



EURÓPAI UNIÓ
STRUKTURÁLIS ALAPOK



SZÉCHENYI ISTVÁN
EGYETEM
GYŐR



PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM
Pollack Mihály Műszaki Kar

H I D R O L Ó G I A

PMKGNB 240 segédlet a PTE PMMK építőmérnök hallgatói részére

„Az építés- és az építőmérnök képzés szerkezeti és tartalmi fejlesztése”

HEFOP/2004/3.3.1/0001.01

HIDROLÓGIA

PÁLNÉ SCHREINER JUDIT

Pécsi Tudományegyetem, Pollack Mihály Műszaki Kar,
Közmű, Geodézia és Környezetvédelem Tanszék

2007

Részletes tantárgyprogram		
Hét	Ea/Gyak./Lab.	Témakör
1.	2óra előadás	A hidrológiai körfolyamatok alaptörvénye, a víz földi körforgását befolyásoló fizikai tényezők; A vízháztartási egyenlet
2.	2 óra gyakorlat	A vízháztartási egyenlet
3.	2óra előadás	A párolgás folyamata, vízfelületek párolgása, a talaj- és a növényzet párolgása
4.	2 óra gyakorlat	Párolgás számítása
5.	2óra előadás	A csapadék képződése; A csapadékot kiváltó légköri frontok; A csapadékok fajtái
6.	2 óra gyakorlat	Csapadék mennyiségének meghatározása I.
7.	2óra előadás	A csapadék mennyiségi jellemzői; A csapadék mérése; A csapadékmaximum függvény
8.	2 óra gyakorlat	Csapadék mennyiségének meghatározása II.
9	2óra előadás	A lefolyás általános vizsgálata; A felszíni vizek
10.	TAVASZI SZÜNET	
11.	2 óra gyakorlat	Lefolyás számítása I.
12.	2 óra előadás	A beszivárgás folyamata, mérése; A felszín alatti vizek
13.	2 óra gyakorlat	Lefolyás számítása II.
14.	2óra előadás	Zárthelyi dolgozat
15.	2 óra gyakorlat	Osztályozott gyakorlat

TARTALOMJEGYZÉK

1. A HIDROLÓGIAI FOLYAMATOK.....	8
1.1. A HIDROLÓGIAI KÖRFOLYAMATOK ALAPTÖRVÉNYE	8
1.2. A VÍZ FÖLDI KÖRFORGÁSÁT BEFOLYÁSOLÓ FIZIKAI TÉNYEZŐK	11
1.2.1. A napsugárzás	11
1.2.2. A hőmérséklet	12
1.2.2.1. A levegő hőmérséklete.....	12
1.2.2.2. A felszíni talajok hőmérséklete.....	15
1.2.2.3. A felszíni vizek hőmérséklete	16
1.2.3. Légnyomás.....	17
1.3. A VÍZHÁZTARTÁSI EGYENLET.....	19
2. A PÁROLGÁS	22
2.1. VÍZFELÜLETEK PÁROLGÁSA	26
2.1.1. Párolgásmérő műszerek.....	26
2.1.2. Párolgás meghatározása tapasztalati képletekkel	28
2.2. A TALAJ PÁROLGÁSA	30
2.3. A TALAJ- ÉS NÖVÉNYZET PÁROLGÁSA	31
3. CSAPADÉK	31
3.1. A CSAPADÉK KÉPZŐDÉSE	31
3.2. A CSAPADÉKOT KIVÁLTÓ LÉGKÖRI FRONTOK	33
3.3. A CSAPADÉKOK FAJTÁI	34
3.4. A CSAPADÉK MENNYISÉGI JELLEMZŐI	34
3.4.1. A csapadék rétegvastagsága (csapadékmagasság).....	34
3.4.2. A csapadékesés időtartama	35
3.4.3. A csapadék intenzitása.....	35
3.4.4. A csapadékvíz térfogata.....	35
3.4.5. A csapadékhozam	35
3.4.6. A fajlagos csapadékhozam	36
3.4.7. A csapadékösszegző vonal (esőkarakterisztika).....	36

3.5. A CSAPADÉK MÉRÉSE	38
3.5.1. A folyékony halmazállapotú csapadék mérése	38
3.5.2. A hóalakú csapadék mérése	41
3.6. A CSAPADÉKMAXIMUM FÜGGVÉNY	42
4. LEFOLYÁS	44
4.1. A LEFOLYÁS ÁLTALÁNOS VIZSGÁLATA	44
4.1.1. Felszín alatti lefolyás	45
4.1.2. Felszíni lefolyás	47
4.1.2.1. Egyidejű lefolyásvonalak módszere.....	48
4.1.2.2. Lefolyási térképek	52
4.1.2.3. Egység árhullámkép módszer	53
4.1.2.4. Árhullámok vizsgálata.....	55
4.1.2.5. Vízfolyások árvizei és a csapadék fajták.....	56
4.2. FELSZÍNI VIZEK	57
4.2.1. Vízfolyások	57
4.2.1.1. A folyóvölgyek kialakulása.....	57
4.2.1.2. A vízfolyások szakasz jellege	59
4.2.1.3. A vízfolyások morfológiai jellemzése.....	60
4.2.2. Állóvizek vizsgálata (limnológia).....	67
4.2.2.1. Az állóvizek keletkezése és fajtái	67
4.2.2.2. Állóvizek alaktani vizsgálata.....	68
4.2.2.3. Tavak vizeinek mozgásjelenségei	70
4.2.2.4. Állóvizek partjainak eróziója	72
4.2.2.5. Tározók vizsgálata.....	73
5. BESZIVÁRGÁS	75
5.1. A BESZIVÁRGÁS FOLYAMATA	75
5.2. A BESZIVÁRGÁS MÉRÉSE	76
5.3. A FELSZÍN ALATTI VIZEK	78
5.3.1. A talajvíz	82
5.3.2. A karsztvíz.....	84
5.3.3. A mélységi víz	85
5.3.3.1. A klasszikus artézi kút modellje.....	86
5.3.3.2. A Pétervár-i típusú kút	87

ÁBRAJEGYZÉK

1. Ábra A hidrológiai körfolyamat általános vázlata.....	9
2. Ábra A hidrológiai körfolyamat főbb tényezői	10
3. Ábra Six-féle kétfolyadék maximum-minimum hőmérő	13
4. Ábra Termográf (hőmérsékletíró).....	14
5. Ábra Műszerházikó.....	14
6. Ábra Meleg- és hideg jellegű tavak hőmérsékletének változása a mélység függvényében.....	16
7. Ábra Merítőedényes vízhőmérő	17
8. Ábra A ciklon keletkezése az északi féltekén.....	18
9. Ábra A levegő telítettségi nedvességtartalma a hőmérséklet függvényében	24
10. Ábra August-féle pszichrométer	25
11. Ábra Wild-féle párolgásmérő	27
12. Ábra GGI-3000-es párolgásmérő kád.....	27
13. Ábra A párolgás sokévi átlagértéke Magyarországon.	29
14. Ábra Különböző talajok párolgató képessége	30
15. Ábra A hidegfront	33
16. Ábra A melegfront.....	34
17. Ábra Csapadékmagasság-időtartam kapcsolata egyenletes esőnél.....	36
18. Ábra Csapadékmagasság-időtartam kapcsolata egyenletesen változó (csökkenő) esőnél	37
19. Ábra Csapadékmagasság és időtartam kapcsolata valóságos (átlagos) esőnél	38
20. Ábra A csapadékmérő szerkezete és elhelyezése.....	39
21. Ábra Hellmann-rendszerű csapadékmérő	40
22. Ábra Hellmann rendszerű úszós szifonos csapadékmérő	41
23. Ábra A csapadékmaximum függvény	43
24. Ábra 1, 5, és 10 év gyakoriságú csapadékmaximum függvények	43
25. Ábra A lefolyásképző csapadékhányad összetevői	44
26. Ábra A felszíni és felszín alatti lefolyás kialakulása	45
27. Ábra Felszíni és felszín alatti vízvásztók.....	46
28. Ábra Talaj- és folyóvizek kapcsolata.....	46
29. Ábra Terepvázlat az egyidejű lefolyásvonalak módszeréhez.....	49
30. Ábra Felszíni vízvásztók.....	48
31. Ábra Részvízgyűjtők bekapcsolódása a vízszállításba.....	50
32. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T = \tau$ esetben	51
33. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T > \tau$ esetben.....	51
34. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T < \tau$ esetben.....	52
35. Ábra Csermák-féle lefolyási térkép	53
36. Ábra Eredő egység árhullámkép szerkesztése.....	54
37. Ábra Az egyedi árhullám jellemzői	55
38. Ábra Kéreggyűrődés kialakulása	58
39. Ábra Vetődés kialakulása.....	58
40. Ábra Az eróziós völgy egyes szakaszai	58
41. Ábra A folyók szakaszjelleg szerinti jellegzetes meder-keresztmetszelvényei	60
42. Ábra Vízfolyások fejlettségi számának értelmezése	61

43. Ábra Kanyargós folyó fontosabb jellemzői.....	62
44. Ábra A jó gázló izobatjai.....	62
45. Ábra A rossz gázló izobatjai	63
46. Ábra Holtágak kialakulása	63
47. Ábra Folyóvölgyek hossz-szelvényének változása.....	64
48. Ábra Vízfolyás hossz-szelvénye.....	65
49. Ábra A folyóvölgy fő részei.....	65
50. Ábra A folyómeder fő részei.....	66
51. Ábra Gátrendszerrel védett függőmeder	67
52. Ábra A meredek tópart tagozódása.....	68
53. Ábra Vázlat a tó alaktani jellemzéséhez.....	69
54. Ábra A víztükröfelület és a víztérfogat jelleggörbéi.....	69
55. Ábra A szél hullám részei.....	70
56. Ábra Haladó hullám kialakulása a parti rézsűn	71
57. Ábra Állóhullám.....	71
58. Ábra A partátalakulás típusai.....	72
59. Ábra A tározó térfogatának megoszlása.....	73
60. Ábra Tározók feltöltődésének időbeni alakulása	74
61. Ábra Kísérleti vízgyűjtő beszivárgásmérő parcelláján mért beszivárgási görbe.....	76
62. Ábra Müntz-Lainé beszivárgásmérő készülék, Eszéky-féle úszós szelepes adagolóval	77
63. Ábra A vízzáró réteg feletti felszínalatti vizek típusai	78
64. Ábra A felszínközeli vizek típusai	79
65. Ábra Feszített tükrű rétegbe mélyített kút	81
66. Ábra A pozitív és negatív artézi kutak esetei.....	82
67. Ábra A talajvíz és a kapilláris zóna.....	83
68. Ábra A karszt jellegzetes esetei	85
69. Ábra Pétervári típusú kút.....	88

A tengerekből, az óceánokból a Nap energiájának hatására elpárolgó víz a légkörben, nagy távolságú utak megtétele után, csapadék formájában újra a földfelszínre jut. A szárazföldekre hulló csapadék, eső, hó, a talajba beszivárog, majd a talaj felső rétegeinek telítődése után egy része a felszínen lefolyik.

A domboldalakon elinduló víz a föld felszíniformáit követve kisebb árkokat, vízfolyás medreket, patakokat formál, és ezekben folytatja a gravitáció által megszabott útját. A kisebb patakok nagyobb folyókká egyesülve a vizet a tengerekbe torkoló folyamokon keresztül juttatják az óceánok rendszerébe.

A víz beszivárgott része a talajnedvesség tartalmát növeli, és a mélyebb rétegek felé szivárogva a talajvízben, karsztvízben és a rétegvizekben tározódik. A csapadék ezeken az úgynevezett felszín alatti vizeken keresztül táplálja a forrásokat és a forrásokon keresztül a vízfolyások kisvízét.

A felszín közeli talajrétegek nedvességtartalma és a vizekben oldott ásványi sók táplálják a növényzetet, amely a felvett vizet a légkörbe párologtatja, transzspirálja. A növények közötti és a csupasz területek talaja a napenergia közvetlen hatására párologtatja el a talajnedvesség formájában tárolt vizet. Szintén nagymennyiségű víz párolog el a tavak, mocsarak felszínéről is.

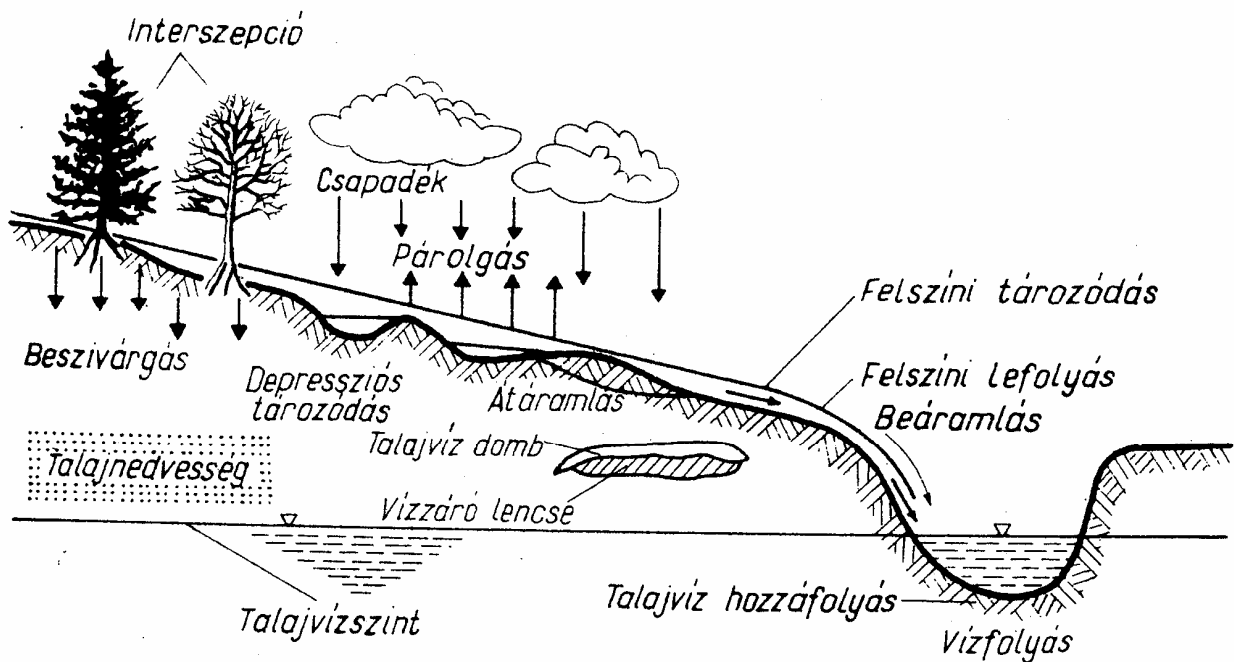
A földfelszínre hulló csapadék mennyisége meg kell, hogy haladja a földfelszín párologását, és ugyanígy a világ óceánjaira hulló csapadék mennyiségénél nagyobbnak kell lennie az onnan elpárolgó víz mennyiségének, mert különben nem jöhetne létre a felszíni lefolyás. E tétel 1600-as évekbeli megállapításától számítjuk a tudományos hidrológia kezdeteit.

A Föld vízkészlete az alábbi *megjelenési formákat* veheti fel:

- vízpára, illetve a felhők kondenz vize (a légkörben finoman elosztott formában);
- óceánok, tengerek (a legnagyobb összefüggő víztömeg);
- beltengerek (a szárazföld felszínén);
- nagyobb tavak, mocsarak;
- kisebb-nagyobb vízfolyások (mindig mozgásban vannak);
- talajvíz (a talajhézagokat összefüggő módon kitöltő víz, ami az első vízzáró talajréteg felett helyezkedik el);
- kapillárisvíz (a talajhézagokban nem összefüggően helyezkedik el, kapilláris hatás alatt van);
- rétegvíz (mélyebben lévő vízzáró rétegek közötti víz);

- mélységi vizek (a Föld belsejében);
- növények-élőlények testét felépítő vizek (biológiailag kötött víz, mennyisége a vízforgalomban kicsi);
- transzspirációs víz (a növények által elpárologtatott víz);
- kristályvíz (ásványokban lévő kémiaiilag kötött víz, ami a víz körforgásában nem vesz részt).

A víz földi körforgását a Nap energiája, a Föld forgása és a gravitáció hatására létrejövő párolgás, légmozgás, csapadék, beszivárgás, felszíni- és felszín alatti tározódás, felszíni lefolyás több részciklussal bonyolított *körfolyamata* jellemzi. A hidrológiai körfolyamatot különböző irányú és sebességű mozgások, halmazállapot változások jellemzik /2.ábra/. A hidrológia feladata e folyamatok elemzése.



2. Ábra A hidrológiai körfolyamat főbb tényezői

1.2. A VÍZ FÖLDI KÖRFORGÁSÁT BEFOLYÁSOLÓ FIZIKAI TÉNYEZŐK

1.2.1. A napsugárzás

Minden anyag, amelynek hőmérséklete az abszolút 0° felett van, a környező térbe elektromágneses hullámok alakjában sugárzást bocsát ki, s ezzel energiát ad le. Ennek az energiának a terjedését sugárzásnak nevezzük.

Szintén sugárzás a neve a szállított energiának is. Mivel a kibocsátott sugárzás fizikai tulajdonságai csak a hőmérséklettől függenek, ezért ezt az energia-kibocsátást *hőmérsékleti sugárzásnak* nevezzük. Ez a sugárzás olyan energiaszállítási mód, amelynek a terjedéséhez nincs szükség közvetítő anyagra, a terjedési sebessége, pedig nagyon nagy.

A hőmérsékleti sugárzással ellentétben az úgynevezett *körpuszkuláris sugárzásnak* az energia terjedése anyagi részecskékhez van kötve. Ilyen sugárzás lép fel például a radioaktív anyagok bomlása közben, de a Napról jövő és a kozmikus sugárzás is részben ilyen. A körpuszkuláris sugárzás energia szállítása a hőmérsékleti sugárzáshoz képest jelentéktelen a légköri folyamatok szempontjából. Ezért *sugárzásmérésen mindig a hőmérsékleti sugárzás mérését értjük.*

Napfénytartam alatt a napsütés időtartamát értjük, órákban kifejezve. A lehetséges napfénytartam megegyezik a napkelte és a napnyugta közötti idővel.

A napsugárzás intenzitása a sugárzás irányára merőlegesen álló, 1cm^2 -es lapra időegység alatt érkező, joule-ban kifejezett energia értéke.

A földfelszín anyaga összetétel és szerkezet szempontjából még sík területen sem azonos. A fajhője, hővezető-, elnyelő-, és visszaverő-képessége is nagyon változó. A domborzati és növényzeti viszonyokat is figyelembe véve belátható, hogy ugyanazon besugárzás esetén is különböző nagyságú lehet a felmelegedés. Ezért a felszínhez csatlakozó különböző mértékben felmelegedő légrétegek csereáramlása mind vízszintes, mind pedig függőleges irányban végbemehet. Az oldaláramlás miatt a felszálló áramlás mindig kis légkörzések, cirkulációk formájában alakul ki. A légörvénylések vízszintes ágai a földfelszín mentén továbbítják a hőenergiát. Ezt vízszintes irányú turbulens hőáramlásnak nevezzük.

1.2.2. A hőmérséklet

A napsugárzás hatására a *levegő*, a *talaj* és a *felszíni vizek* valamilyen hőmérsékletre felmelegednek.

1.2.2.1. A levegő hőmérséklete

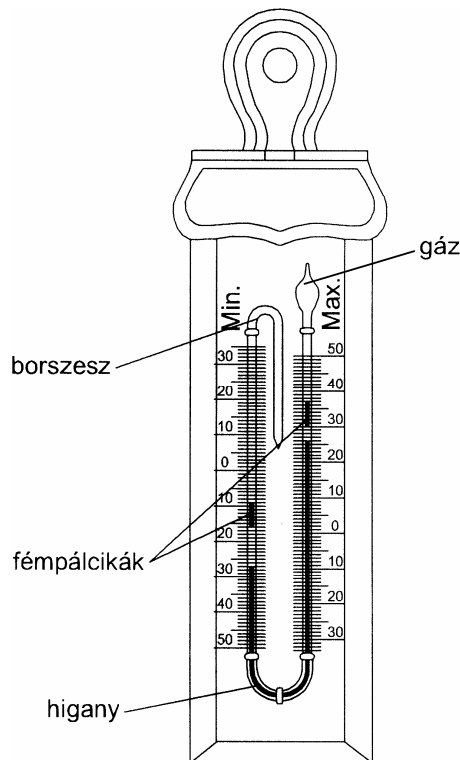
A *levegő hőmérséklete* térben és időben igen nagy mértékű változásokat mutat. A levegő hőmérséklete az idő függvényében, de a különböző földrajzi zónáknak megfelelően is változik, meghatározza az évszakok jellegét, a párolgást, a víz körforgását, a lefolyást, a jég- és hóviszonyokat. Magasabb hőmérsékleten, ha a többi tényező azonos, magasabb a párolgás, kisebb a lefolyás.

A levegő hőmérséklete alatt, a levegő hőállapotát valamely egységben kifejező számadatot értjük. A Celsius skála szerint $t(^{\circ}C)$ a hőmérséklet értelmezése normál légköri nyomáson az olvadó jég és a forrásban lévő víz hőmérséklete közötti hőmérséklet különbség 100 egyenlő részre osztva. Elméleti fizikai számításokban az úgynevezett abszolút vagy Kelvin fokot $T(^{\circ}K)$ alkalmazunk. Átszámítása: $T(^{\circ}K) = 273 + t(^{\circ}C)$.

A hidrometeorológiai számításokhoz a földfelszíntől 2m magasságban mérik a levegő hőmérsékletét. A mérések feldolgozása során elkészítik a napi, havi, éves és többéves átlagok értékeit, ábrázoló görbéket, meghatározzák a szélsőségeket. A léghőmérséklet napi menetében szabályosság figyelhető meg. A levegő hőmérséklet közvetlenül napkelte után emelkedik, amint a besugárzó hőmennyiség meghaladja a kisugárzó hőmennyiséget. Déli 12 óráig a földfelszín fokozatosan melegszik, utána csökken. A levegő felmelegedése fáziskéséssel, 13-14 óra körül éri el a maximumát. A léghőmérséklet napi menete sinusgörbéhez hasonló, de jellegében az éves hőmérsékletértékek is hasonlóak.

A levegő pillanatnyi hőmérsékletének mérésére általában higanyos hőmérőket használnak 0,1 $^{\circ}C$ leolvasási pontossággal, -30 $^{\circ}C$ és +50 $^{\circ}C$ értékhatárok között. Alacsonyabb hőmérséklet mérésére alkoholvegyletekkel töltött hőmérők alkalmasak. A hőmérsékleti értékek feljegyzését nemzetközi megállapodás szerint naponta háromszor 7, 14 és 21 órakor végzik. Kivitelezői gyakorlatban szükséges lehet rögzíteni a hőmérséklet napi szélsőértékeit, amit a Six-féle kétfolyadékos maximum-minimum hőmérővel célszerű végezni /3.ábra/.

Az U alakú cső baloldali részén a minimumokat, a jobboldali részén a maximumokat olvashatjuk le. Az U alakú csőben a higany felett borszesz van. Indexként az abban úszkáló fémpálcikák alsó vége szolgál. A pillanatnyi hőmérsékletet a higanyszál végei mutatják. A jobboldali csőszár végén gáz van.

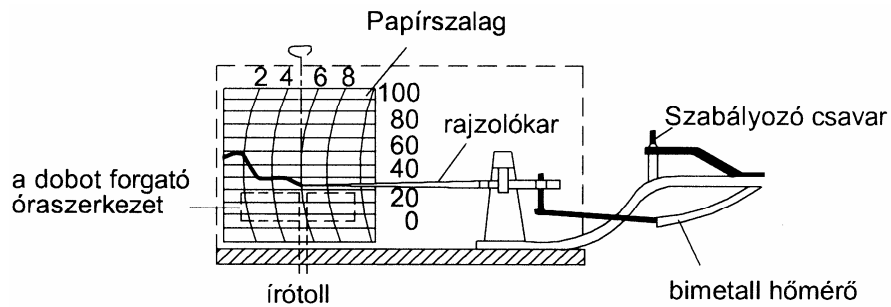


3. Ábra Six-féle kétfolyadékos maximum-minimum hőmérő

A hőmérséklet emelkedésekor a higany és a borszesz kiterjed, a gáz összenyomódik, tehát a jobb oldali higanyszál emelkedik.

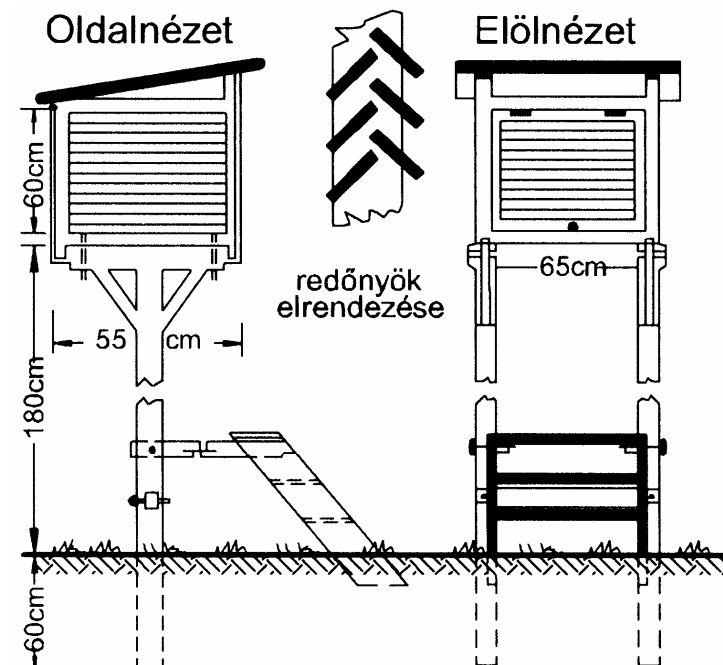
Lehűléskor a higanynál jobban összehúzódó borszesz utat enged a baloldali higanyszálnak, s az megemelkedik. A higanyszál által tölt fémpálcikák mindkét szélső helyzetben helyükön maradnak, így a szélső értékek leolvashatók. Leolvasás után a fémpálcikákat mágnessel kell a higanyig húzni.

A hőmérséklet időbeni változását hőmérsékletíróval (termográffal) regisztrálhatjuk. Egyik típusa a kétfémes (bimetall) meggörbített fémszalag segítségével működik /4.ábra/.



4. Ábra Termográf (hőmérsékletíró)

A mérőműszereket szellős (zsalus), fehérre festett műszerházikóban, a terep felett 2m magasságban kell elhelyezni /5.ábra/.



5. Ábra Műszerházikó

1.2.2.2. A felszíni talajok hőmérséklete

A felszíni talajok hőképzete is a sugárzásból származik. A talajfelszín szempontjából energiaforrás még a harmat és a dérképződés során felszabaduló úgynevezett halmazállapot energiája. Ha a talajfelszín hővesztesége, kisugárzása kisebb az érkező hőmennyiségnél, akkor a talaj felmelegszik, ellenkező esetben lehűl.

A talajok felmelegedése és lehűlése a talaj hővezető-képességétől függ. A talajfelszín napi hőmérsékletváltozása lényegesen nagyobb, mint a levegőé, rossz hővezető-képességű talaj felszínén a napi hőmérséklet ingadozása a 40°C -ot is elérheti. Az energia csupán a molekuláris hővezetés következtében terjedhet a talajban. Ez a folyamat a talaj rossz hővezető-képessége miatt igen lassan megy végbe, így a mélységi felmelegedés és lehűlés lassú folyamat. Ezzel magyarázható, hogy a napi hőingadozás a mélység növelésével csökken, 50 cm mélységben 1°C , 1 m mélységben a napi hőmérsékletváltozások nem mutathatók ki.

Ha a nedves talajfelszín hőmérséklete fagypont alá süllyed, akkor a talajban lévő szabad víz megfagy, a talaj vízbefogadó képessége erősen lecsökken. Ezért erősen átfagyott talajfelszín esetén hóolvadáskor fennáll a felszínelárasztás veszélye, illetve a belvízképződés. A talaj nedvességtartalma és a növényzet csökkenti a hőmérsékleti ingadozást.

A levegő és a talaj eltérő fizikai tulajdonságai miatt a lejátszódó hő-folyamatok jellegüket tekintve különbözőek. Például csapadék vagy öntözés hatására a talajhőmérséklet napi ingadozása körülbelül 30 %-kal mérséklődik. Az öntözés fokozza a kondenzációs folyamatokat, csökkenti a párolgást. Igaz ugyan, hogy a párolgás abszolút értelemben nagyobb, mert fölös víz áll rendelkezésre.

A talajok hőmérsékletét felszíni-, vagy mélységi hőmérővel mérik. A felszíni talajhőmérő -30°C és $+45^{\circ}\text{C}$ közötti méréstartományú, kéttizedes beosztású hőmérő, amely a felszíntől 2, 5, 10 és 20 cm-es talajréteg hőmérsékletének meghatározására szolgál. A skála kiáll a talajból, így leolvasáskor azt nem kell kiemelni a talajból.

