářském v Praze (VÚV Praha), který ke každé vrtulce určitého výrobního čísla přikládá úřední listinu, tzv. tárovací osvědčení. Zde je kromě typu a výrobního čísla vrtule, způsobu jejího upevnění při měření, počtu kuliček v ložisku, počtu otoček připadajících na jeden signál atd. také uveden zjištěný vztah, vyjádřený analyticky a graficky, s vyznačením mezi platnosti vztahu.



Obr.4.79. Grafické vyjádření rychlostní rovnice hydro-metrické vrtulky

rovnoměrně, přesně nastavitelnou rychlostí. Rychlost vrtule (vozíku), celkový počet otáček i celkovou dobu rovnoměrného pohybu zaznamenávají přístroje



Obr.4.78. Použití protizávěsů

K tárování vrtulí se zpravidla používá obdélníkového přímého žlabu dostatečné houbky a šířky, délky 100 i více m, jenž je naplněn vodou. Nad žlabem se po kolejnicích (beze spár) pohybuje elektricky poháněný vozík, na který se vrtule připevní způsobem, kterého bude v terénu použito (vrtule na laně, na tyči apod.). Prostřednictvím vozíku se vrtule ponořená ve stojaté, klidné vodě pohybuje

automaticky. Měření se provádí v sadě různých rychlostí, od velmi malých  $0,02 \pm 0,03$  až po rychlosti kolem  $4 \pm 5 \text{ m.s}^{-1}$

Výsledky (hodnoty  $u$  a  $n_s$ ) se vynesou do grafu, a metodou minima čtverců se určí parametry zpravidla přímkové závislosti:

$$u = \alpha + \beta n_s \quad (4.137)$$

kde  $u$  - místní rychlost vody (při ověřování vlastně rychlost vozíku)

$n_s$  - specifický počet otáček (počet otáček za 1 s)

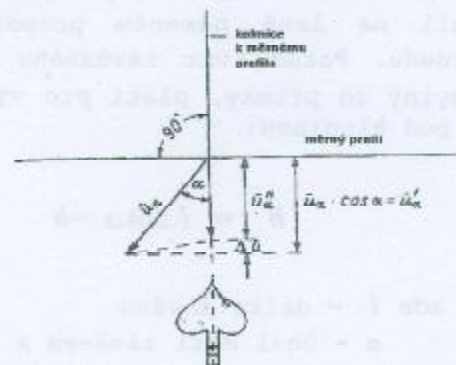
$\alpha, \beta$  - parametry vztahu

Multiplikační konstanta  $\beta$  je závislá na tvaru šroubové plochy,  $\alpha$  vyjadřuje rychlost proudu, při které jsou právě překonány počáteční odpory třením v ložiskách a vrtule se začne otáčet. Vrtule je třeba řádně udržovat a čas od času znovu tárovat. Při tárování musí být voda ve žlabu zcela klidná - požadavek je natolik přísný, že se další poježdění (měření) může znovu zahájit, až se voda, rozvířená předchozím měřením, uklidní do té míry, že vodní hladina vykazuje perfektní zrcadlový obraz. Ve VÚV Praha je zapotřebí v průměru 20-25 min k uklidnění vody rozvířené při předchozím projetí vozíku rychlostí  $4-5 \text{ m.s}^{-1}$ .

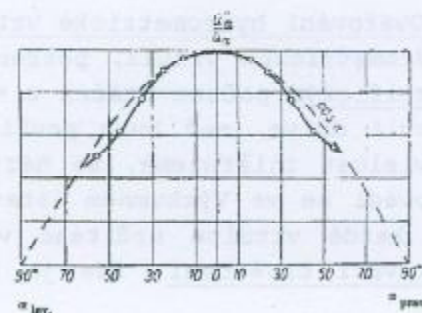
Při měření rychlostí v terénu je vrtule fixována v určitém místě průřezu a voda proudí, při ověřování je tomu naopak - voda je klidná a pohybuje se vrtule. Ověřování je tedy založeno na předpokladu, že dynamický účinek vody na vrtuli je v obou případech stejný. Zkušenost potvrzuje, že tento předpoklad je pro tento účel dobře přijatelný.

Již bylo uvedeno, že dokonce v přímém úseku toku dochází k podružnému proudění, takže směr proudových vláken v určité části profilu není vždy rovnoběžný s běhy. Vrtule na tyči je v přímém úseku nejčastěji orientována kolmo na profil, tj. proti směru proudění. Z hydrauliky víme, že ve výrazu pro průtok  $Q = \int_S dQ = \int_S \bar{u} ds$  je třeba  $\bar{u}$  chápat jako složky vektorů místních rychlostí, kolmé na průtočný průřez. Vypočtený průtok musí být stejný, ať volíme profil šikmý nebo kolmý na směr proudění. Poněvadž v hydrologii často musíme použít pro hydrometrování šikmý most, je třeba, aby vrtule byla schopna, alespoň v určitém oboru úhlů  $\alpha$ , měřit kosinovou složku rychlosti  $\bar{u}$ , tj.  $\bar{u} \cdot \cos \alpha$ , tedy složku rychlosti ve směru osy vrtule (kolmo na šikmý průtočný profil).

Vrtule této vlastnosti se nazývá vrtulí komponentní. Na obr.4.82. je zobrazen vodorovný vektor rychlosti, jenž svírá s kolmicí k průtočnému profilu



Obr.4.80. Pojem komponentnosti



Obr.4.81. Obor komponentnosti vrtule

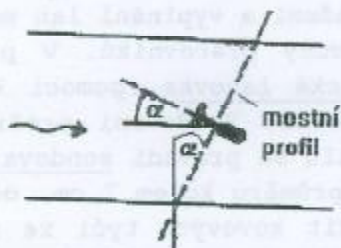
úhel  $\alpha$ . Pokud bude vrtulka z hlediska komponentnosti ideální, bude pro všechny úhly  $\alpha$  v oboru  $\alpha = 0:90^\circ$  měřit složku:

$$\bar{u}'_\alpha = \bar{u}_\alpha \cos \alpha \quad (4.138)$$

poněvadž poměr  $\bar{u}'_\alpha / \bar{u}_\alpha = \cos \alpha$ , bude závislost pro případ ideální vrtulky funkcí kosinu úhlu  $\alpha$ . Skutečné vrtulky nejsou dokonale komponentní, alespoň ne v celém rozsahu úhlů  $\alpha$ . Pozorujeme, že při šikmém proudění udávají složku (obr. 4.80):

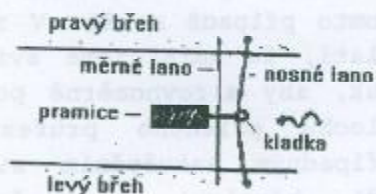
$$\bar{u}''_\alpha = \bar{u}_\alpha \cos \alpha - \Delta \bar{u} \quad (4.139)$$

tedy složku o  $\Delta \bar{u}$  menší. Hodnota  $\Delta \bar{u}$  je obecně závislá na úhlu odklonu proudového vlákna od osy vrtule a na tvaru šroubové plochy. Závislost  $\bar{u}''_\alpha / \bar{u}_\alpha = f(\alpha)$ , zjištěná měřením se pro větší hodnoty  $\alpha$  odchyluje od teoretického průběhu (obr.4.81). Oblast shody obou křivek vyznačuje oblast úhlů  $\alpha$ , ve které se vrtulka chová jako dokonale komponentní. Vrtulky naší výroby jsou komponentní asi do úhlu  $\alpha = \pm 15^\circ$ , některé zahraniční až do úhlů  $\alpha = 20+24^\circ$ .



Obr.4.82. Orientace vrtulky na šikmém mostě

Komponentní vrtule upevňované na tyči orientujeme při měření vždy kolmo na měrný profil (pokud ovšem úhel  $\alpha$  nevybočuje z oblasti komponentnosti). Jinak se nám měření i samotné vyhodnocování průtoků znesnadňuje - musíme vrtuli orientovat proti směru hlavního proudění, zjišťovat úhly  $\delta$  a vypočítávat složky rychlosti kolmé na příčný profil. Poznamenejme zde, že tzv. integrační měření, ať už ve svislici nebo v profilu, lze provádět jenom s vrtulami s vodorovnou osou, jež jsou navíc komponentní.

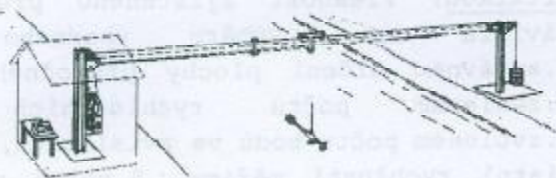


Obr.4.83. Hydrometrování z lodky, soulodí

Hlavní zásady a postup při měření rychlostí vrtulkou: Přesnost zjištěného průtoku  $Q$  je závislá na 1.výběru vhodného profilu, 2.správném určení plochy průtočného průřezu, 3.zvoleném počtu rychlostních svislic, 4.zvoleném počtu bodů ve svislicích, ve kterých místní rychlosti měříme, 5.volbě doby měření vrtulí v jednotlivých bodech, 6.způsobu vyhodnocení průtoků a dalších faktorech. Počet rychlostních a sondovacích svislic, počet bodů, ve kterých rychlosti měříme, způsob vyhodnocení průtoků atd. je závislý na požadované přesnosti. V mnohých případech však rozhodují okolnosti, za jakých jsme nuceni průtok zjistit. Tak např. určení kulminačního průtoků, trvajících zvláště na malých tocích velmi krátkou dobu, si vyžaduje měření třeba jenom v jednom bodě malého počtu svislic. Vhodný výběr měrného profilu spočívá ve volbě přímého úseku s pravidelným dnem, bez vysokého porostu na březích, s dostatečnými hloubkami i rychlostmi v korytě. Měrný profil volíme zpravidla kolmo na směr proudění, tam, kde se nevyskytují oblasti se zpětným proudem nebo malými rychlostmi. Za povodně se mnohdy musíme spokojit i s méně vhodným profilem, např. most-

ním, šikmo situovaným vzhledem k toku. Na malých tocích s výhodou používáme profil stabilizovaný stupněm ve dně.

Správné určení velikosti průtočného profilu je podmíněno dostatečným počtem sondovacích svislic - jediné tak lze vystihnout různé nepravidelnosti a zlomy v příčném profilu dna. Postup při sondování profilu je následovný: ve zvoleném profilu napneme měrné lano tak, aby jeho počátek byl na levém břehu. Je zpravidla pletené, ocelové průměru 2,5 i 7 mm často s mosaznými značkami, vyznačujícími 5-ti, 10-ticentrimetrové, někdy až metrové vzdálenosti. Na širokých a hlubokých tocích měříme často z ložky, pak kromě měrného lana napínáme i lano nosné, na které se prostřednictvím ocelových lanek a kladky ložka zavěsí. Někdy, ovšem na úkor přesnosti, měrné lano slouží současně jako nosné. Za povodně je převážení a vypínání lan mezi břehy prací velmi nebezpečnou, ohrožující i životy pracovníků. V profilech významných toků se proto instaluje hydrometrická lanovka, pomocí které je možno vcelku pohodlně hydrometrovat i za povodní. Sondování profilu, tj. měření hloubek dna pod hladinou v příčném profilu se provádí sondovací tyčí. Je zpravidla dřevěná, i několik metrů dlouhá, průměru kolem 7 cm, dělená po 10 cm. Při sondování mělkých profilů lze použít kovových tyčí ze soupravy hydrometrické vrtule. Máme-li sondovat z vysokého mostu, používáme železnou kouli zavěšenou na tenkém kalibrovaném lanku. Hloubka vody je dána rozdílem čtení při poloze koule na dně (při napnutém lanku) a při poloze, kdy spodní část se právě dotýká hladiny (zjistíme mírným rozkýváním koule). Vzdálenost sondovacích svislic u malých toků volíme zpravidla 25+50 cm, u středních toků 1+2 m. Na velkých tocích vyhovuje odlehlost svislic kolem 5+10 m. V zásadě platí, že za ustáleného proudění větší počet svislic s větším počtem měrných bodů na nich zajišťuje přesnější určení průtoku. Většímu počtu svislic a bodů odpovídá ovšem delší doba měření. Proto při neustáleném proudění volíme počet bodů i svislic menší, abychom celé měření dokončili v časovém intervalu, v němž lze alespoň přibližně předpokládat konstantnost průtoku.



Obr.4.84. Hydrometrická lanovka fy. OTT

Přesnost výsledku však bude v tomto případě menší. V zásadě platí, že umísťujeme svislice tak, aby a) rovnoměrně pokryly plochu příčného průřezu (s případným zahuštěním svislic při březích) - požadavek převládá u umělých koryt, b) vystihovaly změnu rychlostí v příčném průřezu v místech náhlé změny hloubky - tento

požadavek uplatňujeme u toků přirozených. Vzdálenost měrných svislic se v praxi zpravidla volí 0,2+0,5 m při šířce toku do 5 m, při šířce 5+20 m je vzdálenost obvykle 1 m. U větších toků potřebný počet měrných svislic nelezeme z tabulky, uvedené ve směrnících pro hydrometrické práce ČHMÚ.

Volba počtu bodů na měrných svislicích je v podstatě závislá na požadované přesnosti, pravidelnosti rozdělení rychlostí ve svislicích, na době, kterou máme pro měření k dispozici a na okolnostech dalších. Naši hydrologickou službou je používáno rozdělení dané tab.4.11:

Tab.4.11. Výška měrných bodů ve svislici nade dnem (h je hloubka svislice)

úplné měření	neúplné měření	
5 bodů	3 body	2 body
dno	-	-
0,2 h	0,2 h	0,2 h
0,4 h	0,4 h	-
0,8 h	0,8 h	0,8 h
povrch	-	-

Bod při povrchu má být volen tak, aby vrtulka byla co nejblíže pod hladinou, ale vždy, i při zvlněné hladině za větru, ponořena. Podobně u dna měříme co nejhlouběji, ale tak, aby vrtule nebyla ovlivňována např. travou, rostoucí na dně koryta. Při hydrometrování v zimě v profilu se zamrzlou hladinou se měří celkem v šesti bodech. K bodům dno, 0.2 h, 0.4 h, 0.6 h, 0.8 h (měřeno ode dna) se přidává ještě bod těsně pod ledem.

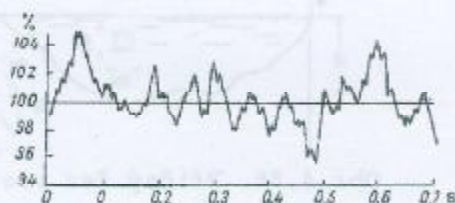


Obr.4.85. Umístění vrtule při úplném měření: a) hladina volná b) hladina pod ledem

různě), obdrželi časově vyrovnanou hodnotu místní rychlosti. Obecně by měla být minimální doba měření v jednotlivých bodech odlišná, neboť v zásadě platí, že pulsace vzrůstá s hloubkou a k oběma břehům, a že se pulsace ve svislici zvětšuje se zvyšováním rychlosti. Při volbě doby, potřebné k měření v jednotlivých bodech, se u nás postupuje tak, že se kontroluje pravidelnost mezičasů mezi jednotlivými signály. Je-li čas mezi nimi prakticky stejný (mezičasy čteme s přesností na celé sekundy), postačující doba měření je zpravidla 100+120 s. Při malých rychlostech, příp. při větších nepravidelnostech signálů dbáme na to, aby odezněly alespoň 4 signály. Obecně platí, že měříme čas nejméně 2+3 signálů, abychom vyloučili případnou hrubou chybu. Při větších rychlostech měříme čas na konci, při rychlostech malých, na počátku signálu. Poslední signál určujeme co nejpřesněji. Otázka získání správně časově vyrovnané místní rychlosti musí být správně řešena i u nových vrtulek, jež umožňují buď volit čas (dají počet otáček), nebo volit otáčky (změří potřebný čas k jejich uskutečnění).

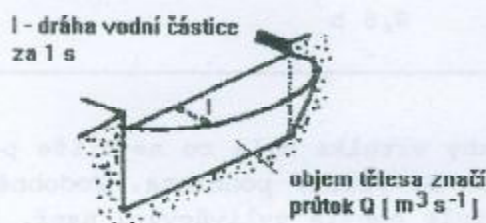
Vyhodnocení průtoků z místních rychlostí: Známe-li místní (bodové) rychlosti proudu v různých bodech všech svislic daného průtočného průřezu (ať už měřením v terénu hydrometrickou vrtulí nebo v laboratoři např. žhaveným drátem či jinak), můžeme průtok  $Q$  vypočítat způsobem: 1. početním, 2. metodou Harlachera, 3. metodou Culmana, 4. použitím tachygrafické křivky. U nás se kromě početního způsobu, vhodného pro počítačové zpracování, velmi

Volba minimální doby měření vrtulí v jednotlivých bodech svislice musí být natolik dlouhá, abychom z okamžitých rychlostí (které jsou v důsledku pulzací



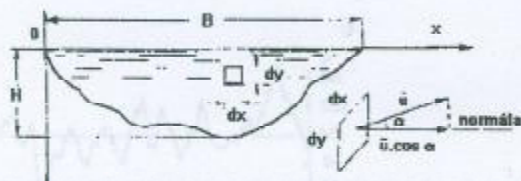
Obr.4.86. Časový průběh pulzací podélných rychlostí proudění

Často používá metoda Harlachera. Culmanův způsob, značně přesný, volíme v pracích výzkumného charakteru, kde kromě průtoku potřebujeme navíc získat podrobný obraz o rozdělení místních rychlostí po průřezu. Je však pracnější než metoda Harlachera.



Obr.4.87. Model průtoku

určuje těleso, jež svým objemem představuje průtok vody  $Q$ . Určit průtok vody tedy znamená zjistit objem tohoto tělesa - modelu průtoku. Kubatura tělesa je dána integrací dílčích objemů  $dQ$  vzniklých buď svislými řezy kolnými na průtočný průřez, nebo svislými řezy, rovnoběžnými s rovinou průtočného profilu. Schema podle obr.4.89.a) ilustruje výpočet průtoku podle Harlachera, schema druhé ad b) je základem pro vyhodnocení průtoku podle Culmanna.



Obr.4.88. Příčný řez proudem

Model průtoku: Na obr.4.87. je zobrazen průtočný průřez orientovaný kolmo na osu obdélníkového žlabu. Představíme-li si, že vyneseme od svislé roviny průtočného průřezu ve směru proudění dráhu, jež jednotlivé částičky urazily za jednotku doby (za sekundu), konečné polohy všech vodních částiček vytvoří plochu, která spolu s hladinou a průtočným průřezem

Počtení způsob vyhodnocení je považován za základní. Z hydrauliky víme, že elementární průtok  $dQ$  je dán součinem elementární plochy průřezu a normálové složky vektoru místní rychlosti:

$$dQ = u \cdot \cos \alpha \cdot dS \quad (4.140)$$

kde  $u$  - rychlost proudu v mezích elementární plošky,  
 $\alpha$  - úhel mezi normálou k plošce a vektorem rychlosti,  
 $dS$  - velikost elementární plošky  $dx \cdot dy$

Průtok celkovým průřezem bude:

$$Q = \int_S u \cdot \cos \alpha \cdot dS = \int_{y=0}^{y=H} \int_{x=0}^{x=B} u \cdot \cos \alpha \cdot dx \cdot dy \quad (4.141)$$

Pokud úhel  $\alpha$  bude stejný pro všechna proudová vlákna, lze napsat:

$$Q = \cos \alpha \cdot \int_{y=0}^{y=H} \int_{x=0}^{x=B} u \cdot dx \cdot dy \quad (4.142)$$

Pakliže  $\alpha = 0$  (toho lze dosáhnout alespoň přibližně volbou vhodně voleného úseku, ve kterém je proudění v podstatě paralelní a zvolením průtočného průřezu, kolmého na proudění), výraz se zjednoduší:



$$Q = \int_0^b \int_0^h u \cdot dx \cdot dy = \int_S u \cdot dS \quad (4.143)$$

Výraz však není prakticky použitelný, neboť neznáme analytický tvar funkce  $u=f(x,y)$ . Proto postupujeme při vyčíslení průtoku  $Q$  tak, že z místních rychlostí jednotlivých svislic určíme střední svislicové rychlosti  $v_i$ , dále dílčí plochy průtočného průřezu a použijeme následujícího výrazu, ve kterém je integrace zaměněna sumací dílčích průtoků  $\Delta Q_i$  (obr.4.90):

$$Q = \frac{2}{3} s_0 v_1 + s_1 \frac{v_1 + v_2}{2} + \dots + s_{n-1} \frac{v_{n-1} + v_n}{2} + \frac{2}{3} s_n v_n \quad (4.144)$$

kde  $s_0$  - průtočná plocha mezi břehem a první rychlostní svislicí,  
 $s_1$  - průtočná plocha mezi první a druhou rychlostní svislicí,  
 $v_1, v_2, \dots, v_i$  - střední rychlost v první, druhé,  $i$ -té svislici.

Poněkud jiný způsob výpočtu je dán výrazem:

$$Q = \sum s_i v_i = \sum v_i h_i \Delta B \quad (4.145)$$

kde  $\Delta B$  - šířka pásu, odpovídajícího jednotlivým svislicím,  
 $v_i$  - střední rychlost v  $i$ -té měrné svislici,  
 $h_i$  - hloubka vody v  $i$ -té svislici,  $i=1,2,\dots,n$ .

Střední rychlosti ve svislici  $v_i$  počítáme podle výrazů:

při pěti bodech ve svislici (tzv. úplné měření):

$$v_i = \frac{1}{10} (u_p + 3u_{0,8} + 3u_{0,4} + 2u_{0,2} + u_d) \quad (4.146)$$

při třech bodech ve svislici:

$$v_i = \frac{1}{4} (u_{0,8} + 2u_{0,4} + u_{0,2}) \quad (4.147)$$

při dvou bodech ve svislici:

$$v_i = \frac{1}{2} (u_{0,8} + u_{0,2}) \quad (4.148)$$

a konečně při jednom bodě ve svislici:

$$v_i = u_{0,4} \quad (4.149)$$

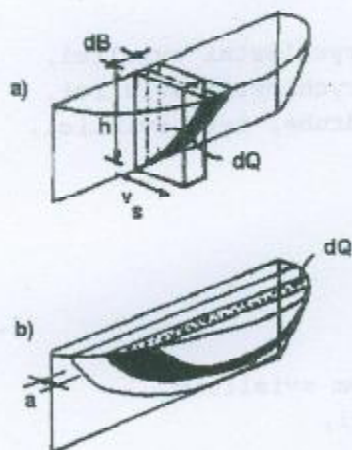
kde  $u_p, (u_d)$  - místní rychlost při povrchu, (u dna),

$u_{0,8}, u_{0,4}$ , atd. - místní rychlosti vody v bodech 0,8 h, 0,4 h atd. nade dnem.

Metoda Harlachera (grafickopočetní) je založena na výpočtu výrazu:

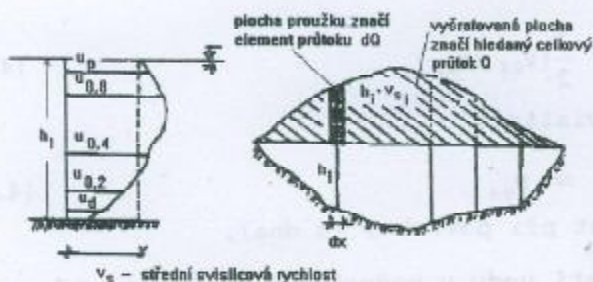
$$Q = \int_0^B q_i dx = \int_0^B v_i h_i dx \quad (4.150)$$

kde  $q_i = v_i \cdot h_i$  je elementární průtok, ( $m^2 \cdot s^{-1}$ ),  
 $v_i$  - střední rychlost v  $i$ -té rychlostní  
 svislici,  
 $h_i$  - hloubka v  $i$ -té měrné svislici (m),  
 $dx$  - šířka elementárního proužku (m)



Obr.4.89. Schema výpočtu průtoku podle: a) Harlacher, b) Culmanna

svislicích nad určitou srovnávací rovinu (např. nad hladinu) a spojením koncových bodů těchto pořadnic obdržíme čáru, jež uzavírá s vodorovnou srovnávací rovinou určitou plochu. Tato plocha, na obr.4.91. vyšrafovaná, představuje v určitém měřítku hledanou hodnotu průtoku  $Q$ .

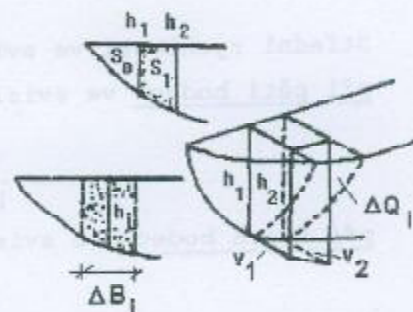


Obr.4.91. Harlacherův způsob výpočtu průtoku  $Q$

rychlostí ve svislici:  $1 \text{ cm}^2 \sim 0,5 \cdot 0,2 = 0,1 \text{ m}^2 \cdot s^{-1}$ , plocha, určující v určitém měřítku průtok  $Q$ :  $1 \text{ cm}^2 = 0,5 \cdot 0,3 = 0,15 \text{ m}^3 \cdot s^{-1}$ . Vyjde-li planimetrováním plocha rovna např.  $100 \text{ cm}^2$ , celkový průtok  $Q = 100 \cdot 0,15 = 15 \text{ m}^3 \cdot s^{-1}$ .

Při vyhodnocování průtoku postupujeme konkrétně tak, že zjistíme svislicovou rychlost v měrných svislicích. U úplného měření, tzv. pětibodovky můžeme vynést rychlosti v určitém měřítku vpravo od každé svislice. Body spojíme plynulou čarou a vzniklou plochu převedeme na půdici, rovnou hloubce svislice  $h$ . Šířka takto vzniklého rovnoplochého obdélníka určuje na měřítku rychlostí střední rychlost ve svislici. Pokud jsme měřili rychlosti v menším počtu bodů na svislici (neúplné měření), střední rychlost ve svislici určujeme početně podle příslušných, již uvedených vzorců. V

dalším vyneseme součiny  $v_i h_i$  v jednotlivých



Obr.4.90. Početní způsob vyhodnocení průtoku  $Q$

Postup při volbě měřítek je následovný: měřítko pro délky volíme např. 1:50 (1 cm na výkresu profilu  $\sim 50 \text{ cm}$  ve skutečnosti), měřítko pro rychlosti (v obrázci rozdělení rychlostí ve svislici):  $1 \text{ cm} \sim 0,2 \text{ m} \cdot s^{-1}$ , měřítko pro součin  $h_i \cdot v_i$ :  $1 \text{ cm} \sim 0,3 \text{ m}^2 \cdot s^{-1}$ , takže při planimetrování ploch platí: pro obrázek rozdělení

**Metoda Culmana:** Vykreslíme si průtočný profil, v něm vyznačíme body, ve kterých jsme měřili rychlosti a ke každému z nich připišeme hodnotu rychlosti. V profilu na základě lineární interpolace vykreslíme isotachy, neboli čáry stejných rychlostí s konstantním krokem a planimetrováním určíme plochy, uzavřené jednotlivými isotachami a příp. hladinou. Teoreticky platí:

$$Q = \int_{u=0}^{u=u_{max}} s_u \cdot du \quad (4.151)$$

kde  $s_u$  - plocha, omezená izotachou  $u$ ,  
 $u_{max}$  - největší místní rychlost v průtočném průřezu,

Prakticky průtok určíme tak, že integraci ve výrazu 4.151. zaměníme sumací konečného počtu elementů  $\Delta Q$ , vyznačených na obr.4.92.:

$$Q = \frac{s_0 + s_1}{2} \cdot a_1 + \frac{s_1 + s_2}{2} \cdot a_2 + \dots + \frac{s_{n-1} + s_n}{2} \cdot a_n + Q_k \quad (4.152)$$

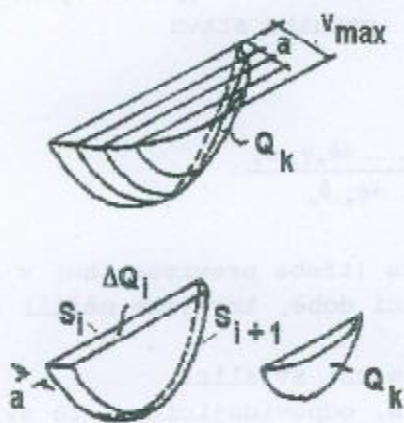
kde  $s_0$  - plocha průtočného průřezu,  
 $s_1, s_2, \dots, s_n$  - plocha ohraničená první, druhou, n-tou isotachou,  
 $a_1, a_2, \dots, a_n$  - kroky izotach

Poněvadž zpravidla isotachy vykreslujeme s krokem  $a$  konstantním, výraz 4.152. se zjednoduší:

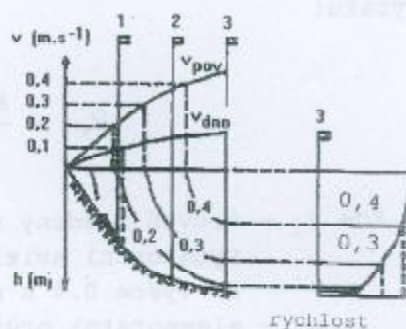
$$Q = a \left( \frac{s_0}{2} + s_1 + s_2 + \dots + s_{n-1} + \frac{s_n}{2} \right) + Q_k \quad (4.153)$$

kde

$$Q_k = \frac{2}{3} s_n (u_{max} - u_n) \quad (4.154)$$



Obr.4.92. Culmannova metoda určení průtoku  $Q$

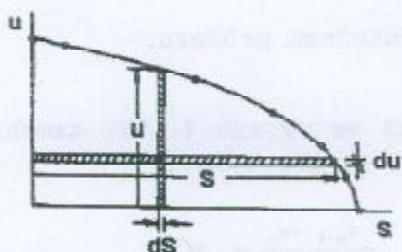


Obr.4.93. Vykreslení isotach v profilu

Průtok  $Q$  můžeme na základě hydrometrování také určit tachygrafickou křivkou. Sestrojíme ji tak, že počínáme maximální rychlostí v průřezu, vynášíme na osu pořadnic místní rychlosti a k nim, ve směru vodorovném, plochy (omezené jednotlivými isotachami příp. isotachami a hladinou), ve kterých byly dosaženy, příp. překročeny uvažované rychlosti.

Tachygrafická křivka je vykreslena na obr.4.94.; z popisu plyne, že patří do skupiny čar překročení. Plocha uzavřená touto křivkou a osami souřadnic dává v určitém měřítku hledanou hodnotu průtoku  $Q$ :

$$Q = \int_0^{v_{\max}} s_u \cdot du = \int_0^S u \cdot ds \quad (4.155)$$

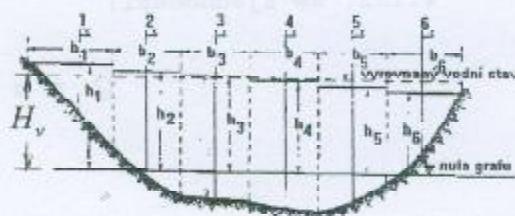


Obr.4.94. Tachygrafická křivka

ovou rychlost v:

$$v = \frac{Q}{S} \quad (4.156)$$

Vyrovnání vodního stavu: V průběhu hydrometrování je třeba vždy sledovat změny vodního stavu na provizorním vodočtu. Je-li rozdíl hladin vlivem neustáleného pohybu větší než 5 cm, musíme výpočtem zjistit vyrovnaný vodní stav, tj. takový vodní stav, při kterém by protékal vyhodnocený průtok za setrvalého stavu (za ustáleného proudění). Vyrovnaný vodní stav určíme podle výrazu:



Obr.4.95. Výpočet vyrovnaného vodního stavu

$$H_v = \frac{h_1 \cdot q_1 \cdot b_1 + h_2 \cdot q_2 \cdot b_2 + \dots + h_n \cdot q_n \cdot b_n}{q_1 \cdot b_1 + q_2 \cdot b_2 + \dots + q_n \cdot b_n} \quad (4.157)$$

kde  $h_i$  - úroveň hladiny nad nulou vodočtu (třeba provizorního) v  $i$ -té rychlostní svislici, odpovídající době, kdy jsme měřili rychlost ve výšce  $0,4 h$  nade dnem,

$q_i$  - elementární průtok v  $i$ -té rychlostní svislici,

$b_i$  - šířka dílčího průtočného průřezu, odpovídajícího  $i$ -té svislici

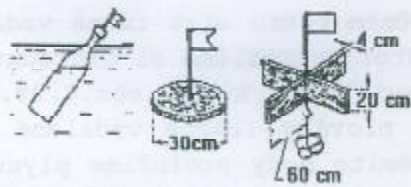
Určení průtoku vody z rychlostí, měřených plováky: Sem patří tyto základní způsoby:

1. měření povrchových rychlostí a po celé šířce profilu, b. měření

maximální povrchové rychlosti,

2. měření středních svislicových rychlostí a hlubinným plovákem,

b. integračně - vznášeným tělesem.



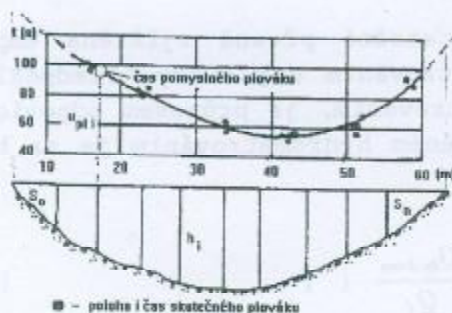
Obr.4.96. Plováky pro měření povrchových rychlostí

avšak při dobré organizaci práce a pečlivosti měření, dává uspokojiví výsledky. Mnohdy je to jediný způsob, kterého můžeme za určitých okolností (povodňové průtoky, značný chod pla-



Obr.4.98. Měření průtoku plováky 1)prof. dolní, 2)měrný, 3)horní, 4)vypouštěcí 2) prof. měrný 3) prof. horní 4) prof. vypouštěcí

vzdálenostech, aby doba potřebná k proběhnutí úseku plovákem nebyla kratší než 20 sekund. Při rychlostech  $v > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  může být doba kratší, než však pod 10 s. Vzdálenost mezi profily určujeme přesně, nejlépe ocelovým pásmem. Ve vzdálenosti 5+10 m nad horním profilem vytyčíme další profil, ve kterém budeme pouštět plováky v různých vzdálenostech od břehu, z 5+8 míst. V



Obr.4.99. Vyhodnocení průtoků z povrchových rychlostí určených plováky

určujeme např. změřením úhlů od základny známé délky a kolmé na příčný profil.

1.a Měření povrchových rychlostí po celé šířce profilu: Určování průtoku měřením rychlostí plováky patří mezi nejstarší a nejjednodušší způsoby. Vychází z předpokladu, že se plovák v proudu vody pohybuje rychlostí okolních vláken. Metoda není tak přesná, jako hydrometrování,



Obr.4.97. Určování polohy plováku na širokých tocích

venin a splavenin apod.), vůbec použít. Jako plovák může sloužit jakýkoli plovoucí předmět - kusy dřeva, zatížená láhev a pod. Plováky je třeba zatížit tak, aby byly pokud možno z větší části ponořeny a tak co nejméně vystaveny účinkům větru, který by výsledky zkresloval. V přímém úseku vytyčíme nad a pod základním (měrným) profilem horní a dolní profil kolmý na hlavní směr proudění (na břehy) v takových vzdálenostech, aby doba potřebná k proběhnutí úseku plovákem nebyla kratší než 20 sekund. Při rychlostech  $v > 2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  může být doba kratší, než však pod 10 s. Vzdálenost mezi profily určujeme přesně, nejlépe ocelovým pásmem. Ve vzdálenosti 5+10 m nad horním profilem vytyčíme další profil, ve kterém budeme pouštět plováky v různých vzdálenostech od břehu, z 5+8 míst. V každém místě vhazujeme plováky 2+4 krát, abychom zprůměrováním dob získali co nejpřesnější údaje o povrchových rychlostech. Pro každý plovák určujeme co nejpřesnější dobu, potřebnou k proběhnutí vzdálenosti mezi horním a dolním profilem, při čemž zaznamenáváme vzdálenosti plováků od břehu v profilu měrném (zpravidla od břehu levého). U malých toků tuto vzdálenost určujeme ze břehu pomocí měrného lana napnutého přes řeku, u větších toků odečítáme vzdálenosti z lodky. U značně širokých lano lze napnout s velkými obtížemi, proto polohu plováků

Známe-li povrchové rychlosti v dostatečném počtu míst různě vzdálených od břehu, můžeme průtok vyhodnotit např. takto: vykreslíme si průtočný průřez v měrném profilu a vyznačíme sondovací svislice. Podle obr.4.99. vyneseme body, jejichž poloha udává dobu, kterou plováky (různě vzdálené od břehu) potřebovaly k proběhnutí daného úseku. Těmito body proložíme plynulou čáru. Rozdělíme šířku v hladině na dílčí úseky tak, aby jejich hranice se shodovaly s polohou sondovacích svislic. V místech těchto svislic z křivky odečteme dobu pomyslného plováku a vypočteme povrchovou rychlost:

$$u_{pi} = \frac{L}{t_i} \quad (4.158)$$

kde  $L$  - délka úseku mezi horním a dolním profilem,

$t_i$  - čas, potřebný k proběhnutí úseku plovákem

Celkový fiktivní průtok vypočteme z výrazu:

$$Q_f = k \cdot u_{pi} \cdot s_0 + \frac{u_{pi_1} + u_{pi_2}}{2} \cdot s_1 + \dots + \frac{u_{pi_{n-1}} + u_{pi_n}}{2} \cdot s_{n-1} + k \cdot u_{pi_n} \cdot s_n \quad (4.159)$$

kde  $k$  - součinitel, jímž přepočítáváme povrchovou rychlost v dané svislici na střední průřezovou v příbřežní části průřezu,

$s_0, s_n$  - dílčí plocha průtočného průřezu mezi břehem a první, příp. poslední svislicí,

$u_{pli}$  - povrchová rychlost v  $i$ -té svislici

Skutečný průtok je dán výrazem:

$$Q_{skut} = Q_f \cdot K_1 \quad (4.160)$$

kde  $K_1$  - součinitel, kterým redukuje fiktivní průtok vypočítaný z povrchových rychlostí, na průtok skutečný,  $Q_{skut}$ .

Hodnota součinitele  $K_1$  může být dostatečně přesně zjištěna empiricky tak, že porovnáme průtoky určené hydrometrováním a plováky. Předpokládáme-li, že průtok  $Q_{hydrom}$ , zjištěný hydrometrováním, je průtokem odpovídajícím skutečnosti  $Q_{skut}$  (chyba v průtoku zjištěném hydrometrováním je za běžných podmínek velmi malá), je  $K_1$  dáno výrazem:

$$K_1 = \frac{Q_{skut}}{Q_f} = \frac{Q_{hydrom}}{Q_f} < 1 \quad (4.161)$$

Tab.4.12. Součinitelé  $k$  pro rov.4.159.

povlovný břeh	0,7
srázný břeh nebo nerovná stěna	0,8
Hladká stěna	0,9
Příbřežní zóna s nulovými rychlostmi	0,5

Pokud nemáme při vyhodnocování průtoků plovákovou metodou porovnávací měření, jež jsme prováděli pro tentýž profil v minulosti, bereme hodnoty  $K_1$

z tab.4.13. Hodnotu součinitele  $K_1$  můžeme také určit z empirických vzorců. Tak např. Železnjakov udává:

$$K_1 = 1 - 1,85 \sqrt{\frac{I}{Fr_1}} \quad (4.162)$$

kde  $I$  - podélný sklon vodní hladiny,

$$Fr_1 - \text{Froudovo číslo dané výrazem: } Fr_1 = v_{s,pov}^2 / (g \cdot h_{stř}) \quad (4.163)$$

$g$  - gravitační zrychlení,

$$h_{stř} - \text{střední hloubka v průtočném průřezu, } h_{stř} = \frac{S}{B}$$

$$v_{s,pov} - \text{střední rychlost povrchová } v_{s,pov} = \frac{Q_f}{S}$$

$S$  - plocha průtočného průřezu,

$B$  - šířka toku v hladině

$$\text{Součinitel } K_1 \text{ můžeme vypočítat též ze vztahu: } K_1 = C / (C + 6) \quad (4.164)$$

kde  $C$  - rychlostní součinitel podle Chézyho:

$$C = \frac{1}{n} R^y \quad (4.165)$$

$$\text{kde } y = 2,5 \cdot \sqrt{n} - 0,13 - 0,75 \sqrt{R} (\sqrt{n} - 0,10) \text{ podle Pavlovského,} \quad (4.166)$$

$$\text{nebo } y = 1/6 \text{ podle Manninga} \quad (4.167)$$

$n$  - součinitel drsnosti, odečítaný z tabulek pro přirozená koryta (viz hydraulika),

$R = S/O$  - hydraulický poloměr, je poměrem plochy průtočného průřezu a omočeného obvodu. U velkých toků lze přibližně brát  $R \cong h_{stř}$ .

1.b. Měření maximální povrchové rychlosti: na některých tocích, zpravidla horského charakteru, jsou plováky vždy snášeny do míst s největší rychlostí (do proudnice). V tom případě poněkud měníme postup: plováky vhazujeme jen do míst s maximální rychlostí, měření uskutečňujeme s menším počtem plováků, poloha plováků se v měrném profilu neurčuje, pro výpočet průtoků použijeme údaje o třech nejrychlejších plovácích.

$$Q_f = v_{max} \cdot S \quad , \quad Q_{akt} = K_2 Q_f \quad (4.168a,b)$$

Koeficient  $K_2$  je dán tab.4.13., nebo výrazem:

$$K_2 = 1 - 5,6 \sqrt{\frac{I}{Fr_2}} \quad (4.169)$$

kde  $Fr_2$  - Froudovo číslo definované:  $Fr_2 = v_{max}^2 / (g \cdot h_{stř})$

$v_{max}$  - průměr ze tří největších rychlostí v proudnici.

Jiný možný způsob výpočtu  $Q$  vychází z Bazinova vztahu:

$$\frac{v}{v_{p,max}} = \frac{1}{1 + \frac{14}{C}} \quad (4.170)$$

kde  $v$  - průměrná průřezová rychlost,  
 $v_{p,max}$  - maximální povrchová rychlost,  
 $C$  - Chézyho součinitel, daný r.4.165.

Tab.4.13. Součinitelé  $K_1, K_2$  pro r.4.160 a 4.168b.

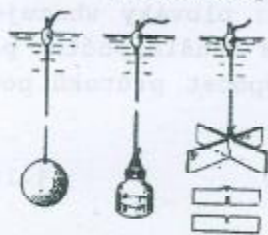
Charakteristika toku a podmínek proudění	koeficient	střední hloubka	
		1 m	1-5m
Nížině toky (velké a střední), příznivé podmínky proudění	$K_1$	0,78÷0,86	0,87-0,88
	$K_2$	0,55÷0,67	0,68-0,77
Velké a střední toky s méně příznivými podmínkami proudění (značně znečištěné, část. zarostlé, meandrovité, dno kamenité, neklidné proudění	$K_1$	0.70-0.77	0.78-0.85
	$K_2$	0.43-0.54	0.55-0.65
Toky s horšími podmínkami proudění (koryto zarostlé, místy stojící voda), horské toky s dravým prouděním	$K_1$	-	0.70-0.79
	$K_2$	-	0.43-0.60

Pozn.: součinitel  $K_2$  je dán poměrem  $v_{max.pov} / v_{stř.}$

Ze vzorce plyne, že pro  $C = 20+30$  je uvedený poměr  $v$  v rozmezí  $0,60+0,68$ , při  $c = 30+40$  se poměr pohybuje v mezích  $0,60+0,74$ . Ze známé hodnoty střední průřezové rychlosti  $v$  určíme  $Q$  z výrazu:

$$Q = v \cdot S \quad (4.171)$$

2.a. Měření středních svislicových rychlostí na tocích s pravidelným dnem a málo proměnlivými hloubkami po délce toku lze uskutečnit tzv. hlubinnými plováky. Výsledkem je přesnější určení  $Q$ . Jako hlubinný plovák může sloužit např. dřevěná tyč vhodné délky, na jednom konci zatížená tak, že je ve vodě unášena skoro ve svislé poloze. Jinou úpravou, často používanou, jsou dvě kulová dutá tělesa, navzájem spojená. Jedna koule, plovoucí na hladině je prázdná, druhá, zatížená, se vznáší v určité hloubce.



Obr.4.100. Typy hlubinných plováků

2.b. Střední svislicovou rychlost můžeme zjistit i jinak, použitím integračních plováků. Podstata měření spočívá v tom, že plováček (např. dřevěná koule), umístěná u dna, se po uvolnění pohybuje po dráze, vzniklé skladbou pohybu plováku ve směru svislém a vodorovném. Pohyb ve svislém směru způsobuje vztlačová síla, účinkem proudící vody je těleso snášeno po proudu. Střední rychlost ve svislici můžeme určit podle:



$$v_s = \frac{l}{t} \quad (4.172)$$

$l$  - odlehlost místa vynoření plováku od vypouštěcí svislice,  
 $t$  - doba, potřebná k vynoření plováku

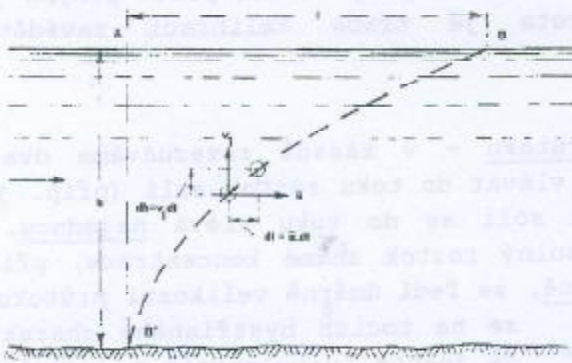
Poněvadž rychlost pohybu ve směru svislém (vynořování) je pro určitý plováček ve stojící vodě konstantní, můžeme ji předem stanovit, takže v terénu dobu potřebnou k vynoření plováku na hladinu již určovat nemusíme:

$$v_s = c \cdot l \quad (4.173)$$

kde  $c = 1/t = v_1/h$  ;

$v_1$  - rychlost vynořování plováku v klidné vodě,

$h$  - hloubka vody v dané svislici.



Obr.4.101. Integrační plováček

Uvedená metoda je založena na předpokladu, že rychlost vynořování plováku v klidné a proudící vodě je stejná.

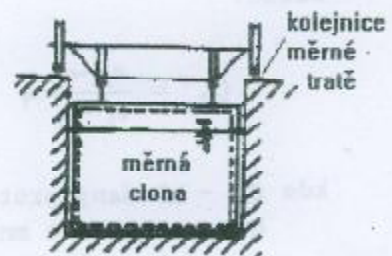
Ze známých středních rychlostí ve svislicích, zjištěných jedním nebo druhým typem plováku můžeme  $Q$  vypočítat např. podle r.4.150.

Přesnost měření při zachování všech předpisů a doporučení, měříme-li za dobrých povětrnostních podmínek spolehlivými přístroji je velmi vysoká. Tak např. při úplném měření (tzv.

pětibodovkou) vrtulí fy OTT byla zaznamenána průměrná chyba 0,4%. Hydrometrování integračním způsobem je už méně přesné, lze počítat s chybou kolem  $\pm 5\%$ . Za povodně, kdy je třeba pro plovoucí předměty měření přerušovat, lze počítat s chybou cca  $\pm 10\%$ . Je tedy vidět, že hydrometrování je v hydrologii nejčastěji používaným, základním způsobem poměrně přesného určování průtoků i na přirozených tocích, kde odhad součinitele drsnosti  $n$  zpravidla činí potíže a není v mnohých případech určován dostatečně přesně. Je to též způsob, kterým je prováděna kontrola projektem určené kapacity např. přelivů po výstavbě jezů, přehrad, ověření výrobní firmou garantované hltnosti turbin při daném spádu apod. Jenom na tocích bystřinného charakteru, kde zpravidla nelze určit průtočný průřez, je hydrometrická vrtule z tohoto důvodu nepoužitelná - zde měříme průtok způsobem, jenž je založen na jiném principu (viz. dále).

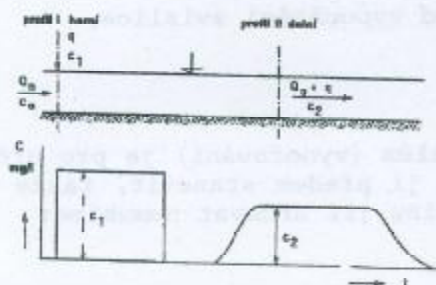
Mezi nejméně přesné způsoby patří určení  $Q$  z maximálních povrchových rychlostí, měření hlubinnými nebo integračními plováky dává dobré výsledky.

c. Určení průtoku měřením střední průřezové rychlosti je dalším způsobem, používaným však jen v laboratorních podmínkách. Průměrná průřezová rychlost se měří přímo



Obr.4.102.Měrná clona

měrnou clonou. Je to pohyblivá stěna, která zahrádí, až na malé mezery u dna a stěn, pravidelný profil přímkového žlabu. Clona, zavěšená na vozíku, pohybujícím se s minimálními odpory po kolejkách, je proudící vodou unášena rychlostí, blízkou střední průřezové. Měří se při konstantním průtoku:



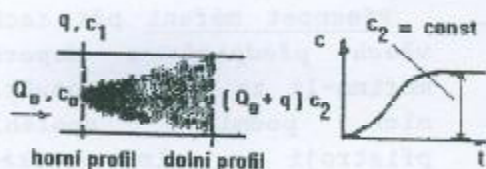
Obr.4.103. Měření průtoku směšovací metodou

$$Q = \frac{l \cdot S}{t} \quad (4.174)$$

kde  $S$  - plocha ponožené části clony,  
 $l$  - dráha, kterou clona pohybem rovnoměrným překoná za čas  $t$ .

Výraz 4.174. nevyjadřuje přesně skutečnost, neboť voda při měření zčásti uniká při stěnách a u dna. Kromě toho odpory vozíku proti pohybu jsou různé při různých rychlostech. Proto je třeba kalibraci zavádět opravné součinitele.

d. chemický způsob měření průtoku - v zásadě rozeznáváme dva základní druhy: 1. metoda směšovací žádá vlévat do toku roztok soli (příp. jiného indikátoru) rovnoměrně. 2. roztok soli se do toku vlévá najednou. Základem první metody je poznatek, že solný roztok známé koncentrace, přidávaný do toku vhodným zařízením rovnoměrně, se ředí úměrně velikosti průtoku. Používá se na tocích bystřinného charakteru, tj. se značně turbulentním prouděním, zpravidla malými hloubkami a relativně malými průtoky. Turbulentní proudění je základním požadavkem použitelnosti metody -



Obr.4.104. Směšovací metoda

jedině tak může dojít k požadovanému dokonalému promísení roztoku v toku. Vytyčené dva profily musí být dostatečně vzdálené, aby došlo k řádnému promísení. Roztok se dávkuje konstantním množstvím, např. Mariottovou lahví v horním profilu, v dolním se v určitých časových intervalech odebírají vzorky. Hledaný průtok určíme z bilance:

$$Q_0 \cdot c_0 + q \cdot c_1 = (Q_0 + q) \cdot c_2 \quad (4.175)$$

takže:

$$Q_0 = \frac{c_2 - c_1}{c_0 - c_2} \cdot q \quad (4.176)$$

kde  $Q_0$  - hledaný průtok,

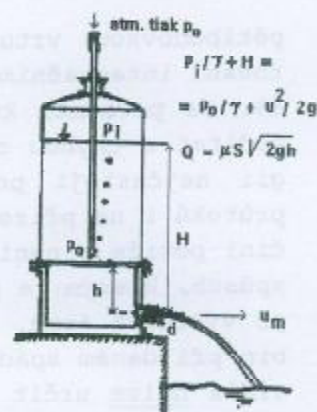
$q$  - sekundové množství soli rovnoměrně dávkované v roztoku do toku,

$c_0$  - původní koncentrace solí v toku

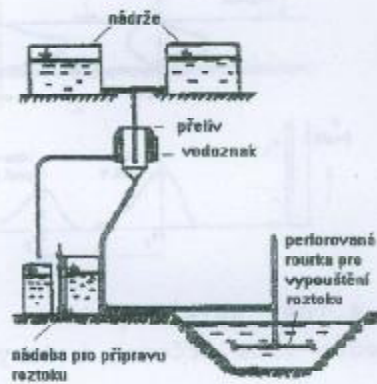
$c_1$  - koncentrace solí v dávkovaném roztoku,

$c_2$  - výsledná koncentrace v dolním profilu, tj. konstantní, maximální.

se na tocích bystřinného charakteru, tj. se značně turbulentním prouděním, zpravidla malými hloubkami a relativně malými průtoky. Turbulentní proudění je základním požadavkem použitelnosti metody - jediné tak může dojít k požadovanému dokonalému



Obr.4.105. Mariottova láhev - slouží pro rovnoměrné dávkování roztoku



Obr.4.106. Jiný typ dávkovacího zařízení

čase poměrná elektrická vodivost. Zde se využívá toho, že se zvýšením koncentrace iontů se zvyšuje elektrická vodivost řidící vody. U daného způsobu se tedy měření koncentrace převádí na měření elektrické vodivosti. Ze získaného grafického záznamu (obr.4.107.) lze  $Q$  vypočítat z výrazu:

$$Q = \frac{V_1 \cdot P}{S} \quad (4.177)$$

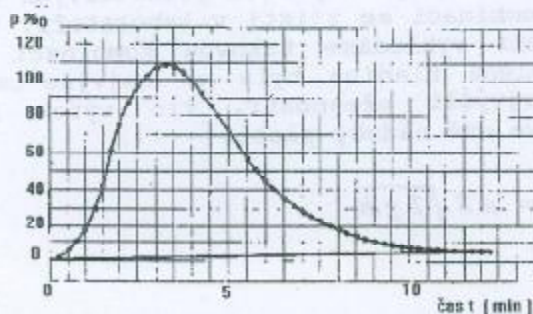
kde  $V_1$  - objem solného roztoku vylitého do toku,

$P$  - výpočtová vodivost roztoku, vyjádřená v promilích (‰)

$S$  - plocha, vypočtená podle výrazu:  $S = \Delta t \cdot \sum P$  ‰ (s),

$\Delta t$  - interval v (s), ve kterých byly vodivosti odečítány,

$\sum P$  - součet pořadnic



Obr.4.107. Výpočet průtoku integrační metodou

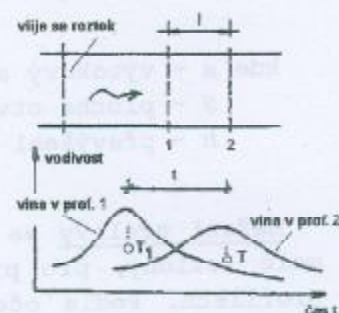
do soupravy 2 desetilitrová vědra, pipetka obsahu  $1 \text{ cm}^3$  a dva měrné sudy obsahu  $60 \div 70 \text{ l}$ . Měrná vědra slouží k vylévání roztoku do toku a pro zředění roztoku v poměru 1:10000. Roztok této koncentrace slouží pro určení výpočtové vodivosti roztoku  $P$ .

Na vybraném úseku se vyznačí dva profily, jejichž odlehlost je závislá na charakteru a šířce toku. Pro bystřiny se značnou turbulencí proudu je vzdálenost profilů při šířce toku  $B < 10 \text{ m}$  kolem  $75 \div 150 \text{ m}$ , při šířce  $B = 20 \div 50 \text{ m}$  je úsek dlouhý  $250 \div 500 \text{ m}$ . Na tocích s menší turbulencí dělají odpovídající vzdálenosti  $150 \div 200 \text{ m}$  a  $500 \div 1000 \text{ m}$ . Celkové množství roztoku se

Vzorky roztoku se zpracovávají např. titrací. Metoda dává přesné výsledky právě na bystřinách, kde hydrometrickou vrtuli nemůžeme z již vzpomínaného důvodu použít. Nevýhodou způsobu je poměrně velká spotřeba chemikálie, obtíže s dopravou zpravidla velké nádoby a hlavně časově náročná instalace zařízení, zajišťujícího rovnoměrnost dávkování roztoku.

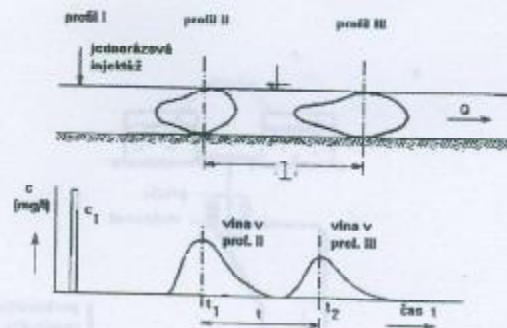
U druhého způsobu roztok vyléváme do toku najednou. Zde můžeme mít dva přístupy: a. použijeme tzv. integrační metodu, b. použijeme rychlostní metodu. U integrační metody postupujeme tak, že v horním profilu se uprostřed toku vleje do vody najednou určité množství solného roztoku a v dolním je měřena v závislosti na

Naznačeným způsobem se měří průtoky do  $5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  např. přístrojem IRV-52. Kromě přístroje patří



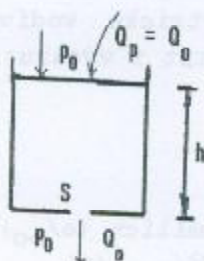
Obr.4.108. Podstata rychlostní metody určení průtoku  $Q$

voli tak, aby na  $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  průtoku v řece připadalo kolem 1-2 kg povážené soli a jeho koncentrace 2-3 kg na 10 l vody. Ani u tohoto způsobu není třeba znát, podobně jako u metody směšovací, velikost průtočného průřezu.



U metody rychlostní také vléváme do toku solný roztok najednou. Tento-  
kráte však ve dvou profilech níže na toku, vhodně vzdálených od sebe, měříme vodivost v závislosti na čase. Obdržíme záznamy, ze kterých můžeme určit dobu  $t$  podle obr.4.108-9. Ze známé hodnoty  $l$  a  $t$  vypočteme průměrnou průřezovou rychlost:  $v = l/t$ , takže z rovnice kontinuity můžeme určit průtok  $Q = S \cdot v$ . Tento způsob je tedy použitelný jenom tam, kde můžeme určit přesně plochu průtočného průřezu, např. sondováním. Třeba poznamenat, že v současné době se v hydrologii jako indikátoru (stopovače) používají kromě stabilních chemikálií i radionuklidy. Samozřejmě, že se při měření používají takové látky a v takové koncentraci, že životnímu prostředí neškodí.

Obr.4.109. Měření průtoků rychlostní metodou (lze určovat i doby dotoku)



Obr.4.110. Nádoba s otvorem(y) ve dně

#### e. Určení průtoků způsobem známými z hydrauliky

V hydrologii malé průtoky (např. vydatnost malých pramenů) měříme velmi přesně nádobami s otvorem, (příp. otvory) ve dně. Nádoba má zpravidla několik ostrohanných kruhových otvorů různého průměru rozmístěných tak, aby se navzájem negativně příliš neovlivňovaly. Kapacita jednotlivých otvorů i jejich kombinací se zjistí v laboratoři. V terénu při měření vyhledáme takovou kombinaci otvorů, aby ustálená hladina byla co nejvýše - tak dosáhneme nejvyšší přesnosti. Pro výtok kruhovým otvorem ve dně nádoby platí:

$$Q = \mu \cdot S \sqrt{2 \cdot g \cdot h} \quad (4.178)$$

kde  $\mu$  - výtokový součinitel,  
 $S$  - plocha otvoru,  
 $h$  - převýšení hladiny nade dnem

Měření přelivy se v hydrologii používá na výzkumných povodích, zpravidla malé rozlohy, pro přesné, kontinuální měření průtoků v jejich uzavěrových profilech. Podle očekávaného rozsahu průtoků se používají přelivy různých typů, nejčastěji to však jsou přelivy obdélníkové s ostrou hranou, bez, nebo s boční kontrakcí. Pro měření menších průtoků jsou vhodnější přelivy trojúhelníkové, z nichž často je využíván přeliv Thomsonův.

Stavebně je třeba objekt i přilehlé úseky toku upravit tak, aby ani za vysokých průtoků nedocházelo k obtékání vody po stranách a úniku vody dnem a svahy koryta. Je třeba zajistit, aby pokud možno objekt hydraulicky fungoval tak, aby v celém rozsahu očekávaných průtoků šlo o přepad dokonalý, neovlivňovaný dolní vodou. Kromě toho stabilizace jevu musí být zajištěna dokonalým zavzdušením prostoru pod přepadovým paprskem (přeliv Bazinův).

Pro obdélníkový Bazinův přeliv bez boční kontrakce platí:

$$Q = m \cdot b \sqrt{2g} \cdot h^{3/2} \quad (4.179)$$

kde 
$$m = \left(0,405 + \frac{0,003}{h}\right) \left[1 + 0,55 \left(\frac{h}{h+s_1}\right)^2\right] \quad (4.180)$$

Pro přepadové množství na přelivu obdélníkovém s boční kontrakcí (přeliv Ponceletův) platí vztah:

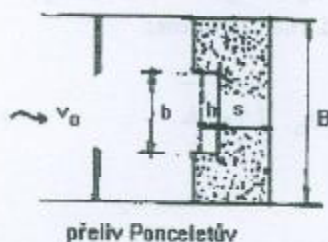
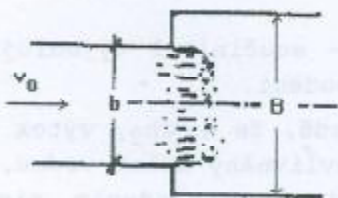
$$Q = m_b \cdot b \sqrt{2g} \cdot h^{3/2} \quad (4.181)$$

$$m_b = \left[0,405 + \frac{0,003}{h} - 0,03 \left(1 - \frac{b}{B}\right)\right] \left[1 + 0,55 \left(\frac{S}{S_0}\right)^2\right] \quad (4.182)$$

kde  $S$  - průtočný průřez ve výřezu,  
 $S_0$  - průtočný průřez přívodního žlabu  
 $h, b, B, s_1$  - parametry objektu podle obr.4.111.



Obr.4.112. Trojúhelníkový přeliv



Obr.4.111. Obdélníkové přelivy

Přepadové součinitele  $m, m_b$ , počítání podle uvedených vzorců zahrnují v sobě vliv přítokové rychlosti  $v_0$ .

Trojúhelníkový přeliv je pro měření malých průtoků přesnější v porovnání s přelivem obdélníkovým. Malý průtok totiž přepadá větší přepadovou výškou, takže chyba vzniklá ne zcela přesným odečtením výšky (v uklidňovací komoře nedochází zcela k uklidnění hladiny) je procentuelně malá. Platí:

$$Q = m_t \sqrt{2g} \operatorname{tg} \frac{\alpha}{2} h^{3/2} \quad (4.183)$$

pro  $\alpha = 90^\circ$  dostáváme přeliv Thomsonův, u kterého  $\operatorname{tg} \alpha/2 = 1, m_t = 0,316$  takže:

$$Q = 1,4 h^{5/2} \quad (4.184)$$

Určení průtoků z rozdílu tlakových výšek - sem patří použití uzavřeného a otevřeného venturimetru. Pro uzavřený venturimetr, používaný pro měření průtoků v tlakovém potrubí platí výraz:

$$Q = \mu_v S_2 \sqrt{2gH}, \quad \text{kde} \quad \mu_v = \frac{\xi}{\sqrt{\alpha(1-m^2)}}, \quad (4.185a,b)$$

$\xi$  - součinitel ztrát,

$S_1$  - průtočný průřez potrubí v nezúžené části,

$S_2$  - průtočný průřez v místě největšího zúžení,

$$m = S_2/S_1, \quad H = \frac{P_1 - P_2}{\rho \cdot g} = \alpha \frac{v_2^2 - v_1^2}{2g} \quad (4.186a,b)$$

$P_1, P_2$  - tlaková výška v odpovídajících průřezech

V hydrologické, obecněji vodohospodářské praxi, se téhož principu využívá i pro měření průtoků v otevřených kanálech, tzv. otevřenými venturimetry (Venturiho žlaby). Zde se zúžení proudu dosahuje prahem ve dně, zúžením původní šířky žlabu, nebo kombinací obou způsobů. V místě zúžení vznikne velká rychlost, původní hloubka  $h_1$  se zmenší v tomto místě na  $h_2$ , původní říční proudění přejde na kritické a dále na bystřinné. Za místem zúžení se žlab opět rozšiřuje na původní šířku. Na konci rozšířené části dojde,

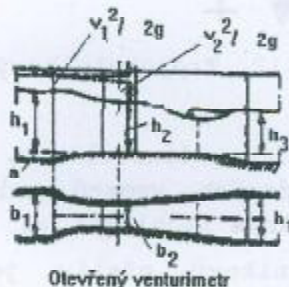
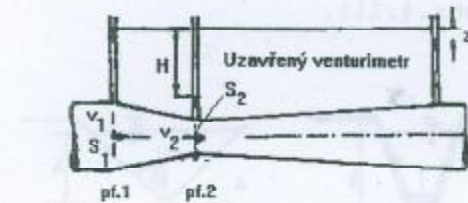
tentokrát skokem, ke změně pohybu bystřinného na říční. Je-li  $h_3 > h_2$ , jedná se o výtok zatopený, takže platí:

$$Q = \varphi b_2 h_2 \sqrt{2g(h_1 - h_2)} \quad (4.187)$$

kde  $\varphi$  - součinitel vyjadřující odpory proti proudění.

V případě, že  $h_3 < h_2$ , výtok je nezatopený, neovlivněný dolní vodou, takže voda proudí s vynaložením minima měrné energie. Pohyb je kritický,  $h_2$  je hloubka kritická. Potom:

$$Q = \frac{2}{3} \varphi b_2 h_2 \sqrt{2g \frac{h_2}{3}} \quad (4.188)$$



Obr. 4.113. Typy venturimetrů

#### 4.5.3.2. Určení průtoků empirickými vzorci

Nejdříve si připomeňme základní rozdělení pohybu vody z hlediska hydraulického:

1. pohyb neustálený (nepermanentní, nestacionární). Pro tento druh proudění platí:

$$Q \neq \text{konst}, \quad \frac{dQ}{dt} \neq 0 \quad (4.189a,b)$$

$$\vec{u} = \vec{u}(x,y,z,t), \quad u_x = f_1(x,y,z,t), \quad u_y = f_2(x,y,z,t), \quad u_z = f_3(x,y,z,t) \quad (4.190a,b,c,d)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad , \quad \frac{\partial(\rho Q)}{\partial l} + \frac{\partial(\rho S)}{\partial t} = 0 \quad (4.191a,b)$$

2. pohyb ustálený (permanentní, stacionární) je takový, u kterého se, na rozdíl od předchozího případu, základní charakteristiky pohybu s časem nemění. Zde platí:

$$Q = \text{konst} \quad , \quad \frac{dQ}{dt} = 0 \quad (4.192a,b)$$

$$\vec{u} = \vec{u}(x,y,z) \quad , \quad u_x = f_1(x,y,z) \quad , \quad u_y = f_2(x,y,z) \quad , \quad u_z = f_3(x,y,z) \quad (4.193a,b,c,d)$$

$$\frac{\partial u_x}{\partial t} = 0 \quad , \quad \frac{\partial u_y}{\partial t} = 0 \quad , \quad \frac{\partial u_z}{\partial t} = 0 \quad , \quad \frac{\partial(\rho Q)}{\partial t} = 0 \quad (4.194)$$

Tento pohyb lze dělit na a. rovnoměrný,

b. nerovnoměrný: 1. rovnoměrně zrychlený  
2. rovnoměrně zpomalený

V profilu přirozeného toku se průtok prakticky neustále mění v závislosti na čase. Pro tento neustálený pohyb platí obecná rovnice spojitosti, napsaná pro proud konečné velikosti:

$$\frac{\partial(\rho Q)}{\partial l} + \frac{\partial(\rho S)}{\partial t} = 0 \quad (4.195)$$

Poněvadž prakticky ve všech úlohách hydrologie lze malou stlačitelnost vody zanedbat a pokládat  $\rho = \text{konst}$ , r. 4.195 přejde na tvar:

$$\frac{\partial Q}{\partial l} + \frac{\partial S}{\partial t} = 0 \quad (4.196)$$

Zvláště výrazným neustáleným pohybem je proudění vody za povodně, kdy se průtok  $Q$  s časem velmi rychle mění, mnohdy ve značném rozsahu. Pro ustálený pohyb odpadá výraz  $\partial S / \partial t = 0$ , takže platí:  $\partial Q / \partial l = 0$ , což znamená, že průtok  $Q = \text{konst}$ . Tuto skutečnost lze vyjádřit i ve tvaru:

$$Q = v_1 \cdot S_1 = v_2 \cdot S_2 = v_i \cdot S_i \quad (4.197)$$

Výraz  $\partial Q / \partial l = 0$  znamená, že změna průtoku po délce toku je nulová. Platí tedy přesně jen pro kanál, u kterého po jeho délce nedochází ke změně průtoku, způsobené přítokem (ať už koncentrovaným nebo nekonzentrovaným), únikem vody do břehů, dna apod. U přirozených toků víme, že směrem po proudu průměrná vodnost řek zpravidla stoupá díky soustředěnému i nesoustředěnému přítoku vody do koryta recipientu. Pro kratší úseky je však tato změna zpravidla zanedbatelná.

