

Magyarország célba ér



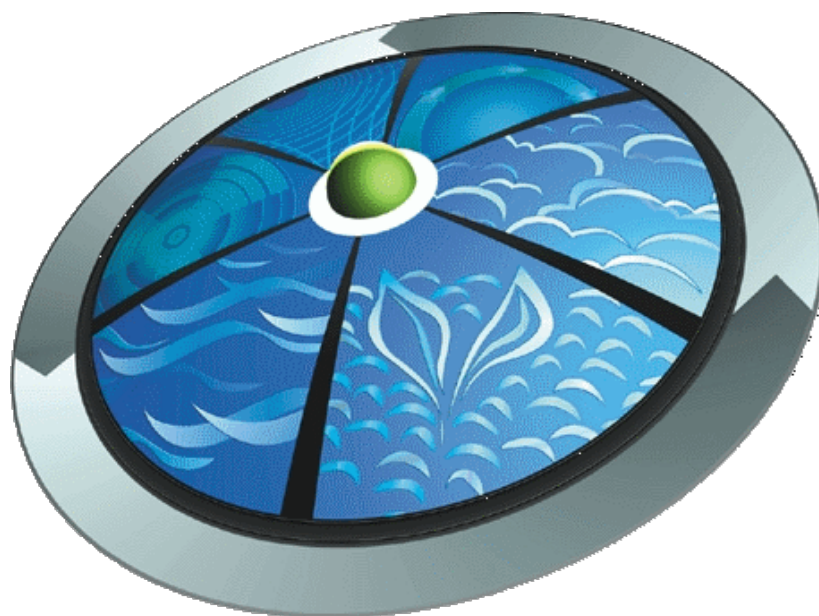
Készült

a HEFOP 3.3.1-P.-2004-0900152/1.0 azonosítójú
„A Felsőoktatás szerkezeti és tartalmi fejlesztése”
című pályázat keretében.

Konzorciumvezető: Pannon Egyetem



Környezetmérnöki Tudástár Sorozat szerkesztő: Dr. Domokos Endre



1. kötet

Környezetföldtan

Szerkesztő: Dr. Földessy János

Pannon Egyetem – Környezetmérnöki Intézet

Magyarország célba ér



Készült
a HEFOP 3.3.1-P.-2004-0900152/1.0 azonosítójú
„A Felsőoktatás szerkezeti és tartalmi fejlesztése”
című pályázat keretében.

Konzorciumvezető: Pannon Egyetem



Környezetmérnöki Tudástár

Sorozat szerkesztő: Dr. Domokos Endre

1. kötet

Környezetföldtan

Szerkesztő: Dr. Földessy János

Szerzők:

Cserny Tibor
Földessy János
Hartai Éva
Kuti László
Nováky Béla
Papp Zoltán
Szabó Imre
Szlávik Lajos
Szűcs Péter

ISBN: 978-615-5044-26-7

3. javított kiadás – 2011

Első kiadás: 2008

Veszprém

Pannon Egyetem – Környezetmérnöki Intézet

Környezetmérnöki Tudástár

eddig megjelent kötetei

01. Környezetföldtan
02. Környezetgazdálkodás
03. Talajvédelem, talajtan
04. Egészségvédelem
05. Környezeti analitika
06. Környezetvédelmi műszaki technológiák, technológiai rendszerek modellezése, ipari technológiák és szennyezéseik
07. Környezettan
08. Földünk állapota
09. Környezeti kémia
10. Vízgazdálkodás-Szennyvíztisztítás
11. Levegőtisztaság-védelem
12. Hulladékgazdálkodás
13. Zaj- és rezgésvédelem
14. Sugárvédelem
15. Természet- és tájvédelem
16. Környezetinformatika
17. Környezetállapot-értékelés, Magyarország környezeti állapota, monitorozás
18. Környezetmenedzsment rendszerek
19. Hulladékgazdálkodás II.
20. Környezetmenedzsment és a környezetjog
21. Környezetvédelmi energetika
22. Transzportfolyamatok a környezetvédelemben
23. Környezetinformatika II.
24. Talajtan és talajökológia
25. Rezgési spektroszkópia

Felhasználási feltételek:

Az anyag a Creative Commons „Nevezd meg!-Ne add el!-
Így add tovább!” 2.5 Magyarország Licenc feltételeinek
megfelelően szabadon felhasználható.



Nevezd meg! — A szerző vagy a jogosult által meghatározott módon fel kell tüntetned a műhöz kapcsolódó információkat (pl. a szerző nevét vagy álnévét, a Mű címét).



Ne add el! — Ezt a művet nem használhatod fel kereskedelmi célokra.



Így add tovább! — Ha megváltoztatod, átalakítod, feldolgozod ezt a művet, az így létrejött alkotást csak a jelenlegivel megegyező licenc alatt terjesztheted.

További felhasználás esetén feltétlenül hivatkozni kell
arra, hogy

"Az anyag a HEFOP 3.3.1-P.-2004-0900152/1.0 téma
keretében készült a Pannon Egyetemen."

Részletes információk a következő címen találhatóak:

<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/2.5/hu/>

Tartalom

1	Bevezetés (Hartai Éva, Földessy János)	10
1.1	A környezetföldtan fogalma, kialakulása.....	10
1.2	A környezetföldtan alapelvei	10
1.3	Ember és élettelen környezet	12
1.4	A környezetföldtani vizsgálat jellege	14
1.5	A környezetföldtani vizsgálat tárgya és céljai	14
1.5.1	Természeti eredetű földtani veszélyforrások.....	14
1.5.2	Antropogén eredetű földtani veszélyforrások	15
1.6	A környezetföldtan módszerei, kapcsolata más tudományágakkal.....	15
2	Természeti eredetű földtani veszélyforrások	17
2.1	A természeti és természeti eredetű földtani veszélyforrások fogalma, társadalmi hatása ...	17
2.1.1	Természeti veszély és katasztrófa	17
2.1.2	Természeti eredetű földtani veszélyek	17
2.2	Vulkanizmus.....	19
2.2.1	A magma és láva fogalma, összetétele, típusai	20
2.2.2	A magmatípusok területi eloszlása	21
2.2.3	A magmakeletkezés lemeztectonikai értelmezése	21
2.2.4	A vulkáni tevékenység és környezeti hatásai	23
2.2.5	Vulkáni eredetű veszélyek előrejelzése.....	28
2.2.6	Megelőzési és kármérséklési intézkedések.....	29
2.2.7	Vulkanizmus és kapcsolódó környezeti veszélyek Magyarországon	30
2.3	Földrengések.....	31
2.3.1	A földrengések keletkezése.....	31
2.3.2	A földrengéshullámok típusai, jellemzői	32
2.3.3	A földrengések mérése, mérete, intenzitása	34
2.3.4	A földrengések területi eloszlása és lemeztectonikai értelmezése.....	35
2.3.5	Földrengés, mint környezeti veszély	36
2.3.6	A földrengések előrejelzése	39
2.3.7	Magyarország földrengés helyzete	41
2.4	Tömegmozgások	45
2.4.1	A lejtős tömegmozgásokat befolyásoló tényezők	45
2.4.2	A lejtős tömegmozgások közvetlen kiváltó okai.....	50
2.4.3	A lejtős tömegmozgások típusai.....	51
2.4.4	Beszakadás, roskadás	54
2.4.5	Tömegmozgások megelőzése.....	56
2.4.6	Tömegmozgások Magyarországon.....	56
2.5	Összefoglalás	59

3	Felszíni vizek (Nováky Béla)	60
3.1	A víz alapvető tulajdonságai	60
3.2	A víz természetes előfordulása, osztályozása	62
3.3	A vízkörforgás	63
3.3.1	A vízkörforgás fő vonásai	63
3.3.2	A vízkörforgás elemei	65
3.4	A folyóvizek	78
3.4.1	Vízhalózat, vízgyűjtő, meder	78
3.4.2	A mederbeli vízmozgás.....	80
3.4.3	A vízjárás	83
3.4.4	A vízgyűjtők vízháztartása	86
3.4.5	A hőmérsékleti és jégviszonyok	87
3.4.6	A vízfolyások hordalékjárása	88
3.4.7	A vízminőség	89
3.5	Az állóvizek (tavak)	91
3.5.1	A tavak osztályozása, alaktana	91
3.5.2	A tó vízmozgása.....	92
3.5.3	A tavak vízháztartása, vízjárása	93
3.5.4	A tavak hóháztartása.....	94
3.5.5	A tavak feliszapolódása	94
3.6	Magyarország felszíni vizei	95
3.6.1	A felszíni vizek a nagy vízszabályozások előtt.....	95
3.6.2	Felszíni vizeink ma	99
3.6.3	A felszíni vizek jövője.....	101
4	Alkalmazott hidrológia (Szlávik Lajos)	103
4.1	A vízállás-vízhozam összefüggés (vízhozamgörbe) általános és speciális esetei	103
4.1.1	A vízhozamgörbe előállítása.....	103
4.1.2	Az árvízi hurokgörbe.....	106
4.1.3	A vízhozamgörbe extrapolációja	113
4.2	A jég és szerepe a vízjárásban és az árvízvédelemben	113
4.2.1	A jég képződése, jégjelenségek.....	113
4.2.2	A magyarországi folyók jeges árvizek.....	120
4.3	A hordalékviszonyok szerepe az árvízvédelemben	127
4.4	Az árvizek előrejelzése	132
4.4.1	Az árvízi előrejelzés kialakulása és fejlődése Magyarországon	132
4.4.2	Az árvízi előrejelzés fogalma, módszerei, pontossága	133
4.4.3	Az árvízi előrejelzés jelenlegi helyzete	139
4.4.4	Az előrejelzési fejlesztések aktualitása, stratégiája.....	140
4.5	A hidrológiai adatok feldolgozása	142
4.5.1	A pontbeli adatok megbízható időszora. A hiányzó adatok pótlása	142
4.5.2	A mért adatok megbízhatósága	145
4.5.3	Az adatsorok előállítása	146
4.5.4	A pontbeli adatok jellemző mennyiségei	149
4.5.5	A jellemző mennyiségek területi eloszlása.....	150
4.6	Esettanulmányok árvizek hidrológiai feldolgozására és értékelésére	150

5	Felszín alatti hidraulika (Szűcs Péter, Szabó Imre)	158
5.1	A felszín alatti vizek természetes áramlása.....	158
5.1.1	A Darcy-egyenlet	159
5.1.2	A szivárgási tényező meghatározásának módjai	161
5.1.3	A hidraulikus emelkedési magasság	167
5.1.4	Általános szivárgási egyenlet.....	169
5.1.5	Felszín alatti áramlási rendszerek	170
5.2	Kúthidraulikai alapösszefüggések	172
5.2.1	Nyomás alatti rendszer, teljes kút, oldalsó utánpótlódás.....	172
5.2.2	Nyílt tükrű rendszer, teljes kút, oldalsó utánpótlódás.....	175
5.2.3	Nyílt tükrű rendszer, teljes kút, felső tápterület	177
5.2.4	Kútcsoportok (szuperpozíció, nagy kutas közelítés, Altovszkij módszer).....	179
5.3	Próbaszivattyúzási adatok értékelése	186
5.3.1	Theis módszer	187
5.3.2	Cooper-Jacob módszer	188
5.3.3	Chow módszer	189
5.3.4	Hantush-Jacob módszer	190
5.3.5	Neuman módszer	193
5.3.6	Porchet módszer	195
5.4	Munkateretek víztelenítése	196
5.4.1	Munkaárok víztelenítése	198
5.4.2	Munkagödör víztelenítése.....	199
5.5	Kútkiképzés.....	205
5.5.1	Termelőkút	205
5.5.2	Észlelőkút	208
6	A talaj és védelme (Papp Zoltán)	210
6.1	A talaj fogalma.....	210
6.1.1	Földtani értelmezésben.....	210
6.1.2	Talajtani szóhasználattal	210
6.1.3	Műszaki (mérnöki) értelemben	210
6.2	Talajalkotók	212
6.3	A talaj globális funkciói.....	213
6.4	A (termő)talaj pusztulás (talajromlás, degradáció)	213
6.5	A (termő)talaj pusztulásának okai, mértéke, védekezési módok	215
6.6	A talaj (földtani környezet/közeg, litoszféra) szennyezése	218
6.6.1	A szennyezés fogalma	218
6.6.2	A határérték(-elv)	220
6.6.3	A (földtani)környezet/talajszennyezés forrásai.....	221
6.6.4	A szennyezett terület (térfogat) feltárása, körülhatárolása, értékelése	221
6.6.5	A kárelhárítás alapelvei	223
7	A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer (Kuti László)	225
7.1	A földtani közeg és az emberi tevékenység	225
7.2	A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer.....	226

7.3	A laza üledékek fő típusai	227
7.4	A laza üledékes területek kőzetkifejlődési típusai.....	229
7.5	A legjellegzetesebb kőzetkifejlődés típusok	230
7.6	Idősebb, szilárd kőzetek	240
7.7	A talajképző kőzet	241
7.8	A felszíni-felszínközeli képződmények áteresztő képessége	242
7.9	Szennyezés érzékenysége	243
7.10	A belvíz és a belvíz kockázatának földtani tényezői	244
7.11	Vízérózió, felszíni elfolyás	248
7.12	A deflációt befolyásoló földtani tényezők	251
7.13	A talajok savanyúság állapota	252
7.14	A szikesedés földtani tényezői	255
7.15	A területek öntözhetősége	259
7.16	Hulladékokban lévő káros anyagok migrációs és szorpciós sajátosságai, reakciójuk a hulladékokat befogadó kőzetekkel	263
7.17	A talajok könnyen oldható tápelem tartalma	265
8	<i>Légkörtani alapismeretek</i>	<i>267</i>
8.1	A légkör (atmoszféra)	267
8.1.1	Fizikai erőterek	267
8.1.2	Gáznemű légkörkomponensek.....	268
8.2	A légkör vertikális szerkezete.....	269
8.2.1	A troposzféra	269
8.2.2	A sztratoszféra.....	269
8.2.3	A mezo- és a termoszféra.....	270
8.2.4	Exoszféra	270
8.3	A légkör állapota és annak változásai – idő, időjárás, éghajlat (klíma)	272
8.3.1	Alapfogalmak.....	272
8.3.2	A Nap sugárzása	273
8.3.3	A (lég)hőmérséklet	274
8.3.4	A légnyomás	275
8.3.5	A szél. Irány, sebesség, szélnyomás.....	275
8.3.6	A légkör általános (globális) cirkulációja	276
8.4	Éghajlatalakító tényezők.....	277
8.5	Magyarország éghajlatának főbb jellemzői.....	278
8.6	Az antropogén légkörszennyezés globális folyamatai	278
8.6.1	A légkör felmelegedése	278
8.6.2	A savas esők	281
8.6.3	Az ozonoszféra („ózonpajzs”) sérülése	283
9	<i>Környezetföldtani állapotfelmérés (Cserny Tibor).....</i>	<i>285</i>

9.1	A kutatási program összeállítása.....	286
9.2	Előkészítő munkák	287
9.2.1	A topográfiai térképek beszerzése	287
9.2.2	Az irodalom tanulmányozása	287
9.2.3	A fúrási adatok összegyűjtése	289
9.2.4	A légifényképek beszerzése és kiértékelése.....	289
9.3	A terület előzetes bejárása, valamint a feltárási és vizsgálati terv elkészítése.....	290
9.4	A terület részletes állapotfelmérése, térképezése	291
9.4.1	Felvétel hegyvidéki terepen	291
9.4.2	Felvétel sík- és dombvidéken	292
9.5	Mesterséges feltárások létesítése, mintavételezés	293
9.5.1	Geofizikai mérések	293
9.5.2	Fúrások létesítése.....	295
9.5.3	Árkok, kutatógödrök, letisztítások	296
9.5.4	Hidrogeológiai felmérés	296
9.5.5	Geotechnikai és hidrogeológiai in situ mérések fúrásokban, kutatógödrökben.....	297
9.5.6	Terepi kőzet-, üledék- és vízmintavétel.....	297
9.6	Laboratóriumi anyagvizsgálatok	299
9.6.1	Klasszikus földtani vizsgálatok.....	299
9.6.2	Radioaktív izotóp mérések	300
9.6.3	Talaj- és kőzetmechanikai vizsgálatok,.....	300
9.6.4	geokémiai vizsgálatok	301
9.7	Térképszerkesztés és szöveges melléklet készítése	302
9.7.1	Térképszerkesztés elvi követelményei	302
9.7.2	A megszerkesztett térképeknek fajtái.....	303
9.7.3	Zárójelentés.....	306
9.7.4	A felhasznált és ábrázolt adatok tárgyi és szöveges dokumentációinak összerendezése.....	306
9.8	Az állapotfelmérés lezárása: az eredmények publikálása	307
9.9	A környezeti állapotfelméréssel kapcsolatos fontosabb törvényi háttér.....	307

1 Bevezetés (Hartai Éva, Földessy János)

1.1 A környezetföldtan fogalma, kialakulása

Általános értelemben környezet alatt az adott rendszerre ható tényezők összességét értjük. A természettudományok terén azonban környezetnek az élő szervezeteket körülvevő fizikai, kémiai, biológiai tényezők együttesét tekintik. A környezet tudományok az emberi lét, tevékenység és a természetes, illetve alakított környezet kapcsolatát vizsgálják, minden nagy földi rendszere (levegő, víz, talaj, élővilág, kőzetek) kiterjedve. A környezet tudományok egyik ága, a környezetföldtan a földtani módszereket alkalmazza a környezetgazdálkodás érdekében. Viszonylag fiatal tudományág, az 1970-es évek elejétől különült el a geológia egyéb területeitől. Elsősorban gyakorlati célokat szolgál, de elméleti, alap és alkalmazott kutatási tevékenységet is magába foglal.

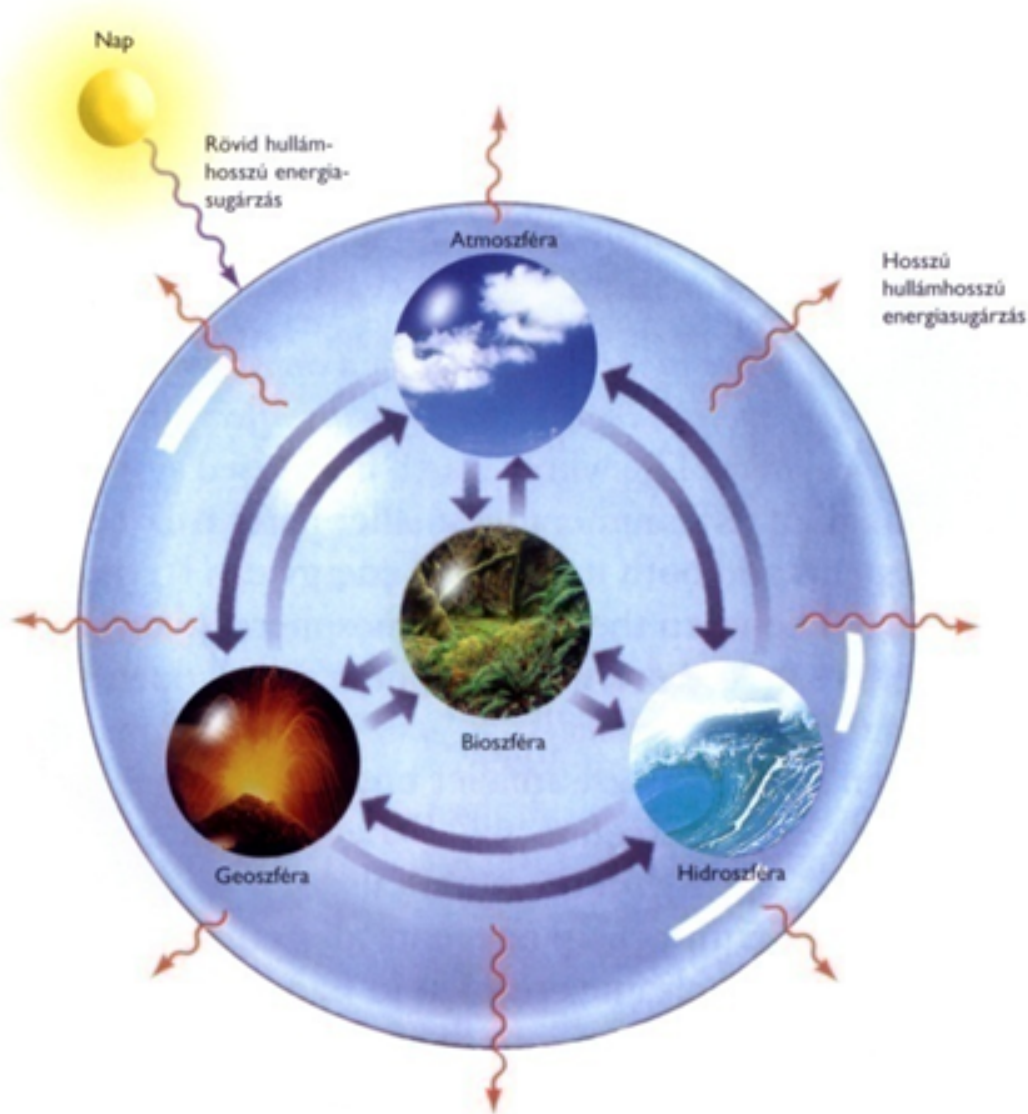
1.2 A környezetföldtan alapelvei

A környezeti kutatások központjában a víz, a levegő, a kőzetek és az élet összefüggéseinek feltárása áll. A korábbi, elkülönült egységekként való kezelés helyett az utóbbi évtizedekben a Föld ezen elemeinek tanulmányozására új módszer alakult ki: a rendszerszemléletű megközelítés. Ennek szellemében a Földet egy olyan nagy rendszernek tekintjük, melynek számos, egymással kölcsönhatásban álló és egymásra ható alrendszere van.

A természettudományokban rendszer alatt az univerzum bármely, bármilyen nagyságrendű, lehatárolható részét értjük. A rendszerek hierarchikusan egymásra épülnek, minden rendszer egy nagyobb rendszer része, és alrendszerei vannak. Például egy ásvány (rendszer) atomokból (alrendszerekből) épül fel, ugyanakkor része a kőzetnek, mint nagyobb rendszernek, ami szintén része a litoszférának, és így tovább. A rendszerek lehetnek zárt és nyitott rendszerek.

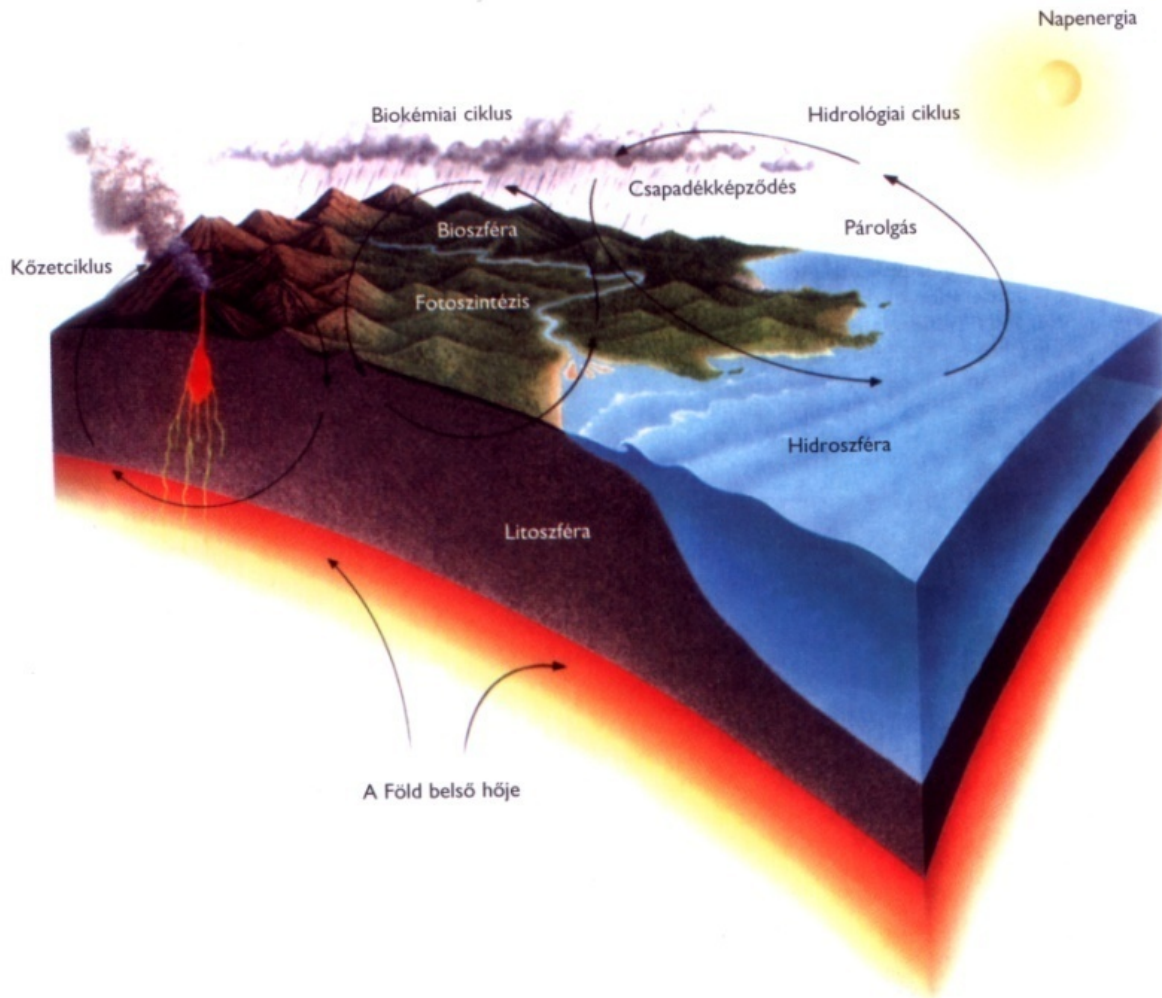
Zárt rendszer alatt azokat a rendszereket értjük, melyek határain keresztül csak energiaáramlás lehetséges, anyagáramlás nincs, vagy a rendszer mérete szempontjából elhanyagolható. Nyitott rendszernek azokat a rendszereket nevezzük, amelyek határain át energia- és anyagáramlás is lehetséges. Elméletileg beszélhetünk még izolált rendszerről, amelynek határain keresztül sem energia, sem anyagáramlás nem lehetséges, de a földi világban az energia teljes elszigetelése nem lehetséges.

Fentieket alkalmazva a Föld, mint egész, zárt rendszernek tekinthető, hiszen határain át döntően energiaáramlás van, mivel a külső légkörből elszökő hidrogén, illetve a napszél vagy a meteoritok anyagmennyisége a földi méretek szempontjából elhanyagolható. A Földnek, mint zárt rendszernek négy fő alrendszere van: atmoszféra, hidroszféra, bioszféra (élővilág) és geoszféra, vagyis a kőzetek öve. A környezetföldtan e rendszerek kölcsönhatásait vizsgálja, ezért csak a geoszféra legkülső övét, a litoszférát veszi figyelembe, mivel a kölcsönhatási folyamatokban ez vesz részt (1. ábra).



1. ábra A Föld négy fő alrendszere nyitott rendszer, közöttük állandó anyag- és energiakicserélődés zajlik

A négy nagy földi rendszer mindegyike nyitott rendszer, tehát köztük folyamatos kölcsönhatás, anyag- és energiakicserélődés van. A nyitott rendszerek között visszacsatolás működik, ami azt jelenti, hogy működésük egymásra visszaható változásokat idéz elő. A negatív visszacsatolás fékezőleg hat a folyamatokra, a pozitív visszacsatolás pedig felfokozza azokat, sokszor katasztrófát idézve elő. A természetben főleg negatív visszacsatolás fordul elő, ami ciklusok, vagyis körforgásban lévő folyamatok kialakulásához vezet. A nagy földi ciklusok a hidrológiai ciklus (a víz körforgása), a biokémiai ciklus (az élővilág körforgása), a kőzetciklus (a kőzetek körforgása) és az energiacyklus (energia körforgása) (2. ábra).



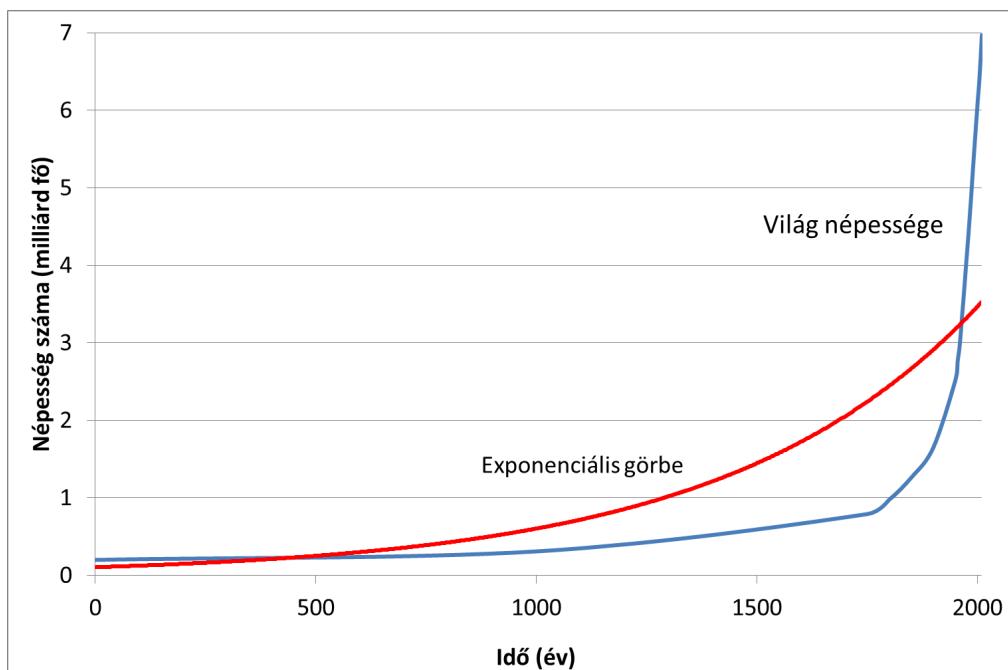
2. ábra A nagy földi ciklusok. A ciklusokat a Föld belső hője és a Napsugárzásból származó energia működteti

A rendszerek nyitott jellegéből következik, hogy ha bármelyikben változásokat idézünk elő, ez a kölcsönhatási folyamatok révén valamennyi földi alrendszerre ki fog hatni. Ezért kell minden olyan társadalmi tevékenység tervezésénél, ami e rendszerekbe beavatkozást jelenthet (pl. bányászat, hulladék elhelyezés, építkezések, stb.) a környezeti kérdéseket messzemenően szem előtt tartani.

1.3 Ember és élettelen környezet

Napjainkban számos olyan környezeti folyamat zajlik, amely széleskörű érdeklődésre tart számot, és aminek előidézésében az emberi tevékenységnek szerepe van. Ilyenek az ózonlyuk növekedése, a légköri CO₂ tartalom emelkedése, a kemikáliák az óceánok vizében, vagy a nem

megújuló természeti erőforrások, elsősorban az olajkészletek kimerülése. Az emberiség a civilizáció kezdetei óta hatást gyakorolt a környezetére, változásokat idézett elő benne, de egészen a 17-18. századig, amíg a Föld népessége csak igen kis mértékben növekedett, ezek a változások kis mértékűek voltak, és olyan lassan történtek, hogy nem befolyásolták a nagy földi rendszerek működését. A 20. században a népességnövekedés robbanásszerűvé vált, jelenleg (2006) a Föld népessége meghaladja a 6,5 milliárdot (3. ábra). Ehhez járult a technika robbanásszerű fejlődése is, így az ember képessé vált arra, hogy a nagy földi rendszerekben jelentős változásokat okozzon.



3. ábra A népesség növekedése az időszámítás kezdete óta. A 20. századbeli robbanásszerű növekedést jól kifejezi az exponenciális görbével való összehasonlítás

Mivel ezek a változások a légkörben és a természetes vizekben is megjelennek, és ez a két közeg minden rendszerrel kapcsolatba kerül, napjainkban nincs a Földnek olyan pontja, amely ne lenne érintett az emberi tevékenység által. Számos biológiai faj eltűnt, kiterjedtek a sivatagok, megváltozott a levegő összetétele, rendkívüli időjárási jelenségek léptek fel, globális változások következtek be.

Felmerül a kérdés, hogy a globális változások kutatása, értelmezése hogyan történhet a földtan, és különösen a környezetföldtan eszközeivel. A földtörténeti múlt dokumentumait, a kőzeteket és ősmaradványokat vizsgálva következtethetünk egykori tengerszintekre, hőmérsékletre. Megállapítható, hogy a globális változásoknak, így az éghajlati változásoknak is bizonyos ciklusossága van. Ezeket a természetes változásokat, kölcsönhatási folyamatokat, a Föld természetes működését kell a földtan eszközeivel részletesen megismernünk ahhoz, hogy megállapíthassuk, milyen mértékben befolyásolja, módosítja, gyorsítja a társadalom működése az adott folyamatokat, ciklusokat.

A környezetföldtan keretében tanulmányozzuk azokat a földtani jellegű természeti folyamatokat is, melyek a társadalom biztonságára veszélyt jelenthetnek (földtani veszélyforrások).

A környezeti kutatások és ezen belül a környezetföldtani kutatások arra irányulnak, hogy a természeti eredetű, illetve az emberi tevékenység által kiváltott változások kisebb-nagyobb lépcsőit előre jelezhessük, és tevékenységünket ennek megfelelően tervezhessük, illetve a létrejött károkat mérsékelhessük.

1.4 A környezetföldtani vizsgálat jellege

Míg az általános földtan a geológiai jelenségek leírásával, értelmezésével és magyarázatával foglalkozik, a környezetföldtan azokra a jelenségekre, folyamatokra, illetve ezek csökkentésére, megszüntetésére koncentrál, amelyek az emberre, illetve az élőlényekre, ökoszisztémákra károsak lehetnek.

A környezetföldtani tevékenység lehet **alapkutatás** (pl. a globális változások vizsgálata, geológiai eredetű veszélyek kutatása, stb.), **alkalmazott kutatás** (pl. a bányászat földtani-vízföldtani környezeti hatásainak kutatása, ipari vagy mezőgazdasági tevékenységek hatásainak vizsgálata, stb.) és **gyakorlati tevékenység** (adott környezeti problémák földtani vonatkozásainak gyakorlati megoldása, pl. hulladék-elhelyezés, környezeti állapotfelmérés, kárlokalisálás, kárelhárítás, stb.).

A gyakorlati környezetföldtani vizsgálat irányulhat egyszerűen az úgynevezett „nullállapot”, vagyis a környezetföldtani alapállapot felmérésére, ami létesítmények kivitelezését előzi meg. Vizsgálunk kell azt is, hogy e létesítmények a jövőben milyen potenciális veszélyeket rejtenek, ezért nemcsak az alapállapotot kell felmérnünk, hanem földtani-vízföldtani környezeti hatástanulmányt is kell készítenünk.

1.5 A környezetföldtani vizsgálat tárgya és céljai

Az embert, illetve más élőlényeket veszélyeztető folyamatok lehetnek a természet részei, de sokszor az emberi tevékenység idézi elő őket. Ennek figyelembe vételével a környezetföldtani vizsgálatok tárgyai az alábbi két nagy témakörbe csoportosíthatók:

1.5.1 Természeti eredetű földtani veszélyforrások

Ebbe a csoportba olyan földtani folyamatok tartoznak, amelyek az emberek (és általában az élőlények) életét, épségét vagy életterét veszélyeztetik. Lehetnek katasztrófális méretűek, de előfordul, hogy csak kisebb károkat okoznak. Ide soroljuk az endogén, azaz a Föld mélyéből eredő folyamatok közül a **földrengéseket**, a **vulkanizmust** és sokszor ezekre visszavezethető, vagy egyszerűen csak a gravitáció miatt létrejött **tömegmozgásokat**. Az energiájukat a nap sugárzásából nyerő, exogén folyamatok közül a **viharok**, az **árvíz**, a **belvíz**, és a **tengerparti vízmozgásokból** származó környezeti veszélyek tartoznak a környezetföldtani vizsgálatok

körébe. Magyarországon – a geológiai és geomorfológiai adottságokból eredően – az árvíz, a belvíz, kisebb mértékben a tömegmozgások jelenthetnek veszélyt. Megemlíthetők a földrengések is, bár ezek csak ritkán fordulnak elő, és nem nagy erejűek.

1.5.2 Antropogén eredetű földtani veszélyforrások

Ez a csoport foglalja magába azokat a földtani eszközökkel vizsgálható jelenségeket, amelyeket az ember idéz elő. E jelenségek, folyamatok három emberi tevékenységi kör köré csoportosíthatók.

Az egyik tevékenységi kör maga a mindennapi élet, hiszen a vízhasználat, szennyvízelvezetés, hulladék-elhelyezés, épületek létrehozása egy sor olyan környezeti problémát vet fel, amelyeket földtani – elsősorban hidrogeológiai és mérnökgeológiai eszközökkel oldhatunk meg.

A másik csoport a termelő-, kitermelő-, építőipari tevékenység. Ide tartozik a bányászat, amely „tájsebeket” okoz, felszíni vagy felszín alatti üregeket hoz létre, térszínsüllyedéseket vagy beszakadásokat idézhet elő, a kőzettömegek megbontásával és a meddő felhalmozásával az egészségre káros kémiai elemeket juttathat a talajvízbe vagy a felszíni vizekbe. E környezeti károk megszüntetésében fontos szerepe van a geológiai módszereknek. A különböző termelőipari ágazatok (energiaipar, vegyipar, gyógyszeripar, stb.) tevékenységei, az ipari hulladék elhelyezése szintén a talaj, a kőzetek vagy a víz szennyeződéséhez vezethetnek. A környezetföldtan feladata a kialakult szennyezések terjedésének vizsgálata, illetve a környezeti károk megszüntetésében alkalmazható „öko-ásványok és kőzetek” (zeolit, diatomit, perlit, stb.) kutatása.

A harmadik tevékenységi kör a mezőgazdaság. Itt említhető a helytelen földművelésből eredő talajerózió, vagy a műtrágyázásból származó talajvízszennyezés. Az állattenyésztés során keletkező hígtrágya helytelen kezelése ugyancsak a talajvíz szennyeződéséhez vezet. A száraz éghajlatú országokban a helytelen földművelés és a „túllegeltetés” nagy területek elszivatagosodását eredményezi. A környezetföldtan és a mezőgazdaság kapcsolatát jelenti a talajjavító ásványok kutatása és alkalmazása, vagy a kőzet és talajminőség kapcsolatának vizsgálata is.

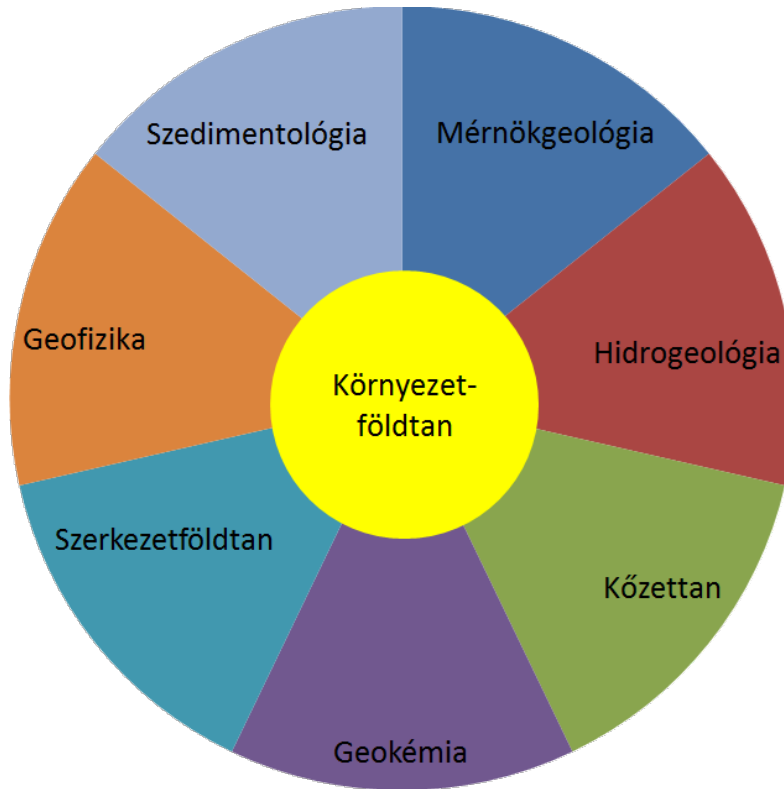
A környezetföldtan céljai a fenti csoportosítással összhangban tehát a következőkben fogalmazhatók meg:

1. Az embereket fenyegető, természeti és antropogén eredetű környezeti veszélyek csökkentése
2. Az ökoszisztémákat és a földtani természeti értékeket érintő károk megelőzése, illetve csökkentése, megszüntetése
3. A környezeti döntések tudományos, földtani megalapozása

1.6 A környezetföldtan módszerei, kapcsolata más tudományágakkal

A környezetföldtan az elemző és az alkalmazott földtan eszközeit is használja. Magába foglalja az általános és szerkezeti földtan, az ásvány- és kőzettan, geomorfológia, geokémia, geofizika,

távérzékelés, hidrogeológia, mérnökgeológia és agrogeológia elemeit (4. ábra). A környezetföldtani vizsgálat komplex módon alkalmazza ezeknek a tudományágaknak a módszereit. A vizsgálatok eredményeit általában környezetföldtani térképeken összegzik. Ilyen lehet például egy szennyeződés-érzékenységi vagy egy nyersanyag potenciál térkép. A szennyezett területek felmérése során ugyancsak térképi ábrázolást alkalmaznak. A környezetföldtani térképezést adatgyűjtés előzi meg, a terepi munka pedig komplex laboratóriumi vizsgálatokkal egészül ki.



4. ábra A környezetföldtanhoz kapcsolódó más földtani tudományágak

Adott gyakorlati környezeti kérdéshez (pl. hulladék elhelyezés, rekultiváció, kárelhárítás) kapcsolódóan a környezetföldtani tevékenység elsősorban hidrogeológiai vagy mérnökgeológiai jellegű, de ásványkőzettani, üledékföldtani, geokémiai, geofizikai, módszereket is alkalmaz.

2 Természeti eredetű földtani veszélyforrások

2.1 A természeti és természeti eredetű földtani veszélyforrások fogalma, társadalmi hatása

Becslések szerint a természeti eredetű veszélyforrások évente kb. 50 milliárd dollárt emésztnek fel a világgazdaságban. Ennek az összegnek egyharmadát maga az okozott kár, kétharmadát pedig az előrejelzés, a megelőzés, illetve a károk mérséklésének költségei jelentik. A fejlett országokban az épületekben, létesítményekben esett károk, illetve a korszerű megelőzési módszerek alkalmazása miatt jelentősebb az anyagi veszteség, és kevesebb az emberáldozat, míg az alacsony fejlettségű országokban ez általában fordítva van.

2.1.1 Természeti veszély és katasztrófa

A **természeti veszélyforrások** (egyszerűbben természeti veszélyek) olyan természeti jelenségek, folyamatok, állapotok, amelyek a mesterséges létesítményekre, illetve emberi létre károsan hathatnak, esetleg súlyosan veszélyeztetik. Kialakulásuk lehet tisztán a természeti folyamatok következménye (pl. tornádó, vulkánkitörés), de a természeti tényező mellett az emberi tevékenység is hozzájárulhat a bekövetkezésükhöz (pl. erdőirtások miatti árvizek, felszínalakítás miatti földcsuszamlás). Általában nem egyedi, elszigetelt események, hanem egy bizonyos típusú esemény (pl. lavina, földrengés) az adott, veszélyeztetett területen újra és újra megismétlődik.

A természeti veszélyforrások akkor eredményeznek **természeti katasztrófát**, ha az esemény lakott területeket érint, és jelentős veszteségeket okoz. Egy vulkánkitörés szinte semmi veszéllyel nem jár a lakatlan Kamsatkán, míg egy hasonló intenzitású kitörés súlyos katasztrófát okozhat a sűrűn lakott Indonéziában, vagy Japánban.

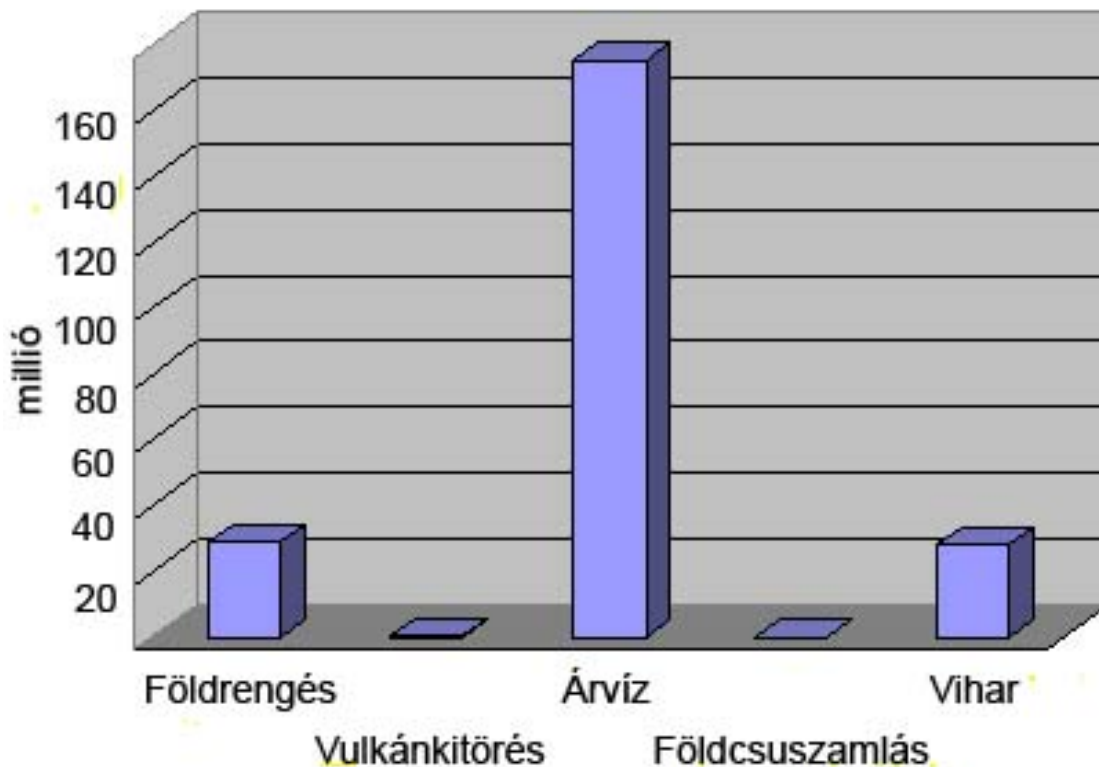
A természeti veszélyek **kockázatot** jelentenek az élet, a vagyon, a létesítmények és a környezet szempontjából. A kockázat mértéke számszerűen fejezi ki annak lehetőségét, hogy egy természeti veszély kárt okoz, számításánál a veszély mértékét és a bekövetkezés valószínűségét veszik figyelembe. A kockázati számításokkal önálló tudományág, a **kockázatelemzés** foglalkozik

2.1.2 Természeti eredetű földtani veszélyek

A természeti eredetű földtani veszélyforrások olyan folyamatok, amelyek az emberek (és általában az élőlények) életét, épségét vagy életterét veszélyeztetik, kőzetekkel, ásványokkal, a földkéreggel, földfelszínnel kapcsolatosak, és földtani módszerekkel tanulmányozhatók.

Ezek a veszélyforrások – mint általában a földtani folyamatok – lehetnek endogén és exogén eredetűek. Endogén eredet alatt azt értjük, hogy a folyamat a Föld belső hőjéből vagy a gravitációs vonzásból nyeri energiáját. A belső földi hő főleg a radioaktív elemek bomlásából és a Föld belsejében zajló anyagátalakulásokból származik. Az exogén eredetű földtani

veszélyforrások (pl. árvíz, viharok) energiája a Nap hőjéből származik, a folyamatok mozgatórugója a napsugárzás intenzitásváltozásából adódó hőmérsékletkülönbség. A természeti eredetű földtani veszélyforrások közül az exogén eredetű árvizek érintik a legtöbb embert. Az endogén eredetű veszélyek között ilyen szempontból a földrengések a legjelentősebbek (5. ábra). Ha nem az érintettek számát, hanem azt vizsgáljuk, hogy ezek a jelenségek hány halálos áldozatot követeltek, a földrengések messze kiemelkednek: a 20. században a természeti katasztrófák 4 millió áldozatot követeltek, ennek fele a földrengések miatt vesztette életét (6. ábra).



5. ábra. Földtani veszélyforrások okozta katasztrófákkal évente érintett emberek száma a Földön

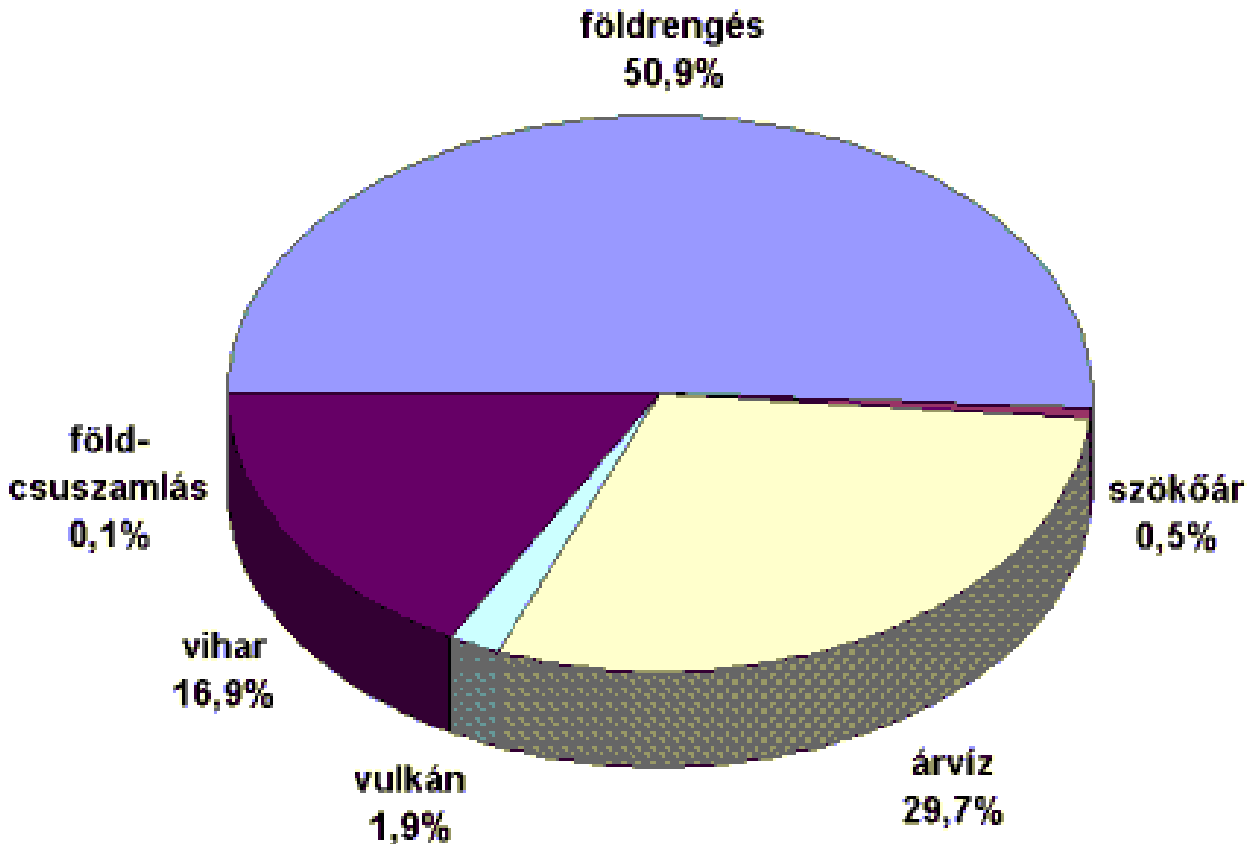
Endogén eredetű földtani veszélyek a vulkanizmus, a földrengések és a tömegmozgások. A tömegmozgások közül elsősorban az omlás, földcsuszamlás, talajfolyások jelentenek veszélyt. Ezek kialakulásában a belső mozgatóerő, a gravitáció mellett exogén erők (időjárási tényezők, csapadék), esetleg emberi tevékenység is szerepet játszanak. Például a mállás (exogén erők) miatti kőzetaprózódás meredek sziklafalakon omláshoz vezethet, vagy az épületekkel terhelt lejtőkön (emberi tevékenység) suvadás, csuszamlás következhet be. Ebben a fejezetben az endogén eredetű földtani veszélyekkel foglalkozunk. Az időjárási, légköri folyamatokkal kapcsolatos veszélyeket, valamint a felszíni és felszín alatti vízrendszerek állapotváltozásaiból fakadó veszélyeket más fejezetekben részletezzük.

A világ népességeloszlását tekintve úgy tűnik, hogy az emberiség nem méri fel a természeti veszélyek jelentőségét. A Föld számos vidékén a legsűrűbben lakott vidékek egybeesnek a

természeti csapásokkal legveszélyeztetettebb területekkel. Természetesen ennek oka nem a veszélyek keresésében rejlik, hanem komplex társadalmi, politikai, gazdasági tényezőkre vezethető vissza (pl. hódítások, kereskedelem, stb.). A környezeti – beleértve a környezetföldtani – szakemberek és mérnökök feladata a veszélyek kutatása, előrejelzése, csökkentése és az ellenük való védekezés módszereinek kidolgozása.

2.2 Vulkanizmus

A vulkanizmus a leglátványosabb geológiai jelenség. Egy vulkánkitörés nem mindig jelent környezeti veszélyt, több esetben csak turisztikai vonzerőként kezelhető. A Föld népességének 10%-a él vulkanizmus által veszélyeztetett területeken, de mivel a vulkánkitörések viszonylagos biztonsággal előre jelezhetők, az áldozatok száma általában alacsony. A vulkanizmus környezeti hatásainak tisztázásához ismernünk kell a vulkáni anyag összetételét, illetve a folyamat okait és a működés mechanizmusát.



6. ábra Földtani veszélyforrások áldozatainak megoszlása a 20. században
(<http://www.foldrenges.hu>)

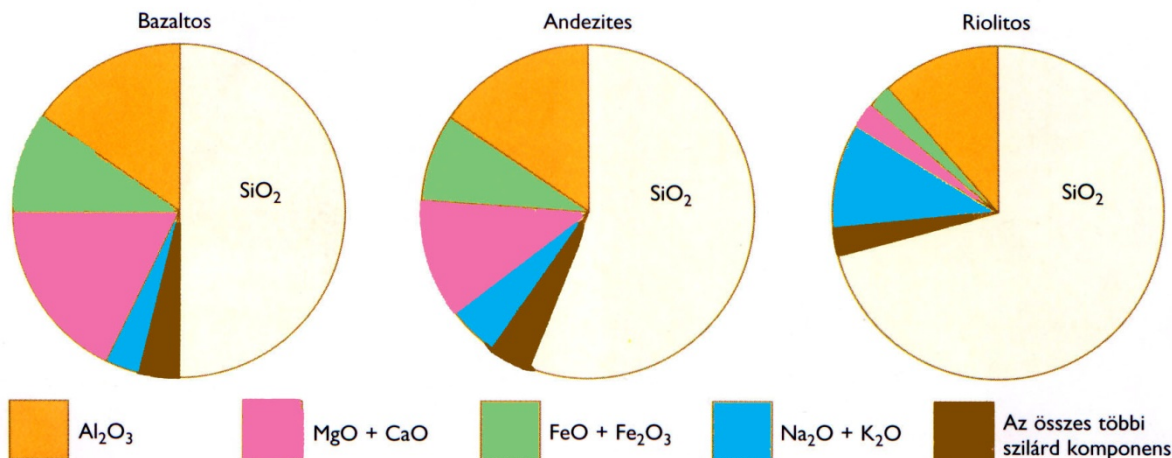
2.2.1 A magma és láva fogalma, összetétele, típusai

A vulkáni tevékenység a magmából táplálkozik. A **magma** izzó, folyékony kőzetolvadék, amely szilárd ásványszemcséket és oldott gázokat is tartalmaz. A földkéreg alsó, vagy a földköpeny felső részén keletkezik, olyan helyeken, ahol a hőmérséklet növekedése a kőzetek megolvadásához vezet. A magma anyaga vagy megszilárdul a mélyben, vagy **vulkánokon** keresztül a felszínre jut. A vulkáni kürtön vagy hasadékokon keresztül felszínre került magmát **lávának** nevezzük. Felszínre jutáskor a lávák hőmérséklete 1000-1200 °C körüli. A Föld ismert vulkáni anyagának csak mintegy 10 %-át szolgáltatják a jobban ismert szárazföldi tűzhányók, a 90%-a tengeralatti kitörések által jutott felszínre.

Bár a természetben 90 kémiai elemet ismerünk, a magmát körülbelül 99 tömeg%-ban mindössze nyolc elem alkotja: oxigén, szilícium, alumínium, vas, kalcium, magnézium, nátrium és kálium (7. ábra). Mivel az O^{2-} a legnagyobb mennyiségben jelenlévő anion, a magma összetételét oxidokban szokták kifejezni (SiO_2 , Al_2O_3 , stb.). A magma 0,2-5% oldott gázt is tartalmaz, mely gázoknak fontos szerepe van a robbanásszerű kitöréseknél, és amelyek az atmoszféra összetételét, ebből eredően a klímaváltozásokat is befolyásolhatják. Az oldott gázok 98%-a vízgőz és széndioxid, a maradékot nitrogén-, klór-, kénvegyületek és argon képezik. A magma gázait „**könnyenillóknak**” is szokták nevezni.

A magma azokon a helyeken tanulmányozható, ahol láva formájában felszínre kerül. A magmatípusokat SiO_2 -tartalmuk alapján osztályozzák. Eszerint a magmákat három fő típusba sorolják: bazaltos, andezites és riolitos magma. Az ezektől eltérő összetételű, sajátos magmákból keletkezett kőzetek a földkéreg összetételében elenyészők.

A **bazaltos** (más néven **bázisos**) magma SiO_2 -tartalma 50% körüli, ezekben a könnyen-illók mennyisége viszonylag kevés. Az **andezites (neutrális)** magma SiO_2 tartalma 60 % körüli, jelentős mennyiségű könnyenillóval. A **riolitos (savanyú)** magma SiO_2 -tartalma 70 % körüli, és ez tartalmazza a legtöbb könnyenillót. A Földön – szárazföldön és az óceánok aljzatán – lávaként felszínre került magmák 80%-a bazaltos, 10-10%-a pedig andezites, illetve riolitos jellegű.



7. ábra A három fő magmatípus kémiai összetétele

2.2.2 A magmatípusok területi eloszlása

Ha azt vizsgáljuk, hogy egy adott területen a vulkanizmus jelenthet-e földtani veszélyt, meg kell néznünk, melyek azok a területek, ahol napjainkban vulkáni tevékenység zajlik, vagy az emberi történelem során zajlott. A jelenlegi vulkánok térbeli eloszlása, lemeztektonikai helyzete határozott törvényszerűségeket mutat (8. ábra).

Bazaltos vulkanizmus szétnyíló lemezszegélyeknél és forró pontoknál fordul elő. Ha óceáni területen történik a szétnyílás, óceánközépi hátságok jönnek létre. Ezek mentén mindenütt uralkodóan bazaltos vulkanizmus van (pl. Közép-Atlanti hátság, Kelet-Pacifikus hátság). Kontinenseken is bazaltvulkánok vannak azokon a területeken, ahol a kontinens kettéválása (riftesedés) kezdődik. Ez a folyamat hasadékvulkánok kialakulásával jár. Ilyen jelenségnek lehetünk tanúi a kelet-afrikai árokrendszerénél vagy az USA-ban, a Columbia-platón.

Bazaltból épülnek fel az úgynevezett forrópontokhoz kapcsolt vulkánok is, amelyek lemezbelső területeken, óceánok aljzatán vagy kontinenseken találhatóak, és kialakulásuk a mélyebb földképenyből felfelé áramló forró olvadékanyagok köszönhető. (pl. Hawaii szigetek).

Andezites vulkánok olyan helyeken jelennek meg, ahol szubdukció zajlik, vagyis a konzumációs lemezszegélyek mentén. Legszembetűnőbb példa erre a Csendes-óceánt körülölelő, úgynevezett „Cirkumpacifikus tűzgyűrű”, melyet andezit-vonalként is szoktak emlegetni. Az andezitvulkánok úgynevezett szigetíveket hoznak létre (vulkáni hegyek gyakran íves lefutású láncolatát). A szigetív lehet óceáni vagy kontinentális szigetív.

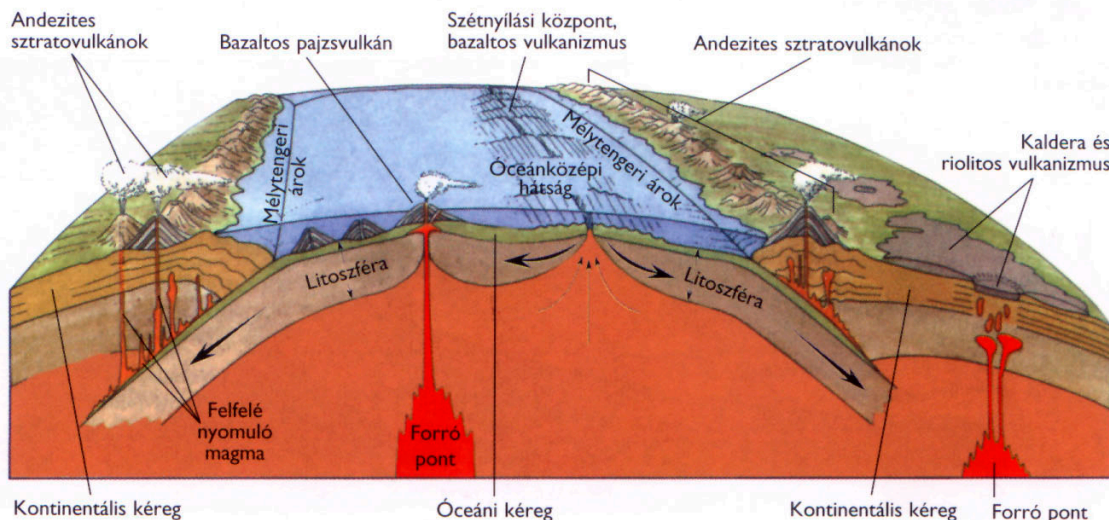
Az óceáni szigetív esetében két óceáni lemez találkozásánál az egyik lebukik a másik alá, így a szigetív vulkánok óceáni területen épülnek fel (pl. Aleuti-szigetek). A kontinentális szigetív esetében az egyik lemezhatár egyúttal a kontinens szegélye, az óceáni lemez a kontinentális lemez alá szubdukálódik, és a szigetív a kontinens területén épül fel (pl. Andok).

Riolitos vulkanizmus az óceáni kéreg területén nem fordul elő, csak a kontinentális kérgen jelenik meg. Többnyire az andezites sztratovulkanizmus kísérője.

2.2.3 A magmakeletkezés lemeztektonikai értelmezése

A **bazaltos magma** a felsőköpenyből, a litoszféra alsó, illetve az asztenoszféra felső zónájából eredeztethető, ahol a peridotit nevű, képlékenyen viselkedő, ultrabázisos kőzet részleges megolvadásával alakul ki. Részleges megolvadásakor az olvadék összetétele mindig magasabb SiO_2 tartalmú, mint a kiindulási kőzet. Ennek oka, hogy az alacsonyabb olvadáspontú, tehát hamarabb megolvadó kőzetalkotó ásványoknak magasabb SiO_2 tartalmuk van, mint a magasabb olvadáspontúaknak. Az olvadás $700\text{ }^\circ\text{C}$ körül kezdődik, és kb. $1500\text{ }^\circ\text{C}$ -on olvad meg minden kőzetalkotó ásvány. A megolvadást konvekciós áramok segítik elő, amelyek a Föld mélyebb öveiből származó hőt szállítják. A felsőköpeny eredetű bazaltos magma kerül a felszínre az **óceánközépi hátságoknál**, illetve a kontinenseken is azokon a helyeken, ahol a kettészakadás

még kialakulóban van (**riftesedés**). Ez a bazalt alkotja a későbbiekben a folyamatosan gyarapodó óceáni aljzatot.



8. ábra A magmatípusok és a lemeztectonikai helyzet kapcsolata

Bazalt vulkánok olyan területeken is nagy számban előfordulnak, amelyek nem lemezszegélyek. Ha a belső földi folyamatok miatt a mélyebb köpenyben kialakult hőcentrumok hője felfelé sugárzik, az ultrabázisos kőzetanyagú felsőköpeny részlegesen megolvadt anyaga felszínre jutva egy kitérési központ körül bazaltvulkánt épít fel. E forró feláramlási zónák 100-200 km átmérőjű felszíni vetületeit nevezzük **forró pontnak**.

Az andezites magma a bazaltos óceáni kéreg részleges megolvadásával keletkezik. Legjellemzőbben a szubdukciós övben alakul ki, ahol az alábukó bazaltos óceáni kéreggel víz is kerül a mélyebb zónákba. Az így keletkezett andezites magma ezért vízgőzben gazdagabb, mint a bazaltos magma. A jelentős könnyenilló-tartalom miatt valósulhat meg a robbanásos vulkanizmus, ami lávaömlési szakaszokkal váltakozik. E váltakozás eredményeként tömör lavaközetek és lazább szerkezetű vulkáni törmeléktrétegek egymásra rakódásával felépülő, szimmetrikus megjelenésű vulkáni kúpok alakulnak ki. Ezt a megjelenési formát sztratovulkánnak nevezzük.

A kontinentális kéreg átlagos összetétele az andezites magma összetételéhez hasonló. Mivel riolit vulkanizmus a kontinensek területén fordul elő, logikus a következtetés, hogy a riolitos magma az andezites kontinentális kéreg részleges olvadásával jön létre. Az olvadást a köpenybeli forró pontok hőhatása idézheti elő. Hosszú ideig tartó, nagy hőtartalmú feláramlásoknál az olvadékanyag összetétele az előrehaladó megolvadás miatt a riolitostól a bazaltos felé tolódik el, mivel az olvadékanyaghoz a köpeny megolvadt részei is hozzáadódnak.

Riolitos vulkanizmus lehet az andezites sztratovulkanizmus kísérője is a szubdukciós övekben. Az olvadékban a könnyenillók koncentrálnak, így a riolitos magma vízgőztartalma az andezitesnél is jelentősebb lesz, ami általában robbanásos vulkanizmushoz vezet.

2.2.4 A vulkáni tevékenység és környezeti hatásai

A vulkanizmus környezeti hatásait legnagyobb mértékben a magma felszínre jutásának módja, vagyis a vulkáni **kitörés jellege** befolyásolja. A kitörés jellegét alapvetően meghatározza a magma könnyenilló-tartalma és viszkozitása. A **viszkozitás** a folyadékok (olvadékok) belső súrlódása, ami a folyást nehezíti. A bázisos lávák kisebb viszkozitásúak, tehát könnyen folynak, míg a savanyú lávák nagy viszkozitásúak, lassú folyásúak. A forró láva viszkozitása alacsonyabb, míg a hűlő láva egyre nagyobb viszkozitású, folyása lelassul.

A láva viszkozitását a kémiai összetétel is befolyásolja. A szilíciumban gazdagabb lávák viszkózusabbak, mint az alacsony szilíciumtartalmúak. A lávák folyási sebessége maximum 15-16 km/óra lehet.

A kitörés jellege szerint megkülönböztetünk **robbanásmentes** és **robbanásos** kitöréseket. Mindkét kitörési típus előfordulhat a kontinensek és az óceánok területén (óceáni kérgen zajlik a vulkáni tevékenység 90 %-a). Az óceánok aljzatán feltörő vulkánok a kontinensek élővilágát nem veszélyeztetik. Az óceáni szigetek túlnyomó része vulkáni eredetű, ezeken a helyeken a fő környezeti veszélyt a vulkanizmus jelenti. Az óceáni és kontinentális kéreg területén is a környezeti hatás mértéke a kitörés jellegétől függ.

2.2.4.1 Robbanásmentes kitörések és környezeti hatásaik

A robbanásmentes (**effuzív**) kitörések alacsony viszkozitású, kis gáztartalmú, **bazaltos** összetételű lávákra jellemzők. Az ilyen jellegű kitörések nagyon látványosak, annak ellenére, hogy kevésbé monumentálisak, mint a robbanásszerű kitörések.

A magma nagyobb mélységben oldott formában tartalmazza a gázokat, mivel nagyobb nyomáson megnő az oldóképesség. Miközben a magma felfelé halad, a nyomáscsökkenés miatt oldóképessége lecsökken, és gáztartalmát fokozatosan elengedi. Mivel a bazaltos láva alacsony viszkozitású, a különvált gázbuborékok gyorsan tudnak felfelé emelkedni, és felszínre jutáskor tűzijátékszerűen fröcskölnek szét az izzó anyagot. Ezt a jelenséget nevezik **lávaszökőkút**nak (9. ábra). A gázok eltávozása után a láva lefolyik a lejtőkön.

A **forró pontok** felett kialakult, robbanásmentes bazalt lávafolyások nem jelentenek nagy veszélyt, mivel a láva sebessége nem nagy, és a lávafolyam behatárolható útvonalon, völgyekben halad. Az ilyen jellegű kitörések inkább turisztikai látványosságok (pl. a Hawaii szigeteken).



9. ábra Robbanásmentes bazaltáva-kitörés (lávaszökőkút), Hawaïi, 1983. Magassága kb. 10 méter
(Hevesi Attila felvétele)

A bazaltlávát szolgáltató **hasadékvulkánok** nagyobb veszélyt jelentenek a környezetre, mivel működésük kiterjedtebb, és a felszínre jutó lávamennyiség nagy területeket beboríthat. A történelmi idők ilyen jellegű, legnagyobb katasztrófája Izland szigetén történt.

Izland a szétnyíló Észak-Amerikai lemez és Eurázsiai lemez határán, az Atlanti-óceán közepén húzódó óceáni hátság tengersizint fölé nyúló csúcsa. 1783-ban a **Laki** nevű vulkáni területen egy 32 km hosszú hasadékon keresztül hatalmas mennyiségű láva került a felszínre. A hasadék nyomvonalától két irányban 50-60 km szélességben borította be a felszín, összesen 588 km² területet fedett be. A felszínre jutott láva mennyisége kb. 12 km³ volt. A katasztrófát nem közvetlenül a kitörés okozta, hanem az, hogy a könnyenillók között fluor gáz is a felszínre került. A fluor szétterjedve kipusztította a növényzetet, ami az állatok pusztulásához és 10 000 ember éhhalálához vezetett. Az ugyancsak a könnyenillóként felszínre jutott, nagy mennyiségű SO₂ gáz – a napsugárzás visszaverése miatt – az egész északi féltekén lehűlést okozott. A földtörténeti múltban a Lakinál nagyságrendekkel nagyobb hasadékvulkán kitörések is zajlottak, amelyek nyomait ma hatalmas bazalt platókon tanulmányozhatjuk (pl. Dekkán fennsík).

2.2.4.2 Robbanásos kitörések és környezeti hatásaik

A robbanásos (**explozív**) kitörések elsősorban a sztratovulkáni területeken fordulnak elő, a nagyobb viszkozitású, magasabb gáztartalmú **andezites és riolitos** magmákra jellemzők. Kisebb

robbanásos kitörések, és ennek eredményeképpen vulkáni törmelékfelhalmozódások bazaltos vulkanizmusnál is megjelenhetnek, ha a magma nagy víztartalmú üledékeken tör át, a víz egy részét asszimilálja, így könnyenilló tartalma jelentősen megnövekszik.

Az andezites és riolitos magma kristályosodási hőmérséklete alacsonyabb, viszkozitása nagyobb a bazaltos láváénál. A felfelé emelkedő magmából a jelentős viszkozitás miatt a gázbuborékok nem tudnak gyorsan eltávozni. Felszaporodva, egyre nagyobb nyomással egyre nagyobb feszítőerőt fejtenek ki, és felszínre érve robbanásszerűen röpítik szét a lávaanyagot. A szétrobbant lávadarabokból megszilárdult vulkáni törmelékek a **piroklasztok** (görögül a szó jelentése „tűzi törmelék”). A 64 mm-nél nagyobb darabokat **bombának**, a 2-64 mm közöttieket **lapillinek**, a 2 mm-nél kisebbeket **hamunak** vagy **pornak** nevezzük. A piroklasztokból felhalmozódott, laza, konszolidálatlan üledék neve **tefra** (görögül hamu). A tefra összecementálódásával jönnek létre a **piroklasztikus kőzetek**, a finomszemcsés **tufa** és a nagyobb törmelékekből álló **agglomerátum**.

A robbanásos kitörések egy sajátos formája az **izzófelhős** kitörés, amikor a forró hamu nem lökődik fel a magasba, hanem a vulkáni gázokkal keveredve 100-800 °C-os „felhőként”, nagy sebességgel hömpölyög le a lejtőkön (az izzófelhő francia eredetű neve, a „nuée ardente” is használatos, 10. ábra). Izzófelhős kitöréssel jönnek létre az összesült tufák, vagy **ignimbritek**, amelyek átmenetet képeznek a lavakőzet és a tufa között. Ezek általában nem egy központhoz kötöttek, hanem hasadékok mentén kerülnek felszínre.



10. ábra Robbanásos kitörés piroklasztikum-felhője. Mt. Pinatubo, Fülöp-szigetek, 1991. <http://www.calstatela.edu/faculty/acolvil/volcanos>

A robbanásos globális kitörések környezeti hatása messze meghaladja a nem robbanásos kitöréseket (5. ábra). A robbanás által szétszórta vulkáni hamu több 10 km magasságba lövődik fel, szélsőséges esetekben az egész földi légkört érintheti, és globális változásokhoz vezethet. A légkörbe jutott porrészecskék ugyanis visszaverik a napsugárzást, így csökken a földfelszínre érkező hőmennyiség, és klímaromlás következik be. A globális hatások révén olyan területeken is környezeti veszélyforrás lehet, ahol aktív tűzhányók nem működnek.

A robbanásos kitörések által okozott környezeti veszélyeket a fent említett globális hatásokon kívül, a kitörés lefolyása, illetve hatásfolyamata alapján öt csoportba lehet sorolni.

(1) Forró, mérgező gázok hatása:

A magma könnyenilló-tartalmát elsősorban vízgőz alkotja, de emellett az élőlények számára mérgező gázokat is tartalmaz (pl. SO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , stb.). Ezek a gázok nagyobb mennyiségben halált okoznak. Ez történt a Vezúv Kr. e. 79-ben történt kitörésekor, ahol a mérgező gázok miatt az 5000 lakosú **Pompeii** lakosságának nagy része álmában halt meg, majd betemette őket a forró vulkáni hamu.

(2) Nagy mennyiségű tefra hatása:

Nagy erejű robbanásos kitöréseknél igen jelentős mennyiségű vulkáni hamu kerülhet a légkörbe, ami visszahullva termőterületeket fed be, és megsemmisíti a növényzetet. Ez történt a történelmi idők legnagyobb robbanásos kitörésénél, 1815-ben, az indonéziai **Tambora** vulkán kitörésekor. 40 km^3 vulkáni törmelék került a légkörbe, és évekig tartó globális lehűlést eredményezett. 1916-ban az évi középhőmérséklet a megelőző évhez képest $3 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal csökkent, ezt az évet „nyár nélküli évnek” is nevezték. A Tambora környezetében hatalmas termőterületek semmisültek meg, az állatok elhulltak, és az éhezés 80 000 emberáldozatot követelt.

(3) Izzófelhős kitörés hatása:

A több száz $^\circ\text{C}$ -os izzófelhő folyékony anyagként viselkedik, és a vulkáni lejtőn nagy sebességgel tud lehömpölyögni (sebessége a 700 km/óra t is elérheti!). Ennek katasztrofális példája a Martinique szigetén, 1902-ben lezajlott kitörés, ahol a **Mount Pelée** vulkánból kitörő, 150 km/óra sebességű piroklasztikus folyam és a mérgező gázok a 30 ezer lakosú St. Pierre városát teljesen elpusztították. Izzófelhős kitörés kísérte a **Mount St. Helens** vulkán (USA, Washington) 1980-ban történt erupcióját is, ahol 63 ember lelte halálát.

(4) Iszapfolyás (lahar) hatása:

A robbanásos kitörések akkor is veszélyesek lehetnek, amikor az aktivitás már lecsendesedett. Ha az eső feláztatja a frissen lerakódott, laza törmeléket, vagy a forró hamu megolvasztja a hótakarót, és a vízzel iszapos masszát alkot, sárfolyások alakulhatnak ki, amelyek hatalmas pusztítást végeznek. Az ilyen sárfolyást (iszapfolyást) nevezzük laharnak. 1985-ben, a columbiai **Nevalo del Ruíz** kitörésekor kirobbant forró vulkáni törmelék gleccsereket olvasztott fel, a vulkáni hamu a vízzel összekeveredett, és a lezúduló sártömeg betemetett egy 29 ezer lakosú települést (11. ábra).



11. ábra A Nevado del Ruíz vulkán 1985-ös kitörésekor keletkezett lahar pusztítása a columbiai Armeróban (Skinner & Porter, 1995)

(5) Szökőár (cunami) hatása:

Ha nagy erejű robbanásos kitörés következik be a tenger aljzatán, vagy kisebb vulkáni szigeten, szökőárt okozhat. A történelem leghatalmasabb ilyen következményű vulkáni eseménye a **Krakatau** 1883-as kitörése volt. A Jáva közelében fekvő lakatlan sziget vulkánja olyan erővel robbant ki, hogy 20 km³-nyi törmelékkel lövellt fel 50 km magasságba. A robbanás szökőárt idézett elő, amely Jáva és Szumátra szigetén 36 ezer ember halálát okozta. Krakatau sziget nagy része megsemmisült. A kirobbantott vulkáni portömeg a sztratoszférában az egész Földet megkerülte, és hónapokig különös fényjelenségeket okozott. A földi átlaghőmérséklet 0,5 fokkal csökkent, és évekbe telt, amíg a hatás elmúlt.

2.2.5 Vulkanai eredetű veszélyek előrejelzése

Mint korábban tárgyaltuk, a lemeztektonikai helyzet behatárolja, hogy egy adott területen vulkánkitörés lehetséges-e. Természetesen, a lemeztektonikai szempontból potenciális vulkánkitörési helyek sem mind veszélyeztetettek.

Vulkánkitörések előrejelzésénél elsőként azt kell tisztáznunk, hogy egy adott vulkán aktív-e. A gyakorlatban azokat a vulkánokat tekintjük aktívnak, amelyek az emberi történelem során, tehát az utolsó 10 000 évben produkáltak kitörést. Ezt a megállapítást is azonban körültekintéssel kell kezelni, mert az elmúlt évszázadban több olyan vulkán is kitört, amelyeket ilyen szempontból „kialudtnak” vélték. A Földön ma 1300 vulkánt tekintenek aktívnak, és ezek közül 50 minden évben kitör, vagy folyamatosan működik.

A vulkanizmus – mint minden más természeti veszély – akkor rejt kockázatot, ha lakott területeket érint. A veszély mértéke azonban ezeken a területeken is különböző. A kutatók 80 olyan aktív vulkánt tartanak nyilván, amelyek sűrűn lakott területek közelében vannak, tehát kitörésük katasztrófát okozhat. Ezeknek a vulkánoknak a környezetében megfigyelő állomások vannak, ahol folyamatos **monitoring** (megfigyelések, mérések, adatrögzítés) zajlik.

Az előrejelzés első lépéseként a vizsgált területre vonatkozó adatok feldolgozását kell elvégezni. Ez a folyamat magában foglalja a korábbi kitörések adatainak, leírásainak elemzését és a területre vonatkozó földtani térképek vizsgálatát. A földtani térképek ugyanis jelzik a vulkáni kőzetek elterjedését, vagyis a korábbi kitörések hatásterületét. A feldolgozott adatok alapján elkészítik a **veszélyeztetettségi térképeket** (12. ábra).

Ha egy adott terület veszélyeztetettnek bizonyul, a következő feladat a kitörés várható időpontjának előrejelzése. Erre azoknak a jelenségeknek a megfigyelése és mérése nyújt lehetőséget, amelyek jellemzően jelentkeznek a vulkánkitörések előtt: Az „előrejelző” jelenségek a következők:

(1) **A szeizmikus aktivitás növekedése**

A kitörési centrum környezetében jelentősen megnő a szeizmikus aktivitás, a kis magnitúdójú (<5), harmonikus rengések száma. A veszélyeztetett területeken ezek méréséhez 15 km sugarú körzetben legalább 6 szeizmikus mérőállomást telepítenek, amelyeket számos távolabbi mérőállomás övez.

(2) **A vulkáni hegy felszínének emelkedése, deformációja**

A felfelé nyomuló magma megemeli a fölötte lévő közettömegeket, és felszínelelkedéshez, a lejtőszög megváltozásához, vagy a hegy deformációjához vezet. Ezek a változások földi, geodéziai módszerekkel és műholdas mérésekkel rögzíthetők.

(3) **Gázkibocsátás**

A kitörést megelőzően növekszik a könnyenilló komponensek (főleg SO₂, HCl, HF) kibocsátása, ami spektroszkópiai módszerekkel mérhető. A mérés történhet közvetlenül a szivárgás helyén, nagyobb távolságról, megfelelő eszközökkel, vagy szatellit-spektrometriával.

(4) **Hőmérsékletemelkedés**

A melegvizű források és fumarolák (vulkáni gőz és gázkibocsátási helyek) hőmérsékletének emelkedése szintén a kitörés előrejelzője. Ennek mérése történhet terepi módszerekkel és szatellit-termometriával

2.2.6 Megelőzési és kármérséklési intézkedések

Az előrejelzési adatok számítógépes modellbe illesztése után lehetővé válik a kitörés várható időpontjának behatárolása. Ezt követően kerül sor azokra az intézkedésekre, melyeknek célja elsődlegesen a lakosság életének és épségének megóvása, másodlagosan az anyagi javak védelme.

Az élet védelmére irányuló intézkedések 3 tevékenység köré csoportosíthatók:

(1) **Képzés és tréning**

A vulkáni kitörés által veszélyeztetett területeken a lakosságot már megelőzőleg tájékoztatni kell az esetleges kitörés várható mértékéről, a veszélyek jellegéről, az elkerülés lehetőségeiről. Ki kell dolgozni az evakuálás menetét, és a lakosság számára evakuálási gyakorlatokat kell tartani.

(2) **Információs és figyelmeztető rendszer**

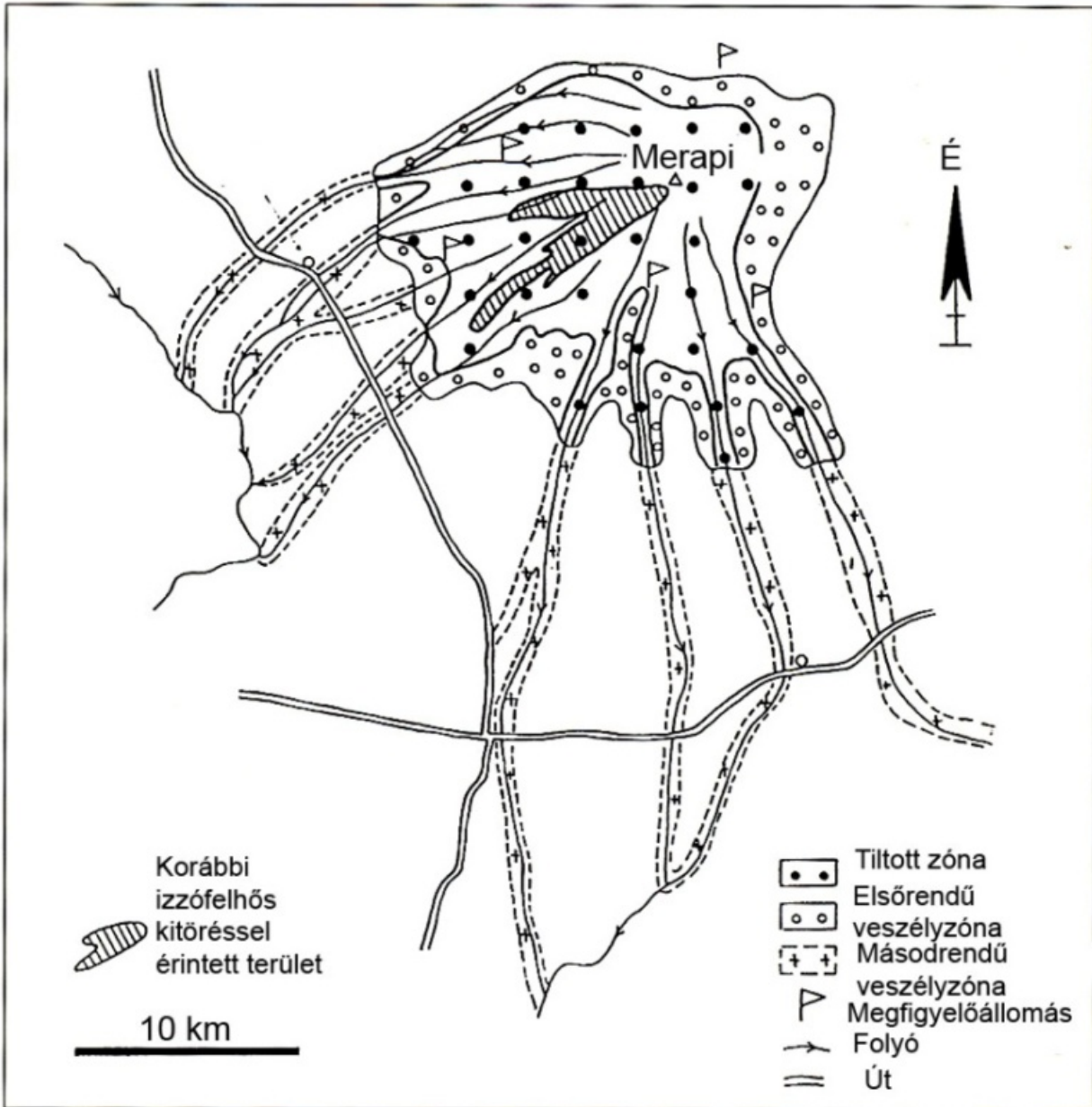
Olyan rendszer kiépítése szükséges, amely mindenki által elérhető, és folyamatos tájékoztatást ad a lakosságnak.

(3) **Riasztórendszer**

Az evakuálásra felhívó riasztórendszernek egyszerűnek és egyértelműnek kell lennie.

Az anyagi javak védelmére irányuló intézkedések a vulkánkitörés hatásfolyamatától függenek. Vannak olyan kitörési típusok, amelyekkel szemben a védekezés, kárcsökkentés lehetetlen (pl. mérgező gázok, tefra, izzófelhő). Ezekben az esetekben csak az emberélet mentése, előzetes evakuálás történik.

A lávafolyás és a lahar okozta károk mérséklése műszaki megoldásokkal lehetséges. Mindkét esetben alkalmazzák azt a módszert, hogy a folyamat mesterséges mederbe terelik, vagy gátakat építenek. A lávafolyam eltérítésére használtak már bombázást is. A láva megállításra olyan módon is lehetséges, hogy vízzel locsolják, így lehűlve megszilárdul.



12. ábra Veszélyeztetettségi térkép. Merapi vulkán, Indonézia. A tiltott zónában izzófelhő, az elsőrendű veszélyzónában vulkáni bombák, a másodrendű veszélyzónában lahar várható (Bell, 1999 nyomán)

2.2.7 Vulkanizmus és kapcsolódó környezeti veszélyek Magyarországon

A Kárpát-Pannon térségben a legfiatalabb vulkanizmus a neogén és a negydkor folyamán zajlott. A vulkáni tevékenység a térség nyugati részén kezdődött, kb. 22 millió évvel ezelőtt. Jellemzője volt, hogy savanyú és neutrális magmák robbanásos kitörései és lávaömlései váltakoztak. A vulkanizmus időben kelet felé tolódott el, és a Keleti-Kárpátok déli részén végződött. A térség

legfiatalabb vulkáni kitörése a Csomád vulkán Szent Anna kráteréből történt, kb. 35 000 évvel ezelőtt. A Magyarország területére eső legfiatalabb vulkáni kőzetek kb. 1,8 millió évesek.

Ehhez a működéshez kapcsolódva 21-11 millió évvel ezelőtti időszakban robbanásos kitörésekkel járó savanyú vulkáni tevékenység történt, több kitörési központból. Ennek eredményeként a Pannon-medence területén különböző kitörési fázisok során három tufaszint halmozódott fel, ezeket régebben „alsó, középső és felső riolittufának” nevezték.

Magyarország tehát ma vulkanizmus szempontjából nem veszélyeztetett terület. Egyes vulkáni területeink azonban – az egykori vulkán szerkezetéből, a vulkáni kőzetek ásványos összetételéből fakadóan – rejthetnek földtani veszélyforrásokat. Azokon a területeken, ahol a laza szerkezetű, vízáteresztő piroklasztikus rétegek, riolittufák váltakoznak agyagos rétegekkel, tömegmozgások, csuszamlások következhetnek be. Ezek leírása, jellemzése a 4. fejezetben történik.

2.3 Földrengések

A földrengések rövid idei tartó természeti jelenségek, többnyire minden előjel nélkül következnek be. Percek alatt nagyobb pusztítást tudnak végezni, mint bármely más természeti veszély. Bár néhány alkalommal sikerült megjósolni földrengések bekövetkezését, előrejelzésük rendkívül nehéz, leginkább statisztikai becslésekkel, számításokkal történik. A földrengésveszélyes területeken elsősorban az épületek megfelelő tervezésével és kivitelezésével lehet mérsékelni a károkat, hiszen az életre nem közvetlenül a földrengés jelent veszélyt, hanem a miatta összeomló épületek, építmények.

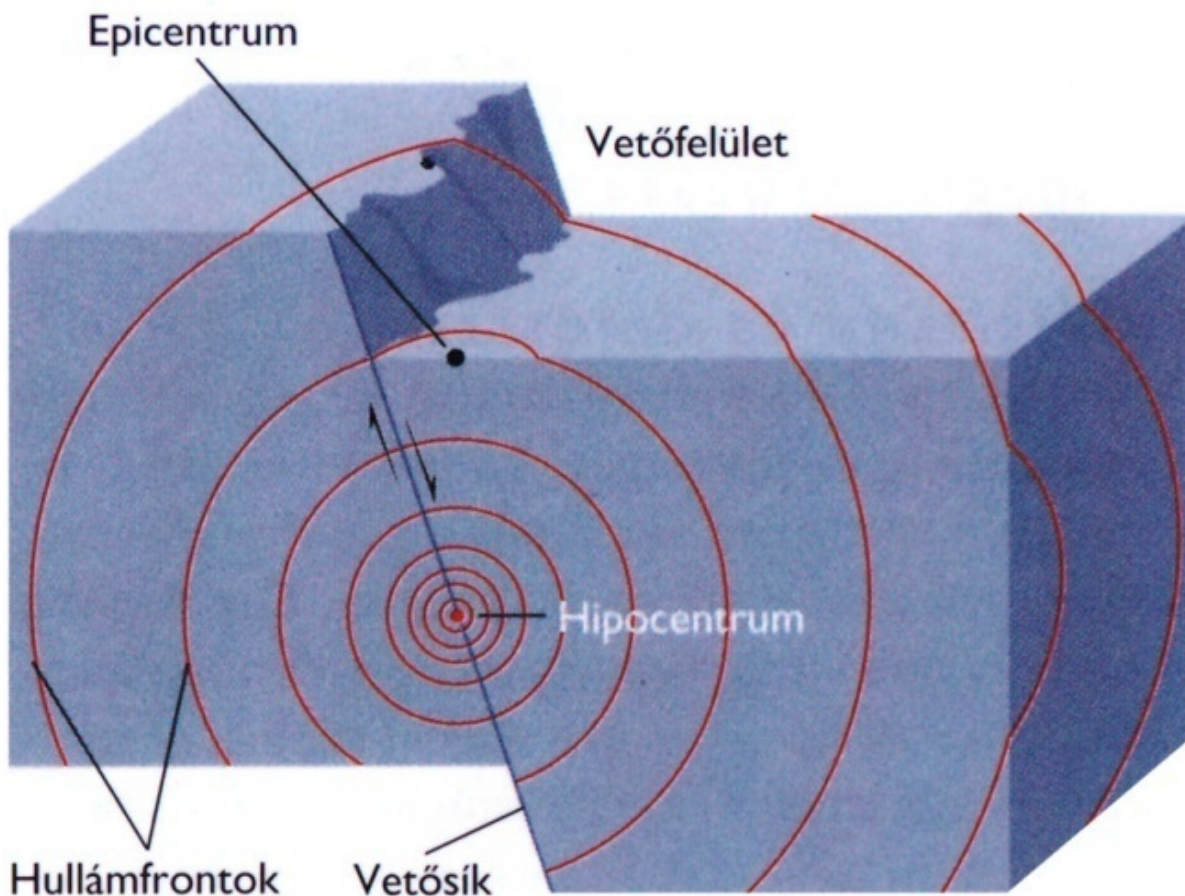
Pusztító erejük mellett a földrengéseknek óriási tudományos értéke van. Mivel az egész Földön áthatolnak, és a különböző kőzetekben sebességük vagy irányuk változik, esetleg elnyelődnek, általuk nyerünk ismereteket a mélyben lévő közettömegek tulajdonságairól. A földrengések tették lehetővé a Föld övezetességének megismerését és a lemeztectonikai jelenségek értelmezését.

2.3.1 A földrengések keletkezése

A földkéregben lejátszódó deformációs folyamatok többsége olyan nagy mélységben történik, illetve olyan lassan megy végbe, hogy számunkra érzékelhetetlen. Vannak azonban olyan esetek, amikor a deformáció olyan gyorsan következik be, hogy érzékelni és mérni tudjuk. Erre példa a kőzettetek egymás menti elmozdulása, vagyis a **vetők** kialakulása, ami földrengésekkel hozható kapcsolatba (13. ábra).

A litoszféralemezek mozgása miatt a litoszférában feszültségek jönnek létre. A feszültség egy darabig halmozódik, de egy kritikus pontnál „kioldódik”, és a kőzetekben törést hoz létre. Egy ideig a törés mentén érintkező felületek közti súrlódás akadályozza a kőzetblokkok elmozdulását. A tovább gyülemlő feszültség azonban egy idő után legyőzi a súrlódást, és ekkor hirtelen ismét feszültségkioldódás következik be. Ezt lehet egy összenyomott rugóhoz is hasonlítani, amely egy határértéknél visszapattan eredeti állapotába. A kőzetekben a „kipattanás” rugalmas rezgéshullámokat kelt, amit **földrengés** formájában érzékelünk, és a kőzettetek elmozdulnak,

vagyis vetődés következik be. Ez a folyamat többször ismétlődhet, ezért a vetők menti elmozdulás számos kisebb, időben egymást követő mozgásból adódik össze.

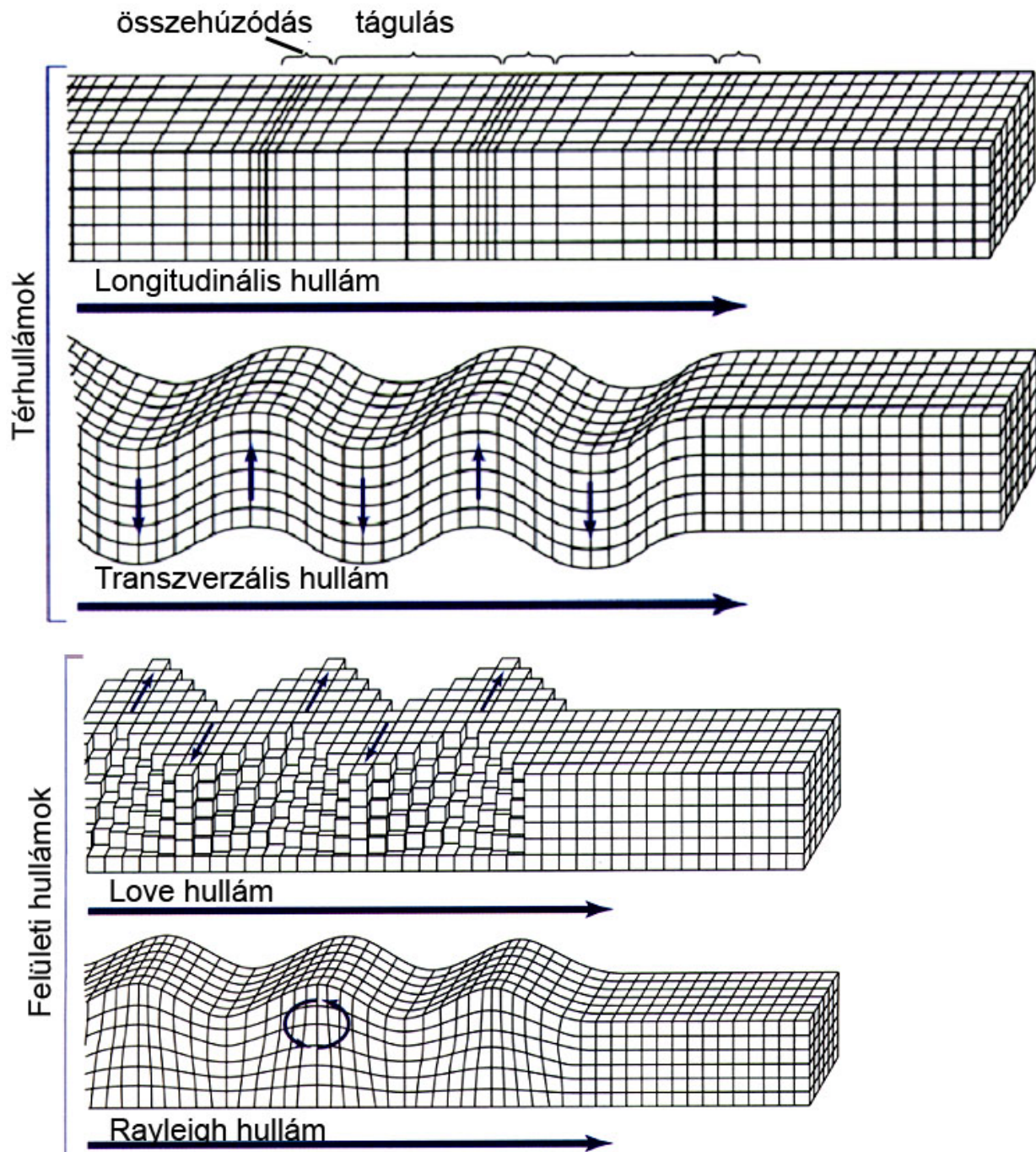


13. ábra A földrengés és a vető kapcsolata a hipocentrum és epicentrum helyzetének megjelölésével

A földrengés kipattanási helye a **hipocentrum** (magyarul a földrengés fészke). A földrengések fészekmélysége 30-700 km között változik. A hipocentrum felszíni vetülete (a Föld középpontját a hipocentrummal összekötő egyenes földfelszíni dőfpontja) az **epicentrum** (13. ábra). Az epicentrum helyét a rengéshullámok különböző mérőállomásokra történő beérkezésének idejéből tudják megállapítani.

2.3.2 A földrengéshullámok típusai, jellemzői

A földrengéskor keletkező rugalmas hullámok két fő csoportba oszthatók: **térhullámok** és **felületi hullámok**. A térhullámok a Föld belsején képesek keresztül hatolni, a felületi hullámok pedig csak a földfelszínen haladnak.



14. ábra Az anyagrészcscék mozgásának jellege a különböző típusú földrengéshullámokban (Merritts et al, 1988 nyomán)

A Föld belsejében haladó térhullámoknak két fajtája van: **primer** (röviden **P**) hullámok (más néven **longitudinális** hullám) és **szekunder** (röviden **S**) hullámok (más néven **transzverzális** hullám) (14. ábra). A P hullámok nevüket annak köszönhetik, hogy gyorsabban terjednek, így elsőként észlelhetőek. A longitudinális elnevezés arra utal, hogy rezgésük a tovaterjedés irányába mutató sűrűsödésekből és ritkulásokból áll. A longitudinális hullámok szilárd anyagban és

folyadékokban is terjednek, de az utóbbiban lelassulnak. Az S hullámok a másodiknak beérkező (szekunder) hullámok. Transzverzális elnevezésük azt jelzi, hogy a kitérések iránya a terjedés irányára merőleges. A folyadékok ezeket a hullámokat elnyelik.

A felületi hullámoknak szintén két csoportja van: **Rayleigh-** és **Love-hullámok**. Jellemzőiket a 14. ábra mutatja. A felületi hullámok lassabban haladnak, mint a P és S hullámok. A felületi hullámokat nem tudjuk használni a földszerkezet vizsgálatára, viszont környezetföldtani szempontból ezeknek van jelentősége, mivel ezek a hullámok okozzák a talajmozgást, és így az épületek összeomlását.

2.3.3 A földrengések mérése, mérete, intenzitása

A Föld belsejében a rengéshullámok gyorsan terjednek (a hullámsebesség km/s nagyságrendű), és bár kismértékben csillapodnak, a rezgés kiindulási helyétől nagy távolságra, akár a Föld áttellessen oldalán is észlelhetők. A földrengések mérésére szolgáló műszer a **szeizmográf**. Ez lényegében a talajhoz vagy kőzetekhez csatolt, a rezgéseket felvevő és leképező szerkezet, mely rögzíti az elmozdulás vertikális és horizontális kitéréseit. A rögzítés korábban analóg módon, papírra való rajzolással történt, napjainkban ez digitális módon valósul meg. A keletkező rajzolat a **szeizmogram**.

A földrengések **mérete (nagysága)** a hipocentrumban felszabaduló energia nagyságára jellemző. A földrengés méretét a **magnitúdóval** jellemezzük. A magnitúdó a műszerekkel mért adatokból, a szeizmogram kitérésének amplitúdójából számított, dimenzió nélküli szám. A számításból adódóan a magnitúdó fokozatok logaritmikus skálához igazodnak. Ez azt jelenti, hogy a 3-as magnitúdójú rengésnek a 4-es tízszerese, az 5-ös százszorososa, a 6-os ezerszerese, és így tovább (1. táblázat). Az eddig műszerrel mért legerősebb rengés magnitúdója 9,5 volt (Chile, 1960), ami 2 milliárd tonna TNT robbanóanyag hatóerejének felel meg.

A földrengések **intenzitása (erőssége)** a rengések által okozott kár mértékéről ad felvilágosítást. Az intenzitás-skála fokozatai a földrengésnek az emberi környezetre gyakorolt hatását jellemzik, ezért rendszerint csak lakott területeken használhatók. Az intenzitás-skála 12 fokozatú, kifejlesztőjéről, Mercalli, olasz szeizmológusról kapta elnevezését. Európában 1992-től ennek továbbfejlesztett változatát, az EMS-t (**Európai Makroszeizmikus Skála**) használják a legelterjedtebben. A 12 fokozatú skálán a fokozatokat római számmal jelölik (a magnitúdótól való fokozottabb megkülönböztetés miatt). Az I-es fokozat az emberek által nem érzékelhető rengést jellemzi, a II-IV-es fokozatúakat néhány ember már érzi, de károk még nem keletkeznek. Az épületsérülések az V-ös fokozattól jelennek meg, a XII-es fokozat a teljes pusztulást jelzi. A makroszeizmikus skálák – mivel nem műszeres méréseken, hanem az átélők beszámolóin, illetve helyszíni megfigyeléseken alapulnak – szubjektív elemeket is tartalmaznak.

Magnitúdó (log. skála, a földrengés mérete)	Várható hatások, EMS skála (a földrengés intenzitása v. erőssége)
1	
2	Általában csak műszerekkel érzékelhető (I-III)
3	
4	Gyenge mozgás, esetleg kisebb károk (IV-VI)
5	Épületszerkezeti károk (VII-VIII)
6	
7	Határozott rengés, gyengébb épületek összeomlanak (IX-X)
8	
8	Nagy épületek összeomlanak (XI)
9	A talaj rengése látható (XII)

1. táblázat A földrengés mérete és a várható okozott kár mértéke

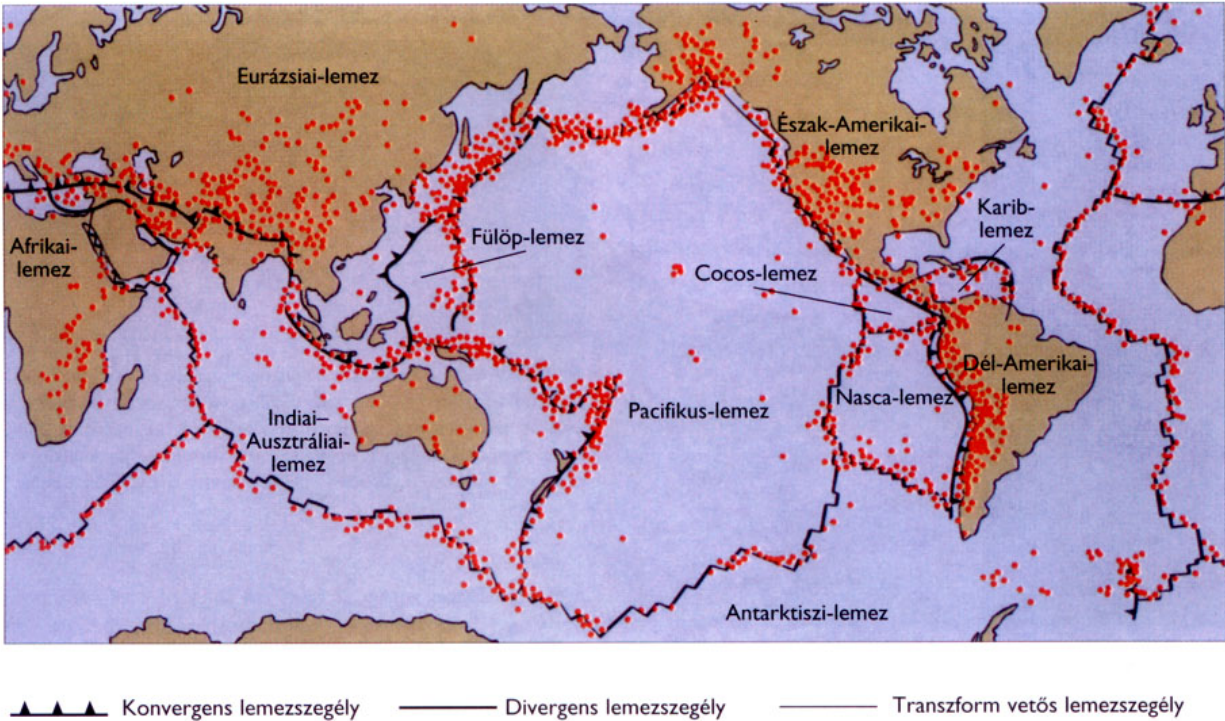
2.3.4 A földrengések területi eloszlása és lemeztektonikai értelmezése

Ha a földrengések epicentrumainak eloszlását vizsgáljuk a litoszférelmezeken, azt tapasztaljuk, hogy túlnyomó többségük a lemezhatárokra összpontosul (15. ábra). Ennek az oka, hogy a lemezek az asztenoszférában zajló konvekciós áramlások miatt egymáshoz képest folyamatos mozgásban vannak. A mozgás sebessége csak néhány cm/év, de hatalmas feszültségek halmozódnak fel az elmozduló lemezek mentén, melyek kioldódása vezet a földrengésekhez. Ez a jelenség bármilyen lemezszegély típusnál lejátszódik, tehát a konvergens lemezszegélyeknél (a szubdukciós és kollíziós zónában), a divergens lemezszegélyeknél (az óceáni hátságok vagy a kontinentális riftövek mentén) és az egymás mellett horizontálisan elmozduló, transzform vetős lemezszegélyeknél is.

A lemezhatárokon kipattanó földrengések három fő övezetbe sorolhatók:

- (1) Cirkum-Pacifikus övezet, amely a Csendes-óceánt öleli körbe, itt a földrengéseknek mintegy 70 %-a pattan ki (szubdukciós zóna)
- (2) Alp-Himalájai övezet, amely a Földközi-tenger térségétől Törökországon, Közép-Ázsián, Kínán keresztül húzódva Indonéziánál csatlakozik a Cirkum-Pacifikus övbe. E zónában keletkezik a világ földrengéseinek mintegy 15 %-a (kollíziós zóna)
- (3) Óceánközépi hátságok, ahol a rengéseknek kb. 7 %-a történik (divergens lemezszegély)

A fennmaradó mintegy 8 % nem lemezhatárookra esik. Ez a csoport a kisebb rengéseket jelenti, ezek bárhol kipattanhatnak, de soha nem pusztító erejűek. Létrejöttük oka, hogy a lemezbelső területeken is lehetséges feszültség-felhalmozódás, és hasonló mechanizmussal mozognak kisebb litoszférelmezek, illetve már szubdukálódott lemeztöredékek (pl. Vrancea lemez, Kárpátok K-i pereme).



15. ábra A földrengések eloszlása a lemezhatárok feltüntetésével. A földrengések túlnyomó része a lemezhatárok mentén pattan ki

2.3.5 Földrengés, mint környezeti veszély

2.3.5.1 A környezeti hatást befolyásoló földtani tényezők

Földrengések kipattanásakor egy adott helyen az okozott károkat, vagyis az intenzitást három tényező határozza meg: a földrengés nagysága, az adott helytől való távolsága és az adott hely geológiája, talajviszonyai. Sok földrengésnél megfigyelték, hogy azokon a helyeken, ahol a felszín közelében fiatal, laza, homokos és agyagos üledékek találhatók, sokkal nagyobb károk keletkeztek, mint ott, ahol idősebb, keményebb kőzetek bukkannak a felszínre (16. ábra). Az intenzitás növekedése még erőteljesebben jelentkezik mesterségesen feltöltött területeken.



16. ábra Laza, fiatal üledékekkel borított területeken a rengések nagyobb épületkárokat okoznak.
Kairó, 1992. A területet a Nílus üledékei építik fel (Skinner & Porter, 1995)

2.3.5.2 Közvetlen (elsődleges) hatások

Hasonlóan más környezeti veszélyekhez, a földrengések is akkor vezetnek katasztrófához, ha lakott területeket érintenek. Ebben az esetben sem maga a földrengés jelensége veszélyes, hanem az épületek és műszaki létesítmények sérülései.

A felületi hullámok hatására a talajrészecskék mozgásba jönnek. E mozgás függőleges és vízszintes irányú komponenseket egyaránt tartalmaz. Ha a hullámok elérnek a felszínen egy épületet vagy más műszaki létesítményt, mozgásba hozzák először annak alapját, majd ez a mozgás bonyolult módon áterjed a többi részre is. Az építményekre a horizontális komponensek veszélyesek, a tartószerkezetekben ébredő nyírófeszültségek miatt, melyek a szerkezet repedését, törését, esetenként összeomlását okozhatják

Az okozott kár mértéke függ a rengések frekvenciájától. Egy adott helyen a felszíni mozgás különböző frekvenciájú hullámösszetevők összeadódásából áll elő. Ezen összetevők frekvenciája általában 0-15 Hz között van, ezt nevezik frekvencia tartalomnak. A mozgás frekvencia tartalmát annak ún. Fourier amplitúdó spektrumával, vagy a mérnöki gyakorlatban szokásos válasz spektrummal jellemzik.

A különböző épületek azonos a rengésre azonos helyen is különbözőképp reagálnak. Először igen komplex módon kezdenek el mozogni, majd rezgésük frekvenciája fokozatosan egy adott érték felé tolódik el, ezt az épület sajátfrekvenciájának nevezik. Gyakran használják a sajátperiódus kifejezést is, mely a sajátfrekvencia reciproka, és azt adja meg, hogy az épület mennyi idő alatt tesz meg egy teljes lengést. Általában minél magasabb egy épület, annál alacsonyabb a sajátfrekvenciája, vagyis hosszabb a sajátperiódusa. Az épületek akkor szenvedik el a legnagyobb kárt, amikor a talajmozgással rezonanciába kerülnek, vagyis amikor a földrengéshullámok legnagyobb energiájú komponenseinek frekvenciája és az épület sajátfrekvenciája megegyezik.

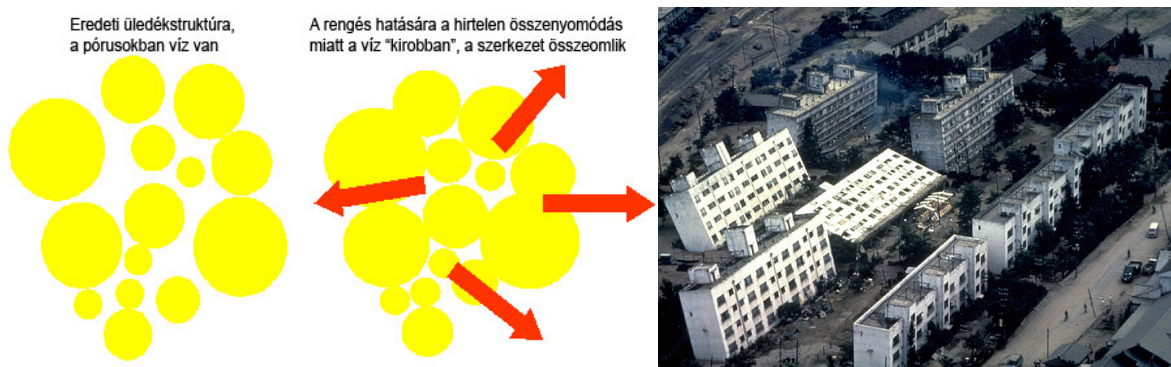
2.3.5.3 Másodlagos hatások

A közvetlen kár, tehát az építmények sérülése vagy összeomlása mellett a földrengéseknek számos, másodlagos hatása lehet, melyek szintén katasztrófához vezethetnek. Ezek a hatások az alábbiak:

- (1) A földrengések során aktivizálódó törésvonalak utakat, épületeket érinthetnek, így ezek elmetsződnek és darabjaik elmozdulnak.
- (2) A talajmozgás következtében villany- és gázvezetékek szakadhatnak el, ami tűz keletkezéséhez vezet. Ilyen esetekben rendszerint a vízvezetékek is sérülnek, ezért a tűz oltása sem lehetséges. Ez történt az 1906-os San Francisco-i és az 1923-as Tokyo-i földrengésnél, ahol a károk 90 %-át tűz okozta.
- (3) Meredek hegyoldalakon *kőomlás* következhet be, ami utakat, épületeket, létesítményeket károsíthat.
- (4) A homokos üledékek vagy talaj, ha a szemcsék közti pórusokban vizet tartalmaznak, rezgés hatására folyékony anyagként viselkednek. Ez a jelenség a *talajfolyósodás*, melynek magyarázata a következő. Nyugalmi állapotban a pórusvíz mintegy vázként

biztosítja az üledék szerkezeti stabilitását. Amikor a rezgés miatt a póruster hirtelen zárul össze, és a víz „kirobban” a pórusokból, a szerkezet összeomlik, a talaj besüllyed. Ilyenkor súlyos károk keletkeznek, de az előfordul, hogy a vasbeton szerkezetes, „földrengésbiztos” épületek nem omlanak össze, csak eldőlnek (17. ábra).

- (5) Ha lejtős területek olyan rétegsorból épülnek fel, mely víztartalmú agyagrétegeket tartalmaz, ezek mentén a regések hatására *csuszamlások* következnek be.
- (6) Amikor a földrengések epicentruma a tenger aljzatára esik, a lökéshullámok *szökőárt* idéznek elő. A szökőár hullámainak terjedési sebessége eléri a 950 km/h-t. A nyílt tengeren amplitúdójuk kicsi, 1 m körüli, de a partok közelében magasságuk a sekély aljzattal való ütközés miatt több 10 méteresre nőhet, és mindent elsöpörnek a partszegélyi régióban. A történelem legnagyobb, földrengésből származó szökőár katasztrófája 2004. karácsonyán történt, amikor a Szumátra közelében, a tenger alatt kipattant, 9,3 magnitúdójú földrengés (a történelem második legnagyobb földrengése) Indonézia partjainál szökőárt keltett, és 300 000 ember halálát okozta.



17. ábra Baloldalon a talajfolyósodás magyarázata látható, jobb oldalon az 1964-es Niigata-i (Japán) földrengéskor a talajfolyósodás miatt eldőlt épületek (fotó: <http://wikipedia.org>)

2.3.6 A földrengések előrejelzése

A földrengések nemcsak azért jelentenek különös veszélyt az emberi környezetre, mert a természeti veszélyek között a legtöbb áldozatot követelik, hanem azért is, mert helyük, időpontjuk, illetve méretük előrejelzése nagy bizonytalanságot rejt. A lemeztektonikai helyzet a vulkanizmushoz hasonlóan determinálja a földrengésveszélyes területeket, de nem tudhatjuk, hogy a lemezhatárok mely részén következik be a rengés kipattanása. A földrengések előrejelzése történhet hosszú és rövid távon.

2.3.6.1 A hosszú távú földrengés előrejelzés módszere

A hosszú távú előrejelzés abból a feltevésből indul ki, hogy ahol a múltban földrengés volt, ott ismét be fog következni. Geofizikai megközelítésben a múltbeli rengésekről feljegyzések, mérési adatok alapján szereznek információt. Geológiai megközelítésben a vetők feltérképezését, mérését alkalmazzák. A vizsgált időtartam általában az utolsó 10 000 év. A geofizikai és

geológiai adatok együttes feldolgozásával lehetővé válik a **földrengések statisztikus előrejelzése**. A földrengések statisztikus előrejelzését egy adott területre vonatkozóan két módszerrel végezhetjük el: determinisztikus és valószínűségi módszerrel.

A **determinisztikus módszer** a következő lépésekből áll:

- (1) Az adott vizsgált terület tágabb környezetében feltérképezik a vetőzónákat (forrázónákat)
- (2) A korábbi adatok alapján megvizsgálják, hogy az egyes forrázónákban milyen méretűek voltak a legnagyobb földrengések
- (3) A forrázónákból kiválasztják az adott területhez legközelebb eső pontokat
- (4) Feltételezik, hogy ezeken a pontokon fog bekövetkezni az abban a zónában előfordult legnagyobb méretű rengés
- (5) Kiszámítják, hogy ezekben az esetekben a földrengések milyen jellegű és mértékű talajrezgést eredményeznek a vizsgált helyen.

A determinisztikus módszert ott alkalmazzák, ahol a szeizmogén földtani szerkezetek és az azok mentén várható maximális rengések jól meghatározhatók, mert a területnek magas a szeizmikus és tektonikai aktivitási szintje. Ez a feltétel elsősorban a jelenlegi lemezhatárok mentén teljesül.

A **valószínűségi módszer** szintén a forrázónákon alapul, de nem követeli meg azt, hogy azok tektonikai kapcsolatrendszerét pontosan ismerjük, viszont megbízhatóan tudnunk kell minden egyes zónában a különböző magnitúdójú rengések gyakoriságát. A módszer lépései az alábbiak:

- (1) Meghatározzák a forrázónákat, geofizikai és geológiai adatok alapján
- (2) Minden forrázónára kiszámítják a földrengések visszatérési gyakoriságát
- (3) Az adatok alapján megadják, hogy milyen mértékű lehet a területen várható legnagyobb rengés
- (4) Feltételezik, hogy egy forrázónán belül a földrengések véletlenszerűen, de minden pontban azonos valószínűséggel keletkezhetnek
- (5) Egy kiválasztott, definiált valószínűségi szintre vonatkoztatva kiszámítják, hogy a földrengés hatására a vizsgált helyen milyen mértékű talajmozgás várható, figyelembe véve a forrázóna és a vizsgált hely távolságán bekövetkező energiacsökkenést.

A valószínűségi módszert a kevésbé szeizmikus területeken alkalmazzák. Magyarországon is általában ezt használják a szeizmikus rizikóanalízis során.

2.3.6.2 A rövid távú előrejelzés lehetőségei

A rövid távú előrejelzés akkor lehetséges, ha a veszélyeztetett területeken állandó monitoring zajlik. A földrengések kipattanása előtt számos előjelet figyeltek meg, amelyek jelentkezhetnek néhány nappal vagy néhány órával a nagy rengés előtt. A tapasztalatok szerint egy adott területen a következő jelenségek jelezhetik a földrengés rövid időn belüli bekövetkezését:

- (1) A jelentős feszültségnövekedés miatt a kőzetek mágneses tulajdonságai, elektromos vezetőképessége változik. Ezek a változások a folyamatos geofizikai mérésekkel jelezhetők.

- (2) A kőzetek porozitása változik, ami a talajvízszint csökkenéséhez vezet. Ezt a jelenséget a lakosság is észleli a kutakban.
- (3) Változik a lejtőszög, vagy a földfelszín lassan emelkedik, illetve süllyed, amit geodéziai módszerekkel és műholdas érzékeléssel lehet rögzíteni.
- (4) A hajlott, gyúrt kőzetrétegekben kisebb repedések keletkeznek
- (5) Növekszik a levegőben a radon gáz koncentráció, ezt spektrometriai módszerekkel érzékelik.
- (6) Az állatok szokatlan, abnormális viselkedést mutatnak. Ennek érdekes példája, hogy az 1969-es kínai, Tianjin-i földrengés napján, reggel a helyi állatkertben felfigyeltek az állatok rendkívüli viselkedésére. Ezt jelentették a földrengés előrejelző központnak, ahol megtörténtek a szükséges intézkedések. Délben ki is pattant egy 7,4 magnitúdójú földrengés, de mivel az előrejelzés megtörtént, nem követelt sok áldozatot.
- (7) Hirtelen megnövekszik a kis méretű rengések száma (előrengések).

Az előjelek nem minden esetben mutatkoznak, illetve a felsoroltak nem mindegyike figyelhető meg. Az is előfordul, hogy előjeleket detektálnak, a rengés mégsem következik be. Ezért nagy jelentősége van a megelőző intézkedéseknek. A megfelelő talajra való építés, a vasbeton szerkezetek alkalmazása, az épület- és gépészeti szerkezetek földrengésálló tervezése, kivitelezése a legmegfelelőbb módszer a földrengésveszéllyel szemben.

2.3.7 Magyarország földrengés helyzete

Magyarországon, illetve tágabb értelemben a Kárpát-medencében a lemeztektonikai helyzetből adódóan, mivel a terület az Afrikai- és Eurázsiai lemez kollíziós zónájának perifériális részén helyezkedik el, nem fordulnak elő jelentős földrengések. A Kárpát-medencét övező területen azonban (DK-i Alpok és a Dinári-hegyég, Bécsi-medence és a Ny-i- Kárpátok, Kárpátalja) jelentős földrengés tevékenység tapasztalható (18. ábra). A DK-i- Kárpátok lábánál, a Vrancea - Háromszéki-havasok környékén pedig nagy méretű ($M > 7$) földrengések is előfordulnak. 1977-ben például egy itt kipattant, 7,2 magnitúdójú földrengés katasztrofális károkat okozott Bukarest területén.

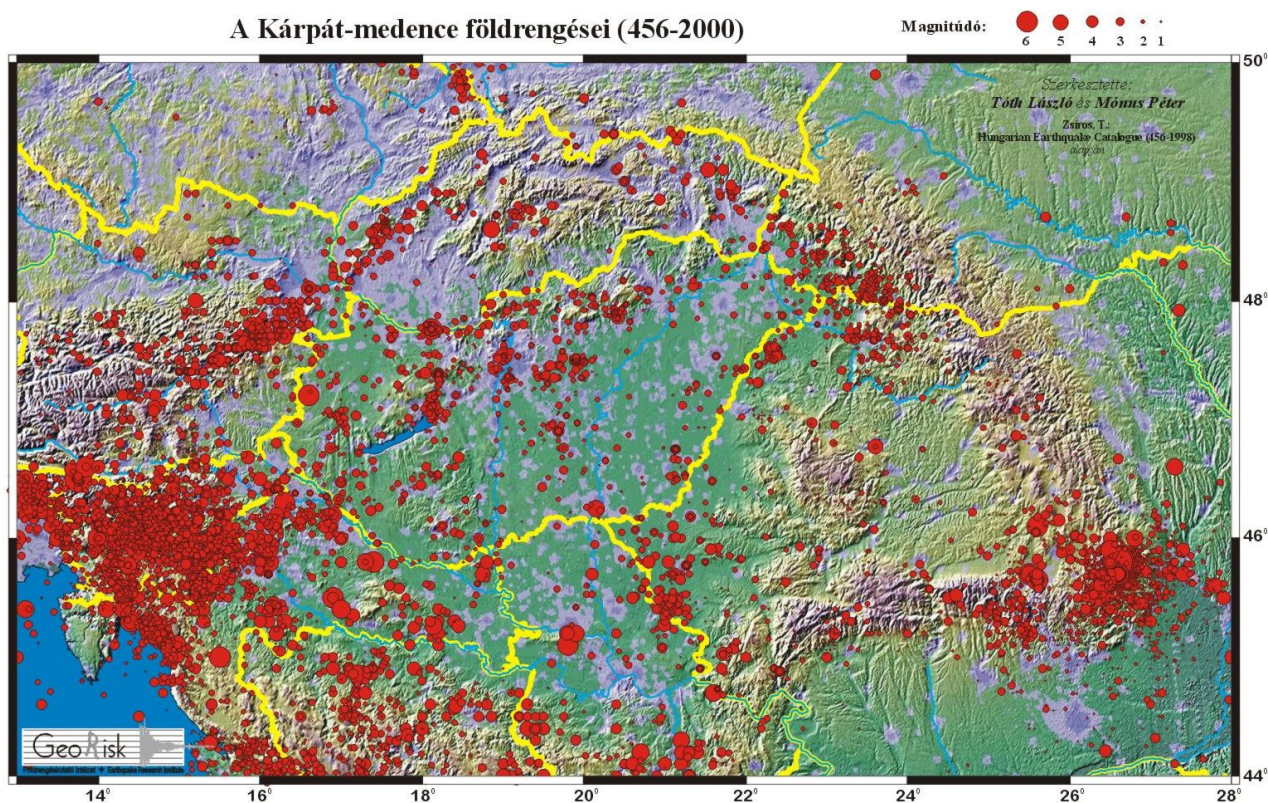
Az ország területén az első feljegyzett földrengés Szombathely közelében történt, 456-ban. Ettől kezdve napjainkig több mint 20 000 földrengést katalogizáltak. Ismereteink szerint a legnagyobb, a mai Magyarország területén valaha kipattant földrengés Komáromban keletkezett 1763-ban, magnitúdóját a károk leírása alapján 6,3-ra becsülik. Jelentős épületkárok keletkeztek, és néhány halálos áldozat is volt. Hasonló erősségű volt az 1810-es móri földrengés.

Az 1900-as évek során 4 jelentősebb földrengést jegyeztek fel, ezek rövid jellemzése a következő:

(1) 1911. június 8, Kecskemét. $M: 5,6; I_{max}: VIII$

A rengés következtében város lakóházainak 30 %-a (közel 1300 ház) sérült meg, de csak 34 olyan súlyosan, hogy az embereket ki kellett telepíteni. A főrengéseket több kisebb utórengés követte. A rengés geológiai magyarázata: a terület a jelenkorban is aktív, mivel a negyedkor folyamán 100-200 métert süllyedt (és természetesen ezzel lépést tartva üledékekkel feltöltődött). Hogy ez a süllyedés már jóval korábban megkezdődött, azt

fúrési adatok bizonyítják. Kecskemét keleti részén a fiatal, neogén üledékek alatti mezozoos kőzetek (medencealjzat) 800 m mélységben található. Nyugat felé haladva, 9 km múlva az aljzatot már 2000 m mélységben fúrták meg. A mélyülés nem egyenletes, vannak olyan szakaszok, ahol 1 km-es vízszintes távolságon 300 m az aljzat szintkülönbsége, ami vetők menti lezökkenésekkel valósulhatott meg.