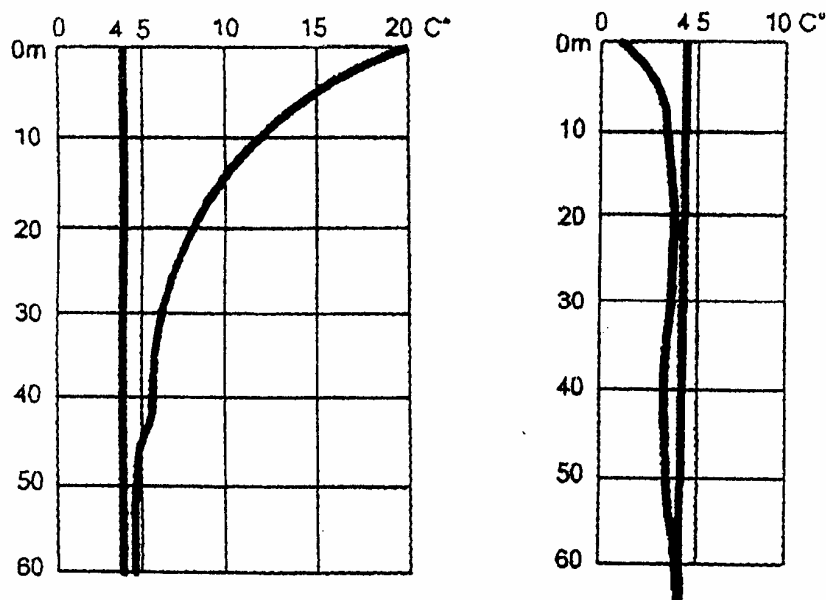
1.2.2.3. A felszíni vizek hőmérséklete

A felszíni vizek hőmérséklete a víz jó hőelnyelő képessége és nagy fajhője miatt kisebb értékű hőingadozást mutat, mint a talaj vagy a levegő.

A folyóvizeket a turbulens vízmozgás, az örvénylések jellemzik. Ez a mozgás a folyamatos és egyenletes hőcserét segíti elő, aminek következtében a keresztmetszet különböző helyein a hőmérsékletváltozás csak a $0,1^\circ\text{C}$ éri el.

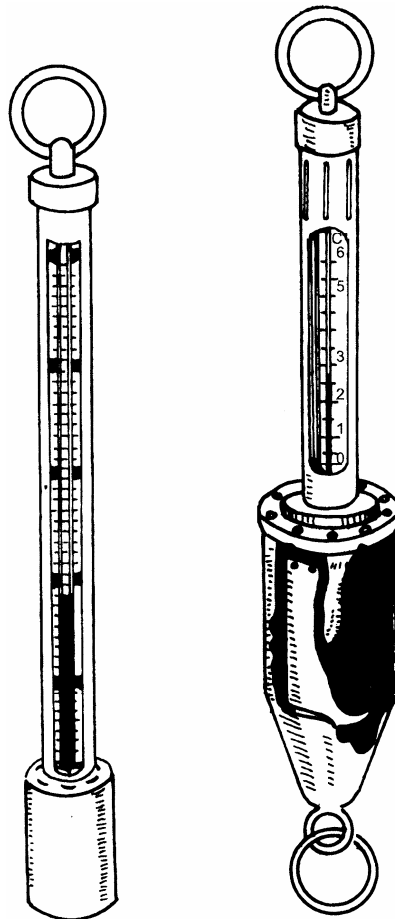
Az állóvizekre az áramlás hiánya jellemző, ezért hőmérsékleti rétegződés jön létre. Mivel a víz sűrűsége 4°C -on a legnagyobb, ezért ha a víz hőmérséklete ennél az értéknél alacsonyabb vagy magasabb, csökken a víz sűrűsége.

Hőmérsékletük alapján két fajta tó típust különböztetünk meg. A meleg jellegű tavaknál, a víz hőmérséklete nagyobb, 4°C -nál. Ekkor alul hidegebb, felül pedig melegebb rétegek alakulnak ki. A hideg jellegű tavak esetén, a tó vizének hőmérséklete kisebb, mint 4°C . Ilyenkor alul meleg ($\approx 4^\circ\text{C}$), felül pedig hideg rétegek alakulnak ki.



6. Ábra Meleg- és hideg jellegű tavak hőmérsékletének változása a mélység függvényében

A felszíni vizek hőmérsékletét merítőedényes vízhőmérővel /7.ábra/ mérjük 5 percig. A lemerítés időtartama 5 perc. Ez idő alatt a higany átveszi a víz hőmérsékletét, kiemeléskor, pedig a merítőedény biztosítja, hogy a valós érték kerüljön leolvasásra.



7. Ábra Merítőedényes vízhőmérő

1.2.3. Légnyomás

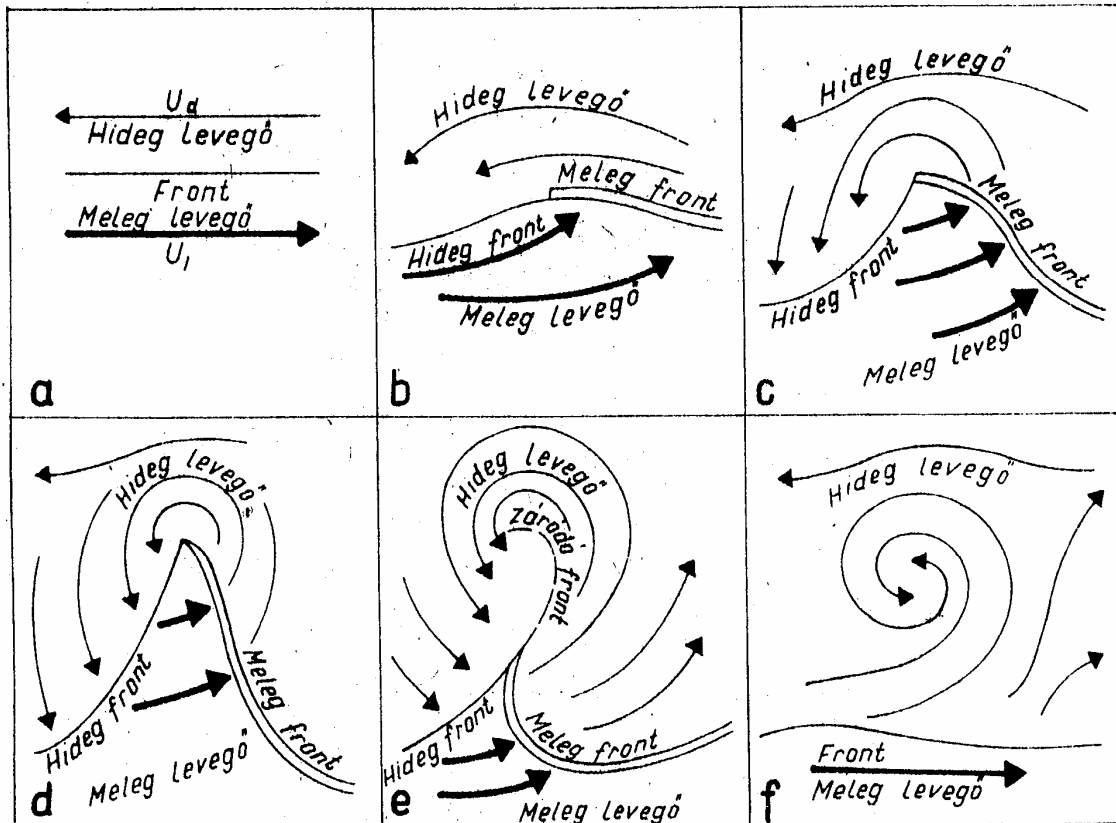
A talajfelszíni légnyomáson a talajfelszíntől a légkör felső határáig terjedő, függőleges légoszlop felületegységre jutó súlyát értjük.

Jele: p Mértékegysége: $Pa \left[\frac{N}{m^2} \right]; 1bar = 10^5 Pa .$

A tengerszinten, $0^\circ C$ -on $760 Hgmm = 1atm = 760torr = 101325 Pa .$

A tengerszint feletti magasság növekedésével a légnyomás csökken.

A légnyomáskülönbségek a hőmérsékletváltozások hatására jönnek létre. A felszín felett felmelegedő levegő felszáll a magasba, majd ott szétáramlik. A felszállás helyén a légnyomás lecsökken. A Föld felszínén a földforgás eltérítő hatása miatt a felszálló ág csökkent nyomású középpontja körül, az óramutató járásával ellenkező, befelé tartó légörvény keletkezik (ciklon). A leszálló ágban ellenkező irányú örvény, anticiklon jön létre.



8. Ábra A ciklon keletkezése az északi féltekén

A légnyomás napi menetében két maximum (10 és 22 órakor) és két minimum (4 és 16 órakor) keletkezik. A légnyomás nagyságát barométerrel mérjük. A higanyos barométerek az egyensúlyt tartó folyadéknyomás elve szerint működnek.

A légnyomásváltozás befolyásolja a hidrológiai körfolyamatot. Például ha a légnyomás csökken, akkor a párolgás nő, valamint a légnyomás változása kihat a talajvízszint ingadozásra is.

1.3. A VÍZHÁZTARTÁSI EGYENLET

Az anyag megmaradás klasszikus törvényét a hidrológiában a három halmazállapotú víz megmaradási törvényére egyszerűsíthetjük. A víz teljes földi körforgása során víz nem vész el és nem is keletkezik. A szilárd, folyékony és gáz halmazállapotú víz összmenyisége állandó, azonban területi eloszlása állandó változásban van.

A rendszerbe T időszak alatt belépő (Q_{be}) vízmennyiségek összegének és a rendszert ugyanezen T időszak alatt elhagyó (Q_{ki}) vízmennyiségek összegének a különbségével a rendszerben tározott vízkészlet (S) megváltozik, azaz

$$\sum_T Q_{be} - \sum_T Q_{ki} = S(t_2) - S(t_1) = \Delta S, \text{ ahol}$$

t_1 a T időszak kezdő, t_2 pedig a záró időpontja, és $t_2 - t_1 = T$.

A vízháztartási egyenletnek ez az általános törvénye alkalmazható a hidrológia elemzések során vizsgált részrendszerekre.

Például ezen összefüggés felírható a *világ óceánra* (Németh Endre, 1959) is:

$$S_o(t_1) + \sum_T C_{S_o} + \sum_T L_o = S_o(t_2) + \sum_T P_o \text{ azaz,}$$

$$\sum_T C_{S_o} + \sum_T L_o - \sum_T P_o = \Delta S_o \text{ ahol,}$$

t_1 a T időszak kezdő, t_2 pedig a záró időpontja, és $t_2 - t_1 = T$.

$\sum_T C_{S_o}$ - az óceánra hulló csapadékok összege,

$\sum_T L_o$ - az óceánba ömlő lefolyások (a folyók szállította vízmennyiség) összege,

$\sum_T P_o$ - az óceánból elpárolgó összes víz,

$S_o(t_1)$ - az óceánban tárolt víz a t_1 időpontban,

$S_o(t_2)$ - az óceánban tárolt víz a t_2 időpontban,

ΔS_o - az óceánban tárolt vízkészlet megváltozása.

Hasonló módon írható fel a vízháztartási egyenlet a Földet körülvevő légkörre:

$$S_l(t_1) + \sum_T P_\delta + \sum_T P_{sz} = S_l(t_2) + \sum_T C_{S_\delta} + \sum_T C_{S_{sz}} \text{ azaz,}$$

$$\sum_T P_\delta + \sum_T P_{sz} - \sum_T C_{S_\delta} - \sum_T C_{S_{sz}} = \Delta S_l \text{ ahol,}$$

t_1 a T időszak kezdő, t_2 pedig a záró időpontja, és $t_2 - t_1 = T$.

$\sum_T P_\delta$ - az óceánból elpárolgó összes víz,

$\sum_T P_{sz}$ - a szárazföldről elpárolgó összes víz,

$\sum_T C_{S_\delta}$ - az óceánra hulló csapadék összege,

$\sum_T C_{S_{sz}}$ - a szárazföldekre hulló csapadék összege,

$S_l(t_1)$ - a légkörben tárolt vízkészlet a t_1 időpontban,

$S_l(t_2)$ - a légkörben tárolt vízkészlet a t_2 időpontban,

ΔS_l - a légkörben tárolt vízkészlet változása.

A szárazföldek összessége az alábbi egyenlettel jellemezhető:

$$S_{sz}(t_1) + \sum_T C_{S_{sz}} = S_{sz}(t_2) + \sum_T L_\delta + \sum_T P_{sz} \text{ azaz,}$$

$$\sum_T C_{S_{sz}} - \sum_T L_\delta - \sum_T P_{sz} = \Delta S_{sz} \text{ ahol,}$$

t_1 a T időszak kezdő, t_2 pedig a záró időpontja, és $t_2 - t_1 = T$.

$\sum_T C_{S_{sz}}$ - a szárazföldekre hulló csapadékok összege,

$\sum_T L_\delta$ - az óceánba ömlő lefolyások (a folyók szállította vízmennyiség) összege,

$\sum_T P_{sz}$ - a szárazföldről elpárolgó összes víz,

$S_{sz}(t_1)$ - a szárazföldön (a felszínen és a felszín alatt) tárolt víz a t_1 időpontban,

$S_{sz}(t_2)$ - a szárazföldön (a felszínen és a felszín alatt) tárolt víz a t_2 időpontban,

ΔS_{sz} - a szárazföldön (a felszínen és a felszín alatt) vízkészlet megváltozása.

A vízháztartási egyenletet a hidrológia minden területén alapegyenletként alkalmazzák, és minden hidrológiai összefüggés (pl.: vízkészlet számítás, árhullám elemzés, tározó méretezés, vízjárás előrejelzés) erre vezethető vissza.

Gyakran idézett és alkalmazott változata a vízháztartási egyenletnek az ami a *vízgyűjtőterületre* T idő alatt hullott csapadékmennyiség (C_s) és a területet ugyanezen T idő alatt elhagyó párolgás (P) és lefolyás (L) különbségének és a területen tárolt vízmennyiség (S), T időszak alatti megváltozásának (ΔS) egyensúlyát rögzíti, azaz

$$\sum_T C_s - \sum_T P - \sum_T L = \Delta S.$$

Sok esetben az úgynevezett *topográfiai vízgyűjtő terület*, azaz a terület felszíni formái alapján megrajzolt felszíni vízválasztóval határolt terület, *az úgynevezett geológiai vízgyűjtő területtel nem egyezik meg*. A talajba beszivárgott víz egy része ($S_{z_{ki}}$) a felszín alatti földtani rétegződést követve szomszédos vízgyűjtőkbe átszivárog, illetve e szomszédos területekről is érkezhet felszín alatti víz ($S_{z_{be}}$) a vizsgált terület egységbe. Ilyen esetben a fenti összefüggést az alábbi értékekkel ki kell egészíteni:

$$\sum_T C_s + \sum_T S_{z_{be}} - \sum_T P - \sum_T L - \sum_T S_{z_{ki}} = \Delta S.$$

Figyelembe kell venni a területre mesterségesen más területekről átvezetett, vagy a területről máshová átjuttatott vízmennyiségeket is.

A természetes vízgyűjtő területeken belül is elkülöníthetők részrendszerek. Például külön vízháztartási egyenlet írható fel a terület felszín alatti vizeire is, amely alapján például a hasznosítható karszt-, illetve talajvíz készletek számíthatók.

2. A PÁROLGÁS

Az óceánok, tengerek, tavak, mocsarak, folyók és patakok vízfelületei mellett a növényvel fedett, vagy fedetlen, de átnedvesedett szárazföldi területek is párologtatnak vizet. A nedves talajról elpárolgó, evaporált víznek a mennyiségét a növényzet gyökerei által a talaj felszíne alól ozmotikus erővel fölemelt és a növényzet pórusain elpárolgott, transzspirált víz is növeli. E kettős folyamatot a hidrometeorológia *evapotranszspirációnak* nevezi.

A párolgás folyamata függ a Nap sugárzási energiája által szabályozott hidrometeorológiai elemektől, de függ az elpárologtatható vízmennyiségtől (talajnedvességtől) is. E két befolyásoló tényező csoport szétválasztására vezették be a *potenciális evapotranszspiráció, azaz a lehetséges párolgás* fogalmát.

A szabad vízfelszín párolgása mellett, megkülönböztetjük a valós területi párolgást, vagy evapotranszspirációt és ennek azt a felső határát, a lehetséges párolgást, vagy potenciális evapotranszspirációt, amelyet a környezet meteorológiai tényezői között a talaj és a növényzet képes lenne elpárologtatni, ha ehhez az összes elpárologtatható víz a talajban rendelkezésre állna.

A víz körforgásának egyik legfontosabb eleme a *vízfelületek párolgása, a talaj párolgása, és a növényzet párolgása*.

A hidrológiában a párolgást három fő részre oszthatjuk:

- Fizikai párolgás alatt a víznek vízpárává alakulását értjük.
- Fiziológiai párolgás alatt a növényzet élet tevékenységeiből eredő párolgást értjük.
 - Mechanikai párolgás pedig akkor történik, amikor a légmozgás elszakítja a vízfelületről a vízmolekulákat.

A párolgást hosszabb időszak vonatkozásában kifejezhetjük a vízháztartási egyenletből:

$$P=C-L \text{ azaz,}$$

a párolgás a csapadék és a lefolyás különbsége.

A párolgást leginkább befolyásoló tényező a levegő nedvességtartalma.

A levegőben mindig van bizonyos mennyiségű vízpára. Ahhoz, hogy ezzel kapcsolatban számításokat tudjunk végezni, néhány alapfogalommal kell megismerkedni.

- *A levegő tényleges vagy abszolút nedvességtartalma* (e), az 1m^3 levegőben lévő vízmennyiség grammokban kifejezve $\left[\frac{\text{g}}{\text{m}^3}\right]$.

- *Telítettségi nedvességtartalom*(E), minden hőmérséklethez tartozik egy felső páratartalmi határérték, amelynél több vízpárát nem képes felvenni $\left[\frac{\text{g}}{\text{m}^3}\right]$.

- *Relatív nedvességtartalom*(R). Az emberi szervezet a relatív páratartalmat érzi. $R = \frac{e}{E} \cdot 100[\%]$, $R = 50 - 80[\%]$ között tekinthető normálisnak, alatta a levegőt száraznak érezzük.

A mi éghajlatunkon, a telet nedvesnek, a nyarat pedig száraznak érezzük. A valóságban nyáron a páratartalom sokszorosa a télnek. A levegőnek a telítettségtől való távolsága azonban mindkét esetben megfelel érzésünknek.

A relatív nedvesség a hőmérséklettel együtt megszabja a párolgás nagyságát és ezzel a szerves lények vízszükségletét.

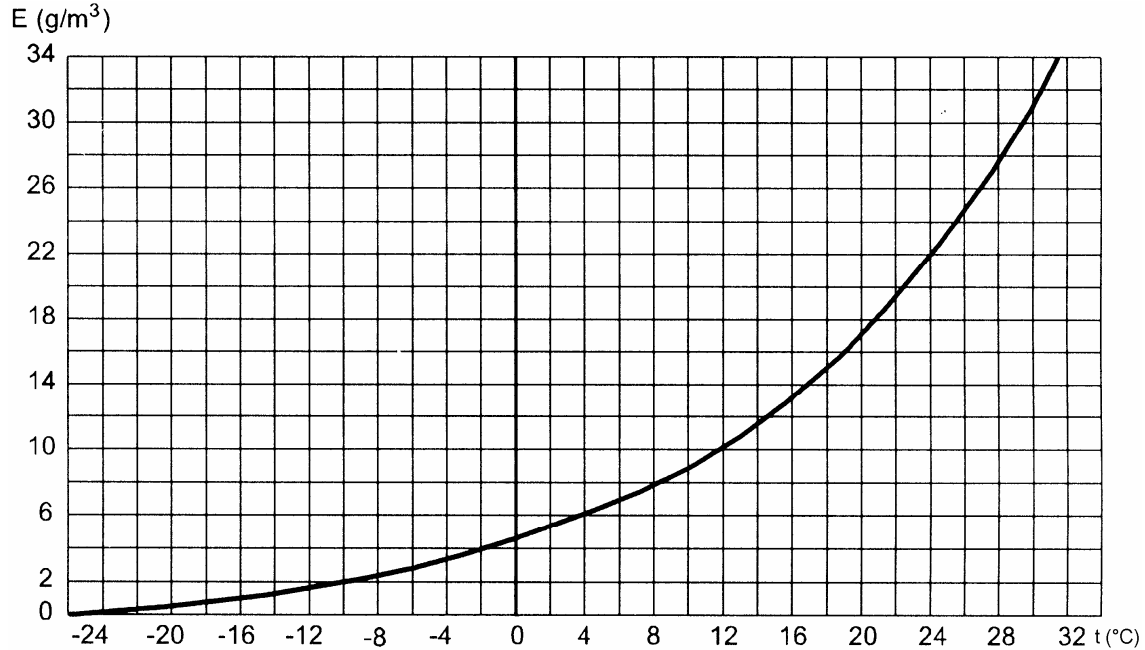
Ha az R nagy, akkor a párolgás és az élőszervezet vízszükséglete kicsi.

Ha az R kicsi, akkor a párolgás és az élőszervezet vízszükséglete nagy.

A vízvesztéssel együtt hővesztés is jár!

- *Telítettségi hiány*(D), a telítettségi nedvességtartalom és az abszolút nedvességtartalom különbsége $\left(D = E - e \left[\frac{\text{g}}{\text{m}^3}\right]\right)$. Minél nagyobb ez az érték, annál nagyobb a levegő párafellevő képessége. Ha $D = 0$, azaz $E = e$, akkor az úgynevezett *harmatpont* állapota van.

A levegő telítettségi nedvességtartalmát a hőmérséklet függvényében 9.ábráról olvashatjuk le.



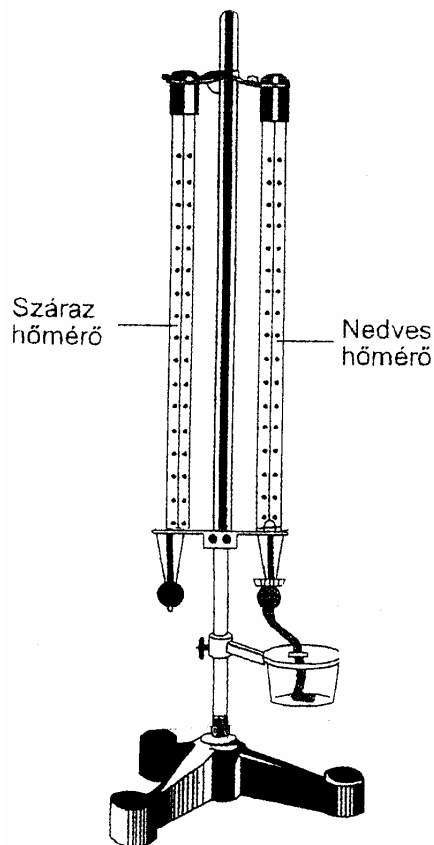
9. Ábra A levegő telítettségi nedvességtartalma a hőmérséklet függvényében

Ha a levegő páratartalma nem változik, de hőmérséklete csökkenő, akkor a hőmérséklethez egyre kisebb telítettségi nedvességtartalom tartozik. Egy idő után bekövetkezik az $e = E$ állapot, vagyis a telítettségi hiány $D = E - e = 0$. Az ehhez tartozó hőmérsékletet harmatpontnak nevezzük. A levegő hőmérsékletének további csökkenésével az $e - E$ párafeszültség kicsapódik harmat alakjában. Ezt a jelenséget általánosságban *sűrűsödésnek*, *kondenzációnak* nevezzük. A kondenzáció eredménye a harmat, dér, zúzmara (ha szilárd felületekre rakódik le), köd, felhő (ha a légtérben marad) és csapadék akkor, ha eső, hó vagy jég alakjában a magasból a felszínre esik.

A talajba jutó kondenzációs vízmennyiség jelentős érték, a légköri csapadékból származó vízmennyiség 1/5-e. A vízpára a talajban is a magasabb hőmérsékletű hely felől az alacsonyabb hőmérsékletű helyek felé vándorol. Ennek megfelelően téli időszakban, amikor a felszín közeli talajréteg a hidegebb, alulról ebbe az irányba áramlik a pára, nyáron pedig felszín felől a mélyebb rétegek felé.

A levegő tényleges nedvességtartalmát közvetlen úton nehéz meghatározni. A közvetett mérés a termodinamikán alapuló, úgynevezett *pszichrométerrel* történik.

A mérés elve a párolgás okozta lehűlésen alapul. A párolgás nagyságát és a vele arányos lehűlést (hőelvonást) a levegő hőmérséklete, nedvességtartalma határozza meg. A két egyforma konstrukciójú és hőkapacitású hőmérő közül a baloldali a „száraz hőmérő”, a jobboldali a „nedves hőmérő”.



10. Ábra August-féle pszichrométer

A nedves hőmérő higanyömbjén egy pamut szívóharisnya van, melyet állandóan nedvesen kell tartani. A nedves hőmérő higanyömbjének burkolatán lévő víz annál gyorsabban párolog el, minél szárazabb a körülötte lévő levegő. A párolgáshoz szükséges hőmennyiséget a párologó víz a nedves hőmérő higanyömbjétől vonja el. Ezért a nedves hőmérő ugyanazon időben mindig kisebb értéket mutat, mint a száraz. (Kivéve a telítettség állapotát, amikor nincs párolgás.)

A két hőmérőn történt leolvasásból tapasztalati képlet segítségével határozható meg a levegő relatív nedvességtartalma:

$$e = E_n - 0,6 \cdot (t_{sz} - t_n), \text{ ahol}$$

e - a levegő relatív nedvességtartalma,

E_n - a nedves levegő telítettségi nedvességtartalma,

t_{sz} - a száraz levegő hőmérséklete,

t_n - a nedves levegő hőmérséklete.

A relatív nedvességtartalom mérése közvetlenül, úgy nevezett *higrométerrel* történhet. Ezt a módszert nevezik „hajszálas nedvességmérőnek” is. A műszer lényege, egy zsírtalanított hajszál, ami a relatív nedvesség növekedésekor megnyúlik, csökkenésekor összehúzódik. A hajszál hosszváltozását áttétellel mozgatott mutató jelzi egy hitelesített skála előtt.

1. 2.1. VÍZFELÜLETEK PÁROLGÁSA

A vízfelületek párolgása fizikai párolgás, a vízfelületről kilépő molekulák légnemű halmazállapotban jutnak a légtérbe.

A vízben azonos hőmérsékleten is más-más az egyes molekulák mozgása. A legnagyobb sebességű molekulák kilépnek a légtérbe, ugyanekkor (a légköri párányomástól függően) a vízfelület felé is történik molekulaáramlás a légtérből.

Ha a légtér felé történő molekulaáramlás nagyobb a visszaáramlásnál, akkor *párolgásról* beszélünk. Ha fordított a helyzet, akkor *kondenzációról*.

Mivel párolgáskor a legnagyobb sebességű (hőmérsékletű) molekulák távoznak, a visszamaradó víz hőmérséklete csökken.

A vízfelület párolgását befolyásolja:

- a *telítettségi hiány* (D) /a maximális párolgás nappal, a minimális éjszaka van /, és
- a *szél* hatása / a szélcsendhez viszonyítva, a $3 \frac{m}{s}$ sebességű szél hatására két-háromszorosára emelkedhet a párolgás/.

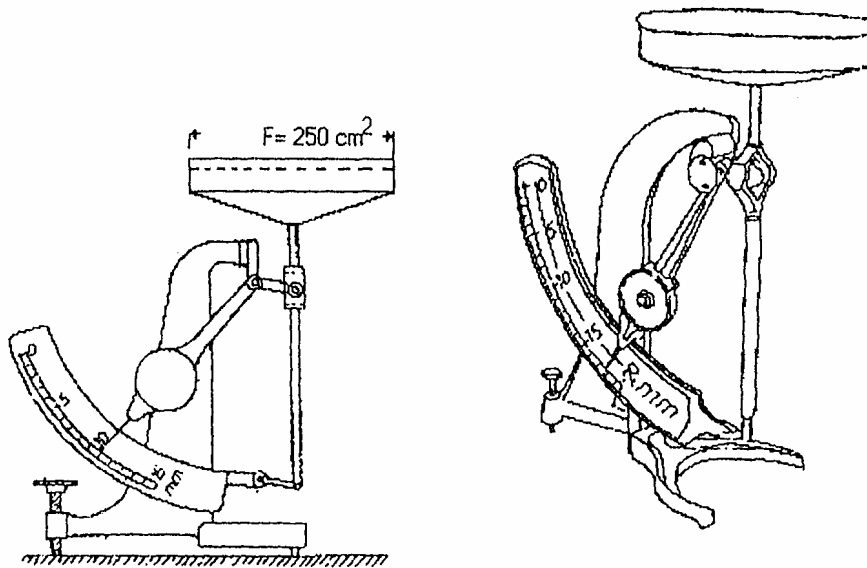
A párolgás nagyságának meghatározása történhet párolgásmérő műszerekkel vagy tapasztalati képletek felhasználásával.

2.1.1. Párolgásmérő műszerek

- Wild-féle párolgásmérő: egy párologtató edénnyel ellátott érzékeny mérleg, amelyen az elpárologtatott víz mennyiségét a tizedmilliméter beosztású skálán egy mutató segítségével olvashatjuk le. Minthogy a veszteséget mérjük, a skála beosztásának az iránya fordított, azaz feltöltött állapotban mutat nullát. A párologtató felület nagysága 250 cm^2 és mintegy 4,5-5,5 dl víz van benne feltöltött állapotban. A feltöltéshez desztillált vizet vagy esővizet használnak, mert az egyéb vizekben lévő ásványi anyagok a párolgás során hamar lerakódnak a párolgásmérőben.

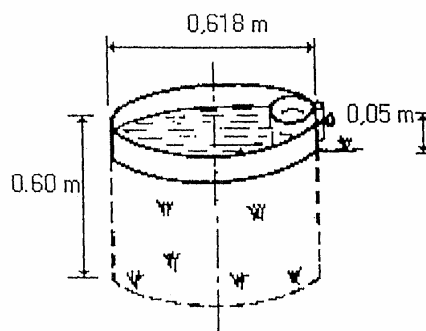
A műszert naponta kétszer olvassák le reggel 7 és este 19 órakor. A nappali időszak párolgása általában 2-4-szerese is lehet az éjszakainak.