Pokud by byl úsek koryta prizmatický, s jednotným sklonem a drsností, vznikne za ustáleného proudění pohyb rovnoměrný, pro který platí  $dv/dl = 0$ . V opačném případě hovoříme o pohybu nerovnoměrném, a to podle okolností zpo-  
maleném (např. nad jezem), nebo zrychleném (např. nad stupněm ve dně).

Z uvedeného plyne, že u přirozených toků se s pohybem rovnoměrným ustáleným setkáváme zřídka. Přesto lze mnohdy vhodným výběrem úseku a dostatečně krátkého časového intervalu alespoň přibližně pohyb v toku považovat za rovnoměrný a tak pro výpočet průtoku  $Q$  použít empirických vzorců, platných pro tento pohyb. Víme, že pro pohyb rovnoměrný ustálený, v kvadratickém pásmu odporů platí v r. 1775 Chézym odvozená rovnice:

$$v = C\sqrt{RI} \quad (4.198)$$

- kde  $v$  - průměrná průřezová rychlost,  
 $C$  - Chézyho rychlostní součinitel,  
 $R$  - hydraulický poloměr,  $R = S/O$ ,  
 $O$  - omočený obvod průtočného průřezu,  
 $I$  - podélný sklon hladiny (nivelety dna, čáry mechanické energie)

Vzorců pro výpočet rychlostního součinitele je celá řada. Za jeden z nejspolehlivějších se pokládá vzorec Pavlovského s proměnlivým exponentem  $y=f(n,R)$ , jenž byl odvozen v r. 1925 na základě rozsáhlého empirického materiálu.

$$C = \frac{1}{n} R^y, \quad y = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0,10) \quad (4.199a,b)$$

Výraz platí v mezích  $0,1 \text{ m} < R < 3,0 \text{ m}$ , hodnotu exponentu  $y$  lze nahradit s menší chybou:

$$y = 1,5\sqrt{n} \quad \text{..... pro } R < 1 \text{ m},$$

$$y = 1,3\sqrt{n} \quad \text{..... pro } R > 1 \text{ m} \quad (4.200a,b)$$

Pro rychlé stanovení průměrné průřezové rychlosti podle Pavlovského lze použít v učebnicích hydrauliky existujících nomogramů.

Manning (1890) udává:

$$v = \frac{1}{n} R^{2/3} I^{1/2} \quad \text{neboli:} \quad C = \frac{1}{n} R^{1/6} \quad (4.201a,b)$$

Vidíme, že Manningův vzorec je zvláštním případem vzorce Pavlovského, ve kterém  $y = 1/6$ .

Strickler vycházel z předpokladu, že stupeň drsnosti musí být závislý na zrnitosti materiálu dna:

$$v = k_s R^{2/3} I^{1/2} \quad \text{kde:} \quad k_s = \frac{21,1}{\sqrt[4]{d_s}} \quad (4.202a,b)$$

Podle VÚV Praha je nejlépe pro toky v ČSR dosazovat za  $d_s$  průměr zrna odečítaný ze zrnitostní křivky horní krycí vrstvy v korytě pro 55%. Rovnice platí v rozmezí  $4,3 < R/d_s < 2,76$  a je vhodná hlavně pro toky s hrubozrným materiálem dna.

Agroskin udává vzorec logaritmického tvaru, odvozený z teorie turbulentního pohybu:

$$C = 17,72(\log R + k_A) \quad \text{kde} \quad k_A = \frac{0,05643}{n} \quad (4.203a,b)$$

a jsou uvedeny pro jednotlivé charakteristiky koryta v hydraulické literatuře.

Martínek přešetřil platnost Agroskinova vzorce na řadě našich toků a doporučil výraz:



$$C = 17,72 \left( \log \frac{R}{d_s} + 0,77 \right) \quad (4.204)$$

kde  $d_s$  - střední průměr zrna materiálu koryta, zjištěného z křivky zrnitosti nejvyšší (krycí) vrstvy uložených splavenin pro 50%.

Rovnice platí pro toky, u kterých drsnost není znatelně ovlivněna vegetací, příp. písčitými vlnami na dně. Platí pro menší průtoky, kdy splaveniny nejsou ještě v pohybu.

Sribnyj doporučuje výraz: 
$$C = \frac{1}{n} R^x \quad (4.205)$$

hodnotu exponentu  $x$  můžeme odečíst z tabulky:

Tab.4.14. Hodnoty exponentu  $x$  ve vzorci Sribného

1/n	100	70	55	40	25	12,5	5
x	1/8	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2

Uvedené vzorce, zvláště pak vzorec Pavlovského, Agroskinův, Martincův, Sribného a Stricklera jsou vhodné pro výpočet střední průřezové rychlosti v přirozených tocích, platí-li alespoň přibližně podmínky pro vznik pohybu rovnoměrného, bez výraznějšího zatížení splaveninami.

Pro výpočet střední rychlosti proudu s větším množstvím splavenin nebo proudu v kamenitých korytech o velkém sklonu udává Sribnyj:

$$v = \frac{6,5}{a} R^{2/3} J^{1/4} \quad (4.206)$$

kde  $a$  - součinitel, vyjadřující odpor směsi vody, pisku a štěrku; pro proud se splaveninami je:

$$a = (m \cdot \rho_t + 1)^{1/2} \quad , \quad \text{kde} \quad m = \frac{\rho_s - 1}{\rho_t - \rho_s} \quad (4.207a,b)$$

kde  $\rho_s$  - hustota směsi vody a splavenin, jež se nejlépe určí z odebraného vzorku; zpravidla bývá v mezích  $\rho_s = 1,1 + 1,8 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ .

$\rho_t$  - hustota splavenin, určená opět ze vzorku ( $\rho_t = 2,4 \text{ kg} \cdot \text{dm}^{-3}$ ). Pro čistou vodu je  $m=0$ , a tedy  $a=1$ .

Ve vodohospodářské praxi používáme rychlostních vzorců při projekci, např. při návrhu zavlažovacího nebo odvodňovacího kanálu, v úpravách toků při návrhu nového koryta apod. V hydrologii rychlostními vzorci řešíme zpravidla dvojí typ úlohy: 1.máme určit průtok  $Q$ , známe-li průběh hladiny, např. ze zanechaných stop po povodni, 2.pro známý průtok určujeme úroveň hladiny pro daný stav koryta, nebo pro stav budoucí, odpovídající zamýšleným zásahům (regulační úpravy, stavba mostu s mostními pilíři v korytě apod).

Při používání Chézyho rovnice si musíme být vědomi toho, že byla odvozena za předpokladu rovnoměrného pohybu. V přirozených tocích však zpravidla jde, v případě konstantního průtoku, o pohyb nerovnoměrný. Abychom obdrželi i přesto dobré výsledky, musíme správně postupovat: vhodně volit výpočtový úsek toku, správně určit průběh a sklon hladiny, příčné profily, omočené obvy a hydraulický poloměr pro každý z profilů. V neposlední řadě musíme správně odhadnout stupeň drsnosti  $n$ , což je věc obtížná, málokdy se nám u přirozeného toku podaří postihnout skutečné drsnostní podmínky.

Volba výpočtového úseku. Pokud si můžeme volit, vybereme takový, aby předpoklad rovnoměrného pohybu byl alespoň přibližně splněn. Bude jím úsek přímkový s příčnými profily málo se lišícími, s konstantním sklonem nivelety dna a stejnou drsností. Tam, kde je úsek dán a nevyhovuje uvedeným podmínkám, dělíme úsek na krátké dílčí části, ve kterých lze předpokládat rovnoměrné proudění.

Příčné profily volíme nejlépe ve volném úseku, kde proudění není výrazněji ovlivněno nějakou překážkou, se soustředěnými průtokem a pravidelným rozdělením. Přesné určení plochy průtočného průřezu, omočeného obvodu je závislé na pečlivosti sondování. Plocha průřezu se určuje nejčastěji planimetrováním po vynesení profilu v převýšeném nebo nepřevýšeném měřítku. Omočený obvod lze zjistit odpichováním vhodného rozevření při nepřevýšeném měřítku. Pro dostatečně široké toky ( $B > 30 y_p$ , kde  $y_p$  je průměrná hloubka) lze hydraulický poloměr brát  $R \approx y_p$ . Tyto i další charakteristiky lze v současné době běžného používání počítačů určit výpočtem ze schematizovaného příčného profilu.

Určení sklonu působí často potíže, neboť vlivem zakřivení tratě nebyvá úroveň hladiny při obou březích stejná. Lomy v niveletě dna, změny příčných profilů atd. způsobují, že hladina v podélném směru nemá jednotný sklon. Proto není správné zjišťovat sklon hladiny v příliš krátkém úseku. Nejvhodnější postup, zdá se je ten, že zjistíme výškové úrovně hladin  $h_i$  ve zvoleném úseku koryta, ty vyneseme do podélného profilu a výpočtový sklon hladiny určíme vyrovnáním např. metodou minima čtverců.

Stupeň drsnosti  $n$  rozhoduje o správnosti výsledku. Zde znovu připomeňme, že stupeň drsnosti  $n$  vyjadřuje svou hodnotou celkové odpory proti proudění v celém úseku uvažovaného toku. Postihnout tyto celkové odpory proti pohybu je někdy z mnohých příčin velmi obtížné. Především víme, že volba stupně drsnosti z tabulek podle strohé slovní charakteristiky stavu koryta a proudění v něm je v podstatě odhadem, málokdy se shodujícím se skutečností. Platí to zvláště u toků přirozených. Problém odhadu komplikuje ještě ta skutečnost, že stupeň drsnosti je v daném úseku obecně proměnlivý a závislý na mnoha faktorech. Tak např. pro některé úseky toků bychom zjistili, že stupeň drsnosti  $n$  se mění v závislosti na ročním období - v průběhu teplejší části roku dochází k postupnému zarůstání koryta a tak ke zvětšování odporů. Podobně odpory vzrůstají v období velkých průtoků, kdy voda je zatížena plaveninami a po dně se pohybuje množství splavenin. Tak je např. znám údaj, získaný z měření na bystřinách, že rychlosti jsou za pohybu splavenin 1,5-1,95 krát menší než za průtoku, kdy k pohybu splavenin nedošlo. Ke změně  $n$  jako časově závislé veličině dochází také proto, že granulometrické složení vrchní vrstvy dna po proběhnutí povodňové vlny úsekem je mnohdy radikálně odlišné od předchozího stavu nízkého průtoku. V průběhu povodně je krycí vrstva postupně odnášena, při poklesu průtoků se usazují splaveniny většího zrna. Kromě toho dochází ke změnám v průběhu nivelety dna a změnám průtočných průřezů, zvláště, je-li vytvořeno v aluviálních náplavech.

Z uvedeného plyne, že v závažných případech je lépe stupeň drsnosti  $n$  vypočítat. Postupujeme tak, že v daném nebo blízkém místě určíme přesně průtok (hydrometrováním), dále průměrné veličiny  $I$ ,  $S_p$ ,  $O_p$ ,  $H_p$  a některým z nových vzorců, platných pro přirozená koryta, zpětně stupeň  $n$  jako jedinou neznámou v rovnici vypočítáme. Takto vyčíslený stupeň drsnosti přisoudíme výpočtovému úseku pro odpovídající vodní stav (úroveň hladiny).

V případě, že potřebujeme určit průtok ze zanechaných stop (vycházející mimo ověřený rozsah platnosti konsumční křivky vodoměrného profilu) je

výhodné vynést jednotlivé prvky, vystupující v Chézyho rovnici, v závislosti na vodním stavu  $h$ . Takto můžeme extrapolovat jednotlivé křivky a vypočítat spolehlivěji hledanou hodnotu  $Q$ . Kromě toho se u tohoto postupu nemusíme vázat na některý ze vzorců a můžeme odvodit výraz ve tvaru:

$$v = CR^x I^y \quad (4.208)$$

kde exponenty  $x, y$  lze zjistit vyrovnávacím počtem.

Tam, kde výpočtový úsek je okolnostmi dán a přitom nesplňuje podmínky pro vznik rovnoměrného pohybu, vycházíme z poznatků o plynule se měnícím nerovnoměrném proudění: 1. Potřebujeme-li určit průběh hladin, rozdělíme tok na dílčí úseky tak, aby se hranice ztotožňovaly s místy náhlé změny (příp. s místy zaústění přítoků), a aby každý z nich mohl být charakterizován průměrným průřezem. Při výpočtu vycházíme ze známé úrovně v dolním profilu a postupujeme proti proudu. Dáme-li srovnávací rovinu do úrovně dna dolního profilu, vychází z Bernoulliho věty:



Obr. 4.114. Nerovnoměrný pohyb v úseku toku

$$h_h + \frac{\alpha v_h^2}{2g} = h_d + \frac{\alpha v_d^2}{2g} + Z \quad (4.209)$$

bude-li  $\Delta z = h_h - h_d$ , pak:

$$\Delta z = \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} + Z \quad (4.210)$$

Pro tento případ  $Z$  jsou celkové ztráty, dané součtem ztrát třením a ztrát místních, způsobených změnou průřezu (zúžením, rozšířením). Ztrátu třením vyjádříme z Chézyho rovnice pro průměrný průřez uvažovaného dílčího úseku:

$$Z_t = I_t l = \frac{v_p^2 l}{c_p^2 R_p} = \frac{Q^2 l}{S_p^2 c_p^2 R_p} = \frac{Q^2 l}{K_p^2} \quad (4.211)$$

Ztráty místní (změnou průřezu) se mohou vyjádřit jako násobek absolutní hodnoty rozdílu rychlostních výšek:

$$Z_m = \xi \left| \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} \right| \quad (4.212)$$

Při vzdutí, kdy je  $v_d < v_h$ , se hodnota  $\xi$  pohybuje v mezích  $\xi = |0,2| + |1,0|$ , střední hodnota  $\xi = 0,5$ . Při snížení  $v_d > v_h$  jsou ztráty malé a dají se zanedbat,  $\xi \approx 0$ . Pro vzdutí platí:

$$Z_m = \xi \left| \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} \right| = -\xi \frac{(v_d^2 - v_h^2)}{2g} \quad (4.213)$$

dosazením do r.4.210 dostaneme:

$$\Delta z = \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} + Z = \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} + \frac{v_p^2 \cdot l}{c_p^2 R_p} - \xi \frac{\alpha(v_d^2 - v_h^2)}{2g} \quad (4.214)$$

$$\Delta z = \frac{\alpha(1-\xi)}{2g} (v_d^2 - v_h^2) + \frac{v_p^2 \cdot l}{c_p^2 R_p} \quad (4.215)$$

jestliže zavedeme  $v = Q/S$  a  $\frac{\alpha(1-\xi)}{2g} = \eta$ , pak:

$$\Delta z = Q^2 \left[ \eta \left( \frac{1}{S_d^2} - \frac{1}{S_h^2} \right) + \frac{l}{S_p^2 c_p^2 R_p} \right] \quad (4.216)$$

Pro vzdutí  $\eta = 1,1 \cdot 0,5/19,62 \approx 0,03$ , u snížení  $\eta \approx 1,1/19,62 \approx 0,056$

Pakliže jsou rychlosti malé (do  $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), je u vzdutí někdy zanedbatelný rozdíl rychlostních výšek, takže se počítá podle zjednodušené rovnice:

$$\Delta z = \frac{Q^2 l}{S_p^2 c_p^2 R_p} \quad (4.217)$$

Rov. 4.216 slouží pro výpočet průběhu hladiny. Tatáž rovnice nám umožňuje vypočítat neznámý průtok ze známého průběhu hladiny: zaměříme delší trať, jež se skládá z několika dílčích úseků délky  $l_1, l_2, \dots, l_n$ . Napíšeme pro každý z úseků rovnici 4.216 a všechny sečteme. Na levé straně obdržíme  $\Sigma \Delta z$ , tedy celkový rozdíl hladin na začátku a konci celé měrné tratě. Na pravé straně  $Q$  můžeme vytknout před sumační znak (pokud v uvažované trati nebyl žádný přítok, příp. odtok nebo se v úseku nezadržoval významnější objem vody), takže dostáváme:

$$Q = \sqrt{\frac{\sum_1^n \Delta z_i}{\sum_1^n \eta \left( \frac{1}{S_d^2} - \frac{1}{S_h^2} \right) + \sum_1^n \frac{l_i}{S_{p_i}^2 c_{p_i}^2 R_{p_i}}} \quad (4.218)$$

#### 4.5.3.3. Konzumní křivka, vyhodnocení průměrných průtoků

Abychom mohli pro jakýkoli vodní stav, pozorovaný ve vodočetném profilu, určit odpovídající průtok  $Q$ , sestrojujeme konzumní křivku (měrnou křivku průtokovou). Ta je v hydrologii, na rozdíl od hydrauliky, nejčastěji závislostí průtoku na vodním stavu. Sestrojíme ji tak, že přesným způsobem (nejčastěji hydrometrováním), určíme pro různé vodní stavy za setrvalé hladiny odpovídající průtoky. Na osu pořadnic vynášíme vodní stavy, na osu úseček průtoky. Obdržíme tak po mnohdy poměrně dlouhé době větší počet bodů,

kteřé vhodným způsobem vyrovnáme. Křivka má zpravidla tvar obecné paraboly, takže může být analyticky vyjádřena např. výrazem:

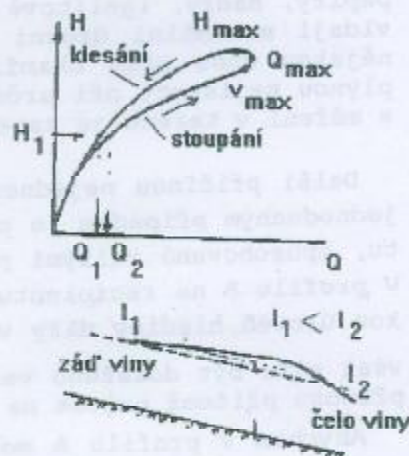
$$Q = a(H + b)^m \quad (4.219)$$

Jestliže jsme jednotlivá měření provedli v časovém období, ve kterém nedošlo k výraznějším změnám charakteristik koryta (změna nivelety dna, příčných profilů, drsnosti apod.), rozptyl bodů bude minimální a vyrovnávající křivka bude určovat jednoznačně vztah mezi průtoky a vodními stavy. Takto určená křivka je základní pomůckou pro odvozování průměrných denních průtoků  $Q_d$  z čáry vodních stavů  $h=f(t)$ , jakožto prvků, dobře okamžitě měřitelných a vykazujících dobrý korelační vztah s průtoky.

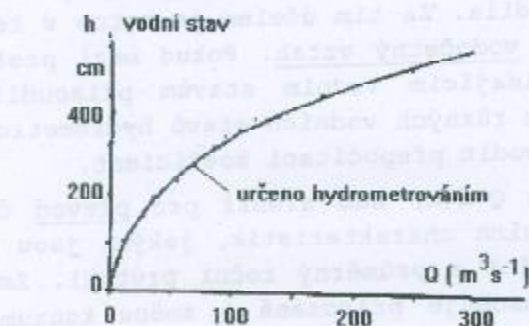
Konzumční křivka může být v obecném případě nejednoznačná a to i tenkrát, kdy charakteristiky koryta jsou konstantní, neměnné. Nejednoznačnost vztahu v daném profilu pozorujeme a) za nestacionárního pohybu, b) za situace, kdy je profil v dosahu vzdutí, způsobeného umělou stavbou (jezem, hrází), velkými průtoky na přítoku apod.

První případ je velmi dobře patrný při průchodu větší povodňové vlny profilem. Pokud bychom byli schopni měřit v průběhu povodňové vlny okamžité průtoky v závislosti na čase, zjistili bychom po vynesení odpovídajících si dvojic průtoků a vodních stavů, že konzumční křivka má pro daný profil charakter smýčky. Z ní je patrné, že určitému vodnímu stavu lze přiřadit ne jednu, ale dvě rozdílné hodnoty průtoky. Je to proto, že sklon hladiny jsou na čele a zádi povodňové vlny (pro stejné  $H$ ) různé. Průtok  $Q_2 > Q_1$  přísluší čelu vlny, kde lze pozorovat větší sklon hladiny,  $Q_1$  odpovídá zádi povodňové vlny s menším sklonem hladiny. Z obr.4.115 dále vidíme, že maximálnímu průtoky  $Q_{max}$  neodpovídá maximální vodní stav.

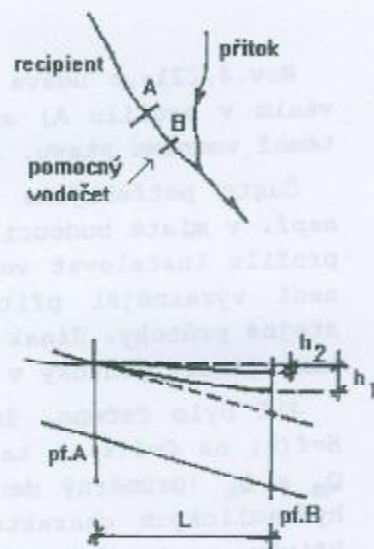
Při průchodu povodňové vlny profilem pozorujeme tento časový sled jednotlivých charak-



Obr.4.115. Smýčkovitý tvar konzumční křivky



Obr.4.116. Konzumční křivka



Obr.4.117. Určení vztahu  $Q=f(h)$  v úseku vzdutí

teristik: nejdříve dosáhne svého maxima sklon hladiny I, poté pozorujeme  $v_{\max}$ , následně  $Q_{\max}$  a nakonec  $H_{\max}$ . Jestliže tedy hydrolog v přírodě vychází po proběhnuté povodňové vlně při dodatečném určování kulminačního průtoku ze zanechaných stop, musí si být vědom toho, že zanechané stopy (trsy trávy, papíry, hadry, igelitové čáry nejvýše záchycené na stromech a keřích) odpovídají maximální úrovni hladiny, ne maximálnímu průtoku. Ten byl dosažen nějakou dobu před okamžikem kulminace hladiny. I z této skutečnosti pak plynou nejistoty při určování kulminačního průtoku z dodatečné rekognoskace a měření v terénu ze zanechaných povodňových stop.

Další příčinou nejednoznačnosti vztahu  $Q=f(h)$  je vzdutí hladiny. Poměrně jednoduchým případem je přirozená změna sklonu a úrovně hladiny v recipientu, způsobovaná velkými průtoky přítoku, ústícího pod vodoměrnou stanicí A. V profilu A na recipientu (viz situaci na obr.4.114) můžeme pozorovat vysokou úroveň hladiny díky velkému průtoku na hlavním toku; téže výšky hladiny však může být dosaženo velkým zpětným vzdutím způsobeným velkými průtoky na přítoku přičemž průtok na samotném hlavním toku je malý.

Abychom v profilu A mohli určovat průtoky pro různé hodnoty vzdutí, instalujeme pomocný vodočet v blízkosti soutoku v profilu B. Nyní pro současně odečítané vodní stavy v profilu A i B určujeme hydrometrováním průtoky v profilu A. Z takto získaných údajů sestrojíme systém křivek, ze kterých můžeme odečítat průtoky v profilu A ze známého vodního stavu téhož profilu a velikosti vzdutí, daného vodním stavem v profilu B.

Dejme tomu, že v profilu A máme hladinu na konstantní úrovni. V dolním profilu pomocného vodočtu je jednou hladina na takové úrovni, že spád je roven  $h_1$ , v druhém případě je roven  $h_2$ . Odpovídající průtoky označme  $Q_1, Q_2$ , vzdálenost mezi profily je  $L$ , potom platí:

$$\frac{Q_1}{Q_2} = \frac{v_1 S_1}{v_2 S_2} = \frac{S_1 C \sqrt{R I_1}}{S_1 C \sqrt{R I_2}} = \frac{\sqrt{h_1}}{\sqrt{h_2}} \quad (4.220)$$

takže: 
$$\frac{Q_1}{\sqrt{h_1}} = \frac{Q_2}{\sqrt{h_2}} = z, \quad Q_2 = z \sqrt{h_2} \quad (4.221a, b)$$

Rov.4.221a,b udává tedy způsob, jak z průtoku  $Q_1$  (zjištěného hydrometrováním v profilu A) a změřeného spádu  $h_1$  můžeme určit průtoky odpovídající téměř vodnímu stavu, ale rozdílným hodnotám vzdutí.

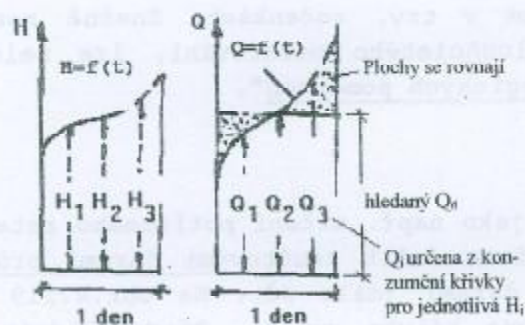
Často potřebujeme sestrojit měrnou křivku průtokovou v jiném profilu, např. v místě budoucího projektovaného díla. Za tím účelem je nutno v tomto profilu instalovat vodočet a sestrojit vodočetný vztah. Pokud mezi profily není výraznější přítok, můžeme odpovídajícím vodním stavům přisoudit i stejné průtoky. Jinak musíme pro několik různých vodních stavů hydrometrováním zjistit průtoky v obou místech a odvodit přepočítací koeficient.

Již bylo řečeno, že konzumní křivka  $Q=f(H)$  nám slouží pro převod čáry  $H=f(t)$  na  $Q=f(t)$  a tak k určení základních charakteristik, jakými jsou  $Q_d$ ,  $Q_m$  a  $Q_a$  (průměrný denní, průměrný měsíční a průměrný roční průtok). Změna hydraulických charakteristik koryta způsobuje přirozeně i změnu konzumní křivky, popisující vztah mezi  $Q$  a  $H$ . Obecně jde o změny sklonu dna, drsnostních poměrů a změny geometrických charakteristik příčného profilu. Tyto změny mohou být buď trvalé, působící v jednom smyslu (např. neustálé zanášení výustních tratí), nebo dočasné, u kterých se smysl působení postu-

pem času mění (střídavé vymílání a zanášení koryta v úseku toku apod.). Z uvedených důvodů je zřejmé, že konzumní křivku musíme zpravidla vždy považovat za vztah dočasně platný. Platnost v minulosti odvozené konzumní křivky je třeba neustále, čas od času kontrolovat hydrometrickým měřením a pokud třeba, konstruovat nové. Tato činnost je jednou z nejdůležitějších úloh hydrometeorologické služby. V místech, kde je úsek toku stabilizován (např. úpravou břehů a dna dlažbou), často nejvýraznější změnou, pozorovanou v úseku přilehlém vodočetnému profilu, je změna drsnosti, způsobená vegetací. Vliv postupného zárůstu koryta v průběhu roku, kdy se střídají roční období (a tak i podmínky pro vzrůst a vývoj vodních a břehových rostlin a vegetace), na průtoky, může být vyjádřen třeba tak, že se vykreslí konzumní křivky pro období vegetační a mimovegetační a průtoky vyhodnocujeme v mezích těchto křivek podle stupně zárůstu, nebo vykreslíme chronologický průběh hodnot  $Q_{\text{zárůst}}/Q$  a příslušnými součiniteli násobíme průtoky, odečítané pro daný stav z konzumní křivky, odvozené z období mimovegetačního. Podobným způsobem lze vyhodnocovat i průtoky v zimním období, kdy sice hladina nezamrzla, ale tvorba ledu a plovoucí led působí odporu proti pohybu a tak při daném vodním stavu je průtok menší.

#### Vyhodnocení průměrných průtoků

Funkce  $Q=f(t)$ , vyjadřující časový průběh průtoků v nějakém profilu určitého toku je funkcí spojitou. Abychom mohli zpracovávat pozorované průtoky statistickými metodami, je třeba tuto spojitou funkci nahradit diskrétními hodnotami, řadou průměrných hodnot průtoků  $Q_{\Delta t}$ . Obecně platí, že průměrné hodnoty se určují pro určitá období ( $\Delta t$  =den, týden, dekáda, měsíc, rok, dlouhodobé období řady let) tak, aby proteklé množství bylo stejné jako podle skutečného průběhu, kdy se průtoky měnily v čase podle vzpomínané spojité funkce.



Obr. 4.118. Určení  $Q_d$  z čáry  $H=f(t)$

Určují v podstatě dvojitým způsobem: a) z platné konzumní křivky se určí průtok, jenž odpovídá průměrnému dennímu vodnímu stavu - k tomuto stavu zjištěný průtok se považuje za průměrný denní průtok. Tento způsob výpočtu  $Q_d$  je použitelný jenom v případech, kdy se vodní stav v průběhu dne měnil nevýrazně, v opačném případě vypočtená hodnota bude zatížena chybou, úměrnou stupni rozkolísanosti vodních stavů v průběhu dne. b) z platné konzumní křivky se určí průtoky  $Q_i$ , odpovídající všem pozorovaným vodním stavům  $H_i$ , určeným na vodočtu (nebo vodním stavům odečítaným v určitých intervalech ze spojitého záznamu limnigrafu). Průměrná hodnota těchto  $Q_i$  dá hodnotu průměrného denního průtoku  $Q_d$ .  $Q_d$  lze určovat také tak, že čáru  $H=f(t)$ , kterou poskytne limnigraf, nebo ji získáme spojením bodů z termínovaného odečítání vodních stavů na vodočtu, překreslíme pomocí konzumní křivky na čáru  $Q=f(t)$  a v ní vykreslíme v rozmezí jednotlivých dnů vodorovné úsečky v takové úrovni, aby byla splněna podmínka rovnosti ploch (tj. proteklých množství za daný den). Obdržíme tak velmi přehlednou stupňovitou čáru průběhu průměrných denních průtoků

$Q_d=f(t)$ . Z hodnot  $Q_d$  jednotlivých měsíců dále odvozujeme průměrné měsíční průtoky  $Q_m$  (sečtením denních průtoků a dělením počtem dní v měsíci) a podobně i průměrný roční průtok  $Q_r$  či dokonce dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  za dlouholeté období. Průměrný roční průtok může být určen i jako vážený průměr z průměrných měsíčních průtoků s uvážením rozdílného počtu dní v jednotlivých měsících.

V hydrologii, jak už bylo uvedeno, se pracuje s tzv. hydrologickým rokem, což je období o délce kalendářního roku, vhodně volené tak, aby bylo možno, bez větší chyby, přiřadit k sobě z hlediska geneze sobě odpovídající hlavní bilanční prvky, jakými jsou srážky, odtok a výpar daného povodí. U nás hydrologický rok začíná 1. listopadu předchozího roku a končí 31. října roku běžného. Tak např. hydrologický rok 1970 začíná 1.11.1969 a končí 31.10.1970. Tím je dosaženo toho, že srážky, vypadlé i ve skupenství pevném (v podobě např. sněhu), se mohou po roztátí zúčastnit, v rámci takto volené časové jednotky, odtoku z povodí. Obecně počátek hydrologického roku je závislý na typickém ročním chodu srážek v uvažované zeměpisné oblasti, je tedy dán zeměpisnou polohou daného místa. Tak např. v hydrologii afrických států se používá hydrologický rok s počátkem 1. dubna, což je v podstatě datum každoročního počátku období dešťů.

Čára průtoků (hydrogram průtoků) je velmi jednoduchou a názornou pomůckou pro porovnání průběhu a rozdělení vodnosti toků. Kromě průměru, jehož přibližnou hodnotu lze odhadnout z grafu i od oka, ukazuje jak velikost, tak i okamžik výskytu extrémních hodnot. Plocha omezená čarou průtoků a pořadnicemi vymezujícími zkoumané období udává v určitém měřítku proteklé množství a po uvedení na půdici (rovnou období zpracování) určuje i průměrný průtok tohoto období. Tímto způsobem lze určit různé průměry jakými jsou nejčastěji např. průměr denní, týdenní, dekádní, měsíční, sezonní, roční a víceletý. Uvedené hodnoty jsou v současné době vyhodnocovány počítači a na paměťových médiích uloženy pro další použití. Základní charakteristiky vodního režimu z jednotlivých profilů vycházejí tiskem v tzv. ročenkách. Značně rozsáhlý soubor dat, získaných zpracováním dlouholetého pozorování, lze nalézt v jedinečném díle svého druhu v "Hydrologických poměrech".

#### 4.5.3.4. Součtové čáry průtoků

Mnohé úlohy ve vodním hospodářství jako např. určení potřebného retenčního nebo zásobního prostoru nádrže můžeme řešit součtovými čarami průtoků, úlohy jiného typu obecně součtovými čarami (dále SČ). Na obr. 4.119 je v pravouhlém systému souřadnic vykreslena křivka  $y=f(x)$ . Předpokládejme, že máme určit velikost plochy, jež je ohraničena touto čarou, osou úseček a krajními pořadnicemi, procházejícími body A a B. Početně bychom mohli úlohu řešit tak, že plochu rozdělíme na úzké proužky o šířce  $\Delta x$  a plochy jednotlivých proužků, dané součinem  $\Delta x$  a střednice  $y_i$  postupně sečteme. Celková plocha je potom rovna:

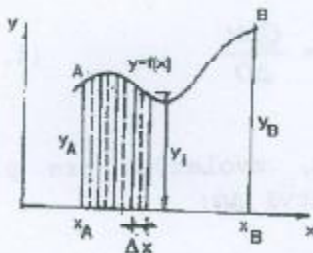
$$F = \Delta x y_1 + \Delta x y_2 + \dots = \sum_{i=1}^{i=n} \Delta x y_i \quad (4.222)$$

Čím bude průběh čáry  $y=f(x)$  nepravidelnější, tím by proužky měly být užší. Platí-li  $\Delta x \rightarrow 0$ , limitou součtu je určitý integrál:

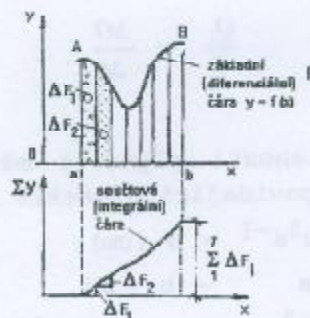


$$\lim_{\Delta x \rightarrow 0} \sum_{i=0}^{i=N} \Delta x \cdot y_i = \int_{x_A}^{x_B} y \cdot dx = \int_{x_A}^{x_B} f(x) dx = F \quad (4.223)$$

Uvedený výraz pro výpočet plochy můžeme použít, je-li funkce  $f(x)$  vyjádřena analyticky. Zpravidla tomu tak ve vodohospodářské praxi nebývá, proto s dostatečnou přesností určujeme plochu z výrazu 4.222. Jestliže na koncové svislíci každého intervalu vyneseme v určitém měřítku jako svíslou pořadnici plochu, jež je uzavřena danou základní čarou, osou  $x$  a pořadnicemi omezujícími příslušný proužek šířky  $\Delta x$  a k ní přičteme jako svíslou pořadnici plochu proužků předchozích, obdržíme body, které spojením určují průběh sč. Vidíme, že úloha sečítání, odečítání ploch vymezených čarou základní (diferenciální) je převedena na jednodušší činnost sečítání, příp. odečítání pořadnic čáry součtové (integrální).



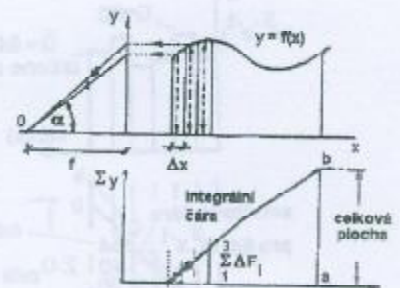
Obr.4.119. Plocha vymezená čarou diferenciální



Obr.4.120. Pojem součtové čáry

Součtovou čarou, kromě právě uvedeného způsobu početního, můžeme sestavit také graficky: Rozdělíme plochu omezenou diferenciální čarou na svíslé proužky šířky  $\Delta x$ . Na záporné části osy  $x$  zvolíme v určité vzdálenosti (pólové vzdálenosti)  $f$  pól  $O$ . Nyní střednici prvního

proužku, vyjadřující s dostatečnou přesností průměrnou hodnotu určitého znaku v tomto prvním intervalu  $\Delta x$ , promítneme na osu pořadnic. Spojením pólu  $O$  s takto vzniklým bodem na ose  $y$  dostáváme paprsek, odkloněný o určitý úhel  $\alpha$  od osy úseček. S tímto pólovým paprskem vedeme rovnoběžku v rozmezí prvního intervalu ve spodním obrázku 4.121. Získáme tak tětivu, která pořadnicí na konci tohoto proužku vyznačuje v určitém měřítku velikost plochy prvního proužku. Obdobně pokračujeme pro druhý, třetí a další proužek a kreslíme v druhém, třetím atd. příslušné tětivy, jež napojeny na sebe tvoří plynulou čarou součtovou. Ta již svou konečnou pořadnicí  $\overline{ab}$  určuje v určitém měřítku celkovou hledanou plochu.

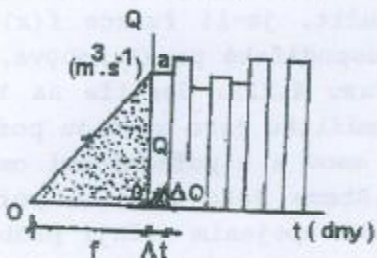


Obr.4.121. Grafické sestrojení součtové čáry

Součtová čára průtoků - na obr.4.122 je vykreslena chronologická čára průměrných denních průtoků. Graf se skládá ze sloupců o výšce průměrného denního průtoku a základně, rovné jednomu dni. Proteklé množství  $Q$  ( $m^3$ ) za den je dáno součinem průměrného denního průtoku a počtem sekund, obsaženým v jednom dni. Vidíme tedy, že každý z těchto sloupců svou plochou vyjadřuje v určitém měřítku odteklé množství vody za jeden den. Pakliže si vykreslíme součtovou čarou (ať už graficky nebo početně), bude nám svými pořadnicemi zobrazovat v určitém měřítku nejen součet ploch jednotlivých obdélníků v obrazci čáry diferenciální, ale na

základě existujícího vztahu mezi plochou a množstvím, také proteklé množství, ovšem v měřítku jiném.

Chceme-li sestavit součtovou čáru grafickým způsobem, musí mít pólová vzdálenost  $f$  při vhodně zvoleném měřítku pro průtok  $Q$ , čas  $t$  i odtok  $O$  takovou velikost, aby byl maximální pořadnicí SČ papír co možno nejlépe využit. Tím dosáhneme největší přesnosti řešení (pro danou velikost papíru) a pohodlné odečítání potřebných údajů. Postup při výpočtu pólové vzdálenosti je následovný: Z podobnosti dvou trojúhelníků, vytečkových na obr.4.122., plyne:



Obr.4.122. Výpočet pólové vzdálenosti

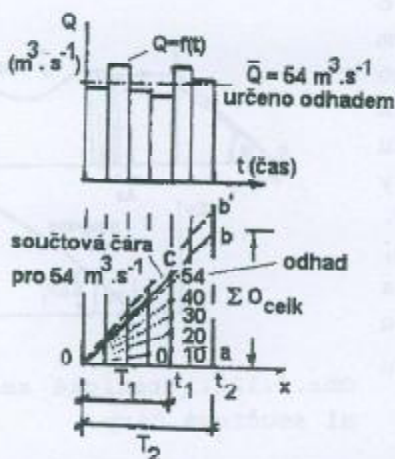
$$\frac{Q_i}{f} = \frac{\Delta O}{\Delta t} \quad \cdot \quad f = \frac{Q_i \Delta t}{\Delta O} \quad (4.224a, b)$$

Hodnota pólové vzdálenosti plyne z měřítek, zvolených pro průtok  $Q$ , časový interval  $\Delta t$  a odpovídající proteklé množství  $\Delta O$ :

$$\begin{aligned} \text{měřítko pro } Q: & \quad 1 \text{ m}^3\text{s}^{-1} \sim a \text{ (cm)}, \\ \Delta t: & \quad 1 \text{ s} \sim b \text{ (cm)}, \\ \Delta O: & \quad 1 \text{ m}^3 \sim c \text{ (cm)} \end{aligned}$$

takže 
$$f = \frac{a \cdot b}{c} = d \text{ (cm)} \quad (4.225)$$

Určitou úvahu vyžaduje volba měřítek pro odtoklé množství  $O$ . Při nevhodném měřítku se nám může stát, že součtová čára vyjde mimo papír, nebo naopak



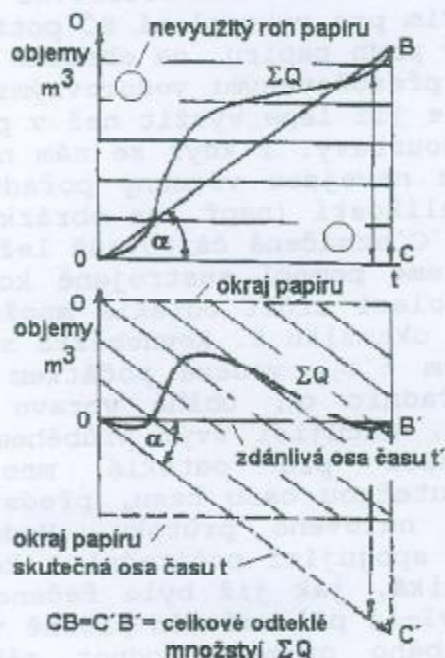
Obr.4.123. Určení součtové čáry bez výpočtu pólové vzdálenosti  $f$

nevyužijeme dostatečně výšku papíru a tak se připravíme o možnost určit užitím většího měřítka pro odtoklé množství jeho hodnotu přesněji. Abychom z tohoto hlediska obdrželi optimální hodnotu pólové vzdálenosti  $f$ , je zapotřebí nejprve určit celkové množství proteklé např. tak, že z narýsované základní (diferenciální) čáry odhadneme  $Q_{stř}$  za celé období a vynásobíme celkovým počtem sekund v tomto období. Měřítka pro  $O$  ( $\text{m}^3$ ) určíme např. z požadavku, aby toto odhadnuté odtoklé množství bylo zobrazeno pořadnicí, která bude pokud možno velká a přitom se vejde bezpečně na papír. Hlavní důraz ovšem musí být kladen na to, aby jednotky proteklého množství byly zobrazeny vhodným počtem milimetrů (např.  $1 \cdot 10^6 \text{ m}^3 = 5 \text{ mm}$ , nebo  $10 \text{ mm}$  apod.), jinak by nám časté odečítání proteklého množství ze SČ v průběhu řešení trvalo

dlouho a působilo zbytečně potíže. Interval  $\Delta t$  volíme obvykle stejné. Záleží na povaze úlohy, zda budeme volit interval  $\Delta t$  hodinový, nebo bude roven jednomu dni, měsíci či roku. Délku intervalu  $\Delta t$  je možno při sestavování SČ měnit, pólová vzdálenost, jakož i měřítka zvolená na začátku zůstávají stejná. Přirozeně, že změna intervalu nesmí výrazněji ovlivnit přesnost řešení.

Součtovou čáru proteklého množství lze vykreslit i bez výpočtu pólové vzdálenosti  $f$ : v čáře průtoků  $Q=f(t)$  odhadneme průměrnou hodnotu  $\bar{Q}$  za celé uvažované období a vynásobením počtem sekund určíme přibližnou hodnotu celkového proteklého množství  $O$  za období  $T_2$  (viz obr.4.123., ve kterém jsou vyneseny střední denní průtoky). Nyní se rozhodneme, jakou velikostí pořadnice chceme zobrazit toto celkové množství, přitom respektujeme a upřednostňujeme požadavek vhodného měřítka. Na obrázku je vyznačeno pořadnicí  $ab$ . Z vlastností součtových čar (jsou vysvětleny dále) vyplývá, že spojením počátečního a koncového bodu SČ Ob obdržíme přímkovou součtovou čáru konstantního průtoku takové velikosti, že dává za uvažovanou dobu (zde  $T_2$ ) totéž proteklé množství jako podle proměnlivé základní čáry  $Q=f(t)$ . Touto konstantní hodnotou této vlastnosti je zřejmě průměrná hodnota  $\bar{Q}$ . V našem případě je odhadnutá hodnota  $\bar{Q} = 54 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Spojnice Ob počátku a konce SČ nám na milimetrovém papíru vytíná různé dlouhé pořadnice. Z nich můžeme vybrat tu, která má délku 54 mm (případně vhodný násobek těchto milimetrů, např. 108 mm apod.). Na obr.4.123 je vyznačena pořadnicí  $t_1c$ . Na ní již můžeme vyznačit dílky, stupnicí průtoků. Spojením jednotlivých bodů stupnice s počátkem souřadných os vznikne svazek pólových paprsků, pomocí kterého již můžeme součtovou čáru vykreslit. Uvedený způsob sestavení SČ je zcela zřejmý, uvědomíme-li si, že jednotlivé přímky vedené počátkem pod různým sklonem jsou jednak součtovými čarami, jednak i pólovými paprsky pro průtoky určité velikosti.

Je skoro jisté, že odhadem průměru z čáry diferenciální nezískáme jeho přesnou hodnotu  $\bar{Q}$ . Tato odchylka od hodnoty správné se projeví tím, že součtová čára nevyjde do bodu  $b$ , jak jsme na základě přibližného výpočtu odteklého množství předpokládali, ale poněkud výše nebo níže tohoto bodu. Součtová čára na našem obrázku končí v bodě  $b'$ . Spojnice bodů  $ob'$  na měřítku svislice  $t_1c$  již vytne správnou hodnotu průměru  $\bar{Q}$ . Pro přehlednost není na obr.4.123 vykreslena součtová čára  $\Sigma Q$ .

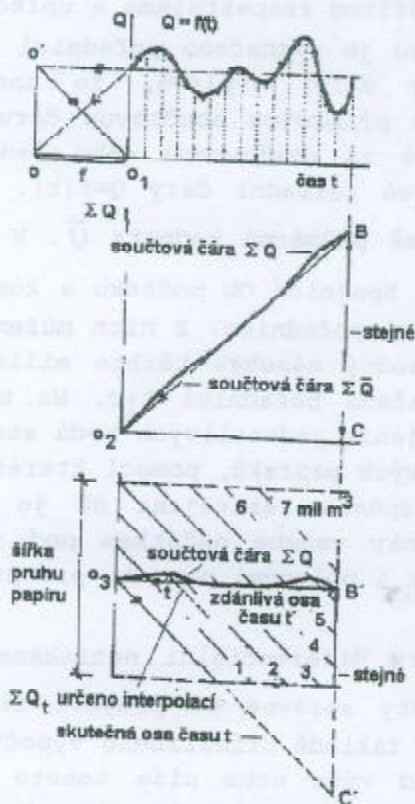


Obr.4.124. Součtová čára v kosouhlých souřadnicích

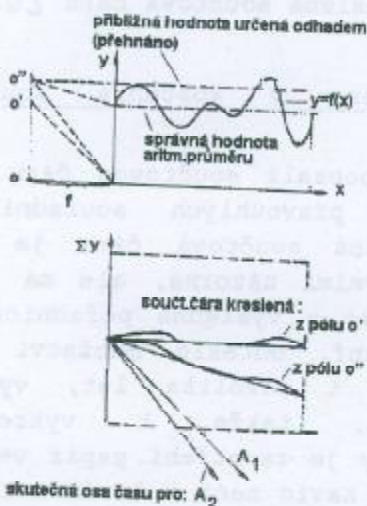
#### Součtová čára v kosouhlé soustavě souřadnic

Zatím jsme popsali součtovou čáru konstruovanou v pravouhlých souřadnicích. Takto vykreslená součtová čára je sice jednoduchá a velmi názorná, ale má jeden velký nedostatek - výsledná pořadnice SČ, vyznačující např. odteklé množství za dlouhé období i několika let, vychází značně velká, takže k vykreslení integrální čáry je zapotřebí papír velkého formátu, který navíc není v levém horním a pravém dolním rohu využit. Jsme-li omezení malým formátem papíru, potom měřítko pořadnic je mnohdy nepřijatelně malé a přesnost v odečítání odteklého množství zcela nepatrná. Snaha zvětšit přesnost konstrukce SČ vedla k jejímu

zobrazení v soustavě kosoúhlých souřadnic. Na obr.4.124 je znázorněna součtová čára odteklého množství za určité období v pravouhlých souřadnicích. Vidíme, že osa OC v horním obrázku vodorovná, je v dolním otočena o úhel  $\alpha$  ve směru pohybu ručiček hodinových do polohy OC'. Tato přímka je tzv. skutečnou osou času na kterou lze zároveň pohlížet jako na součtovou čáru (ale i pólový paprsek) nulového průtoku. Vodorovná pomocná síť potřebná pro



Obr.4.125. SČ v pravouhlých a kosoúhlých souřadnicích



Obr.4.126. Vliv výškové polohy pólu na průběh SČ v kosoúhlých souřadnicích

odečítání odteklého množství v horním obrázku se v dolním mění v kosoúhlu. Pořadnice SČ jsou zde (podobně jako u pravouhlé soustavy) svislé, sevřeny mezi skutečnou osou času a součtovou čarou. Čas měříme opět na vodorovné ose OB', tzv. zdaňlivé ose času.

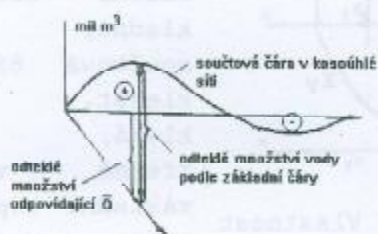
Vykreslení SČ v kosoúhlých souřadnicích (a pootočení skutečné osy času  $t$  o úhel  $\alpha$ ) dostaneme tím, že tuto čáru sestrojíme pomocí pólu, který bude ležet v úrovni přesně určené dlouhodobé hodnoty  $\bar{Q}$  ve vzdálenosti  $f$  vlevo od osy pořadnic (přesný výpočet  $\bar{Q}$  zatím předpokládáme, jak uvidíme později, při konkrétní konstrukci SČ nebude nutný). Z vlastnosti SČ víme, (viz dále), že měřítko pořadnic SČ se nemění, je-li tato čára kreslena pomocí pólů ležících na rovnoběžce s osou pořadnic. Budou

tedy pořadnice C'B' a CB, zobrazující v určitém měřítku celkové proteklé množství, pro oba případy konstrukce součtových čar stejné. Z obr.4.125 vidíme, že při volbě pólu  $o'$  v úrovni dlouhodobého průměru získáme SČ, sledující vodorovnou přímkou OB' tzv. zdaňlivou osu času  $t'$ ) a také při přesném rýsování na této vodorovné v bodě B' končí. Tím pro vykreslení SČ potřebujeme jen úzký pruh papíru, na obrázku vyznačený dvěma přerušovanými vodorovnými čarami, který je již lépe využít než v případě pravouhlé soustavy. I když se nám na úzký pruh papíru nevejdou všechny pořadnice v celé své velikosti (např. na obrázku část pořadnice B'C' označená čárkovaně leží mimo papír), můžeme pomocí sestrojené kosoúhlé sítě interpolací určit odteklá množství k libovolnému okamžiku  $t$ . Rovnoběžka s pólovým paprskem  $o'o_1$ , vedená počátkem kosoúhlých souřadnic  $o_3$ , ubíhá vpravo dolů. Tato přímka, určující svým průběhem směr kosoúhlé sítě pro odteklá množství, nazývaná skutečnou osou času, představuje vlastně SČ nulového průtoku. Vodorovná přímkou  $oB'$ , spojující počáteční a koncový bod SČ, vzniká, jak již bylo řečeno, jen tenkrát, byl-li pól umístěn přesně ve výšce dlouhodobého průměru hodnot základní čáry. Tuto vodorovnou přímkou nazýváme zdaňlivou osou času; představuje nám též SČ odteklého množství dlouhodobého průměrného průtoku

$\bar{Q}$ . Proto při přesném rýsování musí SČ vyjít na svém konci do bodu B', ležícím na vodorovné zdánlivé ose času.

Při sestrojování SČ v kosoúhlých souřadnicích není vysloveně nutné, aby spojnice jejího počátku a koncového bodu byla vodorovná. Nám postačí, když splníme požadavek, aby součtová se součtová čára pohybovala ve směru přímky, jež se nebude od vodorovné příliš lišit. Jestliže tomu tak bude, pak přednost kosoúhlých souřadnic bude zachována, SČ bude i při volbě velkého měřítku pořadnic vykreslena na úzký pruh papíru a z něj nevybočí. To prakticky znamená, že není třeba počítat přesně hodnotu průměrného průtoku, ale opět postačí, tak jako v případě pravouhlých souřadnic, jeho hodnotu odhadnout a v této výši umístit ve vzdálenosti  $f$  od osy  $y$  pól  $o$  a pomocí tohoto pólu rýsovat integrální čáru. Rozdíl mezi přibližnou hodnotou průměru získanou odhadem a hodnotou správnou se projevuje tím, že SČ nebude ukončena na vodorovné v bodě B', ale nad nebo pod ním. Podobně jako u SČ v pravouhlých souřadnicích rovnoběžka se spojnicí počátečního a koncového bodu SČ vedená pólem nám na ose pořadnic vytne správnou hodnotu průměru (s přesností danou přesností grafického řešení), viz obr.4.125. Tím jsme popsali konstrukci SČ v kosoúhlých souřadnicích, kreslené z pólu  $o$  pólové vzdálenosti, vypočtené podle r.(4.225).

Vykreslit SČ v kosoúhlých souřadnicích bez výpočtu pólové vzdálenosti lze zcela analogicky případu SČ v souřadnicích pravouhlých.



Obr.4.127. Početní rozdíllová čára

#### Početní rozdíllová čára

U některých úloh vodního hospodářství nepostačuje přesnost, poskytovaná graficky sestrojenou součtovou čarou. Přecházíme proto k přesnějšímu početnímu určení součtové čáry v kosoúhlých souřadnicích, k tzv. početní rozdíllové čáře. Podstata sestrojení spočívá v tom, že od množství proteklého za určitou dobu podle chronologické čáry, např. průměrných měsíčních průtoků  $Q_m=f(t)$ , odečítáme množství, odpovídající průměrnému průtoku celého období, proteklé za tutéž dobu. Tím získáme rozdíly se znaménkem plus nebo minus, které vynášíme v určitém měřítku od vodorovné zdánlivé osy času (ta je vlastně SČ dlouhodobého průměru) jako svislé pořadnice nahoru a dolů. Řešení zpracujeme do tab 4.15. Ve sloupci 3 jsou vypočítána proteklá množství za jednotlivé měsíce. Hodnota posledního řádku ve sloupci 4 udává odteklé množství  $O$  za celou zpracovávanou dobu. Průměrné odteklé množství v jednom měsíci je:

$$Q_{m, \text{stf.}} = \frac{A(\text{mil m}^3)}{P} \quad (4.226)$$

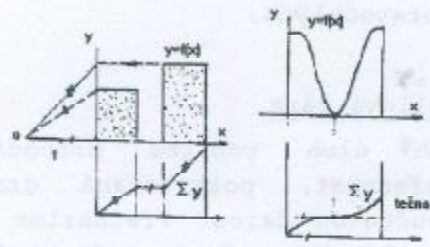
kde  $P$  - počet měsíců v daném období.

Tab.4.15. Určení početní rozdíllové čáry

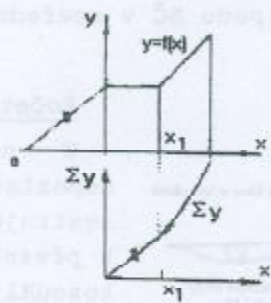
Průměrné měsíční průtoky $Q_m$	Počet sek. v příslušném měsíci	Proteklé množství za jednotlivé měsíce	Sumace odteklého množství	Sumace rovnoměrného odteklého množství	Rozdíly hodnot sloupců 4-5
1	2	3	4	5	6
.	.	.	.	.	.
.	.	.	.	.	.

Postupným sečítáním rovnoměrných měsíčních odtoků ve sloupci 5 obdržíme v jeho poslední řádce opět hodnotu celkového odteklého množství A. Sloupec 6 obsahuje rozdíly mezi skutečně proteklým množstvím a množstvím, které proteklo při rovnoměrném rozdělení za uvažovanou dobu. Rozdíly, vynesené v závislosti na znaménku nad, příp. pod vodorovnou osu (zdánlivou osu času) již určují průběh hledané rozdíllové čáry.

Uvedme si nyní v několika bodech základní vlastnosti součtových čar:  
 1) Absolutní hodnota v čáře diferenciální udává směrnicí tečny k součtové čáře. 2) Je-li pól umístěn na záporné ose úseček, a jsou-li pořadnice diferenciální čáry stále kladné, nemůže součtová čára nikde klesat. Pakliže klesá, existují zřejmě v čáře základní záporné hodnoty, není-li to možné, je SČ kreslena ze zvýšeného pólu, tedy v kosohlé soustavě.

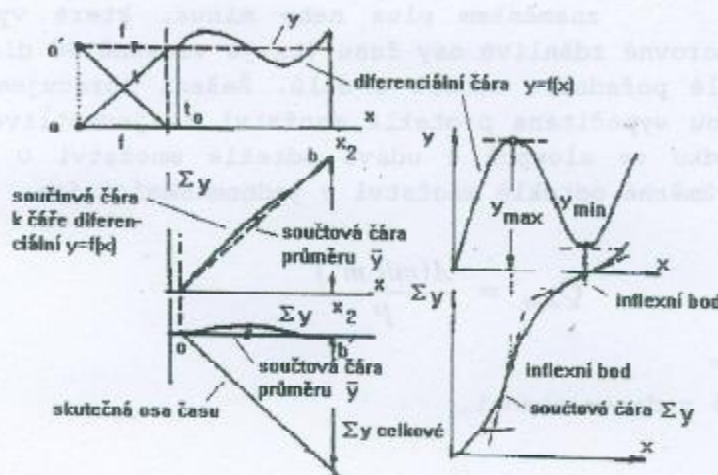


Obr.4.128. Vlastnost SČ, bod 1, 3, 7, 9



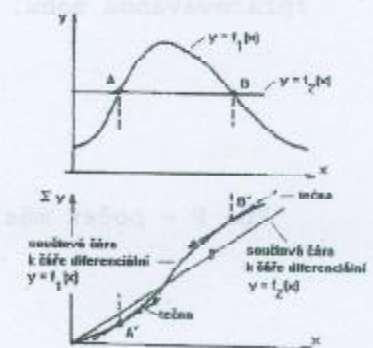
Obr.4.129. Vlastnost SČ, bod 4

3) Nulové hodnotě základní veličiny odpovídá tečna k SČ, rovnoběžná se spojnicí pólu s počátkem. 4) Jsou-li hodnoty v



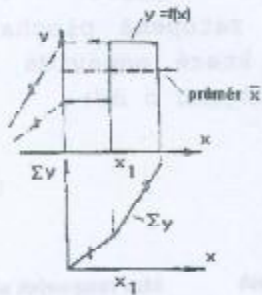
Obr.4.130. Vlastnost SČ, bod 5, 6, 7

6) Jsou-li hodnoty v



Obr.4.131. Vlastnost SČ, bod 8

čáře diferenciální konstantní, je součtová čára přímka. Naopak, přímkové čáře součtové odpovídá konstantní veličina v čáře diferenciální. Čím rychleji se mění základní čára, tím má součtová čára větší křivost. 5) Rovnoběžka se spojnicí počátečního a koncového bodu SČ, vedená póllem, vytíná na ose pořadnic průměrnou hodnotu základní veličiny. 6. Pakliže pól leží na rovnoběžce s osou pořadnic (stejná póllová vzdálenost), nemění se měřítko součtových čar (měřítko pro odteklá množství). 7) Lokálnímu maximum nebo minimum čáry diferenciální odpovídá v čáře součtové inflexní bod. 8) Pod průsečíkem dvou základních čar jsou tečny k příslušným čarám součtovým rovnoběžné. 9) Lom na SČ vzniká jenom tam, kde je základní čára přetržitá (pro určitou hodnotu  $x$  existují dvě hodnoty  $y$ ).



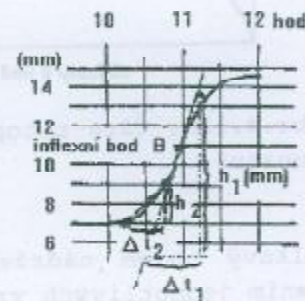
Obr.4.132. Vlastnost SČ, bod 1,9

#### Aplikace součtových čar

Součtové čáry pro svou přehlednost a názornost našly široké uplatnění ve vodohospodářských úlohách. Těmito čarami řešíme potřebný zásobní, popř. retenční prostor nádrže, úlohy řízení odtoku nádržemi, mnoho úloh v hydroenergetice apod. V předchozích kapitolách jsme se seznámili se součtovou čarou průtoků, s čarami překročení, které jsou vlastně integrálními křivkami k čáře četnosti. Nyní si uvedeme další, se kterými v hydrologii a vodohospodářské praxi budeme běžně pracovat a jež mají charakter čar

součtových.

Ombrogram je součtovou čarou srážkových intenzit, vykreslenou v pravouhlé soustavě souřadnic; na ose  $x$  je měřítko pro čas, na vertikální měřítko pro postupné součty srážkových úhrnů, vyjádřené v mm. Větší strmost čáry svědčí o větším srážkovém úhrnu v dané časové jednotce. Můžeme tedy z ombrogramu určit intenzitu deště v kterémkoli okamžiku, případně střední intenzitu v určitém časovém intervalu konečné velikosti. Okamžitá intenzita je dána směrnici tečny v daném bodě součtové čáry:

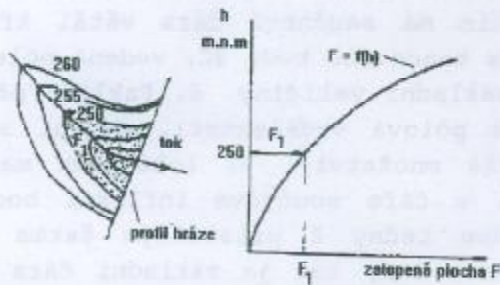


Obr.4.133. Ombrogram

$$i = \operatorname{tg} \alpha_1 = \frac{h_1}{\Delta t_1} \quad (4.227)$$

Na obr.4.133 je vykreslena tečna v inflexním bodě B, podle průběhu SČ v oblasti tohoto bodu se jedná o lokální maximum dešťové intenzity. V tomto obrázku je též vyznačeno, jak určíme střední intenzitu dešťového oddílu za období  $\Delta t_2$ .

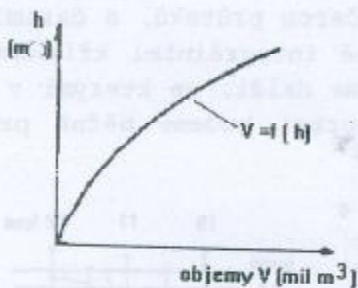
Charakteristika nádrže: Čára zatopených ploch a zatopených objemů tvoří dvojici čar, které říkáme charakteristika nádrže. Obě jsou čarami měrnými, jež vyjadřují závislost veličin na hloubce vody, nadmořské výšce hladiny, či vodním stavu. Čáru zatopených ploch  $F=f(h)$  získáme z vrstevnicového plánu planimetrováním rovinných ploch (hladin), jež jsou omezeny zvolenou vrstevnicí terénu a vodorysem na návodním líci hráze a vynesení těchto zatopených ploch v závislosti na hodnotě  $h$ . Vycházíme totiž z předpokladu, že hladina u hlubokých nádrží je prakticky vodorovná, jenom u nádrží mělkých se



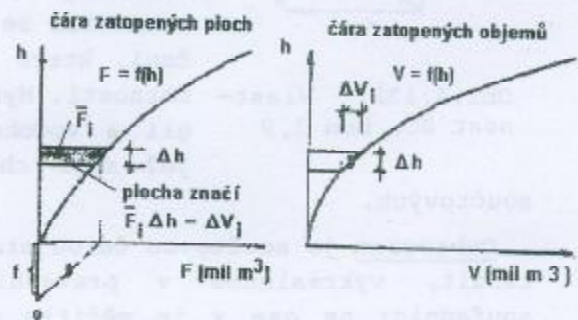
Obr.4.134. Čára zatopených ploch

Přírůstem výšky o  $\Delta h$  hladina bude na úrovni  $h_2$ , které odpovídá zatopená plocha  $F_2$ . Hladina se může zvýšit jedině přírůstem objemu o  $\Delta V$ :

$$\Delta V = \frac{F_1 + F_2}{2} \Delta h = \bar{F} \cdot \Delta h \quad (4.228)$$



Obr.4.135. Čára zatopených kubatur



Obr.4.136. Čára zatopených objemů jako součtová čára k čáře zatopených ploch

Celkový objem nádrže, odpovídající určité úrovni hladiny  $h$ , obdržíme sečtením jednotlivých vrstev ode dna až po uvažovanou hladinu.

$$V = \sum \Delta V_i = \sum \bar{F}_i \Delta h_i \quad (4.229)$$

Vynesením odpovídajících  $V_i$  pro jednotlivá  $h_i$  obdržíme hledanou čáru kubatur  $V = f(h)$ .

Čáru kubatur můžeme také získat jako SČ k čáře zatopených ploch  $F=f(h)$ . Na prodloužené ose pořadnic ve vzdálenosti  $f$  od osy úseček si zvolíme pól (viz obr.4.136). Rozdělíme plochu omezenou čarou  $F=f(h)$  a osou pořadnic na dostatečně úzké vodorovné proužky a velikosti jejich střednic, představující průměrnou hodnotu zatopených ploch  $\bar{F}_i$ , promítáme na osu úseček. Spojujeme nyní pól  $O$  s koncovými body takto promítnutých střednic a vedeme s těmito spojnicemi rovnoběžku v mezích příslušného proužku tak, že jednotlivé části součtové čáry na sebe napojujeme. Z podobnosti trojúhelníků plyne:

$$f = \frac{\bar{F}_i \Delta h}{\Delta V} \quad (4.230)$$

Pólovou vzdálenost  $f$  vypočteme z měřítek, volených pro  $F, h, a V$ .

Měřítka pro  $F$ :  $1 \text{ m}^2 = a(\text{cm})$

značnými průtoky se nevytvoří vodorovná hladina hydrostatického vzduší, ale hladina, odpovídající vzduší hydraulickému. V tomto případě by bylo třeba charakterizovat nádrž příčnými průřezy.

Sestrojení čáry kubatur: Hladině vody ve výši  $h_1$  (nad hladinou moře, nade dnem u hráze v nejhlubším místě, nad nulou vodočtu), odpovídající zatopená plocha je  $F_1$ .



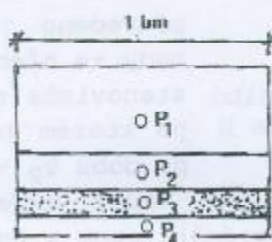
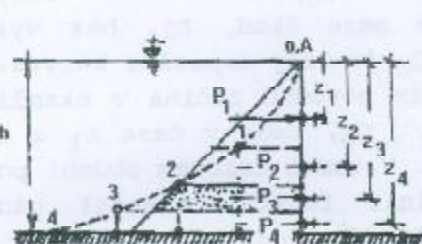
$$h: 1 \text{ m} = b \text{ (cm)}$$

$$V: 1 \text{ m}^3 = c \text{ (cm)},$$

takže: 
$$f = \frac{a \cdot b}{c} \quad (4.231)$$

Správnost uvedené konstrukce plyne z toho, že plocha proužků v čáře diferenciální (čáře zatopených ploch) vyjadřuje v určitém měřítku přírůstek objemu  $\Delta V$ . Sestrojíme-li součtovou čáru, budou její úsečky v určitém měřítku vyjadřovat plochu (uzavřenou čárou diferenciální, osou pořadnic a příslušnou vodorovnou hranicí), ale také objemy v nádrži, odpovídající dané úrovni  $h$ , ovšem v měřítku jiném.