18. ábra A Kárpát-medencében megfigyelt földrengések (forrás: GeoRisk Földrengéskutató Intézet)

(2) 1925. január 31, Eger. $M:5,0$; $I_{max}: VII-VIII$

A rengést megelőző években a területen több kisebb rengést észleltek. A főrengés kipattanása előtti éjszakán is volt előrengés. A földrengés hatására az Eger közelében lévő Ostoroson az épületek falai és a mennyezetek erősen megrepedeztek, falak felső részei és a kémények ledőltek. A templom északi oldalán levő mellékhajó mennyezete leszakadt. A község 406 épületéből csak 8 maradt sértetlen. Egerben is jelentős épületkárok keletkeztek. Haláleset és súlyos sérülés nem volt, valószínűleg azért, mert a rengés rövid ideig tartott. A rengés geológiai háttere: a terület az emelkedő Bükk hegység és annak déli peremén húzódó süllyedék találkozásánál helyezkedik el. Ezek a mozgások napjainkban is tartanak, így az érintkezési zóna aktív terület.

(3) 1956. január 12, Dunaharaszti. $M:5,6$; $I_{max}: VIII$

A Dunaharaszti főrengést 31 kisebb előrengés előzte meg. A település 3500 épületéből 3144 sérült meg (19. ábra). Néhány haláleset és súlyos sérülés is történt. Kisebb, néhány cm átmérőjű iszapkráterek keletkeztek, ami a talajfolyósodás következménye volt. A

rengés Budapesten is épületkárokat okozott, és hatással volt a melegvizű források vízhozamára. A Rudas-fürdő forrásaiban a vízhozamok a rengés után közvetlenül megnövekedtek, majd fokozatosan a földrengést megelőző érték alá csökkentek. A rengés geológiai háttere: a földrengés fészke két, aktív árkos süllyedék, az Alsónémedi-süllyedék és a Vörösvári-árok metszsvonalán helyezkedik el. A területen szinte minden évben vannak kisebb földrengések, 1974-ben és 1983-ban jelentősebbek is előfordultak.



19. ábra Az 1956-os dunaharaszti földrengésnél súlyos épületkárok keletkeztek
(<http://foldrenges.hu>)

(4) 1985. augusztus 15, Berhida. M:4,9; I_{\max} :VII

A Veszprém megyei település környéke kiemelten földrengésveszélyes terület, az 1985-ös rengést megelőzően már 159 földrengést jegyeztek fel. Az 1985 augusztusában kipattant rengés Peremarton és Berhida településeken okozta a legjelentősebb épületkárokat, de a

Balaton környékén is rongálódtak meg épületek. A főrengés epicentrumát az utórengések mérése révén rekonstruálni tudták. Az utórengések egy szűk sávra, a Séd patak medrére estek. A meder egy törésvonalon húzódik, amely mentén a Berhidai-medence találkozik a Küngösi táblaröggel. A két egység mozgása keltette a rengéseket.

Magyarországon tehát a szeizmicitás (földrengés aktivitás) mérsékelt, és a rengések területi eloszlása is rendszertelen. Vannak azonban olyan zónák, melyek aktívabbnak nevezhetők, ezek a következők: Komárom környéke, Móri-árok, Kapos-vonal, Zala megye északi része, Eger környéke, Jászság

Az utolsó 250 év rengéseinek gyakorisága alapján Magyarország területére a következő előrejelzés adható:

2,5-3 magnitúdójú rengés – évente 4-5 (érezhető, de károkat nem okoz)

3,5-5 magnitúdójú rengés – 15-20 évente egyszer (épületkárokat okozhat)

5,5-6 magnitúdójú rengés – 40-50 évente egyszer (jelentős épületkárokat okoz)

2.4 Tömegmozgások

Tömegmozgásnak nevezzük azokat a felszínformáló folyamatokat, melyek során a talaj, kőzettörmelék, vagy nagyobb kőzettestek lejtőn lefelé, szállítóközeg nélkül, gravitáció hatására mozognak. A tömegmozgás helyett a **felszínmozgás** megnevezést is szokták alkalmazni. E mozgások végbemehetnek nagyon lassan (cm/év – m/év), de a bizonyos típusú tömegmozgások sebessége a több száz km/h-t is eléri.

A tömegmozgások jelentős része felszíni lejtőkön alakul ki, ezeket nevezzük **lejtős tömegmozgásoknak**. A lejtős tömegmozgások négy típusa közül három, az *omlás*, *csuszamlás és folyás* okozhat természeti katasztrófát, a negyedik, a *kúszás*, a folyamat lassú jellege miatt, nem jelent pillanatnyi, súlyos környezeti veszélyt. A tömegmozgások kisebbik csoportjába tartoznak a **felszínsüllyedés**, beomlás folyamatai, melyek vertikális mozgásként valósulnak meg. Ezek a folyamatok is jelentkezhettek környezeti veszélyként.

2.4.1 A lejtős tömegmozgásokat befolyásoló tényezők

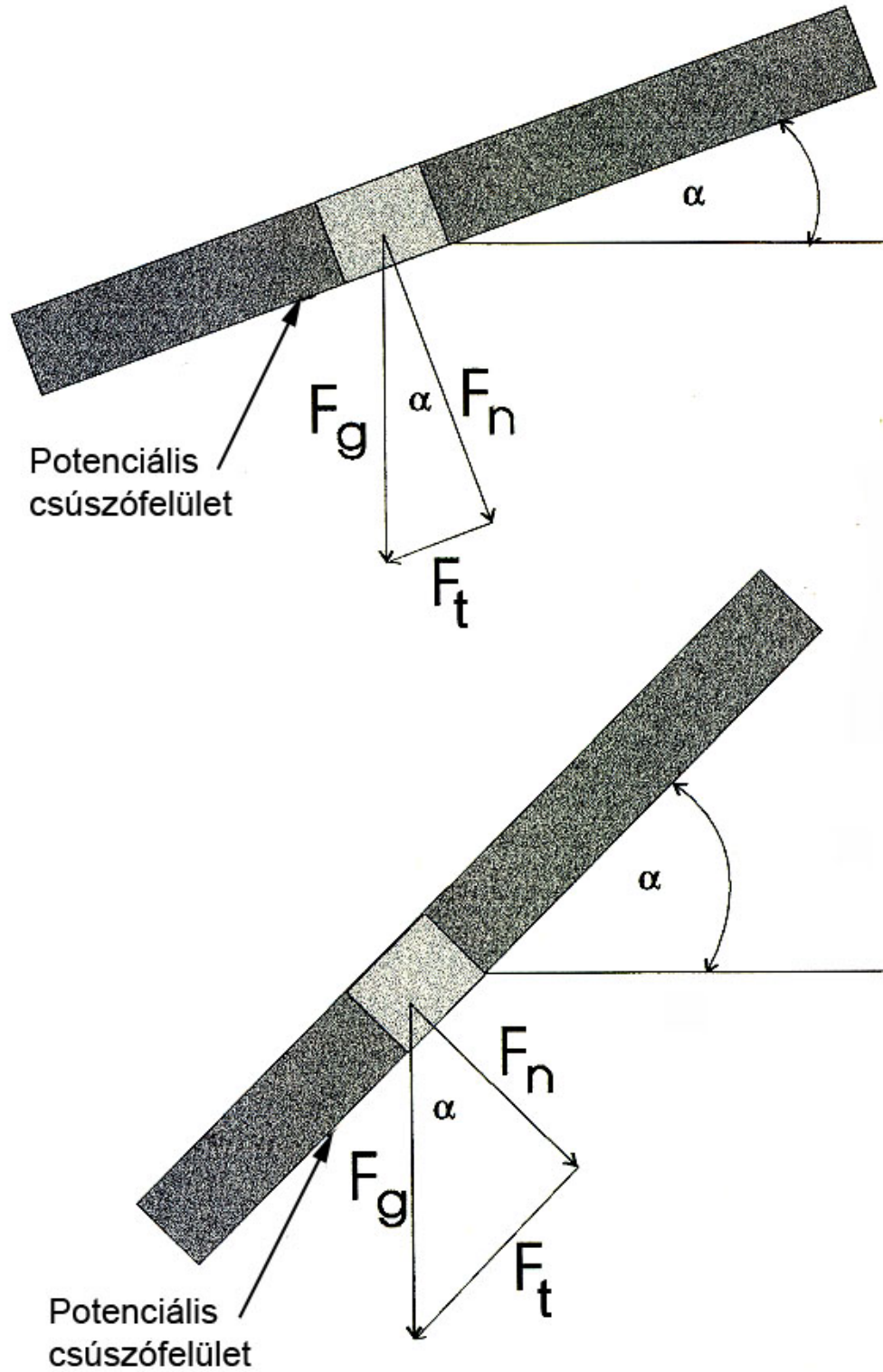
Lejtős tömegmozgások lejtőn, nyírófeszültség hatására alakulnak ki. A nyírófeszültség a nehézségi erő hatására ébred. A tömegmozgás akkor következik be, ha a nyírófeszültség mértéke meghaladja a nyírószilárdságot. A lejtős tömegmozgásokat befolyásoló tényezők: a *lejtőszög*, a *kohézió*, a *lejtőanyag víztartalma* és az *agyagtartalom*.

2.4.1.1 A lejtőszög szerepe

A lejtős tömegmozgási folyamat megértéséhez tekintsük a 20. ábra által mutatott modellt. A lejtőn lévő törmelék a szürke téglalap jelzi. A törmelékre gravitáció hat, de ezt az anyag szilárdsága és kohéziója ellensúlyozza. A gravitációs erő (F_g) két komponensre bontható: a potenciális csúszófelületre merőleges normál erőre (F_n) és a csúszófelülettel párhuzamos nyíró- (tangenciális) F_t erőre. Ha a lejtőszög növekszik (alsó ábra) a két komponens aránya változik, az F_t/F_n érték növekedni fog, ami az elmozdulás irányába hat.

Ezek az erők feszültséget keltenek a hatásfelület (A) mentén. A **nyírófeszültség** a $\tau = F_t/A$, a **normálfeszültség** a $\sigma = F_n/A$ összefüggéssel írható le. Ezek a feszültségek a potenciális csúszófelület minden pontján hatnak. A lejtőn való elmozdulást a nyírófeszültség idézi elő. Mivel a nyírófeszültség a nyíróerővel arányos, nagyobb lejtőszög esetén nagyobb lesz az elmozdulás valószínűsége. A nyírófeszültség fenti adatok ismeretében számítható.

A lejtőn való elmozdulást a geológiai anyag (kőzet, talaj, törmelék) **nyírószilárdsága** gátolja. Adott anyag nyírószilárdsága laboratóriumi körülmények között meghatározható. A nyírószilárdság értéke a szakadás pillanatában megegyezik a nyírófeszültség értékével.



20. ábra A lejtőszög befolyása a nyíróerő és a normálerő arányára

2.4.1.2 A kohézió szerepe

A **kohézió** az anyagnak az a tulajdonsága, mely az anyag részecskéit egyben tartani igyekszik. Száraz homokoknak nincs kohéziója ($c = 0$). Nedves agyagok, agyagtartalmú kőzetlisztek és homokok viszont már rendelkeznek kohézióval ($c > 0$), ami laboratóriumi körülmények között meghatározható. Ugyancsak az elmozdulás ellenében hat a súrlódási tényező (**belső súrlódási koeficiens**), ami kísérletileg szintén meghatározható. Laboratóriumi vizsgálatok tapasztalatai alapján a nyírószilárdság, a belső súrlódási koeficiens és a kohézió között a következő összefüggést állapították meg (**Coulomb egyenlet**):

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg}\varphi, \text{ ahol}$$

τ = a nyírószilárdság

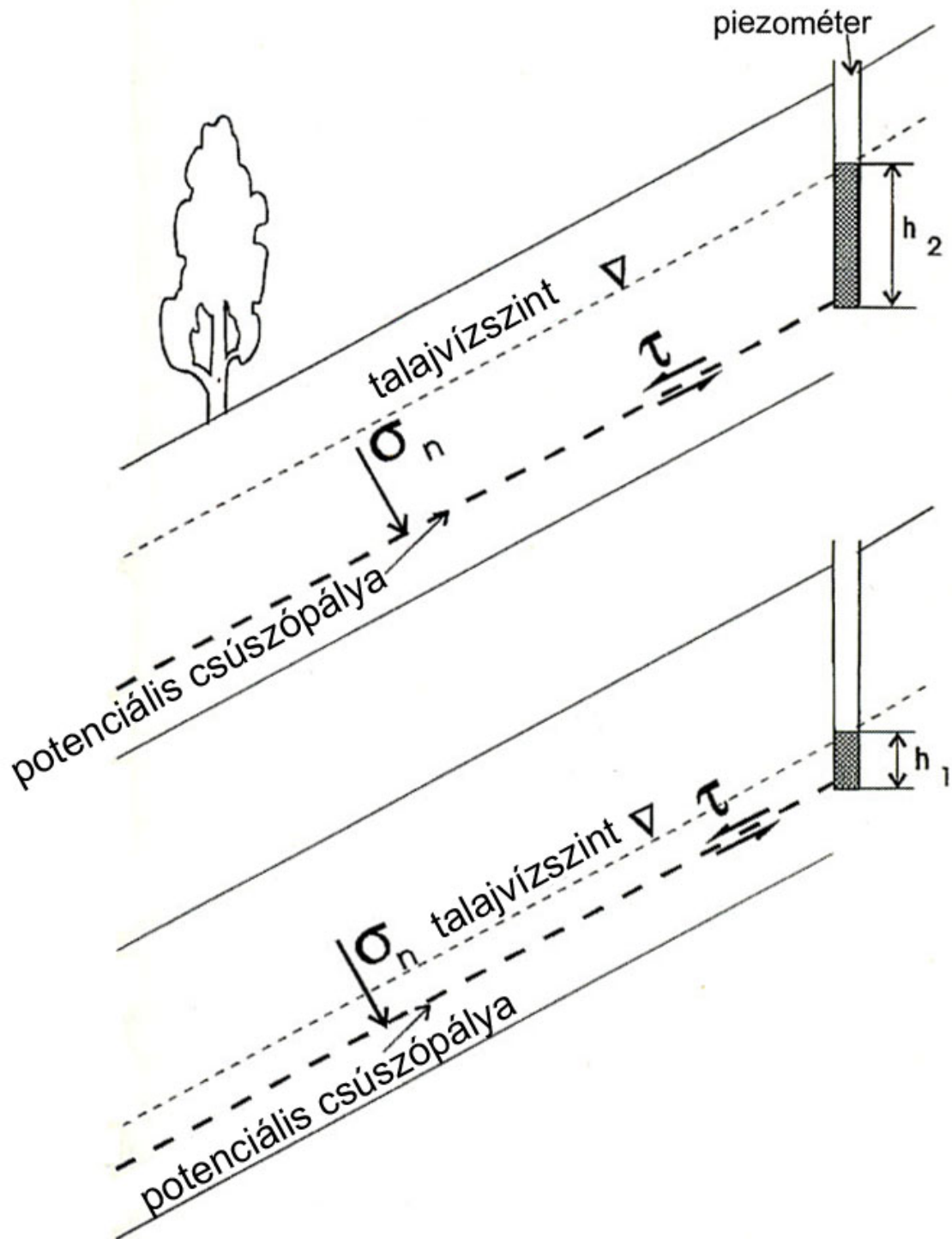
c = az anyag kohéziója

σ = a normálfeszültség, a potenciális szakadási felületen hat

$\operatorname{tg}\varphi$ = a belső súrlódási koeficiens (φ a belső súrlódási szög, a potenciális csúszófelület vízszintessel bezárt szöge)

2.4.1.3 A víztartalom szerepe

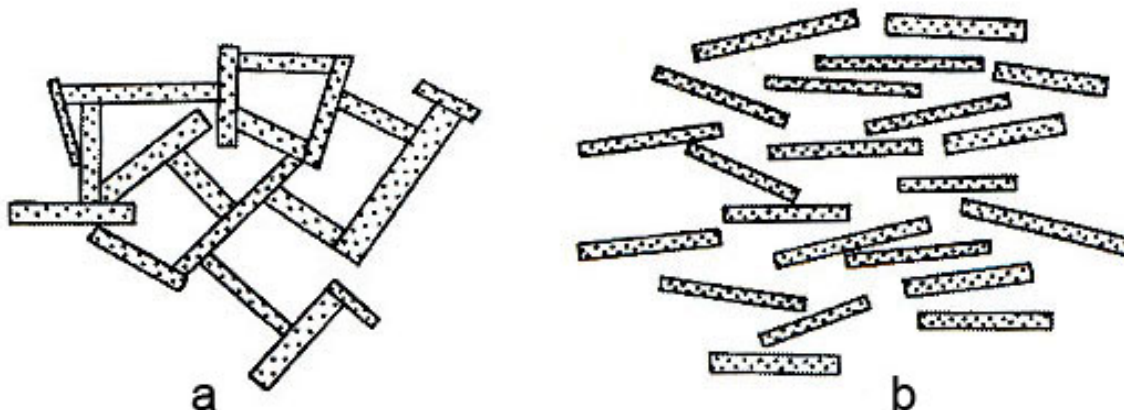
A kohéziót nagymértékben befolyásolja a víztartalom. A víz a kőzet (törmelék, talaj) pórusaiban helyezkedik el, és **pórusvíz-nyomást** (u) okoz. A talajvíztükör alatt a pórusvíz a felületi feszültséget megszünteti, a szemcsékre felhajtóerőt fejt ki ezért a csuszamlás kiváltódását segíti elő, tehát *pozitív* pórusvíz-nyomás. A talajvíztükör felett a közetszemcsékhez tapadó, nagy felületi feszültségű vízhártya viszont növeli a kohéziót, gátolja a mozgást, ezért *negatív* pórusvíz-nyomásnak nevezhetjük. A talajvíz tartalmú anyagban a potenciális csúszásfelületen ható pórusvíznyomás a talajvízoszlop magasságától függ (21. ábra). A talajvízkutakban a vízoszlop magassága (h) mérhető, így a pórusvíz-nyomás az $u = \rho gh$ összefüggésből számítható (ρ a víz sűrűsége).



21. ábra A pórusvíz-nyomás adott potenciális csúszópályára vonatkoztatva mérhető. A pórusvíznyomás növekedése elősegíti a lejtőmozgás kialakulását

2.4.1.4 Az agyagok szerepe

A lejtők stabilitásában az agyagtartalomnak fontos szerepe van. Ettől és az agyagásványok minőségétől függ ugyanis a kőzet **konzisztenciája**, fizikai állapota, állaga, ami a nyírófeszültséggel szembeni viselkedését – tehát nyírószilárdságát – eldöntő egyik fontos tulajdonság. Az agyagásványok közül különösen a „duzzadó agyagok” lényegesek, amelyek egészen más szilárdsági tulajdonságokat mutatnak normál állapotukban, illetve akkor, ha szerkezeti stabilitásukat valami megzavarja. Az agyagásványok közül elsősorban a szmektitek mutatnak ilyen tulajdonságot.



22. ábra Az agyagásványok viselkedése a pórusvíz változásának eredményeként. a: eredeti állapot, stabil „kártyavár-struktúra”, b: metastabil állapot utáni összeomlás rezgés hatására (Lundgreen, 1999 nyomán)

A lemezes szerkezetű agyagásványok lemezkéi leülepedéskor rendezetlen, kártyavárszerű struktúrát alkotnak. A lemezkék közti pórusvíz pozitív töltésű Na^+ ionokat is tartalmaz. Ezek az ionok és a lemezkék közti elektrosztatikus vonzás tartja a szerkezetet. Ha sok esőzés miatt friss talajvíz mossa át az anyagot, az elektrosztatikus vonzás megszűnik, és a szerkezet metastabillá válik. Ilyen állapotban bármilyen zavar, pl. földrengés vagy egy kezdődő, kismértékű megcsúszás a „kártyavár szerkezet” azonnali összeomlásához vezet (22. ábra). A pórusvíz és az agyag ilyenkor olyan folyékony anyagot képez, melynek nyírószilárdsága nulla.

2.4.1.5 A biztonsági tényező

A nyírószilárdságot kifejező Coulomb-egyenlet Terzaghi osztrák származású amerikai építőmérnök a pórusvíz-nyomás figyelembe vételével az alábbiak szerint módosította (Coulomb-Terzaghi-képlet):

$$\tau = c + (\sigma - u)\text{tg}\phi$$

Ezzel a nyírófeszültséggel kell tehát egyensúlyt tartania a nyírószilárdságnak, hogy ne következzen be felszínmozgás. A teljesen száraz és a valamennyi nedvességet is tartalmazó talaj nyírószilárdságának hányadosa adja a mérnökgeológiában használatos **biztonsági tényezőt (T)**:

$$T = (c + \sigma \tan \phi) / (c + (\sigma - u) \tan \phi)$$

A képletből megállapítható, hogy egy adott időpontban a biztonsági tényező csak a pillanatnyi nedvességtartalomtól függ.

A képlet alapján a lejtők háromféle állapotban lehetnek:

- stabilak, ha $T > 1,3$;
- feltételesen (a nedvességtartalom függvényében) stabil, ha $T = 1-1,3$
- csúszásveszélyesek („aktívan instabil”), ha $T < 1$

A képlet csak ép, mállatlan közettömegeből felépülő lejtők állékonyságára vonatkozik. A valóságban a kőzet mállottsága, repedezettségének mértéke és jellege (a repedések sűrűsége, iránya, szélessége és kitöltése) is jelentősen befolyásolja a térben és időben szeszélyesen változó nyírószilárdságot.

2.4.2 A lejtős tömegmozgások közvetlen kiváltó okai

A lejtőkön zajló lassú, fokozatos tömegmozgások (pl. kúszás) nagyjából folytonosan működnek, a hirtelen mozgások viszont rendszertelenül jelentkeznek. A lejtőmozgások leggyakoribb közvetlen okai a következők:

- (1) A lejtő anyaga **intenzív esőzések**, hirtelen **hóolvadás** vagy **fölszedés** hatására viszonylag rövid idő alatt telítődik vízzel. A szemcsék között – vagy a „kenőhatás” miatt, vagy mert megnő a terhelés, hiszen a pórusok levegő helyett vízzel töltődnek ki – csökken a kohézió.
- (2) A lemeztectonikailag determinált szeizmikus zónákban **földrengés**, **vulkánkitörés** vagy más vidékeken egyéb (esetleg antropogén) eredetű **rezgés** indítja be a mozgásokat. Az 1976-ban Guatemalát sújtó földrengés országszerte több mint tízezer helyen okozott csuszamlást.
- (3) A mállott közettömegek **térfogatváltozása** – kitágulás-zsugorodás, átnedvesedés-kiszáradás vagy fagyás-felengedés váltakozása miatt – szintén lejtőmozgást generálhat.
- (4) A lejtőszög megváltozhat, meredekebbé válhat, ha pl. egy **vízfolyás alámossa** a lábát. Ez történik (vagy inkább történt a folyószabályozás előtt) a hazai dunai magaspartok mentén.
- (5) A **növényzet eltávolítása** is lehet a földcsuszamlás közvetlen oka. Az erdőirtás a beszivárgás és a lefolyás arányát az utóbbi irányába módosítja.
- (6) A lejtő állékonyságát egyéb emberi tevékenységek is erősen befolyásolhatják. Ilyenek a **terhelés** vagy a **vízgazdálkodási „zavart”** okozó mérnöki létesítmények (bányák, víztározók, öntözőrendszerek). A települések, és velük a gyors lefolyást szolgáltató,

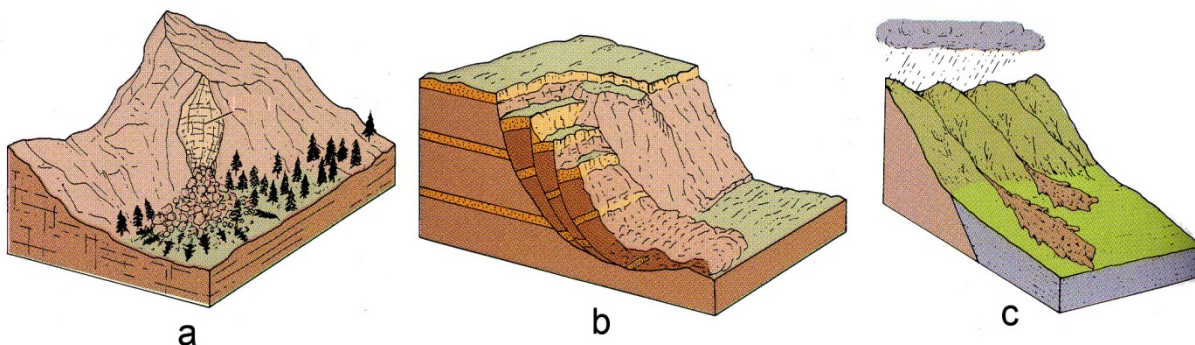
lebetonozott, leaszfaltozott felületek, a rendszeres csőtörések és vibráció ugyancsak lejtőállékonysági problémákat okozhatnak.

2.4.3 A lejtős tömegmozgások típusai

2.4.3.1 Omlás

Az omlások körébe azokat a hirtelen bekövetkező, nagy sebességű tömegmozgásokat soroljuk, melyek folyamán az anyag részben zuhanás-szerűen gördül, részben szabadon esik, és zuhanás után még pattogva-gördülve, viszonylag nagy sebességgel tovább mozog. A törmelék eközben még tovább darabolódik, végül törmelékhalmozat (**kolluvium**) képez. Az omlás nagy lejtőszögű, meredek kőzetsfalakon valósul meg, és bármilyen méretű kőzettörmelék esetében bekövetkezhet.

Az omlással kialakuló laza törmeléktakaró vagy törmelékkúp lejtőszöge $26-36^\circ$ közötti. A törmeléktakaró általában a törmelékkúpok összenövésével jön létre. A törmelékek mérete lefelé haladva növekszik, mert a tehetetlenség a nagyobb darabokat messzebbre viszi. Az omlások helyén a sziklafalon lefelé szűkülő bevágódás, úgynevezett **garat** alakul ki, amely a törmelékkúp csúcsánál végződik (23. ábra).



23. ábra A lejtős tömegmozgások főbb típusai. a: omlás a képen látható bevágódás a garat), b: csuszamlás (szeletes csuszamlás, ívelt csúszópályák), c: folyás (heves eső hatására kialakult iszapfolyás (Skinner & Porter, 1995 nyomán)

Az omlások között a legnagyobb tömegeket a hegyomlás és kőlavina mozgatják. A **hegyomlásokat** ritka, speciális okok, mint földrengés, villámcsapás vagy helytelen emberi beavatkozás váltja ki. A **kőlavinák** igen gyors tömegmozgások, sebességük a 200-300 km/óra sebességet is elérheti. Gyakran korábban eljegesedett magashegységek területén alakulnak ki.

A partomlás, sziklaomlás és laza kőzetű falak omlása is jelentős lehet. A **partomlást** alámosás idézi elő, a **sziklaomlásban** a fizikai mállás aprózódást előidéző hatása játszik szerepet. A **laza kőzetű omlások**, mint például a löszös falak omlása, gyakran a kiszáradással kapcsolatos zsugorodás és hasadékképződés eredménye. Legkisebb veszélyt jelentő tömegmozgások a

szabályos periódusú **kő- és talajpergések**, melyek általában az évszakok váltakozásának megfelelően ismétlődnek.

2.4.3.2 Csuszamlás

A csuszamlások nyíróerők hatására, általában **görbült csúszópálya** mentén, gyors mozgás formájában bekövetkező tömegmozgások. A csuszamlás létrejöttének feltétele, hogy a lejtőt felépítő anyag belsejében, víztartalom hatására kritikus feszültségállapot alakuljon ki. Ha a lejtő laza kőzetanyagból épül fel, vagy vízáteresztő rétegek közé a lejtő irányába dőlő, vízfelvétele illetve konzisztencia változásra hajlamos rétegek települnek, a felszín alatti víz vagy a csapadékvíz beszívargása a csuszamlást előidézhetheti. A csuszamlásra a **suvadás** kifejezést is szokták alkalmazni.

A csuszamlások legfontosabb formai eleme a **csúszópálya**. Homogén anyagú (agyagos) lejtők esetében *szingenetikus csúszópálya* alakul ki, azaz a felület a mozgás megindulásának pillanatában jön létre. Inhomogén rétegekből álló kőzet-vagy talajösszetben is kialakulhatnak szingenetikus csúszópályák, de az is jellemző, hogy a vízáteresztő és vízzáró rétegeket elválasztó felületek *preformált csúszópályákat* jelölnek. Preformált csuszamlások főleg akkor alakulnak ki, ha a csúszópálya a lejtő irányába dől, de dőlésszöge kisebb, mint a lejtőé. Ilyenkor a lejtő elmetszi a felszínre kifutó rétegeket, és a csuszamlás könnyebben kiváltódik.

Csuszamlások keletkezésekor először felszíni repedések, szakadásvonalak keletkeznek, majd egy karéjos *szakadásfal* jön létre, ahol felszínre kerül a csúszópálya egy része. A megcsuszamlott tömeg a felső szakaszon homorú, alsó részén domború. Elvégződése, a *nyelv* egy kitéremkedő forma. Többszörösen ismétlődő megcsúszással jönnek létre a *szeletes csuszamlások* (23. ábra).

A lecsúszás nem mindig görbült pályán valósul meg. Ha a csúszófelület síkszerű, **planáris lesiklásról** vagy más néven *transzlációról* beszélünk. Ilyen típusú mozgás a blokkcsuszamlás, a tömbös csuszamlás vagy a törmelékcúszás.

2.4.3.3 Folyás

A vízfelvétel következtében képlékennyé vált anyagok lamináris vagy turbulens folyással mozognak a lejtőn lefelé. Folyás nemcsak finomszemcsés málladékban vagy talajban következhet be, hanem bőséges víz esetén nagyobb darabokat, tömböket tartalmazó törmelékben is. A folyás sebessége tág hatások között mozoghat. A folyásos mozgásokra általánosságban a **szoliflukció** kifejezést is alkalmazzák, amit korábban csak a fagyott altalajon bekövetkezett folyásokra használtak.

A folyások típusait a mozgó anyag jellege és mérete alapján különítik el. A fő típusok a következők: sárfolyás, lahar, törmelékfolyás, geliflukció.

A **sárfolyás** (iszapfolyás) finomszemcsés, laza törmelék vagy talaj vízzel való telítettsége estében alakul ki. Sebessége néhány cm/s-tól néhány m/s-ig változik. A sárfolyások kiindulási helye homorú sebhelyként jelenik meg, alsó elvégződése pedig domború nyelvként kerül szét.

A **lahar** olyan iszapfolyás, amelynek szilárd alkotója finomszemcsés piroklasztikus anyag. A víztartalom származhat esőből vagy krátertavak kitörés miatti kiömléséből. Gyakran úgy is keletkeznek laharok, hogy a forró vulkáni por hófelszínre hull, és azt megolvastva iszapot képez. A laharok gyors mozgásúak (max. 100 km/h), és általában katasztrofális méretű pusztítást okoznak.

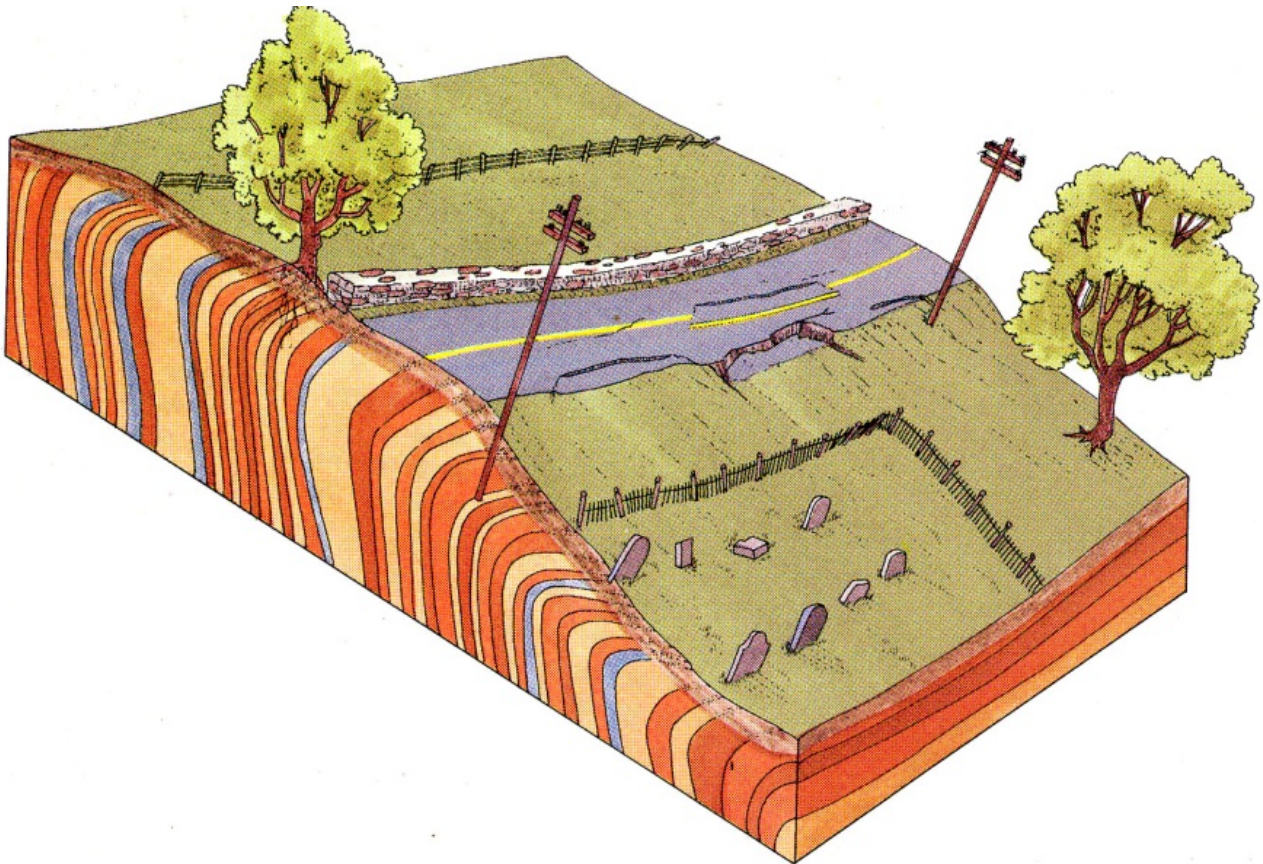
A **törmelékfolyás** a magashegységek meredek lejtőinek aljában felhalmozódó törmelékkúp vagy törmeléktakaró vízzel való telítődésekor alakul ki. Az iszapos-törmelékes áradat mozgása a 20-40 km/h sebességet is elérheti. A törmelékfolyások egyes völgyszakaszokon elzárhatják a vízfolyások útját, és tavakat duzzaszthatnak fel (pl. Gyilkos-tó, Románia, Arlói-tó). Ezek vizétől átázva ismét útnak indulhatnak, és csak a völgy elvégződésénél szűnnek meg.

A **geliflukció** hideg éghajlati övek és magashegységek állandóan fagyott altalaján (permafrost) alakul ki. Megindulásához igen kis lejtőszög ($1,7-2^\circ$) is elegendő. Létrejöttének alapja az, hogy nyaranta a talaj vagy törmelék legfelső, maximum 1-2 méteres öve megolvad, míg a mélyebb helyzetű részek állandóan fagyott állapotban vannak. A felolvadt felső zóna iszapos masszát képez, és lassan mozogni kezd. Sebessége a kúzás sebességéhez hasonló, néhány cm/évtől néhány m/évig terjed.

2.4.3.4 Kúzás

Kúzásnak nevezzük a lejtőt borító málladék vagy törmelék lassú, néhány cm/év sebességű mozgását. A kúzást kiváltó okok a *hőmérsékletingadozás, nedvesség változás, fagyemelés, a kőzetdarabok aprózódása*. A kúzás tényét az útbevágásokban vagy feltárásokban megfigyelhető, meredek helyzetű kőzetretegek felső részének kampószerű, lejtőirányú elgörbüléséből vagy a fatörzsek parabolászerű elhajlásából lehet észrevenni. Jellemző jelenség az is, hogy az eredetileg függőleges, oszlopszerű építmények a lejtő irányába dőlni kezdenek (24. ábra).

A kúzás típusai a mozgásban résztvevő anyag jellege szerint a törmelékkúzás és a talajkúzás. A **törmelékkúzás** elsősorban a meredek sziklák lábainál kialakult omladék lassú, száraz feltételek melletti mozgása. A kiváltó ok a hőingadozásból adódó térfogatváltozás, a jégkristály növekedés vagy a fagy-aprózódás. A nagy lejtőfelszíneket borító *kőtengerek* mozgását is ide soroljuk. A **talajkúzás** a finomszemcsés málladék vagy a talaj lassú mozgása a lejtőn. Főleg a mérsékelt övi, enyhe lejtőkön jellemző, és a gyeptakaró felszakadozása nélkül megy végbe. A geliflukció és a kúzás lassú lefolyásuk miatt nem jelentenek környezeti veszélyt.



24. ábra A kúszás jelenségét felismerhetjük a függőleges kőzetrétegek elhajlásából, a fák alsó részének lejtőirányú elgörbüléséből, a függőleges építmények megdőléséből (Skinner & Porter, 1995 nyomán)

2.4.4 Beszakadás, roskadás

A tömegmozgásos folyamatok kisebb csoportját képezik azok a mozgások, melyek során a talaj, kőzet vagy törmelék nem lejtőn helyeződik át, hanem függőleges zuhanással, süllyedéssel vagy összeroskadással változtatja helyét. Ezek a mozgások vízszintes felületen is kialakulhatnak, kiváltó okuk valamilyen térfogatcsökkenés. A térfogat csökkenése bekövetkezhet hirtelen (pl. üreg beszakadás), de lehet lassú, anyagszerkezeti változások eredménye is (pl. üledékek tömörödése). A beszakadások ritkán tisztán természeti eredetűek, létrejöttek kiváltó oka sokszor az emberi tevékenység. A beszakadások típusai a következők:

Karszt beszakadások, töbrök: karbonátos, vagy sókőzetekből kőzetekből felépülő, karsztosodott területeken alakulhatnak ki (25. ábra). Mivel a felszín alatti tömeghiány, üreg lassan alakul ki, a süllyedék formálódása is általában elhúzódik.



25. ábra Karszt beszakadás az Aggteleki Nemzeti Park területén
(<http://www.fsz.bme.hu/.../4TINFO/MO>)

Felszín alatti **széntelepek oxidációja** (égése) szintén üregképződéshez vezethet. Az üreg fölötti beszakadásos folyamat a karsztos területekhez hasonlóan zajlik le.

Alábányászott területek beomlása: nem megfelelő bányászati tervezés és biztosítás miatt jön létre. Előfordul, hogy még akkor is kialakul felszínsüllyedés, ha a felhagyott bányaüregeket tömedékelték (pl. Pereces, Lyukóbánya).

Pincebeszakadások: történelmi bortermelő vidékeken sok olyan elhagyott pince van, melyekről nem tudnak. Ha ezek fölött épületeket, létesítményeket alakítanak ki, bekövetkezhet a beszakadás.

Tömörödés miatti roskadás: felszín alatti üledékrétegek tömörödése idézi elő. Nagy porozitású üledékeknél (pl. lösz) a szemcseszerkezet összeomlása miatt következik be a roskadás. Az intenzív talajvíz szivattyúzása (pl. bányászatnál) is tömörödéshez, és így roskadáshoz vezethet.

2.4.5 Tömegmozgások megelőzése

A megelőzés, kockázat csökkentés a potenciális tömegmozgásnak kitett területek földtani és mérnökgeológiai vizsgálata alapján történhet. E vizsgálati adatokat térképeken rögzítik. E térképek földtani alapúak, de az adott terület sajátosságai határozzák meg, hogy milyen jellegű kockázati tényezők szerepelnek rajta. Kifejezhetik a stabilitási, terhelhetőségi, erózió-veszélyeztetettségi adatokat, de lehetnek talajvíz-mélységi, talajvíz-kémiai stb. térképek is. A település rendezési és fejlesztési tervek kidolgozásánál ezeket a mérnökgeológiai és kockázat térképeket figyelembe kell venni.

A veszélyeztetett területek, objektumok feltárása után törekedni kell a kockázat forrásának lehetőség szerinti megszüntetésére. Ez jelentheti épületek vagy közművek elbontását, áthelyezését vagy megerősítését, támfalak kialakítását, a vízvezetés megoldását, vagy beszakadások megelőzéseként a talajvíz kivétel csökkentését, földalatti üregek, pincék tömedékelését.

2.4.6 Tömegmozgások Magyarországon

Magyarországon a tömegmozgások (felszínmozgások) kataszterezése 1968-ban indult. Egy 2001. évi összesítés szerint 690 településen, vagyis a magyarországi települések 22 %-án, kb. 2000 helyszínen található a felszínmozgások emberi életteret korlátozó eredményei. Ezek jellemzői a tömegmozgások típusai szerint csoportosítva a következők:

Omlás:

A kőomlásos folyamatok hegyvidéki területeinken nem jelentősek, mivel nincsenek éles morfológiával tagolt magashegységeink. Az omlás hazai viszonyok között főleg a **lössvidékeken** valósul meg. Ezt általában a függőleges löszfalak folyók által történő alámosása idézi elő. Különösen veszélyeztetett terület a Duna jobb partja (26. ábra). A folyó üstszerű alámosást alakít

ki, amely fölött lévő partfaltömeg leomlik. A legnagyobb tömegű löszomlások *Dunaújvárosban* (1964) és *Dunaföldváron* (1970) történtek.

Csuszamlás:

Magyarországon a felszínmozgások közül elsősorban a csuszamlásokkal kell számolnunk. Ennek oka, hogy az ország felszínét nagyrészt laza, negyedkori üledékek borítják, illetve északi hegyvidékeinken elterjedtek az agyagásványos átalakulásra hajlamos, laza szerkezetű piroklasztikumok. Ezek a kőzetek a víztartalom változására nagyon érzékenyek, egy heves esőzés után nyírószilárdságuk lecsökken, és lejtős területeken mozgásnak indulnak. A csuszamlás kockázatát nagymértékben fokozza, ha vízáteresztő és vízzáró rétegek váltakoznak az adott területen.

A csuszamlások – az omlásokhoz hasonlóan – gyakran löszterületeken alakulnak ki. Ilyen szempontból a Duna jobb partja és a Balaton déli pereme a legveszélyeztetettebb területek. A Szászhalmbatta-Paks vonalon számos csuszamlás zajlott le. *Ercsiben* 1999-ben 100 m-t meghaladó hosszban történt jelentős földmozgás. A területet pannon homokos-agyagos rétegek, és az azokra települő pleisztocén korú, agyagréteget tartalmazó lösz építi fel. A megcsúszás az esőzések miatt folyóssá vált agyagrétegek mentén történt.



26. ábra A dunaföldvári magaspart. A löszből felépülő meredek lejtő erősen omlás- és csuszamlásveszélyes (<http://www.ggki.hu>)



27. ábra Szeletes csuszamlás, Hollóháza, 1999 (Hevesi Attila felvétele)

Ugyancsak 1999-ben *Hollóházán* is történt jelentős földcsuszamlás, mely kb. 60 000 m² területet érintett, és 65 lakóházat veszélyeztetett (az épületsérülések miatt 16 házat kellett kilakoltatni), és a közművekben is jelentős károkat okozott (27. ábra). Szintén a Tokaj-hegységben, *Nyíriben*, ugyanebben az évben lezajlott földcsuszamlás geológiai háttere hasonló. Mindkét település környezetében agyagos, tufás-homokos és riolittufás rétegek váltakoznak. A vízzáró és vízáteresztő rétegek váltakozása, valamint a nagy mennyiségű csapadék vezetett a lejtős területen a csuszamlások kialakulásához.

Folyás

A talajfolyások közvetlen kiváltó oka a heves csapadék. Általában löszös és homokos területeken jellemzők, de előfordul, hogy hirtelen esőzések hatására a talajréteget mossa le a hegyoldalakról víz. A közelmúlt legjelentősebb, ilyen okok miatt bekövetkezett iszapárak 1995. májusában *Mádon* és *Mátrakeresztesen* okoztak jelentős károkat.

Beszakadások

A hazai beszakadások általában nem természeti okokra vezethetők vissza. Azokon a területeken jelentenek veszélyt, ahol alábányászottság vagy pincerendszerek miatt földalatti üregeket alakítottak ki. Az országban 116 olyan település van, melynek közigazgatási területén földalatti

bányaüzem működött. A megelőzésben gondot jelent, hogy a régebbi, több évszázados bányákról nincsenek megbízható térképek, az esetleges üregek méretét és kiterjedését nem ismerjük. Hasonló a probléma azokkal a történelmi városokkal (Buda, Pécs, Eger), ahol várak alatti alagút- és pincerendszereket alakítottak ki. Ezeknek az üregeknek a kimutatása földtani és geofizikai módszerekkel lehetséges, amit épületek létesítése előtt célszerű elvégezni. A fenti városokon kívül kb. 230 azoknak a településeknek a száma, ahol közterület alatt jelentős pincerendszer található.

2.5 Összefoglalás

Természeti veszélyforrásoknak nevezzük azokat a természeti folyamatokat, amelyek az emberek épségét, életét, épített környezetét veszélyeztetik. A természeti veszélyforrások azon típusait, amelyek a földkéreggel, földfelszínnel kapcsolatosak, és földtani módszerekkel tanulmányozhatók, a *természeti eredetű földtani veszélyforrások* képezik. E veszélyforrásoknak azt a csoportját, amelynek eredete a Föld belső hőáramaira, illetve anyagátrendeződésekre vezethető vissza, *endogén eredetű földtani veszélyforrások* néven foglaljuk össze. Az endogén földtani veszélyforrások körébe tartoznak a vulkánkitörések, a földrengések és a tömegmozgások. A természeti veszélyek akkor vezetnek katasztrófához, ha lakott területeket érintenek. A természeti eredetű földtani veszélyforrások közül a földrengések követelik a legtöbb emberéletet. A földtani veszélyforrások sok esetben előre jelezhetők, így az okozott károk mérsékelhetők. Magyarországon a természeti eredetű földtani veszélyforrások közül a vulkanizmussal nem kell számolnunk, mivel nincsenek aktív vulkánjaink. Az ország lemeztektonikai helyzetéből adódóan pusztító földrengésektől sem kell tartanunk. Vannak szeizmikusan mérsékelten aktívnak tekinthető területek, melyeken jelentősebb épületkárokat okozó rengések 40-50 évente egyszer fordulnak elő. A tömegmozgások közül a meredek, löszös partfalak omlása, a löszös és vulkáni-piroklasztikus területeken kialakult csuszamlások és a talajfolyások, kisebb mértékben a beszakadások jelentenek veszélyt.

3 Felszíni vizek (Nováky Béla)

3.1 A víz alapvető tulajdonságai

A természetben előforduló víz különböző anyagok elegye. Fő alkotóeleme a *kémiailag tiszta víz*, a két hidrogénatomból és egy oxigénatomból álló vízmolekula, a H_2O . A vízmolekula két hidrogén- és egy oxigénatomja egy egyenlőszárú háromszög csúcsain helyezkedik el. A két egyenlő oldal 105° -os szöget zár be, metszésükben van az oxigénatom, a két hidrogén- és az egy oxigénatom nem fekszik egy egyenesen, továbbá a hidrogénatomok és az oxigénatom tömegközpontjai nem esnek egybe. Ebből adódóan a vízmolekulán belül töltésmegosztás jön létre, a vízmolekula ezért kifelé *dipólos (poláros)*.

A természetben a víz *három halmazállapotban* jelenik meg: folyékony (víz), szilárd (jég) és légnemű (pára, vízgőz) alakban. A folyékony állapotú, tiszta víz színtelen, szagtalan, íztelen, kissé kékes színű folyadék. A folyékony vízben a vízmolekulák mozgása, eltérően a légnemű vízmolekulákétól, nem önálló és lassú. Hőmérsékletének csökkenése során a víz megfagy és szilárd halmazállapotú jéggé alakul át. A kémiailag tiszta víz $0^\circ C$ -on fagy meg, amelynek során hő szabadul fel, a *fagyási hő*. A víz oldott sótartalmának növekedésével a fagyási hőmérséklet csökken. Magasabb sótartalma miatt a tengervíz $0^\circ C$ alatti hőmérsékleten fagy meg. A víz halmazállapot változása folyékonyból légnemű állapotba a *párolgás*, a légnemű víz a pára (vígőz). A víz párolgása minden hőmérsékleten végbemegy, teljes tömegében $100^\circ C$ -on. A párolgáshoz hőre van szükség, amelynek fajlagos, egységnyi tömegre vetített értéke függ a párolgó víz hőmérsékletétől: minél magasabb a víz hőfoka, annál kisebb hőenergia szükséges egységnyi tömegű víz párolgásához. $100^\circ C$ -on a *párolgási hő* 2259 kJ/kg . A párolgás ellenirányú folyamata a *kondenzáció*, amelynek során a víz légnemű állapotból folyékony állapotba tér vissza. A kondenzáció hőfelszabadulással jár.

A *víz sűrűsége* a víz hőmérsékletétől, oldott sótartalmától, kisebb mértékben a légnyomástól függ, nagysága tengerszinten és $0^\circ C$ -on, a levegő sűrűségének 775-szerese. A víz sűrűsége $4^\circ C$ -on a legnagyobb, 1 g/cm^3 . A hőmérséklet növelésével vagy csökkenésével a sűrűség csökken. A $30^\circ C$ -os víz sűrűsége pl. $0,996 \text{ g/cm}^3$. Hasonlóan kismértékű a csökkenés $4^\circ C$ alatt is mindaddig, amíg a víz a folyékony halmazállapotát megtartja. Fagyást követően a sűrűség ugrásszerűen csökken: a jég sűrűsége számottevően kisebb a folyékony vízénél, mintegy $0,91\text{-}0,92 \text{ g/cm}^3$. Kisebbsűrűsége miatt a jég úszik a víz tetején, a megfagyó víz térfogata 8-10%-kal növekszik. A sótartalom növekedésével a víz sűrűbbé válik, a tengervíz sűrűsége $1,02\text{-}1,04 \text{ g/cm}^3$.

A víz (általában a folyadékok) fontos fizikai tulajdonsága a *felületi feszültség*. A víztér belsejében, a csupán néhány molekulányi vastagságú közvetlen határreteg kivételével, a vízmolekulákat minden oldalról és szimmetrikusan más vízmolekulák veszik körül, a köztük fellépő kölcsönös molekuláris vonzerő ellensúlyozza egymást. A felszín közelében lévő molekulákra csak alulról hat az alattuk elhelyezkedő molekulák vonzása, amelyek vonzereje a folyadék belseje felé mutató eredő erőt eredményez. Ennek az erőnek az ellensúlyozására a vízfelület közelében lévő vízmolekulák közelebb kerülnek egymáshoz, növekszik közöttük a

molekuláris vonzerő, amelynek a felülettől kifelé mutató eredője a felületi feszültség. Az egymáshoz közelebb jutó vízmolekulák mintegy hártját képeznek. A felületi feszültség a víz és a szilárd anyagok érintkezési felületén is fellép. Az érintkező szilárd felületnél a víz megemelkedik, görbületet képez. A felületi feszültség következtében a kisméretű pórusokban, a hajszálcövekben, a víz felemelkedik a nehézségi erővel szemben. Ez a *kapillaritás*. A kapilláris emelkedés fordítottan arányos a pórusmérettel.

Az áramló folyadékok fontos fizikai tulajdonsága a *viszkozitás*. Áramláskor a szomszédos áramlási pályán eltérő sebességgel mozgó vírzecskék között (belső) súrlódás lép fel. A súrlódás átadásával a gyorsabban mozgó vírzecskék gyorsítják, a lassabbak fékezik a szomszédos vírzecskéket. A súrlódó erő arányos az eltérő sebességgel mozgó vízrétegek sebességkülönbségének egységnyi távolságra vetített értékével (a vízsebesség gradiensevel), az arányossági tényező a *viszkozitási tényező*, amelynek mértékegysége a Pa.s vagy Ns/m^2 . A viszkozitási tényező az anyagra jellemző érték, függ a hőmérséklettől is. A víz belső súrlódását jellemző viszkozitási tényező 25 °C-on csak fele a 0° C fokú vízének.

A vízfelület a ráeső, Napból érkező rövidhullámú sugárzási energia 5-15%-át, a hó 30-90%-át veri vissza. A hónál a nagyobbik érték a frissen hullott hóra, a kisebbik a hosszabb ideje álló hóra vonatkozik. A vissza nem vert, azaz elnyelt sugárzási energia hőenergiává alakul át és a víz vagy hó melegítését szolgálja. A víz *hőkapacitása* igen nagy, egységnyi tömegének 1 °C-kal való növeléséhez 4,187 kJ energiára van szükség. Nagy hőkapacitása miatt a víz jelentős mennyiségű hőt képes tárolni, amiért is hőmérsékletük stabilabbak, mint a szárazföldeké. A víznek viszonylag rossz a *hővezető képessége*, értéke mindössze 62,8 kW/m°C.

Poláros tulajdonságából adódóan a víz *jó oldószer*, sokféle szerves és szervetlen anyag (pl. sók, cukrok, aminosavak és fehérjék) kiváló oldószere. A vízben jól oldódó anyagok a hidrophil anyagok, szemben a vízben nem vagy csak nehezen oldható hidrophób anyagokkal (pl. a zsír). Ha a víztérben a vízoldható anyagok molekulái nem egyenletesen oszlanak el, eloszlásuk idővel kiegyenlítődik: a magasabb koncentrációjú helyről több molekula jut az alacsonyabb koncentrációjú helyre, mint fordítva. A koncentráció különbség hatására létrejövő, energiát nem igénylő mozgás a *diffúzió*. A diffúzió sebessége (intenzitása) az egységnyi távolságra jutó koncentráció különbséggel, azaz a koncentráció különbség gradiensevel arányos. Az arányossági tényező az anyagra jellemző diffúziós együttható. Ennek megfelelően a diffúzió intenzitása (J) a

$$J = D(c_o - c_L)/L$$

képlettel fejezhető ki, ahol D a diffúziós együttható [m^2/s], c_o és c_L a koncentráció [g/m^3] a folyadéktér két egymástól L [m] távolságra lévő pontjában, J [$\text{g}/\text{m}^2\text{s}$] az anyagáram-sűrűség, azaz az egységnyi felületen egységnyi idő alatt átáramló mennyiséggel. Abban az esetben, ha a két különböző koncentrációjú vízteret egymástól féligáteresztő hártya (membrán) választja el, a koncentráció kiegyenlítődése az oldott anyag diffúziójával nem, csak a víz behatolásával lehetséges. Ez az ozmózis.

3.2 A víz természetes előfordulása, osztályozása

Bolygórendszerünk valamennyi tagja közül egyedül a Földön fordul elő a víz mindhárom halmazállapotban. A Földön meglévő vízmennyiség, a szilárd kéregben kémiailag és az élő szervezetekben biológiailag kötött formában lévő vizek nélkül, 1,35-1,40 milliárd km³-re tehető. E vízmennyiség mintegy 98%-át az óceánok és tengerek, továbbá a sarki jégtakaróban és gleccserekben lefagyott víz teszi ki. A szárazföldek vizeire kevesebb, mint 2% jut, és elenyésző a légkörben légnedvesség formájában meglévő vízmennyiség (2. táblázat).

	Vízmennyiség, ezer km ³	%
Tengerek, óceánok	1338000	96,4
Sarki jég, gleccserek	26364	1,9
Szárazföld vizei		
- felszíni vizek	190	0,011
- felszín alatti vizek	23400	1,69
- talajnedvesség	16	0,001
Légköri vizek	13	0,001

2. táblázat A Föld vízkészletének megoszlása

A szárazföld vizeit felszíni és felszín alatti vizekre osztják. A *felszíni vizek* a földfelszín különböző eredetű, alakú és méretű mélyedéseiben (a mederben) összegyűlő, és azokban a gravitáció hatására mozgó *folyó-* vagy nem mozgó *állóvizek* lehetnek. A *felszín alatti vizek* a földkéreg különböző méretű pórusaiban, hézagaiban, repedéseiben megjelenő vizek. A földkéreg alkotó kőzet tulajdonsága szerint a felszín alatti vizek két fajtája különíthető el: a karsztosodásra hajlamos, karbonátos kőzetekben (mészkö, dolomit) lévő *karsztvizekre*, és az üledékes, porózus kőzetekben lévő, a pórusokat teljes egészében kitöltő *talaj- és rétegvizekre*. A talajvíz a felszín felől közelítve első vízzáró réteg fölötti víztartó rétegben található, a csapadékkal szoros kapcsolatban lévő víz, az első vízzáró réteg alatt víztartó rétegekben található víz a rétegvíz. A rétegvíz sokszor a légköri meghaladó nyomás alatt állnak, az ilyen rétegbe mélyített furatokban a víz a víztartó rétegnél magasabban, esetenként a felszín fölé emelkedve jelenik meg (artézi víz). A vízfolyások közelében lévő talajvíz, amelynek kutakkal történő kivétele során a kivett víz legalább 50%-a a folyóvízből pótlódik, a *parti szűrésű víz*. A természetes körülmények közt felszínre bukkanó felszín alatti vizek a *források*, amelyek állandó és időszakos források lehetnek. A felszín alatti vizek közé sorolható a talajvíz feletti, a termőtalajt magába foglaló rétegben meglévő *talajnedvesség* is. A talajnedvességet tartalmazó réteg pórusaiban levegő is van.

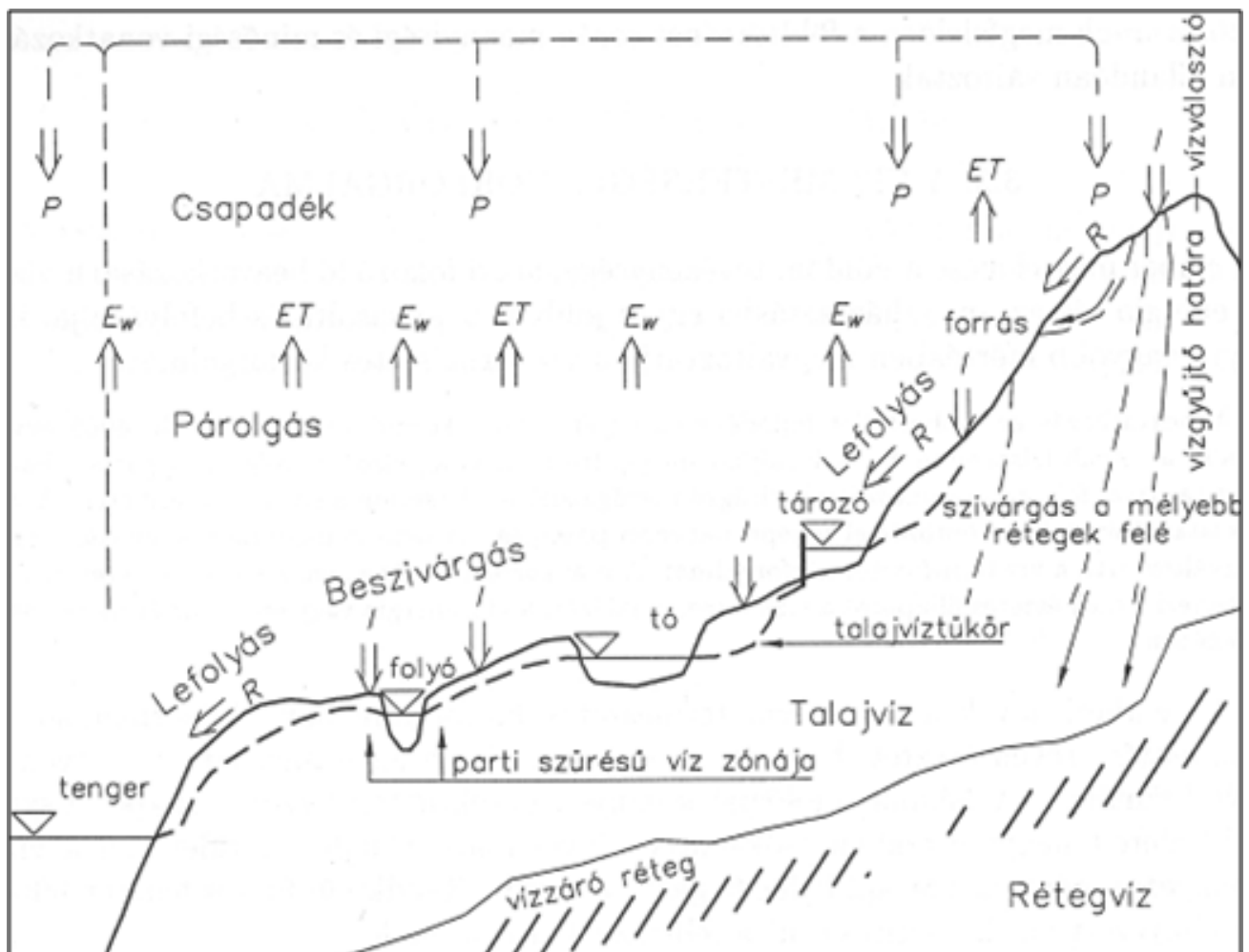
A vizek természetes előfordulási formájuk szerinti osztályozása azért is lényeges, mivel a számos eltérő tulajdonságuk (megújulásuk, minőségük, hozzáférhetőségük, energiatartalmuk, sérülékenységük, védettségük) miatt eltérő mértékben és módon jönnek számításba különböző célú használatuk során. A felszíni víz pl. minden emberi létesítmény nélkül közvetlenül is hozzáférhető, míg a felszín alatti vizek csupán kutak létesítésével, és többnyire vízkiemelő berendezésekkel, azaz energiaráfordítással válnak hasznosíthatóvá. A gravitáció hatására mozgó folyóvíz energiát is szolgáltat. A felszíni vizek kevésbé védettek a szennyezések ellen, s

hasonlóképpen sérülékenyek a fedetlen karsztok vizei is. Ezzel szemben a vízzáró réteggel felülről fedett rétegvizek többnyire védettek a felszíni eredetű szennyezésekkel szemben.

3.3 A vízkörforgás

3.3.1 A vízkörforgás fő vonásai

A Földön változatos formában megjelenő vizek látszólagos elkülönültségük ellenére szoros kapcsolatban vannak egymással. A nagyfokú mozgékonyssággal jellemezhető víz a mozgása során, valamint halmazállapotának változása révén egyik megjelenési formájából átléphet más formájába. A víz adott megjelenési formájából kiinduló és e formájába visszatérő, helyének és halmazállapotának változásával együtt járó mozgássorozatát vízkörforgásnak, hidrológiai körfolyamatnak nevezzük. A vízkörforgás, a hidrológiai körfolyamat lényegesebb vonásai a következők (28. ábra).



28. ábra A vízkörforgás

A felhőből *eső* vagy *hó* formájában hulló csapadék egy része útközben elpárolog. A felszín közelébe jutó csapadékot a növényzet részben felfogja (*intercepció*), majd a visszatartott csapadék egy része elpárolog a levegőbe. A felszínig eljutott csapadék egy része a terep mélyedéseiben gyűlik össze, majd elpárolog, más része a felszín alá szivárog (*beszivárgás*), harmadik része a felszínen lefolyik (*lefolyás*). *Esőket* követően szinte azonnal megindul a beszivárgás és/vagy a lefolyás, a hó csak az olvadást követően lép be a vízkörforgásba. A beszivárgás növeli a talaj nedvességtartalmát. A talajban visszatartott nedvesség egy része elpárolog vagy közvetlenül a talajból (*evaporáció*) vagy a növényzet által (*transzspiráció*) és visszatér a légtérbe. A talajba beszivárgó csapadék egy más része, különösen hosszantartó esőzést vagy intenzív hóolvadást követően, amikor a felszínhez közeli talajréteg telítődik, leszivárog a mélyebb rétegekbe egészen a *talajvízig*. A talajvízig eljutott *leszivárgás* egy része a továbbiakban a kapilláris emelkedés révén visszajut a talaj felszínhez közeli rétegeibe, majd onnan párolgással a légtérbe. A leszivárgó csapadék más része a talajvízzel együtt mozog, és vagy *források* formájában bukkan elő a felszínre, vagy kiszivárog a *vízfolyások*, *állóvizek* medrébe. A felszínre elerő csapadéknak az a része, ami nem szivárog a felszín alá, a felszín lejtését követve folyik le (*összegyülekezés*) a vízfolyások, tavak medrébe (*lefolyás*), majd követve a vízfolyásokat jut el a *tengerekbe*, *óceánokba*, esetenként a *lefolyástalan tavakba*, ahonnan lényegében egyetlen úton, a párolgás révén távoznak a légtérbe. A párolgás a levegő nedvességtartalmát gyarapítja, amiből adott feltételek esetén felhő képződik, a körfolyamat bezáródik, majd újraindul.

A vízkörforgás a víz *halmazállapot-változásának* (párolgás, olvadás), *mozgásának* (csapadék, beszivárgás, párolgás, felszíni vízmozgás, felszín alatti szivárgás, kapilláris vízmozgás) és *tározódásának* (intercepció, hótakaró, felszíni tározódás, talajnedvesség, felszín alatti vizek, tavak) sorozatából áll. A vízkörforgás összeköti a Föld valamennyi szférájában (atmoszféra, litoszféra, bioszféra, antroposzféra) igen változatos formában megjelenő vizeket és alkotja az egységes és zárt *hidroszférát*. A vízkörforgás fenntartásában a Föld *nehézségi erőtere*, a *Napból* érkező *hőenergia*, a *kapilláris erő* és az *oszmózis* játsszák az alapvető szerepet. A körforgásból adódik, hogy a víz *megújuló erőforrás*, ezért adott helyen és adott formában megjelenő víz hosszabb-rövidebb idő alatt kicserélődik. A levegőben lévő víz igen gyorsan, a Föld egészét tekintve 8 nap alatt kicserélődik. A vízfolyások vizei 12 nap alatt újulnak meg, de a tavak vízcsereje már éveket vesz igénybe. A talaj nedvessége átlagosan mintegy 1 év alatt újul meg, a felszín alatti víz teljes megújulásához több mint ezer évre van szükség. Az óceánok vizének kicserélődése több ezer évet is igénybe vesz. A mozgó víz maga is *szállító közeg*, mozgásával jelentős anyagmozgatást (anyagtranszportot) is megvalósít, ennél fogva a vízkörforgás szorosan kapcsolódik a természetben lejátszódó, az emberi tevékenység által gyakorta és jelentősen módosított anyagkörforgalomhoz is.

A természetes vízkörforgást az *emberi tevékenységek* megváltoztathatják, *hatásuk* közvetlen vagy közvetett lehet. Az előbbi esetben az emberi tevékenység *közvetlen* a vízkörforgásra vagy annak valamely összetevőjére irányul, mint a folyókból történő vízkivétel, a kivett víz visszaeresztése a folyóba vagy a talajvízbe. A hatás *közvetett*, ha az emberi tevékenység a vízkörforgást meghatározó földrajzi tényezők (domborzat, geológia, talaj, növényzet) megváltoztatásán át hatnak. Ilyen a területhasználat változtatása (erdőirtások, művelési ágak váltása, urbanizáció), az agrotechnikai beavatkozások. Mivel a fák nagy lombfelülete a csapadék nagy részét visszatartják, az erdőterület csökkenésével csökken az intercepció. Az agrotechnika során változik a talaj tömörödöttsége, ezzel együtt a csapadék beszivárgása. Az urbanizációs folyamatban növekszik a

burkolt felületek kiterjedése, amelyekről a természetes felülethez képest nagyobb a csapadék felszínen lefolyó hányada. Az emberi tevékenység a Föld *globális vízkörforgalmát* is képes megváltoztatni. Az ipari forradalmat követően mind több szennyező anyag kerül a levegőbe. Az ún. üvegházgázok (mindenekelőtt a szén-dioxid), és a különféle aeroszolok (por, hamu, elhalt élőszervezetek) a globális sugárzási összetevők változtatásán keresztül megváltoztatják a globális éghajlatot, ami elsősorban a hőmérséklet növekedésében nyilvánul meg. A hőmérséklettel együtt növekszik a párolgás, nyomában a csapadék, amivel intenzívebbé válik a vízkörforgás, változik a csapadék területi eloszlása és ennek következtében a felszíni lefolyás megoszlása is.

3.3.2 A vízkörforgás elemei

3.3.2.1 Légköri elemek: párolgás, csapadék, intercepció

A levegő mindig tartalmaz gázhalmazállapotú vizet, *légnedvességet (párát)*. A légnedvesség az egységnyi légtömegben lévő páratömeggel (g/m^3), vagy a pára nyomásával, a *páryanomással* (hP) vagy vízoszlopban számított értékével (mm) jellemezhető. A nedvességtartalom időben változik. Tényleges értéke, az *abszolút légnedvesség* nem haladhatja meg a léghőmérsékletétől függő *telítettségi légnedvességet*. A telítettségi és abszolút légnedvesség különbsége a *telítettségi hiány*, az abszolút és telítettségi légnedvesség hányadosa a *relatív légnedvesség*.

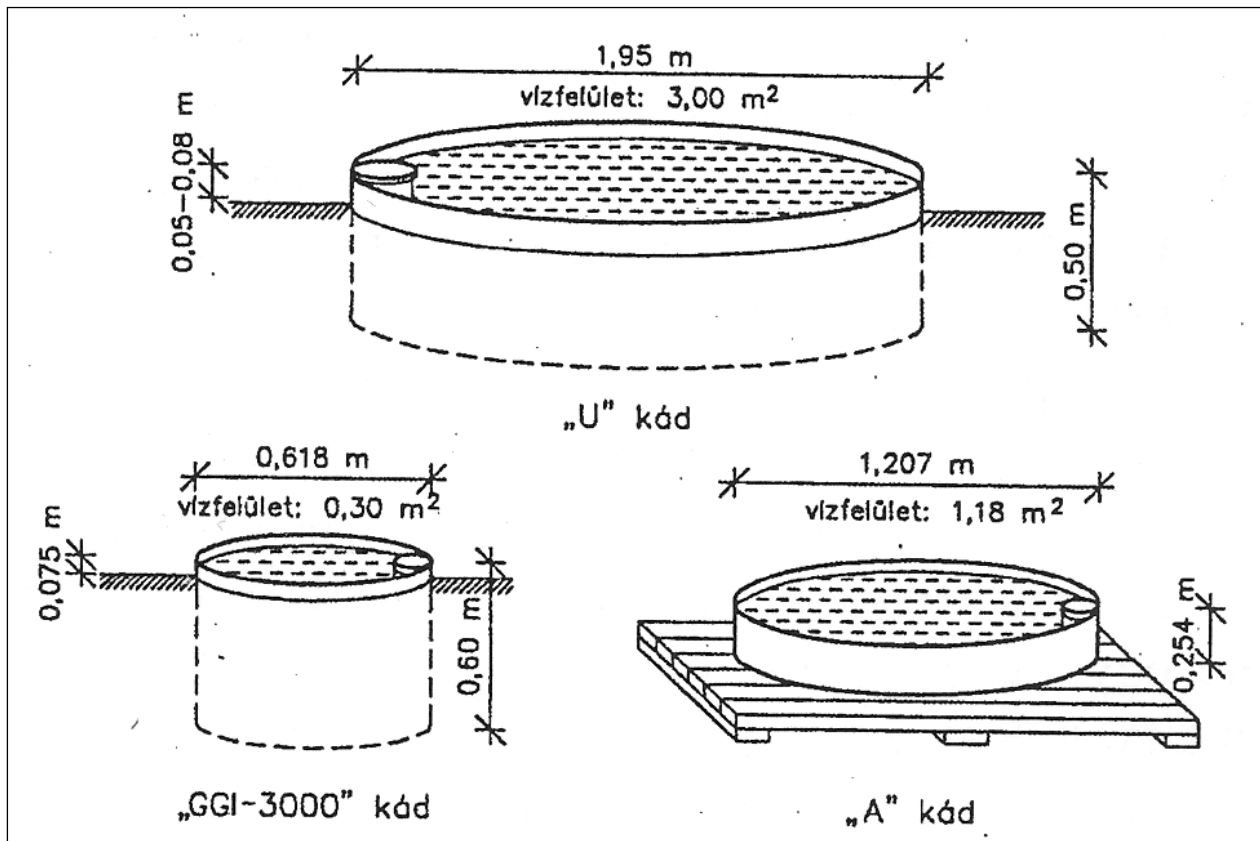
A légnedvesség a víz- és talajfelületek párolgása, és a növényzet párologtatása révén jut a légtérbe. A párolgáshoz energia szükséges, amit a napenergia biztosít közvetlen besugárzással és a légtömegek oldalirányú (advekción) hő-szállításával. Az elméletileg lehetséges párolgást az energia bevétel szabja meg, a ténylegesen lehetséges párolgást a *levegő párologtató képessége*. Ez utóbbi a levegőnek a telítettségi hiánytól függő párafogadó képességétől, a szélesebségtől, és a párolgó felület tulajdonságától függ. A levegő párologtató képessége a *potenciális párolgás*. A *tényleges párolgás* függ a párolgás számára rendelkezésre álló víz mennyiségétől is. A párolgás nagysága (intenzitása) általában a

$$E = (e_o - e) / r_a$$

képlettel írható le, ahol e_o a párolgó felület felett közvetlenül elhelyezkedő légréteg telítettségi nedvessége, e a tényleges légnedvesség, $e_o - e$ a telítettségi párahiány, r_a a párolgással szemben fellépő légellenállás (aerodinamikai ellenállás) tényezője [s/m], aminek értéke fordítottan arányos a szélesebséggel. Párolgáskor a párolgó felület felett kialakul egy telített, vékony réteg, ami szigetelőréteghez hasonlóan elvben megakadályozza a párolgást. A valóságban a párolgó felület feletti telített légrétegből a pára diffúziós mozgással a felette lévő, telítetlen rétegekbe áramlik, lehetőséget adva arra, hogy a víz feletti vékony légréteg további párát fogadjon be a párolgó víztérből. A párolgást alapvetően meghatározza a párolgó felület felett közvetlen elhelyezkedő, gyorsan telítődő légréteg telítettségi légnedvességének és a feljebbi légréteg tényleges légnedvességének különbsége, azaz a két légréteg pára koncentrációjának különbsége. A párolgás úgy is tekinthető, mint a pára koncentráció különbség hatására létrejövő diffúziós áramlás, álló levegőben molekuláris diffúzió, a mozgó levegőben turbulens diffúzió.

A potenciális párolgást általában a vízfelületi párolgással fejezik ki. A vízfelület párolgásának mérése *párolgásmérő kádakkal* történik. A kádak belülről fehérre festett, többnyire kör alakú víztartályok, amelyeket a talajra vagy a talajban helyeznek el. A kádat vízzel töltik fel, majd két egymást követő időpontban nagy pontossággal mérik a vízszint változását. Ha közben csapadék nem volt, a vízszint csökkenése megadja a párolgást. Hazánkban három, méreteiben és elhelyezésében eltérő kádtípus használat terjedt el: a felszínen elhelyezett "A", és a talajba süllyesztett GGI-3000 és "U" típusú kádak. A párolgást többnyire *tapasztalati képletekkel* számítják, amelyek felépítésében a (1) képletből indulnak ki (29. ábra).

A levegő párabefogadó képessége véges, értéke a levegő hőmérséklete szerint változik. A léghőmérséklet csökkenésével mindinkább nő a relatív légnedvesség, miközben az abszolút légnedvesség változatlan marad. Amikor a léghőmérséklet az abszolút légnedvességhez tartozó telítettségi hőmérséklet, az un. *harmatpont* alá süllyed, a pára folyékony vagy szilárd halmazállapotban *kicsapódik*. A talajon, növényeken, egyes tereptárgyakon, a talaj közeli levegőben kicsapódó pára a *harmat, dér, zúzmara és köd*, összefoglalóan a *mikrocsepdek*, amelynek nagysága általában nem számottevő. A nagyobb magasságban kicsapódó párából felhő keletkezik, az abból aláhulló csapadék a *makrocsepdek*. A hulló csapadék két, a hőmérséklettől függő formája az *eső* és a *hó*.



29. ábra Párolgásmérő kádak

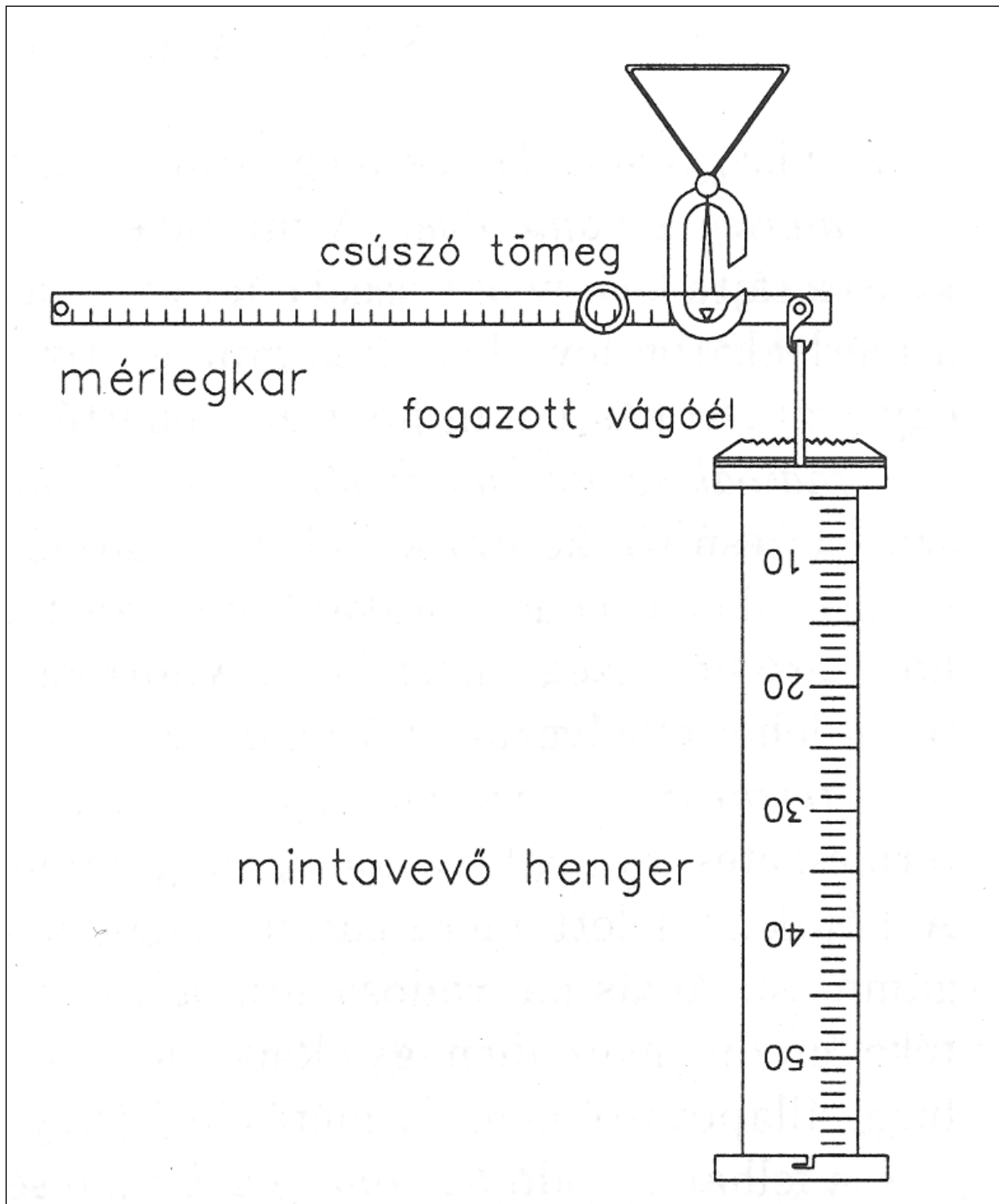
A csapadék nem folytonos, időbeli változását a csapadékos és csapadékmentes időszakok váltakozása jellemzi. A csapadék legfontosabb jellemzői a csapadék időtartama, mennyisége, intenzitása, és területi kiterjedése. A *csapadék időtartamát* (T) általában napokban vagy órákban, rövidebb idejű csapadékok esetében percekben adják meg. A *csapadék mennyisége* (P) annak a képzeletbeli vízrétegnek (mm-ben számolt) vastagsága, amely akkor alakulna ki, ha a lehulló csapadék minden veszteség (párolgás, beszivárgás, elfolyás) nélkül a lehullás helyén maradna. A *csapadék intenzitása* a T időtartam alatt hullott csapadék mennyiségének (P) és időtartamának (T) hányadosa mm/min, mm/h vagy mm/d értékben kifejezve. A nagyobb, 0,5 mm/perc intenzitást meghaladó csapadék a *zápor*.

A téli időszak csapadéka a *hótakaró*ban tározódik, és olvadáskor válik folyékonnyá. A hóban tárolt vízmennyiség legfontosabb mutatója a *hóvízgyenérték*, ami azt fejezi ki, hogy a hó teljes olvadásával milyen mértékű folyékony halmazállapotú, mm-ben számolt vízmennyiség keletkezik. A hóvízgyenérték a *hótakaró vastagságától* és a *hó sűrűségétől* függ. A *hó sűrűsége* kisebb a vízénél, továbbá értéke változó a hótakaró korának függvényében. A frissen hullott hó sűrűsége jellemzően 0,10-0,15 g/cm³, ezért 1 cm hó vízgyenértéke 1-1,5 mm. Idővel a hó sűrűsége nő részint a hótakaró tömörödése miatt, részint az időközi, rövid ideig tartó olvadások, majd azt követő átfagyások következtében. Az átmenetileg megolvadó hó jégkristályok alakjában fagy meg, aminek sűrűsége alig kisebb a vízénél. A tömörödés és az átfagyás következtében a hó sűrűsége eléri a 0,35-0,40 g/cm³, többszöri olvadás és fagyás esetén akár a 0,60-0,70 g/cm³ értéket. Az 1 cm vastag, közepesen tömör hó hóvízgyenértéke jellemzően 1,5-2,0 mm, az erősen tömör hóé 3,5-4 mm. A *hó olvadásához* szükséges energiát a napsugárzás, a 0 °C-nál melegebb levegővel vagy az esőzéssel érkező hőbevitel jelenti. A *hóvízgyenértékben* kifejezett olvadt hólé nagysága és a 0 °C feletti hőmérsékletből képzett ún. $\Sigma T_{\text{poz},i}$ pozitív hő-összeg ($T_{\text{poz},i}$ a napi középhőmérséklet azokon a napokon, amikor annak értéke a 0 °C-ot meghaladja) között szoros kapcsolat van. Lényeges a hóolvadás intenzitása is, gyors olvadás hirtelen kialakuló árvizekhez vezethet.

A csapadék mennyiségének mérésére a Hellmann-féle *csapadékmérő* szolgál. A *csapadékiró* műszerek (ombrográfok) segítségével lehetőség van a csapadék napi menetének csapadék-írószalagokon való rögzítésére is. A hótakaró vastagságának mérésére cm-es beosztású mérőléc szolgál. A hósűrűség mérése mérleges mintavevővel történik (30. ábra). A mintavevőhöz tartozó tolösúlyos kézimerleg mérlegkarának a beosztása olyan, hogy arról közvetlenül a hóvízgyenérték olvasható le mm-ben. Ennek értékét elosztva a mintavevő henger falán cm-ben leolvasható hótakaró vastagsággal, megkapható a hósűrűség értéke.

A felszín közelébe jutó csapadék egy részét a növények, elsősorban a levélzetükkel, kisebb részt a száron, virágon, termésen, bokrok és fák esetében az ágakon és a törzsön, felfogja. Ez az *intercepció*. Fák esetében a felfogott csapadék egy része a törzsön lefolyik és eljut a talajig. A leveleken visszatartott csapadék vékony rétegben, filmszerűen tapad a levelek felületére. Az intercepció nagysága függ a növény csapadék visszatartó és tároló képességétől, ami jó összefüggésben van a növény levélfelületének nagyságával. Ez utóbbi a *levélfelület-index*-szel, azaz a teljes levélfelület és a növényzettel elfoglalt terület hányadosával (LAI, m²/m²) írható. A levélfelületi index növényenként és a növény fejlődési szakaszát követően változik, ennek megfelelően az intercepció csapadékonként 0,3 és 9 mm között változik: legkisebb a lágyszárú növényeknél, majd ezt követik a bokros és cserjés növények, a lombhullató fák, végül a tűlevelű fák. A fák levélzete által visszatartott csapadék nagysága követi az évszakok változását,

lombhullató fáknál az intercepció télen minimálisra csökken, ezzel szemben a tűlevelű fák télen is számottevő hócsapadékot képesek visszatartani. Szántóföldi növényeink közül a sűrűvetésű, nagy levélfelületű növények intercepciója a nagyobb. Az intercepció vízgyűjtő-szintű alakulásában meghatározó a vízgyűjtő növényi, s különösen erdő fedettsége.



30. ábra Mérleges hómérő

Az intercepció függ a csapadék tulajdonságaitól is, elsősorban a csapadék intenzitásától, az esőcseppek nagyságától és energiájától. A kisebb intenzitású és kisebb méretű cseppekből álló csapadékot a levél inkább képes visszatartani, mint az intenzív, többnyire nagyobb méretű cseppekből álló csapadékot. Az intercepció nagysága függ a csapadék időbeni megoszlásától is. Hosszabb idő alatt hulló azonos mennyiségű csapadékból származó intercepció nagyobb, ha a csapadék több alkalommal, kisebb csapadékokban esik, mintha kevesebb alkalommal, esetenként nagyobb csapadékok alakjában hullana. A növényzettel felfogott csapadék egy része a szél hatására, vagy a növény szárán, a fák törzsén lecsurogva, eljut a talajig, ezért a *tényleges intercepció* kisebb mint a *potenciális intercepció*. A szélhatások ellenében is visszamaradó csapadék előbb-utóbb visszapárolog a légtérbe.

Az intercepció (kísérleti) mérése elsősorban a fák esetében megoldott. Ilyen esetekben mérik a csapadékot a szabad térben és a fák alatt elhelyezett csapadékmérőkben, az intercepció a két helyen mért csapadék különbözete. A viszonylagosan kevés mérés szerint a nagy felületű növények egy-egy eső alkalmával 2-3 mm csapadékot is visszatartanak. Éves időszakban az intercepció fák esetében a csapadék 20-30%-át is kiteheti.

3.3.2.2 A talaj nedvességforgalmának elemei: beszivárgás, talajnedvesség, párolgás

A talaj pórusaiban a nedvesség *kötött* és *szabad* állapotban, a nedvességgel nem telített, részben levegővel kitöltött pórusokban *pára* alakjában fordul elő. A kötött nedvesség két formája a talaj szilárd vázát alkotó szemcsék felületén megtapadó *adhéziós víz* és a kisméretű pórusokban a kapilláris erők által visszatartott *kapilláris víz*. Az *adhéziós víz* a talajszemcsék körül kialakuló *hidrátburok*. A hidrátburoknak a talajszemcse felületéhez közvetlenül és ezért a legnagyobb erővel kötődő része a *higroszkopikus* (vagy higroszkópos) *víz*, amit kívülről a *hártyavíz* víz övez. A higroszkóposság a higroszkópos anyagoknak, így a talajszemcséknek is, azon tulajdonsága, hogy képesek közvetlenül a levegőből a párárt elvonni, és a felületükön nedvességgé megkötöni. Ugyanakkor a hidrátburkot körülölelő telítetlen levegő is képes, páratartalmának függvényében, a felületen megkötött nedvességet elszakítani és pára formájában felvenni. A nedvességmozgás a talajszemcsék *adhéziós* vonzereje és a levegőnek a *párahiányból* eredő vonzereje közötti "kötélhúzás" eredményeként alakul. Nagyobb méretű, (gravitációs) pórusokban az *adhéziós* és *kapilláris erők* nem érvényesülnek (*feszültségmentes tér*), a nedvesség szabad állapotban van, és a gravitáció hatására mozog. Ez a nedvességforma a *szabad* vagy *gravitációs víz*. A gravitációval szemben visszatartott kötött talajnedvesség alapvető szerepet játszik a növényzet vízellátásában.

A *kötött* nedvesség elmozdításához, a pórusokból való eltávolításához munkára (energiára) van szükség, amelynek mértéke annál nagyobb, minél nagyobb erővel kötődik a nedvesség a talajhoz. A kötődés mértéke a kötött talajnedvesség szabad állapotba juttatásához szükséges, fajlagos (azaz a talajnedvesség egységnyi súlyára vetített és J/kg egységben megadott) energia nagyságával fejezhető ki. A fajlagos energiát *nedvesség- vagy mátrixpotenciálnak* nevezik. A nedvességpotenciál kifejezhető azzal a magassággal, amelyre a befektetett fajlagos energia képes lenne a szabad állapotban lévő nedvességet felemelni. Az így értelmezett magasság cm-ben kifejezett értékének 10-es alapú logaritmusát a *pF-érték*. A talajnedvességnek a megkötő fajlagos

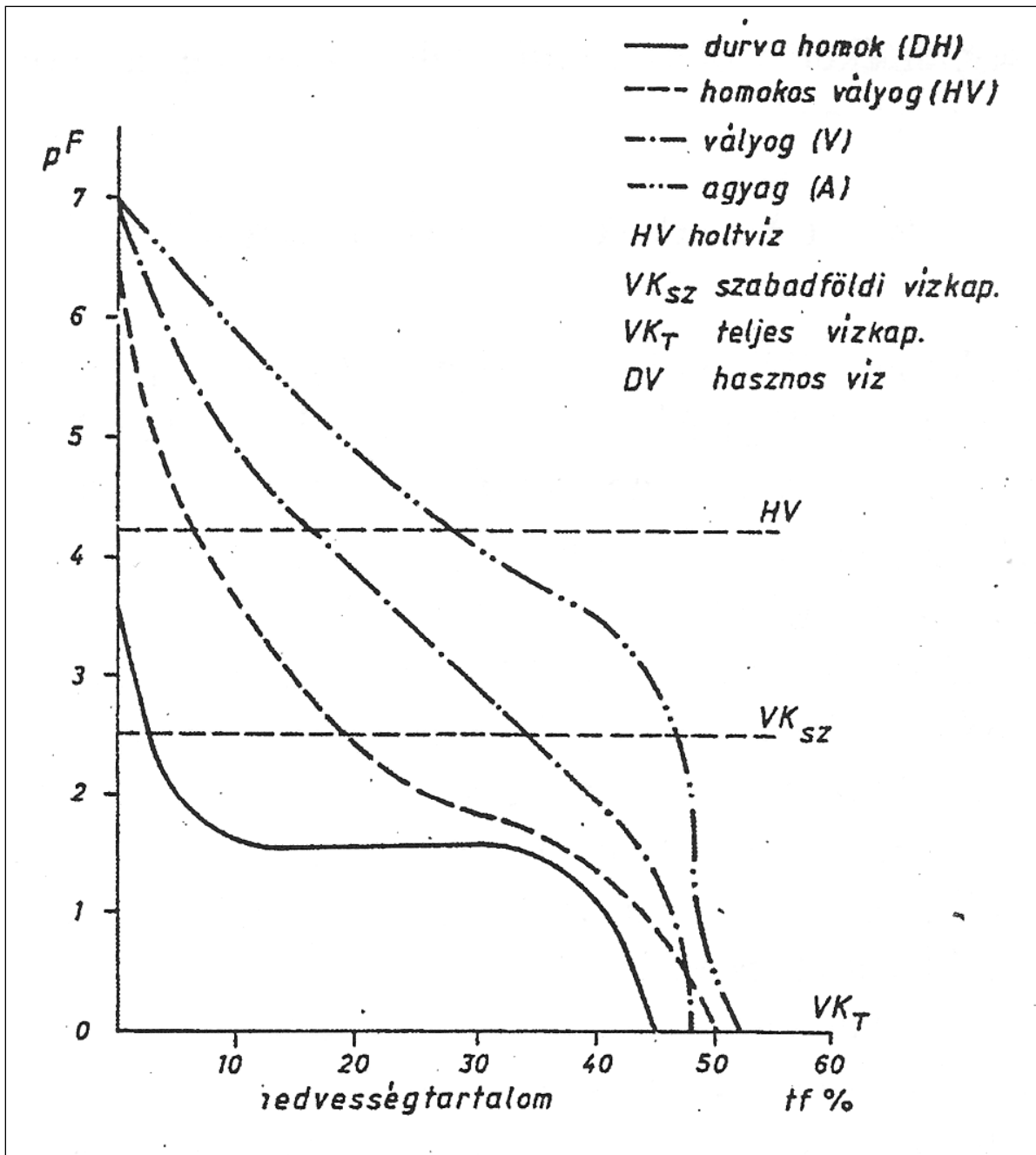
energia szerinti megoszlását a *pF-görbe* fejezi ki, amelyről leolvasható, hogy adott nedvességpotenciált meghaladó fajlagos energiával kötött nedvesség a talajtérfogot milyen hányadát (%-át) foglalja el (31. ábra). Szántóföldi növényeknél a pF-görbéről leolvasható a holtvíz-tartalom (4,2 pF), a természetes vagy szabadföldi (szántóföldi) vízkapacitás (2,5 pF), a minimális vízkapacitás (2 pF), a talaj maximális vízkapacitása (0 pF). A *holtvíz-tartalom* az a nedvesség tartalom, amit a növény nem képes felvenni és hasznosítani, a növény elpusztul. A *természetes* vízkapacitás a kapilláris erő hatására a talajban visszatartott nedvesség tartalom, és amelynél kisebb erővel kötődő víz a pórusukból a nehézségi erő hatására kiszivárog és a növény számára nem hasznosítható. A *minimális vízkapacitáshoz* az a nedvességtartalom tartozik, amit meghaladó nedvesség a növény számára káros, mert a levegő kiszorul, és a növény megfullad. A *teljes vízkapacitása* azonos a porozitással. A növény a holtvíztartalom és a természetes vízkapacitás közötti tartományban lévő nedvességet képes hasznosítani: ez a hasznosítható, *diszponibilis víz*.

A talajok pF-görbéje, a jellemző pF-értékekhez tartozó nedvességtartalma, a diszponibilis víz a talajtípus szerint változik (3. táblázat). Kötött, agyagtalajnál mind holtvíztartalom, mind a kapillárisan kötött víztartalom magas. Laza, homoktalaj esetében a holtvíztartalom alacsony, de alacsony a kapillárisan visszatartott talajnedvesség is. A növények számára legkedvezőbb adottságokkal a középkötött, vályogtalajok rendelkeznek, az ilyen talajoknál a hasznosítható nedvesség 160-170 mm is lehet a talaj 1 m-es rétegében. A vályogtalajok a téli csapadék nagy részét képes megőrizni, és később ezzel gazdálkodni.

Talajtípus	HV	VKs	DV
Homok	25	140	115
Homokos vályog	75	215	140
Vályog	150	310	160
Agyagos vályog	230	340	110
Agyag	300	380	80

3. táblázat Jellemző nedvességértékek a talajtípus szerint (1 m talajréteg)

A talaj nedvességtartalmát a beszivárgó csapadék növeli. A *beszivárgás* az a folyamat, amikor a felszínre érkező csapadék vagy az ott elolvadó hóból eredő hólé a felszín alá jut, a talaj pórusait részben vagy egészben telítve a talaj szemcséin vagy a pórusokban a megkötő erők hatására visszamarad. A beszivárgó csapadéknak a természetes vízkapacitást meghaladó része a felső rétegekből lejjebb szivárog, és adott esetben elér a talajvízig. A víznek ezt a mozgását, megkülönböztetve a beszivárgástól, *szivárgásnak* vagy *leszivárgásnak* nevezik. A beszivárgás során a kisméretű, kapilláris pórusok telítődése előbb a felszín közeli rétegben megy végbe, a telítődés miatt az adhéziós és kapilláris erők hatása megszűnik, és a vízmozgást egyedül a gravitáció tartja fenn. A gravitáció hatására lefelé szivárgó víz egyre mélyebb rétegeket is telít kapillárisan, amiért mind nagyobb vastagságú rétegben szűnik meg az adhéziós és kapilláris erők hatása. Ebben az állapotban a beszivárgás intenzitását a talaj nagyobb méretű pórusainak gravitációs áteresztőképessége szabja meg, a beszivárgás intenzitása állandósul. A gravitációs pórusok áteresztőképességét a *talajok szivárgási tényezője* jellemzi, amelynek értéke a talaj típusaként jelentősen változik (4. táblázat).



31. ábra A talajok pF-görbéje

Az adhéziós terek és kapillaris pórusok gyors és mind nagyobb mélységben történő telítődése következtében a beszivárgás intenzitása (mm/min, mm/h) időben csökken. A csökkenés különösen gyors a beszivárgás kezdeti szakaszán. A beszivárgás intenzitásának száraz talajállapotból kiinduló időbeli alakulását a *beszivárgási görbék* (32. ábra) írják le. A beszivárgási görbe talaj típusonként eltérő.

Talaj	Szivárgási tényező, cm/s	Talaj	Szivárgási tényező, cm/s	Talaj	Szivárgási tényező, cm/s
agyag	10^{-7}	iszap	10^{-3} - 10^{-2}	homok	10^{-3} - 10^{-2}
homokos agyag	10^{-7} - 10^{-5}	Tőzeg	10^{-4} - 10^{-3}	durva homok	10^{-2} - 10^{-1}
agyagos homok	10^{-5} - 10^{-3}	finom homok	10^{-4} - 10^{-3}	kavics	10^{-1} - $3 \cdot 10^{-2}$

4. táblázat A talajok szivárgási tényezője

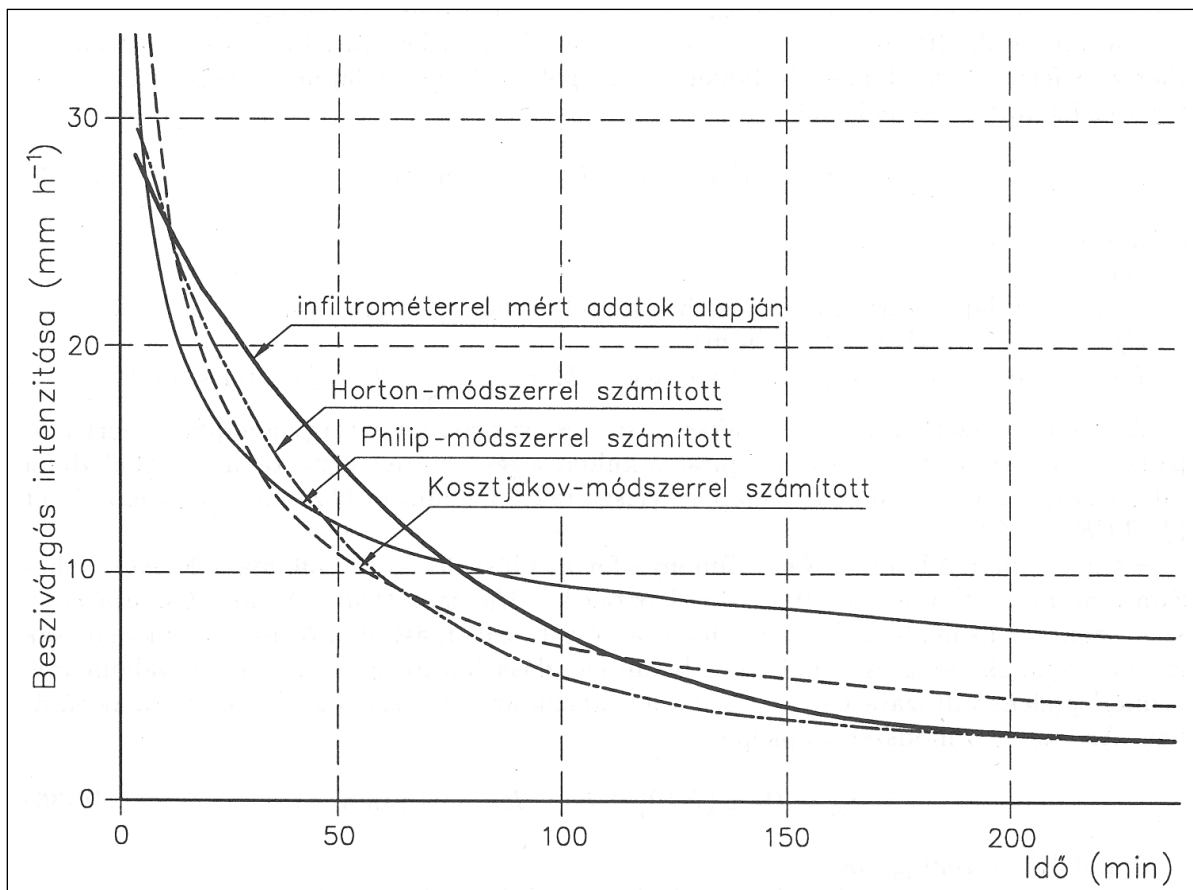
A beszivárgási görbe terepi méréssel állítható elő. A mérés során megfelelően körülhatárolt, néhány m^2 -es felületre esőztető berendezéssel folyamatosan egyenletes intenzitású esőt adnak ki. Az öntözött felületről a természetes terepesést követően lefolyó vizet a terep legmélyebb kifolyási pontján vezetik el, folyamatosan mérve a távozó vizet. Az esőztetéssel kiadagolt és a távozó vízmennyiség különbözete egyenlő a talajba történt beszivárgással. A felszínen távozó víz folyamatos mérésével előállítható az összes beszivárgó vízmennyiség időbeli alakulásának menetgörbéje, amelynek idő szerinti differenciagörbéje adja a beszivárgási görbét. A beszivárgási görbék leírására számos képletet állítottak fel. A mérések alapján a beszivárgás számítására alkalmas képletek szerkesztenek, amelyek között az egyik legelterjedtebb az

$$f = f_{\min} + (f_{\max} - f_{\min})e^{-kt}$$

alakú *Horton-képlet*, amelyben f a mindenkor pillanatnyi beszivárgási intenzitás, f_{\max} a száraz talajra jellemző kezdeti (maximális) beszivárgási intenzitás, f_{\min} az átázott felületű talaj beszivárgása, k a talajtípustól függő paraméter, t az idő, e a természetes logaritmus alapja. A kezdeti beszivárgás a talaj *víznyelőképességétől*, az átázott felületű talaj beszivárgása a talaj *áteresztőképességétől*, amit a *szivárgási tényező* jellemez. Ezek a tulajdonságok a talaj típusai szerint erősen változnak, és teszik igen változatosá a beszivárgás folyamatát eltérő talajú területeken, vízgyűjtőkben.

A beszivárgási görbe a száraz talajt jellemzi, azaz a beszivárgási intenzitás időbeli alakulását abból a feltételből kiindulva írja le, hogy a beszivárgás kezdetén a talaj száraz (ún. légszáraz, azaz az ilyen talajból nedvesség csak mesterségesen távolítható el.). A tényleges beszivárgás intenzitása a talaj nedvességtartalmától is függ, valamint függ a csapadék intenzitásától. Amennyiben a csapadék pillanatnyi intenzitása meghaladja a talaj beszivárgási intenzitását, a csapadék csak részben szivárog a talajba, a be nem szivárgó csapadék ideiglenes felszíni vízborítást vagy felszíni lefolyást eredményez.

A csapadék és beszivárgás megszűntével elkezdődik a talajban visszatartott nedvesség párolgása, növénytel fedett talajok esetében párologtatása. A párolgás a talajnedvességet fogyasztja, a talaj kezd kiszáradni. A kiszáradás a felső rétegekben indul el, ahol a nedvesség-potenciál is fokozatosan csökken. A nedvesség pótlására a magasabb nedvességtartalmú (és potenciálú) mélyebb rétegekből megindul a nedvesség áramlása, amelynek fogyását közeli talajvíz esetén a talajvíz kapilláris emelkedése pótolhatja.



32. ábra A beszivárgási görbe

A talaj *tényleges párolgása* a potenciális párolgástól és a párolgáshoz a talajban rendelkezésre álló nedvességtartalomtól függ. Ha a nedvesség korlátlan, azaz a talaj közel telített, úgy a *tényleges párolgás* azonos a potenciális párolgással. Ha a párolgás számára a víz korlátozott, azaz a talaj kiszáradóban van, a *tényleges párolgás* kisebb, mint a potenciális. A talajok párolgása, nedvességtartalma mellett, függ a talaj típusától, felsőrétegének szerkezetétől, és a talajművelés jellegétől. Kötött talajnál, amelyben a talajnedvesség nagy része kötődik nagy erővel a talajszemcsékhez, a kisebb párolgás intenzitása, a talaj kiszáradása lassabb és egyenletesebb, mint a lazább homoktalajoké. A talajművelés során a felszín közelében kialakuló poros réteg szigetelőként hat, és gátolja a kiszáradást. Üreges, repedezett talajoknál a jobb levegőcsere miatt a párolgás intenzitása nagyobb

Növénnyel fedett talajoknál a párolgás (evapotranszpiráció) alakításában fontos szerepe van a növénynek. A növény elsősorban a levélfelületén lévő nagyszámú, de egyenként kisméretű nyílásokon, gázcsere-nyílásokon (*sztómákon*) át párologtat. Amikor a növény kevés vízhez jut a talajból, sztómáinak részleges vagy teljes zárásával csökkenti a párologtatását. A növény tehát bizonyos határok között képes a párologtatást szabályozni. Korlátlan nedvesség esetén a növényi párologtatás a levegő párologtató képessége szerint alakul, és a vízfelületi párolgás képletéhez hasonló felépítésű

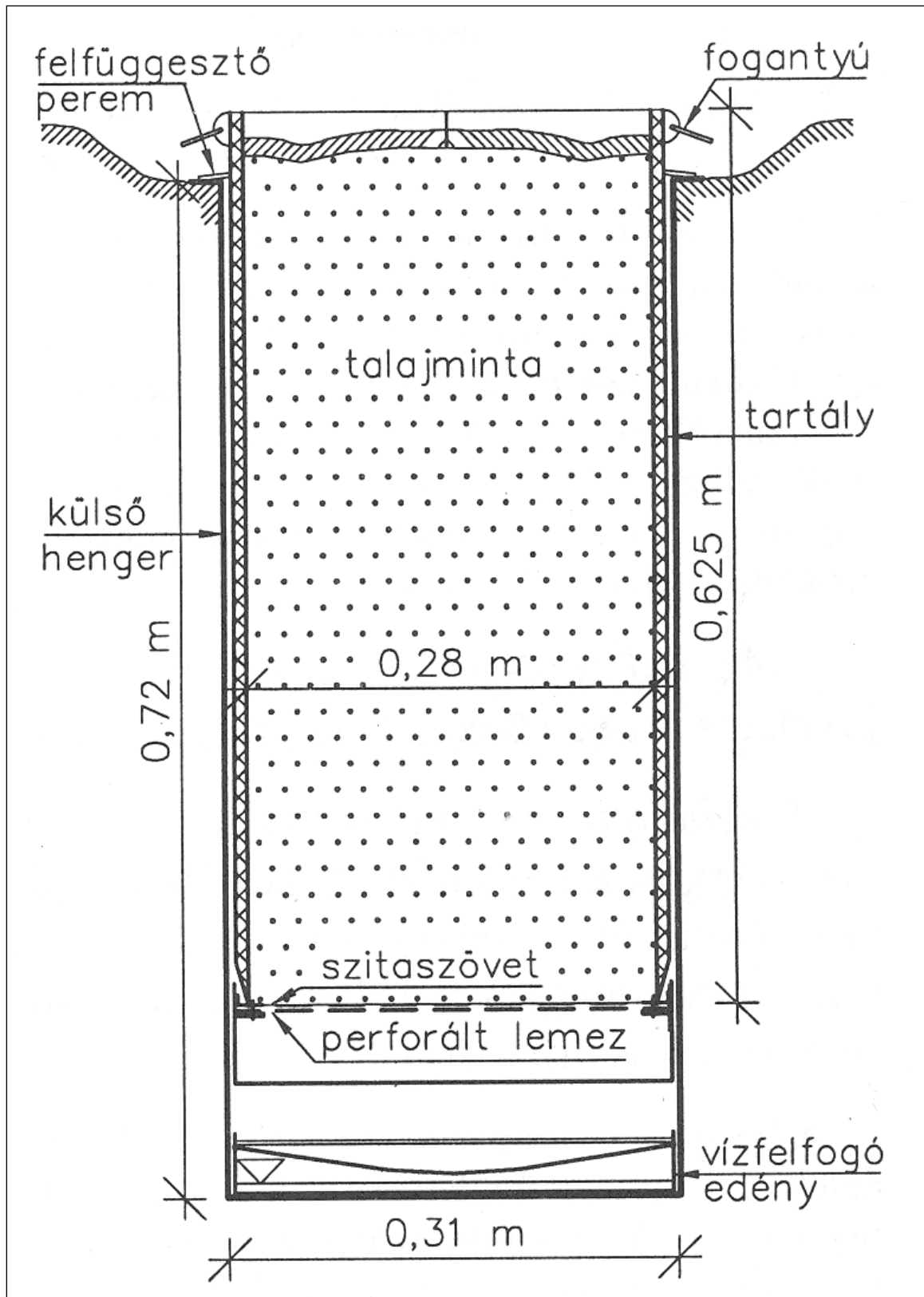
$$ET = (e_o - e)/(r_c + r_a)$$

képlettel írható le, ami figyelembe veszi a növényi ellenállást [r_c , s/m]. A *növényi ellenállás* abból fakad, hogy a növény párologtatása lényegében csak a sztómákon át lehetséges, míg a levélfelület nagy része akadályként áll ellent a párologtatásnak. A sztómák összes felülete a levélfelület alig 1-2%-át teszik ki. A sztómák páraátbocsátó képessége növényenként, adott növényre az életkor szerint is változik. Növényenként, azok magasságával összefüggően, változó az *aerodinamikai ellenállás* is. Az aerodinamikai ellenállás 0,1 m magasan jellemzően 45 s/m, 1 m magasságban 18,3 és 10 m magasan 6,5 s/m.

A talaj párologást liziméterrel mérik (33. ábra). A liziméter nagyméretű tenyészedény adott talajjal és növényvel. A liziméter felületére hulló csapadék (P) egy része átfolyik a talajtömbön, és kiszivárog (R), más része elpárolog (ET), harmadik része a talajtömb nedvességét növeli ($\Delta V > 0$). Amennyiben nincs csapadék, úgy a párologás a talajtömb nedvességét fogyasztja ($\Delta V < 0$). A liziméterben mérhető a csapadék (P), a talajtömb alá kiszivárgó víz (pl. a liziméter alján elhelyezett edényben történt felfogást követően), a talajtömb nedvességtartalmának változása (ΔV) (pl. a talajtömb súlyának két egymást követő időben történt mérésével), és a párologás (ET) a

$$ET = P - R - dV$$

képlettel számítható.



33. ábra Liziméter

3.3.2.3 A talajvíz

A *talajvíz* a felszín alatti rétegben a felszínhez legközelebb elhelyezkedő, a pórusokat teljesen telítő víz, ami közvetlen kapcsolatban van a felszínre hulló csapadékból eredő beszivárgással. A talajvíz felső, a talajvíz feletti talajréteg pórusaiban lévő levegővel érintkező összefüggő felülete a *talajvízszín* (talajvíztükör), ahol légköri nyomás van. A talajvízszín feletti kapilláris pórusokban a talajvíz megemelkedik a pórusok méretétől függő magasságban, és kialakítja a *kapilláris vizek övezetét*.

A talajvíz két jellemzője a talajvízmélység és a talajvízszint. A *talajvízmélység* a talajfelszín és a talajvízszín közötti távolság, a *talajvízszint* a talajvízszínek a geodéziai magasság meghatározásának alapját adó tengersík (Balti-tenger) feletti abszolút magassága. A talajvíz mélysége és szintje időben változik, ami a talajvíz észlelések alapján követhető. A *talajvízszín észlelésére* a szűrő réteggel ellátott 10-15 cm átmérőjű csőkút szolgál. A csőkút pereme a terep fölé magasodik: a perem és a terep közti távolság a kút peremmagassága. A talajvízszín helyzetét a csőkút peremétől mérik mérőszalaggal, legegyszerűbb módon a kútba eresztett láncsal, amelyen a vízbesüllyedt rész nedvesedése látható. A kút pereme és a talajvízszín között mért távolság a *talajvízállás*, a talajvízállásból a peremmagasságot kivonva kapható meg a talajvízmélység. A kút peremét beszintezik, azaz meghatározzák abszolút geodéziai magasságát. A talajvízszint számítható, ha a kút peremmagasságából kivonjuk a talajvízállást. A talajvízszint ismerete lehetővé teszi a különböző kutakban mért vízszínek egymás közötti, összehasonlítását, a talajvízszínek térképi ábrázolását.

A *talajvíz* legfőbb *táplálója* a talajvíz feletti, a gyökérszónát is magába foglaló rétegeken át leszivárgó csapadék. A csapadék talajvízig leszivárgó hányada függ a talajvíz mélységétől, minél mélyebben helyezkedik el a talajvíz, annál kevesebb a leszivárgó csapadék. A *talajvíz* legfőbb *fogyasztója* a párolgás. A talajvíz párolgás általában úgy történik, hogy a kapilláris emelés hatására a talajvízből nedvesség áramlik a talajvíz feletti telítetlen rétegekbe, amelyek pórusaiban levegő van. A levegővel érintkező nedvesség a talajból közvetlenül vagy a növény közvetítésével elpárolog. A távozó nedvességet a talajvíz a kapilláris emelés révén pótolni képes, de a közben maga is egyre süllyed, a süllyedés miatt egyre mélyebben elhelyezkedő talajvízszintről a párolgás csökken. Fontos a növényzet szerepe is, mélyebb gyökerezésű és nagyobb transzspiráló képességű fák, erdők esetében a talajvízszín, minden más növényhez képest, alacsonyabban alakul ki. Azok a területek, ahol a talajvízig leszivárgó csapadék meghaladja a párolgást, a talajvíz tápláló területei, míg ahol a párolgás haladja meg a leszivárgást a talajvíz fogyasztó (megcsapoló) területei. Összefüggő talajvíz-rendszerekben a talajvizet tápláló és fogyasztó területek között *oldalirányú talajvíz mozgás* alakul ki, az oldalirányú hozzáfolyás a megcsapoló helyek megnövekvő párolgását is pótolni képesek. A vízforgalmat az anyagforgalom fő vonásai is követik: lefelé irányuló vízforgalom esetén a talajok kilúgozása, felfelé irányuló vízforgalom esetén a sófelhalmozás jellemző. Folyók közelében a talajvíz, a talajvízszint és a folyóvíz szintjének viszonyától függően, táplálja folyót vagy fordítva, maga kap utánpótlást a folyó felől. Adott esetben a talajvíztartó rétegből a lejjebb fekvő rétegvízbe is történhet átszivárgás, vagy a talajvíz kaphat víztáplálást.

A *talajvízjárás* a talajvízszint időbeli változása. A leszivárgáson és a talajvíz párolgásán keresztül a talajvízszint alakulása szorosan kapcsolódik az éghajlati elemek, a csapadék és a hőmérséklet időbeli alakulásához. A talajvízjárás minden (napi, évszakos, évi) időléptékben követi a csapadék és a hőmérséklet ingadozását. Minél mélyebb a talajvíz, annál nagyobb időbeli késleltetéssel követi az éghajlati elemek ingadozását, és kisebb az ingadozása. Hazánkban a talajvizet tápláló csapadék és fogyasztó párolgás évszakos járásának, és a növényi élet évi ritmusának megfelelően a talajvíz a tél végén, a tavasz elején emelkedik a legmagasabbra és közelíti meg a talaj felső termőrétegét vagy magát a terepszintet, ezzel is csökkentve a talaj felső, csapadékot befogadni képes rétegét. A nyári időszakban a talajvízszint csökken, legalacsonyabb értékét az ősz elején, szeptemberben vagy októberben éri el. Az évszakos ingadozás mellett észrevehető az évek közötti ingadozás is. Áteresztő medrű *vízfolyások közelében* a talajvíz ingadozása, késleltetéssel és tompítva, követi a vízfolyás vízjárását. A talajvízjárást, a talajvízforgalmat a különféle emberi tevékenységek (vízkivétel, tározók, területhasználatok változása) számottevően befolyásolni képesek, adott esetben a talajvízszin egyirányú és tartós megváltozását, emelkedését vagy csökkenését is eredményezhetik.

3.3.2.4 A felszíni vizek összegyülekezése

A felszínre elért csapadéknak az a része, amelyik nem szivárog be a felszín alá, a terep lejtését követve, a lejtés nagyságától függő sebességgel, a terepen mozogva jut a vízfolyás medrébe. A csapadék lefolyása sokszor késleltetve indul el, mivel a csapadék egy része a felszínen vagy a felszín közeli rétegekben ideiglenesen tárolódik. A csapadék ideiglenes visszatartásában számottevő szerepe van az erdő avartakarójának, a talaj felső, gyökérszinttel átszőtt és fellazított rétegének, ami szivacs módjára magába gyűjti a csapadékot, majd telítődés után fokozatosan adja le. Az ideiglenesen tárolt víz egy része elpárolog, tovább csökkentve a csapadék lefolyó hányadát. A terep mélyedéseinek megtelével megindul a terepen a víz előbb lefelszerű, majd a terep kisebb-nagyobb hosszirányú mélyedéseiben összegyűlő koncentrált elfolyása. A terepi lefolyás mindaddig tart, amíg a víz jól kifejezett mederbe nem jut, amit követően a víz a mederben halad tovább. A terepen lefolyó, mederbe jutó víz a vízfolyások fő táplálója. Azt a folyamatot, amikor a terepfelszín különböző pontjairól a csapadék a terep felületén (felszínén) vagy a terep alatt /felszín alatt) eljut a mederig, majd a mederben mozog a vízfolyás egy adott pontjáig a csapadék vagy lefolyás *összegyülekezésének* nevezzük.

A terepi összegyülekezés hegy- és dombvidéki területeken, a lejtők jelentősebb esése miatt, gyorsabban, síkvidéken lassabban megy végbe. Hegy- és dombvidéki területeken a gyors összegyülekezés a mederben a vízszint gyors emelkedését, *árhullámokat* vált ki. Síkvidéken a csapadék összegyülekezését alapvetően meghatározza a terepfelszín kis lejtése, a terepen található mélyedések, mélyvonulatok nagysága és egymáshoz való viszonya, továbbá a talaj típusa. Kötött, agyagtalajok esetében a csapadék csak kevéssé tud beszivárogni a talajba, a felszínen maradó víz a terep esését követve lassan mozog a terep mélyedései felé, amelyekben megreked. Amennyiben az adott mélyedés megtelik, miközben a mélyedésbe továbbra is érkezik víz, a víz túlcordulva átfolyhat egy másik mélyedésbe, de lehetséges, hogy két vagy több szomszédos vízzel megtelő mélyedés vizei összefolynak és egységes, kiterjedtebb vízborítást okoznak. Vízáteresztő, homoktalajok esetében a csapadék a talajba szivárog, majd leszivárog a talajvízig. Bőséges leszivárgás esetén a talajvíz megemelkedik, s a terep mélyebb fekvésű

részein felszínre bukkanva vízborítást okoz. Hasonló e jelenséghez a mederben megemelkedő árvízszintek hatására folyók közelében, a mentett ártéri sávban a talajvíz felfakadása. Síkvidéken az összegyülekezés során kialakuló ideiglenes vízborítások a *belvizek*.

3.4 A folyóvizek

3.4.1 Vízhálózat, vízgyűjtő, meder

A föld felszínére hulló csapadék és/vagy az ott elolvadó hó egy része a terep lejtését követve a felszínen mozog és tart a terep hosszirányú mélyedései, vájatai felé. A mélyedésekbe jutó, azokban összegyűlő víz további mozgását a mélyedés lejtése szabja meg. A terep különböző részeiről és irányából érkező mélyedésekben mozgó vizek két mélyedés találkozásánál követően összefolyva közös mélyedésben haladnak tovább, a terepmélyedés is mindinkább növekszik, mélyül. Alakjában és méretében többé-kevésbé állandósuló terepmélyedés a *vízfolyás medre*. Amennyiben a meder a terep talajvízének szintje alá mélyül, úgy a mederbe a talajvíz is kiszivároghat. A mederben mozgó felszíni vizek alkotják a *felszíni vízfolyáshálózatát*. A vízfolyáshálózaton belül kijelölhető a fővízfolyás, ami rendszerint a leghosszabb vízfolyás, és fővízfolyásba torkoló mellékvízfolyások.

A vízfolyás kezdete a forrás, végződése a *torkolat*. A forrás és a torkolat közötti, a vízfolyás medrének középvonalaiban (vagy sodorvonalaiban) mért távolság adja a *vízfolyáshosszt*. A vízfolyások hossz-menti, a torkolattól kezdődő távolságbeosztása a vízfolyás *stacionálása*. A távolság beosztás alapegysége nagyobb vízfolyásokon a folyókilométer (fkm). A stacionálás a vízfolyás menti helyazonosítást, eligazodást szolgálja

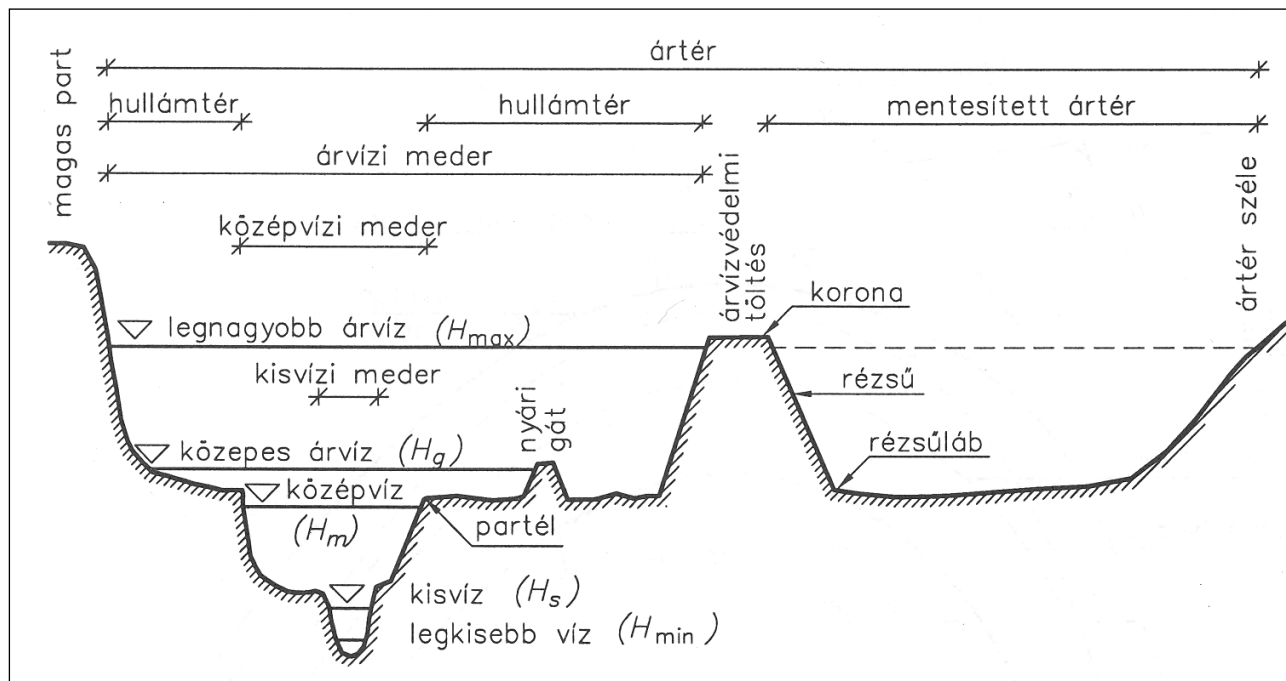
A vízfolyásokat a csapadék táplálja. A táplálásban a vízfolyás felszínére közvetlenül hulló csapadék csak elenyésző hányadot tesz ki, jelentősebb az a táplálás, amit a terepre hulló és onnan a mederig lefolyó csapadék biztosít. A csapadék kétféle úton juthat el a mederbe: a terep felszínén mozogva, vagy a felszín alá a talajvízig beszivároghat és azzal együtt mozogva. Az a terület, ahonnan a vízfolyás összeszedi a csapadékot – a *vízgyűjtő*. A vízgyűjtőnek az a része, ahonnan a csapadék a terep felszínén jut el a mederbe a felszíni vízgyűjtő, míg az a része, ahonnan a talajvíz közvetítésével – a felszín alatti vízgyűjtő. A kettő nem mindig esik egybe, különösen kisebb, geológiailag igen változatos vízgyűjtők esetében a kétféle vízgyűjtő jelentősen is eltérhet egymástól. A vízgyűjtőket egymástól a *vízválasztók* határolják el. A vízfolyás irányában haladva a vízgyűjtő kiterjedése fokozatosan nő: a növekedés ott, ahol a vízfolyás mellékvízfolyást vesz fel, ugrásszerű, míg két betorkolló vízfolyás között a változás folyamatos.

A csapadék összegyülekezésének alakításában fontos szerepük van a vízgyűjtő *földrajzi adottságainak* (domborzat, geológiai felépítés, talaj, növényzet, területhasználatok). Ezek a földrajzi adottságok az éghajlati adottságokkal együtt alapvetően megszabják a vízrajzi arculatot, a vízgyűjtő vízfolyásainak és állóvizeinek gazdagságát. A *domborzati adottságok* közül a tengerszint feletti magasság, és a terep lejtése van számottevő hatással a vízhálózat alakulására, meghatározzák adott táj vízrajzi arculatát: a nagyeesű hegy- és dombvidéki területek a folyóvizek, a síkvidéki területek az állóvizek kialakulásának kedveznek. A vízgyűjtők *geológiai*

felépítése főként a felszín alatti vizekre van hatással, de befolyásolja a felszíni és felszín alatti vizek kapcsolatát is. Különösen jelentős a karszt hatása: fedetlen karsztok esetében a csapadék jó része a felszín alá szivárog és táplálja a karsztban tárolt vizet. Ilyen területeken csak csekély felszíni vízhálózat alakul ki, viszont gazdag forrásokban. A *talaj* vízgazdálkodási tulajdonságai (víznyelő, vízvezető, víztartó és vízraktározó képessége) döntően befolyásolják, hogy a csapadék milyen hányada szivárog a felszín alá, szivárog le a talajvízig, párolog el a talajból és kapilláris emelkedés révén a talajvízből, következésképpen ad felszíni lefolyást.

A felszíni és felszín alatti összegyülekezéssel történő táplálás szerint megkülönböztethetők az állandó, az időszakosan kiszáradó és az időszakos vízfolyások. A medrükkel a talajvíz szintje alá mélyülő *állandó vízfolyások*, a talajvíz táplálás következtében az év folyamán állandóan szállítanak vizet. Az *időszakos vízfolyások* medre nem éri el a talajvizet, táplálást csak esőzés vagy hóolvadás után, felszíni táplálásból kapnak, medrük egyébként száraz. Az *időszakosan kiszáradó vízfolyások* medre a talajvíz ingadozása miatt esetenként nem kap talajvíztáplálást, és ezért kiszárad.