A berendezés kis mérete (felülete) és térfogata miatt a kapott eredmény a természetes vízrendszerekkel nem hozható numerikus kapcsolatba.



11. Ábra Wild-féle párolgásmérő

- A párolgásmérő kádak az 1950-es évek óta használatosak világszerte és Magyarországon is. A mérés során a nagyfelületű párolgásmérő kádak vízszint változását mérik. A párolgásmérő kádaknak több fajtája létezik. Magyarországon a nemzetközi eredményekkel való összhang biztosítása érdekében a vízrajzi szolgálat legtöbb hidrometeorológiai állomásán a GGI 3000-es jelű, 3000 cm^2 felületű földbe süllyesztett változatot üzemelteti.



12. Ábra GGI-3000-es párolgásmérő kád

A párolgásmérő kád felülete $0,3 \text{ m}^2$ (3000 cm^2) és 65 cm mélységű, amelyből 60 cm a földbesüllyesztett rész. Így mintegy 5 cm perem nyúlik a talajfelszín fölé. A 0-pont 60 cm-re van a fenéktől. Az elpárolgott vízmennyiség mérése 0,1 mm pontossággal történik. Az elpárolgott vizet időnként pótolni kell oly módon, hogy a fix pontot mindig kellő víz réteg (legalább 8-10 mm) takarja. A töltővizet pontosan kell mérni, hogy mindig tudjuk a víznívó állását a 0-pont felett a feltöltés idején. A kapott eredményből a vízháztartási mérleget felírva meghatározhatjuk a párolgás nagyságát. A kád környezetében hullott csapadékot, mint felöltővizet kell figyelembe venni. A leolvasás ideje reggel 7 és este 19 óra.

2.1.2. Párolgás meghatározása tapasztalati képletekkel

- A vízfelület-párolgás becslése a sokévi átlagértékek felhasználásával készített szintvonalas térkép segítségével történhet /13/a.ábra/. Az egyes szintvonalak a párolgás értékét (P) adják mm/év dimenzióban. A térkép elsősorban síkvidékre és alacsonyabb dombvidékre alkalmazható. Magasabb domb- és hegyvidéken elhelyezkedő szabad vízfelületek esetén grafikont használhatunk /13/b.ábra/. A grafikonról a magasság függvényében a párolgás közvetlenül leolvasható.

Abban az esetben, ha az érintett vízfelület növényzettel benőtt, az alábbiakat kell figyelembe venni:

- A víz felületén fekvő növényzet esetén a párolgás egyenlőnek vehető a szabad vízfelület párolgásával.
- A víz fölé magasan nyúló növényzet esetén a növényzet és a víz együttes párolgásának nyári félévi összege 1,5-2,0-szerese is lehet a szabad vízfelület nyári párolgásösszegének.
- A téli félévben a szabad és a növényzettel benőtt vízfelületek párolgása közötti különbség gyakorlatilag elhanyagolható.

- Párolgászámítás Meyer-féle tapasztalati képlettel a tényleges havi párolgás meghatározására alkalmas. A képlet a meteorológiai tényezők felhasználásával tényleges vízfelület-párolgási értékek meghatározását teszi lehetővé.

$$P = a \cdot D(1 + b \cdot w) \left[\frac{\text{mm}}{\text{hónap}} \right], \text{ ahol}$$

D - a telítettségi hiány értéke $\left[\frac{g}{m^3} \right]$,

a - a diffúziós párolgás tényezője,

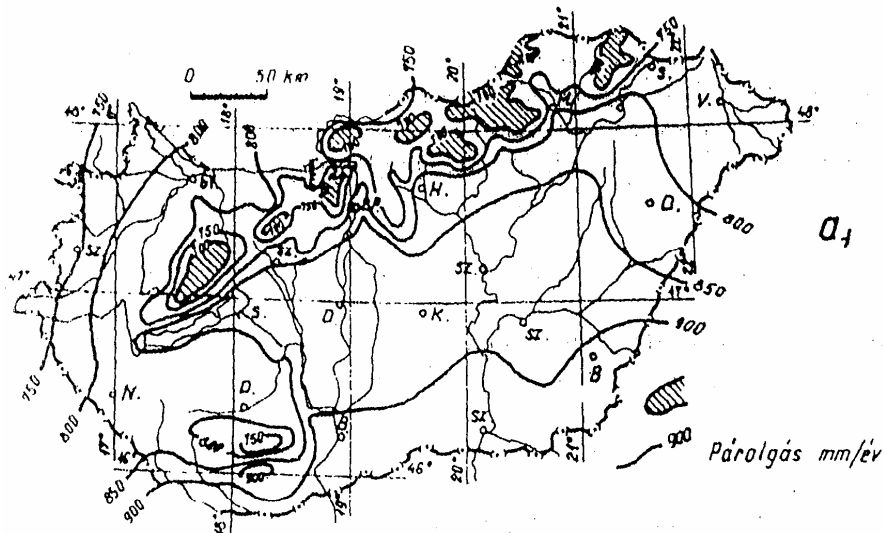
b - a szél okozta párolgás tényezője,

w - a szél sebessége $\left[\frac{m}{s} \right]$.

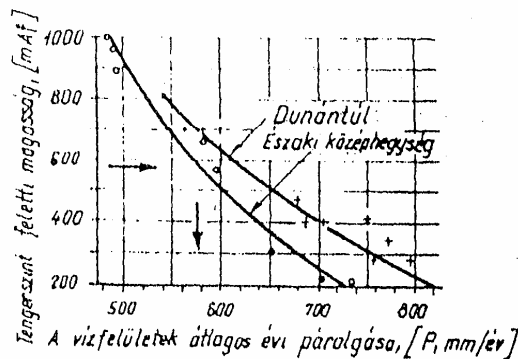
A diffúziós párolgás tényezője egy napra vonatkoztatva $a = 0,39$; havi számítás esetén $a = 11,0$.

A szél okozta párolgás tényezője ugyanezen esetekben $b = 0,31$ illetve $b = 0,2$.

A párolgási folyamatok gyakorlati szempontból történő elemzésére a tározók méretezések során, a tározók párolgási veszteségeinek a számításánál kerül sor.



ÉVI PÁROLGÁS DOMB- ÉS HEGYVIDÉKEN

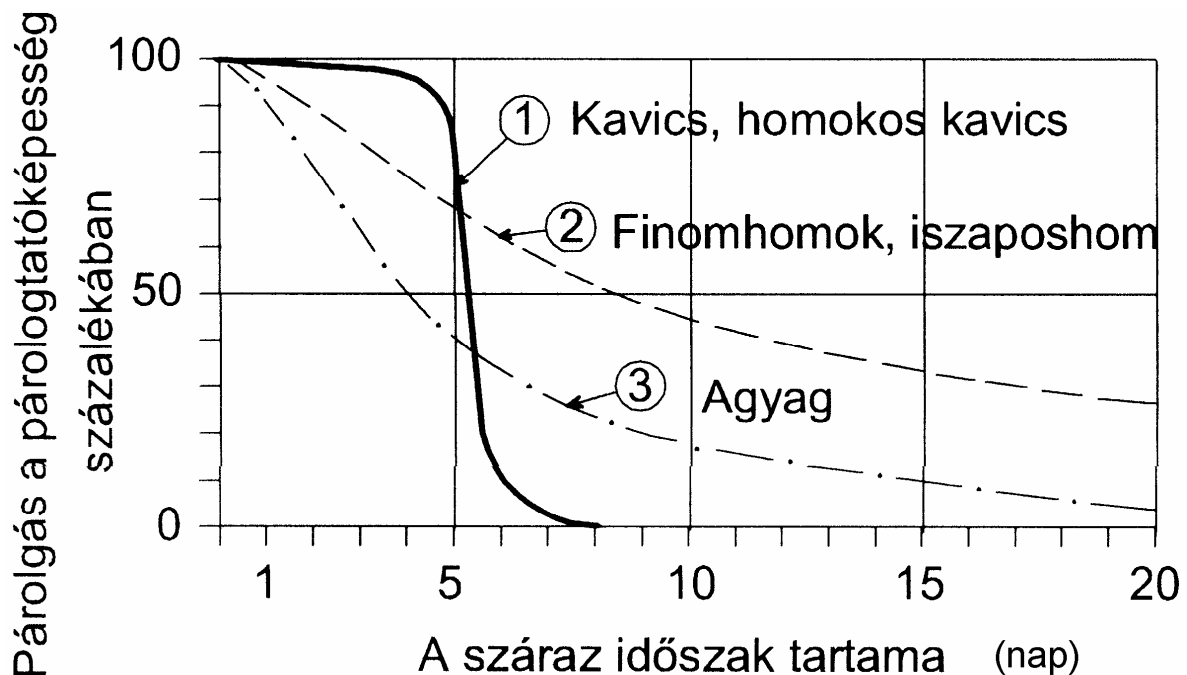


13. Ábra A párolgás sokévi átlagértéke Magyarországon.

2.2. A TALAJ PÁROLGÁSA

Bonyolultabb folyamat, mint a vízfelület párolgása, hiszen gyökérrel átszőtt talaj-víz-levegő háromfázisú talajréteget vizsgálunk. Ezért a következő tényezők szerepét kell vizsgálni.

- *A növénytakarónak* kettős szerepe van, hó esetén jelentős nedvesség visszatartás jellemzi, de ugyanakkor a levelek a párolgó felületet növelik.
- *A talajviszonyok* szerepe a beszivárgás szempontjából jelentős. A vízzáró talajra a kicsi beszivárgás, nagy lefolyás és a nagy párolgás jellemzi. A szemcsés talaj a csapadékot könnyen befogadja, és bőven párologtat, amíg van vízkészlete. A kötött talajra a lassú kiegyenlített vízleadás jellemzi. Az átázott talajfelszín több vizet párologtat el, mint egy sekély mélységű tó (15.ábra).
- *A talaj hőmérséklete* is fontos tényező. A száraz, meleg talajfelszínre hulló rövid, kis intenzitású csapadék nagy része elpárolog.
- *A hótartalék* nagy mennyiségű lefolyást ad, a párolgás nem jelentős.



14. Ábra Különböző talajok párolgató képessége

2.3. A TALAJ- ÉS NÖVÉNYZET PÁROLGÁSA

A növényi párolgás élettani folyamat. A felszíni párolgás 60-80 % a növényeken keresztül történik. A növények párolgásának 90-95 % a nappali időszakra esik.

A szárazföld és a növények párolgását együttesen evapotranszpirációnak nevezzük.

A párolgás nagysága függ:

- a növénytakaró típusától, korától;
- a talaj összetételétől, hőmérsékletétől, fizikai-mechanikai összetételétől, nedvességtartalmától, a talaj kémiai összetételétől, hőháztartási viszonyaitól s a talajművelés jellegétől,
- a csapadékoktól,
- a széljártástól.

Egy adott terület éghajlati adottságai befolyásolják, hogy van-e elegendő vízkészlet a párologtatáshoz. A lehetséges párolgás (P_0) és a csapadék (C_s) viszonyszámával, az úgynevezett ariditási tényezővel $r = \frac{P_0}{C_s}$ jellemezhetjük az éghajlatot. Ha $r > 1$, akkor száraz (arid) az éghajlat; ha $r < 1$, akkor nedves az éghajlat.

A növényzet fejlődésének kezdeti szakaszán több vizet párologtat el, mint a beérés, illetve az elszáradás időszakában. Ha a hőmérséklet 1°C alatt van, akkor a növényzet alig párologtat. A növény által felhasznált vízmennyiség s a növényi szárazanyagmennyiség közötti viszony, az úgynevezett *transzspirációs tényező* nagysága szántóföldi és konyhakerti kultúrák esetén 275-800 közötti.

3. CSAPADÉK

Csapadéknak nevezzük a levegőben levő vízpárának cseppfolyós vagy szilárd halmazállapotban való kicsapódását.

3.1. A CSAPADÉK KÉPZŐDÉSE

Ha a Föld felszín hőmérséklete a harmatpont alá süllyed, a földfelszínre harmat formájában kicsapódik a környező levegő páratartalmának többlete. Amennyiben a lehűlés a földközélen történik, köd képződik; amennyiben pedig a nagyobb magasságban lévő levegő tömegek hűlnek le e harmatpont alatti hőmérsékletre, akkor megindul a felhőképződés.

Ha a párával telített levegő hőmérséklete csökken, a levegő párával telítetté válik. Ekkor a relatív páratartalom akár a 100%-os értéket is meghaladhatja. A telítettséghez szükséges vízmennyiség jelenlétekor a hőmérséklet csökkenés hatására a pára kicsapódva, kondenzálódva cseppfolyóssá alakul.

A csapadék hullás előfeltétele a felhősödés, de köztudott, hogy sokszor a felhőkből nem hullik csapadék. A csapadék képződés előfeltételeként jelentkező kicsapódás, azaz felhőképződés után egy második feltételt biztosító folyamat kialakulására is szükség van.

A csapadék képződés második üteme a csapadékképző magok körüli cseppképződés folyamata. Az esetek 90%-ban a cseppképző magok jégkristályok, 9%-ban porszemcsék, és 1%-ban a tenger felett lévő ionok. Ezek körül a csapadékképző magok körül képződnek a mikroszkopikus vízcseppek, melyek sokasága alkotja a felhőket.

A *gomolyfelhők (cumulusok)* a földfelszín mentén előrehaladó hideg légtömeg hatására keletkeznek, mivel a hideg levegő felszállásra kényszeríti az előtte lévő melegebb légtömeget. A gomolyfelhőket a csekély vízszintes és a jelentős függőleges irányú méret jellemzi.

A meleg levegőnek a hideg levegőrétegre való ferde felsiklása nyomán keletkeznek az úgynevezett *rétegfelhők (stratus)*, amelyeket kis függőleges s nagy vízszintes méret jellemez.

A *csapadékfelhők (nimbostratus)* sötét, ólomszínű felhők, s a belőlük hullott csapadék miatt körvonaluk elmosódó és néha apró, sötétszínű foszlányok úsznak alattuk. Az 5000 m-nél magasabb légrétegben keletkező finom, rostos, fátyolszerű felhők jégtűkből állnak, s ezeket *jégtűfelhőknek (cirrus)* nevezzük.

A felhőzet mennyiségének meghatározása szabad szemmel, becsléssel történik. Az égbolt borultságát 0-10-ig terjedő fokban fejezzük ki attól függően, hogy az égbolt hány tizedrészét borítja felhő. Nullával (0) jelöljük a teljesen felhőtlen, 10-el a teljesen borult égboltot. A felhőtakaró vastagságára vonatkozó észlelési adatot (vékony, közepes, vastag) 0, 1, 2 számjegyekkel jelezzük, s a borultságot jelző szám mellé kitevőnek írjuk. Például, 5² jelentése: félig borult ég, vastag felhőkkel.

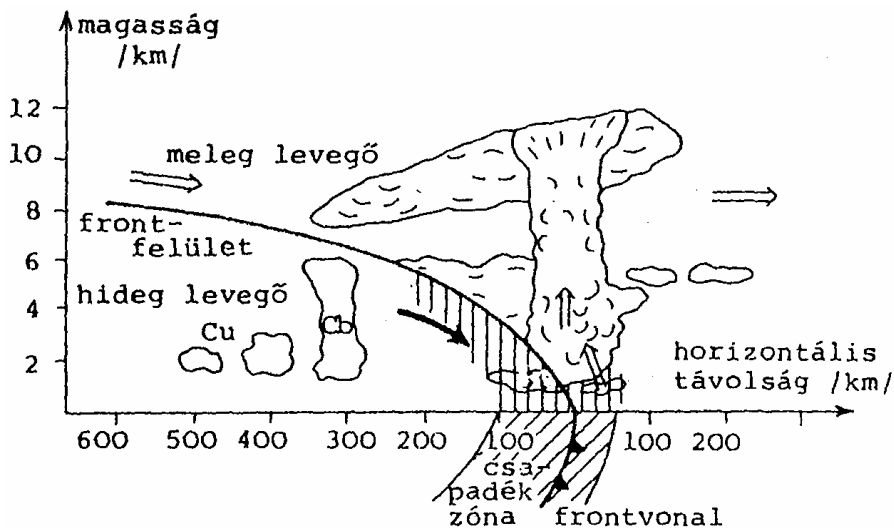
A csapadék keletkezéséhez tehát az alábbi három, egymástól nehezen elkülöníthető jelenség egymás utáni bekövetkezése szükséges:

- A kondenzációhoz szükséges termodinamikai állapot (harmatpont) elérése, ami rendszerint a lehűlés révén következik be.
- A víz halmazállapot-változása, tehát vízpárából folyadék (mikroszkopikus nagyságú vízcseppek) és jégtűk keletkezése.
- A vízcseppek és jégkristályok növekedése olyan mértékig, hogy azok a nehézségi erő hatása alatt a felszálló légáramlat felhajtóerejével szemben is lehullhatnak.

3.2. A CSAPADÉKOT KIVÁLTÓ LÉGKÖRI FRONTOK

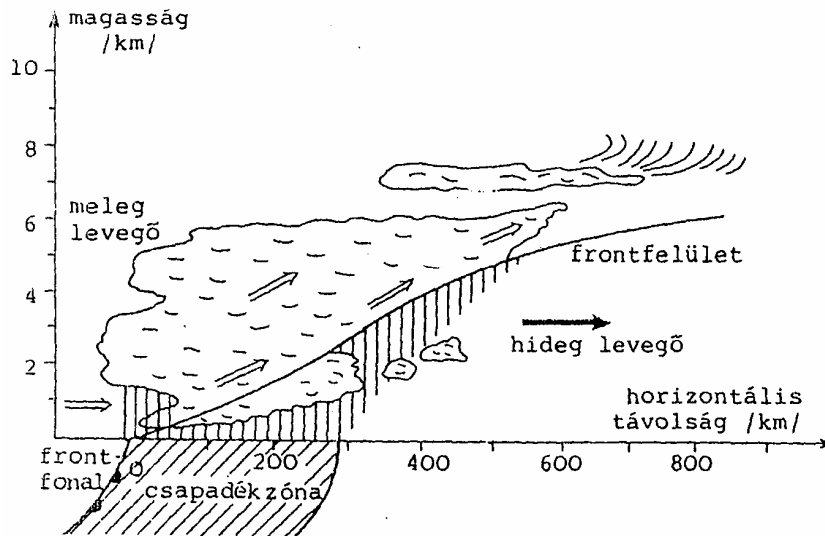
A mérsékelt égöv csapadékainak előidézői, a ciklonok mozgatta hideg- és melegfrontok.

A sarki eredetű levegő tömegek *hidegfrontja* nagy energiataralommal, nagy tömegű hideg levegő gyors mozgásával, jelentős kinetikai energiával tör be a viszonylag meleg levegővel borított területre. A hideg fronttal érkező nagyobb sűrűségű hideg levegő a Föld felszínén tör előre a kisebb sűrűségű viszonylag melegebb levegő alá, föllökve azt a betörő hideg levegő szintje fölé. A meleg levegő ilyenkor nagy magasságban a harmatpontra, vagy az alá hűl le. Az előre haladó front mentén igen heves záporok, zivatarok jégverések alakulnak ki. A hideg frontok sokszor földrészünk nagy részén vonulnak végig és a kiváltott záporok akár egész Európát végig söpörhetik, de egyszerre csak a front pillanatnyi helyzetének megfelelő sávban, kis kiterjedésű gócpontok körül van heves zápor, zivatar /15.ábra/.



15. Ábra A hidegfront

A *melegfronttal* érkező, a földfelszínt borító levegőnél melegebb, ritkább levegő a hidegebb és sűrűbb levegőre felsiklik. Ez a folyamat nem olyan heves, mint a hidegfront betörése, de egyszerre nagyobb, széles sávot érint. Az érkező melegfront, vagy más néven fölsikló front viszonylag lassan, ferde sík mentén emelkedő légtömegei fokozatosan hűlnek le, érik el előbb a harmatpontot, azaz a felhőképződés állapotát. A magasra fölsiklott, fagypont alá hűlő levegőben keletkező jégtűk körül kialakuló cseppek a viszonylag lassan emelkedő levegőből hamar kihullanak. Így igen nagy területek fölött, viszonylag kis méretű cseppekből álló, és a hidegfrontok záporaihoz képest kis intenzitású esőzések alakulnak ki /16.ábra/.



16. Ábra A melegfront

3.3. A CSAPADÉKOK FAJTÁI

A légköri csapadékokat osztályozhatjuk nagyság (napi, havi, évi átlag), intenzitás, időszakonkénti változékonyság és halmazállapot szerint. Ezek alapján a csapadék típusát és hevedését a cseppek átmérőjével és halmazállapotával jellemezzük.

A 0,5 mm-nél kisebb cseppekből álló csapadékot *permetező esőnek*, illetve *ködszitalásnak* nevezzük. A *csendes eső* cseppeinek átmérője 0,5-1,0 mm közötti. A tulajdonképpeni *esők* cseppeinek átmérője 0,5-5,0 mm közötti, ennél nagyobb átmérők csak *heves záporok* esetén fordulnak elő. A záporos szélősége esetére a *felhőszakadás*, mely általában csak kis területre korlátozódik. A villámlással és mennydörgéssel kísért csapadékot *zivatar*nak nevezzük. Amikor túlhűlt, s a földön nyomban megfagyó esőcseppek hullanak, akkor *ónos esőről* beszélünk. A szilárd csapadék lehet hatszögletű rendszerben kristályosodott pelyhek alakjában hulló *hó*, vagy apró, puha jégzemekből álló úgynevezett *szemcsés hó*, amelyet nagyobb, gömbölyű alakú jégzemcsék esetén *hódarának* neveznek. Ha a jégtűk nagysága 2-5 mm közötti, akkor *jégdaráról*, ha 5 mm-nél nagyobb, akkor *jégesőről* beszélünk.

3.4. A CSAPADÉK MENNYISÉGI JELLEMZŐI

3.4.1. A csapadék rétegvastagsága (csapadékmagasság)

A földfelszínre hullott csapadéknak a legegyszerűbben mérhető és a csapadék jellemzésére is a legjobban használható mutatója a lehullott csapadék mennyiségének megfelelő, a földfelszín vízszintes vetületét elborító vízréteg mm-ben kifejezett

vízoszlop magassága. Ez az érték annyira jól jellemzi a vízháztartási számítások legfontosabb tényezőjét, és egyben a párolgásnak is a legjobb mértékszám, hogy a vízháztartási alapegyenletekben a többi tényezőt is erre az egységre érdemes átszámítani.

A csapadék magasságot egész- és tizedmilliméterekben mérjük. A csapadékmérés pontossága $0,1\text{mm}$. A mm-ben kifejezett csapadék, 1m^2 területen milliméterenként 1 liter vizet jelent. A csapadékmérés eredményéből tehát megállapítható, bizonyos terület a csapadékhulláskor mennyi vizet kapott. Jele: $h[\text{mm}]$.

A hó vastagságát egész cm-ben határozzák meg. A gyakorlatban 1 cm-es friss hó megfelel a körülbelül 1 mm-es csapadékmennyiségnek. Ez az érték igen erősen függ a hó összetételétől, víztartalmától.

3.4.2. A csapadékesés időtartama

Szintén jellemző adat a csapadékesés időtartama is. Jele: $T[h, \text{ vagy } \text{min}, \text{ vagy } \text{sec}]$.

3.4.3. A csapadék intenzitása

A csapadék hevedésének vagy intenzitásának az időegység alatt lehullott, mm-ben kifejezett rétegvastagság értékét nevezzük, vagyis $i = \frac{h}{T} \left[\frac{\text{mm}}{\text{h}}, \text{ vagy } \frac{\text{mm}}{\text{min}}, \text{ vagy } \frac{\text{mm}}{\text{sec}} \right]$.

3.4.4. A csapadékvíz térfogata

Egy F területű területre hullott csapadékvíz térfogatát az alábbiak szerint számíthatjuk.

$$V = h \cdot F = i \cdot T \cdot F \left[\text{m}^3 \right]$$

3.4.5. A csapadékhozam

Az időegységre eső csapadéktérfogatot (vízmennyiséget) csapadékhozamnak nevezzük.

$$Q = \frac{V}{T} = \frac{h \cdot F}{T} = \frac{i \cdot F \cdot T}{T} = i \cdot F \left[\frac{\text{m}^3}{\text{sec}} \right]$$

3.4.6. A fajlagos csapadékhozam

Az egységnyi területre eső csapadékhozamot fajlagos csapadékhozamnak nevezzük.

$q = \frac{Q}{F} = \frac{i \cdot F}{F} = i \left[\frac{l}{\text{sec, ha}}, \text{ vagy } \frac{m^3}{\text{sec, ha}}, \text{ vagy } \frac{m^3}{\text{sec, km}^2} \right]$, tehát a fajlagos csapadékhozam nem más, mint az intenzitás más dimenzióban.

3.4.7. A csapadékösszegző vonal (esőkarakterisztika)

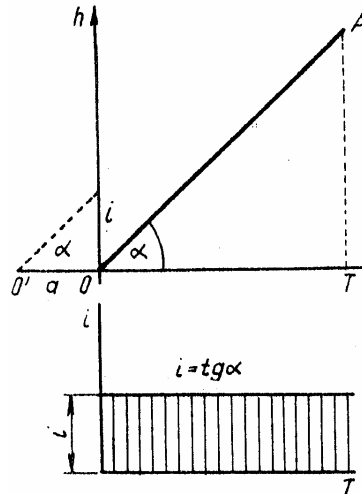
Az eső időbeli eloszlása nem egyenletes, ezért csak pillanatnyi értékével jellemezhetjük:

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (t < T \text{ esetén})$$

A t időpontig leesett csapadékmagasság integrálással számítható:

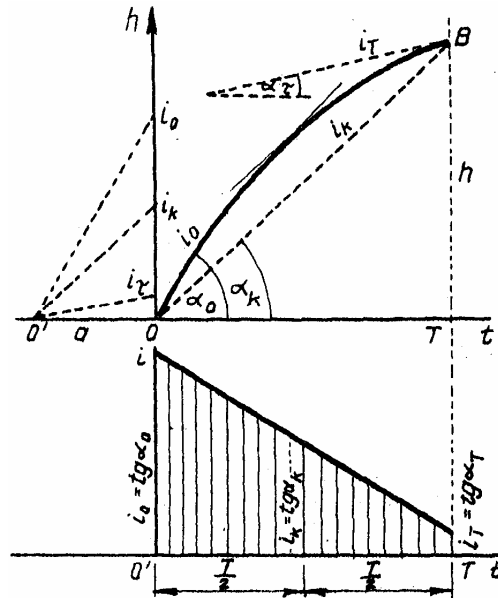
$$h = \int_0^t i dt$$

Egyenletes esőnél az esőre jellemző csapadékösszegző vonal (esőkarakterisztika) a h - T koordináta rendszer kezdőpontjából kiinduló egyenes vonallal ábrázolható. Ekkor az intenzitás is állandó, azaz az intenzitásvonal az abszcissa tengellyel párhuzamos egyenes /17.ábra/.



17. Ábra Csapadékmagasság-időtartam kapcsolata egyenletes esőnél

Egyenletesen csökkenő intenzitású eső intenzitás vonala jobb felé lejtő egyenes vonal, az esőkarakterisztika pedig felülről domború parabola ív /18.ábra/.



18. Ábra Csapadékmagasság-időtartam kapcsolata egyenletesen változó (csökkenő) esőnél

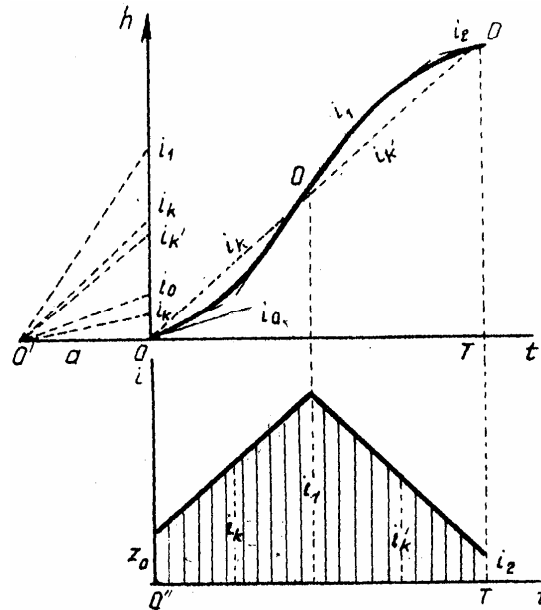
Ha az egységnyi csapadékmagasságnak (mm) megfelelő hosszúságot ugyanannyira választjuk, mint az időegységnek (óra, perc) megfelelő hosszúságot, akkor az esőkarakterisztika bármely pontjához tartozó érintő iránytangense, a pont abszcisszája által megadott időpontban érvényes intenzitással egyenlő, azaz $\operatorname{tg}\alpha_0 = i_0$, $\operatorname{tg}\alpha_T = i_T$.

Az átlagos (közepes) intenzitás $i_k = \frac{h}{T} = \operatorname{tg}\alpha_k$.

Az i_0 , i_T , és i_k intenzitások közötti összefüggés: $i_k = \frac{i_0 + i_T}{2}$.

Ha az x tengely 1 cm hosszú darabjának t_0 , az y tengely 1 cm hosszú darabjának viszont h_0 csapadékmagasság felel meg, akkor az esőkarakterisztika érintőinek iránytangensei s az intenzitás közötti összefüggés: $i = \frac{h_0}{t_0} \cdot \operatorname{tg}\alpha = a \cdot \operatorname{tg}\alpha$.

Az esőkarakterisztika abszcisszatengelyére felvéve az a egységet, az így kapott pontból a karakterisztika érintőivel párhuzamosokat rajzolva, azok az ordinátatengelyről az intenzitások mérőhosszait metszik ki a csapadékmagasság egységében.