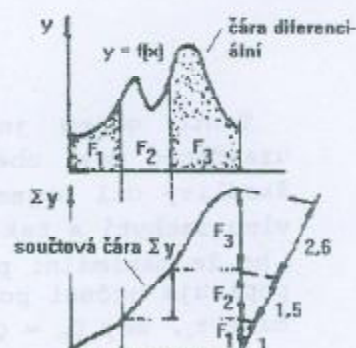
Vzpomeňme, že v hydraulice jsme s výhodou používali SČ při řešení úlohy rozdělit určitý počet nosníků po výšce stavidla (např. svislého) zatíženého



Obr.4.137. Rozdělení stejně namáhaných nosníků

trojúhelník, jenž svou plochou vyjadřuje hydrostatickou sílu na 1 bm šířky stavidla. Tento tzv. zatěžovací obrazec je třeba rozdělit na tolik stejných dílů, kolik nosníků chceme použít na podepření hradicí plochy. Jednotlivé síly budou dány plochami dílů a budou působit v jejich těžištích - tím je dána i poloha nosníků. Plochu zatěžovacího trojúhelníka rozdělíme pomocí součtové čáry zatížení. SČ je kvadratickou parabolou, jejíž úsečky pro libovolnou hloubku  $z_i$  udávají tlakovou sílu na 1 bm šířky hradicí plochy výšky  $z_i$ :  $P_{z_i} = 1/2 \rho g z_i^2$ . Konečná pořadnice této SČ udává celkovou tlakovou sílu na 1bm šířky hradicí plochy výšky  $h$ :  $P_h = 1/2 \rho g h^2$ . Tato konečná maximální pořadnice je rozdělena na stejné úseky, jejich počet je roven počtu uvažovaných nosníků. Rozdělení zatěžovacího obrazce na potřebný počet rovno-plochých částí je patrné z obr.4.137; v těžištích ploch potom působí síly, proti těmto silám umístíme nosníky.

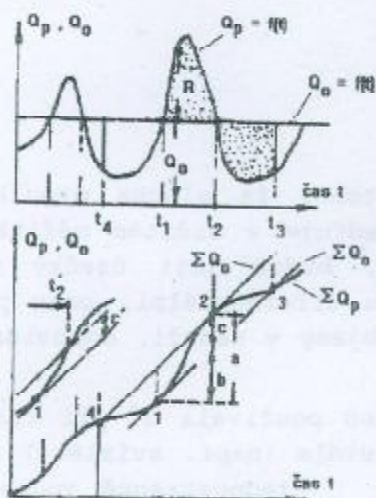
jednostranně vodou tak, aby byly stejně namáhány: základní čárou je čára přetlaku  $p=f(h)$ , která pro vodu je přímkou, skloněnou od vodorovné o  $45^\circ$ . Jestliže je svislá rovinná obdélníková popř. čtvercová hradicí plocha se svislým bočním omezením zatěžována jednostranně vodou, zatěžovacím obrazcem je rovnoramenný



Obr.4.138. Rozdělení plochy v určitém poměru

Na obr.4.138 je naznačen výhodný způsob rozdělení plochy omezené čarou základní pomocí SČ např. v poměru 1:1,5:2,6.

Stanovení potřebných objemů nádrže: a) nádrž ochranná - podkladem pro řešení potřebného retenčního objemu nádrže  $A_r$  je nejnepříznivější pozorovaná (příp. odvozená) povodňová vlna. Nejnepříznivější povodni z tohoto hlediska



Obr.4.139. Určení retenčního (ochranného) objemu nádrže R

rujeme přítok větší odtoku. Nádrž bude plnit funkci retenční nádrže (zadržovat škodlivý díl povodně) jenom v tom případě, bude-li retenční objem dostatečné velikosti prázdný. V době od  $t_1$  do  $t_2$  vypouštíme maximální možné množství, tedy kapacitu koryta  $Q_o = \text{konst.}$  V každé sekundě se zachycuje škodlivý díl  $Q_p - Q_o = R \text{ (m}^3 \cdot \text{s}^{-1}\text{)}$ , za dobu  $dt$  pak  $(Q_p - Q_o)dt = R dt$ . Za celou dobu povodně se zadrží:

$$R(\text{m}^3) = \int_{t_1}^{t_2} (Q_p - Q_o) dt \quad (4.232)$$

Tento objem je v určitém měřítku vlastně dán vytečkovanou plochou uzavřenou mezi oběma základními čarami pro údobí  $t_2 - t_1$ . Jestliže na tento škodlivý díl objemu povodňové vlny navrhne retenční prostor, nádrž tuto vlnu zachytí a tak nenastanou škody v úseku pod hrází. Nádrži se dosáhlo toho, že maximální přítok  $Q_{p,\text{max}}$  byl snížen na neškodnou hodnotu  $Q_o$ . Obr.4.139. popisuje určení potřebného retenčního prostoru nádrže: vycházíme z bodu 1 v čase  $t_1$ , kdy  $Q_p = Q_o$  a tedy směr součtové  $\Sigma Q_o$  je zde totožný se směrem tečny čáry  $\Sigma Q_p$ . V tomto bodě si myslíme počátek souřadného systému součtových čar. V době od  $t_1$  do  $t_2$  přiteče do nádrže úhrnné množství:

$$\sum Q_{p,1,2} = \int_{t_1}^{t_2} Q_p dt, \quad (4.233)$$

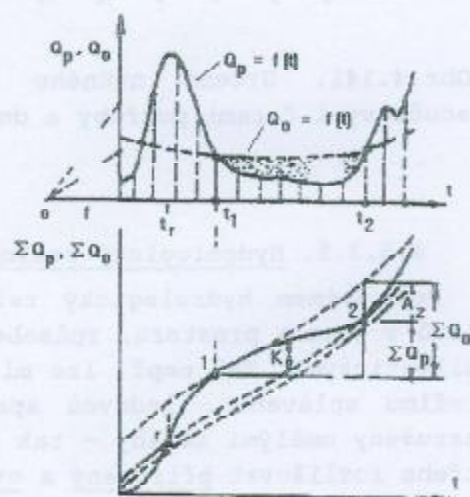
znázorněné pořadnicí a. Za tutéž dobu odtече množství  $\Sigma Q_{o,1,2}$ , dané pořadnicí b. Zadržené množství bude dáno rozdílem  $\Sigma Q_{p,1,2} - \Sigma Q_{o,1,2}$ , pořadnicí a-b = c. Slovně lze říci, že retenční prostor nádrže je dán svislou odlehlostí mezi nejnižší předcházející a nejvyšší následující dotykovou ekvidistan-tou čáry  $\Sigma Q_o$ . Porovnáním průběhu součtových čar po okamžiku  $t_2$  vidíme, že sklon čáry  $\Sigma Q_p$  je menší než čáry  $\Sigma Q_o$ . Sekundové odtokové množství je tedy větší než přítok, nádrž se musí prázdnit, což se také projevuje zmenšováním pořadnic  $c$  s časem. V čase  $t_3$  nastává vyprázdnění retenčního objemu nádrže. Obdobný pochod jako v údobí  $t_3 - t_2$  nastává i v době před  $t_1$ ; průsečík je průkazem, že se před okamžikem  $t_1$  mohl retenční prostor skutečně vyprázdnit,

jestliže byl předtím plný a že tedy předpoklad o prázdném stavu nádržního retenčního prostoru byl oprávněn.

Jestliže je vybudování nádrže o retenčním obsahu nádrže  $R$  nemožné, nebo nevhodné, navrhne se retenční obsah  $R' < R$ . Nádrž se pak naplní před skončením povodně v čase  $t_2'$ . Po tomto okamžiku nelze zachovat zvolený konstantní průtok  $Q_0$  (jako neškodný), protože hladina vystoupí nad kótu ovladatelného retenčního prostoru, voda začne přepadat přes přelivy a odtok se zvětšuje ovlivňován transformačním účinkem neovladatelného retenčního prostoru nádrže.

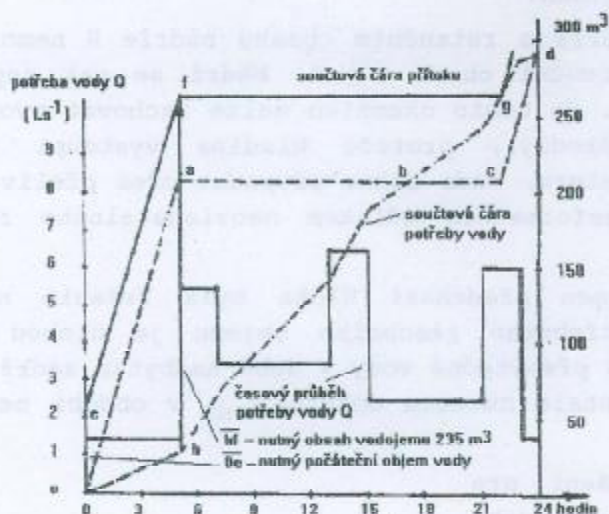
**b. Nádrž zásobní** - zatímco předchozí úloha byla řešením nádrže na přebytek vody, zjištění potřebného zásobního objemu je úlohou opačnou, řešením na nedostatek vody. Z přebytečné vody v době nadbytku zadržuje nádrž jen tolik, kolik by se nedostalo nutnému odběru  $Q_{odb}$  v období nedostatku, které následuje.

V obr.4.140 je uvedeno řešení pro proměnlivý odběr  $Q_{odb}=f(t)$  v období  $t_2-t_1$ , ve kterém je  $Q_p < Q_{odb}$ . Zásobní prostor je dán pořadnicí velikosti  $A_z$ . Slovně: obsah zásobního prostoru nádrže je určen svislou odlehlostí mezi nejvyšší předcházející a nejnižší následující dotykovou ekvidistantou čáry  $\Sigma Q_{odb}$ . V čase  $t_1$  musí být v nádrži kubatura  $A_z$  - jenom v tom případě nenastane v čase  $t_2$  nedostatek. V čase  $t_2$  je zásobní objem právě vyprázdněn, ale hned v následujícím okamžiku je přítokové množství větší než odběr, takže se nádrž opět plní. Průsečík  $r$  potvrzuje, že v období  $t_1-t_r$  se skutečně mohl přítokem získat objem  $A_z$ .



Obr.4.140. Určení nutného zásobního prostoru nádrže součtovými čarami

**Určení potřebného objemu vodojemu** na staveništi použitím součtových čar je vyjádřeno obr.4.141: Necht' je dán časový průběh potřeby vody na staveništi. Vodárna povolila odběr potřebného denního množství z vodovodní sítě jen v nočních hodinách a to od 22 do 5 hodiny ránní. Poněvadž časový průběh potřeby je odlišný od daného zákona přítoku vody, musíme na staveništi zřídít vodojem určitého obsahu, který hledáme. Sestrojíme SČ potřeby vody (ohbgd), která svou konečnou maximální pořadnicí zobrazuje v určitém měřítku celkové množství, které za den potřebujeme (zde  $V=291,6 \text{ m}^3$ ). Dále sestrojíme SČ přítoku za předpokladu, že vodojem je v 0 hodin prázdný. Součtová čára tedy vychází z počátku souřadných os (čárkovaná čára Oabcd). Poněvadž se má dodat celé množství  $291,6 \text{ m}^3$  za 7 hodin, dodané množství za dobu od 0-5 hodin je rovno  $(291,6/7) \cdot 5 = 208 \text{ m}^3$ , což je pořadnice bodu  $a$ . V čase od 5 do 22 hod se voda nedodává, proto je SČ přítoku v tomto úseku vodorovná (úsek ac). Z průběhu těchto čar vidíme, že od 5 hod se vodojem prázdní až do okamžiku, jenž odpovídá průsečíku  $b$  těchto čar - v čase, odpovídajícím bodu  $b$ , je obsah vody ve vodojemu nulový. V následujících hodinách je obsah vody ve vodojemu dokonce záporný, což není možné (SČ přítoku je v tomto úseku pod SČ potřeby). Zřejmě předpoklad, který jsme zavedli na začátku řešení, že



Obr.4.141. Určení nutného obsahu vodojemu součtovými čarami potřeby a dodávky vody

vodojem je v 0 hodin prázdný, není správný. Proto musíme SČ přítoku posunout tak, aby vznikla efg. Teoreticky potřebný užitečný obsah vodojemu je potom dán maximální pořadnicí ( $h_f = 235 \text{ m}^3$ ). V 0 hod bude počáteční objem zobrazen pořadnicí  $0e$ . Bod g určuje, že se v tomto okamžiku vodojem vyprázdní, avšak v zápětí je přítok větší odběru. Protože nelze připustit úplné vyprázdnění vodojemu, přičítáme k takto určenému teoretickému objemu stálý obsah, případně i požární rezervu, nemáme-li jiný zdroj vody na hašení možného požáru.

#### 4.5.3.5. Hydrologický režim

Pod pojmem hydrologický režim rozumíme zákonitosti změn hydrologických jevů v čase a prostoru, způsobených fyzickogeografickými činiteli, především klimatickými. Tak např. lze mluvit o režimu průtoků, hladin podzemních vod, režimu splavenin, ledovců apod. Uvedené přirozené zákonitosti mohou být narušeny umělými zásahy - tak je tomu v současné době velmi často. Proto je třeba rozlišovat přirozený a ovlivněný hydrologický režim.

V následující části si podrobněji povšimněme režimu průtoků (též vodní režim) a jeho základních činitelů, které jej určují. Pod pojmem vodní režim rozumíme např. velikost a časové rozdělení průtoků, jejich čas výskytu, sled vodnosti v jednotlivých měsících, ročních obdobích apod. Režim toku je hlavně dán zdrojem, který tok zásobuje. Charakter zdroje je schopen říčnímu režimu konkrétního toku vtisknout typické, charakteristické vlastnosti. Tak např. tok, jehož zdrojem vodnosti je ledovec, se vyznačuje zvýšenou vodností v období léta, tj. v době, kdy ostatní toky zásobované z jiných zdrojů vykazují nízké průtoky. Obdobně tok, jenž vytéká např. z velkého, objemného jezera, bývá co do rozdělení vodnosti velmi vyrovnaný - to je velmi vítaná vlastnost z hlediska vodní energie, plavby apod. Vidíme tedy, že typ zdroje vodnosti jednotlivých řek definuje vlastnosti jejich říčního režimu a tím určuje význam toku z hlediska jeho vodohospodářského využití. Kromě zdroje vodnosti je režim toku závažnou měrou ovlivňován i prostředím, kterým tok protéká - velmi např. záleží na bohatosti zásob podzemních vod a na hydraulické vazbě toku s nimi.

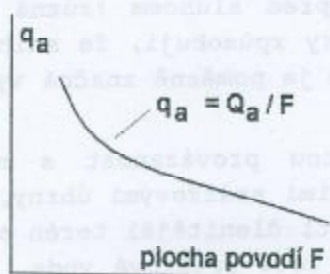
Tok může odvádět vodu čtverého původu: z deště, ze sněhu, ze zásob podzemních vod a konečně z ledovců. Je tedy hlavním, rozhodujícím činitelem ovlivňujícím charakter říčního režimu toku je klima - podle Vojejkova "řeky jsou produktem klimatu". Mnohdy však jsou to faktory fyzikálněgeografické, které mohou výrazným způsobem potlačit vliv faktorů klimatických.

Mezi nejdůležitější klimatické faktory patří srážky a výpar. Odtok, jeho velikost je závislý kromě jiného na druhu srážek, na jejich velikosti, na ploše kterou zasáhnou, i na jejich časovém a plošném rozložení.

Deště o největších intenzitách (bouřkové lijáky) se u nás vyskytují převážně v letním období. Ty jsou schopny vyvolat katastrofální povodně hlavně na tocích malých povodí. Naopak dlouhotrvající, tzv. regionální (krajinné) deště, jež se v našich zeměpisných šířkách vyskytují nejčastěji v létě a na podzim, mohou způsobit rozvodnění říčních sítí i značně rozsáhlých oblastí.

V období zimním v našich podmínkách vypadávají srážky zpravidla v podobě sněhu - ten se při déletrvajících teplotách pod bodem mrazu akumuluje na povrchu povodí a tak vodnost toku, závislá v této době hlavně na dotaci podzemních vod, postupně klesá. V období krutých mrazů pozorujeme na tocích velmi nízké průtoky protože nezanedbatelná část vody je vázána i tvorbou ledu v korytech toků. Zvýšená vodnost v období tání, její časový průběh je hlavní měrou závislý na chodu teplot vzduchu. Může být ještě zvýrazněna vypadáváním teplého deště do sněhové pokrývky ležící na povodí. Teplotní zvrstvení vzduchu pozorované v tomto období dané různou nadmořskou výškou, způsobuje dřívější tání sněhu v níže položených částech povodí a tak vzrůst specifických odtoků s růstem plochy povodí - pozorujeme tedy opačnou zákonitost než je tomu u dlouhodobých specifických průtoků. Již bylo řečeno, že průběh vodnosti v zimním a jarním období s dostatkem sněhu je definován hlavně časovým průběhem teplot vzduchu. Zvláště u menších toků je tento vliv patrný - můžeme např. pozorovat pilovitý charakter hydrogramu průtoků v období střídání kladných a záporných teplot (střídání krásných jarních dnů se sluníčkem s hvězdnatými nocemi s teplotami vzduchu mnohdy hluboko pod nulou.

Výpar je dalším faktorem, který ovlivňuje proces odtoku. Ten obecně vzrůstá s teplotou vzduchu, proto se např. v letním období projevuje tak, že snižuje zavlaženost povodí k okamžiku příchodu příčinného deště a tak určuje procentuelní podíl té části deště, která bude v podobě povrchového odtoku stékat z povodí.



Obr. 4.142. Závislost  $q_a = f(F)$

Hodnota dlouhodobé roční výšky výparu z povodí (klimatický výpar) se mění v závislosti na zeměpisných souřadnicích. Existují oblasti (např. skandinávského ostrova), ve kterých klimatickými podmínkami (nízká teplota vzduchu, jeho poměrně vysoká relativní vlhkost atd.) je dána vcelku malá, v podstatě konstantní velikost výparu z povodí, takže vzrůst srážkové činnosti se projeví úměrným vzrůstem odtokové výšky. Na druhé straně např. v oblastech vnitrozemského klimatu, je situace opačná - za daných klimatických podmínek zde může výpar dosahovat vysokých hodnot, takže vzrůst srážek se projeví jen nepatrným zvýšením odtoku neboť i vysoké úhrny srážek mohou být, díky klimatickým poměrům, odpařeny. Ztráty pro povrchový odtok jsou zde pak značné.

S růstem nadmořské výšky vzrůstá srážkový úhrn a klesá vlivem poklesu teplot vzduchu i velikost výparu. To znamená, že se vzrůstem nadmořské výšky budeme za normálních okolností pozorovat zákonitý vzrůst odtoku. Proto se u

nás zvyšuje průměrný roční specifický odtok s nadmožskou výškou, tj. klesá ve směru proudu, tedy se zvětšováním plochy povodí, jak schematicky ukazuje obr. 4.142.

#### Vliv fyzikálněgeografických faktorů

Tyto faktory ovlivňují jednak samotné množství vody, které je k dispozici pro povrchový odtok, jednak jeho časové rozdělení. Mezi nejdůležitější faktory patří relief (tj. morfologické vlastnosti povodí a samotného koryta), poměry geologické, pedologické, charakteristiky vegetačního pokryvu a v neposlední řadě výskyt přírodních nebo umělých nádrží (jezernatost, bažinatost apod.). Působením těchto faktorů je určeno, jaký podíl srážek odeče po povrchu, kdy a v jakém sledu se jednotlivé části srážek dostanou do koryta, zda voda steče rychle po povrchu a způsobí povodeň, nebo vsákne do půdy a dále rozmnoží /nyní již v podstatě mimo přímý dosah výparu) zásoby podzemních vod, které postupně zásobují větší toky a tak se podílejí na jejich nepoměrně vyrovnanějším průtokovém režimu.

Vliv reliefu je dán sklonitostními poměry na povodí. Čím je sklon území větší, tím jsou rychlosti stékání větší a možnost vsaku vod do terénu menší.

Tam, kde je relief plošší, voda zůstává po určitou dobu v prohlubních a může se tak výrazněji uplatnit výpar i vsak. V prohlubních terénu zadržené množství se nemůže zúčastnit rychlého procesu odtoku - tvorby povodňové vlny. Ve vyšších nadmožských výškách je průměrná sklonitost větší, takže velkým dynamickým účinkem rychle proudící vody jsou produkty zvětrávání uvolňovány a odnášeny níže. Odtud plyne, že povrch výše položených území je vytvářen pevnými horninami, překrytými vrstvou půdy zpravidla o nepatrné tloušťce. I tato skutečnost vysvětluje již uváděnou všeobecnou zákonitost poklesu specifických odtoků s nárůstem plochy povodí.

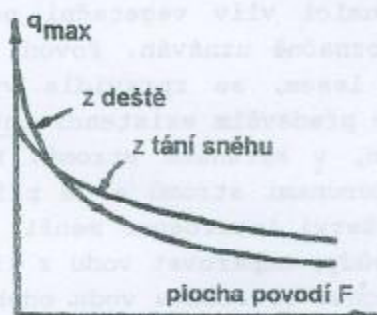
V zimním období, zvláště pak na jeho konci, jsou v horských oblastech rozloženy zásoby sněhu velmi nerovnoměrně, vlivem mnohdy značně rozdílných nadmožských výšek, různého stupně zastínění před sluncem (různá orientace svahů vůči světovým stranám) apod. Tyto faktory způsobují, že sníh odtává z jednotlivých částí povodí postupně - výsledkem je poměrně značná vyrovnanost horských toků.

Hustota říční sítě rovněž vykazuje určitou provázanost s nadmožskou výškou. V oblastech s větší sklonitostí a vyššími srážkovými úhrny, (při jinak stejných podmínkách), vzniká erozní činností členitější terén s podélnými rýhami, kterými permanentně nebo jen občas teče srážková voda. Těmto oblastem tedy odpovídá zpravidla větší hustota říční sítě, a tedy i lepší možnost povrchového odvodnění. Nízká hustota říční sítě je nepřímým ukazatelem určitých geologických a pedologických poměrů, kdy půda je v průměru propustnější, srážková voda dobře infiltruje a tak povrchový odtok nebývá výrazný.

#### Velikost a tvar povodí

Patří mezi charakteristiky, rozhodující o čase, potřebném k tomu, aby voda, vypadlá na různých dílčích plochách povodí, dotekla do uzávěrového profilu. Ovlivňování rychlosti stékání znamená rovněž ovlivnění ztrát výparem a vsakem. Velikost a tvar povodí ovlivňují tvorbu velkých povodní. Jak plyne z metody izochron, velikost plochy povodí, maximální doba dobíhání  $t_{max}$  (doba koncentrace), a kritická doba deště (a tedy i intenzita výpočtového

deště) spolu velmi úzce souvisejí. Specifický odtok  $n$ -letých průtoků s prodlužováním doby dotoku, tj. se zvětšováním plochy povodí rychle klesá. Jarní sněhové povodně se v důsledku zvětšování plochy povodí ve své základně



Obr. 4.143. Závislost maximálních specifických odtoků rozdílne geneze

Uvedené platí zpravidla (v místech, kde k počátku jarního tání jsou dostatečné zásoby sněhu), není tomu tak vždy.

Fyzikální vlastnosti půdy ovlivňují zásadní měrou intenzitu vsaku vody do půdy. S množstvím nekapilárních pórů intenzita vsaku roste. Změna struktury půdy vyvolává změnu intenzity vsaku a pohybu vody v půdě. Pakliže způsobíme radikálnější změnu vlastností půd, dojde ke změnám vodního režimu v ní. Tam, kde povodí je tvořeno propustnými půdami, srážková voda vsakuje do nižších horizontů, rozmnožuje zásoby podzemních vod - hlavní zdroj vodnosti toků dané oblasti. Takové toky se vyznačují vyrovnaným režimem s poměrně nízkými povodňovými průtoky a dostatkem vody i v období dlouhotrvajícího sucha, např. v letním nebo podzimním období. Většimu vsáklému množství vody do půdy napomáháme různými agrotechnickými opatřeními, např. orbou po vrstevnicích. Takto vytvořené brázdy jsou překážkou vodě při proudění ve směru největšího sklonu, zadržují ji a tak může dobře infiltrovat do půdy. Uvedeným způsobem snižujeme značnou měrou plošnou a rýžkovou erozi a tím zabraňujeme velmi negativnímu jevu, jakým je odnášení, transport úrodné půdy do toků.

V případě, že půda, na podzim dostatečně vodou nasáklá, v zimě (nechráněna sněhovou pokrývkou) zmrzne, chová se v období jarního tání jako prakticky nepropustná - za těchto podmínek mohou vznikat velmi nebezpečné povodně, zvláště tenkrát, je-li tání sněhu současně doprovázeno deštěmi.

Geologické poměry rovněž mají značný vliv na popisované hydrologické děje na povodí. Geologická stavba území spolu s podmínkami klimatickými určují i výsledek procesu zvětrávání - zda se vytvoří dobře propustné nebo v podstatě nepropustné povrchové půdní vrstvy. Toky odvodňující povodí složená z nepropustných hornin, příp. nepropustných krycích horních vrstev, jsou ve svém režimu povodňových průtoků velmi extrémní a chudé na podzemní vody. Tak je tomu u nás v oblastech flyše, např. v Beskydech. Značně vyrovnanější charakter mají toky v povodích s půdami propustnými, kde bohaté zásoby podzemních vod jsou významným regulátorem odtoku v řekách. Z tohoto hlediska jsou významné aluviální náplavy v údolích větších řek, jež mají pro své značné objemy schopnost pojmout velké množství vody a postupně ji předávat do toků.

Za normálních podmínek příspěvek podzemních vod na celkovém odtoku našich řek nebývá příliš velký, nicméně jejich význam pro vyrovnanost toku je značný. Jsou to právě tyto zdroje, které nedovolí, aby větší toky, dobře hydraulicky spojené se zásobami podzemních vod, ani za déletrvajícího období

prodlužují - to je způsobeno nerovnoměrností tání a nesoučasností dobíhání vod z jednotlivých dílčích částí povodí do uzávěrového profilu.

Vlivem vysokých intenzit dešťových srážek krátkého trvání (vyšších intenzity tání sněhu) jsou na malých povodích specifické odtoky např. stoletého průtoky  $q_{100}$  vyvolané deštěmi vyšší než odtoky téhož významu způsobené táním. S nárůstem plochy povodí se však uplatňuje velmi rychlý pokles intenzity deště (zasahujícího uvažovanou plochu), takže pak specifické odtoky  $q_{100}$  odpovídající povodním z tání jsou od určité velikosti povodí vyšší.

bez srážek, v období sucha v létě nebo na podzim, příp. krutých zim, se změnilo v koryta bez vody.

Vegetační pokryv na povodí, zvláště les jsou velmi významným činitelem, jenž ovlivňuje hydrologický režim toků. Tlumící vliv vegetační pokrývky, zvláště lesa, na kulminační průtoky je jednoznačně uznáván. Povodí pokryté dokonalou vegetací, např. zdravým smíšeným lesem, se zpravidla vyznačuje nízkými kulminačními průtoky. Je to způsobeno především existencí intercepce - tj. zachycováním srážek na tělech rostlin, v korunách stromů. Množství vody, které se dostane na povrch půdy pod korunami stromů a je případně k dispozici pro povrchový odtok, je o toto množství intercepce menší. Rostliny potřebují ke svému životu odebírat živiny z půdy, odpařovat vodu z listů pro své ochlazování v období vyšších teplot vzduchu. Potřebnou vodu odebírají z půdy svými kořenovými systémy. Tato zóna je hustě prorostlá kořeny, s velkým obsahem pórů, takže je schopna pojmout značnou část srážkového množství, mnohdy takovou, že nezbývá na vznik povrchového odtoku. Schopnost akumulovat vodu v horních vrstvách půdy je mnohdy zvýrazněna, zvláště v lese, tvorbou hrabanky a humusu, tj. vrstvy jehličí a listů, jejíž tloušťka postupem doby postupně narůstá, rozkládá se a mění ve velmi kyprou vrstvu, schopnou pojmout značné množství srážkové vody a postupně ji předávat spodním vrstvám. Vegetační pokryv ovlivňuje proces odtoku ještě jiným způsobem: podle druhu a hustoty rostlinných jedinců působí značné odpory proti proudění povrchové vody - to znamená, že celkovou dobu prodlužuje a tedy ve svém konečném efektu snižuje kulminační průtoky, snižuje množství erodovaného materiálu z povodí.

Vliv lesa na celkovou dlouhodobou bilanci vody již není tak jednoznačný a názory odborníků se v tomto ohledu různí. To je způsobeno mnohými skutečnostmi. Především tím, že les a jeho výsledný vliv na celkovou bilanci je dán a úzce závislý na zeměpisné poloze, na klimatu místa. Proto mnohá, v podstatě stejným způsobem ve světě prováděná experimentální pozorování a výzkumy dávají nezhodná protichůdné výsledky. Některé práce nasvědčují tomu, že les toky obohacuje (toky jsou dlouhodobě vodnější), v jiných případech se pracovníci výzkumu kloní spíše k tvrzení opačnému. V našich poměrech, zdá se, jsou možné, v závislosti na konkrétních podmínkách, oba případy. Třeba zde poznamenat, že zkoumání globální bilance lesnatého povodí je velmi obtížným problémem. Obtížným proto, že některé bilanční prvky se nedají zatím vůbec měřit, nebo pokud ano, tak jen s nedostatečnou přesností. Poněvadž těchto prvků není málo, může být výsledný závěr, získaný tímto bilančováním, pochybený. Příkladem těžko měřitelného prvku jsou např. horizontální srážky v lese. Je jisté, že za určitých okolností množství horizontálních srážek v dospělém, zdravém lese správné druhové skladby dělá nezanedbatelné procento z množství srážek vertikálních (tomu nasvědčuje pro některé oblasti poměrně velký počet dní v roce s výskytem mlhy). Pakliže by se les větší rozlohy pokácel, nebo z nějakých důvodů uhynul, je pravděpodobný značný pokles těchto horizontálních srážek. Přesně určit rozdílnost stavu v bilanci (celkové) před a po odlesnění je velmi obtížné, také kromě již uvedeného proto, že některé prvky měříme, získáváme jako hodnoty bodové. Obtížně měřitelných prvků je celá řada, je např. nesnadné získat přesnější obraz o bilanci zalesněné a nezalesněné části povodí v zimním období; určit přesněji rozdílnost v celkovém množství vypadlých sněho-vých srážek, jejich rozložení po ploše, získat obraz o prostorovém a časovém rozdělení např. akumulovaného množství sněhu a jeho vodní hodnoty, postihnout dostatečně podrobně proces tání, výparu ze sněhu apod. na těchto plochách. Výsledkem těchto nejistot je, že v případech složitějších



získáváme jen nepřesný obraz o celkové bilanci a tak i o vlivu lesa na vodnost toků. I přes uvedené nejistoty můžeme uzavřít: Význam lesa spočívá v jeho vyrovnávacím efektu - tlumí extrémy, tj. snižuje kulminace a zpravidla zvyšuje průtoky v období nedostatku srážek. To je přirozeně z hlediska vodohospodářského využití toku významná skutečnost. Kromě této funkce lesa nesmíme zapomenout na jeho další funkce: je zdrojem kyslíku, reguluje mikroklima oblasti, je stabilizačním prvkem krajiny, má nedocenitelný význam rekreační, je i zdrojem potřebné dřevní hmoty. V současné době mimoprodukční funkce lesa se hodnotí nejvýše.

Jezera a bažiny se v našich podmínkách zpravidla vyznačují regulujícím účinkem na odtok, průtoky z nich vytékající mají stálejší charakter, menší variační rozpětí. Funkce jezer však závisí významně na klimatických podmínkách. V oblastech, kde srážkové výšky jsou v porovnání s velikostí možného výparu malé, jezera mohou režim průtoků řek z nich vytékajících naopak ještě zhoršovat. Za příznivých okolností mohou být kulminační průtoky snižovány i bažinami. Působení bažin je však složité, v některých situacích, např. v období sucha rašeliny samy vysychají a jako mořská houba vodu vážou a vůbec nevydávají. Může být tedy režim průtoků v úseku toku pod bažinami z hlediska rozdělení vodnosti zhoršen, nízké průtoky ještě více sníženy.

Uspořádání říční sítě, je zvláště významné při tvorbě povodní. Tam, kde říční síť má uspořádání vějířovité jsou postupové doby na přítocích zhruba stejné, takže se kulminační průtoky v místě soutoku střetávají. V místě soutoku a pod ním pak vznikají značně vysoké kulminace. Opačně je tomu u stromkovitého uspořádání říční sítě; zde se kulminační průtoky jednotlivých přítoků postupně vystřídají, takže režim kulminačních průtoků je příznivější. Významný je i směr pohybu dešťového centra. V případě jeho pohybu ve směru proudu mohou vznikat nebezpečné povodňové situace i u stromkovitého uspořádání. Přemístuje-li se těžiště deště od ústí k prameni, nebezpečí vzniku velkých povodní zpravidla tolik nehrozí.

Akumulační schopnost říční sítě: Akumulační prostory koryta, zvláště pak inundačních úseků působí v podstatě dvojím způsobem. Především tak, že voda po vybřežení zaplní terénní deprese inundačního území a pak již nemůže přispět svým objemem k tvorbě povodňové vlny. Kromě toho se mnohdy poměrně velký objem, v závislosti na okamžitých podmínkách, ztrácí infiltrací do zaplaveného území. Druhým významným účinkem je, že při vybřežení vody z koryta do inundačních prostorů se děje odtok s nepoměrně větším rozsahem rychlosti proudění, než tomu bylo při koncentrovaném průtoku v rozsahu hlavního koryta (malé rychlosti v inundaci, poměrně značné v korytě). Výsledným efektem obou účinků je prodlužování základny povodňové vlny, takže při nepřilíš výrazném příspěvku odtoku z mezipovodí pozorujeme směrem po toku snižování kulminačních průtoků (určitého hospodářského významu), pozorujeme tzv. transformaci povodňové vlny. Vrchol povodňové vlny se v toku pohybuje v závislosti na samotném vývoji odtoku z povodí a na geometrických a hydraulických charakteristikách koryta proměnlivou postupovou rychlostí, která je u velkých toků s poměrně pravidelným korytem o něco větší než průměrná (střední) rychlost průřezová. V případě existence rozsáhlých inundací tato rychlost může klesnout až na poloviční, dokonce třetinovou hodnotu (postupová doba se prodlouží dva až třikrát).

Ledovce a věčný sníh jsou významným zdrojem vodnosti vysokohorských toků. Režim toku je v úzké vazbě na časovém průběhu teplot vzduchu a na slunečním záření. Můžeme zde zřetelně vypořadovat roční, v některých případech zvláště u malých toků, i denní chod vodnosti. Tak např. Dunaj, jehož zdrojem vod-

nosti jsou ledovce, má maximum vodnosti v letních měsících - tj. v měsících, kdy na ostatních tocích klesají průtoky na minimum. Vysokohorské toky uvedeného typu jsou značně vyrovnané a mají vysoké specifické odtoky. Z tohoto důvodu jsou významným potenciálním zdrojem energie.

Činnost člověka se na hydrologickém režimu toků projevuje v posledních desetiletích stále výrazněji. Vzpomeňme některé z aktivit člověka, které jsou z uvedeného hlediska nejvýznamnější. Především sem patří výstavba přehrad, úpravy toků, výstavba husté silniční sítě, zábory půdy a následná výstavba na ní, urbanizace atd. V oblastech bohatých na surovinové zdroje různého druhu se provádí těžba - např. v severočeské uhelné pánvi těžba hnědého uhlí v povrchových dolech a jejich postup si vynucoval (hlavně v sedmdesátých a osmdesátých letech) snad nejradikálnější zákroky a změny. Šlo o výstavbu nových ochranných a zásobních nádrží, přeložky celého rozsáhlého systému toků, rušily se a znovu na jiných místech se budovaly nové železniční a silniční spoje, rušily se obce apod. To vše znamená radikální zásah so přírody a vyvolává změnu mnohého, včetně režimu povrchových i podzemních vod.

Z našeho území veškeré povrchové vody odtékají celkem do tří moří (prostřednictvím Visly a Odry část vod do moře Baltického, Labe odvádí vody do moře Severního a Dunaj pak do moře Černého). O našem území se mluví jako o střeše Evropy, voda vypadlá v podobě srážek od nás odtéká. Mělo by být proto naší snahou, tato množství akumulovat a při respektování požadavků na ekologii racionálně využít. Vzhledem k nerovnoměrnému rozdělení zdrojů vody, vlivem civilizačního procesu, růstu průmyslových center značně náročných na užitkovou i pitnou vodu, dochází stále častěji k tomu, že některé oblasti jsou schopny poskytnout svými zdroji méně vody, než je požadováno (nyní, příp. v budoucím výhledu); v takovém případě mluvíme o oblastech s pasivní bilancí vody. Situace se řeší i za cenu velkých investičních nákladů např. převodem vody z povodí (území) bilančně aktivního. Jako příklad může sloužit zásobení Prahy pitnou vodou ze Želivky.

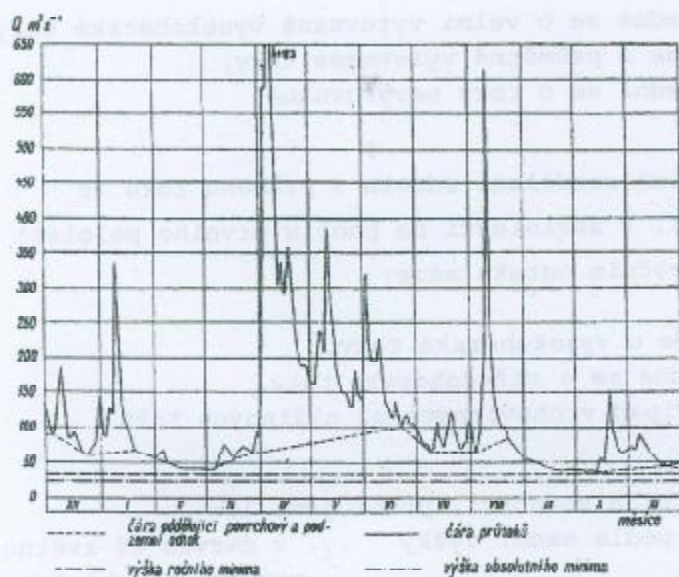
V rámci této kapitoly je třeba vzpomenout dnes rozsáhlou a intenzivní činnost v zemědělství. Sem patří odvodňování a závlahy, význam má intenzifikace zemědělské výroby, dosahovaná, kromě jiného používáním umělých hnojiv. Zvyšování hektarových výnosů má za následek, v porovnání s minulým obdobím, zvyšování potřeby vody na jednotku plochy. V minulosti provedené rozorání mezí, vznik velkých lánů, následné používání těžkých výkonných zemědělských strojů rovněž znamenalo nepříznivou změnu původního bilančního stavu území.

V posledních desetiletích se na mnoha místech světa, v oblastech koncentrovaného průmyslu, pozoruje poškozování vegetace (např. lesů, zvláště jehlíčnatých) vyvolané působením škodlivin, obsažených v ovzduší. Tyto změny na vegetaci, mnohdy rozsáhlých komplexů, automaticky s sebou nesou následnou, v podstatě ve všech směrech nepříznivou změnu hydrologického režimu uvedených oblastí. Tak se např. v takto postižených odlesněných oblastech očekává zvýšení četnosti a velikosti kulminačních průtoků určitého významu. Prakticky to znamená, že je třeba posoudit stávající vodohospodářské objekty, např. přelivy hrází, ale i mostní profily, propustky apod., zda budou z hydraulického hlediska schopny bezpečně provést zvýšené průtoky. V opačném případě by se musely vybudovat nové.

Z uvedené skutečnosti vyplývá i složitá problematika, kterou se současná hydrologie musí zabývat. Vzhledem ke stále probíhajícím změnám je třeba pozorované průtoky, i když měřeny správně, očišťovat, tj. převádět na průtoky neovlivněné a tak zachovávat homogenitu celé pozorované řady. Na druhé straně je nutné veškeré změny v hydrologickém cyklu respektovat a pro budoucno umět

správně odhadnout. Tyto očekávané hodnoty (např. budoucí 100-leté kulminační průtoky) pak slouží pro projekci zamýšlených vodohospodářských děl.

Podíl podzemních vod na vodnosti toku je jednou z důležitých charakteristik hydrologického režimu toku. Čím bude podíl podzemních vod na celkové vodnosti větší, tím bude zpravidla tok vyrovnanější a stabilita vodnosti v období sucha výraznější. Podíl podzemních vod se zjišťuje z čáry průtoků za dlouhou řadu let  $Q=f(t)$ , tzv. separací podzemního odtoku. Metod separace je, v závislosti na záměru zpracování, více. Pro naše toky a právě uvedený účel vyhovuje způsob naznačený na obr.4.144. Spočívá v tom, že se v čáře  $Q=f(t)$  spojují čarou (úsečkami) body příslušející déletrvajícím obdobím nízkých průtoků. Správnost výsledku je podmíněna vystižením počátku období nízkých průtoků, kdy lze důvodně předpokládat, že průtok v profilu toku je převážně tvořen ze zásob podzemních vod. Konec déle trvajícího období minimálních průtoků se dá určit jednoznačněji - odpovídá místu náhlého stoupnutí čáry průtoků. Metoda je ovlivnitelná subjektivním názorem zpracovatele, nicméně platí, že zkušenosti hydrologové se při separaci a určení podílu podzemních vod na celkové vodnosti toku nedopustí velké chyby. Připomeňme, že zjištěný objem podzemního odtoku odpovídá příspěvku celého povodí nad uzávěrovým profilem.



Obr.4.144. Určení procentuálního podílu podzemního odtoku na celkové vodnosti toku naznačenou separací

Separace podzemních vod je v hydrologii významnou úlohou, zvláště v problematice hydrometeorologických předpovědí, při konstrukcích povodňových vln metodou jednotkového hydrogramu apod. Proto se zkoumají možnosti pokud možno přesného, objektivního způsobu separace povrchového a podzemního odtoku. Nabízejí se způsoby, jejichž podstata je založena na zjišťování rozdílných kvalitativních vlastností těchto druhů vod. Např. voda podzemní, jež vsákla do půdy a gravitačními silami se mnohdy po velmi dlouhé době dostává do zvodněných

horizontů (tzv. zvodni) a nakonec do toku infiltrací do dna a břehů, jistě obsahuje větší množství rozpuštěných minerálních látek (je tvrdší) než voda povrchová, která je v podstatě vodou dešťovou. Obdobně by se dala využít pro tento účel rozdílnost v obsahu radioaktivních látek. Povrchová voda, jež před dopadnutím na zem v podobě deště "pročistila" atmosféru obsahuje více radioaktivních látek než zpravidla voda podzemní. Přístrojové určování separace na základě rozdílu tvrdosti není zatím zcela spolehlivé, využití rozdílnosti v radioaktivitě bude možné po dalším zdokonalení přístrojů.

Klasifikace vodního režimu řek může být prováděna podle různých kritérií. Kritériem mohou být např. geomorfologické a hydrologické vlastnosti toků a povodí, množství a časový průběh plavenin a splavenin, teplotní charakteristiky, chemické znečištění apod. Jedním z rozhodujících znaků vodního

režimu, podle kterého se často toky klasifikují, je zdroj vodnosti a jeho časové rozdělení v průběhu průměrného roku.

Klima se dá definovat jako dlouhodobý režim počasí - je pro danou oblast charakteristické chodem teplot vzduchu, slunečního záření, srážek, výparu atd. a je rok od roku až na určité výkyvy pro dané místo v podstatě stálé. Pakliže jsme řekli, že tok je produktem klimatu, nepřekvapí, když po rozboru průtokových čar  $Q=f(t)$  toků určité oblasti za delší dobu většího počtu let zjistíme, že mají podobné typické rysy. Tak bychom např. vypožorovali, že průtoky v podzimním a zimním období jsou zpravidla nižší, na jaře vlivem tání sněhu naopak vodnost vzrůstá apod. Podobný průběh obecných hydrogramů průtoků, příp. vodních stavů ve dvou profilech různých toků svědčí o podobnosti jejich režimu.

#### Způsoby klasifikace toků podle rozdělení vodnosti

a) metoda je založena na statistickém zpracování středních ročních průtoků  $Q_R$ . Sestrojíme teoretickou čáru překročení vhodného zákona rozdělení, určíme hodnotu  $Q_{R,1\%}$  a  $Q_{R,99\%}$  a počítáme poměr:

$$K_r = \frac{Q_{r,1\%}}{Q_{r,99\%}} \quad (4.234)$$

Je-li  $K_r = 1,5-3,0$  jedná se o velmi vyrovnané vysokohorské toky,  
 $K_r = 3,0-6,0$  jde o průměrně vyrovnané toky,  
 $K_r = 6$  a více, jedná se o toky nevyrovnané

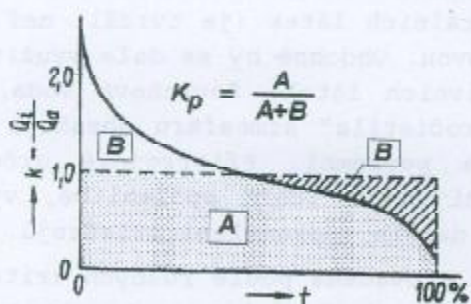
b) Toto kritérium si všímá rozdělení odtoku v průběhu roku (z dlouhodobého pohledu). V závislosti na podílu prvního pololetí za měsíce XII-V na celoročním odtoku máme:

$O_{XII-V} < 50\% O_a$  jde o vysokohorské toky,  
 $O_{XII-V} = 50\% O_a$  jedná se o středohorské toky,  
 $O_{XII-V} > 50\% O_a$  případ vrchovinných až nížinných toků

Pokud jde o maxima měsíčních vodností, pozorujeme je:

v oblasti vysokohorské, podle nadm. výšky ... v červnu až květnu,  
ve středohorské oblasti ... maximum přechází z května na duben, příp. na březen,  
v oblasti nížinné ... skoro výhradně v březnu

Nejméně vodným měsícem ve vysokohorské oblasti je zpravidla únor, v oblasti vrchovinné a nížinné minima měsíční vodnosti pozorujeme na konci léta



Obr.4.145. Stupeň vyrovnanosti vodnosti toku

a na podzim. Poměrně vysoké srážkové výšky v letním období se neuplatňují pro vyšší ztráty výparem a evapotranspirací (vyšší průměrné teploty vzduchu a vrchol vzrůstu vegetace). Větší toky o značné délce, protékající postupně vysokohorskou oblastí až po nížinnou, si při přechodu z jedné do druhé ponechávají charakter předešlé; tak tomu je např. u Dunaje, který si ještě v uherské nížině ponechává rysy vysokohorského toku.

c) názor o vyrovnanosti vodnosti toku nejjednodušeji získáme tak, že sestrojíme průměrnou čáru překročení průměrných denních průtoků a zplanimetrováním zjistíme plochu, odpovídající průtokům menším dlouhodobého průměru a určíme poměr:

$$K_p = \frac{A}{A+B} \quad (4.235)$$

kde A, B jsou plochy podle obr. 4.145. Ty představují v určitém měřítku objemy vody proteklé profilem v průměrném roce.

#### 4.5.3.6. Bilance oběhu vody v přírodě

Dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  je aritmetickým průměrem středních ročních průtoků  $Q_x$  za celé dlouhé období pozorování. Pokud existují z nějakých důvodů mezery v pozorování, využíváme např. korelačního počtu a chybějící data musíme doplnit. Hodnota  $Q_a$  je základní charakteristikou, poskytující nejvšeobecnější názor o odtokových poměrech toku v daném profilu a době sloužící jako základ pro odvození dalších důležitých dat a informací. Takovou další informací je např. rozdělení středních ročních průtoků, dané čarou překročení.

Nehledě na poměrně hustou síť vodočetných stanic na našem území, musíme často určovat hodnoty  $Q_a$  pro profily, kde stanice instalována nebyla a kde tudíž pozorování průtoků k dispozici nemáme. V tomto případě využíváme znalostí o zákonitostech oběhu vody v přírodě a používáme nepřímé způsoby určení hodnoty  $Q_a$ . Vycházíme z činitelů, kteří odtok formují, jako jsou činitelé fyzikálně geografické, dále určujeme uvedenou hodnotu z klimatických činitelů o kterých víme, že jejich změna v dané oblasti je velmi poznenáhlá, takže přibližný názor o odtokových poměrech v požadovaném místě lze získat jejich interpolací.

Střední roční průtoky lze považovat za více-méně náhodné veličiny z toho důvodu, že jedna hodnota neovlivňuje druhou. Jinými slovy např. nemůžeme s dostatečnou přesností určit z hodnoty průměrného průtoky, třeba letošního roku, hodnotu, kterou získáme vyhodnocením v příštím, budoucím roce. Přesto lze pozorovat, že roky podobného charakteru (suché, vodné) v duchu zákona zachování anomálií mají tendenci vytvářet skupiny. To přeci jenom svědčí o tom, že působení rozhodujícího faktoru - sluneční činnosti není zcela zkresleno působením velkého počtu dalších činitelů podružnějšího významu.

Dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$ , vypočítaný z poměrně krátké řady pozorování, kterou máme k dispozici a která je z pohledu statistiky výběrem ze základního souboru, může dát dosti odchylnou hodnotu od správné. Počet let, potřebný pro výpočet dostatečně přesné hodnoty, závisí na požadované přesnosti, jednak na odchylkách ročních hodnot vzhledem k průměru (neboli na součiniteli variace  $C_v$ ). Chyba  $\sigma_{\bar{x}}$  aritmetického průměru řady o počtu N let (prvků) a součiniteli variace  $C_v$  je dána výrazem:

$$\sigma_{\bar{x}} = \frac{100 \cdot C_v}{\sqrt{N}} \quad (\%) \quad (4.236)$$

Z uvedeného vzorce lze naopak určit potřebný počet let pozorování N, požadujeme-li hodnotu aritmetického průměru žádané přesnosti při daném  $C_v$ . Rov. 4.236 vyjadřuje, že k odvození dlouhodobého průměrného ročního průtoky určité přesnosti potřebujeme na rozkolísanějším toku delší řadu pozorování, než u toku s menší rozkolísaností průtoků. Pakliže tuto řadu nemáme, krát-

kou řadu pozorování prodloužíme např. korelačním počtem (za předpokladu, že naše krátká řada má alespoň deset let pozorování). Ze zjištěného vztahu a z výsledků dlouhodobého pozorování ve stanici jedné, lze určit hledané hodnoty pro stanici druhou.

V případě že nemáme na uvažovaném toku ani v zájmovém profilu žádné pozorování, používáme analogii. Vybereme si jako vzor stanici na toku podobného režimu: máme-li např. povodí A, ve kterém známe dlouhodobý průměr  $Q_a^A$  a lze-li toto povodí A považovat za analog pro povodí X (např. X je přítok toku, který má stejné zeměpisné a fyzikální charakteristiky), vycházíme z předpokladu, že dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  bude hlavní měrou závislý na dlouhodobé průměrné výšce srážek. Potom koeficient pro přepočítání je dán podle:

$$k = \frac{H_s^x - H_v^A}{H_s^A - H_v^A} \quad (4.237)$$

kde  $H_s^x$  - dlouhodobá průměrná roční výška srážek na povodí X, v jehož uzávěrovém profilu nemáme pozorování průtoků,

$H_s^A$  - dlouhodobá průměrná roční výška srážek na analogickém povodí A, v jehož uzávěrovém profilu máme dlouhou řadu let pozorování průtoků (známe tudíž  $Q_a^A$ ),

$H_v^A$  - dlouhodobá průměrná hodnota roční výšky výparu na povodí A; získáme ji z bilanční rovnice  $H_v^A = H_s^A - H_o^A$ , kde  $H_o^A$  je dlouhodobá průměrná roční výška odtoku v uzávěrovém profilu

povodí analogu A, daná výrazem:  $H_o^A = a \cdot \frac{Q_a \cdot T}{F}$ ; T - počet sekund v průměrném roce, F - plocha povodí, a - přepočítací koeficient, závislý na použitých jednotkách.

Hledaná dlouhodobá průměrná výška odtoku na povodí X je pak dána výrazem:

$$H_o^x = k \cdot H_o^A \quad (4.238)$$

Z hodnoty  $H_o^x$  lze již snadno určit hledanou hodnotu  $Q_a^x$ .

Dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  můžeme také určovat přímo z bilanční rovnice oběhu vody v povodí. Již víme, že voda spadlá v podobě srážek na povodí, z části odtéká po povrchu, z části se vypaří a část vsákne pod povrch zemský a tak zvětšuje zásoby vod půdních a podzemních. Podle toho, zda hydrologická rozvodnice souhlasí s orografickou, může se voda srážková účinkem gravitačních sil dostat podzemními cestami do toku téhož povodí, nebo její určitá část do toku sousedního. Napišme si bilanční rovnici pro nějaké povodí a pro uzavřený časový úsek např. jednoho hydrologického roku:

$$H_s = H_o + H_v \pm H_r \pm H_u \quad (4.239)$$

kde  $H_s$  - roční výška srážek (mm),

$H_o$  - roční výška odtoku (mm),

$H_v$  - roční výška výparu (mm),

$H_r$  - roční výška odpovídající změně zásob vody v povodí na začátku a na konci uvažovaného hydrologického roku (např. změna množství vody podzemní, vody akumulované ve sněhové pokrývce, v nádržích, rybnících, v půdě apod.),

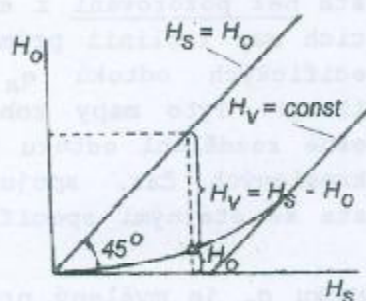
$H_u$  - výška odpovídající úbytku nebo přírůstku vody výměnou se sousedním povodím

Z bilanční rovnice umíme určit měřením jenom dvě hodnoty, srážkovou výšku a odtokovou výšku na povodí, určenou z měřených průtoků v profilu uzavírajícím dané povodí. Hodnotu výparu na povodí a dalších členů  $H_r$ ,  $H_u$  je nemožné určit měřením. Jestliže ale zavedeme určité předpoklady, budeme schopni určit i hodnotu požadované výšky výparu na povodí: rozšíříme-li uvažované období jednoho hydrologického roku na dlouhou řadu těchto let, jež jsou samy o sobě víceméně uzavřenými celky z hlediska oběhu vody (začátek a konec hydrologického roku je volen tak, aby srážky v něm na povodí vypadly i ve skupenství pevném, také z něho otekly), potom členy  $H_r$ ,  $H_u$  budou znamenat rozdíly v objemech příslušejících začátku a konci dlouhé řady hydrologických let, takže lze oprávněně pokládat tyto členy za nepatrné - proto je možné je zanedbat. Potom rovnice, platná pro toto dlouhé období se zjednoduší a přejde na tvar:

$$H_o = H_e + H_v \quad (4.240)$$

Z této rovnice již lze zjistit ze dvou známých hodnot třetí, neznámou.

Jednotlivé dlouhodobé hodnoty, vystupující v bilanční rovnici, se navzájem ovlivňují. Aby např. mohl nastat výpar z povodí, je nutná existence vláhy v půdě - ta je podmíněna zase srážkami. Výpar se mění tak, že nízké srážkové úhrny se cele vypaří a naopak při srážkách větších než určitá mez (daná klimatem) se hodnota výparu již nezvyšuje. Uvedená horní mez výparu je



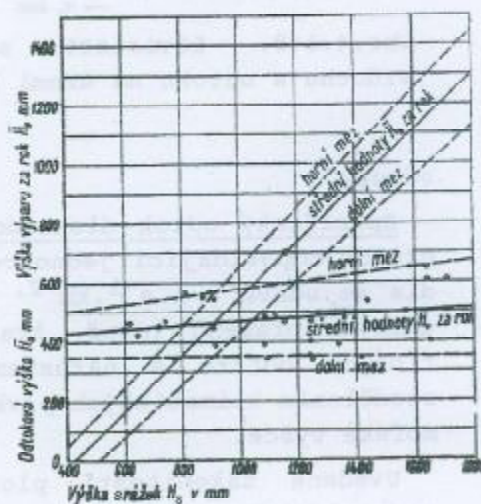
Obr.4.146. Vztah mezi odtokem, srážkami a klimatickým výparem

vykreslená přímka, skloněná pod úhlem  $45^\circ$ , procházející počátkem, vyjadřuje případ, kdy není výpar a tedy odtok se rovná vypadlému množství srážek. Skutečnost je vyjádřena křivkou, postupně přecházející v přímku, označenou  $H_v = \text{const}$ .

Bilanční člen  $H_v$  v rov.4.240, platné pro dlouhé období, je výškou výparu z povodí (tzv. klimatický výpar). Má charakter klimatických činitelů, kteří se mění se změnou místa jenom mírně a spojitě. Proto lze klimatický výpar, jeho plošné rozdělení, zobrazit mapou izolinií. Poněvadž klimatický výpar je ovlivňován teplotou vzduchu pro povodí dané oblasti, H.Keller odvodil vztah ročních srážkových, odtokových a výparových výšek pro střední Evropu a to pro průměrné roční teploty vzduchu  $24^\circ\text{C}$ ,  $9,7^\circ\text{C}$  a  $1,6^\circ\text{C}$ . Horní mez odtokové výšky, platná pro propustná povodí s malým výparem je dána výrazem:

dána klimatickými faktory jako je teplota, vzduchu, relativní vlhkost vzduchu atd. Vidíme

tedy, že v dané oblasti se hodnoty úhrnného výparu pohybují v užších mezích než výšky srážek - to je patrné z obr.4.146. V něm



Obr.4.147. Vztah ročních výšek srážek, odtoku a klimatického výparu ve střední Evropě podle H.Kellera

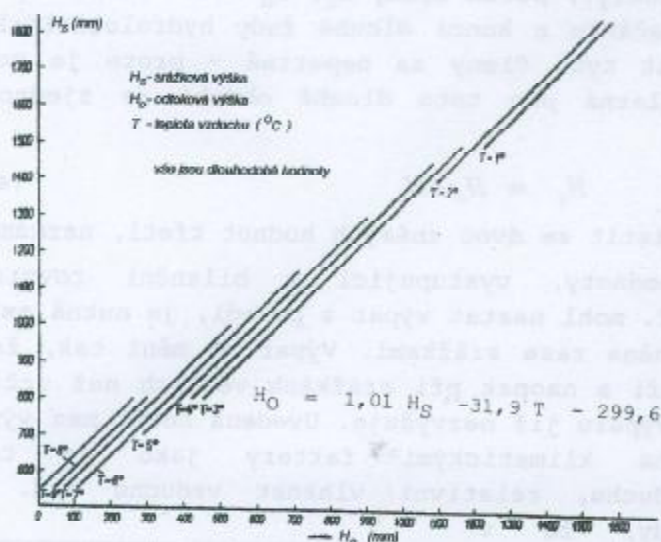
$$H_o^a = H_s^a - 350 \text{ (mm)} \quad (4.241)$$

střední hodnoty:

$$H_o^a = 0,942 H_s^a - 405 \text{ (mm)} \quad (4.242)$$

dolní mez, platná pro povodí nepropustná s vysokou hodnotou výparu:

$$H_o^a = 0,884 H_s^a - 460 \text{ (mm)} \quad (4.243)$$



Obr.4.148. Závislost srážek, teploty vzduchu a odtoku na území bývalé ČSFR

odtoky.

Specifický odtok dlouhodobého průměrného průtoku  $q_a$  je myšlený průměrný průtok odpovídající jednotce plochy povodí. Vypočítá se jako  $Q_a/F$  a zpravidla se udává v  $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ . Až na zvláštní případy výskytu i mimořádně vydatných pramenů (např. krasových), lze pozorovat všeobecný pokles specifických odtoků s nárůstem plochy povodí, což je dobře vysvětlitelné rozdělením klimatických prvků (srážky, teplota vzduchu) v závislosti na nadmožské výšce.

Uvedené zákonitosti plošné změny specifických odtoků využíváme při sestavování map izolinií  $q_a$ . V podstatě postupujeme tak, že hodnoty  $Q_a$  v jednotlivých vodoměrných profilech vztáhneme k jednomu a témuž období, vypočítáme jim odpovídající průměrné specifické odtoky  $q_a$  o kterých předpokládáme, že jsou a) rovnoměrně rozděleny po celém příslušném povodí, a b) nezávislé na velikosti plochy povodí. Hodnoty  $q_a$  přisuzujeme těžištěm příslušných povodí. Přesnost takto sestavené mapy izolinií závisí jednak na hustotě sítě stanic ve kterých byla vykonána vodoměrná pozorování, jednak na spolehlivosti materiálů, získaných z těchto stanic pozorování. V oblastech horních částí toků, kde zpravidla nemáme pozorování, používáme při sestavování té skutečnosti, že klimatický výpar se v typických oblastech pohybuje zpravidla kolem určité hodnoty, odpovídající podmínkám, platným v tomto místě. Poněvadž známe z mapy izohyet rozdělení dlouhodobého srážkového úhrnu v této oblasti, můžeme z bilanční rovnice porovnáním bilančních prvků určit místo, pro které platí stejná bilanční rovnice jako pro celé povodí.

Z těchto rovnic bylo možno dříve orientačně vypočítat hodnotu dlouhodobého průměrného ročního průtoku  $Q_a$ . Dnes používáme přesnějších způsobů, odvozených pro naše povodí. Např. obr.4.148 umožňuje získat hodnoty odtokové výšky na základě známé výšky srážek a dlouhodobé teploty vzduchu s průměrnou chybou okolo 14%.

Dlouhodobý průměrný průtok můžeme přibližně odvodit i pro místa bez pozorování z existujících map izolinií průměrných specifických odtoků  $q_a$  (viz přílohy). Tyto mapy zobrazují plošné rozdělení odtoku pomocí vykreslených čar, spojujících místa se stejnými specifickými



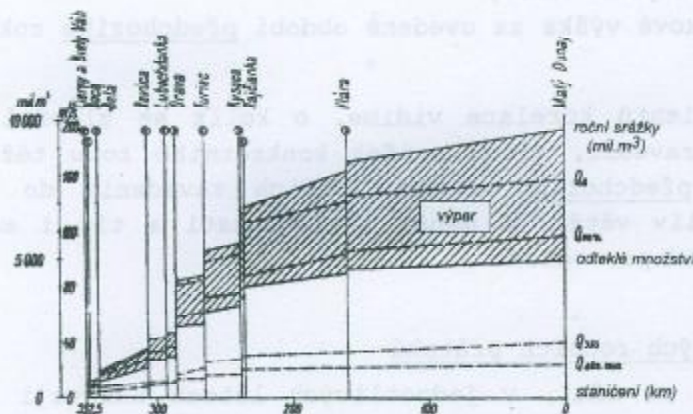
Správnost takto získané mapy izolinií ověříme tak, že zvolíme určitý vodoměrný profil, ve kterém máme pozorování a známe tedy hodnotu dlouhodobého  $Q_a$ , zplanimetrujeme plochy, ležící mezi izoliniemi  $q_a$  a vypočítáme průměrný specifický odtok podle výrazu:

$$q_a = \frac{\sum q_i f_i}{\sum f_i} \quad (4.244)$$

kde  $f_i$  - dílčí plochy povodí, uzavřené mezi izoliniemi  $q_a$  a rozvodnicí,  
 $q_i$  - průměrná hodnota specifického odtoku, přisouzená dílčí ploše (je aritmetickým průměrem hodnot specifických odtoků, daných sousedními izoliniemi)

Z takto získané mapy určíme tedy specifický odtok  $q_a$  z malého povodí (kde nemáme pozorování průtoků) tak, že najdeme těžiště plochy povodí a izolinie jím procházející (zpravidla získaná interpolací) dává pravděpodobnou hodnotu hledaného specifika  $q_a$ . Jestliže větší povodí protíná více izolinií, výpočet specifického odtoku určíme buď podle r.4.244. nebo použijeme grafickopočetní způsob, jenž je obdobou zjištění průměrné srážkové výšky na povodí hietografickou křivkou. Nakonec v obou popsanych případech vypočteme  $Q_a = q_a \cdot F$  a vztáhneme k uzávěrovému profilu uvažovaného povodí.

Používáme-li mapu  $q_a$ , nesmíme zapomenat, jak byla odvozena. Tato mapa s vykreslenými izoliniemi postihuje spíše rozložení specifických odtoků na povodích větších. Výsledek získaný z uvedené mapy pro povodí malá je správnější redukovat o 10-20%. Přirozeně, že tato úprava nemusí vyhovovat v místech anomálií, např. na povodí s výskytem krasových jevů. V těchto případech se doporučuje výpočty založit alespoň na krátké řadě pozorování.



Obr.4.149. Podélný profil dlouhodobých hodnot bilančních prvků

Pokud hledáme dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  v profilu toku, na kterém uvedené hodnoty známe v profilech, situovaných nad a pod tímto místem, použijeme snad nejspolehlivější způsob - vykreslíme tzv. podélný profil hydrologických charakteristik vystupujících v bilanční zjednodušené rovnici a z grafu odečteme (viz obr.4.149).

#### 4.5.3.7. Průměrné průtoky, jejich variabilita

Vztah průměrných ročních průtoků a srážek: Průměrný roční průtok je dán např. jako podíl celkového proteklého množství vody za rok a počtu sekund, obsažených v tomto roce. Nejčastěji ho vypočítáme jako aritmetický průměr

všech průměrných denních průtoků, nebo jako vážený průměr průměrných měsíčních průtoků (vždy příslušného roku).

Průměrné průtoky kolísají v jednotlivých letech v dosti značném rozpětí kolem dlouhodobého průměrného průtoků. V předchozí kapitole jsme uvedli, že mezi dlouhodobým ročním průtokem a dlouhodobým průměrem srážek a teplot existuje určitá závislost. Obdobně i u průměrných ročních průtoků můžeme pozorovat existenci jistého vztahu, ten však je v tomto případě složitější a volnější. I v tomto případě můžeme, tak jako u dlouhodobého průtoků, vycházet z bilanční rovnice a určit vztahy mezi jejími členy. Závislost ročního úhrnu srážek a odtoků je poměrně těsná, vyjádřená součinitelem korelace  $r$ , jenž často leží v mezích 0,8-0,9. Použitím tohoto vztahu, platného pro určité povodí pro které byl odvozen, popř. pro povodí analogické, můžeme vypočítat s dostatečnou přesností z řady pozorovaných srážkových výšek chybějící hodnoty průměrných ročních průtoků. Tak lze doplnit chybějící údaje o ročních odtocích v uvažovaném profilu, kde chceme období pozorování předložit např. v rámci územního zpracování hydrologických údajů, na jednotné, společné období. Pravděpodobné chyby výsledku se pohybují v mezích 10-15%. Chybu můžeme zmenšit tak, že při odvození vztahu uvažujeme i vliv vlhkého předcházejícího období na odtok. Období se zjišťuje zkusmo. Takto postupoval E.Šimo - odvodil vztah ročních srážkových a odtokových výšek pro slovenská povodí. Pro ilustraci uvedme rovnici základní pro profil Nitra Nové Zámky, kterou lze určit, jsou-li známy hodnoty  $H_s$ , hledané veličiny odtoku  $H_o$ :

$$H_o = 0,42.H_s - 115, \text{ součinitel korelace } r=0,81$$

druhou rovnicí bylo pro tentýž profil dosaženo lepšího výsledku zavedením srážek předchozího období:

$$H_o = 0,41.H_s + 1,94.H_s^{(IX+XI)^{-1}} - 167, \text{ součinitel korelace } r=0,97$$

kde  $H_o$  - roční odtoková výška (mm),

$H_s$  - roční srážková výška (mm),

$H_s^{(IX+XI)^{-1}}$  - srážková výška za uvedené období předchozího roku (mm)

Porovnáním obou koeficientů korelace vidíme, o kolik se zlepšil vztah, pakliže jsme do rovnice zavedli, kromě srážek konkrétního roku též srážky určitého, rozhodujícího předchozího období. Jejich zavedením do výpočtu postihujeme v podstatě vliv větší či menší zavlaženosti a tím i menší či větší ztráty srážkových vod pro odtok.

#### Čára překročení průměrných ročních průtoků

Průměrné roční průtoky se mění, v jednotlivých letech nabývají různých hodnot; některé roky patří mezi extrémně vodné, jiné jsou hluboko pod dlouhodobým průměrem. I zde nejobektivnější způsob hodnocení vodnosti jednotlivých let je založen na použití matematické statistiky a počtu pravděpodobnosti. Vodnosti jednotlivých let (hodnoty jednotlivých  $Q_T$ ) hodnotíme buď pravděpodobností překročení nebo její reciproční hodnotou, tzv. průměrnou dobou opakování. Pod průměrnou dobou opakování rozumíme dobu (vyjádřenou v letech), ve které je hodnota hydrologického prvku (zde průměrného ročního průtoků) v dlouhodobém průměru dosažena, příp. překročena jednou. Podstata zpracování opět spočívá v určení empirické čáry překročení, dále teoretické křivky překročení, jež nám umožňuje určit význam i velmi extrémních hodnot. Pro rozdělení hodnot  $Q_T$  u nás zpravidla vyhovuje zákon

Pearson III. Tab.4.16. umožňuje hodnotit význam středních ročních průtoků určitého procenta překročení i slovně.