A vízgyűjtőről összeszedett csapadékot a vízfolyások a *mederben* szállítják el. A meder a terep többnyire jól elhatárolható része, amit a víz az év nagy részében kitölt. A meder hegy- és dombvidéki területeken a völgyekben, síkvidéki területeken a mélyvonulatokban alakul ki. A meder legmélyebb, közel vízszintes része a *mederfenék*, amelyhez kétoldalt a *mederrézsűk* csatlakoznak. A terep mederhez közvetlenül kapcsolódó sávja a *part(i sáv)*, a mederrézsű és a part *partél*. Folyásirány szerint jobb kézre esik a jobb-, balkézre a bal part. Nagyvíz idején a víz kilép a medréből és a terep egy részét elöntve, az *árvízi mederben* vonul le. Természetes állapotban a kilépő vízzel elöntött terület az *ártér*. Az árvédelmi gátak esetén a nagyvízi elöntés leszűkül a gátak közötti *hullámtérre*, a gátak mögött van a *mentesített ártér* (34. ábra).



34. ábra A meder

A meder kanyarulatok és ellenkanyarulatok sorozatából áll. A kanyarulatokat hosszabb-rövidebb, egyenes szakaszok kötik össze. Ha a kanyarulat hossza nagyobb, mint a kanyarulat kezdeti és végpontja fölé rajzolt félkör ívhossza, a kanyarulat neve *meander*. Amikor két egymásután következő kanyarulat erősen megközelíti egymást, *túlfejlett kanyarulat* alakul ki, amit az áradáskor kilépő víz könnyen átvághat. A levágott kanyarulatokból *holtág (morotva)* alakul ki, amelynek megszűnik a közvetlen kapcsolata a vízfolyással.

A meder a vízmozgás irányában lejt, a lejtés a *medereséssel jellemezhető*. Ha a mederszakasz két egymástól L [km] távolságra lévő pontján a meder fenékszintje H_1 és H_2 [m B. f.], a két fenékszint magassági különbségének ($\Delta H = H_1 - H_2$) a távolsághoz viszonyított értéke, a $\Delta H/L$ a mederfenék esését (I), adja meg. Az esést általában m/km vagy cm/km egységben fejezik ki. A medereséshez hasonlóan alakul a víz felszín esése is, a vízfelszín fő vonásában jól követi a mederfenék lejtését. A meder és a vízfelszín esése a forrástól a torkolat felé haladva csökken. A nagyobb esés a vízfolyás felső, hegyvidéki szakaszán alakul ki, ahol a vízsebesség is nagyobb, és megnő a víz fajlagos mozgási energiája. Emiatt a vízfolyás a felső szakaszán hordalékot termel. A hegyvidéki szakaszt elhagyva a fajlagos energia csökken, a vízfolyás a felső szakaszon termelt hordalékot *hordalékkúpok, hordalékteraszok* alakjában lerakja, és azokon ágakra szakadva folyik tovább. Az elágazások a hordalék lerakódása folytán előállott alacsony zátonyon keletkeznek, ezért nem állandók, áradásról áradásra változtatják helyüket.

A vízfolyásban a vízmozgásra merőleges átfolyási felület a *meder keresztmetszelyét* jelöli ki. A keresztmetszely alakja változik a vízfolyás hosszmentén a víz mozgási energiájától és a medret alkotó kőzet minőségétől függően. Hegyvidéken a nagyobb fajlagos mozgási energia miatt a meder inkább lefelé mélyül, viszonylag keskeny. A síkvidéki területekre kiérve a vízfolyás a medrét inkább oldalirányban alakítja, ezért itt a széles, lapos medrek jellemzőek. Kanyargós folyóknál a meder az átmeneti szakaszokon közel szimmetrikus, a kanyarokban a kanyarulat csúcsa felé mindinkább aszimmetrikussá válik, a homorú partnál meredekebb a mederrézsű és nagyobb a vízmélység, a domború partnál a mederrézsű enyhébb lejtésű és kisebb a vízmélység. Az átmeneti szakaszokon a vízmélység egyenletesebb és kisebb, mint a kanyarulatokban. Ilyen helyeken alakulnak ki a gázlók.

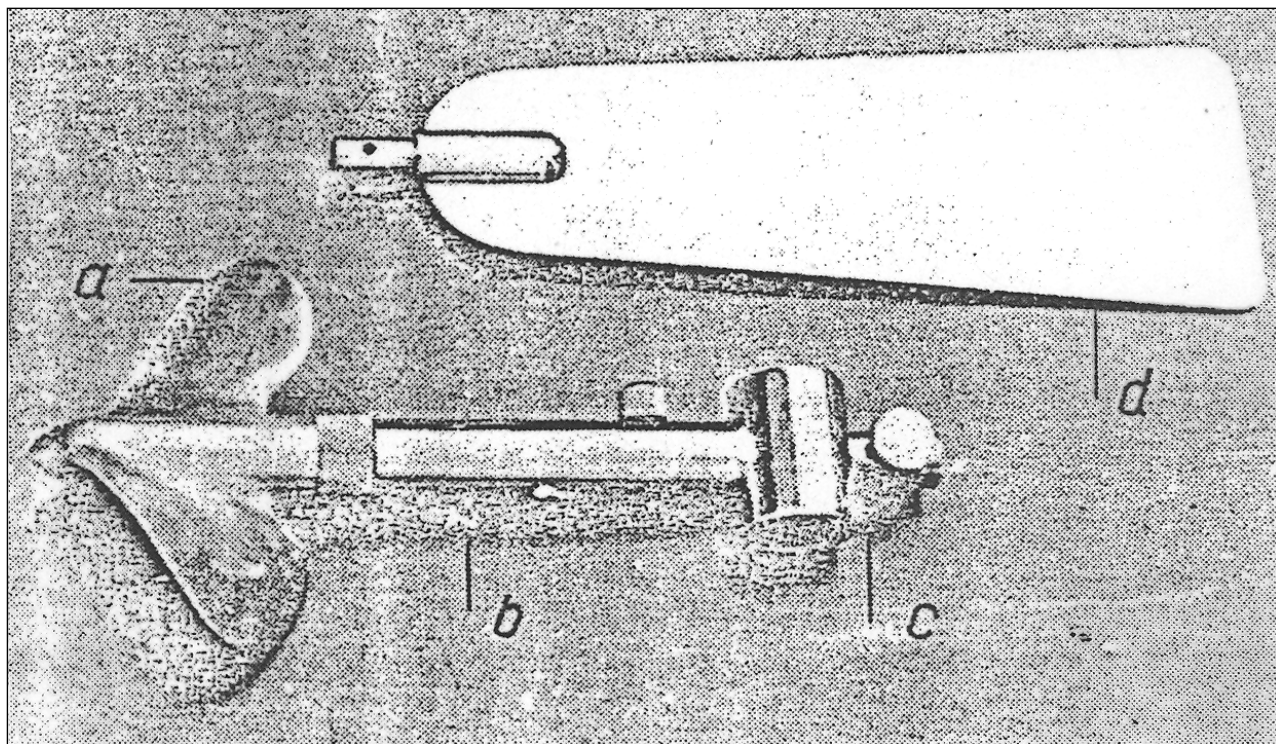
3.4.2 A mederbeli vízmozgás

A víz mozgása követi a meder esését. A mozgó víz a mederrel, a vízfelszínnél a levegővel érintkezve súrlódik, amit külső *súrlódásnak* nevezünk. A külső súrlódás fékező hatása miatt a vízsebesség a mederfenéknél és a partok közelében a legkisebb, a vízfelszínhez közel (de nem a vízfelszínen) a legnagyobb. A legnagyobb sebességű helyeket a *sodorvonal* köti össze. Egyenes, szabályos medrű szakaszon a sodorvonal a vízfolyások közepén van. Szabálytalan, aszimmetrikus mederben a kanyarulatokban a víz a homorú partnak ütközik, ott alábukva csavarmozgás-szerűen a kanyar után a domború part felé tart. Kanyarulatokban a legnagyobb sebesség a homorú part közelében alakul ki, a sodorvonal a középvonaltól a homorú part felé tolódik el. A víz a homorú partot alámossa, a domború part közelében az elmosott hordalékot lerakja. Télen a felszínen kialakuló jégfelülettel érintkező víz mozgási sebessége lecsökken. Áradáskor a víz kilép a medréből, a víz mélysége csökken, megnő a külső súrlódás szerepe, ezért

a mederből kilépő víz sebessége jelentősen lecsökken. A vízfolyásokban a vízmozgás *turbulens*, ami azt jelenti, hogy a víztér különböző pontjában mozgó vízrészecskék a sebességüket és a mozgás irányát állandóan változtatják, és ezért a különböző pályán mozgó “vízrészecskék” keverednek.

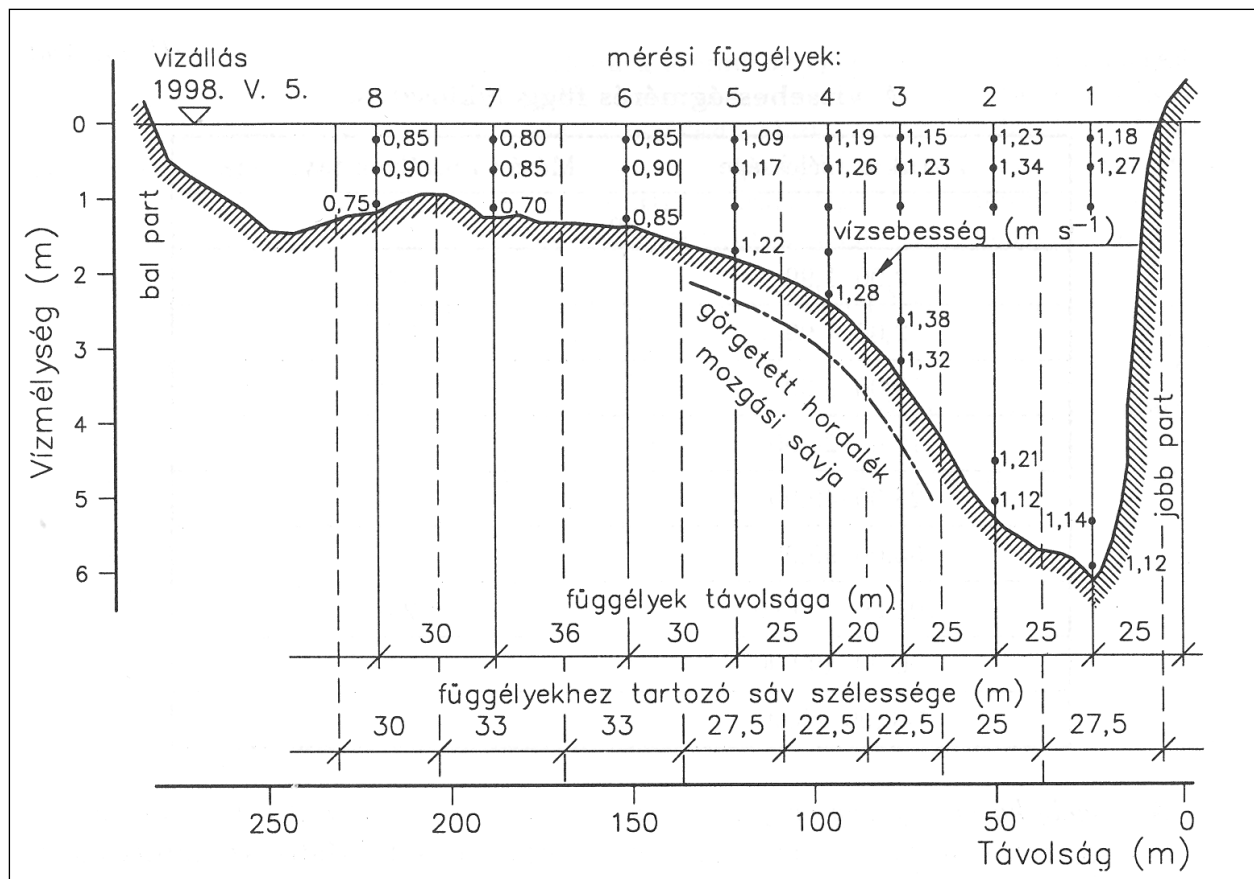
A vízsebességet a vízfolyás *duzzasztása* megváltoztatja, a duzzasztás a víz szintjét megemeli, a vízsebesség a duzzasztás helyének irányába fokozatosan csökken. A csökkenéssel együtt a víz mozgási energiája is csökken, a víz a magával hozott hordalékot a duzzasztott térben részben vagy egészben lerakja. Duzzasztás kialakulhat természetes körülmények között, pl. a meder erős benőtsége miatt, a mellékfolyók emelkedő vízszintjének hatására, és létrejöhet az emberi tevékenység következtében, a meder mesterséges elzárása (malomgátak, vízerőművek, tározók) esetén.

A vízsebesség mérésére a *forgóműves vagy forgószárnyas sebességmérő* szolgál (35. ábra). A műszer érzékelő része a vitorla (forgószárny), ami az áramló vízbe helyezve egységnyi idő alatt a vízsebességgel arányos számú forgást végez. A műszer kialakítása olyan, hogy a megtett fordulatszám mérhető: általában 20 fordulat után a műszerben elhelyezett áramkör zár és egy jelző berendezést (többnyire csengőt) hoz működésbe. Két jelzés között eltelt idő adja meg az adott fordulatszám megtételéhez szükséges időt. Ez az idő mérhető, pl. stopperórával. A fordulatszám és megtételéhez szükséges idő hányadosa megadja az egységnyi időre eső fordulatszámot, a forgási sebességet. A vízsebesség (v) az egységnyi időre eső fordulatszám alapján (n/T) a műszerhez tartozó, $v = f(n/T)$ alakú kalibrációs egyenlettel meghatározható. A kalibrálási egyenletet időről időre megfelelő laboratóriumi mérésekkel időről-időre ellenőrizni kell, a műszert hitelesíteni szükséges.



35. ábra A forgószárnyas vízsebességmérő

A sebességet a keresztmetszvény több pontjában kell megmérni ahhoz, hogy eloszlásáról megfelelő képet lehessen kapni. A mérésekhez előbb a két partél között egymástól adott távolságra a vízfelületre merőlegesen *függélyeket* jelölnek ki. A vízsebességet a függélyekben több pontban megméri a felszíntől a mederfenék felé haladva. A sebességmérő műszert a mérési mélységre mérőrúddal vagy csörlővel mozgatott kötéllel eresztik le. A függély több pontjában mért vízsebesség átlaga megadja a függély szerinti közepes vízsebességet, a függélyek szerinti közepes vízsebességek átlagolása közelítően az átfolyási keresztmetszvény szerinti közepes sebességet, a *vízfolyás középsebességét* (36. ábra)



36. ábra A függélyek és a vízsebesség mérés pontjainak kiosztása

Az átfolyási keresztmetszvény szerinti közepes vízsebesség (v_k) és a mederjellemezők között jó összefüggés van, amit a

$$v_k = CR^{-2}I^{-2}$$

alakú Chézy-képlet ír le. A képletben I a vízszin esése, amit a gyakorlati számításokban elfogadható pontossággal a mederfenék esése helyettesít, R hidraulikus sugár az átfolyási keresztmetszvénynek (F) és a víz mederfenékkal és rézsűvel érintkező részével meghatározott ún. nedvesített kerületnek (K) a hányadosa (széles folyóknál a közepes vízmélység). A C

sebességtényező a meder vízszállító képességétől, azt meghatározó (hidraulikai) érdességétől függ, ami erősen függ a meder állapotától és benőttségétől. Értéke képletek vagy táblázatok alapján határozható meg,

3.4.3 A vízjárás

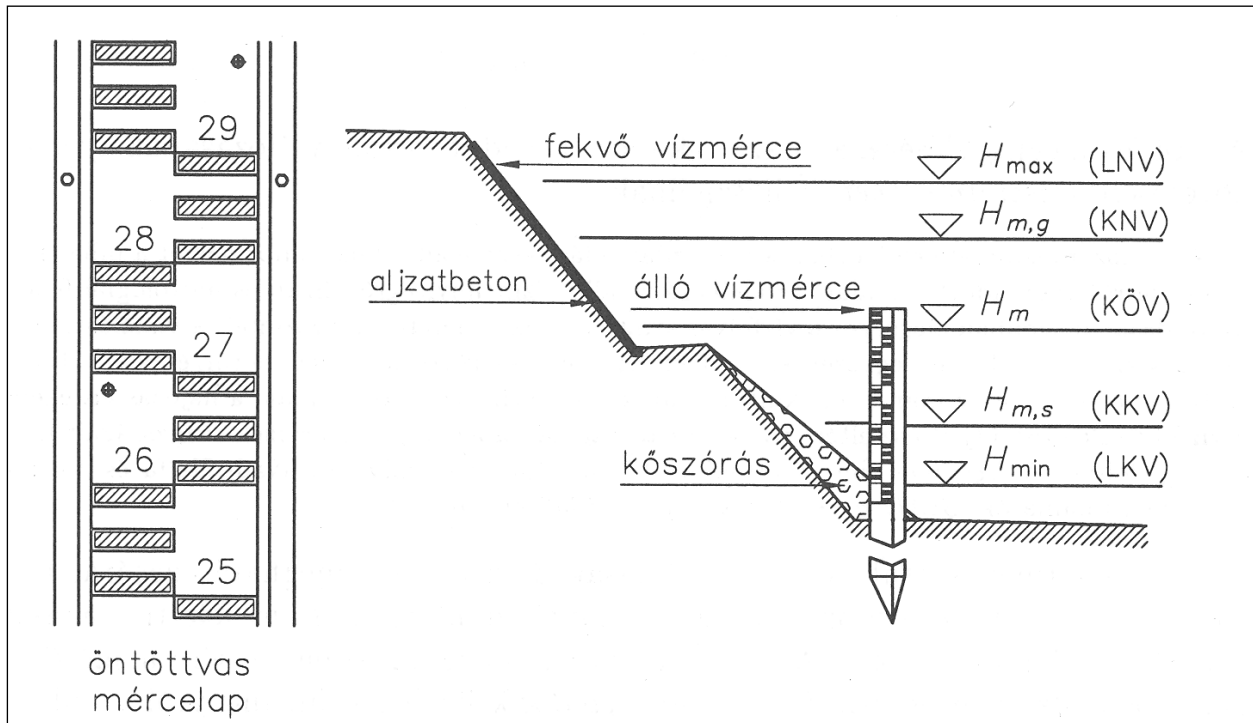
A mederben szállított vízmennyiség követi az időjárást, csapadékot követően a vízfolyások vízszintje emelkedik, csapadékhiány esetén csökken. A vízszintek és a szállított vízmennyiség időjárást követő változása a *vízjárás*. A vízjárás leírására a vízállás és vízhozam szolgál.

A *vízállás* (H) a vízszintnek valamely választott viszonyítási síktól való távolsága. Mérésére a 2 cm-es beosztású folyamatos illesztésű vízmérce-lapokból álló *vízmérce* szolgál (37. ábra). A vízmércét a mederben, a mederrézsűn, vagy a vízfolyás műtárgyain (híd, zsilip, partfal) helyezik el függőleges, a mederrézsűn ferde helyzetben. A vízállás leolvasása a vízmérce kezdő, "0" pontjától történik. A "0" pont közelítően a vízmérce telepítése előtt előfordult legkisebb vízszint. Amennyiben később alacsonyabb vízszint (vízállás) fordul elő, úgy a vízmércét további vízmérce-lapokkal a „0” pont alatt meghosszabbítják, amelyekről negatív vízállás olvasható le. A vízállás vízmércével kialakított mérőhelyén, a *vízmérce-szelvényben* a vízállást naponta észlelik. A rendszeresen észlelő, országos jelentőségű vízmérce-szelvények együttesen adják az *országos vízmérce-hálózatot*. Áradások idején a vízállás változása időben gyors, észlelése is sűrűbb. Ma már egyre több vízfolyáson folyamatosan regisztráló *rajzoló vízmércéket* helyeznek el. A rajzoló vízmércékben a vízállás változását egy a vízállással együtt emelkedő vagy süllyedő úszó jelzi, amit a parton megépített aknában helyeznek el. Az aknát cső köti össze a mederrel. Az úszós vízszintjelző magassági helyzetét az úszóra erősített írótoll egy óraszerkezettel mozgatott papírszalagon rögzíti. A korszerű rajzoló vízmércék a mérési jeleket számítógépi átvitelre is alkalmas tárolóban rögzítik. Az adatok átvitele távjelző segítségével is történhet.

A mederben szállított vízmennyiség másik fontos jellemzője a *vízhozam* (Q). A vízhozam a vízfolyás adott vízálláshoz tartozó átfolyási keresztmetszeten egységnyi idő (egy másodperc, s) alatt átfolyó vízmennyiség [m³/s, l/s]. A vízhozam [Q, m³/s] az átfolyási keresztmetszeten [F, m²] és a szelvényen átfolyó víz középsebességének [v, m/s] F.v szorzataként értelmezhető, ezen alapul a vízhozam-mérés is, ami az átfolyási keresztmetszeten és a sebességek mérésére tagolódik. A keresztmetszeten méréséhez a vízfolyás felett szelvénykötelet feszítenek ki, amelyet a két parton rögzítenek. A szelvénykötelet beosztással látják el, megjelölve rajta azokat a távolságközöket, amelyeknél megméri a vízmélységet. A távolságközök nagysága a folyó szélességétől függ, és úgy célszerű meghatározni azokat, hogy a vízmélység méréseinek száma 10-15 legyen: 300-400 m széles folyóknál 20-25 m, 10-15 m széles folyóknál 1 m. A vízmélységet a megjelölt pontoknál, a *függélyekben* mérőrúddal (szondarúddal) vagy súllyal kifeszített mérőkötél segítségével mérik cm-es pontossággal. A vízmélységek ismeretében a mederfenék vonala megrajzolható, majd a szelvényrajz alapján a keresztmetszeten területe számítható. A függélyek a keresztmetszeten trapézokra (partoknál háromszögekre) osztják. Ha két szomszédos függélyben mért vízmélység h_i és h_{i+1}, a függélyek közti távolság pedig B_i, akkor a két mélységvonal, a vízfelszín és a mederfenék által határolt trapéz területe az

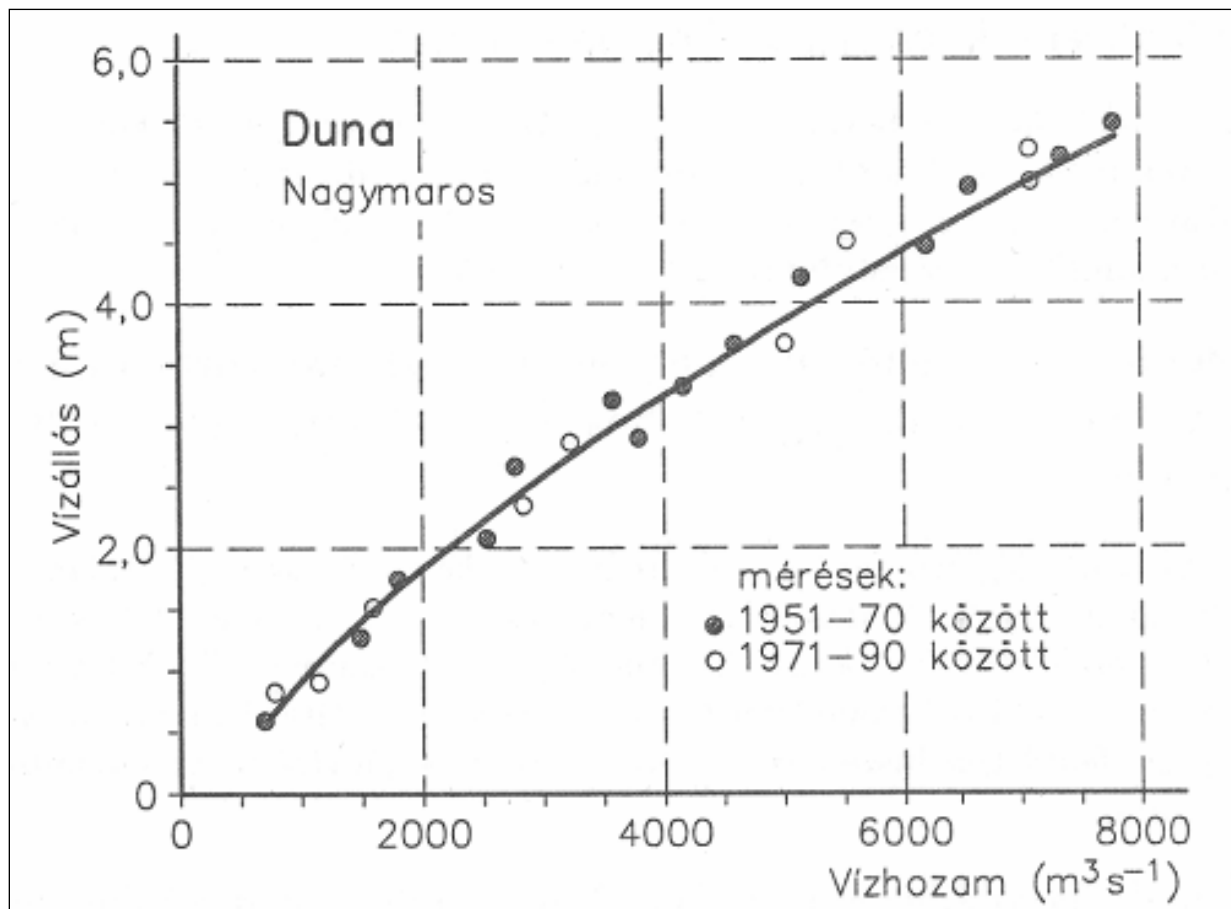
$$A_i = (h_i + h_{i+1}) \cdot B_i / 2$$

képlettel számítható. Valamennyi trapéz (háromszög) részterületét számítva, azok összege megadja a teljes szelvényterületet. A függéyek egy részében, a mérési szabványok által előírtak szerint meghatározott számú és kiosztású mérőpontokban megméri a vízsebességet. Kellő számú vízsebesség-mérés alapján számítható az átfolyási keresztmetszvényen átfolyó vízhozam középsebessége.



37. ábra A vízmérce

Rendszeres vízhozam-mérés a vízmérce-szelvények csak egy részében, a *vízhozam-észlelő szelvényekben* kerül sor. A vízhozamot nem minden nap mérik, mérési időjük kiválasztásánál lényeges, hogy a mérések a vízhozam lehetséges változásának teljes tartományát átfogják. A mérés idején mérik a vízállást is. A vízhozam (Q , m^3/s) és a vízhozam mérésével egyidejűen észlelt vízállás (H , cm) között sokszor kellően szoros, nemlineáris összefüggés van. Ez a *vízhozam-görbe* (Q - H görbe) (38. ábra). A vízhozam-görbéről a vízállások alapján bármely vízálláshoz több-kevesebb pontossággal meghatározható a vízhozam is. A vízhozam-görbe pontossága növelhető a vízszín-esés (I) értékének figyelembevételével, a $Q = f(H, I)$ alakú ún. *háromváltozós vízhozam-görbe* előállításával.



38. ábra A vízhozam-görbe

A vízállások napi értékeiből megrajzolható a *vízjárás-görbe*. A vízjárás-görbe szemléletesen mutatja a vízállások napi változását, emelkedését és süllyedését, a vízfolyás által szállított vízmennyiségben beállt változások jellegzetes vonásait. Leolvashatók róluk a vízállás ingadozásának adott évi vagy többéves tartománya, megjelölhetők a szélsőséges (legkisebb, legnagyobb) vízállások értékei és időpontjai, kijelölhetők a nagyvízi (árvízi) és kisvízi időszakok. Adott vízmérce-szelvényben különböző évekre rajzolt vízjárás-görbéinek összehasonlításával értékelhetők az egyes évek vízjárásában mutatkozó eltérések (pl. az áradások száma és időpontja, kisvizek), különböző vízmérce-szelvények vízjárás-görbéinek egybevetésével értékelhetők az egyes vízfolyások vízjárásának eltérései, összehasonlítható a vízfolyások között a vízjárás vízfolyásonként vagy vízföldrajzi régióként sokszor igen eltérő természete. A napi vízállásokból szerkesztett vízjárás-görbéből kiindulva és felhasználva a vízhozam-görbét, a napi vízhozamok idősora is előállítható.

A vízjárás-görbén kijelölhetők az *árhullámok*, a vízjárásnak azok a viszonylag rövid idejű szakaszai, amikor a mederben a víz szintje hirtelen és számottevően megemelkedik, a víz többnyire kilép medréből és elönti a kísérő árteret vagy hullámteret. Az árhullámokat főként a csapadék felszíni összegyülekezéséből eredő, megnövekvő felszíni lefolyás váltja ki és alakítja. A kiváltó csapadék szerint megkülönböztethető olvadásos, esőből keletkező és esőzéssel kísért

olvadásos (vegyes eredetű) árhullám. Nagyobb és magasabb hegyekkel fedett vízgyűjtőben a nagyobb, tartós árhullámok általában a tavaszi hóolvadás idején, az olvadással általában együtt járó esőzéseket követően alakulnak ki. A vízgyűjtő hókészletének olvadása a hőmérséklet magasság szerinti fokozatos növekedésével csak fokozatos, időben elnyújtott, és ez hosszantartó, mind áradásában, mind apadásában időben elnyújtott árhullámot eredményez. Nagyobb folyókon a hegyvidékről induló meredekebb árhullámok a mederben lefelé haladva többnyire ellaposodnak, miáltal tetőzésük csökken. Kisebb, alacsonyabb vízgyűjtőkben, ahol számottevő tartós hó nem alakul ki vagy jórészt még a tél folyamán az időközi olvadások során fokozatosan eltűnik, a jelentősebb árhullámokat a rövid idejű, nagy intenzitású csapadékok váltják ki. Az esőzéstől eredő árhullámok áradó ágának emelkedése gyors, az árhullám alakja is "csúcsosabb". Az esőtől eredő árhullámok a meleg időszakban bármikor kialakulhatnak. Az árhullámok közötti *kisvízi időszakokban* a meder vízszállítását a csapadék felszín alatti összegyülekezéséből eredő táplálás biztosítja. A felszín alatti összegyülekezés általában lassabb, mint a felszínié, ezért az ebből származó táplálás időben elnyújtva, a csapadékot követően esetenként jelentős időbeli késleltetésével történik.

A napi adatokból megszerkeszthetők a *vízállások és/vagy a vízhozamok tartóssági görbéi*. A tartóssági görbét választott időszakra a napi vízállások (vízhozamok) nagyság szerinti sorba rendezésével állítják elő (38. ábra). A tartóssági görbe olyan kétváltozós kapcsolat, amelynek grafikus ábrázolása a függőleges tengelyen a vízállást (vízhozamot), a vízszintes tengelyen a napok számát tünteti fel. A tartóssági görbéről leolvasható, hogy valamely választott vízállást (vízhozamot) meghaladó vízállás (vízhozam) adott időszakon belül hány napon át (a napok hány %-ában), *azaz milyen tartóssággal* fordult elő. A választott adott időszak lehet adott év, évszak vagy hónap, de lehet több év vagy több évből figyelembe vett azonos évszakok vagy hónapok együttese. Az augusztusi napi vízhozamokból előállt tartóssági görbéről leolvasható *augusztusi 80%-os tartósságú napi vízhozam* ($Q_{aug, 80\%}$) értéke a természetes vízkészlet.

3.4.4 A vízgyűjtők vízháztartása

Természetes állapotban, évi átlagban, a vízgyűjtőre hulló csapadék (P_a) kétféle úton hagyhatja el a vízgyűjtőt, párolgással (E_a) vagy a vízgyűjtő záró szelvényében lefolyással (R_a), azaz felírható a

$$P_a = E_a + R_a$$

egyenlet, amit *vízháztartási egyenlet* vagy a *víz mérleg egyenletnek* nevezünk. Az egyenlet minden tagját (csapadék, párolgás, lefolyás) célszerű vízoszlop-magasságban [mm] kifejezni. Az R_a lefolyás az a képzetes vízborítás magasság, amit akkor kapnánk meg, ha a vízgyűjtőről évi átlagban távozó, lefolyó vízmennyiséget egyenletesen szétterítenénk a vízgyűjtőben. Az évi vízmennyiség az évi középvízhozammal ($Q_{k,a}$, m^3/s) vagy ennek egységnyi vízgyűjtő területre vetített értékével, a fajlagos vízhozammal vagy lefolyással (q_a , $l/s.km^2$) jellemezhető. A fajlagos lefolyás azt fejezi ki, hogy a vízgyűjtő $1 km^2$ -nyi területe másodpercenként hány liter vízmennyiséggel járul hozzá az évi középvízhozamhoz.

Az, hogy az átlagos évi vízmérlegen belül hogyan alakul a párolgás és a lefolyás aránya, a csapadék hogyan oszlik meg a lefolyás és a párolgás között, főként a vízgyűjtő éghajlatától függ.

Magasabb hőmérséklet esetén növekszik a párolgás és csökken a lefolyás, alacsonyabb hőmérséklet a lefolyásnak kedvez, mivel csökken a párolgás. A csapadék lefolyó hányada, amit az R_a/P_a viszonyszám fejez ki, a lefolyási tényező. A lefolyási tényező is erősen éghajlatfüggő: az ország szárazabb éghajlatú területein, főként az Alföldön az átlagos évi csapadék alig 2-3%-a ad lefolyást, azaz a lefolyási tényező 0,02-0,03. A hazai hegy- és dombvidéki területeken a lefolyási tényező 0,2-0,3, azaz az átlagos évi csapadék 20-30%-a ad lefolyást. A hőmérséklet és a csapadék lefolyásra gyakorolt hatása az egyes évek, sőt rövidebb időszakok lefolyásának alakulásában is felismerhető. Szárazabb és melegebb években az évi lefolyás az átlagosnál kisebb, míg csapadékosabb és hűvösebb években az évi lefolyás megnő. A száraz évek csoportos, sorozatos jelentkezése a lefolyás tartósabb csökkenéséhez vezet. A lefolyás és az éghajlat kapcsolatának fő vonása mutatkozik meg az átlagos évi lefolyás területi változásában is: csapadékosabb és hűvösebb éghajlatú területeken nagyobb lefolyás képződik, mint a szárazabb és melegebb éghajlatú területeken.

Havi bontásban (átlagos évben) a vízháztartási egyenlet kiegészül egy tározódási összetevővel (ΔV), és a vízháztartás egyenlete a

$$P - E - R = \pm \Delta V$$

képlet szerint alakul. A képlet azt fejezi ki, hogy azokban a hónapokban, amikor a csapadék csak egy része hagyja el a vízgyűjtőt párolgás és lefolyás útján, a csapadéknak a párolgás és lefolyás összegét meghaladó többlete a vízgyűjtőben tározódik. A tározódás elsősorban a talaj nedvességtartalmának növekedését jelenti, de jelentheti a talajvíz emelkedését, télen pedig a csapadékvíz hótakaróban történő tározódását. Amennyiben adott hónapban a vízgyűjtőt több lefolyás és párolgás hagyja el, mint amennyi csapadék hullott, úgy a többlet a vízgyűjtőben korábban felhalmozott nedvességekészletet fogyasztja, mindenekelőtt a párolgás emészti el a talajban felhalmozódott nedvességet. Hazánkban jellemzően az őszi-téli hónapok a csapadék felhalmozás időszaka, mivel ilyenkor a hőmérséklet csökkenése, valamint a növényi életfolyamatok csökkenése vagy teljes megszűnése miatt a párolgás csökken. A tavaszi és főképp nyári hónapokban a hőmérséklet növekedésével növekszik a párolgás, ami nem csak a lehulló csapadékot, de az őszi-téli hónapokban felhalmozódott nedvességet is fogyasztja, a talaj könnyen kiszárad.

3.4.5 A hőmérsékleti és jégviszonyok

A vízfolyások legfontosabb hőbevitelét a Nap sugárzási energia adja. A sugárzás a víztér felső, felszínhez közeli rétegét melegíti fel. Az itt tárolódó hő a folyóvíz keverő (turbulens) mozgása révén a teljes víztérben nagyjából egyenletesen eloszlik, a *vízhőmérséklet a víztéren belül nem mutat lényeges eltéréseket*, többnyire csak a partközeli, lassú vízmozgású, vagy álló vizekben magasabb. A vízhőmérséklet alakulásában fontos, hogy a mederben szállított víz milyen eredetű, honnan származik. Hóolvadásból, gleccserekből eredő tartós táplálás esetén a víz hőmérséklete alacsonyabb. Jelentősebb, a befogadó vízfolyásétól eltérő vízhőmérsékletű mellékfolyás betorkollását követően a vízhőfok a mellékvízfolyás szerint alakul. Nagy(obb) arányú talajvíztáplálásnál a talajvíznek a környezetének átlagos évi léghőmérsékletével közel megegyező, kiegyenlített hőmérséklete is erősen befolyásolja a felszíni víz hőmérsékletét: a

talajvíz télen “fűti”, nyáron “hűti” az általa táplált felszíni vizeket. A *víz hőmérséklet* követi a *levegő hőmérsékletének alakulását*: a téli hónapokban a legkisebb és a nyári hónapokban a legnagyobb.

Ha a víz hőmérséklete 0 °C alá csökken, megjelenik a *jég*. Az átkeveredés miatt a jég a vízterben bárhol megjelenhet, mégis leggyakrabban a part és a mederfenék közelében vagy a folyó vízterében szállított hordalék körül képződnek. Kisebb sűrűsége miatt a jég a víz felszínére felúszik, ahol fokozatosan jégtáblákká állhat össze, amelyek úsznak a vízzel együtt, megkezdődik a *jégzajlás*. A jégzajlás fokozódásával állójég alakul ki. A *jégbeállás* többnyire ott következik be, ahol a meder alakjában hirtelen változás van, pl. csökken az átfolyási keresztmetszvény, vagy kanyarulat van. A beálló jég vastagsága attól, hogy milyen hosszú ideig tart a 0 °C alatti hőmérséklet, és milyen alacsony a hőmérséklet. Amikor a hőmérséklet 0 °C fölé emelkedik, megindul a jég felszakadása, a jég olvadni kezd. Az olvadás, a jégbeálláshoz hasonlóan, a parthoz közel kezdődik. Az olvadás sokszor együtt jár a vízhozam (vízszint) emelkedésével. Az emelkedő víz a jeget megemeli, amelyen hosszirányú repedések jelennek meg, majd az egységes jégpáncélról kisebb-nagyobb táblák töredeznek le, amelyek a víz felszínén úsznak. Megindul az olvadást követő tavaszi jégzajlás. Ha nincs jelentős vízszint-emelkedés, a töredező jég sokszor helyben olvad el.

A vízfolyások mind hőmérsékleti, mind jégviszonyait a különféle *emberi beavatkozások* esetenként számottevően befolyásolják. Ilyen hatást válthat ki a használt- vagy szennyvizek bevezetése, amelyek hőmérséklete akár jelentősen eltér a befogadó vízfolyásétól. A bevezetett víz magas oldott anyagtartalma miatt nő a vízfolyás oldott anyagtartalma is, és ez csökkenti a fagyási hőmérsékletet, a víz ritkábban és kisebb mértékben fagy meg. A tározók megnövelik a vízfelületet, növekszik a légtér és a víztér közötti hőcsere, ami magas hőmérsékletnél elősegíti a víz hófokának növekedését.

3.4.6 A vízfolyások hordalékjárása

A természetes vízfolyások mozgási energiájukat főként a víz mozgatására használják, amikor az energia nagy részét a belső és külső súrlódás emészti fel. A vízfolyás energiájának más részét a vízterbe kerülő *hordalék szállítására*, illetve a *hordalékképzésre* fordítja. A *hordalék* a vízfolyások által szállított szilárd, szűkebben véve ásványi vagy kőzet eredetű részecskék. A turbulencia miatt létrejönnek olyan sebesség-összetevők, amelyek képesek a kisebb méretű hordalékot, a vízénél nagyobb sűrűségük ellenére, a vízterben lebegtetett állapotban tartani. Ez a *lebegtetett hordalék*. A nagyobb méretű hordalék a mederfenék közelében marad, az ilyen hordalékot a lökészerűen változó vízsebesség csak esetenként hoz mozgásba a meder fenekén görgetve. Az így mozgásba jött hordalék rövid táv megtétele után többnyire megáll, azaz a hordalék mozgása időben szakaszos. A hordaléknak ez a fajtája a *görgetett hordalék*. A nagy sebességű vízfolyásokon a görgetett hordalék mind mennyisége, mind a teljes szállított hordalékmennyiségen belüli aránya nagyobb, míg a kisebb sebességű síkvidéki folyókon a lebegtetett hordalék a jellemző.

A *hordalék mérésére* ismert térfogatú (pl 1 literes) palackos mintavevő szolgál, amelyet abba a pontba kell lejuttatni, pl. mérőrúd segítségével, amelyben a hordalékot mérni kívánják. A lejuttatás ideje alatt a palackot zárva kell tartani, majd a mintavételi pontban megnyitni. Ez utóbbi

úgy történik, hogy a leeresztett palackban lévő dugót a palackba befolyó víz telítésnél megemeli a palack nyílásáig. A vízmintát edénybe átöntve ülepiteni kell, a leülepedett minta tetejéről a hordalékától megszabaduló vizet óvatosan le kell önteni (szívni), az edény alján lerakódott nagy víztartalmú hordalékból a vizet szárítószekrényben 105 °C-ig történő hevítéssel el kell távolítani és a maradék szárazanyag tömegét meg kell mérni. A megmért hordaléktömeg és a víz minta térfogatának hányadosa a *hordaléktöménység* vagy *hordalék-koncentráció* (ρ , g/m³ vagy g/l). A hordaléktöménység keresztmetszvény szerinti eloszlásának és átlagos értékének vizsgálatához a vízmintát több pontból kell megvenni. Egy vízfolyás hordalékosságát a hordaléktöménység mellett a szállított hordalékmennyiség [m³/idő vagy tonna/idő] jellemzi.

A vízfolyások által szállított *hordalék* alapvetően *két forrásból* származik. Az egyik forrás a *vízgyűjtő terület*, ahonnan a csapadékot (vagy hóolvadást) követően a felszínen lefolyó víz mossa be a hordalékot. Különösen sok hordalék keletkezhet a nagy intenzitású csapadékok után, amikor a felszín nagy energiával érő intenzív csapadék a talajt megbontja, szétaprózza, majd a csapadékból keletkező lefolyás a megbontott talajt magával ragadja, sőt mozgási energiájával maga is lemossa a talajt, a talajréteg vékonyodik, erodálódik. Ez a jelenség a *vízerózió*. A vízerózió során keletkező hordalék függ a csapadék intenzitásától, a tereplejtő esésétől és hosszától (ezek növekedésével nő a hordalék), a talaj tulajdonságaitól, a talajnak az erózióval szembeni ellenállásától, továbbá a felszín növényzetétől, növényi borítottságától. Sűrű növényzet csökkenti az eróziót. A vízgyűjtőben termelt hordalék nagy része a lejtők alján, lerakódik és csak kis része jut el ténylegesen a vízfolyásba. A vízfolyások által szállított hordalék másik forrása az a hordalék, amit a mederben mozgó víz energiája révén maga termel *medrének és partjának elmosásával*.

A vízfolyás adott szakaszán a hordalékmérleg az oda belépő és onnan távozó hordalék mennyiségének viszonya szerint alakul. Ha kevesebb hordalék távozik, a különbség az adott szakaszon lerakódik, a folyószakasz feltöltődő, *alsószakasz jellegű*. Ha a belépő és távozó hordalék egyensúlyban van, a folyószakasz *középszakasz jellegű*. Az ilyen folyószakaszokat a folyók kanyargóssága, a kanyarulatok fejlődése jellemzi, amikor a folyó elbontja a partot, de annak anyagát a kanyarulattal átellenes partnál lerakja és ezért a szakasz egészét tekintve a hordalék termelés és lerakódás egyensúlyban van. Azok a folyószakaszok, ahonnan a folyó több hordalékkal távozik, mint amivel oda belépett, *felsőszakasz jellegűek* és az ilyen szakaszokra a meder folyamatos mélyülése a jellemző.

3.4.7 A vízminőség

A vízminőség általában a vizek fizikai, kémiai, biológiai és bakteriológiai tulajdonságainak összessége. A víz fizikai tulajdonsága a vízhőmérséklettel, átlátszósággal (zavarossággal), a szagával jellemezhető. A kémiai tulajdonságok a vízben található oldott szervetlen és szerves anyagokkal, az összes oldott anyagtartalommal (*halobitás*), biológiai tulajdonsága elsősorban a szervesanyag-termeléssel (*trofitás*), és a szerves anyag lebontó képességével (*szaprobitás*) írható le.

A vizek minőségi meghatározása és minőség szerinti osztályba sorolása az MSz 12749/1194 szabvány szerint történik. A szabvány a vízminőségi jellemzők öt csoportját különíti el: (1)

oxigénháztartás, (2) nitrogén- és foszforháztartás, (3) szerves mikroszennyezők (és toxicitás), (4) mikrobiológiai jellemzők, (5) egyéb jellemzők.

A vízminőség szempontjából fontos a nitrogén és foszfor mennyisége, mivel ezek az autotrof táplálkozású szervezetek tápanyagai. A nitrogén- és foszfortartalom növekedése együtt jár a vízi élővilág részét alkotó fitoplanktonok elszaporodásával, és ez növeli a vizek trofitását. A fitoplanktonok a vízi élővilág fontos táplálékláncát indítják el, elhalásuk és lebomlásuk oxigént von el a vízből, ezért a nitrogén- és foszforháztartás összefügg az oxigénháztartással. A nitrogén- és a foszforháztartás a víz a különböző nitrogénformák - ammónium (NH_4), nitrit (NO_3), nitrát (NO_4) – a foszfor főleg az ortofoszfát (PO_4) mennyiségével jellemzhető. Az oxigénháztartást az oldott oxigéntartalom (mg/l), oxigéntelítettség (%), biológiai (BOI_5 , mg/l) és kémiai (KOI_p és KOI_k , mg/l) oxigénigény, valamint a szaprobitási index jellemzi. (A KOI kémiai oxigénigény jelölésénél az p index a permanganátos, a k a kromátos kémiai vizsgálatra utal.) A mikrobiológiai vízminőség jellemzésére a coliform-szám, azaz az egységnyi vízmennyiségben előforduló colibaktérium szám használatos. A szerves mikroszennyezők már igen kis mennyiségben is rontják a víz használhatóságát különböző fogyasztók számára. A szabványon alapuló hazai gyakorlat három szerves (kőolaj és termékei, fenolok, anionaktív detergensok) és hét szervetlen (cink, higany, kadmium, króm, nikkel, ólom, réz) mikroszennyező mérésével és értékelésével foglalkozik. Az eredmények (a méréseket végző laboratóriumok eltérő műszerezettségű és analitikai okok miatt) igen heterogének. Az egyéb jellemzők között a víz lúgosságát mérő pH, az összes oldott anyagtartalommal szoros kapcsolatban levő vezetőképesség (mikroS/cm), a nehézfémek, mindenekelőtt a vas és a mangán mennyisége (mg/l).

Minden vízminőségi jellemző esetében 5 minőségi osztályt állapítottak meg, amelyeket meghatározott értékek határolnak el egymástól. A szabvány lényegében a vízminőségi jellemzők mindegyikét minősíti, besorolja az 5 osztály valamelyikébe a vízminőségi jellemző 90%-os tartósságú értéke alapján. A 90%-os tartósságú érték az, amelynél kedvezőtlenebb a mérések legfeljebb 10%-ában fordult elő, azaz a szabvány nem a legrosszabb mért érték alapján, hanem adott tartóssággal előforduló érték alapján minősít. Tíznel kisebb mérésszám esetén a minősítés alapja a mért szélső érték. A szabvány a vízminőségi jellemzők egyenkénti osztályba sorolását követően egy-egy vízminőségi csoporton belül a legkedvezőtlenebb besorolása alapján minősíti az adott csoportot. Az 5 vízminőségi osztály: kitűnő víz, jó víz, elfogadható víz, szennyezett víz, erősen szennyezett víz.

A vízminőségi észlelések főként a kémiai változókra irányultak és irányulnak jelenleg is. A legutóbbi időkig csak néhány biológiai komponens rendszeres vizsgálata szerepelt, az összalgaszám, a klorofill-a tartalom (mg/l), a plankton szervezetek alapján számított szaprobitási index. Az utóbbi években megkezdődött a víz biológiai alapon történő minősítése is, aminek előnye a vízkémiai minősítéssel szemben, hogy a különböző élőlények, mintegy indikátorként mind térben mind időben képesek a víz minőségét érő hatások összegző értékelésére, és sok esetben jóval érzékenyebben kimutatják a víz minőségi állapotát, mint a kémiai vizsgálatok. Különösen a vízi makroszkopikus gerinctelen fauna a maga diverzitásával, egyedszámának gazdagságával lehet a víz minősítésének alapja.

Az új minősítési rendszer mintegy előkészítéséhez az 1992-1994 közötti időszakban a Tisza és vízrendszerében felmérték a trofitás és szaprobitás hagyományos mutatóit és a vízi makroszkopikus gerinctelen élőlény-együttest. A vízi élővilág alapján történő vízminősítés része a vizek tágabb körű habitat-tipológiai osztályozásának, ami a víztér számos más nem

vízminőségi jellemzőit, így a mederesés, az áramlási sebesség, a vízhozam értékeit is figyelembe véve osztályozza, tipizálja a vízfolyásokat, illetve vízfolyásszakaszokat. A hazai gyakorlatban is ismert, hogy a különféle vízfolyások a bennük előforduló halfauna karakterisztikus elemei alapján is jellegzetes szakaszokra, ún. szintájakra tagolhatók.

3.5 Az állóvizek (tavak)

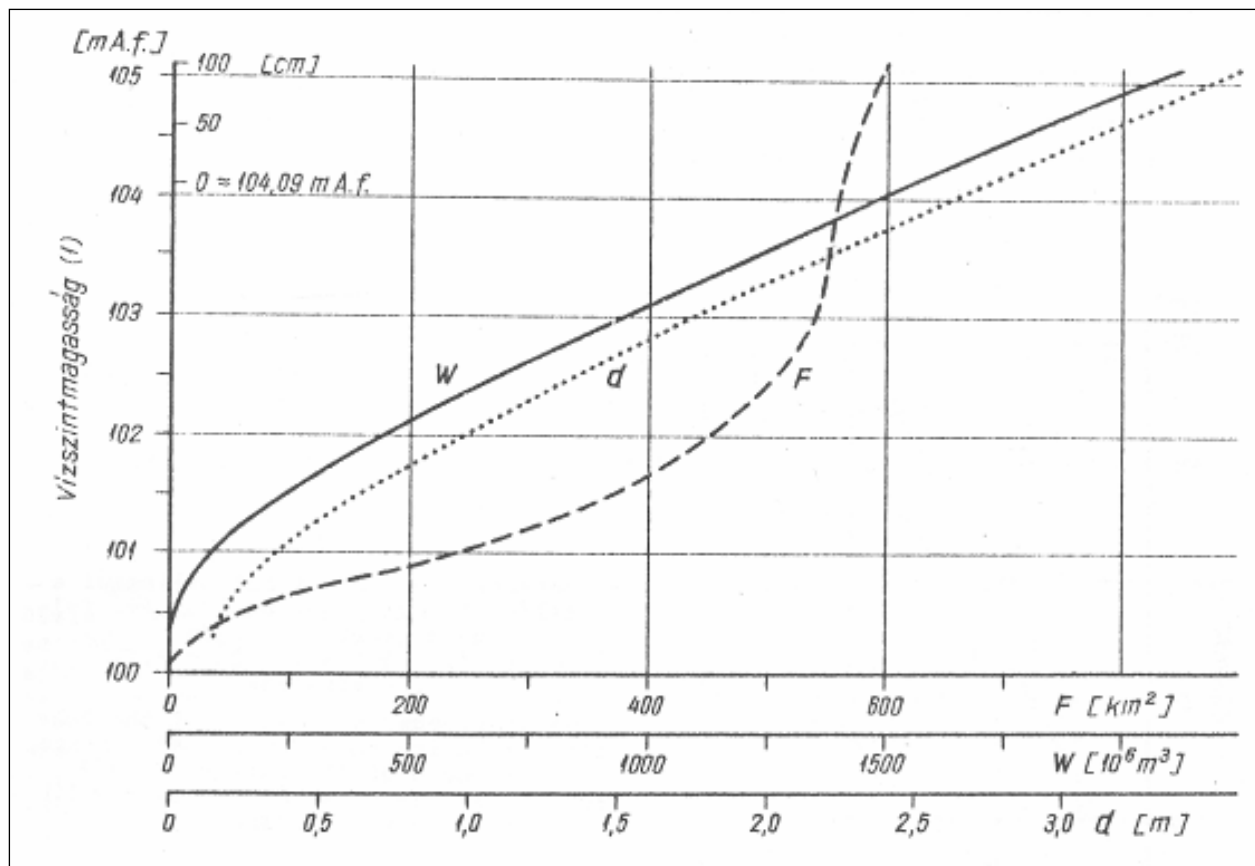
3.5.1 A tavak osztályozása, alaktana

A tavak a földkéreg különböző méretű és eredetű mélyedéseiben helyet foglaló, a tengerekkel összeköttetésben nem lévő nyílt vízfelületű állóvizek. A tó a víztérből és a mélyedésnek a víztér által kitöltött részéből: a tómederből áll. A tavak természetes és mesterséges eredetűek lehetnek. *Természetes tavak* keletkezhetnek a kéregmozgás hatására kialakult mélyedésekben, gleccser által kivájt felszíni mélyedésben, kialudt vulkánok krátereiben, a szél vagy a víz erodáló hatására kivájt medrekben, a folyók lefűződő holtágaiban, hegycsuszamlás elzárt völgyekben. *Mesterséges tavak* lehetnek a vízfolyások medrében vagy völgyében létesített duzzasztóművek feletti tározók, a folyószabályozás során levágott kanyarulatokból létrejött holtágak, a felszíni anyagnyerő helyek, bányák során keletkezett gödrökben.

A tó vízfelületének síkja a tó vízszínét, a vízszín magasságát jelöli ki. A vízszín ingadozó, változását a tóban elhelyezett vízmércék leolvasásával lehet nyomon követni. A vízmércék a vízfolyásokon alkalmazotthoz hasonlóak. A vízmércét úgy helyezik el, hogy a kezdőpontja, a "0" pont a legkisebb vízállás közelében legyen. A vízszín "0" ponttól számított távolsága a *vízállás* (h, cm). Geodéziai mérésekkel a "0" pont abszolút (tengerszint feletti) magassága meghatározható, és a tó vízszíne kifejezhető abszolút magasságban (H, m.B.f).

A tó legfőbb *alaki jellemzői*: a tó vízfelülete, mélysége és térfogata. A tófelület a nyíltvízi és növényekkel borított területek együttes nagysága. A vízmélység egy adott ponton a vízszinttől a tómederig mért távolság. A térfogat a tóban tárolt vízmennyiség. Adott vízszínhez tartozó víztérfogat és a tófelület hányadosa az átlagos vízmélységet adja meg. A tó alaki jellemzői a vízszínnel együtt változnak: minél inkább emelkedik a tószint, annál nagyobb a vízfelület, a vízmélység, a tárolt vízmennyiség. A tófelület (F , km^2), víztérfogat (W , m^3) és vízmélység (d , m) vízszint vagy vízállás szerinti változását a tó morfológiai jellegzőgörbéi írják le (39. ábra).

A tó morfológiai jellemzői a *mederfelvételek* segítségével állíthatók elő. A mederfelvételek során a tó jellemző pontjaiban mérik a vízmélységet, majd elkészítik a meder mélységvonalas helyszínrajzát. A helyszínrajz, a domborzati térképek szintvonalas ábrázolásához hasonlóan, az azonos mélységű pontokat kötik össze. A tó szintvonalas térképéről meghatározhatók a különböző mélységi szintekhez tartozó felületek nagysága, meghatározható két szintvonal közötti résztérfogatok nagysága, majd a résztérfogatokat folyamatos összegzésével a teljes térfogat.



39. ábra A tavak morfológiai jelleggörbéi (a Balaton példáján)

3.5.2 A tó vízmozgása

A tó legfontosabb vízmozgása a hullámozás. A *hullámozást* a szél váltja ki, amikor a víz a súrlódás révén átveszi a szél energiáját. A hullámokat magasságuk, hosszuk és a periódusidő jellemzi. A hullám magassága a hullámhegy csúcsa és a hullámvölgy legmélyebb pontja közti magassági különbség, hossza két egymást követő hullám tetőző pontja közötti távolság. A periódusidő egy adott ponton egymásután áthaladó hullámok érkezése között eltelt idő. A hullámok jellemzői elsősorban a szél sebességétől, a szélökések nagyságától, a vízmélységtől és az ún. meghajtási hosszától függenek. A *meghajtási hossz* a víztükörnek a szél irányában mért szélessége. A hullámok nagysága és ereje a vízmélység csökkenésével csökken, ezért a sekélyesedő part felé tartó hullámok ereje csökken, a hullámok elcsitulnak, majd elhalnak. A partnak ütődő hullámok, a partszakasz meredekségétől függően alakítják a partot. Meredek partoknál a hullám elmosza a partot, és visszahúzódva az elmosott anyagot a mederfenéken, a parthoz közel lerakja. A part elmosása következtében a partvonal a szárazulat irányába tolódik el mindaddig, amíg ki nem alakul a kevésbé meredek egyensúlyi partszakasz. Lapos partoknál a hullám a mederfenékkal érintkezve és azzal súrlódva, veszít energiájából. A hullámozás a part közelében elmosott mederanyagot a partvonalnál rakja le és ezáltal a partot a víz felé építi az egyensúlyi állapot

kialakulásáig. Sekély tavak esetében a hullámozás elősegíti a tó vizének átkeveredését és a tavi üledékek felkeverését.

3.5.3 A tavak vízháztartása, vízjárása

A tavakat a vízfelületre hulló csapadék táplálja, az onnan elpárolgó víz fogyasztja. Ha évi átlagban a párolgás meghaladja a csapadékot, a tó tartósan csak úgy képes fennmaradni, ha a párolgási többletet a tápláló vízfolyások vagy felszín alatti hozzáfolyás pótolni képes, azaz a tónak van vízgyűjtője. A tó vízgyűjtője a földfelszín azon része, ahonnan a tómeder felszínén vagy felszín alatt táplálást kap. Ha a tó felületére hulló csapadék meghaladja a párolgást, úgy a tó további táplálás nélkül is fennmarad, sőt kifolyást is biztosít a tóból, a tó *forrástó*. Ha a tó csapadékból és hozzáfolyásból eredő táplálását egyedül a párolgás fogyasztja, azaz a tóból nincs kifolyás, úgy a tó *lefolyástalan tó*. Ha a tónak hozzáfolyása és kifolyása is van, úgy a tó *átfolyásos tó*.

A tavak vízháztartását egyszerűsített formában adott időszakra a

$$\Delta K = (P + R_h) - (E + R_k)$$

vízháztartási (vízmérleg) egyenlet írja le, amelyben P , R_h , E és R_k az adott időszakban a tó felületére hulló csapadék, a hozzáfolyás, a vízfelületi párolgás és a tóból való elfolyás, ΔK a tóban tárolt vízmennyiségnek az adott időszak alatti változása. Különböző célú vízkivételek vagy vízbevezetések (pl. szennyvíz beeresztés) megléte esetén azokat is figyelembe kell venni a vízháztartási mérleg összeállításánál. A $P + R_h - E$ képlettel számított érték a természetes vízkészlet-változás, a tó életének fontos mutatója.

A tavak életében fontos, miként alakul a tóból párolgás (E) és kifolyás (R_k) révén távozó víz aránya, az E/R_k mutató. A párolgás és kifolyás aránya meghatározó a tavak anyagforgalmának alakításában: a párolgás nem viszi magával az oldott anyagokat szemben a kifolyással távozó vízzel. A párolgás szerepének növekedésével ezért növekszik a tó oldott anyagtartalma, ami viszont fontos tényező a vízminőség alakulásában. Amennyiben a tó lefolyásos, van kifolyása, úgy ez biztosítja a tómeder "átmosását". Hasonlót tapasztalni a holtágak esetében, amikor az időszakos vízbeeresztések kellő vízmozgást biztosítanak a holtágak medrében.

A vízforgalom következtében a tavak vize időről-időre kicserélődik, a tó vízkészlete megújul. A kicserélődés átlagos ideje közelítően a tó átlagos térfogatát jellemző átlagos mélység (W) és a tó átlagos vízbevitelének ($P + R_h$)

$$k = W/(C+H)$$

hányadosa.

Természetes körülmények között a tóban tárolt víz és a vízszín időbeli változását, a tó vízjárását a csapadék, a párolgás és a hozzáfolyás időbeli változása szabja meg. Hazai tavaink vízjárása nagyvonalaiban hasonló a vízfolyásokéhoz. Az őszi-téli félévben, amikor a párolgás jelentősen

lecsökken, a tóra hulló csapadék a hozzáfolyással együtt a vízszín emelkedését váltja ki. A legmagasabb vízszín a télvégén, tavasz elején alakul ki, nyáron a növekvő párolgás miatt a vízszín csökken és nyárvégén, őszelejen alakulnak a legkisebb értékek, kisebb tavak ki is száradhatnak.

3.5.4 A tavak hőháztartása

A tavak hőbevitelének legfontosabb forrása a Naptól érkező sugárzás. A hőbevitel követi az éghajlat évszakos járását: hazai éghajlati adottságok mellett általában júliusban a legnagyobb, decemberben-januárban a legkisebb. Március-szeptember közti időszakban a tavak hőbevitelére meghaladja a hőkiadást, a különbség a tó víztömegét melegíti, illetve a tó a hőmennyiséget tárolja. Az év másik részében a tó hőkiadása nagyobb, mint a hőbevitel, amivel a tó a tárolt hőt is felhasználja a levegő felmelegítésére és a párolgásra.

A hőháztartás éven belüli alakulásának megfelelően a tavak vízhőmérséklete követi a levegő hőmérsékletének éven belüli járását. A tó felülről, a vízfelszín felől melegszik fel. Nyáron a legmelegebb rétegek felül helyezkednek el, télen a helyzet fordított. A víz *hő-rétegzettsége* a víz keveredését válthatja ki. A víz 4 °C-on a legsűrűbb. Ennek következtében a 4 °C feletti hőmérsékleti tartományban a melegebb és kisebb sűrűségű víz a hidegebb és nagyobb sűrűségű víz fölött helyezkedik el. A vízfelszín felől meginduló lehüléskor a víz korábbi rétegzettsége megbomlik, a víz felszíne közelében a lehülés következtében sűrűbbé váló víz lefelé áramlik és helyébe a melegebb és ezért kevésbé sűrű víz áramlik fel. A vízhőmérséklet változásából adódó áramlás ezért függőleges irányú.

Télen tartósabb hideg esetén a tó befagy. Kisebb tavakon, amelyeknek a kis víztérfogatuk miatt kicsi a hőtartalékuk, gyorsan, akár 1-2 nap alatt is kialakul a jégpáncél. Nagyobb tavak fokozatosan, többnyire a part felől elindulva fagnak be és a jégpáncél növekedése tart a tó közepe felé. Esetenként a nagyobb tófelület nem is fagy be teljes egészében.

3.5.5 A tavak feliszapolódása

A természetes folyamatok és az emberi tevékenységek következtében a tavakba jutó vagy a tavakban keletkező, víznél sűrűbb anyagok egy része üledék alakjában mederben lerakódik. A tavi üledék keletkezhet a szél és víz által behordott hordalékból, a partok elmosásából, a tóban végbemenő kémiai folyamatok eredményeként, az elhalt növényi és állati élőlények (biogén eredetű) maradványaiból. A frissen leülepedett iszapréteg laza szerkezetű, amely sekély tavak esetében könnyen felkeveredik és lebegő állapotba kerül. A lebegő állapotba jutott iszapot a vízáramlás magával viszi, majd másutt lerakja. A régebben lerakódott iszapréteg kémiai hatásokra és a víz nyomására tömörödik. A folyamatos lerakódás következtében végbemegy a tavak feliszapolódása, ami a tó pusztulását vonja maga után. Természetes körülmények között a pusztulás viszonylag lassú, de az emberi tevékenységek következtében gyakran jelentősen felgyorsuló feliszapolódás megváltoztatja a tavat: mindinkább csökken a nyílt vízfelületek aránya, nő a növényi felület, fokozatosan megindul a tőzegesedés. A tó előregedési folyamat során a tó a fertő-mocsár-láp láncolaton át láprétté, majd láperdővé alakulhat át.

3.6 Magyarország felszíni vizei

Felszíni vízhálózatunk minden lényeges vonása a földtörténet utolsó 2 millió évében a pliocén végétől kezdődően alakult ki. A Kárpát-medence és hazánk fokozatos benépesülésével emberi léptékekkel természetesen kisebb és lassabb mértékben, de növekedett az ember szerepe a vízrendszerek, a vízföldrajzi adottságok alakításában. A változás ma is tart.

3.6.1 A felszíni vizek a nagy vízszabályozások előtt

Magyarország vízföldrajzi adottságait alapvetően meghatározza az ország medencefekvése. Az ország az Alpi-Kárpáti-Dinári hegységrendszerek által körbefogott Kárpát-medence alján helyezkedik el (40. ábra), nagy részét síkságok teszik ki. Nagy folyóink, a Duna, Dráva, Tisza, ezek nagyobb mellékfolyói a Kárpát-medencét övező hegységekben erednek, ahol a csapadék meghaladja a lehetséges párolgást, ezért itt számottevő éghajlati vízfelesleg alakul ki. A medence belseje felé haladva a vízfelesleg nagysága csökken, sőt a medence belsejét elfoglaló síkvidéken, ahol a lehetséges párolgás meghaladja a csapadékot, éghajlati vízhiány lép fel. A peremhegységi vízfelesleg részben a felszíni vízhálózatban, részben beszivárgást követően a felszín alatti vízvezető rétegeken keresztül tart a medence belsejébe követve a domborzat esését.

A peremhegységben eredő vízfolyások mintegy sugárszerűen a medence belseje felé folynak, ahol a síkvidékre lépve áradások idején szabadon szétáramoltak az ártéren, és egész évben vagy az év nagy részében vízborításokat okoztak a mélyebben fekvő területeken, elsősorban az Alföldön. Az állandó vagy időszakosan vízjárta területek aránya a honfoglalás idején, mai országhatárok között, 5-10%-ra becsülhető. Az áradásokkal szétterülő víz jelentős nedvesség utánpótlást biztosított a növényzet, az erdők, főként galéria- és láperdők részére. Az Alföld erdősültsége a honfoglalás idején a mainál jóval nagyobb lehetett. Az erdő ugyanakkor gondoskodott az érkező vizek elpárologtatásáról. A honfoglaló magyarság alkalmazkodott az itt talált természeti és vízrajzi adottságokhoz. Fő tevékenysége a rideg állattartás volt, ami jól illeszkedett az *ártéri gazdálkodás* rendszerébe. Számottevő volt a halászat, amelynek alapja a fokgazdálkodás volt. A *fokgazdálkodás* lényege az volt, hogy az áradások a természetes, majd a mesterségesen kialakított ásásokon, fokokon keresztül feltöltötték az ártér mélyebb részeit, amelyekben a visszahúzódó áradások maradt víz kiváló ivóhelyet biztosított a halak számára.

A hosszantartó török uralom idején a hódoltsági területek jó része elnéptelenedett. Az Alföldön fokozódott az erdők már korábban megkezdődött irtása, amivel az erdők párologtató szerepe csökkent, ezzel együtt növekedtek az állandóan vagy időszakosan vízjárta területek. Hadászati-védelmi célból tudatosan is folyt egyes területek (Balaton környéke, a Kapos-Sió-Sárvíz völgye, egyes alföldi települések környéke) elmocsarasítása. Másutt a vízfolyásokon épített vízimalmok duzzasztásai okozták a völgyek vizenyősödését. Az *elmocsarasításhoz* hozzájárult az is, hogy a korábbi melegebb, szárazabb éghajlatot a 16. század végétől hűvös és csapadékosabb éghajlat (a kis jégkorszak) váltotta fel. Térképi felvételeken alapuló becslések szerint a 19. század elején a Tisza és mellékfolyói árterén a vízjárta területek közel 20 ezer, az állandóan vízzel borított területek 5 ezer km²-t tettek ki. A Dunántúlon állandó vagy gyakori vízborítások főként a

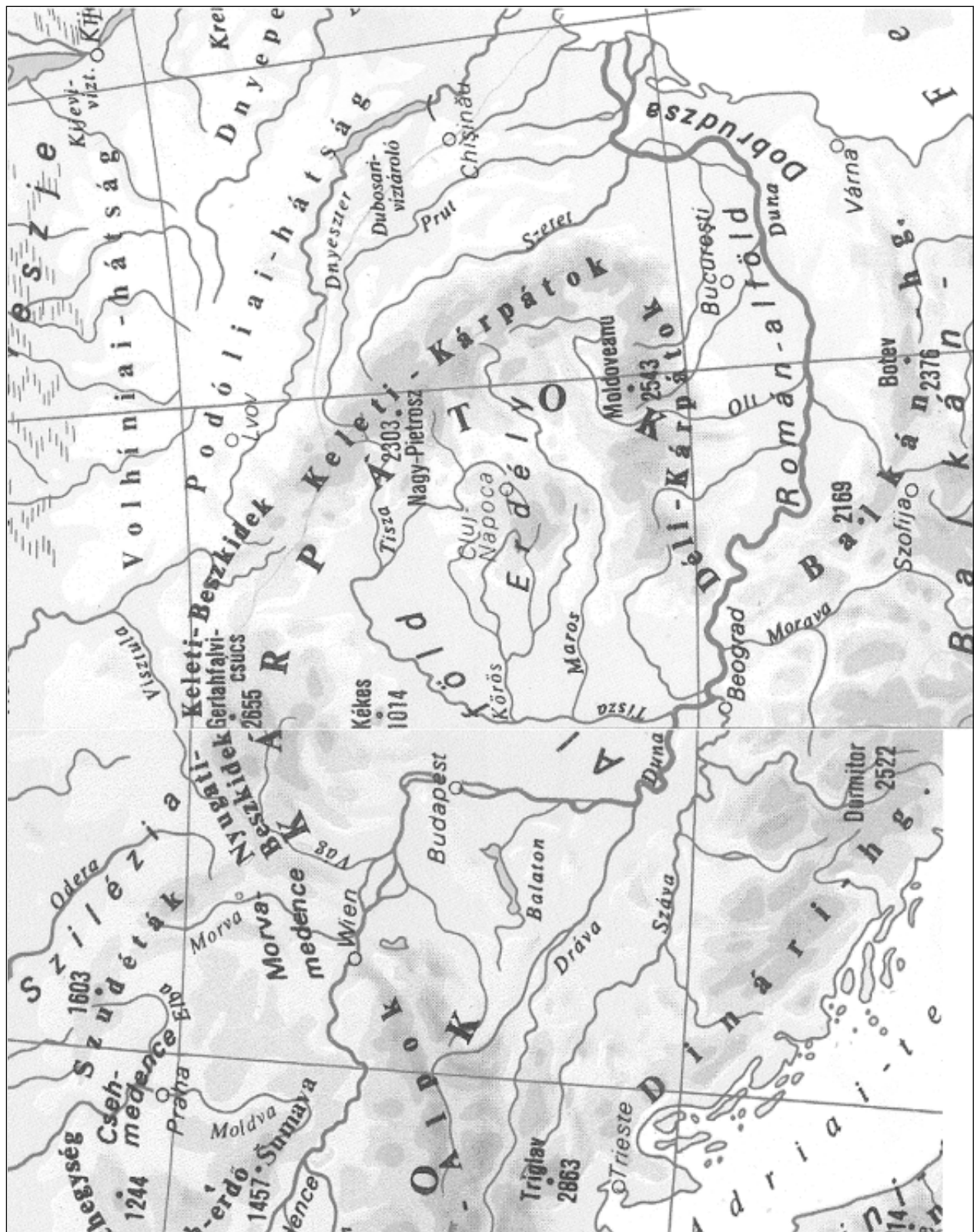
Hanság, a Duna középső szakaszát kísérő Sárrét és Sárköz, valamint a Balaton vidékén fordultak elő (41. ábra).

A hódoltság megszűnésével az ország gazdasága növekedett. A 18. század utolsó harmadától emelkedett a lélekszám, növekedett a gabona iránti kereslet, s mindezek miatt nőtt az igény a termőföldek bővítésére. Az állandó és időszakos vízborítások akadályozták a főként rideg állattartáson alapuló mezőgazdaság áttérését a föld művelésére. A művelésbe bevonható területek növelése *vízszabályozásokat* igényelt. Több jelentős lecsapolási munkához láttak hozzá: csatornákat építettek a hansági vizek elvezetésére, az Ecsedi-láp lecsapolására, rendezték a Sárvíz-Sió és a Kapos völgyét, sok malomcsatornát megszüntettek és malmokat bontottak le. A napóleoni háborús idők gabonakonjunktúráját kihasználva a gabona szállítását elősegítendő megépült (mai határainkon kívül) a Ferenc-csatorna a Duna-Tisza között.

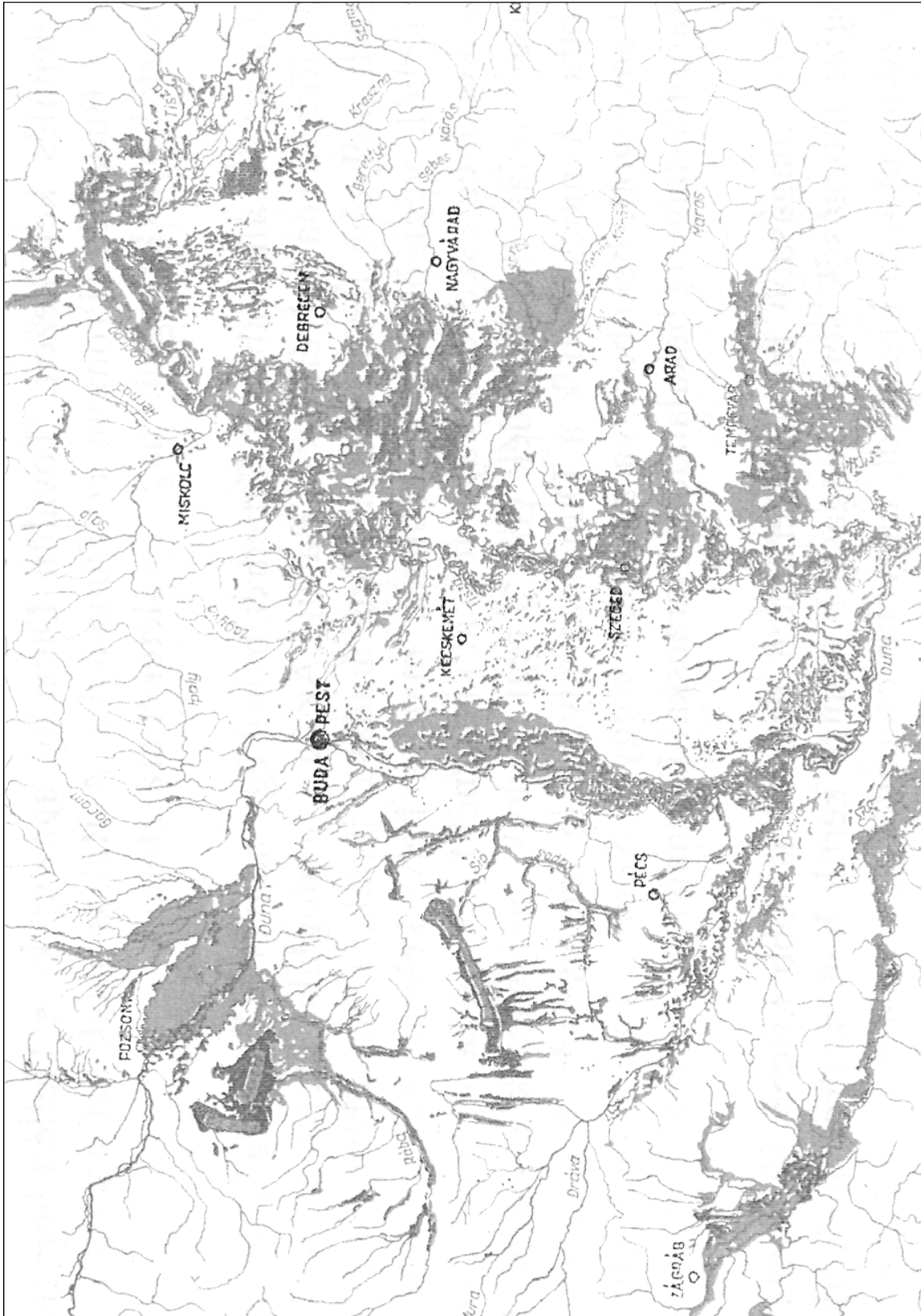
A kezdetben egy-egy folyószakaszra vagy folyóvölgyre korlátozódó ármentesítési, lecsapolási munkákat a 18. század végétől fokozatosan felváltja a nagyobb térségek vizeinek egységes elvek szerint történő szabályozása. A vízszabályozási munkálatok során valamennyi nagyobb folyónk mentén gátakat építettek, amivel megakadályozták az áradó vizek szétterülését, az ártér elöntését. A gátak megépítése után az áradások a gátak közötti hullámtéren vonultak le. Számos helyen a folyókanyarulatok átvágásával rövidítették a folyók hosszát. A Tisza a több mint száz átvágás következtében 37%-kal rövidült. A Tisza mellékfolyónak hossza is számottevően csökkent. A folyók gátak közé szorítása és a meder lerövidítése következtében a vízsebesség és ezzel együtt a víz munkavégző képessége megnőtt, a meder mélyült. Ez napjainkban is tart. Lejjebb szállt a kisvízi vízszint, a folyókat kísérő térségben csökkent a talajvíz szintje, ugyanakkor az árvízszintek növekedtek. Sok holtág lefűződött a mind a mentesített ártéren, mind a hullámtéren.

A folyók gátak közé szorítása megakadályozza a hegyvidékről érkező víz és hordalék korábbi nagytérségi szétterülését. A víz szétterülésének meggátolásával megszűnt a medencebelső vízutánpótlása, nyilvánvalóvá vált a medencebelső, főként az alföldi területek éghajlatának száraz jellege. Az árvízmentesítést követően vált szembeűnővé az is, hogy a síkvidéki és mélyebb területeket nem csak a mederből kilépő áradások önthetik el, de a helyben lehullott csapadék. A kis esésű síkvidéki területeken a víz lassan mozgott, és gyakorta megrekedt a mélyedésekben, belvizeket okozva. A megrekedő vizek összefogására és a befogadó folyókba vezetésére jelentős csatornahálózatot építettek ki. A folyók gátak közé szorításával a hordalék a hullámtéren rakódik le, és növeli annak terepszintjét.

A Kárpát-medence belsejében történt emberi beavatkozások, majd a nagy vízszabályozások következményeként a felszíni vizek vízforgalma, a vízhálózat ma lényegében mesterséges létesítményekkel fenntartott művi állapot.



40. ábra A Kárpát-medence



41. ábra Állandóan vagy időszakos vízborítások a nagy vízszabályozás előtt

3.6.2 Felszíni vizeink ma

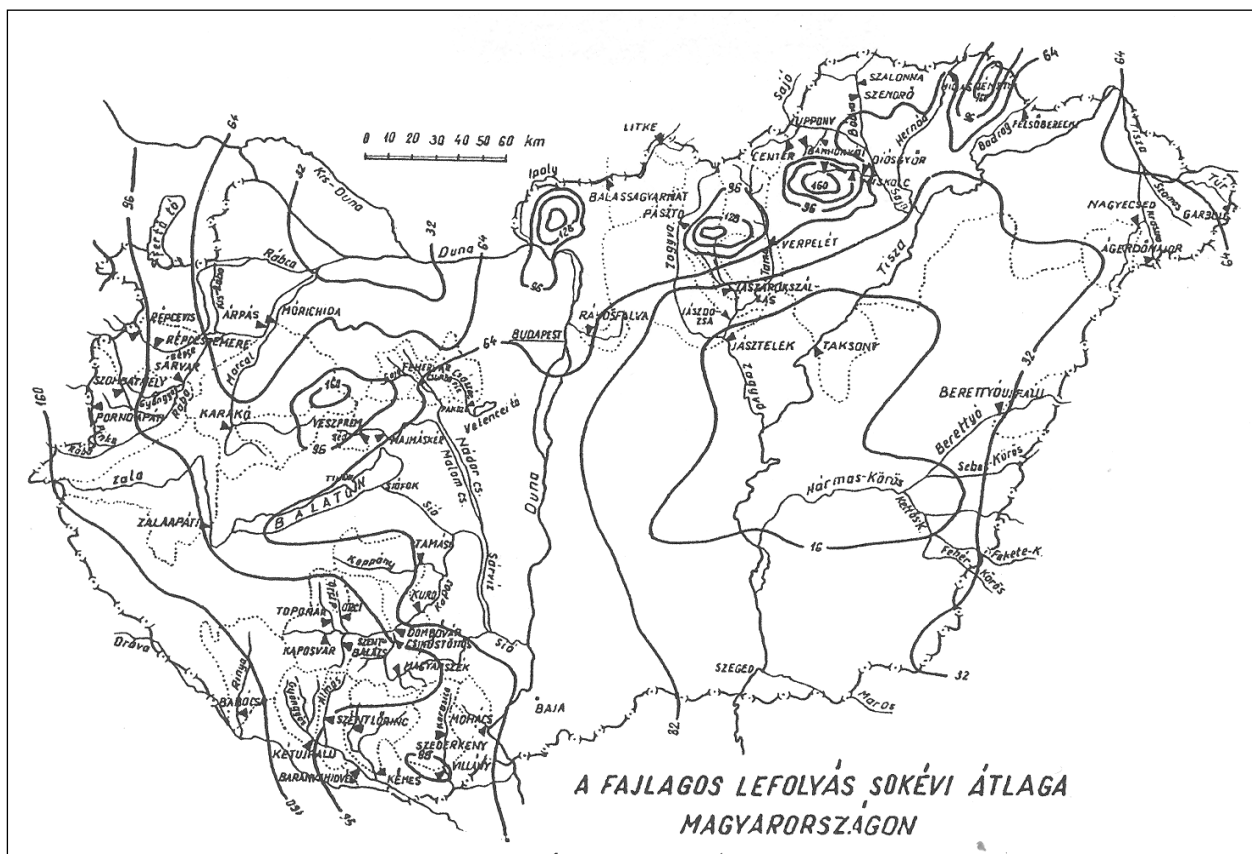
Az ország vízfolyásainak száma mintegy 2500, együttes hosszuk 25 ezer km. A vízfolyások jó része időszakos, és a csapadékot követően szállít vizet. A vízhálózat sűrűsége hegyvidéken, a felszíni vizekben szegény karsztvidékektől eltekintve, nagyobb. A 40 ezer km² síkvidéki területet 40 ezer km hosszban az ősi árvonulatok nyomvonalához igazodó csatornarendszer hálózta be.

A vízhálózat tengelye a Duna (42. ábra) A folyó a németországi Fekete-erdőben ered, és 2860 km-es út megtétele után a Fekete-tengerbe torkollik. Vízigyűjtője 817 ezer km². Hazánkba Rajkánál lép be és Mohács alatt távozik. Hazai 417 km-es útján felveszi a Rábát, az Ipolyt, a Zalával együtt a Balaton vízrendszerét megcsapoló Siót, határainkon túl a Murával egyesült Drávát. Az ország keleti felének vizeit a Tisza gyűjti össze. A Máramarosi-havasokban eredő folyó 966 km hosszú, ebből 597 km határainkon belül. A Tisza Titelnél ömlik a Dunába. Nagyobb mellékfolyói az Erdélyi-medencében eredő Szamos, Kraszna, Körös, Maros, az Északkeleti-Kárpátokból érkező Bodrog, a Szlovák-érchegység vizeiből táplálkozó Sajó és Hernád, a csaknem teljesen hazai Zagyva és Tarna.

A Duna a legbövizűbb folyónk. Átlagos évi középvízhozama 2200 m³/s, a Tiszáé Szegednél 780 m³/s, a Marosé Makónál 160 m³/s, a Szamosé és Bodrogé a torkolatuknál 120-130 m³/s, a Sajóé és a Rábáé nagyjából 55-60 m³/s, a Zagyva, Kapos és a Zaláé mintegy 10 m³/s. Az évi középvízhozam a vízgyűjtő területtel együtt nő, de a növekedés függ a vízgyűjtő éghajlati és földrajzi adottságaitól is. Jelentős területi különbségek vannak az évi átlagban egy km²-nyi vízgyűjtő területről lefolyó, ún. fajlagos lefolyás értékeiben (42. ábra). A fajlagos lefolyás a hegyvidék felől a síkvidékek felé haladva folyamatosan csökken. Ennek alapvető oka az, hogy ilyen irányban a csapadék csökken, miközben a párolgás növekszik, továbbá, az, hogy a hegyvidéken a domborzati adottságok miatt nagyobb a csapadék lefolyó hányada. Az évi középvízhozama az átlag körül számottevően, de vízfolyásonként eltérő mértékben ingadozik. A legkisebb és legnagyobb évi középvízhozam aránya a Dunán nagyjából 1:2, de a kisebb vízfolyásokon elérheti az 1:15 arányt. A dunántúli vízfolyások vízjárása általában kiegyenlítettebb, amit részben a kevésbé változékony éghajlat magyaráz. Egyes folyók (Rába, Sajó, Hernád) esetében a felszín alatti vastagabb kavicsos durva homok rétegek tározó hatása csökkentheti az ingadozás mértékét. Igen változékony vízjárású a Tisza, a Maros, a Zagyva.

A vízhozam éven belüli menete követi az időjárást. A legnagyobb (havi) vízszállítás a télvégi-tavaszeleji hónapokra esik, amikor a télen felhalmozott hó elolvad. A legtöbb vízfolyásunk esetében a havi maximum általában márciusban van, de a Dunántúl déli felének vízfolyásain és a síkvidékeken már februárban, míg azokon a folyókon (Tisza, Maros, Bodrog, Szamos, Hernád), amelyek felső vízgyűjtője felnyúlik a magasabb hegységekig, csupán áprilisban. A télvégi-tavaszeleji maximumot követően a vízhozam fokozatosan csökken a nyárvégi-őszeleji hónapokig. A legkisebb havi vízhozam a Tiszán és mellékfolyóin általában július-szeptemberben, a nyugati országrészben szeptember-októberben jelentkezik. Ezekről eltérően viselkedik a Duna. A folyó vízgyűjtőjének több ezer méter magasságig felnyúló hegyvidéki részein az olvadás elhúzódik, és ez hosszú ideig folyamatos táplálást biztosít a folyó számára. Az olvadásból eredő víztáplálás találkozik a júniusi monszonhatásból fakadó esőzésekkel és ezért a Dunán a legnagyobb havi vízszállítás június-júliusban, a kisvízi időszak novemberben jelentkezik. A

lefolrás éven belüli ingadozása kiegyenlítettebb a vastag kavicsstakaróval vagy durvaszemű homokkal fedett vízgyűjtőkben, ahol az olvadáskor keletkező hólé és a kísérő esőcsapadék jórészt a mélybe szivároghat csökkentve ezzel a felszíni lefolyást, majd a felszín alá jutott víz lassabb mozgással a későbbi hónapokban szivárog ki a vízfolyás medrébe növelve annak vízzállítását. Hasonló kiegyenlítő hatás mutatkozik a karsztos területeken is.



42. ábra A fajlagos lefolyás (mm)

Vízfolyásainkon árvizeket hóolvadás és esőzés egyaránt kiválthat. A rövid idejű és általában nagy intenzitású esőzések inkább a kisebb vízfolyásokon váltanak ki jelentős áradásokat, nagyobb vízgyűjtőkön a jelentékenyebb áradást a huzamos ideig tartó esőzések és a tartós hóolvadások váltanak ki. Hóolvadásból eredő esőkkel kísért áradások jellemzően márciusban, a Tisza középső és alsó szakaszán áprilisban, a Dunán május-júniusban fordulnak elő. Korai tavaszodás esetén már februárban is jelentkezhetnek áradások. Esőkből, az időjárás szeszélye szerint, bármely időszakban jelentkezhet áradás. A Duna és Tisza vízgyűjtőjének az áradásai általában nem esnek egybe. A Tisza vízgyűjtőjében a tavaszi hóolvadás a Körösön jelentkezik előbb, árhullámai megelőzik a Tiszaét. A Sajó és a Maros árhullámai is többnyire megelőzik a Tiszaét, a Bodrog egy időben árad vele, míg a Szamos áradása követi a Tiszát.

Az országban 1100-1200 tó van, összes felületük 900 km², az ország területének 1%-a. A tavak többsége természetes eredetű, a tektonikus árkok, szél vájta medrek, egykori holtágak mélyedéseiben összegyűlt víz. Kisebb részük mesterséges, holtág, bányagödör, halastó vagy

tározó. Tavaink általában sekélyek, ezért könnyen kiszáradhatnak, vizük gyorsan átmelegszik, a hullámvás könnyen felkavarja a leülepedett hordalékot, és ez számottevően befolyásolja a vizek minőségét, gyorsan feltöltődhetnek. Legnagyobb tavaink a Balaton, a Velencei-tó és a Fertő-tó, valamint a Tisza középső szakaszán a folyó mesterséges duzzasztásával kialakított Tisza-tó. Nagy tavaink szabályozott vízjárásúak, vízszintjeiket főként a tóból való kifolyásnál létesített zsilipek segítségével lehet szabályozni.

Felszíni vizeink vízháztartását évi átlagban a következők jellemzik. Mivel minden nagyobb folyónk a határokon túl ered, az ország vízháztartásában meghatározó a határainkon belépő vízmennyiség. Ennek évi értéke 114 km^3 ($3600 \text{ m}^3/\text{s}$). Ez kiegészül az ország területére hulló 58 km^3 (620 mm) csapadékból az ország határain belül lefolyó 6 km^3 -rel. Az országot 120 km^3 ($3800 \text{ m}^3/\text{s}$) vízmennyiség hagyja el a kilépő folyókkal, döntően a három nagy folyóval, a Dunával, Tiszával és a Drávával. A vízkészlet 95%-a tehát külföldről ered. Az országra hulló 58 km^3 csapadékból 52 km^3 (550 mm) elpárolog, a csapadék alig 10%-a ad lefolyást. Éghajlatunk száraz jellegét mutatja az is, hogy a tényleges párolgás kevesebb, mint a 61 km^3 -re becsült potenciális párolgási igény. A mederbeli lefolyás megosztása egyenetlen térben is. A belépő vizek 80%-a három nagy vízfolyásra (Duna, Dráva, Tisza) koncentrálódik.

3.6.3 A felszíni vizek jövője

Felszíni vizeink jövőjét érintő hatások között talán a legszámottevőbb az éghajlatváltozás hatása lehet. Az éghajlatváltozást az emberi tevékenységek következtében egyre nagyobb mértékben légkörbe kibocsátott üvegházgázok és aeroszolok váltják ki. Az üvegházgázok és aeroszolok légkörben való növekedése megváltoztatja a légkör sugárzási viszonyait, emeli a Föld globális hőmérsékletét. A globális melegedés következményeként hazánk éghajlata is változik. Valószínűsíthető, hogy az elkövetkező évtizedekben enyhébb, csapadékosabb telek és melegebb, szárazabb nyarak lehetségesek: a hőmérséklet minden évszakban emelkedik, nő a potenciális párolgás, a téli csapadék emelkedik, a nyári csapadék csökken, miközben az évi csapadék is csökken. A csökkenés az ország csapadékból mai is szegényebb délkeleti, alföldi térségében lehet nagyobb. A téli csapadékból kisebb lehet a hó aránya, a kisebb mértékű és rövidebb ideig tartó hótakaró olvadása is korábbra tolódik.

Az éghajlatváltozás hatással lesz a vízjárásra, jóllehet ennek mértéke ma még bizonytalan. Valószínűsíthető, hogy a szárazabb és melegebb éghajlat miatt az évi lefolyás csökken, és mértéke meghaladja a csapadékét. A csökkenés jelentősebb lehet az ország szárazabb, vízben ma is szegény alföldi területein. Vízfolyásainkon valószínűsíthető a lefolyás éven belüli, évszagos átrendeződése: a téli félév lefolyása inkább növekszik, a nyári félévé csökken. Az hóolvadásból táplálkozó árhullám, főként az alacsonyabb fekvésű vízgyűjtőkben, korábban jelentkezhet, tömege és tetőző vízhozama növekedhet. Nagyobb folyóinkon növekedhet az áradások tetőző vízhozama. Valószínűsíthető, hogy éghajlatunk mediterránosodása esetén a növekvő párolgás miatt számos, kistavunk felülete erősen csökken, alföldi tavaink közül több kiszáradhat. Nagyobb tavaink, a Balaton, Velencei-tó, Fertő-tó mai tófelületének fenntartása csak a tóból leeresztett lefolyás csökkentésével lehetséges. A tavakban a víz kicserélődésének ideje megnövekszik, ami növelheti szikes jellegüket, az eutrofizációt. A hőmérséklet növekedése és a csapadék csökkenése a nyári félévben a talajnedvesség erőteljes csökkenéséhez vezethet, ezáltal növekszik az aszályos

időszakok hossza, a ma is szárazabb éghajlatú alföldi területeken növekszik az aszályhajlam, és az aszályhajlam a mainál nagyobb területre terjed ki.

Az éghajlatváltozás, a vízjárás változása a vízgazdálkodás számára fontos kihívást jelent. Az éghajlatváltozás kikényszerítheti a mainál takarékosabb vízhasználatokat, az öntözésben a kisebb vízfogyasztással járó mikroöntözések terjedését. Hangsúlyozottabbá válik a vízigények szabályozásának fontossága, szükséges lehet a igényeinknek a változó vizekhez való, akár szokásaink változásával együtt járó alakítása. Megnö a vizek tárolásának fontossága, a hazánkba lépő vizek helyben tartásának jelentősége. Fel kell készülni a szélsőségek gyakoribb megjelenésére, ami szükségessé teheti az árvédelem és az aszály megelőzése stratégiájának újragondolását.

4 Alkalmazott hidrológia (Szlávik Lajos)

(Árvízvédelemmel kapcsolatos hidrológiai feladatok és esettanulmányok)

4.1 A vízállás-vízhozam összefüggés (vízhozamgörbe) általános és speciális esetei

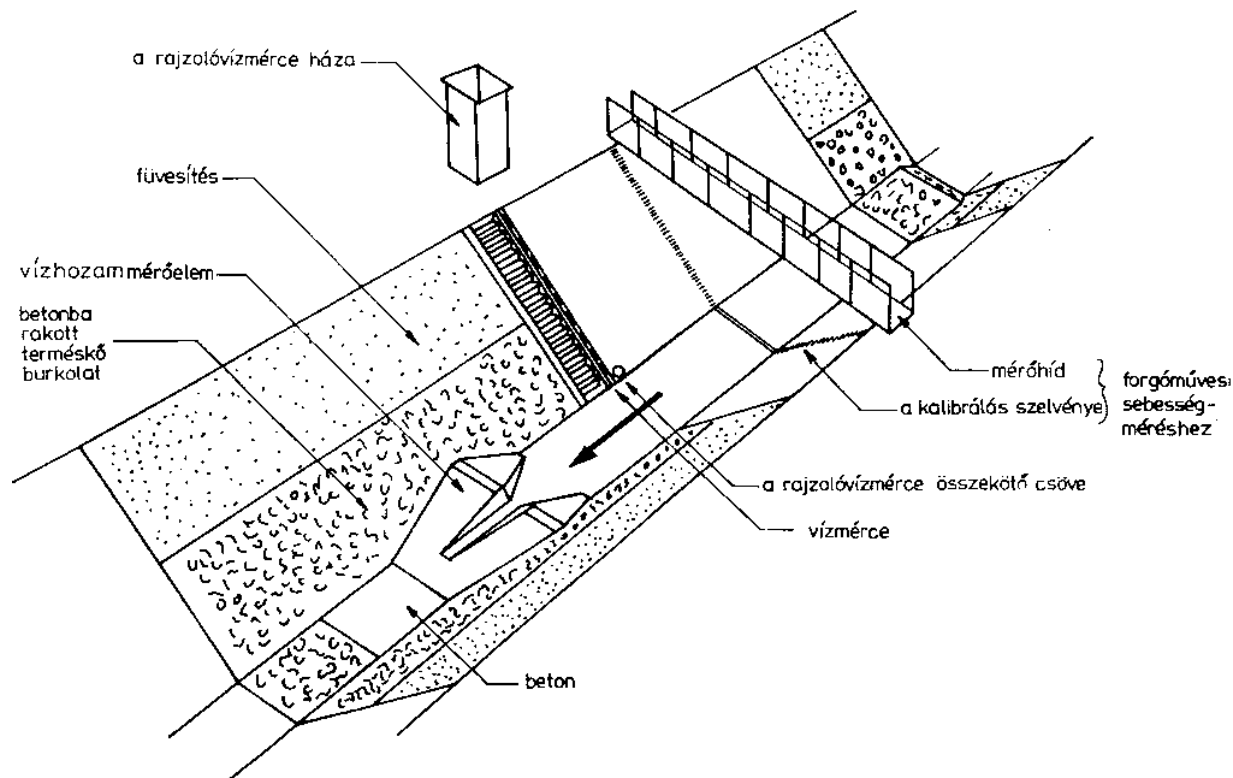
A vízfolyásokon rendszeresített, a vízjárástól függő gyakorisággal végzett vízállás megfigyelések nem elegendőek ahhoz, hogy a vízfolyás vízkészletét (a mederben folyó vízmennyiségeket) meghatározzuk. Az eseti vízhozammérések sem szolgáltatnak közvetlenül kellő számú adatot ahhoz, hogy a vízkészleteket kellő pontossággal számítsuk. Viszont minden vízfolyás medre többé-kevésbé állandó, illetve ahol intenzív mederváltozások figyelhetők meg, ott állandósított mérőszelvényt, vagy vízhozam mérő műtárgyat lehet építeni. Amennyiben sikerül olyan gyakorisággal különböző hidrológiai helyzetben vízhozam mérést végezni, hogy a szelvény állandónak tekinthető legyen a mérési periódus alatt, akkor megteremtettük annak a lehetőségét, hogy a mérési adatokból egy olyan kapcsolatot állítsuk fel, amely a vízállás függvényében a vízhozamot adja meg. Ezt a görbét nevezzük vízhozamgörbének [$Q = f(h)$], ahol Q a vízhozam, h a vízállás.

A vízállás észlelése mindig közvetlen észlelés illetve műszeres regisztrálás alapján történik, olyan sűrűséggel, hogy abból a vízfolyás adott szelvénybeni vízjárása rekonstruálható legyen. Ezek a kellő sűrűséggel végzett vízállásészlelések alkalmasak arra, hogy vízállás idősort előállítsuk, azaz bármely időpontbeli vízállás kiolvasható legyen. Ha a szelvény vízhozamgörbéjét meg tudjuk határozni, akkor egy egyszerű transzformációval meghatározható a vízhozam idősor is, azaz a vízkészlet számítás alapját megteremtjük.

4.1.1 A vízhozamgörbe előállítása

A vízhozamgörbe szerkesztésének alapját a szelvényt hitelesítő (tarázó) vízhozammérések eredményeinek – összetartozó vízállás, vízhozam értékpárjainak – alapján végezzük el. A mérési eredményeket koordinátarendszerben ábrázoljuk. Ellentétben a matematikában szokásos módszerrel – ahol a független változót (x) a vízszintes tengelyen és a függő változót (y) a függőleges tengelyen találjuk – a vízhozamgörbe szerkesztésekor a vízállást (független változó) a függőleges tengelyen, a vízhozamot (függő változó) a vízszintes tengelyen ábrázoljuk. Ennek az ábrázolásnak szemléletbeli okai vannak, a vízállásváltozás a valóságban vízszintváltozást jelent, így a grafikonon is a változás függőleges értelmű.

A felrakott adatpontpárokat megkülönböztetjük annak függvényében, hogy a mérés ideje alatt a vízállás változás milyen értelmű volt. Stagnáló vízállás esetén „+” jelet, áradó vízállás esetén „•”, apadó esetén „○” jelet alkalmazunk és a pont mellé írjuk a mérési időpontot is. A mérési dátum feltüntetésének célja az, hogy a vízhozamgörbe esetleges időbeli változását kiszűrhessek. Eddig a pontig az adatok feldolgozása megegyezik akár mérőműtárgyban végeztük a mérést, akár szabad szelvény vízhozamgörbéjének meghatározásáról van szó.



43. ábra Vízhozam-mérő műtárgy (MI-10-433/2-84)

4.1.1.1 Vízhozamgörbe előállítása mérőműtárgy szelvényében

Magyarországon a hegy- és dombvidéki vízfolyások majd mindegyik fontos szelvényében vízhozammérő műtárgy épült az elmúlt évtizedekben (43. ábra). A műtárgyakban rendszeres tarázó vízhozamméréseket végeznek. A mérési eredmények feldolgozása az MI-10-251/4-85 műszaki irányelv szerint történik. A nedvesített szelvényterület (A) és a víztükörszélesség (B) ismeretében a középmedlységet (h_k) és az átfolyási tényezőt (v) számítjuk:

$$h_k = \frac{A}{B} \quad \text{és} \quad v = \frac{Q}{A \sqrt{g h_k}}$$

ahol g – a nehézségi gyorsulás.

Az átfolyási tényezőt a vízállás függvényében ábrázoljuk. A kirajzolódó pontthalmazból, amely valamilyen görbe körül kell, hogy csoportosuljon, a kiugró értékeket (amelyek valószínűleg mérési hibára, mederelzáródásra, műtárgy tönkremenetelre stb. utalnak) a további vizsgálatból ki kell zárni. Az átfolyási tényező 0 és 1 közé eső szám lesz, a h növekedésével értéke 1-hez közelít. Meghatározzuk a $v = v(h)$ függvénykapcsolatot, amelynek alapján egy tetszőleges h vízálláshoz tartozó vízhozam:

$$Q = v(h) A \sqrt{g h_k}$$

4.1.1.2 Vízhozamgörbe előállítás szabadoszelvényben

Nagyobb vízfolyásainkon nincs lehetőség mérőműtárgy építésére. Ezeken a vízfolyásokon olyan szabadoszelvényt kell lehetőség szerint vízhozamnyilvántartási szelvényként kiválasztani, amely egységes mederrel (a nagyvízi tartományban is), a szelvényre merőleges, jó eloszlású áramlási viszonyokkal rendelkezik. A szelvény legyen mentes áramlási holtterektől és főképp visszaáramlásos szelvényrészekről. A szelvényt célszerű geodéziai pontjelekkel állandósítani. A szelvényben legalább 3 hónaponként tarázó vízhozammérést kell végezni. A mérési eredményeket a már ismertetett módon ábrázoljuk. A kapott ponthalmazra kell egy olyan görbét illeszteni, amely a vízállás és a vízhozam közötti kapcsolatot jól kifejezi. A görbe várható alakjának meghatározásakor a Chezy-képletből indulhatunk ki:

$$v = C \sqrt{RI} \text{ ahol } C = \frac{1}{n} R^{1/6} \text{ és } R = \frac{A}{K}$$

$$\text{és } Q = v A$$

ahol	v	– a vízfolyás középsebessége,
	C	– a sebességtényező
	R	– a hidraulikus sugár
	I	– az energiavonal átlagos lejtése
	n	– a Manning-féle mederérdesség
	A	– nedvesített keresztzelvény
	K	– nedvesített kerület
	Q	– a vízhozam

A fenti összefüggésben nagy vízfolyások esetén, ahol az átlagos vízmélység (h_k) néhány méter és a mederszélesség (B) több száz méter, akkor a hidraulikus sugár egyszerűsíthető –

$$R = \frac{A}{K} = \frac{h_k B}{2h_k + B} \approx h_k, \text{ így behelyettesítve}$$

$$Q = \frac{1}{n} h_k^{1/6} \sqrt{h_k I} h_k B = \frac{B \sqrt{I}}{n} h_k^{5/3}$$

$$Q = c h_k^n$$

azaz erős közelítéssel (mert nemcsak a Chezy-képletet alkalmaztuk nem permanens állapotra, hanem további nagyvonalú közelítéseket is tettünk) a vízhozamgörbe egy egyszerű hatványfüggvény, ahol a kitevő egynél nagyobb szám. A természetes vízfolyásoknál egy szelvény vízszállítása nem csak a szelvényalaktól, érdességtől stb. függ, hanem a környező mederszervezettől is. A vízfolyás fenékvonalának hossz-szelvénye kimélyülések (katlanok) és magaslatok (gázlók) sorozatából áll. A katlanok a kanyarulatok tetőpontjának, a gázlók két kanyarulat között, az inflexió pont környezetében találhatóak. A gázlók küszöbszintje a felette lévő, de mélyebben elhelyezkedő fenékszíntű mederszakasz vízszállítását is meghatározza.

A vízfolyásokban nem a szelvény középmedélységét mérjük, hanem a vízmércén leolvasott vízállást (h). A vízmérce „0” pontjának magassági helyzete különféle megfontolások szerint kerül meghatározásra, de nem egyezik meg sem a fenék legmélyebb, sem a középmedélység szintjével. Ezért az előző összefüggést úgy célszerű módosítani, hogy e tény figyelembe vegyük:

$$Q = c (h - h_0)^n$$

ahol h – az észlelt vízállás,
 h_0 – a $Q = 0$ vízszállításhoz tartozó vízállás

A fenti összefüggésben c , n , h_0 meghatározása egyszerűen megtörténhet: h_0 -t felvesszük a medergeometria alapján, vagy próbálgatással határozzuk meg, úgy, hogy az adatpontokra a legkisebb négyzetek módszerével illeszkedő görbe korrelációs tényezője a lehető legnagyobb legyen. Ehhez a fenti összefüggést logaritmizáljuk (vagy kettős logaritmikus papíron ábrázoljuk az adatpontokat):

$$\log Q = \log c + n \log (h - h_0)$$
$$y = a + b x$$

ahol $y = \log Q$
 $a = \log c$
 $b = n$

A fenti összefüggés egyenest ad. Az egyenes meredeksége egyenlő az n kitevővel, a $\log c$ pedig az ordináta metszékéből nyerhető. A ponthalmazra illeszkedő egyenest a legkisebb négyzetek módszerével határozzuk meg.

A Chézy-képlet egyszerűsítéséből láthattuk, hogy a vízhozam közel négyzetesen arányos a vízállással, tehát a vízállás – vízhozam adatpontpárok halmazát jó eséllyel lehet általános helyzetű másodfokú parabolával közelíteni.

$$Q = a + b h + c h^2$$

ahol a , b , c a szelvényre jellemző konstans értékek, h a vízállás, Q a vízhozam.
A ponthalmazra a legkisebb négyzetek módszerével illesztjük a parabolát

Az összetett medrek vízhozamgörbéje sok esetben egy görbével nem lehetséges, így a szerkesztésére elég nehéz általános érvényű receptet nyújtani, mert nincs két egyforma vízfolyás és szelvény. Rendszerint első lépésben a középvízi mederben mért adatpontokra egy görbét próbálunk illeszteni, majd a nagyvízi mederben mért ponthalmazra egy másik görbét. Fontos, hogy a két görbe egymáshoz simuljon az elvágási pontnál. Másik módszer lehet az, hogy kettős logaritmikus koordináta rendszerben ábrázoljuk a mérési adatokat. A pontfelhő jó esetben egyenesek körül csoportosul, amelyek az előzőekben ismertetett módon meghatározhatók, így az összetett meder vízhozamgörbéit megkaphatjuk. Harmadik eljárás lehet az, hogy első lépésben egy görbét illesztünk a ponthalmazra, majd számítjuk az illesztett görbe és a pontok közötti különbséget. A különbségek valamilyen trendje megmutatja, hogy hol kell elvágni az adatsort és az elvágási pontok között kell új görbét illeszteni.

4.1.2 Az árvízi hurokgörbe

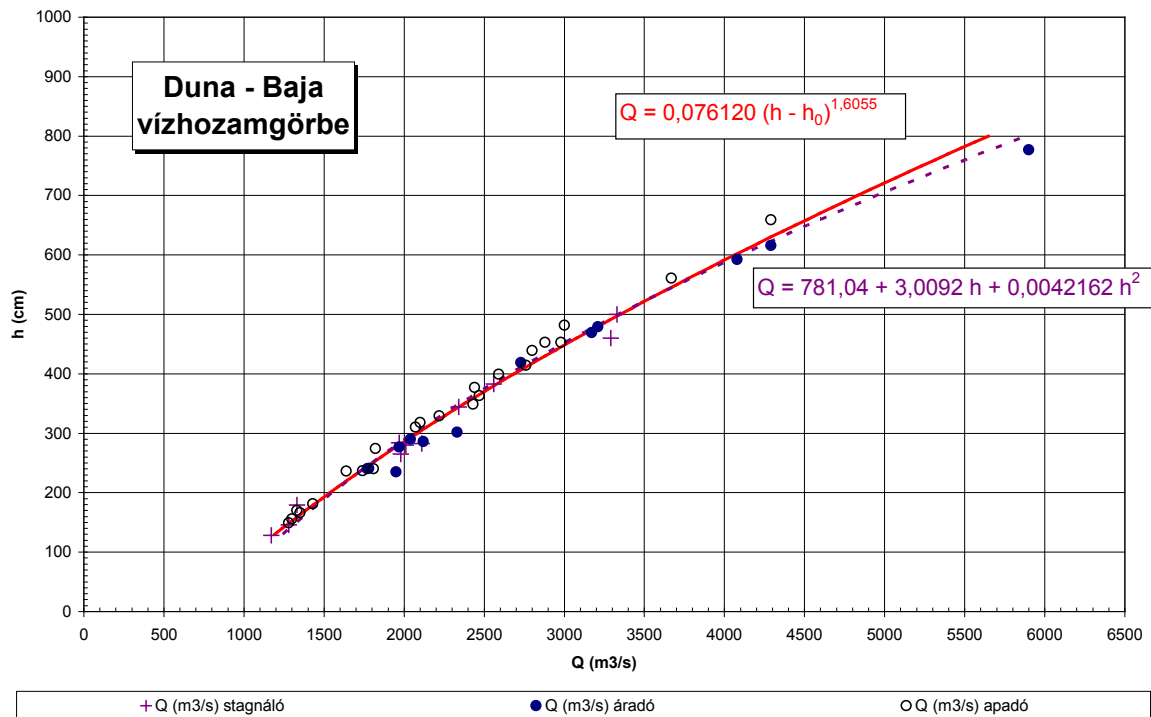
A tarázó vízhozammérések eredményeinek felrakásakor (mint már említettük) megkülönböztetjük az áradó, apadó, stagnáló állapotban mért értékeket. A megkülönböztetésnek nagy jelentősége van, hiszen a természetes vízfolyások változó vízállása egyben azt is jelenti,

hogy ugyanazon vízálláshoz az áradó, stagnáló, apadó állapothoz különböző vízfelszín lejtések tartozhatnak (45. ábra), amelyből a Chezy-képlet alapján az is következik, hogy azonos vízállás esetén különböző vízhozamok folyhatnak le. Azaz a $Q = f(h)$ vízhozamgörbe nem csak a vízállás, hanem az esés függvénye is! Az első ilyen mérést Tiszapüspökinél 1895-ben végezték a világon (46. ábra). Az ábrából az is látszik, hogy a vízhozamok maximuma nem esik egybe a vízállások maximumával, a tetőzéssel, hanem némiképp megelőzi azt. A vízfolyások vízállása folyamatos változásban van, így a vízállás – vízhozam kapcsolat hurokgörbék sorozatát írja le (47. ábra). A tapasztalatok alapján elmondhatjuk, hogy minél kisebb egy vízfolyás lejtése, annál jelentősebb az áradó és az apadó ágon ugyanazon vízálláshoz tartozó vízhozamok közötti különbség. A kis lejtésű vízfolyásoknál ezért a vízhozamgörbe határozatlan, bizonytalan lesz.

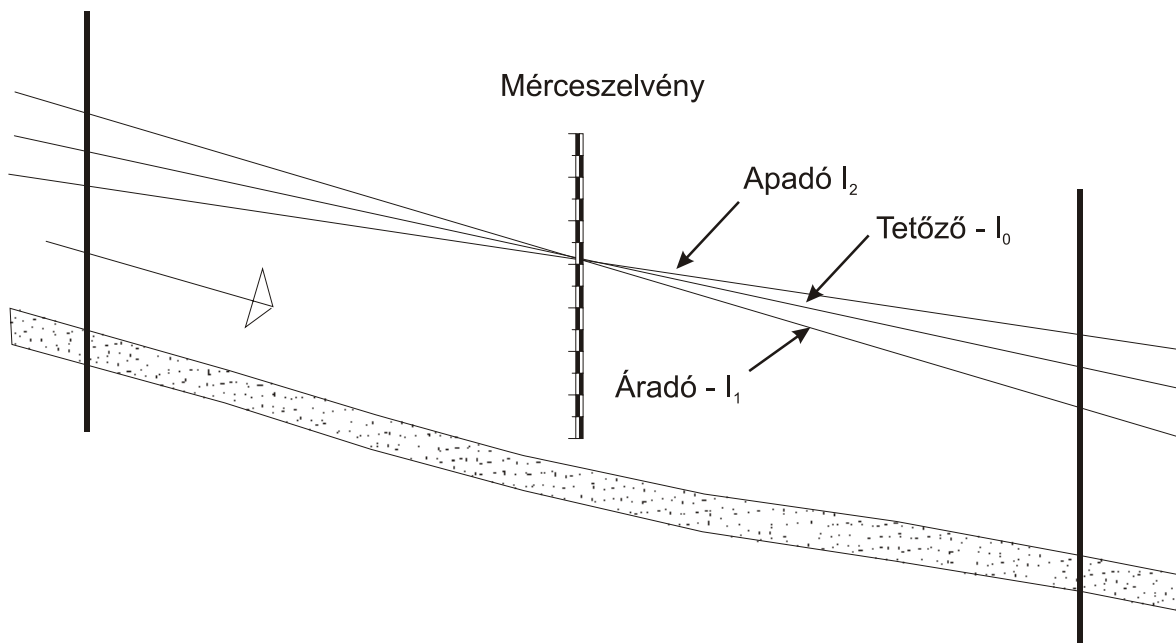
Amennyiben bevezetjük az esést, mint változót, úgy az árvízi hurokgörbe ugyan nem szűnik meg létezni, de a vízhozamgörbe alkalmassá tehető arra, hogy a vízállás – vízhozam és még az esés közötti kapcsolatot leírja. Ezzel a vízállások vízhozammá való transzformálása lehetővé válik. Az esés bevezetése csak vízállásmérő segédállomás létesítésével és észlelésével lehetséges. A főállomás és a segédállomás abszolút (tengerszinthez viszonyított) vízálláskülönbségéből – ismerve a vízmércék közötti távolságot – számítható a vízfolyásszakasz esése és a koaxiális vízhozamgörbéből kiolvasható a főmérce vízállásához tartozó vízhozam.

Sajátos árvízi hurokgörbével találkozunk töltésszakadás, árvízi szükségtározó megnyitása esetén. Abban az esetben, ha a mérés a szakadási, kivezetési hely fölött van, ún. „fordított” hurokgörbét tapasztalunk (amelynél az „apadó” ágon hirtelen vízhozam-növekedés tapasztalható, miután a töltésszakadás, szükségtározó-megnyitás a folyót mintegy „megszívja”, az esés – apadó vízállás mellett – időlegesen megnövekszik (48. ábra). Abban az esetben, ha a vízhozam mérése a töltésszakadás, szükségtározó-megnyitás alatt, attól nem túl nagy távolságban történik, akkor az is előfordulhat, hogy a szelvényben – a kifolyás erős leszívó hatása miatt – akár „negatív” vízhozam is előfordulhat, vagyis a folyó mintegy „visszafelé” folyik. Ilyet tapasztaltak pl. 1981-ben a mályvádi szükségtározó megnyitásokor (49. ábra). (Szlávik 1976, 1982)

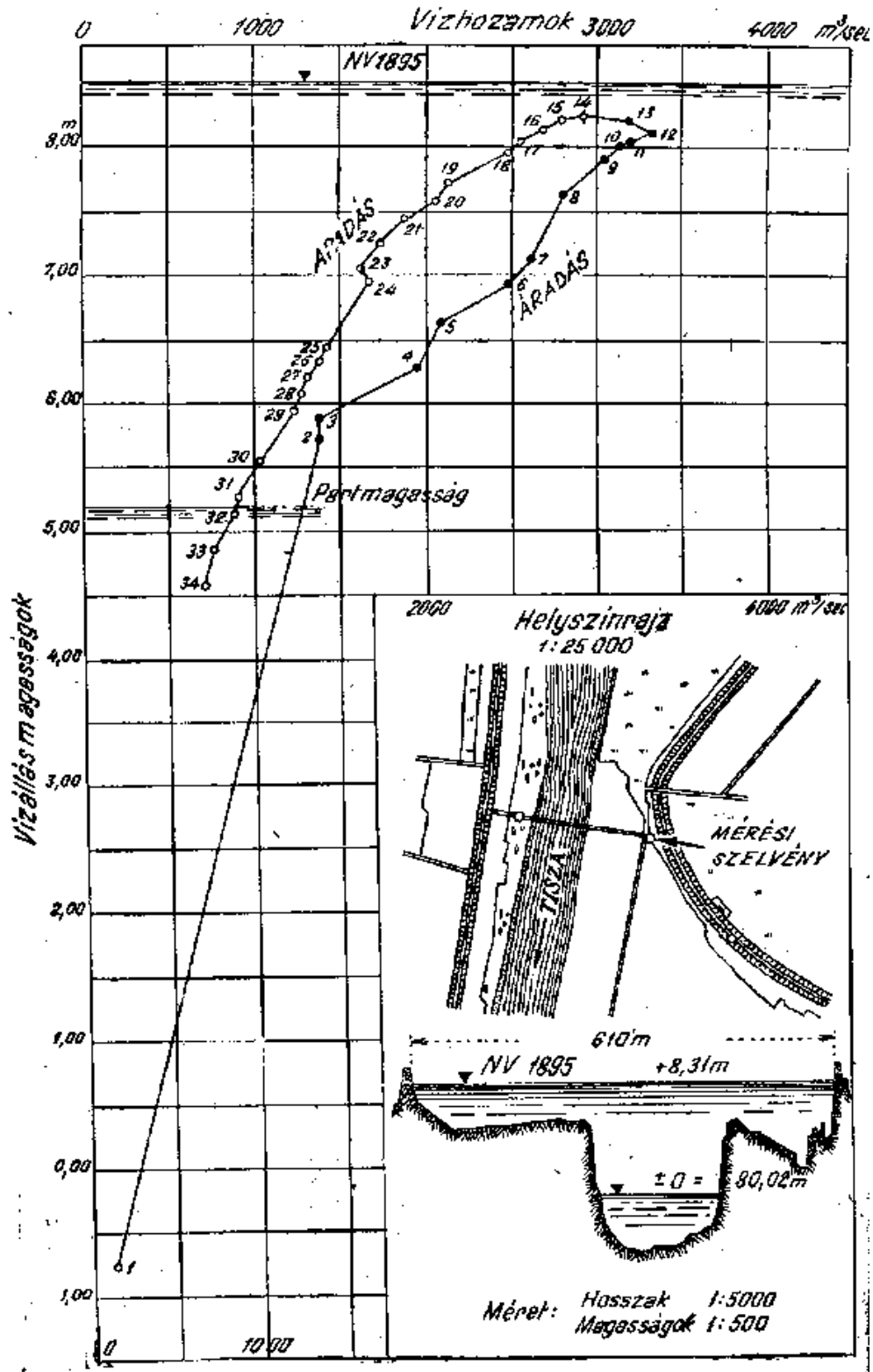
Az 50. ábra és 51. ábra a Tisza szolnoki és szegedi szelvényében mutatják be az elmúlt évtizedek és a közelmúlt kiugróan nagy árhullámainál végigmért árvízi hurokgörbéket. Ezek igazolják és illusztrálják azt, hogy a feliszapolódások, visszaduzzasztások stb. hatásaira tekintettel a folyó vízszállító-képességének drasztikus csökkenése miatt egy-egy jelentős árhullámot végig kell mérni és a vízállás-vízhozam kapcsolatból az árhullám sajátosságai levezethetők.