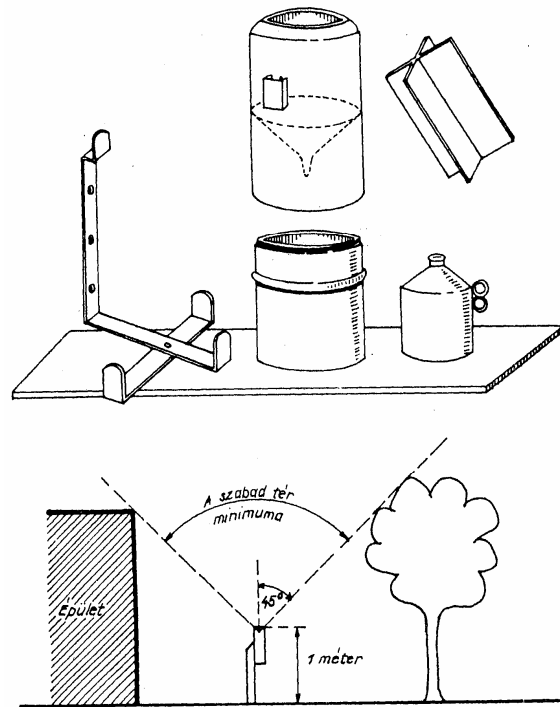
19. Ábra Csapadékmagasság és időtartam kapcsolata valóságos (átlagos) esőnél

A 19.ábrán olyan eső intenzitásvonalát és esőkarakterisztikáját látjuk, amelynek intenzitása eleinte egyenletesen növekedett, majd egyenletesen csökkent. A *valóságos esők karakterisztikái* egyenes és íves szakaszok sorozatából állnak. A csapadékmérések adatsorai azt mutatják, hogy a hosszú idejű esők intenzitása az eső időtartamának növekedésével csökken, azaz a nagy esők csapadékmagassága nem nő időtartamukkal arányosan.

3.5. A CSAPADÉK MÉRÉSE

3.5.1. A folyékony halmazállapotú csapadék mérése

Magyarországon 1966 óta egységesen a Hellmann-rendszerű kettősfalú alumínium csapadékmérő használatos. A csapadékmérőt szabad helyen kell felállítani azért, hogy a csapadék minden irányból akadálytalanul juthasson a felfogóedénybe. A tereptárgyaktól azok magasságával egyenlő távolságra kell elhelyezni és biztosítani kell, hogy a csapadék körkörösén még 45° -os szög alatt is szabadon hullhasson a csapadékmérőbe. A legfontosabb követelmény, hogy a műszer felső, esztergált alumínium gyűrűjének éle a talajtól számított 1 méter magasságban, pontosan vízszintesen legyen / 20.ábra/.



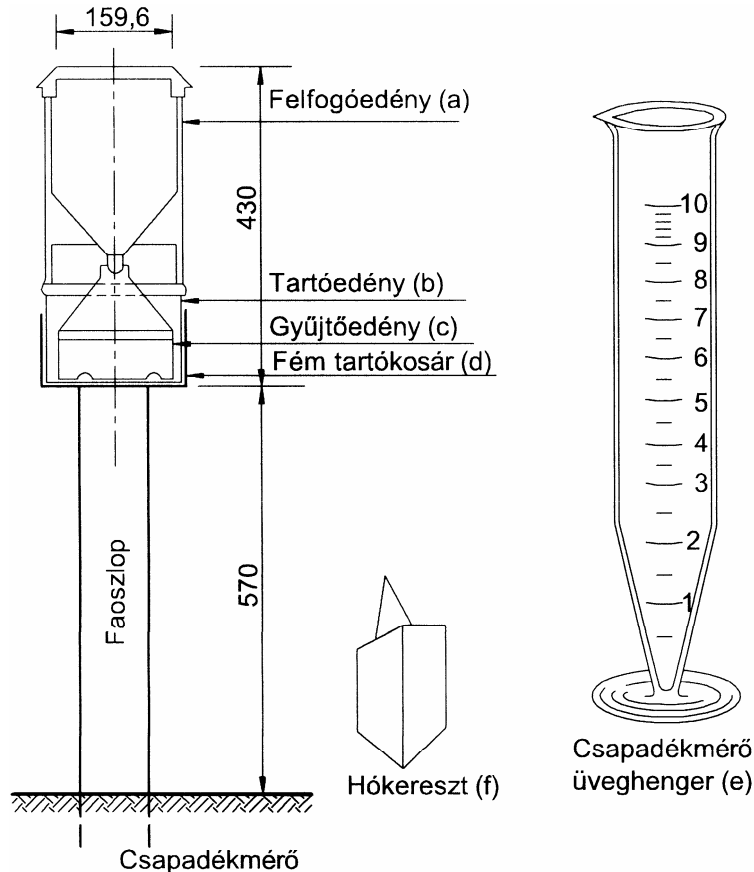
20. Ábra A csapadékmérő szerkezete és elhelyezése

A Hellmann-rendszerű csapadékmérő fő részeit a 21.ábra szemlélteti.

A *felfogóedény (a)* külső része a köpeny, ezen belül helyezkedik el a tölcser. E két részt a gyűrű tartja össze. A köpeny és a tölcser alkotja a kettős falat. Mindkettő préselt, eloxált alumíniumból készült. A tölcser lejtőszöge 45° , amely biztosítja a gyors bevezetést a gyűjtőpalackba, valamint a szilárd csapadék (hó, jég) megőrzését, amíg az olvasztás és mérés megtörténik, de párolgás csökkentő szerepe is van. A gyűrű felül élesre esztergályozott kör alakú alumínium karika $159,6\text{ mm}$ átmérővel, így a felfogó felülete $1/50\text{ m}^2$, vagyis 200 cm^2 .

A *tartóedény (b)*, ami a gyűjtőpalackot is magába foglalja, ugyancsak eloxált alumíniumból, préseléssel készült és szükség esetén gyűjtőedényként is szerepelhet (amikor a gyűjtőpalack térfogatát meghaladó csapadék esik egy nap alatt). A kettősfalúsága és a világos színe a fényvisszaverést, a felmelegedés gátlását és ezzel a párolgás csökkentését célozza.

A *gyűjtőedény (c)* a tölcserhez illeszkedő, 90 mm csapadék egyszeri befogadására alkalmas eloxált alumínium kanna. Több csapadék esetén 110 mm -nek megfelelő csapadék fér el a tartályban (200 mm csapadéknál több nálunk 24 óra alatt még nem fordult elő).



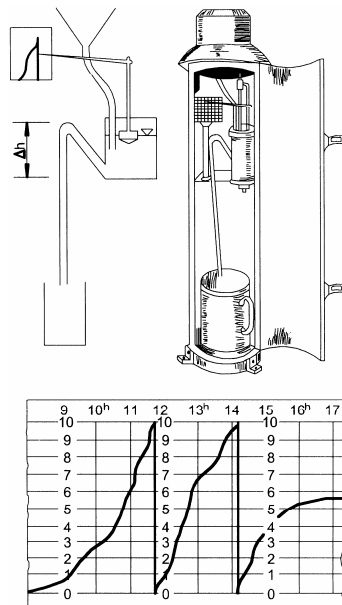
21. Ábra Hellmann-rendszerű csapadékmérő

A fém tartókosár (d) az esőmérőnek a faoszlopra való felszerelésére szolgál.

A mérőhenger (e) a felfogott csapadék közvetlen megmérésére szolgáló üveg, vagy műanyag henger. Oldalán bevésített vonalkák mutatják a csapadék mennyiségét, s a beosztás segítségével a csapadékot tizedmilliméter pontossággal lehet meghatározni. A mérőhengeren 10 mm-ig terjedő beosztás van. Ha a csapadék ennél több, többszöri méréssel kell a napi csapadékmennyiséget megállapítani. A mérőhengeren a feltüntetett mm körök jóval nagyobbak az 1 mm-nél, mert a mérőhenger keresztmetszete kisebb, mint a felfogóedényé, és ennél fogva a csapadékvíz a mérőhengerben annyiszor magasabban áll, mint ahányszor kisebb a mérőhenger keresztmetszete, a felfogóedény felső keresztmetszeténél. A hengernek pont az a célja, hogy a vízoszlop magasságát megnövelve, a tized mm is pontosan leolvasható legyen.

A hókeresztet (f) télen használják azzal a rendeltetéssel, hogy megakadályozza az összegyűlt hó kifúvását a felfogóedényből. Tavasszal el kell távolítani, mert a csapadék párolgását fokozza.

A csapadék hullás idejének és mennyiségének feljegyzésére szolgál a Hellmann-rendszerű úszós szifonos csapadékiró (más néven *ombrográf*) és papírszalagja /22.ábra/. A műszer elve, hogy a befolyó esővíz egy úszót tartalmazó hengerbe folyik s ez vezérli az úszót és az írókart $\Delta h = 10 \text{ mm}$ után az oldalt kinyúló cső szifonként önműködően ürít, s a toll újból a 0 vonaltól kezd írni.



22. Ábra Hellmann rendszerű úszós szifonos csapadékiró

3.5.2. A hóalakú csapadék mérése

A fagypont alatti hőmérsékleten kialakuló csapadék télen, amikor a talaj közeli légrétegek is negatív hőmérsékletűek, szilárd halmazállapotban, hó alakjában éri el a talajfelszínt. Tartós, fagypont alatti hőmérsékleten a lehullott hó, hótakaróként befedve a területet, jelentős vízmennyiségeket tárol a földfelszínen. E víztartalom meghatározásához ismerni kell a hó sűrűségét. Friss hó esetében $0,08 - 0,14 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$,

olvadásban lévő, tömörödött hó esetén $0,2 - 0,4 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$ értékeket vehetünk figyelembe. Ez

a tárolt hó mennyiség tavasszal elolvadva, elsősorban síkvidéki területek, alacsony dombvidékek lefolyásain okoz elöntéseket, illetve jelentősebb felszíni lefolyást. A lefolyás különösen akkor nagy, ha a hó a korábbi esők által átnedvesedett, majd a hóhullást megelőző időszak hidegében több deciméteres mélységig átfagyott talajra hullott.

A hóalakú csapadék megmérésére a szokványos csapadékmérőket használják oly módon, hogy a csapadékmérő hengerében, a tölcser felett felhalmozódott havat, a reggeli észleléskor, szobahőmérsékleten kiolvasztva mérik meg. Ehhez a csapadékmérő állomásokat két csapadékmérő edénnyel kell felszerelni, hogy a kiolvasztás folyamata alatt is működjön az állomás. A hó alakjában hulló csapadék mennyiségének szokványos csapadékmérőkkel való mérését, a szélfúvás teszi bizonytalanná. Az edény felszíne fölött a szél hatására kialakuló légörvények a mérési adatokat torzíthatják. A mérések megbízhatóságának fokozására az edényeket szélvédő gallérokkal szerelhetik fel. A hótakaró vastagságát naponta, reggel 7-kor mérik cm-es léccel, és aznapi csapadéknak jegyzik be az értéket.

3.6. A CSAPADÉKMAXIMUM FÜGGVÉNY

Mérnöki létesítmények tervezésekor ismerni kell a méretezés alapjául szolgáló mértékadó vízhozamot, valamint az azt eredményező mértékadó csapadék nagyságát.

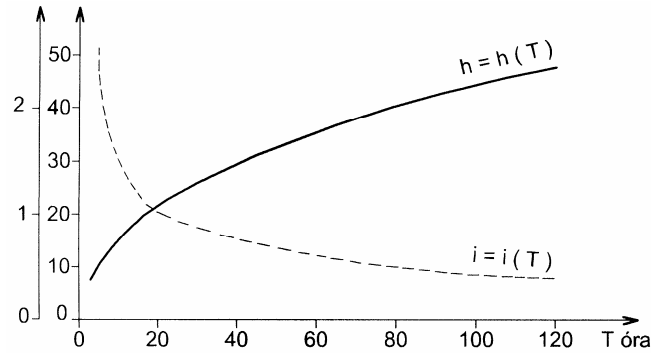
A csapadékviszonyokat a mérőállomások sokévi adatai alapján csapadék idősorok feldolgozásával jellemezhetjük, mégpedig úgy, hogy a feldolgozás módját az elérendő cél szolgálatába állítjuk. A különböző vízepítési műtárgyak, csatornák, átereszek, zsilipek, gátak méretezését gazdaságosan és biztonságosan csak a feljegyzett csapadékmagasságokból elvégezni nem lehet. Ismernünk kell még a csapadék előfordulási gyakoriságát és mértékadó intenzitását.

A kutatók régi törekvése volt, hogy a mértékadó csapadékindenzitás megállapításánál a vidék éghajlati adottságait is figyelembe vegyék. Ezt Montanari kezdeményezte először sikeresen. Montanari a csapadékmérési adatokat az eső időtartama szerint rendezte, majd az 5, 10, 15, 20, ...perces és 1, 2, ... órás időtartamú esők esetén előfordult legnagyobb csapadékmagasságok (h) és időtartamok (T) között a

$\lg h = \lg a + n \cdot \log T$ összefüggést állította fel.

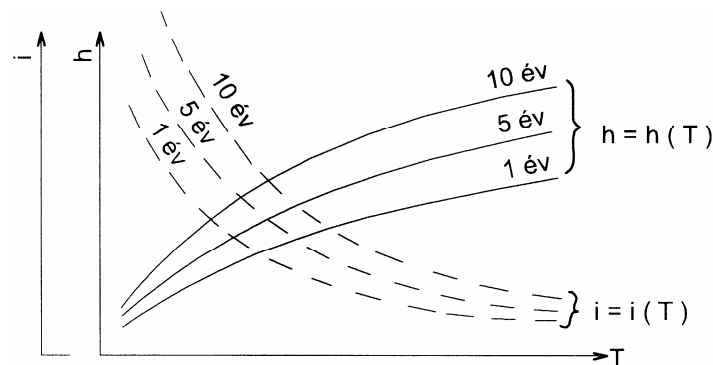
A $h = a \cdot T^n$ csapadékmaximum függvényben az a és n állandók a csapadékmérő állomás környezetének éghajlatától függenek.

A csapadékmaximum függvény állandó intenzitás feltételezésével az $i = \frac{h}{T} = a \cdot T^{n-1}$ formában is felírható, melyet a 23.ábrán szaggatott vonal ábrázol.



23. Ábra A csapadékmaximum függvény

A csapadékmaximum függvény a csapadékmagasság valószínűsíthető felső határa. Ha a függvény 100 éves idősor feldolgozásával készül, akkor előfordulási valószínűsége 1%. Gyakorlati célokra nemcsak a 100 éves idősor adatait, azaz az 1%-os valószínűségű értékeket használhatjuk, hanem az ennél kisebb, de gyakrabban előforduló, például 1, 2, 3, 5, 10 év gyakoriságú maximumokat is /24.ábra/.



24. Ábra 1, 5, és 10 év gyakoriságú csapadékmaximum függvények

Ezek a függvények általában olyan esetben használhatók méretezés alapjául, amikor nem követeljük meg a teljes biztonságot. Például egy kevésbé értékes külterületi legelő néhány napos elöntése többévenként egy-egy alkalommal kevesebb kárértéket ad, mint a teljes biztonságra (100 évben egyszer) tervezett műtárgy nagyobb beruházási költsége, és az alkalmazott kisebb biztonságot adó műtárgy beruházási költségének különbsége.

Az egyes területekre érvényes biztonság mértékét az érvényes szabványok rögzítik. Meg kell viszont jegyezni, hogy a természeti jelenségek előfordulásának törvényszerűségét semmiféle elméleti eloszlásfüggvénnyel nem lehet kritika nélkül modellezni, csak segédeszközként használhatók olyan mértékben, amennyiben konkrét tapasztalati adatoknak is megfelelnek.

4. LEFOLYÁS

4.1. A LEFOLYÁS ÁLTALÁNOS VIZSGÁLATA

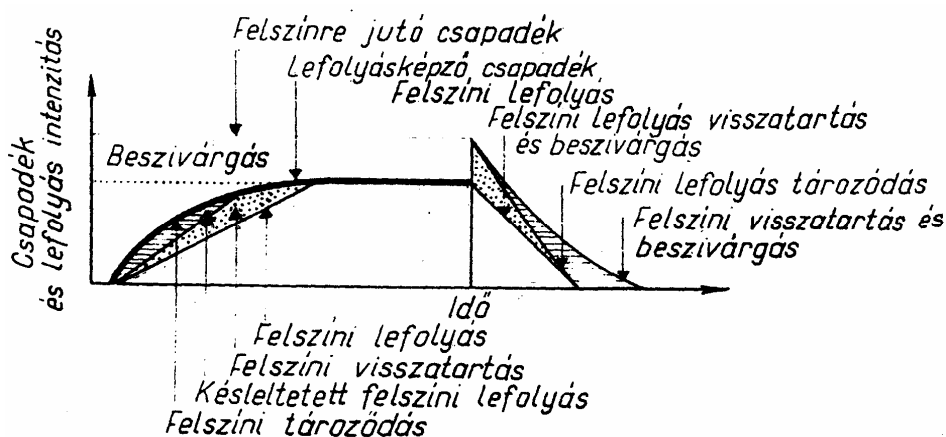
A víz földi körforgása során megállapítottuk, hogy a lehullott csapadék:

- egy része azonnal elpárolog,
- másik része beszivárog a talajba,
- harmadik részét a növényzet fogja fel (interszepeció),
- s a fennmaradó rész pedig a felszínen lefolyás formájában a mélypontok, völgyek felé vándorol.

Az összegyülekezés és lefolyás folyamata úgy megy végbe, hogy a lehulló csapadék egy részét a növényzet felfogja (*interszepeció*) és az onnan *elpárolog*. A csapadék felszínre jutó másik része a felszínről az összegyülekezés során ismét *visszapárolog*, a maradék része pedig *beszivárog*. Az ilyen módon redukált, felszíni lefolyásképző csapadék egy része a *felszín egyenetlenségeit* tölti fel, és ott *tározódik*. A már kialakult, lepelszerű felszíni lefolyásban résztvevő víz egy része a súrlódás folytán *időlegesen tározódik, és késleltetve kerül lefolyásra*. A felszíni lefolyás számítása szempontjából tehát fontos a beszivárgási hányad leválasztása /25.ábra/.

Fentiekből következik, hogy egy adott területet vizsgálva a csapadék (C_s) nagysága mindig nagyobb a lefolyásénál (L), azaz $C_s > L$.

E két tényező hányadosa az úgynevezett *lefolyási tényezőt* (α) adja, ami megmutatja, hogy a lehullott csapadék hányadrésze folyik le $\left(\alpha = \frac{L}{C_s}\right)$.



25. Ábra A lefolyásképző csapadékhányad összetevői

A lefolyási tényező nagyságát a *nagyobb vízgyűjtő* területeken befolyásolja:

- az éghajlat,
- a domborzati viszonyok, és
- a geológiai körülmények;

kisebb vízgyűjtő területeken pedig:

- a növényzet fajtája,
- a növényzet jelleg,
- a terep esésviszonyai, és
- a talajok áteresztőképessége.

Amikor a *teljes lefolyást* vizsgáljuk, meg kell különböztetni a *felszíni és a felszín alatti lefolyást*. A felszíni lefolyás az esőből és a hóolvadásból adódik, a felszín alatti lefolyás pedig a talajvizekből / 26.ábra/.



26. Ábra A felszíni és felszín alatti lefolyás kialakulása

4.1.1. Felszín alatti lefolyás

A különböző felszín alatti szinteken található vizek részben a csapadékvizek beszivárgásának, részben a nagy mélységekben végbemenő kondenzáció eredményeként keletkeznek. Nagy mélységekben, a sivatagi zónákban is található talajvíz a vízpára mélységi kondenzációja következtében.

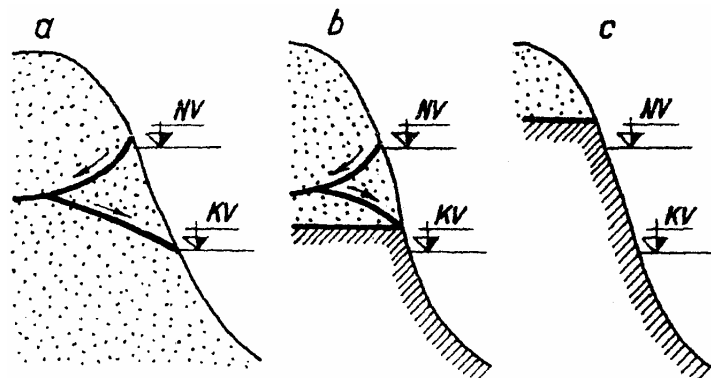
A felszíni és felszín alatti vizek vízvásztói az esetek többségében nem esnek egybe. A vízvásztó helyzetét a folyóvölgy vízgyűjtőjét határoló hegyek, dombok gerincvonalai jelölik ki. A gerincvonalától jobbra és balra eső lejtők az esésvonalaiknak megfelelő völgyek felé vezetnek a lehulló csapadékvizeket. A vízvásztók kijelölése a rétegvonalas térképek vizsgálatával, a terület geológiai viszonyainak elemzésével és az ezt követő helyszíni bejáráson történik. Igen gyakran a geometriai és geológiai-hidrológiai vízvásztó nem esik egybe, ezért a kijelölésnél erre mindig gondolni kell /27.ábra/.



27. Ábra Felszíni és felszín alatti vízvásztók

A felszín közeli talajvizek alatt gyakran vízzáró réteg található. A vízzáró réteg feletti, talajvízzel telt réteget víztartórétegnek nevezzük. A talajvízszint általában nem vízszintes, s ennek megfelelően a talajvíz a lejtés irányába mozog. Helyenként a nyereg alakú mélységi geológiai képződményekben a talajvíz összegyülekezésének helyén, mélységi talajvíztavak képződnek.

A folyami eróziós bázis által feltárt talaj- vagy rétegvizek igen gyakran hidrológiai kapcsolatban vannak a felszíni vízfolyásokkal, állóvizekkel, és közöttük állandó vízcsere áll fenn. A folyók talajvizek által való táplálása állandó, gyakorlatilag egész éven át tartó folyamat. A talajvíztáplálás mennyiségi mutatói szabályos változást mutatnak, s azok mindig a talajvízállás és folyami vízállás függvényei. A talajvíz és a vízfolyás kapcsolata szempontjából megkülönböztetünk a vízfolyással *állandó*, és *időszakos kapcsolatban* lévő, valamint a vízfolyástól *elzárt* talajvizeket /28.ábra/.



28. Ábra Talaj- és folyóvizek kapcsolata

A vízfolyással *állandó kapcsolatban* álló vizek esetén (28/a.ábra) árvizek, nagyvizek idején a folyó vízállása általában a talajvízszintnél magasabb. Ekkor a part felé intenzív szivárgás indul meg. A beszivárgott vízkészlet a tavaszi árvizek szintjét is csökkentheti. A folyó vízállásának csökkenésével a szivárgás megfordul s a talajvízszint is, csökken. *Időszakos kapcsolat* esetén (28/b.ábra) a be- és kitáplálás

mennyisége és időtartama is csökken. Ez a vízgyűjtő geológiai, meteorológiai viszonyaitól függően alakul. A vízfolyástól *elzárt* talajvizek esetén (28/c.ábra) a talajvízszint alakulása független a folyó vízjárásától, azaz bizonyos fáziskéséssel a felszíni lefolyás alakulását követi.

Egyes kivételes esetekben a talajvíz hozzáfolyás mennyisége eléri a vízhozam 80 %-át, azonban általában 10-40 % között változik. A Tisza vízhozamát vizsgálva például egy adott évben, a teljes vízszállítás 53 %-át a felszíni, a maradék 47 %-ot pedig a felszín alatti lefolyás, hozzáfolyás adta. Ez az arány a külső körülményektől függően évenként változhat.

A talajvíz hozzáfolyás meghatározására általános formában a vízháztartási mérleg használható. Egy vízfolyás elegendő hosszúságú szakaszára, kisvízhozamok idejére az alábbiak szerint számítható a hozzáfolyás mennyisége:

$$Q_t = Q_a - Q_f \text{ ahol,}$$

Q_t - a *talajvízből* származó vízhozam,

Q_a , és Q_f - a vízfolyás kiválasztott szakaszainak *alsó* és *felső* végén mért vízhozamok.

A Duna magyarországi szakaszán a folyó medre közvetlen összeköttetésben áll a Duna mentén elhelyezkedő, talajvizet tároló vízvezetőrétegekkel. A Duna a felső szakaszán (1850-1910 f.km között) függőmederben folyik, és még alacsony vízállásoknál is 8-10 km szélességig táplálja a nagyvastagságú kavicsrétegben elhelyezkedő talajvizet. A többi szakaszon a Dunának beágyazott középvízi és kisvízi medre van, és csak árhullámoknál szivárog víz a partmenti sáv talajvizébe, mintegy 1-3 km távolságig.

A folyó néhány száz méteres parti sávjában levő talajvíz követi a folyó vízállásának változásait. A külső zónájában (a közvetett folyóhatás zónájában) már csak több árhullám összegzett eredményeként halmozódott talajvízállás emelkedés, illetve alacsony vízállás idején a talajvíz elszívása tapasztalható. A parti tározódás mennyiségét, valamint a vízkészlet változását úgy határozzák meg, hogy a folyóra merőleges szelvényeken talajvíz-megfigyelő kutakat helyeznek el. A kutakban a vízszintet hosszú időn át rendszeresen, háromnaponként mérik. A kapott értékek alapján, a keresztshelvényhez tartozó 1 km szélességű sávra köbtartalom számítást végeznek.

4.1.2. Felszíni lefolyás

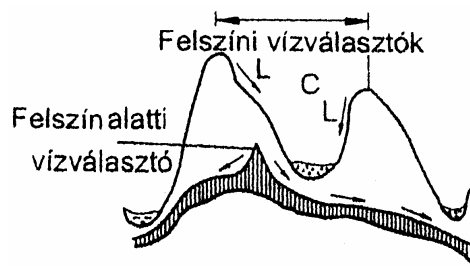
Természetes körülmények között a geológiai és domborzat viszonyok változatossága, a felszín egyenetlenségei, a talaj változó vízáteresztő képessége, a különböző növényzet miatt nehéz pontosan meghatározni a lefolyás nagyságát, ezért közelítő eljárásokra vagyunk utalva.

4.1.2.1. Egyidejű lefolyásvonalak módszere

Az egyidejű lefolyásvonalak módszere abból indul ki, hogy egy vízgyűjtőterületnek a vizsgált szelvényhez közelebb eső területrészei előbb, a távolabb lévők pedig később szállítják a rájuk hullott csapadékokból lefolyó vizeket /29.ábra/. A vizsgált szelvényben másodpercenként átfolyó vízmennyiség az egyidejűleg odaérkező vizekből tevődik össze. Egy adott F vízgyűjtő területről az i intenzitású csapadék hatására a felszínen lefolyó vízhozam a területre jellemző $\bar{\alpha}$ lefolyási tényező mellett az alábbiak szerint számítható:

$$Q = \bar{\alpha} \cdot i \cdot F$$

Az *vízgyűjtő terület* (F) felméréssel vagy térképről méréssel meghatározható. A vízgyűjtőterület vízválasztókkal határolt olyan terület, amelyre a lehullott csapadékvíz felszíni lefolyás formájában, a vizsgált legalsó szelvényben gyűlik össze, vagy halad át /29.ábra/.



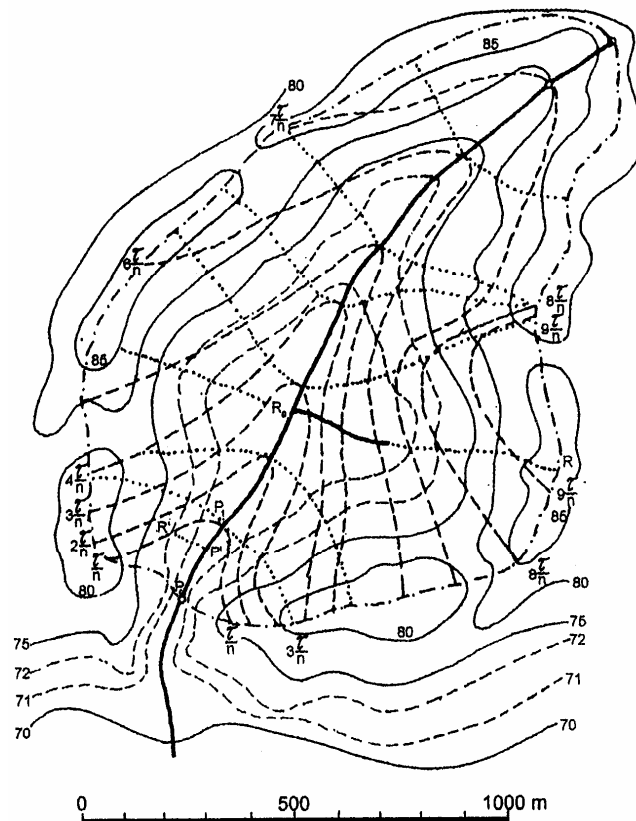
29. Ábra Felszíni vízválasztók

A vízgyűjtők felszíni lefolyására érvényes *lefolyási tényezőket* (α) az úgynevezett „Kenessey-féle” táblázatból lehet kiválasztani. Ha egy vízgyűjtőterületen belül a lefolyás szempontjából változó körülmények (növényzet, lejtés, talajfajta, burkolat) találhatóak, akkor a befolyásoló tényezők eltérő jellege szerint részterületekre kell osztani az adott területet. E felosztás után ki kell számítani a terület szerint súlyozott, átlagos lefolyási tényezőt:

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i \cdot F_i}{\sum_{i=1}^n F_i} \text{ ahol,}$$

α_i - a rész-vízgyűjtőterületekhez tartozó lefolyási tényező,

F_i - a rész vízgyűjtő területek nagysága [ha vagy km²].