#### 4.5.3.8. Rozdělení odtoku v průběhu roku

Příspěvek jednotlivých měsíců k celoroční vodnosti se nejčastěji vyjadřuje v procentech. Výpočet rozdělení odtoku během roku je důležitý v mnoha studiích. U nás je rozdělení vodnosti během různých let různé, nicméně lze i zde vypořádat určitou tendenci. Větší shodu v rozdělení lze pozorovat u let stejného významu - u let vlhkých, průměrných, suchých.

Tab.4.16. Hodnocení významnosti vodnosti let

P%	slovní označení	P%	slovní označení
56-66,6	suchý	34-45	vodný
67-80	značně suchý	21-33	značně vodný
81-90	velmi suchý	11-20	velmi vodný
91-100	mimořádně suchý	0-10	mimořádně vodný
<b>P% = 46-55% rok středně vodný</b>			

Při výpočtu rozdělení odtoku během roku bychom měli brát v úvahu cíl, kterému zjištění o rozdělení vodnosti během roku bude sloužit (závlahy, využití vodní energie apod.). V praxi je úloha často zadána tak, že hledáme rozdělení vodnosti během roku pro rok určitého významu, určité pravděpodobnosti překročení. Rozdělení roční vodnosti na jednotlivé měsíce určitého roku bývá značně odchylné od rozdělení v tzv. průměrném roce - v něm vodnost jednotlivých měsíců je rovna aritmetickým průměrům vodnosti těchto měsíců. Lze si představit, že stejná vodnost může být dosažena různým rozdělením vodnosti v průběhu roku, který zkoumáme. Tak např. průměrný roční průtok o hodnotě dlouhodobého průměru může být výsledkem průměrných vodností jednotlivých ročních období, ale může také vzniknout kombinací extrémně vlhkého jara, za kterým následuje extrémně suché léto s podzimem. Samozřejmě, že takovýto rok bychom za průměrný nepovažovali.

Pokud máme pozorování průtoků k dispozici, úlohu můžeme řešit např. takto: v řadě průměrných ročních průtoků najdeme takový, který odpovídá (je blízký) velikosti průměrného ročního průtoků s požadovaným procentem překročení (toto  $Q_{r,p\%}$  odečteme z teoretické čáry překročení). Zpravidla zjistíme (není tomu však vždy), že i odtoky v jednotlivých částech roku (např. první a druhé pololetí, nebo jednotlivá roční období apod.), jsou překračovány se stejnou, nebo blízkou pravděpodobností jako vodnost celého roku. V tomto případě lze považovat tento rok za typický a bude nám sloužit jako vzor pro další úvahy.

Může se stát, že v zájmovém profilu nemáme pozorování, přesto chceme řešit tutéž úlohu - nalézt typické rozdělení vodnosti v průběhu roku pro rok určité pravděpodobnosti překročení. Použijeme analogie: Již vysvětleným způsobem určíme nepřímo dlouhodobou hodnotu  $Q_a$ , po zjištění  $C_v$  (rovněž nepřímo způsobem z map isolinií součinitele variace  $C_v$ ) zjistíme čáru překročení hodnot  $Q_{ri}$  a z ní průměrný roční průtok požadovaného významu  $Q_{r,p\%}$ . Vlastní rozdělení se určí podle stanice analogonu - v soulase s rozdělením roku, jenž má stejnou významnost, kterou požadujeme. V tomto případě je třeba zvláště dbát na správnost výběru analogického toku. Má mít stejné nebo

blízké hodnoty dlouhodobých srážek, specifického odtoku  $q_a$ , evapotranspirace apod. Povodí musí být přibližně stejně veliké a morfologicky podobné. Nejlepší je, když analog se nalézá nedaleko našeho zájmového povodí.

Máme-li k dispozici alespoň krátkou řadu souběžných pozorování v zájmovém profilu a profilu analogického toku, snažíme se vyjít z korelačních závislostí mezi průměrnými měsíčními odtoky. Vztah je spolehlivý jen tenkrát, zahrnuje-li společné období pozorování všechny druhy period - suchou, průměrnou i vlhkou.

V dalším si povšimněme rozdělení vodnosti v průměrném roce a určitých skutečnostech, které s tím souvisejí. Pod rozdělením vodnosti v průměrném roce rozumíme rozdělení vodnosti v jednotlivých měsících, rovné aritmetickému průměru vodností všech lednů, únorů... atd. Roční průměrné průtoky kolísají, mění se v určitých mezích. Vodnosti měsíců jsou proměnlivější, neboť jsou příliš krátkou časovou jednotkou, která z bilančního hlediska není uzavřená. Pro každý konkrétní měsíc platí rozšířená rovnice:

$$H_s = H_o^m + H_v^m \pm H_r^m + H_w^m \quad (4.245)$$

kde jednotlivé výšky již byly dříve vysvětleny; nyní se ale prvky vztahují k období jednoho konkrétního měsíce. Pakliže si pro dlouhou řadu let napíšeme pro samostatné měsíce (ledny, pak únory atd.) uvedenou rovnici, budeme jich mít tolik, kolik je k dispozici let. Jestliže jednotlivé bilanční prvky (např. všechny  $H_s$ , které jednotlivě příslušely lednům všech let) sečteme a podělíme počtem let, dostaneme průměrné hodnoty (např. srážkových výšek v měsíci lednu, podobně další prvky). Nyní můžeme napsat rovnici, vyjadřující bilanci pro libovolný měsíc (třeba leden) průměrného roku:

$$\bar{H}_s^m = \bar{H}_o^m + \bar{H}_v^m \pm (\bar{H}_r^m - \bar{H}_w^m) \quad (4.246)$$

kde  $\bar{H}_s^m, \bar{H}_o^m, \bar{H}_v^m$  - dlouhodobé průměrné výšky srážek, odtoku a výparu konkrétního měsíce,

$\bar{H}_w^m$  - průměrný přírůstek nebo úbytek vody výměnou mezi povodími v uvažovaném měsíci,

$\bar{H}_r^m$  - průměrná změna zásob vody v povodí na začátku a na konci konkrétního měsíce

Výraz v závorkách značí (podle toho, který člen převládá), zvětšení nebo zmenšení zásob vody v povodí v uvažovaném měsíci. Uvedenou bilanční rovnici bychom mohli napsat pro všechny ostatní měsíce v roce. Sečtením musíme dostat výraz totožný s bilanční rovnicí, platnou pro dlouhé období:

$$H_s = H_o + H_v \quad (4.247)$$

což je možné jenom tak, že součet výrazů v závorce bude roven nule:

$$\sum_1^{12} (\bar{H}_r^m - \bar{H}_w^m) = 0 \quad (4.248)$$

Těto podmínce musí vyhovovat rozdělení průměrného ročního klimatického výparu v průběhu roku. Vzhledem k tomu, že existuje poměrně dobrá závislost mezi výparem a sytostním doplňkem (součinitel korelace  $r=0,9$ ), lze např. podle výhodného způsobu P.S.Kuzina tento klimatický výpar rozdělit na jednotlivé měsíce průměrného roku. Jak uvidíme, umožňuje to získat představu o dalších bilančních prvcích, jež v bilanci vystupují: Nejdříve je třeba určit pro jednotlivé měsíce průměrnou hodnotu sytostního doplňku  $d_1, d_2, \dots, d_{12}$ . Poté se vypočte:

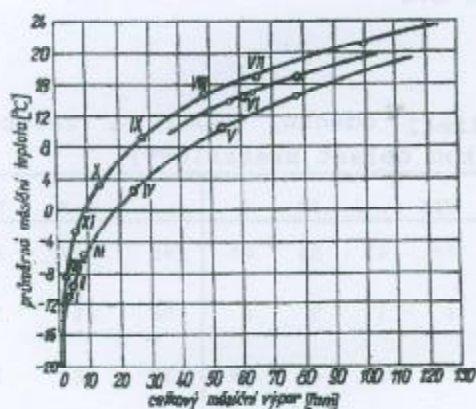
$$k = \frac{\bar{H}_v}{d_1 + d_2 + \dots + d_{12}} \quad (4.249)$$

Hodnota  $k$  vyjadřuje část průměrné dlouhodobé výšky klimatického výparu, která připadá na jednotku sytostního doplňku. Poněvadž se vychází z toho, že rozdíl mezi dlouhodobou hodnotou výšky srážek a odtoku je klimatický výpar (na uzavřeném povodí), který se do jednotlivých měsíců rozdělí úměrně s rozhodujícím klimatickým prvkem - sytostním doplňkem, stačí nyní, abychom určili podíly ročního klimatického výparu na jednotlivé měsíce roku. Podle Kuzina pro oblast Volhy vychází  $k = 13,9$ , takže měsíční výpar pro  $i$ -tý měsíc je roven:

$$\bar{H}_{vi}^m = 13,9 d_i \quad (4.250)$$

a úhrnný výpar z povodí za jeden den  $i$ -tého měsíce (např. pro duben,  $i=4$ ):

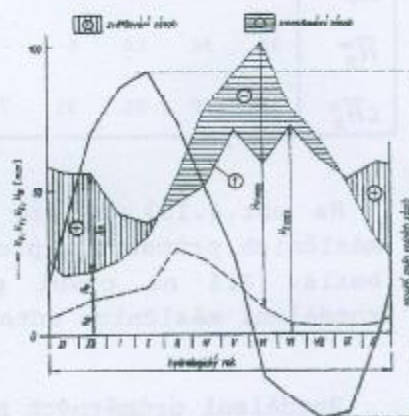
$$\bar{H}_{v4}^d = \frac{13,9}{30} d_4 = 0,46 d_4 \quad (4.251)$$



Obr.4.150. Graf P.S.Kuzina

Pakliže jsme mohli naznačeným postupem rozdělit klimatický výpar na jednotlivé měsíce, můžeme v bilančních úvahách pokračovat dále - velmi názorným příkladem jsou hodnoty v tab.4.17, vypracované pro podkarpatskou oblast Bratislavy. Tabulka je velmi poučná, ukazuje např. pro měsíc březen, že odtok a výpar je v souhrnu roven 64 mm, tedy větší než srážková výška (46 mm). Rozdíl 18 mm je čerpán ze zásob podpovrchových vod. Proto se tyto zásoby zmenšují (pokles z 91 mm na 73 mm v řádku pátém). Podtrhněme, že tabulka vyjadřuje průběh jednotlivých bilančních prvků v průměrném roce, je to tedy rozdělení průměrné, v určitém konkrétním roce může být obraz v bilanci značně odlišný. Údaje obsažené v tab.4.17. jsou postiženy též v obr.4.151.

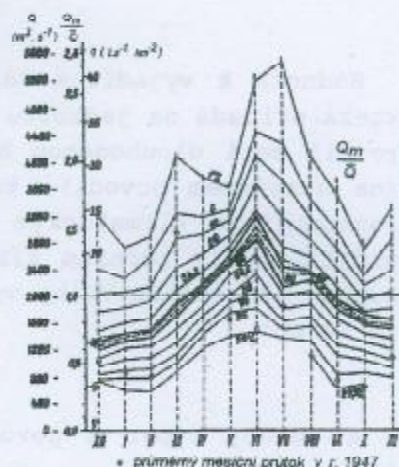
Tímto způsobem získané hodnoty měsíčního výparu Kuzin vztáhl na průměrné měsíční teploty vzduchu (jsou častěji k dispozici než sytostní doplňky). Dostal tak tři křivky závislosti mezi teplotou a měsíčním výparem, vyjádřeným v % ročního úhrnu. Z obr.4.150 vidíme, že ačkoliv teplotně jsou měsíce IX a V v podstatě rovnocenné, jsou ztráty výparem v květnu (pro oblast zpracovanou Kuzinem) vyšší pro větší květnovou zavlaženost povodí.



Obr.4.151. Průběh bilančních prvků v průměrném roce

### Pravděpodobnostní pole průměrných měsíčních průtoků

Je grafem, obsahujícím velmi hutnou informaci o charakteru režimu toku, o vyrovnanosti a rozdělení průměrných měsíčních průtoků. Podobně jako u středních ročních průtoků, lze zpracovat průměrné průtoky jednotlivých měsíců (máme-li např. řadu 50-ti let, máme v souboru 50 průměrných průtoků lednových, únorových ...atd). Tyto hodnoty tvoří samostatné soubory pro odvození čar překročení. Jednotlivé měsíční průtoky vyjadřujeme, pro možnost porovnání s jinými toky, v relativním měřítku buď vzhledem k dlouhodobému měsíčnímu, nebo ročnímu průtoku. Spojením průměrných měsíčních průtoků stejného procenta překročení obdržíme podle způsobu relativního vyjádření (buď vynásíme hodnoty  $Q_m/\bar{Q}$ , nebo  $Q_m/\bar{Q}_m$ ) dva typy přehledných grafů; jeden z nich je uveden na obr.4.152.



Obr.4.152. Pravděpodobnostní pole prům. měsíčních průtoků na Dunaji v Bratislavě

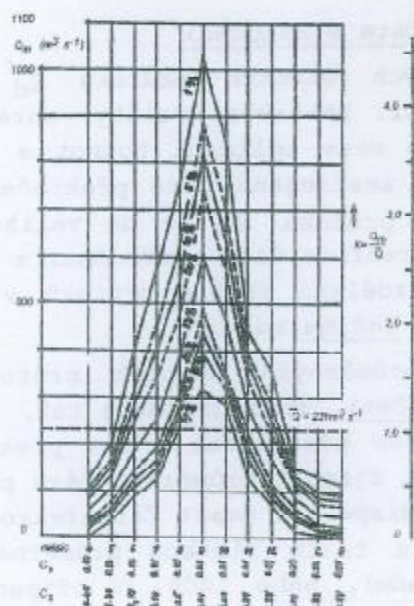
Tab.4.17. Průběh měsíčních výšek srážek, odtoku, výparu i zásob vod v průměrném roce, (odvozeno pro Podkarpatskou oblast Bratislavy)

Prvek	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI-IV	V-X	Rok
$\bar{H}_s^m$	57	56	42	39	46	51	71	59	72	61	54	60	291	377	668
$\bar{H}_o^m$	8	12	14	16	30	26	18	9	4	3	3	4	106	41	147
$\bar{H}_v^m$	13	10	12	18	34	52	72	92	75	65	49	29	139	382	521
$\bar{H}_B^m$	36	34	16	5	-18	-27	-19	-42	-7	-7	2	27	46	0	
$\Sigma \bar{H}_B^m$	36	70	86	91	73	46	27	-15	-22	-29	-27	0	91	75	120

Na obr.4.153 je pro názor zobrazeno pravděpodobnostní pole průměrných měsíčních průtoků  $Q_m$  pro profil Kavilahun na řece Mano v africkém státě Liberia. Již na první pohled je zcela zřejmý odlišný charakter režimu rozdělení měsíčních odtoků, typický pro toky rovníkové Afriky.

### Rozdělení průměrných měsíčních průtoků bez pozorování

J.Němec analýzou materiálů šestnácti menších toků, většinou pramenných oblastí, o velikosti povodí od 40 do 160 km<sup>2</sup> v Čechách dospěl k následujícím poznatkům: 1) U většiny menších toků v povodí Labe s výjimkou horských toků v Krkonoších a na Šumavě je v průměru nejvodnější březen, ve kterém odtéká 12,5-15% celoročního odtoku. Pramenné oblasti a potoky v Krkonoších jsou nejvodnější v dubnu (15-20% celoročního odtoku). Sem patří povodí Úpy, Loučné, Jizerky. Na Šumavě může být nejvodnější i květen v němž odtéká 15-20% celoročního průměrného odtoku (Vydra).



Obr.4.153. Pravděpodobnostní pole  $Q_m$ , prof. Kavi- lahun, řeka Mano, Liberie, Afrika

Toky v plzeňské pánvi (povodí Radbuzy), v severozápadní části Čech (povodí Ploučnice, Kamenice, Košáteckého potoka) patří mezi toky s nejvyrovnanějším rozdělením odtoku: v nejvodnějším měsíci odteče méně než 12% celoročního odtoku. 2) U naprosté většiny toků jsou nejmenší průměrné průtoky v září - odtoky tvoří jenom 3-6% celoročního odteklého množství. Výjimku tvoří povodí Radbuzy a Ploučnice, kde nejméně vodný je červen a krkonošské toky s minimálním odtokem v červen- ci. 3) Podle rozdělení odtoku v průběhu roku (rozdělení dlouhodobých průměrných průtoků jednotlivých měsíců) bylo vytvořeno celkem 5 skupin povodí:

I.skupina: Severní a severozápadní Čechy mi- mo Ploučnici a Kamenici (povodí Ohře, Bíliny, toky v Rudohoří, pravé přítoky v horním povodí Labe (mimo Krkonoše), Železné hory a jižní část Českomoravské vysočiny /Bílina, Javorka, Chrudimka, Vrchlice, Doubrava),

II.skupina: Západní část svitavské plošiny, odvodňované do povodí Labe (Děsinka, Loučná),

III.Skupina: a) pramenné oblasti ve středních horských polohách v Krkonoších a na Šumavě,

b) Jizerské hory, Krkonoše (Jizerka),

IV.skupina: a) silně zalesněná povodí severních Čech (Ploučnice, Kamenice),

b) Plzeňská pánev (povodí Radbuzy),

c) Plzeňská pánev (povodí Úhlavy),

V.skupina: Pravostranné nížinné toky středního Labe (Košátecký potok)

Tab.4.18. Podíl jednotlivých měsíců v % dlouhodobého ročního odtoku

Sku- pina	Pod- skup.	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
I	-	7,5	7,5	8,5	12,5	15	14	7,5	5	6,5	5	4,5	6,5
II	-	6,5	6	7,5	11	16	15	11	8,5	7,5	4	3	4
III	a	5,5	6	5	6,5	9	15	19	8	8,5	5	6	6,5
	b	7,5	6,5	6	6,5	9,5	22,5	16	5	4	4,5	5,5	5,5
IV	a	7	8,5	7	11	12	10	7	6	8,5	6,5	7,5	9
	b	7	8,5	7	11	12	10	10	5,5	8,5	7	6	7,5
	c	7	8,5	7	11	12	10	9	9	10	6	4,5	6
V	-	7,5	7	7,5	8	10	9	8,5	8	8	9	9	9

Na tomto místě opět připomeňme, že rozdělení vodnosti do jednotlivých měsíců konkrétního hydrologického roku je různé, v mnoha případech velmi od- chýlné od tabulkových hodnot.

#### 4.5.3.9. Průměrné denní průtoky, průměrná čára překročení

Chronologickou čáru překročení průměrných denních průtoků  $Q_d = f(t)$  určitého roku vykreslujeme kromě jiného (např. kontrola kvality, správnosti naměřených dat) proto, že názorně zobrazuje meze kolísání hodnot a jejich časový výskyt. Dále v rámci zpracování dat sestrojena čára překročení vyjadřuje rozdělení těchto průměrných denních průtoků  $Q_d$  co do velikosti a doby (nebo procenta) překročení. Pakliže vykreslíme čáru překročení z dlouhé řady let, její průběh vyjadřuje typické rozdělení těchto průtoků v daném profilu; můžeme tedy z ní získat představu o režimu toku.

Čára překročení, získaná zpracováním průměrných denních průtoků za dlouhou řadu let, zvaná průměrná čára překročení, se konstruuje tak, že pro dané hodnoty  $Q_d$  zjišťujeme celkový součet dob překročení z čar překročení jednotlivých let, dělený počtem roků (máme-li zjistit průměrnou čáru překročení  $Q_d$  např. z desetiletého období, máme k dispozici deset čar překročení z jednotlivých let). Celková maximální úsečka takto získané průměrné čáry překročení bude rovna jednomu roku (365 dnům), nebo 100%. V případě, že chceme umožnit vzájemné porovnání čar překročení různých toků, vynásíme na osu pořadnic relativní čísla, tzv. moduly,  $k = Q_{di}/Q_a$ . Takto sestrojena průměrná čára překročení  $Q_d$ , vyhodnocená za období mnoha let, svým průběhem charakterizuje režim toku co do rozdělení průměrných denních průtoků. Podobný průběh těchto čar nasvědčuje tomu, že porovnávané toky mají podobný režim rozdělení hodnot  $Q_d$  a naopak, toky analogické se budou vyznačovat podobnými čarami překročení. Při absolutní shodě režimů obou porovnávaných toků by se průměrné čáry překročení, vyjádřené v relativním měřítku, ztotožnily v jedinou.

Těto skutečnosti můžeme v praxi výhodně využít např. při požadavku sestrojit čáru překročení hodnot  $Q_d$  pro profil na toku, ve kterém nemáme pozorování průtoků (neboli určit tzv. m-denní průtoky  $Q_{m,d}$  pro profil bez pozorování).

Různé typy režimů, dané převládajícími hydrologickými činiteli, jsou charakterizovány různým průběhem těchto čar. Rozdílný jejich průběh umožňuje toky v Čechách rozdělit do devíti společných skupin. Typické čáry překročení jednotlivých skupin jsou vyjádřeny tabelárně tak, že určitým procentům překročení (nebo době překročení udané ve dnech), jsou přiřazeny průměrné denní průtoky  $Q_d$ , vyjádřené v procentech dlouhodobého ročního průtoku  $Q_a$ . Meze, ve kterých se pohybují skutečné hodnoty pro určité procento překročení kolem hodnot typických čar, nepřekračují zpravidla  $\pm 20\%$ , ve většině případů jsou uvedené meze ještě užší.

Rozdělení průměrných denních průtoků  $Q_d$  v průměrném roce v profilu toku, ve kterém nemáme pozorování průtoků, (určit hodnotu m-denního průtoku  $Q_m$ , příp. p<sub>8</sub>-ního průtoku  $Q_{p8}$ ), lze zjistit tak, že pro uvažovaný profil určíme některým z nepřímých způsobů dlouhodobý průměrný průtok  $Q_a$  (např. z mapy izolinií dlouhodobého specifického odtoku  $q_a$ ) a vyhledáme kategorii, do které náš tok přísluší. Z tab.4.19. najdeme pro odpovídající kategorii a námi požadovanou dobu překročení příslušná procenta dlouhodobého průměru  $Q_a$ . Požadovaný průtok  $Q_d$  pro danou dobu překročení (vyjádřenou v % roku nebo ve dnech), vypočteme z výrazu:

$$Q_d = q_a \cdot F \cdot \frac{P\%}{100} \quad (4.252)$$

kde  $q_a$  - dlouhodobý specifický průtok,  
F - plocha povodí,



$P\%$  - procento z dlouhodobého průtoku  $Q_a$  (odečteno z tab.4.19.

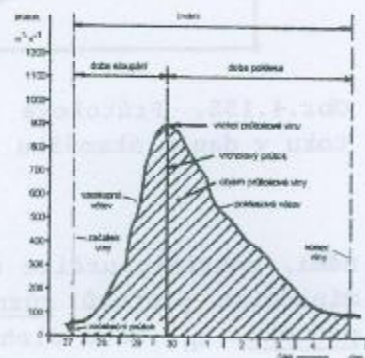
Tab.4.19. Průměrné čáry překročení  $Q_d$  pro Čechy. Průtoky  $Q_{d,m}$  jsou uvedeny v % dlouhodobého průměrného průtoku  $Q_a$ .

Doba překročení ve dnech									Místo pozorování a tok
Skup	30	60	90	150	180	270	355	364	
I	212	152	124	90	75	49	21	12	Zvíkov, Kamýk, Hluboká (Vltava), Citice, Kadaň (Ohře)
II	210	134	95	62	53	35	16	11	Zbraslav, Vyšší Brod (Vltava), Neměti- ce (Volyňka)
III	225	157	116	75	63	41	21	14	Chlum (Vltava), Katovice, Písek (Otava), Protivín (Blanice)
IV	224	140	104	68	57	33	13	8	Klenovice, Bechyně (Lužnice), Chlístá, Poříčí (Sázava), Bělá (Radbuza), Klá- štepec (Div. Orlice)
V	238	169	134	95	81	54	24	21	Němčice, Roudnice (Labe)
VI	221	154	120	86	75	48	22	17	Nymburk, Josefov, Děčín (Labe)
VII	257	148	106	68	57	35	12	4,5	Žleby (Doubrava), Hamry (Chrudimka)
VIII	255	170	130	77	60	32	10	6	Bydšov (Cidlina), Jirkov (Bílina), Velimov (Jizera)
IX	295	180	140	90	70	35	10	5	Dubravčany (Výrovka), Stříbro, Slané (Oleška)

Tím jsme vysvětlili, jak pro místo bez pozorování průtoků určit tzv. m-  
denní průtok  $Q_{d,m}$  příp. p-procentní  $Q_{p\%}$ , jenž je v dlouhodobém průměru  
dosažen nebo překročen po dobu m dní v roce, příp. po dobu rovnou p% roku.

#### 4.5.3.10. Extrémní průtoky

Maximální a minimální průtoky jsou jedny z  
nejdůležitějších charakteristik hydrologického  
režimu toku. Správným návrhem vodního díla je  
třeba zajistit jeho spolehlivou funkci jak v  
období maximálních, tak i minimálních průtoků.  
Mnohá opatření, jako např. výstavba nádrží,  
podélných ochranných hrází, úpravy toku za-  
jišťující větší kapacitu koryta apod., mají  
zamezit, nebo alespoň omezit škody, které  
vznikají v období vysokých průtoků, za povodní.  
Nízké průtoky také znamenají nebezpečí-  
především může v tomto období vzrůst nad  
připustnou mez koncentrace znečištění a tak se  
značně snížit samočisticí schopnost toku. Za  
minimálních průtoků mohou být mnohé funkce toku  
výrazně narušeny, např. může být omezena plavba,  
odběry vody pro závlahy  
apod. Z uvedeného plyne, že studiu režimu extrémních průtoků je třeba věno-  
vat mimořádnou pozornost.

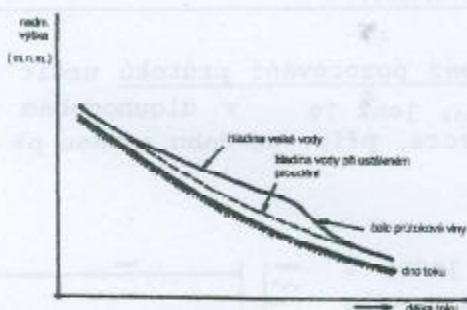


Obr.4.154. Charakteri-  
stiky povodňové vlny

##### 4.5.3.10.1. Maximální průtoky, základní pojmy

Představme si, že silný déšť poměrně krátkého trvání avšak velké inten-  
zity zasáhne malé povodí. Jestliže další faktory, mající vliv na proces od-  
toku, budou příznivě spolupůsobit, můžeme na toku pozorovat velmi rychlé

zvýšování vodní hladiny, vyvolané zvětšováním průtoků. Zde zdůrazníme, že stoupaní hladiny může být vyvoláno i jiným způsobem - např. ucpáním koryta ledovou bariérou (ledový útvar, vznikající nahromaděním ledových ker v průtočném profilu, způsobující vzduť vodní hladiny), ucpáním určitého místa na toku velkými splaveninami, sesuvem vysokých břehů apod. V takovém případě vylití vod z břehů a velké záplavy přilehlých pozemků a s tím spojené velké škody nejsou způsobeny zvětšením průtoků - proto takto vzniklé povodně neuvážujeme a ze zpracování kulminačních průtoků musí být vyloučeny. Pakliže vzrůst kulminačních průtoků je značný a dosažený kulminační průtok je mimořádného významu, říkáme, že se vytvořila povodňová vlna (povodňová vlna je průtoková vlna s charakterem povodně). Na tomto místě si vysvětlíme některé potřebné pojmy: pod průtokovou vlnou rozumíme: 1. přechodné zvětšení a následující pokles průtoků a vodních stavů, vyvolaný dešti, táním sněhu nebo umělým zásahem, 2. časový průběh jevu podle bodu 1 v určitém profilu toku; znázorňuje se nejčastěji graficky, 3. okamžitý stav jevu v podélném profilu toku koryta, znázorňuje se rovněž graficky (zobrazení např. průběhu vodní hladiny v určitém úseku koryta odpovídající danému okamžiku). Pod povodní podle ČSN 736511 rozumíme výrazné zvýšení hladiny toku, způsobené zvětšením průtoků nebo dočasným zmenšením průtočnosti koryta (třeba ledovou zácpou). Zpravidla tento jev působí v některých úsecích toku hospodářské škody, odstupňované podle stupně vybudované ochrany. Podle příčiny vzniku povodně rozeznáváme povodně dešťové, sněhové a smíšené.



Obr.4.155. Průtoková vlna v trati toku v daném okamžiku

Povodňová vlna je dostatečně charakterizována objemem, vrcholovým průtokem a tvarem. Pro určení potřebného retenčního prostoru nádrže bude hrát rozhodující roli objem povodňové vlny, při dimenzování mostních profilů, přelivů hrází, propustků apod. bude rozhodující charakteristikou kulminační průtok.

Abychom mohli správně dimenzovat stavby, jež mohou být ohroženy povodněmi, ochránit určité území před povodněmi, potřebujeme znát velikosti kulminačních průtoků různého hospodářského významu, velikosti tzv. N-letých průtoků,  $Q_N$ . Tato úloha, spočívající v určení hodnoty N-letého průtoků, je jednou z nejdůležitějších, nejodpovědnějších, ale také nejsložitějších úloh, se kterou se v hydrologii setkáváme. Obtížnost řešení je zvláště v posledních desetiletích zvyšována již pozorovanou, mnohdy radikální změnou faktorů, jež mají zásadní vliv na vznik a průběh povodně.

Máme-li vybudovat nějaké vodní dílo, je třeba z řady význačných kulminací vybrat tzv. výpočtový, návrhový průtok. Přirozeně, že tento výběr nemůže být libovolný, ale musí být dán podle nějakých pravidel, jednotných směrnic. Podle u nás dříve platných směrnic a návodů se např. kladl požadavek, aby zařízení význačných vodohospodářských objektů byla dimenzována tak, aby byla schopna provést beze škod i tu největší známou povodeň. Navíc se vyžadovalo tzv. bezpečnostní převýšení, což je výška např. spodní hrany mostní konstrukce nad hladinou, odpovídající tomuto maximálnímu průtoků. Je přirozené, že uvedený způsob výběru návrhového průtoků měl vážné nedostatky. Byl především závislý na délce pozorování průtoků - v místech, kde systematická

pozorování prováděna nebyla, dokonce jen na paměti svědků povodní, vyskyt-  
nuvších se v minulosti. Z toho plynulo, že tímto způsobem dimenzované objek-  
ty (např. propustky, mostní otvory apod.) násypového tělesa např. silničního  
nebo železničního spoje, překračujícího několik toků různé velikosti  
(potůčky, řeky, mohutné toky) neměly stejnou míru bezpečnosti. Navíc v ně-  
kterých případech se stejně nemohlo vyhovět uvedenému požadavku, protože di-  
menzovat objekty na mimořádně velké, a tedy vzácně se vyskytující katastro-  
fální povodně, které se vyskytly v dávné minulosti a o jejichž velikosti  
jsme poučení např. ze záznamů v kronikách, by bylo značně nevhodné.

Zatím nejobjektivnější způsob, jak hodnotit význam kulminačního průtoku,  
dává matematická statistika a počet pravděpodobnosti. Význam kulminačního  
průtoku (jeho velikosti) hodnotíme buď pravděpodobností, s jakou lze  
očekávat jev jeho dosažení nebo překročení (dáno procentem pravděpodobnosti  
překročení), nebo reciproční hodnotou této pravděpodobnosti, dobou opaková-  
ní. Pracujeme potom s pojmy: kulminační průtok o pravděpodobnosti překročení  
100, (50, 20, 1, 0.1)%, který je průtokem jednoletým, (dvouletým, pětiletým,  
stoletým, tisíciletým).

Pod pojmem např. padesátiletý, stoletý, obecně N-letý průtok si nesmíme  
představovat průtok, který se pravidelně vyskytne jednou v 50-ti, 100, N  
letech, že je to průtok, po jehož výskytu musí uplynout 50, 100, N let, než  
se znovu dostaví. Správně např. N -letý průtok  $Q_N$  chápeme jako takový  
průtok, který bude (je) dosažen nebo překročen v dlouhodobém průměru jednou  
za N let (např. 100 letý průtok bude pravděpodobně dosažen nebo překročen v  
1000-letém období asi desetkrát, tedy v průměru jednou za 100 let. Přitom  
se přirozeně může stát, že v některých 100 letech se nevyskytne případ  
dosažení nebo překročení průtoku uvažované velikosti ani jednou, v jiném ob-  
dobí sta let se jev dosažení, příp. překročení průtoku odpovídající  
velikosti vyskytne i vícekrát.

Hydrologická návrhová kritéria pro návrh, výstavbu a provoz vodohospodář-  
ských staveb, objektů a zařízení na tocích jsou stanovována orientačně a  
jsou doporučována v odborné literatuře anebo normách.

HMÚ poskytuje projekčním organizacím údaje o charakteristikách  
povodňových vln, nejčastěji o  $Q_{max}$  s uvedením významu (vyjádřeným N-letostí,  
zpravidla o řadě  $N = 1, 2, 5, 20, 50, 100$  let), někdy na vyžádání i odpovídající  
objem a tvar povodňové vlny. Z těchto údajů pak projektant vybere na  
základě ekonomické rozvahy povodeň návrhovou, příp. kontrolní. Tak např. ČSN  
736824 předepisuje pro nízké sypané přehrady (hráze rybníků) jako návrhovou  
povodeň povodňovou vlnu stoletou. Na malých povodích jsou menší meliorační,  
zemědělské a dopravní stavby na malých tocích většinou navrhovány na N-leté  
průtoky, uvedené v tab.4.20.

Návrhový průtok má větší pravděpodobnost překročení; musí být stavbou  
převeden za normálních provozních podmínek. Kontrolní průtok je v porovnání  
s předchozím podstatně větší, co do výskytu méně častý (procento překročení  
je menší), bude sice za neobvyklých podmínek (např. zvýšené vzdušné tlaky) touto  
stavbou převeden, ale již vzniknou škody na některých zařízeních po-  
družnějšího významu. Hlavní zásada však, že základní zařízení nebudou  
poškozena, musí být i v tomto případě mimořádně nepříznivých, ztížených pod-  
mínek, splněna. Nedojde např. k protržení hráze, i když třeba hradící kon-  
strukce na přelivech se poškodí - hlavní funkce objektu - odolat zvětšené  
hydrostatické síle a neprotrhnout se, bude tedy zachována.

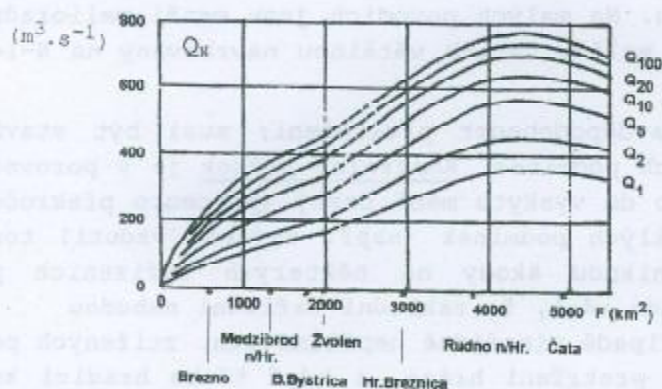
Tab.4.20. Návrhové N-leté průtoky pro objekty různého druhu

Objekt (stavba)	Doba opakování (roky)
Přelivy hrází rybníků ve volných tratích, při protržení neohrožující sídliště a jiné objekty	10-20
Přelivy hrází rybníků, které při protržení ohrožují sídliště a objekty	50 - 100
Úpravy malých toků ve volných tratích, kde jsou záplavy nežádoucí	3 - 5
Úpravy malých toků v tratích, které ohrožují bezpečnost objektů a sídlišť	50 - 100
Propustky a můstky na hlavních silnicích	50 - 100
Propustky a můstky na silnicích a cestách menšího významu	30 - 50

Určení maximálních průtoků

V závislosti na druhu vodního díla a objektu, který navrhujeme (přehrada, jez, ochranná podélná hráz apod.), návrhovými parametry mohou být úroveň hladiny, kulminační průtok, objem povodňové vlny apod. Nejčastěji to však bývají kulminační průtoky a objemy povodňových vln. Velká vodní díla se zpravidla budují na větších tocích, na kterých bývají k dispozici pozorovací průtoky z delšího období. Někdy však tomu tak není, zvláště na menších tocích. Správným pravidlem by mělo být, aby se před zahájením projekce zamýšleného vodního díla instaloval v blízkosti místa výstavby limnigraf (příp. další přístroje) a zahájilo se měření potřebných prvků, jakými jsou průtoky, splaveniny, teploty vody, srážky apod. Získané údaje, i když jen z krátké doby pozorování, umožňují totiž využít spolehlivé metody analogie a tak s větší věrohodností určit charakteristiky, potřebné pro projekci a v pozdější době i provoz vodohospodářského díla.

V případě, že máme k dispozici materiál získaný z delší doby pozorování, používáme např. při určování N-letých kulminačních průtoků teoretické křivky překročení, jež byly vysvětleny v kap.4.2.3. Před samotným zpracováváním údajů o průtocích matematicko-statistickými metodami, je třeba materiály podrobit pečlivému zkoumání a analýze, zda jsou spolehlivé. Při zpracování kulminačních průtoků zkoumáme např. správnost konsumčních křivek, správnost jejich extrapolace při určování vysokých kulminací, kontrolujeme "vyvázanost" těchto průtoků v podélném profilu směrem po toku apod. Tak



Obr.4.156. Závislost N-letých průtoků  $Q_N$  na ploše povodí

můžeme odhalit třeba tu skutečnost, že zanechané stopy odpovídaly vzduté hladině nějakou překážkou, že došlo k převýšení hladiny vlivem oblouku toku a pod. Možným důvodem nesrovnalostí mohou být změny, jež nastaly mezi kulminací průtoků a okamžikem měření ze zanechaných stop - v okamžiku kulminace dno mohlo být značně prohloubené, při měření jsou již výmoly zaneseny a tak průtočný profil, který uvažujeme ve výpočtech, je chybný. Okolností, na které je třeba dávat pozor, je zřejmě více.

Při zpracování kulminačních průtoků má pro zpřesnění výsledků značný význam znalost mimořádně velkého průtoků, tzv. historické povodně, která se vyskytla v minulosti. Zde ještě ve větší míře platí, že je třeba spolehlivost a správnost údajů o historické povodni důkladně prověřit. S velkou pravděpodobností ji neurčíme zcela přesně, přesto však, ač zatížena jistou chybou, nám slouží pro orientaci a zjištění fyzikálních schopností povodí vytvořit extrémně velký odtok. Způsoby, jak do statistického zpracování kulminací vložit informace o historických povodních zde pro nedostatek místa uvedeny nejsou - je možno je nalézt např. ve skriptech Hydrologie z r. 1991 na str.140-141.

Máme-li na toku v několika profilech dlouhodobá pozorování průtoků, můžeme pro profil mezilehlý, kde pozorování k dispozici nejsou, odvodit  $N$ -leté průtoky  $Q_N$  vykreslením tzv. podélného profilu této charakteristiky. Statistickými metodami zpracujeme kulminační průtoky ve všech profilech s dostatečně dlouhým obdobím pozorování a vyneseme do grafu průtoky  $Q_N$  (průtoky se stejnou pravděpodobností překročení  $p$ ,  $N$ -letostí) v závislosti na délce nebo staničení toku nebo ještě lépe v závislosti na velikosti plochy povodí. Na obr.4.156. je vyjádřen vztah  $N$  letých průtoků a plochy povodí řeky Hronu. Zde si všimneme poklesu  $N$ -letých průtoků od určitého profilu směrem po toku-tento pokles je zřejmě způsoben transformačním vlivem inundací, jenž je v tomto případě výraznější než příspěvek z mezipovodí. Hledané  $Q_N$  bychom určili pro daný profil z grafu interpolací.

#### Výpočet kulminačního průtoků při nedostatku pozorování

Poměrně často jsme nuceni určovat maximální odtok z malého povodí, na kterém nemáme vůbec žádná pozorování. V tomto případě musíme použít nepřímé způsoby jeho stanovení. Tyto metody jsou založeny na našich znalostech o velmi složitém odtokovém procesu, jenž, jak víme, je ovlivňován značným počtem faktorů. Uvedený proces závisí na charakteristikách deště - na jeho intenzitě, časovém a plošném rozložení, směru a rychlosti pohybu dešťového jádra, v případech odtoku ze sněhu významnou roli hraje rozložení sněhové pokrývky, intenzita tání, časové rozložení teploty vzduchu; významná je skutečnost, zda do sněhu vypadává teplý déšť apod. Proces odtoku závisí na tvaru, velikosti a reliéfu povodí, na klimatu, jenž je dán zeměpisnou polohou místa. Další prvky, které mají značný vliv na modifikaci odtokového procesu jsou geologické a půdní poměry, rostlinný pokryv, zvláště lesnatost, jezernatost, existence bažin atd. Velmi záleží i na poloze těchto hydrologických objektů vzhledem k uzávěrovému profilu, kde výsledek odtokového procesu pozorujeme, nebo příp. některé jeho charakteristiky chceme odvodit.

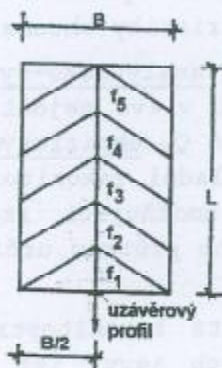
Nepřímý způsob výpočtu  $Q_N$  je založen na použití analyticko-syntetických metod, které poskytují výsledek na základě znalostí vlivu nejdůležitějších činitelů a jejich skladbou. Patří sem výpočet průtoků  $Q_N$  empirickými vzorci, u kterých jsou při jejich odvození respektovány základní zákonitosti geneze povodňového odtoku. Další je metoda genetická, umožňující zkonstruovat povodňovou vlnu (tedy kromě požadovaného kulminačního průtoků určíme i její tvar) v kterémkoli místě.

Při genezi povrchového odtoku se uplatňují určité zákonitosti. Abychom jim porozuměli, popíšeme si alespoň v hrubých rysech jevy, jež na povodí vznikají po vypadnutí deště: Aby mohl nastat povrchový odtok, musí nejprve vzniknout jeho příčina - zdroj vodnosti, jakým je déšť, případně v zimním období vhodné podmínky pro tání existující sněhové pokrývky. Na začátku deště, jenž začíná vždy nižší, postupně vzrůstající intenzitou, dešťová voda

vsakuje do půdy a zaplňuje půdní póry. Po jejich naplnění vlivem gravitace se voda pohybuje níže, až případně dosáhne hladiny podzemní vody. Jestliže intenzita deště překročí intenzitu infiltrace, přebytečná voda bude odtékat ve směru největšího sklonu po zemském povrchu. Pokud se ale na její dráze vyskytnou prohlubně terénu, musí se tyto nejdříve naplnit, aby poté voda, přelévající se přes okraje prohlubní, mohla pokračovat v dalším pohybu po terénu. Z toho plyne, že i kdyby povodí bylo nepropustné, odteče jen množství deště, zmenšené o objem zadržovaný v prohlubních. Závisí na reliefu - toto zadržené množství může dělat vysoké procento dešťové výšky. Objem jednotlivých prohlubní je různý. Je-li dešťový úhrn malý, mnohé z prohlubní se nenaplní, voda v nich obsažená se nemůže zúčastnit povrchového odtoku. Zřejmě plocha, ze které se odtok děje je funkcí dešťové výšky; znamená to, že celé povodí se zúčastní na odtoku až teprve tehdy, je-li dosažena mnohdy značně vysoká výška deště.

Pokud intenzita deště nepřevýší intenzitu infiltrace, povrchový odtok vzniknout nemůže. Jestliže celková vydatnost deště není dostatečná k tomu, aby se všechny půdní póry ve vrstvě nad hladinou podzemní vody zaplnily, déšť se neprojeví ani zvýšením zásob podzemních vod. Musí nejdříve dojít k nasycení tzv. zóny aerace. Po zaplnění prohlubní voda pokračuje ve svém pohybu po terénu. Nastává soustředování vody do slabých pramének, stružek, nalézá si svou cestu v erozních rýhách. Stružky se dále spojují, až vtékají do potůčků, potoků a konečně se dostanou do recipientu. Průtok v tomto recipientu vzrůstá v závislosti na tom, jak se střeťává odtok ze vzdálenějších částí povodí. Jestliže déšť zasáhl celé povodí a trvá dostatečně dlouho, střetne se v konečném profilu odtok z celého povodí. Přitom je tomu tak, že částice vody vypadlá např. v tomto okamžiku na hladinu vody v uzávěrovém profilu se střetne s částičkou, jež vypadla na určité místo povodí (nad tímto uzávěrovým profilem) před nějakou dobou, např. před hodinou.

Po ukončení deště ustává povrchový odtok, dozrívá odtok vody zadržené dočasně v prohlubních (nad přelivnými okraji depresí) a průtok v koncovém profilu klesá. Někdy v poměrně dlouhém období po ukončení vydatného deště a povrchového odtoku pozorujeme zvýšenou vodnost toku - je to způsobeno dotací zvýšených zásob podzemních vod, kdy voda infiltruje do dna a běhů z těchto zásob. Lze tedy říci, že proces odtoku bude závislý na druhu deště (jeho intenzitě a trvání, tím je dána nepřímo v zásadě i plocha, kterou zasáhne), na stavu povodí (sklon, geologický podklad, vegetační pokryv apod.), na nasycenosti půdy apod. Při popisu jevu se setkáváme s pojmem doba doběhu - je to



Obr. 4.157. Schema obdélníkového povodí

doba, kterou potřebuje částice deště, vypadlá na určité místo na povodí k tomu, aby dotekla do uzávěrového profilu toku. Doba koncentrace je doba, kterou částice deště, vypadlá na hydraulicky nejvzdálenějším místě povodí, potřebuje k tomu, aby dotekla (povrchově) do uzávěrového profilu.

Metoda izochron je metoda, kterou můžeme schematizovaně popsat tvorbu povodňové vlny (přesněji povrchového odtoku), vyvolanou deštěm. Pro představu toho, jak se vytváří velmi složitý proces odtoku vody z povodí a jaké zde platí zákonitosti, zavedme z počátku pro zjednodušení následující předpoklady: 1. Povodí má obdélníkový tvar šířky  $B$ , délky  $L$ . Je ve tvaru "rozevřené knihy". Tok délky  $L$  protéká středem, délky rovinných svahů jsou  $L_s = B/2$ . 2. dešť o trvání  $T$  časových jednotek (dále č.j.) bude mít konstantní in-

tenzitu. Pak za libovolnou č.j. vypadne celková výška  $h_1$  mm. 3. Povodí je nepropustné (infiltrace je nulová), výpar z povrchu povodí je nulový, rychlosti dobíhání jsou počas procesu odtoku stejné, tzn. systém izochron je stabilní, takže rozdělení plochy na dílčí části, omezené těmito izochronami bude konstantní. 4. Na povodí nejsou žádné prohlubně, ve kterých by se voda mohla zdržet.



Obr.4.158. Povodí ve tvaru otevřené knihy

Na obr.4.157 je obdélníkové povodí, rozdělené na dílčí části izochronami. Izochrony jsou čáry, spojující místa, ze kterých částičky deště potřebují stejný čas k tomu, aby dotekly do uzavěrového profilu. První nejbližší izochrona vyznačuje např. místa, ze kterých je třeba jedné č.j. k dosažení uzavěrového profilu (1 hod, 10 min apod.), druhá izochrona vyznačuje místa "vzdálená" o dvě časové jednotky od tohoto profilu. Podle obrázku dílčích částí povodí je celkem pět. Tedy maximální doba dobíhání, kterou potřebuje částička spadlá na nejvzdálenějším místě povodí od uzavěrového profilu je rovna  $\tau_{\max} = 5$  č.j., je to maximální doba dobehu (doba koncentrace). Tuto dobu  $\tau_{\max} = 5$  č.j. považujeme za konstantní pro všechny dále uváděné případy, kdy budeme měnit dobu trvání deště  $T$ . Přejdeme nyní ke schematizovanému popisu odtoku vody z povodí:

1. Trvání deště  $T > \tau_{\max}$ . Déšť rovnoměrně vypadává a zasahuje celou plochu povodí. Intenzitu má takovou, že za časovou jednotku dá výšku  $h_1$ . Na konci první časové jednotky budeme v uzavěrovém profilu pozorovat průtok:

$$Q_1 = f_1 h_1 \quad (4.253)$$

na konci druhé č.j.:

$$Q_2 = f_1 h_1 + f_2 h_1 \quad (4.254)$$

na konci  $p$ -té:

$$Q_p = f_1 h_1 + f_2 h_1 + \dots + f_p h_1 = (f_1 + f_2 + \dots + f_p) h_1 = \left( \sum_1^p f_i \right) h_1 \quad (4.255)$$

kde  $p$  - doba dobíhání, rovná v časových jednotkách počtu dílčích ploch povodí, omezených izochronami, zúčastňujících se tvorby průtoku  $Q_p$ .

Na konci páté č.j.:

$$Q_5 = (f_1 + f_2 + \dots + f_5) h_1 = \left( \sum_1^5 f_i \right) h_1 \quad (4.256)$$

protože  $\sum_1^5 f_i = F$  (celková, maximálně možná plocha povodí), je tento průtok při dané intenzitě deště (výška za časovou jednotku) maximální tedy:

$$Q_5 = F \cdot h_1 = Q_{\max} \quad (4.257)$$

Poněvadž jsme uvedli, že trvání deště  $T \} \tau_{\max}$ , bude:

$$Q_6 = \left( \sum_1^6 f_i \right) h_1 = \left( \sum_1^5 f_i \right) h_1 \quad (4.258)$$

poněvadž šestou dílčí plošku na povodí v našem schématu nemáme. Vidíme, že průtok (maximální) bude konstantní, nastává tzv. fáze plného odtoku - zúčastňuje se na tvorbě kulminačního průtoku celková plocha povodí  $F$ .

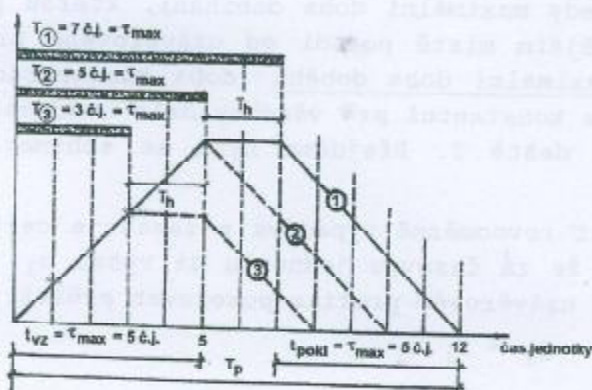
Předpokládejme, že  $T=7$  č.j. (zavedená nerovnost  $T \} \tau_{\max}$  tedy stále platí), potom:

$$Q_5 = Q_6 = Q_7 = Q_{\max} = F h_1 \quad (4.259)$$

Na konci osmé časové jednotky (uplynula jedna časová jednotka po ukončení deště) odpadá z účasti na tvorbě odtoku plocha  $f_1$ :

$$Q_8 = (f_2 + f_3 + \dots + f_5) h_1 = \left( \sum_2^5 f_i \right) h_1 = Q_4 \quad (4.260)$$

a dále pak:



$$Q_9 = \left( \sum_3^5 f_i \right) h_1 = Q_3$$

$$Q_{10} = \left( \sum_4^5 f_i \right) h_1 = Q_2$$

$$Q_{11} = f_5 h_1 = Q_1$$

$$Q_{12} = 0$$

(4.261a-d)

Obr.4.159. Tvar schematizované povodňové vlny pro obdélníkové povodí a různé relace mezi  $T$  a  $\tau_{\max}$ .

Průtok na konci osmé časové jednotky  $Q_8 = Q_4$ , protože při rovnosti dílčích ploch  $f_1=f_2=f_3$  atd. platí:

$$Q_8 = (f_2 + f_3 + \dots + f_5) h_1 = (f_1 + f_2 + \dots + f_4) h_1 = Q_4 \quad (4.262)$$

Totéž platí pro odpovídající si průtoky na vzrůstové a poklesové větvi hydrogramu. Z uvedené schematizace plyne první závěr: doba trvání povodňové vlny (její základny) je rovna:

$$T_p = T + \tau_{\max} \quad (4.263)$$

kde  $T$  - trvání deště,

$\tau_{\max}$  - maximální doba doběhu.

Bude-li tedy intenzita deště stálá a povodí obdélníkového tvaru, potom hydrogram povodně pro  $T \} \tau_{\max}$  bude mít tvar lichoběžníka, jak ukazuje obr.4.159 pro případ 1. Doba vzrůstu (vzestupu)  $t_{vz} = \tau_{\max}$ , doba poklesu  $t_{pokl} = \tau_{\max}$ , horní základna lichoběžníkového hydrogramu  $T_h = T - \tau_{\max}$ .

2. Nyní předpokládejme, že  $T \{ \tau_{\max}$ , např.  $T = 3$  č.j.:



$$Q_1 = f_1 h_1$$

$$Q_2 = (f_1 + f_2) h_1 = \left( \sum_1^2 f_i \right) h_1$$

$$Q_3 = (f_1 + f_2 + f_3) h_1 = \left( \sum_1^3 f_i \right) h_1$$

$$Q_4 = (f_1 + f_2 + f_3 + f_4) h_1 = \left( \sum_1^4 f_i \right) h_1$$

$$Q_5 = (f_1 + f_2 + f_3 + f_4 + f_5) h_1 = \left( \sum_1^5 f_i \right) h_1$$

$$Q_6 = (f_4 + f_5) h_1 = \left( \sum_4^5 f_i \right) h_1$$

$$Q_7 = f_5 h_1 = f_5 h_1$$

$$Q_8 = 0$$

(4.264a-h)

Vidíme, že i za těchto podmínek platí  $T_p = T + \tau_{\max} = 3+5 = 8$  č.j. Na rozdíl od dříve uvedeného případu nyní  $t_{vz} = 3$  č.j., maximální průtok je menší než předchozí, neboť:

$$(f_1 + f_2 + \dots + f_5) > (f_1 + f_2 + f_3) = (f_2 + f_3 + f_4) = \text{atd.} \quad (4.265)$$

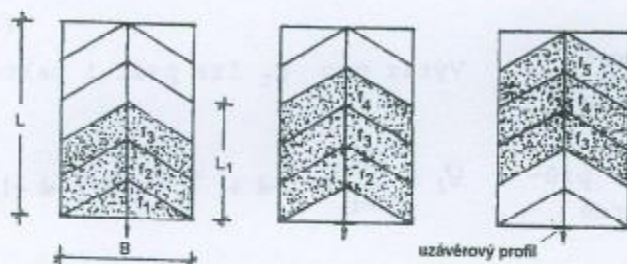
Na tvorbě maximálního průtoku se nyní nezúčastňuje celá plocha povodí, v tomto případě nejde o fázi plného odtoku. Horní hrana schematizovaného lichoběžníka má trvání  $T_H = \tau_{\max} - T$ . Vidíme, že pro případ  $T < \tau_{\max}$  se na tvorbě kulminačního průtoku nepodílí celá plocha, ale tzv. účinná plocha povodí  $F_{\text{úč}}$  (F. Poněvadž uvažujeme obdélníkové povodí, bude  $F_{\text{úč}}$  stále velikosti, odpovídající době trvání deště vyjádřené v časových jednotkách. Tato plocha se dá vyjádřit:

$$F_{\text{úč}} = B \cdot L_1 = B \cdot T \cdot v \quad (4.266)$$

kde  $L_1$  - délka účinkující plochy povodí  $F_{\text{úč}}$ ,

$T$  - trvání deště, vyjádřené v č.j.,

$v$  - střední rychlost dobíhání na délce  $L_1$

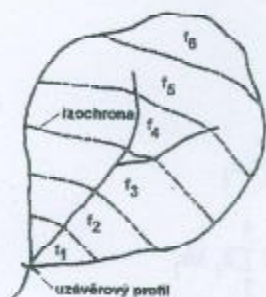


Ohr.4.160. Pohyb účinné plochy  $F_{\text{úč}}$  (vytečkováno) po povodí

účinná plocha  $F_{\text{úč}}$ , ale v tomto případě se uplatňuje celý déšť - jde o neúplnou fázi odtoku. Vzniklý maximální průtok  $Q_{\max}$  je menší předchozího, odpovídajícího případu 1.

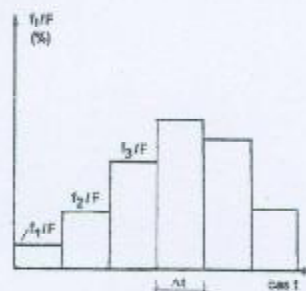
V obou případech obdržíme povodňovou vlnu ve tvaru lichoběžníka. Uvážíme-li zákonitost poklesu průměrné intenzity deště s růstem jeho trvání,

vychází nám, že pro obdélníkové povodí obdržíme největší  $Q_{max}$  pro  $T = \tau_{max} = T_{krit}$ .  $T_{krit}$  je tzv. kritická doba deště - jak je vidět, je rovna době koncentrace, tedy maximální době doběhu. I když jsme tento závěr odvodili na základě zjednodušujících představ pro obdélníkové povodí, můžeme říci, že tento závěr v zásadě platí i pro menší povodí obecného tvaru: maximální odtok v uzavěrovém profilu povodí vyvolá dešť, jehož trvání je rovno maximální době dobíhání, době koncentrace.

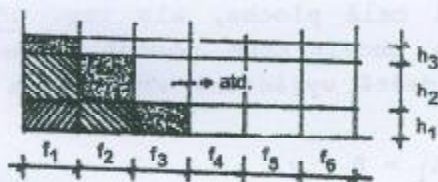


Obr.4.161. Obecný tvar povodí

V dalším předpokládejme obecnější případ, bližší skutečnosti: Tvar povodí necht' je obecný, časový průběh deště proměnlivý. Pod hodnotami  $h_1, h_2, h_3 \dots h_i$  nyní rozumějme tzv. efektivní dešť, což je zbytek dešťové výšky po odečtení veškerých ztrát na vsak, intercepci, povrchovou akumulaci, výpar atd. Jestliže si vykreslíme na daném povodí obecného tvaru izochrony, můžeme po zplanimetrování dílčích ploch uzavřených mezi isochronami, vykreslit odpovídající křivku relativního rozdělení ploch, obr.4.162. Mějme dán chod efektivních výšek deště v jednotlivých zvolených (konstantních) časových intervalech (kterým odpovídá pro určité rychlosti dobíhání i odlehlost izochron  $\Delta L$ , a tím i velikost meziizochronních ploch). Pak můžeme psát:



Obr.4.162. Křivka rozdělení relativních dílčích ploch povodí



- $Q_1 = t_1 h_1$
- $Q_2 = t_1 h_2 + t_2 h_1$
- $Q_3 = t_1 h_3 + t_2 h_2 + t_3 h_1$
- $Q_4 = \dots$
- $\vdots$
- atd.

$h_1$  - efekt.dešť v první č.j.  
 $h_2$  - efekt.dešť v druhé č.j.  
 $h_3$  - efektivní dešť v třetí č.j.

Obr.4.163. Schema pro výpočet průtoků  $Q_t$  podle genetického vzorce

$$Q_1 = h_1 f_1 \quad (4.267)$$

$$Q_2 = h_1 f_2 + h_2 f_1 \quad (4.268)$$

$$Q_3 = h_1 f_3 + h_2 f_2 + h_3 f_1 \quad (4.269)$$

tedy obecně pro konec t-té časové jednotky:

$$Q_t = h_1 f_t + h_2 f_{t-1} + \dots + h_t f_1 \quad (4.270)$$

Výraz pro  $Q_t$  lze psát i takto:

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=t} h_k f_{t-k+1} = \sum_{k=1}^{k=t} f_k h_{t-k+1} \quad (4.271)$$

Tento tzv. genetický vzorec odtoku vyjadřuje zákonitost formování povodně pro obecný případ proměnlivé intenzity deště a povodí libovolného tvaru. Výpočet jednotlivých  $Q_t$  je usnadněn schématem zobrazeným na obr.4.163. Podle toho, jakou polohu zaujímá pořadnice hydrogramu povodně  $t$  vůči  $T$  a  $\tau_{max}$ , budou se nám měnit meze sumace v genetickém vzorci:

Pro  $T < t < \tau_{max}$ :

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=T} h_k f_{t-k+1} = \sum_{k=t-T+1}^{k=t} f_k h_{t-k+1} \quad (4.272)$$

vzorec vyjadřuje případ, kdy pro  $T \langle \tau_{\max}$  se na tvorbě kulminačního průtoku podílí celý déšť, ale jenom část plochy povodí.

Bude-li  $\tau_{\max} \langle t \langle T$ :

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=\tau_{\max}} f_k h_{t-k+1} = \sum_{k=t-\tau_{\max}+1}^{k=t} h_k f_{t-k+1} \quad (4.273)$$

nyň se zúčastňuje na tvorbě  $Q_{\max}$  celá plocha povodí, ale jenom část deště.

Konečně, bude-li  $t \rangle T \rangle \tau_{\max}$ :

$$Q_t = \sum_{k=1}^{k=T} h_k f_{t-k+1} = \sum_{k=t-T+1}^{k=t} f_k h_{t-k+1} \quad (4.274)$$

I z tohoto vzorce plyne poznatek, ke kterému jsme dospěli již dříve, pro  $t \geq T + \tau_{\max}$  vychází  $Q_t = 0$ , tedy že trvání povodně (celkový počet pořadnic) je roven  $T_{\text{pov}} = T + \tau_{\max}$ .

Pro déšť, jehož doba trvání bude nepoměrně kratší než je doba dobíhání z hydraulicky nejvzdálenějšího místa na povodí ( $T \langle \tau_{\max}$ ), průtok na konci první časové jednotky bude, je-li úhrn efektivního deště za  $T = 1$  č.j., roven  $h_1$ :

$$Q_1 = f_1 h_1, \quad (4.275)$$

na konci druhé časové jednotky:

$$Q_2 = f_2 h_1 \text{ atd.}, \quad (4.276)$$

obecně pak:

$$Q_t = f_t h_1 \quad (4.277)$$

Rovnice 4.277 vyjadřuje, že se průtok na konci každé časové jednotky tvoří v tomto případě celým deštěm (efektivním) o trvání  $T = 1$  č.j., ale za přispění jenom samostatných jednotlivých meziizochronních ploch. Maximální průtok vznikne tenkrát, až voda, vypadlá na největší dílčí plochu, doteče do uzávěrového profilu. Vzorec 4.277, platný pro  $T \langle \tau_{\max}$  je velmi významný, neboť vyjadřuje podmínky vzniku tzv. elementárních, jednotkových povodní.

Bude-li platit  $T \rangle \tau_{\max}$ , průtok bude obecně dán vztahem:

$$Q_t = h_t F, \quad (4.278)$$

který postihuje vznik tzv. povodní složených účastní se na tvorbě  $Q_t$  celá plocha povodí, ale jenom jednotlivé, dílčí takty efektivního deště.

Podstata postupu při konstrukci hydrogramu průtoků metodou izochron

Na mapě se na hlavním toku a přítocích vykreslí místa, kterými budou procházet izochrony. Vzdálenosti mezi těmito body jsou funkcí počtu izochron  $n$ ,

volené časové jednotky  $\tau_0$  a průměrné rychlosti  $v$ . To vše se musí při vykreslování izochron skloubit. Určíme:

$$\Delta L = \frac{L}{n+1} \quad (4.279)$$

kde  $L$  - délka toku,

$n$  - počet izochron, potom  $(n+1)$  je počet dílčích meziizochronních ploch a také počet úseků o délce  $\Delta L$ .

Časová jednotka  $\tau_0$ , která je zapotřebí k proběhnutí úseku délky  $\Delta L$  průměrnou rychlostí  $v$  je dána výrazem:

$$\tau_0 = \frac{\Delta L}{v} = \frac{\tau_{\max}}{n+1} \quad (4.280)$$

kde  $\tau_0$  - je časovou jednotkou, pro kterou musíme v dalším řešení určovat průměrné výšky časově proměnlivých efektivních dešťů, vypadlých na povodí. Na základě uvedených výrazů můžeme psát:

$$\tau_0 = \frac{\Delta L}{v} = \frac{L}{v(n+1)} \quad (4.281)$$

Poněvadž do vzorce dosazujeme  $L$  zpravidla v km, a  $\tau_0$  chceme obdržet v hodinách, bude ve vzorci vystupovat přepočítací koeficient  $k_1$ :

$$\tau_0 = \frac{\tau_{\max}}{n+1} = \frac{\Delta L}{k_1 v} = \frac{L}{k_1 v(n+1)} \quad (4.282)$$

Abychom mohli hydrogram povodňové vlny vykreslit ve vyhovujícím detailu, volíme počet izochron minimálně 8 ÷ 10. Po vykreslení izochron planimetrujeme dílčí meziizochronní plochy, vyjádříme je v relativních hodnotách a posléze takto získané hodnoty vykreslujeme v závislosti na čase-dostáváme tak křivku rozdělení relativních meziizochronních ploch.

Pro ilustraci výpočtu hydrogramu průtoků uvedme následující zjednodušený příklad: Plocha povodí  $F=5000 \text{ km}^2$ ,  $T = \tau_0 = 1$  den. Ostatní plyne z tab.4.21: Tabulka je navržena tak, že umožňuje v jednotlivých sloupcích kontrolu. Tak např. součet hodnot sloupce 4 dává výšku efektivních srážek vypadlých v první den na povodí (10 mm). Obdobně součet sloupce 5 a 6. Všimněme si, že hodnoty v jednotlivých řádcích, uvedené v některém ze sloupců 4, 5 nebo 6 udávají vlastně výšku efektivního deště vypadlou na dílčí plochu  $f_i$ , jež je (nutně pro další výpočet) rozprostřena na celou plochu povodí  $F$ . Přepočet výšky, vyjádřené v mm, na průtok  $Q_i$ , pozorovaný na konci určitého dne (obecné časové jednotky), obdržíme následující úvahou: Víme, že déšť vypadává (podle našeho předpokladu) konstantní intenzitou takové velikosti, že na konci prvního dne (viz tab.4.21) byla pozorována efektivní výška  $h_1=10$  mm. Odpovídající intenzita tedy je rovna:  $i = 10 \text{ mm}/1440 \text{ min} = 0,00695 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ , to znamená, že specifická vydatnost efektivního deště je  $i = 115,8 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$  (0,00695.166,7.100). Na konci dne se nám zapojí celá dílčí plocha a odvádí v jedné sekundě tolik, kolik na ni v této sekundě celkem vypadává, takže  $Q_1 = 115,8 \cdot 500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} = 57,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Hodnota  $Q_1 = 58 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  prvního řádku sloupce 8 je výsledkem zaokrouhlení vypočtené hodnoty. Všimněme si, že hodnoty sloupce 4, 5 a 6 udávají vlastně průběh průtoků jednotkových, elementárních povodní, vyvolaných dešti o  $h_1 = 10 \text{ mm}$ ,  $h_2 = 20 \text{ mm}$  a  $h_3 = 5 \text{ mm}$  s příslušným časovým posunutím jejich počátků o jednu časovou jednotku, zde

jeden den. Výsledné průtoky hledaného hydrogramu jsou dány součtem hodnot všech sloupců po jednotlivých řádcích.