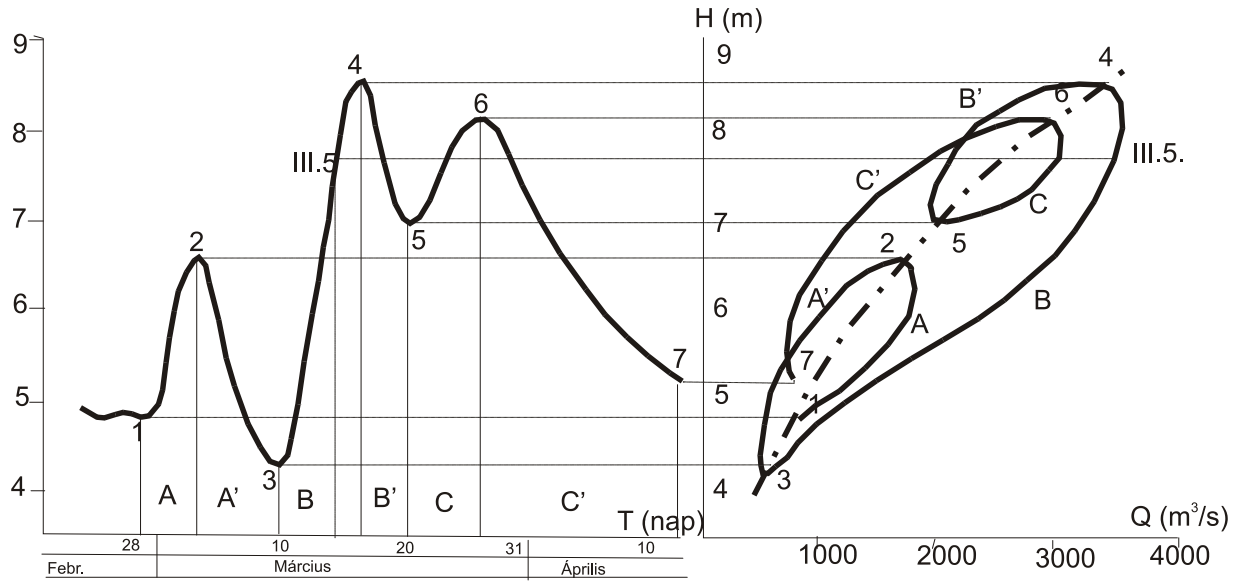
44. ábra Vízhozamgörbe szerkesztése



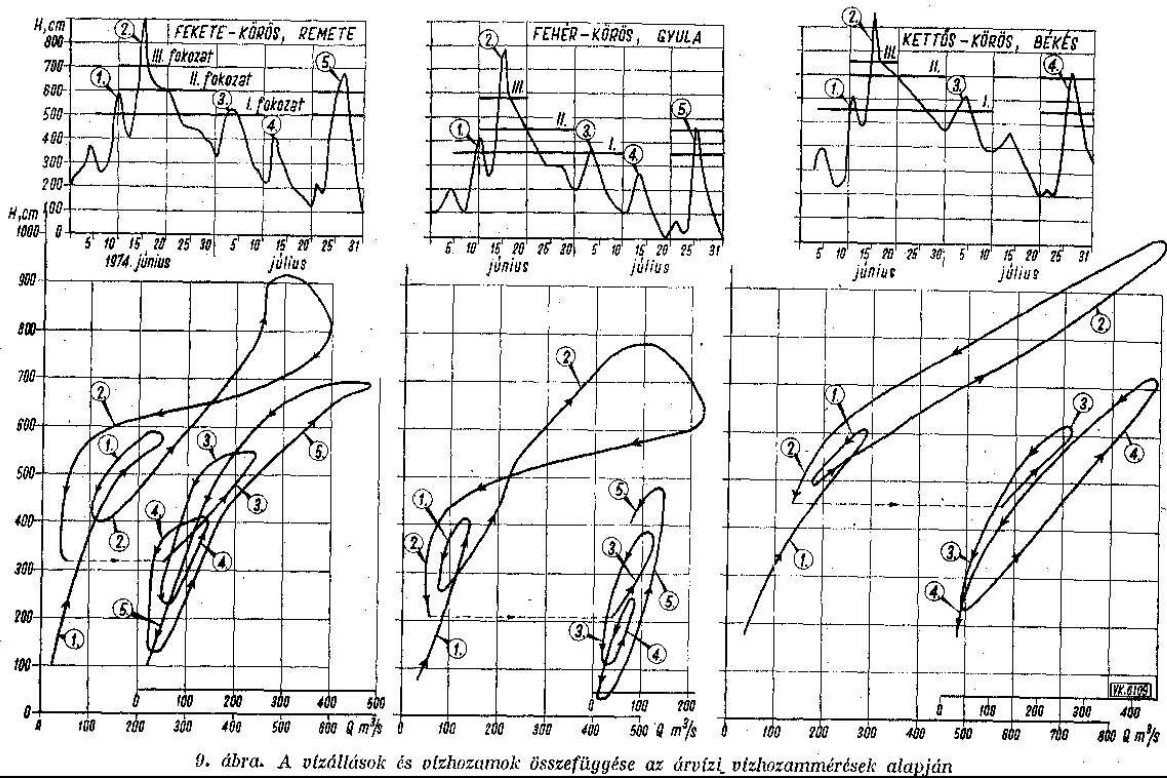
45. ábra Vízfelszín lejtések különböző hidrológiai helyzetben



46. ábra Az 1895-ben Tiszapüspökönél végzett vízhozammérések eredményei és a mérési szelvény

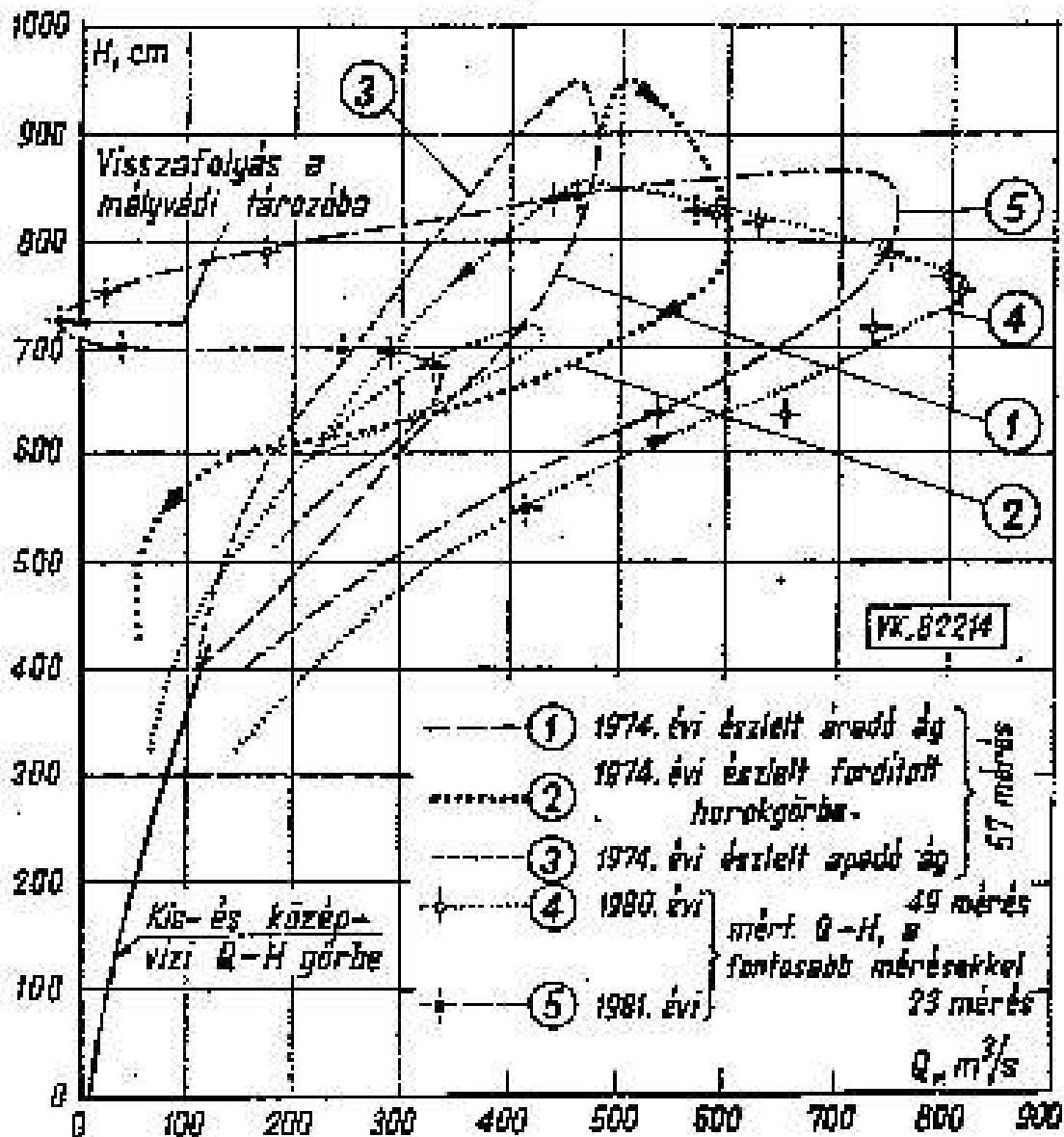


47. ábra Több egymást követő árhullám árvízi hurokgörbéje (Németh, 1959)

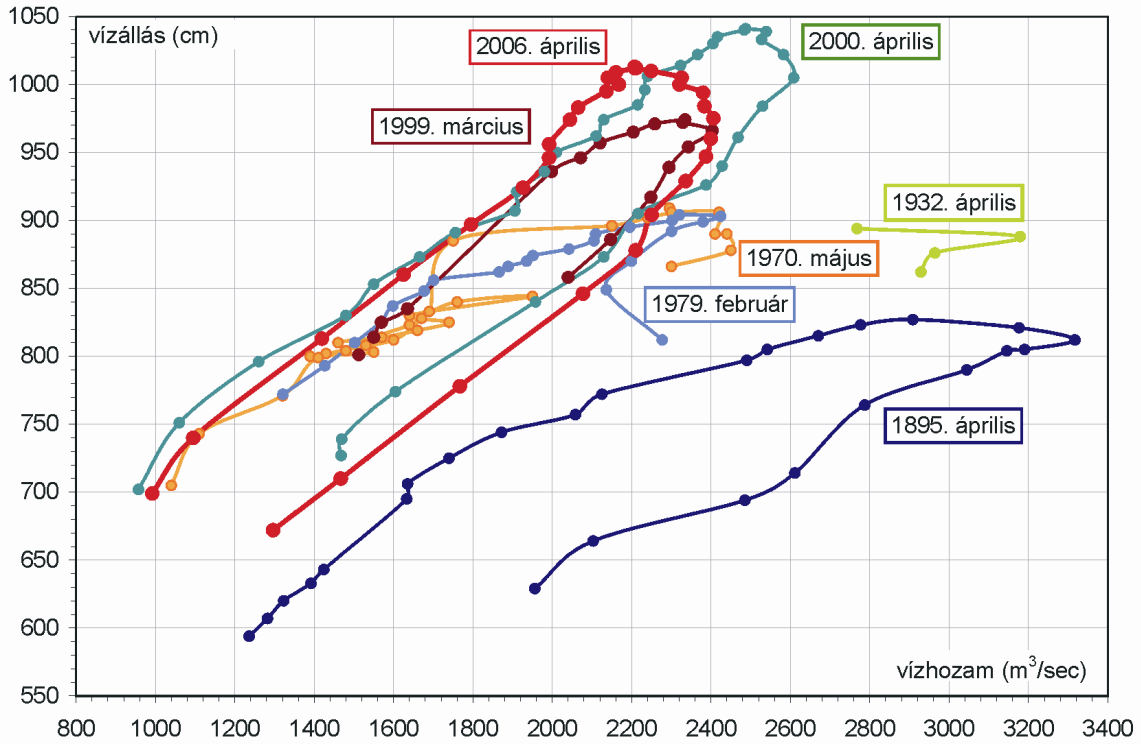


9. ábra. A vízállások és vízhozamok összefüggése az árvízi vízhozammérések alapján

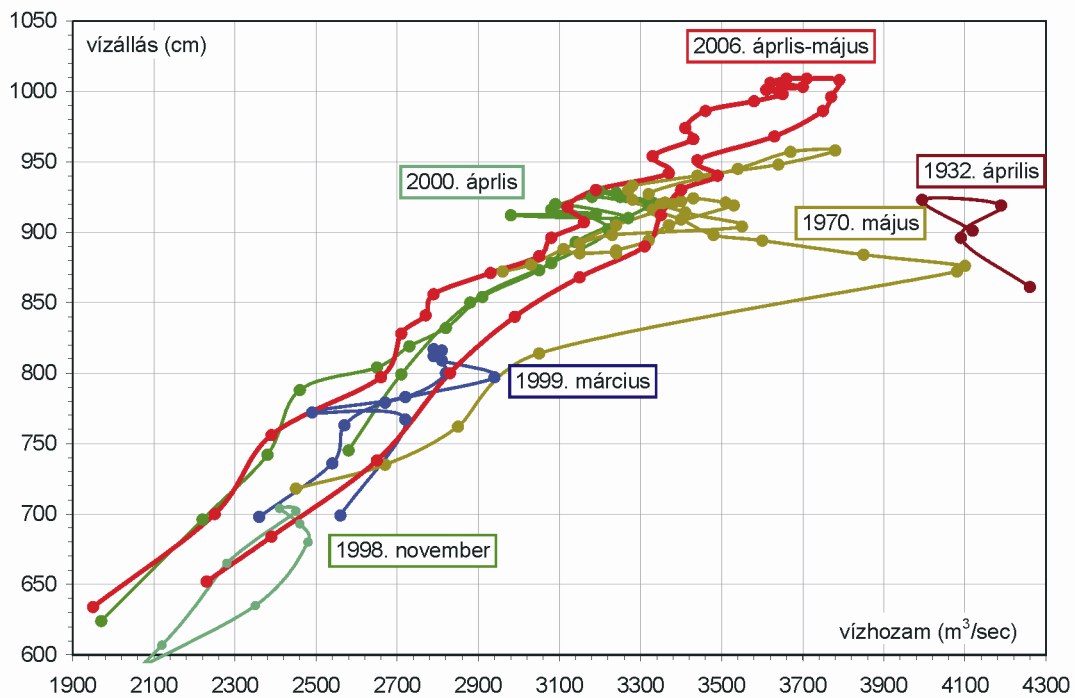
48. ábra Árvízi hurokgörbék és fordított hurokgörbék a Körösök 1974. évi árhullámainál



49. ábra Árvízi hurokgörbék és fordított hurokgörbe a Fekete-Körös remetei szelvényében az 1974., 1980. és 1981. évi árhullámoknál



50. ábra Árvízi hurokgörbék a Tisza szolnoki szelvényében az 1895., 1932., 1970., 1979., 1999., 2000. és 2006. évi árhullámoknál



51. ábra Árvízi hurokgörbék a Tisza szegedi szelvényében az 1932., 1970., 1998., 1999., 2000. és 2006. évi árhullámoknál

4.1.3 A vízhozamgörbe extrapolációja

Az előzőekben bemutatott vízhozamgörbe szerkesztési eljárásokkal a mért tartományban megkapjuk a vízállás és a vízhozam közötti összefüggést. Sokszor azonban előfordulnak olyan vízállások, amelyek tartományában nincs mérési adatunk, így a vízhozamgörbét ki kell terjeszteni, azaz extrapolálni kell. Természetesen a legjobb módszer, hogy mind a legkisebb, mind a legnagyobb vízállások tartományában is igyekszünk vízhozammérést végezni, de ennek sokszor objektív akadálya is lehet az extremitást előidéző időjárási helyzet, vagy a mederben előálló körülmények nem teszik lehetővé a biztonságos, pontos mérést.

A legegyszerűbb és egyben a legpontatlanabb módszer az, ha az adatsorra illesztett matematikai egyenletet, a vízhozamgörbét, kiterjesztjük mind a kisvízi, mind a nagyvízi tartományra. Ez a módszer leginkább azért ad pontatlan eredményt, mert nincs semmi biztosíték arra, hogy ezekben a tartományokban ugyanolyan meder, mederérdességi, lejtési stb. viszonyok legyenek mint a mért tartományban.

Sokkal jobb eredményt kapunk akkor, ha ismerjük a mederkeresztshelvény alakját (amit a vízhozammérések alkalmából amúgy is részben fel kell mérni). A vízhozammérések ábrája mellett felrakjuk a vízállások függvényében a nedvesített területet is. Az extrapolálni kívánt tartományban a tényleges felmért keresztshelvényből a nedvesített terület meghatározható. A vízhozamméréskor meghatározott szelvény középsebességeket is ábrázoljuk a vízállás függvényében. A nem ismert tartományban, figyelembe véve az ismert tartomány sebességeit, megbecsüljük a szelvény középsebességét. A nedvesített (tényleges mérések alapján meghatározott) szelvényterületek és a becsült szelvény középsebességek szorzatából előállítjuk a vízhozamot. Ez az extrapolált adat már sokkal jobban közelíti a valós viszonyokat, mert a szelvény középsebességek a vízállások függvényében rendszerint sokkal kevésbé változnak mint a vízhozamok.

4.2 A jég és szerepe a vízjárásban és az árvízvédelemben

4.2.1 A jég képződése, jégjelenségek

A felszíni lefolyás vizsgálata során figyelembe kell venni a felszíni vizekben keletkező jég szerepét és hatását is. A felszíni vizek jégviszonyai, a *jégeképződés* (midőn a folyékony halmazállapotú víz az alacsony léghőmérséklet hatására szilárd halmazállapotot vesz fel), a természetes lefolyást - különösen a vízhozam és a vízállás között levő kapcsolatot - igen lényegesen befolyásolja. Gondoljunk csak arra, hogy vízfolyásokon a szabad felszínű áramlás az összefüggő jégtakaró alatt zárt szelvénybeli mozgássá alakul át, vízszállító-képessége jelentősen csökken, hatására a jégtakaró előtti vízszín megemelkedik.

A jégeképződés egészen másként megy végbe a vízfolyásokon, mint az állóvizeken. A vízfolyásokban, a levegőből átvett negatív hő hatására és a turbulens áramlások következtében a víz

egész tömegében $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ körüli hőmérsékletre hűl le, míg állóvizeknél csak a felső, levegővel érintkező rész. Vízfolyásokon, ha a víz vékony felszíni rétege akár már század fokkal a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ alá hűl, a "túlhűlés" következtében nemcsak a felső vízrétegben, hanem a folyó teljes keresztmetszvényében képződhet jég. Állóvizeknél a jégtakaró hamarabb alakul ki, mint a vízfolyásoknál, mert nem kell az egész víztömegnek fagypontra alá süllyednie, viszont szinte kizárólag a felszínen, vagy a felszín közelében jelentkezik. A jégtakaró kialakulása után, mind folyó, mind állóvizeknél, a hőcsere és így a jégképződés folyamata lelassul.

A szárazföldi hidrológiának azt a fejezetét, amely a felszíni vizek jégtakarójának képződését és változását, a jégjelenségeket tanulmányozza, *kriológiának*, azt pedig, amely a gleccserek képződésének, olvadásának és mozgásának törvényszerűségeit tanulmányozza, *glaciológiának* nevezik.

A jégképződés helye szerint megkülönböztetünk:

- *felszíni jeget*, mely a víz felszínén képződik;
- *lebegő jeget*, mely a vízfolyás teljes szelvényében keletkezik; és
- *fenék jeget*, mely a meder fenekén képződik.

A jégképződés alapja a *túlhűlés* jelensége. *A túlhűlés idősorából* a jégképződés időszaka meghatározható. A léghőmérséklet csökkenésével a vízhőfok időben majdnem arányosan csökken. Amikor a vízhőmérséklet eléri a fagyáspontot, a víz *túlhűtött állapotba* kerül. Ettől a pillanattól az időszaka a normális csökkenéstől eltér, a hűlés lassul. A felületi hőveszteség állandó és ez arra mutat, hogy *megkezdődött a jégkristályok képződése*.

A meder alján vagy a víztömegben képződő elsődleges jégkristályokból álló, a vízben úszó szivacsos, lyukacsos szerkezetű nem átlátszó jégtömeget *kásajégnek* nevezik. A *kásajég* első kristályai ekkor válnak láthatóvá. A korong alakú kristályok az egész szelvényben felfedezhetők. A *kásajég* mennyiségben igen gyorsan nő, de méreteiben még nem. Amikor a túlhűlés eléri a legnagyobb értéket, a felszabaduló latens hő és a hőveszteség egyensúlyba kerül, majd a korábban átlátszó víz opálos lesz. Ezután, a kristályok, valószínűleg összeütközés révén, csoportokat képeznek, amelyek elég nagyok, hogy a felhajtóerő révén felfelé törekedjenek. A csoportok felhókat és csomókat alkotnak. *Vízfolyásokban, turbulens áramlás mellett a kásajég töménysége a felszín közelében nagyobb, a fenéken csekély, viszont állóvizeknél, ha a víz nem turbulens, a kásajég hajlamos a fenéken való maradásra.* A vízhőfok emelkedhet, ami arra utal, hogy a latens hő nagyobb, mint a felszíni hőveszteség. A túlhűlés jó része megszűnik, és ettől kezdve a víz hőfoka közel állandó, mutatva, hogy a hőveszteség most már tényleg egyenlő a felszabaduló latens hővel. A *kásajég* fokozatosan vastagodik, *megkezdődik a felszíni jégtakaró kialakulása*, ami viszont rövidesen $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os vizet eredményez.

A túlhűlést, ill. *kásajég*-képződést befolyásoló főbb tényezők:

- a víz minősége;
- a lehűlés mértéke, azaz az időbeli léghőfok és a vele együtt járó vízhőfok-változás;
- a vízáramlás minősége, azaz a turbulencia foka és a víz sebessége.

A hidrológus számára a legfontosabb feladat a lehűlés folyamatának a nyomon követése, előrejelzése, ill. vízfolyásoknál a *jégzajlás*, ill. a *beállás*, állóvizeknél a *jégtakaró* kialakulásának a figyelemmel kísérése.

A jégzajlás a jégtáblák és jégmezők mozgása a vízfolyásokon az áramló víz hatására. Amennyiben a léghőmérséklet tartósan 0 °C alatt marad, a jégzajlás erősödik, sűrűsödik, és a vízfolyás egy-egy adott szakaszán mechanikai, morfológiai és termodinamikai okok következtében megáll a jég. Kialakul a jégtakaró, a tömör, összefüggő, mozdulatlan jég a víz felszínén, ami a vízfolyás irányával szemben terjeszkedik és végeredményként a folyó részlegesen vagy teljesen beáll.

Igen lényeges tudni, hogy amíg a jég megjelenése és a zajló jég mennyisége elsősorban a hőmérsékleti viszonyok függvénye, addig a jég megállásánál, a jégboltozat képződésekor a hőmérsékleti viszonyok mellett már a meder morfológiai viszonyai játszzák a főszerepet. A jégtakaró felépülésének sebessége és kiterjedése

- a jégboltozathoz érkező zajló jég mennyiségétől, azaz a hőmérsékleti viszonyoktól;
- a jégtáblák mozgási sebességétől, azaz hidrológiai és hidraulikai viszonyoktól;
- a jéggel borítandó vízfelszín nagyságától, azaz medermorfológiai viszonyoktól függ.

A felülről érkező jégtábláknak csak egy része akad fenn a jégboltozaton, más részét a víz a szilárdan álló jégtakaró alá sodorja. Ezek az alámerült jégtáblák a jégtakaró alatt hosszú utakat is megtehetnek, de megállva mindenképpen a jégtakarót vastagítják.

A jégtakaró a jégtáblák elhelyezkedésétől függően lehet sima, ill. torlódott. Gyakran előfordul, hogy a tél folyamán a zárt jégtakaró megcsúszik, és a folyó alsóbb szelvényében összetorlódik. Ha az összetorlódott jég az átfolyási szelvényt nem szűkíti lényegesen, akkor jégtorlódásról, amennyiben a szelvény leszűkül, jégtorlaszról van szó. *A jégtorlódás* akkor alakul ki, amikor a vízfolyás hosszabb szakaszát borító jégtakaró egy része megcsúszik és egy rövidebb szakaszon sűrűsödik össze úgy, hogy a jégtáblák számottevő mértékben nem mozdulnak ki vízszintes helyzetükből. *A jégtorlasz* az a jégjelenség, amikor egy hosszabb-rövidebb szakasz jégtakarója megcsúszik és egy rövidebb szakaszon úgy sűrűsödik össze, hogy a jégtáblák közel függőleges helyzetet vesznek fel, miközben az átfolyási szelvényt erősen leszűkítik és számottevő vízszintemelkedést okoznak.

Külön meg kell említeni az össze nem függő jégtakaró közötti szabad vízfelületek különleges szerepét a jégviszonyok alakulásában. Ugyanis az ilyen szakaszokon a lebegő- és a fenékjég képződése rendkívül élénk. Ezt a nagymennyiségű kásajeget, általában egy-egy felülről érkező jégtáblával együtt a víz a jégtakaró alá sodorja és kedvezőtlen helyen megakadva *jégdugót* okoz. A jégdugó esetén a tört jeget magába foglaló kásajég összetorlódik a vízfolyás medrében, amely az átfolyási szelvény szűkülését okozza és így vízszintemelkedést vált ki. Az ilyen dugulás rendszerint a jégtakaró felső végétől nem nagy távolságban képződik és már a hideg időszak alatt is jelentős és tartós duzzasztást okoz.

A tél folyamán előforduló átmeneti erős, vagy a telet követő felmelegedés, ill. árhullám következtében a jégtakaró felszakad, megkezdődik a jég elvonulása, a jég másodlagos (olvadási) zajlása. További pozitív léghőmérsékletek hatására *a folyókról és állóvizekről a jég letisztul*, a vízhőmérsékletek pedig emelkednek.

A jégtakaró felszakadásakor két főtényező hat:

- a felmelegedés hőhatása; és
- az árhullám mechanikai hatása.

Ha a jégtakaró felszakadásakor nagy a hőhatás, akkor kedvező körülmények között történhet a jég elvonulása. Viszont ha a hőmérsékleti hatás kicsi, vagy éppen ellentétes (hőmérsékleti inverzió), akkor jégtorlaszképződés és *jeges árvíz veszélye* áll fenn.

A folyószabályozási és a vízgazdálkodási művek biztonsága érdekében, továbbá a jeges árvizek elleni védekezéshez szükséges, hogy a jégviszonyokról gyors és megbízható jelentések alapján megfelelő adatok álljanak rendelkezésre. Ezért a jégjelenségekkel kapcsolatban *észlelni* kell:

- a jég megjelenését; éspedig
 - a parti jég; és
 - a zajló jég formációk kialakulását;
- a jég vastagságát;
- a jégzajlás sűrűségét
- a zajló és az álló jég arányát;
- a jég beállásának időpontját;
- az álló jég és a teljes folyószélesség arányát;
- a torlódott jég helyét;
- a jégtorlasz helyét, becsült szélességét és hosszát;
- az álló jég megcsúszásának helyét és idejét;
- a jég megindulását;
- a jég megszűnésének időpontját; és végül
- a vízhőmérsékletet.

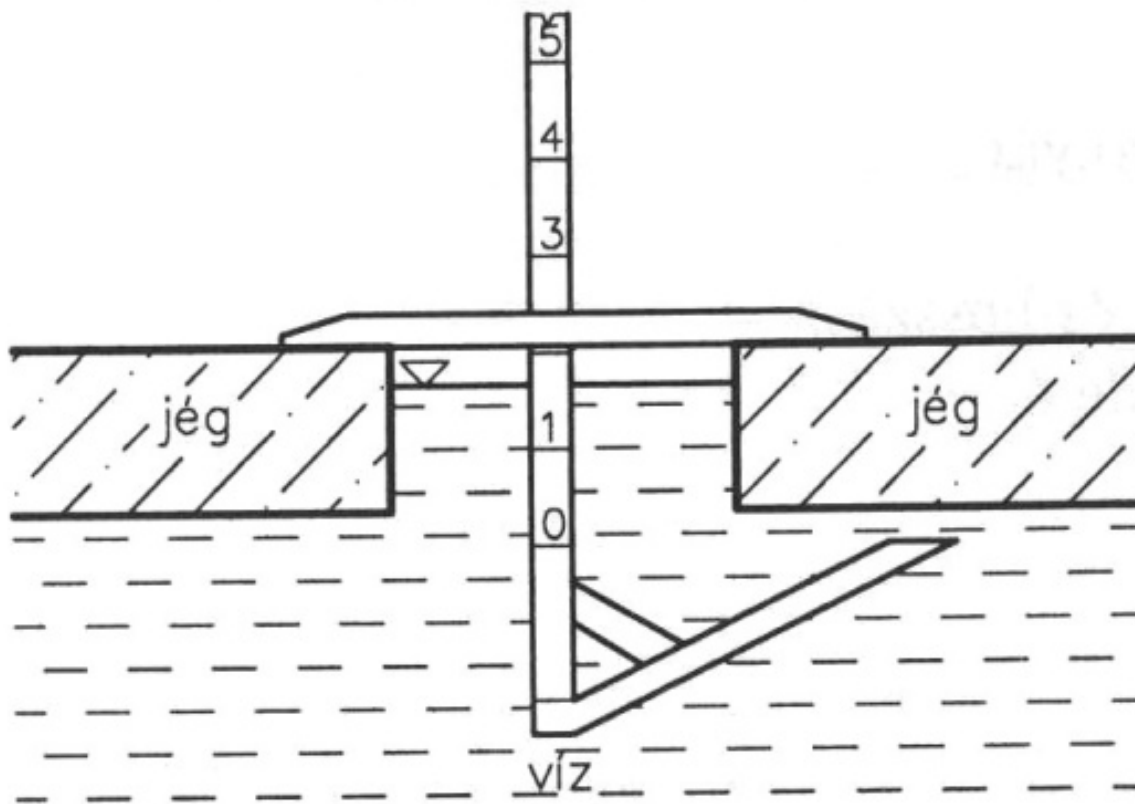
A jégjárás egyik jellemzője, hogy egy-egy téli időszakon belül a jég megjelenése és eltűnése többször is megismétlődhet, ezért a jellemzők egyértelmű megadása rendkívüli körültekintést kíván:

- *a zajlás kezdete*: az adott szelvényben észlelt első zajlás napja;
- *a jég megindulása*: az utolsó beállást követő zajlás első napja;
- *az elsődleges jégzajlás*: a lehűlés időszakában keletkező jégtáblák levonulása;
- *a másodlagos (olvadásos) jégzajlás*: a jégtakaró felszakadásakor keletkező jégtáblák és jégmezők levonulása;
- *a jég beállása*: a sűrűn zajló jégtáblák megállása és egymáshoz fagyása, a jégtakaró felépülése;
- *a folyó beállása*: az adott szelvényben az első beállás napja;
- *a jég megszűnése*: az észlelt utolsó jeges nap;
- *a jeges időszak hossza*: az adott szelvényben észlelt első zajlás és utolsó jeges nap közötti időtartam;
- *az állójeges időszak hossza*: az első jégmegállás és az utolsó beállást követő zajlás kezdete közötti időszak.

A jégjelenségek megfigyelő hálózata lényegesen sűrűbb, mint a vízállás, vagy a vízhozammérő állomáshálózat. Jégtorlódásos szakaszon 1-2 km, míg egyéb szakaszokon sem lehet ritkább 5 km-nél. Az észlelés is sűrűbb, naponta legalább kétszer történik. A sűrűbb észlelés könnyen végrehajtható, hiszen a jégjárás egyes állapotainak meghatározása vizuálisan történik, csupán a jég vastagság méréséhez szükséges műszer. Ez viszont azt jelenti, hogy az észlelés pontossága nagy mértékben függ az észlelők felkészültségétől, gyakorlatától. A jégjelenségek észlelését újabban, főként nagy folyók esetén, *repülőgépről* végzik. Kétféle módszer lehetséges: csak

vizuális észlelés vagy filmfelvétel és gyors előhívás után különleges berendezés állapítja meg a zajlás %-os nagyságát a folyó jeges szakaszán.

A jég vastagságának mérése a jégen átfúrt lyukakon vagy hosszúkás alakú kivésett léceken át történik. Mérőeszközülv elvileg bármilyen mércét használhatunk, ha azt valamilyen módon, pl. a lécre merőlegesen felerősített tapogatóval a jégréteg alsó szintjének megállapítására alkalmassá tesszük (52. ábra). A jégvastagság térbeli változékonysága miatt, a mérés pontosságának fokozása érdekében, legalább három, egymástól 5 m-re levő pontban kell a jégvastagságot meghatározni és a három mérési eredmény átlaga a jégvastagság. A mérés során még a jégen levő hótakaró esetleg vízborítás vastagságát is meg kell határozni. Nagyon lényeges biztonságtechnikai feltétele a mérésnek, hogy a jég legalább 0,05 m vastag legyen.



52. ábra A jégvastagság mérő

Magyarországon a jégjelenségek megfigyelése lényegében a vízállások észlelésével egyidejűleg alakult ki. Az első feljegyzett és értékelhető mérés 1815-ből származik. Az észlelőhálózat 1851-től működik és 1966-ban 376 szelvényben észlelték a jégviszonyokat.

A magyarországi folyók közül a legtöbb gondot, a legveszélyesebb jeges árvizeket a Duna okozza. Nem véletlen, hogy a Duna pesti szakaszán a jég beállásáról és eltűnésének idejéről már az 1818-36 közötti, csaknem 20 év *adatsorával* rendelkezünk.

Magyarországon a *jégjelenségek megfigyelése* kezdetben csak a vízmércék közvetlen környezetére szorítkozott. Az 1950-es évek elejétől viszont kiterjedtek a vízmércék közötti folyószakaszokra is. Bővültek megfigyelt jégjelenségek is, nevezetesen a zajló és az álló, ill. a zajló jég és a szabad vízfelület arányának, a jégborítottság megállapítása, továbbá a jégtáblák vonulási sebességének a becslése. A fejlődés következő időszaka az 1970-es évek eleje, amidőn egyrészt az észlelőket fényképezőgépekkel látták el, másrészt a zajló jég vastagságát a jégtörőhajókról is mérték és végül a jégborítottság pontos meghatározásához, továbbá a jég hozam számításához *légi fotogrammetrikus felvételeket* készítettek.

A jégborítottság mértéke:

- *ritka*, ha a jégzajlás sűrűsége $< 25\%$
- *közepes*, ha a jégzajlás sűrűsége $25 - 50\%$
- *sűrű*, ha a jégzajlás sűrűsége $> 50\%$

A hosszúidejű és napi gyakoriságú jégmegfigyelések lehetővé tették, hogy a hajózást jelentősen befolyásoló jégviszonyokat, ill. jégveszélyes folyóinkra, a Dunára (53. ábra), a Tiszára, a Rábára, a Hernádra és a Sajóra jégjárási hossz-szelvény készüljön.

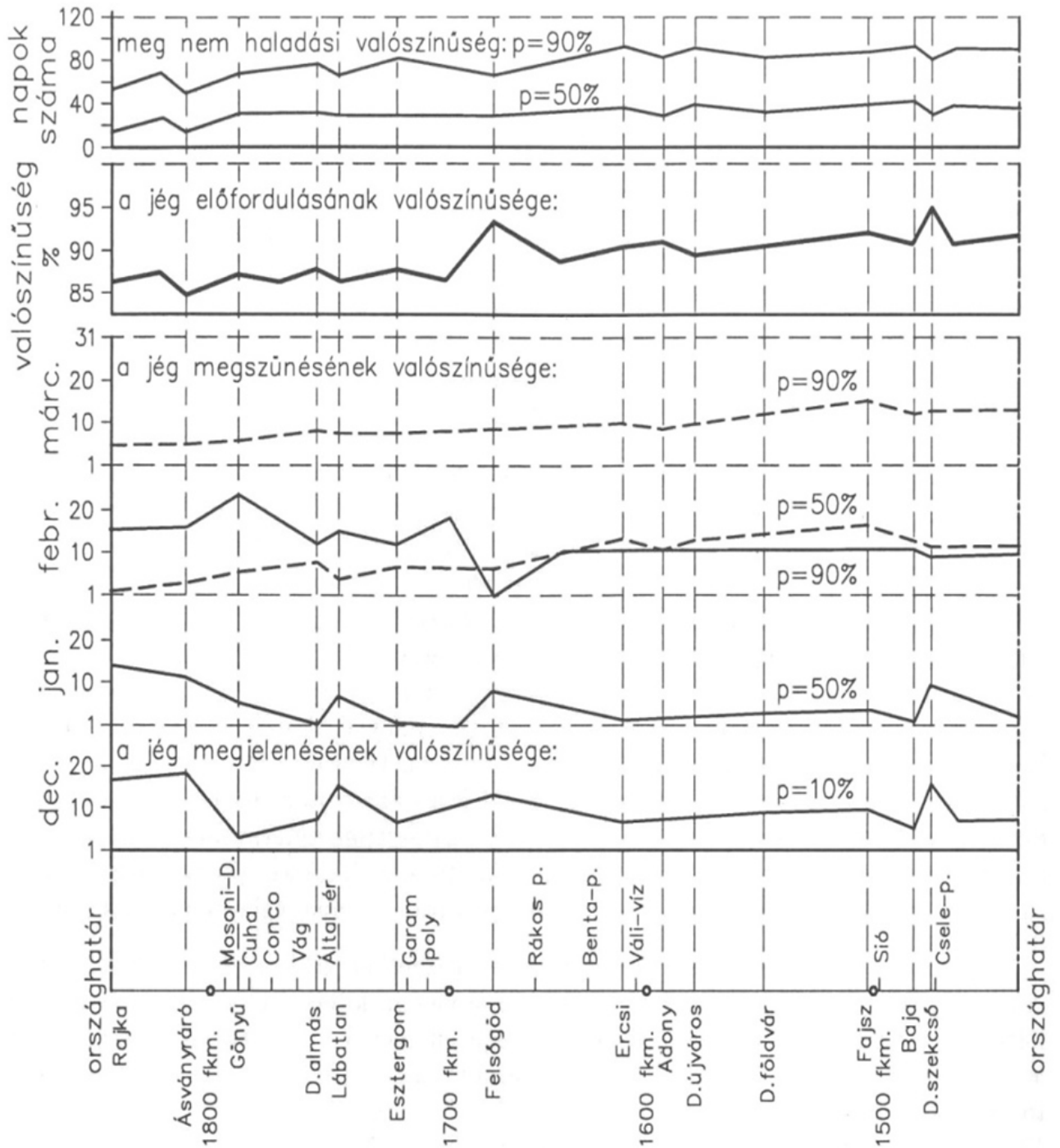
A jégjelenségek előrejelzése nagyon lényeges, egyrészt a jeges árvizek elleni védekezés, másrészt a hajózás és számos egyéb vízhasználó szempontjából. A jégjelenségek előrejelzésének alapfeltétele, hogy a megfelelő meteorológiai (hidrometeorológiai) előrejelzések (léghőmérséklet, légnedvesség, szélsébség és felhőzet) rendelkezésre álljanak. Az előrejelzett adatok időelőnyének megfelelően rövid- és hosszúidejű előrejelzési módszereket különböztethetünk meg. A legtöbb *előrejelzés lényege*, hogy kapcsolatot keresnek a *jégjelenségek és a negatív léghőmérsékleti összegek* között.

A negatív léghőmérsékleti összegeken alapuló módszer csak tájékozódásra alkalmas értékeket ad, hiszen a jégjelenségeket a léghőmérsékletnél lényegesen több tényező befolyásolja. Az előrejelzők törekvése egyértelmű: a függvénykapcsolatban növelni kell a változók számát és a kapcsolat megbízhatósága növekszik. Sajnos a jégjelenségeket befolyásoló fizikai tényezők közül többnek a hatása nem ismert, vagy nem egyértelmű. Tudjuk például, hogy a vízállás csökkenése, ill. a kisebb vízhozamok segítik a jégképződést, de ugyanakkor kisvíznél nagyobb a felszín alatt beszivárgó talajvíz mennyisége, amely viszont csökkenti a lehűlés ütemét. Az utóbbi időben igen lényegesen megváltoztatja a jégjelenségek és a negatív léghőmérséklet közötti kapcsolatot a vízfolyások térben és időben szeszélyesen változó szennyeződése.

Vízmérce állomás	A jég		
	megjelenését	beállítását	megindulását
	megelőző átlagos hőösszegek		
	°C		
Pozsony	-26,0	-142,5	+10,0
Budapest	-13,7	- 98,9	+16,8
Dunaföldvár	-13,4	- 73,8	+15,8
Mohács	-18,1	- 75,2	+24,4

5. táblázat Jégviszonyok a Dunán

Magyarországon a jégjelenségek előrejelzése, a dunai jégjelenségek és az átlagos negatív léghőmérsékleti összeg közötti összefüggés meghatározásával, 1958-ban kezdődött el. A Duna főbb szelvényeire meghatározott értékeket az alábbi (5. táblázat) adjuk meg.



53. ábra A Duna jégjárás hossz-szelvénye

4.2.2 A magyarországi folyók jeges árvizek

A jég megjelenése a magyarországi folyókon rendszeresen ismétlődő természeti jelenség. A jégjelenségekről-hasonlóan a vízállásokhoz-hosszúidejű adatsorok állnak rendelkezésre.

A jégtakaró kialakulása, kiterjedése elsősorban az érkező jég mennyiségétől és minőségétől, azaz hőmérsékleti, másodsorban a vízhozamtól, tehát hidrológiai, végül a víz sebességétől, és a vízfelszín nagyságától, vagyis a meder morfológiai sajátosságaitól függ. Gyakran előfordul, hogy a jégtakaró hosszabb-rövidebb szakaszon megcsúszik, egy hosszabb szakasz jégtömege egy rövidebb szakaszra sűrűsödik. Így keletkeznek torlódások, jégtorlaszok. Előfordul, hogy az úszó jég a már álló jégtakaró alá kerül, jégdugó képződik. A torlaszok és jégdugók miatt alakulnak ki a jeges árvizek.

A jeges árvizek kialakulását elsősorban nem a csapadékviszonyok és a felszíni víz mennyisége, hanem egyéb, időben *állandó és változó tényezők* határozzák meg. A jeges árvizek számos összetevő egymásra hatásától, köztük az állandó tényezőktől is függnek, emiatt a jeges árvizek matematikai-statisztikai vizsgálata nem lehetséges.

Az állandó tényezők: a vízhálózat sűrűsége, a meder beágyazódása, méretei és kanyarulati viszonyai, a zátonyos, az éles kanyarulatú folyószakaszok. Ezek alapján a jeges árvizek kialakulása szempontjából különösen veszélyes a Duna Ipoly-torok és Dráva-torok közötti szakasza, a Rába, a Felső-Tisza, valamint a Körösök, különösen a Berettyó egyes szakaszai.

A változó tényezők közül a legfontosabbak: a léghőmérséklet és tartóssága, az érkező vízhozam, illetve a vízállás, a hordaléktöménység, továbbá a folyó hőterhelése. A beállt jégtakaró megindulása, felszakadása szempontjából pedig döntő az időjárási helyzet, azaz az enyhülés üteme és kialakulásának földrajzi helye.

Ha az enyhülés lassú és általános, az olvadás nem terjed ki a vízgyűjtő terület magasabb fekvésű részeire (vagy azokon nincs számottevő hótakaró), akkor a folyó jégpáncélja szinte helyben olvad el és a jég felszakadásakor csak helyenként jelentkezik kisebb vízszintemelkedés, jellegzetesen éles kanyarulatokban, zátonyos helyen, szigetek csúcsánál, hídpillérmél stb. Ezek a hirtelen vízszintemelkedések ugyanakkor nem jelentenek különösebb veszélyt, mert a folyón felülről nem érkezik olvadási árhullám.

Ha a beállt folyószakaszt az enyhülés alulról, a befogadó irányából éri, akkor a jégtakaró felszakadása is alulról indul meg, a jég akadálymentes levonulását a mellékfolyók árhullámai is elősegítik. Ez a helyzet a Duna, illetve a Tisza esetében a Földközi-tenger felől érkező enyhülés esetében következik be. Az ilyen időjárási helyzet sem jelent különösebb veszélyt a jeges árvizek szempontjából.

Amennyiben tartós hidegben a beállt jégtakarójú folyók felső vízgyűjtőjére hirtelen, esőzéssel párosuló enyhülés érkezik, ráadásul a magasabb fekvésű vízgyűjtőkön számottevő hó halmozódott fel, akkor a gyors olvadás jelentős árhullámokat indít a beállt folyószakaszokra, felülről szakítva fel a jégtakarót. Ilyenkor igen veszélyes, jégtorlódásos árvizek alakulnak ki. Az

ilyen helyzet, különösen a Dunán, a nyugati meleg betörés következményeként jön létre, de hasonló helyzet fordult elő a Felső-Tiszán 1985-ben.

Az időjárás szabályozására nincs mód, a meder állapota azonban műszaki beavatkozásokkal lényegesen módosítható, a mederbeli lefolyási viszonyok érzékelhető módon javíthatók vagy ronthatók. A folyók jégviszonyait, jeges árvizeit járulékosan befolyásolják a vízlépcsők és a hőszennyezések is.

Egy folyószakaszon képződő jég mennyiségének meghatározása: 100 km-es folyószakaszon, 100 m széles víztükörnél 10 cm-es jégtakaró = 1 millió m³ jég.

A **Dunán** nagyobb jégveszély a Budapest-Dráva közötti szakaszon (Közép-Duna szakasz) jelentkezik, miután itt nincs jelentősebb mellékfolyó és a meder lapos, szűk és kanyargós.

A **Tiszán** nagyobb vízállás-emelkedést okozó torlaszok ritkán jelentkeznek, miután a folyót a mellékfolyók rövid szakaszokra osztják, beágyazott a meder és széles a hullámtér. Ugyanakkor 1985 januárjában rendkívüli jeges árhullám alakult ki a Felső-Tiszán, amelyet az alábbiakban röviden bemutatunk.

A mellékfolyók közül a **Rába** Sárvár alatti szakaszán gyakori a jégtorlódás. Az **Ipoly, Dráva, Bodrog, Szamos, Sajó és Maros** kanyargós medrében ugyancsak sokszor van jégbeállítás és torlasz. A **Körösökön** valószínű a jeges árvíz keletkezése (a kanyargós, szűk meder, szűk hullámtér és duzzasztóművek következtében).

A legnevezetesebb jeges árvizek a Dunán 1768-ban, 1775-ben, 1799-ben, 1838-ban, 1876-ban 1940-41-ben, 1945-ben, 1947-48-ban és 1956-ban, a Berettyón 1966-ban, a Tiszán 1985-ben voltak (6. táblázat).

	Év	Árvíz	Megjegyzés
1.	1838	Duna-völgy	Jeges árvíz. A lezúduló víz és jégtömegek Esztergomtól a Drávig. Pest pusztulása
2.	1941	Duna-völgy	Jeges árvíz. Csepel sziget alatt, Apostag és Dunaegyháza között gátszakadások. 80 000 ha elöntött területet.
3.	1956	Duna-völgy	Jeges árvíz. Jégtorlaszok. Dunaföldvár alatt 58 gátszakadás!
4.	1966 február	Berettyó	Jeges ár. A Berettyón töltésszakadás!
5.	1985 január	Felső-Tisza	Jeges árvíz. Jégtorlasz Szatmárcseke, Tivadar, Vásárosnamény térségében és Tuzsér-Dombrád között

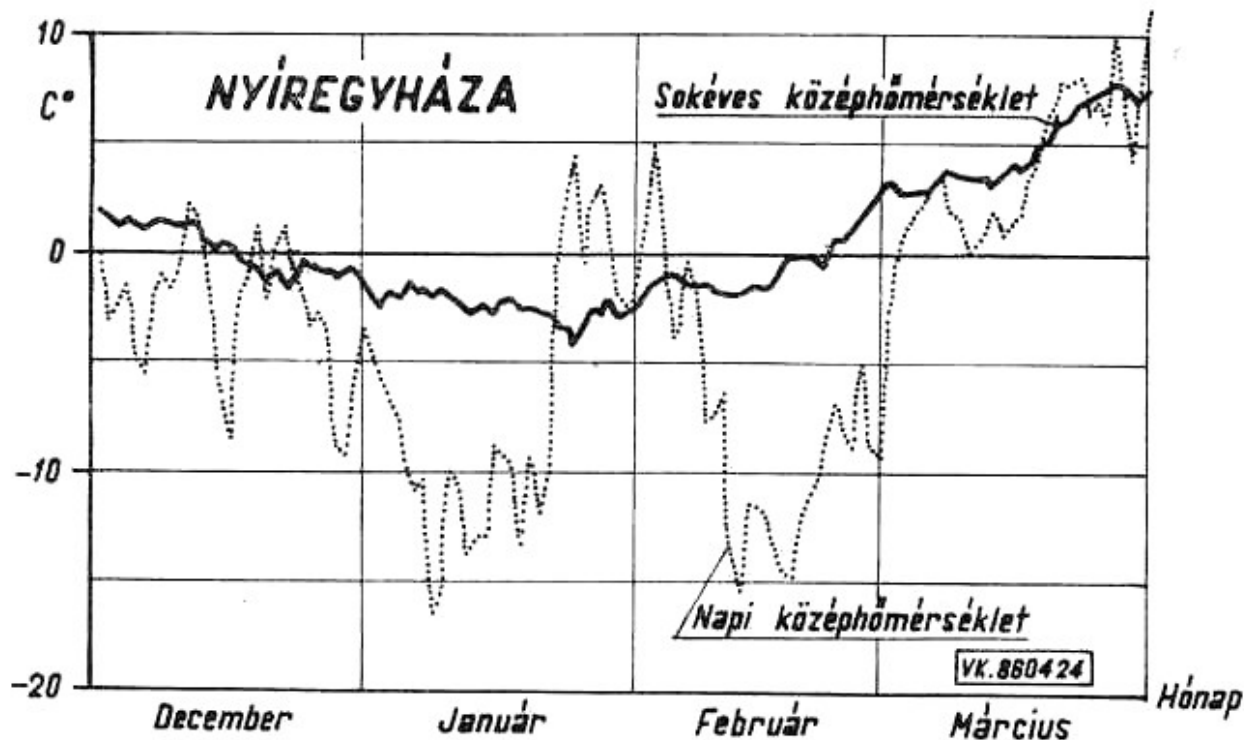
6. táblázat A legnevezetesebb magyarországi jeges árvizek

A magyar történelem egyik legnevezetesebb jeges árvize a Duna 1838. évi pesti kiöntése. A szakirodalomban ezt többször és sokrétűen feldolgozták, ezért e helyütt csak a legismertebb forrásmunkára utalunk (*Lászlóffy* 1938).

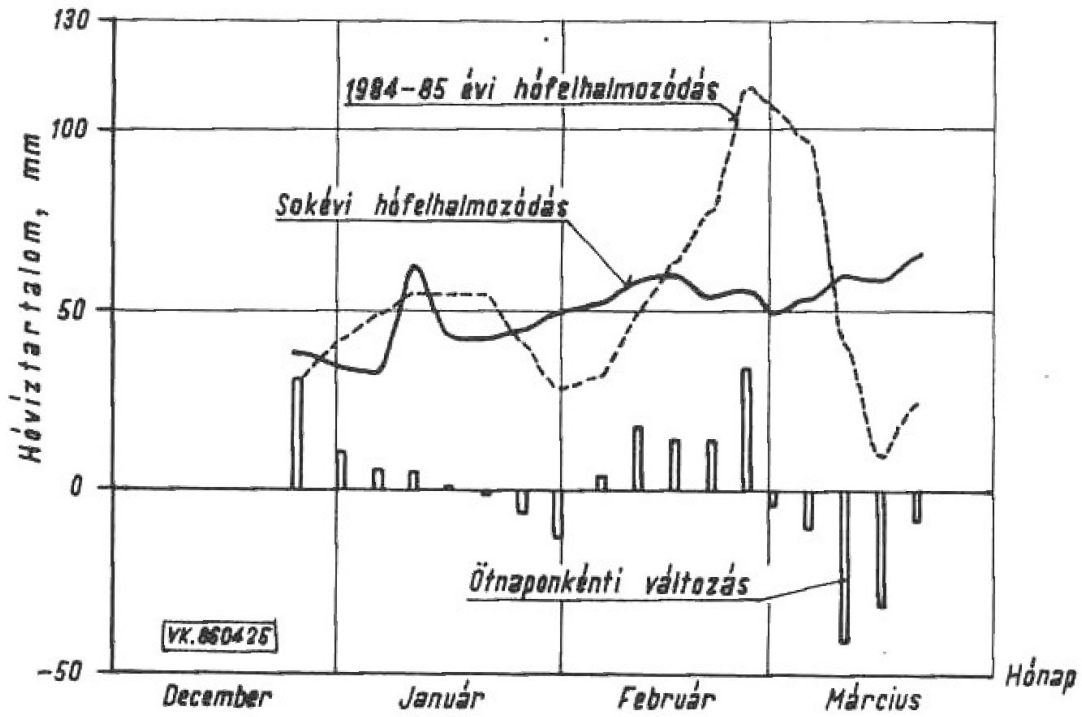
A legutóbbi jelentős jeges árvíz a Dunán 1956 márciusában volt, amelynek részletes leírása megtalálható a Vízügyi Közlemények 1956. évi 4. füzetében (Ihrig 1956).

Röviden bemutatjuk az **1985. évi felső-tiszai jeges árvizet**, amely minden idők legjelentősebb jeges árhulláma volt a Tiszán.

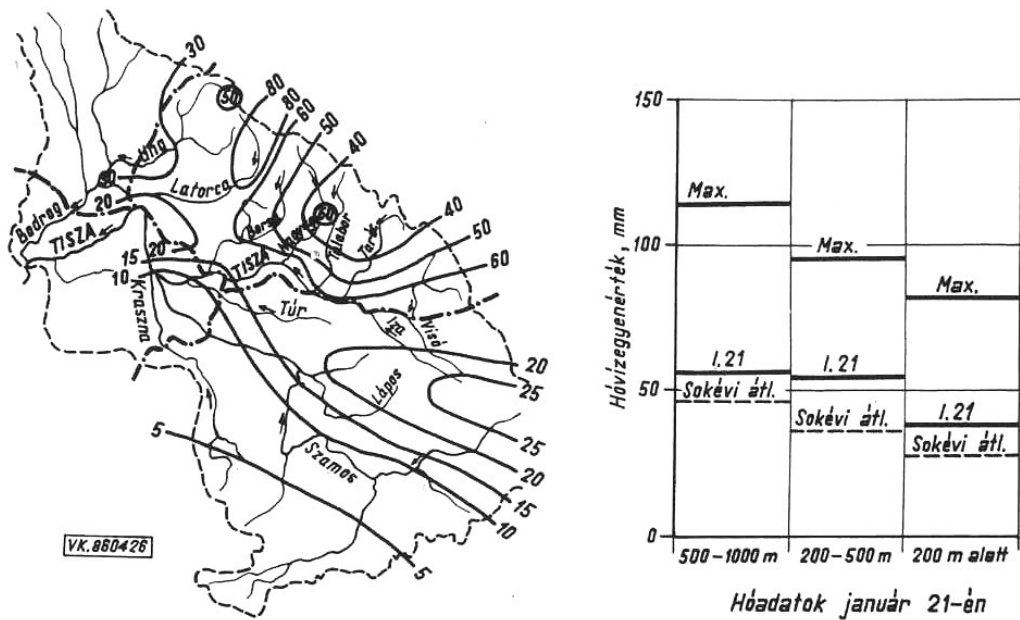
1984/85. tele a Felső-Tisza vízgyűjtőjén elsősorban a hőmérsékleti viszonyok vonatkozásában volt rendkívüli. A leghidegebb periódusok 1985. január 2-21. és február 7-28. között voltak (54. ábra). A vízgyűjtőn a sokévi átlagot 75%-kal meghaladó hóban tárolt vízkészlet halmozódott fel. A hó-felhalmozódás 1984. december 10-én kezdődött és a tartósan hideg időjárás következtében folyamatos volt január 21-ig, amikor a hóvíztartalom területi átlagértéke meghaladta a 60 mm-t (2-4. ábra). Ez ugyan lényegesen elmaradt a sokévi maximumtól, de az a körülmény, hogy a január 21-24. közötti a hirtelen felmelegedés csapadék-tevékenységgel párosult (56. ábra) egy heves árhullámot eredményezett (57. ábra).



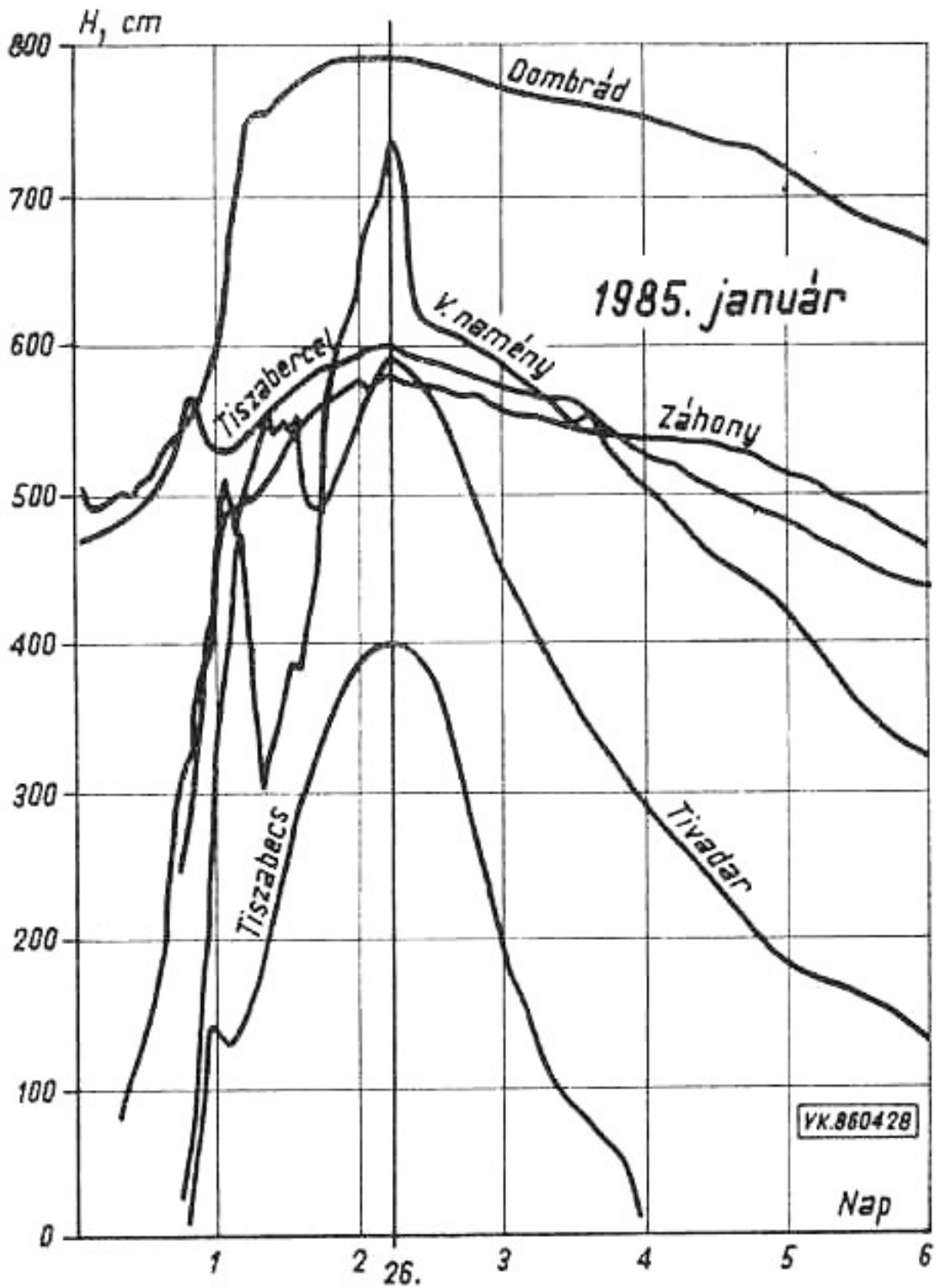
54. ábra 1984-85. telén a napi középhőmérséklet alakulása



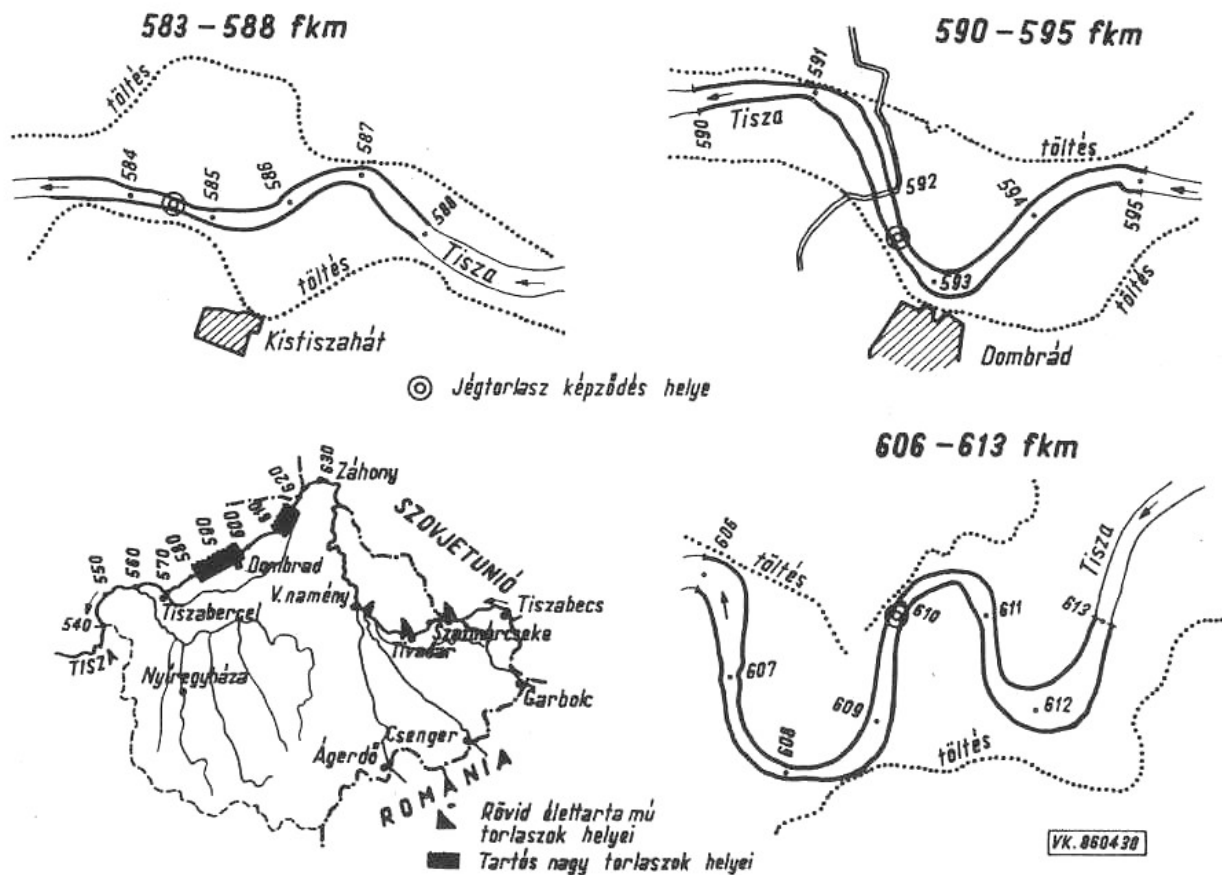
55. ábra Hófelhalmozódás a Felső-Tisza vízgyűjtőjén 1984/85 telén



56. ábra Az 1985. január 21-24. között lehullott csapadék



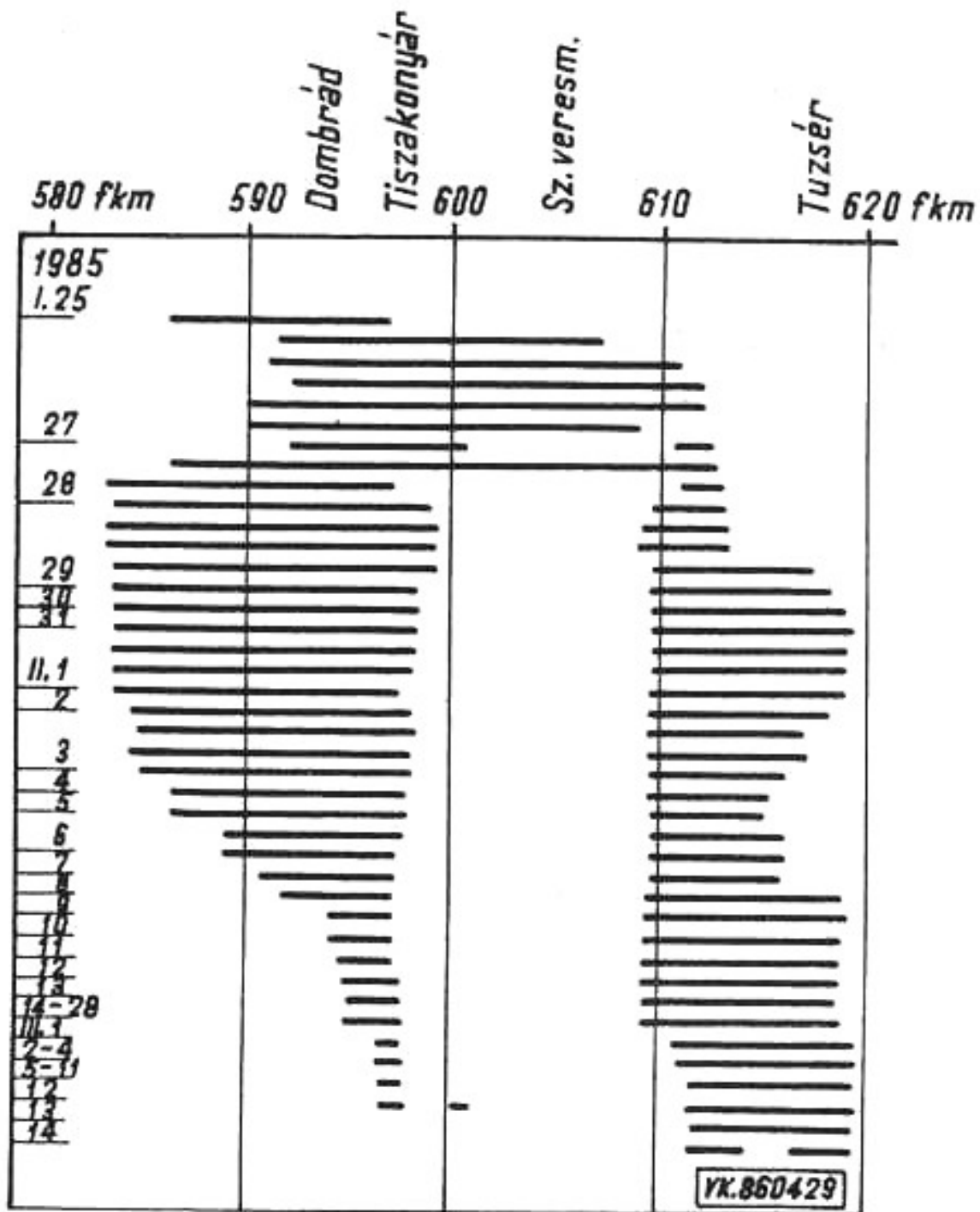
57. ábra A jeges árhullám levonulása



58. ábra A jégtorlaszok képződésének helyei

1985 január végén-február elején ismét erős lehülés következett, amely csaknem egy hónapon át tartott. Jelentős hóban tárolt vízkészlet halmozódott föl a felső-Tisza vízgyűjtőjén. A január végén jégmentessé vált szakaszon a folyó ismét befagyott. Fennállt a veszélye annak, hogy ha az olvadás a január 21-i helyzethez hasonlóan hirtelen felmelegedéssel és esőzéssel párosul, akkor jeges árvíz katasztrófa alakulhat ki. Nem így történt. A lassú, egyenletes felmelegedés, a csapadékmentes időjárás és, a jégtörési és jégrobbantási munkák eredményeként március 15-re megszűntek a jégtorlaszok (59. ábra).

A Felső-Tiszán 1985 januárjában kialakult árhullám tehát a hóolvadás és a vele egyidejű csapadéktevékenység következménye volt. Az árhullám megindulása előtt a Felső-Tiszát és mellékfolyóit alacsony vízállás jellemezte. A január elején észlelt kisebb vízállás-emelkedések a folyók jégbeállása következtében jöttek létre. A Tiszán Dombrád-Tuzsér térségében a mederbe ágyazódott 3 és 9 km hosszúságú jégtorlaszok alakultak ki (58. ábra).



59. ábra A jégtorlaszok kialakulásának és felszámolásának folyamata

4.3 A hordalékviszonyok szerepe az árvízvédelemben

A vízfolyások csaknem mindig szállítanak a vízzel együttmozgó ásványi eredetű szilárd anyagot, *hordalékot* is.

A hordalékmozgás megismerése az erózió elleni védekezés és a folyószabályozás szempontjából elsődleges, de nyilván szoros kapcsolat van a mederben lefolyó vízmennyiség és a szállított hordalék mennyisége vagy a vízállás-vízhozam-mederváltozás (mélyülés, feltöltődés) folyamat között, melynek vizsgálata a hidrológia területéhez tartozik.

A hordalékot a következő fontosabb mérőszámokkal jellemezhetjük:

- a *hordaléktöménységgel* (a vízfolyások által szállított hordalék hozamának és a vízhozamnak a hányadosával);
- a *hordalékhozammal* (a vízfolyás egy adott pontján vagy szelvényben másodpercenként áthaladó hordalék tömegével [*tömegáram*], vagy térfogatával [*térfogatáram*])
- a *hordalék tömeggel* (a vízfolyás adott pontján vagy szelvényen adott idő alatt áthaladó hordalékhozammal [*tömegáram*], vagy a vízfolyás két szelvénye között adott időben mozgó hordalék tömegével).

A hordalékot osztályozhatjuk:

- keletkezési helyük; ill.
- mozgási formájuk szerint.

A hordalék keletkezhet:

- a vízgyűjtő területen, a lefolyó víz eróziója révén (talajerózió);
- magában a vízfolyás medrében (medererózió).

A talajerózió is kétféleképpen jöhet létre:

- árkos erózió, amidőn a domborzat mélyvonulataiban már akár egyetlen zápor hatására is több méteres szélességben és mélységben sodorhatja el a talajt a lefolyó víz. Az árkos erózió legkifejlettebb formája a vízmosás, melyek gyakran több száz méter hosszúak és 30-40 m mélységet is elérnek;
- lemezes (területi) erózió, amidőn az egyenletes, sík felületű lejtőkön a lepelszerűen kialakuló felszíni lefolyás többé-kevésbé egyenletesen mossa el a fedőréteget. A lemezes erózió elsősorban a mezőgazdaságban okoz nagy károkat.

A lejtős területeken a talaj lesodródása tulajdonképpen két fizikai folyamat:

- az esőcseppek kinetikai energiája;
- a talajfelszínen lefolyó víz energiája

eredményeként jön létre. Az utóbbi folyamat – a hordalékképződés és szállítás szempontjából – alig tér el a vízfolyások medrében lejátszódó fizikai folyamatoktól. Tehát mindazok az összefüggések, amelyek az eróziós folyamat mennyiségi meghatározásakor a felszínen lefolyó víz energiáját, mennyiségét, a lejtőhajlást veszik figyelembe, szerkezetileg hasonlítanak azokra a hordalékhozam képletekre, amelyek a vízhozamon és az esésen alapulnak.

A *talajerózió meghatározására (számítására)* felállított, elsősorban empirikus csak bizonyos tájékoztató eredményeket szolgáltatnak. A térben és időben változó folyamat megismerése, pontosabb nyomon követése

- laboratóriumi vizsgálatokkal;
- természetben, kísérleti területeken végzett mérésekkel és megfigyelésekkel lehetséges.

Magyarországon az erózió a mezőgazdasági terület 35%-át, összesen 23 000 km² hegy és dombvidéki lejtős területet károsít. A 23 000 km² 26%-a erősen, 38%-a közepesen, 36%-a pedig gyengén erodált.

A *medererózió*, vagyis a vízfolyásokban lejátszódó eróziós folyamat, elsősorban a víz elsodró erejének (energiájának) hatására jön létre. A mederben még egyéb (pl. partalámosódás) folyamatok révén is keletkezhet hordalék, de a vízfolyásokban a vízgyűjtőről származó hordalék is jelen van.

A hordalék osztályozásának másik szempontja a *mozgási forma szerinti osztályozás*. Így megkülönböztetünk

- lebegtetett hordalékot;
- görgetett hordalékot; és
- mederanyagot.

A lebegtetett és a görgetett hordalék, valamint a görgetett hordalék és a mederanyag élesen nem választható el. A görgetett és a lebegtetett hordalék mozgásállapota között van egy *átmeneti zóna*, amelyben mindkét mozgásjelleg érvényesül. Vagyis a görgetett és lebegtetett hordalék – a mozgás szempontjából – folyamatos egységet alkot.

A görgetett hordalékot és a mederanyagot megkülönböztetni szintén nagyon nehéz és csak akkor lehetséges, ha a mederanyag szilárd, azaz nem "mozgó", hanem "fix" mederről van szó. Ilyenkor a mederfenéken mozgó hordalék a folyó felsőbb szakaszáról érkezik. Viszont "mozgó medernél" a meder anyagának mélység szerinti változása igen jó ismereteket adhat a meder változására, a meder alakulására vonatkozóan.

A Duna és főbb mellékfolyóinak hordalékjárását a Duna menti országok Hidrológiai Munkacsoportja az 1956-85 közötti harminc éves időszak adatai alapján meghatározta. E szerint a Duna évente 25-80 10⁹ kg lebegtetett hordalékot szállít a Fekete-tengerbe. Az egy-egy mérőállomásnál évente átvonuló hordaléktömeg 5-6 szoros ingadozást mutat. A görgetett hordalék részaránya csak a felső szakaszon éri el a 10 %-ot, egyébként 1 % körüli.

A **lebegtetett hordalék** a 0,002 mm-nél nagyobb ásványi eredetű anyag, amely a vízfolyás keresztmetszélyében bizonyos eloszlásban, lebegve, a vízsebességgel közel azonos sebességgel mozog. Mozgása egyedi, önálló mozgás és a saját fizikai, továbbá a sebességtér dinamikai jellemzőitől függ. Az egyes hordalékszemek egymásrahatása kicsi. A *lebegtetett hordalék* meghatározása, vagy legalább is jó közelítéssel való becslése történhet:

- mintavételezéssel;
- a töménység helyszíni mérésével;
- távérzékeléssel.

A *mintavevők* két fő típusra oszthatók: pillanatnyi és időben összegezőkre. A *pillanatnyi mintavevők* általában egy vízszintesen elhelyezkedő csőből és annak két végét lezáró szerkezetből állnak. A legegyszerűbb, de talán még ma is a legmegbízhatóbb a *palackos mintavevő* (60. ábra). Lényegében parafa-, vagy gumidugóval lezárt szélesszájú üveg, amelyet leeresztenek (rúdon vagy kötélén) a kívánt mérési pontba és a dugó kihúzásával a hordalékos víz megtölti a mintavevőt. Az egyenletesebb töltést szolgálja, ha a dugóban egy töltő és egy légkivezető csövet képeznek ki. Ez a megoldás már időben (pontban) *összegező (átlagoló) mintavevőnek* is tekinthető.

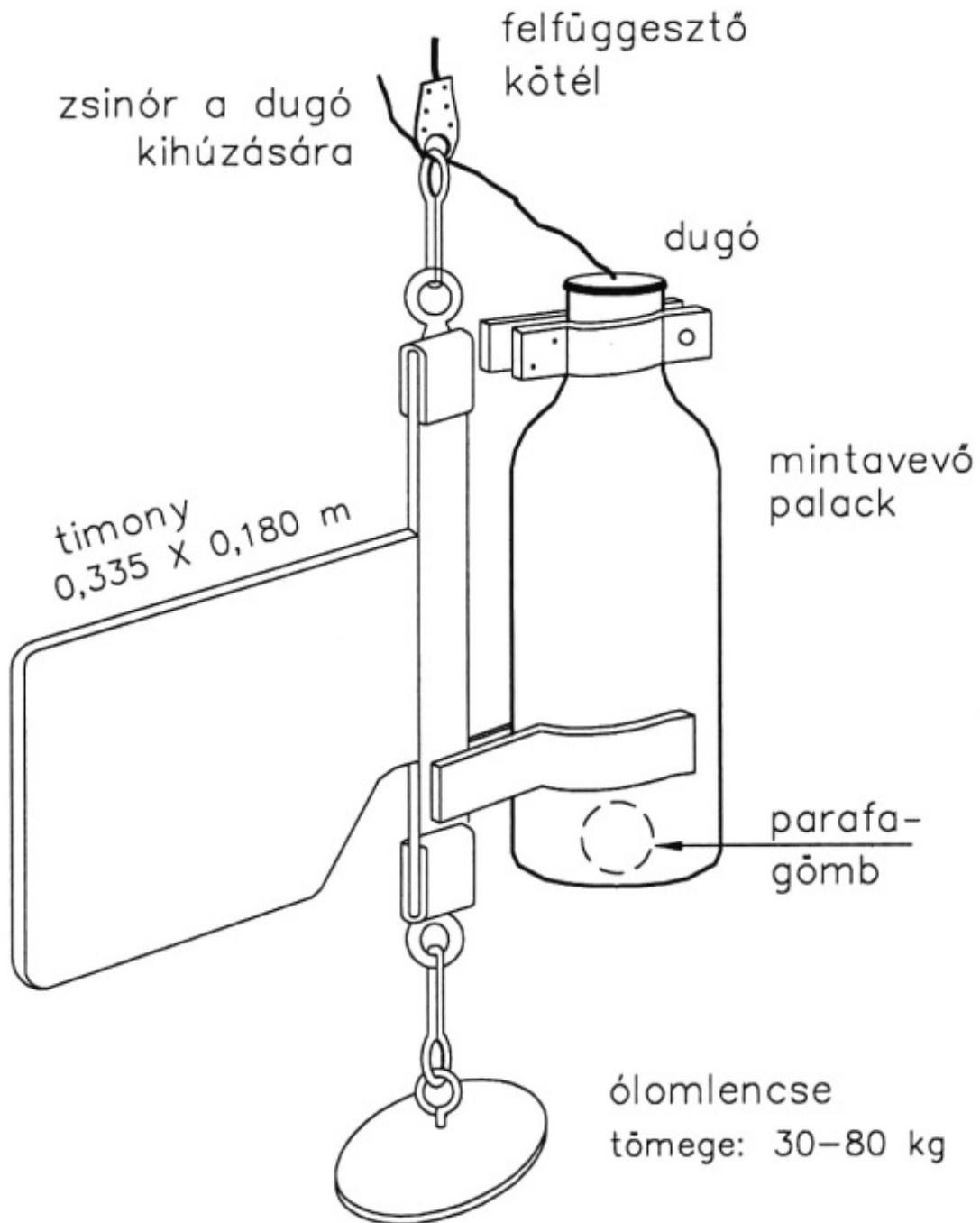
Ezeknek az egyszerű mintavevőknek egyik hátránya, hogy a víz sebességének iránya, amellyel belép a palackba, erősen eltér a természetes értéktől és így, főként a nagyobb szemcsék kiválnak és nem jutnak be a palackba. A mintavevők összes típusának közös és legfőbb hátránya, hogy a töménység, ill. a lebegtetett hordalékhozam értéke csak hosszabb idő elteltével, laboratóriumi munkával határozható meg.

A vízfolyás egy-egy szelvényében a *lebegtetett hordalékhozam meghatározása* elegendő számú töménység vagy hordalékhozam és vízhozam (vízállás) mérés esetén végeredményben egy *vízhozam és lebegtetett hordalékhozam kapcsolat* (esetleg nyári-téli félévre, vagy száraz-csapadékos időszakokra bontva) létesítésével történhet. Elegendő mérési adat esetén az összetartozó adatbázisokat kettős logaritmikus léptékben felrakva, grafikus vagy analitikus módszerrel kapcsolatot létesíthetünk (61. ábra). A pontokra illesztett egyenes az ún. *hordalékhozamgörbe*. Hosszabb idő alatt szállított lebegtetett hordalékmennyiséget pedig úgy számítjuk, hogy a kiválasztott vízhozam osztályközökhöz tartozó hordalékhozam értékeket összeszorozzuk a megfelelő vízhozam gyakoriság értékekkel és az eredményeket összegezzük.

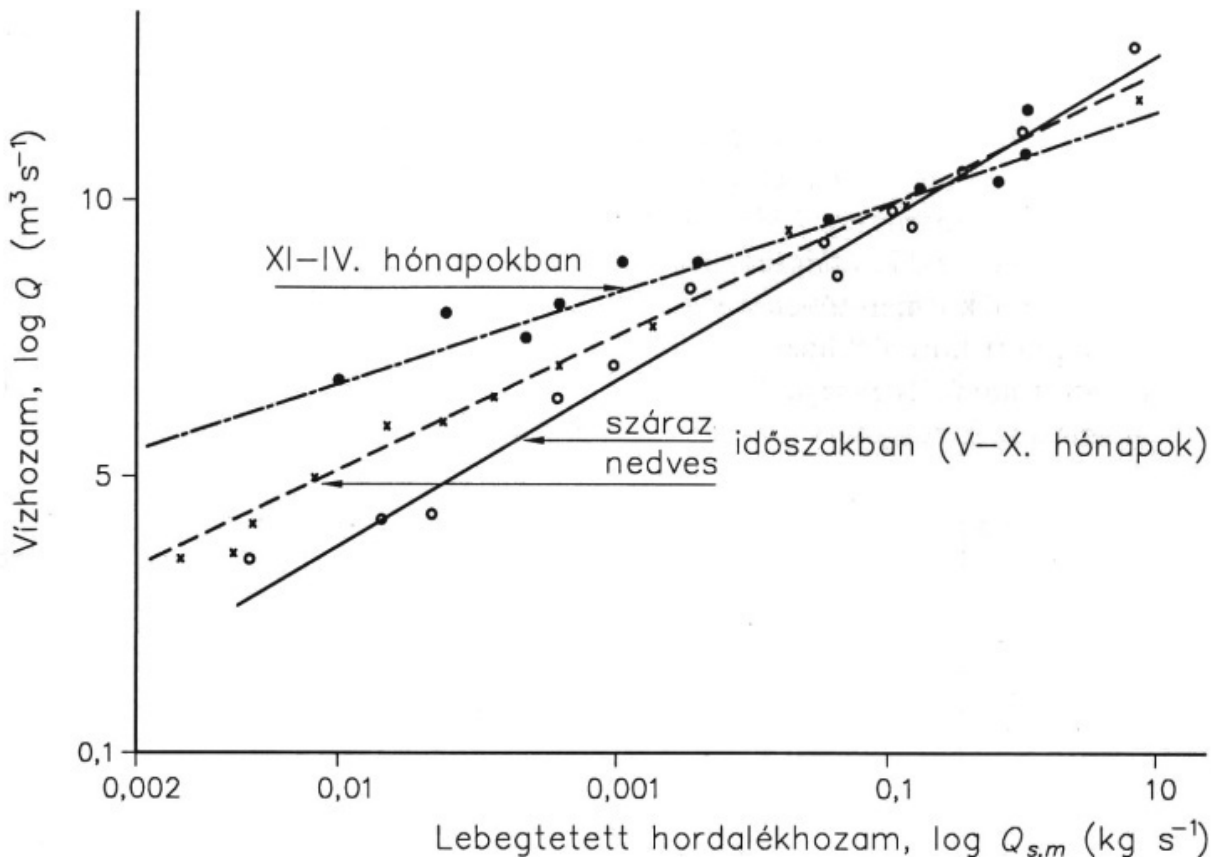
A **görgetett hordalék** a mederfenéken gurulva, csúszva, ugrálva, egymáshoz ütődve, rövidebb-hosszabb ideig nyugalmi helyzetbe is kerülve, szakaszosan mozgó ásványi anyag. A hordalékszemcsék mozgása – rövid szakaszoktól eltekintve – nem egyedi, hanem "együttes" mozgás és egymás mozgására erősen hatnak közvetlen meghatározása, mennyiségének mérése, alkalmas berendezés hiányában, pontatlan.

A pontatlanság legfőbb oka, hogy a hordalékfogónak a mederfenékre való leeresztése, ill. a mederfenéken való elhelyezése a víz áramlási és a hordalék mozgási viszonyait lényegesen megváltoztatja. E tényből következik, hogy

- egyrészt a természetbeni mérési eredmények alapján felállított empirikus összefüggések megbízhatósága kétséges;
- másrészt az elméleti úton meghatározott vagy laboratóriumi kísérletek adataira támaszkodó összefüggések természetbeni ellenőrzése sem lehetséges.



60. ábra A palackos mintavevő



61. ábra A lebegtetett hordalék és a vízhozam kapcsolata

A *görgetett hordalékhozam meghatározása* – amíg a természetbeni méréshez tökéletes mérőműszer, ill. berendezés nem áll rendelkezésre – indirekt úton történhet. A módszer lényege, hogy a görgetett hordalék és a vízfolyás jellemzőinek ismeretében meghatározzuk a *görgetett hordalék mozgását* és ennek ismeretében a vízhozam számításhoz alakilag hasonló összefüggéssel a görgetett hordalékhozam számítható.

A görgetett hordalék mozgását a hordalékszemek virtuális haladási sebességével lehet jellemezni. A görgetett hordalék *szakaszosan mozog*.

A **mederanyag** az az ásványi anyag, amelyből a vízfolyások medre áll; alluviális medreknél a mederfenéken hosszú ideig nyugvó, esetleg rövid időre mozgásba kerülő, hordalék. Meghatározása nem egyszerű feladat. Ugyanis nehéz, sőt néha lehetetlen megállapítani, hogy a medret borító kőzet milyen mélységig, vagy milyen vastagságban tekinthető a vízfolyás medréhez tartozónak. A másik problémát az jelenti, hogy a vízfolyások medrében kimélyülés és feltöltődés folyamata játszódik le és ez a folyamat azt jelenti, hogy *szoros*, de nehezen meghatározható *kapcsolat van a mederanyag és a görgetett hordalék között*.

A mederanyag és a görgetett hordalék különválasztása – ha egyáltalán lehetséges – a *szemösszetételi görbe* segítségével történik.

A folyók hordalékszállításának, hordalékviszonyainak a *mederváltozási folyamatokban*, valamint a *hullámtér és parti sáv feliszapolódásában* van szerepe. 1976-1983 között a Tisza Csongrád-Szeged közötti szakaszán végzett megfigyelések és mérések szerint a hullámtér átlagos feliszapolódása 1 cm/év volt. A teljes tiszai hullámtérre kiterjesztett becslés szerint hét év alatt 5,4 millió³ lebegtetett hordalék rakódott le. A tapasztalati adatok szerint a parti sáv, az övzónák feliszapolódásának mértéke a hullámtéri átlag ötszöröse, mintegy 5 cm körüli. Ilyen mértékű hordalék-lerakódással az árvízvédelmi fejlesztések során számolni kell.

4.4 Az árvizek előrejelzése

A hidrológiai (árvízi) helyzet várható alakulásának meghatározása a hidrológiai (árvízi) előrejelzés feladata. Ahhoz, hogy helyesen ítéljük meg a hidrológiai (árvízi) előrejelzés helyzetét hazánkban, világos képet kell alkotnunk az előrejelzés fogalmáról, módszereiről, az előrejelzés hibáinak okairól. Összehasonlítva jelenlegi előrejelzési gyakorlatunkat a világszintet jelentő külföldi előrejelzési rendszerekkel, kijelölhető az a fejlesztési stratégia, amelynek követésével a hazai előrejelzési rendszer világszínvonalúvá fejleszthető, jelentősen növelve az árvédekezés biztonságát és hatékonyságát.

4.4.1 Az árvízi előrejelzés kialakulása és fejlődése Magyarországon

A XIX. század második felében, az árvízvédelmi rendszer kiépítésével párhuzamosan jelentős nyomás nehezedett a kormányzatra egy "központi hidrographiai intézet" felállítására érdekében. 1882-ben az erre vonatkozó előterjesztés az országgyűlés elé került, amely azonban pénzügyi okokból ekkor még elvetette azt. Hosszas előkészítés után 1886-ban jött létre az egységes hidrológiai (vízrajzi) szolgálat, amikor - Európában a hasonló francia intézmény után másodikként - a Közmunka és Közlekedésügyi Minisztériumon belül létrehozták a *Vízrajzi Osztályt*. A megalakult új szervezet feladatai között szerepelt, többek között, az *árvízi előrejelzés fejlesztése* is, bár ezt a feladatot a szűkös költségvetés miatt a parlamenti vitában több képviselő megoldhatatlannak tartotta.

A Vízrajzi Osztály első vezetője, Péch József ugyanakkor meg volt győződve arról, hogy a várható vízállások előrejelzése hazánkban általában, de különösen a Tisza völgyében országos fontosságú kérdés. A feladat megoldására széleskörű programot dolgozott ki, amely kiterjedt:

- az árvízi előrejelzés céljának meghatározása,
- az árvízi előrejelzési adatok gyűjtésének és továbbításának körére, módjára, gyakoriságára,
- az előrejelzési célállomások kiválasztására
- az előrejelzési módszer kidolgozására
- az előrejelzést végző szervezet (az országos Vízjelző Szolgálat) létrehozására,
- az előrejelzések eljuttatási formájára a felhasználókhöz (Napi Vízjárás Térkép).

A program végrehajtásának eredményei igen látványosak voltak. Már a megalakulás évében megkezdődött az előrejelzési módszerek kifejlesztése, megindult a rendszeres előrejelzés, amelyet lehetővé tett a naponta, ill. árvízkor táviratozással jelentő víz- és csapadékmérések

hálózatának kiépítése. Az árvízi előrejelző szolgálat fejlődése az első világháborúig töretlen, s európai viszonylatban is rendkívül jelentős volt. Kiemelkedő teljesítménynek tekinthető, hogy a Szolgálat több folyóra naponta készített és hozott nyilvánosságra előrejelzéseket, sőt a századfordulóra a Tisza tavaszi árvizeinek előrejelzését is megoldotta. Ha azt is figyelembe vesszük, hogy a Szolgálat tudományos alapossággal és módszerességgel végezte feladatát és dolgozta ki előrejelzési módszereit, úgy ez az időszak a magyar Vízjelző Szolgálat egyik legsikeresebb időszakának tekinthető.

A két világháború között lényegében változatlan feladatkört látott el az országos Vízjelző Szolgálat, s az árvízi előrejelzések területén sem történt számottevő előrelépés. Ugyanakkor megemlítendő, hogy ekkor jött létre a Nemzetközi Vízjelző Szolgálat, miután a Duna Bizottság (CID) szabályozta a nemzetközi adatsere rendjét. A Duna-menti országok a hajózás biztonsága érdekében 1929-től naponta a nemzeti rádióadókon közreadták az előrejelzéseket is tartalmazó vízállás jelentéseket. A Vízrajzi Osztály utódjaként 1929-ben létrejött az önálló Vízrajzi Intézet.

A második világháború után, a Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet (VITUKI) 1952. évi megalapításával indult meg az árvízi előrejelzések intenzív fejlesztése. A két világháború között elavult árvízi előrejelzési segédlet-rendszert átdolgozták, kiterjesztették az ország összes nagyobb folyójára. Tökéletesítették a napi előrejelzés módszereit, s foglalkoztak a hosszú távú előrejelzés fejlesztésével is.

Az 1970. évi nagy tiszai árvíz azonban rámutatott arra, hogy az előrejelzési kapcsolatokat több szelvényben felül kell vizsgálni, s ki kell terjeszteni a Tisza összes jelentősebb mellékfolyójára is. A fejlesztés eredményeképpen átdolgozzák a módszereket és a Dunán a napi előrejelzéshez először alkalmaztak elektronikus analóg számítógépet. 1979-ben az Országos Vízügyi Hivatal több éves programot indított az előrejelzési módszerek fejlesztésére, amelynek során több új előrejelzési módszert dolgoztak ki és vezettek be a gyakorlatba. Részben ennek eredményeként a VITUKI-ban 1979-ben a napi dunai előrejelzések már számítógépen (elsőként egy R-10-esen) készültek és ezt 1983-ban az árvízi előrejelzésekre is kiterjesztették [Bartha 1993].

4.4.2 Az árvízi előrejelzés fogalma, módszerei, pontossága

A hidrológiai helyzet ismerete önmagában csupán az esetek kis részében elegendő a vízgazdálkodási, vízkárelhárítási és egyéb feladatok hatékony elvégzéséhez. *A hidrológiai előrejelzés feladata a hidrológiai folyamatok várható alakulásának meghatározása a jövő egy pontosan megjelölhető időpontjában vagy időszakában.* Így a hidrológiai előrejelzés alapvetően különbözik azoktól az - egyes szakemberek által tévesen - előrejelzésnek nevezett statisztikai becslésektől, amelyek valamely hidrológiai jelenség előfordulási valószínűségét vetítik előre a jövőre.

A hidrológiai előrejelzés mindig a konkrét hidrológiai helyzetből indul ki, és a hidrológiai folyamatokat befolyásoló meteorológiai és egyéb folyamatok aktuális állapotának ismeretében tesz kísérletet arra, hogy felhasználva az ezekről a folyamatokról rendelkezésünkre álló tudományos ismereteket, meghatározza a vizsgált hidrológiai folyamat jövőbeni állapotát. *Az előrejelzés tehát a vizsgált és a befolyásoló folyamatok aktuális állapotának ismeretéből indul ki.* Ezen folyamatok aktuális állapotát azonban csak olyan mérések alapján ismerjük, amelyek

önmagukban is hibákkal terheltek, s a legritkább esetben sem tekinthetők teljesen reprezentatívnak.

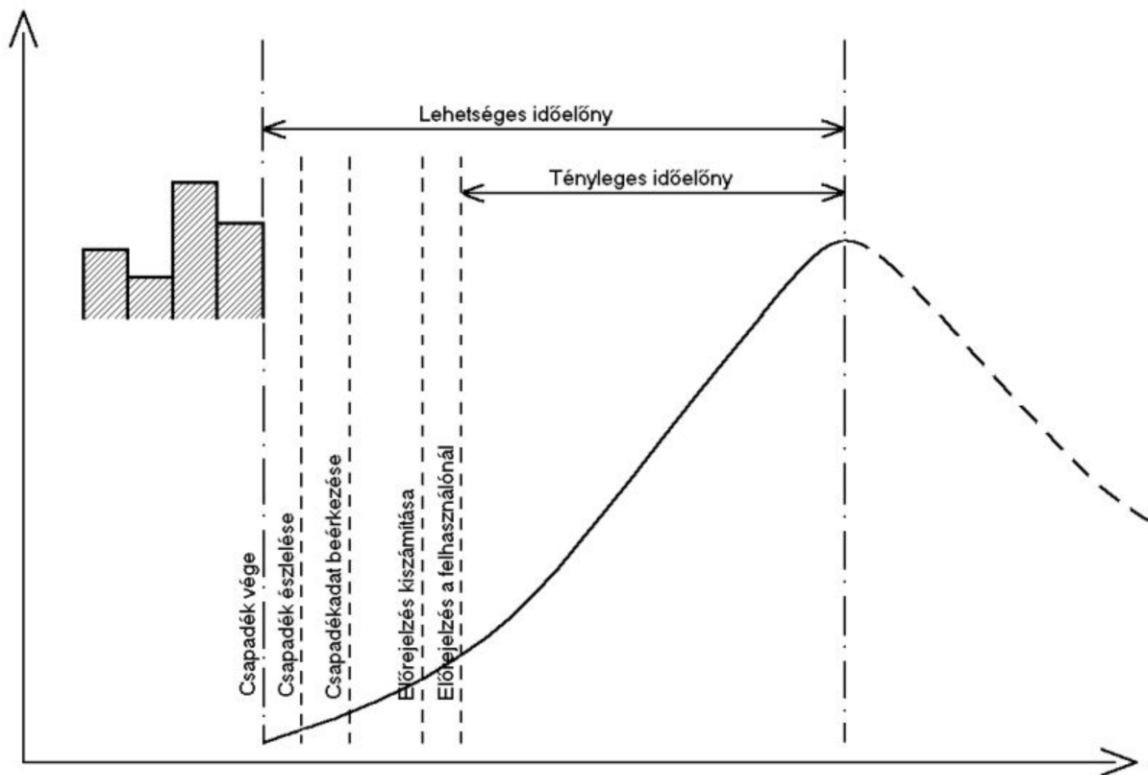
A lezajló fizikai folyamatokról rendelkezésre álló tudományos ismereteink és az ezek alapján kidolgozható számítási eljárásaink is legjobb esetben is csak durván közelítik a valóságban lezajló fizikai folyamatokat és csak a folyamat egyszerűsített modelljét adják. Elmondható tehát, hogy a folyamatokról rendelkezésre álló tudományos ismereteink sem tekinthetők teljes körűnek.

Végül meg kell említeni azt a fontos ténytet is, hogy ha ismernénk is az összes befolyásoló tényező pontos állapotát az előrejelzés kiadásának pillanatában, rendelkezni a jelenséget tökéletesen leíró matematikai modellel, akkor sem tudnánk tökéletes előrejelzést készíteni. Az előrejelzés ugyanis a jelen helyzet alapján a folyamat későbbi jövőbeni állapotára vonatkozik. Ahhoz, hogy tökéletes előrejelzés készüljön, a fent említetteken túl az is szükséges lenne, hogy az előrejelzett hidrológiai folyamatot addig a bizonyos jövőbeni időpontig, amire előre jeleztünk, elzárjuk a befolyásoló egyéb folyamatoktól (pl. az időjárás), amelynek jövőbeni alakulása az előrejelzés kiadásakor még ismeretlen. Ez természeti folyamatok esetében nyilvánvalóan fizikailag lehetetlen, hiszen a vízjárást semmilyen időszakra nem tudjuk függetleníteni az időjárás befolyásoló hatásától. Az előrejelzett hidrológiai folyamat jövőbeni állapota tehát szükségszerűen több-kevesebb mértékben el fog térni az előrejelzettől. Ez az eltérés azonban - mint a későbbiekben látni fogjuk -, a statisztika eszközeivel jól elemezhető és mértéke becsülhető. Összefoglalva megállapíthatjuk tehát, hogy *a hidrológiai előrejelzés szükségszerűen eltér a tényleges értékektől*, mert:

- a folyamatokat jellemző adatok nem teljesen reprezentatívak és mérési hibákkal terheltek,
- a hidrológiai előrejelzések készítéséhez felhasznált modellek sohasem írják le teljes körűen a vizsgált természeti folyamatokat,
- az előrejelzés időelőnye alatt a befolyásoló tényezők tovább változnak és ezen változások az előrejelzés időpontjában még ismeretlenek, hatásuk azonban az előrejelzett folyamatokban megjelenik.

Említettük, hogy a hidrológiai előrejelzés a hidrológiai folyamat időben megjelölhető jövőbeni állapotára vonatkozó becslés. Az előrejelzések elkészülésének időpontja és az esemény jövőbeni bekövetkezésének időpontja közötti különbséget *az előrejelzés időelőnyének* nevezzük. Mivel az előrejelzés mindig a jövőre vonatkozik, ez mindig pozitív mennyiség.

Mint a 62. ábra mutatja, az előrejelzés tényleges időelőnye mindig kisebb, mint az elméletileg lehetséges maximális időelőny. Mivel az előrejelzések esetében az időelőny a felhasználó szempontjából általában ugyanolyan fontos, mint az előrejelzés pontossága, ezért az előrejelzés, illetve a vízjelzés technológiáját úgy kell kialakítani, hogy az előrejelzések tényleges időelőnyét minél közelebb vigyük a lehetséges időelőnyhez. Ennek eszköze elsősorban *az adatgyűjtés, az adatközlés, adatfeldolgozás, előrejelzés és a közreadás technológiájának fejlesztésében* rejlik. A technológiai fejlesztés ebben az esetekben a széles körű automatizálásban, illetve a számítástechnikai és informatikai eredmények minél szélesebb körű felhasználásában rejlik. Kedvezőnek tekinthető, hogy azok a technológiai fejlesztések, amelyeket az időelőny maximális kihasználása érdekében kell végrehajtanunk, egyben az előrejelzések pontosságának fokozását is szolgálják. A távmérő rendszerek ugyanis nemcsak gyorsabban juttatják el az adatot, hanem részletesebb kiindulási adatokat is szolgáltatnak.



62. ábra Az előrejelzés lehetséges és tényleges időelőnye

Az adatfeldolgozásnál felhasznált nagykapacitású számítógépek nemcsak a feldolgozást teszik gyorsabbá, hanem egyben lehetővé teszik nagyobb bonyolultságú előrejelzési modellek alkalmazását is, csökkentve így az előrejelzések lehetséges hibájának forrásait. Végül részben kiküszöbölhető az előrejelzési pontatlanságok harmadik forrása, a befolyásoló folyamatok hatása az időelőny alatt, ha ezekre a folyamatokra vonatkozóan szintén rendelkezünk megbízható előrejelzésekkel. Ugyanez viszont lehetővé teszi a lehetséges időelőny növelését is. Ez hidrológiai folyamatok esetében általában azt jelenti, hogy ha rendelkezünk megfelelő tartalmú, megbízható meteorológiai előrejelzésekkel, úgy a meteorológiai előrejelzések időelőnyével a hidrológiai előrejelzés időelőnye meghosszabbítható.

Természetesen az időelőny ilyen típusú megnövelése az időelőny növekményének tartamára az előrejelzés pontosságának romlásával jár együtt. Ennek oka, hogy a növekmény tartalma alatt a meteorológiai előrejelzések pontatlansága is jelentkezik a hidrológiai előrejelzések pontatlanságának növekedésében. Másrészt a legtöbb esetben a számítási, illetve előrejelzési modell struktúrájának ismeretében a hibák növekedésének mértéke előre számítható, illetve becsülhető. Meg kell említeni azonban, hogy a kárelhárítási tevékenység során az időelőny szerepe olyan nagy lehet, hogy a még oly pontatlan, de a pillanatnyi ismert értéken alapuló vagy az átlaggal történő közelítéshez képest több információt tartalmazó jövőre vonatkozó becslés is előrejelzésként fontos szerepet tölthet be.

Bármennyire fontos is az időelőny növelése a felhasználók szempontjából, ennek határt szab az, hogy az időelőny alatti események hatása az időelőny növekedésével arányosan növekszik, ami

azt is jelenti, hogy az előrejelzés pontossága csökken. Ez ahhoz vezet, hogy egy bizonyos időelőny elérésekor az előrejelzés már nem ad többletinformációt a kiindulási állapothoz képest, tehát elveszti előrejelzés jellegét. Ez az időelőny a *rövididejű előrejelzések lehetséges maximális időelőnye*.

Az előrejelzési pontosság és az időelőny tehát szükségszerűen fordított arányban áll egymással. Az előrejelzés elvárható pontosságát azonban alapvetően meghatározza az előrejelzett hidrológiai elem változékonysága az előrejelzés időelőnye alatt. Ezért annak megítélésakor, hogy mennyire jó az előrejelzésünk, figyelembe kell venni, hogy mekkora az adott előrejelzés időelőnye és mekkora az *előrejelzendő hidrológiai elem változékonysága*. Lényegében tehát arról van szó, hogy azt kell figyelembe venni, hogy az előrejelzés mennyivel ad több információt a jelen állapot (vagy az átlagos állapot) ismeretén túl.

A hidrológiai (vízrajzi) előrejelzés valamely hidrológiai folyamat jövőbeni állapotát, vagy valamely hidrológiai elem jövőbeni várható értékét jelzi előre. Ezért a hidrológiai előrejelzés taglalásánál célszerűen csoportokba szokták osztani az előrejelzést. A kategorizálás történhet:

- a *hidrológiai előrejelzés célja* szerint (vagyis mely gazdasági ágazat, vagy tevékenység számára készülnek. Ilyenek pl. az árvízi, vagy a hajózási előrejelzések),
- az *előrejelzett hidrológiai elem* szerint (vízállás, vízhozam, jég, stb. előrejelzések),
- az *előrejelzés időelőnye* szerint (rövid, közép és hosszú távú előrejelzések),
- az *előrejelzés alkalmazott módszere* szerint (csapadék-lefolyás modellek, mércekapcsolati összefüggések).

Magyarországon a hidrológiai előrejelzések legfontosabb felhasználója a vízkárelhárítás, s ezen belül is az árvízvédelem. Számottevő felhasználónak számít még a hajózás, a vízgazdálkodás (vízkészletgazdálkodás). Jelentős az előrejelzés (sőt általában) a vízjelzés iránti lakossági érdeklődés is. A lakosság elsősorban árvízvédelmi, turisztikai és sport célokból (horgászat) érdeklődik a vízjelzés és ezen belül az előrejelzés iránt.

Az előrejelzett elemek között kiugró szerepe van a *vízállás előrejelzésének*. A jeges árvizek miatt jelentős igény van a különböző *jégjelenségek előrejelzésére* is. A vízhozam, ill. a lefolyás tömegének előrejelzése iránti igény csak az egyenként szűkös tározási és elsősorban az árvízi célú tározási lehetőségek minél hatékonyabb kihasználása miatt jelent meg.

Magyarországon a legtöbb kiadott előrejelzés *rövid távú előrejelzések* kategóriájába tartozik, de az Országos Vízjelző Szolgálatnál készül hosszú távú előrejelzés is, a tavaszi lefolyás várható tömegére és a maximális vízállás várható értékére vonatkozóan. A hosszú távú előrejelzésekre igen nagy az igény, de ezt az előrejelzést kidolgozók csak korlátozottan tudják kielégíteni. Előrejelzést ugyanis csak akkor és olyan időelőnyre lehet készíteni, amire az előrejelzett hidrológiai folyamat előrejelzésekori állapota, ill. a hidrológiai folyamatot alakító egyéb fizikai/természeti folyamatok állapota döntő mértékben meghatározza a jövőbeni értéket. Hosszú távú előrejelzésről akkor kell beszélnünk, ha az előrejelzendő hidrológiai folyamat előrejelzésekori állapota már nem, vagy csak elenyésző módon határozza meg a jövőbeni állapotot.

Mivel ilyen lehetőségek csak bizonyos hidrológiai elemek és bizonyos vízgyűjtőkön állnak rendelkezésre a hosszú távú előrejelzés lehetőségei módszertani felkészültségünktől függetlenül korlátozottak.

Az előrejelzés célja, az előrejelzendő hidrológiai elem, valamint az elérni kívánt időelőny alapvetően meghatározza azokat az előrejelzési módszereket, amelyek alkalmazása sikerrel kecsegtet. Ugyanakkor a rendelkezésünkre álló módszertani eszköztár alapján meghatározhatók azok az előrejelzési célok, folyamatok és időelőnyök, melyekre hatékony megoldás található.

Hangsúlyoznunk kell, hogy előrejelzés esetén mindig a fizikai folyamatokban meglévő ok-okozati összefüggéseket használja fel az előrejelzés, függetlenül attól, hogy ez milyen eszközökkel (determinisztikus, sztochasztikus) éri el. Az előrejelzési módszerek tárgyalása a hidrológiai szakirodalom igen jelentős fejezetét foglalja el. Hazánkban is sokan foglalkoztak az előrejelzési módszerek fejlesztésével.

Az előrejelzési gyakorlatban alkalmazott *előrejelzési eljárásokat* alapvetően három csoportba oszthatjuk:

1. Tapasztalati eljárások.
2. Az előrejelzendő mennyiség (prediktant) és az előrejelzés alapjául szolgáló mennyiségek (prediktor) közötti fizikai kapcsolaton alapuló (determinisztikus) módszerek.
3. Az előrejelzendő mennyiség (prediktant) és az előrejelzés alapjául szolgáló mennyiségek (prediktorok) közötti sztochasztikus kapcsolaton alapuló módszerek.

Az előrejelzési eljárások közül a legősibb a tapasztalati eljárás. Tulajdonképpen itt nem objektív és megismételhető eljárásról (módszerről) van szó, hanem arról, hogy egy olyan személynek, aki az előrejelzendő folyamat alakulását már korábban többször megfigyelte és tapasztalatokat szerzett abban, hogy hasonló helyzetben korábban mi volt a folyamat további alakulása a folyamat fizikai törvényszerűsége pontos ismerete nélkül, csupán a tapasztalatai alapján kialakított, a folyamat jövőbeni alakulására vonatkozó elképzeléseit tekintjük előrejelzésnek. Legtöbbször a tapasztalati előrejelzés alapját, bizonyos olyan törvényszerűségek megfigyelése képezi, amelyek a folyamat fizikájából adódnak és tudományosan igazolhatók is, csak ezt az előrejelző nem képes ezen objektív és igazolható szabályokat megfogalmazni.

A *tapasztalati előrejelzés*, mivel csakis az előrejelző tapasztalatain alapul és személyétől elválaszthatatlan és megismételhetetlen, nem tekinthető a vízjelzés eszköztára részének. Annál inkább sem, hogy amire a tapasztalati úton jó előrejelzés készíthető, arra a tudomány eszközeivel objektív, megfelelő pontosságú és megbízhatóságú előrejelzési módszer dolgozható ki. Természetesen ehhez szükség van a hidrológiai előrejelzés kidolgozásában jártas szakemberekre és rengeteg munkára.

A hidrológiai előrejelzés területén a legnagyobb várakozással azon eljárások felé fordulunk, amelyek a természetben lezajló folyamatok fizikájának tudományos leírásán, ill. azok matematikai modelljén alapulnak. Vegyük pl. egy vízgyűjtőn lehulló csapadék hatására kialakuló árhullám előrejelzését. Mivel ismerjük a csapadék beszivárgásának, a víz mozgásának törvényszerűségeit a vízgyűjtőn és a mederben, kiszámíthatjuk a kialakuló árhullámot a vízfolyás bármely szelvényében és mivel ez az árhullám időben később jelentkezik, számításainkat előrejelzésként használhatjuk.

A *determinisztikus előrejelzési módszerek, modellek* lényegében tehát a folyamat fizikáját leíró módszerek, modellek, kizárólagos alkalmazásuk elméletileg az egyetlen helyes út az előrejelzési feladatok korrekt megoldására.

A hidrológiai előrejelzés során azonban vízgyűjtőkkel, vízfolyásokkal, tavakkal, vagyis nagyterjedésű természeti objektumokkal kell dolgozni, melyeken a lezajló folyamatok annyira különböző feltételek mellett mennek végbe, hogy a determinisztikus modellek alkalmazásához az objektumot végtelen sok részre kellene bontani, s az egyes részekre alkalmazva a determinisztikus előrejelzést összerakni a folyamat egészét. Ennek gyakorlati megvalósítása során mind a kezdeti állapotot jellemző részletes adatok hiánya, mind a modellparaméterek meghatározhatatlansága miatt sok esetben az előrejelzési feladat megoldhatatlanná válik. Ilyen esetekben nem marad más, mint elvetni a determinisztikus megoldás keresését és az előrejelzés sztochasztikus módszeréhez fordulni.

Az előrejelzés sztochasztikus módszerei lényegében olyan általános, a folyamatok idősorai viselkedésének statisztikai törvényszerűségein alapuló módszerek, amelyek nem keresik meg a fizikai folyamatban rejlő ok-okozati kapcsolatot, hanem csupán feltételezve ezt a kapcsolatot a prediktorok és prediktantok idősorai, vagy megfigyelt elemei között matematikai módszerekkel leírható összefüggést állapítanak meg. Sok esetben a prediktorok és a prediktant közötti lineáris kapcsolat formájára tett feltételezéssel keresik azt az összefüggést, amely biztosítja a prediktant optimális előrejelzését. A legkisebb négyzetes becslés előnye az, hogy biztosítja a prediktant minimális szórású előrejelzését, amit általában mint feltételt az előrejelzési módszerektől elvárnak.

Tulajdonképpen ebbe a kategóriába sorolhatók ugyanennek a feladatnak *grafikus megoldásai*, amikkel még ma is találkozhatunk az előrejelzési gyakorlatban az *összetartozó tetőzések módszerének alkalmazásánál*. Ez a megoldás hazánkban *Szesztay Károly* munkássága kapcsán vált közzismertté és széles körben alkalmazottá, bár az első előrejelzési segédletek, amelyek kidolgozását a *Vízrajzi Osztály Péch József* vezetésével 1886-ban megkezdte, lényegében már ugyanezt a megoldást alkalmazták. A módszer szinte univerzálisan alkalmazható bármely hidrológiai elem előrejelzése esetében és az árvízi előrejelzések esetében az előrejelzési eszköztár mindmáig igen fontos elemét jelenti.

A *grafoanalitikus módszer* egyik alapvető pontatlansága a grafikus módszerekről általában elmondható szubjektivitásból fakad. Ugyanis a görbe megszerkesztésénél és később az összefüggés használatánál szerepet kap a feladatot végrehajtó személy tapasztalatsága, képessége. A *koaxiális grafikonok* megszerkesztése még tapasztalt előrejelzők részére is komoly feladatot jelent és sokszor inkább művészet, mint tudományos eljárás. Az előrejelzés várható hibájának a meghatározása a "próba-előrejelzések" számának növekedésével egyre hosszadalmasabb és mind nagyobb hibával terhelt. Hátránya még a módszernek, hogy minden egyes újabb levonult árhullámot követően az összes korábbi grafikus segédletet át kellene szerkeszteni az adott folyóhálózaton, hogy az új eseményhez igazítsuk a görbéket. Ez a feladat kiterjedt folyórendszer esetében lehet nagyon hosszadalmas is.

Ha az előrejelzési összefüggést nem vízállásokra, hanem vízhozamokra értelmezzük, úgy a lineáris kapcsolat feltételezése sokkal közelebb áll a valósághoz. Az egyenletben szereplő együtthatók meghatározása a legkisebb négyzetek módszerével lehetséges. Az így kapott (regressziós) együtthatók biztosítják azt, hogy az adott lineáris modellel olyan előrejelzés készíthető, ahol az előrejelzett értékek eltéréseinek négyzetösszege a megfigyelt értékektől minimális vagyis az előrejelzési hibák szórása a legkisebb. Az összefüggés nem lineáris

modellekre is alkalmazható a prediktorok megfelelő hatványainak és esetleg keresztszorzatainak szerepeltetésével az egyenletben.

A módszer gyakorlati alkalmazásának csupán két alapfeltétele van. Az első, hogy csak olyan hidrológiai rendszerre alkalmazható, amely időben nem változik és az adatok (prediktorok) időszora homogén. Ez árvízi vízállás előrejelzés esetében azt jelenti, hogy nem változhatnak a folyók mederszervei és esésviszonyai a vizsgált szakaszon, és nem változhat meg a folyó visszaállító képessége egyetlen olyan szelvényben sem, amelynek adatai az előrejelzési összefüggésekben szerepelnek. Ez utóbbi feltétel gyakorlatilag megegyezik a vízhozamgörbék változatlanságának feltételezésével. A második feltétel az, hogy az összefüggés meghatározásához elegendő megfigyelt esemény áll rendelkezésre. A tapasztalat azt mutatja, hogy változóként (prediktor) legalább 7-10 eseményre van szükség ahhoz, hogy megbízható előrejelzést készítsünk. Az összefüggés megbízhatósága egyenesen arányos a szerkesztéshez felhasznált árhullámok számával.

A regressziós típusú előrejelző modellek azonban csak arra a (több változó esetén többdimenziós) tartományra tekinthetők megbízhatónak, amelyet a megfigyelt (és a szerkesztéshez felhasznált) adatok kijelölnek. Bizonytalanná válik az előrejelzés minden olyan esetben, ha bármelyik prediktor kilép az eddigi megfigyelések tartományából. Ez pl. az az eset, ha a felső szelvényben vagy bármely közbenső szelvényben az eddiginél magasabb tetőzést észlelnek. Amíg a grafoanalitikus eljárások esetében az extrapoláció ilyenkor még viszonylag nagy biztonsággal elvégezhető, a numerikus megoldásnál különösen, a többváltozós nem lineáris regresszió esetében, az eredmény kiszámíthatatlan.

4.4.3 Az árvízi előrejelzés jelenlegi helyzete

Magyarország jelentős részének árvízi veszélyeztetettsége a hidrológiai előrejelzés kérdését mindig időszerűvé tette. Magyarország jelenlegi hidrológiai előrejelzési rendszere az 1979-86 évek módszertani fejlesztéseinek eredményeire támaszkodva alakult ki. Csaknem minden környezetvédelmi és vízügyi igazgatóságon készülnek hidrológiai előrejelzések és nagymértékben veszi ki részét az előrejelzési feladatok megoldásából a VITUKI Rt., a Hidrológiai Intézet keretében működő Országos Vízjelző Szolgálat tevékenységén keresztül. A környezetvédelmi és vízügyi igazgatóságok előrejelzési tevékenysége elsősorban az árvízi előrejelzések területére koncentrálódik.

Magyarországon hosszú távú hidrológiai előrejelzés a Dunára és a Tiszára csak az Országos Vízjelző Szolgálatnál készül a tavaszi (március-május) időszakra a télen felhalmozódott hókészlet alapján. Ugyancsak itt adnak ki jégelőrejelzéseket a két nagy folyóra 3-4 napos időelőnyvel.

A jelenlegi előrejelzési gyakorlatot értékelve ugyanakkor meg kell állapítanunk, hogy az előrejelzések készítéséhez alkalmazott módszertan a 80-as évek fejlettségi színvonalát tükrözi. Grafikus eljárásokkal az előrejelzési gyakorlatban már csak ritkán találkozunk és széles körben elterjedtek a numerikus regressziós módszerek. Csapadék-lefolyás modell alkalmazására az előrejelzési gyakorlatban csupán az Országos Vízjelző Szolgálatnál kerül sor. Egyes környezetvédelmi és vízügyi igazgatóság gyakorlatában még mindig találkozhatunk "tapasztalati

előrejelzésekkel". A jelentős eredmények ellenére összességében megállapítható, hogy az előrejelzések metodikai színvonala elmarad az ezredév végén elvárható szinttől.

Jelentős az elmaradás az *előrejelzési módszerek és az adatbázisok kapcsolatának kiépítésében*. Az előrejelzés alapadatai még mindig hagyományos módon kerülnek a számítógépes előrejelzési rendszerekbe és nincs on-line kapcsolat az előrejelzés és a kiépülő távjelző rendszerek között sem. Nem megoldott az előrejelzés alapjául szolgáló operatív adatok azonnali számítógépes ellenőrzése sem. Egyértelmű, hogy hibás adatokból csak hibás előrejelzés készíthető. Így az alapadatok megbízhatósága az előrejelzés megbízhatóságának alapköve.

Az elmúlt évek vízrajzi fejlesztései csak részben támogatták az előrejelzési tevékenységet. Sok esetben (pl. háromváltozós vízhozamgörbék) a fejlesztés során figyelembe sem vették az előrejelzés sajátosságait, ezért az eredmények alkalmazását lehetetlenné tették az előrejelzés számára. Nem kaptak kiemelt prioritást az előrejelzés szempontjai a hazai távjelző rendszer kiépítésének tervezésekor, bár tagadhatatlan, hogy a vízkárelhárítási szempontokat az állomáshálózat kiválasztásánál figyelembe vették. Általában gyenge lábakon áll a hazai vízhozam statisztika és ez nagyban akadályozza a korszerű előrejelzési módszerek elterjedését.

A jelenlegi előrejelzési rendszer elsősorban a vízügyi szakágazati igények kielégítését tekinti elsőrendű céljának. A megváltozott társadalmi rend és abban megváltozott munkamegosztás miatt a társadalom sokkal szélesebb köre érintett olyan feladatok ellátásában, amelyek a hidrológiai előrejelzéseket igénylik alapadatként. Az árvizek által fenyegetett települések önkormányzatai, az építésekkel és különösen a mélyépítésekkel foglalkozó vállalkozói réteg, a közműtársulatok, az idegenforgalom és a lakosság széles rétege mind-mind igényli a megfelelő részletességű hidrológiai előrejelzések közreadását. Nem elhanyagolható a média érdeklődése sem, amelynek megfelelő szintű összehangolt tájékoztatását szintén az előrejelzési rendszeren belül kell megoldani.

4.4.4 Az előrejelzési fejlesztések aktualitása, stratégiája

Magyarország árvízi viszonyainak ismeretében érthető, hogy a hidrológiai információk gyűjtése, közreadása és a hidrológiai előrejelzés fejlődése szorosan kapcsolódik az árvizekhez, illetve az árvízi védekezéshez. Hazánkban az árvízi előrejelzés komoly szakmai múlttal rendelkezik. Az első árvízi előrejelző szolgálat megalapítása és az árvízi előrejelzések kidolgozásának megkezdése a múlt század utolsó évtizedében már megtörtént. Az utóbbi években levonult dunai és tiszai árhullámok során szerzett tapasztalatok azt mutatják, hogy az árvízi előrejelző szolgálat feladatainak jelenleg is megfelelő színvonalon eleget tud tenni. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy az Országos Vízjelző Szolgálat mellett a környezetvédelmi és vízügyi igazgatóságokon is létrejöttek azok az előrejelző csoportok, amelyek megfelelő felkészültséggel rendelkeznek az előrejelzési feladatok ellátására. Ezt szolgálja a már említett Árvízi Hidrometeorológiai Szolgálat (ÁHSZ) rendje, amely a korábban elszigetelten működő előrejelzési tevékenységet országos előrejelzési szolgálattá szervezte.

Az utóbbi árvizek eredményes előrejelzése mellett is érzékelhető, hogy a további fejlődésnek komoly lehetőségei vannak, különösen a számítástechnika és a kommunikációs forradalom eredményeinek felhasználásával. Napjainkban az információs technikák már nem korlátot, hanem

a lehetőségek tárházát jelentik, naponta kifejlesztve újabb eszközöket és megoldásokat, amelyek a hidrológiai előrejelzés eszköztárában is szerepet nyerhetnek. Az árvizek keletkezésének, levonulásának fizikai és statisztikai törvényszerűségei igen összetettek, következésképpen rövid, közép és hosszú távú előrejelzésük csak jól kiépített megfigyelő, adattovábbító és adatfeldolgozó rendszerek működtetésével lehetséges.

Az árvízi előrejelző rendszer főbb elemeinek kell tekinteni:

- az árvízi hidrológiai mérő és megfigyelő állomáshálózatot,
- az adatátviteli csatornákat,
- az árvízi hidrológiai adatbázist,
- az adatfeldolgozó, elemző, előrejelző módszereket és modelleket,
- az árvízi helyzetértékelés és előrejelzés közreadásának eszközeit,
- a rendszer működtetését és továbbfejlesztését biztosító szervezetet,
- a működés nemzetközi és hazai jogi szabályozási kereteit.

Az árvízi előrejelzés stratégiai fejlesztési irányainak kijelölésekor elsődleges szempontnak kell tekinteni az előrejelző rendszer egyes elemeinek azonos ütemű és mértékű összehangolt fejlesztését.

Az előrejelzési rendszer fejlesztésének aktualitását erősíti az a tény is, hogy beértek az 1980-as évek módszertani fejlesztésének gyümölcsei és az akkor kidolgozott modellek jelentős része már a gyakorlatban is bizonyította eredményességét. Ezek szélesebb körű alkalmazásával kitűzhető az a cél, hogy *Magyarország folyóhálózatának minden jelentősebb vízmérce-állomására készüljön naponta vízállás és vízhozam előrejelzés.* Azt is mondhatjuk, hogy - megfelelő kiépítés esetén - Magyarország vízkészlete napi változásának követését és előrejelzését is az előrejelzési rendszerre lehet bízni.

A fejlesztés mielőbbi végrehajtását indokolja az is, hogy a hidrológiai előrejelzések alapjául szolgáló meteorológiai előrejelzések az utóbbi években rendkívül sokat fejlődtek. Rendelkezésre állnak Magyarországon is a nagy európai előrejelzési központok által készített digitális előrejelzési mezők többnapos időelőnnyel. A radarral mért csapadékértékek hazánkra egyesített adatai is elérhetők a meteorológiai szolgálatnál. Mindezek soha nem látott lehetőségeket nyitnak meg a hidrológiai előrejelzési tevékenység fejlesztésére. Nyilvánvaló, hogy a meteorológiai előrejelzések fejlesztéséből származó előnyöket a vízrajzi előrejelzések pontosságának és időelőnye növelésének érdekében ki kell használni. Ugyanakkor látni kell, hogy erre a jelenlegi hidrológiai előrejelzési rendszer korlátozott fejlettsége miatt csak kevés lehetőség van, ezért annak korszerűsítése elengedhetetlenül szükséges.

A hidrológiai előrejelzés tervezett fejlesztésének célja, hogy lehetőleg minden napi jelentő és minden árvízi mértékadó vízmérce-szelvényre készüljön legalább 24 órás időelőnyű árvízi és napi előrejelzés. Az új előrejelzési rendszerben meg kell szüntetni a napi előrejelzés és az árvízi előrejelzések szétválasztását és egyetlen rendszerbe kell kezelni mindkét előrejelzést, metodikai szinten biztosítva a különféle előrejelzések közötti összhangot. Az előrejelzési rendszernek olyan objektív számítógépes eljárásokat kell tartalmaznia, amelyek a kifejlesztésre kerülő árvízi hidrológiai adatrendszereket felhasználva lehetővé teszik az előrejelzések kibocsátását. A kifejlesztendő előrejelzési rendszernek biztosítania kell a meteorológiai szolgálat új előrejelzési produktumainak beépítését és felhasználását a hidrológiai előrejelzésekben.

A kifejlesztendő előrejelzési rendszer megköveteli az előrejelzési alapadatok nagyfokú megbízhatóságát, ezért az előrejelzési rendszer részeként, vagy hozzá kapcsolódóan ki kell építeni az előrejelzés alapadatainak minőségellenőrző rendszerét. Ki kell fejleszteni az előrejelzések közreadásának új rendszerét is, felhasználva a Vízkár-elhárítási Védekezési Információs Rendszer (VIR) és az INTERNET által biztosított új lehetőségeket is. Ki kell fejleszteni az előrejelzés eredményeit tároló, feldolgozó és értékelő rendszert az előrejelzés minőségbiztosítási elemeként.

A fejlesztés eredményeképpen létrejövő új előrejelzési rendszer a vízgazdálkodási és vízkárelhárítási feladatok támogatásán túl biztosíthatja a felhasználók teljes körének a kiszolgálását, beleértve a köztájékoztatási feladatok ellátását is. A fejlesztés végrehajtásánál követendő stratégia főbb elemei az alábbiak:

- a rendszer elemeinek összehangolt, komplex fejlesztésére van szükség,
- a fejlesztést több szálon, párhuzamosan kell megvalósítani, beágyazva a kapcsolódó ágazati fejlesztésekbe (vízkárelhárítási létesítmények fejlesztése, informatikai fejlesztések, vízrajzi fejlesztések, hírközlés és adatátvitel fejlesztése stb.),
- a fejlesztések összehangolása érdekében projektet kell szervezni egy jól átgondolt fejlesztési program megvalósítására,
- szélesíteni kell az árvízi előrejelzés szakember hátterét.

4.5 A hidrológiai adatok feldolgozása

A hidrológiai adatok feldolgozásának, a *hidrográfiának*, elsődleges célja, az adathalmazt – megfelelő ellenőrzés után – felhasználható formába öntse a további *vizsgálatok, közreadás és tárolás érdekében*.

A hidrológia területén ma már oly sok adattal rendelkezünk, hogy a gépi feldolgozás elengedhetetlen követelmény. A feldolgozást azonban meg kell előznie

- az *elsődleges adatrögzítésnek*, melyet az érzékelő a mérés helyszínén végez el;
- az *észlelési eredmények ellenőrzésének*, mely a téves leolvasásból, az adathiányból eredő hibák feltárását, az adatok valószínűsítését jelenti.

A hidrológiai adatok feldolgozásának azonban van egy sajátos követelménye is. A mérések jellemzően pontbeli adatokat szolgáltatnak, viszont a vízkészlet-gazdálkodás területi ismereteket igényel. E kettősségből következik, hogy a *hidrológiai adatok feldolgozását célszerű három lépcsőben végrehajtani*:

- először előállítani a *pontbeli adatok megbízható idősorát*;
- kiszámítani a pontbeli *adatok jellemző mennyiségeit*; végül
- meghatározni a jellemző mennyiségek *területi eloszlását*.

4.5.1 A pontbeli adatok megbízható idősora. A hiányzó adatok pótlása

A mérőállomásokon mért adatok – különböző objektív és szubjektív körülmények következtében – egyrészt *hiányosak*, más részt *nem homogének*. Az észlelt adatsorokat (a minták elemeit) a további feldolgozás érdekében (feltételezve, hogy a mérési időköz optimális volt és hogy durva hibáktól mentes)

- egyrészt teljessé kell tenni, azaz a *hiányzó adatokat pótolni* kell;
- másrészt a matematikai statisztika alapkövetelményeinek megfelelően el kell végezni a *függetlenségi és a reprezentativitási vizsgálatokat*.

Természetesen, ha a vizsgálat eredményeként az adatok javításra kerülnek, az eredeti mérési eredményeket továbbra is meg kell őrizni. A hidrológiai adatok matematikai statisztikai feldolgozásánál kívánatos legalább 50 adattal dolgozni, ami jelenthet 50 év időszakot is, ha pl. éves legnagyobb árvízszintekkel számolunk.

A hiányzó adatok pótlása két okból is rendkívül fontos:

- egyrészt a pótlás révén az *adott állomás adatsora folyamatossá válik*, és ezáltal hosszabb idejű adatsor áll rendelkezésre;
- másrészt a további feldolgozás során pl. a területi eloszlások meghatározásánál, már erre a *hosszabb időszorra lehet támaszkodni*. Ugyanis a területi eloszlások meghatározásánál csak az azonos időszak adatait lehet felhasználni.

Az adatok pótlása irányulhat

- egy-egy hiányzó vagy hibás adatra; vagy
- egy-egy év, esetleg több év jellemző értékeire (pl. évi, havi összegekre).

Egy-egy hiányzó (hibás) adatot (egyedi értéket) közelítő értéként úgy pótolhatunk, hogy

- ugyanazon az állomáson az adathiány előtt és után mért értékeket használjuk fel (pl. interpolálunk); vagy
- ugyanabban az időben a közeli állomáson (vagy állomásokon) észlelt adatokból számítjuk.

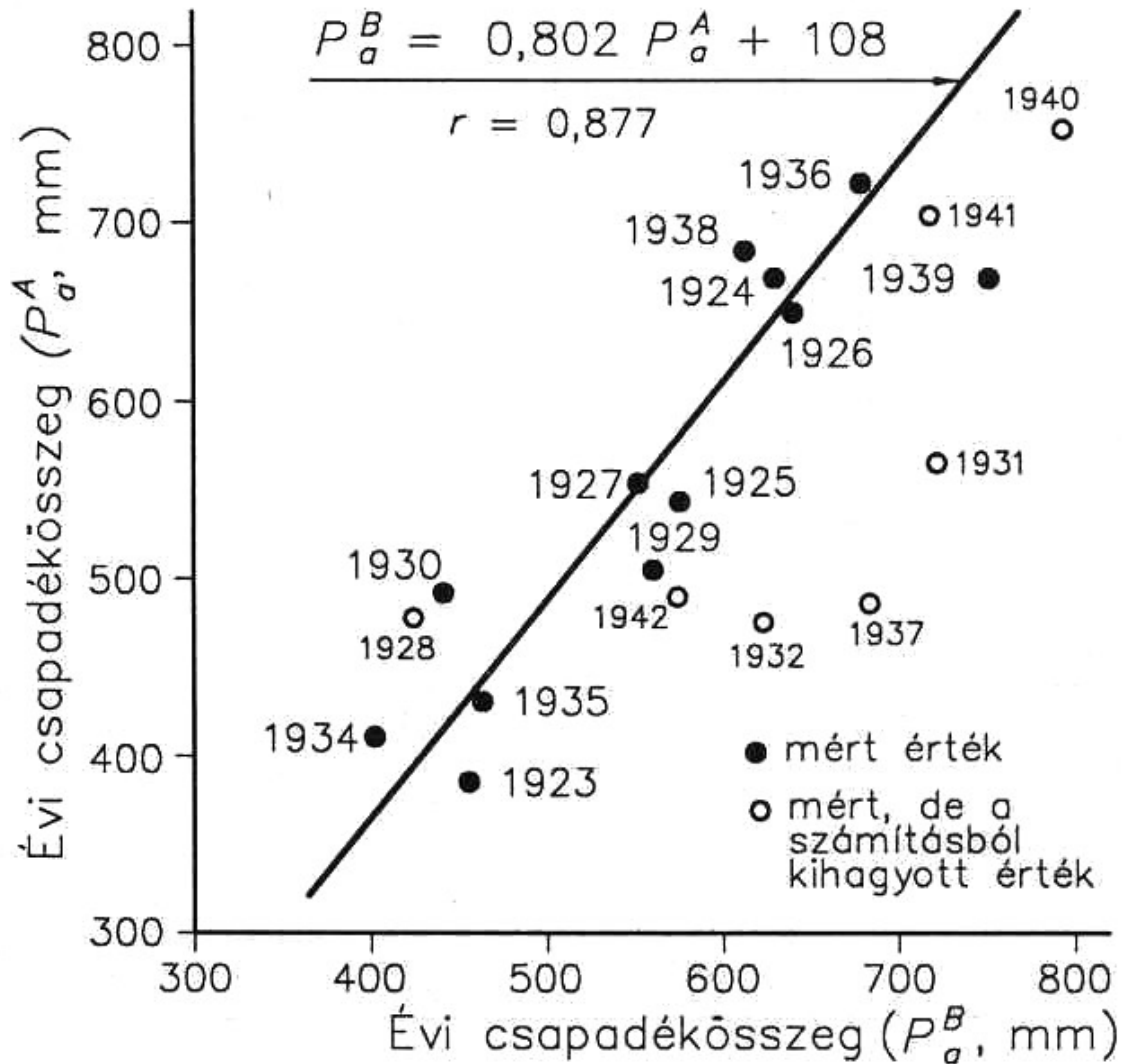
A pótolta egyedi érték pontossága azonban igen változó. Függ az észlelés jellegétől, (elsősorban az észlelések közötti időtartamtól, ill. a szomszédos állomások közötti távolságtól), továbbá a hiányzó hidrológiai elem jellegétől. Talán a legmegbízhatóbb értékeket a lefolyást jellemző vízállás (vízhozam) adatoknál kapjuk, viszont fokozott körültekintéssel kell eljárni pl. a napi csapadék pótlásánál, különösen a nyári záporok idején, mert a heves, nyári záporok időbeni és térbeni változása igen szélsőséges lehet.