30. Ábra Terepvázlat az egyidejű lefolyásvonalak módszeréhez

Az összegyülekezés időbeli lefolyásának vizsgálatához, meg kell határozni a lefolyás sebességét, azaz az *összegyülekezéshez szükséges időt* (τ). A folyamat fizikai jelensége az alábbi: - A kezdeti időszakban lefolyás nincs, a száraz felületek nedvesednek, felületi beszivárgás történik.

- A hézagok telítődnek, a felszíni formációk átmedvesednek, a beszivárgás kisebb sebességű, mint az érkező csapadék. Megindul a felszíni lefolyás.

- A víz vékony lepelben mozog, majd lejtőirányban erek képződnek. A völgyfenéken az eróziós medrekben időszakos vagy állandó mederbelti mozgás alakul ki.

A vízgyűjtőterületen belül egy legtávolabbi pontról érkező vízrészecske útját kell követni a vizsgált keresztmetszetig, ez a lefolyás ideje. Ennek a hidrológiailag legtávolabbról érkező vízrészecskének a lefolyási idejét tekintjük az összegyülekezési időnek és τ -val jelöljük.

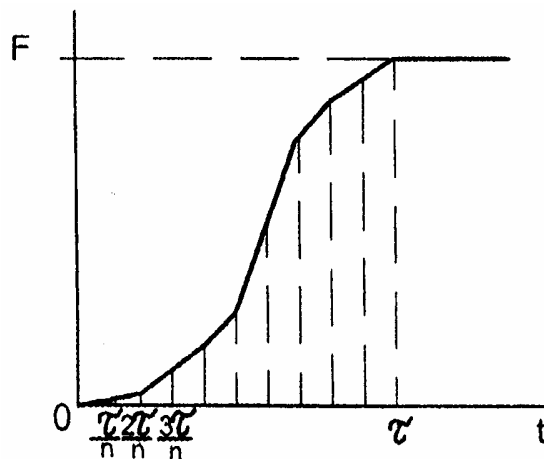
Egyidejű lefolyásvonalakon azt a vonalsereget értjük, melynek minden vonalához meghatározott, azonos lefolyási idő tartozik. Vagyis a vonal minden pontjáról azonos

idő alatt érkeznek, az onnan kiinduló vizek a vizsgált szelvényhez /lásd 30.ábrán a rövid szaggatottból vonalakat/.

A vizsgált keresztmetszethez (P_0) $\frac{\tau}{n}$ idő alatt a $\frac{\tau}{n}$ egyidejű lefolyásvonallal lehatárolt F_1 részterületről érkezik a víz. Ugyanígy $\frac{2\tau}{n}, \frac{3\tau}{n}$... lefolyásvonalak által határolt F_2, F_3 ... területekről $\frac{2\tau}{n}, \frac{3\tau}{n}$... idő alatt érkezik a víz a P_0 pontba.

Ha a $\tau-F$ értékpárt koordináta rendszerben ábrázoljuk, akkor szemléletes képet kapunk a rész-vízgyűjtők időbeli bekapcsolódásáról a vízszállításba /31.ábra/.

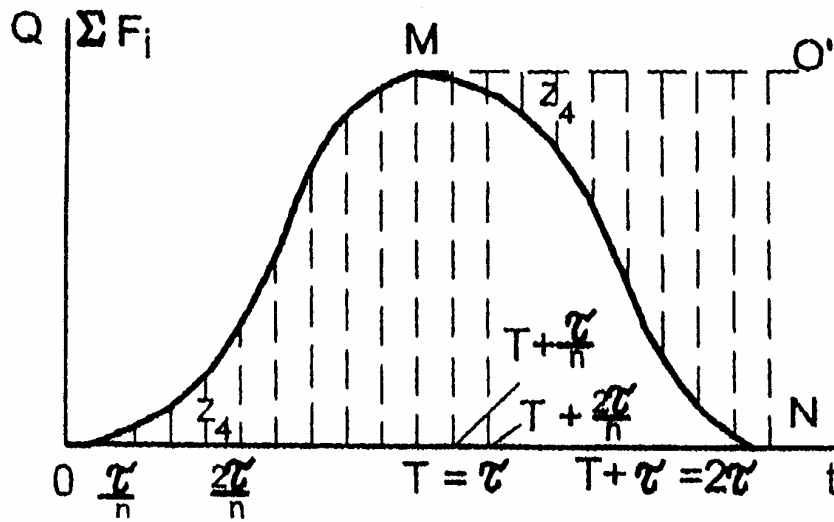
Az ábra megadja, hogy egy adott időpontban a vízgyűjtőterület mekkora részéről érkezett le a víz a vizsgált keresztmetszvényhez. Ezt a völgy vízgyűjtő jelleggörbéjének vagy vízgyűjtő karakterisztikájának nevezzük.



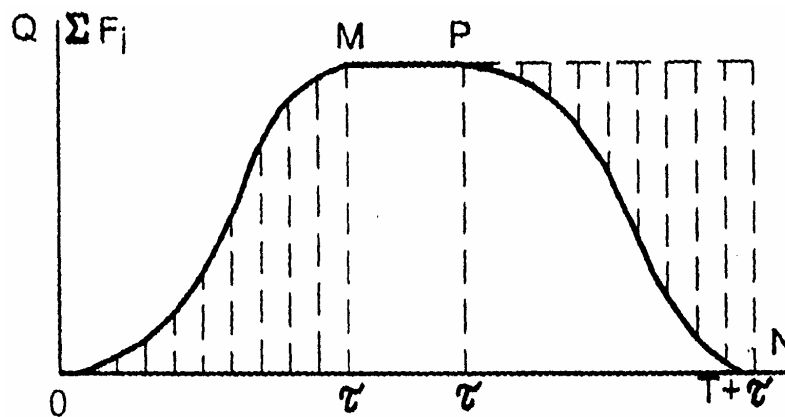
31. Ábra Részvízgyűjtők bekapcsolódása a vízszállításba

A különböző időtartamú (T) esők összegyülekezési folyamata a következő lehet:

- ha $T=\tau$, akkor az eső megszűnésének pillanatában az egész vízgyűjtő szállítja a vizet, és az eső megszűnte után (M pont) a részterületek sorra kilépnek a vízszállításból, a $\tau+T$ időpontban a vízszállítás megszűnik / 32.ábra/;
- ha $T>\tau$, akkor a részterületek ki- és bekapcsolódása az előző esethez hasonló, de a $T-\tau$ időtartam alatt ($M-P$ szakasz) az egész terület szállítja a vizet / 33.ábra/;

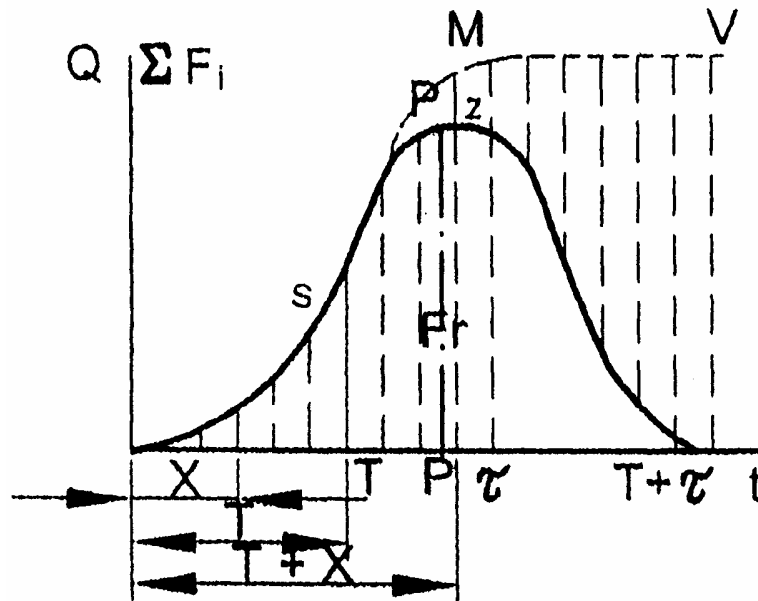


32. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T = \tau$ esetben



33. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T > \tau$ esetben

- ha $T < \tau$, akkor a teljes vízgyűjtőterület egy pillanatra sem kapcsolódik be, mert T időpontban (P pont) eláll az eső, és a $T + \frac{\tau}{n}$ -ben már megkezdődik a részterületek kikapcsolódása. A vízszállításba csak egy redukált vízgyűjtőterület (F_r) kapcsolódik be. Ezt a jelenséget *késleltetésnek* nevezzük /34.ábra/.



34. Ábra A vízgyűjtőkarakterisztika $T < \tau$ esetben

Mértékadóan a $T = \tau$ esetet tekintjük, amikor az intenzitás, a csapadék időtartamának növekedésével együtt csökken. A legnagyobb vízhozamot (Q) a rövidebb időtartamú, de nagyobb intenzitású (i) $T = \tau$ időtartamú esők szolgáltatják.

4.1.2.2. Lefolyási térképek

Nagyobb vízgyűjtőterületek, kis vízfolyások mértékadó vízhozamának meghatározására használatosak az úgynevezett lefolyási térképek. Ezek olyan kidolgozott segédletek, amelyek figyelembe veszik egy-egy terület éghajlati, domborzati és geológiai adottságát.

Magyarországon az úgynevezett „Csermák-féle” eljárás és lefolyási térkép használatos. Ha a vízgyűjtőterület nagysága:

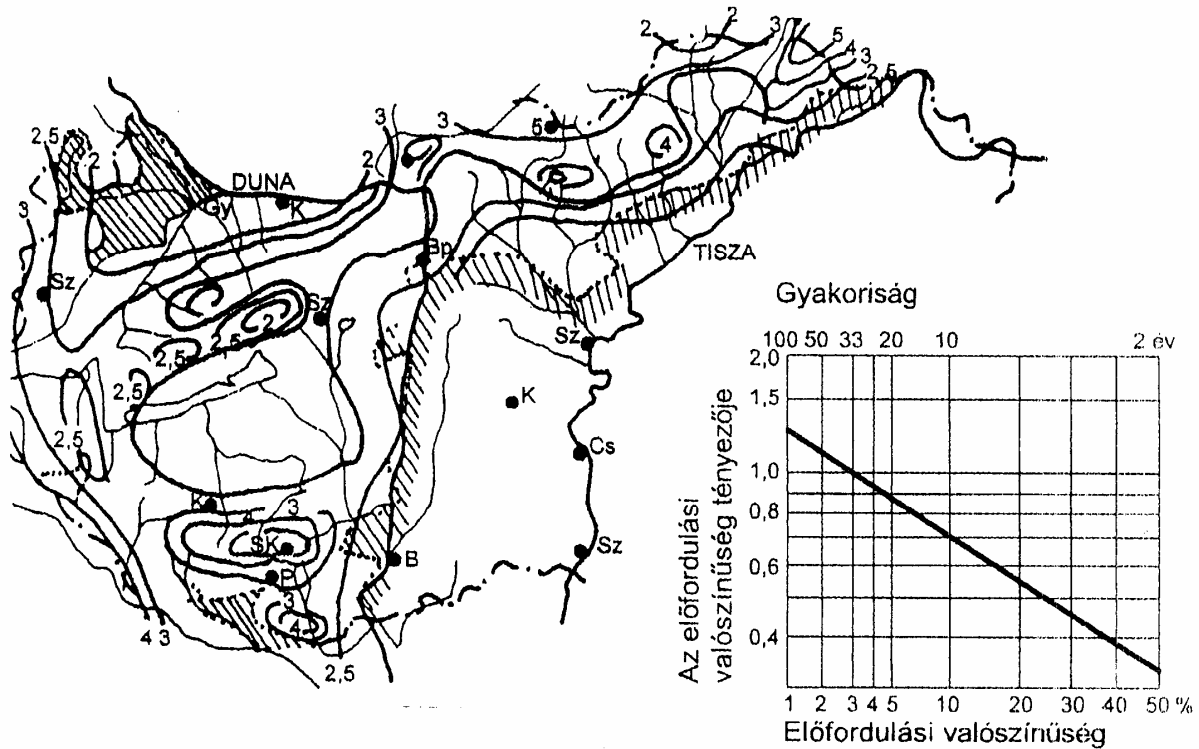
- $1-4 \text{ km}^2$, akkor $Q = P \cdot B \cdot F$, ha
- $4-8 \text{ km}^2$, akkor $Q = P \cdot B \cdot F^{\frac{3}{4}}$, ha
- $8-15 \text{ km}^2$, akkor $Q = P \cdot B \cdot F^{\frac{2}{3}}$, ha
- 15 km^2 -nél nagyobb, akkor $Q = P \cdot B \cdot F^{\frac{1}{2}}$, ahol

P - a csapadék előfordulási valószínűsége,

B - a „Csermák-féle” térképről levehető érték, ami a lefolyás viszonyokat tükrözi,

F - a vízgyűjtőterület nagysága km^2 -ben.

A 35. ábrán lévő térképről olvasható le B értéke, a mellette lévő segédgrafikonról pedig P értéke.



35. Ábra Csermák-féle lefolyási térkép

4.1.2.3. Egység árhullámkép módszer

Nagyobb, állandó vízfolyások vízhozamának meghatározására alkalmas ez a módszer, amely törekszik a vízgyűjtő lefolyási viszonyainak viszonylag szélesebb körű figyelembe vételére.

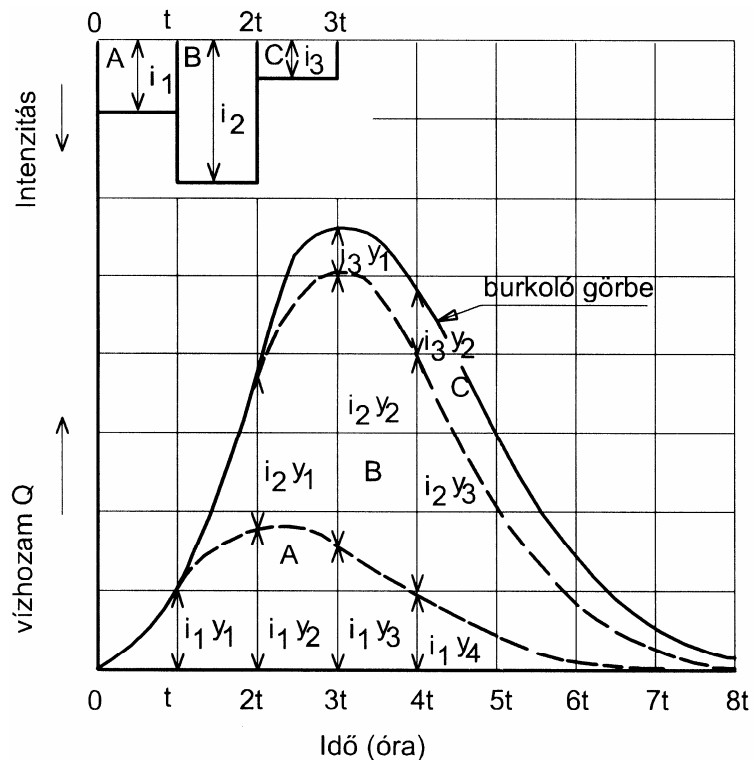
Egység árhullámképnek nevezzük azt a lefolyási árhullámot, amely a vízgyűjtő teljes felületén egyenletesen eloszló (1 cm vastagságú) egységnyi vízréteg lefolyásának eredményeként keletkezik egy meghatározott időtartam alatt.

Az eljárás alapelvei:

1. adott vízgyűjtő esetén az *azonos időtartamú* felszíni lefolyást képző *esőkből származó árhullámok* (adott szelvényig mért) *átfolyási* (levonulási) *időtartamai* (a csapadék intenzitásától függetlenül) közel *azonosak*;
2. adott vízgyűjtő esetén, az *azonos időtartamú* felszíni lefolyást képző *esőkből származó árhullámok pillanatnyi vízhozamokat* kifejező *ordinátáinak* nagyságai közvetlenül *arányosak* a lefolyásra kerülő *vízmennyiség nagyságával* (lefolyási rétegvastagsággal);
3. adott vízgyűjtő esetén egy meghatározott esőből kialakuló árhullám időbeni változása (az árhullám alakja) *független a megelőző esőktől*.

A gyakorlatban az eljárás a következő: a meglévő adatsorból ki kell választani néhány olyan egységnyi időtartamú, lehetőleg egynapos esőből származó árhullámot, amit néhány csapadékmentes nap követet. Az egységnyi időnek, az összegyülekezési idő negyedrésznél kisebbnek kell lennie.

Hosszabb időtartamú esők egység árhullámképének meghatározását mutatja be a 36.ábra.



36. Ábra Eredő egység árhullámkép szerkesztése

Az ábrázolt intenzitás (i_1, i_2, i_3) értékekkel jellemzett csapadék időtartama háromszorosa a vízgyűjtőterület egységnyi esőidőtartamának. A tényleges esőt három különálló t időtartamra bontjuk. A felszíni lefolyás görbéje az ezen elemi esőkhöz tartozó görbék összegzéseként kapható.

A ábra szerinti egységnyi árhullámkép ordinátái $y_1, y_2, y_3, y_4, \dots$ a $t, 2t, 3t, 4t \dots$ időpontokban.

Az *első* elemi záporhoz tartozó árhullámkép ordinátái: $i_1 \cdot y_1, i_1 \cdot y_2, i_1 \cdot y_3, i_1 \cdot y_4 \dots$;

a *második* elemi záporhoz tartozó árhullámkép ordinátái: $i_2 \cdot y_1, i_2 \cdot y_2, i_2 \cdot y_3, i_2 \cdot y_4 \dots$;

a *harmadik* zápor esetén is hasonlóan írható fel: $i_3 \cdot y_1, i_3 \cdot y_2, i_3 \cdot y_3, i_3 \cdot y_4 \dots$.

Az eredő egység árhullámképet úgy kapjuk meg, hogy a rész árhullámképet egymásra helyezük oly módon, hogy az egyes árhullámképek kezdőpontja egybeessék az okozó zápor kezdetével.

Ha az eredő egység árhullámkép $t, 2t, 3t, 4t \dots$ időértékeihez tartozó ordinátái $Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 \dots$ vízhozamot adják, akkor e vízhozamok az alábbiak szerint állíthatók elő:

$$Q_1 = i_1 \cdot y_1$$

$$Q_2 = i_1 \cdot y_2 + i_2 \cdot y_1$$

$$Q_3 = i_1 \cdot y_3 + i_2 \cdot y_2 + i_3 \cdot y_1$$

$$Q_4 = i_1 \cdot y_4 + i_2 \cdot y_3 + i_3 \cdot y_2$$

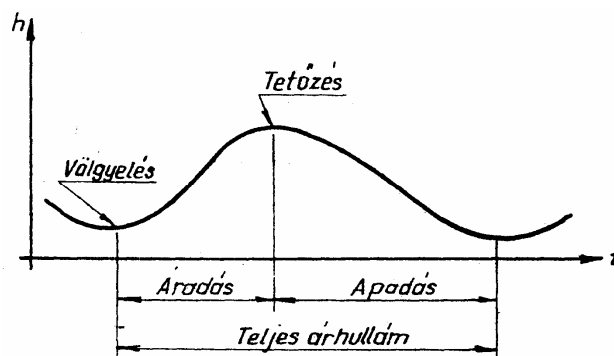
$Q_5 = \dots$ a lineáris egyenletrendszerben.

A $Q_1, Q_2, Q_3, Q_4 \dots$ vízhozamok és az azt kiváltó $i_1, i_2, i_3, i_4 \dots$ intenzitások ismeretében az $y_1, y_2, y_3, y_4 \dots$ kiszámítható és az egység árhullámkép ordinátái megszerkeszthetők.

Az így kapott vízhozamgrafikon alakja (az egység árhullámkép) a vízgyűjtő átlagos 1,0 cm vízrétegű lefolyásából származó árhullámnak felel meg.

4.1.2.4. Árhullámok vizsgálata

Ha egy folyó vízgyűjtő területén jelentős mennyiségű csapadék hullik, vagy hirtelen nagy mennyiségű hóolvadás kezdődik akkor *áradás*, következik be. Az áradás *tetőzése*kor a folyó elér egy legmagasabb vízszintet, majd a vízutánpótlás csökkenése után apadni kezd, és elér egy alsó mélypontot. Ez az állapot a *völgyelés*. A természetes vízfolyások ilyen árhullámok sorozatából állnak /37.ábra/. A vízmércén leolvasva a vízállást, megállapítható, hogy néha hosszabb időszakon keresztül alig változik a vízállás, ilyenkor a víz *stagnál*.



37. Ábra Az egyedi árhullám jellemzői

A hosszú vízállás megfigyelési idősorokból megállapították, hogy az *árhullámok bekövetkezésének időpontja, nagysága, tartóssága* egy-egy folyóra, annyira jellemző, hogy a folyó összetett egyéni jellemvonásának tekintjük, és a *folyó vízjárásának* nevezzük.

Áradáskor nagyobb, apadásnál kisebb a vízszint esése. Tetőzésnél a vízszintesítés közel a fenékeséssel azonos. Az árhullám elejének nagyobb a sebessége, mint a további részeknek, a nagyobb vízszintesítés következtében. Ezért az árhullám lefelé haladva meghosszabbodik, s így a magassága csökken. Az árhullámok egymást utol is érhetik, s ilyenkor hatásuk összegeződik, és árvíz keletkezik.

4.1.2.5. Vízfolyások árvizei és a csapadék fajták

A vízépítőmérnöki gyakorlat szempontjából az egyik legjelentősebb vízjárási jelenségnek, az árvizeknek, a generáló jelensége a csapadék fajták egy-egy megfelelő eleme.

A hegy- és dombvidéki kisvízfolyások esetében, a 200 km^2 -nél kisebb vízgyűjtőjű patakoknál a völgyeket elöntő heves árvizeket a hidegfrontok záporai okozzák.

A $200\text{-}500 \text{ km}^2$ nagyságú és egyenletes magasságú vízgyűjtőkön (Zala, Kapos) a hóolvadás okozza a veszélyhelyzetet. Sem a Dunán, sem a Tiszán, sem a magasabb hegyekből eredő vizeken, sem pedig a kisebb patakokon a hóolvadás jelentős árvizet nem okoz. A magas hegyekben a hó fokozatosan olvad, így az ilyen vízgyűjtőkön az olvadás nem egyszerre jelentkezik az egész területen. Kis vízfolyások esetében az olvadás intenzitása meg sem közelíti az e területeket lefedő záporok intenzitását. A nagy folyók területén nemcsak a miatt jelentéktelen az olvadásos árvíz, hogy a különböző magasságú szinteken késleltetve indul meg az olvadás, de az éjszakai órákban a víz „visszafagy” és ilyenkor a lefolyás megszűnik.

Nagyobb vízgyűjtőterületek egészét a hidegfrontok záporai csak részlegesen fedik le, ezek árvizeinek kiváltó folyamatai összetettebbek. Nagy folyóinknak, a Dunának és a Tiszának hatalmas árvizeit az okklúziós időjárási helyzetek idézték elő. 1965-ben a Duna vízgyűjtője felett, 1970-ben pedig a Tisza vízgyűjtőjén, a Kárpátok felett 4-6-hétig megrekedt okklúziós frontból ömlött az eső, ami a nevezetes árvizekhez vezetett.

Síkvidéki területeink belvízi elöntései hosszabb vízháztartási folyamatok következményei. A téli-tavaszi belvizeket az őszi és a téli csapadékok által átnedvesedett talaj vízbefogadó képességének csökkenése, a talaj telítődése okozza. A nyári belvízkárok pedig a kérdéses terület felett kialakult záporgóccok nagy intenzitású esőzéseinek következménye.

4.2. FELSZÍNI VIZEK

A lejtőkön lefolyó és összegyülekező vizekből a felszíni vizek valamely típusa, *vízfolyás* vagy *állóvíz* alakul ki. A felszíni vizek mozgásuk során felszínalakító, eróziós munkát végeznek, a földfelszínt alakítják, formálják.

4.2.1. Vízfolyások

A vízgyűjtőterületeken összegyülekező csapadékvizek a terep esésének irányába haladva, szabályos medret alakítanak ki maguknak. Az egymásba torkolló völgyek vizei egyesülnek, a vízhozamok egyre nőnek. A vízfolyások nagyságrendi elnevezése: csermely, ér, patak, folyó, folyam. A folyók betorkolása szerinti osztályozása alapján a *folyam* elnevezés csak olyan folyókat illet meg, amelyek közvetlenül a tengerbe ömlenek (Duna). *I. rendű mellékfolyónak* nevezzük a közvetlenül a folyamba torkolló folyókat (Tisza), a további csatlakozó folyókat pedig analóg módon *II., III., és IV. rendű mellékfolyó* elnevezésekkel jelöljük.

Magyarország területén mintegy 1200 kisvízfolyás található. A *kisvízfolyásokat* a 10 éves árvízi hozam alapján három osztályba sorolják:

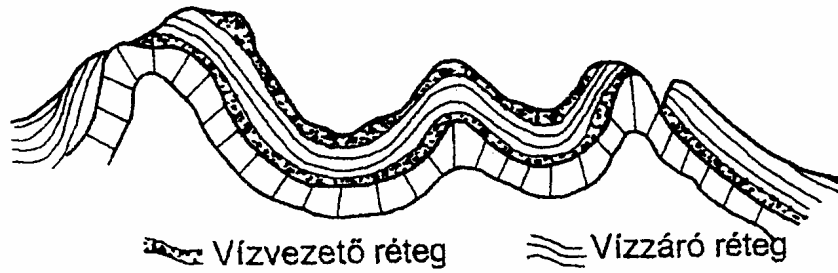
1. osztályú a $Q_{10} = 50 \frac{m^3}{s}$ feletti vízfolyás,
2. osztályú a $Q_{10} = 10 - 50 \frac{m^3}{s}$ közötti vízfolyás, és
3. osztályú a $Q_{10} = 10 \frac{m^3}{s}$ alatti vízfolyás.

4.2.1.1. A folyóvölgyek kialakulása

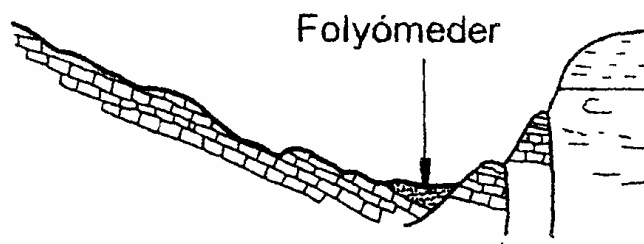
A vízgyűjtőterületre hulló csapadék a nehézségi erő hatására mozog. A *folyóvölgyek kialakulásának legfontosabb tényezője a csapadék*, de emellett fontos szerepe van:

- a geológiai tényezőknek,
 - a domborzati viszonyoknak,
 - a talajviszonyoknak és
 - a növényzetnek.

A völgyképző geológiai hatások tektonikai-, eróziós-, glaciális- és deflációs völgyeket hoznak létre. A *tektonikai (szerkezeti) völgyek* kéreggyűrődés /38.ábra/ és vetődés /39.ábra/ hatására jönnek létre. Ilyen módon alakultak ki a fő vízválasztók és völgyek, melyeket a külső erők alakítottak tovább.

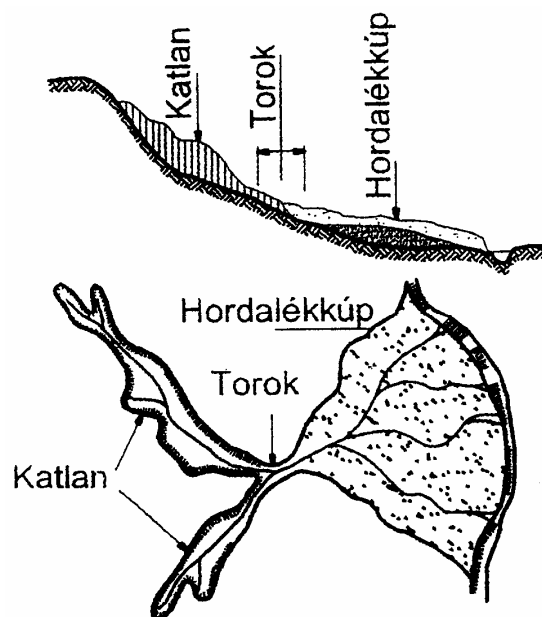


38. Ábra Kéreggyűrődés kialakulása



39. Ábra Vetődés kialakulása

Az *eróziós völgyek* a víz munkájának eredményeként jöttek létre. Lejtős felszínen a csapadék hatására esőbarázdák, vízmosások, szakadékok alakulnak ki. A víz a megbontott anyagot a sebesség lecsökkenése után lerakja. Az eróziós völgy egyes szakaszai: a katlan, a torok és a hordalékkúp /40.ábra/.



40. Ábra Az eróziós völgy egyes szakaszai

A jégkorszak idején több száz méter vastag jég olvadása, lecsúszása koptatta a kőzeteket. A gleccserek munkája által keletkezett völgyek a *glaciális völgyek*.

A *deflációs völgyek* szél munkájának következtében jönnek létre. A szél megbontja a könnyen bomló kőzeteket és így végez felszínalakító munkát.

A *domborzati viszonyok* elsődleges szerepet töltenek be a folyóvölgyek kialakulásában. A Föld belsejéből származó *endogén erők* vulkáni tevékenységének hatására felszíni egyenetlenségek jönnek létre. Ezzel egyidejűleg az *exogén erők* külső hatásaként folyik az egyenetlenségek lekoptatása, a mélyedések feltöltése, azaz a kiegyenlített felszín kialakítása. Ehhez járulnak hozzá a napsugárzás, a levegő és a víz által előidézett fizikai-kémiai folyamatok, az *eróziós* hatások.