Tab.4.21. Příklad použití metody izochron při určení hydrogramu průtoků

Dni dobihání efekt. dešťů	Efekt. deště $h_i$ (mm)	Relat. vyjádř. dílčích ploch $f_i / F$	Odtok od 1.deště (mm)	Odtok od 2.deště (mm)	Odtok od 3.deště (mm)	Denní úhrn odtoku v uzavěr. profilu (mm)	$Q_d$ ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )
sloupec 1	2	3	4	5	6	7	8
1	10	0,10	10.0,1=1			1	58
2	20	0,20	10.0,2=2	20.0,1=2		4	232
3	5	0,30	3	4	5.0,1=0,5	7,5	435
4		0,25	10.0,25=2,5	6	1	9,5	551
5		0,15	10.0,15=0,5	5	1,5	8,0	461
6				3	1,25	4,25	246
7					0,75	0,75	44
suma	35	1	10	20	5		

Nyní si povšimněme důležitého poznatku: Určení křivky ploch stejného dobihání (křivka relativního rozdělení ploch), kterou obdržíme po vykreslení systému izochron, je spojeno zpravidla s velkými obtížemi. Přesnost výsledku, shoda s pozorovanou vlnou, závisí kromě správného určení efektivního deště (jde o výpočet ztrát), také na správném odhadu průměrné rychlosti dobihání. Při této úloze můžeme použít poznatků o jednotkové elementární povodni. Víme, že pro elementární povodeň platí:

$Q_i = f_i h_i$ , nyní vyjádřeme poměr:

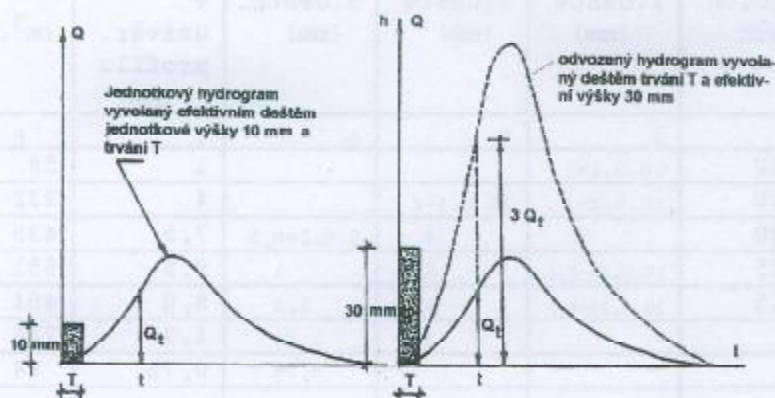
$$\frac{Q_i}{\Sigma Q} = \frac{h_i f_i}{\Sigma Q} = \frac{h_i f_i}{h_i F} = \frac{f_i}{F} = \frac{W_i}{W} \quad (4.283)$$

kde  $\Sigma Q$  - součet průtoků povrchového odtoku; je roven celkovému objemu povodňové vlny (bez základního odtoku). Ten musí být přirozeně roven objemu efektivního deště.

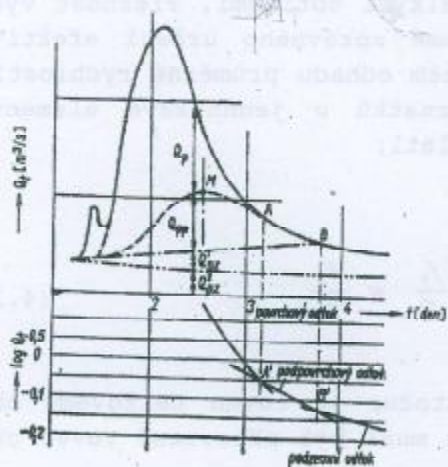
Z posledních dvou výrazů vidíme, že dílčí plošky uzavřené mezi izochronami se mají k celkové ploše povodí jako dílčí objemy elementární povodně k jejímu celkovému objemu. To je významný poznatek. Této skutečnosti můžeme výhodně využít při konstrukci hydrogramů povodňových vln - nemusíme vykreslovat izochrony (na základě určitých mnohdy nepřesných předpokladů o rychlostech stékání vody po povodí, případně upřesněných náročným, přesto ne zcela vše postihujícím měřením v terénu) a poté planimetrovat dílčí plochy povodí apod. Stačí jako vzor použít pozorovanou vlnu, vzniklou z deště o trvání  $T$  ( $T_{max}$  (tedy by to měla být vlna elementární). Zde je na místě uvést jednu velmi důležitou poznámku: vzhledem k tomu, že takto určený jednotkový hydrogram je odvozen z pozorovaných povodní, je v něm, na rozdíl od metody izochron, obsažen i transformační účinek říční sítě na povodňovou vlnu. Protože takto určená křivka nevyjadřuje jenom relativní rozdělení ploch, je správnější ji nazývat křivkou rozdělení objemů.

## Metoda jednotkového hydrogramu

Protože fyzikálně-geografické charakteristiky určitého povodí (konfigurace terénu, hustota a uspořádání říční sítě, geologické poměry, rozložení lesů, jezer, nádrží apod.) jsou prakticky stálé, lze očekávat, že hydrogramy povodní, vyvolané dešti stejného trvání, úhrnu a rozložení na povodí, budou si, při stejné zvláženosti půdy na povodí, velmi podobné.



Obr.4.164. Odvození hydrogramu průtoků ze známého jednotkového hydrogramu



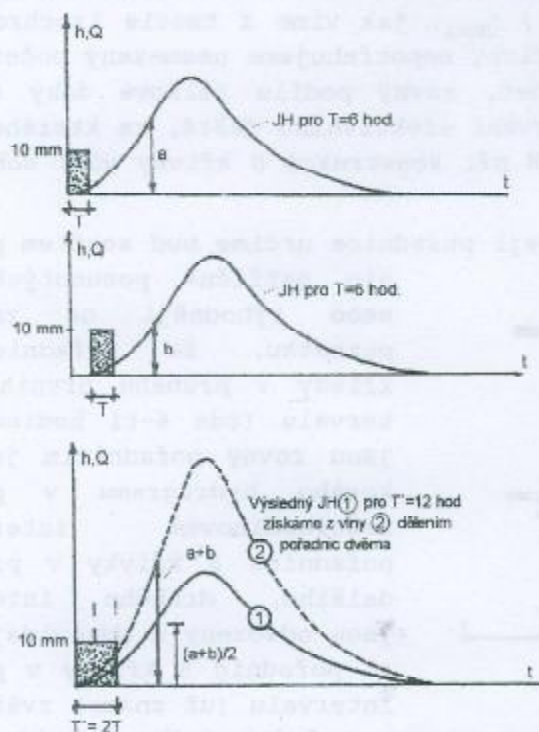
Obr.4.165. Metody separace

příslušného odpovídajícího průtoku v jednotkovém hydrogramu a čísla  $\lambda$ , jež je poměrem výšky skutečného efektivního deště a výšky efektivního deště, zvolené (při odvozování JH) za jednotku přímého povrchového odtoku.

### Odvození jednotkového hydrogramu z pozorovaných elementárních povodní

1. Nejdříve musíme z pozorovaných povodní uvedeného typu oddělit základní odtok některým z vhodných způsobů separace a změřit objem tzv. přímého odtoku. Pod přímým odtokem rozumíme odtok povrchový, vodu spadlou na hladinu řek, jezer apod. přímo a část vody, která se dostane do toku stékáním těsně pod povrchem terénu (tzv. odtok hypodermický neboli podpovrchový). Možné způsoby separace podává obr.4.165.

2. Pořadnice přímého odtoku se dělí objemem tohoto odtoku, vyjádřeným v mm výšky, rozprostřeným na celou plochu povodí). Takto sestrojený hydrogram již bude hledaným hydrogramem jednotkovým (s objemem přímého odtoku rovným 1 mm). 3. Analýzou údajů o deštích se určuje trvání efektivní části deště. Mezi základní doporučení pro sestavení jednotkového hydrogramu patří:



Obr. 4.166. Odvození JH pro  $T' = 2T$ . JH pro trvání efektivního deště  $T$  máme k dispozici

Mají se použít, pokud možno zřetelně vyjádřené, izolované jednodálční povodně, vyvolané rovnoměrně rozloženým deštěm (časově i plošně) daného trvání a úhrnu takového, aby způsobil dostatečně velký odtok (např. výšky větší než, podle americké literatury, jeden palec, tj. 25,4 mm). Poněvadž předpoklad časové a plošné rovnoměrnosti vypadávání deště je zřídka splněn, dostaneme zřejmě zpracováním jednotkových hydrogramů, které se budou od sebe poněkud lišit. Průměrné podmínky rozložení dešťů můžeme vyjádřit průměrným jednotkovým hydrogramem. Průměruje se tak, aby maximální průtok byl průměrem maxim, jeho časový výskyt průměrem výskytu - přitom opět objem průměrného JH musí být roven zvolené jednotce.

#### Odvození JH potřebného trvání nepřímým způsobem

Často se stává, že nemáme k dispozici dostatek takových údajů (dešťoměrná pozorování pro menší povodí musí být ombrografická, je třeba mít dostatečný počet jednoduchých, jednovrcholových povodňových vln dostatečného objemu), abychom mohli odvodit JH pro efektivní dešť určitého trvání. Např. potřebujeme znát pro určité povodí JH, který by odpovídal efektivnímu dešti o trvání třeba 12 hodin. Zde naznačíme možnosti, kterak odvodit hledaný JH, máme-li jednotkový hydrogram odvozený z deště jiného trvání.

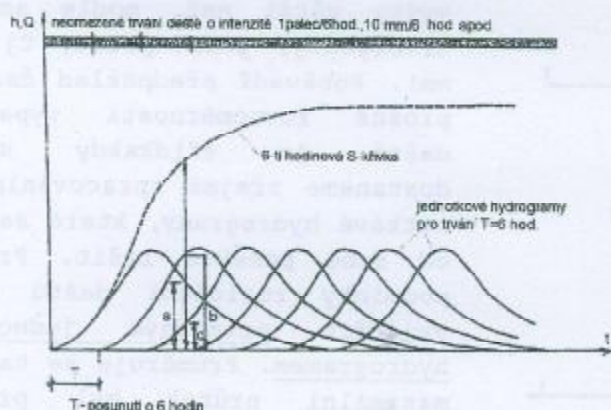
1. Mějme např. již odvozený JH pro dešť krátké doby trvání (např.  $T=6$  hod.) a potřebujeme JH, odpovídající 12-ti hodinovému efektivnímu dešti,  $T'=12$  hod., který právě pro nedostatek údajů nemůžeme odvodit přímým, právě popsaným způsobem. V tomto případě (kdy  $T'$  je celým násobkem trvání  $T$ ), jednoduše jednotkové hydrogramy pro  $T=6$  hod. posuneme vůči sobě o 6 hodin, pořadnice obou JH sečítáme a pak dělíme dvěma (poněvadž potřebujeme zachovat u výsledného JH pro 12hod., podle definice, jednotkový objem). Postup vysvětluje obr. 4.166.

2. Poněkud obtížnější a pracnější případ nastává, máme-li JH pro delší trvání efektivního deště a hledáme JH pro trvání kratší. Tentokrát úlohu řešíme S-křivkou. S-křivka je vlastně integrální křivka odtoku, získaná z většího počtu jednotkových hydrogramů, vzájemně posunutých vůči sobě o interval, rovný délce trvání efektivního deště, ze kterého byly použité jednotkové hydrogramy odvozeny. Tak např. 6-ti hodinovou S-křivku získáme

složením šestihodinových jednotkových hydrogramů, jejichž počáteční body jsou vůči sobě posunuty o 6 hodin vpravo.

Maximální průtok  $S$  křivky, odpovídající intenzitě efektivního deště např. 10 mm za šest hodin, bude po určité době po počátku deště teoreticky konstantní (maximální odtok konstantní velikosti vzniká při tzv. plné fázi odtoku, odpovídající případu, pro  $T$ )  $\tau_{\max}$ , jak víme z teorie izochron). Z obr.4.167 plyne, že k sestrojení  $S$  křivky nepotřebujeme neomezený počet jednotkových hydrogramů, ale jenom počet, rovný podílu celkové doby trvání základny jednotkového hydrogramu a trvání efektivního deště, ze kterého byly JH sestrojeny (doba, o kterou byly JH při konstrukci  $S$  křivky vůči sobě posunuty).

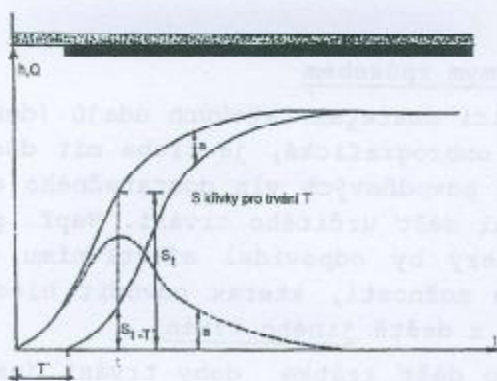
Odvození  $S$  křivky je jednoduché. Její pořadnice určíme buď součtem pořadnic patřičně posunutých JH,



Obr.4.167. Schema sestrojení  $S$  křivky

nebo výhodněji na základě poznatku, že pořadnice  $S$  křivky v průběhu prvního intervalu (zde 6-ti hodinového) jsou rovny pořadnicím jednotkového hydrogramu v prvním šestihodinovém intervalu, pořadnice  $S$  křivky v průběhu dalšího, druhého intervalu jsou odvozeny z odpovídajících si pořadnic  $S$  křivky v prvním intervalu (už známe) zvětšeným o pořadnice JH v druhém 6-ti hodinovém intervalu atd.

Naznačeným způsobem postupujeme tak dlouho, až pořadnice  $S$  křivky dosáhne své maximální hodnoty a více se (až na malé výchvěvy, které se skoro vždy vyskytnou), v podstatě nemění.



Obr.4.168. Sestrojení JH pro kratší trvání  $S$  křivkou ( $T' < T$ )

Pakliže jsme některým z uvedených způsobů odvodili  $S$  křivku, hledaný JH, odpovídající např. 2-hodinovému efektivnímu dešti, určíme tak, že počítáme rozdíly pořadnic dvou  $S$  křivek vzájemně posunutých o 2 hodiny a násobíme třemi, tj. poměrem  $T/T'$ , kde  $T$  je doba efektivního deště, odpovídající jednotkovému hydrogramu, použitému při sestrojení  $S$  křivky,  $T'$  - trvání efektivního deště

hledaného jednotkového hydrogramu).

Jak vyplynulo z textu, můžeme  $S$  křivku počítat podle výrazu:

$$S_t = u_t + u_{t-T} + u_{t-2T} + \dots \quad (4.284)$$

kde  $u_t$  - pořadnice (průtok) jednotkového hydrogramu v čase  $t$ ,

$u_{t-T}, u_{t-2T}, \dots$  - pořadnice JH v čase  $t-T, t-2T$  atd.,

$T$  - trvání efektivního deště, pro které známe jednotkový hydrogram.



Tak např. máme-li JH pro 6-ti hodinové trvání ( $T = 6$  hod.), pak průtok 2 hodiny po začátku vzrůstu  $S$  křivky bude:

$$S_2 = u_2 + u_{2-6} = u_2 + 0 = u_2 \quad (4.285)$$

4 hodiny po začátku:

$$S_4 = u_4 + u_{4-6} = u_4 + 0 = u_4 \quad (4.286)$$

6 hodin po začátku:

$$S_6 = u_6 + u_{6-6} = u_6 + 0 = u_6 \quad (4.287)$$

8 hodin po začátku:

$$S_8 = u_8 + u_{8-6} = u_8 + u_2 \quad (4.288)$$

atd. Pro zkrácení výpočtů je výhodné výrazy vyjádřit ve tvaru:

$$S_t = u_t + S_{t-T} \quad (4.289)$$

Shrneme-li, výsledný JH pro hledané trvání  $T'$  ( $T$  obdržíme výpočtem průtoků (pořadnic) v jednotlivých okamžicích  $t$  takto:

$$u(t, T') = \frac{T}{T'} (S_t - S_{t-T}) \quad (4.290)$$

Tím jsme naznačili podstatu velmi výhodné metody jednotkového hydrogramu, běžně používané v hydrologické praxi.

Výpočet pořadnic JH z povodňové vlny složené zde pro nedostatek místa není uveden, podstata řešení bude vysvětlena na přednáškách.

#### Vzorce pro výpočet maximálních průtoků

V případě, že nemáme pozorování průtoků, ani nemůžeme použít analogii, počítáme kulminační průtok určitého významu empirickými vzorci. Z velkého počtu existujících vzorců, z nichž mnohé již zastaraly, uvedme alespoň dva z novějších. Zde popisované vzorce určují maximální průtoky vzniklé z dešťů.

#### Vzorec D.L.Sokolovského

Patří mezi tzv. vzorce objemové, které kromě objemu uvažují a postihují i tvar povodňové vlny. Naznačme si zde jeho odvození a v něm obsažené předpoklady. Snahou autora vzorce bylo použít základní faktory, jež jsou dobře určitelné z materiálů pozorování, postihnout významnost kulminace významností dešťů a předchozího zavlažení, určit nejen kulminační průtok ale popsat i fázi vzestupu a poklesu hydrogramu, jeho objem, tvar i trvání. Pro výpočet ztrát autor používá celkový koeficient odtoku, jenž je dobře definovatelný a vyjádřitelný z údajů pozorování. To vše umožní konstruovat celý hydrogram, potřebný např. jako vstupní údaj při výpočtu transformace povodňových vln v nádržích.

Tvar povodňové vlny je vyjádřen dvěma částmi - parabolami  $m$  a  $n$ -tého stupně, stýkajícími se ve vrcholu. Větev vzrůstu je dána výrazem:

$$Q_t = Q_{\max} \left( \frac{t}{t_{\text{vz}}} \right)^m, \quad (4.291)$$

větev poklesu:

$$Q_t = Q_{\max} \left( \frac{t_{\text{pokl}} - t}{t_{\text{pokl}}} \right)^n \quad (4.292)$$

kde  $Q_t$  - průtok pozorovaný t časových jednotek po začátku vzrůstu (pro větev vzestupnou), příp. t časových jednotek po kulminaci  $Q_{\max}$  (pro větev poklesovou),

$t_{\text{vz}}$  - trvání vzrůstové větve,

$t_{\text{pokl}}$  - trvání poklesové větve,

$m, n$  - exponenty u křivky vzrůstu a poklesu

Z výrazů plyne pro vzrůstovou větev, že pro  $t=0$ , bude  $Q_t=0$ , pro  $t=t_{\text{vz}}$  bude  $Q_t=Q_{\max}$ ; na poklesové větvi bude obdobně: při  $t=0$  vychází  $Q_t=Q_{\max}$ , při  $t=t_{\text{pokl}}$  je  $Q_t=0$ .

Plocha levé části hydrogramu, vyjadřující příslušný objem:

$$W_1 = \int_0^{t_{\text{vz}}} Q_t dt = \int_0^{t_{\text{vz}}} Q_{\max} \left( \frac{t}{t_{\text{vz}}} \right)^m dt = Q_{\max} \frac{t_{\text{vz}}}{m+1} \quad (4.293)$$

plocha pravé části hydrogramu:

$$W_2 = \int_{t_{\text{pokl}}}^0 Q_t dt = \int_{t_{\text{pokl}}}^0 Q_{\max} \left( \frac{t_{\text{pokl}} - t}{t_{\text{pokl}}} \right)^n dt = Q_{\max} \frac{t_{\text{pokl}}}{n+1} \quad (4.294)$$

Celková plocha (objem) povodňové vlny:

$$W = W_1 + W_2 = Q_{\max} \left( \frac{t_{\text{vz}}}{m+1} + \frac{t_{\text{pokl}}}{n+1} \right) \quad (4.295)$$

Pakliže vyjádříme trvání poklesové větve jako:

$$t_{\text{pokl}} = \gamma \cdot t_{\text{vz}} \quad (4.296)$$

kde  $\gamma$  - součinitel větší než 1, definovaný  $\gamma = t_{\text{pokl}}/t_{\text{vz}}$ ,

$$\text{pak:} \quad W = Q_{\max} t_{\text{vz}} \left( \frac{1}{m+1} + \frac{\gamma}{n+1} \right) \quad (4.297)$$

$$\text{neboli:} \quad Q_{\max} = \frac{W}{t_{\text{vz}}} \left[ \frac{(m+1) \cdot (n+1)}{(n+1) + \gamma(m+1)} \right] \quad (4.298)$$

Výraz v hranaté závorce je funkcí  $n, m$  a poměru  $\gamma$ , takže charakterizuje tvar povodně. Když zavedeme:

$$f = \left[ \frac{(m+1) \cdot (n+1)}{(n+1) + \gamma(m+1)} \right] \quad (4.299)$$

$$\text{můžeme psát:} \quad Q_{\max} = \frac{W}{t_{\text{vz}}} \cdot f \quad (4.300)$$

uvážíme-li, že celkové trvání povodně je:

$$T_{\text{pov}} = t_{\text{vz}} + t_{\text{pokl}} = t_{\text{vz}}(1+\gamma), \quad (4.301)$$

bude:

$$Q_{\max} = \frac{W}{T_{\text{pov}}} \cdot f(1+\gamma) \quad (4.302)$$

Protože ale  $W/T_{\text{pov}}$  vyjadřuje průměrný průtok povodně  $Q_{\text{stř}}$ , platí:

$\frac{Q_{\max}}{Q_{\text{stř}}} = f(1+\gamma) = k_f$  při trojúhelníkovém tvaru hydrogramu budou  $m$  a  $n$  rovny jedničce, hodnota  $f = 2/(1+\gamma)$ , a  $k_f$ :

$$k_f = \frac{2}{1+\gamma}(1+\gamma) = 2 \quad (4.303)$$

Protože plocha hydrogramu vyjadřuje objem povodně o velikosti  $W = 10^3 H \alpha F$  (je-li výška deště  $H$  vyjádřena v mm, plocha  $F$  v  $\text{km}^2$ ). Vyjádříme-li trvání v hodinách, přečítací koeficient  $K_p = 0,28$ , nabude výraz pro  $Q_{\max}$  tvar:

$$Q_{\max} = \frac{0,28 H \alpha F f (1+\gamma)}{T_{\text{pov}}} \quad (4.304)$$

neboli:

$$Q_{\max} = \frac{0,28 H \alpha F}{t_{\text{vz}}} f \quad (4.305)$$

Ze schematizace metody izochron plyne, že  $t_{\text{vz}} = t_k$  (době kritické, době koncentrace). Můžeme proto psát:

$$Q_{\max} = \frac{0,28 H \alpha F}{t_k} f \quad (4.306)$$

kde  $H$  - výška výpočtového deště, trvání  $t_d$ , pravděpodobnosti  $p$ , určí se např. podle Trupla, Němcova vzorce apod.

$\alpha$  - objemový součinitel odtoku, lze odvodit z analogie, z mapy izolinií objemového součinitele  $C_{\text{obj}}$  (viz vzorec Čerkašínův).

$F$  - celková plocha povodí,

$t_k$  - kritická doba deště (hod), počítáme ji např. z výrazu pro dobu koncentrace  $t_k = L/(3,6 v)$ , kde  $L$  je délka toku v km,

$v$  - průměrná rychlost stékání vody z povodí, vyjádřená v  $\text{m.s}^{-1}$ .

Určíme ji např. z tab.4.22,

$f$  - součinitel tvaru povodňové vlny, průměrná hodnota bývá  $f \approx 0,60$

Výpočtové trvání deště  $t_d$  určíme z výrazu:

$$t_d = t_k (t_k + 1)^{-0,20} \quad (4.307)$$

D.L.Sokolovský ještě uvedený vzorec upřavuje do tvaru:

$$Q_{\max} = \frac{0,28 (H - H_0) \alpha F}{t_{\text{vz}}} f \delta + Q_{\text{podz}} \quad (4.308)$$

kde  $H_0$  - výška deště jdoucí na prvopočáteční ztráty (zavlažení půdy, zaplnění mikroreliéfu apod.),

$\delta$  - součinitel, vyjadřující globální akumulaci vliv jezer, bažin a lesů (obecně vliv snížení na  $Q_{\max}$ ),

$Q_{\text{podz}}$  - průtok ze zásob podzemních vod, je to průtok v okamžiku

prvního, počátečního vzrůstu povodňové vlny.

Tab.4.22. Rychlosti stékání v (m.s<sup>-1</sup>)

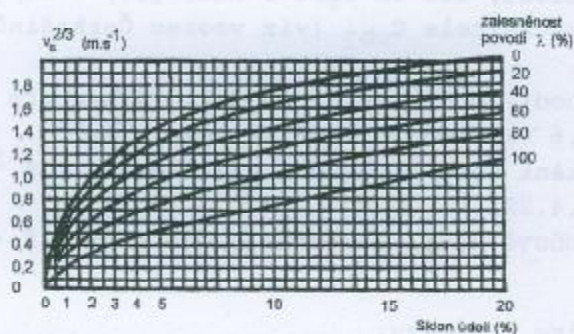
Charakter povodí	rovinné	slabě členité	kopcovité	podhorské	horské
	střední sklon svahů (%)				
	0,5	2	5	10	30
rychlost stékání vody (m.s <sup>-1</sup> )					
močálovitě	0,07	0,15	0,3	-	-
zalesněné	0,12	0,2	0,5	0,8	1,2
travnaté pastviny	0,2	0,5	0,8	1,2	2,0
pozvolné údolí	0,4	0,7	1,0	1,6	2,5
strmé údolí	-	-	1,2	2,2	4,0
skalnaté prudké svahy	-	-	-	3,0	5,0

#### Vzorec Čerkašinův

Slouží pro výpočet stoletého kulminačního průtoku  $Q_{100}$  na povodích Čech a Moravy o velikosti do 300 km<sup>2</sup>:

$$Q_{100} = \frac{24,7\beta v_s^{2/3}}{\psi L^{2/3}} F \quad (4.309)$$

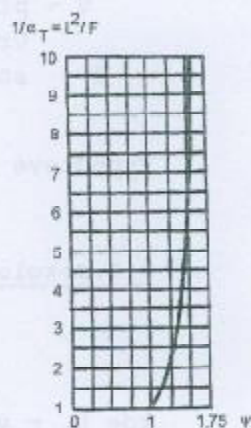
- kde L - délka údolí v km od uzavěrového profilu až k rozvodnici,  
 $v_s$  - střední rychlost dobíhání v m.s<sup>-1</sup>; v závislosti na sklonu a procentu zalesnění určujeme hodnotu  $v_s^{2/3}$  z grafu obr.4.169,  
 $\psi$  - koeficient, vyjadřující závislost velikosti kulminačního průtoku na tvaru povodí, odečítá se opět z grafu obr.4.170,  
 $\beta$  - objemový součinitel odtoku povodňové vlny se stoletým kulminačním průtokem. Odečítá se z mapy izolinií, viz přílohy.  
 F - plocha povodí, vztažená k uzavěrovému profilu v km<sup>2</sup>.



Obr.4.169. Graf pro vzorec Čerkašina

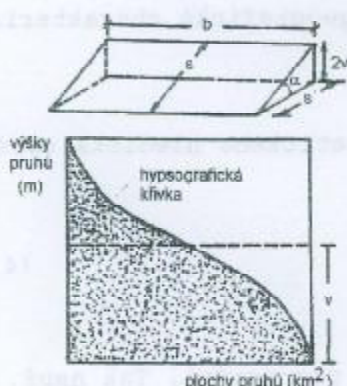
považujeme za délku toku rameno delší. Meandruje-li tok velkými záhyby po celé šířce povodí, jako délka údolí se uvažuje spojnice profilu s nejvzdálenějším místem rozvodnice. 3. Jestliže tok v dlouhém svém úseku nemá zřetelně vyvinuté koryto, je třeba součinitel  $\psi$  zvětšit 1,3 až 1,6-ti násobně, podle délky nevyvinutého toku. 4. Probíhá-li tok nápadně po jedné straně povodí, je nutno koeficient  $\psi$  zvětšit,

Při výpočtu kulminačního průtoku je třeba dbát těchto pokynů: 1. Délka údolí se měří bez započtení drobných meandrů na mapě měřítka 1:75 000, nebo 1:25 000. 2. Rozvětvuje-li se tok na dvě, případně více ramen,



Obr.4.170. Graf součinitele  $\psi$

podle míry vybočení ze středu 1,1 ÷ 1,5 krátě. 5. Jsou-li v povodí rybníky, započítává se jejich vliv tak, že se uvažuje menší koeficient  $\beta$ , než udává mapa izolinií objemového součinitele odtoku (uvažujeme pouze 1/2, příp. 1/3 příslušné hodnoty). Stejným způsobem se započítává vliv mimořádně propustného podloží (krasové útvary, křída). 6. Jestliže povodí má tvar hrušky



Obr.4.171. Pojem Herbstova sklonu

obráčené k profilu úzkou částí, stoletý průtok počítáme jen ze široké části povodí. K takto vypočtené hodnotě připočítáme přiměřený příspěvek průtoku pro zúženou část povodí. 7. Máme-li profil pod soutokem dvou nebo více toků, je nutné vypočítat stoletý specifický průtok pro část povodí s nejdelším tokem. 8. Plocha luk se uvažuje jako plocha lesů. 9. Při použití vzorce pro výpočet  $Q_{100}$  na povodích flyšové oblasti, jejichž  $F < 5 \text{ km}^2$  a průměrný Herbstův sklon povodí přesahuje 15‰, musíme koeficient  $\beta$  zvětšit až o 25-30% bez ohledu na stupeň zalesnění. 10. Někdy se vyskytuje povodí ve tvaru mísy (jak situačně tak i výškově) - pro tento případ hodnotu  $\psi$  vynásobíme 0,8-0,9.

V předchozím textu jsme použili pojem Herbstova sklonu, který si nyní vysvětlíme: Skutečná plocha povodí (ne její průmět, zobrazený na mapě) se nahrazuje šikmou rovinou, omezenou rovnoběžníkem  $b.s$ . Její sklon je roven tangente úhlu  $\alpha$ , jenž je sevřen náhradní plochou s rovinou vodorovnou. Je-li  $v$  průměrná výška povodí (určená hypsografickou křivkou) nad vodorovnou srovnávací rovinou, procházející nejnižším bodem povodí, pak nejvyšší body na povodí jsou nad touto srovnávací rovinou ve výšce  $2v$ . Platí vztahy:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{2v}{s'} = \frac{\Delta x \sum L}{F} \quad (4.310)$$

kde  $\Delta x$  - výškový rozdíl mezi vrstevkami (vrstevnicový krok), udaný v km,  
 $\sum L$  - součet délek vrstevnic v km,  
 $F$  - plocha povodí v  $\text{km}^2$ .

Podle obr.4.171 můžeme psát:

$$b = \frac{F}{s'} = \frac{F \cdot \operatorname{tg} \alpha}{2v} \quad (4.311)$$

Závěrem uvedme, že tak složitý jev, jakým je tvorba stoletého průtoku, nemůže být zcela přesně postižitelný vzorci. Navíc, ať je vzorec sebelépe sestaven, budou v něm vždy vystupovat určité koeficienty, takže je zde velké nebezpečí subjektivního přístupu jednotlivých zpracovatelů. Proto Čerkašin doporučuje stoletý průtok počítat podle většího počtu novějších vzorců (Čerkašin, Sokolovský apod.) a brát z nich, v případě že se výsledky příliš neliší, průměr. Nakonec, podle doporučení se má vždy vypočtený výsledek převést na specifický průtok a ten ověřit porovnáním s výsledky statistického zpracování v dané oblasti pozorovaných kulminací-použijeme graf  $q_{100} = f(F)$ .

#### Oblastní vzorce

Tyto vzorce (zpravidla mocninového typu) postihují závislost maximálních, specifických průtoků  $q_{\max}$  na ploše povodí. Mocninový typ vzorců lze

vysvětlit tím, že s nárůstem plochy povodí vzrůstá kritická doba deště a tím klesá jeho intenzita. Uvedený vztah lze vyjádřit ve tvaru:

$$q_{\max} = \frac{A}{F^n}, \quad Q_{\max} = A \cdot F^{1-n} \quad (4.312a,b)$$

kde  $A, n$  - koeficienty, závislé na klimaticko-geografické charakteristice oblasti, pro niž byl vzorec odvozen.

Pro povodí menších rozloh výhodnější a z teoretického hlediska správnější je výraz ve tvaru:

$$q_{\max} = \frac{A_0}{(F+c)^n} \quad (4.313)$$

kde  $A_0, n, c$  - parametry, jež se určují z údajů pozorování. Tak např. pro  $c=1$  bude:

$$q_{\max} = \frac{A_0}{(F+1)^n} \quad (4.314)$$

Z posledního výrazu vyplývá i fyzikální význam parametru  $A_0$ . Pakliže  $F \rightarrow 0$ ,  $q_{\max} \rightarrow A_0$ , neboli maximální odtok  $q_{\max}$  se bude blížit na velmi malých povodích maximálnímu elementárnímu odtoku  $A_0$ , jež může být vyjádřen také takto:

$$A_0 = k_r a_{\max} \alpha_0 \quad (4.315)$$

kde  $A_0$  - maximální elementární odtok ( $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ ),

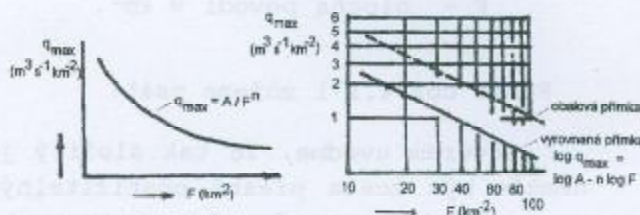
$k_r$  - rozměrový součinitel,

$a_{\max}$  - maximální intenzita deště (pro určité, velmi krátké trvání, cca 1 hod.)

$\alpha_0$  - elementární odtokový součinitel dešťového odtoku.

Tab.4.23 udává parametry  $A, n$  rov.4.312 a 4.314 pro povodí našeho státu (jsou zde zahrnuta i povodí patřící do bývalé čs. republiky). Hodnoty  $A, n$  byly získány rozбором a zpracováním pozorovaných  $q_{\max}$  - vyhodnocením čar překročení  $Q_{\max}$  zjistíme  $q_{\max}$  a tato specifika (stejného významu) vyneseme na dvojitý logaritmický papír v závislosti na ploše povodí  $F$ . Získané body pro určitou homogenní oblast se budou v podstatě řadit do přímky se zápornou směrnici. Po vyrovnání bodů vhodně volenou metodou (nebo zjištěním obalové čáry) můžeme určit hledané  $A$  a  $n$  logaritmováním výrazu 4.312:

$$\log q_{\max} = \log A - n \cdot \log F \quad (4.316)$$



Obr.4.172. Grafické vyjádření oblastního vzorce

### Vzorce intenzitního typu

Ve vodohospodářské praxi, zvláště pak ve zdravotním inženýrství při dimenzování kanalizačních sítí se používají vzorce intenzitního typu:

$$Q_{\max} = i C_n F \quad (4.317)$$

kde  $i$  - intenzita výpočtového deště trvání  $t_d$ ,

$C_n$  - odtokový součinitel určovaný z tab.4.25.

Tab.4.23. Hodnoty  $A, n$  pro výpočet  $q_{100}$  podle oblastního vzorce na menších povodích severních Čech podle Němce

Povodí horní Jizery, horního Labe, krkonošské potoky v nezalesněné oblasti	A	n
Povodí Bělé a Divoké Orlice	4,4	0,263
Menší toky v oblasti Trutnovska, Liberecka a podkrkonošské toky	2,9	0,30
Povodí Ploučnice, Kamenice, Chřibské Kamenice (silně zalesněné oblasti)	1,5	0,275

Tab.4.24. Parametry  $A, n$  pro výpočet  $q_{100}$  podle oblastních vzorců tvaru 4.312 a 4.314.

Povodí	A	n
1.Labe po Loučnou a Úpa	88	0,78
2.Labe nad Vltavou	4,4	0,38
3.Metuže, Orlice, Chrudimka a Doubravka	8,8-14	0,50
4.Horní Jizera a Kamenice	38-40	0,56
5.Ohře nad Libavou a Rychnovský potok	1,0	0,17
6.Loučná	2,5	0,41
7.Vltava nad Otavou	3,6	0,33
8.Vltava pod Otavou	4,6	0,33
9.Vltava pod Volšovkou	6,9	0,39
10.Blanice a Mže	22-23	0,63
11.Odra nad Ostravicí	3,8	0,33
12.Opava	12	0,50
13.Ostravice nad Morávkou	39	0,50
14.Poprad	5,2	0,30
15.Morava a přítoky nad Bečvou	8,1	0,50
16.Bečva	6,6	0,33
17.Dyje a Svratka	9,2	0,50
18.Svitava	1,6	0,33
19.Jihlava a Oslava	1,6	0,25
20.Váh a toky z flyšového pásma Karpat (Torysa, Ondava, Laborec, Uh, Topla)	18,3	0,43
21.Orava	8,9	0,33
22.Horní tok Nitry, Hornád	2,4-4,4	0,33
23.Dolní tok Nitry a Nitrica	10	0,50
24.Hron	2,0	0,27
25.Ipel'	3,4	0,39
26.Slaná	3,0	0,39

Za trvání výpočtového deště (déšť je blokem o konstantní intenzitě!) se zpravidla bere  $t_d = 15$  min, případně se určuje na základě doby koncentrace, přičemž má opakování (průměrná doba dosažení, případně překročení) jednou za

10 let až jednou za jeden rok, v závislosti na počtu obyvatel a sklonitosti území, příp. dalších okolnostech.

Určení kulminačních průtoků s dobou opakování  $N$  ( 100 let pro místa bez pozorování

Úlohu lze řešit použitím poznatků Bratránka, Duba, Čermáka, kteří z údajů pozorování průtoků pro určité typy povodí určili statistickou analýzou kulminačních průtoků součinitele  $a_N$ :

$$a_N = \frac{Q_N}{Q_{100}} \quad (4.318)$$

Na odvození těchto součinitelů pro větší české toky má zásluhu Bratránek, v pozdější době součinitele  $a_N$  upřesnil pro toky Čech a Moravy Čermák. Máme-li vypočítat v profilu bez pozorování  $N$ -letý průtok  $Q_N$ , kde  $N < 100$ , zařadíme náš tok do odpovídající skupiny, odečteme z tab.4.26 hodnotu  $a_N$  a vypočítáme  $Q_{100}$  některým z nepřímých způsobů (např. vzorcem Čerkašina, Sokolovského, z oblastních vzorců apod.). Pak už z rov.4.318 hledané  $Q_N$  vypočteme.

Tab.4.25. Odtokový součinitel  $C_n$

Číslo	Způsob zastavění a druh pozemku, příp. druh úpravy povrchu	Konfigurace území		
		do 1%	1-5%	nad 5%
I	Zastavěné plochy (střechy)	0,90	0,90	0,90
II	Asfaltové a betonové vozovky, dlažby se zálivkou spár	0,70	0,80	0,90
III	Obyčejné dlažby (pískové spáry)	0,50	0,60	0,70
IV	Štěrkové silnice, dlažba ze štětového kamene	0,30	0,40	0,50
V	Nezastavěné plochy	0,20	0,25	0,30
VI	Hřbitovy, sady, hřiště	0,10	0,15	0,20
VII	Zelené pásy, pole, louky	0,05	0,10	0,15
VIII	Lesy	0,00	0,05	0,10

Poznámka: V tabulce uvedení odtokový součinitel má platnost pro půdu střední propustnosti. U propustné půdy (písek) se zmenšují o 10%, při nepropustné (jíl, skála) se zvyšují o 10%.

Tab.4.26. Součinitel  $a_N$

$N$	Strmá nezalesněná povodí (extrémní podle Duba)	Částečně zalesněná svazitá povodí	Zalesněná mírně svazitá povodí ( 60÷80% )	Částečně zalesněná nížinná povodí (extrémní dle Bratránka )
1	0,06	0,10	0,14	0,18
2	0,08	0,15	0,21	0,29
5	0,13	0,23	0,33	0,44
10	0,21	0,33	0,45	0,55
20	0,34	0,47	0,60	0,67
50	0,62	0,70	0,81	0,84
100	1,00	1,00	1,00	1,00



#### 4.5.3.10.2. Minimální průtoky

Tyto průtoky jsou na toku tím nižší, čím déle trvá období sucha a čím menší jsou zásoby podzemních vod na počátku tohoto suchého období. O režimu minimálních průtoků (tj. době výskytu, velikosti a trvání průtoků) rozhodují poměry orografické, geologické, poměry půdní, typ spojení koryta se zásobami podzemních vod apod. Výraznou roli hrají poměry klimatické, vegetační pokryv a čím dále výrazněji se uplatňuje činnost člověka (výstavba přehrad, čerpání podzemních vod, přílišné zahlobení koryta při úpravách toků apod.

Na povodích oblastí nepropustného flyšového podloží se vytvářejí nevelké zásoby podzemních vod - tím je celkový režim průtoků velmi nevyrovnaný, charakteristický v období sucha nízkými specifickými odtoky. Jinak je tomu u toků odvodňujících povodí s podložím složeným z vápencových hornin. V nížinách pozorujeme období nízkých průtoků zpravidla koncem léta a na podzim, kdy průtoky klesají až na nejmenší hodnoty z celého roku, na tzv. roční minimum. Na povodích horských oblastí nízké průtoky se pozorují koncem zimy v únoru, ve vyšších polohách ještě v březnu.

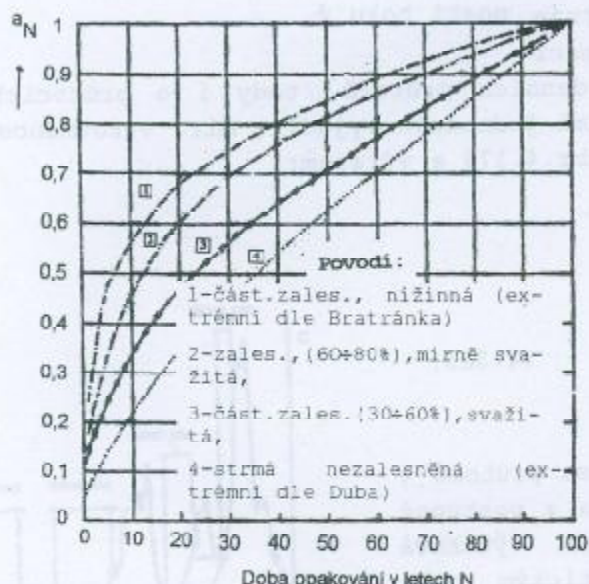
Pro určení charakteristik potřebných pro vodohospodářskou činnost a popisujících režim malých průtoků, je třeba výsledky pozorování vodních stavů a průtoků z období malé vodnosti zpracovávat vhodnými metodami. Pokud třeba, doplňujeme další informace údaji o hladinách podzemních vod v poříční zóně.

Nízké průtoky jsou velmi citlivé na zásah člověka (např. krátkodobý odběr, zahrazení koryta apod.). Proto, ve snaze snížit pravděpodobnost vyhodnocování ovlivněných průtoků, nezpracováváme okamžitá nejnižší minima, ale průměrné denní průtoky. Mezi základní charakteristiky nízké vodnosti zahrnujeme: 1. Absolutní minimální průtok - je nejnižší průměrný denní průtok, pozorovaný v dlouhém období. Co do pravděpodobnosti výskytu není bližze určen. Tato charakteristika je požadována při projektech staveb, sloužících pro zásobování vodou, zajišťujících čistotu vody v tocích apod. 2. Minimální průtok za zvolené období - je nejnižší průměrný denní průtok např. v konkrétním roce, sezoně, měsíci. Opět je extrémní hodnotou, bez přesnějšího

určení významnosti např. pravděpodobnosti překročení. 3. Průměrný minimální průtok za N-leté období pozorování - je průměr ročních minimálních průměrných denních průtoků za toto období:

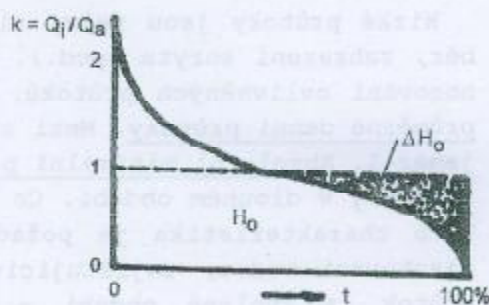
$$Q_{\min,a} = \frac{\sum_{j=1}^N Q_{\min,j}}{N} \quad (4.319)$$

Hodnota  $Q_{\min,a}$  je základní charakteristikou statistického souboru řady minimálních průtoků jednotlivých let. Pro statistické zhodnocení významu jednotlivých  $Q_{\min,i}$  je třeba určit další parametry, jako jsou  $C_v$  a  $C_s$  a sestavit čáru překročení. 4. M-denní průtoky - sestrojením průměrné čáry překročení průměrných denních průtoků  $Q_d$



Obr.4.173. Průběh součinitele  $a_N$  podle tab.4.26.

můžeme při hodnocení významnosti minimálního průtoku používat údaje o M-dennosti průtoků. Tak např. průtok 364 denní (značíme  $Q_{364d}$ ) je průtok s průměrnou pravděpodobností překročení 364 dnů v roce, což znamená, že v dlouhodobém průměru (v průměrném roce) bude v uvažovaném profilu průtok rovný nebo vyšší po 364 dnů a jen ve zbytku dnů bude průtok nižší, než uvažovaná (odpovídající) hodnota. Uvedeného pravděpodobnostního ocenění se ve vodohospodářské praxi často užívá. Tak např. určitý M-denní průtok určuje minimální sekundové množství, které se, např. při odběrech, musí za každých okolností v toku ponechat pro zachování jeho samočisticí schopnosti. Zpravidla tímto průtokem je  $Q_{355d}$ . 5. Doba trvání malých průtoků je rovněž důležitou charakteristikou. Závažnost situace z hlediska např. zásobování vodou, využití toku lodní dopravou apod. nepopisuje jenom samotná hodnota malého průtoku - ta závisí také na době trvání, ve které uvedený průtok byl (nebo je, příp. bude) nedosažen. Právě touto dvojicí je např. definováno suché období jako období, kdy průtok klesne pod  $Q_{355d}$  nepřetržitě po dobu alespoň 4 dnů. Z průměrné čáry překročení průměrných denních průtoků můžeme odečíst trvání průtoků nižších než určitá mez a pomocí tohoto trvání jako kritéria definovat malé průtoky. 6. Pravděpodobnost ocenění charakteristik malých vod (uvedených pod body 2,4,5) umožňuje posoudit stupeň jejich významnosti buď procentem (nebo dobou) překročení, příp. dobou opakování apod. Uvedené způsoby ocenění významu umožňují kvalifikovaně posoudit režim malých průtoků, správně ocenit vodohospodářské možnosti a způsoby využívání vodnosti toku. Určení minimálních průtoků N-letých (např. minimálních stoletých  $Q_{min,100}$ ) se provádí obdobným způsobem jako zpracování kulminačních průtoků. Tentokrát ovšem prvek nejnižší bude mít pořadové číslo  $m=1$  a tomu odpovídající procento překročení. Seřazujeme tedy minima ve vzestupném pořadí. Průměrná čára překročení poskytuje svým tvarem velmi hutnou informaci o režimu rozdělení průměrných denních průtoků, tedy i o průtocích velmi malých. Uvedenou křivkou lze velmi jednoduše vyjádřit míru vyrovnanosti toku výpočtem hodnoty  $\psi$ , definované obr.4.174 a výrazem:



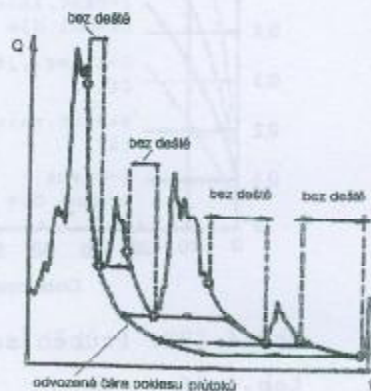
Obr.4.174. Určení stupně vyrovnanosti toku  $\psi$

o režimu rozdělení průměrných denních průtoků, tedy i o průtocích velmi malých. Uvedenou křivkou lze velmi jednoduše vyjádřit míru vyrovnanosti toku výpočtem hodnoty  $\psi$ , definované obr.4.174 a výrazem:

$$\psi = \frac{H_0 - \Delta H_0}{H_0} \quad (4.320)$$

#### Výtokové čáry

Definujeme je jako čáry poklesu průtoků v období, kdy je tok napájen pouze z postupně ubývajících zásob podzemních vod. Výtoková čára, ať už vyjádřená analytickým nebo grafickým způsobem, slouží mnoha účelům: používáme ji pro předpověď průtoků i objemů pro období bez dešťů, při řešení srážkoodtokových vztahů, slouží k určování



Obr.4.175. Čára poklesu

vodních zásob v říční síti apod. Jednoduchý, grafický způsob odvození výtokové čáry je uveden na obr.4.175.

Nyní si uveďme rovnice výtokových čar podle různých autorů a u některých z nich naznačme způsob určení parametrů:

Boussinesque: 
$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (4.321)$$

Reitz: 
$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha_0 t} \quad (4.322)$$

Reitzův typ rovnice výtokových čar vyhovuje pro poklesové větve alpských toků, ale velmi často je použitelný i pro toky naše.

Zunini: 
$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} + Q_k \quad (4.323)$$

Coutagne: 
$$Q_t = Q_0 [1 + (m-1)\alpha_0 t]^{1-m} \quad (4.324)$$

Voskresenskij: 
$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t^n} \quad (4.325)$$

Maillet: 
$$Q_t = \frac{Q_0}{(1+\beta t)^2} \quad (4.326)$$

kde parametry ve výrazech znamenají:

e - základ přirozených logaritmů,

m - hodnota charakterizující tvar průtočného průřezu a retenční kapacitu povodí,

n - parametr, charakterizující tvar výtokové čáry,

$Q_t$  - průtok v čase t,

$Q_0$  - počáteční průtok,

$Q_{max}$  - kulminační průtok,

$Q_k$  - základní průtok,

t - čas,

$\alpha, \beta$  - součinitele vyčerpávání,

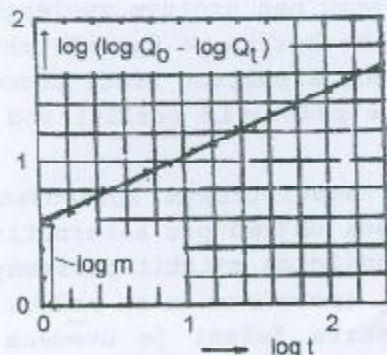
$\alpha_0$  - součinitel vyčerpávání tzv. počátečních zásob

Při odvozování rovnic výtokových čar (určování jejich parametrů) postupujeme nejčastěji následujícími dvěma způsoby: 1. Vycházíme z Voskresenského obecného výrazu, jeho dvojnásobným logaritmováním dostaneme vhodný tvar. Po dosazení hodnot odpovídajících pozorovaným poklesovým větvím určíme graficko-početním způsobem hodnotu exponentu  $n$  a součinitele vyčerpávání  $\alpha$ . Vycházíme tedy z rovnice 4.325, jejím dvojnásobným logaritmováním obdržíme:

$$\log(\log Q_0 - \log Q_t) = n \cdot \log t + \log m \quad (4.327)$$

$$\text{kde } m = \alpha \log e \quad (4.328)$$

U tohoto vzorce  $Q_0$  je průtokem počátečním, za který dosazujeme průtok kulminační. Protože získaná závislost je lineární, lze hledané parametry  $\alpha, n$  získat pohodlně z jejího grafického vyjádření. Poněvadž parametr  $n$  není pro jed-



Obr.4.176. Určení parametrů  $\alpha, n$  v rov.4.325.

notlivé pozorované poklesové větve týž, dosazujeme do konečné rovnice jeho průměrnou hodnotu. 2. Druhý způsob určení tvaru rovnice výtokové čáry je rovněž graficko-početní. Opět vycházíme z rov.4.325, logaritmováním obdržíme:

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha t^n \log e \quad (4.329)$$

Ve směru osy pořadnic vynášíme hodnoty  $\log Q_t$ , ve směru osy úseček výraz  $t^n$ . Vyrovnání grafu do přímky získáme postupně, zkoumou volbou parametru  $n$ .

Na závěr poznamenejme, že tak jako u dlouhodobých specifických odtoků jsou po vyhodnocení vykreslovány mapy izolinií stejných minimálních specifických odtoků. Vzhledem k tomu, že zobrazený parametr je místo od místa dosti proměnlivý podle konkrétních podmínek, navíc citlivý na zásah člověka jeho činností, je třeba přebírat informace z uvedených map velmi opatrně.

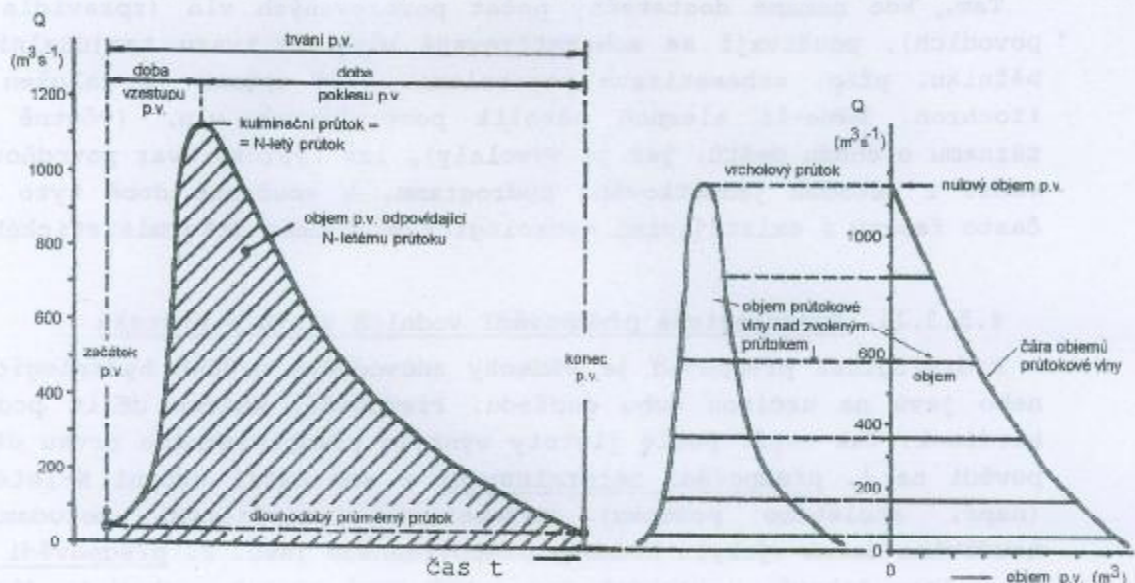
#### 4.5.3.10.3. Tvar a objem povodňových vln

Pro řešení mnohých vodohospodářských úloh je třeba zkonstruovat povodňovou vlnu s kulminačním průtokem určitého hospodářského významu (vyjádřenou dobou opakování např.) a odpovídajícím objemem. Ze zákonitosti tvorby povodňových vln plyne, že jejich základna u horských toků je úzká, doba vzestupu průtokové vlny  $t_{vz}$  je jenom o málo kratší než doba poklesu  $t_p$ . Tvar vlny je v podstatě trojúhelníkový. Na tocích nížinného charakteru pozorujeme povodňové vlny se širokou základnou. Zde poklesové větve mají ve srovnání s větvemi vzrůstovými značně delší trvání. Transformačním účinkem se základna vlny směrem po toku prodlužuje a není-li výraznějšího příspěvku z mezipovodí, dochází mnohdy ke zřetelnému snížení kulminačního průtoku.

Při zpracování celkových objemů povodňových vln postupujeme obvykle tak, že se (vzhledem k potížím a možnému zavádění chyb při separaci základního odtoku) určují objemy nad zvoleným průtokem  $Q_{zv}$ .  $Q_{zv}$  je roven zpravidla dlouhodobému průměrnému průtoku, kulminačnímu jednoletému průtoku  $Q_1$  apod. Z takto získané řady objemů (pro jednotlivé meze základního průtoku) můžeme pomocí teoretické čáry překročení zjistit objemy jednotlivých pravděpodobností překročení - N leté objemy průtokových vln. Statistické zpracování děláme stejným způsobem jako u kulminačních průtoků. Goodrichův zákon rozdělení používáme pro počet objemů  $m > N_1$ , binomický a logaritmicko-normální zákon při zpracování maximálních ročních objemů povodňových vln, kde  $n = N_1$ .

Potřebný ochranný prostor nádrže lze zjistit čarami objemů průtokových vln (též objemové čáry průtokových vln). Jsou to součtové čáry, kreslené od vrcholu vlny, jež svými úsečkami určují objemy nad určitým zvoleným průtokem  $Q_{zv}$ , rovným kapacitě přirozeného koryta, nebo koryta po úpravě toku pod profilem hráze. Objem nad tímto průtokem je tedy škodlivou částí povodně, která musí být v nádrži zachycena, pokud nechceme připustit rozlití vod pod hrází mimo koryto a tím i škody.

Tyto objemy jsou členy souboru, jehož statistickým zpracováním můžeme sestavit soustavu čar překročení a opakování objemů pro alternativně volená  $Q_{zv}$  a z nich odvodit systém E křivek, umožňujících zjistit potřebný ochranný prostor nádrže, zajišťující při určitém  $Q_{zv}$  (považovaném za průtok neškodný) N-letou ochranu území pod přehradou. Podstata řešení je uvedena např. ve skriptech Hydrologie z r. 1994, určených pro studenty směru vodní hospodářství a vodní stavby; zde pro omezený prostor vysvětlena není.

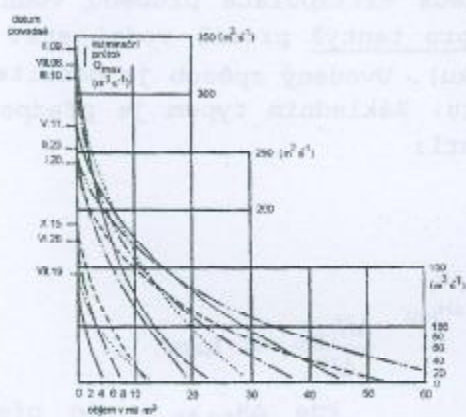


Obr.4.177. Charakteristiky průtokové vlny a odvození její součtové čáry, tzv. čáry objemů průtokové vlny

Pro některé úlohy, např. pro dimenzování přelivů a spodních výpustí vodních děl, potřebujeme znát průběh návrhové povodně s kulminací  $Q_N$  určité pravděpodobnosti překročení.  $N$  letá návrhová, resp. kontrolní povodňová vlna je vlnou teoretickou, zidealizovanou, jež je dána  $N$ -letým kulminačním průtokem, pro odpovídající povodni typickým tvarem povodňové vlny a příslušným objemem  $W_{pV,N}$ , jenž není obecně totožný s objemem  $W_N$ , překračovaným se stejnou pravděpodobností jako kulminační průtok  $Q_N$ . Časová základna je vymezena hodnotou  $Q_a$ .

#### Typický tvar povodňové vlny

Pro odvození charakteristického tvaru hydrogramu slouží několik způsobů. Postup může být např. ten, že vykreslíme jednotlivé pozorované vlny do stejného obrázku, přičemž vrcholy povodňových vln se ztotožňují. Maximální průtok, jakož i dobu trvání povodně porovnáme ku 100%. Vykreslením vzestupné a sestupné větve, jež zaujímá střední polohu, obdržíme hledaný typický tvar.



Obr.4.178. Objemové čáry povodně

Jiný způsob je založen na tom, že z hydrogramů význačných povodní sestojíme objemové čáry povodní a k nim vykreslíme obalovou čáru s vrcholem v  $Q_{100}$ . Návrhovou povodeň konstruujeme dále tak, že zachováme nad určitým průtokem poměr objemů odpovídající vzestupné a sestupné větvi (zjištěný u pozorovaných vln), i celkový objem podle obalové čáry. Předpokládáme, že celkový objem vlny  $W_{pV,N}$  i kulminační průtok  $Q_N$  mají stejnou pravděpodobnost překročení.

Tam, kde nemáme dostatečný počet pozorovaných vln (zpravidla na malých povodích), používají se schematizované vlny ve tvaru trojúhelníku, lichoběžníku, příp. schematizace parabolami. Jiný způsob je založen na metodě izochron. Máme-li alespoň několik pozorovaných vln, (včetně podrobného záznamu o chodu deště, jež je vyvolaly), lze typický tvar povodňové vlny odvodit i metodou jednotkového hydrogramu. V současné době tyto úlohy jsou často řešeny i existujícími hydrologickými modely deterministického typu.

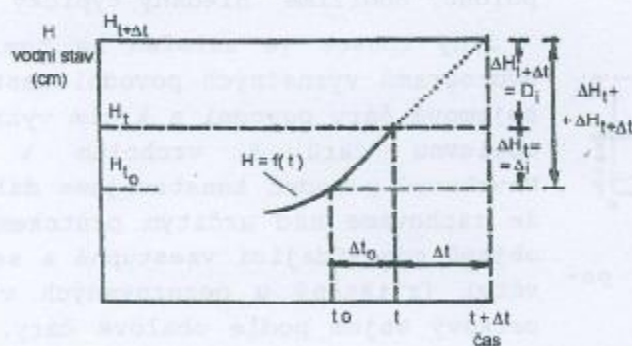
#### 4.5.3.11. Hydrologické předpovědi vodních stavů a průtoků

Hydrologická předpověď je vědecky zdůvodněné určení hydrologických prvků nebo jevů na určitou dobu dopředu. Předpovědi můžeme dělit podle různých hledisek. Tak např. podle jistoty výskytu předpovídaného prvku dělíme předpovědi na 1. předpovědi netermínované - sem patří určení N-letého průtoku (např. stoletého průtoku) matematicko-statistickými metodami. Přitom neudáváme datum výskytu hodnoty předpovídaného jevu. 2. předpovědi termínované - jsou takové, u kterých jev nutně musí nastat, neboť je důsledkem již pozorované příčiny. Proto lze kromě velikosti určovat i dobu výskytu předpovídaného jevu. Tyto předpovědi podle doby předstihu můžeme dále dělit na a. krátkodobé, u kterých je předstih předpovědi v rozmezí několika, až asi do 48 hodin (pod dobou předstihu předpovědi rozumíme dobu, která uplyne od okamžiku vydání předpovědi do okamžiku uskutečnění předpovídaného jevu). Sem patří hydrometrické předpovědi, jež jsou založeny na procesech probíhajících v říční síti a předpovědi hydrometeorologické, u kterých je možno předpovídat na základě znalostí základních procesů, odehrávajících se na zájmovém povodí. b. sezonní předpovědi - sem patří předpovědi objemu odtoku z tání sněhu, předpovědi nízkých průtoků, příp. objemů na základě výtokových čar apod.

V dalším si uvedme poněkud podrobněji základní principy předpovědi, které ve vodním hospodářství hrají zvláště významnou roli.

##### 4.5.3.11.1. Předpovědi hydrometrické

1. Metoda tendencí umožňuje na základě extrapolace průběhu vodního stavu předpovědět na určitou dobu dopředu pro tentýž profil vodní stav (a tím i průtok, známe-li v něm konzumní křivku). Uvedený způsob je použitelný jen na větších tocích nížinného charakteru. Základním typem je předpověď podle tzv. lineární tendence, pro kterou platí:



$$\frac{\Delta H_{t+\Delta t}}{\Delta H_t} = \text{konst.} \quad (4.330)$$

kde  $\Delta H_{t+\Delta t}$  - je předpovídaná změna vodního stavu, odpovídající době předstihu předpovědi  $\Delta t$ ,

$\Delta H_t$  - je známá změna vodního stavu, odpovídající časovému intervalu  $\Delta t_0$

Obr.4.179. Metoda lineární tendence

Předpověď vodního stavu na dobu předstihu dopředu je založena na odvození vztahu  $\Delta H_{t+\Delta t} = f(\Delta H_t)$ . Zjistíme ho tak, že pro vhodně volené časové intervaly  $\Delta t_0$  a  $\Delta t$  (viz obr.4.179) se rozbořem většího počtu limnigramů z minulého období pozorování určí odpovídající si dvojice hodnot  $\Delta_i$  a  $D_i$ , např.:

$\Delta_i$  a  $D_i$ :

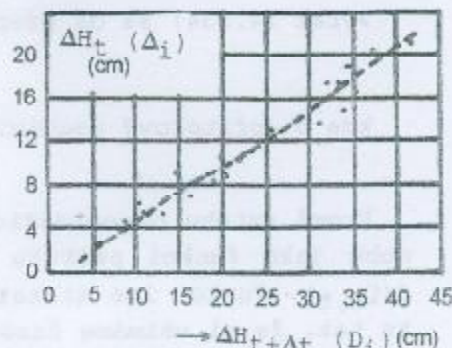
$$\Delta_1 = H_1 - H_0 \quad D_1 = H_4 - H_1$$

$$\Delta_2 = H_2 - H_1 \quad D_2 = H_5 - H_2$$

$$\Delta_3 = H_3 - H_2 \quad D_3 = H_6 - H_3$$

atd. atd.

Odpovídající si dvojice pak vyneseme a určíme graficky nebo analyticky vztah, který nám už umožní předpovědět vodní stav na určitou dobu dopředu. Ze zjištěného vodního stavu lze "přes" konzumní křivku určit i očekávaný průtok. Ke korelaci je zapotřebí minimálně kolem 50-ti bodů rovnoměrně rozložených v celém rozsahu očekávaných změn vodních stavů. Nevýhodou metody lineární tendence je, že dává vysoké vodní stavy v případě, kdy vlna v našem profilu bude brzy kulminovat, nebo dokonce začne klesat. Proto je zpravidla tato metoda používána v kombinaci se složitějšími postupy. Tak např. je možné, ve snaze spřesnit metodiku, přihlížet i ke změnám v horním a dolním profilu:



Obr.4.180. Vztah pro metodu lineární tendence

Metoda lineární tendence slouží také jako kritérium pro posouzení oprávněnosti používání jiných hydrometrických metod. Jejich zavedení do praxe považujeme za účelné jen tenkrát, převyšují-li svou efektivností předpovídání na základě lineární tendence. Vodní stavy nebo průtoky v období bez dešťů na poklesových větvích hydrogramů předpovídáme podle nelineární tendence, využívající výrazů typu:

$$\Delta H_{d,t+\tau} = f(H_{d,t}, \frac{\Delta H_{d,t} + \Delta H_{h,t}}{2}) \quad (4.331)$$

Metoda lineární tendence slouží také jako kritérium pro posouzení oprávněnosti používání jiných hydrometrických metod. Jejich zavedení do praxe považujeme za účelné jen tenkrát, převyšují-li svou efektivností předpovídání na základě lineární tendence.

Vodní stavy nebo průtoky v období bez dešťů na poklesových větvích hydrogramů předpovídáme podle nelineární tendence, využívající výrazů typu:

$$H = H_0 + at + bt^2 \quad (4.332)$$

nebo:

$$H = H_0 + at^n \quad (4.333)$$

kde  $t$  - čas od okamžiku výskytu počátečního vodního stavu  $H_0$ ,

$a, b, n$  - parametry, získané analýzou, rozbořem poklesových řad v období bez dešťů, jež jsme pozorovali v minulosti.

2. Metoda odpovídajících si průtoků - umožňuje na základě znalostí průtoků jedné nebo několika horních stanic předpovědět průtok ve stanici dolní (předpovědní), a to na určitou dobu dopředu. Přifazené, neboli odpovídající si průtoky mají postupovou dobu  $\tau$ . Základní schéma předpovědi je dáno výrazem:

$$Q_{d,t+\tau} = Q_{h,t} + \Delta Q_t \quad (4.334)$$

kde  $Q_{d,t+\tau}$  - předpovídaný průtok v dolní stanici v čase  $t+\tau$ ,

$Q_{h,t}$  - průtok pozorovaný v horní stanici v čase  $t$ ,

$\Delta Q_t$  - přírůstek průtoku z mezipovodí

Výraz (4.334) se dá přepsat na tvar:

$$Q_{d,t+\tau} = (1+\beta)Q_{h,t} \quad (4.335)$$

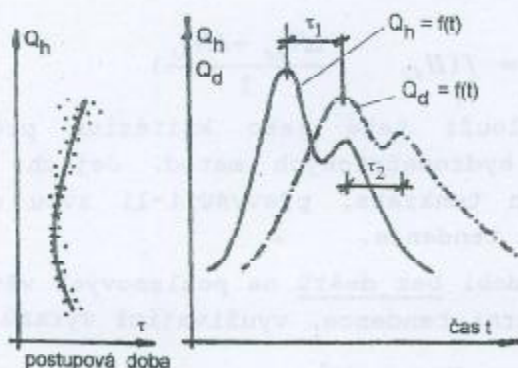
kde  $\beta$  -přítokový součinitel

Kromě vztahu odpovídajících si průtoků je třeba, abychom znali postupovou dobu jako funkci průtoku v horním profilu vyskytující se v čase  $t$ ,  $\tau = f(Q_{h,t})$ . Funkci lze získat rozbořením čar průtoků horního a dolního profilu a to tak, že si všimáme časové odlehlosti vzájemných, geneticky si odpovídajících charakteristických fází hydrogramu. Postupové doby těchto průtoků určíme podle výrazu:

$$\tau_i = t_{i,Q_d} - t_{i,Q_h} \quad (4.336)$$

Namísto zjišťování součinitele  $\beta$  potřebného v r.(4.335) zpravidla zjišťujeme výhodnou závislost (z téhož podkladového materiálu, kterého bylo zapotřebí pro odvození postupových dob):

$$Q_{d,t+\tau} = f(Q_{h,t}) \quad (4.337)$$



Obr.4.181. Určení postupových dob v úseku toku

Doba předstihu je u metody odpovídajících si průtoků dána v podstatě postupovou dobou z hydraulicky nejbližší horní stanice. Požaduje-li praxe předstih předpovědi větší než může poskytnout např. metoda odpovídajících si průtoků, musíme přejít na kvalitativně jiný druh předpovědi, na předpovědi hydrometeorologické.