Egy, esetleg több év hiányzó adatát is lehet pótolni, amennyiben a kérdéses állomás környezetében megfelelő hosszú észlelési időszakokkal rendelkező állomás, vagy állomások vannak.

Az adatsorok pótlásának természetesen korlátai vannak. Az egyik korlát a pontosság, vagyis a *pótolta adat csak becsült értéként* fogadható el. Ez azt jelenti, hogy mindig csak a legszükségesebb és legfontosabb hiányzó adatsort egészítsük ki, azaz a becsült adatokkal az észlelési adattömeget ne hígítsuk fel. Viszont a túlzott óvatosság miatt a hiányos adatsoraink közül csupán egy-kettőt egészítünk ki, akkor ezzel esetleg számos, csaknem teljes, de értékes adatsor hasznosításáról mondunk le.

Az adatsorok pótlásának másik korlátja: *a kiegészítés mértéke*. A WMO (1974) ajánlása szerint az észlelési adatsor 5-10%-ot meghaladó mértékű kiegészítése csak ritkán indokolt.

Az adatsorok kiegészítésének, meghosszabbításának harmadik korlátja, hogy *milyen hosszú időszakra* vonatkoztatott adatokat kívánunk pótolni. Az évi átlagokat sokkal megbízhatóbban kaphatjuk meg, mint a havikat. A legnagyobb hibát akkor követhetjük el, ha a napi átlagokat kívánjuk pótolni.



63. ábra Az állomáskapcsolati vonal

Az adatsorok meghosszabbításának többféle módszere ismert. Magyarországon az adatok pótlására, az ismert módszerek közül, a legegyszerűbbet és talán a legelterjedtebbet az ún. *állomáskapcsolati vonal* módszerét alkalmazzák. Ez a módszer felel meg leginkább a hiányzó adatok (évi esetleg havi összegek) pótlására, becslésére.

A módszer egyszerű, hiszen a teljes adatsorú (A) ill. az adathiányos (B) állomás az azonos évek adatpárait derékszögű koordináta rendszerben felrakva az állomáskapcsolati vonal (63. ábra) megszerkeszthető vagy számítógépi programmal számítható.

A 63. ábra példaként egy teljes adatsorú (A) és egy adathiányos (B) csapadékmérő állomás évi csapadékösszegeit tünteti fel. A megadott értékek alapján számított *állomáskapcsolati vonal* a

$$p_a^B = 0,802 p_a^A + 108 \text{ (mm)}$$

egyenlettel írható le, melyet a 63. ábra is feltüntet. A korrelációs tényező $r = 0,877$ -re adódott, vagyis a megadott egyenlettel a hiányzó adatok pótlása megengedett.

A hiányzó *havi* (esetleg napi) *összegek* pótlását

- egyrészt, az évi összegeknél alkalmazott módon (állomáskapcsolati vonal) végezhetjük el, értelemszerűen az éves összegek helyett a havi ill. a napi összegekkel;
- másrészt, az évi összegeknek a hónapokra való szétosztása során feltételezzük, hogy az évi összegek éven belüli (havi) megoszlását jellemző arányszámok a két (a teljes adatsorú és a hiányos) állomáson azonosak.

Az állomáskapcsolati módszer pontosságát (elsősorban a csapadék, a párolgás és a beszivárgás esetében) tovább lehet fokozni, ha a számítást

- további szomszédos, teljes adatsorú állomás segítségével *megismételjük*; vagy
- több közeli állomás adatainak *átlagából* képzett mutatószámmal végezzük el; végül
- *többféle módszert* alkalmazunk, és a kapott értékek átlagát fogadjuk el.

4.5.2 A mért adatok megbízhatósága

Az adatok pontossága, megbízhatósága függ az *észlelési és a feldolgozási hibáktól* is. A hiba becslése minden lehetséges szabályos és véletlen hiba figyelembevételével történhet. *A szabályos hibák* könnyen felfedezhetők az adatok gondos ellenőrzésével. *A véletlen hibák* meghatározhatók a statisztika módszereivel (*Csoma-Szigyártó 1975*).

Egy-egy mérőállomás adatait szabályos hiba terhelheti fizikai és biológiai változások következményeként. Fizikai változások közül első helyen lehet megemlíteni a műszer cseréjét, típusának változását, a mérési pont szűkebb környezetben való áthelyezését. A biológiai változások közül elsősorban a mérési pont környezetének a megváltozása, illetve az érzelő váltása emelhető ki, mint szabályos hibaforrás.

A szabályos hiba nagyságának és időbeli változásának ismerete rendkívül fontos a vízháztartási mérleg egyes tagjainak értékelésénél. (Gondoljunk csak a folyómeder mélyülés és feltöltődés folyamatára, mely a vízállás észlelésénél mint szabályos hiba jelenik meg, hatásában pedig az árvízi előrejelzést teheti bizonytalanná).

4.5.3 Az adatsorok előállítása

A mérési adatok elsődleges ellenőrzése, matematikai statisztikai elemzése és a hiányzó adatok pótlása után

- egyrészt az adatok (*alapadatok*) megfelelő tárolása (az eredeti mérési jegyzőkönyvek mellett a javított adatokat is) és *közreadása* (térképeken, évkönyvekben);
- másrészt az adatok további felhasználása érdekében történő *feldolgozás* (*származtatott adatok*) a feladat.

A megfelelő tárolás főbb irányelveit a WMO már 1960-ban közreadta. Azokban az országokban, ahol az adatok óriási mennyisége eleve kizárja, hogy minden eredeti adatot tároljanak, lehetséges mikrofilmen vagy lyukkártyán ill. mágneslemezen való őrzése.

A közreadás legelterjedtebb formája a *térképek* (gyors, állandó, nagy területre kiterjedő információ), az *évkönyvek* ill. a *számítógépek*.

A *feldolgozás módja*, elsősorban a felhasználás célja következtében, igen sokrétű. A legegyszerűbb, de talán a mért mennyiségek információ tartalmát legjobban bemutató módszer az adatok időrendi sorrendben való megjelenítése: az *idősorok* előállítása.

A hidrológiában az idősorok (sajnos sokszor előfordul a "menetgörbe" kifejezés) minden egyes elemre, a vízháztartási mérleg minden egyes tagjára, előállítható. A megjelenítés történhet a mérési pontok *folyamatos összekötésével*, ha a hidrológiai elem *folytonos változó* vagy a mérések közötti időre vonatkoztatott átlagértékekkel, az ún. lépcsős ábrával, *oszlopdigrammal*. Lépcsős ábrázolást alkalmazunk akkor is, ha a hidrológiai elem *diszkrét változó*.

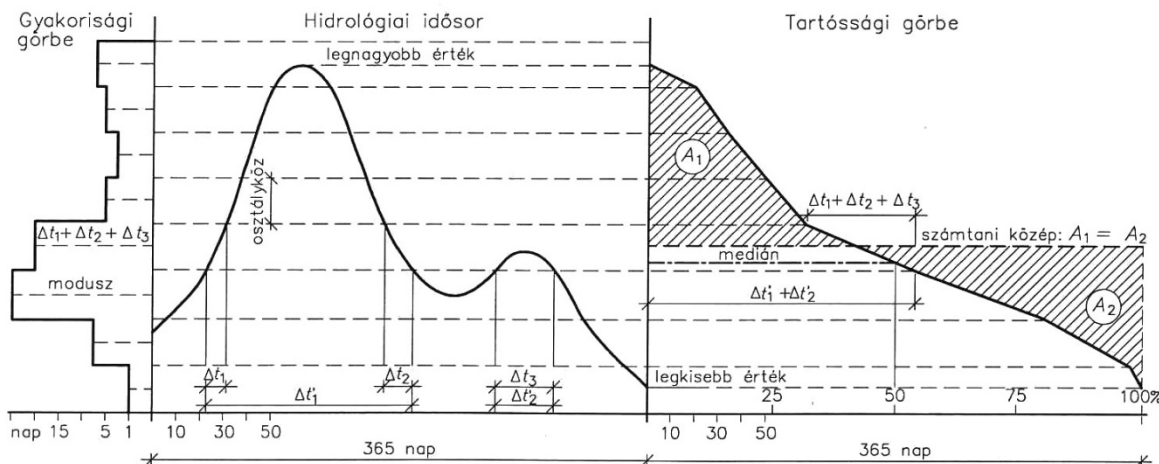
A kétféle ábrázolási mód nemcsak külső megjelenítésével, hanem tartalmi értékével is eltér egymástól. A mérési pontoknak *folyamatos vonallal az összekötése csak akkor engedhető meg*, ha a hidrológiai elem *folytonos változó*, ha a két mérés közötti időköz kicsi, vagy az időköz alatti változást legalább közelítően ismerjük. Általában a lineáris vagy a közel lineáris változást tételezzük fel. (A folyamatosan rajzoló műszerek legtöbbje közvetlenül folyamatos vonalú idősort állít elő). Ha a két mérés közötti időtartam oly nagy, hogy a közbenső időben a változás egyértelműen nem adható meg, vagy ha a hidrológiai elem *diszkrét változó*, akkor az egyes mérési értékeket a mérések közötti időtartam átlagértékeinek tételezzük fel és a lépcsős ábrázolási módot (oszlopdigramot) alkalmazzuk. Természetesen a mérési időközök nagyságának van egy felső határa (ez hidrológiai elemenként változik), amelynél *nagyobb mérési időköz esetén még a lépcsős ábrázolás sem megengedett*. Különösen a vízminőségi jellemzők idősorának előállításánál kell körültekintően eljárni, mert itt a kontinuitás feltétele a legkevésbé van meg.

Az egyes hidrológiai elemek idősora egyben *intenzitás ábra* is. Folyamatos ábrázolás esetén tetszőleges rövid időtartamokhoz tartozó mennyiségek ill. lépcsős ábrázolásnál, egy-egy lépcső időközének megfelelő (átlagos) intenzitás.

A hidrológiai elemek másik ábrázolási lehetősége: az *összegzőgörbék* (integrálgörbék) alkalmazása. Az összegzőgörbe a hidrológiai elemek egymást követő időpontokban mért, az idő függvényében összegzett értékeit ábrázolja. Az összegzőgörbe az *idősor integrálásával* is

előállítható. Egyes műszerek közvetlenül az összegzőgörbét rajzolják. Az összegzőgörbék használatának előnye, hogy egy meghatározott időszakra vonatkozó mennyiséget – pl. adott idő alatt leesett csapadékot, vagy egy nap, egy év alatt lefolyt vízmennyiséget – közvetlenül szolgáltatja.

A hidrológiai elemek feldolgozásának egy másik, elterjedten alkalmazott módja: a *gyakorisági* és *tartóssági* görbék előállítása.



64. ábra A gyakorisági és a tartóssági görbe

A gyakorisági és tartóssági görbéket (64. ábra) *számítással vagy szerkesztéssel* állíthatjuk elő. A feldolgozáshoz általában éves adatokat használunk fel (éves tartóssági és gyakorisági görbék), de sok esetben több év (10, 20, ... n év) adataiból több éves gyakorisági és tartóssági görbéket is szerkeszthetünk. Lehetőség van az évnél rövidebb időszakra is előállítani, de ez esetben több év (legalább 30) azonos időszak (pl. azonos félév vagy hónap) adatait kell figyelembe venni.

Ha a gyakorisági és tartóssági görbéket *számítás útján* állítjuk elő, akkor az adott időtartamra (pl. évre) vonatkozó *adatokat nagyság szerint rendezzük*, tekintet nélkül arra, hogy mikor történt az észlelés. Így az *adatok teljes sorozatát állítjuk elő*. Ezután a legnagyobb és a legkisebb érték közötti tartományt megfelelő számú, egyforma nagyságú *osztályközökre* (Δx) bontjuk (7. táblázat).

Az adathalmazból egy-egy osztályközbe eső mérési eredmény darabszáma: a *gyakorisági szám*, röviden *gyakoriság*. A teljes tartományt átfogó folyamatos sorrendben felsorolt osztályközökhöz tartozó gyakorisági számok együttesen alkotják a *gyakorisági táblázatot* (7. táblázat). Ha csak egyetlen év adatait dolgozzuk fel, akkor valamennyi gyakorisági szám egész szám, ha azonban több év (10, 20, n év) átlag-gyakoriságát határozzuk meg, azok már tört részeket is tartalmazhatnak. A gyakorisági táblázat mellett a grafikus feldolgozási mód is elterjedt (7. táblázat). Tekintettel, hogy a gyakoriság nem egyetlen mért értékhez, hanem egy osztályközhez (Δx) tartozik, ezért a gyakorisági görbe nem folytonos, hanem *lépcsős* vonal.

A hidrológiában elsősorban a szélsőséges értékek gyakoriságának meghatározása a cél, ezért a nehezen kezelhető és tetemes munkát igénylő teljes sorozat helyett *részleges sorozat* alapján állítjuk elő az empirikus eloszlásfüggvényt. A részleges sorozat előnye, hogy a sorozatban egy-egy naptári évben több az általunk kiválasztott küszöbértékkel egyenlő vagy annál nagyobb értékek is lehetnek. A részleges sorozat előállításánál arra kell törekedni, hogy a választott küszöbérték akkora legyen, hogy az adatok darabszáma legalább elérje a vizsgálatba bevont évek számát ill. a matematikai statisztika követelte legkisebb adatszámot.

Osztályköz	Gyakoriság								Tartósság		
	hónap							összesen			
	I	II	III	IX	X	XI	XII	nap	%	nap	%
m	napok száma							nap	%	nap	%
4,00-4,20	-	-	-	3	-	-	-	3	0,8	3	0,8
3,80-3,99	-	-	-	1	-	-	-	1	0,3	4	1,1
3,60-3,79	-	-	-	1	1	-	-	2	0,6	6	1,6
3,40-3,59	-	-	-	1	3	-	-	4	1,1	10	2,7
3,20-3,39	-	-	-	4	1	5	-	10	2,7	20	5,5
.											
.											
.											
1,00-1,19	5	11	8	10	7	4	4	50	13,7	259	70,8
0,80-0,99	9	3	9	-	8	9	4	42	11,5	301	82,2
0,60-0,79	6	2	7	-	14	-	3	37	10,1	338	98,3
0,40-0,59	9	12	4	-	2	-	-	28	7,6	365	100,0
Összesen	31	28	31	30	31	30	31	365	100,0		

7. táblázat Gyakoriság-tartósság táblázat

A *tartósság* fogalma a hidrológiai elem egy-egy meghatározott értékéhez kapcsolódik és a gyakorisági számok folytatólagos összegezése útján kaphatjuk meg (7. táblázat). A definícióból következően a legkisebb érték tartóssága a vizsgálat alá vett teljes időszakkal egyenlő, tehát egy év esetén 365 ill. 366 nap. A tartóssági számok együttesen alkotják a *tartóssági táblázatot* (7. táblázat). A tartóssági táblázat mellett a grafikus feldolgozás módját az 64. ábra szemlélteti. Tekintettel, hogy a tartóssági számok meghatározott adatokhoz tartoznak, az egyes tartóssági számokat *folytonos* vonallal köthetjük össze és megkapjuk a tartóssági görbét.

A gyakorisági és a tartóssági görbék közötti kapcsolat egyértelmű. Ha az osztályközök számát minden határon túl növeljük, vagyis az osztályközök nagysága a zérushoz tart, akkor a tartóssági görbe a gyakorisági (fajlagos) görbének az integrálgörbéje.

Az egyes osztályközökbe eső adatokat *százalékosan* is megadhatjuk (7. táblázat). Ez esetben *valószínűségi eloszlás sűrűségi függvényről*, ill. *valószínűségi eloszlásfüggvényről* beszélhetünk.

A gyakorisági és tartóssági görbéket szerkesztéssel is előállíthatjuk (64. ábra). A *grafikus eljárás* természetesen nem nyújt olyan pontosságot, mint a numerikus, de a hossz- és időlépték alkalmas megválasztása esetén a legtöbb gyakorlati célnak megfelelő pontosságú. A szerkesztés menete egyszerű és a 64. ábra alapján jól követhető.

A gyakorisági és a tartóssági görbék mellett, hogy számos jellemző értéket szemléletesen tárnak elénk, bizonyos lehetőséget adnak az *előrejelzésre* is. Például, hogy a jövőben milyen valószínűséggel várható valamely jellemző értéknél nagyobb vagy kisebb érték. További lehetőség, hogy két egymáshoz kapcsolódó, hosszabb időszakokra készített tartóssági görbe egybevetésével a hidrológiai és a *medermorfológiai* változások kimutathatóak.

A vízállás/vízhozam adatokat legcélszerűbben egy derékszögű koordinátarendszerben lehet ábrázolni. A rajzoló vízmércék, ill. a mérőműtárgyakon elhelyezett műszerek grafikonjai közvetlen a vízállás/vízhozam idősort szolgáltatják.

A vízállás/vízhozam idősor általában egy évre (hidrológiai vagy naptári évre) készül, de célszerű előállítani (napi, havi esetleg évi átlagok alapján) a vízmérceállomás teljes észlelési időszakára is. A feldolgozás másik módja lehet, hogy azonos naptári *napok vagy hónapok több éves átlagai* alapján szerkesztünk idősorokat. Ezek a grafikonok vízállás/vízhozam periodicitására, a vízfolyás vízjárására, vagy két hosszabb időszak éves átlagai, a vízállás/vízhozam időbeni változására adhatnak hasznos tájékoztatást.

4.5.4 A pontbeli adatok jellemző mennyiségei

A hidrológiai elemek *jellemző értékeinek* ismerete elsősorban a gyakorlati felhasználás szempontjából elsődleges. A jellemző értékek egyrésze (szélső-, közép-, átlagérték) közismert fogalmak, azonban megbízható módon csak akkor alkalmazhatók, ha *időtartamot is rendelünk melléjük*, sőt megadjuk a feldolgozás módszerét is.

A szélső értékeket vonatkoztathatjuk:

- a mérőállomás *teljes időszakában* mért *legnagyobb* (max index) ill. *legkisebb* (min index) jellemző értékekre;
- vagy egy *kiválasztott időszakban* (egy év, de lehet tíz,..., n év) előforduló legnagyobb, ill. legkisebb értékekre. Így kapjuk az adott időszak *nagy* (g index) ill. *kis* (s index) jellemző értékeit;
- végül előállíthatjuk egy *kiválasztott hosszabb időszak* (30, 50,..., n év) alatt előforduló éves legnagyobb, ill. éves legkisebb értékek számtani középértékeként. Így kapjuk az adott időszak *közepes nagy* (m,g index) ill. *közepes kis* (m,s index) jellemző értékeit.

A közepes nagy, ill. a *közepes kis* jellemző értékeket kétféle módon is előállíthatjuk. Az egyik esetben a kiválasztott időszak alatt az egyes években előforduló legnagyobb/legkisebb értékekkel határozzuk meg a számtani középértéket (*teljes sorozat*). A másik esetben a kiválasztott időszak alatt előforduló, az évektől független, de a kiválasztott időszak éveinek számával megegyező számú legnagyobb/legkisebb értékekkel számítjuk a számtani középértéket (*részleges sorozat*).

A középértékek közül a hidrológia területén a leggyakrabban:

- a *számtani* középértéket (az adathalmaz elemeinek összege osztva az elemek számával);
- a *medián* (átlagos, vagy centrális) értéket; (az a számérték, melyet a teljes, vagy valamely kiválasztott észlelési időszakban, az adott hidrológiai elem értéke ugyanannyiszor halad meg, mint ahányszor nem ér el) és
- a *modusz* (sűrűségközép) értéket (az adathalmaz legnagyobb gyakoriságú értéke) alkalmazzuk.

A középérték megadásánál elengedhetetlen jelezni azt az időszakot is, amelyre a középérték vonatkozik. Ez lehet a teljes észlelési időszak, vagy valamely kiválasztott hosszabb időszak (30, 50, ..., n év) mérési sorozatának *valamennyi tagját* figyelembe vett adathalmaz.

4.5.5 A jellemző mennyiségek területi eloszlása

A hidrológiai adatok feldolgozásának végső célja, hogy egy-egy állomáson mért és feldolgozott *pontbéli jellemző értékekből területi* (vízgyűjtő, ország, kontinens) *értékeket* határozzon meg. Az átszámításra többféle módszer ismert. A legkedvezőbb kiválasztásához mérlegelni kell az adatok jellegét, minőségét, valamint az elérni kívánt eredmény jelentőségét, a felhasználás módját és a megkívánt pontosságot.

A pontbéli értékek területi eloszlásának meghatározása történhet:

- számtani középértékkel;
- poligon módszerrel (háromszög, sokszög);
- izovonalas módszerrel (planiméteres, raszteros).

Külön figyelni kell a *síkvidéken* ill. *hegyvidéken* alkalmazható eljárásokra. A legalkalmasabb módszer kiválasztásában még két tényező játszik jelentős szerepet: a mérőállomások sűrűsége és a mérések időköze.

4.6 Esettanulmányok árvizek hidrológiai feldolgozására és értékelésére

Nagyobb folyóink árvizeiről évszázadokra visszamenőleg találunk írásos feljegyzéseket. A XVIII. század közepéig az árvíz nem volt általános érvényű természeti katasztrófa, vagy olyan mértékű veszélytényező, mint a XIX. század óta napjainkig. A folyók síkvidéki szakaszain a széles, nyílt árterek, továbbá a vízgyűjtő nagyobb arányú erdősültsége folytán az árvízszintek a mainál méterekkel alacsonyabbak voltak. A lakosság a folyók menti magaslatokon telepedett le és a helyi adottságokhoz jól alkalmazkodó ártéri gazdálkodást folytatott. Az árvizek kiöntését és levonulását, a mederbe történő visszavezetését a parti övzátonyok magasításával, vagy átvágásával, a természetes mélyvonulatok rendszerét kiegészítő csatornákkal szabályozták.

A XVI-XVIII. században, a török hódoltság idején, részint a nagyarányú erdőirtások, részint az árvizek levonulását szabályozó fokrendszerek tönkremenetele, részint pedig a lápos-vizenyős területeknek a török elleni védekezési-rejtőzködési célból történt szándékos növelése következtében a síkvidéki folyóvölgyek jelentős része elmocsarasodott.

A XVIII. század közepétől, de különösen a napóleoni háborúk időszakában kialakult európai élelmiszer termelési konjunktúra adta az első lökést a mezőgazdaság extenzív fejlesztésére, ami viszont - mint előfeltételt - a folyók szabályozását, a völgyek ármentesítését, lecsapolását tette szükségessé. Az ármentesített területeken fejlődésnek indult gazdaság a termelés intenzifikálásával, infrastruktúrájának megteremtésével, ezáltal erősödő kárérzékenységevel egyre kevésbé volt képes elviselni az árvízi elöntésekből származó veszteségeket. Ennek következtében, a korábban helyi jelentőségű, szinte csak a lakott területek védelmére szorítkozó árvízvédelmi gátak helyett a XIX. század első felében egész folyóvölgyekre kiterjedő, viszonylag egységes terveken alapuló ármentesítési munka kezdődött, mely a ma is létező árvízvédelmi rendszer alapjait teremtette meg.

Minden árvíz egyedi hidrológiai sajátosságokkal bír. Az alábbiakban röviden bemutatjuk az elmúlt 170 év jelentősebb árvizeiből azokat, amelyek különösen sajátos, fontos hidrológiai jellemzőkkel bírtak és megjelöljük a feldolgozásukat tartalmazó fontosabb forrásmunkákat.

1. Az 1838. évi Duna-völgyi jeges árvíz kialakulását az okozta, hogy a megelőző, igen kemény télben a Duna jege - több helyen torlódva - Bécsig rakódott fel. A felülről érkező olvadással indult árhullámok hatalmas jégtorlaszokat képeztek, a lezúduló víz- és jégtömegek Esztergomtól a Dráváig végigdúlták az árteret: 10100 ház dőlt össze (Pesten és Óbudán a házak több, mint fele), 3.200 megrongálódott, s csak Pesten életét veszttette 153 ember. [*Lászlóffy* 1938].

2. Az 1855. évi árvíz minden tekintetben jelentős állomás volt a **Tisza-völgyi árvizek** és ármentesítések történetében: rendkívüli méretei a kormányzatot a szabályozás ügyében tette kényszerítették. Ezt tekinthetjük a szabályozások előtti utolsó árvíznek, amelyet követően az árvízszintek a töltéselés, ill. hullámtér-csökkenés miatt nagy arányban emelkedtek. [*Károlyi* 1971]

3. Az 1879. évi szegedi árvíz végzetes gátszakadása 1879. március 5-én Petresnél következett be. A Szeged felett 25 km-re kitörő víztömeg víztárolóként töltötte fel az árteret, egyre inkább megközelítette a várost és március 12-én hajnalban rátört Szegedre. A város 6.350 házából mindössze 417 maradt épen, 151 ember vízbefúlt, 100.000 ember vált hajléktalanná. A katasztrófa híre külföldön is nagy részvétet keltett. A szegedi árvízkatasztrófa mérföldkő volt a magyar árvízvédelem és vízügyi szolgálat történetében. [*Vágás* 1982, 2004]

4. 1940-1942 között emlékezetes árvizes időszak alakult ki a **Tiszán** és **mellékfolyóin**. Az árvizek magasságukkal is kitűntek, de elsősorban tartósságuk, számuk és megismétlődésük mértéke volt a rendkívüli. Ezekben tavaszi, nyári és őszi árvizek egyaránt előfordultak. A Tiszán *1940-ben* igen magas jégzajlásos árvíz, majd ettől magasságában nem sokban elmaradó tartós zöldár is kialakult. A jégzajlásos árvíz valamennyi mellékfolyón jelentkezett, a Hernádon és a Berettyón LNV feletti, a Bodrogon és a Sajón azt megközelítő szinttel.

1941-ben a Tiszát az átlagosnál szintén nagyobb vízbőség jellemezte: januárban, februárban hóolvadási árhullámok voltak, március-áprilisban egy kettős árhullám, májusban egy annál is magasabb zöldár vonult le, majd szeptemberben és novemberben is jelentős árhullámok alakultak ki. 1941-ben az év 210 napján volt a Tiszán, illetve valamelyik mellékfolyóján árvízvédelmi

készültség, ebből 114 napon át III. fokozatban. Az egyidejűleg készültségben lévő védelmi vonalak maximális hossza elérte a Tisza-völgyi védvonalak teljes hosszának 80 %-át.

1942-ben már mérsékeltebb, de még mindig említésre méltó tavaszi, hóolvadási és jégzajlásos árvíz vonult le a Tiszán. [Goda 1987, Vágás 1982]

5. Az 1947-48. évi felső-tiszai árvíz. 1947/48 fordulóján a háború után újjáépülő ország az *első jelentősebb természeti katasztrófával* kellett, hogy szembenézzon. 1947. december 21-én a Felső-Tisza vízgyűjtő területének erősen átfagyott felszínére jelentős mennyiségű hó hullott. December utolsó napjaiban azután egy heves ciklon váratlanul tavaszi meleget és átlagon felüli esőt hozott egy nyári zápor formájában, s megindult a rohamos felszíni olvadás. A fagyott földön hirtelen lezúdult víz végigsöpört a *Felső-Tisza* völgyén, a vízgyűjtő felső vidékén utakat, vasutakat szakított át az árvíz és így hömpölygött le a *Huszt* alatti szélesebb *Tisza-völgybe* s idézett elő a *Felső-Tiszán* egy minden addigit felülmúló árvizet.

A Tisza december 30-án szovjet területen, Tiszaújlak és Bökény között, mintegy 250 m hosszban átszakította bal parti Tisza-töltést. A kitört víz az országhatáron a Batár bal parti töltését mintegy 4,5 km hosszban meghágta, majd át is szakított. A víz itt 14.000 k. hold területet öntött el, 4 községet sújtott. A víz több helyen is átszakította a Tivadar fölötti jobb parti töltést is - víz alá került a beregi öblözet. Négy egymást követő árhullám vonult le és az átszakadt töltések elhúzódo helyreállítása miatt az újabb és újabb árhullámok ismét kiöntöttek - hatalmas pusztítást okozva: 30.900 k. hold, tucatnyi település került víz alá, három halálos áldozat volt; csaknem ezer lakóház összedőlt vagy lakhatatlanná vált, a víz szovjet területre is átömlött.

Az árvíz katasztrófának közvetlen következményei voltak a vízügyi szolgálatra nézve is: indokul, hivatkozási alapot nyújtott a *szolgálat átszervezéséhez*, a *társulatok államosításához*. [Szlávik-Fejér 1998]

6. Az 1954. júliusában példátlanul tartós és heves csapadék-sorozat nyomán igen heves árhullámok alakultak ki a **Duna** alpesi mellékfolyóin. Bajorországban és Ausztriában több, mint 250 ezer ha került víz alá. Magyar területre érve az árhullám a Szigetközben négy helyen okozott gátszakadást, összesen 22 ezer hektár került víz alá és 30 ezer lakost kellett kitelepíteni. A Duna többi hazai szakaszán a védekezés a rekord magasságú víz ellen sikeres volt. [VK 1954]

7. Az 1956. évi dunai jeges árvizet megelőzően a vízgyűjtőn jelentékeny mennyiségű hó hullott. A szokatlanul hidegben február közepére a Duna magyarországi szakasza teljes szélességében befagyott, a magyar-jugoszláv határtól felfelé közel 700 km hosszú igen erős jégpáncél alakult ki. Február végén és március elején a nyugatról érkező enyhülés intenzív olvadást eredményezett, mely a Kárpátok Ny-i karéján 100 mm csapadékkal párosult. A kialakult árhullám a folyó mentén, különösen Dunaföldvárnál és alatta számos jégtorlaszt hozott létre. Az árvíz tetőzése a korábbi maximumokat 28-103 cm-rel haladta meg, annak ellenére, hogy 58(!) gátszakadás alakult ki. Víz alá került 74 ezer ha, 39 községből 60 ezer embert kellett kitelepíteni. [Ihrig 1956, VK 1956]

8. Az 1965. évi árvizek idején április elsejétől június közepéig hat egymást követő árhullám alakult ki a **Dunán**. Emiatt mind a tetőző vízállások, mind a tartósság tekintetében példa nélküli, 119 napos védekezésre került sor. Ráadásul egyidejűleg a **Rába** és a **Tisza** völgyében is jelentős

védekezést igénylő árvízi helyzet alakult ki. A Rábán április és augusztus között nyolc árhullám vonult le, közülük az első volt a leghevesebb. A folyó vízállása minden korábbinál magasabb volt, annak ellenére, hogy alsó szakaszán öt, mellékvizein további öt gátszakadás következett be és 30 ezer ha elöntés keletkezett.

A Dunán a június elején keletkezett árhullám sorra múlta felül a korábbi jégmentes maximumokat. A hó közepén a Duna balpartján, Szlovákia területén két gátszakadás keletkezett és összesen 65 ezer ha került víz alá. A Duna magyar szakaszán a védekezés sikeres volt. A legveszélyeztetettebb területekről a lakosságot biztonsági okokból kitelepítették, de ezeket is sikerült megvédeni az elöntéstől. Az egyidőben védett töltés szakaszok maximális hossza 2910 km, a hazai védvonalak kb. 70 %-a volt, a III. fokú védelmi készültségű szakaszok legnagyobb hossza 1060 km-t ért el. [VK 1965]

9. Az 1966. februári Körös-völgyi árvíz során a **Berettyó** folyó bal partján, Szeghalom térségében a jeges árvíz különösen veszélyes helyzetet okozott és bár az intenzív védekezéssel a várost sikerült megmenteni az elöntéstől, de a jeges árvíz a Berettyón töltésszakadásokat okozott. Ezt követően a **Fehér-Körös** jobbpartján a határ felett, román területen keletkezett töltésszakadás. A terepen lefolyó víz a lokalizáló töltéseket átszakította, a Fehér- és a Fekete-Körös közötti deltát elöntötte az árvíz. Összesen 12.600 ha került víz alá. [Papp 1966]

10. Az 1970. évi Tisza-völgyi árvíz a folyó feljegyzett árvizei közül mind a tartósság, mind a tetőző értékek tekintetében az eddigi legnagyobbaknak bizonyult. Az árvíz 125 napig tartott, számos védelmi szakaszon 103 napig III. fokú védekezéssel. Az egyidejűleg védett szakasz maximális hossza 2425 km volt. Az 1970. évi Tisza-völgyi árvíz során a legnagyobb védekező létszám 43 ezer fő volt. Összesen 69 település 95 ezer lakosát kellett kitelepíteni. Az árvíz kár összesen 8 milliárd Ft-ot tett ki.

A védekezés első súlypontja a **Szamos** mentén alakult ki: a folyó vízállása Désnél (Románia) 317 cm-rel (!), Csengernél 159 cm-rel haladta meg a korábbi maximumot. A Szamos szatmárnémeti vízmércéjén 98 cm/óra intenzitású áradást észleltek. A rendkívüli áradás román területen 11, magyar oldalon 3 helyen szakította át a töltést. A víz a terepen levonulva magyar területen több, mint 40 ezer ha-t öntött el, több, mint 5 ezer lakóház dőlt össze, 25 ezer embert telepítettek ki. Az ezt következő súlyos, töltésszakadással fenyegető események a **Körösök** mentén alakult ki. A gátakat a korábbi maximumoknál 45-112 cm-rel magasabb vizek terhelték, áztatták. Több helyen veszélyes rézsűcsúszások, román területen töltésszakadások keletkeztek. Bár biztonsági okokból 30 ezer embert ki kellett telepíteni, a töltéseket sikerült megvédeni, a romániai töltésszakadáson kitört vizeket az országhatár mentén épített lokalizáló töltés megtartotta.

Igen súlyos védekezés folyt a **Tisza alsó szakaszán**. A felülről érkező rekord víz mellett a **Maroson** is minden korábbit meghaladó árvíz érkezett: Gyulafehérvárnál (Románia) 367 (!), Soborsinnál (Románia) 111, Makónál 44 cm-rel haladta meg a korábbi maximumot. Makónál a tetőzéssel egyidejűleg veszélyes buzgár-csoport keletkezett a város alatt 4 km-rel. A város és környéke lakóit (40 ezer embert) ki kellett telepíteni, a területet sikerült megvédeni. [VK 1970, Vágás 1982]

11. 1974. június-júliusában rendkívüli árvízi helyzet alakult ki a **Körösökön**: öt árhullám követte egymást. A június 12-én indult második minden korábbi tetőzési magasságot és

vízhozamot meghaladott. A nagyobb károk elhárítása érdekében fel kellett tölteni, tározótárolóként alkalmazni a *Fehér-* és a *Fekete-Körös közötti ún. deltát*. A *Körösök* középső és felső szakaszán 104 km hosszban kellett volna töltésmagasítást végrehajtani ahhoz, hogy az árhullám a gátak között levezethető legyen.

Június 15-én 14 órakor a *Fehér-* és a *Fekete-Körösön* a víz gyakorlatilag egy szintben volt a töltések koronájával, helyenként csak a nyúlgátak akadályozták meg a töltésmeghágást. Ekkor robbantással megnyitották a *Fehér-Körös* jobb parti töltését; a *Fekete-Körösön* a víz az előre meggyengített helyeken a töltést átszakította. Ekkor a vízszint 0,32-0,68 m-rel volt az addig észlelt legnagyobb érték felett. A tározótér feltöltődése 82 óra alatt ment végbe. A 71 km²-en 127 millió m³ víz tározódott. A vízszint 10 óra alatt több, mint 2 métert csökkent. A három töltésmegnyitáson kifolyó vízhozam csúcserőke együttesen 780 m³/s volt. Három és fél nap múlva megkezdődhetett a víz visszavezetése a mederbe. [Szlávik1976]

12. Az 1980. évi Körös-völgyi árvíz alkalmával példátlan hevedességű áradás indult a *Fekete-* és a *Sebes-Körösön*. Július 26-án a *Sebes-Körös* és a *Berettyó* folyók összefolyásánál, két nappal később a *Kettős-Körös* jobbpartján keletkezett töltésszakadás. A lokalizáció eredményessége érdekében két szükség-tározót meg kellett nyitni. Víz alá került összesen 17.800 ha. [Szlávik 1982a, 1982b]

13. A Körösökön az évszázad legnagyobb árvíz katasztrófája, az 1980 július-augusztusi árvíz után alig több, mint fél év múlva, **1981 márciusában** ismét egy olyan árvízi esemény alakult ki a *Körösökön*, ahol az árhullám tetőző szintje, vízhozama, az áradás hevedessége és más hidrológiai paraméterei helyenként ismét megközelítették, illetve meghaladták az addig észlelt maximumokat. 1981 január 1 - március 10. között a *Körösökön* hét kisebb árhullám alakult ki. A március 11-12-i heves esőket követően március 13-án jelentős árhullámok indultak el a *Fekete-* és a *Fehér-Körösön*. A *Fekete-Körös* Antnál 42 óra alatt 640 cm-t áradt és 12 cm-rel az előző évi felett, 1000 cm-rel tetőzött. A *Fekete-* és a *Fehér-Körös* árhullámainak találkozása miatt a teljes hazai folyószakasz töltésein töltésmeghágás és csurgások ellen kellett védekezni. Az árvizet csak a mályvádi árvízi szükség-tározó üzembe helyezésével lehetett biztonságosan levezetni. [Szlávik 1982b]

14. 1984/85 telén szélsőségesen hideg időjárás volt a Tisza vízgyűjtő területén: december 1 - március 31. között a térségben 2,9 C fokkal hidegebb volt, mint a sokévi átlag. A **Felső-Tiszán** és mellékfolyói január 10-15-ére beálltak, 30-40 cm vastag jégpáncél alakult ki. December legvégétől - több hullámban - jelentős mennyiségű hó hullott a fagyott felszínre; a hóban tárolt vízkészlet január 20-ára több mint 50 %-kal haladta meg a sokévi átlagot. Január 21-24. között - meleg légköri betöréssel - jelentős esők hullottak a *Felső-Tisza* vízgyűjtőjére, amelyek az olvadó hóval együtt néhány óra leforgása alatt heves árhullámot váltottak ki. A gyors áradás következtében a jégtakaró felszakadása a folyón felülről lefelé haladva következett be, egészen *Dombrád* térségéig. Ez alatt az összefüggő jégtakaró érintetlen maradt. A hidrológiai feljegyzések szerint példátlan méretű **jeges árvíz** alakult ki a *Tiszán*.

A folyó felső szakaszán teljes szélességben megindult zajlás rendkívül intenzív volt, több különböző nagyságú és élettartamú jégtorlasz alakult ki, többek között *Szatmárcseke*, *Tivadar*, *Vásárosnamény* térségében. A folyó vízutánpótlásának lecsökkenésével a levonuló, megmecsúsuló jég január 28-ára két, 14, illetve 9 km hosszú jégtorlasz alakult ki *Dombrád* és *Tuzsér*

térségében. A jégtorlaszok vastagsága átlagosan 1-3 m, helyenként 4-6 m volt; a torlaszokban lévő jég mennyiségét 3-4 millió m³-re becsülték. A jégtorlaszok által befolyásolt tetőző vízállások mintegy 1,5-2,0 m-rel voltak magasabbak az azonos vízhozamhoz tartozó jégmentes árhullámok értékeinél és megközelítették az addigi jég nélküli legnagyobb vízszinteket.

Február második hetében ismét erős lehülés következett be és a Felső-Tisza és mellékfolyói - ugyancsak eddig példátlan módon - másodszor is beálltak, a jég vastagsága 15-25 cm volt, helyenként ismét elérte a 40 cm-t. A folyamatos jégtörés, jégrobbantás ellenére a torlaszok helyzete lényegesen nem változott, így kedvezőtlen árvízi hidrológiai helyzet alakult ki. Ugyanis egy hóolvadással párosuló, viszonylag nem nagy (20-40 mm-es területi átlagú) eső a Záhony alatti Tisza-szakaszon veszélyes helyzetet idézhetett volna elő. Március elején azonban az időjárás igen kedvezően alakult, lassú, csapadékmentes felmelegedés kezdődött, lassú hóolvadásos árhullám alakult ki, amely a jégtorlaszokat is meggyengítette és így a jégtörés, jégrobbantások hatására a jég megállását követő 47. napon, március 15-én a torlaszok megindultak. Március 18-ára a Felső-Tisza és mellékfolyói jégmentessé váltak. [Illés 1986, Kovács - Hrehuss 1986]

15. Az 1995-96-os téli időszak csapadékösszegei az elmúlt évekhez képest kiemelkedőek voltak. Különösen a *Tisza vízrendszerében* hullott igen jelentős mennyiségű csapadék, amelynek azonnali lefolyását az 1995. Karácsonya környékén kialakult enyhe időjárás elősegítette és így jelentős víztömegek jutottak a folyók medrébe. A csapadék eső formájában hullott le és megolvasztotta a vízgyűjtő területen lévő hótakarót. December 23-28. között a *Fekete-Körös* felső vízgyűjtőjén helyenként 200 mm csapadék hullott, de a *Körösök* vízgyűjtőjének többi részén és a *Felső-Tiszán* is 100-150 mm volt ekkor a 6 napos csapadékösszeg. E csapadékok hatására a **Felső-Tiszán** és a **Körösökön** jelentős méretű árhullámok alakultak ki, e folyók csaknem valamennyi védvonalán III. fokú készültséget kellett elrendelni, sőt a *Fekete-* és a *Kettős Körösön*, valamint a *Tisza* Vásárosnamény-Záhony közötti szakaszán és a *Kraszna*, valamint a *Szamos* torkolatának térségében rendkívüli készültséget is el kellett rendelni.

A *Körösökön* több jelentősebb védelmi beavatkozásra került sor. A *Fehér-Körös* jobb parti védvonalain a magassági hiányos szakaszokon - mintegy 4,5 km hosszon - nyúlgát építésével végeztek töltésmagasítást. A heves árhullám miatt december 29-én a hajnali órákban megnyitották a mályvádi árvízi *szükségtározót*. Ennek eredményeként a *Fehér-Körös* Gyulánál december 29-én 792 cm-rel, 6 cm-rel az eddigi LNV-t meghaladva tetőzött. A *Kettős-Körös* vízszintje ugyanezen a napon Békésnél tetőzött és mindössze 20 cm-rel maradt el az LNV-től. A *Kettős-Körös* alsó szakaszán a *mérgesi szükségtározó* megnyitását kotrógéppel végezték el december 30-án. [Szlávik-Galbáts-Kiss 1996]

16. 1998 tavasza és nyara csapadékos volt, a Tisza vízgyűjtő mellékfolyóin (Felső-Tisza, Túr, Szamos, Kraszna, Körösök, Berettyó, Maros, Bodrog) sorozatos - esetenként jelentős méretű - árhullámok követték egymást. 1999 szeptember-októberben a **Felső-Tisza** vízgyűjtő területén szinte szünet nélkül, naponta esett az eső. Október végén egy heves árhullám alakult ki, amelynek tetőzése még csak Vásárosnamény térségében járt, amikor a november 4-i és 5-i esők létrehozták a második, a fő árhullámot. A Tisza kárpátaljai szakaszán a tetőzések többnyire az eddigi legmagasabb értékeket meghaladták, vagy azok közelében voltak. A magyar-ukrán országhatár közelében töltésszakadások következtek be. A mellékfolyók árhullámai végigsöpörtek a völgyekben és hatalmas pusztítást okoztak: *Kárpátalján* - nem hivatalos adatok

szerint - összesen 236 település szenvedett kárt az árvíztől, 118 települést árasztott el teljesen, 39.600 épületet öntött el a víz, lerombolt 22 hidat, megsérült 340 km közút. *Az árvíznek halálos áldozatai voltak.*

Az árhullám *Tiszabecsnél* 680 cm-es tetőző értéket elérve, 28 cm-rel lépte túl az eddigi LNV-t, *Tivadarnál* ez a túllépés 93 cm volt és az árvíz szintje egészen Záhonyig meghaladta az LNV-t. *Tivadarnál* a tetőző vízhozam mért értéke 3570 m³/s, minden eddig mért értéket meghaladó volt. Szélsőséges árvízi helyzet alakult ki a *Tisza* és a *Bodrog* összefolyásánál. A tiszai visszaduzzasztásnak és a Bodrog árhullámának együttes hatására *Sárospataknál* a novemberi tetőzés csak 4 cm-rel maradt el az 1979. évi történelmi csúcstól.

Az árhullám 872 cm-es tetőzése *Tokajban* csak 8 cm-rel volt alacsonyabb az 1979. évi LNV-nél. Az árhullám tetőzése *Tokaj* és *Szolnok* között rekord-hosszúságúnak számító 10 napig

tartott, mindenütt megközelítette az addigi LNV-t (*Szolnoknál* pl. 12 cm-re). A Tisza középső szakaszán, *Tokaj* és *Csongrád* között - a hosszan tartó árvízi terhelés miatt - tartósan magas, az eddig mért legnagyobb vízállást megközelítő árhullám ellen kellett védekezni. Az 1998 novemberi árhullám levonulása idején egyidejűleg 1520 km hosszön kellett árvízvédelmi készültséget - ezen belül rendkívüli készültséget is - tartani. A Felső-Tiszán a töltéskorona magasságát meghaladó vízszint ellen kellett védekezni 43 km hosszön. [*Szlávik* 1999, *Szlávik-Vágás* 1999]

17. Az **1999-es** évben is folytatódott az előző években megindult nedves periódus: alig négy hónap elteltével ismét rendkívüli méretű árhullám alakult ki és vonult le a **Bodrogon** és a **Közép-Tiszán**. A csapadékszegény januárt követően február közepén évtizedek óta nem tapasztalt hatalmas hókészlet halmozódott fel, mind a hegyekben, mind az Alföldön (a Tisza, Szolnokig terjedő vízgyűjtőjén február 18-án a hóvízkészlet 6.8 km³, a szegedi szelvényhez tartozó vízgyűjtő területen pedig 11,1 km³ volt).

Március elején a Tisza minden egyes mellékfolyóján különböző méretű árhullám indult el. A Bodrog sárospataki vízmércéjén az áradás. 111 éves rekordot, az 1888-ban mért eddigi legnagyobb vízszintet döntötte meg. Ez a rendkívüli árhullám annak ellenére alakult ki, hogy a vízgyűjtő területre a hóolvadás során - csaknem hat héten át - jelentősebb mennyiségű eső hullott volna. A Tisza és a Bodrog árhulláma egyidőben érte el Tokajt és ott egymásra halmozódtak. Tokaj és Csongrád között az árhullám tetőző vízszintje minden szelvényben meghaladta az eddig észlelt maximumot, helyenként 65-75 cm-rel. Az árvízi tapasztalatok azt valószínűsítik, hogy a Tisza Kisköre-Csongrád közötti mintegy 160 km hosszú szakaszán a nagyvízi levonulási viszonyok az utóbbi 30-40 évben lényegesen megváltoztak. A Vásárosnamény alatti szakaszon az árhullámok magassága, hevesége és tartóssága a történelmi méretűnek tekintett 1970. évi árhullámot is meghaladta, tehát jogosan nevezhető rendkívülinek. [*VK* 1999-2000, *Szlávik* 1999, *Szlávik-Fejér* 1999]

18. 2000. évi tiszai árvíz. 2000 március közepére ismét jelentős, bár az 1999. évinél kevesebb hó halmozódott fel a Felső-Tisza, a Bodrog és a Körösök vízgyűjtőjén, valamint a Maros felső szakaszán. Az olvadás után a tiszai árhullám találkozott a Bodrog árhullámával, s ez Tokajnál minden addigit felülmúló vízállást okozott. A Tokaj és Mindszent közötti szakaszokon, az egymást követő árhullámok feltorlódásának, ill. a Körösök vízrendszerén levonuló szintén igen

jelentős vízmennyiségnek köszönhetően, mindenhol csúcsokat döntő vízszintek alakultak ki. Az 1612 km-nyi töltésszakaszon összesen 32 napon át volt érvényben a rendkívüli árvízvédelmi készültség. Közvetlen töltésszakadási veszélyhelyzet alakult ki a szolnoki 4-es útnál, a tiszasasi kanyarnál, a mindszei szivattyútelepnél és Tiszasüly térségében [VK 1999-2000].

19. A 2001. márciusi tiszai árvíz is elsősorban a Felső-Tisza vízgyűjtőire hullott nagymennyiségű csapadék okozta. Az árvíz levonulása során március 6-án Tarpánál a jobb parti töltés két helyen is átszakadt (1947/48. óta első ízben szakadt át fővédvonalai töltés a Tiszán), s a víz kitódult a beregi öblözetbe. A lokalizációs munkáknak köszönhetően az öblözet 20 településéből 13 megmenekült az elöntéstől. A levonuló árhullám eközben a Tisza alsó szakaszain csak Tiszaugig eredményezett rendkívüli készültségi szinteket, azt követően egyre jobban ellapult, és elmaradt a 2000. évi rekord szintektől [VK 2001].

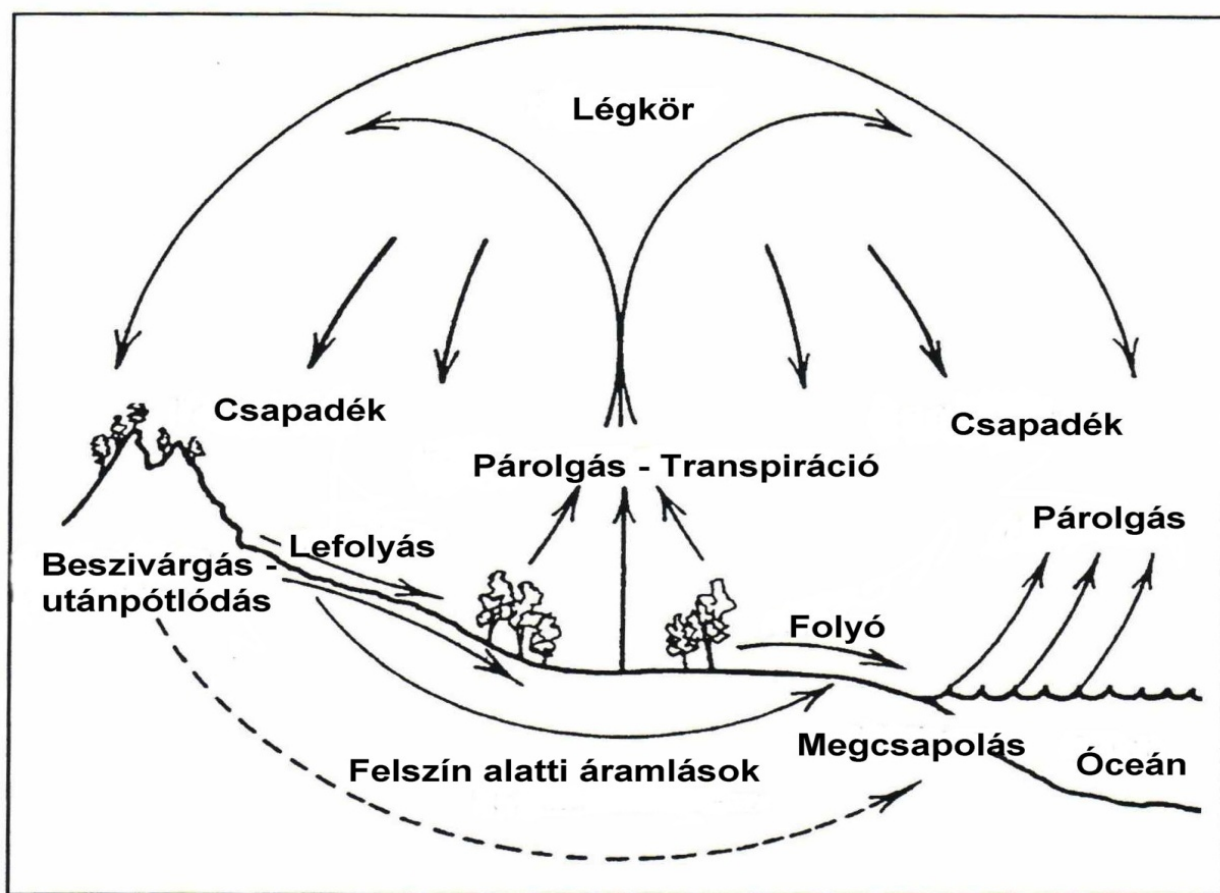
20. 2002. évi dunai árvíz. Augusztus 6-án az Alpok térségét egy ciklon érte el. 6-án és 7-én az Alpokban kiugróan nagy mennyiségű 50-100 mm csapadék hullott. Ausztria középső részén két nap alatt helyenként 200 mm-t meghaladó csapadék is előfordult. A nagy mennyiségű csapadék hatására vonult le a Dunán az első augusztusi árhullám. Augusztus 11-én a Duna felső szakaszát egy újabb aktív ciklon érte el. Augusztus 11-13. között három nap alatt a Duna ausztriai és bajor vízgyűjtőin ismét rendkívül jelentős, területi átlagban 100-150 mm, de lokálisan 200, néhol a 300 mm-t meghaladó csapadékmennyiség esett. Az augusztus elején elindult első árhullám, bár Ausztriában kritikus helyzetet teremtett, a hazai folyószakaszon közepesnek mondható árhullámot okozott. A felső vízgyűjtőn augusztus 11-13. között lehullott csapadék hatására újabb, hevesebb áradás indult meg, mely Passautól a bécsi medencéig számos településen okozott katasztrófa helyzetet, a korábbi legmagasabb vízállásokat 57-105 cm-rel meghaladó tetőzések, illetve számos településen a megfelelő védőművek hiánya, vagy azok tönkremenetele következtében. A Budapestig terjedő Duna-szakaszon az LNV-t meghaladó, az alatt, a déli országhatárig attól némileg elmaradó tetőzéseket alakultak ki [VK 2002].

21. A 2006. évi dunai és tiszai árvíz különlegességét az okozta, hogy a legkritikább esetben történik meg az, hogy a Duna árvize akadályozza levonulásában a Tisza és mellékfolyóinak áradását. A dunai vízgyűjtőn felhalmozódott hókészlet az olvadáskor komoly elöntéseket okozott Németországban és Ausztriában, s hazánkban is harmadfokú, vagy afölötti árvízszinteket jelentett volna, de az igazi nehézséget a Morva folyó közepesnél valamivel nagyobb árvízi hozama jelentette a magyar Duna-szakasz töltéseinek. ...Veszélyes árvízi jelenségek a Duna felső és középső szakaszán alakultak ki, de töltésszakadás szerencsére nem következett be. A tiszai árvíz levonulása a folyó középső és alsó szakaszán jelentett rendkívüli helyzetet, Szegednél addig nem látott vízszintek ellen kellett védekezni, s a Tiszazugban veszélyes töltéssuvadások jelezték a Körös-töltések teljesítőképességének határait [VK 2006].

5 Felszín alatti hidraulika (Szűcs Péter, Szabó Imre)

5.1 A felszín alatti vizek természetes áramlása

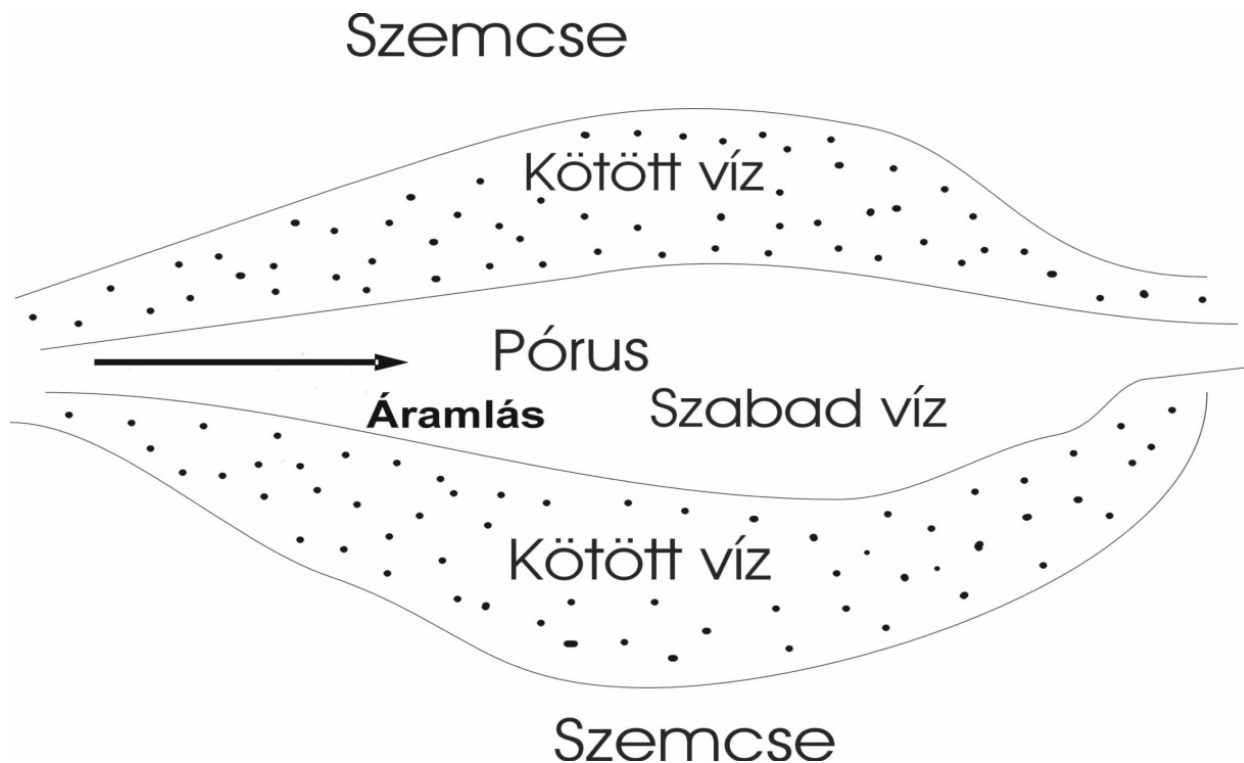
A földi vízkörforgalom (65. ábra) révén a víz bejut a földfelszín alá is, ahol a kőzetek pórusaiban és repedéseiben tárolódik, illetve a gravitációs és egyéb erők hatására mozog. A felszín alatt különböző rendű áramlási rendszerek jönnek létre a telített zónában, amelyeknek a főbb tulajdonságait a hidrogeológiai környezet alakítja ki. A hidrogeológiai környezet három fő eleme a következő: (1) a vizsgált terület földtani viszonyai, (2) a helyi topográfiai jellemzők, (3) és az adott helyen uralkodó meteorológiai viszonyok.



65. ábra A földi vízkörforgalom főbb elemei

A felszín alatti vizek áramlásával és az ahhoz kötődő jelenségekkel több szempont miatt is fontos foglalkozni. Egyrészt szükséges megismerni a természetes felszín alatti áramlási rendszerek törvényszerűségeit, másrészt a különböző, felszín alatti vizeket is érintő műszaki beavatkozások (pl. víztermelés kutak segítségével felszín alól, munkaterék illetve külfejtések víztelenítése, belvíz-mentesítés, stb.) csak akkor valósíthatóak meg megfelelő hatásfokkal, ha az áramlástan,

illetve hidraulikai kérdéseket szakszerűen tudjuk kezelni. A felszín alatti vizek áramlási kérdéseinek leírását nehezíti, hogy nem egyszerű csőben történő áramlásról van szó, hanem egy olyan komplex rendszerről, ahol a víz egészen kicsiny, a milliméter tört részét kitevő méretű póruscsatornában, esetleg változó méretű repedésrendszerben halad. Az ilyen típusú hidraulikai rendszerek esetében mindig figyelembe kell venni azt a kölcsönhatást is, amely a felszín alatt áramló víz és az azt tároló kőzet között alakul ki (66. ábra). Ez a komplex kölcsönhatás egyrészt a víz tulajdonságai (pl. poláros viselkedésű kiváló oldószer) miatt, másrészt a kőzet tulajdonságai (pl. negatív töltés többlet, nagy fajlagos felület) miatt alakul ki. Összességében a felszín alatti víz mozgása egy nagyon bonyolult folyamat, amelynél azonban az esetek egy jelentős részében olyan jogosan indokolható elhanyagolásokat tehetünk, amelyek eredményeképpen viszonylag egyszerűen alkalmazható szivárgástani, illetve hidraulikai egyenletekhez jutunk.



66. ábra A szabadon áramló és a kötött víz jelenléte a pórustérben

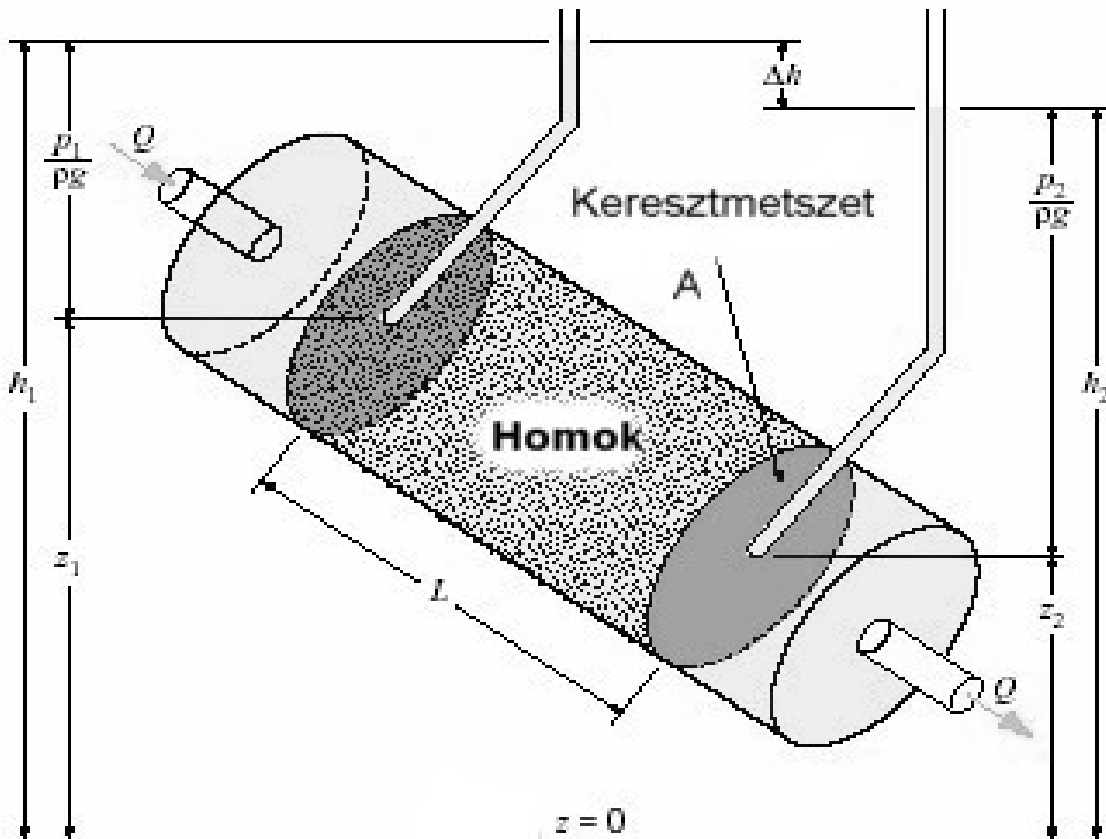
5.1.1 A Darcy-egyenlet

A franciaországi Dijon város vízellátásának megtervezésével megbízott Henry Darcy nagy szabású kísérlet sorozatot hajtott végre, amelynek eredményeit 1856-ban publikálta. E műben szereplő egyenlet, amelyet a szerző tiszteletére Darcy-egyenletnek nevezünk, a mai napig a hidrogeológiai egyik legfontosabb és legszélesebb körben alkalmazott egyenlete. A Darcy-kísérlet legfontosabb paramétereit a 67. ábra ismerteti. Darcy a különböző homoktölteteken átfolyó víz hozamára (Q) az alábbi általánosan alkalmazható összefüggést kapta:

$$Q = A \cdot k \cdot \frac{H_1 - H_2}{L} \quad [\text{m}^3/\text{s}], \text{ ahol}$$

A – a homoktöltet felületi keresztmetszete [m^2],
 k – a homokra jellemző szivárgási tényező [m/s],
 H – vízszlop magasság különböző helyeken mérve [m],
 L – a mért vízszlopok közötti távolság [m].

Ebből az egyenletből kifejezhetjük a fajlagos hozamot (q) is, amely azt mutatja meg, hogy 1 m^2 felületen időegység alatt mekkora térfogatú folyadék áramlik át a vizsgált kőzetben. A fajlagos hozam tehát sebesség dimenziójú, és ezért sokszor v-vel is jelölik, és emellett ezt a származtatott mennyiséget hívják Darcy-sebességnek is. Vagyis az alábbi képletnek megfelelően a Darcy sebesség kifejezhető a vizsgált kőzet szivárgási tényezőjével (k), és a közegben az áramlást létrehozó hidraulikai gradienssel (I). Mai korszerű vizsgálatok is bebizonyították a Darcy-egyenlet érvényességét és alkalmazhatóságát a porózus kőzetekben leggyakrabban előforduló lamináris szivárgás jellemzésére.



67. ábra A Darcy-kísélet vázlata

$$q = \frac{Q}{A} = v = -k \cdot I = -k \cdot \frac{dh}{dl} = -k \cdot \frac{\Delta h}{L} \text{ [m/s]}$$

A Darcy-egyenlet segítségével már könnyedén tudunk egyszerűbb hidrogeológiai számításokat is végezni. Például a 68. ábra szerint, ha van két felszín alatti vízszint-mérésünk (H_1 és H_2), és ismerjük a kutak közötti távolságot (L), valamint a felszín alatti közeg effektív porozitását (n_e) és szivárgási tényezőjét (k), akkor például azt is ki tudjuk számolni, hogy az egyik kúttól mennyi idő alatt érnek el a vízrészecskék a másikhoz. A következő egyszerű összefüggéseket használhatjuk a 68. ábra adatai alapján. Először is adjuk meg a Darcy-sebességet.

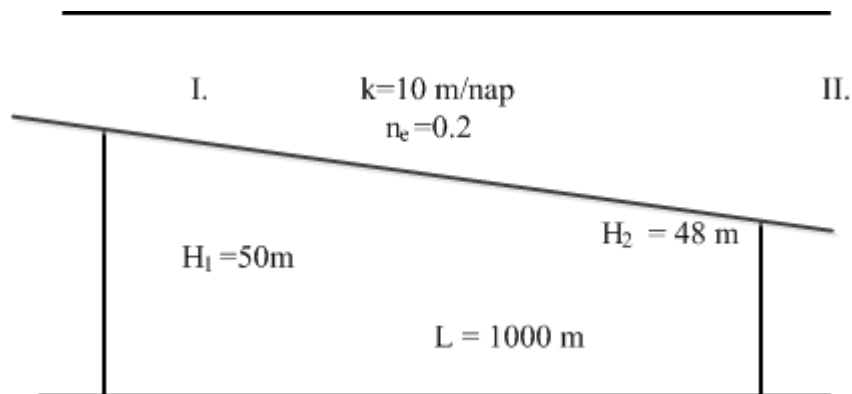
$$v = -k \cdot I = -10 \cdot \frac{(48 - 50)}{1000} = 0.02 \text{ [m/nap]}.$$

A tényleges áramlási sebességhez (v_t) úgy juthatunk, ha a Darcy-sebességet elosztjuk a kőzet effektív porozitásával.

$$v_t = \frac{v}{n_e} = \frac{0.02}{0.2} = 0.1 \text{ [m/nap]}.$$

Ezek után már kiszámíthatjuk azt, hogy a megadott áramlási viszonyok mellett mennyi idő (t) alatt jutnak el a vízrészecskék az I. kúttól a II-ig kútig.

$$t = \frac{L}{v_t} = \frac{1000}{0.1} = 10000 \text{ nap} \cong 27.4 \text{ év}$$



68. ábra A Darcy egyenlet egyszerű alkalmazása

5.1.2 A szivárgási tényező meghatározásának módjai

A felszín alatti közeg egyik legfontosabb vízföldtani jellemzője a Darcy-egyenletben is szereplő szivárgási tényező (k). A szivárgási tényező meghatározása elengedhetetlenül szükséges a

különböző hidrogeológiai számításokhoz. A szivárgási tényező értékét meghatározó eljárásokat három nagy csoportban osztályozhatjuk, amelyek a következők:

- a szivárgási tényező meghatározása számítással,
- a szivárgási tényező meghatározása laboratóriumban,
- a szivárgási tényező terepi meghatározása.

A szivárgási tényező számítással történő meghatározása során a következő összefüggésből indulunk ki:

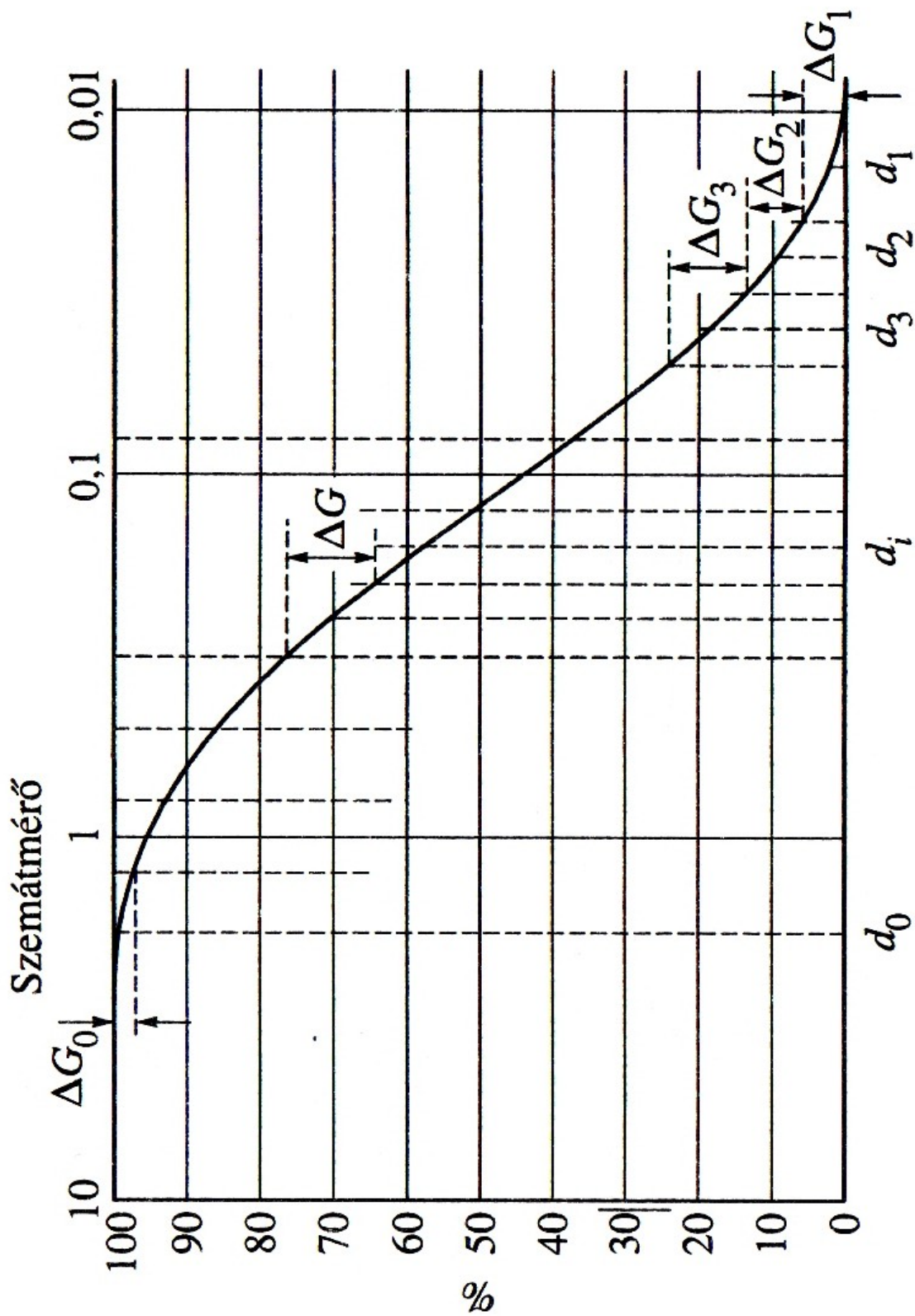
$$K = A_S \cdot d_m^2 \text{ [m}^2\text{]}, \text{ ahol}$$

K - a vizsgált közet áteresztőképessége [m^2],
 A_S – az ún. Slichter-szám [-],
 d_m – a vizsgált közet mértékadó szemátmérője [m].

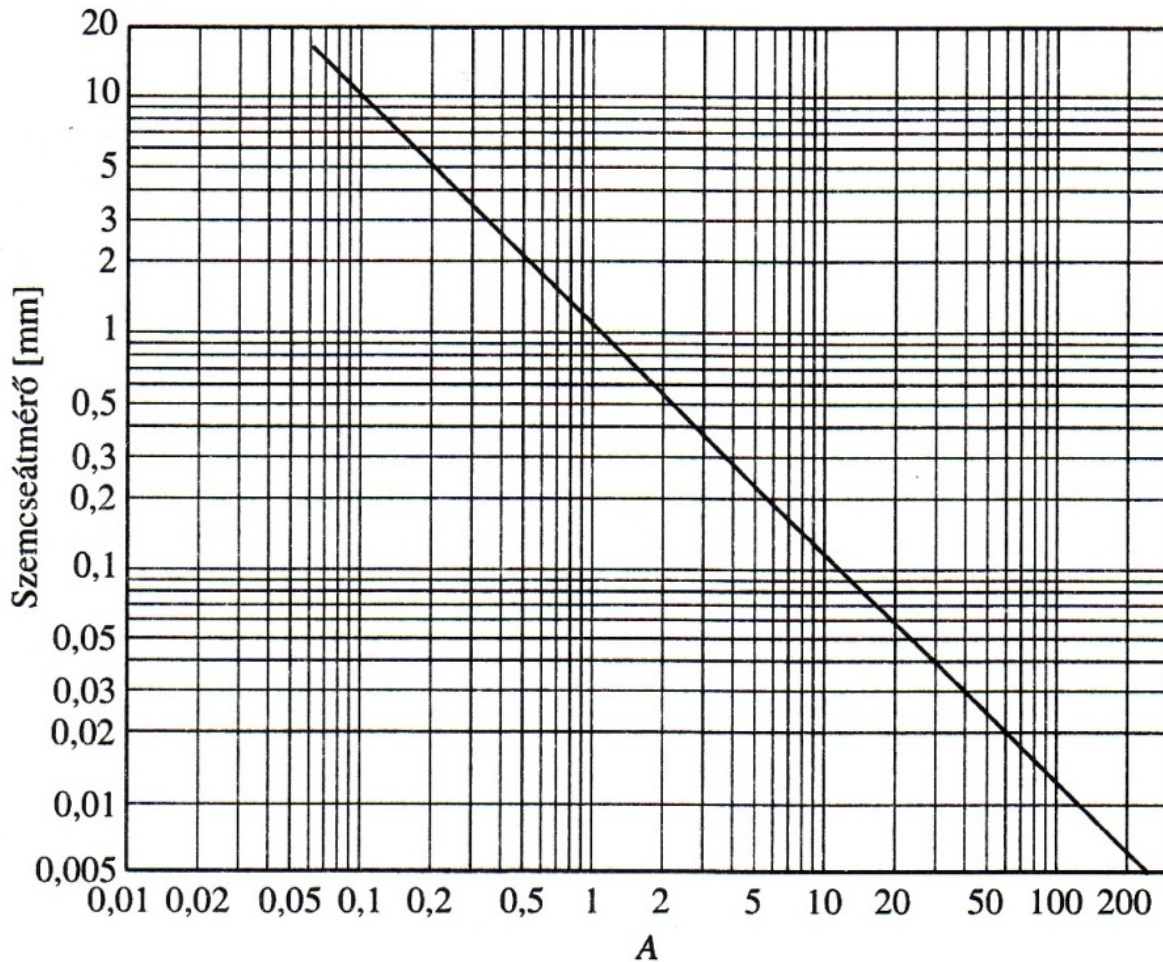
A porózus közetben jelentkező szivárgásban a közet jellemzője a mértékadó szemátmérő mellett a Slichter-szám. Eddig számos szerző nagyon sok számítási módszert dolgozott ki a szivárgási tényező meghatározására. Az egyes módszerek közötti a különbség a Slichter-szám és a mértékadó szemátmérő megadásában van. Ma a gyakorlatban elsősorban két olyan módszert használunk a szivárgási tényező számítására, amelyek a teljes szemeloszlási görbét figyelembe veszik a mértékadó szemátmérő meghatározásánál. Ezek a Kozeny és a Zamarin eljárások. A Zamarin eljárás során például az integrál szemeloszlási görbét kis szakaszokra kell osztani és a szemcse nagyság intervallumai közepének megfelelő, Zamarin által felállított exponenciális függvényértékekkel az egyes intervallumok tömegeit (ΔG_i) megszorozva kapunk egy jellemző értéket. Ezeket az egész szemeloszlási görbe mentén összegezve adódik a mértékadó szemátmérő reciproka:

$$\frac{1}{d_m} = A_1 \Delta G_1 + A_2 \Delta G_2 + \dots + A_n \Delta G_n.$$

A szemeloszlási görbe intervallumokra történő felosztása, illetve a függvényértékek meghatározása a 69. ábra és 70. ábra segítségével lehetséges.



69. ábra A szemeloszlási görbe felosztása a Zamarin módszernél



70. ábra Az A_1 függvényértékek meghatározása a Zamarin módszernél

A Slichter-számot a Zamarin eljárás alkalmazásakor például a következő módon is definiálhatjuk:

$$A_s = 3900 \frac{n^2}{1-n} (1.275 - 1.5n)\mu, \text{ ahol}$$

n – a vizsgált kőzet hézagterfogata vagy porozitása [-]

μ - a víz dinamikai viszkozitása [0.001 Pas].

A Slichter-szám és a mértékadó szemátmérő ismeretében kiszámíthatjuk a vizsgált kőzet áteresztőképességét (permeabilitását). Az áteresztőképesség (K) csak a vizsgált kőzet tulajdonságaitól függ. Az áteresztőképesség mértékegysége [m^2]. A gyakorlatban ma is gyakran előfordul, hogy a permeabilitást Darcy egységekben fejezik ki. $1 \text{ darcy} = 10^{-12} m^2$. A szivárgási tényező értékét befolyásolják mind a kőzet, mind pedig a benne lévő fluidum tulajdonságai is. A kiszámított áteresztőképesség birtokában a kőzet vízre vonatkozó szivárgási tényezőjét (k) a következő kifejezéssel adhatjuk meg:

$$k = \frac{K}{\mu} \cdot \rho \cdot g \text{ [m/s]}, \text{ ahol}$$

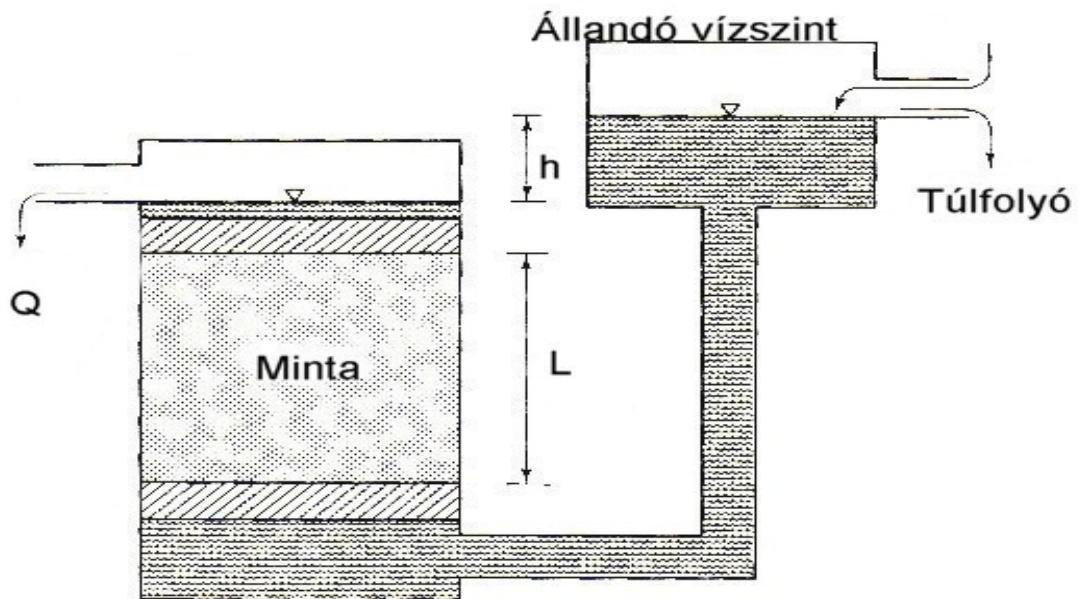
μ - a víz dinamikai viszkozitása [0.001 Pas],

ρ - a víz sűrűsége [kg/m³],

g - a gravitációs gyorsulás értéke [m/s²].

Mint látható, a számításos eljárások segítségével a szivárgási tényező értéke viszonylag könnyen meghatározható. Jelentős hátrány viszont, hogy a számításos úton kapott szivárgási tényező értékében jelentős bizonytalanság lehet. Gyakran nagyságrendi különbség is lehet a tényleges és a számított szivárgási tényező értékei között.

A szivárgási tényező számításal történő meghatározása mellett gyakran alkalmazunk laboratóriumi méréseket is. Az állandó nyomáskülönbségű permeabimétert jó áteresztőképességű kőzetek vizsgálata esetében alkalmazzuk. A mérés elvi vázлата alább látható (71. ábra). A permeabiméterbe beépített kőzetmintán keresztül vizet áramoltatunk állandó nyomáskülönbség mellett. Mérjük a mintán átfolyó állandósult vízhozamot (Q). A permeabiméterben a minta keresztmetszete A [m²]. Ezek, illetve a 71. ábra szerinti paraméterek segítségével a Darcy-egyenlet alapján a következő kifejezést írhatjuk fel.



Állandó nyomáskülönbségű permeabiméter

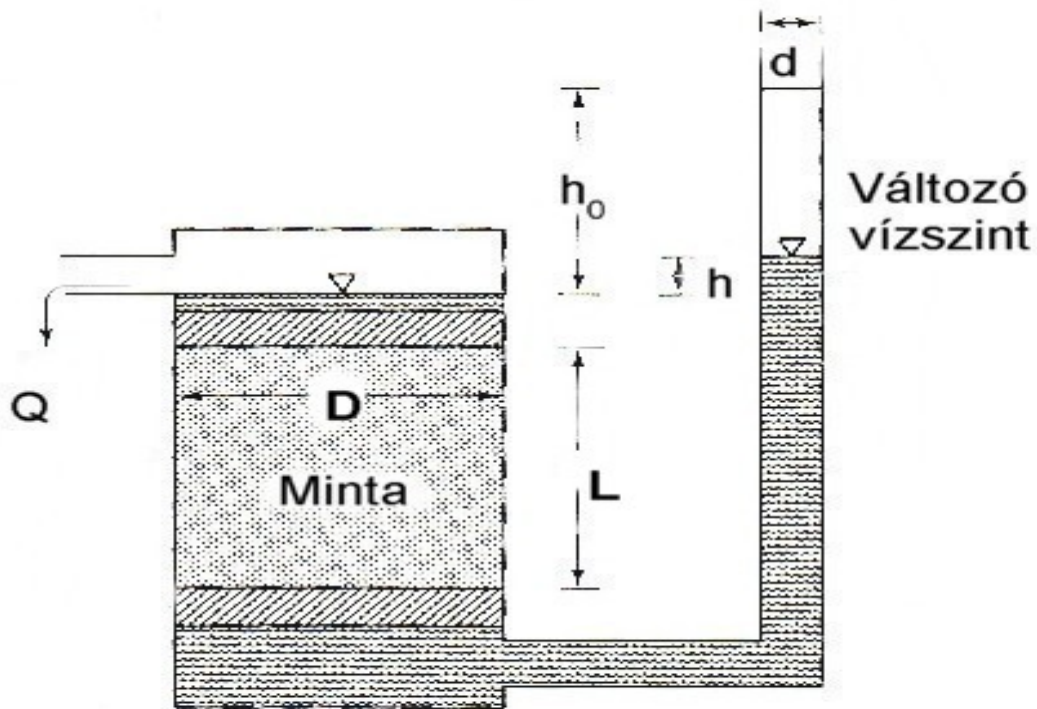
71. ábra Az állandó nyomáskülönbségű permeabiméter elvi vázлата

$$Q = A \cdot v = A \cdot k \cdot \frac{h}{L} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

A szivárgási tényező (k) értéke ezek után megadható az alábbi egyszerű egyenlettel.

$$k = \frac{Q}{A} \cdot \frac{L}{h} \text{ [m/s]}$$

A kis átteresztőképességű kőzetek laboratóriumi vizsgálatánál célszerű a változó nyomáskülönbségű permeabiméteres mérés alkalmazása. Ebben az esetben a mintán átszivárgó víz nyomáskülönbsége az idő függvényében változik. A h vízszlop a maximális h_0 értékről ($t = 0$) folyamatosan csökken az idő (t) függvényében. A hengeres mintatartóban elhelyezkedő kőzet átmérője D, míg az alábbi ábrán látható vízáramlást biztosító pipetta átmérője d. A megadott paraméterek segítségével a szivárgási tényező értékét a következőképpen számíthatjuk.



Változó nyomáskülönbségű permeabiméter

72. ábra A változó nyomáskülönbségű permeabiméter elvi vázlata

$$k = L \cdot \frac{d}{D} \cdot \frac{1}{t} \cdot \ln \frac{h_0}{h} \text{ [m/s]}$$

Sajnos a laboratóriumi mérések sem adnak teljesen megbízható adatokat a szivárgási tényező tényleges értékéről. A laboratóriumba érkező minták gyakran bolygatottak, és csak egy igen kicsi részét reprezentálják a vizsgált vízáradónak.

A szivárgási tényező meghatározása során a terepi mérési eljárásokat tartjuk a leginkább megbízhatónak, hiszen ebben az esetben a vízáradó nagyobb, inhomogenitásokat is tartalmazó részét vizsgáljuk a kőzet megbolygatása nélkül, „in-situ” állapotban. Így a terepi mérések kétségtelen előnye az, hogy a vízáradó települési viszonyait, a kőzet struktúráját, és a pórustartalmat is figyelembe veszi. A terepi módszerek hátránya a magas költségigény. A különböző infiltrációs vizsgálatok mellett a leggyakrabban próbaszivattyúzási eljárásokat alkalmazunk a szivárgási tényező meghatározása céljából. A próbaszivattyúzási vizsgálatok fontosabb összefüggéseit és módszereit a későbbiekben részletesen ismertetjük.

5.1.3 A hidraulikus emelkedési magasság

A gyakorlatban a tényleges vízszintmérések mellett sokszor a víznyomás értékét is mérjük a legkülönbözőbb mélységekben. Ahhoz, hogy a különböző helyeken mért mennyiségeket össze tudjuk hasonlítani szükséges találnunk egy olyan mennyiséget, amely a felszín alatti víz energia viszonyait fejezi ki az adott mért helyen. Az energia viszonyok ismeretében a felszín alatti áramlási rendszereket kvantitatív módon tudjuk tanulmányozni. A hidraulikus emelkedési magasság (h) fejezi ki a hidrogeológiában az egységnyi tömegű folyadék energiáját vízoszlop magasságokban kifejezve. Hubbert 1940-ben definiálta a hidraulikus emelkedési magasságot a Bernoulli-tétel felhasználásával. Levezetése során az alábbi egyszerű egyenletet alkalmazta. Egy rugalmas deformációra is képes m tömegű test esetében az összes energia (J) tartalom megadható a potenciális vagy helyzeti (W_1), a kinetikus vagy mozgási (W_2) és a rugalmassági (W_3) energia összegeként. Az egyes energia tartalmak definíciója az alábbi.

$$W_1 = m \cdot g \cdot z, W_2 = \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2, W_3 = m \cdot \frac{p}{\rho}$$

Bernoulli nevezetes egyenletében megadta az egységnyi tömegű folyadék energiáját (Φ).

$$\Phi = g \cdot z + \frac{v^2}{2} + \frac{p}{\rho}$$

Hubbert felismerte, hogy a felszín alatti lamináris áramlások esetében a kinetikus energia tag elhanyagolható, hiszen az áramlási sebesség nagyon kicsi. Így Hubbert a Bernoulli egyenletet az alábbiak szerint módosította:

$$\Phi = g \cdot h = g \cdot z + \frac{p}{\rho} \text{ [J/kg], ahol}$$

h – a hidraulikus emelkedési magasság [m],
 z – egy referencia szint feletti magasság [m],

p – a mért folyadéknomás a z magasságban [Pa],
 ρ - a folyadék sűrűsége [kg/m^3],

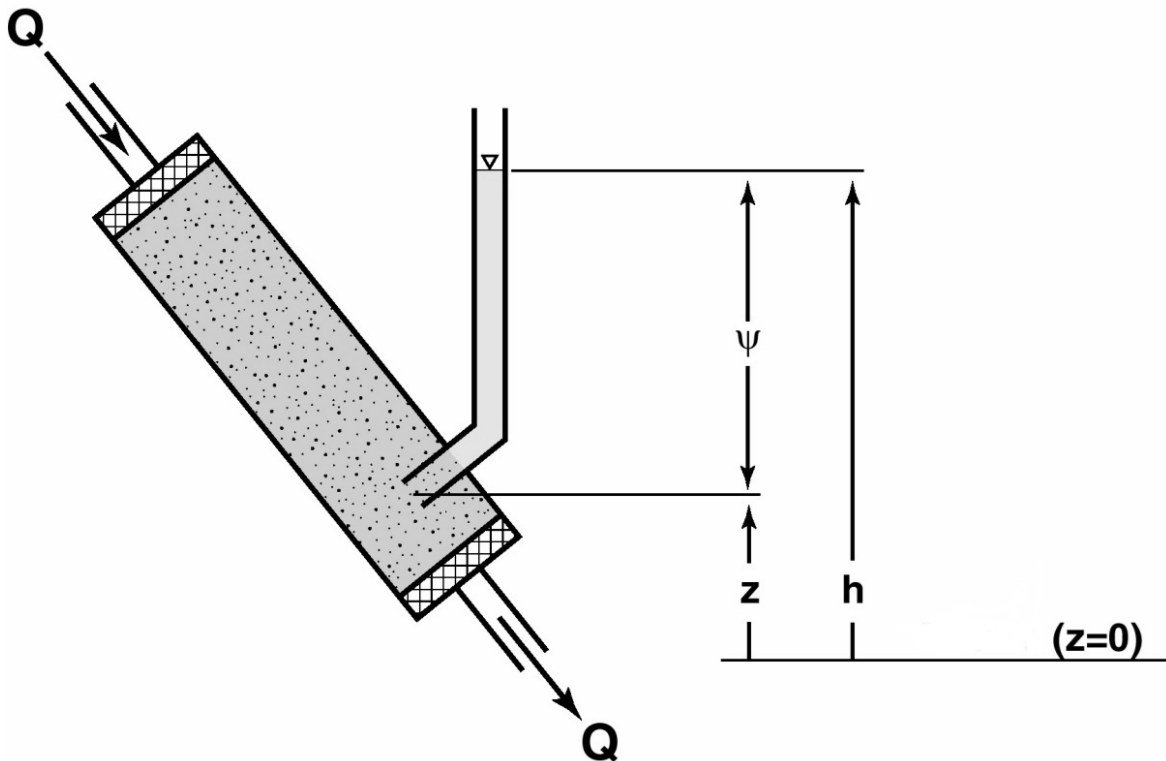
A fenti egyenletből kifejezhető a felszín alatti vizekre (ρ_v) vonatkozó hidraulikus emelkedési magasság (h), amely az energia viszonyokat vízoszlop magasságokban fejezi ki.

$$h = z + \frac{p}{\rho_v g} \text{ [m]}$$

A nyomásemelkedéssel, illetve nyomási energiával arányos tagot szokták ψ -vel is jelölni. Ebben az esetben a hidraulikus emelkedési magasság így írható:

$$h = z + \psi \text{ [m]}.$$

Ha különböző helyeken ismerjük a hidraulikus emelkedési magasság értékét, akkor izovonales térképeket készíthetünk, amelyeken jól követhető válnak a vizsgált felszín alatti térrész áramlási jellegzetességei. A felszín alatti vizek áramlása mindig a magasabb hidraulikus emelkedési magassággal rendelkező helyek felől történik az alacsonyabb energia szintű helyek irányában. A hidraulikus emelkedési magasság definíciójának megértését segítheti a 73. ábra, amelyen jó értelmezhető a mérési pont viszonyító síktól mért magassága (z) és a piezométerrel mért nyomásemelkedés mértéke (ψ).



73. ábra A hidraulikus emelkedési magasság (h) komponensei

5.1.4 Általános szivárgási egyenlet

A Darcy-egyenlet alkalmazása során sok elhanyagolást teszünk. Ha a felszín alatti áramlásoknál figyelembe kívánjuk venni az áramlás térbeli irányultságát, időbeliségét és a kőzet inhomogenitásait, akkor a pontosabb hidrodinamikai számítások érdekében az általánosított Darcy-egyenletet, vagyis az általános szivárgási egyenletet kell használnunk. Potenciális áramlás esetében az általános szivárgási egyenlet alakja nyomás alatti rendszer esetében a következő, ha eltekintünk a forrásoktól és nyelőktől:

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right), \text{ ahol}$$

k_x, k_y, k_z – az x, y és z irányú szivárgási tényező [m/s],
 S_s – a fajlagos tárolási tényező [1/m],
 t – az idő [s],
 h – a hidraulikus emelkedési magasság [m].

Abban az esetben, ha a kőzetet homogénnek és izotrópnak tekintjük (vagyis $k=k_x=k_y=k_z$), és a vizsgált réteg vastagsága b [m], akkor a fenti egyenlet az alábbiak szerint egyszerűsödhet:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}, \text{ ahol}$$

T – a vízszállító-képesség, $k \cdot b$ [m²/s],
 S – a tárolási tényező, $S_s \cdot b$ [-],
 t – az idő [s],
 h – a hidraulikus emelkedési magasság [m].

Ha a felszín alatti áramlás állandósult a nyomás alatti rétegben, vagyis az időbeli változástól eltekinthetünk, akkor az áramlási egyenlet a jól ismert Laplace-egyenletévé egyszerűsödik.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$$

Nyíltükrű vízáadó vizsgálata esetében az általános szivárgási egyenletnek más típusú alakja lesz, hiszen az esetleges vízszint (h) változások során változik a telített zóna vastagsága. Ebben az esetben az általános szivárgási egyenlet alakja a következő:

$$S_y \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z h \frac{\partial h}{\partial z} \right), \text{ ahol}$$

k_x, k_y, k_z – az x, y és z irányú szivárgási tényező [m/s],

S_y – a fajlagos vízhozam [-],
 t – az idő [s],
 h – a hidraulikus emelkedési magasság [m].

Abban az esetben, ha a nyílttűkrű rendszert homogénnek és izotrópnak tekintjük (vagyis $k_x=k_y=k_z$), akkor a fenti kifejezés a Boussinesq-egyenlet alakját veszi fel.

$$\frac{S_y}{k} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(h \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(h \frac{\partial h}{\partial z} \right)$$

A gyakorlatban elterjedt, számítógépes hidrodinamikai modellezés esetében is az általánosított szivárgási egyenlet megoldása történik akár egy véges differenciás, akár egy véges elemes modellezési környezetben a kiindulási és peremfeltételek figyelembe vételével.

5.1.5 Felszín alatti áramlási rendszerek

A földi vízkörforgalomban a felszín alatt komplex áramlási rendszerek jönnek létre a vízre ható erők és a korábban említett hidrogeológiai környezet hatására. A felszín alatti áramlási rendszerek törvényszerűségeinek felismerése és megfogalmazása egy magyar hidrogeológus nevéhez köthető. Dr. Tóth József 1963-ban publikálta azokat az eredményeit, amelyek a hidrogeológia fejlődésének egy új fejezetét nyitották meg. A felszín alatti áramlási rendszerek ismerete nem csak hidrodinamikai szempontból fontos, hanem például vízminőségi szempontból is. Más kémiai jellegű felszín alatti vizekkel és hidrogeokémiai folyamatokkal találkozhatunk a leáramlási és feláramlási területeken. A felszín alatti víz, mint földtani tényező elvének felismerése is Tóth József nevéhez kötődik. Tóth József egyik összefoglaló vázlata (74. ábra), amely bemutatja a felszín alatti gravitációs áramlási rendszerek fontosabb mennyiségi és minőségi aspektusait.

A mai korszerű regionális léptékű hidrogeológiai kutatások nem képzelhetők el a felszín alatti áramrendszerek viszonyainak feltárása nélkül. A felszín alatti áramlások pontos ismerete szükséges számos, felszín alatti térséget érintő műszaki feladat esetében is. Például felszín alatti radioaktív hulladéktárolók tervezése vagy építése elképzelhetetlen a felszín alatti áramlási rendszerek pontos ismerete nélkül.

5.2 Kúthidraulikai alapösszefüggések

A felszín alatti természetes áramlási rendszereket az emberei beavatkozás is módosíthatja. Vízkivételi művek segítségével felszín alatti vizet termelünk például lakossági vízellátás céljára. Magyarországon a szolgáltatott ivóvíz több mint 95 százaléka felszín alatti vízből származik. A víztermelés mellett jelentős beavatkozást jelenthetnek a felszín alatti vizek esetében a felszín alatti térségek (munkateretek, bányák, stb.) víztelenítési feladatai is. Az esetek zömében ekkor is vízkivételi műtárgyakat alkalmaznak a kívánt mértékű vízszint süllyesztések elérése céljából. A vízkivételi művek esetében elsősorban kutakra, másodsorban galériákra (egyenes, vonalszerű létesítményekre, amelyek vízszintes irányban igen hosszúak, a rá merőleges irányban alig van kiterjedésük, függőleges irányban is korlátozott méretűek) kell gondolnunk. Mivel a gyakorlatban a galériák alkalmazása sokkal ritkább, mint a kutaké, ezért e fejezetben kutak hidraulikai kérdéseivel fogunk foglalkozni. A galériák hidraulikai viszonyaira a Munkateretek víztelenítése c. résznél fogunk rávilágítani. E fejezetben áttekintjük azokat a leggyakrabban alkalmazott összefüggéseket, amelyek a kutak hidraulikai működésével és a kutakban végzett próbaszivattyúzási vizsgálatok értékelésével kapcsolatosak.

5.2.1 Nyomás alatti rendszer, teljes kút, oldalsó utánpótlódás

A következő példákban időben állandósult, permanens hidraulikai állapotú rendszereket fogunk bemutatni, hiszen a gyakorlatban a tervezés vagy méretezés számára leginkább ezzel a feltételezéssel élünk. A különböző kúttípusoknál minden esetben az egyszerű hozamegyenletből és a Darcy-összefüggésből indulunk ki alábbiak szerint.

$$Q = F \cdot v \text{ [m}^3\text{/s]} \text{ és } v = -k \cdot I \text{ [m/s]}$$

Ez egyes feladattípusoknál csak az a dolgunk, hogy jól definiáljuk az áramlási felületet (F), illetve az előálló differenciálegyenlet esetében jól adjuk meg a peremfeltételeket. Az egyes kúthidraulikai feladatok esetében általában három különböző dolgot feltétlenül kiszámítunk. Az első a kút hozamegyenlete. Ezután megadjuk, hogy a termelő kút környezetében, hogyan alakulnak a vízszintek vagy a depressziós viszonyok. Végül megadjuk a Darcy vagy tényleges sebesség viszonyok alakulását is a kút környezetében.

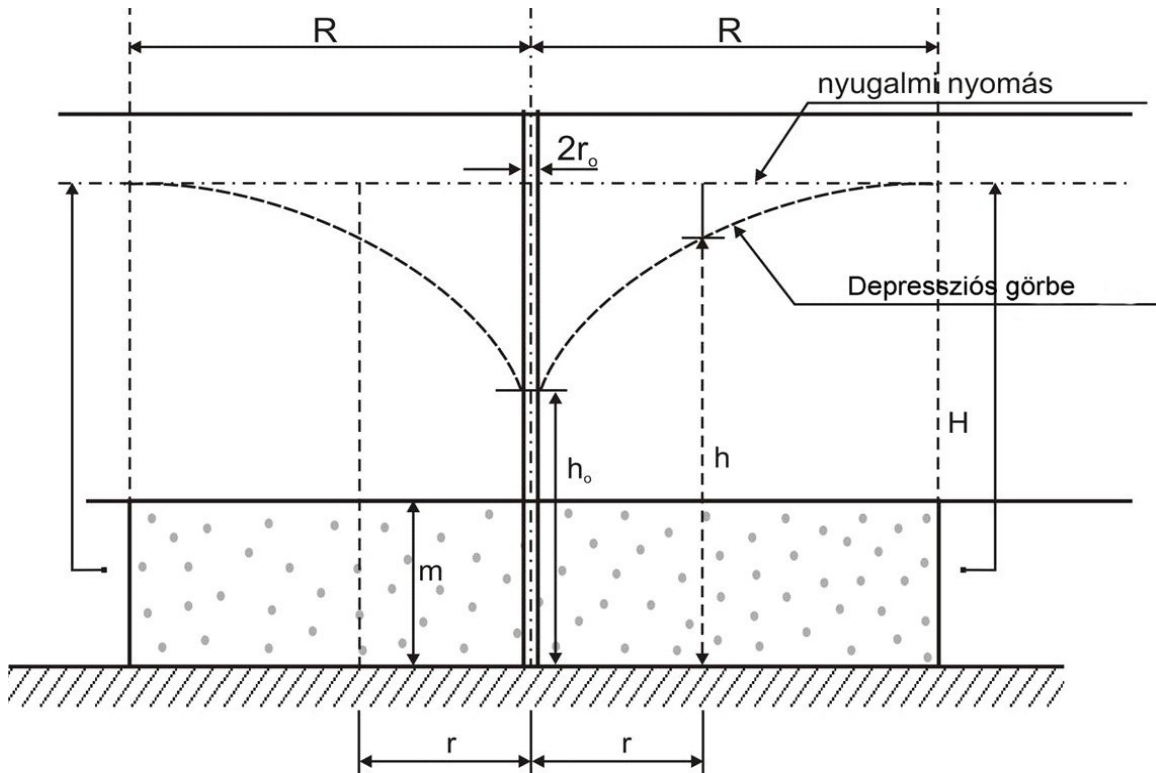
A 75. ábra egy nyomás alatti vízadóban működő, oldalsó utánpótlású teljes kút fontosabb paramétereit mutatja. A vízadó vastagsága legyen m , míg szivárgási tényezője k . A nyomás alatti vízadó kezdeti nyugalmi hidraulikus emelkedési magassága, vagy piezometrikus szintje legyen H . A teljes rétegvastagságban szűrőzött r_0 sugarú kút hozama legyen Q . A kútban lévő vízszint pedig legyen h_0 . Ebben az esetben az áramlási felület (74. ábra), a Darcy-egyenlet és a hozam a kút körül r távolságban az alábbi egyenletekkel adható meg:

$$F = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot m \text{ [m}^2\text{]},$$

$$v = -k \cdot \frac{dh}{dr} \text{ [m/s]}$$

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot m \cdot (-k) \cdot \frac{dh}{dr} \text{ [m}^3\text{/s].}$$

Nyomás alatti rendszerben a vízrészecskék a tápterület határától a kút szűrője irányába vízszintesen áramlanak, vagyis az áramvonalak párhuzamosak a fedővel és a fekével.



75. ábra Nyomás alatti rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút.

A hozamra vonatkozó differenciál egyenletet meg kell oldani a peremfeltételek segítségével. Ehhez be kell vezetnünk a kút távolhatásának (R) fogalmát. A működő kút maga körül R távolságig hoz létre egyre kisebb mértékű depressziót. Az R távolhatást a kútban létrejövő vízszintsüllyedés (s_0) és a szivárgási tényező (k) ismeretében a Sichard-egyenlet segítségével becsülhetjük nyomás alatti rendszerben az alábbi egyszerű empirikus kifejezéssel:

$$R = (3 \sim 5) \cdot 1000 \cdot (H - h_0) \cdot \sqrt{k} = (3 \sim 5) \cdot 1000 \cdot s_0 \cdot \sqrt{k} \text{ [m].}$$

Ezek után felírhatjuk a kút hozamegyenletét.

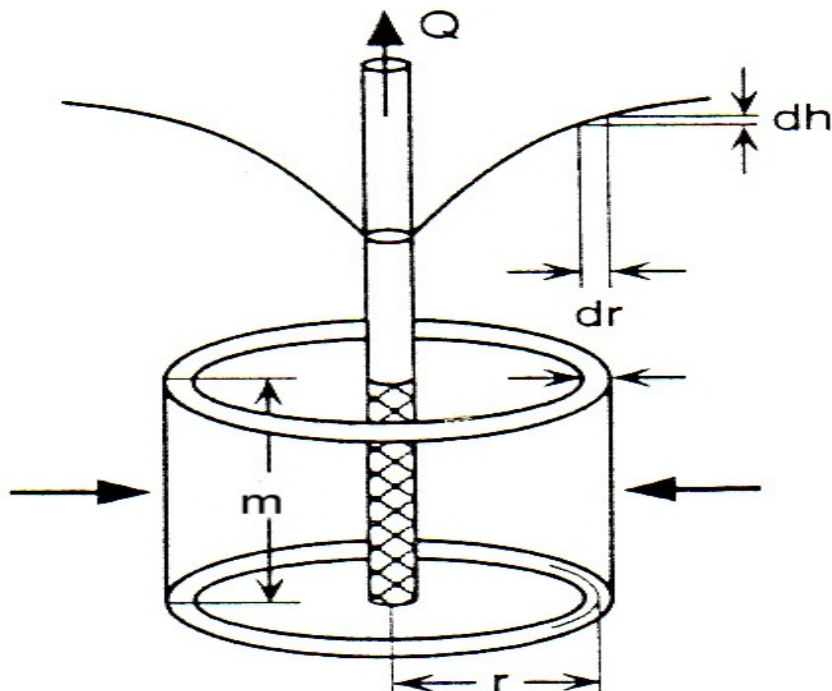
$$Q = 2 \cdot \pi \cdot m \cdot k \cdot \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

A kút tengelyétől r távolságban a depressziós görbe magassága (h):

$$h(r) = \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \cdot \ln \frac{r}{r_0} + h_0 \text{ [m].}$$

A kút tengelyétől r távolságban a Darcy-sebesség értéke:

$$v(r) = \frac{Q}{F(r)} = k \cdot \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \cdot \frac{1}{r} \text{ [m/s].}$$



76. ábra Az áramlási felület r távolságban a nyomás alatti rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút körül

A Darcy-sebesség kifejezéséből jól látható, hogy annak értéke a tápterület határa felől a kút irányába haladva a távolsággal fordított arányban nő. A maximális Darcy-sebesség értékek a kút falánál állnak elő. Ha a maximális Darcy-sebességre az alábbi Sichard-feltétel teljesül, akkor a

kút hidraulikai szempontból megfelelően működik, és nem várható az, hogy a kút közvetlen környezetében az áramló víz elmossa a kőzet szemcséit.

$$v_{\max}(r_0) = \frac{Q}{F(r_0)} = k \cdot \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{r_0}} \cdot \frac{1}{r_0} \leq \frac{\sqrt{k}}{15} \text{ [m/s]}$$

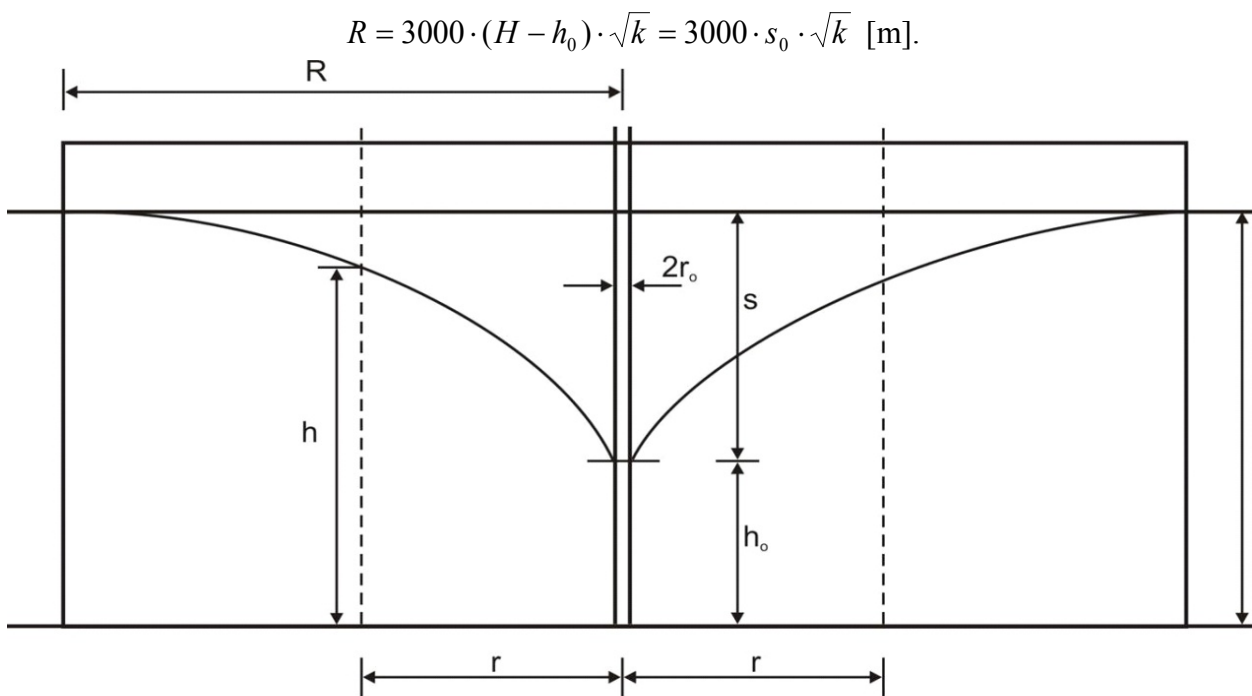
Az effektív porozitás ismeretében egyébként a fentebb említett módon a pórusokban előálló tényleges áramlási sebességeket is ki tudjuk számítani

5.2.2 Nyílt tükrű rendszer, teljes kút, oldalsó utánpótlódás

Nyílt tükrű vízadóban működő teljes kút esetében is azokból az alapegyenletekből indulhatunk ki, amelyeket bemutattunk részletesen az előző részben a nyomás alatti rendszereknél. A 77. ábra mutatja be a nyílt tükrű áramlási rendszer főbb paramétereit. Látható, hogy ebben az esetben a kút működése tényleges vízszint csökkenést hoz létre a rétegben, amely azt eredményezi, hogy az áramlási felület magassága (h) függ a kúttól mért távolságtól. Ezeket figyelembe véve a kiindulási differenciálegyenlet a következő módon adható meg:

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot h \cdot (-k) \cdot \frac{dh}{dr} \text{ [m}^3\text{/s]}.$$

Az R távolhatás értékét nyílt tükrű rendszer esetében is egy empirikus Sichard-egyenlet segítségével adhatjuk meg:



77. ábra Nyílt tükrű rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút.

Ezek után a kút hozamegyenletét nyílttükrű vízadóban.

$$Q = \pi \cdot k \cdot \frac{(H^2 - h_0^2)}{\ln \frac{R}{r_0}} \text{ [m}^3/\text{s]}$$

A kút tengelyétől r távolságban a depressziós görbe magassága vagy a tényleges vízszint (h):

$$h(r) = \sqrt{\frac{(H^2 - h_0^2)}{\ln \frac{R}{r_0}} \cdot \ln \frac{r}{r_0} + h_0^2} \text{ [m].}$$

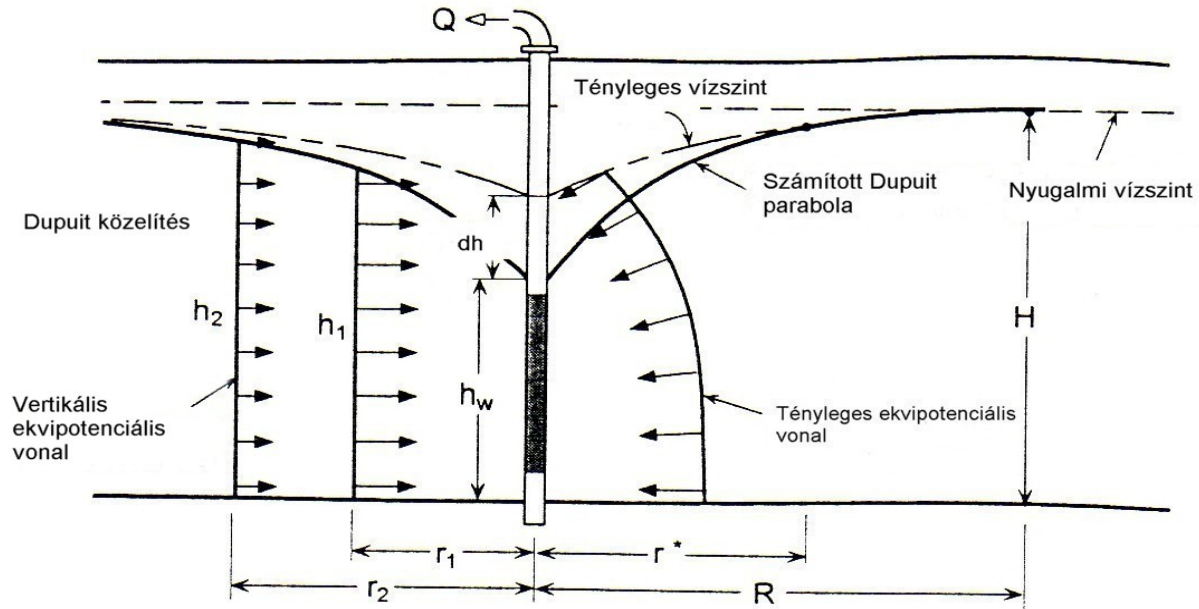
A kút tengelyétől r távolságban a Darcy-sebesség értéke kifejezhető a sugártól független hozam (Q) és a vízszint ($h(r)$) segítségével az alábbi kifejezés szerint:

$$v(r) = \frac{Q}{F(r)} = \frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot r \cdot h(r)} \text{ [m/s].}$$

A maximális Darcy-sebesség értékek most is a kút falánál állnak elő. Ha a maximális Darcy-sebességre az alábbi Sichard-feltétel teljesül, akkor a kút hidraulikai szempontból megfelelően működik, és nem várható az, hogy a kút közvetlen környezetében az áramló víz elmossa a kőzet szemcséit.

$$v_{\max}(r_0) = \frac{Q}{F(r_0)} = \frac{k}{r_0} \cdot \frac{\frac{H^2 - h_0^2}{\ln \frac{R}{r_0}}}{h_0} \leq \frac{\sqrt{k}}{15} \text{ [m/s]}$$

A nyílt tükrű vízadóba mélyített kút hidraulikai viszonyait oldalsó utánpótlódás esetében a fentebb ismertetett ún. Dupuit-Theim egyenletek adják meg. A megadott egyenletek azonban csak részben közelítik a tényleges áramlási viszonyokat (78. ábra).



78. ábra A Dupuit-Theim közelítés és a tényleges áramlási viszonyok egy nyílt tükrű rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kútnál.

A Dupuit-Theim közelítés függőleges potenciál viszonyokat és horizontális áramvonalakat tételez fel a tényleges hidraulikai viszonyok helyett. A Dupuit-Theim közelítés eredményeként számított hozam (Q) elfogadható pontosságú. A számított depressziós görbe és a tényleges vízszint között már nem elhanyagolható eltérés lép fel. A számított és a tényleges vízszint közötti különbség a kút falánál lesz a legnagyobb (Δh_1). Amíg a kútban h_0 magasságú vízszlop helyezkedik el, addig a kút külső falánál a vízszint Δh_1 értékkel magasabban áll. Ezt a hidraulikai okból jelentkező vízszál-elszakadás magasságkülönbségét szabad szivárgási magasságnak vagy hidraulikai ellenállásnak nevezzük. A hidraulikai ellenállást számos kutató próbálta meghatározni. Közülük két összefüggést adunk meg. 1928-ban Ehrenburger az alábbi összefüggést adta meg:

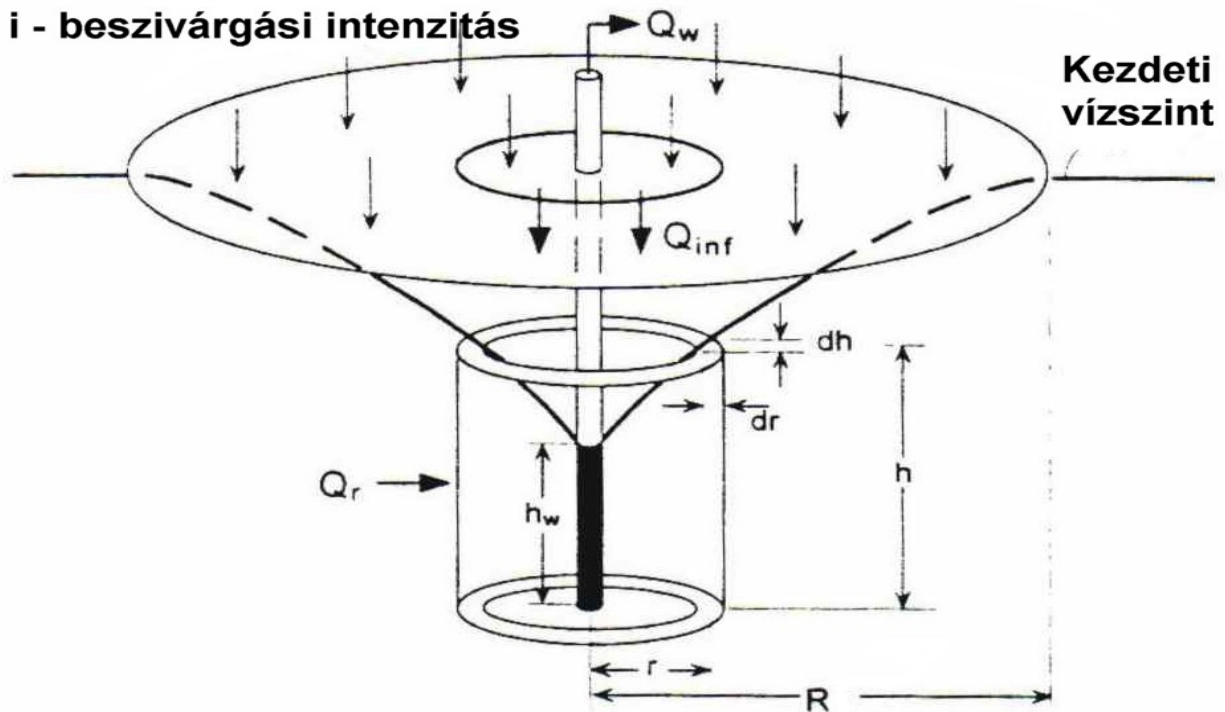
$$\Delta h_1 = 0.5 \cdot \frac{(H - h_0)^2}{H} \text{ [m].}$$

Öllös Géza kísérletei alapján a következő egyenletet adta meg:

$$\Delta h_1 = 0.228 \cdot \sqrt[3]{\frac{H}{r_0}} \cdot \frac{(H - h_0)^2}{H} \text{ [m].}$$

5.2.3 Nyílt tükrű rendszer, teljes kút, felső tápterület

Nyílt tükrű vízadóknál bizonyos esetekben előfordulhat, hogy az oldalsó utánpótlódás limitált, ugyanakkor a függőleges utánpótlódás vagy infiltráció figyelembe vehető. Az utánpótlódás mértéke legyen „ i ” [m/s], amelyet infiltrációs vizsgálatokkal becsülhetünk. Egy felső tápterülettel rendelkező kút hidraulikai viszonyait mutatja be a 79. ábra.



79. ábra Nyílt tükrű rendszerben működő, felülről táplált teljes kút

Ebben az esetben a kiindulási alap differenciálegyenletünk a következő lesz.

$$\pi \cdot (R^2 - r^2) \cdot i = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot h \cdot k \cdot \frac{dh}{dr}$$

A differenciálegyenlet megoldásaként első lépésben a felső tápterület sugarát (R) kapjuk meg.

$$R = \sqrt{\frac{\frac{k}{i} \cdot (H^2 - h_0^2) - r_0^2}{\ln \frac{R}{r_0} - \frac{1}{2}}} \text{ [m]}$$

A következő lépésként a kút hozama határozható meg.

$$Q = \pi \cdot (R^2 - r_0^2) \cdot i \text{ [m}^3\text{/s]}$$

Ezután megadható a depressziós görbe az alábbi kifejezéssel.

$$h(r) = \sqrt{\frac{i}{k} \cdot \left(R^2 \cdot \ln \frac{r}{r_0} - \frac{r^2}{2} + \frac{r_0^2}{2} \right) + h_0^2} \quad [\text{m}]$$

A kút tengelyétől r távolságban a Darcy-sebesség értéke kifejezhető a sugártól jelen esetben függő vízhozam ($Q(r)$) és a vízszint ($h(r)$) segítségével az alábbi kifejezés szerint:

$$v(r) = \frac{Q(r)}{F(r)} = \frac{\pi \cdot (R^2 - r^2) \cdot i}{2 \cdot \pi \cdot r \cdot h(r)} \quad [\text{m/s}].$$

A maximális Darcy-sebesség értékek most is a kút falánál állnak elő. Ha a maximális Darcy-sebességre az alábbi Sichard-feltétel teljesül, akkor a kút hidraulikai szempontból megfelelően működik, és nem várható az, hogy a kút közvetlen környezetében az áramló víz elmossa a kőzet szemcséit.

$$v_{\max}(r_0) = \frac{Q(r_0)}{F(r_0)} = \frac{\pi \cdot (R^2 - r_0^2) \cdot i}{2 \cdot \pi \cdot r_0 \cdot h_0} \leq \frac{\sqrt{k}}{15} \quad [\text{m/s}]$$

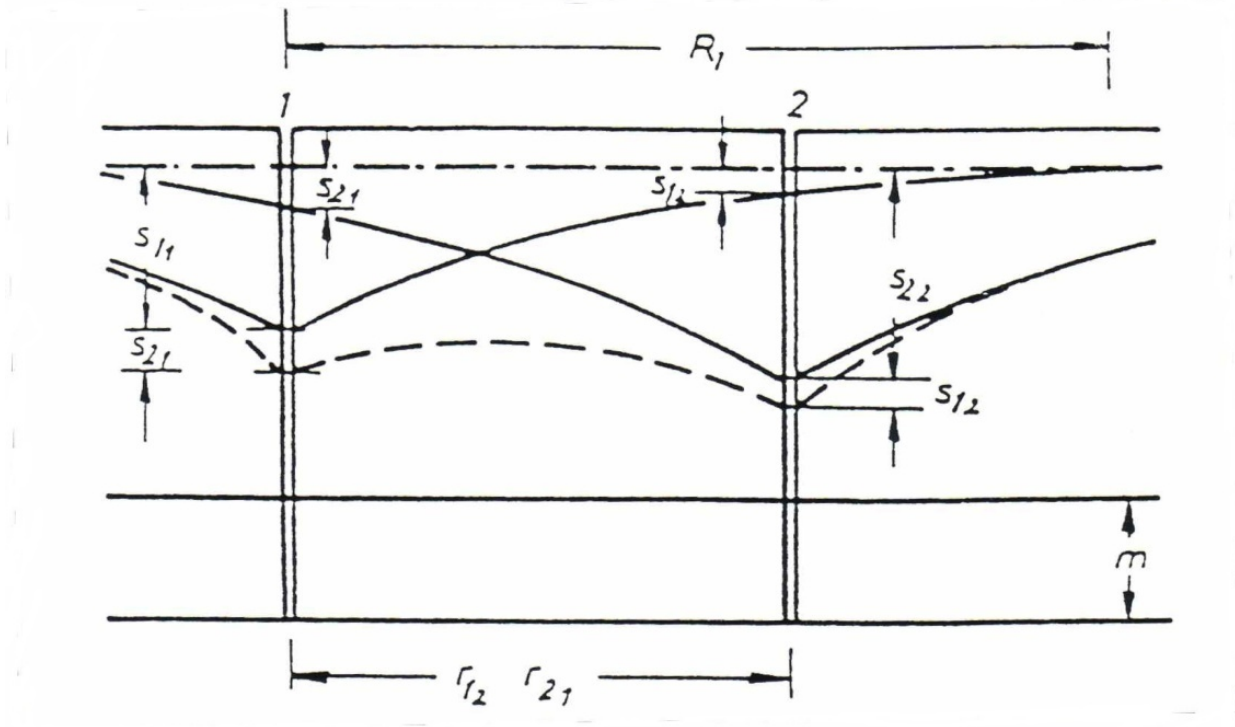
5.2.4 Kútcsoportok (szuperpozíció, nagy kutas közelítés, Altovszkij módszer)

Bizonyos esetekben több kút együttes működésére is szükség lehet. Ilyen esetekben, ha az egyes kutak tápterületei (R) egymásba metszenek, akkor a fentebb említett egyszerű kúthidraulikai összefüggéseket már nem használhatjuk. A kútcsoportok esetében a hidraulikai viszonyok megadására több különböző megoldási lehetőség közül választhatunk.

A szuperpozíció elvét grafikusán és analitikusan egyaránt alkalmazhatjuk. A grafikus szuperpozíció lényege az, hogy az egyes víztermelő kutaknak valamely felvett egyedi vízhozam értéknél meghatározzuk a depressziós felületét. Ezután az egyes depressziós értékek grafikus szuperpozíciójával előállítjuk azt az új depressziós felületet, amely kutak együttes üzeme során alakul ki. A grafikus szuperpozíció tehát vízhozam-állandóság esetére ad meghatározási módot.

A szuperpozíció elvének egyik analitikus alkalmazása a Forcheimer módszer. Először kössük meg a vízhozamot. Vagyis az egyes kutakból külön-külön üzem esetén kitermelt hozammal működtessük azokat egyszerre történő üzemelésnél is. A 80. ábra jelölései szerint ekkor az 1. kút vízhozama s_{11} leszívásnál egy nyomás alatti vízadóban:

$$Q_1 = 2 \cdot \pi \cdot k \cdot \frac{s_{11}}{\ln \frac{R_1}{r_{11}}} \cdot m.$$



80. ábra Kútrendszer depressziójának szuperpozíciója

A 2. kút hozama s_{22} leszívásnál:

$$Q_2 = 2 \cdot \pi \cdot k \cdot \frac{s_{22}}{\ln \frac{R_2}{r_{22}}} \cdot m.$$

Az 1. kút által létrehozott depresszió a 2. kút tengelyében:

$$s_{12} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot m} Q_1 \cdot \ln \frac{R_1}{r_{12}}.$$

A 2. kút által létrehozott depresszió az 1. kút tengelyében:

$$s_{21} = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot m} Q_2 \cdot \ln \frac{R_2}{r_{21}}.$$

Az egymásra hatás után kialakuló teljes depresszió az 1. kút tengelyében:

$$s_{11} + s_{22} = s_1 = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot m} (Q_1 \ln \frac{R_1}{r_{11}} + Q_2 \ln \frac{R_2}{r_{21}}).$$

Ha kettő helyett több kút (n darab) egymásra hatásáról lenne szó, akkor:

$$s_1 = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot m} \cdot \sum_{i=1}^n Q_i \cdot \ln \frac{R_i}{r_{i1}}$$

Nyomás alatti rendszerben tetszőleges helyen a kialakuló depresszió több kút egymásra hatása estében:

$$s_j = \frac{1}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot m} \cdot \sum_{i=1}^n Q_i \cdot \ln \frac{R_i}{r_{ij}}$$

Hasonló megfontolásokból kiindulva nyílt tükrű rendszerben tetszőleges helyen a kialakuló depresszió több kút egymásra hatása estében:

$$(H^2 - h_j^2) = \frac{1}{\pi \cdot k} \cdot \sum_{i=1}^n Q_i \cdot \ln \frac{R_i}{r_{ij}}$$

Nehezebben megoldható a szuperpozíció a fenti módon, ha a kutakban a depressziót kötjük meg és keressük az egymásra hatás után várható vízhozamokat. Ebben az esetben egy egyenletrendszert megoldásaként kaphatjuk a vízhozamokat. Két kutas esetben egy két ismeretlenes, míg „n” kút esetében egy „n” ismeretlenes egyenletrendszert kell megoldanunk a vízhozamok meghatározására.