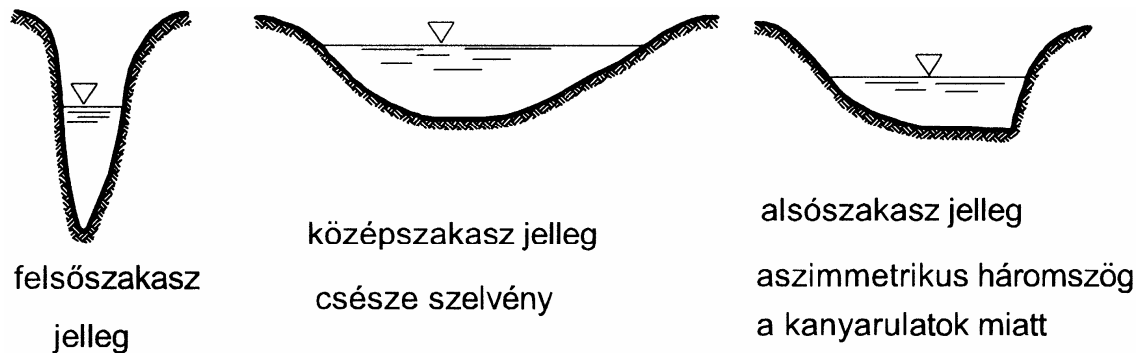
A domborzati- és a hidrológiai viszonyok szoros kölcsönhatásban vannak egymással. A dombvidéki területeken a víz jelentős felszíni eróziót vált ki. A völgyekbe érve a sebessége lecsökken, aminek következtében növekszik a beszivárgás és a terület párolgása. A síkvidéki területeken a víz kisebb munkavégző képessége miatt kanyargós völgyek keletkeznek, aminek a következtében nagy lesz a beszivárgás és a párolgás értéke, ugyanakkor a lefolyás pedig kicsi marad.

*Talaj*nak a kőzetek mállásának eredményeként keletkezett, a fény, a hő, a levegő, a víz, a növényi- és az állati szervezetek együttes átalakításának eredményeként létrejövő *eróziós termék*et nevezzük. A felszíni víz beszivárgására a talaj összetétele, szerkezete és tömörsége van hatással. Ha a talajban összefüggő üregek, repedések vannak akkor már nem beszivárgásról, hanem beáramlásról beszélünk. A talajok vízáteresztő képességét a pórusok mennyiségével, méreteivel és ásványi összetételével jellemezhetjük. A talajfajta szerepe, hogy a szerkezetének megfelelő beszivárgást, lefolyást eredményez és a szerkezetének megfelelő felszínalakító munka jöhet létre.

A *növényzet* szerepe a visszatartott nedvesség mennyiségében jelentkezik, ami különösen erdős területeken érvényesül. Erdős, bokros területeken jelentős hókészletek halmozódhatnak fel. Az erdőirtás következménye minden esetben a termőtalaj lepusztulása, eróziós károk keletkezése.

4.2.1.2. A vízfolyások szakasz jellege

A vízfolyások egyes szakaszait tulajdonságaik alapján felsőszakasz-, középszakasz- és alsószakasz jellegűnek nevezzük /41.ábra/



41. Ábra A folyók szakaszjelleg szerinti jellegzetes meder-keresztmetszései

Felsőszakasz jellegű a vízfolyás azon a szakaszon, ahol mély bevágás keletkezett a víz nagy energiája miatt és nagyfokú a hordaléktermelés.

A *középszakaszon* a folyó munkavégző képessége és hordaléktartalma egyensúlyba van. Az ilyen folyószakaszok önmagukat szabályozzák oly módon, hogy helyi feltöltődéssel vagy kimosással esésüket és ezzel munkavégző képességüket hordaléktartalmukhoz igazítják. A vízfolyások e szakasza jellemzően kanyargós.

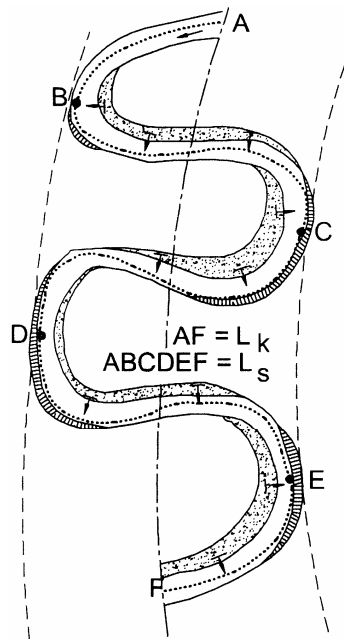
Alsószakasz jellegű a vízfolyás ott, ahol a víz energiája kicsi, a hordalékot lerakja és a hordalékkúpon mindig más-más úton halad a befogadóba.

A változatos domborzatú vízgyűjtőterületeken haladó folyón a szakasz jelleg ismétlődhet és a közép- vagy alsószakasz jelleg után újból felsőszakasz jellegű rész következhet. Például a Duna a bécsi medencében és a Kisalföldön erősen alsószakasz jellegű, Komáromtól Fajszig gyengén alsószakasz jellegű, Fajsztól kezdve középszakasz jellegű, majd az esése erősen megnő és a Vaskapun szabályozott módon, azonban felsőszakasz jelleggel halad át.

4.2.1.3. A vízfolyások morfometriai jellemzése

A vízfolyások morfometriai jellemzésén a geometriai, alaktani vizsgálatát értjük. Az elemzéskor a vízfolyás különböző méreteit számszerűen adjuk meg, ami bizonyos gyakorlat után szemléletes eligazodást ad a folyó hidrológiai tulajdonságaiban.

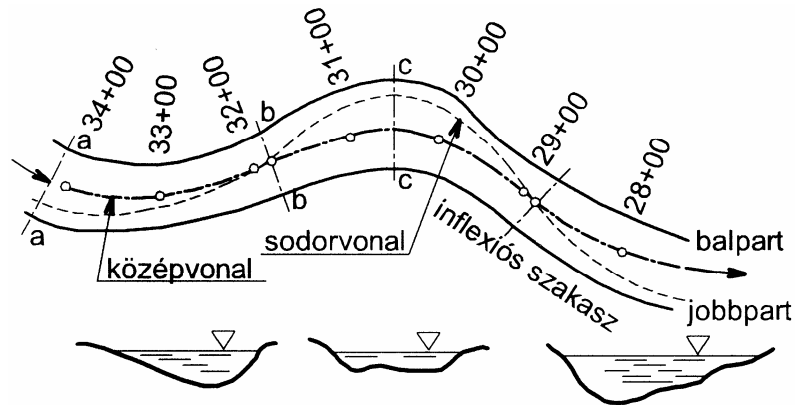
A folyók hosszát a torkolattól számítjuk, mert az eredete nem mindig állapítható meg szabatosan. Tehát a folyók szelvényezését mindig a torkolattól (befogadótól) kell indítani. A vízfolyás a változó egyensúlyi viszonyok miatt állandóan változtatja alakját, s így a hossza is megváltozhat. Ezért a szelvényezést 10-20 évenként újra el kell végezni. Ha ezen időn belül bármiféle szabályozás történik a folyón, úgy a szelvényezést akkor kell újra elvégezni.



42. Ábra Vízfolyások fejlettségi számának értelmezése

A folyók helyszínrajza (alaprajza) mindig kanyarok sorozatából áll /42.ábra/. Egy adott szakasz jellegét fejlettségi számával adhatjuk meg. A *fejlettségi szám* (F) a folyóhossz (L_s) és a sávhosszúság (L_k) viszonya. $F = \frac{L_s}{L_k} \geq 1$. Minél nagyobb F értéke, annál kisebb az esés, nagyobb a hordalék lerakódás és ez által kedvezőtlen a hajózási viszony. A folyók átlagos esése annál kisebb, minél nagyobb a fejlettségi száma (F). Az árvízvédekezés feladata az F csökkentése, a túlfejlett kanyarok átvágása, a rossz gázlók javítása.

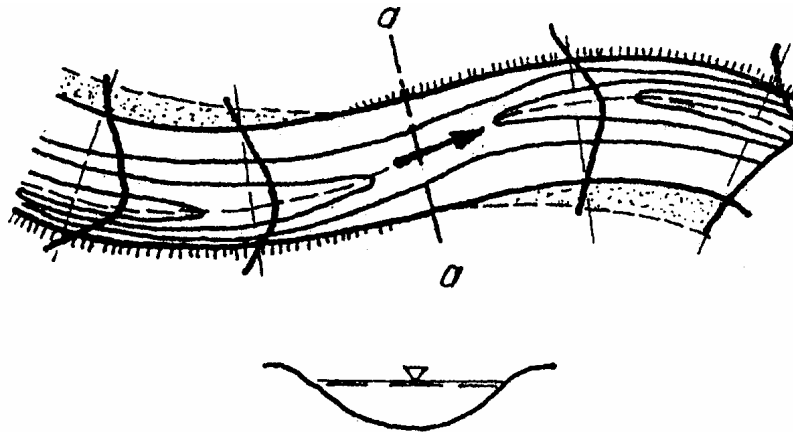
A vízfolyás helyszínrajzában egyenes szakasz alig található, a folyómeder kanyarok és ellenkanyarok sorozatából áll, amelyeket rövid, közel egyenes úgynevezett átmeneti szakaszok kötnek össze /43.ábra/.



43. Ábra Kanyargós folyó fontosabb jellemzői

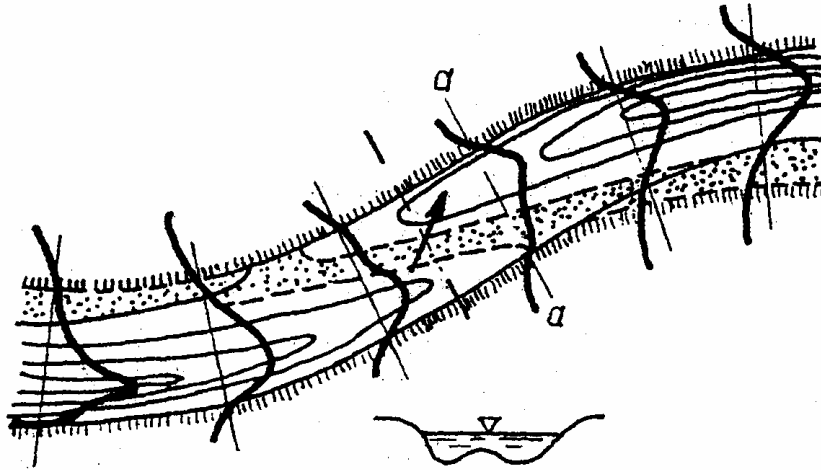
Az egyes keresztmetszetekben a legmélyebb pont függőlegesen a legnagyobb a víz sebessége. A keresztmetszetek e pontjait összekötő vonal a *vízfolyás sodorvonala*. A fenék alakját az egyenlő mélységű vonalak, az úgynevezett izobatok segítségével ábrázolhatjuk. A hajók (különösen alacsony vízállás idején) a mélyvizek vonulatában haladnak. Ezért az úgynevezett hajóút a sodorvonal közelében halad.

Ha a keresztmetsvény csésze alakú, akkor az *inflexiós szakaszokon* való áthaladás akadály nélkül történhet /44.ábra/.



44. Ábra A jó gázló izobatjai

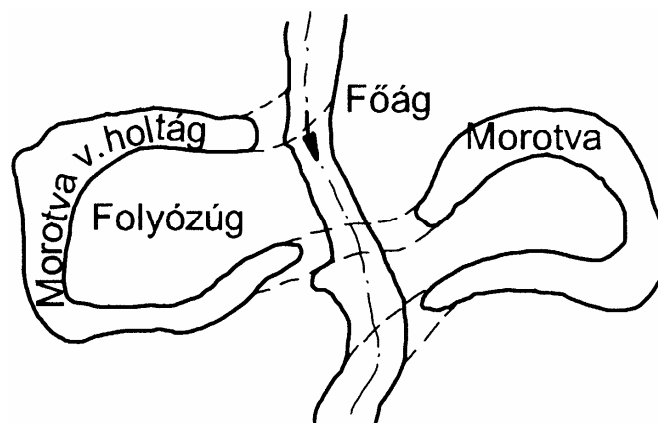
Ha a keresztmetsvény közepén kiemelkedő zátony van (az izobat vonalak egymás mellé nyúlnak /45.ábra/), akkor alacsony vízállás esetén a hajók a zátonyon fennakadhatnak. A gázlók első típusát *jó gázlónak*, a másodikat *rossz gázlónak* nevezzük. A folyószabályozás egyik fontos feladata, hogy a beavatkozás eredményeként a rossz gázlók jó gázlókká alakuljanak át.



45. Ábra A rossz gázló izobatjai

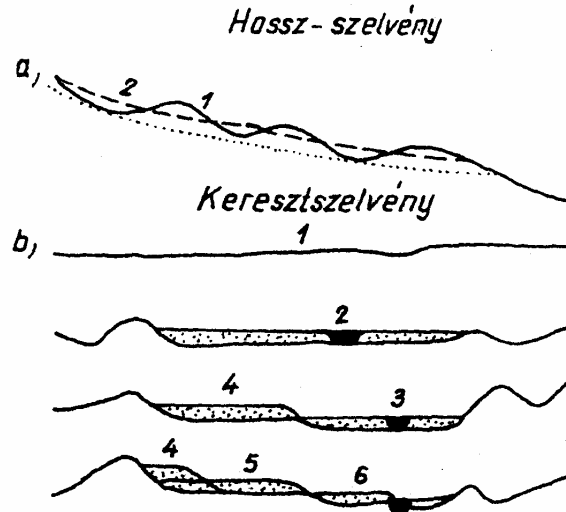
A kanyarulatok jellemzésére használják a *görbületi sugár*, azaz a simuló kör sugarának reciprok értékét. $C = \frac{1}{r}$. A kis számok miatt az előbbi kifejezést annak 1000-szeresével, azaz a $C = \frac{1000}{r}$ kifejezéssel szokták jellemezni, amelyben a görbületi sugár m-ben helyettesítendő. Minél nagyobb a görbületi sugár, annál élesebb a kanyar és annál hevesebben támadja a víz homorú partot.

Ha a kanyar hossza meghaladja a kezdő- és végpontjára, mint átmérőre emelt félkör hosszát, akkor a kanyart *meandernek* nevezzük /46.ábra/. Ha két meander megközelíti egymást, *túlfejlett kanyarnak* nevezzük. Árvizek esetén a víz, az útját lerövidíti, úgynevezett hátráló erózióval átvágja a túlfejlett kanyart.



46. Ábra Holtágak kialakulása

A vízfolyás hossz-szelvénye alatt a sodorvonal függőleges metszetét értjük. A folyó hossz-szelvényének változása, fejlődési ciklusa négy fokozattal jellemezhető /47.ábra/.

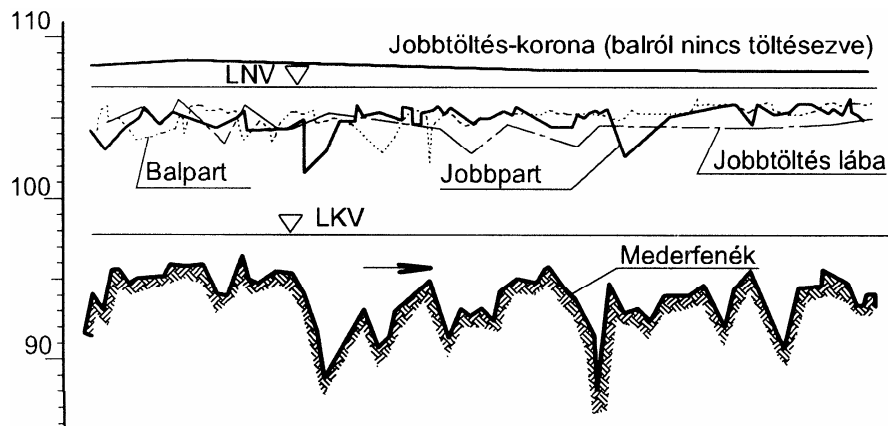


47. Ábra Folyóvölgyek hossz-szelvényének változása

- Először a folyó viszonylag kis eséssel, kisebb mértékű bevágásban folyik (1).
- A meder fokozatos kimosódásával egyidejűleg a helyi kimosott részeket hordalékkal tölti fel (2).
- A meder további kimélyülése során teraszok képződnek (3,4).
- A további kimélyülés újabb és újabb teraszok képződéséhez vezet (5,6). A teraszok lassan képződnek, mind a lerakott hordalékból, mind pedig az alapkőzet erodálása révén.

A vízfolyás hossz-szelvényének ábrázolása mindig torzított léptékben történik. A magassági méretarány $M = 1:100$ vagy $1:200$; a hosszúsági méretarányt pedig célszerű a helyszínrajz méretarányával azonosra venni, $M = 1:1000$, $1:5000$, $1:10000$, $1:25000$ -re. A hossz-szelvényen ábrázolni kell a fenékvonalat, a partvonalakat, a töltések vagy depóniák koronaéleit, a jellemző vízszinteket, hidakat és egyéb vízi műtárgyakat. A rajzot úgy készítjük, hogy balról jobbra mutasson esést /48.ábra/.

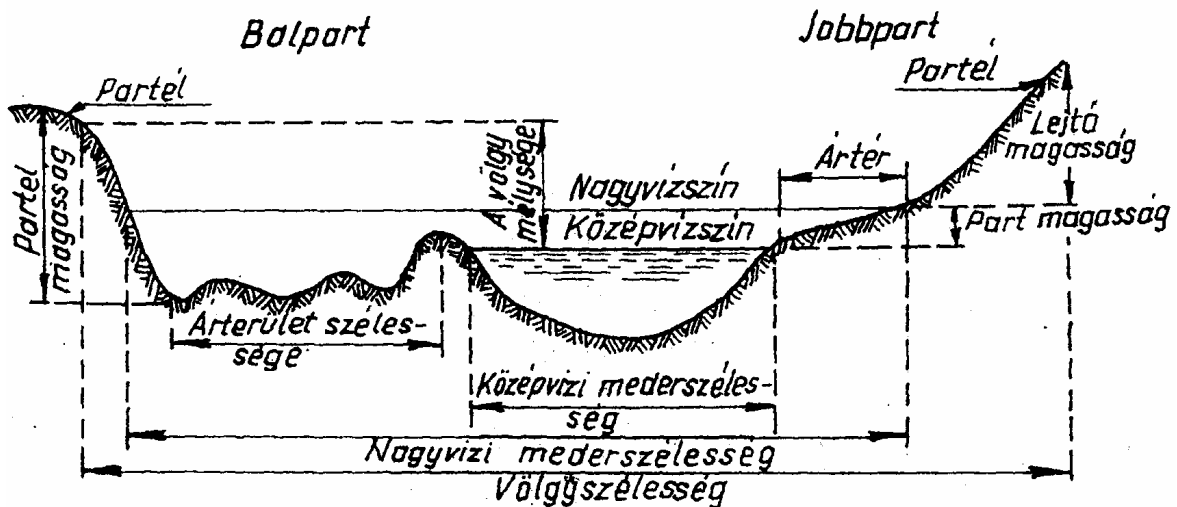
A folyóvölgyek kereszt-szelvényeinek alakja a geológiai felépítésben, a lejtők jellegében, relatív magasságában, a meder szélességében jelentkező különbségek miatt nagyon változatos. Általános osztályozást véve alapul egy folyóvölgy kereszt-szelvénye az alábbi fő részekből áll: *főmeder*, *első terasz* (az ártéri szakasz), *második terasz* (általában még vízmentes szakasz), *harmadik terasz* (a folyóvölgy legfelső szakasza, amely még árvizek idején sem kerül víz alá). Előbbi osztályozás *csak beágyazott medrű folyók esetén* érvényes.



48. Ábra Vízfolyás hossz-szelvénye

Egy másik felosztás szerint a folyóvölgy fő részei:

- teljes völgszélesség;
- völgyajtók, völgyperem, lejtőmagasság, lejtőmeredekség, a lejtő alapja;
- völgyfenék, kisvízi és nagyvízi meder, jobb és bal oldali árter és annak részei /49.ábra/.



49. Ábra A folyóvölgy fő részei

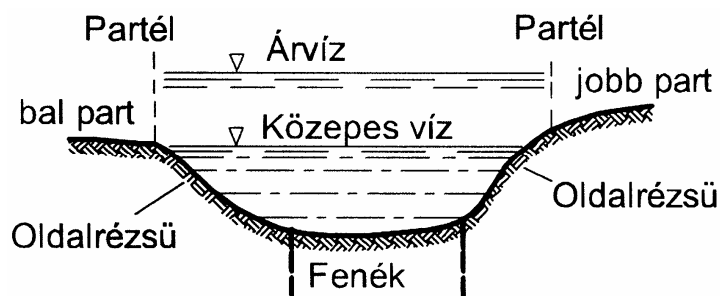
A keresztmetszvények oldalrészűi nagyon változatos lejtési viszonyok szerint alakultak ki, attól függően, hogy milyen anyagban dolgozta ki a folyó a medrét és a keresztmetsvény átmeneti szakaszban van-e vagy kanyarulatban. Átmeneti szakaszban szimmetrikusan alakulnak ki a rézsűk. Széles folyónál a leggyakoribb vízszint vonaláig nagyon enyhe lejtésű a fenék, és csak egészen a partok közelében kezdődik a tulajdonképpeni rézsű. A kanyarulatokban a homorú partoldalon, különösen, ha a görbület éles, a rézsűk olyan meredek hajlásúak, amennyit csak a talaj természetes rézsűhajlása megenged.

Ha a meder anyaga agyagos homok, az majdnem függőleges fal formájában áll meg, különösen a felsőbb részén, ahol ritkábban kap vizet. A kavicsos homok már nem igen áll meg 1:2 - 1:3-nál meredekebb rézsűhajlásban, ha nincs agyagos kötőanyag benne. A gyakran víz alá kerülő rézsűk itt is enyhébb lejtésűek és így a homorú partoldali rézsű nem egységes, hanem többször megtört és a partél felé egyre meredekebb. A domború partoldalon viszont szinte teljesen egységes, egyenletes hajlással merül a rézsű alá, egészen a másik parthoz közelebb eső legmélyebb pontig.

A keresztmetszvényeket 1:100, 1:200, néha 1:50 méterarányban ábrázoljuk.

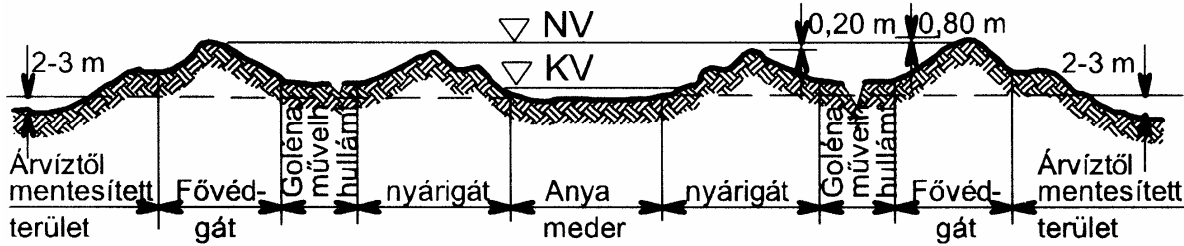
Folyómedernek a völgynek azt a szakaszát értjük, amelyet időszakosan vagy állandóan víz borít. Pontosabban közelítve, az úgynevezett közepes vizek (KV) által megtöltött mélyedést nevezzük folyómedernek. A folyómeder részeit a 50.ábra szerint értelmezzük.

A meder legmélyebb része a hosszabb-rövidebb szélességben megközelítően vízszintes mederfenék, amelynek széleitől kétoldalt lankás, vagy meredek oldalrézsűk emelkednek fel a terepszintig. Síkvidéki folyók esetén a mederrel szomszédos terepsávot partnak, a part és a mederrézsű határvonalát partélnak nevezzük. A rézsűk gyakran fokozatosan mennek át a parti sávba, s ilyenkor a partél elmosódott. A partok megnevezése a víz folyásirányához viszonyított helyzetük szerint történik. Ha arccal a víz folyásának irányában helyezkedünk el, akkor a jobb kéz felé eső partot jobb partnak, a bal kéz felőlit bal partnak nevezzük.



50. Ábra A folyómeder fő részei

A folyómeder *alakja* attól függ, hogy a vizsgált helyen milyen *kőzet* határolja és milyen a *szakasz jellege*. A folyók alsó szakaszán gyakoriak az összetett szelvények, ahol a középvízi mederben el nem férő nagyvizek a jóval szélesebb árvízi mederben folynak/51.ábra/.



51. Ábra Gátrendszerrel védett függőmeder

4.2.2. Állóvizek vizsgálata (limnológia)

A Föld felszínének völgyrendszerein kívül vannak horpadások, lefolyástalan katlanok. Ha az itt összegyülekező vizek megrekednek, állóvizek jönnek létre.

Az állóvizek keletkezhetnek:

- mocsarak vagy vízfolyások gyakori kiöntése révén, vagy
- a talajvízszint felemelkedésekor, ha a terep közelében vízzáró talajréteg van.

4.2.2.1. Az állóvizek keletkezése és fajtái

Az állóvizet vízmélységük alapján két csoportba osztjuk:

- a sekély, növényzettel erősen benőtt *mocsárra*, és
- a mélyebb, csak part menti növényzettel rendelkező *tóra*.

A tavak keletkezhetnek:

- tengerek visszahúzódása után (sósvízű tavak),
- a jégkorszaki gleccserek nyomán (Finnországi tavak),
- vulkáni kráterekben (tengerszemek),
- hegycsuszamlás, völgyelzáródás következtében (Gyilkos tó, Erdély),
- folyószabályozás után a levágott holt medrekben,
- víztározók építésével (mesterséges tavak).

A létre jövő tó lehet lefolyástalan katlan (Kaspi tó, amit a Volga táplál) vagy átfolyó (Balaton, amit a Zala táplál, és a Sió vezet el).

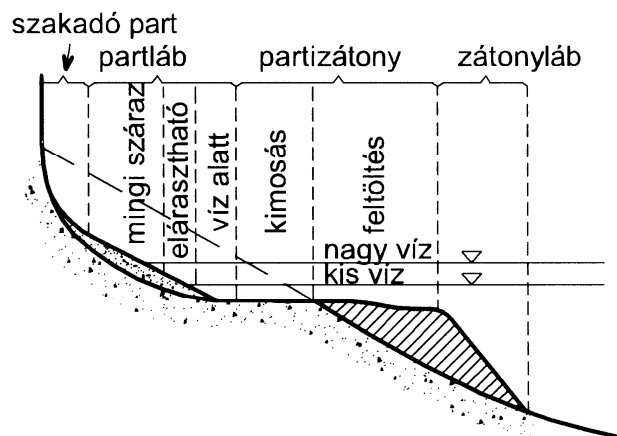
Magyarországon a legmélyebb tó a Hévízi tó, ahol a forrás kráter 30m mély; a legnagyobb a Balaton, felszíne 596km^2 , átlagos mélysége 3,3m, legmélyebb mélysége (a Tihanyi kútnál) 12,2m. Második legnagyobb vízfelszínű tavunk a Fertői tó 280km^2 (ebből 198km^2 Ausztriában), legnagyobb vízmélysége 1,5m. Harmadik a Velencei tó 26km^2 vízfelülettel, és 2,2m legnagyobb vízmélységgel. Magyarországi tavaink sekély mélységük miatt a nemzetközi osztályozás szerint nem sorolhatók tó kategóriába.

4.2.2.2. Állóvizek alaktani vizsgálata

A mocsarak-lápok területének nagyságát állandó változás jellemzi. Nedves években túllépi átlagos nagyságát, száraz években kiszárad. A partszegély megállapítása is nehéz a növényzet (nád, sás) és a szigetek, úszószigetek miatt. Az úszószigetek úgy keletkeznek, hogy a növényzet leveleire por kerül, majd ezen a felületen újabb növények telepsznek meg. Mélységük változó, a sekély néhány decimétertől, akár a több tíz méterig is nőhet. A honfoglalás idején Magyarország területének egyharmada mocsár volt. Az elmúlt 200 évben a mocsaras területeket lecsapolással, folyószabályozással ezeket megszüntették.

A tavak alakja egyértelműen meghatározható, jellemzőjük a határozott, meredek part. A helyenként létrejövő sekély, lapos partrészeken bizonyos fokú ingadozás figyelhető meg /52.ábra/.

A szakadó part a legmagasabb vízszint feletti része a partnak, ahová csak nagy hullámvázok idején csap fel a víz. A partláb alsó részét mindig, felső részét csak magas vízállásoknál borítja víz. A parti zátony a partlábtól befelé nyúló, sekély vízréteggel borított sáv, a fenékhez csatlakozó meredek részsűjével együtt értendő.

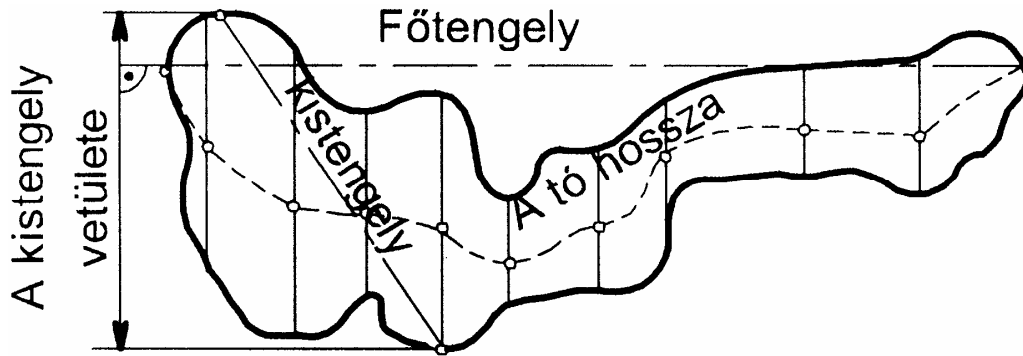


52. Ábra A meredek tópart tagozódása

A tavak fő alaktani jellemzőit az 53.ábra mutatja be.