#### 4.5.3.11.2. Předpovědi sezonní

Do této skupiny patří předpovědi průtoků v období bez dešťů podle výtokových čar. Zákonitost poklesu průtoků na poklesové větvi hydrogramu lze vyjádřit výrazem:

$$Q = Q_0 k^t \quad (4.338)$$

nebo: 
$$Q = Q_0 K^{-t} \quad (4.339)$$

kde  $Q_0$  - počáteční průtok,

$Q$  - průtok po uplynutí  $t$  dnů,

$K = 1/k$  -součinitel poklesu průtoků

Známa je Boussinesquova rovnice výtokové čáry:



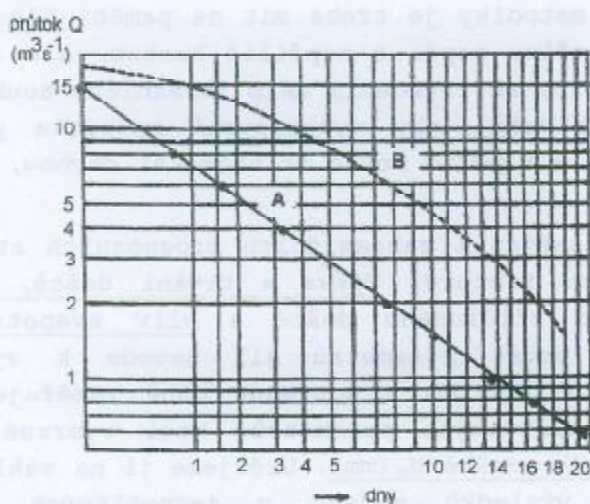
$$Q = Q_0 e^{-bt} \quad (4.340)$$

kde  $b$  - součinitel vyčerpávání

Pro Vltavu, Dunaj a některé další toky lépe vyhovuje rovnice Reitzova typu:

$$Q = Q_0 e^{-b\sqrt{t}} \quad (4.341)$$

Parametry vhodné rovnice výtokové čáry získáme zpracováním velkého počtu poklesových větví hydrogramů průměrných denních průtoků (za období bez dešťů) tak, že určujeme pro zvolené intervaly průtoků průměrné doby poklesu. Vztah mezi průtoky a časem je vhodné vynést do soustavy logaritmicko-lineární, příp. logaritmicko-odmocninové. To, že empirickým bodům vyhovuje první nebo druhý zákon vyčerpávání poznáme podle toho, v jaké soustavě se body řadí do přímky. Tak např. podle obr.4.182 vyhovuje pro Ostravici, profil Šance rovnice Reitzova typu, na Moravici v Kružberku by vyhovoval zákon Boussinesqův, jak by vyplynulo z lineárního průběhu empirických bodů vynesných do soustavy logaritmicko-lineární. V r.4.340 můžeme za počáteční průtok  $Q_0$  volit libovolný průtok klesající řady, v r.4.341 za  $Q_0$  je třeba brát jedinou hodnotu, odpovídající vrcholu paraboly, kterou dostaneme v semilogaritmické soustavě vnesením empirických bodů, jimž vyhovuje zákon logaritmicko-odmocninový.



Obr.4.182. Typy výtokových čar  
 A - Šance  $Q=14,7 e^{-0,72 \sqrt{t}}$  (Reitz)  
 B - Kružberk  $Q=18 e^{-0,13 t}$  (Boussinesque)

#### 4.5.3.11.3 Předpovědi hydrometeorologické

Pro národní hospodářství má tento druh předpovědi značný význam. Jsou to předpovědi, vycházející ze znalostí procesů odehrávajících se na povodí (vztaženému k předpovědnímu profilu). Jsou používány zpravidla na menších tocích, tedy tam, kde metoda odpovídajících si průtoků nemůže poskytnout dostatečný předstih předpovědi. Podstata spočívá v tom, že se nečeká na to, až se odtoková vlna vytvoří v korytě určitého profilu, ale na základě údajů o právě vypadlých deštích na povodí se, podle předem vypracované a otestované metody,

předpovídá v určitém profilu toku buď objem, nebo dokonce i hydrogram povrchového odtoku a to na určitou dobu dopředu. Tím se v podstatě získá prodloužení doby předstihu předpovědi o dobu, potřebnou k doběhu dešťové vody do předpovědního profilu koryta toku.

Abychom mohli předpovídat nejen objem povrchového odtoku, ale i hydrogram, tj. časový průběh povrchového odtoku v uzávěrovém profilu (např. v

profilu hráze), musí metodika předpovědi řešit dvě základní otázky: 1. určit tu část deště, která v podobě povrchového odtoku bude stékat do profilu (jde vlastně pro dané konkrétní počáteční podmínky o určení ztrát), 2. předpověď samotného hydrogramu-jde o určení časového rozdělení povrchového odtoku (určeného v bodě 1).

V dalším si alespoň v krátkosti uvedme, co je třeba uvážit při vypracování první části metodiky, řešící úlohu zjištění objemu povrchového odtoku. To, jaká část deště bude povrchově odtékat, závisí na mnoha činitelích, které bychom mohli rozdělit do 3 hlavních skupin: a.faktory předchozího stavu, jsou takové, které charakterizují, popisují počáteční stav podmínek na povodí před vypadnutím tzv.příčinného deště. Patří sem např. nasycenost povodí, předchozí průběh teplot vzduchu, relativní vlhkosti vzduchu apod. b.faktory příčinné - jsou to charakteristiky příčinného deště, který povrchový odtok, povodeň vyvolal: Jsou to především výška deště a jeho trvání. Touto dvojicí je popsána intenzita deště. V neposlední řadě záleží na časovém a prostorovém rozdělení deště na celém zájmovém povodí. Vedle těchto proměnlivých faktorů bychom mohli do skupiny c. zařadit faktory stálé, které z obecného hlediska rovněž výrazně ovlivňují zkoumaný proces-odtok vod z povodí. Jsou to plocha povodí, jeho tvar, sklonitostní poměry povodí, jeho procento zalesněnosti, rozmístění vegetace, druh půdy, geologické podloží apod. Vzhledem k tomu, že vypracováváme metodiku předpovědi pro konkrétní povodí, není třeba tyto faktory (v podstatě na daném povodí stálé) do ní vnášet, takže je přímo neuvažujeme.

Při sestavování prognózní metodiky je třeba mít na paměti hledisko prakticko-provozní - proto se snažíme např. s nepřiliš hustou, ale reprezentativní sítí srážkoměrných stanic, se zavedením málo rozsáhlého souboru jednoduchých parametrů, dosáhnout toho, aby vypracovaná metodika poskytovala samotnou předpověď velmi rychle a pokud možno co nejmenší chybou, pohybující se v přípustných mezích.

Z dlouholetých zkušeností našich i zahraničních prognózních středisek se doporučuje brát v úvahu tyto faktory: Výška a trvání deště, nasycenost povodí k okamžiku vypadnutí příčinného deště a vliv evapotranspirace. Ukazuje se, že rozšiřovat počet parametrů již nevede k výraznějšímu zpřesnění předpovědi. Proto se výzkum v současné době zaměřuje spíše na dokonalejší vyjádření již používaných parametrů. Mezi vybrané parametry patří: průměrná výška příčinného deště  $H_p$  (mm). Určujeme ji na základě ombrografických záznamů, podle výsledků měření v jednotlivých stanicích. Výpočtová metoda je závislá na hustotě sítě, poloze stanic, členitosti a velikosti povodí. Dnes běžné používání počítačů vyžaduje dávat přednost metodám analytickým, např. metodě Thiessena.

Poněvadž neumíme určit k okamžiku počátku příčinného deště celkové množství vody, obsažené na povodí (myšleno prostorově, jde tedy i o zásoby vod v půdě, zásoby vod podzemních atd.), je třeba tzv. zavlaženost povodí (nasycenost povodí) vyjadřovat nějakým vhodným nepřímým ukazatelem (indexem). Tím za určitých podmínek může být např. počáteční průtok v patě vlny  $Q_0$ , jenž svou velikostí podává informaci o "vláhovém stavu" povodí. Jistě, pakliže po dlouhou předchozí dobu vydatnější nepršelo, průtoky v toku neustále klesají v souhlase se snižováním veškerých vodních zásob na povodí. Čím je tento základní průtok menší, tím je zřejmě méně vody na povodí - v jezerech, nádržích, v půdě, ve zvodnělých horizontech. Výhodou tohoto indexu

je jednoduchost jeho určení, někdy však nepopisuje zcela přesně skutečnost, např. na horní části povodí může být půda značně provlhčena nedávno vypadlým deštěm a přesto průtok  $Q_0$  v uzavěrovém profilu může být značně nízký, neboť povodí ještě nestačilo "zareagovat" zvýšením průtoků v tomto dolním profilu. Jedním z nejvýhodnějších nepřímých ukazatelů zavlaženosti povodí je tzv. ukazatel předchozích srážek (UPS, v anglické literatuře zvaný API - antecedent precipitation index). Jeho počáteční hodnota je dána výrazem např. ve tvaru:

$$UPS_0 = \sum_1^n H_{s,t_i} C^i \quad (4.342)$$

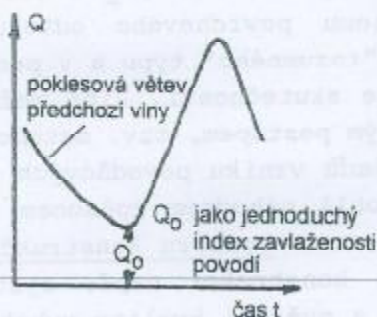
- kde  $t_i$  - pořadové číslo dne (počítáme nazpět od příčinného deště),  
 $C$  - evaporační konstanta, menší než jedna, pro naše poměry zpravidla vyhovuje  $C = 0,93$ ,  
 $H_{s,t_i}$  - srážková výška na povodí v  $t_i$ -tém dni (počítáno nazpět od příčinného deště),  
 $n$  - celkový počet uvažovaných dnů (obvykle 15÷30)

Při předpovědním provozu se ukazatel pro další den vypočte podle výrazu:

$$UPS_{t+1} = UPS_t \cdot C + H_s \quad (4.343)$$

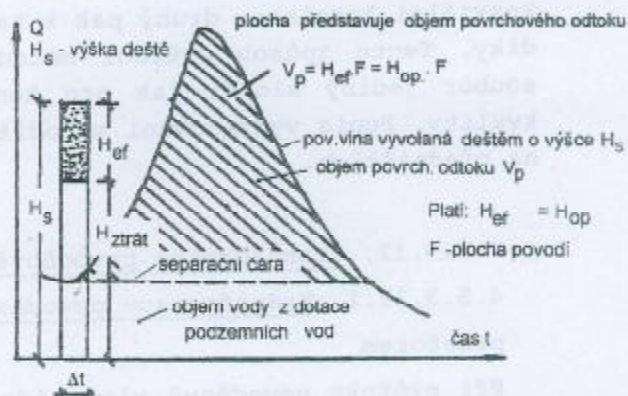
Povšimněme si, že skutečnost je konstrukcí r.4.342 dobře postižena: výška deště, vypadlá např. před 15-ti dny se na zavlaženosti povodí k dnešnímu dni podílí menší měrou, než výška téže velikosti, ale vypadlá dejme tomu včera. Vliv evapotranspirace se vyjadřuje zpravidla pomocí pořadového čísla týdne

$T_e$  v roce. Snahou je, abychom postihli cyklické změny podmínek pro intercepci a výpar z povrchu půdy a vegetační pokrývky na povodí v průběhu roku. Trvání deště  $T_s$  se udává buď v hodinách nebo ve dnech. V případě nerovnoměrného deště zjistíme stanici s největším úhrnem a odpovídající  $T_s$  použijeme jak při konstrukci metodiky, tak i při



Obr.4.183.  $Q_0$  jako index zavlaženosti povodí

samotné předpovědi. Je možné postupovat i jiným "rozumným" způsobem, důležité je však to, abychom do metodiky jednou zavedený způsob zachovali i v budoucnu při vypracovávání předpovědí. To přirozeně platí u kteréhokoliv zaváděného parametru. Pozorovaný odtok  $H_{op}$  je používán jako závislý parametr, který v první části prognózy předpovídáme na základě



Obr.4.184. Určení efektivního deště (povrchového odtoku)

předem vypracované metodiky. Při sestavování metodiky určujeme povrchový odtok např. podle obr.4.184 a vyjadřujeme ho v mm vrstvy rovnoměrně rozprostřené po povodí. Separaci základního odtoku děláme často poměrně hrubým způsobem-separační čarou, rovnoběžnou s osou času, vedenou úrovní základního průtoku  $Q_0$ . Ve většině případů tento způsob postačuje. Vyšrafovaná plocha představuje povrchový odtok, tedy tu část deště, která po pokrytí ztratí z celkového vypadlého množství povrchově odtékala. Této části říkáme efektivní dešť. Platí tedy rovnost mezi povrchovým odtokem a efektivním deštěm,  $H_{op} = H_{ef}$ . Jestliže tedy povodňovou vlnu vyvolal např. dešť výšky 60 mm a zplanimetrováním vyšrafované plochy jsme zjistili, že povrchový odtok (efektivní dešť) je roven 20 mm, znamená to, že ztráty na vsak, intercepci a evapotranspiraci byly rovny  $60 - 20 = 40$  mm. V oblastech, pro které platí:

$$Z_p \gg H_{op} \quad (4.344)$$

obdržíme lepší podmínky pro sestavení grafické korelace, používáme-li namísto  $H_{op}$  jako závislého parametru parametr  $Z_p$  (mění se ve větším rozpětí než hodnoty  $H_{op}$ ).  $Z_p$  je ztráta pozorovaná,

$$Z_p = H_s - H_{op} \quad (4.345)$$

kde  $H_{op}$  - výška povrchového odtoku,

$H_s$  - výška příčinného deště,

Soubor pro sestavení předpovědní metodiky využívající koaxiální korelaci nebo vícenásobné korelace jiného typu by měl být pokud možno dostatečně velký. Ze všech případů výskytů povodňových vln v minulosti, vyvolaných příčinnými dešti se jako závisle proměnná volí velikost povrchového odtoku, za nezávisle proměnné slouží výška deště, jeho trvání,  $T_E$  a UPS (nebo  $Q_0$ ). Chceme-li určovat hledanou hodnotu objemu povrchového odtoku výpočtem, navrhuje větší počet regresních rovnic "rozumného" typu a v podstatě zkoušíme, která z nich dává nejlepší shodu se skutečností. Jiná možnost je, že určujeme objem povrchového odtoku grafickým postupem, tzv. metodou koaxiální korelace. Ideální by bylo, kdybychom případů vzniku povodňových vln v minulosti měli takový počet, že bychom je mohli náhodným způsobem rozdělit do dvou přibližně stejně početných souborů - tzv. souboru konstrukčního a souboru kontrolního. První by sloužil pro konstrukci např. systému křivek koaxiální korelace, druhý pak k testování a ověření kvality vyhotovené metodiky. Tento způsob ověření metodiky je objektivnější než u způsobu, kdy soubor jediný slouží jak pro konstrukci vztahů tak i pro ověření jejich kvality. Popis vypracování metodiky tohoto druhu předpovědi bude opět uveden na přednáškách.

#### 4.5.3.12. Transformace povodňové vlny

##### 4.5.3.12.1. Transformace povodňové vlny v nádrži nevlastním retenčním prostorem

Při průtoku povodňové vlny nádrží v důsledku dočasného zadržení určitého objemu vody v ní, pozorujeme v korytě bezprostředně pod hrází povodňovou vlnu jiného tvaru - základna vlny bude delší, kulminační průtok naopak nižší než u vlny, která do nádrže vtékala. Tento transformační účinek nádrže je závislý na mnoha faktorech - na tvaru přítokové vlny (velikosti kulminace, objemu vlny), na počáteční úrovni hladiny v nádrži v okamžiku přítoku vlny

do nádrže, na kapacitě a případné manipulaci vypouštěcího zařízení, na velikosti ochranného prostoru apod. Potřebujeme-li určit transformační účinek nádrže na určitou povodňovou vlnu, musíme úlohu řešit pro konkrétní případ a pro nejnepříznivější situaci. Úloha je zpravidla zadána tak, že máme dán průběh povodňové vlny  $Q_p = f_1(t)$  a hledáme pro danou nádrž čáru odtoku  $Q_o = f_2(t)$ . Za vlnu  $Q_p = f_1(t)$  vybíráme pozorovanou (nebo častěji konstruovanou) návrhovou povodňovou vlnu, která svými parametry jako je objem, velikost kulminačního průtoku bude z hlediska nádrže, zkoumaného transformačního účinku, nejnáročnější.

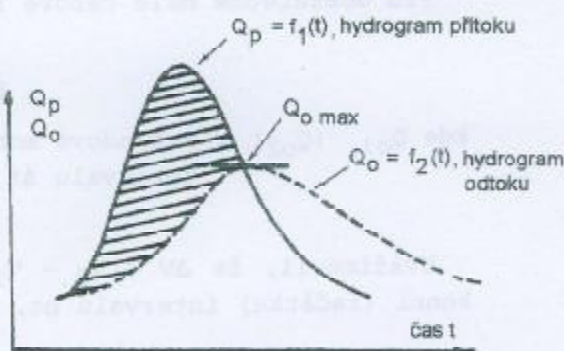
Předpokládejme, že do nádrže přitéká sekundový přítok  $Q_p$ , odtéká v téže sekundě  $Q_o$  ( $Q_o$  můžeme ještě rozdělit na  $Q_o''$  - odtok základovými výpustěmi a na  $Q_o'$  - sekundové množství, přepadající přes přelivy). Za nekonečně malý časový interval  $dt$  přiteče do nádrže objem  $Q_p dt$ , oteče  $Q_o dt$ . Rozdíl těchto objemů představuje změnu objemu v nádrži  $dV$ . Je-li  $Q_p > Q_o$ , potom  $dV$  znamená přírůst objemu, jenž se projeví stoupanutím hladiny, při opačné relaci těchto hodnot zaznamenáme její pokles. Změnu objemu lze tedy vyjádřit výrazem:

$$dV = (Q_p - Q_o) dt = P \cdot dh \quad (4.346)$$

kde  $P$  - zatopená plocha (plocha hladiny),  
 $dh$  - změna úrovně hladiny



Obr. 4.185. Schema rozdělení objemů v nádrži



Obr. 4.186. Poloha maxima čáry  $Q_o=f(t)$  při transformaci v nádrži

Uvedená diferenciální rovnice vyjadřuje vztah mezi přítokem, odtokem a odpovídající změnou objemu. Z ní vyplývá, že v průsečíku obou čar musí být odtok maximální  $Q_{o,max}$  (pozor-toto platí jen u transformace v nádrži, v korytě toku je tomu jinak!):

$$(Q_p - Q_o) = \frac{dV}{dt} = \frac{P \cdot dh}{dt} = 0 \quad (4.347)$$

protože  $P \neq 0$ , můžeme psát:  $dh/dt = 0$ , z uvedeného plyne, že i  $dQ_o/dt = 0$ , v našem případě jde o maximum funkce  $Q_o = f_2(t)$ .

K témuž závěru lze dojít i touto úvahou: z obr. 4.186 vidíme, že průsečíku dvou čar (čára přítoku a odtoku) odpovídá maximální objem vody zadržené v nádrži (dáno v určitém měřítku vyšrafovanou plochou). Maximum zadržného objemu odpovídá maximální úroveň hladiny a tedy, jak vyplývá ze vzorců hydrau-

liky pro případové množství na přelivech a pro kapacitu základových výpustí, i maximální odtokové sekundové množství.

Protože čára přítoku a odtoku není dána analyticky, integraci r.4.347 nemůžeme provést; jsme proto odkázáni na graficko-početní řešení nebo na postupné řešení počtářské. V obou případech zaměňujeme diferenciály diferenciemi a vycházíme z rovnice diferenční:

$$Q_p \Delta t - Q_o \Delta t = \Delta V \quad (4.348)$$

Na rozdíl od předchozí diferenciální rovnice, ve které  $Q_p$ ,  $Q_o$  znamenaly okamžitý sekundový přítok, příp.odtok, hodnoty  $Q_p$ ,  $Q_o$  v diferenční r.4.348 značí hodnoty průměrné za uvažovaný časový interval konečné velikosti  $\Delta t$ .

#### Graficko-početní řešení (Visentini)

Z r.4.348 úpravou dostaneme:

$$Q_p - Q_o = \frac{\Delta V}{\Delta t} \quad (4.349)$$

kde  $Q_p$ , ( $Q_o$ ) - průměrná hodnota sekundového množství přítoku (odtoku) v intervalu konečné velikosti  $\Delta t$ ,  
 $\Delta V$  - změna objemu v intervalu  $\Delta t$

Pro dostatečně malé časové intervaly  $\Delta t$  lze psát:

$$Q_o = \frac{Q_{o1} + Q_{o2}}{2} \quad (4.350)$$

kde  $Q_{o1}$ , ( $Q_{o2}$ ) - sekundové množství odtoku na začátku (na konci) voleného intervalu  $\Delta t$ ,

Uvažíme-li, že  $\Delta V = V_2 - V_1$ , kde  $V_2$ , ( $V_1$ ) značí objem vody v nádrži na konci (začátku) intervalu  $\Delta t$ , můžeme r.4.349 přepsat takto:

$$Q_p - \frac{Q_{o1} + Q_{o2}}{2} = \frac{V_2}{\Delta t} - \frac{V_1}{\Delta t} \quad (4.351)$$

Nyní přičteme k levé a pravé straně této rovnice hodnotu  $Q_{o1}$  a upravíme do tvaru:

$$\frac{Q_{o1}}{2} + \frac{V_1}{\Delta t} + (Q_p - Q_{o1}) = \frac{Q_{o2}}{2} + \frac{V_2}{\Delta t} \quad (4.352)$$

Uvedenou rovnici se budeme snažit vyjádřit graficky. Mezi podkladové materiály, potřebné pro řešení, patří: čára přítoku  $Q_p=f_1(t)$ , měrná čára průtoků  $Q_o=f_2(H)$ , čára objemů  $V = f_3(H)$ . Hledáme časový průběh odtoku  $Q_o=f_4(t)$ . Nejdříve pomocí křivek  $Q_o=f_2(H)$  a  $V = f_3(H)$  sestrojíme křivku  $Q_o/2 + V/\Delta t = f_5(H)$  tak, že pro dané hodnoty  $H$  určíme z měrné čáry odtoku hodnoty  $Q_o$  a jejich půlením i výraz  $Q_o/2$ . K němu přičteme průměrný sekundový přítok, získaný podílem objemu  $V$  (odpovídající veličině  $H$ ) a počtu sekund, jenž je obsažen ve vhodně voleném intervalu  $\Delta t$  (interval  $\Delta t$  musí být dostatečně malý, aby řešení mělo vyhovující přesnost).

Při řešení úlohy postupujeme jak naznačeno na obr.4.187: vycházíme ze známé hodnoty  $Q_{01}$  v čase 1, na začátku intervalu  $\Delta t$  v obr.a. Z křivky  $Q_0=f_2(H)$  obr.c. odečítáme odpovídající hodnotu  $H_1$ , při které je odtok roven  $Q_{01}$ . Pro tuto hloubku (obecně relativní výšku)  $H_1$  výraz  $Q_{01}/2 + V_1/\Delta t$  je zobrazen na odvozené křivce  $Q_0/2 + V/\Delta t$  v obr.b. úsečkou  $\overline{H_1 3}$ . Jak plyne z r.4.352, musíme k výrazu  $Q_{01}/2 + V_1/\Delta t$  ještě přičíst člen  $(Q_p - Q_{01})$ . Ten je pořadnicí 56 v obr.a.; pořadnici přičteme k  $\overline{H_1 3}$  v obr.b., takže dostáváme celkovou úsečku  $\overline{H_1 7}$ , jež se má v souhlase s r.4.352 rovnat výrazu  $Q_{02}/2 + V_2/\Delta t$ , příslušejícímu konci intervalu  $\Delta t$ . Zřejmě budeme tento výraz opět odečítat z křivky obr.b. Rovnoběžka s osou  $H$ , vedená bodem 7 v obr.b. protíná křivku v bodě 8, jenž už udává hloubku  $H_2$  (odpovídající konci intervalu  $\Delta t$ ), při které dochází k rovnosti levé a pravé strany r.4.352, graficky  $\overline{H_1 3} + \overline{3 7} = \overline{H_2 8}$ . Pro hodnotu  $H_2$  odečítáme hledanou velikost  $Q_{02}$ , udanou v určitém měřítku spojnicí 9 10 v obr.c. Zjištěnou hodnotu  $Q_{02}$  nyní vyneseme na konci intervalu v obr. a. jako pořadnici 11 12 a tak získáme bod hledané čáry, zobrazující časový průběh odtoku pod hrází  $Q_0=f_4(t)$ .

Při řešení v dalším proužku vycházíme z právě určeného  $Q_{02}$ , který nyní budeme považovat za  $Q_{01}$  (neboť jsme na začátku dalšího intervalu  $\Delta t$ , ve

kterém budeme pokračovat v řešení úlohy) a konstrukci zcela analogicky opakujeme.

V rámci přípravy pomocných křivek, potřebných pro řešení úlohy, použijeme vzorce pro výtok základovými výpustmi a pro množství přepadající přes přeliv. Výraz pro základovou výpust má tvar:

$$Q_o'' = \sqrt{\frac{2gH'}{1 + \lambda \frac{L}{d} + \sum \xi}} S \quad (4.353)$$

a pro množství přepadající přes přeliv:

$$Q_o' = \frac{2}{3} \mu b \sqrt{2g} h^{\frac{3}{2}} \quad (4.354)$$

kde  $\lambda$  - součinitel tření v potrubí,

$L$  - délka potrubí,

$d$  - průměr potrubí,

$H'$  - převýšení hladiny nad těžištěm výtokového otvoru základové výpusti,

$S$  - průřezová plocha potrubí,

$\sum \xi$  - součet místních ztrát,

$\mu$  - součinitel přepadu,

$b$  - šířka přelivného pole,

$h$  - výška přepadového paprsku

Pokud bychom chtěli v průběhu řešení zvýšit jeho přesnost např. změnou (zmenšením) časového intervalu  $\Delta t$ , je třeba sestrojít novou křivku  $Q_0/2 + V/\Delta t = f_5(H)$ .

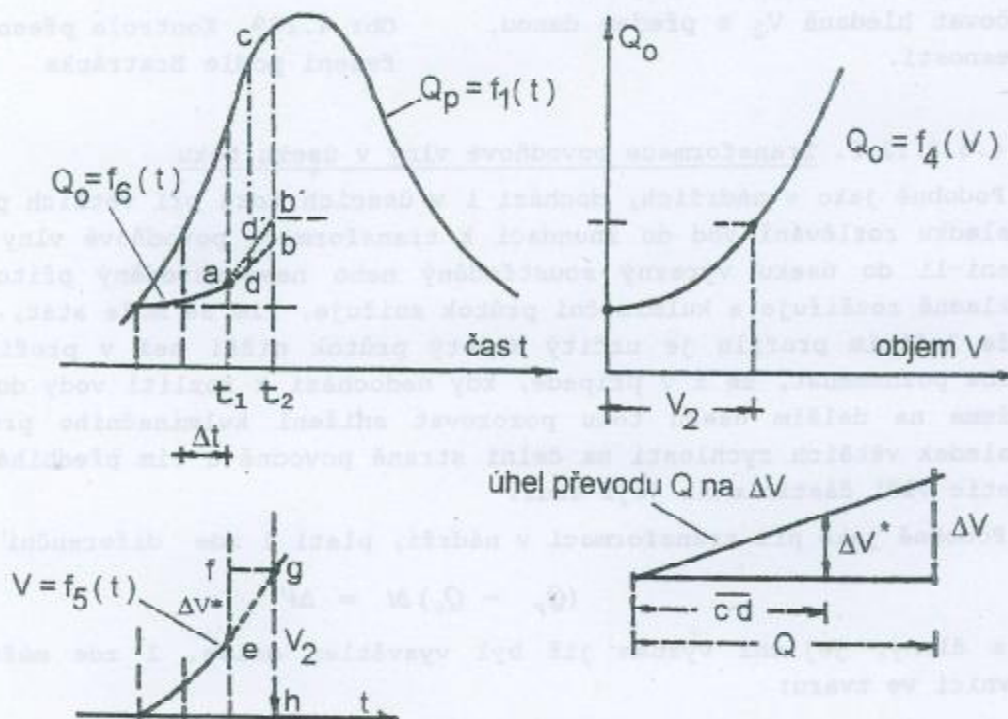




V dalším si uvedeme metodu, kterou, kromě transformace povodňové vlny v nádrži, můžeme s výhodou použít (v dalších kapitolách) při transformaci povodňové vlny v korytě toku (v inundacích) - jedná se o metodu českého autora, metodu Bratránkovu.

#### Bratránkova přibližná metoda transformace povodňové vlny

Je velmi rychlá a z praktického hlediska dostatečně přesná. Opět je dáno  $Q_p = f_1(t)$ ,  $Q_o = f_2(h)$ ,  $V = f_3(h)$ , odvodíme jako pomocné křivky  $Q_o = f_4(V)$ ,  $V = f_5(t)$ . Hledáme křivku  $Q_o = f_6(t)$ . Máme-li křivku  $Q_o = f_2(h)$ , vyjadřující závislost odtoku na úrovni hladiny a křivku objemů  $V = f_3(h)$ , lze z nich eliminací  $h$  získat odvozenou křivku  $Q_o = f_4(V)$ . Nyní již rozdělíme obrazec  $Q_p$  na svislé proužky o časové základně  $\Delta t$ . Dejme tomu, že jsme se při řešení dostali do bodu  $a$  (začátek intervalu  $\Delta t = t_2 - t_1$ ), odhadneme průběh hledané  $Q_o = f_6(t)$  v rozsahu tohoto časového intervalu  $ab$ . Střednice  $cd$  pro úzké proužky představuje s dostatečnou přesností průměrný průtok odpovídající zadrženému množství  $\Delta V^*$  v mezích tohoto intervalu. Sestrojíme-li pomocný úhel, můžeme určit pro  $cd$  odpovídající  $\Delta V^*$  a vynést na křivce časového průběhu objemů  $V = f_5(t)$  pořadnici  $ef$  a promítnutím bodu  $f$  po vodorovné získat bod  $g$ . Pořadnice  $hg$  představuje přibližnou celkovou hodnotu zadrženého objemu  $V_2$  v čase  $t_2$ . Z křivky  $Q_o = f_4(V)$  můžeme již určit pořadnici  $t_2b'$ , vyjadřující velikost odtoku  $Q_o$  na konci intervalu  $\Delta t$  v čase  $t_2$ . Poněvadž body  $b \neq b'$ , náš předpoklad, že čára  $Q_o = f_6(t)$  bude mít v mezích intervalu  $\Delta t$  průběh podle  $ab$ , není správný. Musíme proto řešení v tomto  $\Delta t$  opakovat. Odměříme pořadnici  $d'c$  a naznačený postup opakujeme, až předpokládaný bod  $b$  bude s dostatečnou přesností odpovídat odvozenému bodu



Obr. 4.188. Transformace povodňové vlny podle Bratránka

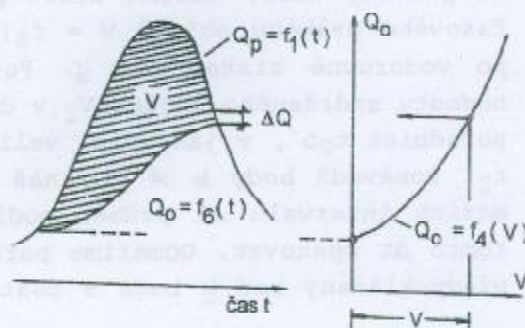
b'. Zpravidla již druhá aproximace dává dostatečnou shodu obou bodů; pak pokračujeme v řešení a hledáme průběh čáry  $Q_o = f_6(t)$  v následujícím časovém intervalu stejným způsobem.

Pro kontrolu přesnosti řešení zplanimetrujeme vyšrafovanou plochu na obr.4.189 představující v určitém měřítku zadržovaný objem v nádrži při časovém chodu přítoku podle  $Q_p = f_1(t)$  a odtoku  $Q_o = f_6(t)$ , a tento objem vyneseme na vodorovnou osu v grafu  $Q_o = f_4(V)$ . Promítnutím na čáru  $Q_o = f_4(V)$  a dále ve směru vodorovném obdržíme rozdíl  $\Delta Q$ , jenž je indikací chyby řešení.

Uvedené způsoby patřily mezi metody grafickopočetní. Dnes, v období běžného používání výpočetní techniky, lze s výhodou využít rovnice 4.351 např. v tomto modifikovaném tvaru:

$$V_2 = V_1 + Q_p \Delta t - \frac{Q_{o1} + Q_{o2}}{2} \Delta t \quad (4.355)$$

V rovnici známe veličiny odpovídající počátku intervalu, známe též průměrnou hodnotu přítoku v intervalu  $\Delta t$ . Volbou hodnoty  $Q_{o2}$  je v souladu s uvedenou rovnicí dána velikost  $V_2$ , jež musí souhlasit s objemem  $V$ , odečteným z křivky  $V = f(Q_o)$ . Pokud tomu tak není, volí se jiná hodnota  $Q_{o2}$ . Naznačený iterační postup řešení se dá naprogramovat tak, že budeme určovat hledané  $V_2$  s předem danou přesností.



Obr.4.189. Kontrola přesnosti řešení podle Bratránka

#### 4.5.3.12.2. Transformace povodňové vlny v úseku toku

Podobně jako v nádržích, dochází i v úsecích toků při větších průtocích v důsledku rozlévání vod do inundací k transformaci povodňové vlny - vlna se (není-li do úseku výrazný soustředěný nebo nesoustředěný přítok) ve své základně rozšiřuje a kulminační průtok snižuje. Tím se může stát, že např. v níže ležícím profilu je určitý N-letý průtok nižší než v profilu horním. Třeba poznamenat, že i v případě, kdy nedochází k rozlití vody do inundací, můžeme na delším úseku toku pozorovat snížení kulminačního průtoku jako důsledek větších rychlostí na čelní straně povodně a tím předbíhání vodních částic vůči částicím na její zádi.

Podobně jako při transformaci v nádrži, platí i zde diferenční rovnice:

$$(Q_p - Q_o) \Delta t = \Delta V \quad (4.356)$$

s členy, jejichž význam již byl vysvětlen dříve. I zde můžeme použít rovnici ve tvaru:

$$\left( \frac{Q_{p1} + Q_{p2}}{2} \right) \Delta t - \left( \frac{Q_{o1} + Q_{o2}}{2} \right) \Delta t = V_2 - V_1 \quad (4.357)$$

kde jednotlivé prvky již byly vysvětleny v předchozí části textu.

### Metoda Muskingum

Obecně vztah mezi zadrženým množstvím vody v úseku a úrovní hladiny (vodním stavem), příp. průtokem v dolním profilu není za neustáleného proudění jednoznačný. V tomto obecném případě lze objem zadržené vody dobře určit jen ze známých hodnot vodního stavu (nebo průtoku) v horním a dolním profilu. Podle McCartyho lze hledanou jednoznačnou závislost zjistit vhodnou volbou hodnoty  $x$ , a  $\tau$  ve výrazu, vyjadřujícím vztah mezi objemy a uvedenými prvky v obou profilech:

$$V = \tau [xQ_p + (1-x)Q_o] \quad (4.358)$$

kde  $V$  - objem zadržené vody v úseku toku,

$Q_p, (Q_o)$  - sekundový přítok (odtok) do horního (z dolního) profilu,

$x, (1-x)$  - váhy, vyjadřující, do jaké míry závisí objem vody na jednotlivých hodnotách  $Q_p, Q_o$ .

Parametry  $\tau, x$  se určují zpracováním známých, odpovídajících vln, pozorovaných v horním a dolním profilu tak, že se po jednotlivých časových úsecích postupným sečítáním určuje zadržený objem  $V$  (daný plochou mezi hydrogramy)

a kreslí se závislost mezi  $V$  a výrazem  $[xQ_p + (1-x)Q_o]$  pro různě volené hodnoty  $x$ . Při určité hodnotě  $x$  nabývá závislost jednoznačný přímkový (nebo křivkový) charakter. Tato hodnota  $x$  se pak použije v dalším řešení. Veličina  $\tau$  je dána jako tangenta úhlu  $\alpha$ , sevřeného přímkou jednoznačné závislosti a svislou osou grafu. Dosazením r.4.358 do r.4.357 obdržíme po úpravě výraz, sloužící pro výpočet hledaného transformovaného hydrogramu dolního profilu:

$$Q_{o2} = c_o Q_{p2} + c_1 Q_{p1} + c_2 Q_{o1} \quad (4.359)$$

kde:

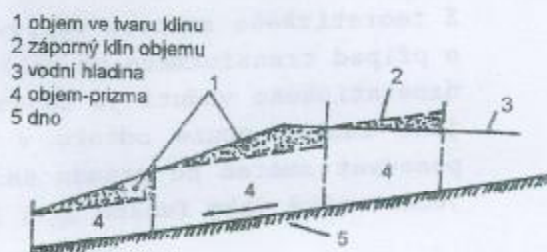
$$c_o = - \frac{\tau x - 0,5 \Delta t}{\tau(1-x) + 0,5 \Delta t}$$

$$c_1 = \frac{\tau x + 0,5 \Delta t}{\tau(1-x) + 0,5 \Delta t}$$

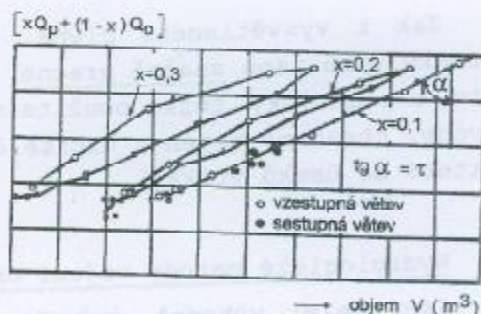
$$c_2 = \frac{\tau(1-x) - 0,5 \Delta t}{\tau(1-x) + 0,5 \Delta t}$$

(4.360 a, b, c)

přičemž musí platit:



Obr.4.190. Nejednoznačnost vztahu mezi  $V$  a  $h$  ( $Q_o$ ) při neustáleném proudění



Obr.4.191. Odvození jednoznačného vztahu u metody Muskingum

Nejlepšího výsledku se dosáhne, volíme-li  $\Delta t$  v intervalu  $2\tau \leq \Delta t \leq \tau$ . Z teoretického rozboru vyplývá, že hodnota  $x \in (0, 0.5)$ . Pakliže  $x=0$ , jde o případ transformace ve velké nádrži, kde, vzhledem k vodorovné hladině hydrostatického vzduší je objem určen jako funkce  $V = f(Q_0)$ , tedy jednoznačně jako funkce pouze odtoku v profilu hráze. Při  $x=0,5$  se vlna bude jenom posouvat směrem po proudu aniž by se transformovala. Přitom objem je určen jednoznačně jako funkce  $Q_0$  i  $Q_p$ , přičemž oba průtoky mají stejnou váhu.

#### 4.5.3.12.3. Určení retenčního prostoru nehydrologickými a hydrologickými metodami

Řešíme-li transformační úlohy v korytě toku uvedenými metodami, potřebujeme jako výchozí podklady znát závislost objemu vody v korytě (inundaci) na úrovni hladiny (nebo velikosti průtoku).

#### Nehydrologické metody určení objemu vody v korytě

Objem vody v korytě toku (hlavního úseku) můžeme určit, známe-li z měření v terénu plochy nepříliš od sebe vzdálených příčných profilů. Objem v jednotlivých krátkých, dílčích úsecích je dán buď součinem průměrné plochy příčného profilu a délky úseku mezi profily, nebo součtem přírůstků objemů daných součinem tloušťky vrstvy  $\Delta h = h_{i+1} - h_i$  a střední zatopené plochy, odpovídající tomuto přírůstku hladiny  $\Delta h$ . Druhý způsob, ve kterém předpokládáme u krátkých úseků, že hladina je vodorovná, použijeme, máme-li podrobné vrstevnicové mapy.

Jsou-li vzdálenosti mezi profily koryta velké, předpokládáme, že hladina je rovnoběžná s vyrovnanou niveletou dna nebo postupujeme přesněji - počítáme průběh hladiny pro jednotlivé velikosti průtoků.

Některou z uvedených metod lze tedy určit závislost objemů vody na úrovni hladiny pro jednotlivé, krátké, dílčí části  $i$  celého úseku  $V_i = f_i(h)$ , ve kterém transformaci řešíme. Výpočtem průběhu hladin pro ustálené, popř. fáze neustáleného proudění v úseku můžeme určit úrovně hladin uprostřed jednotlivých dílčích částí a tak z křivek vztahu  $V_i = f_i(h)$  zjistit pro danou úroveň hladiny odpovídající objem v dílčí části úseku. Jejich sumací získáme celkový objem mezi horním a dolním profilem v daném okamžiku při konkrétních relacích průtoků v obou profilech (odpovídajících průběhu hladiny v celém úseku).

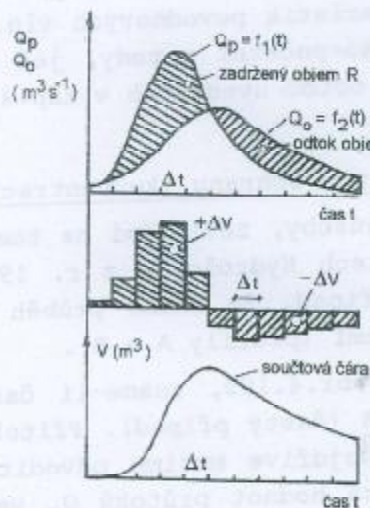
Jak z vysvětleného plyne, nehydrologické metody určení kubatur vody v úseku toku jsou značně pracné, vhodné jen pro poměrně krátké úseky recipientu a prakticky těžko použitelné tam, kde bychom potřebovali určovat objem vody, obsažený nejen v určité části hlavního toku, ale i v korytech přítoků, které do úseků vtékají.

#### Hydrologické metody určení objemu vody v korytě

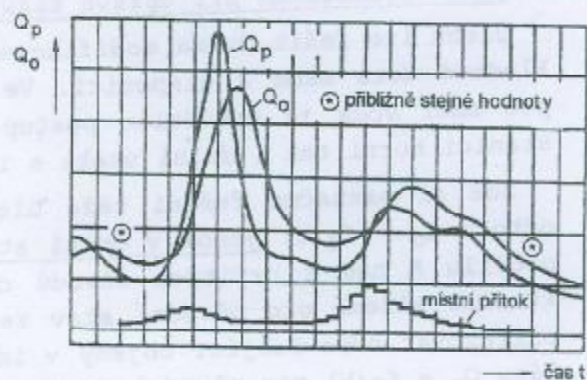
Jsou velmi výhodné, neboť jsou méně pracné než metody nehydrologické a v mnohých případech velmi přesné. Určení objemu vody v korytě, příp. v úseku s inundací je založeno na analýze hydrogramů průtoků, pozorovaných v horním a dolním profilu. Podstata metody je zřejmá z obr.4.192, ve kterém je

vykreslen hydrogram průtoků v horním a dolním profilu. Zatím zde pro jednoduchost předpokládejme, že do úseku nevtéká význačnější přítok (ať už koncentrovaně nebo nesoustředěně podél toku). Objemy obou hydrogramů dolního a horního profilu jsou potom přibližně stejné. Za těchto podmínek můžeme retenční rovnici použít bezprostředně a počítat přírůst objemu  $\Delta V$  pro jednotlivé po sobě jdoucí časové intervaly  $\Delta t$ . Celkový objem  $V$  odpovídající jakémukoli okamžiku  $t$  je dán součtem objemů  $\Delta V$  v jednotlivých předcházejících intervalech  $\Delta t$ .

Je-li úsek toku delší, s nulovým příspěvkem objemu do tohoto úseku se prakticky nesetkáváme. Určení zadržovaných kubatur analýzou hydrogramů je pak poněkud složitější. V první fázi výpočtu vybereme období, na jehož začátku i konci mají jak sekundový přítok tak i odtok v horním a dolním profilu stejnou, malou hodnotu (obr.4.193). Tím, že výpočty provádíme pro období, jež začíná a končí prakticky při stejné (a zároveň nízké) úrovni



Obr.4.192. Určení objemu vody v úseku toku analýzou hydrogramů



Obr.4.193. Zjištění vhodného období pro určení objemů vody v úseku toku analýzou hydrogramů průtoků

hladiny, množství vody v korytě na začátku analyzovaného období se přibližně rovná množství na jeho konci - tím zadržené množství vody, zůstávající v úseku je blízké nule. Pro takto vybrané období určíme přítoklé množství vody do úseku ve stanicích pozorování (horní profil na hlavním toku a stanice na přítocích), jakož i množství odtoklé dolním profilem. Neměřený boční přítok (objemový příspěvek) do úseku je roven celkovému objemu odtoku dolním profilem, od kterého odečteme celkový objem přítoku ve stanicích pozorování. Hydrogram neměřeného přítoku vody do úseku může být v dalším určen rozdělením tohoto objemu v soulase s hydrogramy, pozorovanými v jedné nebo větším počtu stanic. V případě, že pozorování nemáme, lze pro rozdělení objemu použít např. syntetické jednotkové hydrogramy. Výsledný hydrogram celkového přítoku do úseku dostaneme sečítáním pořadnic takto odvozeného hydrogramu neměřeného přítoku a hydrogramu přítoku (měřeného) do horního profilu úseku.

Po této přípravě výchozích podkladových materiálů nyní již můžeme na základě rozdílu přítoku a odtoku určovat přírůstky objemu  $\Delta V$  zadržného v úseku v jednotlivých intervalech času a posléze sečítáním určovat  $V$ . Při výpočtu je třeba volit časové intervaly dostatečně krátké pro získání vyhovující přesnosti řešení.



Obr.4.194. Základní typy úpravy toku

#### 4.5.3.12.4. Změna hydrogramu povodně vyvolaná úpravou toku

Úpravou toku zpravidla omezuje nebo vylučujeme záplavy, v podstatě zkracujeme délku jeho trasy, zvětšujeme kapacitu nového koryta. Tím se zvětší postupová rychlost povodňové vlny, sklon její vzrůstové větve, takže výsledným efektem je nežádoucí zvýšení kulminačního průtoku. Z těchto důvodů je třeba posoudit vliv nové úpravy toku na hlavní parametry povodňového režimu v daném úseku. Zvláštní pozornost věnujeme výpočtu, odvození nových charakteristik povodňových vln. K tomu používáme graficko-početní metody, jež jsou určitou modifikací metod uvedených v kap.4.5.3.12.1.

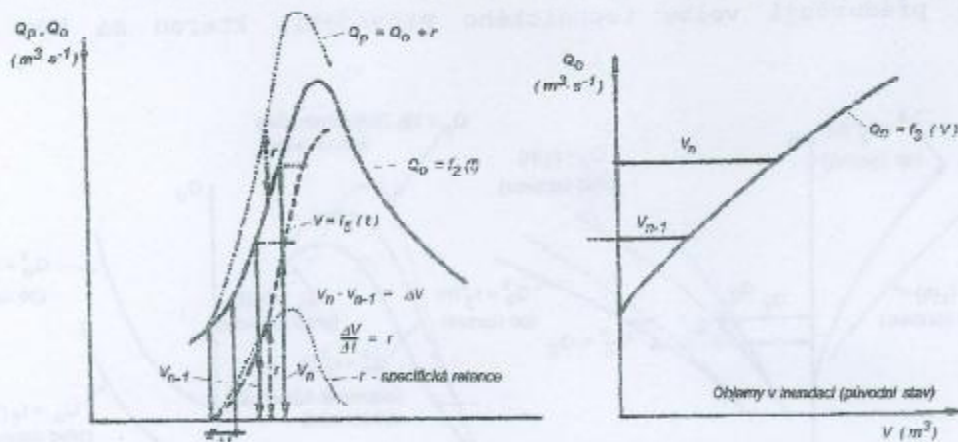
#### Změna hydrogramu při úpravě toku na úplnou ochranu (koncentraci)

Úlohu lze řešit dvěma modifikovanými způsoby, závislými na tom, jaká podkladová data máme k dispozici. Ve skriptech Hydrologie z r. 1994 určených pro směr Voda je vysvětlen postup pro případ, že známe průběh vln jak ve stanici horní tak i dolní úseku s inundacemi (profily A a B).

Zde si naznačíme řešení této úlohy na obr.4.195, známe-li časový průběh odtoku  $Q_0 = f_2(t)$  jenom v dolní stanici B (častý případ). Přítoková vlna v profilu A nám z určitých důvodů chybí. Nejdříve musíme odvodit vztah, ze kterého můžeme pro původní stav ze známých hodnot průtoků  $Q_0$  ve stanici B přiřazovat odpovídající objemy v inundaci příslušného úseku - odvodíme tedy čáru  $Q_0 = f_3(V)$  pro původní stav koryta. Povodňovou vlnu  $Q_0 = f_2(t)$  vykreslíme a vyznačíme do obrázku dostatečně úzké proužky  $\Delta t$ . Z odvozené čáry  $Q_0 = f_3(V)$  můžeme jednotlivým hodnotám  $Q_0$  odečítaným na mezích proužků šířky  $\Delta t$  přiřadit příslušné objemy  $V$  a tak vykreslit i čáru, udávající vzrůst objemů v inundaci v závislosti na čase  $V = f_5(t)$ . Rozdíly pořadnic  $\Delta V = V_n - V_{n-1}$  představují přírůst objemu v inundaci za časový interval  $\Delta t$ . Jestliže přírůst objemu  $\Delta V$  přepočítáme na průměrný průtok  $\Delta V / \Delta t$  a vynásobíme na střednice příslušných časových proužků, dostaneme časový průběh specifické retenční  $r$ . Sečtením jednotlivých pořadnic čáry  $Q_0 = f_2(t)$  s pořadnicemi specifické retence obdržíme hledaný hydrogram povodňové vlny  $Q_p = Q_0 + r$ .

#### Změna hydrogramu povodně při úpravě na částečnou ochranu

Naznačená úloha je podstatně složitější než úloha předchozí. Podstata postupu spočívá v tom, že nejdříve musíme určit tvar povodňové vlny, která by odpovídala případu úplné koncentrace průtoků do koryta, kdy jsme zcela vyloučili záplavy. Tuto vlnu v dalším řešení považujeme za přítok do retenčního prostoru a k ní sestrojíme (přibližnou metodou Bratránka) hledanou transformovanou povodňovou vlnu, odpovídající stavu po navržené úpravě na částečnou ochranu. K řešení potřebujeme: 1. Hydrogram povodně v dolní stanici B, tj.  $Q_0 = f_2(t)$ . 2. Čáru vztahu mezi výškami hladiny (vodními stavy) a objemem vody v záplavě  $V = f_4(h)$ . Tato křivka platí pro stav před úpravou. 3. Konzumní křivku, vyjadřující vztah mezi průměrnou průtokovou kapacitou zaplaveného území a výškami hladin v dolním profilu B:  $Q_0 = f_3(h)$ . Křivka opět platí pro stav před úpravou. 4. Čáru vztahu mezi výškami hladiny a obje-



Obr. 4.195. Metoda specifické retence, dána vlna jen v dolním profilu B

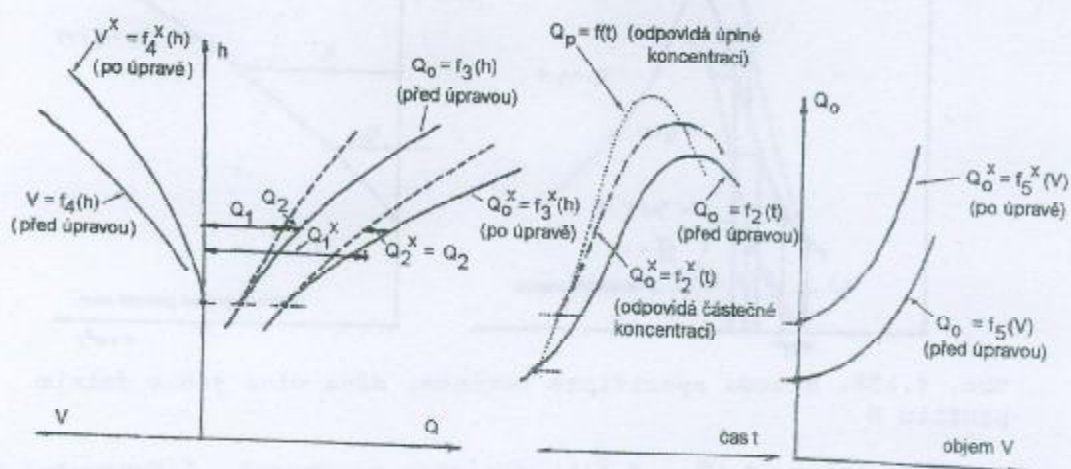
mem vody v záplavě  $V^X = f_4^X(h)$  pro stav po úpravě. 5. Konzumní křivku  $Q_0^X = f_3^X(h)$ , vyjadřující vztah mezi průměrnou průtokovou kapacitou zaplavovaného území a výškami hladin v dolním profilu B. Křivka platí pro stav po úpravě. Postup řešení: daný hydrogram povodňové vlny zaznamenaný v profilu B před úpravou  $Q_0 = f_2(t)$  transformujeme pomocí křivky  $Q_0 = f_5(V)$  před úpravou na povodňovou vlnu, vyjadřující časový průběh průtoků při úplném vyloučení záplav (viz řešení v předchozím odstavci - jde o řešení, kdy nepotřebujeme znát hydrogram povodňové vlny v horní stanici A). Z konzumní křivky  $Q_0^X = f_3^X(h)$  a křivky  $V^X = f_4^X(h)$ , které platí pro stav po úpravě, obdržíme vyloučením společného parametru  $h$  závislost  $Q_0^X = f_5^X(V)$ . Takto odvozenou křivku použijeme v dalším postupu. Čáru průtoků  $Q_p = f(t)$ , kterou jsme předtím odvodili pro případ úplné koncentrace průtoků, znovu transformujeme (použijeme metodu Bratránka) na vlnu  $Q_0^X = f_2^X(t)$ ; ta již představuje hledanou časovou změnu odtoku pro částečné vyloučení záplav v daném úseku toku.

Při sestrojování konzumní křivky  $Q_0 = f_3(h)$  pro stav před úpravou (na podkladě měření, příp. doplnění hydraulickým výpočtem) rozlišujeme průtoky, které tekou hlavním korytem  $Q_1$  a průtoky, tekoucí inundacemi  $Q_2$ . Konzumní křivku  $Q_0^X = f_3^X(h)$  pro stav po úpravě opět určíme tak, že rozlišujeme  $Q_1^X$  (určené hydraulickým výpočtem), tj. průtoky, tekoucí upraveným korytem o větší kapacitě při převyšované hladině (hladině vyšší břehové čáry) a připočítáváme průtoky  $Q_2^X$ , které pokud se nám úpravou poměry v inundaci nezměnily, budou stejné s hodnotami  $Q_2$ , tedy bude platit  $Q_2 = Q_2^X$ . Pokud tedy bude průtok v inundaci po úpravě pro danou výšku hladiny stejný jako před úpravou, můžeme jednoduše k úsečkám  $Q_1^X$  připočítat pro dané hloubky  $h$  úsečky  $Q_2$  z předchozí křivky  $Q_0 = f_3(h)$  a dostaneme tak průběh křivky  $Q_0^X = f_3^X(h)$ . Pokud bychom měli určit změnu hydrogramu při úpravě úseku toku se zahrázováním, úlohu bychom řešili analogicky.

#### 4.5.3.12.5. Další důsledky úprav toků na hydrologický režim

Riční síť s hlavním recipientem a odvodňované území spolu s klimatem tvoří jednotný, vzájemně se ovlivňující celek. Úpravami toku se snažíme odstranit, nebo alespoň zmírnit určité negativní prvky hydrologického režimu toku; často však můžeme nevhodně voleným úpravním zásahem původní stav ještě zhoršit. Požadavky na úpravy toků jsou mnohdy protichůdné, takže problematika správné úpravy toku je velmi složitá. Různé vlastnosti prostředí a charakteristiky přirozeného toku s jeho hydrologickým režimem (režim např. extrémních průtoků, celková vodnost a její rozdělení v průběhu průměrného roku, ledové jevy, teplotní režim, režim splavenin, chemické znečištění vod

apod.), předurčují volbu technického provedení, kterou má být vytčeného

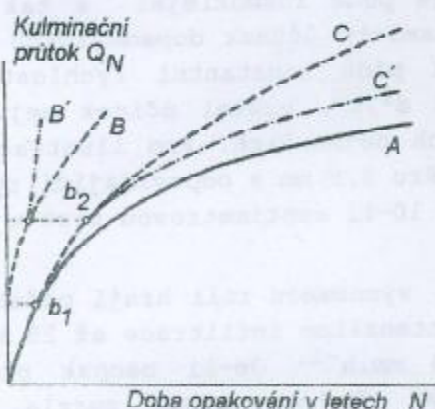


Obr. 4.196. Změna hydrogramu povodně při úpravě na částečnou ochranu

záměru dosaženo. Proto je třeba se před návrhem úpravy podrobně seznámit s veškerými skutečnostmi, poznat širší souvislosti a úlohu řešit komplexně, včetně odhadu důsledků úpravy na hydrologický režim toku.

Nejčastějším záměrem úprav je bezpečné odvedení škodlivých povodňových průtoků. Vhodnou volbou úpravy tak chráníme zájmy zemědělské, ochraňujeme před dosahem škodlivých vod obce, města, snažíme se o zlepšení vodních poměrů, např. stabilizací hladiny podzemních vod na úrovni, optimální pro určitý druh pěstovaných rostlin a pod. Je známou skutečností, že i vhodně volená úprava, navržená a provedená tak, že si zaslouží uznání odborníků i veřejnosti, přináší určité nedostatky. Tak např. odvedení škodlivých vysokých vod se v mnohých případech, kdy máme chránit určité území před povodněmi, řeší výstavbou podélných hrází. Tím vyloučíme část inundací, takže odtok povodňové vlny probíhá rychleji; to však znamená ve svém důsledku zkrácení doby infiltrace říčních vod do přilehlého území. V kombinaci s použitým kamenným opevněním břehu dochází pak k tomu, že zásoby podzemních vod nejsou doplňovány v takové míře, v jaké tomu bylo před úpravou, a tak se zásoby podzemních vod zmenšují. Hladina podzemních vod klesá a narušuje se původní režim malých průtoků - v toku se po úpravě snižují malé průtoky. Jsou známy případy, kdy při nevhodném návrhu hlubokého nového koryta došlo k poklesu hladiny podzemních vod do té míry, že studny v přilehlých oblastech vyschly. K podobné situaci může dojít, v případě chybného návrhu projektanta, např. dodatečným vymiláním a poklesem dna koryta vlivem velkých rychlostí soustředěného proudu mezi hrázi. Dalším nepříznivým důsledkem zahrázování je zvýšení četnosti a velikosti kulminačních průtoků, způsobené vyloučením transformačního účinku dříve existujících inundací. Urychlením odtoku za upravenou částí také tehdy, když dochází ke střetu povodňových kulminací na toku a jeho přítocích. Může samozřejmě dojít i k opačnému jevu - povodňová vlna upraveného toku bude, v porovnání s minulým stavem, předbíhat povodeň na přítoku a tak zaznamenáme relativní snížení kulminačního průtoky ve srovnání s předchozím stavem.





Obr.4.197. Změna čáry opakování způsobená úpravou toku

částečné) koncentraci (křivka B, resp. B' v obr.4.197. Křivky vynášíme ve stejném měřítku, v jakém jsme zobrazili čáru opakování. Úsečky určující vztah mezi původním kulminačním průtokem a jeho zvýšením po úpravě vynášíme jako pořadnice nad odpovídající body původní čáry opakování.

#### 4.6. Splaveniny

##### 4.6.1. Základní pojmy, sedimentační rychlost plavenin

Splaveniny jsou tuhé částice minerálních nebo organických látek různého tvaru a velikosti, přemištované vodou po povrchu terénu, v řekách, přirozených i umělých nádržích a v mořích. Splaveniny pocházejí z povodí toku nebo z vlastního koryta. Na povodí vznikají vodní (ale i větrnou) erozí půdy za působení různých faktorů. Ty mohou být přímé, jež erozi vyvolávají a nepřímé, které je umožňují. Mezi faktory první skupiny patří např. atmosférické srážky a jejich charakteristiky - u deště to je intenzita a trvání deště, doba opakování, vyjadřující jeho význam apod. U sněhových srážek záleží na tloušťce sněhové pokrývky, vodní hodnotě, intenzitě tání atd. Účinek intenzity deště lze postihnout výrazem:

$$G = Ai^a \quad (4.361)$$

kde G - množství splavenin,

i - intenzita deště,

a - parametr, stanovený např. empirickou cestou, leží zpravidla v rozmezí 0.7+2.2; čím menší je náchylnost půdy k erozi, tím menší je hodnota a,

A - součinitel, vyjadřující vliv ostatních faktorů

Při daném trvání musí dát déšť určitý minimální úhrn, aby mohl způsobit erozi. Podle Barneta se déšť stává erozní kritický, platí-li minimálně:

$$H_s = \frac{t}{4} + 5 \quad (4.362)$$

kde  $H_s$  - výška deště, kterou chápeme jako spodní mez (mm),

t - trvání deště (min),

#### Transformace čáry opakování maximálních průtoků vlivem úpravy toku

Pokud čára opakování byla odvozena z údajů o průtocích za období existence přirozeného stavu koryta, vyloučením inundací nebo jejich částečným omezením se změni její tvar. Postupujeme tak, že zpracováním kulminačních průtoků v profilu dolním sestrojíme známým způsobem čáru opakování, odpovídající stavu před úpravou. V dalším odvodíme podle uvedených metod pro několik nejvýznamnějších povodní zvýšení kulminačních průtoků, jež odpovídají úpravě na úplnou, či částečnou koncentraci průtoků. Sestrojíme vztah mezi kulminačním průtokem před úpravou a očekávaným zvýšením po úplné (příp.

Čím je trvání deště delší, tím je půda rozmoklejší a tak se stává na erozi méně odolnou. Významný je dynamický účinek dopadajících kapek. Kapky průměru od 0,5+6 mm získávají při pádu konstantní rychlost 2+9 m.s<sup>-1</sup>. Protože je kinetická energie úměrná d<sup>3</sup>.v<sup>2</sup>, erozní účinek největších kapek může být až 10<sup>4</sup> krát větší než těch nejmenších. Pro ilustraci uveďme, že déšť o úhrnu 100 mm s kapkami o průměru 2,5 mm a odpovídající rychlosti pádu 7 m.s<sup>-1</sup> má energii, schopnou přenést 10-ti centimetrovou vrstvu půdy do výše 1,5 m.

Při erozi, vznikající táním sněhu, významnou roli hrají počáteční podmínky: U nezamrzlé půdy lze počítat s intenzitou infiltrace až 25 mm.h<sup>-1</sup> u půdy podzolové, u černozemě dokonce 100 mm.h<sup>-1</sup>. Je-li naopak půda z období podzimu nasycena vodou a poté náhlým příchodem mrazů zmrzla, její infiltrační schopnost je prakticky nulová.

K nepřímým činitelům, kteří erozi umožňují, patří sklon svahů, jejich délka, vlastnosti půd, geologický podklad apod. Pokusy bylo zjištěno, že vliv sklonu svahu na množství splavenin G lze postihnout výrazem:

$$G = BI^b \quad (4.363)$$

kde I - sklon svahu,

b - parametr, opět určený např. empirickou cestou,

B - součinitel, vyjadřující vliv ostatních parametrů na velikost G

Výrazem analogického tvaru lze vyjádřit i vliv délky svahu  $G = C L^c$ , zde hodnota exponentu c bývá v rozmezí 0,5+2,0.

Vlastnosti půdy rozhodují o tom, nakolik se uplatní při erozi hydrologické a morfologické faktory. Čím je půda soudržnější, propustnější, složená z větších zrn, tím je vůči erozi odolnější. V následující tabulce je stručně charakterizována odolnost jednotlivých půd vůči erozi.

Tab.4.27. Stupeň náchylnosti k erozi u jednotlivých půd a hornin

stupeň náchylnosti	druh půdy	hornina
1	těžká	vápenec, dolomity
2	sprašová	mladší vyvřeliny
3	středně těžká	starší vyvřeliny
4 (nejnáchylnější)	lehká	flyš

Geologické podloží se na splaveninovém režimu podílí tím, že podle jeho druhu vznikají procesy zvětrávání více nebo méně erozně náchylné půdy. Mimořádný vliv má vegetační pokryv - travní porost, les (hlavně smíšený), chrání půdu před erozí prakticky (za normálních podmínek) úplně. Ze zemědělských plodin nejlépe chrání půdu jetele a trávy, pak obiloviny, nejméně okopaniny. Dalším činitelem, který může narušit prostředí a vyvolat zvýšenou erozi je člověk - orba po spádnici, neúměrné odlesňování za pomoci těžkých těžebních mechanismů, to vše může způsobit značný odnos materiálu z povodí a tak úplnou devastaci území.

Náchylnost území přibližně kruhového nebo čtvercového tvaru k erozi můžeme ocenit výrazem:

$$E = \frac{1,8 H}{S} \quad (4.364)$$

nebo pro protáhlý tvar území:

$$E = \frac{10 H b}{S} \quad (4.365)$$

kde E - ukazatel průměrné sklonitosti území (%),

H - rozdíl max. a min. nadmořské výšky na území (m),

S - plocha území (ha),

b - polovina šířky území (km),

Je-li E = 0-5 - jde o málo náchylné území na erozi,

E = 6-10 - náchylné území,

E = 11-12 - značně náchylné území,

E > 20 - velmi náchylné území

Tuhé částice, které se dostaly splachem do toku, nazývané splaveniny, se mohou podle okolností pohybovat různým způsobem. Jemné tuhé částice (minerálního i organického původu), vznášené v proudu vody díky svislým složkám turbulentního proudění (tvoří tedy suspenzi), nazýváme plaveniny. Ty splaveniny, které jsou v trvalém nebo dočasném kontaktu se dnem koryta, pohybující se sunutím, válením po dně, nebo poskakováním (saltací), či obsažené v pohyblivých dnových útvarech (např. duny), nazýváme dnové splaveniny. V závislosti na momentálních podmínkách proudění dochází přirozeně k tomu, že dnové splaveniny se mohou stát (při vzrůstu průtoku a tím i rychlosti v toku) plaveninami a naopak. Není tedy možné určit mezi nimi ostrou hranici.

Splaveniny můžeme charakterizovat jejich rozměry a, b, c (a je délka částice, tj. největší délkový rozměr, b je šířka částice, max. rozměr kolmý na a, c je výška, délkový rozměr částice, kolmý k rovině, v níž leží a a b), rozdělením zrnitosti, jejich protáhlostí, kulovitostí, zploštěním, usazovací rychlostí ap.; významné jsou z hlediska problematiky splavenin jejich vlastnosti jako pevnost, odolnost proti otěru, nasákavost, schopnost koagulace apod. Zrnitostní skladbu materiálu s většími zrny můžeme určit sítí prosíváním, u velmi malých, jemných směsí frakciometrickou metodou apod. Sítový průměr částice je střední délka strany nejmenšího čtvercového otvoru (oka) síta, jímž částice ještě může projít.

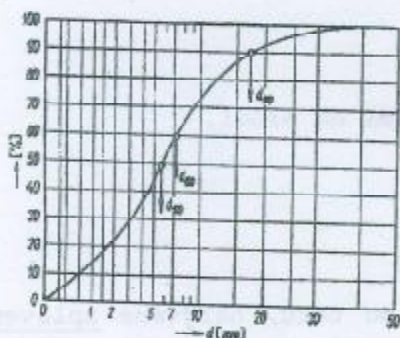
Složení směsi splavenin lze dobře postihnout sestrojením křivky zrnitosti; na ose vodorovné se vynášejí sítové průměry  $d_s$ , na osu pořadnic pak procentuální podíl hmotnosti (z hmotnosti celého vzorku) částic menších daného sítového průměru. Pro různé výpočty ve vodním hospodářství je třeba splaveninovou směs zrn různé velikosti charakterizovat jediným "reprezentativním" průměrem zrna, tzv. průměrem efektivního zrna  $d_e$ . Známeli průměrnou velikost zrna v každé frakci  $d_1, d_2, d_3$  atd., jejichž hmotnostní podíl je vyjádřen procentuálně jako  $p_1, p_2, p_3 \dots$ , pak

$$d_e = \frac{\sum d_i p_i}{\sum p_i} = \frac{\sum d_i p_i}{100} \quad (4.366)$$

Z křivky zrnitosti (též křivky granulometrické) můžeme odečítat tzv. účinné velikosti zrn  $d_{p\%}$ , což je průměr zrna, při němž celková hmotnost všech zrn menších činí  $p\%$  z celkové hmotnosti vzorku. Poměr

$$d_x = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad (4.367)$$

je číslem nestejnozrnnosti vzorku. Je-li  $d_x < 5$ , jde o materiál stejnozrnný, při  $5 \leq d_x \leq 15$  máme středně nestejnozrnný materiál, pakliže  $d_x > 15$ , materiál je nestejnozrnný.