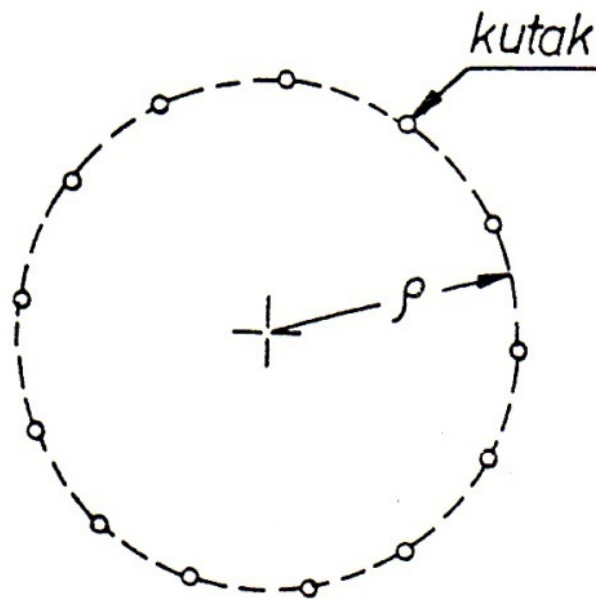
A fenti szuperpozíció elvét alkalmazó összefüggéseknek a segítségével eljuthatunk az ún. nagy kutas megoldáshoz. Ha a kutak valamilyen zárt alakzatban helyezkednek el – elméletileg leginkább egy kör mentén (81. ábra) – akkor, ha kutakban azonos üzemi vízszintet (h_0) tartunk, a kútcsoport helyettesíthető egyetlen ún. nagy kúttal, amely a kutak által emelt összes vízhozamot termeli. Nyílt tükrű vízadó esetében az alábbi egyszerű összefüggésre redukálódik a nagy kutas közelítés.

$$\sum Q = k \cdot \pi \cdot \frac{H^2 - h_0^2}{\ln \frac{R}{\rho}} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

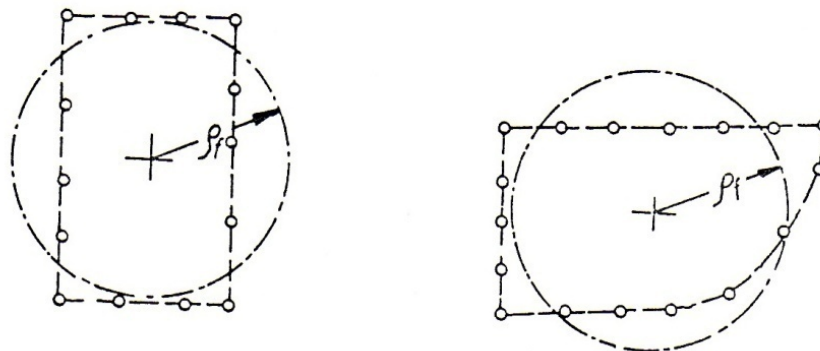
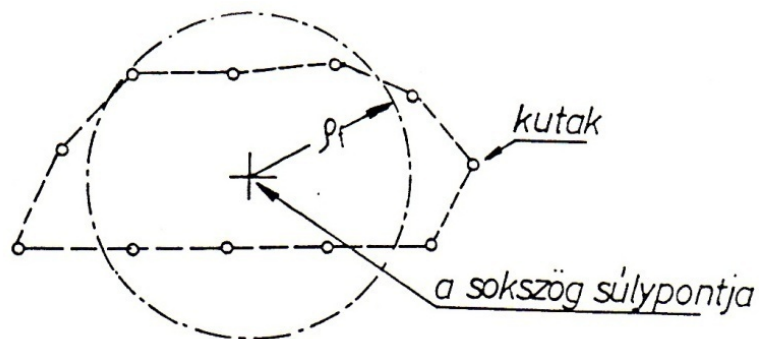
Míg nyomás alatti réteg esetében az alábbi kifejezéssel dolgozhatunk.

$$\sum Q = k \cdot 2 \cdot \pi \cdot m \cdot \frac{H - h_0}{\ln \frac{R}{\rho}} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

Ha nem kör alakú a kutak elhelyezése, hanem valamilyen egyéb zárt egységben (82. ábra) található, akkor a nagy kutas közelítésben alkalmazott fiktív sugarat (ρ) területarányosításból tudjuk meghatározni. A kutak által létrehozott sokszög vonal területe legyen F.



81. ábra Kör alakú kútrendszer elrendezés. Nagy kutas közelítés.

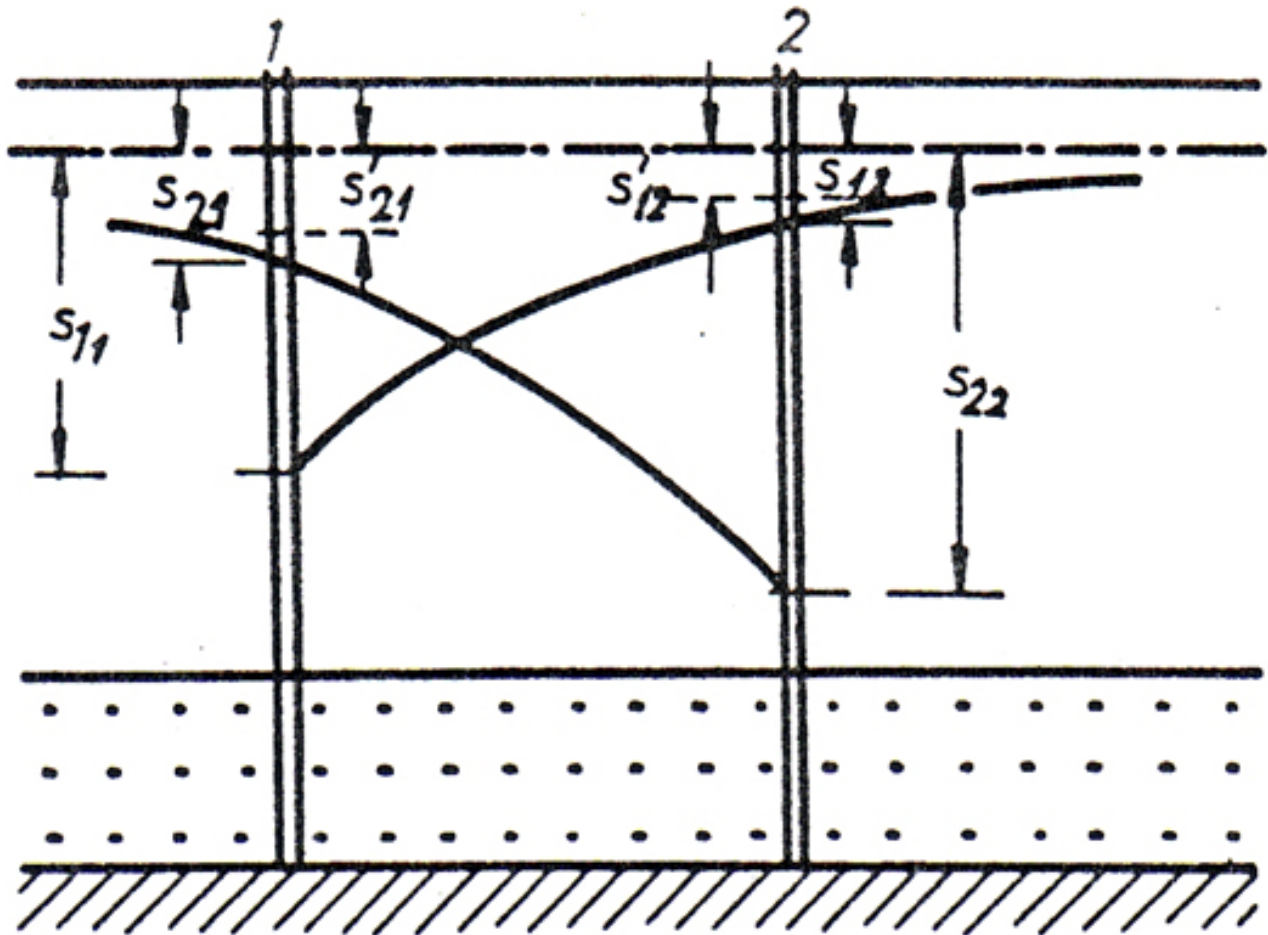


82. ábra Az egyenérték sugár meghatározása nagy kutas megoldás esetében.

A fiktív sugarát a nagy kútnak az alábbi kifejezéssel adhatjuk meg.

$$\rho = \sqrt{\frac{F}{\pi}}$$

A nagy kutas módszerrel elsősorban a kútcsoport vízhozamára kapunk jó közelítést, míg a depresszió számítása csak a kútcsoporttól távolabbi pontokban ajánlott. Kútcsoportok hidraulikai viszonyainak leírása során egy további megoldási lehetőséget biztosít az Altovszkij módszer. A módszer lényegét és fontosabb összefüggéseit egy nyomás vízadó példáján keresztül mutatjuk be (83. ábra).



83. ábra Nyomás alatti kútrendszer Altovszkij számításához.

Az Altovszkij módszer alkalmazásához ismerni kell a szokásos vízföldtani paramétereken kívül az egyes kutak vízhozam-görbéjét ($Q(s)$). Ezen kívül legalább egy kútpár próbaszivattyúzási adataiból a tényleges egymásra hatás értékét, azaz az i -edik kút termelésekor a saját s_{ii} és a másik kútra gyakorolt s_{ij} értékeket és viszont. Altovszkij az eljárását egymásra hatási tényezők és vízhozam csökkentő tényezők felállításával dolgozta ki. Az egymásra hatási tényező:

$$\beta_i = \frac{Q_i'}{Q_i}, \text{ ahol}$$

Q_i az i -edik kút hozama egyedüli szivattyúzásnál, Q_i' az i -edik kút hozama a kutak együttes működése esetében. A vízhozam csökkentő tényező definíciója.

$$\alpha_i = \frac{Q_i - Q_i'}{Q_i}$$

A két tényező összegének értéke számtanilag 1.

$$\alpha_i + \beta_i = 1$$

Egy n darab kútból álló csoportnál a fenti kifejezéseket felhasználva például az 1. kút lecsökkent vízhozama a következőképpen adható meg:

$$Q_1' = Q_1 \cdot (\beta_1 \cdot \beta_2 \cdot \beta_3 \cdot \dots \cdot \beta_n), \text{ vagy}$$

$$Q_1' = Q_1 - Q_1 \cdot \sum_{i=1}^n \alpha_i.$$

Az Altovszkij eljárásnak elvi lényege tehát az, hogy a próbaszivattyúzás folyamán megállapítjuk a kútcsoport két ismert távolságú és meghatározott üzemi viszonyok (s_1, s_2) között dolgozó kútjának β tényezőjét, és ebből kiindulva az egyes kutak $Q_i=f(s_i)$ függvényének felhasználásával meghatározzuk a többi, más távolságra levő és esetleg más üzemi viszonyok között dolgozó kútra vonatkozó β_i egymásra hatási tényezőt is.

A 19. ábra jelöléseit figyelembe véve vegyünk egy egyszerű példát 2 kút esetére nyomás alatti rendszerben. A két kút hozama önálló működés esetében:

$$Q_1=q_1s_{11} \text{ és } Q_2=q_2s_{22}, \text{ ahol}$$

q_i az 1 m depresszióra eső ún. fajlagos hozam. A Q_1 hozamú kút üzeme során a 2. kút tengelyében s_{12} depressziót hoz létre. Amikor a 2. kútban szivattyúzunk az 1. kútban s_{21} értékkel csökken a vízszint, és emiatt a vízhozam lecsökken Q_1' -re. A lecsökkent vízhozam miatt a 2. kútban az 1. kút hatása lecsökken s'_{12} . Együttes működés esetében a 2. kút hozama:

$$Q_2' = q_2 \cdot (s_{22} - s'_{12}), \text{ ahol}$$

s'_{12} a tényleges depresszió, mindig kisebb az egyedi működéskor létrejövő s_{12} értéknél. Az 1. kútnak a 2. kútra gyakorolt hatását kifejező β_2 egymásra hatási tényező:

$$\beta_2 = \frac{Q_2'}{Q_2} = \frac{q_2 \cdot (s_{22} - s_{12}')}{q_2 \cdot s_{22}} = 1 - \frac{s_{12}'}{s_{12}}$$

Feltételezve, hogy az 1. kútban a 2. kút által előidézett depresszió is lineárisan változik a 2. kút vízhozamával:

$$\frac{s_{21}'}{s_{21}} = \frac{Q_2'}{Q_2}, \text{ vagyis } \frac{s_{21}'}{s_{21}} = 1 - \frac{s_{12}'}{s_{12}}$$

A megoldáshoz szükség van egy másik egyenletre is, amelyet úgy kapunk meg, ha az előbbi levezetést a kutak szerepének felcserélésével megismételjük. Ekkor kapjuk a következő egyenletet.

$$\frac{s_{12}'}{s_{12}} = 1 - \frac{s_{21}'}{s_{21}}$$

A két egyenletet megfelelően rendezve megkaphatjuk s_{21}' és s_{12}' értékeit.

$$s_{12}' = \frac{s_{12} \cdot s_{22} \cdot (s_{11} - s_{21})}{s_{11} \cdot s_{22} - s_{12} \cdot s_{21}}$$

$$s_{21}' = \frac{s_{21} \cdot s_{11} \cdot (s_{22} - s_{12})}{s_{11} \cdot s_{22} - s_{21} \cdot s_{12}}$$

Ezek után a feladat általánosítását végezhetjük el. Legyen n darab kutunk. Ha a kutak depressziója azonos ($s_{11}=s_{22}=s_{33}, \dots =s_{nn}=s_0$), egyenlő lesz az egymásra hatást kifejező érték is ($s_{12}=s_{21}=\dots=s$ és $s_{12}' = s_{21}' = \dots = s'$). Ezeket figyelembe véve s' -re a következő egyenletet kapjuk:

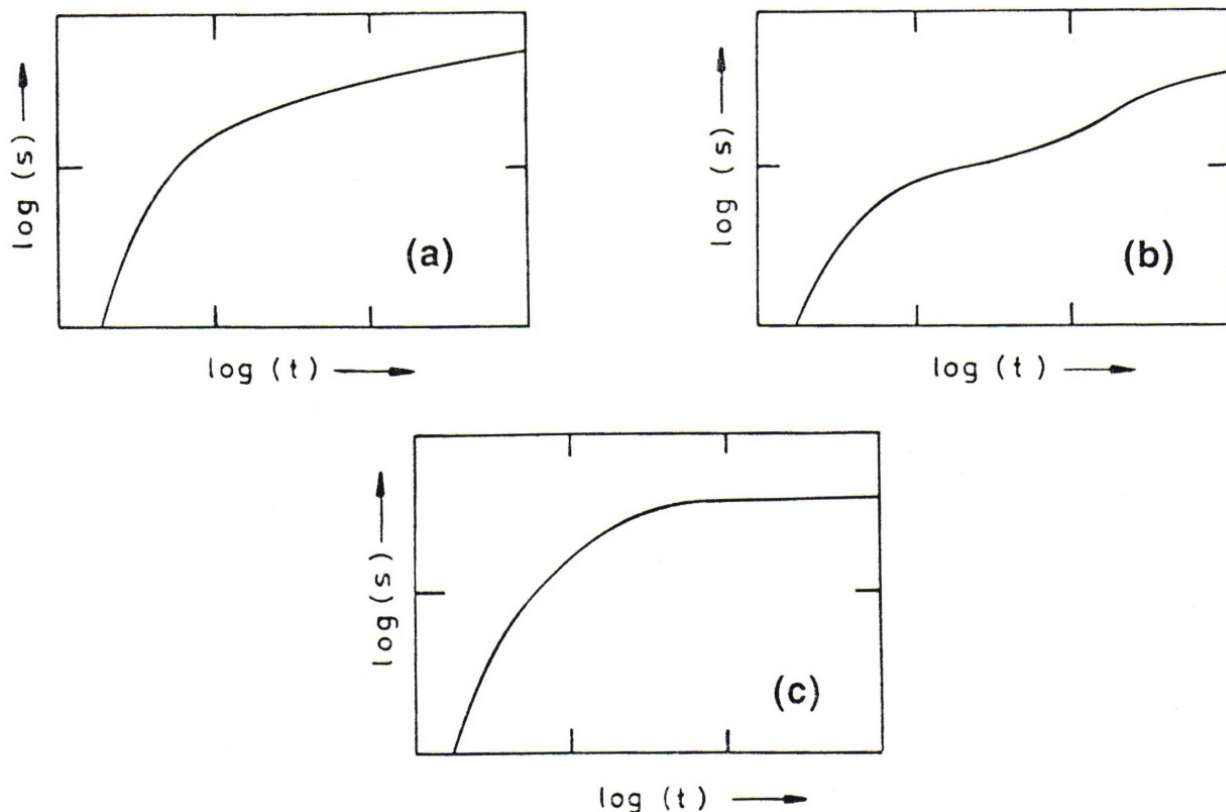
$$s' = s \cdot \frac{s_0}{s_0 + s}$$

Látható tehát, hogy azonos s depresszió esetén az egyes kutak s' depresszióját nagyon egyszerűen számíthatjuk a próbaszivattyúzáskor mért s_0 depresszióból. Ha a próba szivattyúzás r_1 távolságban lévő kutakban történt, szükség lehet más (r_2, r_3, \dots, r_n) távolságban lévő kút $\beta_2, \beta_3, \dots, \beta_n$ egymásra hatási tényezőjének számítására is. Könnyen belátható, hogy egy kút nyomás alatti depressziós egyenletének alkalmazása után az egymásra hatási tényezők meghatározásának elvi akadálya nem lehet.

$$\frac{s_{ij}}{s_{ik}} = \frac{\ln \frac{R_i}{r_{ij}}}{\ln \frac{R_i}{r_{ik}}}$$

5.3 Próbaszivattyúzási adatok értékelése

Terepi próbaszivattyúzási vizsgálatokat vízföldtani paraméterek „in-situ” meghatározása céljából végzünk. A felszín alatti viszonyok tisztázása céljából mélyítünk egy termelő kutat, amelyből vizet lehet szivattyúzni. A termelő kút közelében egy vagy több megfigyelő kutat mélyítünk. Ezekben a megfigyelő kutakban mérjük a vízszintváltozásokat, vagyis a depressziót (s) a szivattyúzás megkezdése után eltelt idő (t) függvényében. Ezeknek az adatoknak a kiértékeléséből következtethetünk a vizsgált felszín alatti vízadó tulajdonságaira. A próbaszivattyúzási vizsgálatokat nyomás alatti és nyílt tükrű, valamint átszivárgó rendszerek esetében is el lehet végezni. Természetesen más jellegű $s(t)$ görbéket fogunk mérni a megfigyelő kutakban a különböző vízföldtani esetekben. A 84. ábra bemutatja, hogy milyen jellegű görbékre számíthatunk a különböző hidraulikai helyzetű rétegek esetében, ha a $\log(t)$ függvényében ábrázoljuk a $\log(s)$ értékeket. A kúthidraulika fejlődésével nagyon sok fajta kiértékelési eljárás jött létre próbaszivattyúzási adatok értékelésére. Ezek közül áttekintjük a hidrogeológiai gyakorlatban leginkább elterjedt módszereket. Sajnos a próbaszivattyúzási vizsgálatok meglehetősen költségesek, így sokszor előfordul az is, hogy csak egyetlen kutunk van. Ilyen esetben ugyanabban a kútban szivattyúzunk és mérjük a vízszinteket. A termelőkútban fellépő különböző ellenállások miatt azonban a mért vízszintek megbízhatósága sokkal kisebb, mint a tényleges megfigyelő kutakban mért vízszinteké.



84. ábra Próbaszivattyúzási vizsgálatok során a depresszió alakulása az időfüggvényében. (a) Nyomás alatti vízadó, (b) nyílt tükrű vízadó, (c) nyomás alatti vízadó átszivárgással.

5.3.1 Theis módszer

A próbaszivattyúzási adatok kiértékelésére legelőször Theis 1935-ben dolgozott ki egy könnyen alkalmazható grafikus eljárást, amely bonyolult matematikai levezetésen alapul. Az ún. Theis egyenletek adják az alapját a későbbiekben kidolgozott egyéb kiértékelési eljárásoknak is. A módszer legfontosabb egyenletei és összefüggései az alábbiak szerint foglalhatók össze. A megfigyelőkútban mért depresszió megadható egy $W(u)$ kútfüggvény segítségével:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \text{és} \quad u = \frac{r^2 S}{4Tt}, \text{ ahol}$$

Q a termelőkút hozama [m^3/s], T a vizsgált nyomás alatti réteg vízzállítási (transzmisszivitási) tényezője [m^2/s], u a kútfüggvény változója [-], r a megfigyelő és a termelő kút közötti távolság, t a szivattyúzás megkezdése óta eltelt idő [s], S pedig a vizsgált vízadó tárolási tényezője [-]. Theis bebizonyította, hogy a $W(u)$ kútfüggvény elméletileg a következő egyenlettel, illetve sorba fejtettt alakkal fejezhető ki.

$$W(u) = -\int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du$$

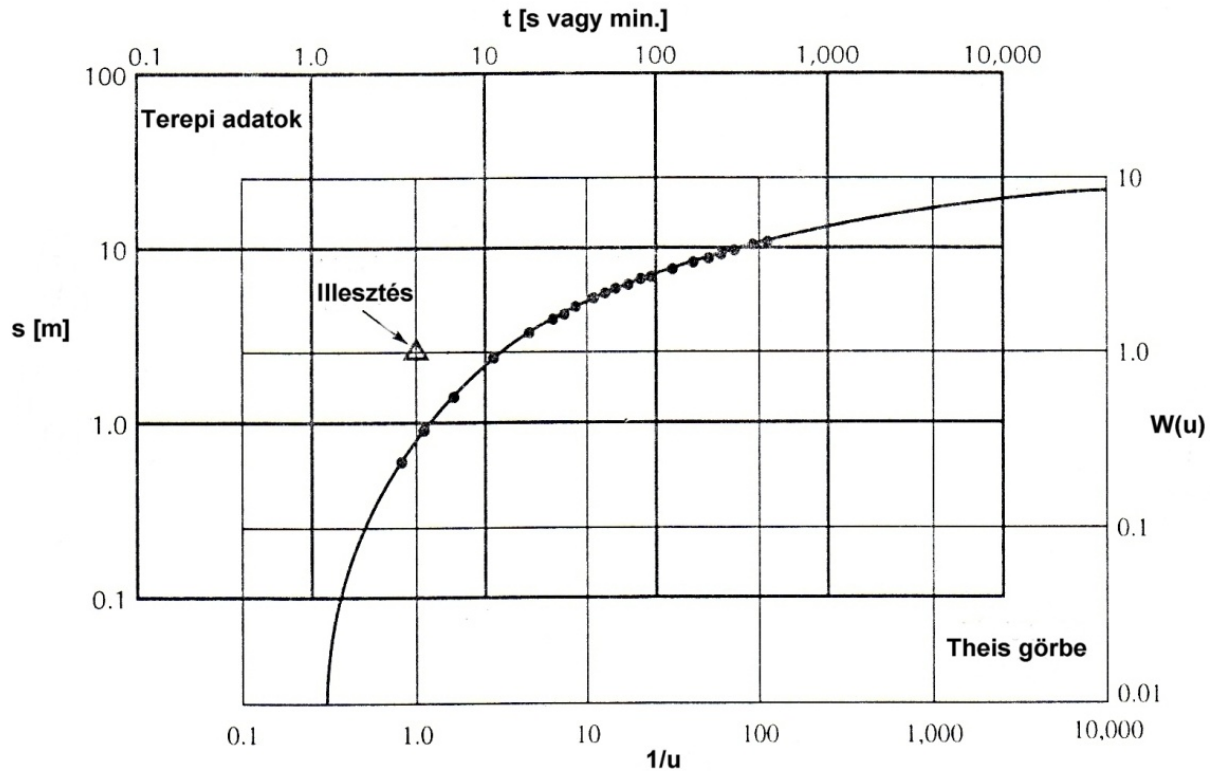
$$W(u) = -0.5772 - \ln u + u - \frac{u^2}{2 \cdot 2!} + \frac{u^3}{3 \cdot 3!} - \frac{u^4}{4 \cdot 4!} + \frac{u^5}{5 \cdot 5!} - \dots$$

E számítás alapján Theis megszerkesztette a $W(u)$ mestergörbét, amely $W(u)$ értékeit megadja $1/u$ függvényeként. A mestergörbe mellett egy kettős logaritmikus koordináta rendszerben felhordjuk a próbaszivattyúzás során mért depresszió (s) értékeket az idő (t) függvényében. A előálló pontsorra úgy illesztjük a Theis mestergörbét, hogy az a legjobb fedésbe kerüljön (85. ábra).

Ezután egy tetszőleges illesztési pontot kiválasztva le kell olvasni a pont koordinátáit mind a két rendszerben (s , t , $W(u)$, u). A kiolvasott értékek alapján a T és az S a következő módon határozható meg.

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s} \cdot W(u) \quad \text{és} \quad S = \frac{4 \cdot T \cdot t \cdot u}{r^2}$$

A Theis módszer alkalmazása során a következő fontosabb feltételezésekből indulunk ki. A vizsgált nyomás alatti vízadó homogén és izotróp, és a vízadó réteg utánpótlódásától eltekinthetünk. A vizsgált vízadó vastagsága és a szivattyúzás hozama is állandónak tekinthető.



85. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása grafikus úton a Theis módszer segítségével.

5.3.2 Cooper-Jacob módszer

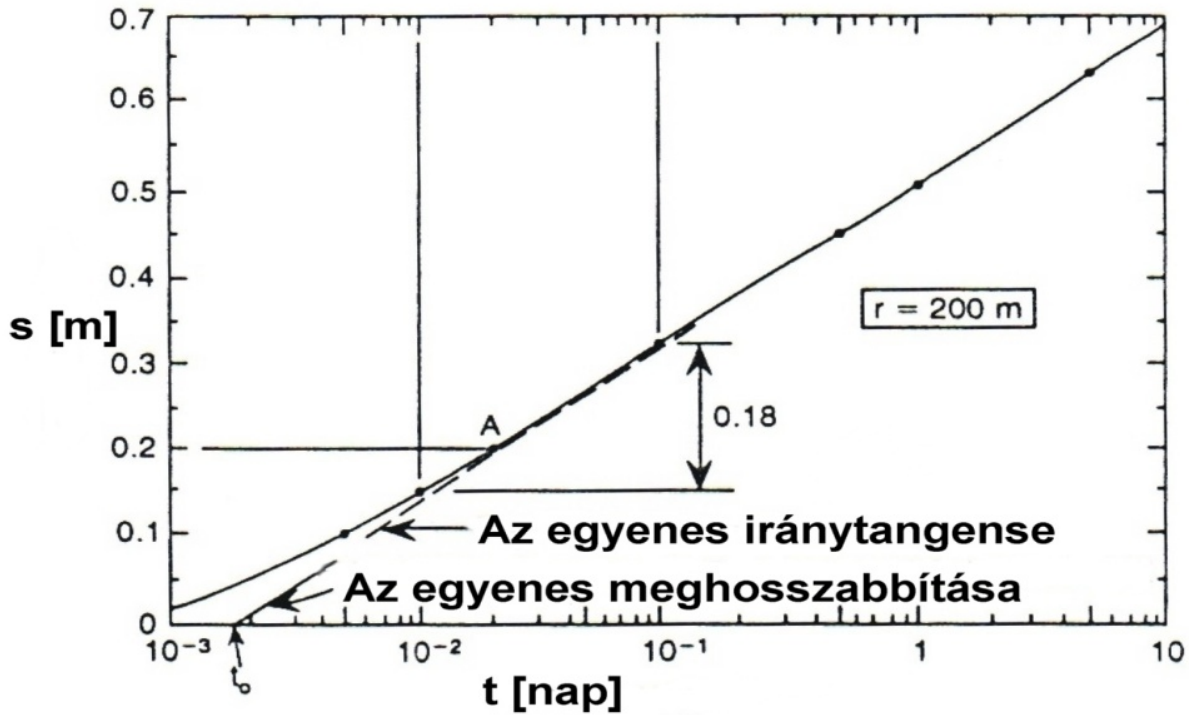
Az 1946-ban kidolgozott Cooper-Jacob módszer tulajdonképpen a Theis módszer egyszerűsítésén alapul. Ha a $W(u)$ kútfüggvény „ u ” változója elegendően kicsi ($u \ll 1$), abban az esetben a kútfüggvény sorba fejtett alakjában az egyes tagok az első két tag kivételével elhanyagolhatóak. Így a kútfüggvény a következő alakkal közelíthető:

$$W(u) = -0.5772 - \ln u = \ln \frac{0.5615}{u}.$$

Ezt figyelembe véve, a megfigyelő kútban mért depresszió értéke az alábbiak szerint módosul.

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \ln \frac{2.25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S} = \frac{0.183 \cdot Q}{T} \cdot \log \frac{2.25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S} \text{ [m]}$$

E kifejezést szemügyre véve világossá válik, ha a mérési adatainkat ($s(t)$) egy szemi-logaritmusos koordináta-rendszerben hordjuk fel, akkor a nagyobb idők esetében (ekkor teljesül, hogy $u \ll 1$) a mért adatok egy lineáris egyenesre kell, hogy essenek (85. ábra).



86. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Cooper-Jacob módszer segítségével.

A mérési adatokat reprezentáló pontokra egy egyenest illesztünk, úgy hogy az elmetssze az idő tengelyt. Az egyenes metszés pontját t_0 idővel jelöljük. Ezek után az egyenes segítségével meghatározhatjuk, hogy egy időciklus egység alatt mekkora depresszióváltozással (Δs) kell számolnunk. A fenti Cooper-Jacob egyenlet alapján bebizonyítható az, hogy a T és S vízföldtani paraméterek a következő nagyon egyszerű kifejezésekkel adhatóak meg.

$$T = \frac{0.183 \cdot Q}{\Delta s} \text{ [m}^2/\text{s]}$$

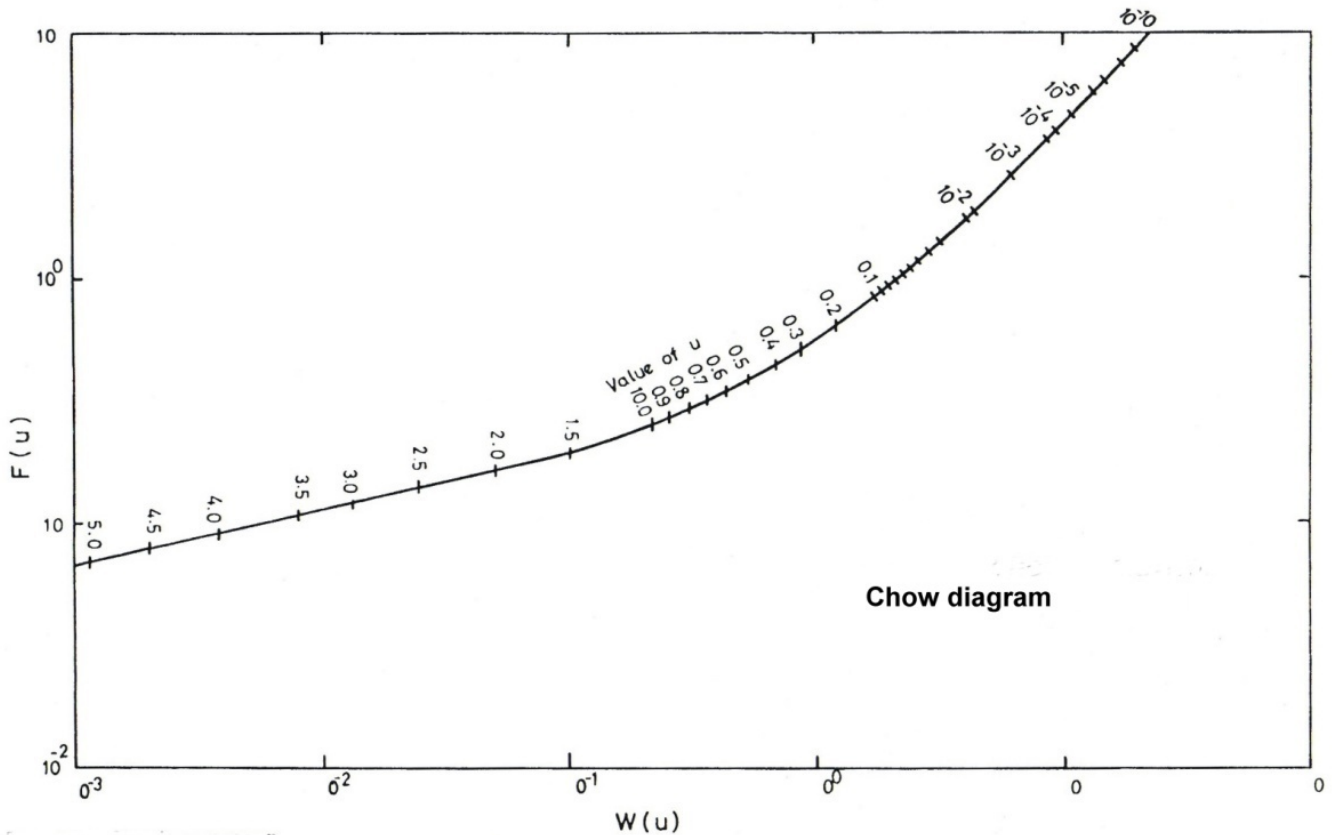
$$S = \frac{2.25 \cdot T \cdot t_0}{r^2} \text{ [-]}$$

5.3.3 Chow módszer

A Chow módszer (1952) esetében is a mérési adatainkat ($s(t)$) egy szemi-logaritmusos koordináta-rendszerben hordjuk fel, hasonlóan, mint a Cooper-Jacob módszer esetében (87. ábra). Azután az egyenes szakasz egy tetszőleges pontját kijelölhetjük (87. ábra). E pontnak leolvassuk a koordinátáit (t és s), illetve itt is megnézzük azt egy időciklus egység alatt mekkora a

depresszióváltozás (Δs) kell számolnunk. Ezután kiolvasott adatok segítségével megadhatjuk a Chow függvény ($F(u)$) értékét:

$$F(u) = \frac{s}{\Delta s} [-].$$



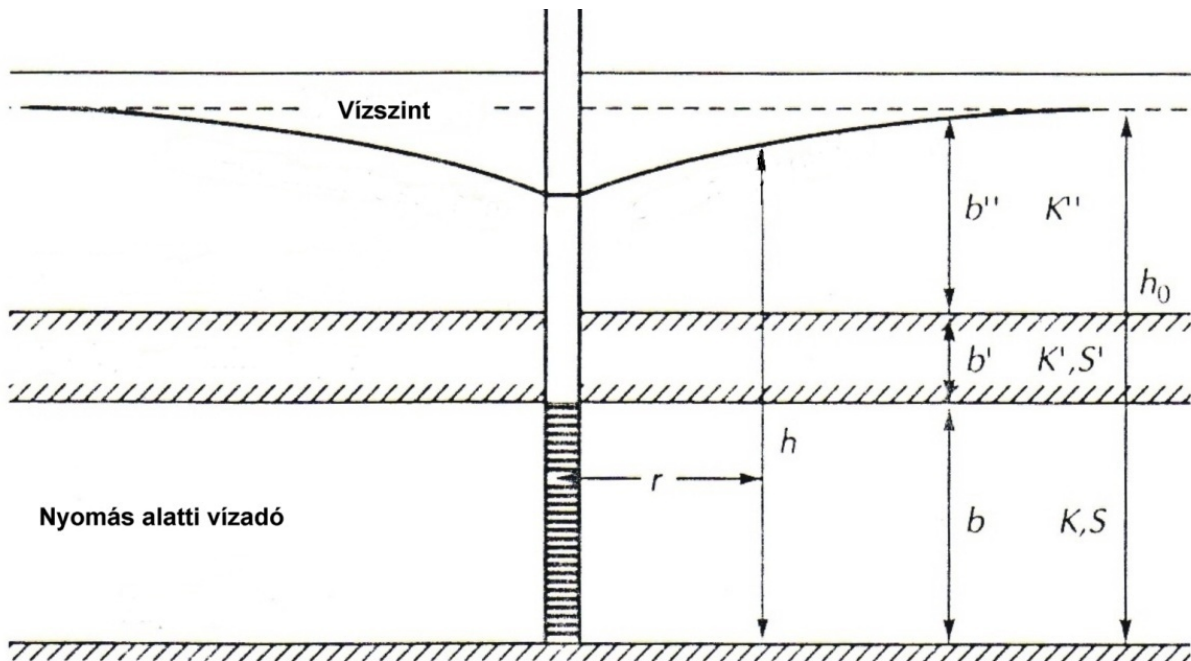
87. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Chow módszer segítségével.

$F(u)$ ismeretében a 87. ábraszereplő diagramból kiolvasható a $W(u)$ és u értéke. Ezek után t , s , u és $W(u)$ ismeretében a vízföldtani paraméterek meghatározása megegyezik Theis módszerrel.

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s} \cdot W(u) \quad \text{és} \quad S = \frac{4 \cdot T \cdot t \cdot u}{r^2}$$

5.3.4 Hantush-Jacob módszer

Bizonyos esetekben a nyomás alatti vízadók vizsgálatánál nem elhanyagolható a felsőbb vízadó rétegekből történő átszivárgás. Ilyen esetekben módosulnak a korábban megismert Theis összefüggések. Hantush és Jacob 1955-ben adták meg azokat az összefüggéseket, amelyek alapján hidraulikailag értelmezhető egy nyomás alatti vízadó félig áttersztő fedővel.



88. ábra Hantush és Jacob jelölései egy nyomás alatti vízadó félig áteresztő fedővel esetére.

Hantush és Jacob a Theis egyenletből megismert „ u ” kifejezés értékét változatlanul hagyták.

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

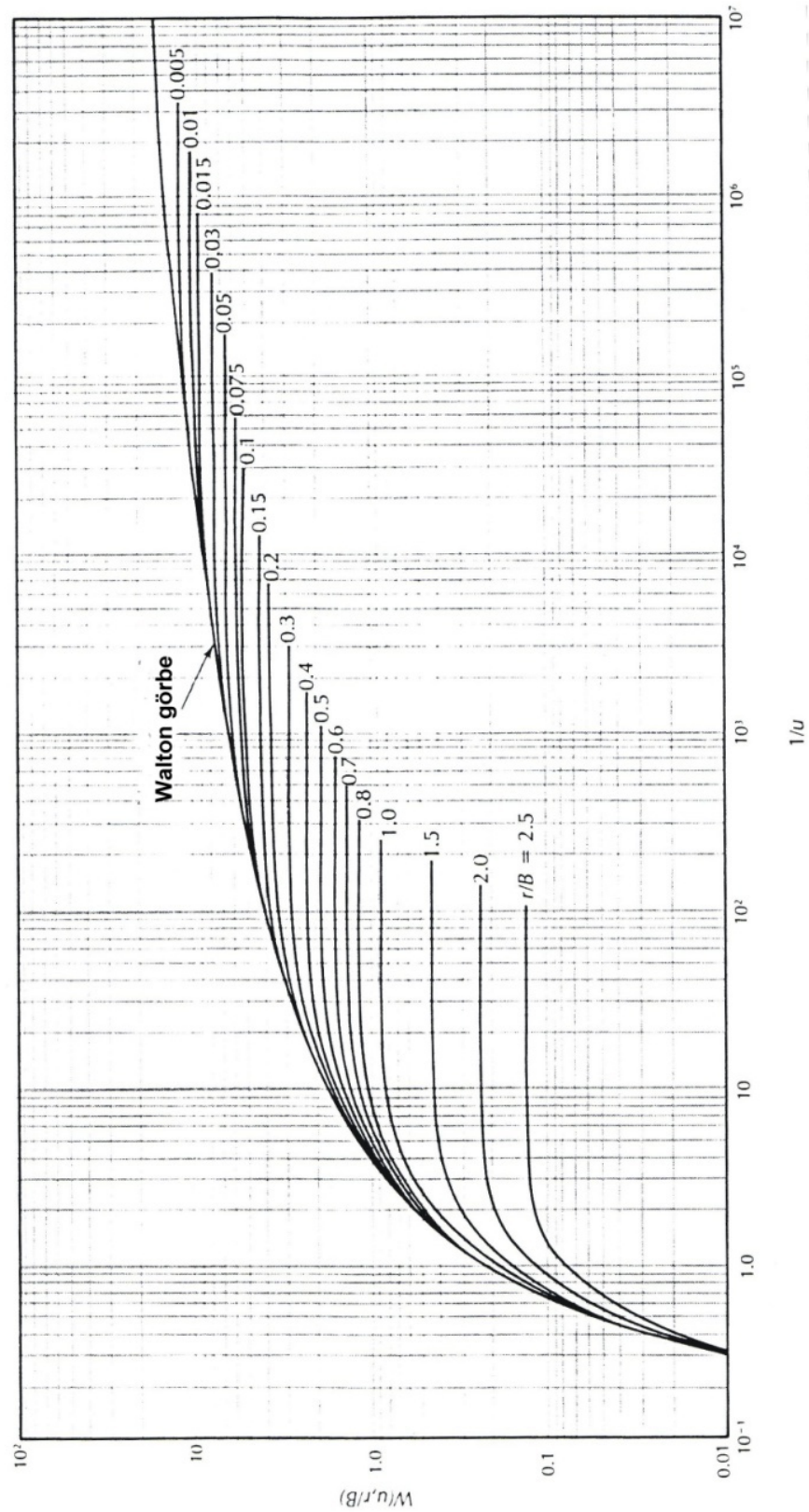
A 88. ábrajelöléseinek megfelelően Hantush és Jacob definiáltak egy speciális kifejezést az átszivárgás mértékének a jellemzésére a következő módon:

$$\frac{r}{B} = r \cdot \sqrt{\frac{k'}{k \cdot b \cdot b'}} \quad [-], \text{ ahol}$$

k' és b' a nyomás alatti vízadó fedőrétegének (amelyen keresztül az átszivárgás történik) a szivárgási tényezője és vastagsága. A k és b pedig a vizsgált vízadó szivárgási tényező és vastagság értéke. Az r/B tényező értéke egyébként zérus, ha az átszivárgás nem áll fenn. Az r/B figyelembe vételével az eredeti Theis egyenlet a következő alakot veszi fel.

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s} \cdot W\left(u, \frac{r}{B}\right)$$

Walton 1962-ben szerkesztette meg azt a görbesereget (89. ábra), amelynek segítségével azok a próbaszivattyúzási adatok, amelyek félig áteresztő fedővel rendelkező nyomás alatti vízadóra vonatkoznak, grafikusán kiértékelhetőek. Ebben az esetben is egy kettős logaritmikus koordináta rendszerben felhordjuk a próbaszivattyúzás során mért depresszió (s) értékeket az idő (t) függvényében, majd a kapott görbét a Walton-féle görbeseregre illesztjük.



89. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Walton-féle görbesereg segítségével.

Ebben az esetben a vízáadó k és S paramétere mellett meghatározásra kerül a féligáteresztő fedő szivárgási tényezője (k') és vastagsága (b') is.

5.3.5 Neuman módszer

A nyílt tükrű vízáadók próbaszivattyúzási vizsgálatánál eltérő jellegű viselkedéssel kell számolnunk. Nyílt tükrű rendszerek szivattyúzása esetében két fajta mechanizmust is figyelembe kell venni. A szivattyúzás korai szakaszában (hasonló módon, mint a nyomás alatti rendszereknél) a víz rugalmas tágulása és a köztváz kompakciója játszik szerepet. Vagyis ebben a szakaszban az „ S ” tárolási tényező fogja meghatározni a depresszió hatására felszabaduló víz mennyiségét. A szivattyúzás továbbfolytatásával azonban egyre inkább megnő a pórustér gravitációs víztelenítésének a szerepe, ahol már az „ S_y ” fajlagos vízhozam paramétere a döntő szerep. Nyílt tükrű rendszerek esetében a fajlagos vízhozam általában nagyságrendekkel nagyobb, mint a tárolási tényező. A kettős viselkedést figyelembe vevő kiértékelési eljárást Neuman dolgozta ki 1975-ben. Neuman egy olyan görbesereget készített (90. ábra), amelynek segítségével külön értékelhetők ki a próbaszivattyúzás korai („ A ” típusú görbék) és későbbi adatai („ B ” típusú görbék) a grafikus illesztés során.

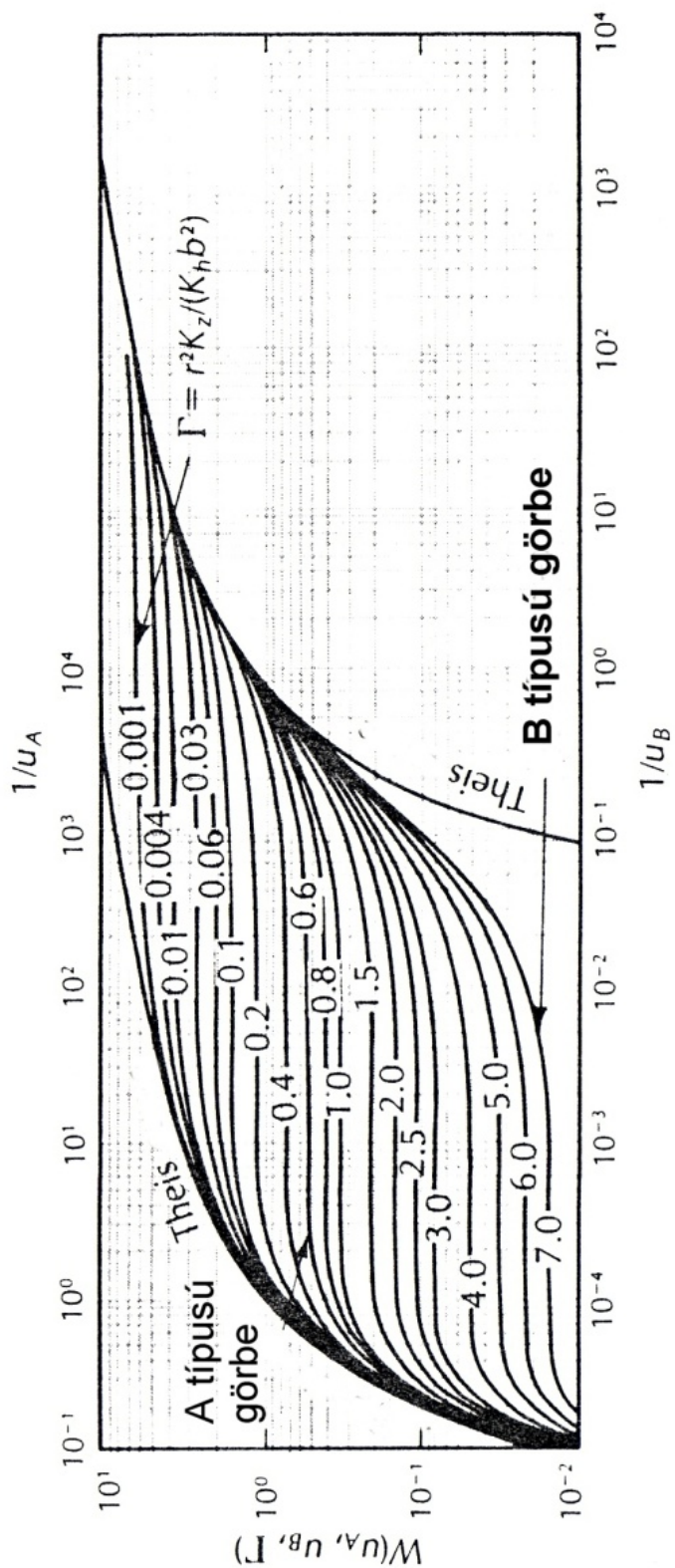
Neuman levezetése nyomán az alábbi összefüggéseket írhatjuk fel:

$$T = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot s} \cdot W(u_A, u_B, \Gamma), \text{ ahol}$$

$$u_A = \frac{r^2 S}{4Tt},$$

$$u_B = \frac{r^2 S_y}{4Tt},$$

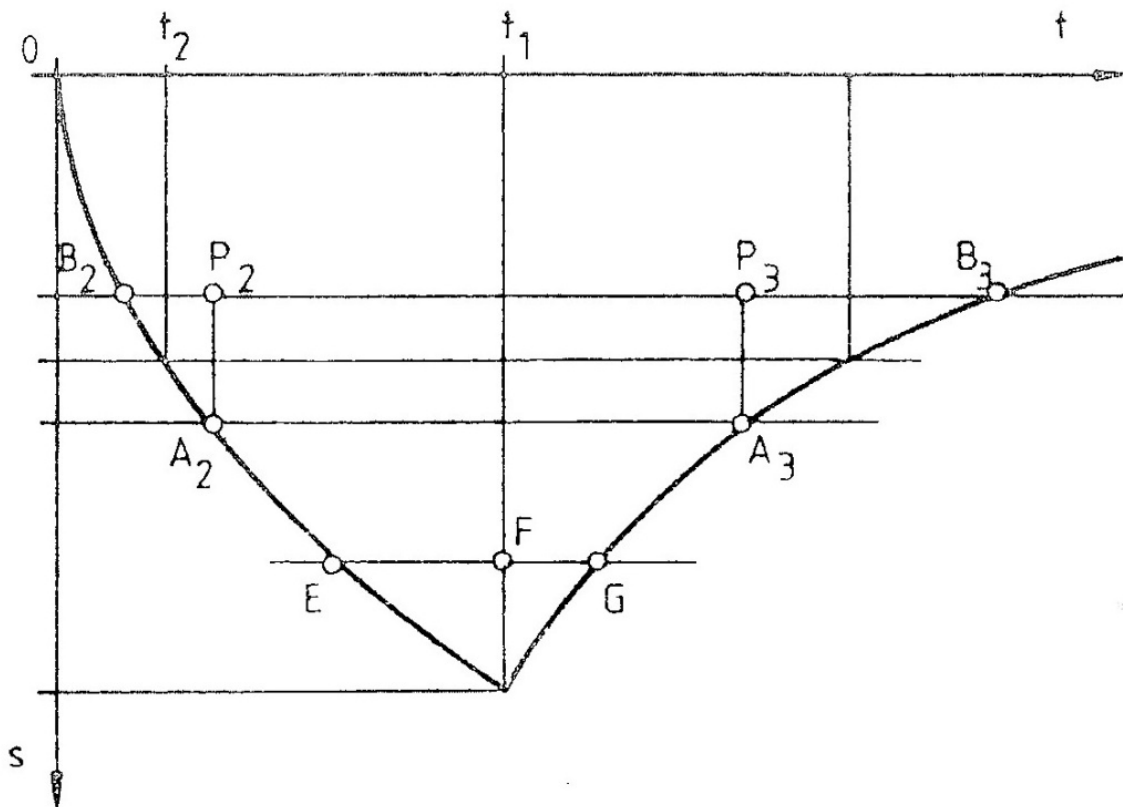
A mérési adatok grafikus kiértékelése során megkapjuk a vizsgált nyílt tükrű vízáadó vízszállítási (T , transzmisszivitási) és tárolási (S) tényezőjét, valamint a fajlagos vízhozamát (S_y).



90. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Neuman-féle görbesereg segítségével.

5.3.6 Porchet módszer

A leszívási és visszatöltődési vizsgálat speciális kombinációját adja meg a Porchet módszer. Lényege az, hogy egy kútba helyezett szivattyú állandó (Q) hozamú üzemeltetésével $0.5-2.0$ m-es (s) leszívást idézünk elő. A depressziós értékeket, valamint a szivattyúzás befejezése után észlelt visszatöltődési adatokat az idő függvényében ábrázolva jellegzetes görbét kapunk. Mivel nem permanens áramlásról van szó, ezért ennek a görbének a karakteréből meghatározzuk az „ s ” leszívási mélységhez tartozó korrigált vízhozamot (q), majd a vizsgált vízadó szivárgási tényezőjét (k). Az eljárás gyors, egyszerű és kevés felszerelést igényel. A 91. ábra jelölései alapján a fontosabb összefüggések a Porchet módszer alkalmazásánál az alábbiak.



91. ábra A Porchet módszer számítása.

$$q = Q \cdot \frac{EF}{EG} \text{ [m}^3\text{/s]}$$

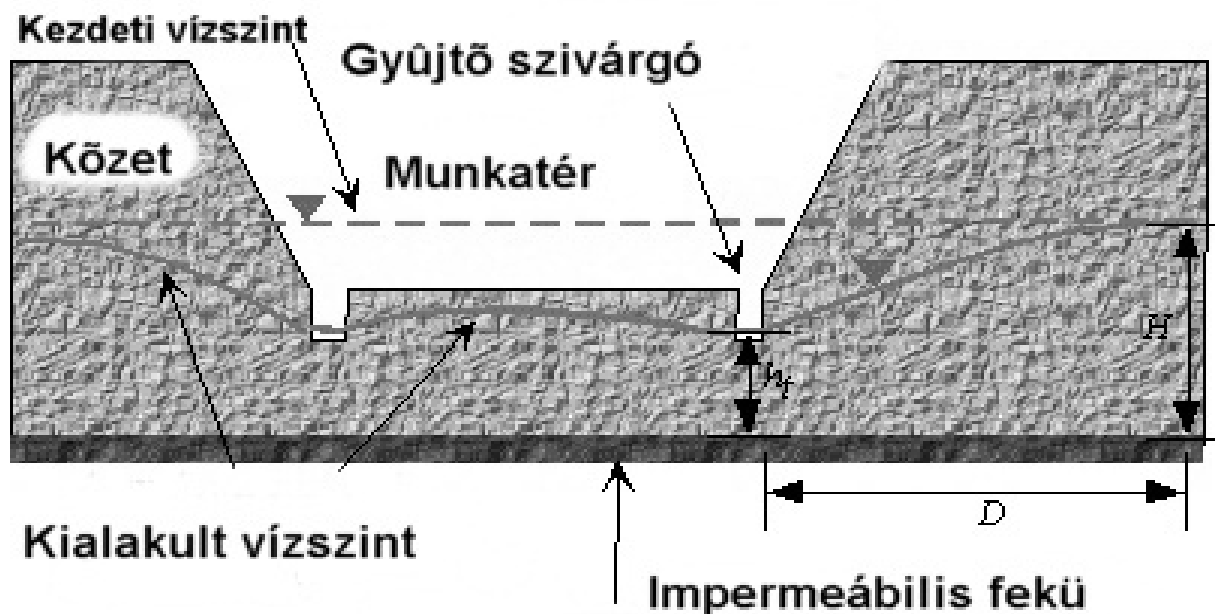
$$k = \frac{1.5 \cdot q}{s \cdot (2H - s)} \text{ [m]}$$

5.4 Munkaterek víztelenítése

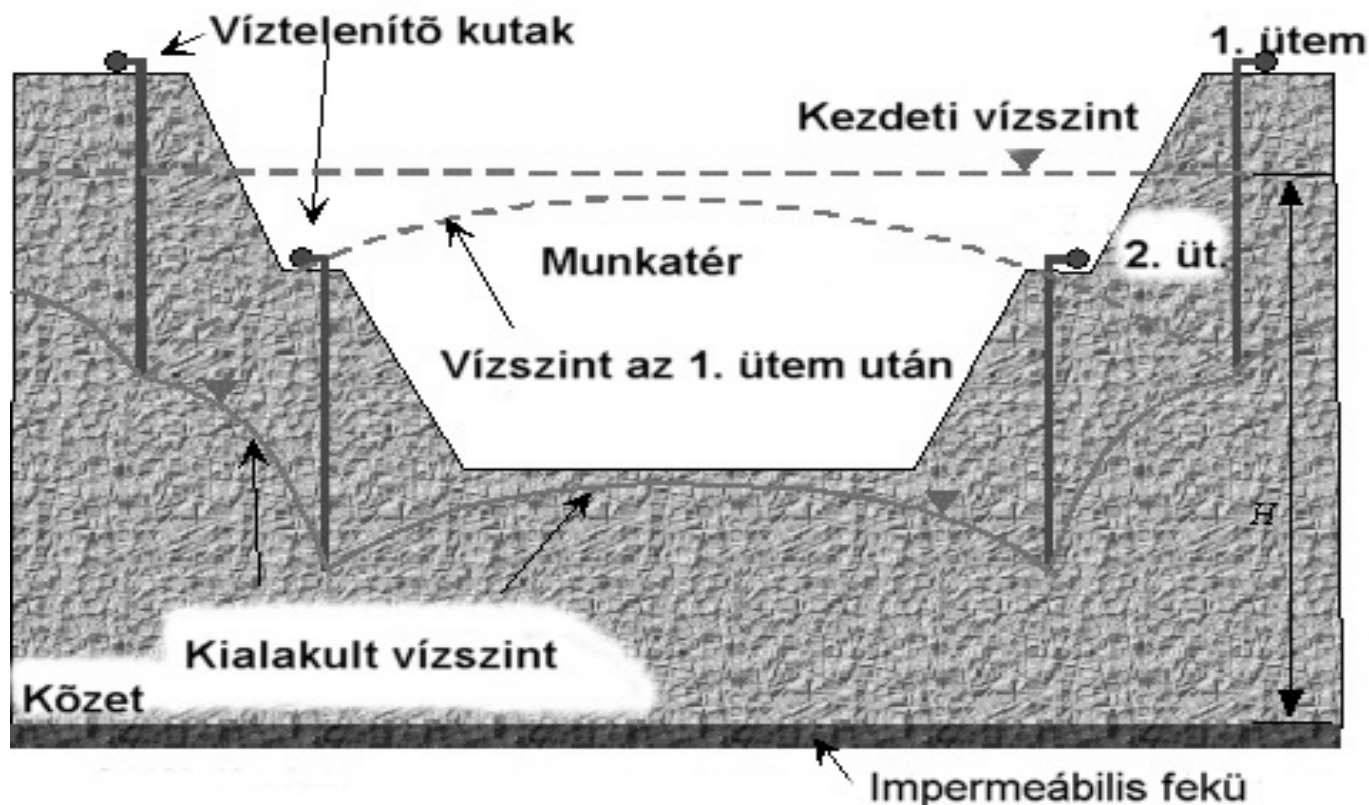
A műszaki létesítmények műtárgyait, a különböző rendeltetésű mélyépítményeket sok esetben a felszín alatti víz szintje alatt kell kialakítani vagy megépíteni. A felszín alatti víz építési helyről való eltávolítására vagy távoltartására irányuló műszaki tevékenységek összességét munkatér víztelenítésnek nevezzük. A felszín alatti vizeken kívül a munkatérbe csapadékvíz és élővíz is bejuthat, azonban ezek távol tartása könnyen megoldható feladat. A felszín alatti vizek munkaterekről való távoltartása többfajta módon megoldható. Ezek közül a nyíltvíztartás és a talajvízszint-süllyesztés eljárásai a legelterjedtebbek. A nyíltvíztartás az a víztelenítési mód, amikor a munkatérbe szivárgó és nyíltan megjelenő talajvizet a fenékszínten létesített árok- vagy dréncső-hálózattal folyamatosan összegyűjtik, elvezetik, majd szivattyúzással eltávolítják (92. ábra).

A talajvízszint süllyesztés olyan víztelenítési mód, amikor a munkatér felé szivárgó vizet a beszivárgás előtt a műtárgyon kívül létesített kutakból való szivattyúzással eltávolítják, és ezzel a talajvíz (vagy rétegvíz) szintjét állandóan a munkatér fenékszintje alá süllyesztve tartják (93. ábra). E két fő eljárás alkalmazhatósága elsősorban az érintett kőzetek szivárgási tényezőjének nagyságától függ (8. táblázat).

A talajvízszint-süllyesztés esetében további osztályozást végezhetünk attól függően, hogy mekkora az ún. szabad vagy gravitációs víz és a kötött víz részaránya a kőzet pórusaiban. A durvább közepes szemű kőzetek (kavics és homok) esetében gravitációs kutakat alkalmazhatunk. A szemcseméret finomodásával (kötetliszt, iszap, anyag) azonban speciális módszerekre van szükség annak érdekében, hogy a kőzet pórusaiból a vizet el tudjuk távolítani. Ilyen speciális eljárások a vákuum-kutas és az elektro-ozmotikus víztelenítési módszerek.



92. ábra Munkatér víztelenítése nyíltvíztartással.



93. ábra Munkatér víztelenítése talajvízszint-süllyesztéssel.

Talaj megnevezése	Szivárgási tényező (k; [m/s])	Célszerű víztelenítési eljárás		Nyíltvíztartás megengedett leszivárgási mélysége [m]
		Talajvízszint süllyesztés	Nyíltvíztartás	
Durva kavics	$10^{-1}-10^{+1}$	-	Nyíltvíztartás	3,0
Közepes kavics	$10^{-1}-10^{-2}$	Gravitációs		2,0
Finom kavics	10^{-2}			1,5
Durva homok	10^{-3}			1,0
Finom homok	$10^{-3}-10^{-4}$			0,5
Homokliszt	$10^{-4}-10^{-6}$	Vákuum-kutas	-	-
Iszap sovány agyag	$10^{-6}-10^{-8}$		Nyíltvíztartás	2,0
Agyag	$10^{-8}-10^{-11}$	Elektro-ozmotikus		4,0

8. táblázat Víztelenítési lehetőségek a kőzetek szivárgási tényezőjétől függően

A munkaterek víztelenítési eljárásainál az eltávolítandó vízhozamok számításánál a korábban megismert kúthidraulikai összefüggéseket használhatjuk. A munkaárok lényegében kicsiny szélességű és a szélességükhöz viszonyítva hosszú munkaterek, míg a munkagödörök hosszúsági

és szélességi paramétereik között nincs jelentős különbség. A hidraulikai számításoknál ezért a munkaárok inkább a galériával, a munkagödör pedig egy nagy átmérőjű kúttal mutat hasonlóságot.

5.4.1 Munkaárok víztelenítése

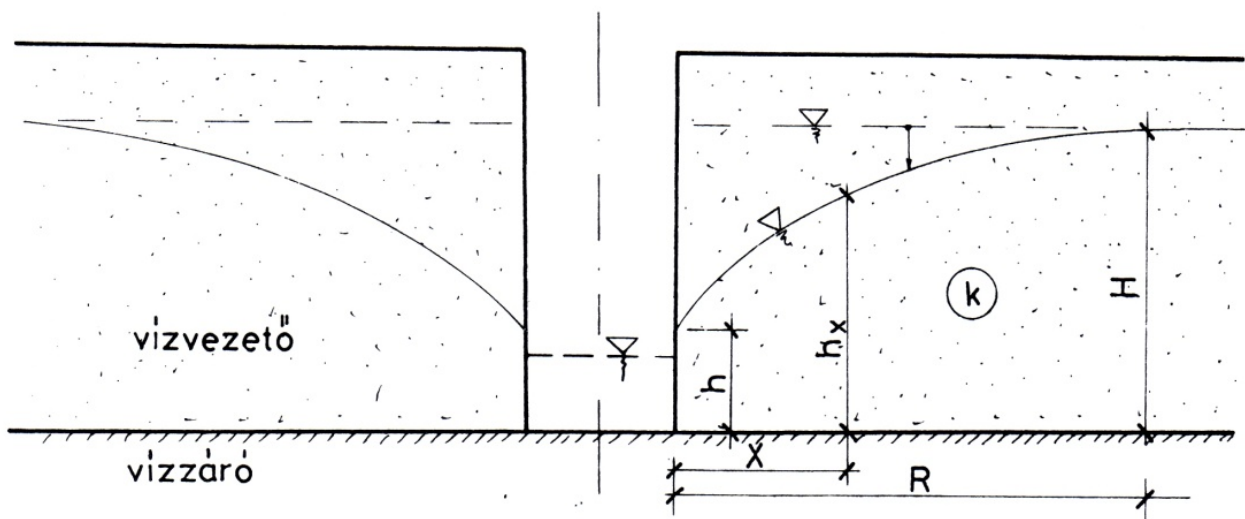
A munkaárókba áramló vízhozamot megadó összefüggéseket a galériákra vonatkozó alapegyenlet gyakorlati esetekre való kiterjesztésével kaphatjuk meg. A munkaárok mélyülhet nyílt tükörű vagy nyomás alatti vízadóban, illetve a munkaárok lehet teljes vagy lebegő. E fejezet keretei között csak egy egyszerű példa ismertetésére van lehetőségünk. Vegyünk egy teljes munkaárkot, amely nyílt tükörű rendszerbe mélyült. Amikor a munkaárok alsó síkja éppen a vízzáró rétegig ér teljes munkaárokokról van szó. A felszín alatti víz ekkor a munkaárok két oldalán szivároghat be. Nyíltvíztartás esetében a munkaárok vizsgált L hosszúságú szakaszán a két oldalról beszivárgó vízhozam a 94. ábra jelölései alapján.

$$Q = \frac{k \cdot L}{R} \cdot (H^2 - h^2) \text{ [m}^3\text{/s]}$$

A depressziós göbe egyenletét és az időben (t) változó távolság (R) értéke az alábbi két egyenlettel adható meg, ahol „n” a vizsgált kőzet porozitása.

$$h_x = \sqrt{h^2 + \frac{x}{R} \cdot (H^2 - h^2)} \text{ [m]}$$

$$R = 1.3 \cdot \sqrt{\frac{H \cdot k \cdot t}{n}} \text{ [m]}$$



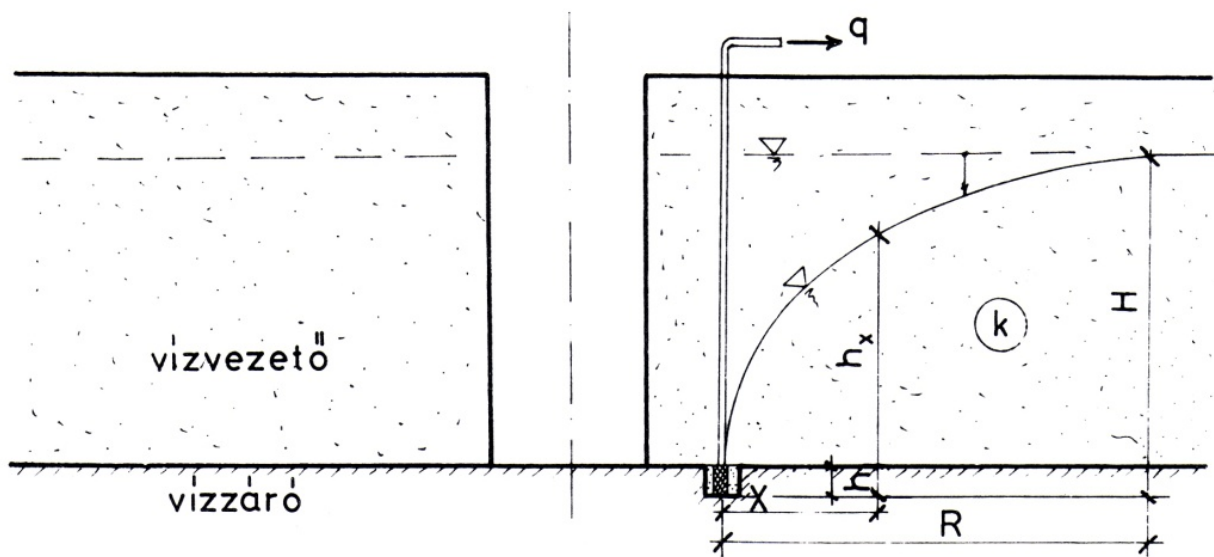
94. ábra Teljes munkaárok víztelenítése nyíltvíz-tartással.

Amikor kútsorral történik a vízszintsüllyesztés a 95. ábra jelöléseinek megfelelően, abban az esetben is az L hosszúságú szakaszon eltávolított víz mennyisége a fenti hozamképlet alapján közelíthető. A leszívási görbe egyenlete közelítően:

$$h_x = h + H \cdot \sqrt{\frac{x}{R}} \text{ [m]}, \text{ ahol}$$

az R távolhatás a fenti ún. Weber egyenlet segítségével adható meg.

Amikor a munkaárok fenéksíkja a vízzáró réteg felett van, akkor a munkatérbe nemcsak két oldalról, hanem a munkaárok alján is megindul a vízszivárgás. Ennek mértéke részben az árok szélességétől, részint a munkaároknak a vízzáró réteg feletti magasságától, illetve a távolhatástól is függ. Minél szélesebb a munkaárok, és minél a fenéksík és a vízzáró réteg közötti távolság, annál több víz szivárog ilyen módon a munkatérbe. A többlet vízhozam meghatározására elméleti és gyakorlati tapasztalatok alapján megadott grafikonok, illetve javító tényezőkkel módosított összefüggések állnak a szakirodalomban rendelkezésre. Bizonyos esetekben vegyes rendszerek is kialakulhatnak, vagyis a munkaárok közelében a rendszer nyílt tükrűvé válik, míg egy bizonyos távolságon túl nyomás alatti marad.

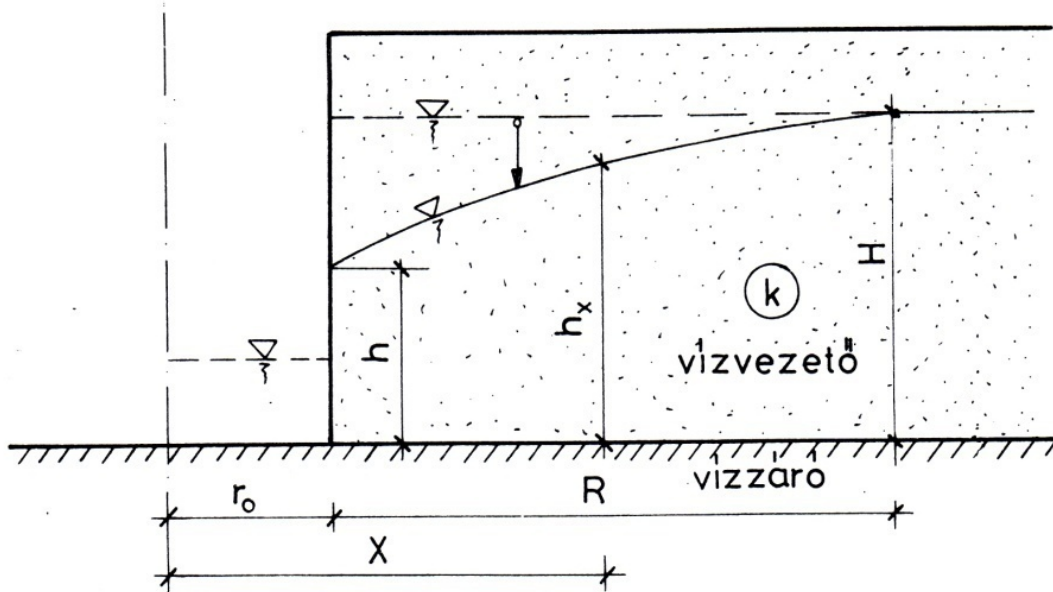


95. ábra Teljes munkaárok víztelenítése kútsorral.

5.4.2 Munkagödör víztelenítése

A munkagödröket elméletileg egyenértékű nagyatmérőjű kúttá alakítjuk át, majd a kutakba áramló vízhozam számítására levezetett összefüggéseket alkalmazzuk. Vegyünk példaként egy

teljes munkagödört, amely nyílt tükrű rendszerbe mélyült. Nyíltvíztartás esetében a munkatérbe áramló Q vízhozam é az R távolság a 96. ábra jelölései alapján a következőképpen számíthatók.



96. ábra Teljes munkagödör víztelenítése nyíltvíztartással.

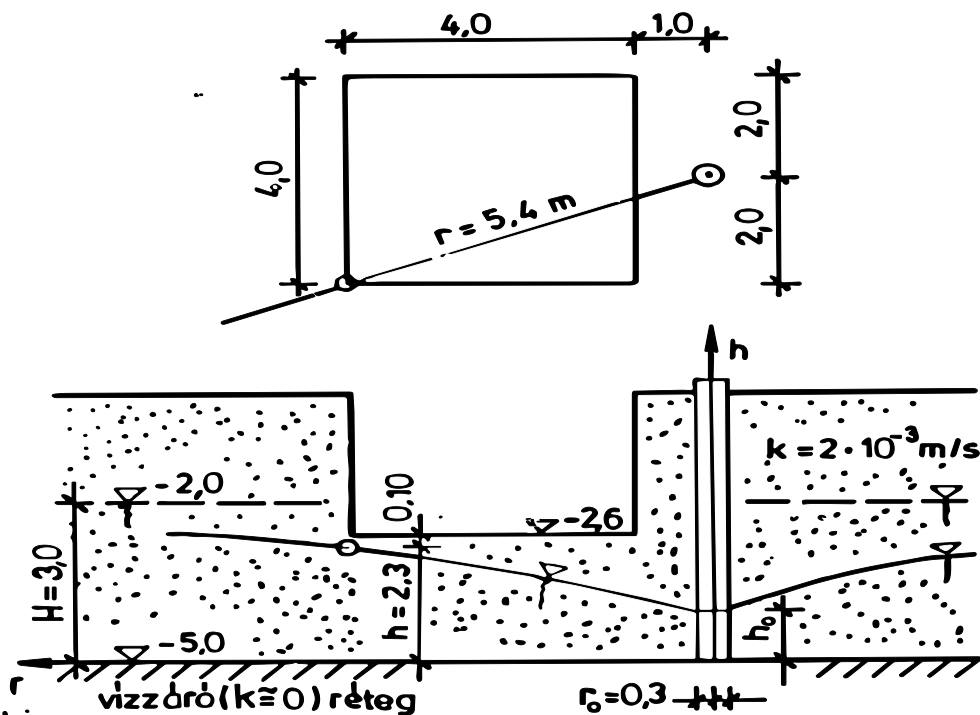
$$Q = \pi \cdot k \cdot \frac{(H^2 - h^2)}{\ln \frac{R + r_0}{r_0}} \text{ [m}^3/\text{s]}$$

$$R = 3 \cdot \sqrt{\frac{H \cdot k \cdot t}{n}} \text{ [m]}$$

Közel négyzet alaprajzú, „A” alapterületű munkagödör esetében:

$$r_0 = \sqrt{\frac{A}{\pi}} \text{ [m].}$$

Talajvízszint-süllyesztés esetében többféle megoldási mód lehetséges. Kisméretű munkagödör esetében például egyetlen kúttal elérhető olyan mértékű vízszintsüllyesztés, hogy a munkagödör szárazon maradjon (97. ábra).



97. ábra Kisméretű munkagödör víztelenítése egyetlen kúttal.

Nagyobb munkagödör víztelenítése azonban csak több kút alkalmazásával oldható meg. Ilyen esetekben az r_0 sugarú körön elhelyezkedő kútsoporra vonatkozó összefüggéseket alkalmazzuk a 98. ábra jelöléseit figyelembe véve.

$$Q = \pi \cdot k \cdot \frac{(H^2 - h_z^2)}{\ln \frac{R + r_0}{r_0}} \quad [\text{m}^3/\text{s}]$$

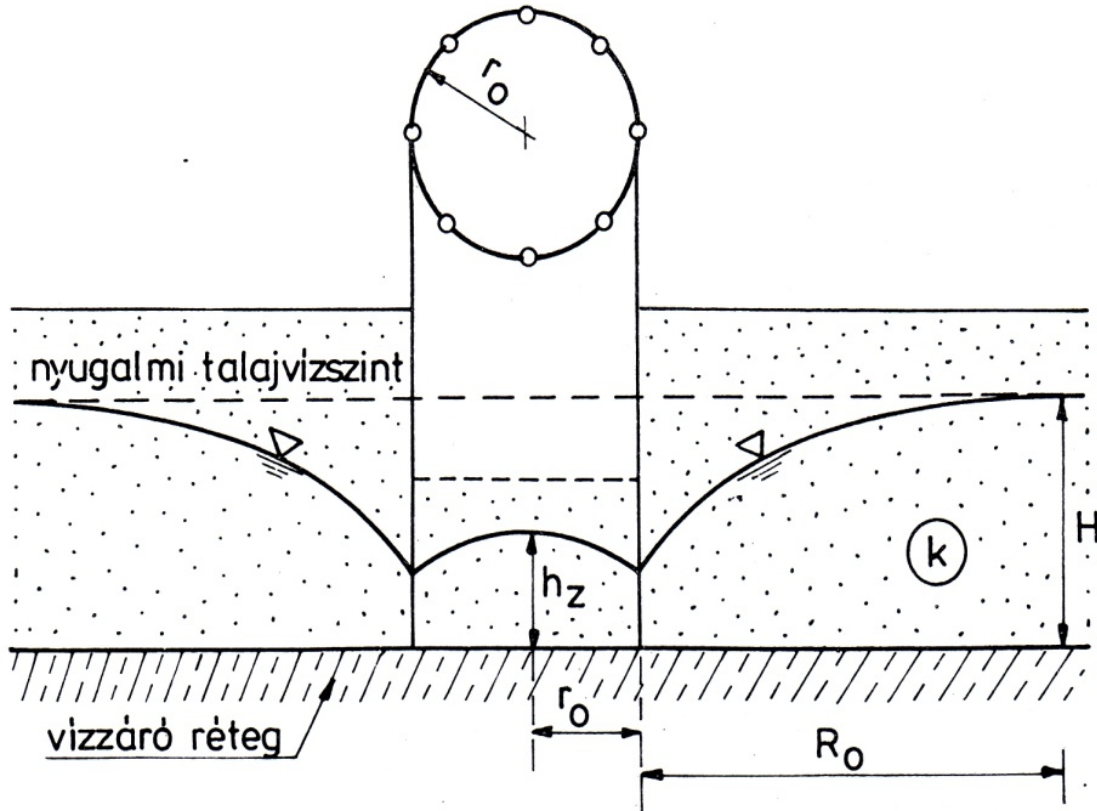
$$R = 3 \cdot \sqrt{\frac{H \cdot k \cdot t}{n}} \quad [\text{m}]$$

Ha a fenti képlettel meghatároztuk az összes vízhozamot, amelyet a kutakkal ki kell emelni, akkor a következő lépésként meghatározhatjuk a tényleges víztelenítő kutak számát. Egy r_w sugarú víztelenítő kútból, amelyben h_0 vízoszlop magasság található, a kitermelhető maximális vízhozam (Q_w) a kút befogató képessége alapján a következő:

$$Q_w = 2 \cdot \pi \cdot r_w \cdot h_0 \cdot \frac{\sqrt{k}}{15} \quad [\text{m}^3/\text{s}].$$

Egy tényleges kútból kitermelhető vízhozam (Q_w) és a munkaterről kiemelendő teljes vízhozam (Q) ismeretében a víztelenítéshez szükséges kutak számát (m) a következő egész számra felkerekített tört adja.

$$m = \frac{Q}{Q_w}$$



98. ábra Munkagödör víztelenítése kútcsoporttal (Nagy kutas közelítés).

A munkagödör peremén elhelyezkedő kutak között a vízszint magasabban fog elhelyezkedni, mint a tényleges víztelenítő kutakban. Ezt egy ún. vízdóm magasságot feltétlenül figyelembe kell venni a víztelenítés tervezésénél. A 99. ábra mutatja be azokat a paramétereket, amelyek segítségével a vízdóm magassága kiszámítható.

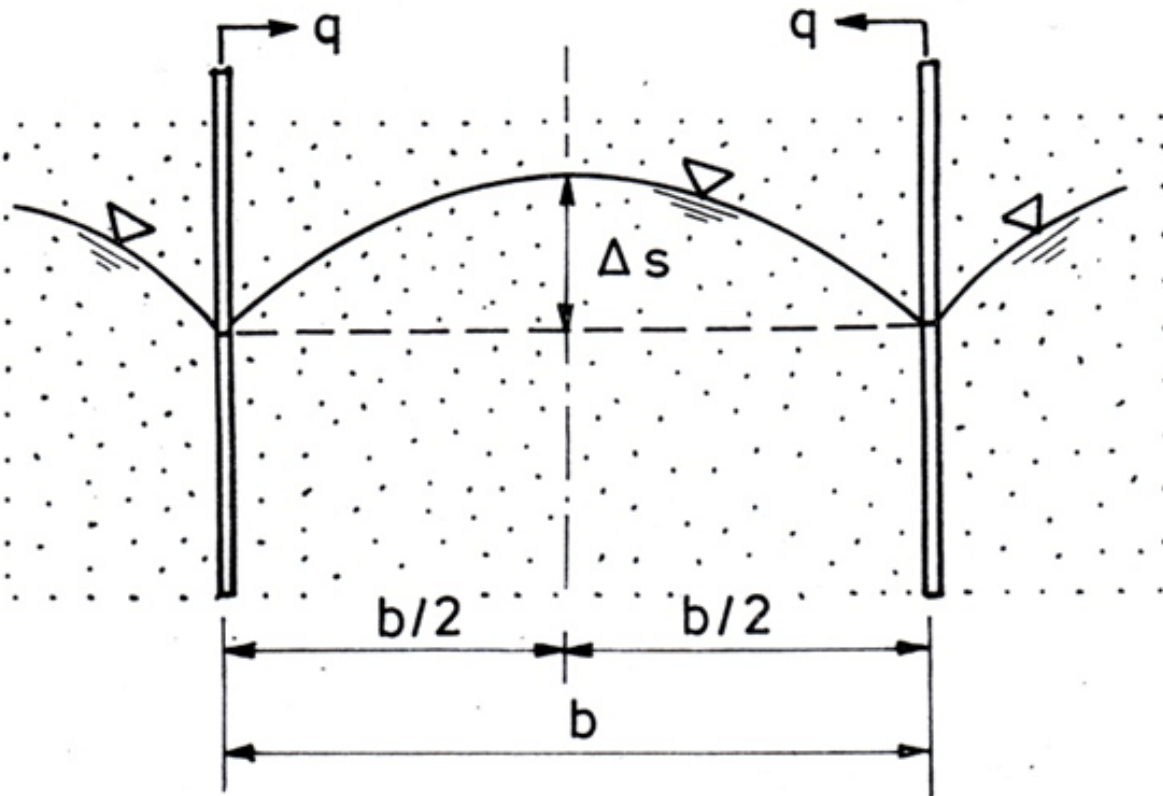
$$\Delta s = \frac{Q_w}{2 \cdot \pi \cdot k \cdot d} \cdot \ln \frac{b}{2 \cdot r_w \cdot \pi} \text{ [m]}$$

$$d = H - \frac{s}{2} \text{ [m]}, \text{ ahol}$$

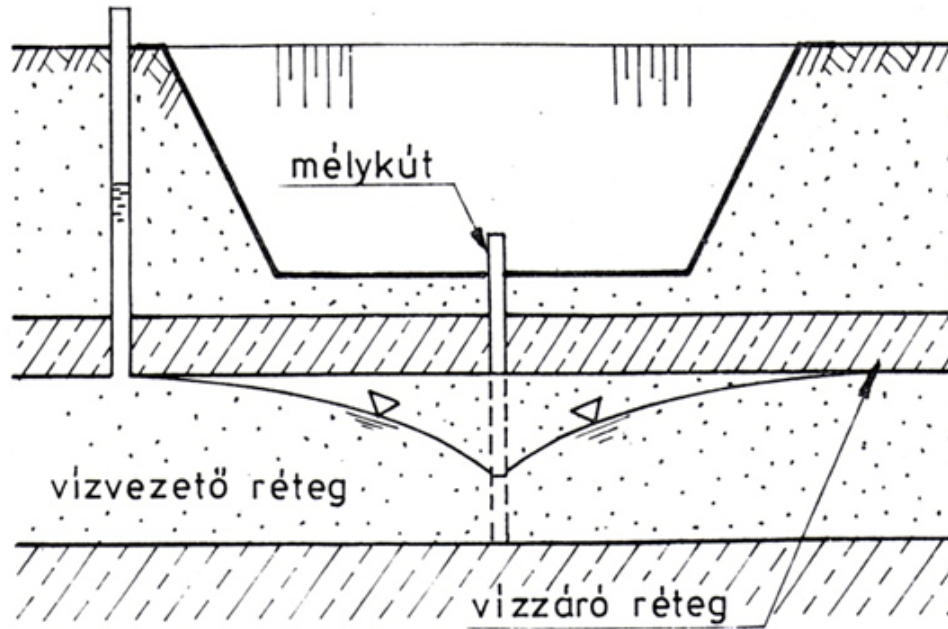
H az eredeti felszín alatti vízszint és a kút szűrőzött talpa közötti magasság, s pedig az egyes kutakban létrejövő depresszió értéke ($H-h_0$). A „b” pedig két szomszédos kút kúttengelytől mért távolsága. A méretezésnél úgy kell eljárni, hogy a vízdóm legfeljebb 20-50 centiméterre közelítheti meg a munkatér fenéksíkját.

Bizonyos esetekben nagyon fontos szerepet kap munkatér alatt elhelyezkedő nyomás alatti vízadó rétegek nyomás-mentesítése a rétegfelszakadás elkerülése szempontjából. A 100. ábra mutatja be azt, hogy egy mélykút alkalmazásával hogyan csökkenthető le egy nyomás alatti vízvezető hidraulikus emelkedési magassága egy biztonsági tényezővel korrigált kritikus érték alá annak érdekében, hogy a rétegfelszakadás elkerülhető legyen.

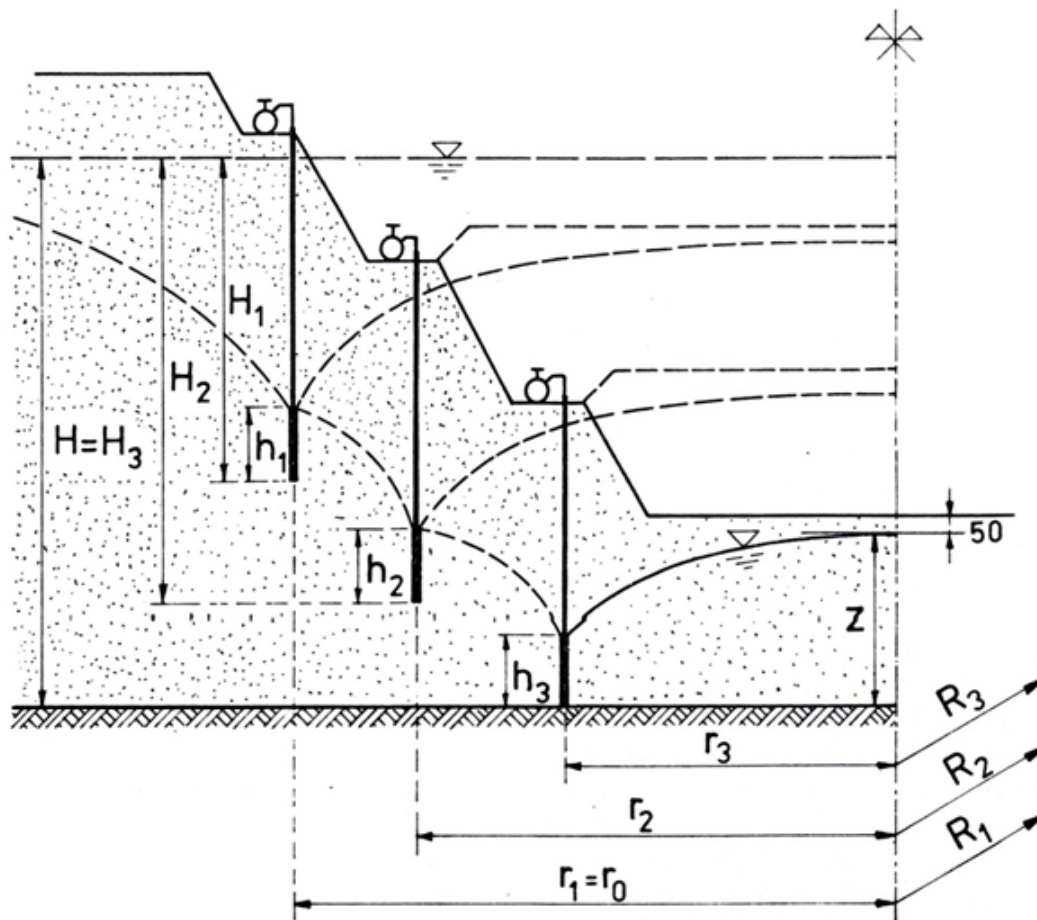
Vízépítési műtárgyak vagy egyéb mélyépítési létesítmények munkatere olyan mélységi szintet is elérhet, hogy a víztelenítést egylépcsős kútelrendezéssel a nagy leszívási mélység miatt nem lehet megvalósítani. Ilyen esetben többlépcsős talajvízszint-süllyesztésre kerül sor (101. ábra). Többlépcsősnek nevezzük a talajvízszint-süllyesztést akkor, ha a nagy leszívási mélység következtében csak több szinten elhelyezett kútsorral lehet a kívánt depresszió elérni. Többlépcsős vízszint-süllyesztésre legtöbbször munkagödörrel kapcsolatban kerül sor. A számításokat illetően először Sichardt vezetett le összefüggéseket, amelyek bizonyos esetekben ellentmondásosan viselkednek. A módszer hiányosságait Széchy küszöbölte ki, aki a gyakorlati tapasztalatokhoz közelebb álló összefüggéseket adott.



99. ábra A víztelenítő kutak között kialakuló vízdóm számításának jelölései.



100. ábra Nyomásszint csökkentése mélykúttal.



101. ábra Töblépcsős talajvízszint-süllyesztés elvi magyarázó ábrája

5.5 Kútkiképzés

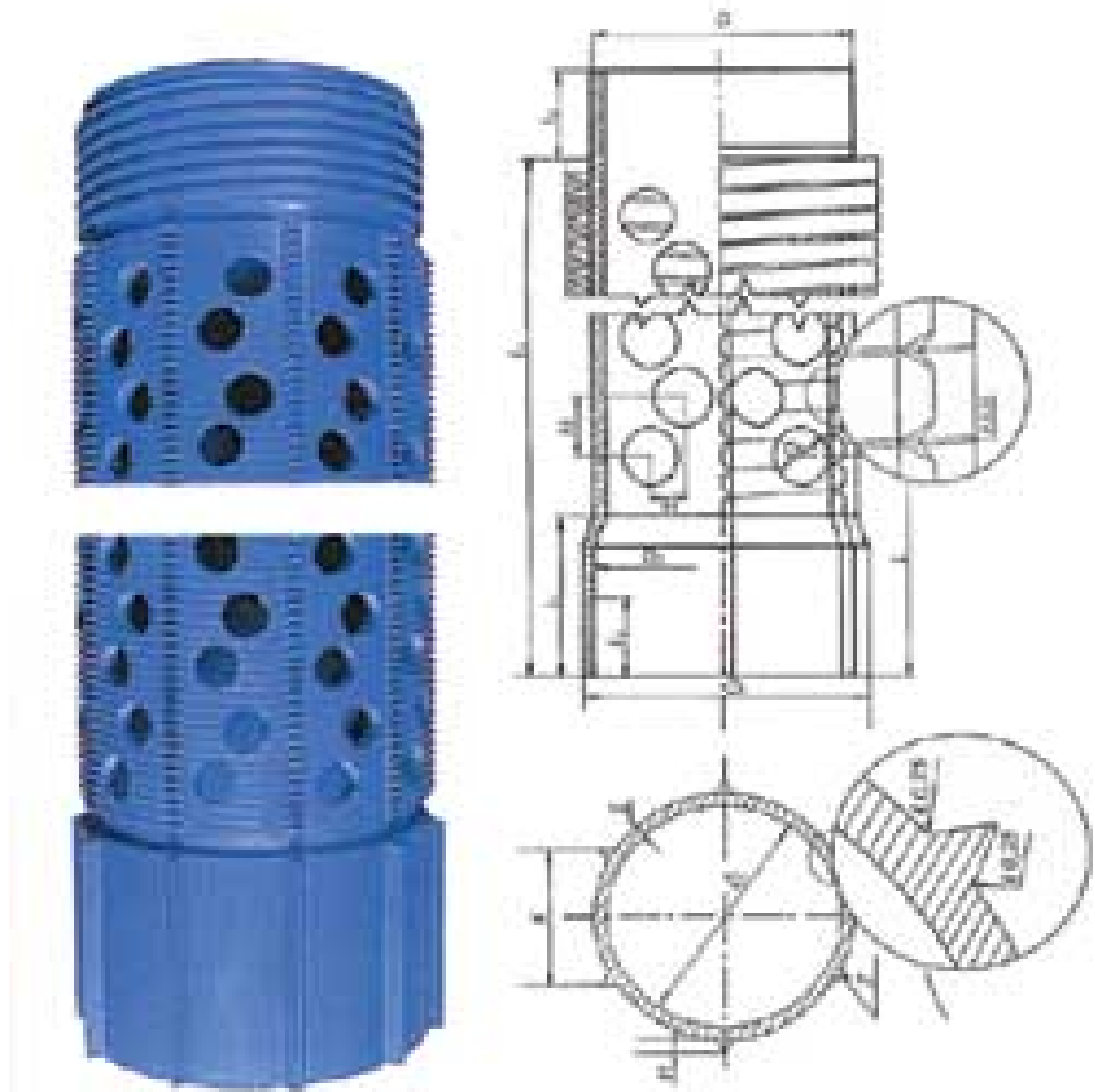
5.5.1 Termelőkút

A víztermelő létesítmények létesítése meghatározott műszaki tervezési és hatósági engedélyezési eljárások után történhet meg. A tényleges kivitelezést minden esetben megelőzi a mértékadó vízigény meghatározása, a rendelkezésre álló lehetséges vízkészletek feltárása, a kút tervezése és engedélyezési eljárása. A kútfúrás történhet forgatva, ütve és ütve-fogatva működű fúrési eljárásokkal. Bizonyos területeken a fúrást döntően vésőszerszámmal, mintegy ütögetve mélyítik, hazánkban döntően forgatva, az ún. rotari eljárással mélyítik le a kutak zömét. Abban megegyezik a két módszer, hogy a furatba a szerszámot a fúrórudazat segítségével juttatják egyre lejjebb. Az ütvefúrást a keményebb kőzetekben, míg a forgatva fúrást a lazább üledékes kőzetekben használják.

Hazánkban a felszín alatti vizek kitermelésére leggyakrabban fúrt kutakat használnak és a fúrások jelentős részét öblítő közeg alkalmazásával mélyítik. A fúrás során a fúrólyukba juttatott öblítő folyadék szerepe többrétű. Legfontosabb feladata a fúró által megbontott kőzettörmelék felszínre szállítása, illetve lebegtetése, a fúrószerszám kenésének biztosítása, a fúrólyuk falra ható rétegyomás ellensúlyozása és iszapleány képzése. A hagyományos öblítő közeg (iszap) jellemzőn egy vízbázisú szuszpenzió, amelyet úgy kapunk, hogy kb. 930 l vízhez 160 kg hidratálásra alkalmas agyagásvány adagolunk, s így egy 1,1-1,2 g/cm sűrűségű zagyot kapunk, amelyet szükség esetén bentonit, barit, hematit és egyéb adalékokkal tovább javíthatunk. A zagy csekély szemcsés fázist is tartalmaz. http://www.ezermester2000.hu/2003/09/kut_07_nagy.jpg Amennyiben a fúrócsövön nyomják le az öblítőfolyadékot, és az a furatban áramolva hozza vissza a felszínre a furadékot jobb (egyenes) öblítésről, ha a furatba nyomjuk a vizet és az a fúrócsőben áramlik a felszínre bal (fordított) öblítésről, vagy szívó-fúró berendezésről beszélünk. Ez utóbbit alkalmazzák a nagyátmérőjű, kavicsolt szűrőjű víztermelő kutak építésénél. A hagyományos öblítő iszap mellett egyéb öblítő közegek alkalmazása is lehetséges, pl. hab vagy polimer iszapok, amelyeknél minden esetben a környezetvédelmi szempontok figyelembevétele is szükséges.

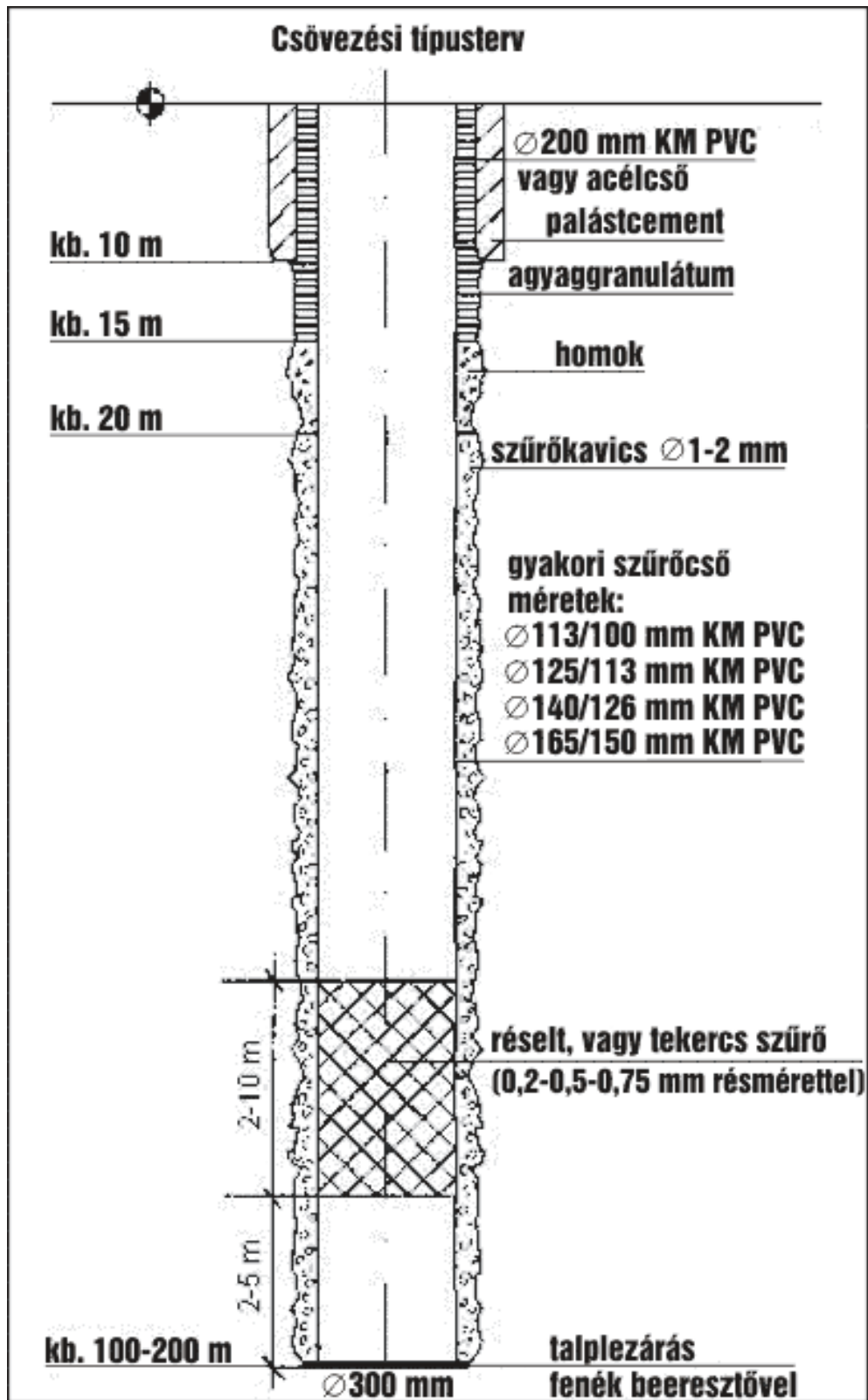
A furat mélyítésével egy időben süllyeszti le a védőcsövet, mely egyrészt támasztja a furat falát (védi a beomlástól), másrészt kizárja a felső rossz vízminőségű rétegvizeket. A kisebb mélységű, max. 150 méteres kutakban ez a béléscső, védőcső műanyag (KPE, PVC) anyagú is lehet.

A kút kialakításakor az előzetesen kijelölt vízadó réteg vizét kívánjuk hasznosítani, ezért a kút kiképzés során célunk a vízbázisként kijelölt réteg megfelelő megnyitása és termelése, és a többi réteg, valamint a felszíni vizek kizárása. A kút kiképzése során a vízadó réteg vizét a kútszűrőn keresztül a kút termelőcsövébe engedjük, és minden más anyagot a kúton kívül tartunk (rétegmegnyitás). Ezt úgy érjük el, hogy a vízadó réteg szintjénél a szűrőcsövön (lyukfúrásokkal, vagy réseléssel) perforációt alakítanak ki, és arra a réteg legkisebb szemcséihez igazodó méretű szitaszövetet helyeznek el. Egy korszerű műanyagból készített többrétegű szűrőelemet mutat be a 102. ábra.



102. ábra Korszerű műanyag szűrőszerkezet

Az előkészített szűrőcsövet és csőszakaszt a központozító alkalmazásával koncentrikusan a furatba süllyeszti, majd közben szűrőkavicsot engednek a védőcső és a szűrőcső közé, közben a védőcsövet a fúróberendezés visszahúzza. A felső, rossz minőségű vízáradékot a védőcsőnek abban a furás szakaszban hagyásával, sőt annak körülcementezésével lehet kizárni a kútból. Egy tipikus kútkiképzés rajzát mutatja a103. ábra. Mélyebb kutak kialakításakor több rakatú, teleszkópos kútkiképzést is alkalmaznak, ahol tömszelence alkalmazásával zárják ki a rétegeket a csőszakast átmérő váltásánál.



103. ábra Egy tipikus víztermelő kút szerkezeti rajza

A szűrőcső alsó végét eleve lezárják, vagy ledugózzák, ezzel a csővég felőli vízbeáramlást kizárhatjuk. A szűrőzött szakasz alja és a talplezárás közötti szakasz az iszapzsák, ami az esetlegesen a kútba kerülő szemcsék kiülepedését biztosítja.

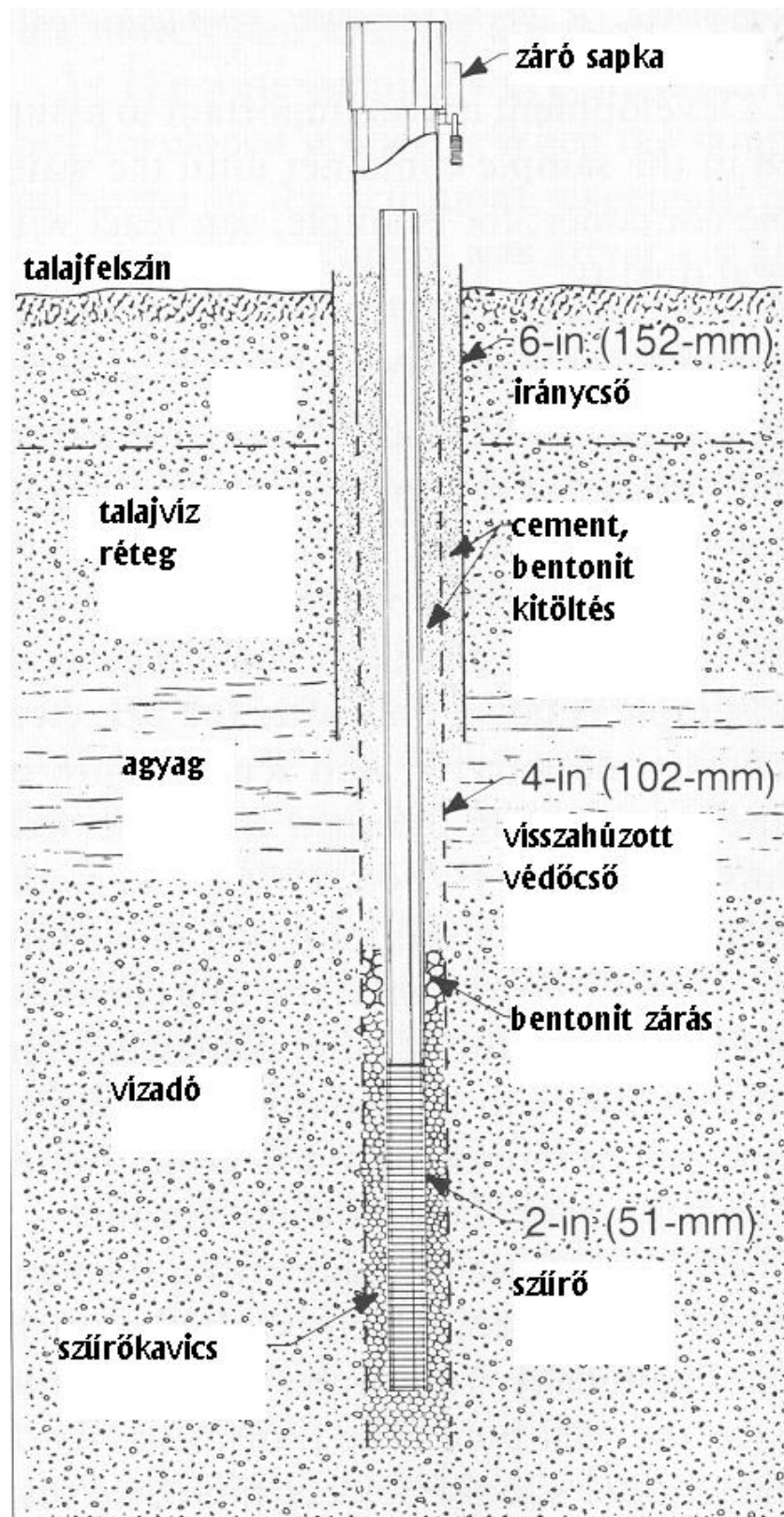
A kútcsovezés után a kút ivóvíztermelésre való kialakítása, az ún. kútkiképzési, kúttisztítási munkák következnek. A kútban lévő fúróiszappal kevert vizeket kompresszorozással kitermeljük. A kompresszorozás során a kút aljára sűrített levegőt juttatunk, amivel a kúttérben lévő víz fajsúlyát csökkentjük ami felfelé elmozdul és a szűrő, és a körülötte elhelyezkedő kőzetanyag víztartalmát megszívja. Ezzel a kút belsejét és a szűrőréteget is megtisztítjuk. A kompresszorozás alatt lehet a kút maximális terhelhetőségét kipróbálni. Ezt akkor érjük el, ha a már letisztult vizű kútból addig növeljük a vízkitermelést, míg újból gyenge homokolás nem jelentkezik.

Ezután következő feladat a kút víztermelési adatai alapján a megfelelő szivattyú kiválasztása beépítése, valamint a kút talajfelszíni kialakítása: a kútfej akna elkészítése.

5.5.2 Észlelőkút

Észlelő kutak segítségével a vízáadó rétegek mennyiségi és minőségi viszonyainak időszakos ellenőrzését és mintázását végezzük. A kutak kialakításakor nem a jelentős mennyiségű vízkivétel a cél, hanem meghatározott gyakoriságú, termelési szempontból jelentéktelen vízmennyiség kivétele, vagy a kút nyugalmi vízszintjének megmérése. A megfigyelő kutak kialakítása ezért jelentősen eléri a termelő kutakétól (104. ábra).

A monitoring kutak átmérője leggyakrabban 50-200 mm között változik, ami a vízszintmérést és a mintázást lehetővé teszi. A monitoring kutak szűrőkialakításánál figyelembeveendő, hogy a szűrő anyaga ne lépjen reakcióba a felszínalatti vízzel és a szűrő nyílásainak geometriája olyan legyen, hogy a kőzet szemcsék ne dugíthassák azt el. A szűrő kialakítás jellemzően „pontoszerű”, azaz nem az egész rétegvastagságot szűrőzzük, viszont előfordul talpon perforált monitoring kút kialakítás is. Ettől eltérő észlelőkút szűrőzés szennyezett területek monitorozásánál használatos. Az észlelő kutak gyakran nem védett üzemterületeken helyezkednek el, ezért ezek védelméről és megfelelő lezárásáról is gondoskodnia kell az üzemeltetőnek.



104. ábra Egy észlelő kút szerkezeti rajza

6 A talaj és védelme (Papp Zoltán)

6.1 A talaj fogalma

6.1.1 Földtani értelmezésben

A talajöv (pedoszféra) földtani értelemben – mivel a légkör, a víz(öv) és a kőzetöv kölcsönhatása, átszövődése révén alakult ki –, ún. kontakt geoszféra, a földkéreg legfelső, mállási övezete.

6.1.2 Talajtani szóhasználattal

A talaj az élet megjelenését követően jött létre, a talajöv és a bioszféra rendkívül finom és összetett kölcsönhatásai révén. Az élet keletkezése előtt a földkéreg felszínén ún. steril mállás ment végbe.

Ebben a klasszikus felfogásban a (termő)talaj – (termő)föld – az élő és az élettelen természet összefonódásának színtere, számos komponens együttes hatására alakuló, változó képződmény (ugyanakkor természeti erőforrás), amely termékenységgel (produktivitással) rendelkezik, tehát a növényeket képes ellátni vízzel és tápanyagokkal. A (szilárd) kőzetöv (litoszféra) legfelső takarójaként felfogja, összegzi, szűri a földfelszínt érő, a természet erőitől és az embertől származó fizikai, kémiai és biológiai hatásokat.

Nem egységes, háromfázisú, eltérő alakú és méretű szemcsék/pórusok halmaza. Kis vastagságú (max. néhány m), a Föld méreteihez képest hártavékony (→ ezért roppant sérülékeny), kiterjedését illetően inkább foltszerű, nem összefüggő (burok).

6.1.3 Műszaki (mérnöki) értelemben

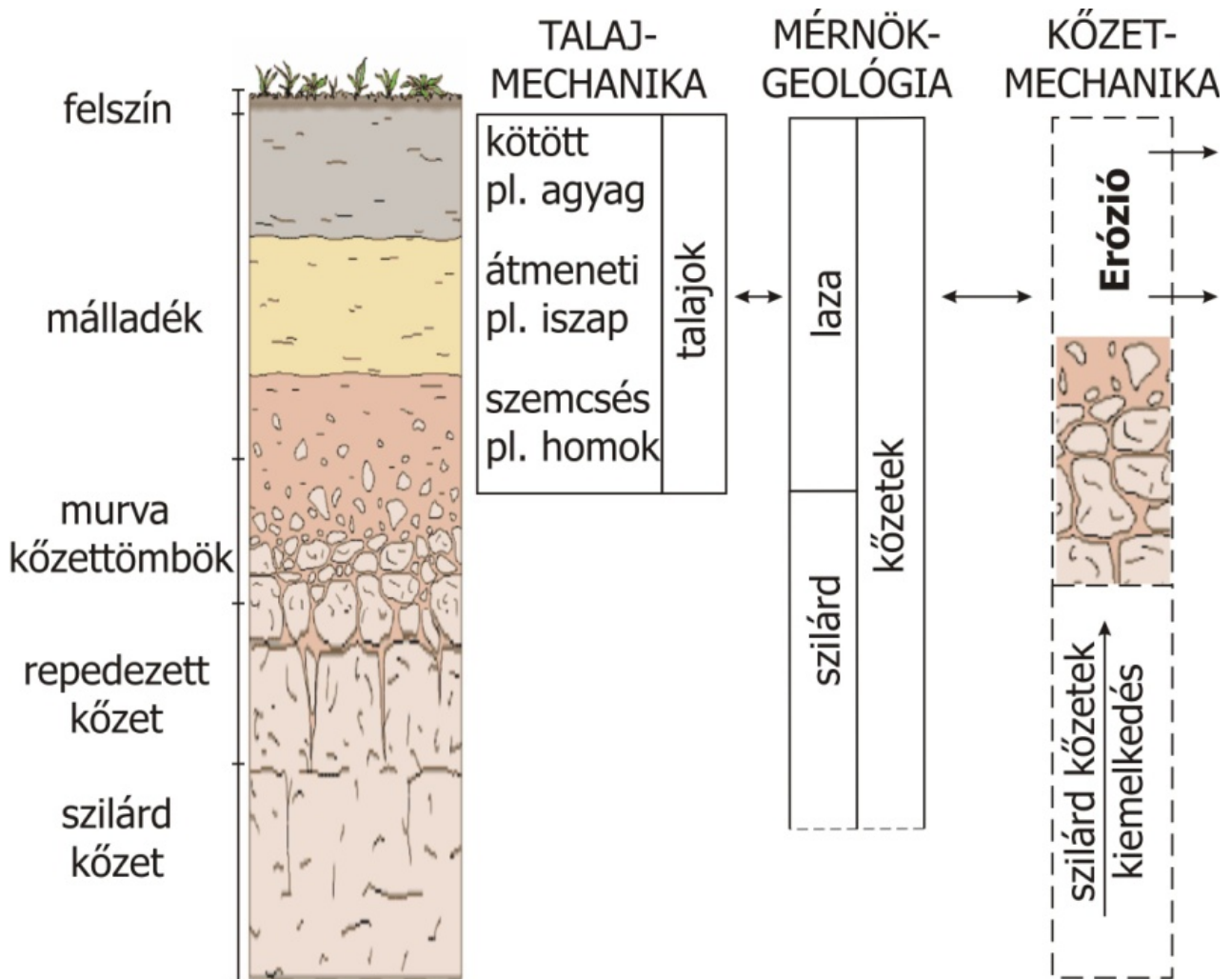
A geotechnikában a „talaj” vagy „kőzet” fogalma többnyire a litoszférával értelemszerűen helyhez kötött kapcsolatban álló létesítmények (amelyek gyakorisága úgyszintén a kontakt geoszférák helyéhez kötődve mutat maximumot) teherviselő és/vagy terhelő közegeként, építőanyagként, valamint azok természeti földtani környezeteként értelmezendő. A talajszennyezés minősítésére alkotott koncentráció/határérték-táblázatok a „földtani közeg” kifejezést használják. Jól érzékelhető, hogy az említett kifejezések a „talaj” klasszikus fogalmához képest jóval tágabb értelműek, és így kilépve a „(termő)talaj/pedoszféra” földtani/geometriai kereteiből, valójában a litoszféra – azaz a kőzetöv – fogalomkörébe tartoznak.

Műszaki felfogásban a talaj heterogén, többkomponensű, diszperz, nyitott anyagi rendszer, amelynek tulajdonságai a környezettel (beleértve a létesítményt is) való kölcsönhatás

függvényében térben és időben (is) változnak. E funkciókban a termékenységet biztosító szerves anyag kifejezetten kedvezőtlen adottság.

A „létesítmények övének” (nooszférának) elsősorban horizontális értelmű terjeszkedésével összefüggő (globális) talajpusztulás, valamint a talajhoz kapcsolódó élelmiszertermelés kényszerének ellentmondása várhatóan az emberiség közeljövőjének egyik legégetőbb problémája lesz, részben máris az.

A termőréteget („talajt”) a stilizált növényi gyökerekkel átjárt, legfelső zóna – a talajszelvény (humusz) – képviseli (105. ábra). Nem véletlen, hogy a rajzon a (földtani) környezethez kapcsolódva feltüntetett műszaki tudományok címszavai alatt ez a réteg hiányzik.



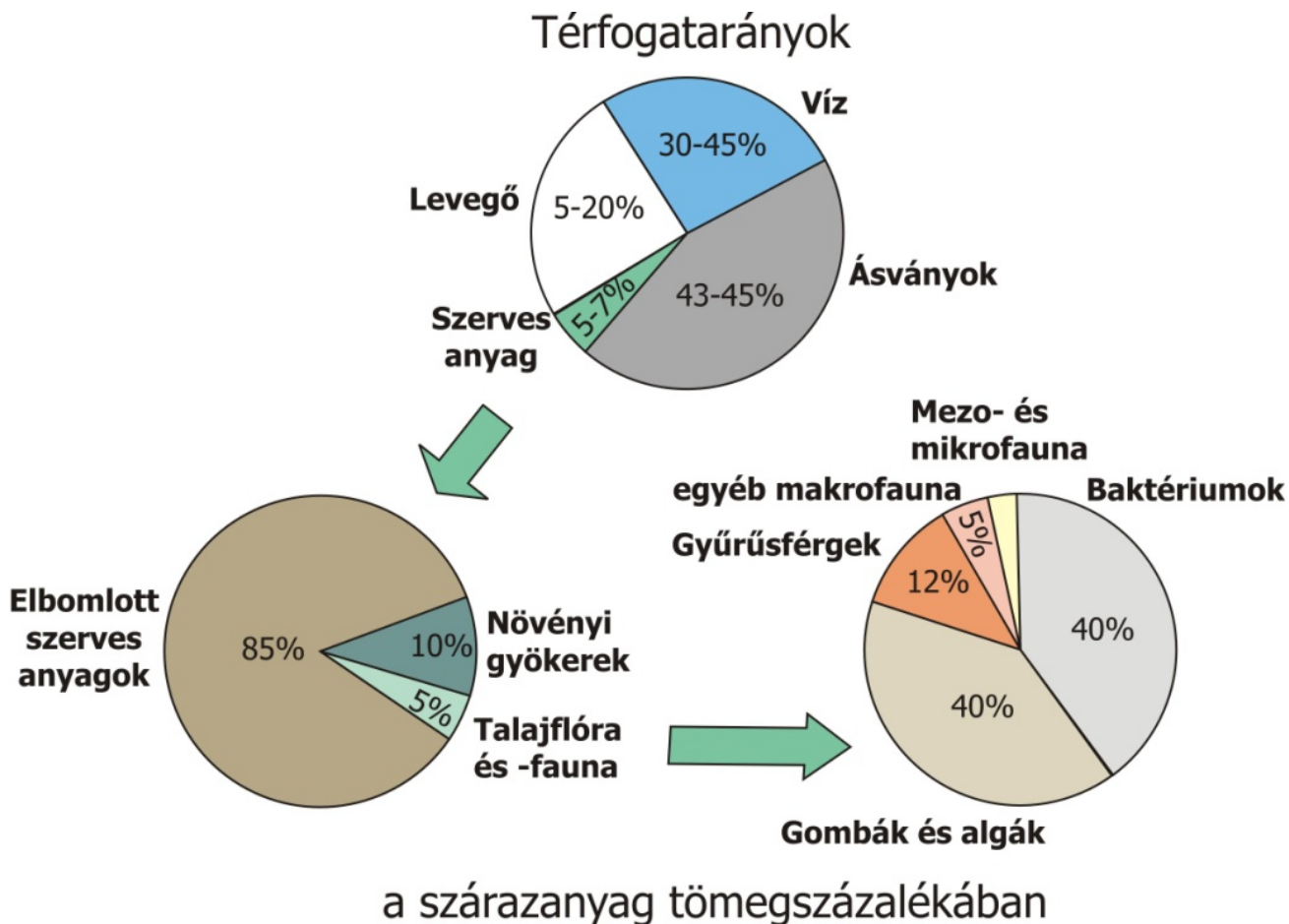
105. ábra A talajmechanikai, mérnökgeológiai és kőzetmechanikai feladatok színtere a kőzetövben

A (termő)talajnak a geológiai körforgás során végbemenő, egyensúlyban lévő természetes képződéséhez/megsemmisüléséhez az élet biológiai körforgalmának folyamatai társulnak. A földtani ciklusnál lényegesen gyorsabb biológiai (elem)körforgalomban a C, O, H, N, P, S + a

mikroelemek akkumulációja vezet a talajok humusztartalmának kialakulásához, a talajban lévő (élő és holt) biocönózisok révén.

6.2 Talajalkotók

A talaj bonyolult rendszerét az élő szervezetek (biotikus) alrendszere és az élettelen anyagok (abiotikus) összessége építi föl. Az egyes összetevők megnevezését és relatív mennyiségét a 106. ábra ismerteti.



106. ábra Talajalkotók

Figyelemre méltó a talajlevegő összetételének jelentős eltérése a légköréhez képest – a CO₂ mennyisége 0,2-14%, az O₂-tartalom 12% körüli, az NH₃, H₂S, CH₄ stb. pedig szerves bomlásból származik. A talajalkotók közötti helyes mennyiségi/minőségi aránynak, az ideális mechanikai szerkezetnek, a víz- és hőgazdálkodási feltételeknek a biztosítása a természeti kívánt növények és a kapcsolódó életközösségek (köztük az emberiség) egyféle fenntartható (újabbban: gazdasági) harmóniája mellett a mezőgazdaság alapvető feladata.

6.3 A talaj globális funkciói

A környezet az élő szervezeteket (organizmusok, organizmusok együttese) körülvevő fizikai, kémiai és biológiai – tehát külső – tényezők/körülmények összessége.

A szerves és szervetlen természetnek – a geobioszférának – e külső tényezői a hazánkban szokásos felosztás szerint: talaj – víz – levegő – élővilág (növény-állat-ember; természetes és mesterséges ökoszisztémákba rendeződve) – a táj és az épített (művi) környezet.

Következésképpen:

- A (termő)talaj a környezet egyik (alap)eleme.
- A természetes (és fokozódó mértékű, bár jelenleg még alárendelt méretű mesterséges) biológiai és geológiai körforgás (ciklus) egyik eleme/szintere.
- Az élő szervezetek élettere.
- A techno (vagy noo-) szféra szintere – a helyhez kötött emberi létesítmények gyakorisági maximuma – jelenleg még – a talajjövét érinti.
- Az élelmiszertermeléshez pótolhatatlanul szükséges természeti erőforrás (→ az emberiség jövőjének egyik kulcsa).
- A mezőgazdasághoz/talajműveléshez kapcsolódó tevékenység révén: szociális funkció.
- Esztétikai szerep – többnyire a létesítmények természeti környezete révén jelentős.
- Energiaátalakítás növények nélkül. A Naptól érkező fényenergia jórészt hővé alakul – többek között a pedoszféra révén. A hőenergia egy része – visszasugárzással – a levegőt fűti, a másik kémiai energiaként a mállástermékekben raktározódik el.
- Energiaátalakítási növényzettel. Bázisfolyamata a fotoszintézis, amelynek lényege a (fotoszintetizáló) növényekben végbemenő, a jelenlegi földi élet energetikai alapját képező, elvi folyamat: $H_2O + CO_2 + \text{napenergia} \rightarrow \text{szerves anyag} + O_2$
- A fotoszintetizáló növényi pigmentek a 380-720 nm-es színek tartományt hasznosítják a Nap sugárzásának energiaspektrumából. Úgy tűnik, a napenergia földi hasznosításában továbbra is ez a talaj-növény energiátranzformátor marad a legfontosabb eszköz.
- Klíma- és eróziószabályozás (pl. az albedo változása révén, amely akár a talaj (felület) kémiai sajátosságai által meghatározott, akár a hosszú kötődő növényzet színén keresztül befolyásolja pl. a légkör alsó rétegének felfűtését).
- Anyagmegkötés és -raktározás, és az ezekkel kapcsolatban lévő kiegyenlítő-csillapító-stabilizáló hatások.

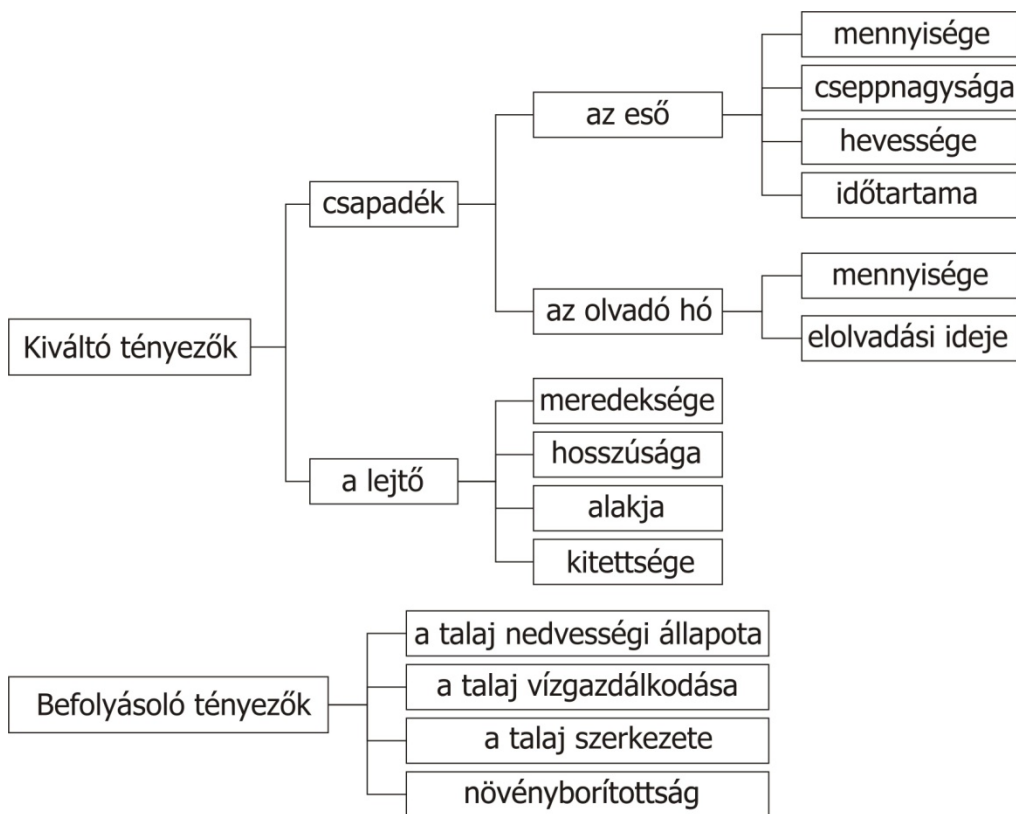
6.4 A (termő)talaj pusztulás (talajromlás, degradáció)

A címszavak a víz, a szél, a jég, a gravitációs erő és ezek kombinációinak talajromlását jelentik, amely a talajok természeti funkcióinak a csökkenésére, szélsőséges esetben a talajtakaró teljes fizikai megsemmisülésére vezet(het). Az említett természeti tényezők/okok közé – mint már láttuk – napjainkra már az emberi tevékenység is besorolandó. A természeti jelenségek által megmozgatott talajmennyiség évente kb. 10 milliárd tonna – a környezetét pusztító ember az ezredfordulón nagyjából e szám háromszorosáért felelős.

Természetes körülmények között a talajok keletkezése és (természetes!) pusztulása globális egyensúlyban van – számszerű értékük 1,1 t/ha körüli. Ez utóbbi két legfontosabb formája a

talajerózió (vízhatás) és a defláció (szélhatás). A közelmúlttól ide sorolják a talaj termékenységét csökkentő egyéb folyamatokat (másodlagos szikesedés, elsavanyodás, a talajművelés okozta szerkezetrombolás stb.) is. A kiváltó okok jellege szerint geológiai, és az emberi beavatkozás által (pl. a talajműveléssel) előidézett gyorsított talajpusztulást, régebbi szóhasználattal gyorsított eróziót különböztetnek meg.