A tó főtengelyén a két legtávolabbi pontot összekötő egyenest értjük, amely kanyargós partok esetében többször metszheti a víztükör szélét.

A tó kistengelyének a főtengellyel párhuzamos érintők érintéspontjainak összekötő vonalát nevezzük. A kis tengelynek nem a valódi hossza, hanem annak a főtengelyre merőleges irányú vetülete jellemző a tó alakjára.



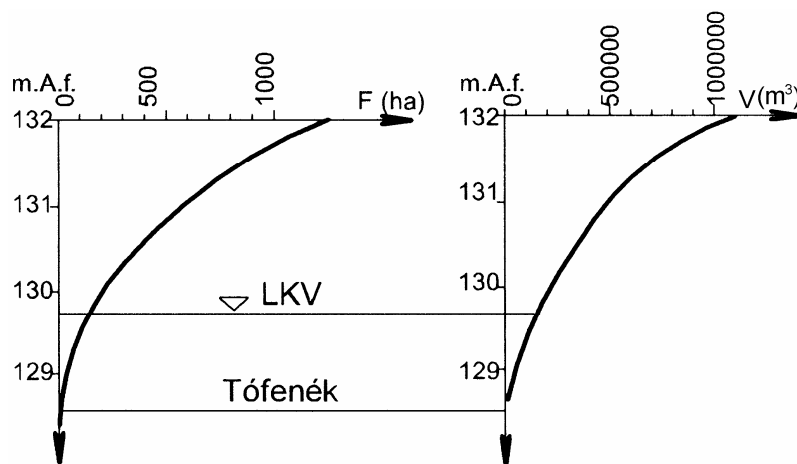
53. Ábra Vázlat a tó alaktani jellemzéséhez

A tó hosszának a főténgelyre merőleges metszések felezőpontjait összekötő, vagy azokhoz jól simuló legrövidebb vonal.

A partok tagozottságát (fejlettségét) a partvonal hosszának a tóval egyenlő területű kör kerületéhez való viszonyával jellemezhetjük. Ha a part hossza L , és a tó területe F , akkor a part fejlettségi száma: $\alpha = \frac{L}{2\sqrt{\pi \cdot F}}$.

A tó mélységbeli viszonyait vízmélység-vonalakkal (batimetrikus vonalakkal) jellemezzük. Állóvízeknél a batimetrikus vonalak vízszintes síkokban fekvő zárt görbevonalak. A batimetrikus vonalak alapján térfogatszámítással meghatározható a térfogat (V) és a tó átlagos mélységét (\bar{h}) pedig a víztérfogat és a tó területének hányadosa szolgáltatja: $\bar{h} = \frac{V}{F}$.

Ha a különböző vízállásoknál meghatározzuk a víztükör területét és a víztérfogatot, majd ezeket az értékeket koordináta rendszerben ábrázoljuk, akkor a metszetek által meghatározott pontokat összekötő vonalat a tükörfelület-, illetve víztérfogat grafikonjának nevezzük /54.ábra/.



54. Ábra A víztükörfelület és a víztérfogat jelleggörbéi

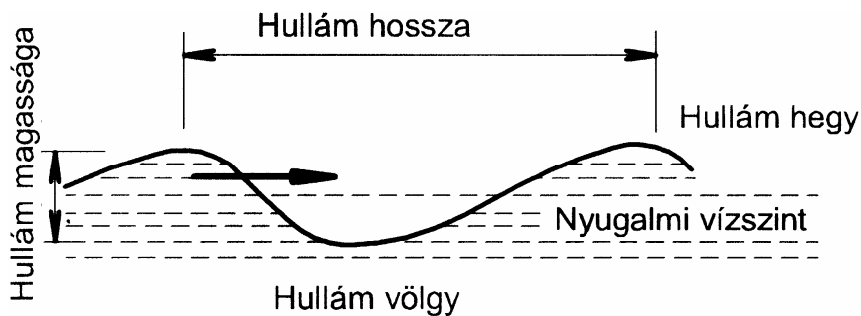
4.2.2.3. Tavak vizeinek mozgásjelenségei

A tavak állóvizek, de bizonyos *külső körülmények (erők)* hatására a tó egész tömege lengésbe jöhet és a mozdulatlan látszó víztükör alatt is vannak kisebb-nagyobb mélységű vízrétegeket átjáró *áramlások*.

Az előidéző okok alapján megkülönböztetjük a:

- szél hatására bekövetkező vízmozgásokat,
- a hőmérsékletváltozásból adódó áramlást,
- a hirtelen légnyomásváltozás okozta vízmozgást,
- valamint, a tápláló- vagy elvezető vízfolyás áramlásából adódó mozgást.

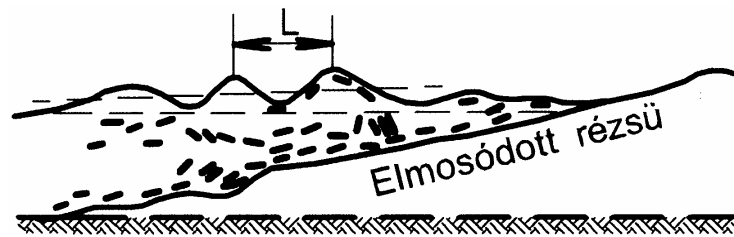
A szél hatására tó felszínén szélhullámok alakulnak ki. (A hullámjelenség matematikai összefüggése túl bonyolult és csak a tenger mély vize esetén ad pontos eredményt, ezért eltekintünk ismertetésétől). A sekély vízi hullámzás esetén a nehézségi erőnek van fontos szerepe. A gravitációs hullámok $v = 0,5 \frac{m}{s}$ szélességnél kezdődnek és kialakulásuk a következő folyamat alapján történik: a levegő és víz határán *súrlódás lép fel*, a szél hatására a normálirányú nyomás ellenkező irányú *szívássá alakul* és a kezdeti rezgőmozgás *hosszanti irányú ellenmozgásba megy át*. Ez a *hullám* /55.ábra/.



55. Ábra A szél hullám részei

A nyugvó vízszint fölé emelkedő víztest a *hullámhegy*, az azt követő mélyedés a *hullám völgy*. A hullámhegy legmagasabb pontja és a hullám völgy legmélyebb pontja közötti magasságkülönbség a *hullám magassága*. A két egymás után következő hullámhegy gerincpontjainak vízszintes távolsága pedig a *hullám hossza*.

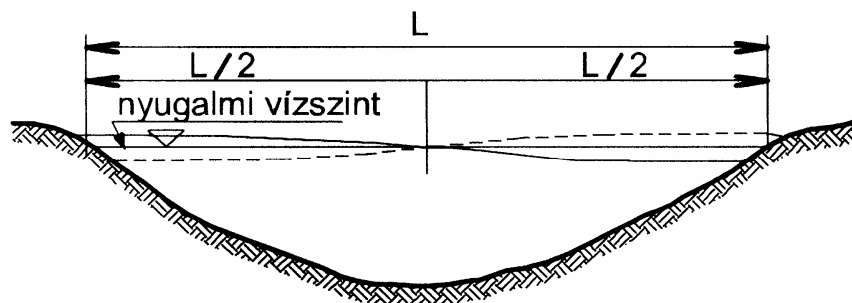
A partvonal lapos részsűjénél, ahol a vízmélység a hullámmagasságnál kisebb, a hullám a részsű előtt szétesik és a részsűre a felfutó lökeshullámok hatnak /56.ábra/. Így alakul ki a haladó hullám, melynek következménye az elmosódott részsű.



56. Ábra Haladó hullám kialakulása a parti rézsűn

A hőmérsékletváltozásból adódó áramlás a víztömeg hőmérsékleti rétegződésétől függően jön létre. Az időjárás változásának hatására a felső vízréteg hőmérséklete $+4^{\circ}\text{C}$ felé közeledik. Ekkor a felül lévő víztömeg sűrűsége nagyobb, mint az alsó rétegeké s a kiegyenlítődés függőleges áramlás alakjában megy végbe. Tavasszal és ősszel mindaddig tart ez a folyamat, amíg a teljes víztömeg el nem éri a $+4^{\circ}\text{C}$ -ot. Nagy mennyiségű tavaknál az alsó 50-60 méteren a víz hőmérséklete mindig $+4^{\circ}\text{C}$.

Hirtelen légnyomásváltozás hatására a tó vize kilendül, ami úgynevezett víztükörlengést eredményez. A nagyobb légnyomású parton a vízszint lejjebb, a kisebb légnyomású parton feljebb helyezkedik el. Ezt a mozgás típusát először a Genfi tónál figyelték meg és állóhullámnak (seiche) nevezték. A Genfi tónál ennek a hullámnak az amplitúdója egy óra alatt 60-70 cm, míg a Balatonnál ez az érték 10 óra alatt 20-25 cm. Fontos megjegyezni, hogy víztükörlengés szél hatására is létrejöhet. A Balatonnál szél hatására a hosszirányú kilengés Aligánál 60-65 cm is lehet, míg a keresztirányú kilengés az északi szél hatására a 40 cm-t is elérheti /57.ábra/.



57. Ábra Állóhullám

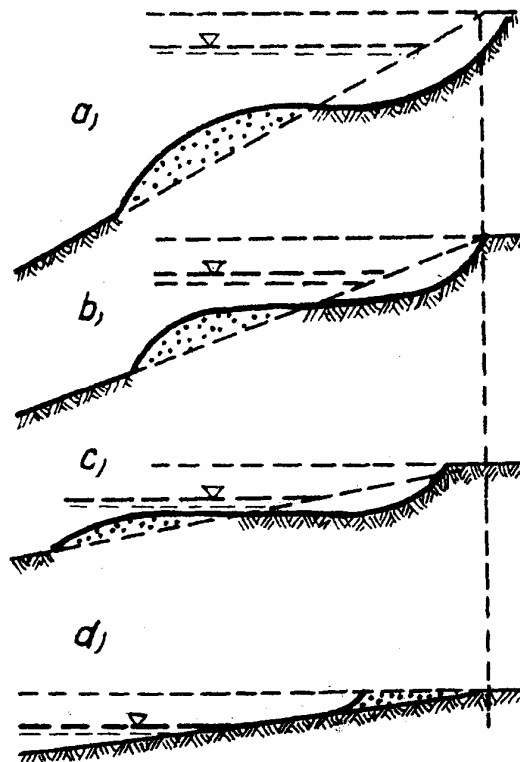
Tápláló- vagy elvezető vízfolyás áramlásából adódó mozgást a kétféle víz sűrűségének különbsége okozza. Az áramlás nagysága az átfolyó vízhozamtól és a hőmérséklettől függ. E jelenség következménye például a keszthelyi öböl feliszapolódása.

4.2.2.4. Állóvizek partjainak eróziója

A tavak vizének mozgása a parterózió kiváltó oka. Az alábbi tényezők befolyásolják a parteróziót:

- a szélhullám és a hajók által keltett hullám (a hordalékvándorlás módosítja a rézsű alakját),
- a jégerózió és a hullámozás (erős partbontó hatás),
- az áramlások a be- és kilépő vízfolyások környezetében (feliszapolódás, partelmosás),
- a vízszint lengések (hatására a part anyaga meglazul),
- a vízszint változás (mindig más zónában éri a hullámozás a partot),
- a befolyó, időszakos vízfolyás (közvetlen partelmosó hatású),
- fagyás, olvadás (partmegbontó hatás),
- a növényzet (védi a hullámozástól a partot, de gyökérzete fellazít, megbont),
- a partanyaga (talajfizikai tulajdonságai meghatározzák az állékonyságát),
- a part hidrogeológiai felépítése (állóvíz és talaj kapcsolata).

A partátalakulás általános típusait a 58. ábra ismerteti.



58. Ábra A partátalakulás típusai

Az *a* esetben az eredeti rézsű a később kialakulónál meredekebb. A partelmosások eredményeként tehát a partvonal eltolódik. A *b* esetben, kisebb rézsűhajlásnál

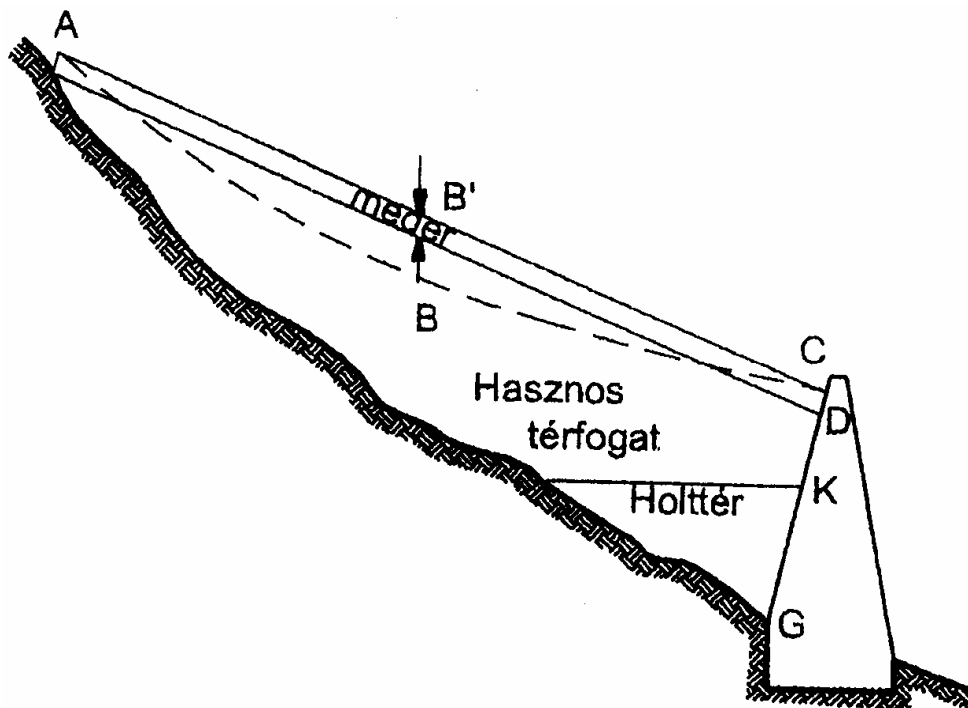
lehetséges olyan eset, amikor a partvonal nem tolódik el, és az új rézsűn abrúziós és akkumulatív zónák keletkeznek. A *c* esetben a rézsűhajlás további csökkenésével két akkumulatív zóna keletkezik és a partvonal befelé tolódik el. Végül *d* esetben a rézsű hajlása megegyezik az egyensúlyi profil hajlásával, a hullámverés a partanyag egy részét a partvonal felé szállítja s végeredményben a part a tározó belseje felé tolódik el.

4.2.2.5. Tározók vizsgálata

A vízgazdálkodás feladata, hogy a víz kellő időben, adott helyen, adott mennyiségben álljon a felhasználó rendelkezésére. Ezt a feladatot a természetes és mesterséges tározókban lévő víz visszatartással érhetjük el.

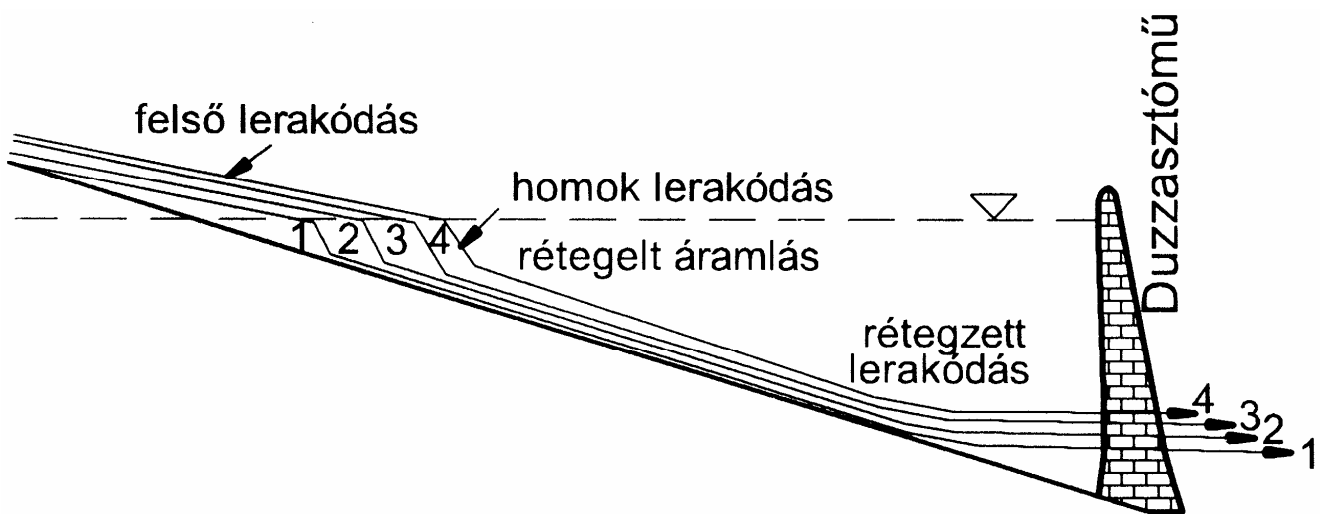
A tározók térfogata függ: - a vízjárástól,
- a vízvesztésektől (szivárgás, párolgás), és
- a feltöltődés mértékétől.

A tározók térfogata hasznos és holt részekből áll /59.ábra/. Az üzemelés során a tározók fokozatosan hordalékkal töltődnek fel, és így vízhozam-szabályozó, kiegyenlítő hatásuk csökken. A tározó feltöltődési ideje függ a lehetséges feliszapolódás térfogatától, a folyóból a tározóba lépő hordalékok mennyiségétől, a parterozíó következtében elmosódó anyag mennyiségétől, a belépő hordalékok szerkezeti összetételétől, a leülepedő hordalékok térfogatsúlyától.



59. Ábra A tározó térfogatának megoszlása

Lehetséges feliszapolódás térfogata a holttérből, valamint a hasznos térfogat egy részéből tevődik össze. A holttér térfogata a tározó teljes térfogatának 15-25 % között változik, de egyes síkvidéki tározók esetén ezt az értéket jelentősen meghaladhatja. A feliszapolódás az első évben legnagyobb mértékű, a további években jelentősen csökken. A feliszapolódás nem csak mesterséges tározóknál, hanem természetes helyeken is létre jöhet (Duna-Szigetköz 2 cm/év) /60.ábra/.



60. Ábra Tározók feltöltődésének időbeni alakulása

A feliszapolódás mértékét adatok hiánya esetén is számítani kell a hordalékszállítás vizsgálatával:

$$T_f = \frac{V_h}{V_g + V_e} [\text{év}] , \text{ ahol}$$

T_f - a feliszapolódás ideje

V_h - a tározó holttere

V_g - a görgetett hordalék évi mennyisége

V_e - a parterózióból származó hordalék éves mennyisége

5. BESZIVÁRGÁS

A föld felszínére hulló csapadék szivárgási folyamatát közvetlenül követni alig lehet, ezért a beszivárgás vizsgálatára néhány kísérleti állomáson (Berlin, Novgorod) úgynevezett *lefolási parcellákat* alakítottak ki. A kiválasztott terület vízháztartási folyamatainak részletes megfigyelésére a hidrometeorológiai állomás mellett, egyenletes lejtésű domboldalakon néhány m^2 -nyi területet *alacsony földgáttal a környezettől elválasztottak*. A parcella alsó szelvényébe a felszíni lefolyás mérésére vízhozam mérő bukólemezt építettek be, a parcella mellett pedig mérték a csapadékot és a talajnedvességet. A t időpontbeli $B(t)$ beszivárgás, a $C_s(t)$ csapadék és a bukó szelvényében mért $Q(t)$ vízhozamokból, a parcella területének ismeretében számított $L(t)$ felszíni lefolyás különbségét a: $B(t) = C_s(t) - L(t)$ képlettel számították, ahol valamennyi tényezőt a $\frac{mm}{h}$ dimenzióban fejeztek ki.

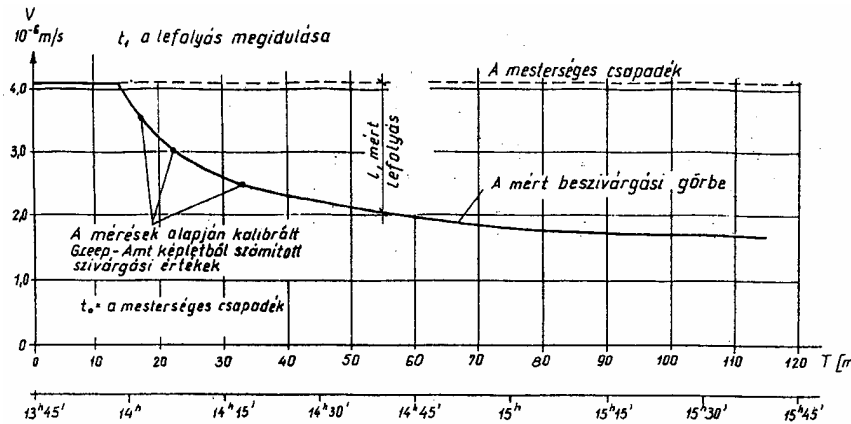
Az 1960-as években világszerte sok helyen kiépített kísérleti területeken végzett vizsgálatok arra a közös tapasztalatra vezettek, hogy *a vízgyűjtőkön, vízfolyásokon gyűjtött adatok közötti empirikusan, vagy statisztikailag elemzett összefüggések más szomszédos területekre közvetlenül nem vihetők át*. Tehát nincs a Földön sehol két azonos vagy akár hasonló vízrendszer, ahol ez az azonosság numerikus összefüggésekkel rögzíthető. A $B(t)$ beszivárgási idősor mérésére a kísérleti területek parcelláinak esetenkénti kiépítése és főleg megfelelő csapadékok idején történő észleltetése megoldhatatlan feladat. Célszerűbb a vízgyűjtő talajára jellemző $B(t)$ beszivárgási görbét mesterséges körülmények között mérésekkel meghatározni. A mesterséges körülmények között mért adatokból meghatározott görbe alapján, az egyes valós helyzetek körülményeire érvényes beszivárgási görbe a megmért $B(t)$ függvény megfelelő transzformációjával előállítható.

5.1. A BESZIVÁRGÁS FOLYAMATA

A megszerkesztett beszivárgási görbe az adott mérési időpontban mért talajnedvességgel jellemzett talajnak az adott mesterséges csapadékból való beszivárgását mutatja.

A beszivárgás folyamata a csapadékhullás kezdeti t_0 időpontjában indul. A lehulló esőcseppek a $T_n(t_0)$ talajnedvességű talajnak a legfelső rétegében megnövelik a talaj víztartalmát mindaddig, amíg az a V_k természetes vízkapacitást el nem éri. Ekkor a vízkapacitásig átnedvesedett rétegből a víz a mélyebb rétegek felé szivárog és ezeknek a talajnedvességét növeli.

A szivárgással átázott talajréteg vastagsága mindaddig az idővel lineárisan növekszik, amíg a $v(t)$ potenciális szivárgás a C_s állandó csapadékkénténél nagyobb. Az átázott réteg vastagságának növekedésével azonban a szivárgási sebesség csökken /61.ábra/.



61. Ábra Kísérleti vízgyűjtő beszivárgásmérő parcelláján mért beszivárgási görbe

5.2. A BESZIVÁRGÁS MÉRÉSE

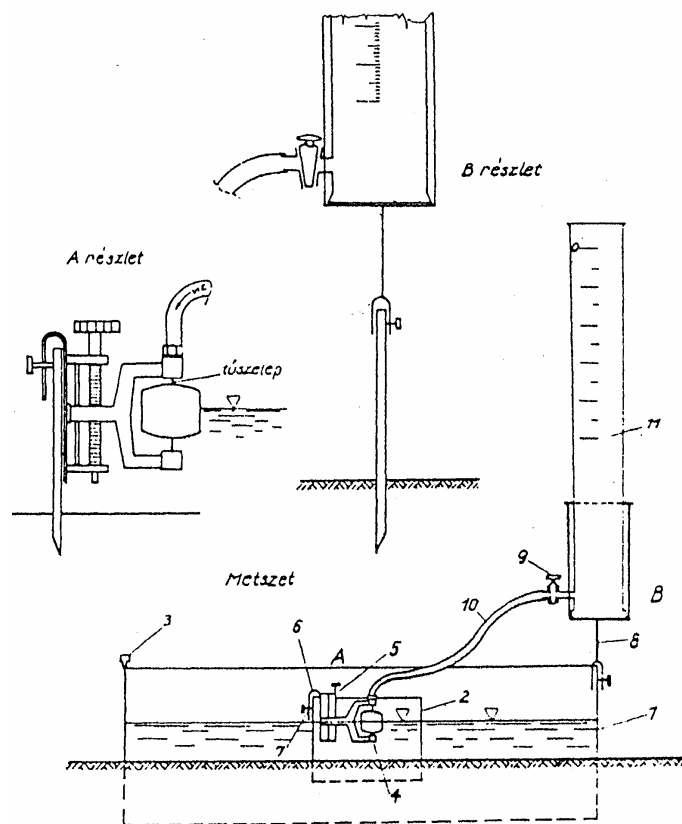
A beszivárgási görbe mérésére már a század elején használták az úgynevezett Müntz-Lainé féle beszivárgás mérő készüléket. A berendezés alapeleme a talaj felszínébe préselt néhány dm^2 felületű acélhenger, amelyben Mariotte palack segítségével állandó, szabályozható szinten tartják a néhány cm magas vízréteget. A Mariotte palackból pótlódó vizet folyamatosan feljegyezve a $B(t)$ görbe megrajzolásához valós adatokat kapunk. A Mariotte palackból történő, lüktetészerű vízutánpótlás helyett 1972 óta Eszéky Ottó javaslatára a folyamatos, lüktetésmentes szelepes vízpótlást alkalmazzák, ami pontosabban biztosítja az állandó vízszint, állandó magasságon tartását és ugyanakkor e szint szabályozásánál is nagyobb pontosságot lehet elérni /62.ábra/.

A klasszikusnak mondható Müntz-Lainé féle beszivárgás mérő készüléket azonban a csapadékból történő beszivárgás modellezésére általában nem tartják alkalmasnak, mivel a hulló csapadék beszivárgása helyett adott, szabályozott vastagságú vízréteg nyomása alatti szivárgás mérésére alkalmas. Ezért ezt a készüléket leginkább rizstelepek szivárgási viszonyainak mérésére alkalmazzák.

Az előbbi probléma megoldására szerkesztette meg 1962-ben Kazó Béla az elektromotorral hajtott csapadékcseppeket képző, forgó csőrőzsával működő beszivárgás mérő berendezést. Az $1m^2$ -nyi felületű, talajba sajtolt henger felett szimulált esőből származó lefolyó vizet megfelelő berendezés méri. A két érték, a

kiadagolt csapadék és a lefolyás közötti különbséggént adódó beszivárgás időbeni alakulása így jól követhető.

A Müntz-Lainé hengerrel, illetve a Kazó féle készülékkel azonos időpontban, azonos terület, különböző pontjaiban mért értékek igen nagy szórást mutattak. Ezen szórás okai nyilvánvalóak. A terep minden pontjában más a talajszerkezete és más a növényborítottság. Az ürgelyukak éppúgy hozzátartoznak a terep felszíni talajrétegének szerkezetéhez, mint a nagyobb felületű, közös gyökérzetű növénycsomók. Akár egyetlen ilyen növénycsomó módosíthatja a Müntz-Lainé, illetve Kazó-féle készülékkel pontszerűen végrehajtott méréseket. A mérések megsokszorozása helyett célszerűbb a vizsgált terület méretének több nagyságrenddel való növelése.



62. Ábra Müntz-Lainé beszivárgásmérő készülék, Eszéky-féle úszós szelepes adagolóval

A beszivárgási viszonyok nagyobb léptékű parcellákon való mérésére az első sikeres kísérleteket Izraelben, az öntözési tervek pontos méretezésére készítették. Az alacsony földgáttal határolt, lejtős parcellára a csapadékot hordozható szivattyúval

táplált kertészeti öntözőberendezések szórófejei permetezik. A gondosan elhelyezett szórófejek egyenletes csapadékot csak úgy biztosíthatnak, ha a szórófejek hatóköre a parcellán túl nyúlik. Ezért a kiadagolt csapadék parcellára jutó részét csapadékmérőkkel mérik. A felszínen lefolyó vizet a parcella legalsó pontjához illesztett Thomson bukó észlelt adatai szolgáltatják. Az adott időpontokban, 5-10 percnként végzett mérések és a parcella területének ismeretében a mért értékek $\frac{mm}{h}$ dimenzióra átválthatók és az adott időpont talajállapotára és a kiadagolt mesterséges csapadéokra jellemző beszivárgási görbe így egyszerűen megszerkeszthető. A mérések értékelésére a mesterséges csapadék adagolása előtt és a kísérlet befejezése után a talaj felső 100 cm-es szelvényének talajnedvesség viszonyait mintavételezéssel kell meghatározni.

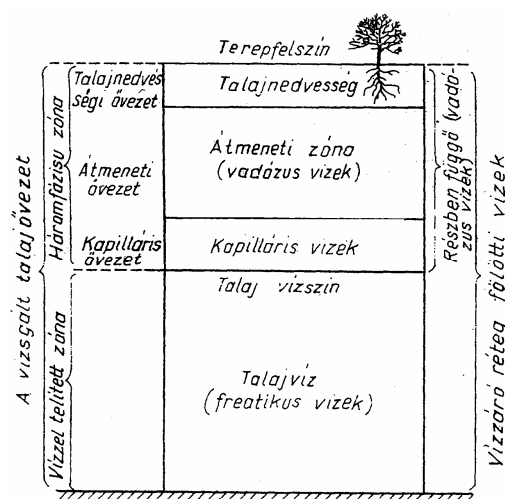
5.3. A FELSZÍN ALATTI VIZEK

A felszín alatti vizekkel egy külön tudományág, a hidrogeológia foglalkozik. A földfelszín alatti vizet származásuk szerint öt csoportra oszthatjuk:

- a föld felszínéről beszivárgó úgynevezett infiltrációs vizek,
- a földkéreg hézagaiba jutott levegőből kicsapódott kondenzációs víz,
- a mélységből felszálló profundus víz,
- kevertvizek, melyek egyes helyeken az infiltrációs és a profundus vizekből keverednek,
- fosszilis vizek, az egykori tengerek fenekén lévő plankton állatok testéből összegyűlt víz.