Obr.4.198. Křivka zrnitosti

jejich tvaru. Hodnoty  $g$ ,  $\rho_p$  i  $\rho$  jsou při pohybu částic prakticky neměnné, proto můžeme psát, že usazovací rychlost plavenin je funkcí jen tří veličin:

$$w = f(\mu, d, \alpha) \quad (4.368)$$

kde  $\alpha$  - tvarový součinitel.

Protože viskozita vody s nárůstem teploty klesá (tím i odpory proti pohybu, klesání částic), usazovací rychlost stejné částice v létě je v přirozeném toku větší než v zimě. Viskozita se výrazněji uplatňuje u velmi malých částic, u velkých se prakticky neprojeví. Pro usazovací rychlost kulové částice platí v závislosti na průměru  $d$  výrazy:

Je-li  $Re_d \leq 1$ ,  $50 \mu\text{m} \leq d \leq 150 \mu\text{m}$ , usazovací rychlost se počítá podle Stokesova vzorce:

$$w = \frac{gd^2}{18\nu} \left( \frac{\rho_p}{\rho} - 1 \right) = \frac{(\rho_p - \rho)gd^2}{18\mu} \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.369)$$

kde

$$Re_d = \frac{\rho w_o d}{\mu} = \frac{w_o d}{\nu} \quad (4.370)$$

pro částice  $0,15 < d < 1,25 \text{ mm}$  je lépe použít výraz Budryka:

$$w = 8,925 \sqrt{1 + 95 \frac{\rho_p - \rho}{\rho} d^3} - 1 \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.371)$$

Pro  $d > 1,25 \text{ mm}$  platí výraz, který odvodil Rittinger:

$$w = 87 \sqrt{\frac{\rho_p - \rho}{\rho}} d \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.372)$$

Uvedené vzorce platily pro případy, kdy se při pohybu kulové částice ve vodě 24°C teplé neuplatňoval vliv stěn a ostatních částic. V přírodě se při pohybu plavenin částice navzájem ovlivňují. Pak mluvíme o rušené sedimentaci a je třeba použít jiných vzorců. Pokud částice mají nekulový tvar, je třeba

Tab.4.28. Názvy splavenin a odpovídající velikosti zrn

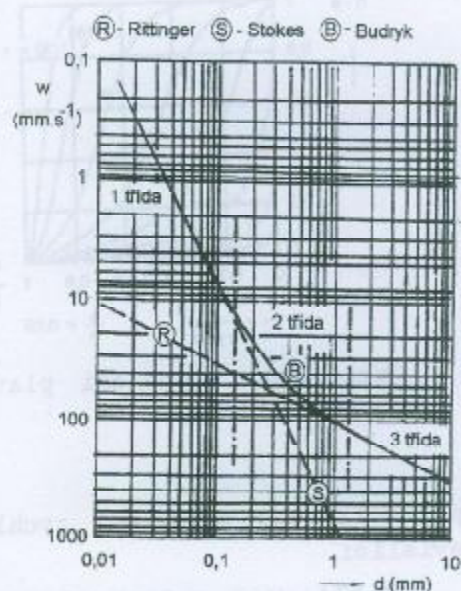
hrubé splaveniny		sítový průměr zrna
balvany	velmi velké	2-4 m
	malé	0,25-0,5m
oblázky	velké	130-250 mm
	malé	64-130 mm
štěrky	velmi hrubý	32-64 mm
	velmi jemný	2-4 mm
písek	velmi hrubý	1-2 mm
	velmi jemný	0,062-0,125 mm
<b>jemné splaveniny:</b>		
prach	hrubý	31-62 $\mu\text{m}$
	jemný	4-8 $\mu\text{m}$
jíl	hrubý	2-4 $\mu\text{m}$
	velmi jemný	0,24-0,5 $\mu\text{m}$

provést opravu - existují např. grafy, vyjadřující závislost součinitele odporu částice na  $Re$ , a to pro různé tvary částic, vyjádřené tvarovým součinitelem  $b/\sqrt{ab}$ .

#### 4.6.2. Určení průtoku plavenin výpočtem

Pohyb pevných částic těžších vody v turbulentním proudu ve vznášeném stavu je možný jenom tenkrát, když střední hodnota svislých složek pulzací převládá nad rychlostí usazovací (sedimentační)  $w$ . Na základě difúzní teorie (Makkavajev, Rouse, která v porovnání s teorií gravitační dává lepší výsledky), za předpokladu konstantního součinitele difúze, logaritmického rozdělení rychlostí ve svislici, byla získána pro stejnozrný materiál rovnice rozdělení kalnosti ve tvaru:

$$C_y = C_a \left[ \frac{(h-y)}{y} \frac{a}{(h-a)} \right]^{\frac{w}{\kappa \sqrt{gh}}} \quad (4.373)$$



Obr.4.199. Usazovací rychlost křemenných částic

kde  $y$  - výška bodu nade dnem,

$C_a$  - známá kalnost v bodě, jehož výška nade dnem je  $\underline{a}$ ,

$C_y$  - zjišťovaná kalnost v bodě, jehož převýšení nade dnem je  $\underline{y}$ ,

$w$  - usazovací rychlost v klidné vodě,

$g$  - gravitační zrychlení,

$h$  - hloubka vody ve svislici,

$\kappa$  - univerzální konstanta Prantl-Kármána,  $\kappa = 0,4$

$I$  - sklon hladiny,

Abychom mohli vypočítat kalnost podle r.4.373, musíme znát hodnotu  $C_a$ . Obecně se tento bod může vybírat libovolně, ale pro získání spolehlivých výsledků je lépe volit bod v dolní části svislice, kde lze dobře odebrat vzorek s dostatečně velkou kalností. Protože v tocích jsou prakticky vždy plaveniny nestejnozrné, je třeba výpočet provádět pro jednotlivé frakce zvlášť, přičemž frakce jsou charakterizovány jejich středním zrnem. Výsledné rozdělení kalností ve svislicích obdržíme skladbou dílčích koncentrací jednotlivých frakcí.

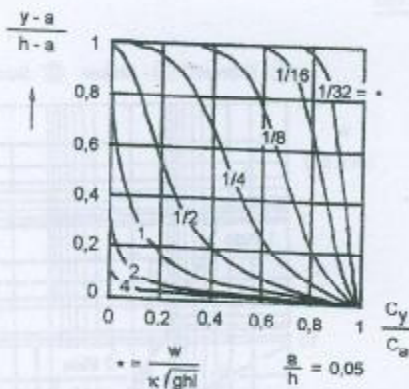
R.4.373 dává, jak ukazují pokusy v laboratořích, velmi dobré výsledky. V přirozených tocích je shoda se skutečným rozdělením kalnosti vlivem různých rušivých vlivů (nerovnosti dna, neustálené proudění apod.) mnohdy dost špatná. Přesto je rovnice významná, neboť umožňuje určit kalnost v bodě těsně nade dnem, tedy v místě, kde zpravidla nemůžeme provést odběr vzorku odběrnou lahví. Nevýhodou rovnice je, že na hladině dává pro  $y=h$   $C_y=h = 0$ , pro úroveň dna je pak  $C_{y=0} = \infty$ , což neodpovídá skutečnosti.

Ukazuje se, že pro praktické účely lépe vyhovuje rovnice pro měrný průtok plavenin (průtok na jednotku šířky koryta) ve tvaru:

$$q_p = q C_a \xi e^{15 \frac{w}{\sqrt{gh}} \frac{a}{h}} \quad (4.374)$$

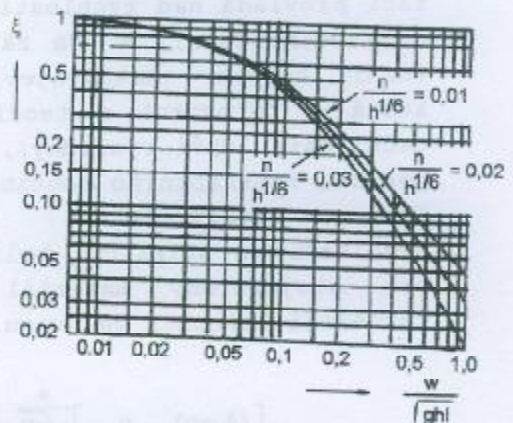
kde  $q$  - měrný průtok vody v dané svislici,

$\xi$  - součinitel, jenž je funkcí  $w/\sqrt{ghI}$  a relativní drsnosti koryta  $n/h^{1/6}$ .



Obr.4.200. Rozdělení plavenin podle r.4.373.

Rovnice je odvozena na základě předpokladu, že součinitel difuze je ve svislici konstantní o střední hodnotě rovné  $\epsilon_s = (h \sqrt{ghI})/15$ , což vlastně znamená předpoklad



Obr.4.201. Hodnoty  $\xi$  pro r.4.374

parabolického rozdělení rychlostí ve svislici.

R.4.374 dává průtok částic stejné velikosti (stejně usazovací

rychlosti), takže v obecném případě nestejnoprůměrných plavenin je třeba počítat průtok  $q_p$  pro každou frakci suspenze zvlášť. Výsledný celkový průtok plavenin nestejného zrna v dané svislici dostaneme součtem dílčích průtoků.

#### Výpočet celkového průtoku plavenin v průtočném průřezu

Máme-li dán průběh kalnosti ve svislici  $C(h)$  (ať už získaný výpočtem např. podle r.4.373), nebo zpracováním měření v terénu) a rozdělení rychlostí vody ve svislici  $u(h)$ , měrný hmotnostní průtok plavenin  $q_p$  v dané svislici můžeme určit podle výrazu:

$$q_p = \int_0^h c \cdot u \cdot dy \quad (4.375)$$

kde  $c$  - kalnost v bodě svislice ( $g \cdot m^{-3}$ ),

$u$  - bodová (místní) rychlost vody ( $m \cdot s^{-1}$ )

Součin  $c \cdot u$  je průtokem plavenin v bodě svislice. Abychom dostali hmotnostní průtok plavenin v celém profilu, musíme vyhodnotit výraz:

$$Q_p = \int_0^B \int_0^h c \cdot u \cdot dy \cdot db = \int_0^B q_p \cdot db \quad (4.376)$$

Výpočet zpravidla provedeme graficko-početním způsobem, jenž je obdobný procesu vyhodnocení průtoku vody podle Harlachera. Po znázornění průběhu kalností ve svislici  $C(h)$ , převedením uzavřené plochy (představující celkovou hmotnost plavenin) na půdici  $h$ , určíme průměrnou kalnost ve svislici  $c_s$ . Nyní v příčném průřezu vynášíme hodnoty  $c_s$  nad určitou srovnávací rovinu (třeba nad hladinu) v místech jednotlivých svislic a po spojení bodů dostáváme křivku rozdělení průměrných svislicových kalností po šířce toku  $C(b)$ . Tak můžeme, pokud třeba, určovat kalnosti interpolací i pro místa, kde jsme měření rychlostí a kalnosti nedělali, např. v některých svislicích sondovacích. V měrných svislicích kromě hodnot  $c_s$  vynášíme i elementární průtoky  $q_p = c_s \cdot v_s \cdot h_s$ , takže po spojení vzniklých bodů obdržíme křivku jejich rozdělení po šířce toku  $q_p(b)$ . Celková plocha (určená planimetrováním) je adekvátní výrazu 4.376 - v určitém měřítku představuje celkový hmotnostní průtok plavenin v průtočném průřezu  $Q_p$ . Této výsledku můžeme dosáhnout výpočtem výrazu:

$$Q_p = \sum_0^B c_{s_i} \cdot v_{s_i} \cdot h_i \cdot \Delta b_i \quad (4.377)$$

kde  $c_{s_i}$  - průměrná kalnost v  $i$ -té svislici, určená obdobným způsobem,

jakým byla určována průměrná svislicová rychlost  $u$  vyhodnocování průtoků vody. Tak např. pro tzv. dvoubodovku bude:  $c_{s_i} =$

$0,5(c_{0,2} + c_{0,8})$ , kde např. výraz  $c_{0,2}$  znamená kalnost v bodě  $0,2$  h pod hladinou v dané svislici  $i$ .

Průměrnou kalnost v průtočném průřezu  $\bar{C}$  dostaneme tak, že plochu uzavřenou vodorovnou čarou a křivkou  $C(b)$  dělíme šířkou toku v hladině  $B$ . Celkový průtok plavenin můžeme pak vypočítat i takto:

$$Q_p = \bar{C} \cdot Q$$

(4.378)

kde  $Q$  - průtok vody průtočným průřezem

Z uvedeného popisu plyne, že úplné měření a vyhodnocení průtoku vody a plavenin je časově velmi náročnou, pracnou záležitostí. Abychom mohli vyhodnotit proteklé množství plavenin třeba i za dlouholeté období, postupujeme v rámci přípravných prací tak, že z materiálů pozorování plavenin a rychlostí (tedy i průtoků) nalezneme svislíci, vykazující nejtěsnější vztah mezi její kalností  $c_s$  a kalností celého průřezu  $\bar{C}$ . Pak už stačí denně odebrat vzorky plavenin jen v dané svislíci, určit  $c_s$  a ze získaného vztahu pro toto  $c_s$  odečíst odpovídající kalnost celého profilu  $\bar{C}$ . Hodnotu  $Q_D$  pak dostaneme z r.4.378, kde průtok vody  $Q$  je určen z platné konsumční křivky  $Q = f(h)$  na základě odečítaného vodního stavu.

Průměrné denní koncentrace  $C_d$  se vynášejí do chronologického grafu, v němž jsou pro kontrolu a možnost odhalení dalších závislostí uvedeny i další hydrometeorologické prvky na povodí (teplota vzduchu a půdy, výška deště, doba slunečního záření, výška sněhové pokrývky a její vodní hodnota, vodní stavy a průtoky apod.). Ve dnech, kdy se odběry neprováděly, můžeme  $C_d$  určit interpolací z uvedeného chronologického grafu.

Chceme-li mít dobrou představu o celkovém proteklém množství plavenin, musíme měřit především v období jarního tání a za povodní vyvolaných výraznými dešti. Minimální koncentrace pozorujeme zpravidla v zimě, kdy je půda pokryta sněhovou pokrývkou a teploty vzduchu jsou dlouhodobě pod nulou, takže nedochází k tání. Lze říci, že je to zpravidla jen několik výraznějších povodní v průběhu roku, jež jsou schopny dát 60-90% celoročního proteklého množství plavenin.

#### Přístroje pro určování kalnosti

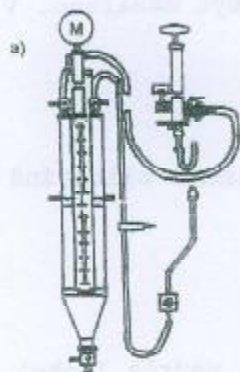
Hodnotu kalnosti můžeme získat dvojím způsobem: přímým měřením v toku a nepřímým odebíráním vzorků s plaveninami a jejich zpracováním v laboratoři. U prvního způsobu se při kontinuálním měření zjišťují koncentrace plavenin nebo koncentrace zároveň s průtokem vody, příp. průtok plavenin. U přístrojů tohoto druhu se využívá principu pohlcování a rozptylu světelného paprsku nebo radioaktivního záření. Přístroje pro odběr vzorku (nazývané batometry), mohou být buď ovladatelné (těmi lze odebrat vzorek v libovolném bodě profilu), nebo neovladatelné, jimiž odebíráme vzorek integračně - při pomalém ponořování přístroje od hladiny ke dnu a případně při zpětném pohybu přístroje zpět k hladině.

Rychlost plnění může být dalším kriteriem dělení přístrojů. Existují přístroje s okamžitým plněním (jsou to zpravidla dutá válcová zařízení s možností okamžitého uzavření protékající vody s plaveninami), nebo s postupným (v podstatě je to láhev, jež se plní po určité době přívodní trubicou, vytěsňovaný vzduch uzavřený v lahvi se odvádí odvětrávací trubicou). Láhev může být upevněna na tyči nebo zavěšena na laně. Pro správné měření je třeba konstrukcí přístroje zaručit, aby do láhve odběrnou trubicou voda se splaveninami vtékala rychlostí odpovídajícího proudového vlákna. Toho lze přibližně dosáhnout použitím sady nástavců různého průměru, příp. změnou svislé odlehlosti otvorů trubek. Přirozeně, přístroj musí být navržen tak, aby měl vhodný hydrodynamický tvar, neovlivňující výrazným způsobem původní rychlostní pole v místě odběru.



Zatím snad nejdokonalejším přístrojem pro odběr vzorků suspenze je vakuový batometr, jenž dobře splňuje dříve uvedené požadavky a navíc svou konstrukcí umožňuje odebírat vzorky i v bodech svislice blízko dna. Batometr sestává z odběrného prvku, z podtlakové komory a čerpadla. Měření je založeno na odsávání vzorku vody odběrným prvkem z požadovaného místa průtočného průřezu do podtlakové komory (situované zpravidla na břehu), kde se vzorek akumuluje. Podtlaku požadované velikosti je dosahováno čerpadlem.

Příslušné prvky zařízení jsou propojeny gumovými hadicemi. Hodnota podtlaku musí být taková,



Obr.4.202. Přístroje pro postupné plnění

a) vakuový batometr GR-61

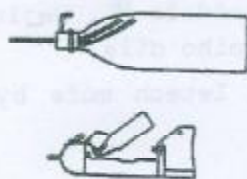
b) Poljakovova turbidosonda

Obr.4.203. Přístroj pro okamžitě plnění vzorkem

aby rychlost vtékání vzorku do odběrného prvku byla blízká rychlosti proudového vlákna v místě odběru. Potřebný podtlak je závislý na rychlosti vody v místě odběru, na délce gumové trubice spojující odběrný prvek s podtlakovou nádobou a na převýšení nádoby nad hladinou vody v řece. Určuje se z tabulky, přiložené k přístroji.

Např. vakuový batometr ruské výroby typu GR-61 je možné použít pro odběry bodové i integrační a to až do hloubek 20 m, při rychlostech proudění od 0,2 až do 3,5 m.s<sup>-1</sup>. Odběrnou trubici, fixovanou na tyči lze odebírat vzorky i z míst blízko dna. K základní problematice uvedme ještě toto doplnění: existuje

přesný, úhrnný a integrační způsob určení průtoku plavenin. Do přesného způsobu patří tři varianty: detailní (mnohobodové) měření, základní (dvoubodové) měření a měření jednobodové. Mnohobodový detailní způsob je nejpřesnější, předpokládá odběr v pěti bodech rychlostní svislice (u hladiny, v hloubce 0.2h, 0.6h, 0.8h a u dna). Tato metoda slouží jako základ, na vodoměrných stanicích lze později, po jednom, dvou letech přejít na jednodušší a méně pracné metody odběru. U základního způsobu se odebírá ve dvou bodech rychlostních svislic (0.2h, 0.8h), na malých tocích s malými hloubkami nelze jinak než měřit jen v jednom bodě



Obr.4.204. Odběrné zařízení VÚVH Bratislava

na svislici (v hloubce 0.6h). Úhrnný způsob je charakteristický tím, že vzorky získané ze dvou bodů se slévají a z takto získaného vzorku se určuje průměrná kalnost ve svislici. Na malých tocích odebíráme vzorek v jednom bodě dvakrát a opět oba získané vzorky sléváme. Integrační způsob odběru spočívá v tom, že vzorek odebíráme po celé hloubce svislice za rovnoměrného

pohybu batometru od hladiny ke dnu a zpět. Rychlost pohybu přístroje se určuje zkusmo - jde o to, aby celková doba integračního měření zajistila využití obsahu odběrné nádoby. Tak např. při obsahu nádoby (láhve) 1 litr objem vzorku by měl být 800-950 ml, tedy objem dostatečně velký (chceme určit kalnost co nejpřesněji), ale menší než je obsah přístroje (podmínky pro odběr jsou při skoro plné nádobce narušeny).

Na stálých vodoměrných stanicích počet měření plavenin závisí na režimu toku, její prozkoumanosti a na záměru, kterého má být dosaženo. V průměru v prvních dvou letech by neměl být menší než 15-20.

#### 4.6.3. Výpočet zanášení nádrží

Dobu, za kterou se nádrž zanesou plaveninami můžeme přibližně vypočítat podle výrazu:

$$T = \frac{W_m}{W_p(1-\delta)} \quad (4.379)$$

kde  $T$  - průměrná doba, za kterou dojde k zanesení nádrže (roky),

$W_m$  - mrtvý objem nádrže ( $m^3$ ),

$W_p$  - průměrný objem plavenin za rok ( $m^3$ ),

$\delta$  - koeficient, vyjadřující poměr množství nezachycených plavenin, proteklých nádrží k celkovému množství plavenin, přiteklych do nádrže. Pro toky rovinných oblastí  $\delta = 0,3-0,4$ .

Střední roční objem plavenin  $W_p$  můžeme určit z výrazu:

$$W_p = \frac{R_o \cdot 31,5 \cdot 10^3}{\beta} \quad (4.380)$$

kde  $R_o$  - střední roční průtok plavenin ( $kg \cdot s^{-1}$ ),

$\beta$  - hustota usazeného materiálu ( $t \cdot m^{-3}$ ), pro usazeniny jílu 0,5-0,7 v prvních letech sedimentace, do 1-1,5 pro písčité a jílovité zhutněné nánosy.

R.4.379 je odvozena za předpokladu rovnoměrného uložení plavenin v různých obdobích. Ve skutečnosti rychlost sedimentace není v jednotlivých letech stejná a závisí na změně poměrného objemu nádrže  $\bar{W}$ . Nejintenzivnější zanášení probíhá v prvních letech po výstavbě vodního díla.

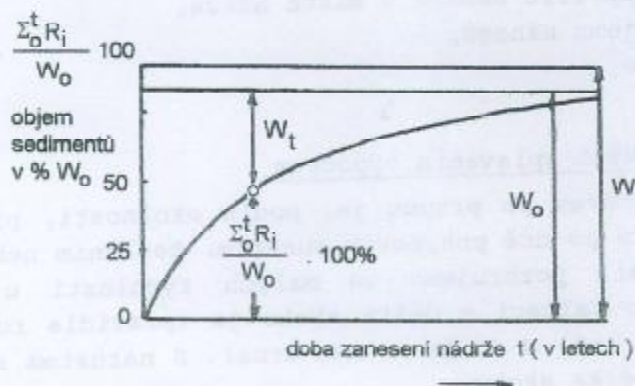
Nerovnoměrnost zanášení nádrží v jednotlivých letech může být postižena metodou Šamova. Nejdříve zavedme:

$W$  - celkový objem nádrže na začátku zanášení,

$W_o$  - maximální (limitní) objem nánosů, tj. objem, odpovídající ustálenému režimu pohybu plavenin v nádrži, při kterém už další zanášení neprobíhá,

$\sum_0^t R_i$  - celkový objem plavenin, uložený za období  $t$ ; zde  $R_i$  znamená objem ročního množství plavenin v  $i$ -tém roce,

$W_t$  - objem nádrže, který se nezanesou (je volný) za dobu od počátku procesu zanášení až do okamžiku  $t$ ,



Obr.4.205. Schema zanašení nádrže v závislosti na čase

vé nádrži v mezích od 0-1.

Uvážíme-li že  $W_t = W_0 - \sum R_i$ , obdržíme:

$$\alpha^t = \frac{W_0 - \sum_0^t R_i}{W_0} \quad (4.381)$$

Při  $t = 1$  roku bude:

$$\alpha = 1 - \frac{R_0}{W_0} \quad (4.382)$$

odkud :  $1 - \alpha = \frac{R_0}{W_0} = \frac{1}{R_0}$  (4.383)

kde  $R_0$  - objem plavenin, jenž sedimentoval v prvním roce využívání nádrže

Z výrazu 4.383 plyne, že hodnota  $R_0/W_0$ , neboli  $1-\alpha$ , charakterizující poměrné zanesení nádrže v průběhu jednoho roku, je v nepřímé závislosti na ukazateli akumulační schopnosti nádrže  $W_0/R_0$ . Lze tedy jednotlivé hodnoty parametru  $\alpha$ , jenž se vztahuje k jednotlivým nádržím, vykreslit závislost :  $1 - \alpha = f(W_0/R_0)$ .

Hodnoty  $R_0, W_0$  můžeme určit podle výrazů:

$$R_0 = \frac{1}{\gamma} R \left(1 - \frac{\omega_p}{\omega_n}\right)^{\epsilon} \quad , \quad W_0 = W \left[1 - \left(\frac{\omega_p}{\omega_n}\right)^{1,7}\right] \quad (4.384 \text{ a, b})$$

kde  $R$  - roční přítok plavenin do nádrže,

$\omega_p$  - plocha průtočného průřezu v korytě toku v místě budoucí hráze, při průtoku přibližně rovném 2/3 průtoku maximálního,

Hodnota  $W_t$  se bude zřejmě zmenšovat s růstem  $t$  v závislosti na tom, jak se ukládají plaveniny v nádrži. Z obr.4.205 plyne, že doba za kterou dojde k rovnosti  $\sum R_i = W_0$ , bude hledanou dobou zanesení nádrže.

Zákonitost poklesu hodnoty  $W_t$  v závislosti na době  $t$  může být obecně vyjádřena výrazem:

$$W_t = W_0 \alpha^t$$

kde  $\alpha$  - parametr, měnící se v závislosti na jednotli-

$\omega_n$  - plocha příčného profilu nádrže v místě hráze,  
 $\gamma$  - tíha jednotky objemu nanosů,  
 $W_0, W, R_0$  - jako dříve

#### 4.6.4. Určení průtoku dnových splavenin výpočtem

Pohyb dnových splavenin směrem po proudu je, podle okolností, přerušován stavem klidu. Částice se může po dně pohybovat sunutím, koulením nebo saltací (skoky). Koulení (válení) pozorujeme za malých rychlostí u velkých částic. Nejčtenější je pohyb saltací - délka skoku je zpravidla rovna  $(10-20)d$ , výška skoku pak kolem  $(1-5)d$  ( $d$  je průměr zrna). S nárůstem rychlosti vody roste jak výška tak i délka skoku.

Celkový objem dnových splavenin, procházející jednotkovou šířkou za jednotku doby se nazývá elementární objemový průtok dnových splavenin,  $q_{d, spl}$ . Celkový objemový průtok těchto splavenin lze vyjádřit:

$$q_{d, spl} = \int_0^B q_{d, spl} dB \quad (4.385)$$

Po přenásobení obou množství hmotností splavenin dostáváme hmotnostní průtoky:

$$q'_{d, spl} = \rho_s q_{d, spl} \quad (4.386)$$

$$Q'_{d, spl} = \rho_s Q_{d, spl} \quad (4.387)$$

Nejvýznamnějším jevem při transportu dnových splavenin je, že při dostatečné intenzitě jejich pohybu rovnovážný stav se narušuje a i malý rozruch je schopen vyvolat základní přetvoření povrchu dna - z rovného se stává dno zvlněné. Tak je tomu prakticky vždy u toků v sypkém materiálu. Tyto vlny mohou chybět při malých rychlostech proudění, kdy je transport splavenin slabý, a při velkých rychlostech, kdy se zase dnové splaveniny staly plaveninami a pohybují se ve vznášeném stavu.

Podélný profil dnových vln není symetrický. Náběhová plocha má povlnnější sklon, dolní část duny má sklon zpravidla rovný přirozené sklonitosti materiálu pod vodou (v průměru 1:3). Na hřebetě duny se proudové vlákno odtrhává a za jejím koncem se tvoří vířivá oblast, kde rychlosti mají opačný směr než má základní proudění. Na konci víru je rychlost nulová, od tohoto místa se ale rychle zvětšuje a dosahuje maxima na hřebenu další duny. Materiál na návodní straně je odnášen a padá do prohlubně v týlové části vlny. Odnášení materiálu z horní části duny a usazování v dolní způsobuje v konečném efektu pohyb duny jako celku směrem po proudu. V malých potocích v období nízkých průtoků délky dnových vln (útvary) jsou rovny jedné až třem hloubkám a výšky převyšují jen výjimečně 0,1 hloubky - tyto útvary se nazývají vrásky. Na středních a větších řekách a v době povodně na mnohých malých potocích je dno tvořeno podstatně většími vlnami - nazýváme je dunami. Jejich délka je větší než pětinašobek hloubky a často je rovna i několika desítkám hloubky  $h$ . Výška duny je rovna 0,1-0,3 hloubky  $h$ . Rychlost pohybu těchto útvarů je rovna desetinaám rychlosti proudění u středních a velkých toků, u malých je rychlost přemísťování rovna tisícinaám rychlosti proudění. Vrásky se pohybují rychleji než duny.

V dalším se pokusme vyjádřit vztah mezi parametry dnových dun a objemem dnových splavenin, sunutých po dně. Necht' se duna, při nezměněném tvaru posunula za dobu  $\tau_0$  o svoji délku  $l_d$ . To znamená, že vyznačeným profilem na obr.4.207 za dobu  $\tau$  prošel na jednotku šířky objem pórovitého písku, číselně rovný ploše podélného řezu duny  $\Omega_d$ . Průměrný průtok splavenin za dobu  $\tau$  je roven:

$$q_{d.spl} = \frac{(1-\varepsilon)\Omega_d}{\tau} \quad (4.388)$$

kde  $\varepsilon$  - je koeficient pórovitosti písku ( $\varepsilon \cong 0,3$ ),

Plochu podélného řezu duny můžeme vyjádřit následovně:

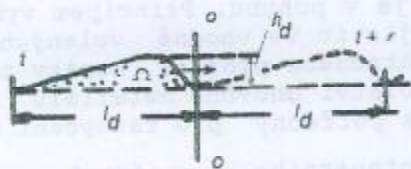
$$\Omega_d = \sigma l_d h_d \quad (4.389)$$

kde  $\sigma$  - koeficient plnosti profilu duny ( $\sigma < 1$ ),

Dosazením obdržíme:

$$q_{d.spl} = (1-\varepsilon)\sigma h_d c \quad (4.390)$$

kde  $c$  - rychlost pohybu duny,  $c = l_d/\tau$ .



Obr.4.207. Geometrické charakteristiky dun

Urcení průtoku sunutých splavenin z uvedeného výrazu 4.390 na základě změřených hodnot  $h_d$ ,  $l_d$ ,  $c$  je v mnoha případech vhodnější a přesnější než použití bato-metrů - přístrojů pro přímé měření průtoku splavenin.

Měření pohybu dun se provádí v přímém úseku koryta, obsahujícím profil, kde měříme i průtoky vody. Na vybraném úseku se v 3-7 podélných profilech (jeden z nich prochází středem koryta) proměřuje dno echolotem. Délka podélných profilů by měla být taková, aby obsahovala nejméně 10-15 dun. Ve vzdálenostech 50-100 m se vytyčí příčné profily. Při měření echolotem rychlost člunu, pohybujícího se proti proudu, musí být stálá a ne větší než 5-10 km.h<sup>-1</sup>. Na batygramu se při projíždění příčného profilu tento profil vyznačí značkou. Měření v podélném profilu se provádí dvakrát s takovým intervalem  $\Delta t$  mezi nimi, aby se duny přesunuly o vzdálenost  $\Delta l$ , rovnou 1/5-1/4 délky dun. Hodnota  $\Delta t$  se určuje zkusmo na základě předběžných průzkumných měření.

Ze dvou měření se sestrojuje podle každého podélného profilu profil dna do jednoho plánu. To umožňuje získat pro každou dunu na daném podélném profilu hodnotu posunu jejího vrcholu  $\Delta l$  a určit rychlost  $c = \Delta l/\Delta t$ . Kromě toho se určí výška duny  $h$  (průměrná ze dvou měření). Profily dvou až třech charakteristických dun v každém podélném profilu se planimetrují, určí se jejich délka a vypočte se koeficient plnosti profilu duny:



Obr.4.206. Pohyb splavenin po dně vytvořeném z dun

$$\sigma = \frac{\Omega}{l_d h_d} \quad (4.391)$$

kde  $\Omega$  - plocha podélného profilu duny

Průměrná hodnota  $\sigma_s$  je potom vzata jako výpočtová pro celý podélný profil. Takto získané hodnoty se dosadí do r.4.390 a tak získáme průměrný objemový průtok sunutých splavenin. Pro hmotnostní průtok pak platí:

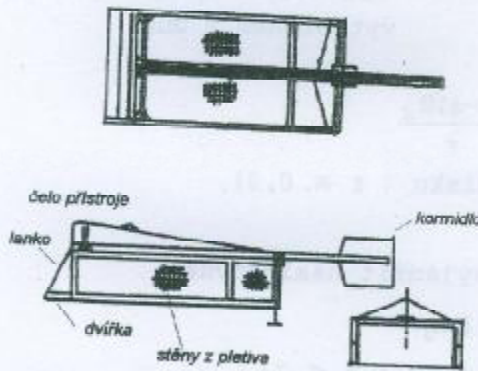
$$q'_{d, spl} = \rho_s (1 - \varepsilon) \sigma h_d c \quad (4.392)$$

Celkový průtok splavenin na úseku v daném podélném profilu vypočteme podle:

$$q = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n q'_{d, spl, i} \quad (4.393)$$

kde  $n$  - celkový počet dun na uvažovaném úseku,

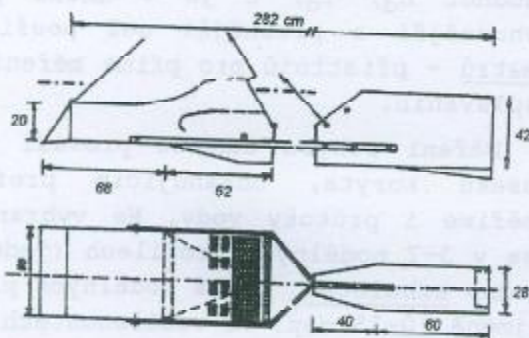
$i$  - číslo duny



Obr.4.208. Lapák dnových splavenin VÚVH Bratislava s průřeznými stěnami

#### 4.6.5. Určení průtoku splavenin měřením dnovými batometri

Batometrů (lapáků dnových splavenin) je mnoho typů. Jeho volba je dána v zásadě charakteristikami dnových splavenin, které máme měřit. Rozhodující je velikost zrn a množství materiálu, které je v pohybu. Principem vyhodnocení celkového průtoku splavenin v toku je zjistit ve vhodně volených místech průtočného profilu lapáky zachycené množství dnového materiálu. Známe-li čas potřebný pro zachycení určitého



Obr.4.209. Lapák dnových splavenin VÚV Praha s plnými stěnami

hmotnostního množství materiálu lapákem, získáváme představu o intenzitě pohybu splavenin v pruhu, rovném šířce zachytného otvoru přístroje. Vyhodnocení celkového průtoku splavenin pak spočívá v postupu, naznačeném dále; můžeme použít jak analytického, tak i grafického postupu: Pro každé místo lapáku (vertikály) vyhodnotíme průtok splavenin podle výrazu:

$$q_{d, spl} = \frac{m}{\Delta t \Delta b} \cdot 100 \quad (4.394)$$

kde  $m$  - hmotnost splavenin, zachycených přístrojem v dané vertikále, (g),  
 $\Delta t$  - doba měření (zachytávání materiálu) přístrojem, (s),  
 $\Delta b$  - šířka vstupního otvoru přístroje (cm),

Celkový hmotnostní průtok splavenin(dnových) je dán výrazem:

$$Q_{d\text{opt}} = 0,001 \left[ \frac{q_1}{2} b_0 + \left( \frac{q_1 + q_2}{2} \right) b_1 + \dots + \left( \frac{q_{n-1} + q_n}{2} \right) b_{n-1} + \frac{q_n}{2} b_n \right] \quad (\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.395)$$

kde  $q_1, \dots, q_n$  - elementární průtoky dnových splavenin v  $i, \dots, n$ -té vertikále, ( $\text{g} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ),

$b_1, \dots, b_{n-1}$  - odlehlost mezi příslušnými vertikálami (m),

$b_0, \dots, b_n$  - odlehlost mezi krajními vertikálami a břehem, příp. hranicí, kde už nedochází k pohybu splavenin (m).

U grafického způsobu vyhodnocení hmotnostního průtoku dnových splavenin bychom postupovali tak, že vyneseme nad určitou srovnávací rovinou, třeba nad hladinou, v příslušných místech vertikál rozdělení elementárních průtoků splavenin po šířce koryta a vzniklá plocha už nám v určitém měřítku představuje hledanou hodnotu.

Další možnost, jak vypočítat průtok splavenin, příp. určit, kdy se dnové splaveniny dávají do pohybu, nám poskytují empirické, nebo poloempirické rovnice. Těchto rovnic je celá řada. Každá z nich vyjadřuje počátek pohybu splavenin jako funkci buď kritického tangenciálního napětí  $\tau_c$ , kritické rychlosti u dna, nebo kritické průměrné profilové rychlosti. Zákonitost pohybu dnových splavenin pak tyto rovnice vyjadřují jako funkci rozdílu skutečného a kritického tangenciálního napětí, nebo rozdílu skutečného a kritického průtoku vody a sklonu, nebo rozdílu skutečné a kritické rychlosti (ať už průměrné nebo dnové).

Nejstarší výraz pro měrný průtok dnových splavenin uvádí Du Boys:

$$q_s = \tau_c \Psi(\tau_c - \tau_c) \quad (4.396)$$

kde  $\psi$  - součinitel charakterizující druh splavenin,

$$\tau_c = \gamma R I, \text{ příp. pro široká koryta } \tau_c = \gamma h I$$

Z novějších vzorců pro pohyb splavenin, jež se osvědčily v praxi uvedme výraz Šamova:

$$v_v = A d^{\frac{1}{3}} h^{\frac{1}{6}} \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.397)$$

kde  $v_v$  - rychlost vody,  $A$  - koeficient, rovný 5,98, (příp. 3,83) pro výpočet začátku (konce) pohybu splavenin.

Pro začátek pohybu splavenin Gončarov uvádí vztahy:

pro  $0,1 < d_s < 1,5$  mm platí

$$v_v = 1,9h^{0,2} \left( \frac{d_s}{d_{90}} \right)^{0,2} (d_s + 0,0014)^{0,3} \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.398)$$

pro  $1,5 < d_s < 20$  mm:

$$v_v = \log \frac{8,8h}{d_{95}} \left[ \frac{2g(\gamma_s - \gamma) d_s}{1,75} \right]^{0,5} \quad (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (4.399)$$

V našich podmínkách (hlavně pro  $d_s \geq 10$  mm se osvědčila rovnice Mayer-Petera:

$$\gamma \frac{Q_d}{Q} \left( \frac{K'}{K_s'} \right)^{3/2} h I = A \gamma_s' d_s + B \left( \frac{\gamma}{g} \right)^{1/3} g_s'^{2/3} \quad (4.400)$$

- kde  $I$  - sklon dna nebo čáry energie (výraz platí pro rovnoměrný pohyb),  
 $Q_d$  - průtok vody, mající vliv na pohyb splavenin,  
 $Q$  - průtok vody celkový,  
 $K', K'_s$  - Stricklerovy koeficienty pro celkovou drsnost koryta,  
 resp. drsnost samotného splaveninového materiálu, poměr  $K'/K'_s$   
 je zpravidla roven 0,7-1,0,  
 $\gamma'_s, G'_s$  - měrná tíha splavenin pod vodou a jejich specifický průtok,  
 $A, B$  - bezrozměrní součinitelé, kde  $A=0,047, B=0,25$ . Pro absolutní za-  
 čátek pohybu splavenin  $A=0,03$ ,  
 $\gamma$  - měrná tíha vody

Jestliže položíme  $Q_d/Q = 1,0$ , platné pro široké koryto,  $K'/K'_s = 1$  (pro zvýšení bezpečnosti výpočtu),  $\gamma_s = 2,65$  a  $\gamma = 1 \text{ Mp.m}^{-3}$ , zjednoduší se Mayer-Peterova rovnice na tvar:

$$g'_s = 0,85(\gamma h I - 77 d_s)^{3/2} \quad (\text{kp s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}) \quad (4.401)$$

#### 4.7. Podpovrchové vody

##### 4.7.1. Základní pojmy, výskyt a rozdělení podpovrchových vod

Voda vyskytující se pod zemským povrchem ve všech formách a skupenstvích se nazývá vodou podpovrchovou. Je to souborné označení pro vodu půdní a podzemní. Pod půdní vodou rozumíme část podpovrchové vody, obsažené v půdě (bez ohledu na skupenství), která obvykle nevytváří souvislou hladinu. Podzemní voda je část podpovrchové vody, vyplňující dutiny zvodnělých hornin-zpravidla vytváří souvislou hladinu.

Podpovrchové vody mají pro náš život velký význam. Na půdní vlhkosti je bezprostředně závislý život rostlin, voda podzemní v mnohých případech je zásobárnou dobré pitné vody, zdrojem vodnosti řek atd. Někdy může být voda (ať již půdní nebo podzemní) vážnou překážkou i nebezpečím stavebního záměru. Z toho vyplývá potřeba poznávat zákonitosti, kterými se řídí vznik a oběh podpovrchových vod.

Výskyt a druh pohybu vod pod zemským povrchem je závislý na prostředí, ve kterém se nachází. Vědní obor, zabývající se pohybem a vlastnostmi půdní vody ve vztahu ke stavbě a složení půdního prostředí se nazývá hydropedologie. Naopak hydrogeologie je vědním oborem, zabývajícím se původem, pohybem, fyzikálními a chemickými vlastnostmi podzemních vod ve vztahu ke stavbě a složení zemské kůry.

Vznik podpovrchových vod je vysvětlován dvěma teoriemi - infiltrační a kondenzační. První vysvětluje existenci vody pod povrchem zemským vsakováním, infiltrací srážek. Takto vzniklým vodám, jež se již zúčastnily oběhu vody v přírodě, říkáme vody vadozní. Kondenzační teorie spojuje výskyt vody v zemské kůře kondenzací vodních par v dutinách a pórech hornin (zemín). Z části jde o kondenzaci vodních par, unikajících do půdy z atmosféry, z části jsou to kondenzující vodní páry, vzniklé v hlubinách země. Těmto vodám, jež se zřejmě koloběhu vody nezúčastnily, říkáme vody juvenilní.

Množství, stav, druh i způsob pohybu podpovrchové vody závisí na vlastnostech prostředí. Mezi významné fyzikální vlastnosti patří pórovitost. Čím je pórů více, tím větší množství vody může hornina pojmout. Velikost dutin rozhoduje o podmínkách pohybu. Ve velkých pórech a dutinách se děje pohyb účinkem gravitačních sil, v malých dochází k velmi pomalému pohybu vlivem



sil kapilárních. Podle toho dělíme póry na kapilární a nekapilární. Pokud jsou póry velké, může vzniknout i pohyb turbulentní, v malých dochází k pohybu laminárnímu - ten zpravidla při pohybu podzemních vod převažuje, vyskytuje se nejčastěji.

Zemina se považuje za nasycenou, jestliže všechny póry jsou zaplněny vodou. Jeden z možných způsobů určení pórovitosti (např. u hrubozrnného pisku) spočívá v určení množství vody, které zaplní všechny póry. Podíl tohoto objemu vody a objemu suchého vzorku dává pórovitost, vyjádřenou jako relativní číslo, menší jedné. V laboratorních podmínkách pórovitost určíme podle výrazu:

$$p = \left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) \cdot 100 \quad (\%) \quad (4.402)$$

kde  $\rho_1$  - objemová hmotnost zeminy,

$\rho_2$  - měrná hmotnost zeminy

Hodnota měrné hmotnosti minerálních púd bývá v rozpětí 2,5-2,7 g.cm<sup>-3</sup>, u rašelinných púd v rozpětí 0,18-1,69 g.cm<sup>-3</sup> v závislosti na množství minerálního podílu. Objemová hmotnost se pohybuje od 0,2 (rašeliny) až do 1,9 g.cm<sup>-3</sup> pro písčité materiály. Nejčastější hodnota je však 1,2-1,6 g.cm<sup>-3</sup>.

Na pórovitost má zásadní vliv uspořádání jednotlivých zrn mezi sebou. Za předpokladu kulových zrn stejné velikosti a jejich uspořádání do krychle bude pórovitost rovna:



$$p = \frac{d^3 - \frac{\pi d^3}{6}}{d^3} = 0.48, \text{ tedy } 48\%. \quad (4.403)$$

Při uspořádání nejtěsnějším je pórovitost rovna  $p = 0,26$  tj 26%.

Obr.4.210. Uspořádání zrn v zemině

Vidíme, že pro stejnozrnný písčité materiály se může pórovitost pohybovat v mezích 26-48 %, v průměru je rovna cca 37%. Poněvadž prostory mezi většími zrny jsou vyplňovány zrny menších velikostí, je pórovitost zpravidla menší. Pro orientaci uvedme pórovitosti některých hornin: pudy 55%, písek 25-30%, pískovec 10-20%, vápenec 5%, kompaktní vyvřeliny 0,02-6%.

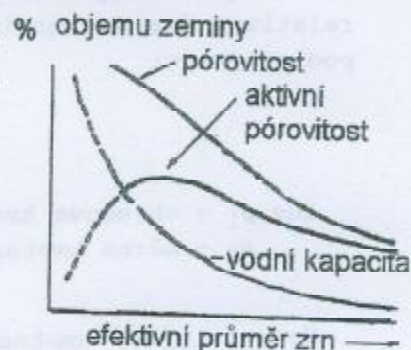
Propustnost hornin je schopnost hornin propouštět vodu, je v určitém smyslu závislá na pórovitosti. Avšak velká pórovitost ještě neznamená výraznější propustnost - jsou-li póry velmi malé, vzrůstají odpory proti pohybu vody, takže od určitého stavu nejsou gravitační síly schopny je překonat; voda je vázána v kapilárních pórech kapilárními silami. Tak např. hlína má pórovitost až 60%, při navlhčení se vodou nasytí a pak se stane špatně propustnou na rozdíl od propustného pisku, který má pórovitost jenom 25-30%.

Mezi horniny propustné patří: štěrk, písek, úlomkovité sedimenty, rozrušené horniny celistvé, a pórovité vyvřeliny, pokud jsou rozpukané. Polopropustné jsou hlinité písky, spraš, rašelina, stmelené úlomkovité horniny, pískovce, slepence, z celistvých jemně rozrušené vápence. Mezi nepropustné horniny patří horniny celistvé jako je žula, porfyr, syenit, diabas, znělec, čedič, krystalické břidlice, neporušené vápence, jíly, slíny, jílovité břidlice.

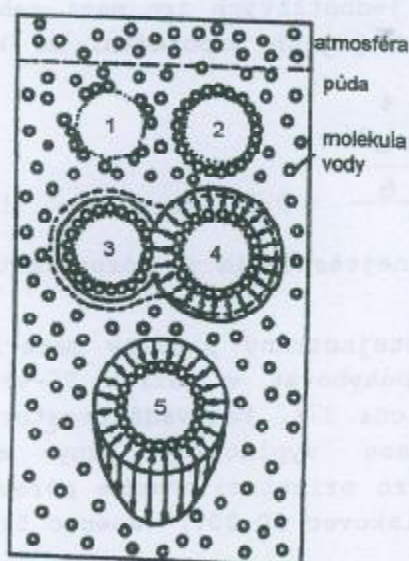
Množství vody, které se dostává do nižších horizontů nezáleží jenom na druhu hornin, ale také na uspořádání vrstev - jejich strmější uložení umožňuje lepší vnikání vody do spár.

Horniny mohou určité množství v sobě udržet. Tato vlastnost je závislá na druhu horniny nebo půdy. Množství zadržené vody je udáváno v % celkového objemu pórů. Nasytíme-li vzorek vodou tak, že jsou prakticky všechny póry zaplněny, mluvíme o tzv. plné vodní kapacitě (značí se PVK), též zvaná maximální vodní kapacita. Jestliže umožníme, aby ze vzorku odtekla samovolně veškerá gravitační voda, zadržené množství (největší množství zavěšené kapilární vody), vyjádřené opět v % celkového objemu pórů budeme nazývat retenční kapacitou (RTK). Hodnota ustálené retenční vodní kapacity, stanovená v polních podmínkách se nazývá polní kapacita (PK).

Rozdíl mezi maximální a retenční vodní kapacitou bude tím menší, čím větší bude podíl kapilárních pórů z celkového objemu všech pórů.



Obr. 4.211. Vztahy mezi charakteristikami půdy



1. částice půdy s neúplnou hygroscopicitou
2. částice půdy s úplnou hygroscopicitou
3. a 4. částice s obalovou vodou  
čárkované-konečný stav po vyrovnání tloušťky vrstev
5. částice s gravitační vodou

Obr. 4.212. Různé druhy vod v půdě

V zemině vysušené na vzduchu zůstává ještě hygroscopická voda, která je vázána velkými silami hygroscopickými; ty nemohou být překonány vnějšími vlivy klimatickými (výpar) a proto k dalšímu vysušování v přírodě docházet nemůže.

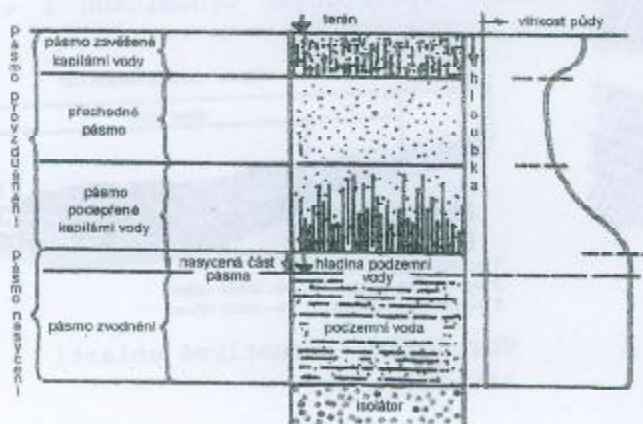
Při bilancování podzemních vod a sledování vlhkostních poměrů v půdě je důležité zavést pojem vodní vydatnosti zeminy (aktivní pórovitosti). Je to rozdíl mezi plnou vodní kapacitou a retenční kapacitou; značí množství vody, které se může ze zeminy účinkem gravitačních sil uvolnit. Je to tedy voda pro naše účely technicky dosažitelná. Hodnota uvedené charakteristiky stoupá s velikostí dutin (pórů) zeminy. Tak např. štěrkové náplavy jsou po této stránce velmi vydatné, naproti tomu jíly a rašelina uvolňují málo vody, ačkoli jejich kapacita je velká. V štěrkopiscích bývá hodnota aktivní pórovitosti 0.10-0.15, v hlinitých půdách je menší než 0,10.

#### Druhy podpovrchových vod

Voda v horninách je vázána buď chemicky nebo mechanicky. Chemicky vázaná voda (např. krystalická) se dá uvolnit až teplotami kolem 400°C, takže pro hydrologii nemá velký význam. Vodu, obsaženou v zeminách a horninách lze rozdělit podle fyzikálních vlastností do šesti skupin: 1. Vodní pára, 2. hygroscopická voda, 3. voda obalová, 4. gravitační voda, 5. kapilární voda, 6. voda v pevném skupenství.

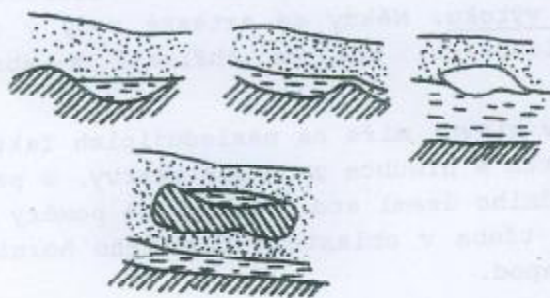
Vodní pára zaplňuje spolu se vzduchem volné póry, vyznačuje se dosti značnou pohyblivostí, přechází z míst o větším tlaku do míst s menším. Proniká do půdy z atmosféry, může však vznikat i při výparu v půdě. Pakliže se půda ochladí na rosný bod, dochází ke kondenzaci těchto par v dutinách. Oba opačné jevy probíhají současně v různých místech půdního nebo horninového prostředí - dochází tak k velmi významnému přerozdělování půdní vláhy.

Hygroskopická voda se vytváří v zóně aerace (provzdušnění) na povrchu částic půdy, kde je silně vázána molekulárními silami. Tato vazba je tak silná, že je zapotřebí pro odstranění vody ze vzorku delšího ohřívání na teplotu 105-110°C. Obsah této vody v jemnozrnných hlínách dosahuje 15-18%, u hrubozrnných druhů obsah klesá až na 5% i méně. Pro rostliny tato voda není dosažitelná.



Obr.4.213. Rozdělení podpovrchové vody podle pásem výskytu

lami, takže je již volnější ve svém pohybu - nicméně gravitační síla není stále s to uvést ji do pohybu. K velmi pozvolnému jejímu pohybu dochází z částice o větší tloušťce vrstvy vody k té sousedící, která má vrstvu tenčí. Pohyb se zastaví v okamžiku, kdy dojde k vyrovnání mocnosti obou vrstev, (obr.4.212). V případě, že se bude vlhkost půdy neustále zvětšovat, vrstva



Obr.4.214. Ovlivnění výskytu a režimu podzemních vod geologií

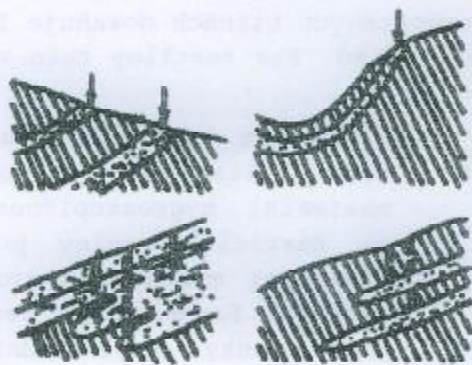
nad hladinou podzemních vod v zóně podepřené kapilární vody. Kapilární voda této zóny je hydraulicky vázána s hladinou podzemních vod. Proto její horní hranice se mění v těsné závislosti na pohybu hladiny těchto podzemních vod.

Pakliže je půdní vzduch nasycen, vlhkost půdy dosahuje stavu maximální hygroskopičnosti, kdy na částicích zeminy pozorujeme maximální množství hygroskopické vody ve formě velmi tenké spojitě blanky. Když půdní vzduch není nasycen, část hygroskopické vody může přejít v páru; tento stav vlhkosti charakterizuje neúplná hygroskopičnost půdy. Jestliže vlhkost půdy bude dále vzrůstat po dosažení stavu maximální hygroskopičnosti, vytváří se na jednotlivých zrnkách tlustší vrstva vody, tzv. obalová voda. Obalová voda je už vázána menšími molekulárními silami, takže je již volnější ve svém pohybu - nicméně gravitační síla není stále s to uvést ji do pohybu. K velmi pozvolnému jejímu pohybu dochází z částice o větší tloušťce vrstvy vody k té sousedící, která má vrstvu tenčí. Pohyb se zastaví v okamžiku, kdy dojde k vyrovnání mocnosti obou vrstev, (obr.4.212). V případě, že se bude vlhkost půdy neustále zvětšovat, vrstva obalové vody bude vzrůstat - může nastat okamžik, kdy molekulární síly nebudou schopny nadbytečnou vodu na zrnech udržet. Vzniká voda gravitační, která již může vlivem gravitačních sil prosakovat půdou a horninami a za určitou dobu dosáhnout případné hladiny podzemních vod a tak doplňovat jejich zásoby. Z uvedeného hlediska má zvláště velký význam v hydrologii.

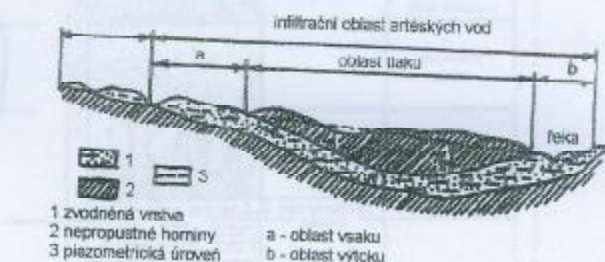
Kapilární voda vyplňuje póry v půdách a pukliny v horninách. Nalézáme ji v zóně zavěšené kapilární vody a

Konečně voda v půdě může být ve skupenství pevném, jak je tomu u nás v zimním období a v oblastech věčného sněhu a ledu.

Podpovrchové vody můžeme třídit i z hlediska hydrologického, podle způsobu výskytu: 1. Podpovrchová voda v zóně aerace (provzdušnění) tvoří vlhkost zeminy. V dutinách je i vzduch. 2. Podpovrchové vody v zóně nasycení označujeme vodami podzemními. Ty, které mají volnou hladinu nazýváme vodou freatickou. Podzemní vody, které jsou pod účinkem hydrostatického tlaku, zveme vodami artéskými (napjatými). 3. Podzemní vody vyplňující rozpuštěné horniny jsou vody puklinové. Vrstvy zvětrávání jsou jejich nejvydatnějším zdrojem. Vody, nacházející se v přirozených kavernách, krasových dutinách, vytvořených dynamickou a agresivní



Obr.4.215. Různé možnosti vzniku artéských vod



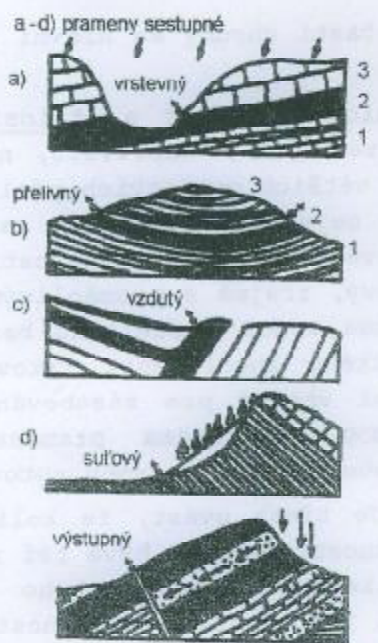
Obr.4.216. Jednotlivé oblasti artéských vod

jsou vody krasové.

Uspořádání a různá nepravidlenost v uložení propustných a nepropustných vrstev má na stav a režim podzemních vod výrazný vliv. Mohou vyvolat změnu ve sklonu volné hladiny, změnu v mocnosti zvodnělé vrstvy způsobenou vzdušným, přechod proudění o volné hladině na proudění pod tlakem apod. Jestliže zvodnělá vrstva uzavřená nepropustnými horninami ubíhá šikmo do hloubky, kde případně vykliňuje, mohou vznikat tzv. podzemní vody artéské s napjatou hladinou. Jednotlivé možné typy jsou vyznačeny na obr.4.215. V každém povodí výskytu artéských vod existují tři charakteristické oblasti: pásmo vsakování, pásmo přetlaku a pásmo výtoku. Někdy se artéské vody v oblasti přetlaku nacházejí ve velkých hloubkách, kde se ohřívají a absorbují minerální látky.

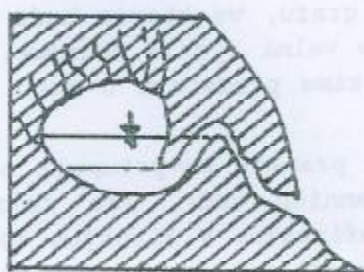
Režim podzemních vod je závislý v hlavní míře na následujících faktorech: Geologické poměry rozhodují o tloušťce a hloubce zvodnělé vrstvy, o propustnosti nadloží, rozlehlosti infiltračního území atd. Geologické poměry určují např. velmi malý vsak, jak je tomu třeba v oblastech flyšového horninového podkladu, v oblastech krystalinika apod.

Relief - čím je sklonitější, tím větší je odtok srážkových vod po povrchu, jeho povrchová složka. Rovněž jsou větší i rychlosti stékání těchto vod po povrchu, což nepříznivě ovlivňuje možnost vsaku, intenzita infiltrace je menší. Hluboké zářezy do terénu, do zvodnělých vrstev umožňují jejich odvodnění a dotaci povrchových toků.



1-nepropustné podloží, 2-horizont spodní vody, 3- propustné podloží

Obr.4.217. Třídění pramenů



Obr.4.218. Pramen periodický

Na našem území mají z hydrologického hlediska pro svůj častější výskyt velký význam nánosy aluviální, uložené tekoucí vodou. Jsou výslednicí po věky trvající erozní a sedimentační činnosti vody. Mocnost těchto vrstev stoupá směrem po proudu a dosahuje také značných rozměrů (desítky až stovky metrů).

Pramen je místně omezený přirozený výtok podzemní vody na zemský povrch. Zpravidla se vyskytuje tam, kde zvodnělá vrstva protíná terén, na místech styku dvou vrstev s rozlišnou propustností. Tam, kde je hornina v oblasti výronu rozpučená (např. časté u pískovců, vápenců apod), pozorujeme rozptýlené prameny, jinak vznikají prameny soustředěné. Prameny lze rozdělit na dvě hlavní skupiny: na sestupné a výstupné. Různé typy pramenů sestupných jsou uvedeny na obr.4.217. Pramen výstupný vzniká tak, že voda vystupuje pod hydrostatickým tlakem (nebo tlakem plynů, par, kyslíčniku uhlíčitého) v zlomu nepropustné vrstvy na povrch.

Kromě uvedených pramenů existuje ještě pramen periodický, u kterého dochází k přerušovanému vývěru. Po určitém období klidu začne pramen vytékat, pakliže hladina v podzemní jeskyni dosáhne úrovně přelivné hrany- pramen

Klimatické podmínky ovlivňují režim podzemních vod v tom smyslu, že určují ztrátovou složku výparem, podmiňují režim těchto vod v jednotlivých ročních obdobích, jejich dlouhodobé působení se projevuje na zvětrávacím procesu a tvorbě vrchních vrstev horninového podkladu. Klima ve svém souhrnu určuje také vegetaci jednotlivých oblastí Země a tím i její požadavky na vodu a odčerpávání zásob z podzemí. Podobně jako u povrchových toků, i v horninovém prostředí pozorujeme změny v zásobách podzemních vod a tím i kolísání jejich hladin. Toto kolísání je, v závislosti na hloubce a podmínkách infiltrace a proudění vod v těsnějším, nebo méně těsném vztahu s chodem srážek v průběhu roku. Vzrůst hladin podzemních vod se mnohdy pozoruje se značným zpožděním a to jenom v případě výskytu vydatných, dlouhodobých dešťů. Krátkodobé, byť intenzivní lijáky pro doplnění podzemních zásob zpravidla mnoho neznamenají. Dešťová voda dopadá na terén vsakuje do pásma aerace (provzdušnění) a zvyšuje jeho vlhkost. Pokud množství deště není dostatečné k dosažení maximální vodní kapacity, srážková voda níže nepronikne. Zásoby podzemních vod nejsou doplňovány a dále se vyčerpávají, což se projeví dalším poklesem hladiny.

Výskyt podzemních vod - nejvydatnější, na vodu nejbohatší jsou vrstvy úlomkovitých nestmelených hornin, které byly vytvořeny ve čtvrtohorách ledovci při jejich postupném posunu do údolí. Vznikly tak glaciální vrstvy, mnohdy dosahující mocnosti až několika set metrů.

funguje jako násoska, po zahlcení výtokové části chodby se hlavní prostor z části vyprázdí.

Závažnou charakteristikou pramenů je jejich vydatnost a stálost. Vydatnost měříme některým z vhodných způsobů, uvedených v kap.4.5.3, nejčastěji přímým způsobem, pomocí nádob s otvory, při větších množstvích přelivy apod. Stálost posuzujeme podle poměru nejmenší a největší vydatnosti zaznamenané za období pozorování. Velká nevyrovnanost svědčí o velké závislosti pramene na srážkách, o tom, že je to pramen povrchový, zřejmě s proměnlivými teplotami a s velkou pravděpodobností se závadnou vodou v důsledku bakteriologického znečištění. Takový pramen není vhodný pro zásobování pitnou vodou. Příkladem pramene tohoto druhu je např. pramen sutový.

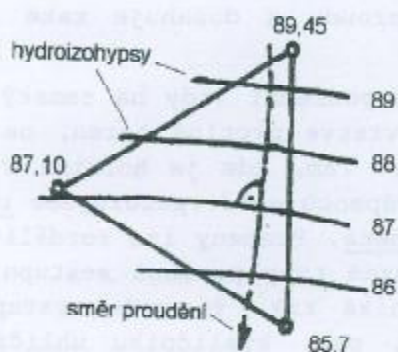
Tab.4.29.Hodnocení stálosti pramene

Charakter pramene	Poměr vydatnosti $Q_{min}/Q_{max}$
velmi stálý	1:1
stálý	od 1:1 do 1:2
nestálý	od 1:2 do 1:10
velmi nestálý	od 1:10 do 1:30
celkem nestálý	od 1:30 a více

Je třeba uvést, že kolísání vydatnosti pramene bývá též způsobeno kolísáním atmosférického tlaku - při jeho poklesu vydatnost pramene stoupá. Ve snaze poznat režim pramene musíme dlouhodobě pozorovat jeho vydatnost, ale také ovlivňující činitele, které mohou vysvětlit

mnohé charakteristické rysy režimu. Pozorujeme teplotu vzduchu, srážkové úhrny, tlak vzduchu, pokud třeba i chemické složení. Náznorný přehled o vzájemných souvislostech získáme vykreslením grafu, ve kterém bude zobrazen časový chod uvedených prvků. Z takového grafu velmi rychle poznáme, nakolik je pramen závislý na vypadlých srážkách, získáme představu o jeho stálosti apod.

Příznaky přítomnosti podzemních vod: pokud prameny nevystupují na povrch (ty jsou nejlepším důkazem existence podzemních vod), lze usuzovat na přítomnost vody pod terénem podle některých příznaků. V širokých údolích je velmi pravděpodobný výskyt podzemních vod v rozsáhlých zvodnělých náplavech. Vlhká místa s vlhkomilnými rostlinami jsou rovněž dobrým indikátorem výskytu vod. Obdobně místa, na kterých dochází v zimním období k tání sněhové pokrývky, kde povrch terénu nezamrzá, svědčí o vývěru podzemních vod z větších hloubek. Velmi vhodným postupem při poznávání režimu pramenů je pozorování jejich vydatností, proměnlivosti, kolísání hladin ve studních zkoumané oblasti. Spolehlivou informací o rozsahu zásob podzemních vod poskytuje chování těchto studní hlavně v období dlouhodobého sucha.



Obr.4.219. Určení směru proudění podzemní vody

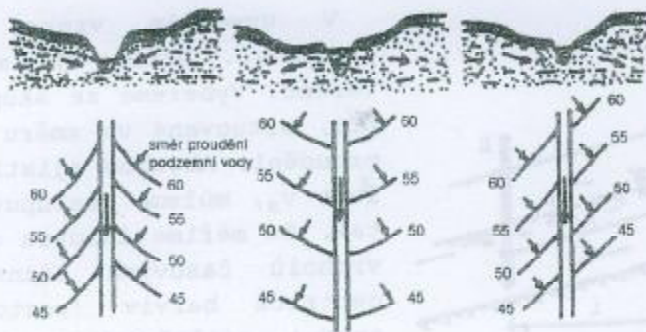
Nákladný, ale spolehlivý způsob zjištění zásob podzemních vod je geologický průzkum. Vhodným rozmístěním vrtů získáme obraz o uložení vrstev, o jejich složení a propustnosti. V současné době se velmi často jako doplněk geologického průzkumu používají metody geofyzikální. Odtoky v tocích nám rovněž poskytují dobrou informaci - nejnižší průtoky povrchových toků v určitém profilu jsou úhrnnou vodností výronů podzemních vod příslušného povodí.

#### 4.7.2. Pozorování hladin podzemních vod

Základním požadavkem pro získání informací o režimu podzemních vod je sledování jejich hladin. V prvopočátku, než je za tím účelem vybudována síť sond, můžeme hladiny pozorovat v existujících studních.

Síť sond navrhujeme tak, abychom dobře charakterizovali hladinu, její průběh v obou směrech, v podélném i příčném směru.