(Talaj)erózióknak a csapadékvíz felszíni – ritkábban felszín alatti – talajpusztító tevékenységét nevezik. Csak ott léphet föl, ahol felületi lefolyás alakul ki, tehát a csapadékinzintitásnak az idő(tartam) szerinti integrálja nagyobb (kell legyen), mint a talaj(felület) vízelnyelő képességének és a párolgásnak az összege. Általában, ha a napi csapadékmennyiség nagyobb 20 mm-nél, erózió alakul ki. Tényezőit a 107. ábra mutatja be.



107. ábra Az erózió tényezői

A csapadék eróziós hatásával szembeni ellenállóképesség a talaj erodálhatósága, erodibilitása.

Az utolsóként feltüntetett növényborítottság (mint biológiai tényező) a víz- és a szél-erózió mindegyikében döntő jelentőségű (pl. egy- vagy többszintű faállomány – erdei aljnövényzet és alomtakaró – gyepek formájában). Fékezi vagy kizárja a csepperóziót, csökkenti a talaj felületének párolgását stb., mérsékli – akár 40%-kal a szélsőségeket, a homokmozgást/ homokverést stb.

Az ősi erdei növényállomány a talajpusztulást lényegesen csökkenti. Rosszabb a helyzet a kultúr típusok, rontott és legeltetett erdők, valamint a művelt, a növényfedettség (időszakosan) teljesen nélkülöző szántók esetében.

A szélhatás (defláció) tényezői a talajpusztulás vonatkozásában a következők:

Kiváltó tényezők	szél (mozgás)	sebesség örvénylés tartósság
Befolyásoló tényezők	a deflációs terület hossza szemcseösszetétele szerkezet szervesanyag-tartalom felszíni érdesség, nedvességtartalom (→ talajvízszint kapillaritás) növényborítottság	

A szél által elmozdított szemcsék mérete csaknem azonos (futóhomok, hullópor). Növekvő szemcseátmérőknél a kifúvás veszélye csökken (2-3 mm általában a felső határ), kis szemcseátmérők esetében pedig az egyéb jellemzők (növekvő kolloidtartalom, adhézió, kapilláris tapadás stb.) miatt csökken a szélerózió lehetősége. A kifúvás és a lerakódás között több száz, esetleg több ezer km is lehet – a szélerózió felszinformáiról (szélfodrok, szélbarázdák, garmadák, buckák, lepelhomok stb.) bizonyára hallott már az Olvasó.

A defláció jelentős károkat okoz a lepusztult talajból fakadó termékenységszökkenés, valamint a mozgó szemcsék ütőhatása következtében fellépő fizikai növénykárosodás (homokverés) és a kifúvás (támaszvesztés, gyökérkiszáradás) révén.

A szél hazánkban kb. másfél millió hektáron pusztít, elsősorban a homokos szerkezetű és a láptalajokat rombolva. Néha jelentős károkat okoz kötöttebb (pl. csernozjom) talajokon is.

6.5 A (termő)talaj pusztulásának okai, mértéke, védekezési módok

A természetes körülmények között globálisan állandó talajmennyiség fogyása egyértelműen az emberi tevékenység következménye. A természeti környezetet megváltoztató egyik ősi módszer az 5000 évre visszanyúló földművelés, amelynek a kívánt kultúrnövények termesztése a célja. Ennek érdekében az eredeti vegetáció többnyire megsemmisül az erdőirtás, zárt gyepek feltörése stb. során. A „beavatkozás” mértékét, jellegét és ezek folytán kialakuló vagy kialakult, a természetes ütemnek mintegy 10-100-szorosára fokozott („gyorsított”) erózió összetett mechanizmusát a szabályozott növénytermesztés műveletsora önmagában is érzékelteti: lazítás – porhanyítás – tömörítés – forgatás – keverés – felszínegyengetés – érdes felszín kialakítása – gyomirtás. (Az egyes műveletek talajtulajdonságokkal való összefüggéseinek részletei már a mezőgazdaságtudományokhoz tartoznak, mindamellert jó részük – elviekben – az eddigiek alapján is végiggondolható.)

A szélerózió elleni védekezés lehetőségei elsősorban agrotechnikai jellegűek a szélesebbesség és a ráfutási hossz révén (mezővédő erdősávok, fasorok, ligetek → növényborítottság). A talajtakarás,

szerkezetjavító műanyagok, kismértékű esőztető öntözés stb. alkalmazása többnyire a gazdaságosságot meghaladó költségekkel jár.

Magyarországon a lejtős területek 63%-a erősen vagy közepesen erodált (az „A” szint teljesen lepusztult). Az erősen erodált területek zöme $\varepsilon > 17^\circ$ -os meredekség mellett alakult ki – a talajleemosódás mértéke 30 t/ha/év körüli, (országosan) összesen 70 millió t/év vagy 65-100 millió m^3 /év.

Az okok összevonásával a nemzeti vagyon mintegy 30-35%-át kitevő termőföld fogyasztási üteme 50 évenként kb. Fejér megye területével azonos. Nem túlzó, inkább szokatlan megállapítás csupán, hogy hazánk legfontosabb természeti energiaforrása változatlanul a növények által transzformált sugárzó napenergia.

Világviszonylatban sem kedvezőbb a helyzet. Az egyes kontinensekről lepusztult talajvesztéséget (összesen 75 milliárd t/év) a 108. ábra tünteti föl. Az egyes számértékek nyilván időbeli változók.

Az ábrán összefoglalt súlyos, helyenként (Etiópia, India, Brazília) katasztrofális talajvesztések okai természeti és társadalmi jellegűek, amelyek általában összefonódnak. Kiemelkedő jelentőségű a talajművelés kapcsán már említetteken kívül az erdőirtás (nemcsak az ún. trópusi esőerdők területén), az öntözött területeken az ún. másodlagos szikesedés, a túllegeltetés (és tiprás \rightarrow erózió/defláció), a földhasználat-váltás (erdő \rightarrow szántó) és az antropogén kéregmozgások (víz tározók többletterhe, földcsuszamlások stb.).

Természetszerűleg a talajjellemzők negatív változását keltik a környezet egyéb elemeiben bekövetkező változások (üvegházhatás \rightarrow sivatagosodás, savas esők, kemizáció, motorizáció stb.) is.

A kontinenseken belül az erős erózió és/vagy defláció helyeit csillaggal jelöltük. 1. Egyesült Államok gabonatermő területei, 2. Mexikó, 3. ÉK-Brazília, 4. É-Afrika, 5. Száhel-öv, 6. Botswana-Namíbia, 7. Közép-Kelet, 8. Közép-Ázsia, 9. Mongólia, 10. Sárga-folyó, 11. Himalája hegylábi területe, 12. Radzsasztán, 13. Beludzsisztán, 14. Hátsó India, 15. D-Kína, 16. K-Ausztrália, 18. Dél-Európa

A(z antropogén) sivatagosodás az emberi tevékenység következménye, beszűkítve a földhasználati lehetőségeket, sokszor teljesen alkalmatlanná téve a talajt a mezőgazdasági használatra.

Óriási területeket vonnak el a közlekedéshez (út-vasút, repülés) és az urbanizációhoz kapcsolódó létesítmények, a bányászat (elsősorban a külszíni, de a meddőhányók révén a felszín alatti is) és a szintén növekvő hulladékmennyiség helyigénye. 1965-ben a biológiailag aktív talaj területéből 500 000 km^2 -t építettek be.

Néhány elgondolkodtató szám: A kontinensek területének 13%-át művelik. Kb. 15% a kedvezőtlen adottságok folytán nem művelhető. A megművelhető összes területnek 3%-át „takarták be” (semmisítették meg) az építési tevékenység során, ugyanakkor a Földfelszín mintegy 2%-át tették emberi munkával termékenyvé.

A természetes mértéket meghaladó talajpusztulás áttekintett okaiból következik, hogy a védekezés elvi lehetőségei szintén sokrétűek. Köztük olyanok is vannak, amelyek belátható időn belül a szó szoros értelmében csak elvi jelentőséggel bírnak – pl. a nooszféra területigényét nem lehet rövid időn belül látványosan korlátozni. Ehelyütt – közvetlen talajtani vonatkozásaik révén – röviden az erózió elleni védekezés módjaira vetünk egy pillantást.

A kiváltó tényezők közül a csapadék közvetlenül nem befolyásolható, a lejtő(hossz és meredekség) viszont a műszaki talajvédelem eszközeivel módosítható.

A **sánc** a lejtő vízvisszatartásra vagy vízelvezetésre alkalmas hullámosítása és tagolása. Ennek következtében csökken a felületi lefolyás sodróereje, valamint a sáncban gyűjtött vizek a (felületi) lefolyás csökkentése révén a talajba szivárognak.

A **terasz** a lejtő hajlásszögét jelentősen csökkentő mesterséges tereplépcső. A vízszinteshez közeli, akár vízszintes rész a teraszlap, amelyet vagy támfal (beton, kő), vagy rézsű biztosít.

Az **övärok** a felületen lefolyó vizeket vezeti el. Majdnem szintvonalas esésűek, végeik gyepes, vagy burkolt vízlevezetőbe csatlakoznak.

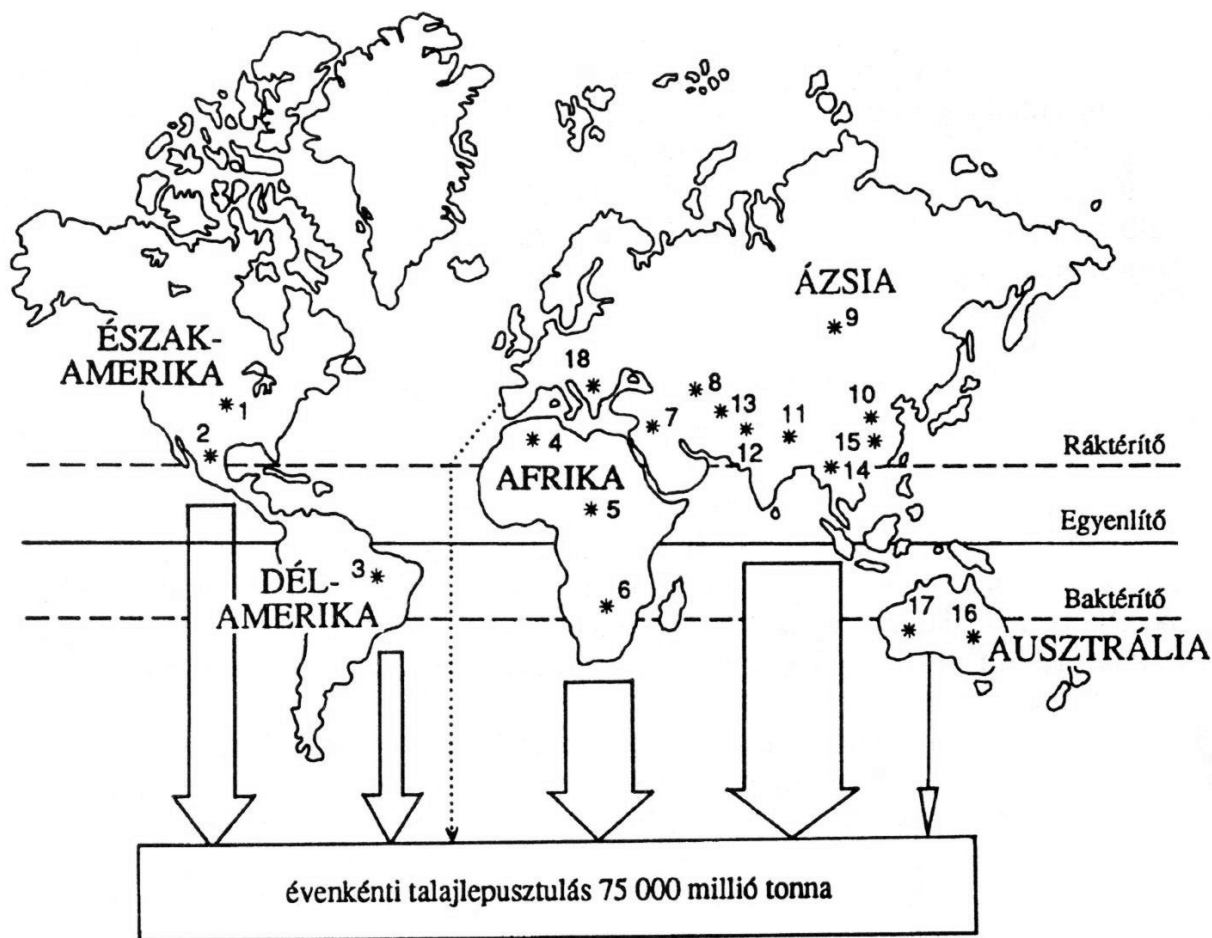
Az agronómiai talajvédelem módszerei közül az alábbiakat emeljük ki:

- Művelési ág változtatása. Pl. 25%-nál meredekebb lejtőn szőlőt vagy gyümölcsöst telepítenek műszaki talajvédelemmel, 40% fölött pedig erdőt.
- Táblásítás. A táblákat – dombvidékeken – hosszirányukkal a lejtőre merőlegesen igyekeznek kialakítani (lásd pl. úthálózat).
- Talajvédő fasorok és erdősávok (tábla- és útszegélyeken).
- Eredményes lehet a talajművelési mód kedvező kiválasztása is.

Az egyes módszerek hatékonysága a természeti viszonyoktól, a termelés céljától és a gazdaságossági mutatóktól függ.

A természeteshez legközelebb álló eljárás a növényfedettség biztosítása, amely – lehetőség szerint – a talajfelszínen és közvetlenül a felszín alatt egyaránt nemezszerűen összefüggő (pl. lucerna, vörös here). Ez a takaró csökkenti a csepperóziót, lassítja a lefolyást.

Összességében: A hatékony talajvédelem nem egy-egy, többnyire elszigetelten alkalmazott módszerhez kötött, hanem azoknak a pozitív társadalmi és környezetpolitikai szemlélettel ötvözött kombinációiban rejlik, amelyek a talajt – mint pl. a levegőt és a vizet – távlatokban is globálisan megóvándó természeti erőforrásként kezelik.



108. ábra A kontinensekről lepusztult talaj viszonylagos mennyisége (ld. a nyilak vastagságát)

6.6 A talaj (földtani környezet/közeg, litoszféra) szennyezése

6.6.1 A szennyezés fogalma

Az előzőekben a földtani környezet (litoszféra) – azon belül (ha kialakult) a legfelül települő (termő)talaj – egyensúlybomlásait/zavarait a termőtalaj részbeni, esetleg a teljes talajszelvény elmozdulása (lepusztulása), vagy a földkéreggel helyhez kötött kapcsolatban álló létesítmények területigénye folytán a letermelés (= elpusztítás + elmozdítás) uralta.

Amennyiben a (helyben maradó – in situ) talajba közvetlenül, vagy a levegővel és/vagy a vízzel közvetítve a talaj termőképességét csökkentő idegen (szennyező)anyagok jutnak, és ezek, illetőleg a belőlük másodlagosan keletkezett (átalakult) anyagok mennyisége (koncentrációja) meghaladja a talaj elbontóképességét, talajszennyezésről van szó.

Magától értetődő, hogy a szennyezések nem korlátozódnak a térszínen lévő termőrétegre – minden esetben a körülmények függvénye, hogy a szennyezés túllép-e a termőréteg fizikai/geometriai határain. Amennyiben igen – többnyire ez a helyzet – a földtani környezet/litoszféra szennyezése a pontosabb kifejezés. A gyakorlati szóhasználat nem tesz éles különbséget a fenti fogalmak között, ezért a továbbiakban a talajszennyezés kifejezés a korábban is említett tágabb értelmezést jelenti.

Ritkán, de pl. oldalirányban utánpótlódó/mozgó szennyezésnél előfordul, hogy a termőréteg(humusz) nem, vagy alig sérül, az alatta települő mélyebb rétegek viszont szennyezetté válnak.

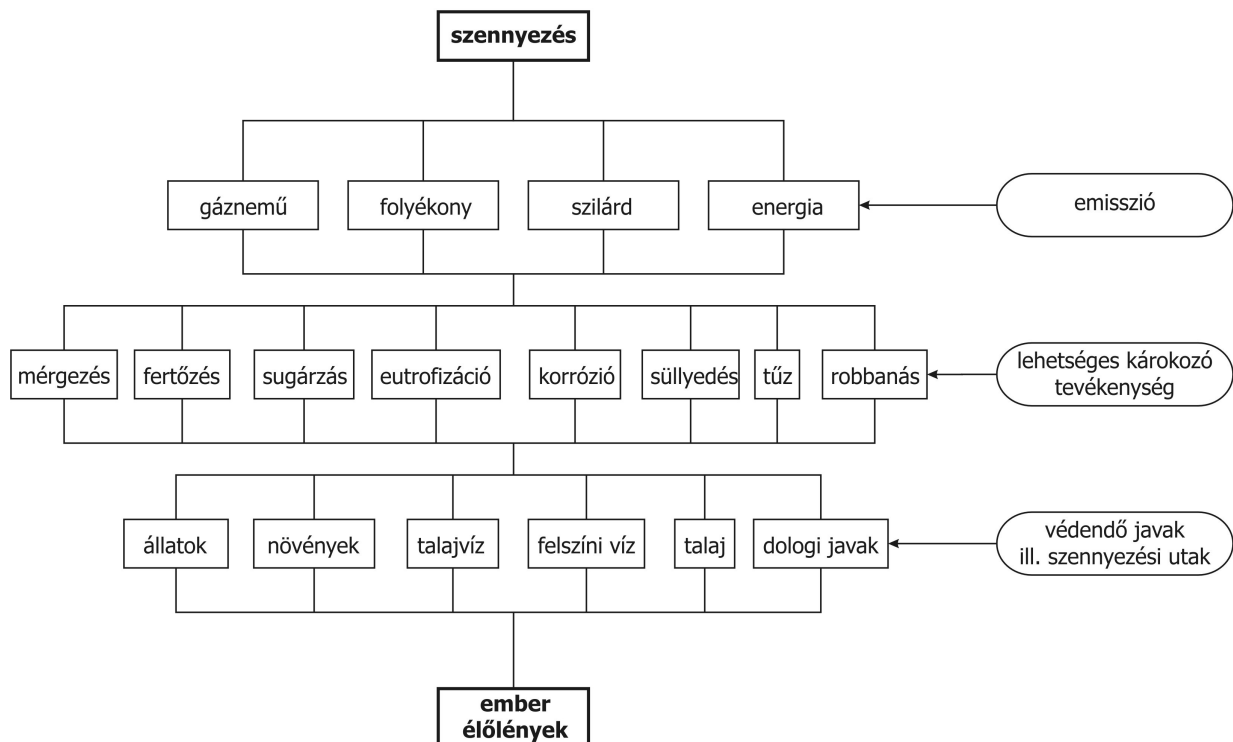
A közvetlenül bevitt szennyezések csaknem kizárólag antropogének és lokális jellegűek, míg a lég- és vízkörzésen át csatolódnak a természeti és antropogén folyamatok összefonódásával regionálisak, sőt akár a fél bolygóra kiterjedők is lehetnek (pl. savasodás). A talaj lepusztulásához képest nagyon lényeges eltérés, hogy a szennyezés nem korlátozódik a földkéreg többnyire szemmel látható, közvetlenül vagy műszeresen detektálható felszínére, ezért annak mértéke (térben, jellegben és időben) csak a már létező szennyeződés bizonyos fokú kifejlődését követően érzékelhető.

Számos talajszennyezés volt és következik be jelenleg is, amelyek sem helyüket, sem a veszélypotenciáljukat illetően ma (még) nem ismertek.

Részben a „rejtett” jellegből adódik, hogy a talajszennyezések felderítésének, feltárásának és elhárításának még viszonylag kevés gyakorlati múltja van (ugyanakkor az őket generáló ipar, hulladékképződés stb. – idevágó szóhasználattal élve – sosem látott mértékű).

A természeti erőforrások közül fajlagosan a talajszennyezés elhárítása a legkölségesebb, azért is, mert a talajszennyezés többnyire kiterjed a kontakt fázisokra (felszínalatti- és/vagy felszíni víz, levegő, talajlevegő) is, azon felül a szennyeződés terjedési mechanizmusának, idő- és térbeli eloszlásának törvényszerűségei fázisonként alapvetően eltérőek.

A „rejtett” jelleg kettős: Egyrészt a hagyományos közvetett kutatási módszerek jó részével nem és érzékszervileg sem átlátható/átvilágítható közegről van szó, másrészt a szennyezés lehet öröklött, amelynek körülményeiről még kevesebbet lehet tudni, ad abszurdum, a még létező információk sem hozzáférhetők (eltitkoltak) – lásd pl. az atomhulladékkal vagy a radioaktív anyagokkal történt balesetek/bűnügyek témaköreit. Többnyire nem publikusak a volt háborús területek veszélypotenciáljának részletei sem.



109. ábra A szennyezések környezetbe való kijutásának és tovább-terjedésének, illetve az élőlényekhez és az emberhez való eljutásának lehetőségei

6.6.2 A határérték(-elv)

Az elvileg korlátlan számú és minőségű szennyezőanyagoknak (gondoljuk meg: egyes becslések szerint az emberiség kb. 3-4 milliónyi anyagot, vegyületet használ, beleértve a mesterségeseket is – számuk egyre növekszik) a talajban, vízben és levegőben megengedhető határértékeire vonatkozóan minden szempontból elfogadott/elfogadható számszerűsített, teljes körű értékek ma sincsenek – a lehetséges kombinációk számát tekintve, talán nem is lehetnek. Ezért a mindenkori közeg (talaj, víz, levegő) terhelését – praktikusán – a különféle szabványok, irányelvek, törvények, előírások stb. kritériumainak mérlegelésével kialakított számértékeihez kötik, bár ezeket többnyire nem az adott (szennyezett) területre (pontosabban: térfogatra) határozták meg. Nyilvánvaló, hogy pl. a talajszennyezéskor a mérlegelés egyik nézőpontja a talajban lévő víz hasznosításának módja lehet – eszerint az (elfogadható) határérték szigorúbb (ivóvíz), vagy kevésbé szigorú (pl. öntözővíz).

A lehetséges szennyezőanyagoknak számszakilag csak egy részhalmazát, a jelen gyakorlati eseteinek azonban túlnyomó részét lefedő anyagokra (nehézfémek, CH-vegyületek stb.) a határértékeket a 10/2000 (IV.2.) KöM-EüM-FVM-KHVM együttes rendelet rögzíti a talaj(földtani közeg) vonatkozásában mg/kg-ban kifejezett koncentrációban (a nevezőben a szárazanyagtömeg értendő). Ugyanez a melléklet tartalmazza a felszín alatti vizekre elfogadott határértékeket is – µg/l-ben kifejezve.

Tehát szennyezett a talaj, (talajvíz), ha az adott szennyezőanyag koncentrációja a hivatkozott rendeletben rögzített határértéknél magasabb.

6.6.3 A (földtani)környezet/talajszennyezés forrásai

A különös figyelmet érdemlő, a környezetre meglévő vagy potenciális veszélyt jelentő területek, tevékenységek csoportosítása nem egységes. A lehetőségek egyfajta – itt csak részben idézett – felsorolása lehet a következő:

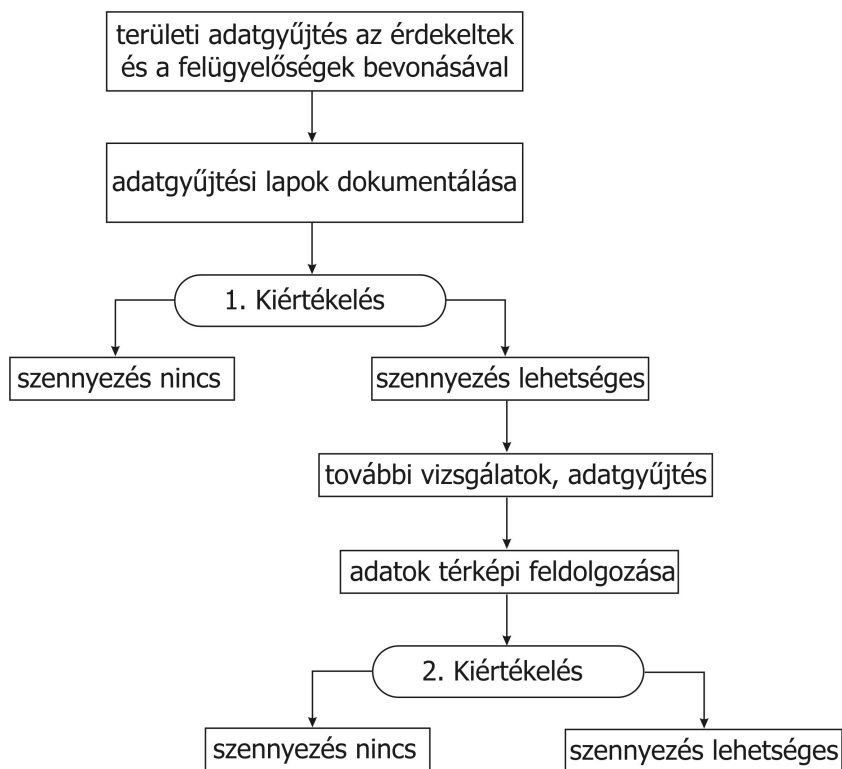
- Régebbi lerakók:
 - depóniák, vadlerakók,
 - meddőhányók stb.
- Potenciálisan környezetszennyező tevékenységek területei:
 - ipari és üzemi területek,
 - vegyipari gyárak,
 - kokszolók, kátrányfeldolgozók,
 - gázművek,
 - agrokémiai centrumok,
 - töltőállomások, üzemanyagtárolók,
 - vasúti átrakóhelyek stb.
- Nagyterjedésű talajszennyezések területei:
 - légi úton, immisszió révén terhelt felületek (nehézfémek, radioaktív anyagok),
 - talajszennyezés elárasztás révén,
 - nem megfelelő területhasználat (pl. mezőgazdasági művelés),
 - szennyvíz, szennyvíziszap és trágyázás okozta szennyezés (pl. hígtrágya-elhelyezés, öntözés stb.).
- Háborús maradványok, katonai területek:
 - lerombolt üzemek területe,
 - hadianyag, lőszer és hajtóanyag telepek,
 - lőterek,
 - eltemetett lőszer és harci anyagok.

A lehetőségek sokrétűségét a fenti felsorolás csak részben érzékelteti – a gyakorlat színesebb képet mutat. Két „egyforma eset” nem létezik, legföljebb hasonló.

6.6.4 A szennyezett terület (térfogat) feltárása, körülhatárolása, értékelése

Az adatgyűjtés és az állapotfelvétel elkészítése a veszélyeztetési potenciál megítéléséhez szükséges (kutató) munka első lépése. Az adatgyűjtés vázlatát a 110. ábra mutatja. Az első értékelés „valóságtartalma” szélsőséges (lehet). A munka (pl. feltárás) közben szerzett ismeretek, tapasztalatok a tervezett munkákat akár visszamenőleg is jelentősen módosíthatják. A kutatás stratégiája többnyire háromféle:

- hierarchikus (screening),
- célirányos (target) és
- a kettő kombinációja.



110. ábra Az adatgyűjtés elvi vázлата

Az elsónél a szennyezőanyagok jellemzői a kutatás végére válnak ismertté – a kiindulást a pontosításhoz nyújthatja (pl.) valamiféle, az adott szennyezőanyag(csoport)hoz kötődő indikátor. Kellő (előzetes) információk esetében (üzemanyagtartálynál pl. kőolajszármazékok) a kutatás a második változat szerinti – tehát ismert komponens(ek)re irányul.

Összetett esetben magát a kutatást sem egy lépésben végzik – ún. előzetes, és annak eredményei birtokában – ha szükséges – részletes kutatást hajtanak végre. Függetlenül a jellegétől, az archív anyagok mindegyike lehet döntő jelentőségű. Feltétlenül szükségesek a földtani, víz- és mérnökföldtani térképek, (ha van) légifelvétel, topográfiai térkép, az antropogén tevékenységhez kapcsolódó forma- és egyéb jegyek stb.

A szennyezés helyére, jellegére a növényvilág szemmel látható változásai (bioindikátorok) is utalhatnak. Pl. vadlerakók gázképződését jelezheti a cérna tippán, fehér libatop, keserűfű stb.

A közvetett geofizikai kutatási módszereknek relatív olcsóságuk és gyorsaságuk mellett nagy előnyük, hogy folyamatos szelvényezésre alkalmasak, és nem zavarják meg az eredeti (bár szennyezett) talajállapotot. Hátrány viszont, hogy közvetlen talaj/talajszennyezés-mintát nem szolgáltatnak. Alkalmazásuk célja:

- a földtani/vízföldtani/szerkezeti viszonyok pontosítása;
- a szennyezett vagy szennyeződés gyanús területek körülhatárolása;
- a szennyeződés nyomkövetése;
- adatszolgáltatás a (közvetlen) feltárások optimális telepítéséhez.

A műszaki földtanban már említett szondázásoknak többnyire a mérnökgeofizikai mérésekkel kombinált változatai informatívak.

A közvetlen (talaj) feltárási módszerek (közvetlen) talaj- és (ha van) vízmintát szolgáltatnak. A mintavétel árkolással, fúrással és szondázással történik. Átmérőjük szerint kis- és nagyatméről, a meghajtás jellegét tekintve kézi, ill.gépi fúrásról beszélnek. Ezek révén (geotechnikai értelemben) zavart és zavartalan (a fázisarányokat is őrző) minták egyaránt nyerhetők. Alapvető, hogy a fúrás technika a szennyeződést ne közvetítse, ne vigye pl. lejjebb. Talajmintavételre – értelemszerűen – csak az ún. száraz (tehát nem öblítéses) fúrási eljárások alkalmasak.

Speciális technikák is vannak, amelyeket többnyire a geotechnikából vettek át. Óriási a fejlődés a vízmintavételi (szivattyú- és egyéb) technikák, valamint a helyszíni gyorsvizsgálatok, tesztek tekintetében is.

A feltárások/felderítő módszerek szükséges mennyisége és helye előre nem vagy csak kivételesen határozható meg, mivel függ a feladat jellegétől, céljától, a rendelkezésre álló időtartamtól, pontossági kívánalmaktól stb.

A feltárások egy részét célszerű mindjárt (ideiglenes és állandósított) észlelőkúttá kiképezni (→ talajvíz-rétegvíz, áramlási irány, sebesség, áteresztőképesség, koncentrációviszonyok stb.). A szennyezőanyag és a közettest(ek) vagy porózus közegek kölcsönhatása (szűrődés, kicsapódás, szorpció, diffúzió, viszkózitás stb.) újabb szempontokat vethet föl.

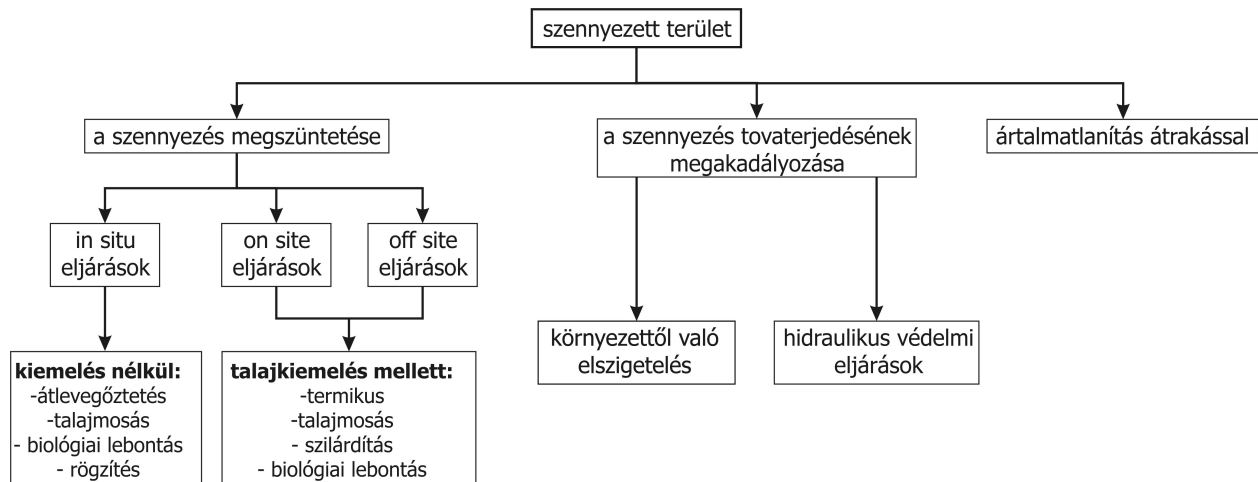
A kutatás befejeződésével már nem maradhat megválaszolatlan kérdés sem a földtani, vízföldtani viszonyokat, sem pedig a szennyezőanyag minőségét és mennyiségét illetően. Meghatározhatók a lehetséges szennyeződésterjedési utak, és azoknak az emberre gyakorolt veszélyeztető hatása.

6.6.5 A kárelhárítás alapelvei

A szennyeződött (kontaminált) talaj kármentesítési/kárelhárítási technológiájának kiválasztásának, tervezésének a következő részfeladatai vannak:

- a jövőbeni hasznosítás tisztázása,
- a szennyezés okozta kockázat becslése,
- a megtürt maradék-szennyezés nagyságának (határértékének) a meghatározása,
- a kármentesítési technológia kiválasztása,
- a végrehajtás.

Száz százalékos hatékonyságú, egyetemes – vagyis mindenütt és mindenkor sikerrel alkalmazható – talaj/talajvíztisztítási módszer (jelenleg) nincs. Ezért az elérendő cél a mindenkori technikai/jogi/gazdaságossági szempontok mérlegelésével határozandó meg, figyelembe véve a terület tervezett hasznosítását és megszerezve az illetékes hatóság (pl. Természetvédelmi, Környezetvédelmi és Vízügyi Felügyelőség) előzetes hozzájárulását is. Elvileg négy lehetőség van (111. ábra).



111. ábra A szennyezett területek kárelhárításának módszerei [9]

- A kontaminált(szennyezett) talaj helyszínen hagyása a használat valamiféle korlátozásával.
- Lefedni, ill. „bedobozolni” (kapszulázni) a szennyezett tömböt (vízzáró módon), akár termőtalajjal letakarva.
- A kiemelt – szennyezett – tömböt (pl. veszélyes) hulladéklerakóba szállítani és őrizni ismert / szabályozott feltételek között.
- Megtisztítani (dekontaminálni) a szennyezett térrészt „in situ” (tehát az eredeti helyen/fekvésben) vagy „off site” módon (azaz egy másik helyen lévő technológiával). A tisztítás során a káros anyagkoncentráció(ka)t a megkívánt, előírt határérték alá kell csökkenteni adott időtartamon belül.

Az „on site” és „off site” eljárások az ún. „ex-situ” módszerek – az előbbi során a szennyezett talajt ugyan kitermelik, de a kármentesítés a helyszínen történik. A „bedobozolás” és az átrakás módszerei (b, c) – közös elnevezéssel – a biztosítási módszerek.

A különféle kármentesítési módszerek (átlevégőztetés, átmosás, biológiai lebontás, stabilizálás, szilárdítás, befoglalás, átrakás stb.) speciális, sokoldalú ismereteket és technológiát igényelnek, a mélyépítéstől, hidraulikától kezdődően egészen a különféle baktériumtenyészetek kifejlesztéséig és kézben tartásáig. Ezek napról napra fejlődnek, csupán a főbb vonalakban történő áttekintésük is meghaladná a rendelkezésre álló terjedelmet.

7 A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer (Kuti László)

7.1 A földtani közeg és az emberi tevékenység

A Föld felszínét és mélyét az ember ősidőktől fogva használja, tehát megváltoztatja. A felszínre és a felszín alá épít, azon és abban él, dolgozik, közlekedik, többé-kevésbé mesterséges környezetet alakít ki. A talajon növényt termeszt; a kőzetek pórusaiból vizet vagy szénhidrogéneket, a föld mélyéből ásványkincseket termel ki; helyükre esetleg hulladékokat helyez el. Az alapkőzetből kialakult talaj termékenységét hasznosítva állítjuk elő élelmiszereink túlnyomó részét, ipari nyersanyagaink kisebb hányadát, miközben ehhez pazarlóan vagy takarékosan, ésszerűen vagy ésszerűtlenül, kímélve vagy kizsarolva használjuk vízkészleteinket, s közben alakítjuk, ezzel gyakran nagymértékben befolyásoljuk a tájat, természetes környezetünket.

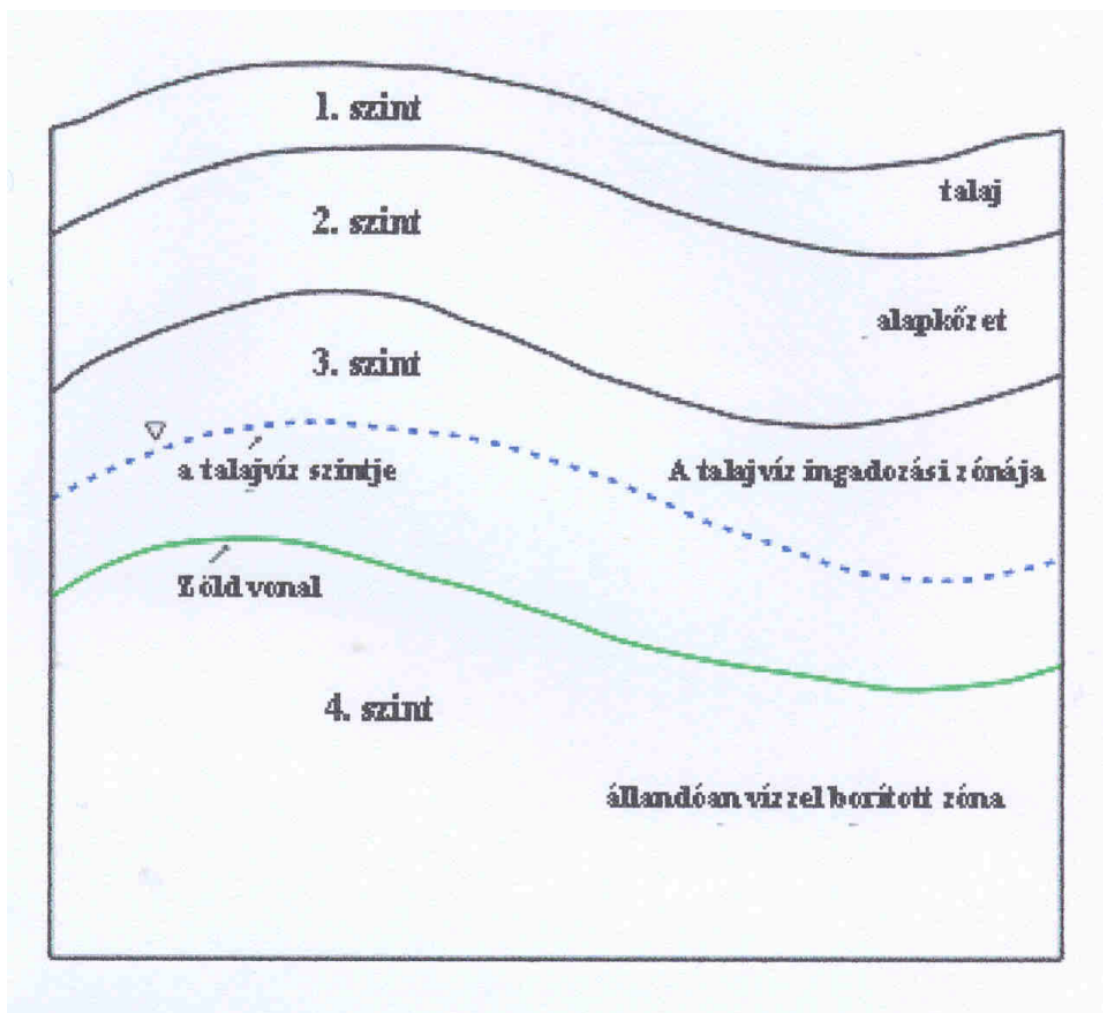
Az ember tevékenysége a történelem során egyre sokoldalúbbá, intenzívebbé vált. Természetes, hogy ennek hatása is egyre erősödött, különösen az utóbbi évtizedekben. Egyre fenyegetőbbek és súlyosabbak a felszíni és felszín közeli képződményeket, a talajt, a vizet érő ún. „antropogén stresszhatások”, amelyek köre egyre szélesebb. Ilyenek az ipar, közlekedés, településfejlesztés és városiasodás szennyező hatásai, elhelyezendő hulladékai, szennyvizei, az intenzív növénytermesztés (komplex gépsorok és nehéz erőgépek használata, nagyadagú műtrágya- és növényvédőszer-használat, stb.); de ilyen a koncentrált állattartó telepek hígtrágyája, és ilyen a felszíni és felszín alatti bányászat is. Az okozott változások néha már olyan mértékűek, hogy nemcsak a felszíni és felszín alatti képződményekkel, a talajjal és a vízzel kapcsolatos tevékenységeket korlátozzák, akadályozzák, hanem az ember(iség) létét is veszélyeztetik.

Azoknak a földtani képződményeknek, amelyek közvetlenül vagy közvetve találkoznak az emberi tevékenység hatásaival, nagyon fontos közvetítő és szűrő szerepük is van. Így különösen lényeges, hogy milyen a vízáteresztő képességük, illetve a talajvíz — ahol egyáltalán van — milyen mélyen helyezkedik el bennük a felszín alatt, hogyan és milyen intenzíven tud mozogni. Ugyancsak fontos, hogy milyen mértékű a szűrőképességük. Meg tudják-e szűrni a beléjük szivárgó folyadékokat, ki tudják-e belőlük szűrni, meg tudják-e kötni a beléjük került különféle szennyezőanyagokat vagy sem.

A földtani képződmények közül a legintenzívebb hatásoknak a legfiatalabb laza üledékek vannak kitéve, ugyanis ezek szinte mindenütt jelen vannak a felszínen. Különösen nagy elterjedésűek az alföldeken, de megtalálhatók a dombvidékeken és a hegységek területén is, ahol legnagyobb vastagságban a völgyekben, a völgyoldalokban, a heglábakon fordulnak elő. Vertikális kiterjedésük nagyon változatos, néhány deciméterestől az 500-600 méteresig változó. E laza üledékekben a kavicsból az agyagig minden szemcseméret előfordul. Környezetföldtani szempontból legfontosabb tulajdonságuk a vízáteresztő képesség és a szűrőképesség.

7.2 A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer

A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer az agrogeológia és részben a környezetföldtan kutatási területe. A litoszféra legfelső szelete, amely magába foglalja a felszíni-felszínközeli képződmény együttest a benne mozgó talajvízzel, az állandó vízzel telített zónáig (zöld vonal) de legalább 10 méterig (112. ábra).



112. ábra A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer (a BFK szintek)

Ez az a zóna, amelyre az emberi tevékenység közvetlen hatással lehet, s amely közvetlen hatással lehet az emberi tevékenységre. A rendszer elemei meghatározzák, illetve a rendszerben lejátszódó folyamatok befolyásolják a talajképződést, a talajfejlődést, befolyásolják, illetve meghatározzák a növények fejlődését, valamint a mezőgazdasági termelés lehetőségeit, és ellátják az elsődleges környezeti védő, illetve szűrő szerepét.

A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszerre közvetlen hatással vannak a különböző környezetkárosító tevékenységek, közvetlenül hatnak a környezetet befolyásoló folyamatok kivéve a mélyépítést és a felszín alatti bányászatot.

A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer kutatására a legalkalmasabb a Magyar Állami Földtani Intézetben a nyolcvanas évek elején kidolgozott BFK módszer (Bartha A. – Fügedi U. – Kuti L. 1985).

Az eredetileg a geokémiai törvényszerűségek tanulmányozására kidolgozott módszer lényege, hogy egy terület mezőgazdasági, környezetföldtani értékeléséhez nem elegendő a szűkebb értelemben vett talaj ismerete, hanem a talaj – alapkőzet – talajvíz rendszert kell vizsgálni.

A vizsgálat során a vizsgálandó területen lemélyített fúrásokból a szokásos földtani mintázáson túl mintát kell venni a talaj felső és alsó szintjéből, a talaj érintetlen anyakőzetéből, a talajvíz ingadozási zónájából, a talajvízből és az állandó vízzel telített zónából, azaz a BFK szintekből. Az így vett mintákat laboratóriumban részletesen meg kell vizsgálni majd el kell végezni a vizsgálatok eredményeinek részletes, összehasonlító értékelését, így megállapítva a különféle agrogeológiai, környezetföldtani törvényszerűségeket.

7.3 A laza üledékek fő típusai

Folyóvízi kavics, homokos kavics, kavicsos homok

Jó vízáteresztő képességű üledék, még akkor is rendkívül érzékeny a szennyeződéssel szemben, ha a benne található talajvíz viszonylag mélyen van. Áteresztőképességét csak kismértékben csökkenti az esetleges finomabb szemcsetartalma. Homoktartalma egyértelműen növeli a szűrőképességét. Ennek köszönhetően fontos szerepe van a parti szűrősű vizek nyerésében. A vertikális irányú folyadékmozgás mellett a horizontális irányú vízáramlásokhoz is szabad teret biztosít. Így a bekerült szennyeződések az oldalirányú mozgásokkal nagy távolságokra szinte zavartalanul szállíthatódnak benne. Ugyanakkor folyók mentén, amikor a talajvíz a folyó felé áramlik, könnyen átmosódnak és kitisztulnak. Magas vízállás esetén viszont a folyók általában más kémiai típusú, esetleg szennyezett vize szivárog beléjük, hogy egy laposabb lefolyástalan területen csapdába kerülve, fokozatosan töményedve okozzon gondot.

Folyóvízi homok

A homokok a jó vízáteresztő képességű, rossz víztartó képességű üledékek kategóriájába tartoznak. Az általános felfogás szerint rendkívül sérülékenyek. Különösen akkor, ha a talajvíz a felszínhez közel található bennük. Szűrőképességük, különösen a finom- és aprószemű homokoké, jó. Terepi tapasztalatok igazolják, hogy pl. a hulladéklerakók alatt a szennyezett vizet megszűrve, a felszín alatt 1-2 méter között cementálódnak, és egy kemény vízzáró réteget alkotnak, amely teljesen elszigeteli a mélyebben lévő képződményeket, illetve a felszín alatti vizet a felszíni szennyeződésektől.

Fluvioeolikus homok

Vízáteresztő képességében és egyéb környezetföldtani tulajdonságaiban a folyóvízi és a futóhomokokhoz hasonló képződmény.

Futóhomok

A futóhomok a legjobb vízáteresztő tulajdonságú képződmények közé tartozik. A csapadékot könnyen elnyeli, és a talajvíz is könnyen mozog benne, ezért gyakori az utólagos elváltozása,

só kiválás, kötött padok kialakulása. Ami viszont a réteg vízzáró tulajdonságait javítja. Szűrő tulajdonságai a folyóvízi homokokéhoz hasonlóan jók.

Folyóvízi kőzetliszt

Közepes vízáteresztő képességű, jó vízraktározó képességű üledékek. Ez utóbbi tulajdonságuk a meghatározó. A folyadékokat a mélység felé jól vezetik mindenütt, ahol a függőleges repedezettség a jellemző tulajdonságuk. A talajvízszint alatt viszont összetömörödnek, és vízzáró képességük javul.

Lösz

Vízvezető képessége függőlegesen irányban jobb, mint vízszintesen, vagyis a függőlegesen jó vízáteresztő lösz a csapadékot gyorsan elnyeli és nagy mennyiségben tárolja. Kőzetfizikai tulajdonságai alapján roskadásra, csúszásra, rogyásra, suvadásra hajlamos. A szoliflukció hatására gyakran fagylevelessé válik, kisebb-nagyobb litoklázisok járják át, melyek mentén erősen pusztul. A nagyobb relief-energiájú térszíneken, a víz eróziós hatásának következtében olykor 10 m-t meghaladó löszszakadékok, -horhosok, löszmélyutak keletkeznek.

Ártéri agyag, agyagos kőzetliszt, kőzetlisztes agyag, finom kőzetliszt

A legjobb vízzáró laza üledékek tartoznak ebbe a típusba. Vízzáró képességük a finomabb frakciókhoz tartozó anyag mennyiségének a növekedésével arányosan nő. Ugyanakkor az agyagok kiszáradásra hajlamosak és szárazon repedeznek. Ezek az időnként jelentős méretű repedések szabad utat biztosítanak a szennyeződések mélybe jutásának. Környezetföldtani szempontból az is gondot jelent, hogy az egyes szennyezőanyagok beépülhetnek a különböző ásványokba, különösen az agyagásványokba.

Infúziós lösz, agyagos lösz (hidroaerolitok)

Vízzáró tulajdonságai az erősebbek. E téren a folyóvízi agyagos kőzetlisztekhez hasonlít.

Tavi agyag, homokos agyag, kőzetliszt

Jó vízzáró, rossz vízbefogadó képességű képződmények. Viszont viszonylag kis területi kiterjedésük miatt környezetföldtani szerepük csak lokális jelentőségű. Homokrétegek között megjelenve – ez a futóhomok területeken gyakori –, amennyiben a talajvíz és a felszín között található, javítják azok érzékenységi mutatóit. Ugyanis elzárják a lefelé szivárgó víz útját. Hátrányos viszont, hogy a vízben lévő esetleges szennyeződések e rétegek fölött akkumulálódhatnak.

Tőzeg

Vízáteresztő képességük gyenge, vízbefogadó képességük jó. Hajlamosak a különböző szennyeződések befogadására.

Mésziszap, réti mészkő

Egyértelműen vízzáró képződmények. Megakadályozzák a felszín felől a mélység irányába haladó fluidumok beszivárgását. Ugyanakkor elzárják a felszíni képződményeket a talajvíztől, így negatívan befolyásolják a terület vízgazdálkodását.

Édesvízi mészkő

Környezetvédelmi, vízgazdálkodási tulajdonságai a réti mészkőéhoz hasonlóak.

Áthalmazott üledékek

Az áthalmazott üledékek környezetföldtani jelentőségét részint a származási helyük, részint a lerakódási helyük határozza meg. Alapvetően fontos, hogy ahonnan származnak mit hagynak maguk után. Mennyire vékonyodik el az eredeti kőzet fölötti üledéktakaró, illetve az, hogy a leerdálódó üledékek mit visznek magukkal. Hiszen nemcsak az üledékek hordódnak le, hanem a talajtakaró, és a talajban elhelyezett trágya is. Ez a nagy mennyiségű szervesanyag a völgyekben, vagy az erodálódó domb- illetve hegyoldalak lábánál található tavakban növelheti meg a szervesanyag tartalmát, elősegítve ezzel a tavak eutrofizációját. Vízáteresztő

képességük mértéke, környezetföldtani tulajdonságai alapvetően a szemcseösszetételtől függenek. Mint rosszul osztályozott képződmények, általában a jobb vízzárók közé tartoznak.

7.4 A laza üledékes területek kőzetkifejlődési típusai

A laza üledékes területek környezetföldtani jellemzéséhez általában nem elegendő egy-egy kőzettípus ismerete, hiszen az csak a felszínről vagy annak egy részletéről ad információt, hanem ismernünk kell a felszínközeli képződmények kőzetkifejlődését (a különböző szemcseméretű rétegek, szakaszok egymásutánját). Tudnunk kell, hogy a felső tíz méterben, és kiemelten a talajvíztükör fölött miként követik egymást a különböző üledékrétegek. Pl. milyen vastag a felszíni vízzáró réteg s mi található alatta, vagy a felszíni vízáteresztő képződmények alatt van-e nagyvastagságú vízzáró réteg, vagy egységes kifejlődésű, esetleg sűrűn rétegzett-e a felszínközeli üledékegyüttes.

A magyarországi gyakorlatban a felszíntől számított 10 méteres mélységig célszerű vizsgálni a kőzetkifejlődéseket. Ez a szakasz általában jól reprezentálja az egyes területek talaj – alapkőzet viszonyait. A jellegzetes kőzetkifejlődés-típusok megállapításához kiinduló lépés a laza üledékek csoportosítása szemcseátmérőjük alapján. A gyakorlati célok a következő négy csoportot indokolták:

- 1 = kavics, azaz a 2 mm-nél nagyobb szemcseátmérőjű üledék
- 2 = homok, azaz a 0,06-2 mm szemcseátmérő közötti üledék
- 3 = durva kőzetliszt, azaz a 0,02-0,06 mm szemcseátmérő közötti üledék
- 4 = agyag és finomkőzetliszt¹, azaz a 0,02 mm-nél kisebb szemcseátmérőjű üledék.

E négy csoport felszíntől számított települési sorrendje határozza meg a kifejlődés típus kódját. A kódok kialakításának alapja (első számjegy), hogy a felszínen ezek közül melyik jelenik meg. (A nullát nem kell figyelembe venni, azt csak a számítógépes feldolgozás tette szükségessé.) Ezt követően azt kell figyelembe venni, hogy a felszíni képződmény nagy vastagságban található (0), vagy más rétegekkel váltakozva települ (1-4-ig bármilyen). Így minden esetben tudni lehet hogy az adott felszíni üledék milyen vastag, kitölti-e a 10 méteres szelvényt, vagy sem, és ha nem, akkor alatta milyen típusú és rétegződésű üledék, vagy üledékegyüttes fordul elő.

E módszerrel 172 kőzetkifejlődés típus különíthető el. Ezek jellemzőek az adott tájra, és térképen jól ábrázolhatók. A csoportosítás során csak az egyes üledékek szemcseméretét kell figyelembe venni, az üledékek genetikáját nem.

¹ A későbbiekben e csoportot az egyszerűség kedvéért agyagnak hívjuk, de e szövegben az agyag (<0,005 mm)+finom kőzetliszt (0,005-0,02 mm) együttest, azaz a 0,02 mm szemcseátmérő alatti frakciót kell érteni rajta.

7.5 A legjellegzetesebb kőzetkifejlődés típusok

Nagyvastagságú kavics (011)²

E kőzetkifejlődés típusba a közel 10 m vastagságot elérő kavics tartozik. Nagyon jó vízáteresztő képességű üledékegyüttes, amelynek vízáteresztő képességét csak a kavics köztes anyaga befolyásolja kisebb mértékben.

Nagyvastagságú homok (021)

E típusba nagyvastagságú, 8-10 métert elérő, illetve meghaladó eolikus és folyóvízi eredetű homok tartozik. Általában jó vízáteresztő, ezt a képességét csak a szemcsemérete és osztályozottsága befolyásolja. A finomszemű homok kevésbé jó vízáteresztő, mint a durvaszemű, illetve a jól osztályozott homok jobb vízáteresztő tulajdonságú a rosszul osztályozottnál, különösen, ha annak még a finomanyag tartalma is jelentős. Ugyanakkor kiemelendő a homok, különösen a finom- és aprószemű homok jó szűrőtulajdonsága.

Vastag homok alatt vastag agyag (221)

E típusban a vastag, 4-6 méternyi felszíni homokréteg alatt hasonló vastagságú agyagréteg fordul elő. A jó vízáteresztő felszín alatt található rossz vízáteresztő képességű agyagréteg az egész üledékegyüttes vízáteresztő képességét meghatározza amennyiben a talajvíz benne, vagy alatta helyezkedik el. Amennyiben viszont a talajvíz az agyagréteg fölött található, annak függőleges irányú mozgását gátolja.

Vastag homok alatt vastag kőzetliszt (222)

A 4-6 méteres felszíni homokréteg alatt hasonló vastagságú durva kőzetliszt réteg található. Általában olyan eolikus felépítésű területekre jellemző kőzetkifejlődés, ahol a futóhomok és a lösz váltakozva települt. Érzékeny, jó vízáteresztő képességű üledékegyüttes, ahol a vízzáró felszín alatt jó víztartó képződmény található.

Vastag homok alatt vastag kavics (223)

A 4-6 méter felszíni homokréteg alatt, hasonló vastagságú kavics található. A pleisztocén és kisebb mértékben a holocén nagy energiájú, sok hordalékot szállító folyóinak az üledéke. Egyértelműen jó vízáteresztő képességű.

Vékony homok alatt vastag kavics (233)

2-4 méter vastag felszíni homokréteg alatt 8-6 méteres, vagy annál vastagabb kavicsréteg található. A „vastag homok alatt vastag kavics” (223) típushoz hasonlóan ugyancsak a pleisztocén és kisebb mértékben a holocén nagy energiájú, sok hordalékot szállító folyóinak az üledéke. Egyértelműen jó vízáteresztő képességű üledékegyüttes. Még érzékenyebb, mint a „vastag homok alatt vastag kavics” típus, mert vékonyabb felszíni homokréteg alatt jelentkezik a nagyon jó vízáteresztő képességű kavics.

Vékony homok alatt vastag agyag (231)

2-4 méter vastag felszíni homokréteg alatt 8-6 méteres agyag található. Vízzáró, vízáteresztő tulajdonságai a „vastag homok alatt vastag agyag” (221) típushoz hasonlóak, csak a felszíni jó vízáteresztő képességű üledék itt vékonyabb.

Vékony homok alatt vastag kőzetliszt (232)

2-4 méter vastag felszíni homokréteg alatt 8-6 méteres durva kőzetliszt található. A „vastag homok alatt vastag kőzetliszt” (222) kőzetkifejlődés típushoz hasonlóan ez is az eolikus területeken előforduló üledékegyüttes. Érzékeny, jó vízáteresztő képességű kőzetkifejlődés, ahol a vízzáró felszín alatt jó víztartó képződmény található.

² A zárójelbe írt kód az adott kőzetkifejlődési típus térképi kódja.

Homok-agyag-homok (241)

2-4 méter vastag homok alatt ugyanolyan vastagságú agyag, majd alatta ismét hasonló vastagságú homokréteg található. Általában folyóvízi területekre jellemző üledékegyüttes, lelassuló, majd ismételten felgyorsuló energiájú szállításra és üledéklerakásra utal. Eolikus területeken is előfordulhat, amikor a homokbuckák közötti tavak finom üledékére ismételten ráfúvódik a futóhomok. Áteresztő képességét az agyagréteg határozza meg, attól függően, hogy a talajvíz alatta, vagy fölötté található.

Homok-kőzetliszt-homok (251)

2-4 méter vastag homok alatt ugyanolyan vastagságú durva kőzetliszt, majd alatta ismét hasonló vastagságú homokréteg található. Eolikus keletkezésű területek üledékegyüttese, a hasonló vastagságú futóhomok- és löszrétegek váltakozását jelzi. A két vízáteresztő réteg közötti jó víztartó képességű réteg csak kismértékben befolyásolja a kőzetkifejlődés vízáteresztő képességét.

Homok-kavics-homok (261)

2-4 méter vastag homok alatt ugyanolyan vastagságú kavics, majd alatta ismét hasonló vastagságú homokréteg található. Folyóvízi területek üledékegyüttese, ahol az üledékanyagot szállító nagy energiájú folyóvíz felgyorsul, majd visszalassul. Jó vízáteresztő képességű üledékegyüttes.

Homok-kavics-agyag (262)

2-4 méter vastag homok alatt ugyanolyan vastagságú kavics, majd alatta hasonló vastagságú agyagréteg található. Folyóvízi területek üledékegyüttese, ahol az ártéri agyagos üledékre a felgyorsuló, majd kissé lelassuló folyó durva üledékeket rak le. A kőzetkifejlődés alsó részében található rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg a talajvíz függőleges irányú mozgását nehezíti.

Homok-agyag-homok-agyag (271)

2-3 méteres homok illetve agyagrétegek követik egymást sűrűn váltakozva. Az egészen lelassuló, majd felgyorsuló folyóvíz üledéke. Sűrű ártér- illetve mederváltozásokra utal. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű agyagos rétegek határozzák meg, különösen, ha a talajvíz az első agyagréteg alatt található.

Nagyvastagságú kőzetliszt (031)

Nagyvastagságú, 8-10 métert elérő, illetve meghaladó durva kőzetliszt jellemzi e kőzetkifejlődést. Általában a nagy vastagságot is elérő lösz tartozik ide, de ritkábban folyóvízi kőzetliszt is elképzelhető hasonló kőzetkifejlődésben. Amennyiben típusos löszről van szó, az a talajvíz fölött, szerkezetéből adódóan jó vízáteresztő üledéknek számít. Ha elveszti szerkezetét, illetve nem típusos lösz, vagy nem lösz, akkor közepes vízvezető képességű, viszont jó vízraktározó képességű üledékegyüttes.

Vastag kőzetliszt alatt vastag agyag (321)

4-6 méter vastag durva kőzetliszt alatt hasonló vastagságú agyagréteg található. Áteresztő képességét a rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg alapvetően meghatározza.

Vastag kőzetliszt alatt vastag homok (322)

4-6 méter vastag durva kőzetliszt alatt hasonló vastagságú homokréteg található. Általában eolikus területek jellemző üledékegyüttese, ahol a lösz a hasonló vastagságú futóhomokra települt. Ritkábban előfordulhat folyóvízi területen is. Közepes vízáteresztő tulajdonságú üledékegyüttes.

Vékony kőzetliszt alatt vastag agyag (331)

2-4 méter durva kőzetliszt alatt 8-6 méter vastag agyag található. Eolikus felszínnek üledékegyüttese, ahol föltehetőleg a lösz korábbi nagyvastagságú vízi eredetű agyagos

üledékre, gyakran pannóniai üledékre települt. Közepesnél rosszabb vízáteresztő képességű terület. Áteresztő képességét a talajvíz felszín alatti mélységétől függően alapvetően az agyagréteg határozza meg.

Vékony kőzetliszt alatt vastag homok (332)

E kőzetkifejlődésben a 2-4 méteres felszíni durva kőzetliszt 8-6 méteres homokrétegre települt. A „vastag kőzetliszt alatt vastag homok” típushoz hasonlóan ez is az eolikus területek üledéke, ahol a nagyvastagságú homokra telepítette a lösz a szél. Viszonylag jó vízáteresztő képességű üledékegyüttes.

Kőzetliszt-homok-kőzetliszt (351)

A 2-4 méter vastag felszíni durva kőzetliszt alatt ugyanolyan vastagságú homok, majd alatta ismét hasonló vastagságú durva kőzetliszt réteg található. Eolikus keletkezésű területek üledékegyüttese, a hasonló vastagságú lösz- és futóhomok rétegek váltakozását jelzi. A felszíni jó víztartó képességű réteg csak kismértékben befolyásolja a kőzetkifejlődés vízáteresztő képességét.

Kőzetliszt-homok-agyag-homok (385)

A felszíni 2-3 méteres vastagságú felszíni durva kőzetliszt réteg alatt hasonló vastagságú homok, majd agyag, majd ismét homok réteg található. Föltehetőleg hegylábperemi üledékegyüttes. Vízáteresztő képességét az agyagréteg alapvetően meghatározza, attól függően, hogy a talajvíz az agyag alatt vagy fölött található.

Nagyvastagságú agyag (041)

8-10 méteres vastagságot elérő vagy meghaladó vastagságú agyag alkotja e kőzetkifejlődést. Egyértelműen rossz vízáteresztő képességű, vízzáró üledékegyüttes.

Vastag agyag alatt vastag homok (421)

4-6 méter vastag agyag alatt hasonló vastagságú homok található. Általában folyóvízi területek üledéke, ahol a korábban lerakott homokra vastag ártéri finom üledék települ. Áteresztő képességét a felszíni rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg alapvetően meghatározza, védve a mélyebben lévő jó vízáteresztő képességű homokréteget.

Vastag agyag alatt vastag kavics (423)

4-6 méter vastag agyag alatt hasonló vastagságú kavics található. Általában folyóvízi területek üledéke, ahol a korábban lerakott kavicsra vastag ártéri finom üledék települ. Áteresztő képességét a felszíni rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg alapvetően meghatározza, védve a mélyebben lévő jó vízáteresztő képességű kavicsot.

Vékony agyag alatt vastag homok (431)

2-4 méter agyag alatt 8-6 méter vastag homok található. Általában folyóvízi területek üledéke, ahol a korábban lerakott homokra vékonyabb ártéri finom üledék települ. Áteresztő képességét a felszíni rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg határozza meg, amely bár vékonyabb, mint a „vastag agyag alatt vastag homok” típusé, de így is védi a mélyebben lévő jó vízáteresztő képességű homokot.

Vékony agyag alatt vastag kavics (433)

A 2-4 méter agyag alatt 8-6 méter vastag kavics található. Általában folyóvízi területek üledéke, ahol a korábban lerakott kavicsra vékonyabb ártéri finom üledék települt. Áteresztőképességét a felszíni rossz vízáteresztő képességű agyagos réteg határozza meg, amely bár vékonyabb, mint a „vastag agyag alatt vastag kavics” típusé, de így is védi a mélyebben lévő jó vízáteresztő képességű kavicsot.

Agyag-homok-agyag (441)

2-4 méteres felszíni agyagréteg alatt hasonló vastagságú homok, majd ismét agyagréteg található. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-homok-kavics (443)

A 2-4 méteres felszíni agyag alatt ugyanilyen vastagságú homok, majd hasonló vastagságú kavics található. Tipikus folyóvízi üledékegyüttes. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-kőzetliszt-agyag (451)

A 2-4 méteres felszíni agyag alatt ugyanilyen vastagságú homok, majd ismét hasonló vastagságú agyag található. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-kőzetliszt-homok (452)

A 2-4 méteres felszíni agyag alatt ugyanilyen vastagságú durva kőzetliszt, majd hasonló vastagságú homok található. Tipikus folyóvízi üledékegyüttes. Vízáteresztő képességét egyértelműen a gyakorlatilag vízzáró felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-kavics-agyag (461)

A 2-4 méteres felszíni agyag alatt ugyanilyen vastagságú kavics, majd hasonló vastagságú agyag található. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-kavics-homok (462)

A 2-4 méteres felszíni agyag alatt ugyanilyen vastagságú kavics, majd hasonló vastagságú homok található. Vízáteresztő képességét egyértelműen a rossz vízáteresztő képességű felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Agyag-homok-kavics-agyag (477)

2-3 méter vastag felszíni agyag alatt hasonló vastagságú homok, kavics, majd ismét agyag található. Tipikus folyóvízi üledékegyüttes, ahol a kifejlődés vízáteresztő képességét a felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

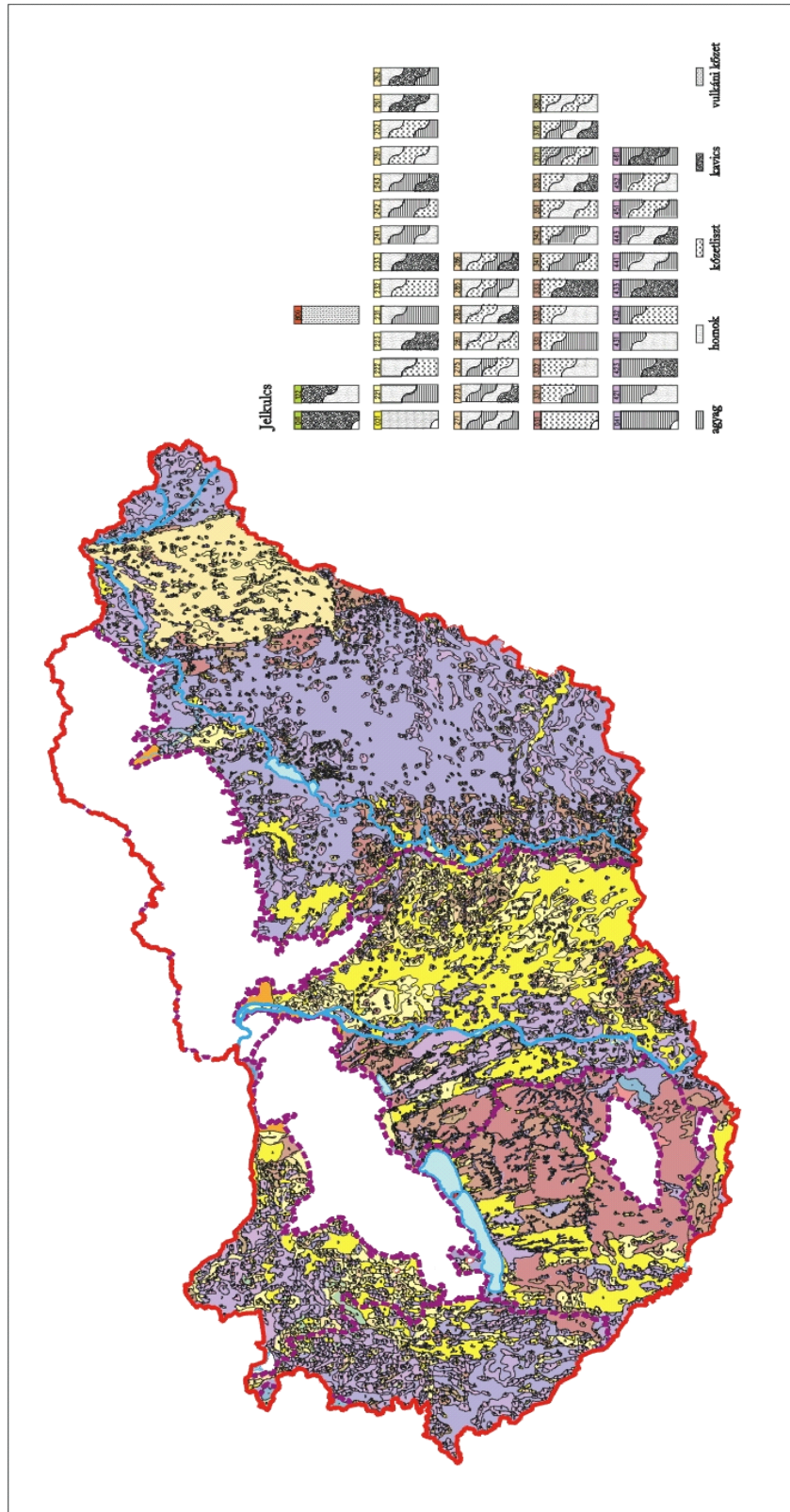
Agyag-homok-kavics-homok (478)

2-3 méter vastag felszíni agyag alatt hasonló vastagságú homok, kavics, majd ismét homok található. Folyóvízi üledékegyüttes, ahol a kifejlődés vízáteresztő képességét a felszíni agyagréteg vastagsága határozza meg.

Kisalföld			Dunántúli-khg.			Ny-Magyarország			Dunántúli-dombvidék		
típus	%	km ²	típus	%	km ²	típus	%	km ²	típus	%	km ²
021	15,5	815,5	041	23,9	1 742,4	031	6,5	421,8	031	39,6	4 502,4
443	10,5	553,6	021	8,9	648,3	021	3,3	211,4	021	15,5	1 762,3
221	8,6	453,0	421	8,3	607,4	221	2,0	126,3	041	7,1	809,2
433	7,8	409,1	423	7,2	523,2	231	1,2	75,3	321	3,8	432,2
431	5,6	292,2	441	5,6	410,3	322	1,0	66,6	431	3,4	389,8
231	4,7	247,8	221	4,1	297,3	041	1,0	62,5	331	3,3	375,7
223	4,1	218,1	461	3,4	247,3				222	2,4	278,1
423	3,5	185,7	031	3,2	234,5				421	2,1	233,5
233	3,0	160,1	231	2,6	190,8				322	2,0	224,6
441	2,2	117,1	451	1,9	141,2				332	1,6	176,3
241	2,1	110,1	011	1,8	132,8				441	1,2	133,7
421	2,1	110,0	443	1,7	127,2						
041	1,9	101,5	431	1,7	124,1						
271	1,7	91,4	241	1,6	116,5						
321	1,5	79,8	462	1,5	106,8						
262	1,3	65,8	261	1,2	85,6						
261	1,0	54,9	477	1,0	74,0						
478	1,0	50,3	271	1,0	73,5						
			262	1,0	72,6						

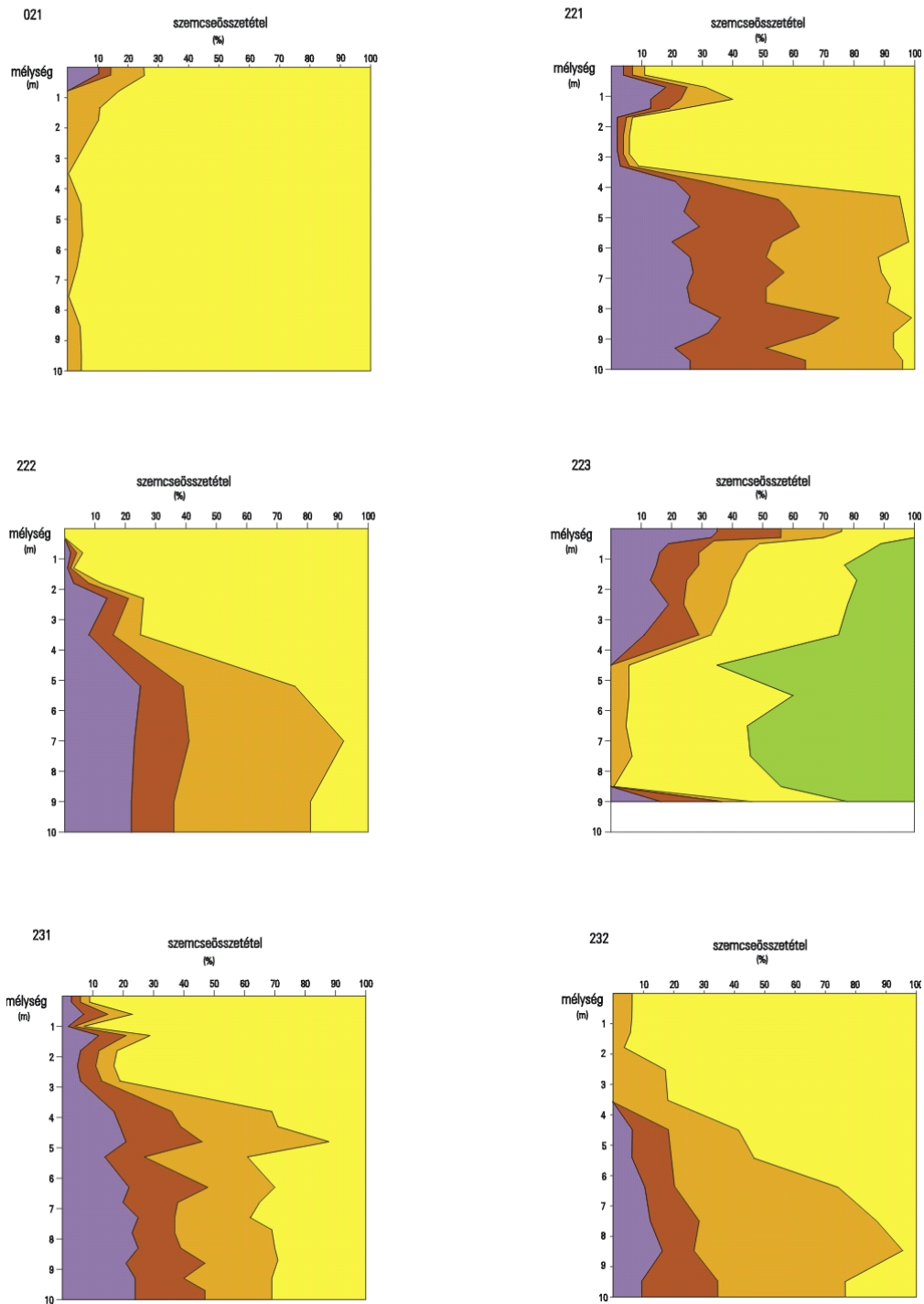
Északi-khg.			Duna-Tisza köze			Tiszántúl		
típus	%	km ²	típus	%	km ²	típus	%	km ²
385	8,2	891,4	021	32,8	6 355,3	041	41,2	12 801,8
041	7,0	765,5	031	7,4	1 425,1	241	12,3	3 818,8
321	5,2	571,0	431	7,0	1 358,0	421	8,5	2 640,4
021	2,1	232,7	222	6,5	1 262,6	431	7,5	2 338,9
441	4,2	813,6	021	5,5	1 716,3	021	5,5	1 716,3
			421	3,7	712,8	441	3,6	1 123,4
			041	3,6	701,8	031	2,2	695,3
			221	3,2	619,2	322	1,9	583,2
			332	2,9	558,8	221	1,4	445,3
			251	2,7	523,8	452	1,4	442,2
			322	2,2	422,7	321	1,4	426,3
			351	2,0	378,7	332	1,1	333,2
			223	1,9	368,4	451	1,0	319,4
			233	1,8	357,9			
			241	1,7	328,4			
			232	1,3	256,8			
			231	1,3	254,2			
			331	1,2	229,4			
			321	1,1	206,4			

9. táblázat A legjelentősebb magyarországi kőzetkifejlődés típusok földrajzi tájánként

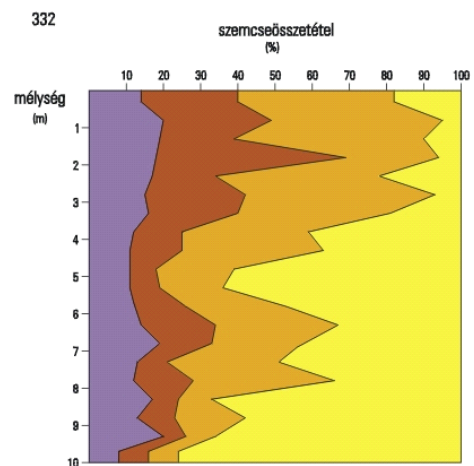
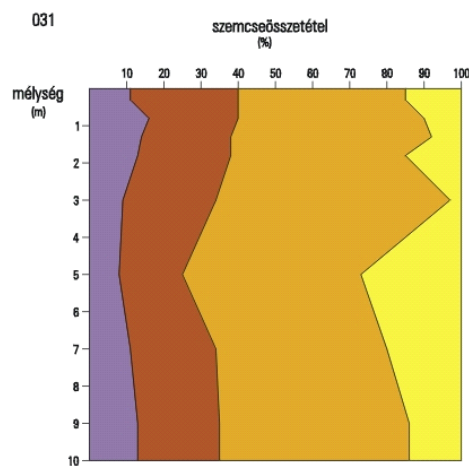
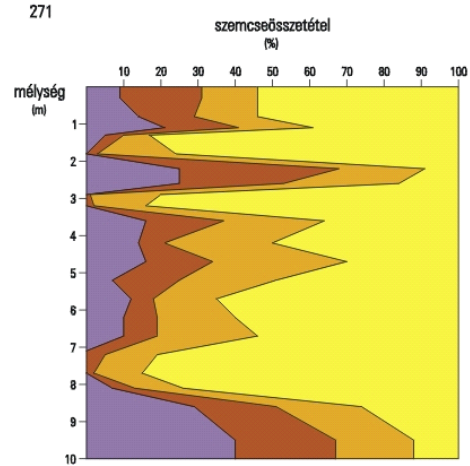
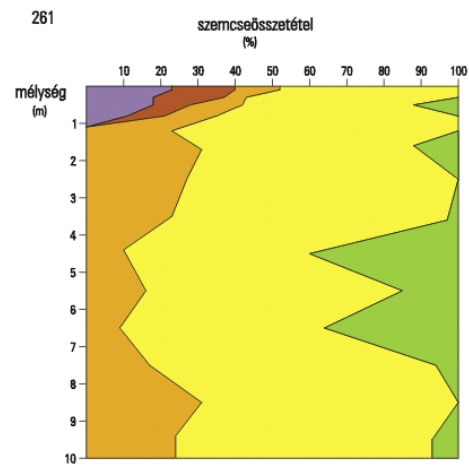
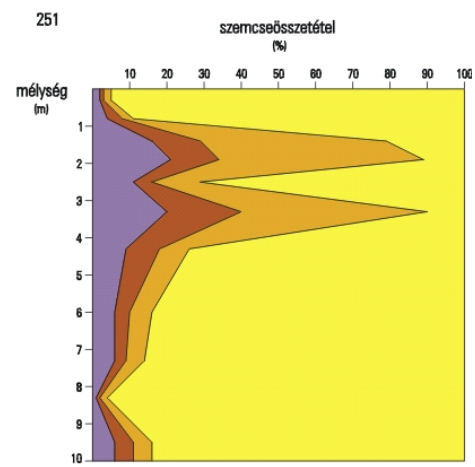
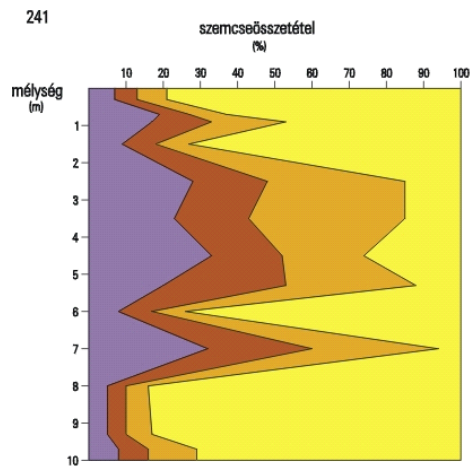


113. ábra A felszíni-felszínközeli képződmények kőzetkifejlődése Magyarország sík- és dombvidéki területein

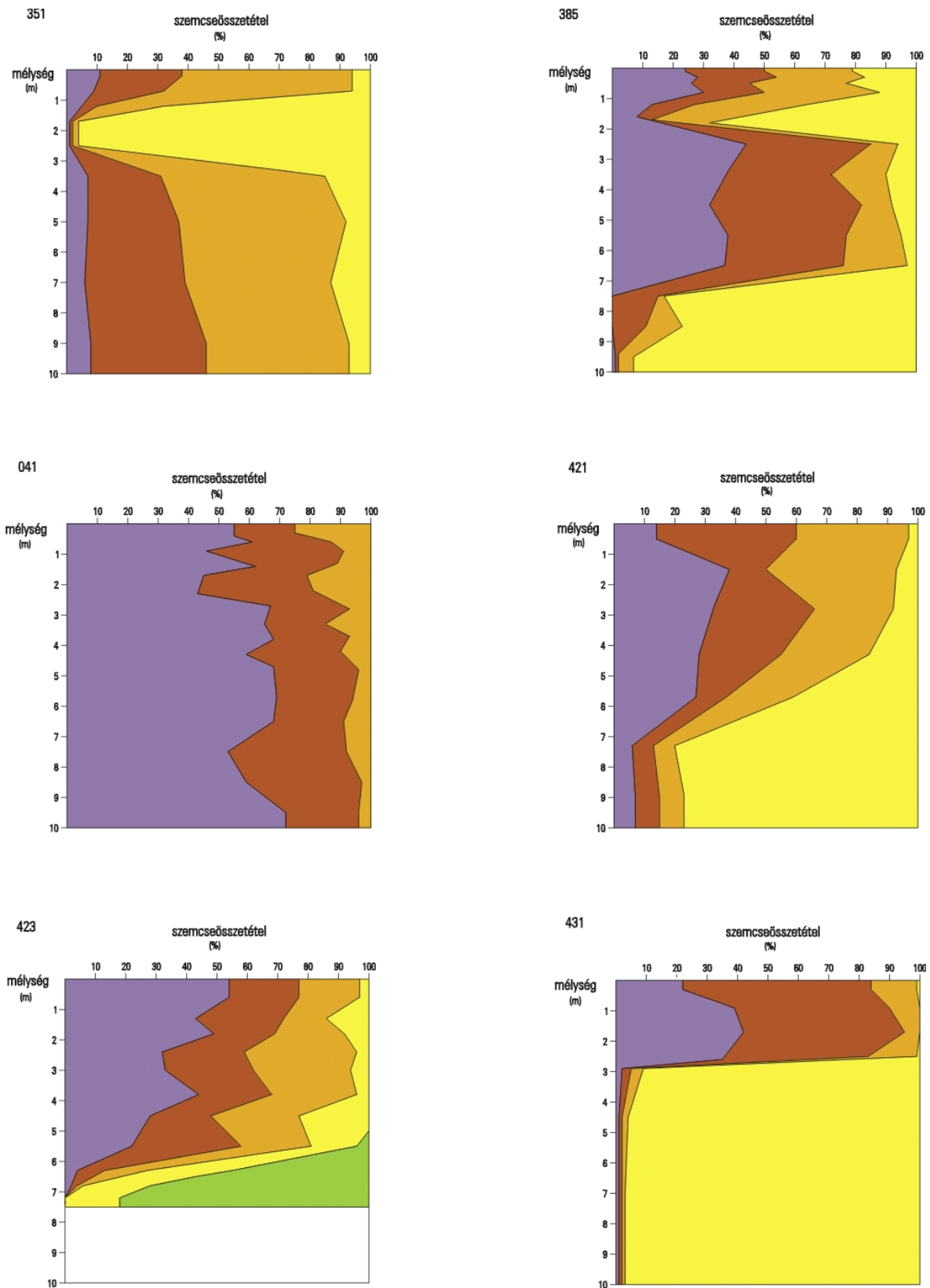
Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok



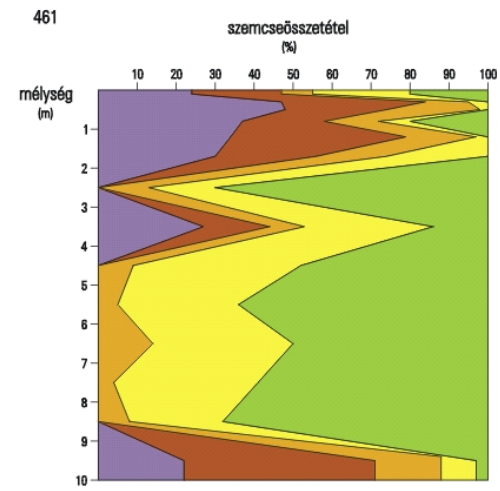
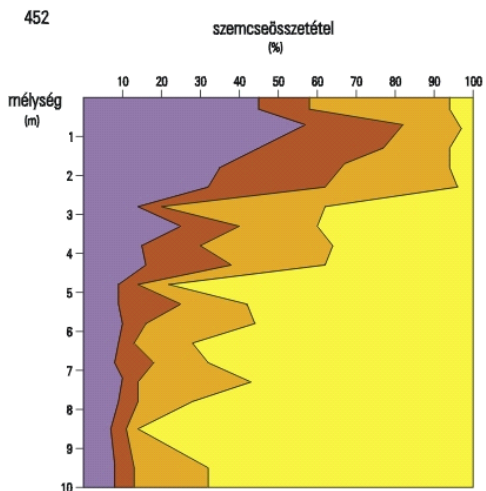
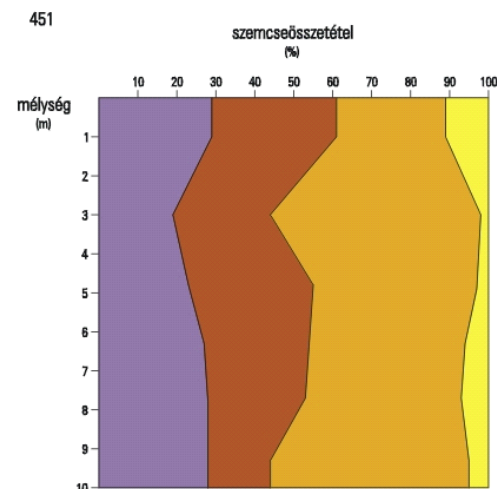
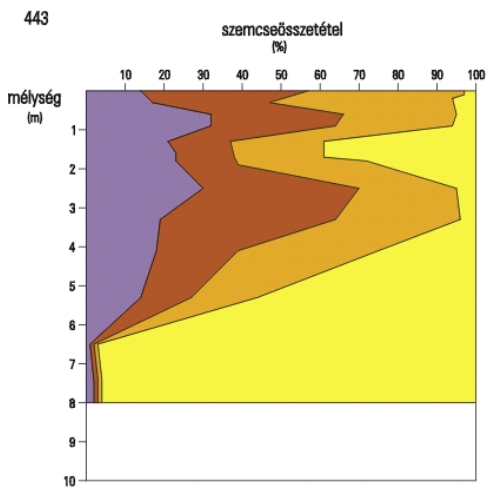
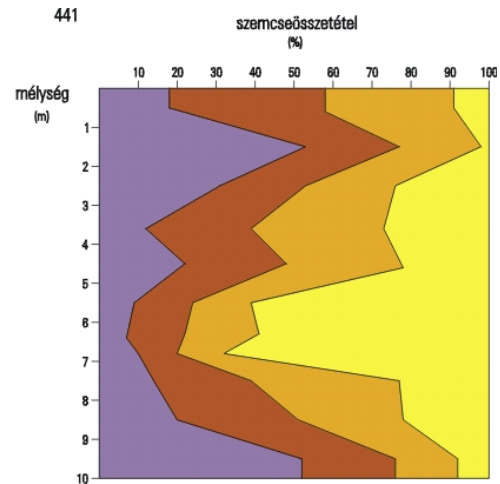
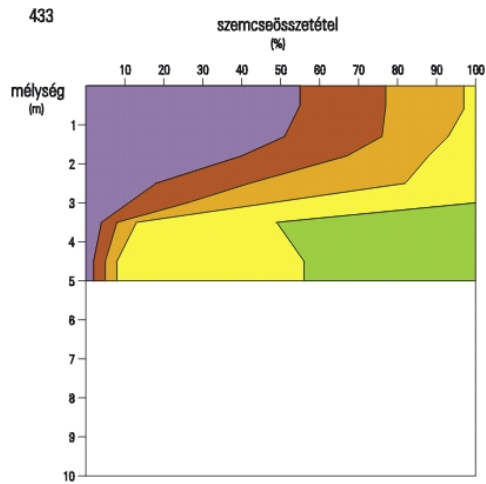
114. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, homok felszín



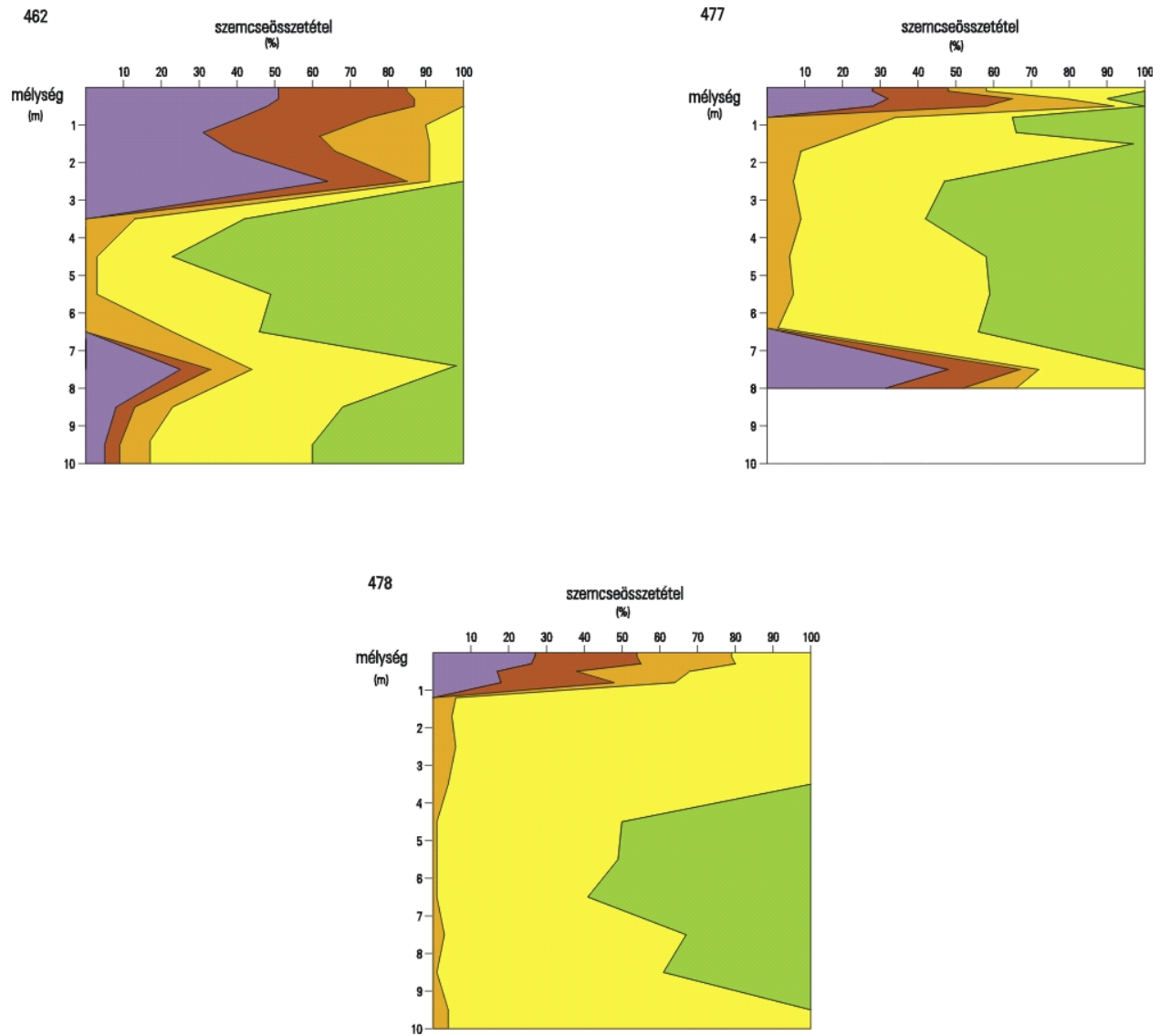
115. ábra jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, homok és kőzetliszt felszín



116. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, kőzetliszt és agyag felszín



117. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, agyag felszín



118. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, agyag felszín

7.6 Idősebb, szilárd kőzetek

Az idősebb szilárd kőzetek környezetföldtani minősítését koruk figyelmen kívül hagyásával, kőzetfizikai paramétereik oldékonyságuk, vízáteresztő képességük, tektonizáltságuk és kötöttségük alapján végezzük el (GYURICZA GY. 2004).

Magmás kőzetek: üde állapotban kompakt kőzetek, így rossz vízvezető és víztározó tulajdonságúak.

Üledékes kőzetek

Konglomerátumok: vízvezető és víztározó képességüket a durva frakciót cementáló anyag és az összlet rétegzettsége határozza meg. A települési viszonyok esetlegessége miatt a konglomerátumok vízáteresztő és víztározó képessége lokálisan változó lehet.

Homokkövek: általában rossz vízvezető és közepes víztározó képességekkel rendelkeznek.

Márgás kőzetek: rétegzettségüktől függetlenül rossz vízvezető- és víztározó képességűek.

Evaporitok: rossz vízvezető és rossz víztározó kőzettestek, amelyeket oldékonyságuk miatt külön kell választani a márgás kőzettípusoktól.

Vulkáni tufák: általában rossz vízvezető és víztározó tulajdonságúak.

Karbonátos kőzetek:

Jól karsztosodó karbonátos kőzetek: fejlett felszíni és belső karsztjelenségekkel rendelkező, többnyire diaklázisokkal erősen átjárt kőzettestek. Jó vízvezető és víztározó tulajdonságúak.

Közepesen karsztosodó karbonátos kőzetek: a felszín alatti karsztosodás annak ellenére gyenge, hogy a felszíni karsztjelenségek általában markánsak. Ez a kőzet kémiai tulajdonságaira, szövetére, vagy a gyenge repedezettségre vezethető vissza. Bár a kőzettest víztározó képessége jó, vízvezető képessége csak közepesnek minősíthető.

Rosszul, vagy nem karsztosodó karbonátos kőzetek: kompakt, uralkodóan dolomitből álló kőzettömegek. Általában véve rossz vízvezetők és közepes víztározók.

Vegyes rétegzettségű karbonátos kőzetek: az egyes típusokra jellemző hidrológiai paraméterek rétegenként, vagy rétegsoronként változnak, emiatt e kőzettestek nem egyéges viselkedésűek.

Metamorf kőzetek

Nem karbonátos metamorf kőzetek: a különféle fillitek, palák vízvezető képessége elsősorban a töredezettségtől függ. Ennek mértéke egységesen nem adható meg, ezért célszerű az ilyen kőzetet önálló csoportba sorolni. Vízvezető- és víztározó képességük alapvetően rossz.

Karbonátos metamorf kőzetek:

Az erősen metamorfizált karbonátoknál a metamorfózis következtében a kőzet átkristályosodott, pórusterfogata és a karsztosodás lehetősége minimális. A kőzet rossz vízvezető. Víztározó kapacitása a repedéshálózat függvénye, általában közepes.

A közepes metamorfózison átesett karbonátoknál az átkristályosodás nem következett be, a kőzet erősen repedezett. A karsztosodás minimális, vagy hiányzik. Általában véve közepes vízvezető és víztározó.

7.7 A talajképző kőzet

Az agrogeológia egyik fontos eleme a valódi talajképző kőzet típusának és minőségének megállapítása. Mintaterületi kutatások egyértelműen igazolták, hogy talaj csak az ún. laza üledékekből képződik. A talajosodás a szilárd kőzetek által felépített területeken is minden esetben a szilárd kőzeten kialakult, vagy abból képződött laza üledéken megy végbe. Itt egyértelműen meg kell határozni, hogy a szilárd kőzetet fedő laza üledék az adott kőzettípusból keletkezett, tehát annak málladéka, vagy valamely földtani folyamat hatására telepedett az adott kőzetre, s utána kezdett talajosodni. Mindezek alapján talajképző kőzetnek a következő típusokat tekinthetjük:

- a) Nagyon jó talajképző tulajdonságúak a különböző löszök, a lösz és a homokos lösz, továbbá a különböző nem eolikus származású durva kőzetliszt és homokos durva kőzetliszt.
- b) Jó talajképző tulajdonságúak a különböző vulkáni tufák, pl. az andezittufa, a bazalttufa és a riolittufa málladékai, valamint a különböző folyóvízi és tavi üledékek közül a finom kőzetliszt, az agyagos és homokos finom kőzetliszt, általában a kőzetlisztek, továbbá a hidroaerolitok: az infúziós lösz és az agyagos lösz, valamint a nyirok.
- c) Közepes talajképző tulajdonságú kőzetek a folyóvízi és tavi üledékek közül az agyagos és kőzetlisztes homok, a kőzetlisztes és homokos kőzetlisztes agyag, valamint a pannóniai agyagos kőzetliszt és agyagos homok.
- d) Gyengén közepes talajképző tulajdonságú kőzetek közé tartoznak a különböző homokok és agyagok, valamint a tavi képződmények közül a homokos agyag, továbbá a pannóniai homok és agyag.
- e) Rossz talajképző tulajdonságú kőzetek a folyóvízi képződmények közül a homokos, kőzetlisztes és agyagos kavics, a kavicsos-kőzetlisztes homok, továbbá a karbonátmentes agyag és a márgás agyag, valamint az idősebb kőzetek törmelékei és málladékai illetve az ebből képződött üledékek.
- f) Nagyon rossz talajképző tulajdonságú kőzetek a különböző karbonátiszapok, a kotu és a tőzeg, valamint a semlyékek nagy szervesanyag tartalmú üledéke.

7.8 A felszíni-felszínközeli képződmények áteresztő képessége

A képződmények szennyeződésekkel szembeni érzékenységének egyik leginkább meghatározó tulajdonsága az áteresztőképesség. A laza üledékek áteresztő képessége összefügg a szemcseösszetétellel. Minél több bennük a finom anyag (agyag, finom kőzetliszt) mennyisége, annál kisebb egy adott talaj áteresztő képessége. A szemcseösszetétel mellett fontos az adott szemcseösszetétellel jellemzett képződmény vastagsága is, hiszen a vastagabb rétegen lassabban, vagy egyáltalán nem tud átjutni a szennyezés. A laza üledékek osztályozottsága nagymértékben befolyásolja a vízáteresztő képességet, ugyanis minél kevésbé osztályozott egy anyag, annál kevésbé lesz vízáteresztő (igaz ez még a jó vízvezető tulajdonságokkal rendelkező homokoknál is). A szilárd kőzetek vízáteresztő képességét viszont repedezettségük határozza meg. Pl. különböző mészkőpadok általában jó vízzárók, de ha repedezettek, átengedik a különböző fluidumokat.

Az áteresztőképesség a talajnak és az alatta elhelyezkedő laza üledéknek is az egyik legfontosabb fizikai tulajdonsága, mely megmutatja, hogy milyen sebességgel képes a víz a pórusok között mozogni. Ez az információ több szempontból is hasznos lehet. A talajvíz felszín alatti mélységének, az áteresztőképességnek, a párolgás mértékének és a lehullott csapadék mennyiségének ismeretében megállapítható, hogy a csapadék eléri-e a talajvizet. Ennek ismerete nem csak a talajvíz utánpótlásánál lényeges, hanem egy esetleges szennyezés bekövetkezésekor is nélkülözhetetlen információ. Az áteresztőképesség ismerete tehát környezetvédelmi szempontból is fontos, de emellett a kérdéses terület vízgazdálkodását is befolyásolja. A beszivárgás sebessége nem csak a szennyezés-érzékenységet jellemzi, de az öntözhetőségnek és a belvív-veszélyeztetettségnek is fontos összetevője. Mint a földtani közeg és a talaj egyéb fizikai tulajdonságai, az áteresztőképesség is hatással van a megtelepedő

növényzetre, hiszen a talaj vízgazdálkodása függ a beszivárgástól és meghatározza a növények által felvehető tápanyagok mennyiségét. Egy erősen vízzáró réteg (pl. mészapadka) fizikai akadály is lehet a gyökerek fejlődésének, a gyökerek viszont növekedésükkel lazítják a talajt. Ez a folyamat csakúgy, mint az elhalt gyökerek által képzett „csatornácskák”, jelentősen növelhetik az átteresztőképességet (Kerék B. 2003).

A vízáteresztő képesség nagyon sok tényezőnek a függvénye. Ezek közül legfontosabb a szemcsék nagysága, de ide tartozik még a szivárgó folyadék minősége és állapota, a hézagtényező, a szemcsék és pórusok alakja és elrendeződése (KÉZDI Á. 1960).

A 0,02 mm szemcseátmérő alatti frakció súlyszázaléka	Az átteresztő képesség jellege	
0-10	Vízáteresztő	Teljesen vízáteresztő
10-20		Gyengén víztartó
20-40	Víztartó	Jó vízfelvevő és jó víztartó
40-60		Erősen víztartó
60-80	Vízzáró	Repedező
80-100		Erősen repedező

10. táblázat A vízáteresztő képesség az agyagfrakció (0,000-0,02 mm Ø) százalékában kifejezve Rónai A. szerint

7.9 Szennyezés érzékenység

A szennyezések okozója az ember, aki a környezetet szennyezheti pontszerűen (néhány m²-től néhány km²-ig terjedő terület), vagy nagy területekre kiterjedően (ez esetben elsősorban a levegőből kiülepedő por, illetve esővízzel a talajba jutó gázok közvetítésével).

A nagy területekre kiterjedő szennyezések közvetlenül a felszínre kerülnek, majd onnan az oldható szennyeződések a csapadék segítségével lassan a mélybe szivárognak, egészen a talajvízig. Ezzel szemben a pontszerű szennyeződések gyakran nem a felszínre, hanem közvetlenül a mélyebb talajrétegekbe jutnak (pl. olajvezeték károsodása során). Ekkor a talajvízmozgás közvetítésével a vízbe jutó szennyeződések nagyobb területen szennyezik el a mélyebb talajrétegeket (VATAI J. 2000).

Mindezekből következik, hogy a legtöbb szennyezés nemcsak a felszínt, hanem a talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer egészét éri. Ezért szükséges a földtani közeg, és a benne tározódó illetve mozgó talajvíz (sokszor, mint közvetítő anyag) szennyezettségének vizsgálata.

A hazai és nemzetközi környezetföldtani szóhasználatban az „érzékenység” (sensitivity) és a „sebezhetőség” (vulnerability) nem azonos tartalmú fogalmak (ALFÖLDI L. 1994). Az érzékenység a kérdéses talaj, alapkőzet illetve vízadó réteg összetételét, típusát veszi figyelembe, míg a sebezhetőség a térbeli helyzetüket és környezetüket is értékeli. Például egy homokréteg, illetve a benne elhelyezkedő talajvíz érzékeny, de csak akkor sebezhető is, ha a felszínen vagy

valahol a réteg fölött nincs vízzáró képződmény, ami megvédhetné. Az emberi beavatkozás mondjuk egy kút létesítésével ezt a védettséget meg is szüntetheti.

Egy terület érzékenységeinek alapját a talajvíztükör fölötti képződményegyüttes áteresztő képessége, és a talajvíz felszín alatti mélysége (a képződményegyüttes vastagsága) adja. Minél rosszabb vízáteresztő képességű üledékegyüttes található a talajvíz fölött, és minél mélyebben van a talajvíz a felszín alatt, annál kevésbé érzékeny az adott terület a szennyeződésre (3. tábla).

Egy terület, illetve a képződmények terhelhetőségének megállapításához figyelembe kell még venni az üledékek szemcseösszetételét és osztályozottságát, az adott képződmények agyagásvány tartalmát, hajlamát a duzzadásra vagy az összehúzódásra, adszorpciós képességét, kation megkötő képességét és szerves anyag tartalmát. Például a homok és a közvetlenül alatta illetve benne tározódó talajvíz önmagában, a homok jó vízvezető képessége következtében érzékenynek minősül a különböző szennyeződésekkel szemben. Ez a megállapítás azonban nem minden esetben ilyen egyértelmű, mivel liziméteres kísérletek bizonyították, hogy a homokok jelentős szennyvíztisztító képességgel is rendelkezhetnek már 1 méteres átszivárgási-réteg esetén is (VERMES L.-KLIMÓ E.-FEKETE B. 1990, 1991), azaz szűrőként működnek.

talajvíz mélység (m)	vízáteresztő	gyengén vízzáró	közepesen vízzáró	vízzáró
<1	1	2	2	3
1-2	1	2	3	4
2-4	1	3	4	5
>4	3	4	5	5

1: nagyon erősen érzékeny >>>>>> 2 >>>>>> 3 >>>>>> 4 >>>>>> 5: nem érzékeny
(Az 1-től 5-ig a számok az érzékenységi térkép jelkulcsi kódjai)

11. táblázat A területek érzékenysége

A terhelhetőség megállapításánál figyelembe kell venni a háttér-koncentráció értékeket is, melyek különböző típusú területek esetén jelentősen eltérhetnek egymástól.

7.10A belvíz és a belvíz kockázatának földtani tényezői

A belvíz a síkvidéki területek sajátos földtani eseménye, amikor a felszínen időszakosan, de meglehetősen tartósan, és általában nagy területre kiterjedően víz jelenik meg (PÁLFAI I. 2001). A belvíz Magyarország, mint jellemzően síkvidéki ország területének több mint 45 százalékát veszélyezteti. E jelenség általában előfordul a jellemzően síkvidéki, vagy nagy síkvidéki területekkel rendelkező országokban is (pl. Oroszország, Románia, Kína, Banglades), de definíciója — mint ezt a későbbiekben láthatjuk — meglehetősen eltérő. A belvizek elsődlegesen a mezőgazdasági művelésbe vont területeken okoznak károkat, de komoly problémát jelenthetnek a településeken belül is, ha ott a természet törvényszerűségeit figyelmen kívül hagyva a leglaposabb területekre építkeztek.

Az agrogeológia feladata a belvívveszély földtani tényezőkön alapuló prognosztizálása, amelyet a belvívveszélyt előidéző illetve okozó események és helyzetek megismerésével és megfelelő célirányos értékelésével meglehetősen pontossággal el tudunk végezni. Az ez irányú prognosztikus térképek nem az adott területen előforduló belvizet, hanem annak lehetséges előfordulásait mutatják. Általában arra adnak választ, hogy a területen fennáll-e a belvív előfordulásának, kialakulásának veszélye, vagy sem. A belvívveszély geológiai tényezői közül döntőek: a felszíni és felszín közeli képződmények vízáteresztő képessége, valamint a talajvíz felszín alatti mélysége.

Például attól függően, hogy vízzáró, vagy vízáteresztő képződmények találhatók a felszínen, illetve a felszín közelében, erősebb vagy gyengébb a belvívveszélyt. Ugyanis a rossz vízáteresztő képességű üledékek meggátolják, vagy kisebb-nagyobb mértékben akadályozzák a terep felszínén felgyűlt csapadék mélybe szivárgását, ami ezért és hosszabb rövidebb ideig megáll a felszínen.

A belvízelöntés kialakulásának lehetőségét befolyásolja a talajvíztükör felszíntől mért távolsága. Ugyanis a belvizet döntően a felszín közeli talajvíz idézi elő, de legalább is fokozza a hatását. A felszínhez közel található talajvíztükör fokozza, mélyebben lévő talajvíz a mélységtől függően kismértékben vagy egyáltalán nem befolyásolja a belvív kialakulását.

A belvív előfordulásának legnagyobb a valószínűsége, ha a legfelső vízzáró réteg a felszínen található, és jelentős vastagságú. Ugyanis a felszínen lévő vastag, rossz vízáteresztő képességű üledék megakadályozza vagy jelentősen gátolja a felszínre kerülő csapadék mélybe szivárgását, míg egy 1 m-nél vékonyabb réteg, különösen, ha könnyen repedező agyag, könnyebben átengedi a vizet a mélység felé.

Minél mélyebben fordul elő a legfelső vízzáró réteg a felszíni 10 méteres szelvényben, és minél vékonyabb, annál inkább csökken a belvív előfordulásának kockázata. Belvív előfordulásának a veszélye a legkisebb azokon a területeken, ahol a felszín közeli 10 méteres szelvényben nem található vízzáró képződmény. A jó vízáteresztő képességű üledékek ugyanis nem képezik gátját a felszínre kerülő csapadék mélybe jutásának.

A felszíni-felszínközeli képződmények vízáteresztő képességének és a talajvíztükör felszín alatti mélységének összevetéséből lehet a belvív kockázatát a legpontosabban megállapítani egy adott területen.

A kockázatértékeléshez a felszínhez 1 m-nél közelebb lévő, az 1-2 m közötti és a 2 m-nél mélyebben lévő talajvízszinteket vesszük figyelembe. Ezt összevetve a talajvíz fölötti képződmény-együttes vízáteresztő képességével az adott területre a belvív előfordulásának kockázata a következőképp alakul:

1. Legnagyobb a belvív előfordulásának az esélye (80 %) akkor, ha talajvíz felszín alatti mélysége kevesebb, mint 1 m és
 - a felszínen legalább 2 m-t meghaladó agyagréteg található (C1), ekkor a rossz vízáteresztő képességű agyag lelassítja a csapadékvíz mélybe jutását, illetve a kiszáradt agyag repedésein a vékony talajvízszint fölötti felszíni réteg könnyen feltöltődik vízzel;

- a legalább 2 m-es felszíni kőzetlisztréteg alatt 2 m-es vagy azt meghaladó vastagságú agyagréteg van (C2), a jó kapilláris vízemelő képességű kőzetlisztben a víz a felszín közelébe emelkedik, és meggyorsítja a felszíni képződmény csapadékvízzel történő telítődését, illetve a felszín közelébe lévő agyagréteg visszaduzzasztja a beszivárgó vizeket;
 - ha a legalább 2 m-es felszíni kavics- vagy homokréteg alatt kőzetliszt vagy agyag található (B1, B2), ekkor a felszín közelében lévő finomabb szemcséjű, rosszabb vízáteresztő tulajdonságú rétegek visszaduzzaszthatják a mélység felé szivárgó vizet;
 - ha a felszínen 4-6 m-nél vastagabb felszíni kőzetlisztréteg (B3) van, vagy legalább 2 m vastag kőzetlisztréteg és alatta homok vagy kavics található (B3), ekkor a jó kapilláris vízemelő képességű kőzetlisztben a víz a felszín közelébe emelkedik, és meggyorsítja a felszíni képződmény csapadékvízzel történő telítődését.
2. Nagy a belvíz előfordulásának az esélye (60 %) akkor, ha talajvíz felszín alatti mélysége kevesebb, mint 1 m és a felszínen 4-6 m-nél vastagabb kavics vagy homokréteg van (A1, A2), illetve a legalább 2 m-es felszíni kavicsréteg alatt homok(A1) vagy a legalább 2 m-es homokréteg alatt kavics fordul elő(A2). Ekkor a felszínközeli talajvíz duzzasztja vissza a beszivárgó vizeket, viszont a jó vízvezető képességű üledékekben lehetőségük van a mélység felé szivárogni.

Ugyancsak nagy a belvíz előfordulásának az esélye (60 %) akkor is, ha a talajvíztükör felszín alatti mélysége 1-2 m közötti, és a legalább 2 m vastag felszíni kavics- illetve homokréteg alatt kőzetliszt vagy agyag található (B1, B2). Ekkor a rosszabb vízáteresztő képességű finom üledékek duzzasztják vissza a beszivárgó vizet, illetve gátolják a mélység felé haladását.

Nagy a belvíz előfordulásának az esélye (60 %) akkor is, ha a talajvíztükör felszín alatti mélysége több mint 1 m, és

- a felszínen legalább 2 m-t meghaladó vastagságú agyagréteg található (C1). Ekkor a rossz vízáteresztő képességű agyag lelassítja a csapadékvíz mélybe való jutását, viszont a mélyebben lévő talajvízszint és a felszín felől beszivárgó víz nem, vagy csak nehezen találkozik.
 - a legalább 2 m vastag felszíni kőzetliszt réteg alatt 2 m-es vastagságot meghaladó agyag található (C2). Ekkor a rosszabb vízáteresztő képességű agyagréteg akadályozza meg vagy gátolja a beszivárgó vizek mélység felé való haladását, az így visszaduzzasztott víz a kapilláris vízemelés hatására a felszín közelébe emelkedhet, és találkozhat a beszivárgó vizekkel.
3. Közepes a belvíz előfordulásának az esélye (30 %) akkor, ha a talajvíztükör felszín alatti mélysége több mint 2 m, és
- a legalább 2 m vastag felszíni kavics- vagy homokréteg alatt kőzetliszt vagy agyag található (B1, B2). Ekkor a talajvíz már nagyobb távolságra van a felszíntől, de a rosszabb vízáteresztő képességű finomabb rétegek nehezíthetik, vagy megakadályozhatják a beszivárgó vizek mélység felé haladását, visszaduzzasztva azokat.
 - a felszínen 4-6 méternél vastagabb kőzetlisztréteg található (B3), továbbá a legalább 2 m vastag felszíni kőzetliszt réteg alatt kavics vagy homok található (B3). A jó kapilláris vízemelő képességű kőzetlisztben a talajvíz könnyen megemelkedik, de a nagyobb

Kockázati csoport		Kőzetkifejlődés típus
A	A1	011, 121, 122, 123, 132, 151, 152, 153, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189
	A2	021, 221, 222, 223, 233, 261, 262, 263, 291, 292, 293, 294, 295, 296, 297, 298, 299
B	B1	131, 133, 141, 142, 143, 161, 162, 163 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199
	B2	231, 232, 241, 242, 243, 251, 252, 253, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 278, 279, 281, 282, 283, 284, 285, 286, 287, 288, 289
	B3	031, 321, 322, 323, 333, 351, 352, 353, 361, 362, 363, 381, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 391, 392, 393, 394, 395, 396, 397, 398, 399
C	C1	041, 421, 422, 423, 431, 432, 433, 441, 442, 443, 451, 452, 453, 461, 462, 463, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 481, 482, 483, 484, 485, 486, 487, 488, 489, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499
	C2	331, 341, 342, 371, 372, 373, 374, 375, 376, 377, 378, 379

14. táblázat A kőzetkifejlődés típusok csoportosítása belvízérzékenység szempontjából

7.11 Vízerózió, felszíni elfolyás

A talajpusztulás összetett folyamat és természetes körülmények között is lejátszódik, de gyakran antropogén hatás indítja el, vagy gyorsítja fel a kedvezőtlen változásokat. Az előrelátó tervezés szempontjából fontos, hogy prognosztizálni tudjuk az erózió bekövetkezését és mértékét azért, hogy megelőzhessük, illetve a kiváltó káros tevékenységeket leállíthassuk.

A víz által okozott talajpusztulás kialakulásában részt vevő tényezők:

- a domborzat (lejtés mértéke, lejtő alakja, hossza és kitettsége),
- az éghajlat (elsősorban a csapadék mennyisége, intenzitása és időbeni eloszlása),

- az alapkőzet (mállékonysága, üledékek esetében a szemcseösszetétele, a rétegek dőlése, valamint egyéb fizikai és kémiai tulajdonságai),
- a talaj (genetikai típusa, kötöttsége, áteresztő képessége, humusztartalma, szerkezetessége, egyéb fizikai és kémiai tulajdonságai),
- a növényzet (típusa, gyökérzet kiterjedése, borítottság mértéke, vegetációs periódus hossza, stb.),
- az antropogén hatás (mezőgazdasági művelés jellege, intenzitása, technikája, öntözés mértéke, talajjavítás módszere, túlzott legeltetés).

A felsorolásból ki kell emelni az alapkőzetet, mivel minősége meghatározza a rajta képződő talaj erózióérzékenységet. Az alapkőzet meghatározza a rajta képződő talaj fő tulajdonságait, valamint befolyásolja a kialakuló lejtőviszonyokat. A földtani felépítés tehát elősegítheti, de gátolhatja is az erózió folyamatát.

Az agyagok a rossz vízvezető képessége gyorsítja a talajeróziót, ilyen kőzeteken árkos erózió léphet föl. A különböző tufák talajai kevésbé ellenállóak az erózióval szemben. A lösz laza szerkezete miatt van kitéve fokozott erózióknak. Ha viszont a lepusztulás során eltemetett talajszint kerül a felszínre, jelentősen csökkenti a folyamat sebességét. A homok kevésbé veszélyeztetett, mivel jó vízelnyelő, így kevés a felületi elfolyó víz.

Az alapkőzet nemcsak a rajta kialakult talajon keresztül, hanem közvetlenül, a domborzati formákon keresztül is hat az erózióra. A különböző képződmények eltérő földtani tulajdonságaiból következően eltérő, sajátos lejtőformák alakulnak ki, pl. a löszön domborúak a lejtők.

A különböző típusú képződményeken más és más lesz a lepusztulás mértéke, az erodáltsági érték, azaz az, hogy az adott terület hány %-a erodált. Kőzetliszteken a folyamat egyenletesen halad a gyenge, közepes, végül az erős erodáltság irányába. Az agyagos–márgás képződmények eleinte ellenállóbbnak tűnnek, majd az erózió előrehaladtával egyre erősebb eróziós nyomok jelentkeznek, de csak 80%-os területi erodáltság felett kell komoly veszélyeztetettséggel számolni. A löszön a lepusztulás előrehaladtával ugrásszerűen növekszik a veszélyeztetettség mértéke, 50%-os aránynál elérve az erősen veszélyeztetett kategóriát. A homokos területek szélsőséges képet mutatnak. A megindulás után, nagyon gyorsan zajlik a folyamat, s már 25%-os területi erodáltság után erős a veszélyeztetettség (Farkas P. 1988).

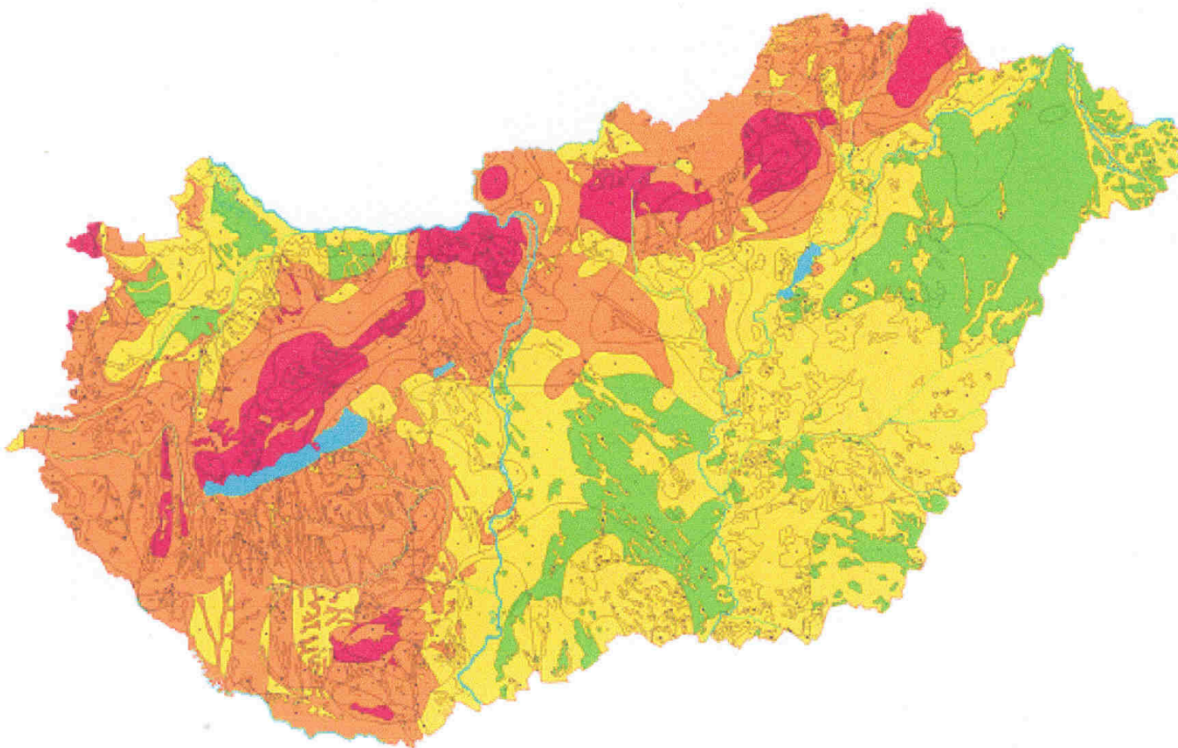
Az elszállított üledék mennyisége változó. Elsősorban a humuszban, tápanyagban és mikroorganizmusokban gazdag talaj a veszélyeztetett; annak lemosódása után a tömöttebb, vizet rosszabbul vezető felhalmozódási szint kerül a felszínre. Ez csökkenti az erózió mértékét.

A talaj pusztulásának mértékét a lejtő meredeksége (lejtőkategória), a csapadékviszonyok (Bacsó-féle csapadékindex) és a felszíni-felszínközeli üledékek szemcseösszetétele ismeretében a Farkas-féle képlet: $E_v = (L_k \times Cs_{ei}) + T_{sz}$ segítségével kiszámíthatjuk. E_v az erózió veszélyeztetettség mértékét, az L_k a lejtőkategória értékét, a Cs_{ei} a csapadékindexet és a T_{sz} a felszíni-felszínközeli képződmények típusát, illetve szemcseösszetételét jelzi (7. tábla). A képletből kapott értékek alapján, a veszélyeztetettség mértéke szerint a vizsgált terület négy kategóriába (nem, gyengén, közepesen, erősen veszélyeztetett) sorolható.

Az erodálódó területeken nemcsak a lehordás, hanem a ráhordás is gondot jelenthet. Ugyanis a lehordott üledék felhalmozódik a mélyebb térszínen, és beboríthatja a növényzetet, annak „befulladását” okozva. Gond az is, hogy az üledékekkel, különösen a talajjal együtt hordódik le annak szervesanyag tartalma, illetve mindaz, ami a művelés során a talajba került, azaz a trágya, és/vagy kemikáliák. Ez az álló vizekbe (pl. Balaton) kerülve növeli azok szerves anyag tartalmát, fokozva a tó eutrofizációját.

Kategória szám	Lejtő % (L_k)	Csapadék Bacsó-féle index (Cs_{Ei})	A felszíni képződmény szemcseösszetétele (T_{sz})
1	0 - 5	< 20	szilárd kőzet, görgeteg, kavics
2	5 - 15	20 - 30	durva homok
3	15 - 25	30 - 40	agyag, kotu, tőzeg
4		40 - 50	agyagos kőzetliszt
5	25 <	50 - 60	kőzetliszt, finom homok, kőzetlisztes homok
6		60 - 70	homokos kőzetliszt
7		70 <	sekély termőréteg

15. táblázat Az eróziót kiváltó és befolyásoló tényezők



119. ábra Magyarország erózióveszélyeztetettségi térképe

■ nem veszélyeztetett, ■ gyengén veszélyeztetett, ■ közepesen veszélyeztetett, ■ erősen veszélyeztetett

A prognózis jelentősége abban van, hogy nem az erózió tényét mutatja be, hanem prognosztizálja annak lehetőségét. Jelezve, hogy mekkora a veszély, ha a területet megbolygatjuk. Pl. levágjuk, letaroljuk a növényzetet, nem megfelelő talajművelési technológiát, vagy meliorációs eljárást alkalmazunk. A prognózis segít a megfelelő talajművelési, területhasználati módok megválasztásában is.

Hazánk mezőgazdasági területeinek körülbelül harmada laza üledékekkel fedett, talajeróziótól sújtott illetve veszélyeztetett. Ezért fontos tudni, hogy az ország mely területei igényelnek kitüntetett figyelmet, melyek a leginkább erózió-érzékenyek.

Magyarország 1:500 000-es méretarányú erózió-veszélyeztetettség térképe, melyet Farkas P. szerkesztett (119. ábra), prognózist ad a várható folyamatokról.

A térképről leolvasható, hol kell szigorú talajvédelmi előírásokat alkalmazni, de segítséget nyújt a környezet szempontjából optimális művelési ág kiválasztásához is. Megállapítható a fokozott odafigyelést igénylő területek elhelyezkedése és kiterjedése, jó alapot biztosítva a megelőzéshez és a szükséges rehabilitációhoz egyaránt.

7.12A deflációt befolyásoló földtani tényezők

A szélerózió, azaz a defláció gyakorlatilag a különböző laza üledékeken fejt ki pusztító hatását. A széleróziót befolyásoló földtani tényezők közül legjelentősebb az üledékek szemcseösszetétele, ugyanis defláció általában a finom kőzetlisztnél durvább és a közép szemű homoknál finomabb üledékeken, azaz a 0,02 és a 0,5 mm szemcseátmérő közötti tartományban fejt ki hatását. E határértékeken belül alaphelyzetben igaz, hogy minél kisebb az adott szemcsék átmérője, minél lazábban kapcsolódnak a szemcsék egymáshoz, illetve a talaj felszínéhez, a szél annál nagyobb valószínűséggel felkapja azokat. A 0,02 mm szemcseátmérőjű alsó határérték alatti finom kőzetlisztes, agyagos üledékek szemcséi már összetapadnak, ezért a szél már nem tud beléjük kapaszkodni, nem tudja őket fölkapni. A felső határérték feletti szemcséket pedig nagyságuk miatt nem tudja a szél szállítani, legfeljebb csak kisebb távolságokra görgetni. Futóhomok területeinken (Magyarországon különösen a Duna-Tisza közti hátságokon) nem ritka, hogy a homokbuckák felszínén a durvahomok „szerír” szerűen fölszaporodik a felszínen, megtévesztve a gyakorlatlan szemlélőket, akik e képződmény láttán hajlamosak kavicsra asszociálni. Hasonló üledékek egyébként a pleisztocén korábbi szakaszaiban is keletkeztek, ugyanis a kevés alföldi feltárásban több helyütt is sikerült leírni néhány milliméter (max. 10 mm) vastag, általában mésszel cementált homokkőpadokat.

Ahogy nő a talajszemcsék átmérője, úgy csökken a szemcséket összetartó erő és a szerkezet kialakulásának szerepe, ugyanakkor úgy nő a defláció veszélye is. Azokban a képződményekben, amelyekben kevés a finom (0,02 mm-nél kisebb szemcseátmérőjű) szemcsék, illetve a kolloid (agyag, humusz) mennyisége, csökken a szemcsék tapadása, és ezáltal növekszik a szél szállító hatásának a lehetősége. Ugyanakkor homokos üledékekben, ha 15 %-nál kevesebb a finom üledékek illetve kolloidok jelenléte, a szél ezeket a finom szemcséket is ki tudja fújni a képződményből, a homokszemcsékkel fölkapva és sok esetben a homoknál nagyobb távolságra elszállítva őket.