A felszín alatti vizek legnagyobb része infiltrációból keletkezik.

A vízzáró réteg fölötti (közelfelszíni) felszínalatti vizeket a 63. ábra mutatja be.

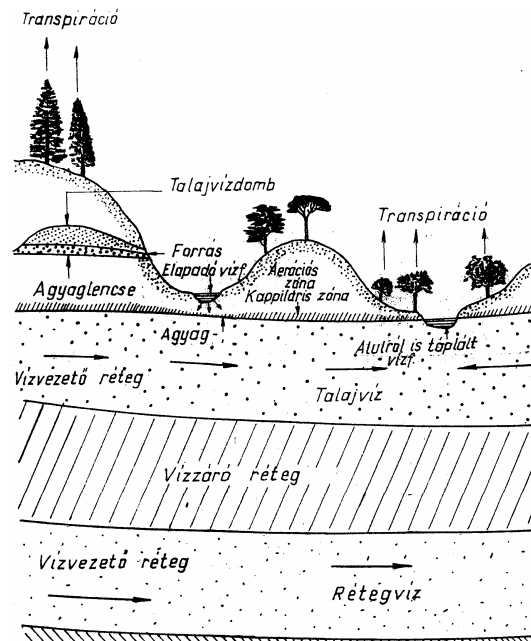


63. Ábra A vízzáró réteg feletti felszínalatti vizek típusai

A 64. ábra metszetben mutatja be a felszínközeli vizek és víztartó rétegek általános elhelyezkedését, valamint a felszíni és felszín alatti vizek kapcsolatát.

A felszín alatti vizek vizsgálatának előfeltétele, hogy ismerjük meg a Föld vizeket tartalmazó kőzeteit. A kőzeteket csoportosíthatjuk *vízbefogadó képesség, vízvezető képesség és vízbeszerzés* szempontjából. *Kőzetek csoportosítása vízbefogadó képesség szempontjából:*

A vízbefogadó képesség a térfogat %-ban kifejezett hézagtérfogattal jellemezhető. A *tömött kőzetekben* a repedések, hasadékok kis térfogata miatt a hézagtérfogat néhány %. A *törmelékes kőzetekben* nagyobb üregek találhatóak, ezért hézagtérfogatuk is jóval nagyobb, például a homokké 6-37 %, a homoké 26-44 %, a tőzegé 72-81 %.



64. Ábra A felszínközeli vizek típusai

Kőzetek csoportosítása vízvezető képesség szempontjából:

Vízvezető képesség szempontjából még nagyobb a különbség a kőzetek között. A *tömött kőzetekben* vizet csak a repedések mentén találhatunk, míg a *törmelékes kőzetekben* minden irányban szivároghat a víz. A *kémiai üledékes kőzetek* tömöttként viselkednek, de ha egy kis repedés létre jön, akkor a szénsav tartalmú víz oldó hatása nagyobb járatokat, barlangokat alakít melyben a víz nem szivárog, hanem áramlik. Az agyag a vizet megköti, megduzzad és vizzáró lesz.

Vízzáró (impermeabilis) minden ép, repedésmentes kőzet (márga), valamint a nagy hézagteráfogatú, de sok kolloidot tartalmazó törmelékes kőzetek (agyag, agyagosiszap).

Vízet áteresztő (permeabilis) kőzetek, a nagy hézagtartalmú törmelékes kőzetek és az üreges-járatos kémiai üledékes kőzetek (mészkö, dolomit).

Vízet félig áteresztő (semipermeabilis) kőzetek a járatok nélküli, kémiai üledékes kőzetek, a repedezett mélységi és kiömlési kőzetek és a metamorf kőzetek (agyagpala, kvarcpala).

Kőzetek csoportosítása vízbeszerzés (vízellátás) szempontjából:

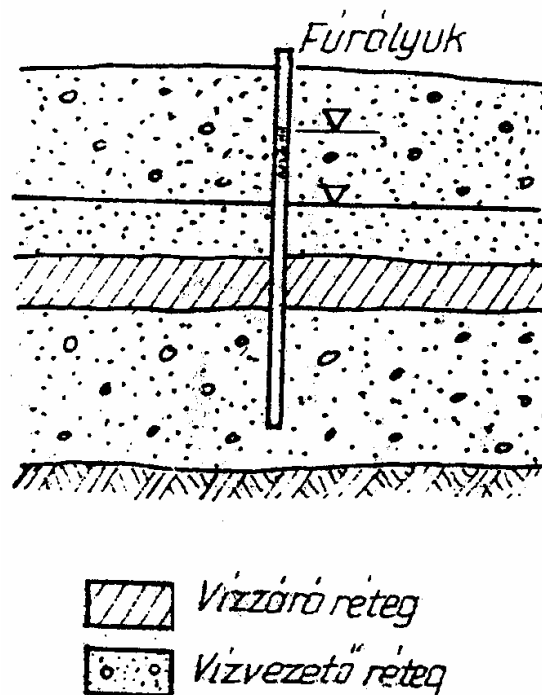
A tömött kőzetek (andezit, bazalt) vízbeszerzés szempontjából *jelentéktelenek*, víz csak az esetleges repedésekben található.

Az üreges, járatos kőzeteket a víz, különösen a lágycsapadékvíz széndioxid tartalma, jól oldja, benne barlangokat, üregeket, hosszú járatokat mos ki. Ezekből a kőzetekből *bővizű, de magas sótartalmú* vizet nyerhetünk, ami olykor időszakos, miután a csapadékvízből táplálkozik.

A porózus, vízáteresztő kőzet ($d > 0,1\text{mm}$) mint például a kavics és a homok, a víznyerés szempontjából a leglényegesebb kőzetfajta. Az ilyen talajból már *megfelelő szűrt vizet* lehet kitermelni.

A porózus, vízzáró kőzetekre ($d < 0,1\text{ mm}$) mint az agyag, márga, tőzeg az a jellemző, hogy a vizet magába szívja, de át nem ereszt. Ezért vízzárónak tekintjük, és *vizet nem nyerhetünk belőle*.

A felszíntől számított első vízzáró réteg felett összegyűlt víztömeget *talajvíznek* nevezzük, bár vízzáró és vízvezető talajrétegek váltakozása esetén beszélhetünk első, második, harmadik, ... talajvízről is. Megkülönböztetésül a lejjebb fekvő vízvezető rétegek vizeit *rétegvizeknek* nevezzük. Ily módon tehát a talajvíz mindig szabad felszínű, a rétegvizek ellenben, ha teljesen kitöltik a két vízzáró réteg közét, gyakran nyomás alatt állnak. Az ilyen, úgynevezett feszített tükrű rétegbe mélyített fúrólukban a víz a vízadó rétegnél magasabban, a ránehezedő nyomásnak megfelelően helyezkedik el /65.ábra/.

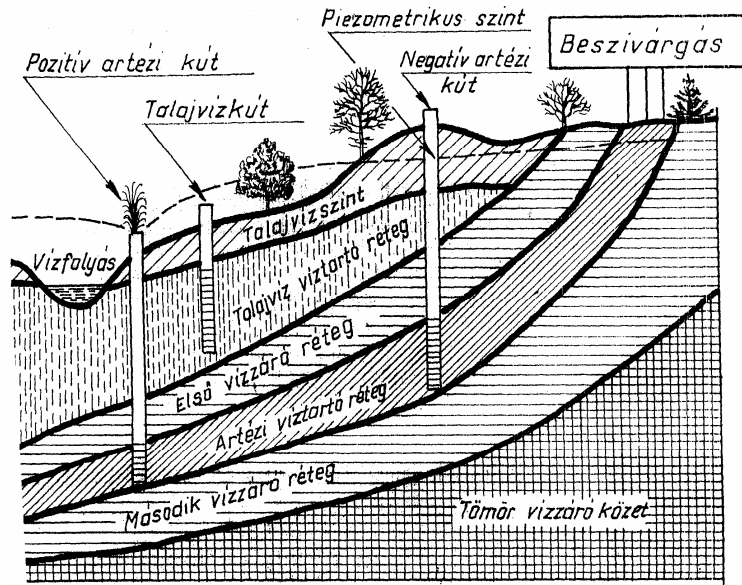


65. Ábra Feszített tükrű rétegbe mélyített kút

A nyomás alatt álló rétegvizeket is csapadékvizek táplálják, és pedig annak a vidéknek a csapadékvizei, ahol a vízvezető réteg a felszínre bukkan. Így, ha a kibukkanás valamely gyűrődést szenvedett földkéregrész teknőjének magasabban fekvő peremén található, a rétegvíz a teknő mélyebb fekvésű helyei alatt nagy nyomás alá kerül s ezért az ilyen helyeken telepített fúrólukban a térszín fölé emelkedő, vagy a térszint megközelítő felszálló vizet kaphatunk. Az ilyen vizet a franciaországi Artois nevű vidék után *artézi víznek* nevezzük. Térszín fölé felszökő víz esetében az artézi kút *pozitívnak*, térszín alatt maradó víz esetében *negatívnak* nevezik /66.ábra/.

5.3.1. A talajvíz

A talajvíz a csapadékvízből származik. A pórusok teljes térfogatát kitöltő vizet talajvíznek nevezzük akkor, ha a vízkészlet a felszínre hulló csapadékból beszivárgó vízzel közvetlen kapcsolatban van. A talajvíz tartó réteg fekéje nem kell, hogy vízzáró legyen, a talajvíz kialakulásához elegendő, ha a fekéreteg vízáteresztő képessége a talajvíztartó rétegnél kisebb.



66. Ábra A pozitív és negatív artézi kutak esetei

Esőzés vagy hóolvadás után a felszínhez közeli réteg kapacitásig telítődik, majd pedig ebből a rétegből a víz a mélyebb rétegek felé szivárog. A Föld felszínét alkotó talajtakaró azonban a legtöbb helyen rétegezett szerkezetű, ahol különböző vízáteresztő képességű talajrétegek követik egymást. A geotechnikában kidolgoztak olyan módszereket, amelyekkel a különböző rétegek változó szivárgási tényezőit ezek súlyozott átlagával helyettesítik és a különböző vastagságú és áteresztő képességű szemcsés kőzetek rétegsorát egyetlen olyan fiktív réteggel helyettesítik, amelynek vastagsága és szivárgási tényezője a heterogén rétegsor talajvízjárását jól jellemzi.

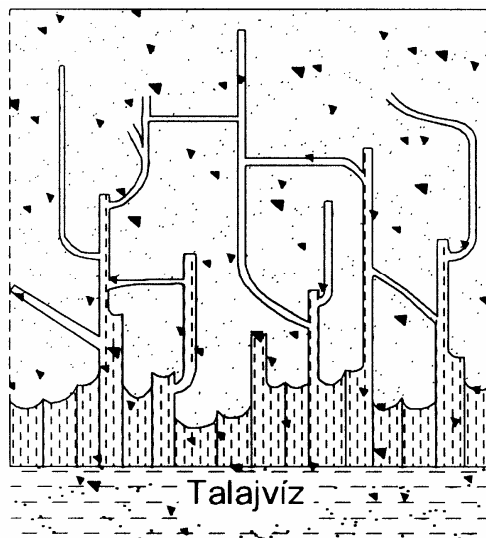
A talajvíz szintjének észlelése megfelelő szűrő réteggel kialakított 10-15 cm átmérőjű csőkútban egyszerű eszközökkel történik. A vízállás észlelése a legegyszerűbben, klasszikus módon, a kútba leeresztett „rozsdás láncsal” történik, amelyen a vízbesüllyedt rész nedves hossza pontosan mérhető. A víz szintjét, a talajvízállást legtöbbször a csőkút földből kiálló pereméhez viszonyított távolsággal adják meg.

A talajvíz szintje, hasonlóan hidrológiai körfolyamat minden eleméhez, nemcsak időben, hanem térben is változik. Az időbeni változást néhány jól megválasztott földrajzi pontban létesített talajvízszint megfigyelő állomáson, időben folyamatosan vagy kellő sűrűséggel végzik, hogy a kapott adatok kellő pontosságú interpolálással meghatározhatók legyenek. Ezt a talajvíz-állásnak nevezett értéket a régebbi, de máig érvényes előírásoknak megfelelően az országos talajvízszint észlelő kúthálózat

mérőállomásain háromnaponként kell észlelni. A viszonylag nagyon lassan szivárgó vizek által szabályozott talajvíz szintje is aránylag lassan változik. Ezért a felszíni vízfolyások vízszintjeinek legalább napi egyszeri észlelési kötelezettségével szemben itt ez a ritkább észlelés megengedhető. Az észlelési időpontok közötti vízállások egyszerű interpolálással kellő pontossággal becsülhetők.

A talajvízzel telített talajréteg kétfázisú, a pórusokból a víz a levegőt teljesen kiszorítja. A kétfázisú, szilárd szemcséket és vizet tartalmazó talajban lévő víz összessége nem azonos a talajvízzel. A talaj szemszerkezete közötti pórusok méretei nem nagyobbak a kapilláris csövekénél, amelyeknek átmérőjétől függő magasságig a víz a szabad víz tükre fölé emelkedik. Ennek megfelelően a talajvíznek deciméter nagyságrendű átmérőjű kutakban észlelhető szintje fölött a talajban a talaj szemszerkezetétől és anyagától függő magasságig a kapilláris erők a vizet felszívják és rögzítik is itt. Ebben a talajvízszint feletti úgynevezett kapilláris zónában kétfázisú a talajréteg. Mivel a talaj szerkezete nem teljesen homogén a talajvízszint feletti kapilláris zóna egyenlőtlen vastagságú lehet.

A hullámzó felület legalsó érintősíkja és a talajvízszint közötti sávot *zárt kapilláris zónának*, a legalsó érintősík és a legfelső érintő sík közötti sávot pedig *nyílt kapilláris zónának* nevezik. A kapilláris zóna vastagságát a talaj *kapilláris emelési magasságának* nevezik /67.ábra/.



67. Ábra A talajvíz és a kapilláris zóna

A talajvíz igénybevétele megfelelő méretű és kapacitású kutak, szivattyúk telepítését igényli. Ezek megtervezésénél a talajvíz mozgásának törvényeivel kell a víztermelés hatására kialakuló permanens és nem permanens hidraulikai folyamatokat elemezni.

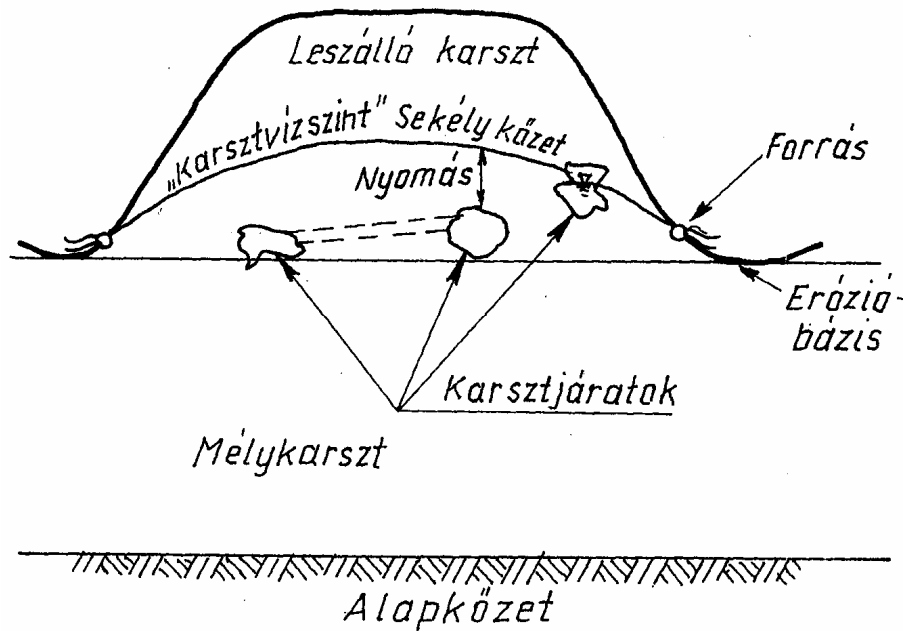
5.3.2. A karsztvíz

A karsztos kőzetek járataiban igen jelentős, hasznosítható vízkészletek tározódnak. A geológusok *karsztnak* a vízben oldódó kőzetekből felépített földtani képződményeket nevezik. A legjelentősebb vízben oldódó két kőzet a kalcium-karbonát (mészkő), és a kalcium és magnézium kettős karbonátja, a dolomit. A kalcium-karbonát az oxigén és széndioxid tartalmú vízben, hidrokarbonát formájában oldódik. Ha a vízben, egyensúlyban lévő oldott hidrokarbonát, oxigén, széndioxid tartalma változik, akkor a kalcium-hidrokarbonát megfelelő mennyisége kicsapódik. A levegőből hulló esővíz gazdag oldott gázokban és így az útjába kerülő mészkövet, dolomitot oldja.

A földfelszín topográfiai viszonyait kialakító kéregmozgások során a szárazra kerülő mélytengeri mészkő öszletek vízszintes, ferde és függőleges repedések, vetők mentén elmozdulnak, átrendeződnek. A szabad felszínre jutott karsztos kőzetekre hulló csapadékvíz egy része e repedések mentén a mélyebb rétegek felé szivárog. Az esővíz tehát a felszínen oldja a mészkövet, kialakítva így a jellegzetes kioldott mikroüregek egymásba érő elemeivel fedett, csupasz szikla mezőket. Ezeket a formákat a geológusok „karros” felszínnek nevezik. E ritka morfológiai formációk mellett sokkal nagyobb jelentősége van azoknak a vizeknek, amelyek a földmozgások által kialakult repedések mentén oldják a karsztos kőzeteket és az évmilliók során ezen irányokban hatalmas

összefüggő járatrendszereket oldottak ki. E járatrendszerek egy bizonyos szint (az úgynevezett karsztvízszint) alatt vízzel teltek, e szint felett üresen vagy a felülről érkező vizet vezetve sokszor járható barlangokat képeznek /68.ábra/.

A karsztvíz tehát a vízben oldható kőzetek járataiban felhalmozódott felszíni, csapadékeredetű víz, amely a szemcsés kőzetekkel ellentétben nem a kőzetelemek (kavics, homok) pórusai között szivárogva mozog, hanem e járatokban áramlik, olykor rohanó vízmozgással. A karsztvíznek ez a tulajdonsága a vízgazdálkodás, a vízbeszerzés, a vízellátás szempontjából alapvető fontosságú. A mélyebben húzódó karsztjáratokban mozgó víz nyomásszintje egyértelműen meghatározható és megfelelő észlelő kutak adatai alapján ez a nyomásszint a karszterület geológiai metszetére berajzolható. Ezt a potenciális szintet, a hidraulikai elnevezéssel ellentétesen, a geológusokat követve *karsztvízszintnek* nevezzük.



68. Ábra A karszt jellegzetes esetei

5.3.3. A mélységi víz

A felső talajrétegeken átszivárgó, vagy a szilárd kőzetek hasadékain, a karsztos kőzetek járatain keresztül a víz nagy mélységegig is eljut. Ezek a vizek mélyfúrású kutakkal feltárhatók. *Azokat a felszín alatti vizeket, amelyeket kisebb vízáteresztőképességű rétegek takarnak, mélységi vizeknek nevezük.*

A föltáró fúrások során, amikor a furat a víztartó rétegen áthatol a furatba beáramló víz a viszonylagos vízzáró réteg felé emelkedik, azaz a víztartó rétegben a víznyomás alatt van. Ez a nyomás sok esetben olyan nagy, hogy a furatban a víz a terepszint fölé emelkedik. Az ilyen, úgynevezett mélyfúrású kutakból felszökő vizek már az ókorban is ismertek voltak.

Azokat a kutakat, amelyekben a mélységi víz a terepszintje fölé kerül *pozitív artézi kutaknak*, amelyekben a víz a víztartó réteg felső szintje fölé emelkedik ugyan, de a terepszintet nem éri el, *negatív artézi kútnak* nevezük. A negatív artézi kutak is nyomás alatti rétegek vizét csapolják meg, de e nyomásnak megfelelő vízoszlopmagasság a réteget fedő rétegsor teljes magasságánál kisebb.

A mélységi vizek vizsgálatánál a rétegekből származó vizeket eredetük szerint három kategóriába soroljuk:

- *vadózus vizeknek* nevezzük azokat a vizeket, amelyek a víz földi körforgásában jelenleg is részt vesznek,
- *fosszilis vizek* a geológiai múltban valamikor részt vettek a víz földi körforgásában, de többnyire földtani rétegmozgások következtében e körforgásból kikapcsolódtak,
- *juvenilis vizek* azok, amelyek eddig nem vettek részt a hidrológiai ciklusban, de most kémia-, vagy nukleáris folyamatok termékeként e körfolyamatba bekapcsolódnak.

A mélységi vizek hidraulikai, hidrológiai, vízháztartási elemzésénél már évszázadokkal ezelőtt két alapmodellt alkottak. Az úgynevezett klasszikus artézi kút modelljét, valamint a Pétervár-i típusú kút modelljét.

5.3.3.1. A klasszikus artézi kút modellje

A XVII. Században egy Artois grófságbeli francia falunak a papja, Perrault abbé, fölfigyelt arra, hogy a falu kismélységű talajvíz kútjainak vizét fogyasztó hívei között a nyak mirigyének duzzanata, a golyva sűrűbben fordul elő, mint azoknál, akik a mélyfúrású kutak feltörő vizét isszák. Ezért javaslatára egyre több kutat fúrtak, aminek viszont az lett a következménye, hogy a kutak vízhozama csökkent. Ez a megfigyelés készítette az abbét arra, hogy a kutak vízutánpótlását kinyomozza. Munkájának eredményeként készült el az e táj nevét viselő artézi víz modell.

Az agyaggal fedett völgy vízzáró rétege alatti homokréteg folyamatos kapcsolatban van a völgyet határoló hegygerincen kibukkanó vízvezető rétegekkel. E rétegekbe beszivárgó csapadékvíz közvetlen kapcsolatban van a völgyfenék alatt húzódó, de attól elszigetelt vízadó réteggel. E vízadó rétegben a víz nyomását a hegyoldalak után pótlódó, talajvíz jellegű vizével való közvetlen kapcsolat adja, ami egyben a kutak által kitermelt víznek a pótlását is biztosítja. Perrault abbé fölmérte a csapadék utánpótlást lehetővé tevő vízvezető réteg levegővel érintkező felületét valamint a ráhulló csapadékot, és ennek alapján becsülte meg a falujában kitermelhető összes artézi víznek a mennyiségét. Ezen számításokkal született meg a műszaki hidrológia első numerikus eredménye.

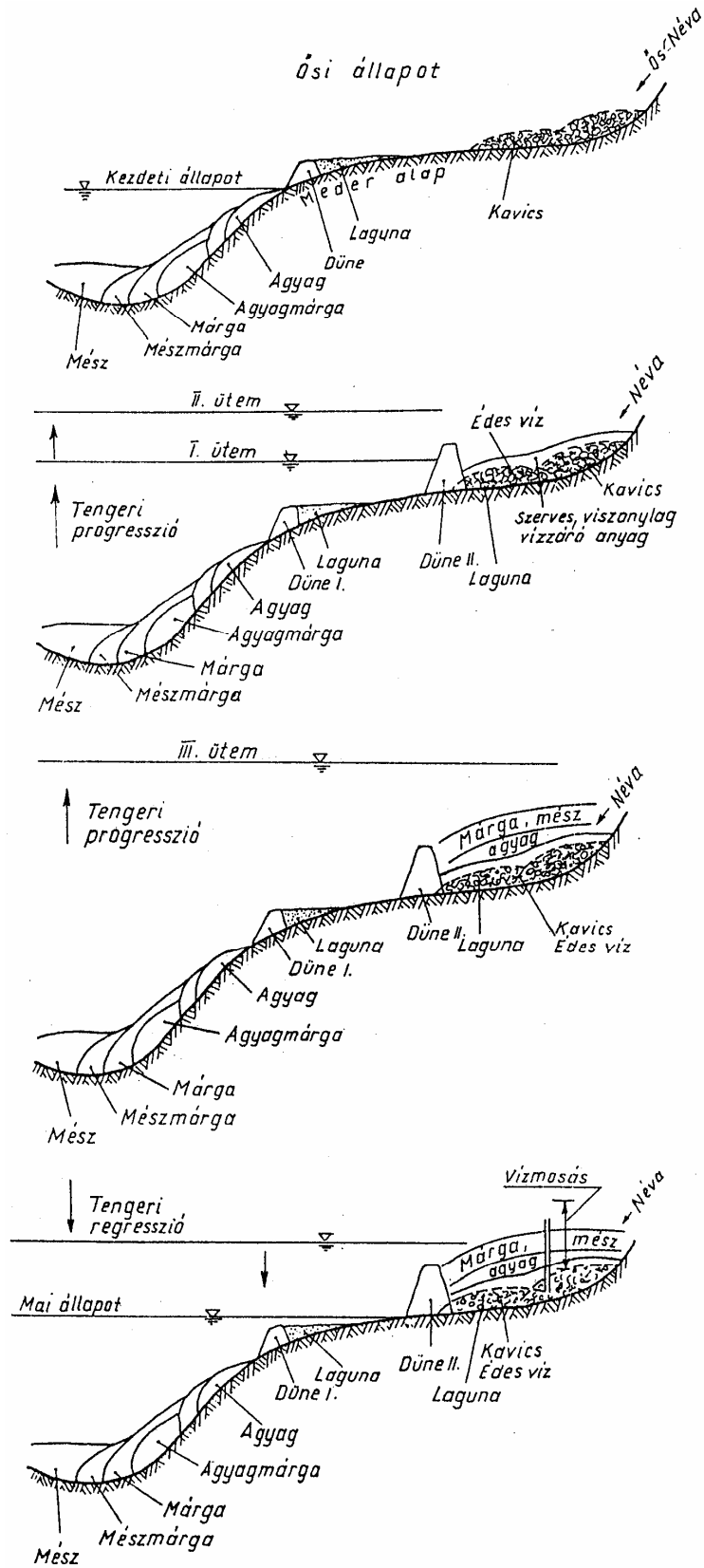
A klasszikus artézi kútnak számos példánya működik Magyarországon. Például a Margitszigeten a Palatinus fürdőnek, a Hajós Alfréd uszodának, a Duna pesti oldalán a Széchenyi Fürdőnek, a Dagály utcai fürdőnek a vizét a Budai karszthegységgel kapcsolatban lévő mészkő rétegekből, a hegység belsejében, a Duna szintje fölött viszonylag nagy magasságban lévő karsztvízszint nyomása emeli a pesti terep szintje fölé. E mészkő rétegek a Duna törésvonala mentén kerültek mélyen a térszín alá, de kapcsolatuk az igen vastag triász mészkő képződményekkel megmaradt. A sikeres kútfúrások azonban a karsztvizet annyira megcsapolták, hogy az 1960-as években létesített népligeti artézi kút üzemeltetését le kellett állítani, hogy a törésvonal mellett fakadó természetes gyógyforrások vízhozamát biztosítani lehessen a Gellért-, a Rudas-, a Rác-, a Lukács-, és a Császár fürdő részére.

5.3.3.2. A Pétervár-i típusú kút

Sok olyan mélyfúrású kút működik, amelynek nyomásviszonya nem írható le a klasszikus artézi vizek modelljével. Ezen kúttípusok közül a legrészletesebben elemzett hidraulikájú a Szentpétervár-i artézi kutak alapján a Pétervár-i típus kút-típus /69.ábra/. Az 1703-ban alapított város vízellátására a Néva vize erősen hordalékos volt, a felső talajrétegek vizének vas- és mangántartalma pedig a vizet olyan

mértékben elszínezte, hogy az fogyasztásra alkalmatlannak bizonyult. A fedőréteg alatti 15-30 méter vastag márga réteg alatt néhány méternyi agyagtakaróval borított kavicslencsét elérő kutakban azonban, a réteg elérésének az időpontjában jó minőségű ivóvíz tört föl. A kutakat felcsövezve, a nyugalmi vízszint az átfúrt rétegsor vastagságának körülbelül 60 %-nyi értékével emelkedett a terepszint fölé.

A Szentpétervári Egyetem geológusai részletesen elemezték a föltárt víz nyomásviszonyait, a vízadó réteg és az átfúrt fedőrétegek kőzettani, rétegtani és őslénytani tulajdonságait. A részletes vizsgálatok alapján az egész folyamat kezdetén a kavicsréteg fekűje képezte a környezet felszínét. A felülről érkező Ős-Néva, amelynek esése a tengeri torkolat közelében hirtelen lecsökkent, a magával szállított durva hordalékot, kavicsos homokot erre a rétegre rakta le. A hordalék a tengervíz sótartalmának hatására pelyhesedett és a tenger vékony, partmenti sávjában leülepedett.



69. Ábra Pétervári típusú kút

IRODALOMJEGYZÉK

Szolnoky Csaba: Hidrológia és áramlástan, Tankönyvkiadó (1979), Budapest

Dr. V. Nagy Imre: Hidrológia, Tankönyvkiadó (1980), Budapest

Dr. Zsuffa István: Műszaki Hidrológia, Műegyetemi Kiadó (1996), Budapest