Sonda je objekt, jehož hlavním prvkem je ocelová nebo kameninová trubka, tzv. výpažnice, nejčastěji průměru 273, popř. 220 mm, zapašovaná do vrtu. V pásmu zvodnění je vhodně perforovaná. V těchto sondách měříme odlehlost hladiny od hrany výpažnice, příp. od jiného zanivelovaného bodu. Po měření těchto odlehlostí ve všech sondách převedeme pozorování na nadmořské výšky hladin a po jejich zapsání do situačního výkresu území můžeme za předpokladu lineární interpolace vykreslit čáry spojující místa na hladině podzemní vody se stejnou nadmořskou výškou - těmto čarám říkáme hydroizohypsy. Mapa těchto izochar nám ukazuje, že hladina podzemní vody je nerovinnou plochou. Z mapy můžeme zjistit, jakým směrem je hladina podzemních vod v daném místě nakloněna, tedy určuje směr hlavního proudění i velikost sklonu hladiny ve směru tohoto proudění. Podle ní poznáme vzájemnou vazbu podzemních vod s určitým



Obr. 4.220. Různá spojení toku s podzemními vodami postižená průběhem hydroizohyps

hydrologickým objektem, např. vodního toku, zda je tok podzemními vodami doplňován, nebo je sám obohacuje. Měření výškové úrovně hladiny v sondách se může provádět několika způsoby: a. pomocí zdrsněné tyče, zavěšené na ocelovém pásmu. Zdrsněný povrch tyče se před spuštěním do sondy nakřídí, aby bylo vidět hloubku jejího ponoření. Je-li sonda úzká, je třeba provést opravu na stoupnutí hladiny v sondě, způsobené vytlačení objemu vody ponořenou částí přístroje. b. nejčastěji používáme na pásmu zavěšenou Rangovu pišťalu. Je to v podstatě dutá, válcová, nahoře uzavřená kovová tyč, na povrchu opatřená v určité délce obvodovými zářezy (mističkami), vzdálenými od sebe 1 cm. Při ponořování stačovaný vzduch uvnitř dutiny uchází v nejvyšším místě okolo jazýčku, takže přístroj vydává pískavý zvuk. Pozorovatel po začátku pískání přestane přístroj spouštět a po zastavení odečte na pásmu přístroje vzdálenost mezi nulou (vyryta na pišťale) a horním okrajem sondy. Poté opatrně pišťalu vytáhne a k dřívějšímu čtení přičte údaj (počet cm), vyražený na nejvyšší vodou naplněné obvodové mističce. Přesnost čtení úrovně hladiny podzemních vod odpovídá vzdálenosti obvodových mističek mezi sebou - 1 cm.



Obr. 4.221. Rangova pišťala

Kromě popsaných způsobů měření se používají v síti pozorovacích objektů podzemních vod přístroje plovákové, spojené s limnigrafem, zařízení založené na elektrické signalizaci

úrovně hladiny apod. Tam, kde zřizujeme několik sond pozorovacích a čerpací studnu, řadíme sondy do dvou vzájemně kolmých přímk - tímto seskupení říkáme uspořádání sond do kříže.

#### 4.7.3. Ohodnocení vydatnosti podzemních zdrojů

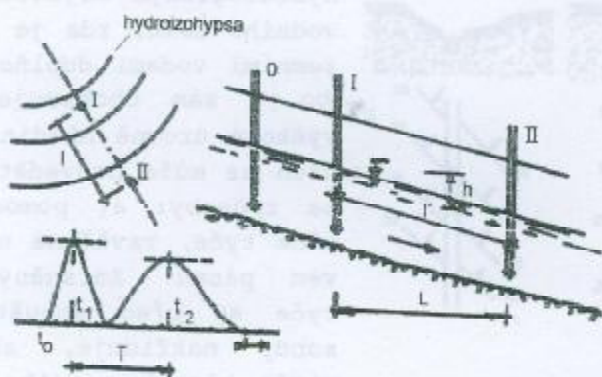
Pokud jsme zjistili, že pod povrchem existuje proud vody (na základě pozorování hladin v sondách, nebo z mapy hydroizohyps) a chceme určit průtok, můžeme postupovat v zásadě takto: 1. z měření a pozorování v sondách zjistíme mocnost zvodnělé vrstvy a její průměrnou plošnou rozlohu, 2. z mapy hydroizohyps určíme hlavní směr proudění podzemní vody, 3. ze známé hodnoty průtočného průřezu  $S$  určíme průtok (vydatnost) proudu z výrazu:

$$Q = p S v_s \quad (4.404)$$

kde  $p$  - účinná pórovitost (zde předpokládáme, že plošná je rovna objemové),

$S$  - průtočný průřez,

$v_s$  - skutečná rychlost proudění vody



Obr.4.222. Určení rychlosti  $v_s$

V uvedeném vzorci neznáme zatím  $v_s$ . Určíme ji měřením v terénu. Vybereme ze skupiny sond tři, situované ve směru hlavního proudění. Abychom zjistili rychlost  $v_s$ , můžeme postupovat třeba tak, že měříme časovou odlehlost vrcholů časových záznamů koncentrace barviv (roztoku soli apod.), zjištěných v profilu I a II, jejichž odlehlost  $l$  známe. Na počátku měření vpravíme do sondy  $O$  roztok barviva, potom pozorovatelé odebírají v obou dolních profilech v dostatečně

krátkých intervalech vzorky podzemní vody do připravených uzavíratelných nádob tak dlouho, dokud neproteče podzemní obarvená voda známou vzdálenost  $L$ . Po ukončení měření se zjistí v laboratoři koncentrace jednotlivých vzorků a vynese se v závislosti na čase. Výsledkem jsou dvě vlny, časově posunuté vůči sobě. Změříme časovou odlehlost maxim, ta je rovna  $T$ . Hledaná skutečná rychlost proudění podzemní vody je pak rovna  $v_s = L/T$ . Poněvadž platí:

$$v_f = p v_s = p \frac{L}{T} \quad (4.405)$$

a podle Darcyho zákona:

$$v_f = k_f I = k_f \frac{h}{L} \quad (4.406)$$

můžeme vypočítat součinitel filtrace  $k_f$ :

$$k_f = v_f \frac{L}{h} = p \frac{L^2}{h T} \quad (4.407)$$

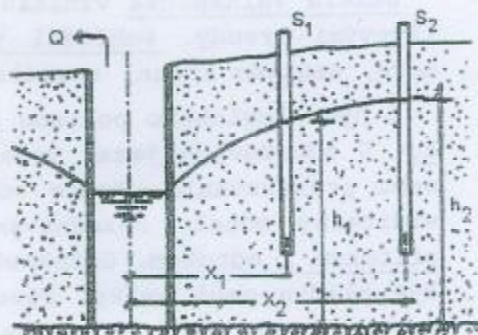


kde  $h$  - výškový rozdíl hladin v sondách I a II,

$v_f$  - filtrační koeficient,

Součinitele filtrace  $k_f$  můžeme stanovit též čerpací zkouškou - děláme ji na podzim v období, kdy zásoby podzemních vod i jejich obnovování je minimální. Pak lze mít za to, že čerpané množství je množstvím garantovaným.

Popíšeme si podstatu dlouhodobé čerpací zkoušky (za ustáleného režimu). Pozorovací sondy umístíme do kříže, v jeho průsečiku bude situována studna, ze které budeme čerpat. Jedna ze sond má být těsně u vnějšího pláště čerpací studny. Čerpání probíhá po celé pokusné období konstantním množstvím, které měříme např. přelivem. Vyčerpaná voda musí být odváděna mimo hydraulický dosah studny, aby výsledky měření nebyly zkresleny. Úroveň hladin ve studni a v sondách osového kříže odečítáme podle okolností, minimálně jednou denně. Po delší době nepřerušovaného čerpání konstantního množství se hladina ve studni ustálí a vytvoří se stálý depresní kužel - dochází k ustálenému režimu proudění, kdy čerpané množství je rovno přítoku vody do zvodnělé oblasti. Pokud bude zvodnělý materiál v dosahu studny homogenní, depresní plocha bude plochou rotační. Ve dvou sondách, vzdálených o  $x_1$  a  $x_2$  od středu úplné studny odečteme převýšení hladiny nad nepropustným podložím  $h_1$  a  $h_2$ . Pak platí:



Obr.4.223. Určení součinitele  $k_f$  čerpacím pokusem

$$k_f = 0.73 Q \frac{\log \frac{x_2}{x_1}}{h_2^2 - h_1^2} \quad (4.408)$$

Čerpání děláme zpravidla pro tři různá snížení hladiny ve studni, přičemž maximální snížení nemá přesáhnout 1/3 mocnosti zvodnělé vrstvy (na plášti studny by vznikaly velké rychlosti).

#### 4.3. Jezera a bažiny

##### 4.3.1. Třídění jezer, jejich popisné charakteristiky

Jezero je přirozená vodní nádrž. Studiu jezer se věnuje limnologie, jež je oddílem hydrologie, zabývající se stojatými povrchovými vodami na pevnině. Jezera můžeme dělit podle různých hledisek. Podle způsobu vzniku jezerní pánve rozlišujeme jezera hrázová, kotlinová, a smíšená. Hrázové (též hrazené) jezero vzniklo uzavřením údolí sesuvem, nánosem, morénou, lávovým proudem apod. Kotlinové jezero vzniklo naplněním přirozené, rozsáhlejší terénní sníženiny vodou. Smíšené jezero vzniklo společným působením většího počtu vyjmenovaných faktorů.

Všimáme-li si hlavních sil, jež vytvoření jezer vyvolaly, dostáváme jiné třídění: ledovcové jezero vzniklo činností ledovce; v korytech vyrytých ledovci v dolní části pozorujeme uzavření údolí morénami. Jezera jsou okrouhlá i členitá, vyznačují se zpravidla velkými hloubkami. Převážná část našich

jezer patří do této skupiny. Údolní jezera jsou výsledkem erozní činnosti tekoucí vody. Vytvořily je řeky akumulací velkého množství splavenin, které zahradily údolí. Erozního původu jsou i jezera krasová. Tektonická jezera jsou rozlehlá, protáhlá a velmi hluboká jezera vytvořená v propadlinách zemského povrchu - patří sem např. Bajkal (hloubka 1741 m), jezero Tanga-nyika (s hloubkou 1435 m), jezero Albertovo, jezero Sevan apod.

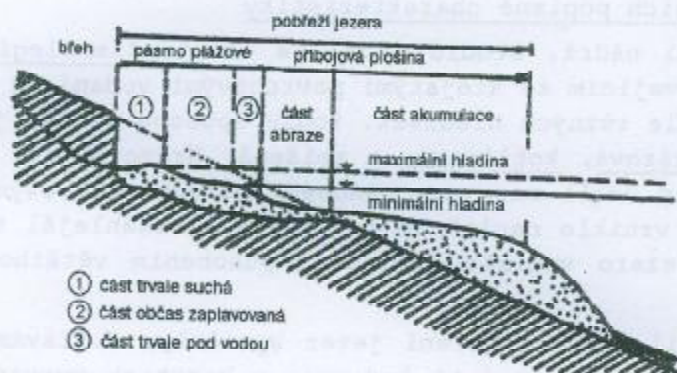
Jezera vulkanická vznikla zatopením kráterů sopek nebo údolí, zahrazených lávovými proudy. Pobřežní jezera jsou taková, která vznikla např. ústupem moře, vznikem lagun, akumulací nánosů apod.

Z hydrologického pohledu lze jezera dělit na jezera s odtokem a bez odtoku. U odtokových jezer voda může odtékat v nejnižším místě přirozené hráze nebo prosakováním. Podle toho, zda do ústí jezera ústí zjevný přítok a má viditelný odtok, rozeznáváme jezera bez přítoku, s přítokem a jezera s přítokem i odtokem. Odtoková jezera jsou zpravidla sladkovodní, jejich roz-kyv hladin není velký. Působí tak, že vyrovnávají odtok (transformační efekt), proto jsou z energetického hlediska výhodná a tím velmi významná. Bezodtoková jezera přítok eliminují výparem, průsak dnem je vlivem minerálních a organických usazenin minimální. Hladina zde kolísá ve velkém rozpětí. Vlivem odpařování vody dochází k růstu koncentrace solí, jezero se stává slaným.

Mezi nejdůležitější prvky, charakterizující jezero, patří plocha hladiny, její velikost a tvar rozhoduje o velikosti výparu, tedy o ztrátách vody, tvorbě vln způsobených větrem, rozsahu styku s ovzduším a tím o tepelné bilanci. Tvar a relief jezera závisí především na způsobu vzniku jezerní pánve, další průběh utváření a vývoj těchto charakteristik je však dán působením vodní hmoty, činností rostlin a organismů. Hloubka jezera je rovněž závislá na způsobu vzniku jezerní pánve. Zatímco poloha dna a hladiny jezer vzniklých erozní činností proudící vody je závislá na hladině moře, u jezer vulkanických a tektonických poloha jejich dna a hladiny je na hladině moře nezávislá. Např. Kaspické jezero vyplňuje proláklinu, jejíž dno leží cca 1000 m a hladina jezera 26 m pod hladinou moře. Leží-li hladina jezera nad, jeho dno pod hladinou moře (tak je tomu např. u jezera Bajkal, kde hladina je +476 m, dno -1265m), mluvíme o kryptodepresi.

Charakter břehů a dna jezer je dán především materiálem tvořícím jezerní pánve, a působením fyzikálních a biologických činitelů (především vody v jezeře) na tento materiál.

V jezerní pánvi rozeznáváme oblast břehovou a hlubinnou. Břehová oblast



Obr.4.224. Pobřežní charakteristiky jezera

je tvořena břehem, tj. pru- hem zpravidla suché země, která obepíná jezero a je erodována vlnami, tvořícími se na hladině vlivem větru. Erozní činností vln bývají břehy jezera členité, v měkčích horninách mohou být v důsledku podemletí velmi strmé. Pod břehovým srázem se hromadí a do vrstvy roz- prostírá uvolněná horninová drť, která vytváří plochou část, pásmo plážové. Na ně bezprostředně působí vlnění

hladiny. U uměle vytvořených nádrží je třeba zvláště tuto část břehové oblasti náležitě opevnit, aby nedocházelo k porušování břehu. Pokračováním plážového pásma je příbojová plošina, sahající od místa, kde přestává působit přímý účinek vln až k příkrému svahu, který je přechodem z oblasti břehové do oblasti hlubinné. Pod hlubinnou částí jezera rozumíme tu část, jejíž dolní vrstvy jsou nedostupné slunečním paprskům. Neprojevuje se v ní už účinek vlnění a proudění je zde omezeno na minimum - vznášené plaveniny spolu s odumřelými organizmy se usazují na dně a v podobě bahna tvoří těsnící vrstvu.

Dno jezera dále zarovnávaly nánosy, přinášené řekami. Řeka nesoucí velké množství splavenin u vstupu do rozšířené části ztrácí svou rychlost a proto z proudu vypadávají drobné plaveniny a usazují se na dně. Čím je rychlost menší, tím jemnější částičky mohou sedimentovat. Proto záleží na tvaru a velikosti jezera, zda se budou usazovat kromě větších plavenin i jemnější, nebo zda budou odnášeny řekou z jezera dále. Těžší aluviální nánosy se usazují na konci příbojové plošiny v místech přechodu do oblasti hlubinné.

Bahenní usazeniny, pokrývající dno jezera, se skládají z neorganických a organických látek. Organické látky jsou tvořeny z částečně nebo úplně rozložených rostlinných a živočišných organizmů, žijících v jezeře nebo přinesených z řek, břehů a povodí. Nerozložené organizmy překryté vrstvou bahna mineralizují a protože jsou ukládány chronologicky, při odkrytí umožňují poznat dávnou historii jezera a v určitém ohledu i povodí (např. je možné podle zachovaných pylových zrnek usuzovat na druh dřevin, stupeň zalesnění a jeho vývoj na povodí v dávno uplynulých dobách). V rámci tzv. morfologie jezer zjišťujeme opisné prvky měření a vyjadřujeme je číselně. Přitom využíváme měření již provedená (třeba k jiným účelům), nebo provádíme měření sami. Mnohé základní charakteristiky můžeme zjistit z existujících map. Především je takto možno zjistit zeměpisnou polohu a nadmořskou výšku hladiny jezera, jako důležitý ukazatel klimatických podmínek. Obdobně z mapy určíme velikost a tvar hladiny jezera, ale i velikost a tvar sběrné oblasti-povodí, jeho zalesněnost, hustotu říční sítě apod. Geologické a pedologické charakteristiky získáme z příslušných map, charakteristiky konfigurace terénu (průměrnou nadmořskou výšku povodí, hypsografickou křivku apod.) - lze určit jen z map vrstevnicových.

Pakliže nejsou k dispozici již hotové geometrické podklady, uděláme vlastní měření. Nadmořskou výšku hladiny můžeme zjistit nivelací, obvykle však postačuje přesnost barometrického měření. Tvar břehů a hladiny jezera zaměřujeme geodeticky (fotogrammetrie, polygonové měření, tachymetrická měření apod.). Plochu hladiny zjistíme planimetrováním jejího obrazu v mapě. Členitost břehů postihujeme stupněm členitosti břehů, jenž je poměrem délky břehové čáry k obvodu kruhu o ploše, rovné ploše jezera:

$$S_c = \frac{O}{2\sqrt{P\pi}} \quad (4.409)$$

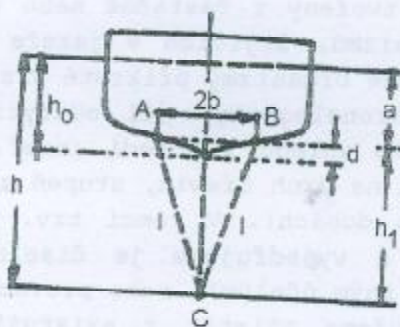
kde O - obvod jezera,

P - plocha jezera

Hloubku jezera a tvar jezerní pánve zjišťujeme měření hloubek v jednotlivých bodech zvolených profilů. Měření uskutečňujeme zpravidla z loďky, soulodí nebo voru. U úzkých částí jezera (výběžky) lze sondovat profil obdobným způsobem jako u toků - použitím lana mezi oběma břehy. U velkých vod-

ních ploch, kde se měrný profil "opírá" pouze o jeden břeh, používáme jiných metod vytyčení profilu: nejčastěji, za klidného počasí lze použít plovoucího řetězu, jenž je ocelovým tenkým lankem průměru 1,5-3 mm, na kterém jsou navlečeny a v určitých vzdálenostech upevněny (po 1,2 až 5 metrech) plováky ze dřeva nebo korku, sloužící jako délkové značky. Jedním koncem se plovoucí řetěz upevní na břehu, druhým se po vypnutí připevní k zakotvené loďce, nebo je zakotven sám. Při jiném způsobu vytyčení lze s výhodou použít teodolitu, stojícího na břehu a spojeného s dálkoměrem, s jehož pomocí se měrný člun udržuje ve zvoleném směru (profilu) a případně se odečítají vzdálenosti jednotlivých bodů od břehu.

Při měření profilů u velkých vodních ploch ve větších vzdálenostech od břehu je výhodné měřit tak, že se vodní plocha rozdělí na čtverce o straně 200-500 m, jejichž vrcholy se zaměří dvěma teodolity ze břehu a označí se pevnými nebo zakotvenými bójemi. V každém čtverci se pak vede potřebný počet měrných profilů, které se označí pomocnými bójemi. V zimním období lze s výhodou měřit z ledu. Toto měření patří mezi nejpřesnější, protože měrné profily i jejich jednotlivé sondovací body lze velmi přesně vytyčit.



Obr. 4.225. Měření hloubky echolotem

Hloubky měříme asi do 5-6 m sondovací tyčí (sondýrkou), což je dřevěná tyč průměru cca 5 cm, dělená po 5-10 cm a opatřená dole podložkou, aby se při měření nebořila do měkkého bahnitého dna. Větší hloubky měříme kalibrovancou šňůrou, opatřenou závažím; pro hloubky od 10-500 m se používá hydrostatické sondovací zařízení, pracující na principu změny hydrostatického tlaku s hloubkou. Ve vhodném obalu ponořujeme skleněnou rourku, ve které se vnikající vodou stlačuje vzduch

tím více, čím je hloubka ve které se nachází přístroj, větší. Při měření je třeba zavádět opravy na současný atmosférický tlak a teplotu vody. V současné době se běžně používají ultrazvukové hloubkoměry (echoloty), které rychle a s dostatečnou přesností určují a plynule vykreslují hloubku. Ze záznamu přístroje možno usuzovat na druh materiálu, ze kterého dno je utvořeno. Přístroj pracuje na jednoduchém principu. Jestliže se z bodu A vyšle ultrazvukový impulz, po odrazu ode dna se rozruch vrátí do bodu B, kde je zaregistrován přijímacím zařízením. Impuls vykoná dráhu  $AC + BC = 2l$ . Při rychlosti šíření impulzu ve vodě  $v$  (cca  $1450 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) se za čas  $t$  vykoná dráha:

$$v \cdot t = 2l, \quad (4.410)$$

takže :

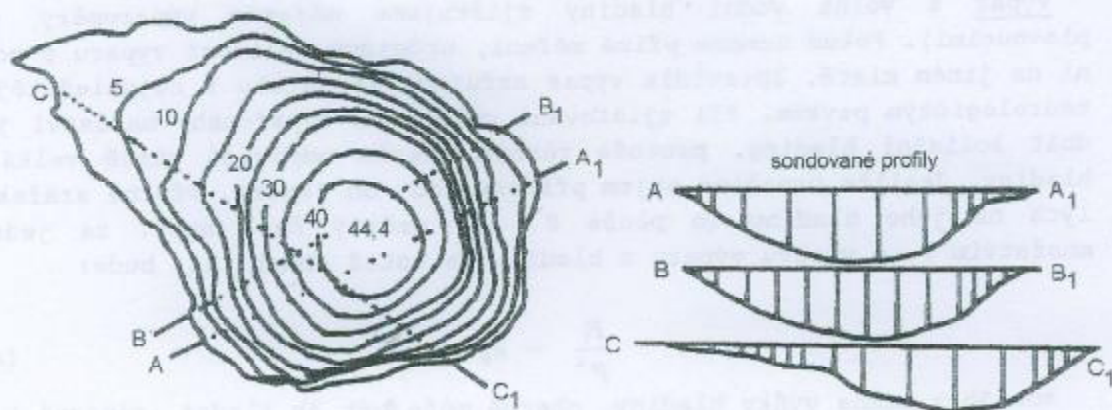
$$l = \frac{v \cdot t}{2} \quad (4.411)$$

potom hledaná hloubka je rovna:

$$h = h_1 + a = \sqrt{\left(\frac{v \cdot t}{2}\right)^2 - b^2} + (h_0 - d) \quad (4.412)$$

Rychlost šíření zvuku ve vodě je závislá na hustotě vody - proto je třeba přístroj před použitím otárat. Dělá se to pomocí železné desky, kterou klademe na dno v různých (známých) hloubkách pod hladinou a zjišťujeme odezvu na signál.

Měřené údaje je třeba vyhodnotit. Vynesením naměřených hloubek ve svislé rovině lze sestavit měrné profily, vynesením jednotlivých bodů do situace a spojením míst se stejnými hloubkami dostaneme plynulé čáry (analogické vrstevnicím), tzv. izobaty. Jejich soubor pak tvoří batygrafický plán. Z něho můžeme zjistit vztah zatopené plochy (plochy hladiny) a objemu vody v jezeře na hloubce vody. Tato závislost je zpravidla vyjadřována jako tzv. charakteristika nádrže (jezera).



Obr.4.226. Batygrafický plán

#### 4.8.2. Vodní bilance jezer

Objem vody v jezeře se neustále mění v závislosti na velikosti bilančních prvků. Na způsobu a intenzitě jejich změn závisí i hydrologický charakter jezera. Řešíme-li určitou úlohu bilanční rovnicí, snažíme se výraz napsat co nejúplněji. Teprve potom, podle okolností můžeme některé prvky, pro jejich nevýznamný podíl v utváření bilance, zanedbat. Uvedme si členy bilanční rovnice, znamenající zvýšení vodnosti. Jsou to tato množství: 1. srážky  $S$  spadlé na hladinu, 2. vláha  $K$ , která vznikla kondenzací vodních par na hladině, 3. voda  $P$ , přitéklá do jezera z povodí povrchově, 4. voda  $P_p$ , přitéklá do jezera v podobě podzemního odtoku.

Zmenšení vodnosti způsobují tyto prvky bilanční rovnice: 1. výpar z volné vodní hladiny jezera, 2. voda  $O$ , odteklá z jezera povrchově, 3. voda  $O_p$ , jež odtekla z jezera v podobě podzemního odtoku (zde je zahrnuto i případné prosakování hrází apod.). Pokud budou v bilanční rovnici převažovat v určitém období kladné členy nad zápornými, bude hladina stoupat, v opačném případě budeme pozorovat pokles hladiny. Abychom postihli rovnováhu mezi oběma stranami rovnice, je třeba ke kladné části připočítat počáteční objem nádrže  $V_p$ , k záporné části pak zavést konečný stav objemu  $V_k$ :

$$S + K + P + P_p + V_p = E + O + O_p + V_k \quad (4.413)$$

Mezi nezanedbatelné prvky v bilanci zpravidla patří:

Srážky S - měříme je přímo u jezera nebo na jeho hladině (srážkoměr, příp. další přístroje jsou umístěny na voru). Pokud tato měření nemáme, lze je určit z blízké srážkoměrné stanice, příp. určit z mapy izohyet, zpracované za dané období. Povrchový odtok do jezera (i odtok z něho) určujeme součtem objemu přitéklého (odteklého) potoky, řekami, zaústujícími do (odtékajícími z) jezera.

Podzemní přítok (odtok) může být v některých případech významný, u jiného jezera nepodstatný. Měřit tento prvek nelze, vypočítáváme ho nepřímo z ostatních známých prvků bilanční rovnice.

Velikost objemů se určuje pro určitou úroveň hladiny z čáry objemů (kubatur). Potřebnou úroveň hladiny získáme pozorováním na vodočtech, lépe ze záznamů limnigrafů.

Výpar z volné vodní hladiny zjišťujeme měřením výparoměry (nejlépe plovoucími). Pokud nemáme přímá měření, určujeme velikost výparu z pozorování na jiném místě. Zpravidla výpar určujeme ze vztahu k nejdůležitějším meteorologickým prvkům. Při zjišťování celkového vypařeného množství je třeba dbát kolísání hladiny, protože různým stavům odpovídá různě velká plocha hladiny. Jestliže označíme objem přítoku vody do jezera, včetně srážek vypadlých na jeho hladinu (o ploše  $P^*$ ) za určitý čas (např. za jeden den) množstvím  $P_1$  a vrstvu výparu z hladiny za totéž období  $h_E$ , bude:

$$\frac{P_1}{P^*} - h_E = \Delta h \quad (4.414)$$

kde  $\Delta h$  - změna výšky hladiny, obecně může být  $\Delta h$  kladné, záporné i rovno nule

Je-li  $\Delta h = 0$ , výška hladiny je na konstantní úrovni, obsah jezera se nemění, výpar je v rovnováze s přítokem:

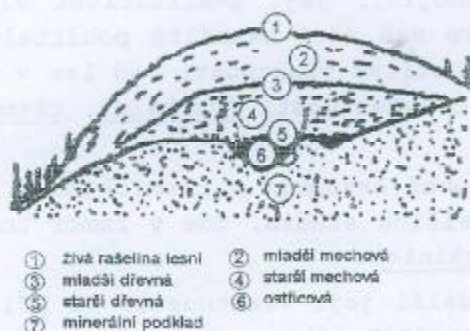
$$P_1 = P^* h_E \quad (4.415)$$

Z uvedené rovnice vyplývá, že hodnoty  $P_1$ ,  $P^*$  a  $h_E$  jsou ve vzájemném vztahu. Nabývá-li celkový přítok do jezera (nádrže) konkrétní hodnoty  $P_1$ , může dojít k rovnovážnému stavu za daných klimatických podmínek jen při určité velikosti výparu z hladiny, a tedy jen za určitého vodního stavu (úrovně hladiny). Uvedená jednoduchá rovnice 4.414 nám poskytuje následující informaci: Je-li trvale  $P_1/P^* > h_E$ , pak voda z jezera stále vytéká, jestliže se tato nerovnost mění v opačnou, odtok je občasný a jezero se vyznačuje velkou průtokovou nevyrovnaností. Bilanční rovnice může sloužit k určení některého z bilančních prvků. Tak např. z pozorování hladin, srážek a odtoku lze si udělat představu o velikosti průměrného ročního přítoku do jezera (v konkrétním roce) apod.

#### 4.8.3. Bažiny

Bažinami z hydrologického hlediska nazýváme části území, kde je půda trvale nebo po převážnou část roku prosycena stojatou nebo pomalu proudící vodou. Bažiny jsou porostlé vodomilnými rostlinami, které se po odumření rozkládají a tvoří tak půdu organického původu - rašelinu. Bažiny tvoří přechod mezi souší a přirozenou nádrží. Přechod mezi bažinou, zbahněnou půdou a zbahněným jezerem je mnohdy velmi pozvolný, odlišit tyto jednotlivé vodní útvary je obtížné. Hlavním předpokladem vzniku bažin je nadbytek vody v půdě se špatným odtokem, kde dochází k hojnému vzrůstu vodomilných

rostlin. Podle způsobu jejich vzniku je dělíme na: 1. slatiny, 2. vrchoviště, 3. přechodná rašeliniště. Slatiny vznikají obvykle zarůstáním jezer, mrtvých říčních ramen vodomilnými rostlinami, je-li voda bohatá na minerální látky. Někdy jezero zarůstá tak, že se tvoří ostrůvkovité shluky rostlinstva, které se rozšiřují, až se případně spojí v jeden celek. Dosáhne-li se tloušťky 0,5-1 m, je vzniklý koberec schopný unést i člověka. Vrchoviště vznikají na místech s dostatkem vláhy. Odumírající rostliny zvyšují vrstvu humusu, takže ta je později mimo dosah vod (např. jarních), které přinášely minerální látky. Vydatné srážky způsobují vyluhování zbytků živin, a tak se půda stává kyselou. Normální traviny nemají dostatek živin, proto hynou a jsou vystřídány křovisky a lesem a vrchoviště se mění na přechodná rašeliniště. Stává se, že v místech s dostatečnou vláhou, v půdě zbavené minerálních látek vystřídá traviny rašeliník. Ten se rychle rozrůstá, takže brzy udusí i zbytky původního porostu. Dokonce i podmínky pro růst stromů nejsou zvláště vhodné - v těchto místech roste jenom nenáročná borovice a to tak, že kořenový systém se drží jen v povrchové vrstvě, kde je půda o něco lépe provzdušněna. To je příčina, proč při silnějších větrech dochází k jejich vyvrácení a ukládání do spodních vrstev rašeliníku. Zde se veškerá rostlinná společenstvemění bez přístupu vzduchu na rašelinu. Stálé hromadění rychle rostoucího rašeliníku způsobuje zvyšování rašeliniště nad okolní terén - vzniká vrchoviště.



Obr. 4.227. Řez vrchovištěm

Rašeliniště mohou pojmout značné množství vody. Samotná rašelina se vyznačuje velkou vzlinavostí, podle stupně rozkladu se kapilární výška pohybuje v rozmezí 1,5-6 m. Vlhká rašelina obsahuje kolem 90% vody, zbytek je sušina. Rašeliniště vznikají v oblastech vlhkých, kde výpar v dlouhodobém průměru není větší než srážky - v tom případě je možný i odtok z oblasti rašelin. Ve vegetačním období může výpar být (způsobený převážně transpirací žijících rostlin) dokonce vyšší než výpar z volné vodní hladiny.

Vysoký výpar z rašelinišť se vysvětluje potřebou rostlin čerpat značný objem vody, aby se tímto způsobem rostlině dostalo dostatečného množství živin z chudých, kyselých půd.

V důsledku stále provlhlé půdy, a zpravidla větší nadmořské výšky, má vzduch těchto oblastí poměrně vysokou relativní vlhkost. Půda je studená, což má za následek častý vznik mlh a kondenzaci vláhy v podobě rosy. Celkové klima je drsnější než v oblastech jiných. Hydrologické působení rašelinišť je v podstatě takové, že v období sucha vodu silně vážou. V období vlhkém, pokud jsou nasyceny, vodu volně propouštějí. Výsledkem tedy je nevyrovnaný režim průtoků.

V Čechách jsou rašeliniště rozšířena hlavně v horských pohraničních oblastech - na Šumavě v pramenných oblastech Vltavy, v Krušných a Jizerských horách, Krkonoších, v pramenných oblastech Jizery a Labe. Dále se vyskytují v nížinách při větších tocích (Labe a dolní Jizera), v jižních Čechách na Třeboňsku - blata. Na Moravě je rašelinišť málo, v malém množství je nalézáme na Českomoravské vysočině, v Beskydech a Jeseníkách.

## Hydrologický význam rašelinišť

Okolnost, že rašelina je schopna pojmout a zadržet velké množství vody vedla v minulosti k názoru, že bažiny jsou vesměs přirozené akumulční nádrže, napájené v období nadbytku vláhy (např. v době jarního tání) a napájející prameny a řeky v době nedostatku. Pozdější pozorování a měření však tento názor nepotvrdila. Ukázalo se např., že v případě rašeliny nasycené není schopna pojmout vodu další, takže ta po ní takřka všechna steče a odtokový součinitel je v období nadbytku vysoký. Naopak, je-li rašelina v období nedostatku vody vyschlá, uvolňuje vodu jen pozvolna, a to převážně neúčinným výparem. Přijdou-li v tomto období srážky, vyschlá rašelina přijímá dychtivě tuto vodu a uvolňuje ji jen velmi zvolna - odtokový součinitel je tudíž v období nedostatku vody nízký. Z tohoto je patrné, že bažiny působí na odtok spíše nepříznivě, režim průtoků v toku pod nimi se vyznačuje poměrně velkou nevyrovnaností.

### 4.9. Kvalitativní vlastnosti vody

Na rozdíl od vody chemicky čisté, voda v přírodě je roztokem plynů, organických a neorganických látek, obsahuje živé organizmy. Tím mají jednotlivé druhy vod z různých zdrojů odlišné fyzikální vlastnosti. Při vodohospodářském využití vody nás v současné době zajímá nejen otázka dostatečného množství, ale, a to mnohdy v míře rozhodující, její kvalitativní vlastnosti. Ty často způsobují, že voda není pro náš účel okamžitě použitelná a vyžaduje další, mnohdy nákladné úpravy. Jednotlivé vlastnosti vod lze v podstatě zařadit do tří velkých skupin: jsou to vlastnosti fyzikální, chemické a bakteriologické.

Poněvadž studenti IŽP se budou moci podrobně seznámit s chemickými a bakteriologickými vlastnostmi vod v průběhu dalšího studia, zde v rámci tohoto předmětu si povšimneme jen vlastností fyzikálních.

Teplota vody má velký význam a vliv na další její vlastnosti. Na příklad s teplotou se mění hustota, schopnost rozpouštět látky, mění se skupenství apod. Voda se vyznačuje špatnou tepelnou vodivostí, ale je schopna získané teplo dlouho podržet. Závažné děje v přírodě jsou dány tzv. tepelnou anomálií vody - její hustota stoupá s ochlazením jen do teploty 3,98°C, s dalším snižováním teploty vody se její hustota zase snižuje. Tento pokles platí i pro teplotu, kdy dochází ke změně skupenství na led, jenž má hustotu kolem 0,9 hustoty vody.

Voda vše za normálního tlaku při teplotě 100°C. Čím je ve vodě větší množství rozpuštěných látek, tím je bod varu vyšší. Při teplotě 0°C za normálních okolností voda zamrzá. Roztoky a voda kapilární v půdě zamrzá při mnohem nižších teplotách.

Teplota vody v tocích je díky turbulentnímu proudění vyrovnaná. Jen u velkých toků můžeme pozorovat v letním období vyšší teploty u břehu než uprostřed koryta.

Mezi hlavní faktory ovlivňující teplotu vody patří sluneční záření, vítr, vypařování. Přirozeně je důležitý i zdroj, ze kterého odtok vznikl. Např. vody z ledovců, z tání sněhu se teplotně značně liší např. od vody dešťové. Z toho v podstatě vyplývá i zákonitost růstu teploty vody směrem po proudu, tedy s poklesem nadmožské výšky. Dnes rozhodujícím způsobem ovlivňuje teplotu vody v řekách člověk - zvyšuje ji, zvláště v hustě obydlených oblastech s rozvinutým průmyslem (např. vypouštění chladicích vod ze závodů, zaústění vyčištěných odpadních vod městských kanalizačních čistíren apod.).



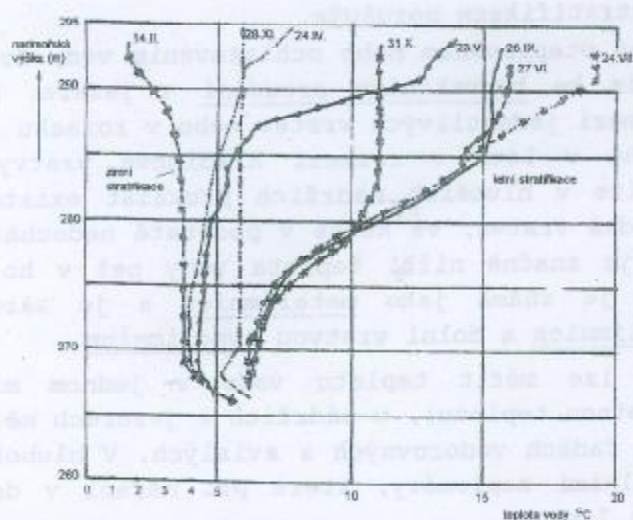
Teplotní režim vody významně ovlivňuje teplota vzduchu. Teplota vody se mění v menších mezích a s určitým zpožděním za teplotou vzduchu. Sleduje roční období. Od jarního období, kdy dochází k tání sněhu, vody v horských vodotečích mají teplotu kolem 0°C, se jejich teplota postupně zvyšuje a maxima se dosahuje v letním období opožděně za teplotními maximy vzduchu. Na podzim je teplota vody vyšší teploty vzduchu.

Rovněž teplota vody, obsažené v povrchové vrstvě Země se mění s jistým zpožděním v závislosti na chodu ročních období. S hloubkou se však tato závislost vytrácí a teploty podzemních vod v hloubkách kolem 10-20 m již vykazují velmi nepatrný teplotní rozkyv. V této hloubce mají podzemní vody teplotu blízkou dlouhodobému teplotnímu průměru vzduchu. Hluběji pak teplota vod vzrůstá vlivem zvyšující se teploty zemské. Proto jsou např. vody artéské mírně teplé, s teplotou kolem 12-14°C, někdy i více.

Všimneme-li si teplotního režimu stojatých vod, zjistíme, že je složitější, než tomu bylo u vod tekoucích. Zde výraznou roli hraje schopnost získané teplo dlouho podržet, půda a horniny vyzařují teplo nepoměrně rychleji než voda.

Tim se vysvětluje zmírňující vliv velkých vodních útvarů s dostatečným objemem na místní klima.

Již jsme se setkali s pojmem vodní bilance. Podobně lze zkoumat a hovořit o bilanci teplotní. K příjmovým složkám patří především sluneční záření a teplo získané stykem hladiny s teplým vzduchem, teplo získané při kondenzaci par na hladině, ohřev vody o břehy apod. Čím větší je úhel, pod kterým dopadají sluneční paprsky, tím je příjmová složka větší. U ma-

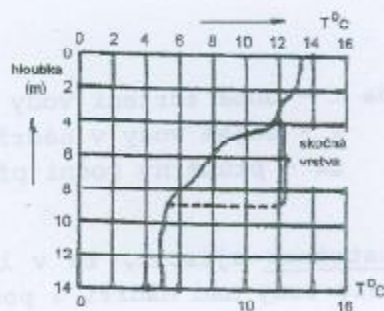


Obr.4.228. Průběh teplot vody v nádrži na Klíčavě (1956)

lých úhlů se paprsky odrážejí od hladiny a mají malý vliv na oteplení vody.

Sluneční paprsky nepronikají příliš hluboko pod hladinu vody. Zjistilo se, že horní vrstva o tloušťce 10 cm pohltí v závislosti na čistotě, průzračnosti vody až 45% tepla a jen 20% pronikne až do hloubky 10 m. Voda obsahující hodně rozptýlených částic, propustí do hloubky 1 m jen 20% (i méně), do hloubky tří, čtyř metrů dokonce jen 1% sluneční energie dopadlé na hladinu.

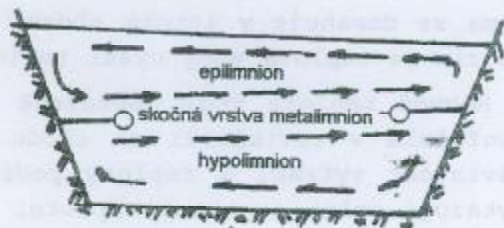
K teplotnímu příjmu je třeba uvažovat tepelnou energii, získanou vodou, přitéklou řekami, popř. z teplých dešťových srážek. Jistou roli v teplotní bilanci hrají i bakterie a chemické procesy v jezeře. Výdej tepelné energie způsobuje styk hladiny s chladnějšími vzdušnými hmotami, vyzařování tepla za jasných nocí, při tání sněhu a ledu. Teplota vody v jezeře může být snižována studenými vodami, přiváděnými do jezera



Obr.4.229. Vztah  $T^{\circ}\text{C}=f(h)$

řekami, případně odváděním vody z horních prohřátých vrstev.

V hlubších jezerech a nádržích leží v letním období teplejší vrstvy s teplotami nad 4°C nad chladnějšími, neopak v období zimním, vlivem vzpomínané anomálie vody voda s teplotou v rozmezí 0-4°C jako těžší leží na dně. Toto uspořádání vrstev nazýváme tepelným zvrstvením či termickou stratifikací vody. V prvním případě (letní období) jde o stratifikaci přímou, v druhém případě (období zimní) se jedná o stratifikaci nepřímou. Při přímé stratifikaci se zvrstvení zachovává nebo se dokonce upevňuje dalším ohříváním horních vrstev a narušuje se ochlazováním vod, při nepřímé stratifikaci se zvrstvení zachovává nebo dále upevňuje dalším ochlazováním; oteplováním se v tomto případě stratifikace porušuje.



Obr.4.230. Teplotní pásma a proudění v jezeře

Změnou hustoty vody, způsobenou oteplováním nebo ochlazováním vod, dochází v období jara nebo na podzim ke konvekčnímu proudění v jezeře. Může vznikat a probíhat buď jen v rozmezí jednotlivých vrstev nebo v rozsahu celé hloubky. Konvekční proud probíhá v létě v rozmezí hladinové vrstvy, v průběhu 24 hodin. Velmi často lze v hlubších nádržích prokázat existenci tzv. skočné vrstvy. Je to přechodná vrstva, ve které v podstatě nedochází k proudění. Jejím hlavním znakem je značně nižší teplota vody než v horní, sousední vrstvě. Skočná vrstva je známa jako metalimnion a je zároveň rozhraním mezi horní vrstvou epilimnion a dolní vrstvou hypolimnion.

Zatímco v proudících vodách lze měřit teplotu vody v jednom místě (turbulence proudu zaručuje jednotnou teplotu), v nádržích a jezerech měříme v zájmu postižení stratifikace v řadách vodorovných a svislých. V hlubokých nádržích se teplota měří speciálními teploměry, které při měření v daném místě ponecháváme alespoň po dobu 7 min.

#### Teplota vody vytékající z nádrže

Podle toho, z jaké hloubky nádrže vodu odebíráme, mění se teplota vody. Rozdíl teploty je tím větší, čím pozvolnější je výměna vody v nádrži. Dobu zdržení v závislosti na objemu nádrže a velikosti přítoku vypočteme z výrazu:

$$t = \frac{V}{86\,000 Q_a} \quad (4.416)$$

kde  $t$  - doba zdržení vody v nádrži ve dnech,

$V$  - objem vody v nádrži ( $m^3$ ),

$Q_a$  - průměrný roční přítok do nádrže ( $m^3 \cdot s^{-1}$ )

Bratránek zjistil, že v letních měsících, v červenci a srpnu, je rozdíl teploty vody nad nádrží a pod ní závislý na době zdržení takto:

Tab.4.30. Rozdíl teploty vody nad a pod nádrží v závislosti na době zdržení

doba zdržení ve dnech	10	do 50	do 90	do 120
rozdíl teploty vody nad a pod nádrží (°C)	0	2	6	10

Pro případ, že voda vytékající z nádrže se bude oteplovat, platí:

$$T = T_p - e^{-\alpha d} (T_p - T_o) \quad (4.417)$$

v opačném případě (teplejší voda se bude ochlazovat):

$$T = T_p + e^{-\alpha d} (T_o - T_p) \quad (4.418)$$

kde  $t$  - doba, za níž vodní částice urazí trať  $d$  rychlostí  $v$ ,

$T_p$  - teplota prostředí,

$T$  - teplota vody,

$T_o$  - teplota vody vytékající z nádrže,

$\alpha$  - součinitel oteplování

Uvedené rovnice slouží k výpočtu teploty vody v místě vzdáleném o  $d$  od nádrže.

#### Ledové jevy

Pozorováním ledu v přírodě, jeho formami, otázkami jeho vzniku i zániku se zabývá speciální oddíl hydrologie, zvaný kryologie. Z hlediska vodohospodářských staveb, jejich projekce a provozu, probíhajících procesů důležitých v otázkách životního prostředí, je problematika tvorby ledu a ledových úkazů vůbec, značně významná. Led, jeho tvorba je v některých situacích škodlivým jevem, neboť omezuje, dokonce ruší plavbu, ztěžuje chod elektráren, znesnadňuje manipulaci s hradicemi konstrukcemi na přelivech hrází, v podobě ledové zácpy je velkým nebezpečím ze zatopení přilehlých oblastí, zámrz mělkých rybníků může způsobit úhyn ryb z nedostatku kyslíku apod. To vše je důvodem k tomu, aby se ledové jevy pečlivě zkoumaly.

Ke vzniku ledu je třeba, aby celý proud vody měl teplotu blízkou 0°C. U stojatých vod tento požadavek splněn být nemusí. Led na hladině vzniká tím snadněji, čím je voda klidnější a turbulence menší. Vznik ledu je popisován několika teoriemi. V současné době se za nejpřijatelnější považuje tato: ledové krystalky nevznikají v čisté vodě, nýbrž kolem krystalizačních jader, což jsou plaveniny nebo jiné předměty ve vodě; voda kolem uvedených jader musí být přechlazená, přičemž termický gradient musí být tak velký, aby uvolněné teplo mohlo být odevzdáno jinému prostředí. Led se podle této teorie může vytvořit v celé hmotě vody. Ledové krystalky se turbulencí mohou dostat na kterékoli místo proudu a tak vytvářet led např. u dna, na povrchu u břehu apod.

Časový sled ledových jevů na řece je následující: nejdříve pozorujeme začátek ledových jevů, pak chod srienu, chod ledu, začátek zámru, konec zámru, ledovou záspu, odchod ledů a konec ledových jevů. Při popisu ledových jevů potřebujeme následující termíny: kašovitý led (srieň) jsou shluky ledových krystalků v povrchové vrstvě tekoucí vody. Vzniká převážně z vnitrovodního ledu nebo plovoucích shluků sněhu na hladině přechlazené vody zejména za jasných mrazivých nocí. Chod ledu - postup ledových ker a

kašovitého ledu nebo tříště v toku, popř. v nádrži. Zámrz je stav, při kterém je povrch toku nebo nádrže pokryt ledovou pokrývkou. Ledová zácpa je ledový útvar, vznikající nahromaděním ledových ker v průtočném profilu, způsobující vzduť hladiny. Zácpa může být buď menším nakupením a natlačením ledu, nebo se stane mohutnou ledovou bariérou. K dalším pojmům patří přechlazená voda, která zůstává v kapalném stavu i při teplotách nižších než 0°C. Povrchový led je krystalický led, vznikající na hladině stojatých a proudících vod. Vnitrovodní led - led, vytvářející se uvnitř přechlazené vody nebo na různých předmětech v ní ponořených. Zvláštním případem je hlubinný a dnový led. Dnový led je druh vnitrovodního ledu. Ledovými krystalky se na dně vytváří houbovitá neprůhledná hmota. Led u břehu je povrchový led, tvořící se při březích vodních toků a nádrží, zatímco část hladiny je volná. Rozlišuje se břehový led, vznikající postupným zamrzáním vody u břehu, nánosový led, ten vzniká přimrzáním ledových ker, tříště z kašovitého ledu v době chodu ledu. Dále je to zbytkový led, ten zůstává u břehu při tání ledu. Na jezerech a nádržích může břehový led narůstat zamrzáním ker přiražených větrem ke břehu. Ledová pokrývka, též ledová celina je celistvý ledový útvar, pokrývající souvisle vodní hladinu. Může být místně přerušen. Usazený led část ledové pokrývky poblíž břehu nebo na mělčině, která dosadla na dno při poklesu hladiny nebo poklesla pod hladinu následkem přetížení napadlým sněhem. Ledová kra - část rozlámání ledové pokrývky nebo útvar vzniklý spojováním ledových krystalků, kašovitého ledu a sněhové hmoty na vodní hladině. Propar - volná, nezamrzlá část vodní hladiny. Tvoří se jako místní přerušování ledové pokrývky v místech s velkou rychlostí proudu, při výtoku vody z nádrže, v místech vývěru podzemní vody. Hustota chodu ledu značí míru pokrytí hladiny ledovými krami za chodu ledu; hodnotí se vizuálně zpravidla desetinnou stupnicí od 0 až do 1. Nápěch je ledový útvar, vznikající ucpáním průtočného profilu vnitrovodním nebo kašovitým ledem; způsobuje zpomalení proudění, vede ke vzduť hladiny.

Ledové jevy se na našich tocích vyskytují v rozmezí až asi 8 měsíců. U většiny řek trvají okolo 120-130 dní. Na některých tocích zámrz začíná koncem října, většinou však později. Trvá na většině našich toků asi 80-94 dnů. Zámrz je na našich tocích v poslední době značně ovlivňován činností člověka.

#### 4.10. Hydrologické podklady

Hydrologické podklady v jejich souhrnu jsou zhuštěnou informací, poskytující údaje o průměrných hodnotách, časovém režimu a variabilitě hydrologických veličin, o hodnotách extrémních, jejich pravděpodobnosti překročení apod. Popisují režim vodních stavů, průtoků, teplot, na řekách a jezerech jejich zimní režim, chod splavenin, plavenin, v mnoha dalších případech obsahují i charakteristiky meteorologických prvků jako je výpar, údaje o slunečním záření apod.

Potřebná přesnost a rozsah hydrologických podkladů je pro jednotlivé etapy plánovací a projektové přípravy různá, daná alespoň v rámcových pokynech v příslušných normách. Nepřesnost hydrologických podkladů v období vypracovávání koncepčního řešení složitých vodohospodářských otázek s dlouholetým výhledem do budoucna může vést k nesprávnému, pochybenému výsledku. Pokud již byl vodohospodářský objekt postaven, chyby a nepřesnosti ve výpočtech hydrologické části projektu mohou vyvolat značné finanční ztráty nebo dokonce způsobit ztráty na lidských životech. Na rozdíl od geologie, kde přesnost podkladů závisí především na přesnosti průzkumu a měření

v zájmovém místě, spolehlivost podkladů hydrologických je kromě toho závislá i na délce doby pozorování. Tato skutečnost je v současné době vyjádřena i v normě ON 73 6905, která hydrologické údaje dělí do 4 tříd co do spolehlivosti:

Třída I: sem patří údaje získané z hodnot přímo pozorovaných v daném místě, nebo údaje odvozené pro profil našeho zájmu z jedné nebo více vodoměrných stanic situovaných na tomtéž toku (pokud toto odvození připouští charakter toku, délka pozorování apod.).

Třída II: do této třídy patří hodnoty odvozené hydrologickou analogií z hodnot třídy I, pokud jsou příslušná povodí svou velikostí, geografickými a morfologickými poměry a srážkami hydrologicky podobná.

Třída III: hodnoty odvozené hydrologickou analogií, pokud nespĺňují všechny podmínky pro zařazení do třídy II.

Třída IV: údaje stanovené pomocí empirických vzorců.

Zatřídění údajů provádí hydrologická služba HMÚ s přihlédnutím k ostatním okolnostem, ovlivňujícím přesnost údajů (délka pozorování, typ stanice, svědomitost pozorovatele apod.).

U jednotlivých údajů se musí uvést, zda a do jaké míry byl při zpracování uvažován vliv vodních děl a odběrů v povodí nad uvažovaným místem.

Tato norma stanovuje jako základní hydrologické údaje plochu povodí, dlouhodobý průměrný roční průtok, M-denní průtoky, N-leté průtoky.

#### Zdroje hydrologických podkladů

V článku I-1 normy ČSN 73 6805 Hydrologické údaje povrchových vod platné pro zpracování a poskytování hydrologických údajů pro návrh a provoz vodních nádrží, vodohospodářských objektů a zařízení na tocích a propustkách pod silničními a železničními tělesy se uvádí, že hydrologické údaje, uvedené v této normě, musí být zpracovány nebo ověřeny hydrologickou službou, s výjimkou údajů o splaveninách, výparu a kvalitě vody, jež mohou být zpracovány též jiným odborným pracovištěm (ve výzkumném ústavu, na vysoké škole apod.).

Hlavním zdrojem a zpracovatelem hydrologických a meteorologických údajů je Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ). Platnost údajů je časově omezena na dobu 5-ti let od jejich vyžádání. Pokud má být použito starších údajů, musí jejich platnost zpracovatel znovu potvrdit. Dalším zdrojem informací je obsáhlá publikace Hydrologické poměry ČSSR (tři díly), vydané HMÚ v letech 1965-70. V prvním dílu, rozděleném na tři části, je uveden souhrn základních vodopisných údajů o tocích ČSSR (abecední seznam toků, hydrologický seznam toků a ploch povodí, mapové přílohy). Druhý díl obsahuje výsledky pozorování a vyhodnocení v objektech povrchových a podzemních vod. Jednotlivé části obsahují kromě základních údajů vodoměrných stanic i údaje o průtocích, o teplotách vody, výskytu ledových jevů: jsou zde rovněž základní údaje o objektech podzemních vod a stavech hladin v nich a konečně údaje o pramenech. V třetím dílu Hydrologických poměrů ČSSR HMÚ předkládá souborné vyhodnocení základních charakteristik hydrologických jevů. Některé hydrologické údaje obsahuje Směrný vodohospodářský plán (SVP), zejména jeho první vydání z r. 1954, jenž je výsledkem soustavného zpracování dat a výzkumů ve všech oborech hydrologie na jednotlivých povodích. Byl zpracován podrobně pro 35 dílčích povodí a přehledně pro celou republiku (bývalá ČSR).

## Použitá a doporučená literatura

- Babikov, M.:** Letecká meteorologie, Velká vojenská knihovna, Naše vojsko 1952
- Boor, B., Kunštátský, J., Patočka, C.:**Hydraulika pro vodohospodářské stavby, SNTL-ALFA, Praha 1968.
- Bykov, V., Vasiljev, A.V.:** Gidrometria, Leningrad 1965, Gidrometizdat
- Čerkašin, A.:** Hydrologická příručka, Praha, HMÚ 1963.
- Dub, O.:** Hydrológia, hydrometria, hydrografia, Bratislava SVTL 1963.
- Dub, O., Němec, J. a kol.:** Hydrologie, Technický průvodce č.34, SNTL, Praha 1969.
- Dub, O.:** Všeobecná hydrológia Slovenska, Bratislava, SAV, 1954.
- Grišanin, K.V., Sorokin, J.I.:** Gidrologia i vodnyje izyskanija, Moskva, 1982.
- Hydrologické poměry ČSSR,** Praha, HMÚ 1968.
- Chow, Ven Te:** Handbook of Applied Hydrology, McGraw Hill Publ., 1964.
- Chow, Ven Te, Maidment D.R., Mays L.W.:** Applied Hydrology, McGraw-Hill Co., Singapore 1988.
- Kemel, M.:** Hydrologie, ČVUT, Praha 1994
- Kolář, V.:** Pohyb splavenin, ČVUT Praha, 1978.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A., Paulhus, L.J.H.:** Applied Hydrology, New York, Mc-Graw Hill, 1949.
- Munzar, J., a kol.:** Malý průvodce meteorologií, Mladá fronta Praha, 1989
- Meteorologický slovník výkladový terminologický,** Akademia, MŽPČR, Praha 1993.
- Němec, J.:** Hydrologie, Praha, SNTL 1965.
- Němec, J.:** Inženýrská hydrologie, Praha, SNTL 1964.
- Poljakov, B.V.:** Gidrologičeskij analiz i razčoty, Leningrad 1946, Gidrometizdat.
- Rožděstvenskij, A.J., Čebotarev, A.I.:** Statističeskije metody v gidrologii, Leningrad, 1974, Gidrometizdat.
- Shaw, E.M.:** Hydrology in Practice, Chapman & Hall, London, 1988.
- Schaffernak, F.:** Hydrographie (ruský překlad), Leningrad, Moskva 1938, Gidrometizdat.
- Smolík, L., Stružka, V.:** Inženýrská meteorologie a klimatologie, SNTL, Praha 1959
- Sokolovskij, D.L.:** Rečnoj stok (osnovy teorii i metodiki raččetov), Gidrometizdat, Leningrad, 1968.
- Stružka, V.:** Meteorologické přístroje, SNTL, Praha 1956
- Vališ, S.:** Vodohospodářská klimatologie, SNTL, Praha 1964
- Wilson, E.M.:** Engineering Hydrology, Fourth Edition, London, 1992.

## Obsah:

1. Úvod	str.: 5
2. Význam a vývoj hydrologie	5
2.1. Definice a rozdělení hydrologie	5
2.2. Vývoj hydrologie	7
2.3. Hydrologická služba v ČR	8
3. Meteorologie a klimatologie	9
3.1. Atmosféra Země	
3.1.1. Složení atmosféry	9
3.1.2. Rozdělení atmosféry	11
3.2. Sluneční záření	12
3.3. Tlak vzduchu	13
3.3.1. Vertikální barický gradient $G$ , barický stupeň $H$	14
3.3.2. Změny barometrického tlaku, plošné rozdělení	14
3.4. Teplota půdy, vody a vzduchu	15
3.4.1. Bilance tepla	15
3.4.2. Teplota povrchu půdy	15
3.4.3. Teplota půdy ve větších hloubkách	16
3.4.4. Teplota vod	17
3.4.5. Teplota vzduchu, přenos tepla	18
3.4.6. Denní, roční chod teploty vzduchu	18
3.4.7. Teplotní stratifikace ovzduší	19
3.4.8. Inverze teploty vzduchu	20
3.4.9. Vyhodnocení teplotních měření	22
3.5. Voda v atmosféře	23
3.5.1. Obsah vodních par v ovzduší	23
3.5.2. Vyjádření vlhkosti vzduchu	24
3.5.3. Rozdělení vlhkosti v atmosféře	26
3.6. Výpar a transpirace	26
3.7. Kondenzace vodní páry	26
3.7.1. Kondenzační jádra, význam	26
3.7.3. Adiabatické procesy	28
3.7.3. Stabilita atmosféry, výstupné proudy	30
3.7.4. Hladina kondenzační	31
3.8. Hydrometeory	32
3.8.1. Kondenzace na povrchu země, na předmětech	32
3.8.2. Kondenzace v nízkých vrstvách ovzduší	32
3.8.3. Kondenzace ve volné atmosféře	33
3.8.3.1. Oblaky	33
3.8.3.2. Oblačnost	34
3.8.3.3. Srážky z volné atmosféry, druhy srážek	35
3.8.3.4. Vlhkostní ráz kraje	37
3.9. Proudění v atmosféře	38
3.9.1. Místní cirkulace v ovzduší	38
3.9.2. Cyklonální proudění	39
3.9.3. Vítr	39
3.9.4. Všeobecná cirkulace atmosféry	41
3.9.4. Vzdušné hmoty a fronty	42
3.10. Klasifikace podnebí na Zemi	44
3.10.1. Hlavní klimatická pásma	44
3.10.2. Podnebí Evropy	45
3.10.3. Podnebí České republiky	46
3.11. Meteorologické staniční přístroje	48
3.11.1. Měření teploty vzduchu	48
3.11.1.1. Teploměry kapalínové	48
3.11.1.2. Teploměry deformační	49
3.11.2. Měření teploty půdy	50

3.11.2.1. Půdní teploměry pro menší hloubky	str.: 51
3.11.2.2. Teploměry pro větší hloubky	51
3.11.3. Měření vlhkosti vzduchu	51
3.11.3.1. Psychrometr	51
3.11.3.2. Vlasový vlhkoměr (hygrometr)	52
3.11.3.3. Hygrograf	53
3.11.4. Měření slunečního svitu a záření	53
3.11.4.1. Slunoměr (heliograf)	53
3.11.4.2. Pyranometr	54
3.11.5. Měření rychlosti a směru větru	54
3.11.5.1. Měření směru větru	55
3.11.5.2. Směrový anemograf	55
3.11.5.3. Přenosný anemograf směrový, Metra	55
3.11.6. Měření síly a rychlosti větru	
3.11.6.1. Větrná korouhev s otáčivou deskou (podle Wilda)	56
3.11.6.2. Univerzální anemograf pro směr a rychlost větru	56
3.11.6.3. Rychlostní anemometr přenosný	57
3.11.7. Měření tlaku vzduchu	
3.11.7.1. Tlakoměr rtuťový	57
3.11.7.2. Tlakoměr staniční	57
3.11.7.3. Aneroid	58
3.11.7.4. Barograf	59
3.11.7.5. Hypsometr	59
3.11.8. Měření srážek	59
3.11.8.1. Srážkoměr	59
3.11.8.2. Zapisující dešťoměr (ombrograf)	61
3.11.8.3. Sněhoměrná lať	62
3.11.8.4. Váhový sněhoměr (sněhoměrné váhy)	62
<b>4. Hydrologie</b>	
4.1. Hydrosféra a základní pojmy	64
4.1.1. Oběh vody na Zemi	64
4.1.2. Bilance na povodí	65
4.1.3. Pořadí, řád toku	66
4.2. Pracovní metody	
4.2.1. Statistický soubor, jeho charakteristiky	67
4.2.2. Empirická čára překročení, způsoby sestrojení	72
4.2.3. Teoretické křivky překročení	76
4.2.3.1. Zákon rozdělení Laplace-Gaussův	76
4.2.3.2. Zákon rozdělení Pearson III	77
4.2.4. Metoda momentů	78
4.2.5. Metoda kvantilů	80
4.2.6. Pravděpodobnostní síť	81
4.2.7. Vztahy souborů pozorovaných hodnot	82
4.2.7.1. Korelace dvou proměnných	82
4.2.7.2. Přímková regrese a korelace dvou proměnných	83
4.2.7.3. Křivková regrese dvou proměnných	88
4.2.7.4. Křivková korelace, korelační poměr	90
4.2.7.5. Křivková korelace tří a více proměnných	91
4.2.8. Vyrovnávání hydrologických dat	91
4.2.9. Doba opakování, čára opakování	92
4.3. Klimatičtí činitelé oběhu vody	
4.3.1. Atmosférické srážky	96
4.3.1.1. Síť srážkoměrných stanic	97
4.3.1.2. Časové a plošné rozdělení srážek	98
4.3.1.3. Určení srážkové výšky na povodí	100
4.3.1.4. Deště, jejich rozdělení	102
4.3.1.5. Vztah mezi intenzitou, dobou trvání a periodicitou deště	103
4.3.1.6. Vztah intenzity deště a zasažené plochy	108



4.3.2. Výpar, (evaporace)	str.: 108
4.3.2.1. Výpar z volné vodní hladiny, ze sněhu a ledu	108
4.3.2.2. Metody stanovení výparu z volné vodní hladiny	110
4.3.2.3. Výpočet výparu empirickými vzorci	113
4.3.2.4. Výpar vody z půdy, transpirace, evapotranspirace	115
4.3.2.5. Měření výparu z půdy	115
4.4. Geografičtí činitelé odtoku	117
4.4.1. Řeky, říční síť, jejich vznik a charakteristiky	117
4.4.2. Geomorfologické vlastnosti údolí a koryt toků	123
4.5. Odtok povrchových vod	
4.5.1. Vodočetné stanice, pozorování vodních stavů	127
4.5.2. Zpracování údajů o vodních stavech	131
4.5.3. Průtoky, základní pojmy, pohyb vody v otevřených korytech	133
4.5.3.1. Určení a vyhodnocení průtoků	135
4.5.3.2. Určení průtoků empirickými vzorci	158
4.5.3.3. Konzumní křivka, vyhodnocení průměrných průtoků	164
4.5.3.4. Součtové čáry průtoků	168
4.5.3.5. Hydrologický režim	180
4.5.3.6. Bilance oběhu vody v přírodě	189
4.5.3.7. Průměrné průtoky, jejich variabilita	193
4.5.3.8. Rozdělení odtoku v průběhu roku	195
4.5.3.9. Průměrné denní průtoky, průměrná čára překročení	200
4.5.3.10. Extrémní průtoky	
4.5.3.10.1. Maximální průtoky, základní pojmy	201
4.5.3.10.2. Minimální průtoky	225
4.5.3.10.3. Tvar a objem povodňových vln	228
4.5.3.11. Hydrologické předpovědi vodních stavů a průtoků	230
4.5.3.11.1. Předpovědi hydrometrické	230
4.5.3.11.2. Předpovědi sezonní	232
4.5.3.11.3. Předpovědi hydrometeorologické	233
4.5.3.12. Transformace povodňové vlny	236
4.5.3.12.1. Transformace povodňové vlny v nádrži nevlastním retenčním prostorem	236
4.5.3.12.2. Transformace povodňové vlny v úseku toku	242
4.5.3.12.3. Určení retenčního prostoru nehydrologickými a hydrologickými metodami	244
4.5.3.12.4. Změna hydrogramu povodně vyvolaná úpravou toku	246
4.6. Splaveniny	
4.6.1. Základní pojmy, sedimentační rychlost plavenin	249
4.6.2. Určení průtoku plavenin výpočtem	253
4.6.3. Výpočet zanášení nádrží	260
4.6.4. Určení průtoku dnových splavenin výpočtem	260
4.6.5. Určení průtoku splavenin dnovými batometry	262
4.7. Podpovrchové vody	
4.7.1. Základní pojmy, výskyt a rozdělení podpovrchových vod	264
4.7.2. Pozorování hladin podzemních vod	271
4.7.3. Ohodnocení vydatnosti podzemních zdrojů	272
4.8. Jezera a bažiny	273
4.8.1. Třídění jezer, jejich popisné charakteristiky	273
4.8.2. Vodní bilance jezer	277
4.8.3. Bažiny	278
4.9. Kvalitativní vlastnosti vody	280
4.10. Hydrologické podklady	284
Použitá a doporučená literatura	286
Obsah	287
Seznam příloh	290

Seznam příloh:

**PŘÍLOHA 1**

Foster-Rybkinova tabulka hodnot  $\Phi$

**PŘÍLOHA 2**

Tabulka hodnot pro určení charakteristik  
křivky Pearson III metodou kvantilů  
(zkrácená metoda G.A.Alexejeva)

**PŘÍLOHA 3**

Mapa parametrů pro výpočet  
intenzit náhradních dešťů  
podle Němce

**PŘÍLOHA 4**

Mapa izolinií spec. odtoku  $q_a$   
průměrného ročního průtoku  $Q_a$  ( $l \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ )

**PŘÍLOHA 5**

Mapa izolinií objemového součinitele  $\beta$   
pro vzorec Čerkašina

**PŘÍLOHA 6**

Mapa izolinií hodnot  $u$   
pro  $p = 1$ , podle Trupla

**PŘÍLOHA 7**

Mapa spec. vydatností dešťů ( $l \cdot s^{-1} \cdot ha^{-1}$ ),  
pro  $p = 1$ ,  $t = 15$  min, podle Trupla

**PŘÍLOHA 8**

Přehled výparoměrných stanic

**PŘÍLOHA 9**

Normální pravděpodobnostní papír

**PŘÍLOHA 10**

Log-normální pravděpodobnostní papír

**PŘÍLOHA 11**

Nomogram pro určení průměrného denního  
výparu z volné vodní hladiny

## Víte, že :



- dobrou studijní pomůckou jsou videoprogramy a multimedialní programy ?
- AVTC můžete zadat tvorbu vašeho programu ?
- AVTC dodává programy studovněm a katedrám fakult ČVUT ?
- AVTC prodává své programy všem školám v České republice ?
- Chcete poznat činnost a tvorbu programů v AVTC ?
- Chcete podpořit svou výuku odborným programem ?

**INTERNET : <http://web.cvut.cz/cp1250/ph/avtc>**

**Trojanova 13, 120 00 Praha 2**

Doc. Ing. Miroslav Kemel, CSc.

**KLIMATOLOGIE, METEOROLOGIE, HYDROLOGIE**

Vydalo Vydavatelství ČVUT, Žitkova 4, 136 36 Praha 6,

v září 2000 jako svou 9662. publikaci.

Vyšlo z Edičního střediska ČVUT, Žitkova 4, Praha 6.

289 stran, 290 obrázků

Dotisk prvního vydání. Náklad 400 výtisků. Rozsah 31,87 AA, 32,20 VA.

PLU

Kč 175

2540