A defláció mértékét befolyásolja a talajszemcsék sűrűsége és térfogattömege is, amely az adott képződmények ásványtani összetételétől függ. Ha a felszíni képződmények szerves anyagának, a humusznak kicsi a sűrűsége, akkor a megfelelő erősségű szél a laza, szemcsés, durvább üledékekből sok szerves anyagot ki tud fújni. Ha viszont a kötött üledékek vannak a felszínen, azokra a szél gyakorlatilag nincs hatással, még akkor sem, ha az adott üledékben jelentős a homokfrakció aránya.

Abban az esetben, ha a finom szemcséket az adott üledékben lévő szerves anyag morzsákká tapasztja össze, és a képződmény kiszárad, akkor az így összetapadt morzsák úgy viselkednek, mint a homokszemcsék, azaz a szél könnyen fel tudja kapni őket, és kifújja az üledékből. A talajvíz felszín alatti mélysége ugyancsak jelentős deflációt befolyásoló földtani tényező. A nedvesség hatására ugyanis a szemcsék erősebben tapadnak egymáshoz, s így a szél nem tud beléjük kapaszkodni. Még a nedves homok is ellen tud állni a szél pusztító hatásának, mindaddig, amíg ki nem szárad. Igaz viszont, hogy a szél hatására sokkal könnyebben ki tud száradni, mint a finomabb szemcséjű üledékek.

A defláció veszélyének kitett üledékek közül a homok kapilláris vízemelése a legkisebb, így ez a tulajdonság is növeli kiszáradásuk lehetőségét. A kapilláris vízemelés mértéke a homokokban rendkívül kicsiny, így a mélyebb talajvízű területek könnyen kiszáradnak, s növényborítottság híján áldozataul eshetnek a szélnek.

Megfigyeléseink szerint a két méter fölötti talajvízmélység az, amelyik kedvezően befolyásolja az üledékek deflációval szembeni ellenállását, de homokoknál — éppen az előbb említettek miatt — ennél jóval kisebb talajvízmélységre van szükség a szélerozió elkerüléséhez. Tehát földtani tényezők alapján azokat a területeket tekintjük defláció veszélyeztetetteknek, ahol a felszínen homok található és a talajvíz két méternél mélyebben van a felszín alatt.

7.13A talajok savanyúság állapota

A talajok savanyodásáért felelős tényezőket két nagy csoportba oszthatjuk. Az első kategóriát a természeti tényezők alkotják: savanyú alapkőzet, csapadék kilúgozó hatása, gyökérlégzés, gyökérsavak, humuszsavak és egyéb szerves savak. A savanyú földtani közeg közeiteiből eleve savanyú talajok képződnek (pl. nyírségi savanyú homokok). Ha savanyú talaj természetes folyamatok eredményeként képződik, külön kell kezelni. Nem sorolható a savanyodott talajokhoz és mezőgazdasági hasznosítása esetén javítás helyett a művelési mód megváltoztatása vagy savanyúságtűrő növények termesztése javasolt. Ha viszont nem, vagy csak enyhén savanyú talaj alakult ki savanyú alapkőzeten, akkor annak a talajnak kisebb pufferkapacitása miatt nagy a savanyodással szembeni érzékenysége.

A második kategóriába az emberi tevékenység okozta savanyító tényezők tartoznak: légköri savas ülepedés, savas eső, nem megfelelő műtrágya és szerves trágya használat, természettel kivont kalcium, szennyvízzel, szennyvíziszappal és hulladékokkal a talajba jutó savanyító anyagok. A savanyító hatás szempontjából nincs lényeges különbség az istállótrágya és a műtrágya között, mivel a N hatóanyag azonos alakban (NH_3 , NH_4 , NH_2) van bennük jelen.

Az összes említett folyamat végső eredménye, hogy a talajoldatban felszaporodnak a H-ionok. A talaj azonban, pufferkapacitása révén képes késleltetni a változások bekövetkezését úgy, hogy a megjelenő H-ionokat adszorbeálja, illetve kicseréli más kationokra. Ez a folyamat viszont a potenciális savanyúság mértékét növeli, hiszen a megkötött H-ionok visszajuthatnak a talajoldatba, ha ott mennyiségük (pl. meszezés hatására) csökken. Ezért szükséges a kolloidok felületén kötött H-ionok mennyiségét is mérni, nem csak a talajoldat pH-ját. A tompító képesség függ a talajkolloidok minőségétől és mennyiségétől (elsősorban a humuszanyagok és az agyagásványok tartoznak ide), a könnyen málló szilikátásványok jelenlététől, valamint a karbonát tartalomtól és a karbonátok típusától (ha karbonátos a talaj).

A savanyodáskor a karbonátoknak kitüntetett szerepe van, ugyanis a savanyodás hatására a karbonátok oldódása indul meg először, és csak a karbonátok mennyiségének jelentős csökkenése után jut szerep a többi pufferanyagoknak. A karbonátok mennyiségének és típusának (gyorsan oldódó vagy lassan oldódó) meghatározása sok minta esetén is viszonylag gyors eredményt ad, így alkalmas nagyobb területek savanyodás-érzékenységének megállapítására. A talajban lévő karbonátok származhatnak az alapkőzetből, belekerülhetnek szállítással, illetve ide tartoznak a kis mennyiségben megtalálható, állati eredetű meszes vázak is.

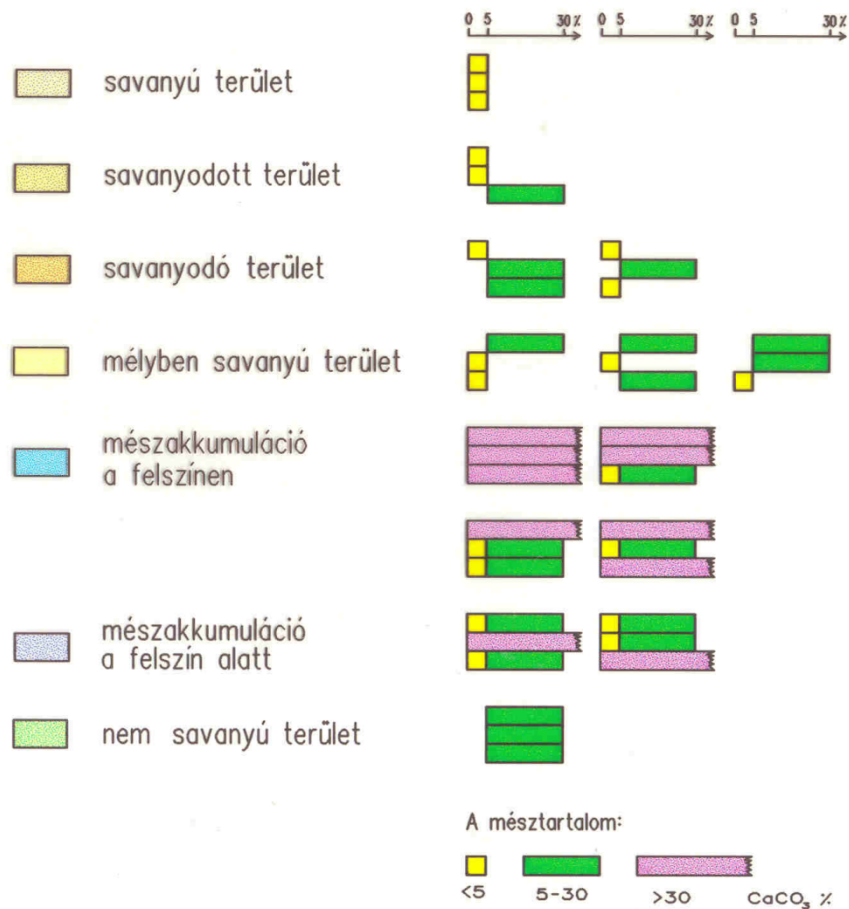
Az agyagásványok kationcserélő képességük révén fejtik ki pufferhatásukat. Ennek mértéke a kationcsere kapacitástól függ és agyagásványonként eltérő. Legnagyobb a montmorillonité, ezért jelenléte a talajban a legkedvezőbb a tompító hatás szempontjából. Sorrendben következik (a teljesség igénye nélkül) a halloysit, az illit, a klorit és a kaolinit.

A könnyen málló szilikátásványok (pl. földpát, piroxén, amfibol, olivin, biotit) jelentősége a legkisebb, mivel oldódásuk hosszú időt vesz igénybe és így protonmegkötő kapacitásuk is eléggé korlátozott.

A savanyú talajok területének jellemzése nem a geológia feladata, de a savanyú földtani közegek ábrázolása segít leválasztani az eredendően savanyú alapkőzeten képződött talajokat a később, antropogén hatásra savanyodottaktól. A két kategória, a savanyú és a savanyodott elválasztása nagyon fontos a talajvédelem szempontjából, mivel más hozzáállást igényel egy bolygatatlan és egy emberi tevékenységből adódóan megváltozott talaj kezelése.

Agrogeológiai szempontból a felszínen levő képződményeket két csoportra osztjuk. Az első csoport az ún. „kemény” kőzetek. Ezeket a klasszikus geológiai beosztás szerint osztályozzuk. Savanyodástól védettnek tekintjük az üledékes kőzetek közül a nagy karbonát tartalmú képződményeket, ezek a mészkövek, a dolomit, a meszes márgák, ill. az összes olyan homokkő, breccsa és konglomerátum, melyek mátrixa karbonátos. Savanyúnak tekintjük az összes olyan üledékes kőzeteket melyek karbonát mentesek. A magmás kőzetek közül az összes vulkáni kiömlési kőzetet karbonátmentesnek, azaz savanyúnak minősíthetjük. A mélységi magmás kőzetek túlnyomó többsége szintén karbonátmentes, ez alól kivételt képeznek a hidrotermális eredetű, sűrű teléres, karbonátos (kalcitos) telérkitöltésű kőzetek. A metamorf kőzetek besorolása az eredeti, metamorfózis előtti, metamorfózison még át nem esett kőzetek karbonát tartalmától függ. Eszerint nem érzékenyek savanyodásra az eredetileg magas karbonát tartalmú üledékes kőzetekből keletkezett metamorfitek.

A savanyodás lehetséges előfordulása
(a felszíni-felszín közeli képződmények
mész tartalma alapján)



120. ábra A savanyodás lehetséges előfordulása a felszíni-felszínközeli képződmények mész tartalma alapján

A savanyodásra érzékeny területek — geológiai szempontból — azok, amelyek nem savanyú földtani közegben képződtek és karbonát tartalmuk csak rövid ideig képes a savanyító hatások ellensúlyozására. A nagyon kevés karbonátot (5% alatt) tartalmazó képződmények nem igazán veszélyeztetettek, mivel a karbonát gyors eltűnése után további savanyodás nem következik be. A magas karbonát tartalmú (30% felett) képződmények sem veszélyeztetettek, mivel a karbonát mennyisége hosszú ideig képes tompítani a savanyító hatásokat. Azok az érzékeny területek, ahol a karbonát tartalom közepes (5 és 30% közötti) és mezőgazdasági tevékenység is folyik, mivel természetes viszonyok között a folyamatok sokkal lassabbak és egyensúlyi helyzet áll fenn. A karbonátok típusa is számít, mivel egy lassabban oldódó karbonát (dolomit), ugyanolyan százalékos arány mellett sem rendelkezik akkora pufferkapacitással, mint egy gyorsan oldódó (kalcit), a folyamatok sebessége miatt.

Azok a területek érdemelnek külön figyelmet, ahol jelenleg is változások zajlanak (savanyodó kategória). Ha a földtani közeg nem indokolja a talajsavanyodást, akkor az csak emberi beavatkozásra történhetett. A mezőgazdasági hasznosításból eredő karbonát tartalom csökkenés esetében, a termőképesség fenntartására rendszeres talajjavításra van szükség a folyamat megállításához, esetleg visszafordításához.

A talajsavanyodásnak többféle következménye lehet az eredeti talajtulajdonságok függvényében. Általánosságban elmondható, hogy ide tartozik a karbonát tartalom csökkenése, a pufferkapacitás csökkenése, a mállás fokozódása, több fontos tápelem felvehetőségének csökkenése, a toxikus nehézfémek mobilizációja, a trágyázás hatékonyságának csökkenése és a biológiai degradáció.

7.14A szikesedés földtani tényezői

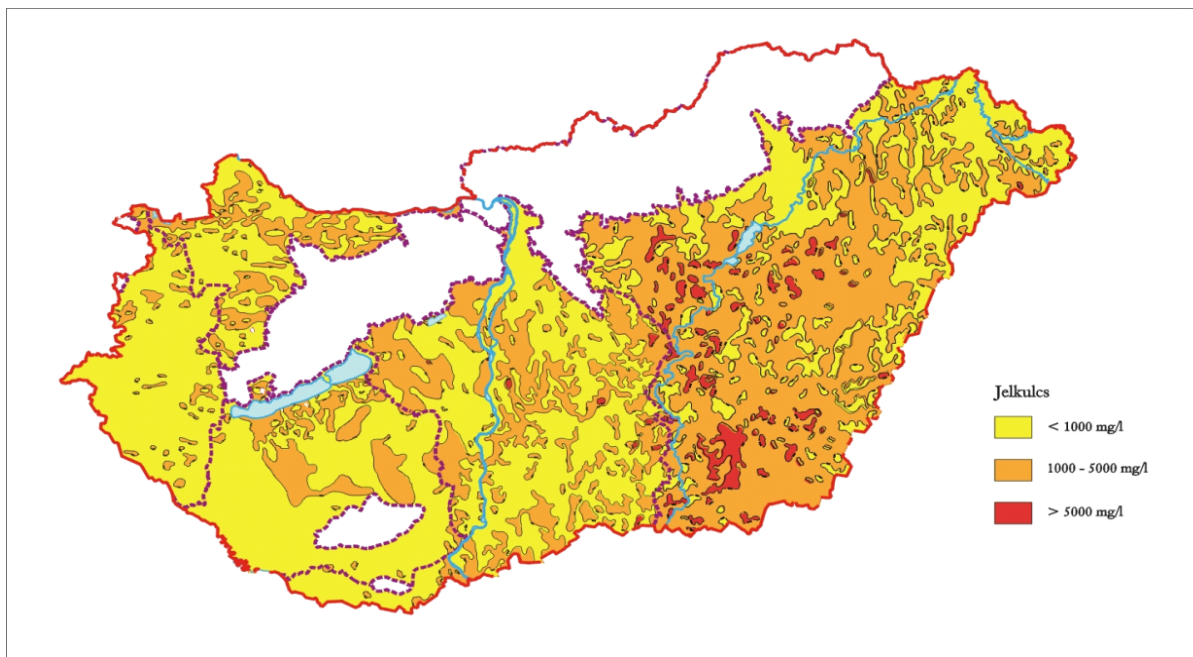
A szikesek kialakulása függ az adott terület földtani felépítésétől, valamint azoktól a földtani folyamatoktól, amelyek a területre hatnak. A szikesedést kialakító, befolyásoló földtani tényezők: a talajvíz felszín alatti mélysége, a talajvíztükör tengerszinthez viszonyított helyzete, a talajvíz kémiai típusa és összes oldott anyag tartalma, továbbá a talajvíz ingadozási zónájában és a talajvíz fölött lévő képződmények kőzetkifejlődése, szemcseösszetétele.

A nagyterjedésű összefüggő szikes területek a folyóvölgyekben, a folyóvízi üledékekkel borított mélyebb részeken található. Ugyancsak előfordulnak kisebb szikes foltok a magasabb, dombokkal, laposokkal inkább tagolt síkvidéki területeken, pl. a Duna-Tisza közti hátságon vagy az Alföld északi peremén is. Itt dombok, buckák közötti kis völgyekben alakultak ki időszakos vagy állandó vizű szikes tavak, szikes laposok. Ezeknek felszíni képződménye mindenütt különböző vastagságú finomszemű üledék, kőzetliszt vagy agyag, amelyik általában jó vízvezető homokra települt.

Terepi megfigyelések jelezték, hogy a szikesedés meghatározott talajvíz mélységhez kötődik. Azokon a területeken, ahol a szikes felszín alatt homok található, azaz ahol kicsi a képződmények kapilláris vízemelő képessége inkább a felszín közelébe emelkedő talajvíz kioldó hatása érvényesül. Itt a talajvíz felszín alatti mélysége általában 1-2 m mélység közötti. E területeken megfigyelhető volt az is, hogy ahol a talajvíz szintje jelentősen süllyedt, sziktelenedési folyamat indult el.

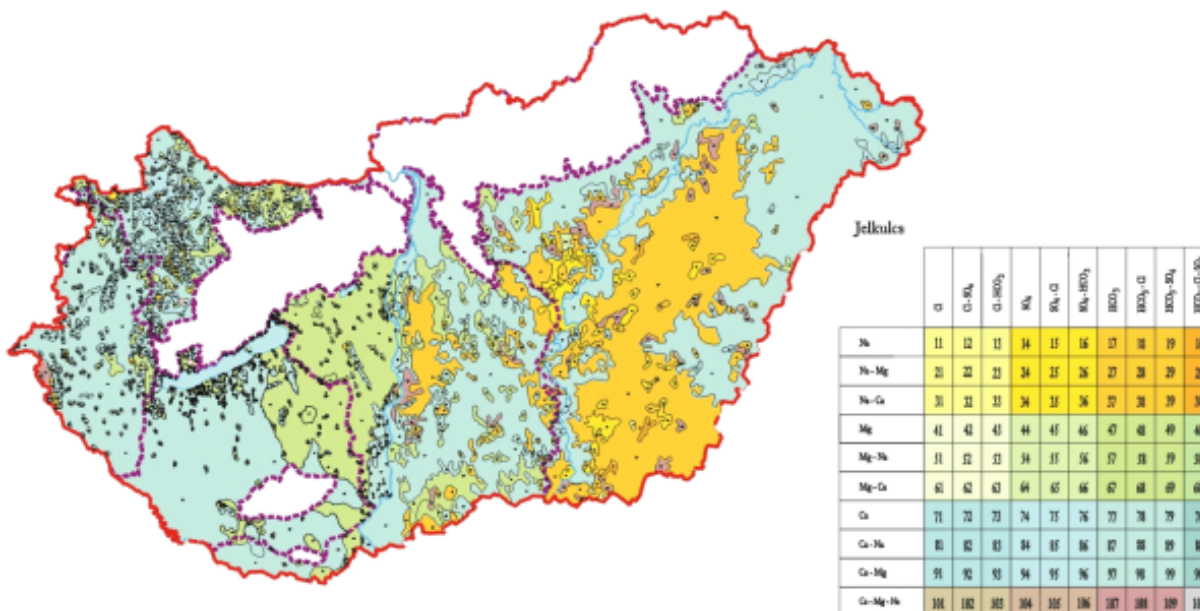
A talajvíztükör tengerszint feletti magasságának változása meghatározza a talajvíz áramlását, és kijelöli a talajvíz szivárgási irányait, amelyek egyértelműen a magasabban fekvő területek felől a laposabbak felé mutatnak., tehát a talajvíz is a magasabb területek felől szivárog a sekélyebbek (pl. folyóvölgyek, laposok) felé.

A talajvíz összes oldott anyag tartalmának alakulását figyelve az is egyértelmű, hogy a nagyobb sótartalmú vizek minden esetben az említett mélyebb részek alatt helyezkednek el (122. ábra). Itt a talajvíz összes oldott anyag tartalma gyakran eléri, sőt meg is haladja az 5 000-10 000 mg/l-t, sőt szélsőséges esetben, hosszú ideig tartó meleg, száraz időszak végén a 30 000 mg/l-t is.



121. ábra A talajvíz összes oldott anyag tartalma Magyarország sík és dombvidéki területein

Azokon a területeken, ahol a szikesedett felszín alatt kőzetliszt, ritkábban agyag található, a kapilláris vízeleléssel a mélyebben lévő talajvíz is képes viszonylag gyakran a sötét a felszín közelébe juttatni.



122. ábra A talajvíz kémiai típusai Magyarország sík és dombvidéki területein

E mélyebben fekvő területek talajvizeinek uralkodó kationja általában a nátrium. A talajvíz vagy nátrium-hidrogénkarbonátos, vagy nátrium-szulfátos, vagy nátrium-kloridos (Magyarországon ez utóbbi a ritkább). A nátriumos (szikés jellegű vizek) egyébként sokkal nagyobb területeken fordulnak elő, mint amekkora a tényleges szikések területe (123. ábra).

A ma már általánosan elfogadott hidrogeológiai modell szerint a magasabban fekvő területeken beszivárgás, míg a mélyebb területeken feláramlás van. Ez azt jelenti, hogy a mélyebben fekvő területek nemcsak oldalról, hanem alulról is folyamatos talajvíz utánpótlást kaphatnak, ami nemcsak mennyiségi, hanem minőségi utánpótlódás is, azaz e területek talajvizében folyamatos a só-felhalmozódás.

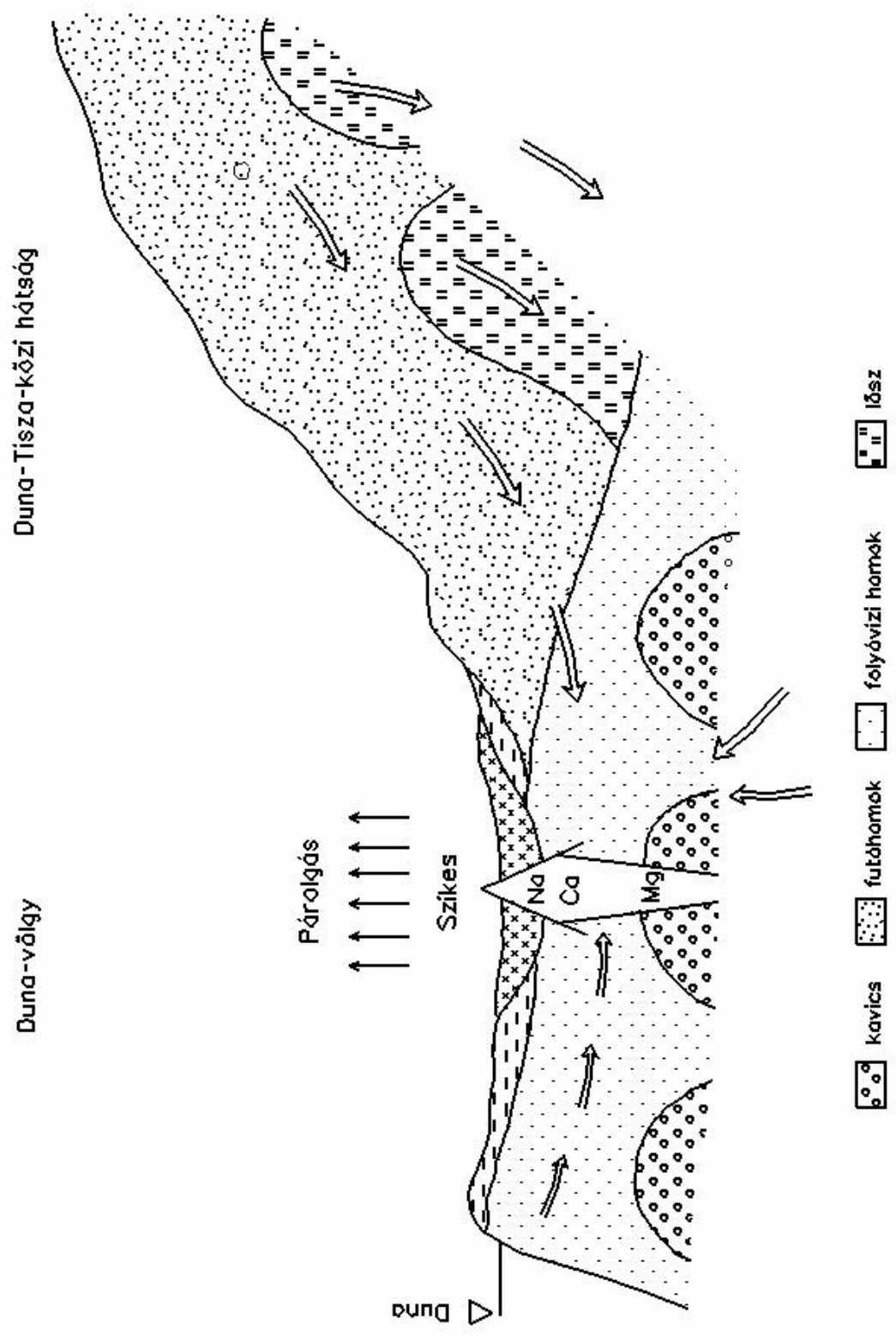
Föl kell tennünk azt a kérdést is, hogy honnan származik az a nátrium, ami felhalmozódik ezekben a vizekben. Nyilvánvaló, hogy egy része az oldalirányú áramlás következtében kerül a területre, más része viszont alulról, a mélyebben fekvő rétegekből jön, hiszen ezek a területek egyértelműen a feláramlási zónában vannak. A mélyfúrások adataiból egyértelműen megállapítható, hogy a nagyobb mélységekben jelentős a vizek nátriumion tartalma. Tehát a feláramlás következtében e területeken biztosított a folyamatos nátrium-utánpótlódás is. A nátriumot egyébként föltehetőleg a pannóniai illetve az idősebb pleisztocén üledékekből oldja ki a az üledékeken hosszabb-rövidebb ideig keresztül szivárgó víz.

A szikésedés azoknak a mélyen fekvő agyagos illetve kőzetlisztes felszínű területeken fordul elő, a különböző irányból odaáramló talajvíz összegyűlik és megreked, gyakorlatilag csapdába kerül. E csapdából a talajvíz elfolyni nem tud, mennyisége csak a párolgással csökken, ugyanakkor folyamatosan kapja a víz- és ezáltal a sóutánpótlást, minek következtében besűrűsödik, megnövekszik az összes oldott anyag tartalma. A párolgó vízből ugyanakkor kiválnak a sók. Először a magnézium, majd a kalcium és legvégül a nátrium sói, s ezek a kicsapódó sók elszikésítik a felszínt (123. ábra).

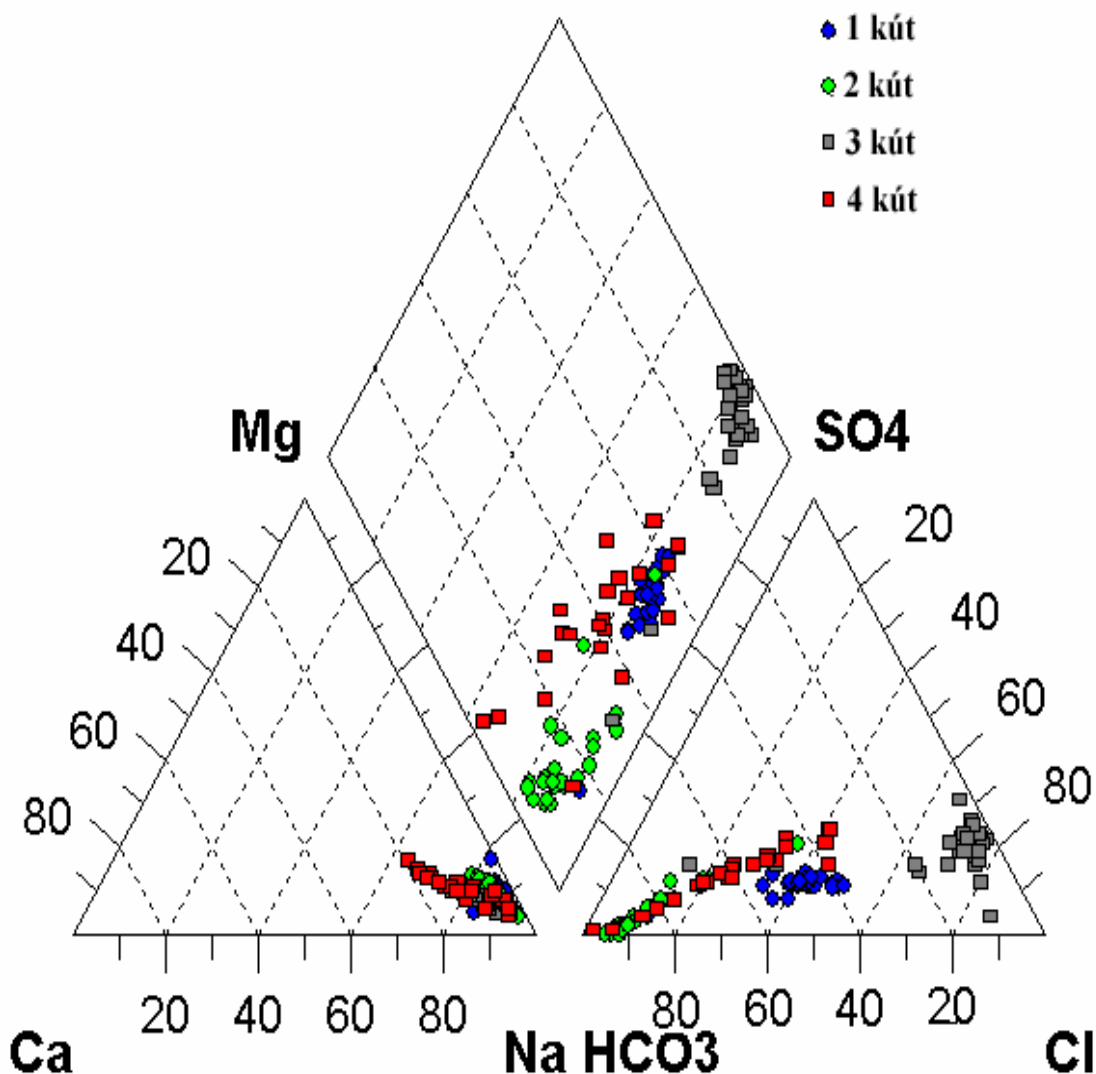
Ugyanez a folyamat egyébként lejátszódhat több méterrel a felszín alatt is, ahol a talajvíz ingadozási zónájában alakul ki szedimentológiai, kőzet-kifejlődési, vagy szerkezeti okokból egy geokémiai csapda és ki válnak a vízből a különféle nátriumsók. Folyamatos mintavételezések laboratóriumi eredményei igazolták azt is, hogy egyes extrém sós területeken nemcsak só koncentrációváltozás, hanem kémiai jellegváltozás is előfordulhat (124. ábra). Ez nagy valószínűséggel a talajvíz ingadozása következtében bekövetkező horizontális irányú változással, azaz a talajvíz áramlási irányának megváltozásával lehet összefüggésben.

Az egyértelmű, hogy a talajvíz vertikális irányú, és sok esetben a horizontális irányú mozgása is hatással van az adott terület talajfejlődésére, illetve egy adott területen belüli talaj mozaikosságának okát a talajvíz kémiai összetétele lokális különbségeiben kell keresni. A talajvízszint elhelyezkedése és a talajvíz összetétele összefüggést mutat a térszín feletti magassággal.

A szikesedés modellje a Duna-völgyben



123. ábra A szikesedés modellje



124. ábra A talajvíz jellegváltozása a Nyírólaposi-mintaterület (Hortobágy) megfigyelő kútjaiban

7.15A területek öntözhetősége

A szikesedés veszélye nemcsak természetes földtani folyamatok eredményként alakul ki, hanem elő lehet idézni nem megfelelő meliorációs tevékenységgel is. Ennek elkerüléséhez fontos információt szolgáltat a területek öntözhetőségének ismerete. Ez azt jelenti., hogy egy adott területen szabad-e öntözni, vagy sem, s ha igen, milyen feltételekkel és milyen öntözővizet használva. Az öntözhetőség megállapításakor ezért a termőtalaj védelmét tekintjük elsődleges szempontnak. A víz a növényi élet alapvető feltétele, legyen szó természetes vagy mesterséges vegetációról. A talaj nedvességtartalma nemcsak a növény vízellátását, hanem tápanyagellátását is szabályozza azáltal, hogy jelentős hatást gyakorol a növényi tápanyagok tér- és időbeni dinamizmusára (VÁRALLYAY GY. 1980). A homoktalajok fokozott aszályérzékenységének

alapvető oka a szerves és/vagy ásványi kolloidok hiánya vagy kis mennyisége (VÁRALLYAY GY. 1998). A természetes csapadék minél nagyobb hányadának megőrzése mellett az öntözés teremthet nagyobb biztonságot a mezőgazdaság számára (PÁLFAI I. 1999).

Egy terület öntözhetőségénél arra kell figyelemmel lenni, hogy jó szándékú tevékenységünkkel ne okozzunk kárt a termőtalajban, ne növeljük a szikesedés veszélyét, illetve ne idézzünk elő szikesedést. Az öntözés során kijuttatott öntözővíz hatása, hatékonysága nagymértékben függ a földtani környezettől. Nem mindegy, hogy a kívánt eredmény helyett a talaj károsodását idézzük-e elő a földtani kritériumok figyelmen kívül hagyás következtében.

Az adott terület öntözhetőségének megállapításához a földtani szempontok közül a talajvíz felszín alatti mélységét, áramlását, kémiai jellegét, a talajvíz összes oldott anyag tartalmát, a benne található nátrium mennyiségét, valamint a talajvíztükör fölötti képződmények, azaz a kapilláris zóna képződményeit vesszük figyelembe. Összevetésükből az öntözés szempontjából kritikus talajvízmélységet állapítjuk meg.

talajvíz mélység g m	<500 mg/l			500-1000 mg/l			>1000 mg/l		
	homok	kőzetliszt	agya g	homok	kőzetliszt	agya g	homok	kőzetliszt	agyag
<1	B	A	A	A	A	A	A	A	A
1-2	C	A	B	B	A	B	A	A	A
2-4	C	B	C	C	B	C	B	B	B
>4	C	C	C	C	C	C	C	C	C

A: nem öntözhető, B: feltételeesen öntözhető, C: öntözhető

16. táblázat A területek öntözhetősége földtani tényezők alapján

Kiindulásként a talajvíz felszín alatti mélységét 0,0-1,0 m, 1,0-2,0 m, 2,0-4,0 m és mélyebb, mint 4,0 m mélységközökkel, a talajvíz összes oldott anyag tartalmát 500 és az 1000 mg/l-es határral kell figyelembe venni. Ezt kell tovább finomítani a talajvíztükör fölötti képződmények szemcsenagyságának figyelembe vételével, ugyanis a szemcsék mérete és a talajban felfelé emelkedő víz magassága, valamint a képződmény együttes kapilláris vízemelő képessége között összefüggés van. Az üledékeket szemcsenagyság szerint három csoportra bontva: homok (az uralkodó szemcsenagyság 0,06 mm fölötti), kőzetliszt (az uralkodó szemcsenagyság 0,02-0,06 mm közötti), agyag (uralkodó szemcsenagyság 0,02 mm alatti; itt az agyag és finom kőzetliszt frakciót összevontuk) kell figyelembe venni (8. tábla).

A kapilláris emelkedés a kőzetlisztekben legnagyobb mértékű, és a legrövidebb ideig tartó. Az agyagokban jelentősen kisebb mértékű, lassú és folyamatos. A homokokban egy kismértékű gyors emelkedés után gyakorlatilag beáll a kapilláris vízszint.

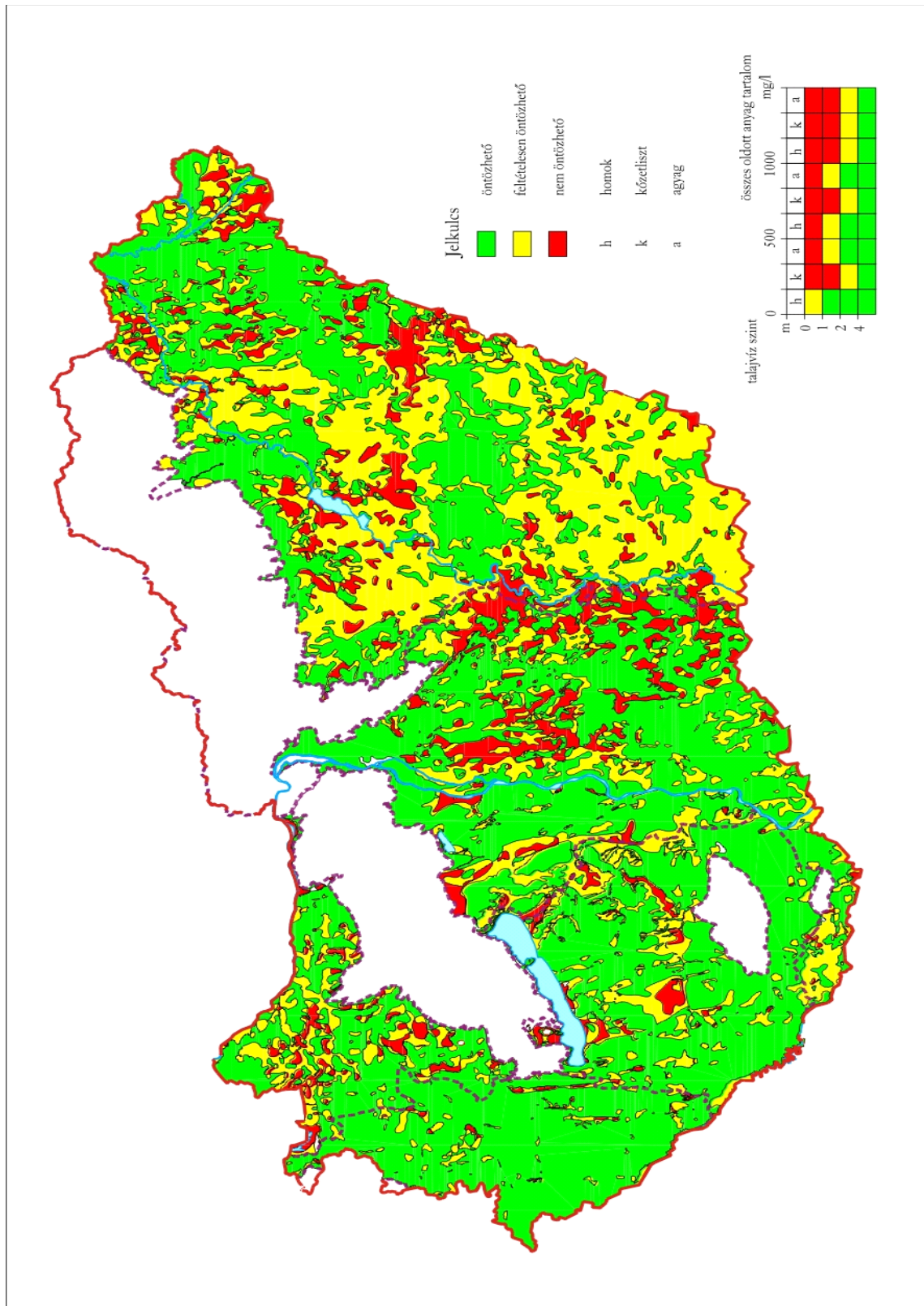
Mindezek alapján megállapítható, hogy a homokokon 1 m fölötti vízszintnél és 500 mg/l-t meg nem haladó összes oldott anyag tartalom esetén fenntartásokkal ugyan, de lehet öntözni. 1-2 m

közötti vízszintnél, 500 mg/l-nél kevesebb összes tartalom mellett, és 2-4 m közötti vízszintnél 500-1000 mg/l közötti összes oldott anyag tartalommal különösebb feltételek nélkül is megengedett az öntözés. Kőzetlisztek esetében 1-2 m közötti vízszint és 1000 mg/l-nél kevesebb összes oldott anyag tartalom esetében is tilos az öntözés. 2-4 m közötti vízszintnél 500 mg/l-nél kevesebb összes oldott anyag tartalom esetén is csak bizonyos feltételek mellett szabad öntözni. Az agyagoknál 2-4 m közötti vízmélységnél az 500-1000 mg/l közötti összes oldott anyag tartalom előfordulásakor sincs különösebb akadálya az öntözésnek (7. tábla, 125. ábra).

A gyorsabban áramló talajvíz kedvezően befolyásolja a homokos területek öntözhetőségi minőségét, ugyanis itt további javító tényezőként szerepel. 1-2 m közötti vízmélységnél 1000 mg/l fölötti összes tartalom előfordulásakor is lehet megfelelő óvatossággal öntözni, 2-4 m közötti vízszintnél pedig 1000 mg/l-t meghaladó összes oldott anyag tartalom előfordulásakor is szabad öntözni, ha a talajvíz gyorsan áramlik.

A minősítés során figyelembe kell venni még a talajvízben jelen lévő nátrium ion mennyiségét is, mert ha sok van belőle a vízben, komoly talajkárosító tényezővé válhat. 40 %-nál nagyobb arányú jelenléte már minden esetben magában hordozza a szikesedés veszélyét.

Egy 1998-as adat szerint (PÁLFAI I. 1999) az Alföldön a mezőgazdaságilag művelt területek csupán 8%-át öntözik. Ennek oka lehet a vízdíj, az öntözés meglehetősen nagy beruházási igénye és üzemeltetési költségei, valamint az esetleges káros mellékhatások (szikesedés, láposodás) (VÁRALLYAY GY. 1980), valamint a megfelelő minőségű öntözővíz hiánya (pl. túl sós talajvíz).



125. ábra Magyarország sík- és dombvidéki területeinek öntözhetősége

7.16 Hulladékokban lévő káros anyagok migrációs és szorpciós sajátosságai, reakciójuk a hulladékokat befogadó kőzetekkel

A hulladékok jellegüktől és elhelyezkedésüktől függetlenül potenciális szennyező források. Az esetleges szennyeződés hatása és intenzitása függ:

- a hulladék jellegétől és halmazállapotától,
- a hulladék elhelyezésének módjától,
- attól a földtani közegtől, amelybe az adott hulladékot elhelyezik, s amelyre az adott hulladék közvetlenül vagy közvetve hat.

A hulladékok környezetre gyakorolt hatását, a földtani közegbe jutásának esélyét és ottani viselkedésüket, mozgásukat az egyes elemek beoldódását, vándorlását, kicsapódását meghatározó folyamatok, tehát alapvetően a pH-, Eh- és koncentráció-viszonyok szabják meg. A felszínközeli folyamat együttesre általános szabályok kevéssé alkalmazhatók; azt nagyban befolyásolja az éghajlat. A lokális tényezők közül a legfontosabb az alapkőzet típusa, a talajvíz származása (összetétele) és mozgásának iránya.

A magyarországi csapadékvíz átlagos pH-ja Ny-ról (4,5) K felé nő (5,5-ig); a 3,7 alatti pH kifejezetten ritka. Mivel a szilícium kioldódása pH = 3,5 alatt kezdődik el, a felszíni mállás csak a terra rossa típusú vörösföldek kialakulásáig fejlődik, a bauxitképződésig nem jut el. Savas esőnek a pH < 5 csapadékokat szokták nevezni — mivel a talajvíz hazánk területének nagy részén neutrális, ill. lúgos kémhatású (szikesedés), ez környezetileg több helyen hasznos, mint amennyin árt.

A Kárpát-medence üledékgyűjtő jellegéből adódóan a terület nagy részét fiatal, víz- illetve szélhordta üledékek borítják. Anyaguk zöme távolról (a környező hegységekből) származik, és többszörös áthalmazással (lerakódás, talajosodás, új szállítás) jutott el jelenlegi helyére. Ennek során a különböző helyekről lepusztult, eredetileg igencsak változatos összetételű kőzetek anyaga nemcsak erőteljesen keveredett, de többszörösen ki is lúgzódott: a felszín nagy többségét borító fiatal üledékekben csak a felszíni körülmények között legstabilabb ásványok maradtak meg.

Az Alföld térképezése során szerzett tapasztalatok és a későbbi agrogeológiai megfigyelések egyértelműen azt igazolták, hogy a talajvíz az esetleges szennyeződések legfontosabb közvetítője. Ez azt jelenti, hogy a talajvízbe jutott szennyező anyagok a felszínhez közeli földtani képződményekben nem minden esetben a szennyezőforrás közvetlen környékén található, hanem a talajvíz közvetítésével nagyobb távolságra eljutva különböző csapdáknak (pl. folyóvölgyek mélyebb területei, dombok közötti laposok) megrekednek és feldúsulnak.

Ha a talaj – alapkőzet – talajvíz rendszerben a talajvíz oldalirányú áramlása magával szállítja a szennyező anyagokat is, amik megfelelő csapdába jutva feldúsulnak. Ez kárt okoz olyan területeken is, ahol az adott szennyeződés jelenlétére nem számítunk.

Az áramló talajvíz a víztározó kőzet szemcséi között, a pórusokban halad. Sebessége a tározó kőzet szemcseösszetételétől és osztályozottságától függ. Az eltemetett folyómedrek durvább

üledékeiben e mozgás sokkal gyorsabb, mint a zömmel finomszemű ártéri üledékekben. Ezekben a csatornáknak a víz a szennyező anyagot messzire elviheti, és olyan helyeken dúsíthatja fel, ahol a felszíni körülményekből nem is következethetünk jelenlétére.

Megfelelő geográfiai illetve geológiai körülmények között a gyorsan áramló talajvíz tisztíthatja is a szennyezett üledéket. Így pl. az Észak-pesti (mára megszűnt) ipartelepek alatt az ipari tevékenység leállítását követően néhány évvel már semmiféle szennyeződés nem maradt sem a talajvízben, sem a víztározó kőzetekben. A durva folyóvízi üledékben (kavics, homok) viszonylag gyorsan a Duna felé áramló víz átmosta a rétegeket, és a Dunába szállította a szennyező anyagokat.

A területi szennyeződések időbeli hatásának vizsgálata során az általánosan elfogadott hidrogeológiai modell szerint a magasabban fekvő területeken beszivárgás, míg a mélyebben fekvőkön föláramlás van. Így a magasabb térszínek talajvizének esetleges szennyeződése nem csak azt jelenti, hogy a szennyeződés oldalirányú mozgással a mélyebben fekvő területekre jut, hanem azt is hogy leszivároghat, és csak évek, évtizedek, évszázadok múlva emelkedik ismét a használt mélységekbe (pl. a szűrőzött vízáadó rétegbe). Ekkor az eredeti szennyező forrásra már következtetni sem lehet. A kérdés az, hogy a talajvízbe jutó szennyeződés mennyi idő alatt mekkora utat tesz meg, illetve mi történik vele eközben. Zavartalanul halad a közvetítő közegben, esetleg kiszűrődik valahol, hogy a szűrő képződményben halmozódjon föl, netán valamilyen földtani vagy geokémiai csapdában sűrűsödik-e be?

Külön tanulmányozást érdemelnek a különféle hulladéklerakókból a földtani közegbe jutó, jutható szennyeződések. Ha a hulladéklerakókat és egyéb szennyező forrásokat nem kellőképp szigetelik, azoknak nincs megfelelő műszaki védelme, a belőlük kimosódó szennyező anyagok közvetlenül a talajvízbe juthatnak — attól függően, hogy az milyen mélyen van a felszín alatt, milyen a fedőközet vastagsága, szemcseösszetétele, szűrőképessége, illetve rétegződése.

Kérdés, hogy a talajvizet fedő rétegbe került szennyeződések milyen képződményben, milyen földtani közegben hogyan viselkednek. Zavartalanul eljutnak-e a talajvízig, vagy fennakadnak a zárórétegeken? Valamely képződmény (pl. finom- vagy aprószemű homok) filterként működve kiszűri-e a szivárgó vizekből a szennyeződések, vagy sem? S ha igen, mi történik a „filter” kőzettel, milyen folyamatok játszódnak le benne? Mi történik akkor, ha a szűrőréteg telítődik? Reakcióba lépnek-e a szennyező anyagok a kőzetek ásványaival, beépülnek-e azokba? Ha igen, milyen folyamatok játszódnak le bennük? Mi lesz a reakció következménye?

Terepi megfigyelések igazolják, hogy a megfelelő szemcseösszetételű (általában finom- illetve aprószemű) homok megszűri a rajta átszivárgó folyadékot, s az abból kiváló anyag cementálja a homok szemcséit. Így a felszín alatt olyan vízzáró réteg alakul ki, amely már védi a mélyebb rétegeket.

Megfigyelések és vizsgálatok sorozata bizonyítja, hogy egyes szennyező anyagok — különösen a különféle szénhidrogén-származékok — beépülnek az agyagokba, megváltoztatva azok szerkezetét és tulajdonságait, pl. a vízzáró képességüket. Ez utóbbi azért is gond, mert a hatályos jogszabályok megfelelően vastag agyagréteget írnak elő a hulladéklerakó telepek műszaki védelméül.

7.17A talajok könnyen oldható tápelem tartalma

1. Makrotápelemek (N, P, K)

Az összesített adatok szerint Magyarország mezőgazdaságilag művelt talajainak makrotápelem-mérlege kb. 1970-ig negatív, 1970-től 1990-ig pozitív volt; azóta ismét negatív (azaz a különféle, betakarított terményekkel több N-t, K-ot és P-t vonnak ki a talajokból, mint amennyi a szerves trágyákkal és a különféle kemikáliákkal oda bekerül). Ezen belül természetesen óriási különbségek alakultak ki a gazdálkodás intenzifikálásának és (ettől nem függetlenül) a gazdálkodók anyagi helyzetének különbözőségei okán. Általánosságban elmondhatjuk, hogy mára az 1990 előtt, helyenként felhalmozódott NPK-többletet a mezőgazdasági kultúrák — szórványos kivételektől eltekintve — több mint felérték: talajaink többsége makrotápelemhiányos. A hiány kialakulását jelentősen elősegítette, hogy nevezett elemeket — éppen a növényi táplálkozás könnyítése érdekében — vízoldható formában juttatták a talajba (ill. talajra), így azok esetleges “fölös” mennyisége gyorsan lemosódott (FÜGEDI U. 2000).

2. Ca és Mg, Sr, S, Cl

Közép-Magyarországra (ez alatt jelen esetben durván a Dunántúli Középhegységet, a Mezőföldet és a Duna-Tisza közét értjük) általánosan jellemző a talajok erőteljes meszesedése, ami gyakorta önálló, mészzakkumulációs szintek kialakulásáig fajul. A talajszelvény felső, 60 cm-ében a savoldható CaO-koncentráció többnyire 10 %-nál is több (MgO > 1,4 %, Sr > 60 g/t). A pH ennek megfelelően viszonylag magas, a porozitás csökken. E talajok Ca-, Mg- (továbbá S-, Cl-, Sr- és részben P-) ellátottsága többnyire több mint jó; az egyéb tápelemek azonban a felsőbb szintekből kiszorulnak és a mészzakkumuláció zónája alá (néhány m mélységbe) mosódnak. Különösen szembeűnő a csökkenés az alapvetően az agyagásványokba beépülő Al, K₂O és Li illetve az ezek felületén, adszorpciósan kötött Pb, Zn, Ni és Cu esetében (FÜGEDI U. 2000). A meszesedés hatására radikálisan csökken az üledékek vízáteresztő képessége, és szabad póruster hiányában redukzív viszonyok alakulnak ki. Következésképpen a változó vegyértékű, oxidált állapotban kevésbé oldható elemek — Fe, Co (Cr) — redukált állapotban maradnak, és a lassacskán beszivárgó csapadékvízzel lemosódnak. A mangán esetében ez a folyamat azért nem figyelhető meg, mert a Mn izomorf helyettesítéssel beépül a karbonátásványok kristályrácsába. Kevésbé intenzív meszesedés mutatható még ki a Nyírség területén (CaO: 5,5–6 %, MgO 0,5–0,7 %, SrO 70–100 g/t). A többi országrészben az említett elemek mennyisége (egyes, speciális növénykultúrák — mint pl. szőlő — igényeitől eltekintve általában megfelelőnek tekinthető.

3. Fe, Co, Ni, Al, Mn

A nyugati határ mentén, viszonylag rövid szállítás után lerakódott, alpi eredetű üledékeken képződött talajokban (az Alpokaljától az Őrségig) némileg több a vas, a kobalt, a króm (ami nem számít tápelemnek), a nikkell (valamint az alumínium és a mangán) mint az ország többi részén. A változó vegyértékű elemek (kiváltképp a Fe, Co, Mn) mennyisége erősen függ az aktuális redoxviszonyoktól. Eképpen a laza, kötetlen talajokban mennyiségük akár egy-egy szelvényen belül is szignifikánsan felülmúlja a kötött, finomszemű képződményekben mért koncentrációikat.

4. Cu, Zn, Ni (a Ni az előző csoportban is szerepel)

E csoport elemei (és az ólom) talaj humuszos “A” szintjében leginkább szerves komplexekben fordulnak elő. Ebből az alapvetően redukzív környezetből lemosódva a komplexek lebomlanak, és az adott csoportba sorolt fémionok az agyagásványokhoz kötődnek. E fontos, esszenciális

mikrotápelemek mérlege még az intenzív növénytermesztés idején is alapvetően negatív volt — mára még inkább azzá vált.

5. Regionális környezeti terhelések és szennyezések

A több száz éve folyó erdélyi bányászkodás szennyező hatása következtében a Fehér és a Sebes Körös, a Berettyó, a Szamos, a Kraszna — következésképp a Felső Tisza árterén az üledékeket bizonyítottan 60 cm, feltételezhetően legalább 2–3 m mélyen erőteljes nehézfém-terhelés érte. Hasonló hatások mutathatók ki a Kassai Vasmű alatt a Hernád, Kazincbarcika alatt a Sajó és Salgótarján alatt a Zagyva völgyében. E területeken a talajokban és a felszínközeli rétegekben jóval a normális fölött van az Ag, az Au, a Cd, a Hg, az Pb, a Cu és a Zn koncentrációja.

A mátrai színesfémbányászat (pl. Gyöngyösoroszi) hatására a Mátraalja egyes részein — főleg a völgytalpakon — komolyabb As-, Cd-, Cu-, Zn-, Pb-terhelés alakult ki. Hasonló hatások mutathatók ki a Zempléni hegység nemesfém-érces körzeteiben. A budapesti agglomerációban — bizonyára a fővárosi nehézipar és talán a közlekedés hatására — főként az ólom, a kadmium és a cink mennyisége emelkedett meg. A KTM 1995-ös, a talajszennyezettségi határértékek meghatározására összeállított tervezetét alapul véve az Alföld talajainak kb. 3 %-án az As, 3 %-án a Cd, 1 %-án a Zn, 1 %-nál kisebb területen a Hg és az Pb koncentrációja meghaladja a C₂ kategóriára megszabott határértéket. E területek körülhatárolása és bevizsgálása még várat magára.

6. Jelenlegi folyamatok

A talaj és az alatta települő (egykor talajosodott, mára szerves anyagot már alig tartalmazó) rétegek között erőteljes a vertikális anyagforgalom. Ennek egyik fő eleme az ún. biogén akkumuláció, a másik pedig a lemosódás. Ha a rendszert külső hatások nem zavarják meg, e tényezők az üledék lerakódási ütemének megfelelő dinamikus egyensúlyban állnak egymással. Az egyensúlyt felborító tényezők közül a legfontosabb a földterület mezőgazdasági hasznosítása. A művelt területekről egyrészt a betakarított növényi részekkel kivonják a mozgékony mikro-és mezotápelem mennyiség jelentős részét, másrészt, ezzel párhuzamosan a különféle kemikáliákkal jelentős mennyiségben be is táplálják ezeket (a szuperfoszfáttal illetve a foszforittal például az As, Ba, Cd, Cr, Hg, Pb elemeket, rovarirtószerekkel további, meglehetősen sok arzént). E vegyszereket — jórészt a nem mindig szakszerű kihelyezés eredményeként — különféle természeti folyamatok a felhasználás tervezett helyétől jelentős távolságra is áthalmazhatják. A teljesség igénye nélkül felsorolt tényezők hatásának együttes eredményeként — miközben a magyarországi talajok nagy része tápelemhiányos, a mezőgazdaságilag hasznosított talajaink átlagát tekintve a legtöbb tápelem mérlege negatív — egyes területeken egyes elemek már a környezeti határértéket is meghaladó mennyiségben halmozódnak fel a felszínközeli rétegekben. Az ilyen típusú területek megkülönböztető ismérve, hogy e helyeken — az említett, bányászati-nehézipari szennyeződésektől eltérően — a legerőteljesebb dúsulások a talaj A szintjében figyelhetők meg, és a szennyező anyag koncentrációja a szelvényben lefelé gyorsan csökken: az egyensúly még nem állt be.

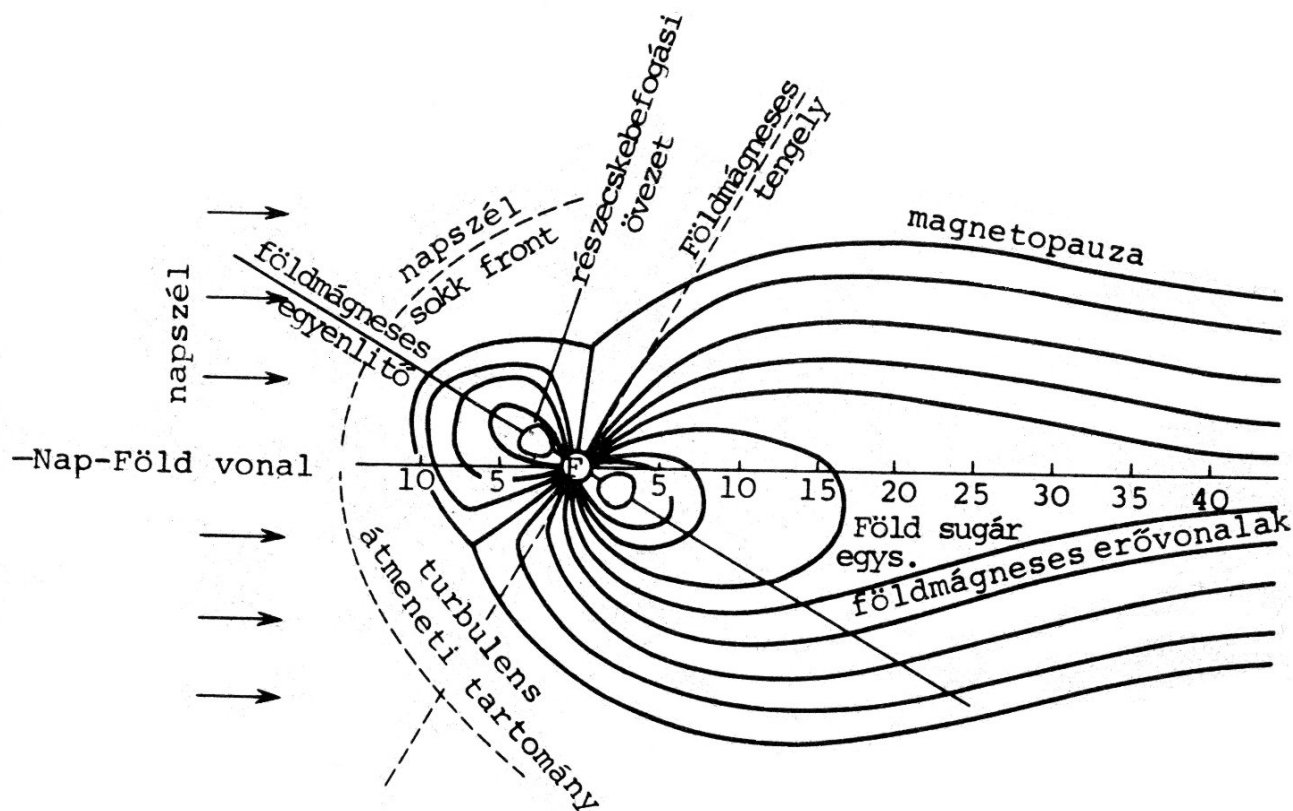
8 Légekörtani alapismeretek

8.1 A légkör (atmoszféra)

8.1.1 Fizikai erőterek

A légkört a Földet körülzáró gázkeverékek és plazmák alkotják, amelyeket a bolygó gravitációs és mágneses erőtere tart fogva, átmeneti (csak a földközeli gömbszimmetrikus) héjakba rendezve azokat a bolygóközi tér napszele és a Föld felszíne között.

A Földhöz hasonlóan szilárd kéreggel bíró, ún. kőbolygókon a légkör alsó határa egyértelmű. A felszínközeli, sűrűbb, semleges, nagyobb magasságokban pedig már ionizált gázokat a gravitációs és a forgási erőter eredőjeként adódó nehézségi erőter, a magnetoszférát a (geo)mágneses erőter rendezi és tartja meg (126. ábra).



126. ábra A földi magnetoszférának a napszél által deformált erőtere [1]

8.1.2 Gáznemű légkörkomponensek

A légkört alkotó gázkeverék pillanatnyi összetétele nyomás-hőmérséklet/magasságfüggő, azon felül, hogy az összetétel földtörténeti és történelmi léptékben egyaránt időben is módosul. E gázok relatív mennyiségük szerint fő összetevők (N_2 , O_2 , Ar, CO_2) és nyomgázok. A 17. táblázatlégkörben való tartózkodási idő szerinti csoportosítást is mutatja.

A légkör összetétele kb. 85-100 km-es magasságig állandónak tekinthető (homoszféra, turboszféra), feljebb az összetétel erősen magasságfüggő (heteroszféra). Ez utóbbit a légkör össztömegének mindössze 0,001%-a képviseli.

Kis relatív mennyiségük ellenére a légköri aeroszolok (diszperz szilárd és cseppfolyós anyagok) szerepe is fontos (átlátszóság, csapadékképződés, szóródás stb.).

A földtörténet utolsó 500 millió évében a légkör összetétele lényegében nem változott. A korai – primitív – légkör összetételéhez képest döntő változást a CO_2 és H_2 mennyiségének drasztikus csökkenése, másrészt az N_2 és az O_2 felhalmozódása jelenti (ez utóbbi a mintegy kétmilliárd évvel ezelőtt kifejlődött fotoszintetizáló növényekhez kapcsolódik).

Gáz	Koncentráció		Tartózkodási idő
	térfogat %	ppm	
<i>Állandó</i>			
nitrogén	N_2	78	10^6 év
oxigén	O_2	20,9	$5 \cdot 10^3$ év
argon	Ar	0,934	-
neon	Ne	18,18	-
hélium	He	5,24	10^7 év
<i>Változó</i>			
szén-dioxid	CO_2	350	15 év
metán	CH_4	2	4 év
hidrogén	H_2	0,5	6,5 év
ózon	O_3	$(0-5) \cdot 10^{-2}$	2 év
<i>Erősen változó</i>			
vízgőz	H_2O	40-40 000	10 nap
szén-monoxid	CO	$(1-20) \cdot 10^{-2}$	4 hónap
nitrogén-dioxid	NO_2	$(0-3) \cdot 10^{-3}$	6 nap
ammónia	NH_3	$(0-2) \cdot 10^{-2}$	7 nap
kén-dioxid	SO_2	$(0-2) \cdot 10^{-3}$	4 nap

17. táblázat A légkör gázalkotóinak megoszlása és tartózkodási ideje

A 18. táblázat az élettelen (modell) és a valóságos Föld légkörének összetételét és fizikai jellemzőit mutatja [2].

A légkör bonyolult, többkomponensű, mintegy 50 vegyületből álló rendszerét több száz, egymáshoz kapcsolódó egyensúlyi folyamat szabályozza/vezérli.

Gáz	Élet nélkül	A valóságban
CO ₂	98%	0,03%
N ₂	1,9%	78%
O ₂	nyomok	21%
Ar	0,1%	1%
felszíni hőmérséklet	290+50 C°	14 C°
össznyomás	6,0 MPa	0,1 MPa

18. táblázat A légkör összetétele, hőmérséklete és nyomása élet nélkül és a valóságban

8.2 A légkör vertikális szerkezete

A légkört vertikálisan többnyire a hőmérsékletváltozás jellege, mértéke szerint tagolják (127. ábra).

8.2.1 A troposféra

Vastagsága az Egyenlítő fölött 17-18, a sarkokon 5-8 km. A légkör tömegének 80%-a a teljes légkör térfogatának 1,5%-át elfoglaló troposzférában található. Itt zajlanak a meteorológiai folyamatok, a légmozgások turbulens jellegűek, ennél fogva a természeti és nooszferikus szennyeződések (keletkezés-terjedés-megszűnés) dinamikai színtere. A hőenergiát közvetlenül a talajból nyeri, így erős függőleges mozgások jellemzik. A földfelszín közeli – világátlagban mintegy 14°C-os – léghőmérséklet felfelé átlagosan 6,0-6,5°C-ot csökken km-enként. A hőmérsékletcsökkenés fokozatos növekedésbe fordulása jelzi a felső határát (tropopauza).

8.2.2 A sztratosféra

Felső határfelületének átlagos magassága 50 km körüli – a légkör 19 (tömeg)%-át sűríti az ösztérfogat 5,5%-ába. A hőmérséklet az ózon sugárzáselnyelő (UV-spektrum) hatása következtében kb. -50°C-ról 0°C-ra emelkedik (sztratopauza).

A hőmérsékletemelkedés miatt vertikális keveredés alig van. Gyengíti a napsugárzás erősségét a kb. 20 km-es magasságban lebegő vulkáni kén-dioxid és biogén karbonil-szulfid aeroszol réteg (Junge-féle öv).

8.2.3 A mezo- és a termoszféra

A hőmérséklet újra csökken, a negatív csúcsot (-120-90°C) jelentő mezopauzáig (85 km).

A termoszférában (más elnevezéssel: ionoszféra) a hőmérséklet gyorsan emelkedik a direkt napsugárzás elnyelődése révén (mások az 500 km feletti burokrészt hívják ionoszférának a gázok disszociált állapotára gondolva). A termoszféra (gázainak) hőmérséklete 500-1750°C közötti, a levegő rendkívüli ritkasága miatt azonban a hőtartalom nagyon kicsi.

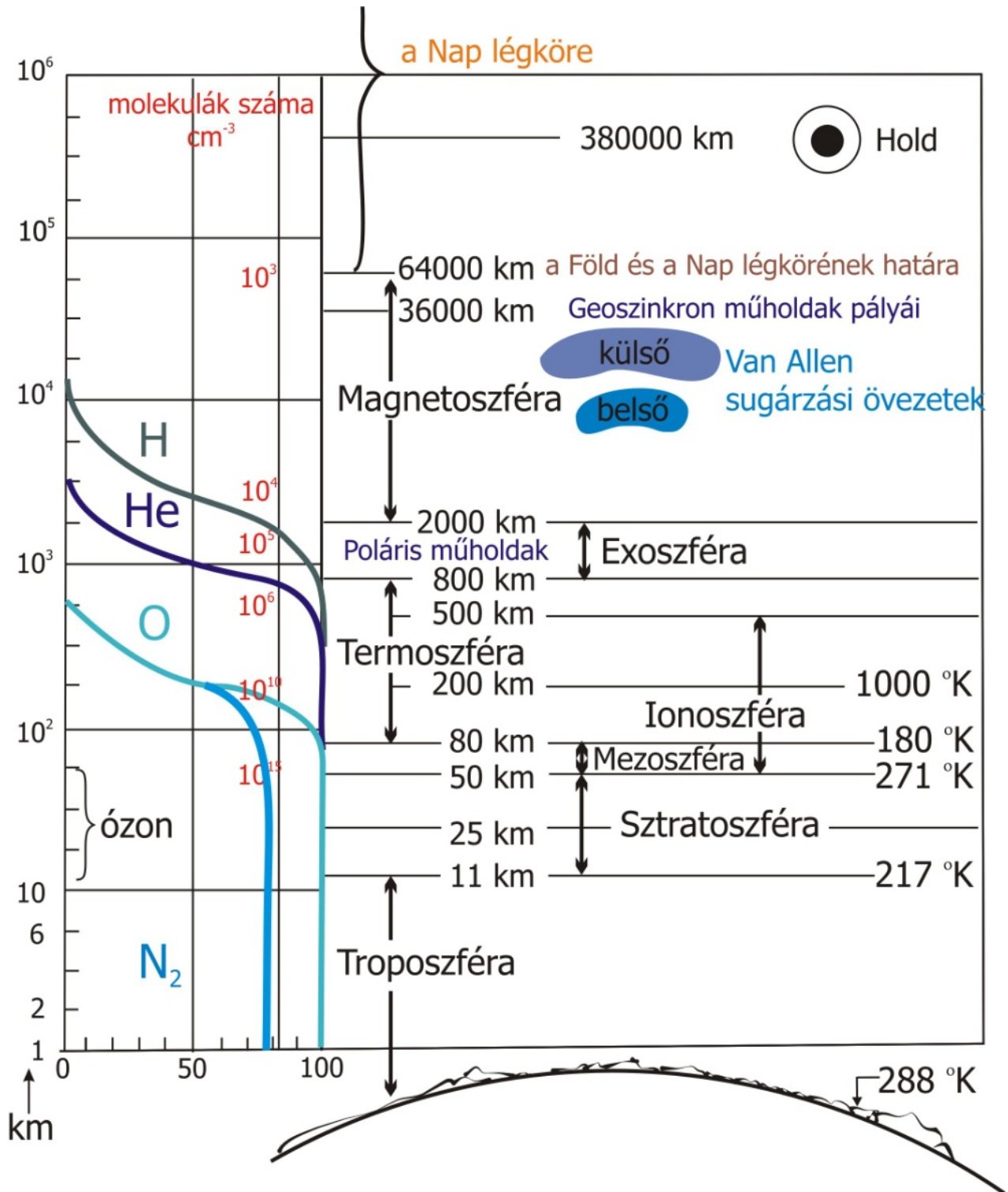
8.2.4 Exoszféra

Alsó határa régebben 500, újabban 700-1500 km körülnek vélt. Felső határa – ahol már a bolygóközi tér anyag- és energifolyamatai uralkodók – fokozatosan, pulzálva olvad bele a világűr háttér szerkezetébe (más bolygók gravitációs erőtere, mágneses tere, napsugárzás stb.), „vákuumába” (a bolygótestek és az űrvákuum sűrűsége kb. 20 nagyságrenddel tér el). A felső légkör (iono- és exoszféra) már nem gömbszimmetrikus gázburok, alakját, szerkezetét a földi és a bolygóközi tér magnetoszférájának pillanatnyi kölcsönhatása szabja meg.

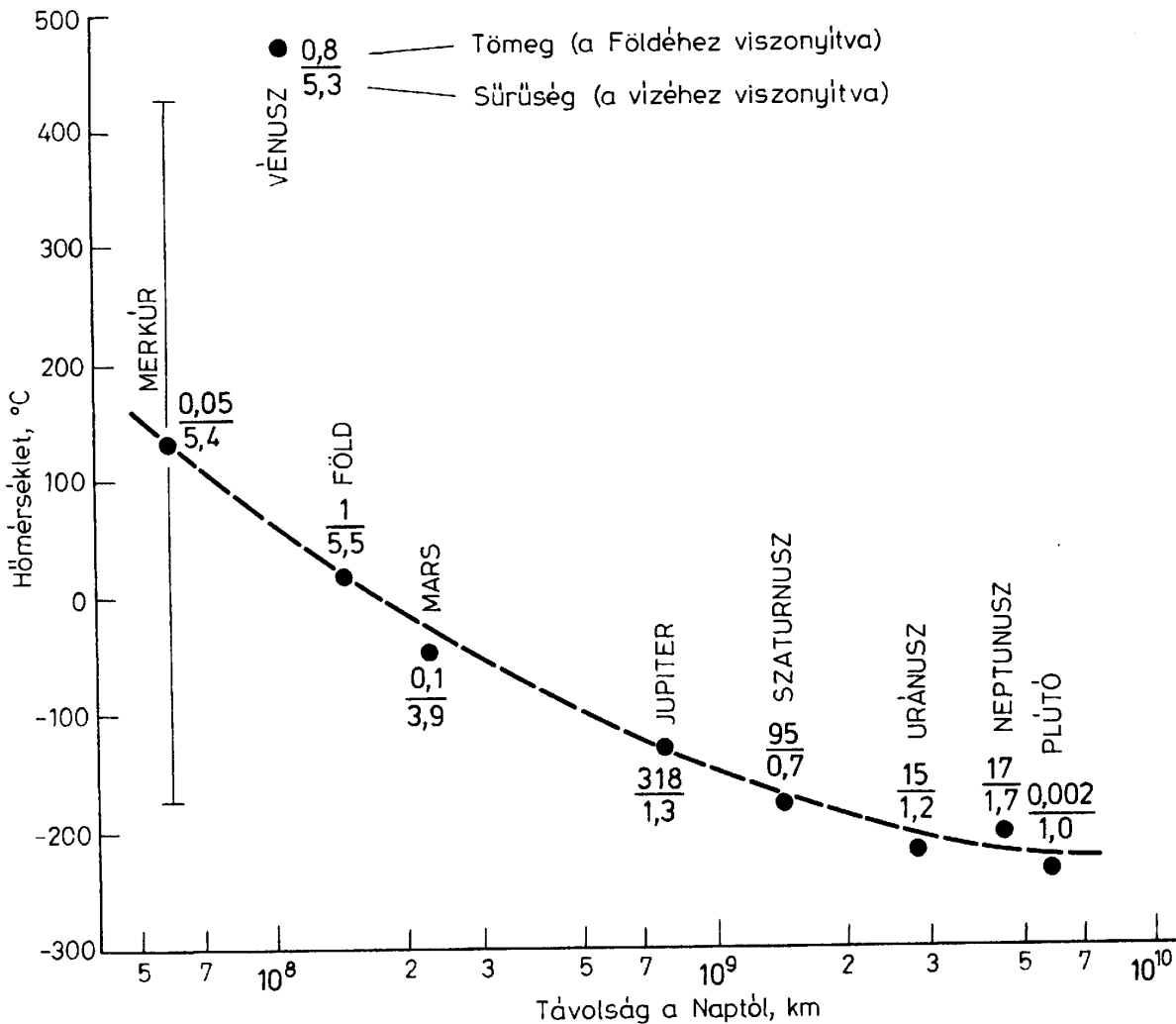
A planetáris adottságok meghatározó szerepét mutatja a 128. ábra, amely a Naprendszer bolygóinak felszíni hőmérsékletét tünteti fel a Naptól mért távolság függvényében. A bolygók keringési tartományának sugarához (mintegy 6 milliárd km) viszonyítva a Föld helyzetében bekövetkező akár csak 1%-os változás az élet feltételeit katasztrofális mértékben rontaná.

A Föld sugárzási és hőháztartási mérlegében, dinamikájában a planetáris jellemzőkön kívül fizikai/kémiai, biológiai/ökológiai és emberi hatások – rendkívül összetett kapcsolatokba fonódva – egyaránt szerepet játszanak. Mégis, a kutatások szerint a Föld légkörének középhőmérséklete az elmúlt közel 3,5 milliárd év során a +10 és +20°C fokos sávon belül maradt.

Egyelőre nincs pontos válasz a kérdésre, hogy a fenti megállapítás az emberi hatások által indukált következmények tekintetében is elfogadható-e, és vajon meddig.



127. ábra A légkör vertikális szerkezete



128. ábra Naptávolság (National Geographic 1981. július)

8.3 A légkör állapota és annak változásai – idő, időjárás, éghajlat (klíma)

8.3.1 Alapfogalmak

A légkör (atmoszféra), a vízöv (hidroszféra), a jégöv (krioszféra), a kőzetöv (litoszféra) és a bioszféra – az éghajlati rendszer öt alapkomponeense – kölcsönhatásai összetett változásokban testesülnek meg. Ezeket a légkörre vonatkoztatva a következő fogalmak fedik: Az idő a légkör (filmkockaszerű) pillanatnyi fizikai állapota, amelyet az éghajlat elemeinek az adott időpontban jellemző értékei (hőmérséklet, légnyomás, felhőzet, szél, csapadék stb.) határoznak meg. Az időjárás a (fent meghatározott) fizikai állapot változása – a téridőben időleges, egyedi.

Az éghajlat (a görög klinein – hajlani – szóból a napsugaraknak a földfelszínhez viszonyított beesési szögével összefüggésben – a klíma) egy földrajzi térség időjárású rendszere – általános, szabályszerű, viszonylag állandó. Az éghajlat határozza meg az időjárás-változások átlagát és a kilengések korlátait, szórását. Viszonylagos egyensúlyát a napsugárzás, a szél- és tengeráramlások hatásai, valamint a lokális földrajzi tényezők (a felszín jellege, domborzata, anyaga, színe, növényborítottsága stb.) együttese határozza meg.

Dinamikai rendszerként az időjárás a pillanatnyi állapot, illetőleg tranziens állapotváltozás, az éghajlat pedig a rendszernek az „aszimptotikus” viselkedési formája, mialatt „ $t \rightarrow \infty$ ”. Valójában ugyan nincs az időjárás az éghajlattól elválasztó természetes időbeli határ, az elméleti határt a kutatók 28-30 nap körül húzzák meg. A klímafaktorokat (éghajlati elemeket) a következő fejezetek tárgyalják.

8.3.2 A Nap sugárzása

A legfontosabb éghajlatformáló tényező, a (földi) élet feltétele, a földfelszín és a légkör primer energiaforrása. (A Földmag kihűlésével mindössze $0,1^\circ\text{C}$ -kal csökkenne a felszíni hőmérséklet, az éghajlati viszonyok lényegében nem változnának.) A Napból a Földre érkező energia – amely nélkül a földfelszín hőmérséklete az abszolút nulla fokot ($-273,15^\circ\text{C} = 0^\circ\text{K}$) közelítené – évente 35 m vastag, a Földet egyenletesen takaró (elképzel) jégpáncélt olvasztana meg.

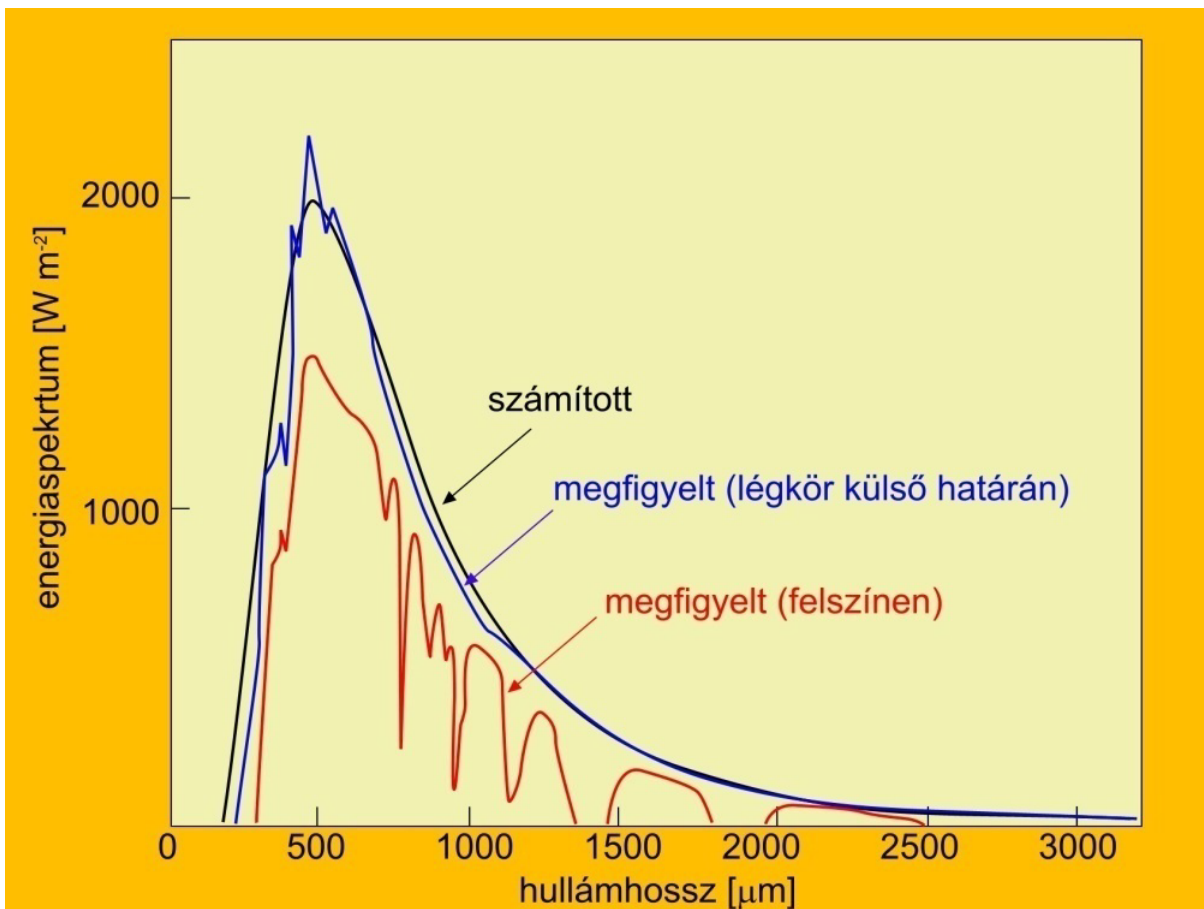
Az atmoszféra felső határára átlagosan 1370 W/m^2 energia érkezik, amelyből 342 W/m^2 jut le a földfelszínre – a bolygótest által elnyelt energiafluxus kb. 240 W/m^2 . A Nap-Föld távolság pillanatnyi értékétől függő összenergia-változás 1% körüli – az elliptikus keringési pálya következményeként.

A napsugárzási spektrumot a légkör felső és alsó határán egyaránt bemutató ábrán (129. ábra) látható a légkörben történő elnyelődés frekvencia/hullámhosszfüggősége is. Az energiamaximum $\lambda = 483 \text{ nm}$ -nél van. Az ábra az abszolút fekete test elméleti görbáját is feltünteti.

Az összenergia 4%-a az ultraibolya (UV), 56%-a fény, 40%-a a vörösön inneni (azaz infra)sugárzás. Az elektromágneses sugárzáson kívül a Nap felől még a napszélnek vagy szoláris szélnek nevezett korpuszkuláris (proton-, neutron-, α - és elektron-), valamint a napkitörések (protuberanciák) területéről kozmikus sugárzás érkezik.

A Nap felőli energiamennyiség – bár néha szoláris vagy napállandónak nevezik – számos okból változó, ezért helyesebb szoláris paraméterről beszélni.

A légkörön történő áthaladás során a napsugárzás intenzitása csökken. Az elnyelődés (abszorpció) miatt mintegy 15%, a szóródás következtében 7%, a visszaverődés (reflexió) miatt átlagosan kb. 30% „veszik el”. A maradék besugárzás (inszoláció) – direkt és diffúz – átlagértéke 43% körüli, ez a Föld felszínére ténylegesen lejutó mennyiség. A valóságos érték a kiválasztott hely számos tulajdonságától (anyaga, alakja, tájolása, hajlásszöge, színe, albedója stb.) függ, a napsugárzás időtartamán túlmenően.



129. ábra A Nap sugárzási spektruma, a légkör által szűrt, a tengerszinten mutatkozó napszínképpel

A gömbjellelű földalak és a napsugárzás egydimenziós vektorterének geometriai „áthatásából” következik, hogy az éghajlatot döntően a beesési vagy hajlásszög határozza meg, amely a felfűtés eltérő mértéke miatt kiegyenlítő mozgásokat indít el a légkörben és a hidroszférában egyaránt. A légkört a fel- és leszálló áramlások, valamint a Föld forgásából eredő Coriolis-erő gyűrűs-öves cellákba rendezik. Az eredmény az ún. (globális) klímazónák rendszere, amely az Egyenlítő síkjára szimmetrikus, nagyjából a szélességi körökkel határolható éghajlati övekből áll. A részletek az Olvasó egyéb tanulmányaiból ismertek.

8.3.3 A (lég)hőmérséklet

A levegő hőállapotát számszerűen jellemző fizikai alapmennyiség. Csaknem mindegyik, a légkörjellelmezőkkel/mozgásokkal kapcsolatos összefüggés független változója.

A hőmérséklet különbségeiből fakadó kényszerek okai és annak következményei sokfélék. Pl. a napsugárzás a vízbe 200-300 m-ig, a talajba (amelynek fajhője a vízének mindössze 20-30%-a)

pedig 1-2 m-ig hatol be. A légkört alapvetően a Föld felszíne melegíti fel, a hővezetés, konvekció, advekció és turbulens áramlás összetett folyamatai révén.

A hőmérséklet periodikus változásai közül a napi és az évi járás a domináns, de vannak aperiodikus összetevők is, hosszabb-rövidebb megfigyelési időszakban egyaránt. A meteorológiában a légkör hőmérsékletét a felszín felett 1,0-2,0 m-es magasságban mérik a megfigyelőállomásokon, helyi középidegen 1, 7, 13, 19 órakor (terminusok). Ezek számtani középértéke a napi középhőmérséklet. A havi, évi – esetleg nagyobb – időtartamra vonatkozó átlagok képzésének elve nyilvánvaló. Hazánk évi középhőmérséklete 11 °C körüli.

Az egyenlő hőmérsékleti pontokat összekötő görbék az izotermák. A (pl. sugárzási adatokból) számított és a valóságban mért hőmérséklet különbségei adott földrajzi helyen az anomáliák – az eltérés iránya szerint pozitív vagy negatív jelleggel.

8.3.4 A légnyomás

A kiválasztott felületegység fölötti légoszlop (ön)súlya. SI mértékegysége a pascal.

$$1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2 = 1 \text{ kgm/s}^2\text{m}^2$$

A meteorológiai gyakorlatban használatos még a bar.

$$1 \text{ bar} = 100\,000 \text{ Pa, valamint a millibar (mb)}$$

$$1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa} = 1 \text{ hPa (hektopascal)}$$

A különböző pontokon mért légnyomás-értékek összehasonlíthatósága érdekében redukálni kell azokat a hőmérséklet szerint (a mérőműszerekben alkalmazott mérőelemek hőtágulásától függően, többnyire 0 °C-ra), a magasság szerint (tengerszintre) és a földrajzi szélesség szerint, a nehézségi gyorsulásnak (g) a Föld lapultságából fakadó hemiszférikus változása miatt.

A légnyomás a hőmérsékletváltozás következményeként napi és évi periodikus járást (is) mutat. Az időjárás megváltozásával szabálytalan (aperiodikus) változás játszódik le.

Az egyenlő légnyomású helyeket összekötő, önmagukba visszatérő görbék az izobárok. Összességük az izobártérkép. Ha az izobártérképen kirajzolódó légnyomásképződmények belseje felé csökken a légnyomás, a foltot ciklonnak (-), ellenkező esetben anticiklonnak (+) hívják. Az egyenlő légnyomással jellemzett felületek az izobárfelületek – nyugvó (elméleti!) légkörben a tökéletes gömbnek felfogott földfelszínnel párhuzamos (gömb)héjak.

8.3.5 A szél. Irány, sebesség, szélnyomás

A levegő tetszőleges irányú mozgásai közül a vízszinteset nevezik szélnek (az esetenként jelentős függőleges összetevőre külön elnevezéssel – pl. bukószél – utalnak). A vektor iránya – megállapodás szerint – ahonnan a szél fúj. Ezt vagy a fő/mellékirányok (égtájak) vagy az északi iránnyal jobbforgással bezárt szög megnevezésével adják meg. A meteorológiai,

repülésmeteorológiai és többnyire a környezetvédelmi gyakorlatban a fokokat használják, 10 foknyi tartományokra kerekítve azokat (tehát 36 fokozatú szélirány-skálát alkalmaznak), amelyeken belül a pillanatnyi szélirány ingadozik. Ezzel az ábrázolásmóddal a szélirány gyakorisága is szemléltethető.

A szél sebességét – amely a szélmezőben mozgó levegő által időegység alatt megtett út – műszeres méréskor m/s-ban vagy km/h-ban fejezik ki, de használatosak ún. szélskálák, amelyek fokozatai a szélesebességhez, illetőleg a szél(erő) által keltett, jól megfigyelhető jelenségekhez/károkhoz rendelve (pl. a Beaufort-skála 12 fokozatú). Terjedésszámítások céljára a szélesebességet nálunk hét kategóriába sorolják (MSZ 21459/5).

A szélnyomást N/m^2 -ben (Pa) tüntetik fel (a közegellenállás összefüggéséből is adódik, hogy a szélesebességgel négyzetesen arányos mennyiség). Képlettel: P_w (szélnyomás) \rightarrow az $1 m^2$ -re jutó tolóerő (N) $= k \cdot v^2$, ahol k a levegő sűrűségétől és az alkalmazott felület méretétől, alakjától függ.

A levegőburok környezetünk legdinamikusabb öve (a mozgássebességek tartományát illetően utána a vízöv, majd a kéreg- és a kérgen belüli mozgások következnek). A légmozgások sebességtartománya két-három nagyságrendnyi (a mért maximum 370 km/h a magaslégtörési yestreamek – futóáramlások – övében), léptékük a parányi örvényfoltoktól több ezer km-es vízszintes méretű időjárási képződményekig terjed. Kisebb téridőléptékben (lokális szennyeződés \rightarrow terjedés \rightarrow hígulás) a turbulens mozgások döntőek, nagyobb léptékben a rendezett mozgások dominálnak.

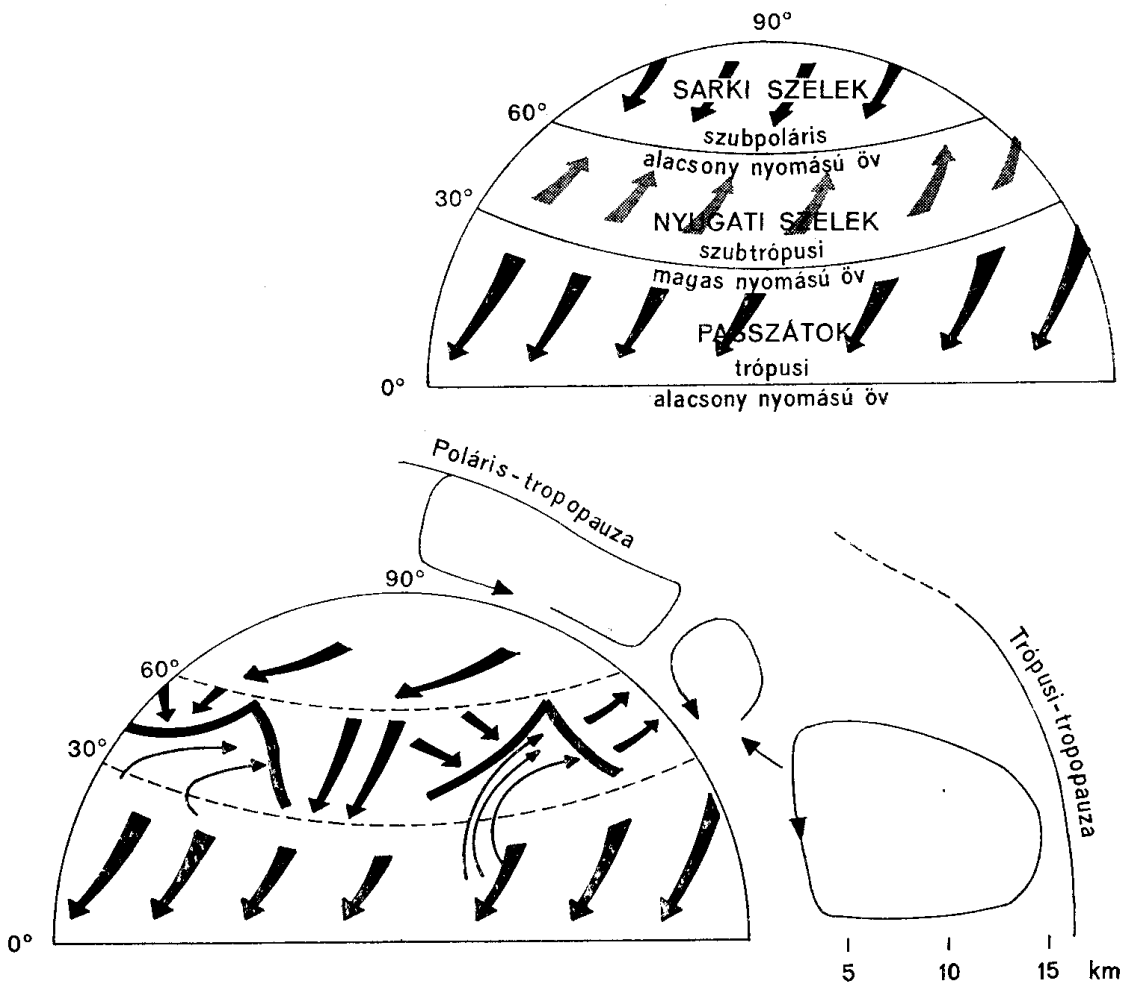
8.3.6 A légkör általános (globális) cirkulációja

Többszörösen összetett rendszer, a mozgások kiváltói a sugárzási mérleg különbségei. A három, egymásba kapcsolódó szélrendszert (passzát – nyugati szelek – sarki szelek) tekinti át az 130. ábra.

A nagy rendszereket a helyi adottságok módosíthatják – ezek egymással is kölcsönhatásba kerülnek. Néhány, helyi jellegű szélfajta (és keletkezésének oka):

- parti szél (a szárazföld és a víz egyenlőtlen felmelegedése),
- hegy-völgyi szél (a hegyoldal és a völgy különböző fokú felfűtése),
- fön (hazánkban: bakonyi szél), blizzard, mizstrál, sirokkó stb.

Keletkezési helyük szerinti elnevezéssel: a hurrikánok (Karib-tenger), a tájfunok (DK-Ázsia), a mauritius-orkánok, valamint a tornádók (mérsékelt öv), közös elnevezéssel forgóviharok a légmozgás/örvénylés maximális sebességű jelenségei. A légköri eredetű természeti katasztrófa-jelenségek sorában az első helyen állnak, az emberre és annak létesítményeire gyakorolt romboló hatásuk és/vagy annak veszélye folytán közismert fogalmak annak ellenére, hogy keletkezésük, „viselkedésük” több szempontból ma sem világos.



130. ábra A nagy földi légkörzés vázlatja Rossby (felső ábra), illetve Palmén szerint

A további klímaelemeket – a vízháztartás jellemzőit (csapadékfajták, felhők, párolgástípusok stb.), és a légkör fény- és hangtüneményeit – itt csak említjük.

8.4 Éghajlatalkító tényezők

Kozmikus és teresztikus (lokális) – azaz földi eredetű – jelenségek meghatározzák az éghajlati elemek változását, rendjét, az adott hely időjárásának szórását. Az alábbi sorrend és az egyes tényezők fontossága között – a legelső kivételével – nincs következetes kapcsolat:

- a Nap sugárzása és annak veszteségei;
- a földrajzi szélesség;
- a (Föld)felszín anyaga (→ albedo, fajhő stb.);
- az óceántól mért távolság (a víz és a szárazföld fajhőkülönbsége miatt);
- az óceánok áramlataitól mért távolság (az áramlattal mozgatott pozitív vagy negatív hőtartalom következményei folytán);

- a tengerszint feletti magasság, felszínformák (domborzat), hajlásszög, lejtési irány, növényzet (sztatikus jellegű adottságok);
- a hegyláncok légtömegmozgás-eltérítő (dinamikus) hatásai;
- az emberi tevékenység (nooszféra) által kiváltott következmények.

8.5 Magyarország éghajlatának főbb jellemzői

Hazánk az északi mérsékelt klímaövből van, éghajlata mérsékelt szárazföldi. Területe a kelet-európai szárazföldi (kontinentális), a nyugat-európai óceáni és a földközi-tengeri mediterrán éghajlat által keltett (kölsön) hatások színtere, amelyet a medence-jelleg is befolyásol. Ezért az időjárás változatos, szeszélyes. Az alábbi jellemzőket a jelenben zajló és a jövőbeni éghajlatváltozások módosíthatják.

Az évi középhőmérséklet 10 °C körüli, a januári -1,7 °C, a júliusi +20,5 °C.

Az évi átlagos csapadék 580 mm, az ország nyugati felén 600-800, keleten 500-600 mm. Jellemző a tavaszvégi-nyáreleji fő csapadékmaximum (60-110 mm/hó) és az őszi – második – csapadékmaximum (50-80 mm/hó).

A havas napok száma átlagosan 15-30, a november-márciusi időszakban. A hóval borítottság a síksági és dombvidéken 25-30 nap, 50-100 nap a középhegységeken, de hótakarómentes tél is előfordul.

A napsütéses órák átlaga 1700-2100/év. Maximumot a Duna-Tisza közén, minimumot az ország nyugati részén mutat. Leggyakoribb és legerősebb az északnyugati szél. A szélsőségek átlagos évi középértékének felső határa 3,5 m/s (közepes szélerősség). A defláció (szélerózió) elsősorban a homok és lösz borította Duna-Tisza közi, nyírségi és nyugat-somogyi területeket pusztítja.

A helyi éghajlatot (mezo- és mikroklíma) a domborzat, a talaj, a természetes növénytakaró, a mezőgazdasági termelés és az emberi tevékenység (fásítás, öntözés, légszennyezés stb.) együttes hatásai módosítják.

8.6 Az antropogén légkörszennyezés globális folyamatai

8.6.1 A légkör felmelegedése

A nagyrészt a látható fény hullámhossztartományába eső napsugárzást jól átbocsátó légkör a Földfelszín nagyobb hullámhosszú kisugárzását (hősugárzását) alig engedi át, annak kb. 90%-át elnyeli és javarészt visszasugározza a Földre. A légkörnek ez a hővisszatartó, hőtároló szerepe az üvegházhatás. A jelenség oka elsősorban a légkör vízgőz-, illetve CO₂-tartalma (üvegházgázok). Miután tény, hogy a légköri CO₂ mennyisége az emberi tevékenység következtében lényegesen (az 1880-as évek körülihez képest mintegy 25%-kal) növekedett, az általános felmelegedést – amelynek a trendje mintegy 0,3 °C/10 év – logikusnak tűnik

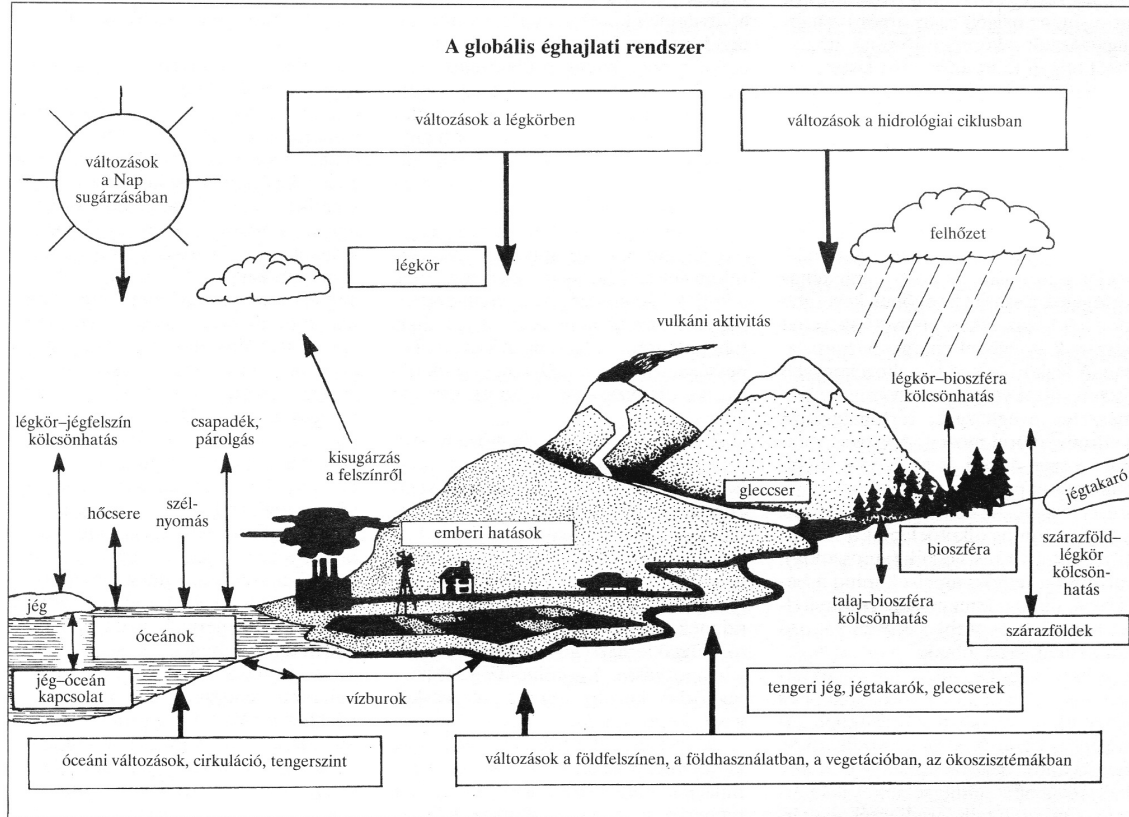
összekapcsolni az ipari CO₂ kibocsátással. Az újabb kutatások alapján azonban egyéb üvegházgázok is előtérbe kerültek.

Gáz	Megjegyzés	Hatása 1 molekula CO₂-re vetítve (szorzó)
CH ₄	rizstermesztésből állattartásból	25
N ₂ O	erdőirtás biomassza-égetés műtrágyázás	150
O ₃ (ózon)	ipari	2000
freon	ipari	10000

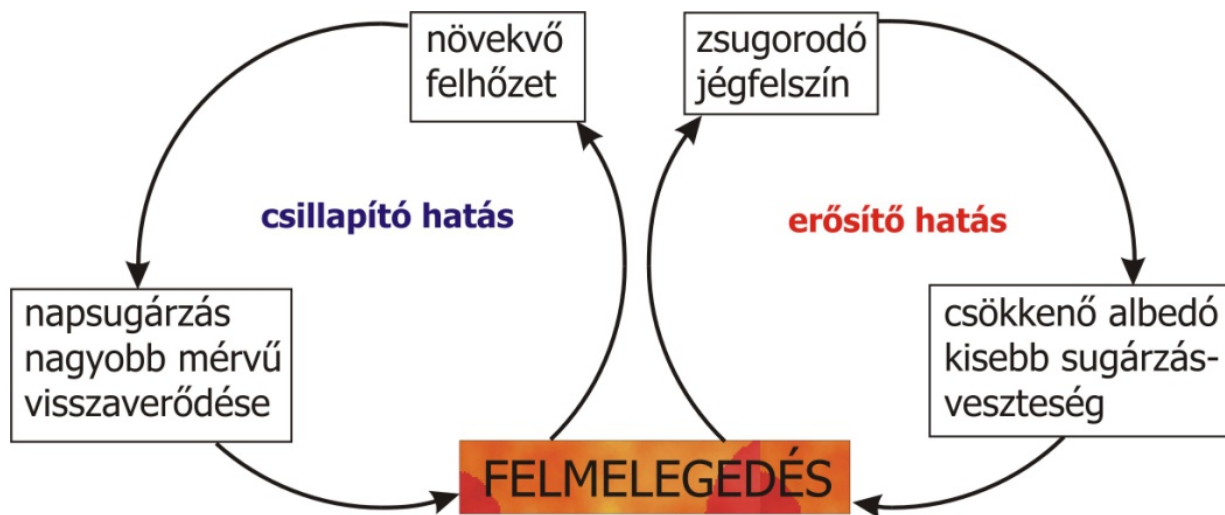
19. táblázat Az üvegház gázok hatása CO₂-ra vetítve

Csupán a 6. és a 7. ábrát áttekintve is valószínűtlen, hogy a földi éghajlatváltozások okai csupán egy-két tényező számszerű értékének változásaiban rejlenek.

Igen jelentős fölmelegedés volt tapasztalható világszerte 1975-től. Az utolsó 150 év két legforróbb esztendője volt 1987-88. A földtani bizonyítékok szerint a glaciális (jégkorszaki) hőmérsékletváltozások trendje a már említett növekedés tizede-ötvenede. Az 1400-1800 közötti „kis jégkorszak” (Little Ice Age) a légkörnek mindössze 1 °C-os (átlag)hőmérséklet-csökkenésével járt.



131. ábra A Föld-légkörrendszer összetevői és ezek kölcsönhatásai



132. ábra Példa a légkör felmelegedésekor fellépő negatív – tehát a rendszert a megbolygatott egyensúly helyreállítása irányában befolyásoló –, valamint a pozitív (önerősítő) éghajlati visszacsatolási mechanizmusokra

8.6.2 A savas esők

Okok:

A kifejezés nem új keletű – először 1872-ben (az ipari forradalom kora) használta Robert Angus Smith brit kutató. A savas eső a különböző kontakt szférák közötti kölcsönhatások következményeként a légköri nyomgázok erősen változó tartózkodási idejű komponenseihez (SO₂, H₂S, NO, NO₂ és a bázikus NH₃) kötődik. E nyomanyagok száraz és/vagy nedves kiülepedéssel kerülnek ki a légkörből. Miután kb. felerészben keletkezésük és légkörbe jutásuk is természetes eredetű, a kiülepedésük normál körülmények között – kb. 50%-ban – a légköri öntisztulás eleme. A kétféle hatás összegződik. A kén(S)- és nitrogénvegyületek (N) forrásai:

S

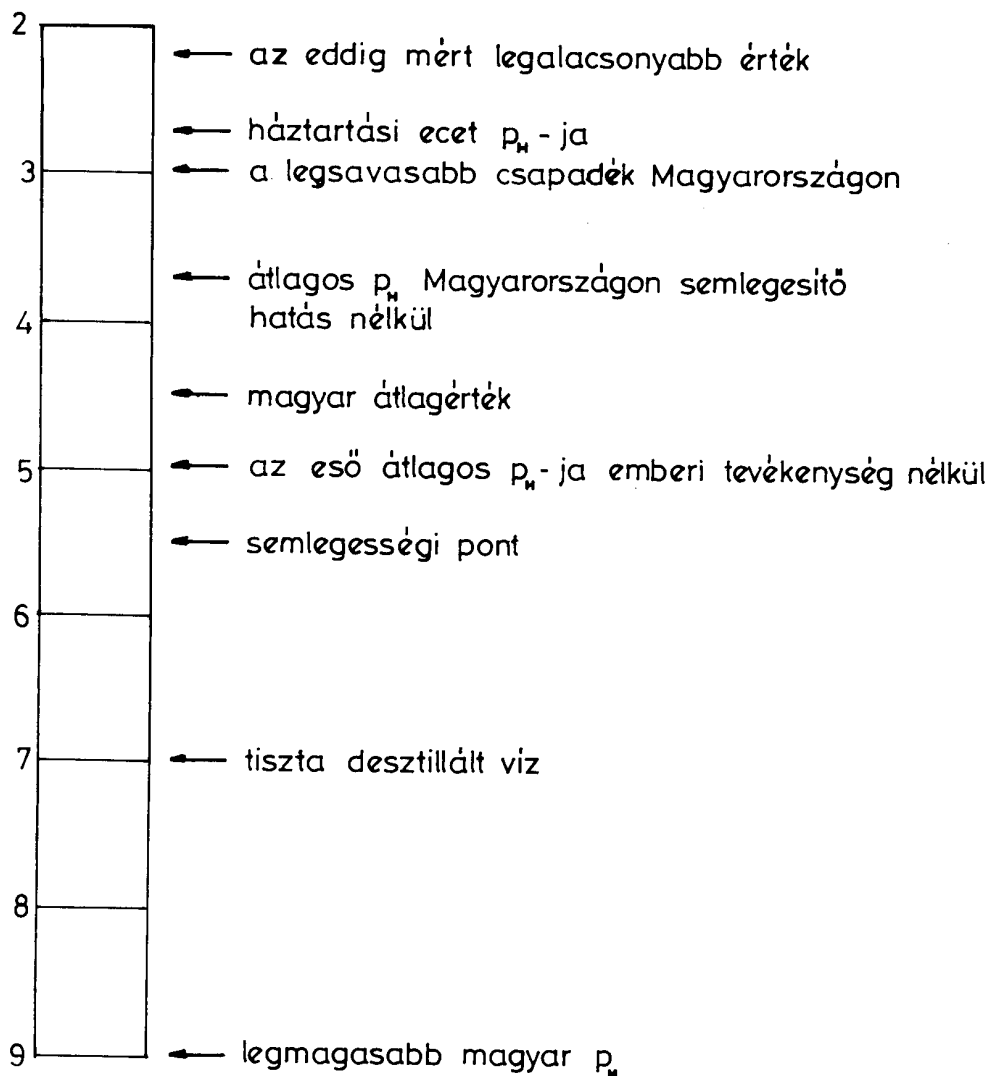
Természetes		Mesterséges	Összesen (10 ⁶ t/év)
A bioszféra bomlási folyamatai (106t/év)	30-40	Széntüzelés (70%)	
Vulkanizmus	2	Nyerskőolaj kéntartalma (0,1-2,0%)	60-70
Óceánok felszíne	50-200	Kohászat, kénsavgyártás	

N

A talajok NO _x emissziója	Tüzelőanyagok égetése
Villámlás	Belső égésű motorok
Biomassza- égetés	kipufogógázai

A globális 56·10⁶ t/év kibocsátás közel 40%-a antropogén. A bázikus NH₃ a talajból, illetőleg trágyabomlásból származik.

Egy egység pH-csökkenés tízszeres savasság-növekedésnek felel meg. A csapadék a természetes légkörben is savas. A légköri CO₂ a pH-t kb. 5,6-re, a természetes S- és N-vegyületek kb. 5-re csökkentik. Az 5 pH-nál savasabb csapadék már mesterséges szennyeződésre utal. Magyarországon az átlag 4,5 körüli, a legsavasabb érték – ez idáig – 3,0 volt (a „világcsúcs” 2,25 – 1981-ben mérték Kínában). Összehasonlításképpen: a háztartási ecet pH-ja 2,8 (133. ábra).



133. ábra A pH-skála. A csapadékvíz pH-ja kb. 7 koncentráció-nagyságrend tartományban változhat.

A savas esők hatásai:

Közvetett:

1. Az erdők és szántóföldek savasodása, amely a gyökérzetten át (is) hat. A talajstabilitás (kémiai egyensúly) felborul – csökken a növény által felvehető Ca, Mg, K. Nő a nehézfémek oldódásának lehetősége (→ mérgezés). A talajélet összeomlik – pl. hazánk kocsánytalan tölgyeinek több mint 10%-ának pusztulását a Mikorrhiza-gombák tönkretételére vezeték vissza.
2. Az édesvizek savasodása. Nálunk a vizek viszonylag magas HCO_3 -tartalmának semlegesítő hatása miatt kedvezőbb a helyzet.

Közvetlen:

1. Növénypusztulás (direkt károsodás, valamint genetikai és fajösszetétel változások).

2. Az embert érintő hatások (pl. a táplálékláncon keresztül a nehézfémek mobilizálódása folytán).
3. Fémek, építmények, műemlékek korróziója (Magyarországon a korróziós kár kb. 200 milliárd Ft/év).

A védekezés lehetőségei:

- Olajok, szenek kéntartalmának csökkentése. A kéntartalom fele így is megmarad, mindamelllett a költségek is magasak.
- Magasabb kibocsátók (kémények). A közvetlen hatások csökkennek ugyan, de a közvetettek nőnek. Távolatban elfogadhatatlan megoldás.
- Technológiai változtatások (tökéletesebb égés kénlekötéssel).
- Meszezés (pl. tavakban-folyóvízben hatástalan). Durván beavatkozik a természetbe, a nehézfémek maradnak.
- Savasodást tűrő (növény)fajok.
- Speciális védőbevonatok előállítása, alkalmazása.

Globális javulás az energiateljesítmény drasztikus csökkentésétől, új technológiák, szűrőberendezések széles körű bevezetésétől, valamint kevésbé szennyező energiaforrások teremtésétől, alkalmazásától (volna) várható. Ezek megvalósulására – legalábbis az elkövetkezendő néhány évben – alig van esély, tehát a károk növekedésére kell számítani.

8.6.3 Az ozonoszféra („ózonpajzs”) sérülése

A magaslégköri ózon (O_3) réteg szabályozza, szűri a felszínre érkező, élettanilag hatékony UV-sugárzást, ennél fogva az ózonréteg geometriai és koncentrációváltozásainak jelentőségét a bioszféra egészére vonatkoztatva nehéz volna túlbecsülni.

Az ózon természetes módon az oxigénből keletkezik fotokémiai – dinamikus egyensúlyban lévő – reakciók során. Színtelen, mérgező, vízben oldódó gáz, erősen oxidatív. A Földet 10-50 km közötti magasságban veszi körül, koncentrációmaximuma az Egyenlítő fölött kb. 25 km, a sarkok felé 15-20 km.

A kipufogógázok révén a földfelszín fölött kb. 1 km-es magasságig kimutatható mesterséges ózon is súlyos gondokat okoz – károsítja a növényzetet és magát az embert is.

A természetes eredetű, sztratoszferikus ózonhéj szokatlan mértékű anomáliáit 1977-1985 között észlelték először az Antarktisz fölött, ahol a vékonyodás 40% körüli, kiterjedése pedig kontinentális (antarktisi) méretű volt. Később ezek a számok nőttek, mára pedig az európai kontinens fölött is kisebb méretű folt alakult ki. Hazánk fölött a csökkenés mértéke – jelenleg – 10% körüli.

A megnövekedett UV-sugárzás következményei közül az ember vonatkozásában a bőrrák, a szürkehályog, valamint az immunhiány a legveszélyesebb, mint közvetlen károsodás. A sugárzás növekedését – többek között – a gabonatermés csökkenése és a vízi ökoszisztémák sérülése, egyensúlyvesztése kíséri.

A (magaslégköri) ózonhégkárok antropogén okai között az égési folyamatokból és a nitrogénműtrágyákból származó N_2O -t, valamint a hűtőszekrények hűtőközegeként használatos, nagy stabilitású inert gázokat, a halogénezett szénhidrogéneket – C(1)FC-eket – hangsúlyozzák. A $CFCl_3$ légköri tartózkodási ideje kb. 75 év, a CF_2Cl_2 vegyületé pedig kb. 100 év.

Az említett vegyületek hajtógázként való alkalmazását az USA-ban már 1978-tól megtiltották. Az ózonkárosító mesterséges anyagok csökkentésének ütemtervét számos kormány és világszervezet elfogadta. Eszerint pl. a légkör klórterhelése kb. 2000-ig kismértékben emelkedik, az 1980 előtti, problémamentes szint kialakulása – fokozatos csökkenéssel – 2060 körül várható. Hazánkban 1993. július 1-től nem gyártható freon hajtógáz szórópalack, 1993 végéig pedig a hűtőgépgyártás és a műanyagipar egészében kiküszöbölték a (telített) freonok használatát.

Az ózonpajzs változásai, pulzációja, háborgásai – úgy tűnik – részben természetes következmények. A légkör mozgása az Egyenlítő felől a sarkok felé szállítja az ózont, ezért annak maximális koncentrációja nem a keletkezési helyén alakul ki. A koncentráció időbeli ingadozása természetes okokra is visszavezethető – adott határok között. Más vélemények szerint a rendszeres ózommérések rövid időtartama, a felsőlégkör áramlásrendszerének és az egyéb természeti körülményeknek (pl. a vulkánkitörések gázai ózont bontó szerepének) a hiányos ismerete a következtetések levonásakor óvatosságra int.

E fejezet első két része alapjaiban a légkör főbb, egyetemes „természettani” vonatkozásait tekintette át. Korunkban a légkör közel 7 milliárd ember életével áll közvetlen kapcsolatban (a számtalan közvetett kapcsolaton kívül). Önmagában elgondolkodtató, hogy a harmadik gondolatkör – úgy ítéltük – az emberi tevékenységhez köthető, immár globális méretű és jelentőségű légköri állapotromlás és következményei rövid áttekintését kellett, hogy tartalmazza.

A clevelandi állatkert kijárata közelében – ahogy bizonyára a Föld számos helyén másutt is – vörösen izzó, feltűnő méretű számok mutatják végtelenített videoklip kíséretében az esőerdők fakitermelés miatti fogyatkozásának mértékét. Nem tudjuk, talán inkább hisszük csak, hogy a másodpercről másodpercre könyörtelenül csökkenő számok még elég nagyok, és nem pedig máris végzetesen kicsik. Ha a valóság a „végzetesen kicsihez” áll közelebb, a léptetés megállhat, mielőtt a számkijelző helyiértékei elfogynának.

9 Környezetföldtani állapotfelmérés (Cserny Tibor)

Egy terület környezetföldtani állapotfelmérésének célja az élettelen természeti környezet egyes elemeinek és folyamatainak feltárása. Ezt a tevékenységet akkor végezzük, ha:

- a környezetünk megváltoztatását tervezzük, és előre szeretnénk látni beavatkozásaink következményeit (alapállapot, nullállapot felvétel);
- szennyezett területen jó környezeti állapotot kívánunk kialakítani (környezeti kárfelmérés).

A környezeti állapot felmérésének alapvető követelményei „A környezet védelmének általános szabályai” című, 1995. évi LIII. törvény alapján vezethetők le. A törvény célja, az előforduló környezetvédelmi alapfogalmak és alapelvek az I. mellékletben olvashatók. A környezet védelmét érintő többi, fontosabb jogszabályok (törvények, kormányhatározatok, minisztériumi utasítások, stb.) a teljesség igénye nélkül, tájékoztató jelleggel az irodalomjegyzék után megtalálhatók.

A nullállapot felmérését legtöbbször egy szisztematikusan végrehajtott komplex térképezéssel végezzük el, melynek eredményeként térképekből álló atlasz készül, magyarázó szöveg kíséretében. A felmérés részletessége (ebből eredően a térkép méretaránya) függ a felmérés céljától, az állapotfelmérésre kijelölt terület nagyságától, földtani és morfológiai bonyolultságától, továbbá az elérendő ismeretesség fokától (VÉGH S. 1970, FODOR T-NÉ 1971, RÓNAI A. 1975, GYALOG L. 1993, JÁMBOR Á. 1998).

A környezeti kár felmérése során legtöbbször egy kialakult helyzetben, a káresemény hatásterületének nagyságától függően határozzuk meg a felméréndő terület határait, és az elvégzendő munka méretarányát.

A kétféle környezetföldtani felmérés alapvetően hasonló feladatok megoldását célozza meg, nevezetesen:

- a környezet földtani, geomorfológiai, vízföldtani viszonyainak tisztázását,
- a környezetet felépítő közeg tulajdonságainak megismerését, „in situ” és laboratóriumi vizsgálatok segítségével.
- kárfelmérés esetén a szennyező anyag milyenségének és térbeli kiterjedésének meghatározását és a szennyezés súlyosságának becslését.

A környezetállapot komplex felmérése a következő feladatok elvégzését jelenti:

- Kutatási program összeállítása
- Előkészítő munkák
- Terepmunka, helyszíni észlelések
- Mesterséges feltárások létesítése,
- Helyszíni (in situ) mérések, mintavételezés
- Laboratóriumi anyagvizsgálatok
- Térképek megszerkesztése, zárójelentés és szöveges mellékletek elkészítése
- Az állapotfelmérés lezárása, az eredmények publikálása

Egy kialakult környezeti kárfelmérések esetében, a fentiekben ismertetett feladatok általában hasonlóak, de a legtöbbször annál kevésbé komplexek, inkább célirányosan valósulnak meg. A végső cél ilyen esetben nem tudományos, módszertani újdonságok feltárása és azoknak publikálása, hanem a kármentesítés, ami további gyakorlati lépések megtételét teszi szükségessé:

- A *környezeti kárfelmérés* célja a környezetállapot megismerésén túl a szennyezések kiterjedésének és minőségi paramétereinek feltárása. A 219/2004 (VII.21.) Kormányrendelet 1/a. melléklete a szennyezett területek háttérkoncentrációinak, szennyezettségi határértékeinek definícióit adja meg, míg a 219/2004 (VII.21.) Kormányrendelet 1/b. melléklete a szennyezőanyagok jegyzékét, végül az 1/c. melléklet a felszín alatti víz állapota szempontjából érzékeny területek besorolását. A 27/2006 (II.7.) Kormányrendeletben minősíti a felszíni és felszín alatti vizek tekintetében, a mezőgazdasági eredetű nitrát-szennyezéssel szembeni érzékeny területeket. Az említett fogalom meghatározások jelen tanulmány II. melléklet, III. melléklet, IV. melléklet, és V. mellékletben tanulmányozhatók.
- Az *auditálás vagy átvilágítási folyamat* célja a környezeti kárfelmérések eredményeire alapozva megvizsgálni a kibocsátó és az okozott kár „ok-okozat” viszonyát, átvilágítani minden egyes technológiai folyamatot, és előírást adni a technológiai változtatásokra.
- Az auditálás után következő *hatástanulmány, illetve kockázatelemzés* elkészítésének célja a lezajló folyamatok ismeretében időbeni becsléseket végezni a várható hatások megismerésére (modellezni), egyúttal lehetőségeket bemutatni a jövőben várható kedvezőtlen események elkerülésére, vagy a bekövetkezett károk megszüntetésére.
- A terület szennyezett talajának, képződményeinek és vizeinek *kármentesítése* a mentesítő rendszer létesítését, annak üzemeltetését, és a monitoring rendszer fenntartását foglalja magába.
- A *kármentesítés befejezése* a mentesítő rendszer felszámolásával, területrendezéssel, és a megtisztított terület rekultivációjával fejeződik be.

A tényfeltárást követő, a szennyezett terület kármentesítését előkészítő, végrehajtó és befejező lépések részletes kifejtése egy másik fejezet témakörbe tartozik, ezért ezeket itt nem részletezzük. A témához kapcsolódó fontosabb szakirodalmi hivatkozás az irodalomjegyzékben megtalálható (ORSOVAI I. 1994, FILEP et al. 2002, GONDI et al. 2004, KOVÁCS B. 2004, KOVÁCS B., SZANYI J. 2005).

9.1 A kutatási program összeállítása

Egy nagyobb terület, tájegység környezetföldtani állapotfelmérése általában egy kutatási program összeállításával kezdődik. Ez magába foglalja a kutatás céljának megfogalmazását, a térképezendő terület lehatárolását, a munkák időütemezését, továbbá a választott kutatási módszereket, a munka térképi és szöveges produktumait, valamint a várható költségeket. A szisztematikus felvételezésnél, mely több éven át tart, és a felvételeket több szakember végzi, nagyon fontos, hogy a munka megkezdése előtt egyértelmű legyen a cél, a kivitelezés módszere és a várt eredmények minősége. A részeredmények későbbi összefésülése, továbbá a szükséges szintézisek elvégzése elkerülhetlenné teszi a munka kezdetén történő módszertani szabályok kidolgozását és annak betartását.

9.2 **Előkészítő munkák**

Bármilyen állapotfelmérés jól elkülöníthető munkafázisokra osztható, melyek sikerének alapvető záloga a munka gondos előkészítése.

Egy nagyobb, összefüggő területre eső, több évig tartó felvételezés előkészítő munkájának célja a meglévő adatok felkutatása és összegyűjtése, tematikus rendszerezése. Ennek érdekében elvégzendő fontosabb feladatok: a terület topográfiai térképeinek (Gauss, sztereo, EOVS vetületű) és légifényképeinek beszerzése, a területen korábban létesített fúrások és feltárások rétegsorainak összegyűjtése, a publikált (cikkek, tanulmánykötetek, térképek, stb.) és kéziratok irodalom (kutatási jelentések, szakvélemények, fejlesztési tervek), valamint a szórványanyagok tanulmányozása.

Ezt követi a topográfiai térképek tanulmányozása, a terület előzetes geomorfológiai elemzése, a légifényképek kiértékelése, a fúrások rétegsorainak szükség szerinti átértékelése.

9.2.1 A topográfiai térképek beszerzése

A rendszeres felvételezés rendszerint állami topográfiai alaptérképen történik. Jelenleg a hazai sztereo rendszert és az EOVS (Egységes Országos Térképrendszer) térképhálózatot alkalmazzuk, amit átszámító formulák beépítésével kiegészíthetünk, így lehetővé válik a ma már nyílttá minősített Gauss-Krüger huszonötzres térképek hasznosítása is.

Várható mindezek mellett a Nyugat-Európában és Amerikában használatos UTM vetületi rendszerben (Univerzális Transzverzális Mercator projekcióban) készített térképi anyagok elterjedése és a GPS (Global Positioning System, azaz műholdak jeleinek vételén alapuló helymeghatározás) széleskörű megjelenése.

A földtani környezetállapot felvétele a terület morfológiai és földtani felépítésének függvényében változik. A hegyvidéki területeken általában 1:25.000-es térképek készítése ajánlott, melynek földtani felvételi méretaránya 1:10.000. Síkvidéki és dombvidéki területeken a felvétel méretaránya 1:25.000-es, melyek alapján 1:50.000 vagy 1:100.000-es lapok készülnek. Az említett méretarányokban sztereo, EOVS vagy Gauss-Krüger változatok egyike beszerezhető. Célszerű egy azon állapotfelmérést azonos méretarányban és térképvetületben elvégezni. Előfordul, hogy néhány kiemelt területen részletesebb felvételre van szükség (pl. egy város térképezésénél a sűrűbben lakott belváros területén, vagy egy sérülékeny ivóvízbázis esetében a vízmű védőterületén belül), mely esetben hasonló vetületet, de nagyobb méretarányú alaptérképet használunk.

9.2.2 Az irodalom tanulmányozása

Hazánkban a földtani felmérések tekintetében nincsenek fehér foltok, azaz „szűz” területek. Bármely terület átfogó földtani felépítéséről az 1:500.000-es tematikus térképsorozatokból, az 1:200.000-es térképekből és a hozzájuk kapcsolódó magyarázókból, illetve a közelmúltban

megjelent 1:100.000-es földtani térképszelvényekből nyerhetünk hasznos információt. Ezeken kívül több tájegységi 1:100.000-es (pl. Kisalföld, Alföld) és 1:50.000-es méretarányú (pl. Balaton és környezete, Budapest) térképatlasz, továbbá tájegységi földtani térkép és magyarázó (pl. Balaton-felvidék, Velencei hegység, Bükk, Aggteleki-Rudabányai hegység) áll rendelkezésre. Az említett térképek további hasznosításánál, illetve értelmezésénél a méretarány mellett figyelemmel kell venni a felvételezés időpontját és célját.

Az irodalom tanulmányozását a legfiatalabb publikációkkal érdemes elkezdni, amelyek számos hasznos utalást tartalmaznak a korábbi feldolgozásokra.

A Magyarországon megjelenő fontosabb földtani, vízföldtani témájú évkönyvek és folyóiratok:

- MGSZ (Magyar Geológiai Szolgálat, MÁFI és MÁELGI éves jelentései)
- A MÁFI és a MÁELGI alkalmi kiadványai, évkönyvei
- Földtani Kutatás, Földtani Közlöny, Acta Geologica Hungarica
- Hidrológiai Közlöny, Hidrológiai Értesítő, Környezet és Fejlődés, stb.
- Egyetemek folyóiratai
- Földgömb, Természet Világa, National Geography magyar kiadása.

Az irodalmi tanulmányozást célszerű kiegészíteni a különböző gyűjteményekben hozzáférhető kőzetek, ősmaradványok és fúrási magok megismerésével (pl. Természettudományi Múzeum, MÁFI Országos Földtani Múzeum és magminta raktárai, egyetemi földtudományi tanszékek gyűjteményei, stb.).

A magyar földtani szakirodalmi forrásokat a következő helyeken lehet felkutatni:

- Országos Földtani Szakkönyvtár (Magyar Állami Földtani Intézet - MÁFI, 1143 Budapest, Stefánia út 14.) magyar és idegen nyelveken nyomtatásban megjelent könyvek, monográfiák, folyóiratok és szakkikkek gyűjteménye, továbbá könyvtárközi kapcsolatok rokon szakmák könyvtáraival.
- Topográfiai és nyomtatásban megjelent földtani térképek, változó méretarányban és tematikában, a MÁFI Térképtárában.
- Kéziratos földtani és geofizikai jelentések, fúrások rétegsorai és anyagvizsgálati jegyzőkönyvei: Magyar Bányászati és Földtani Hivatal – MBFH (1143 Budapest, Stefánia út 14.), Országos Földtani és Geofizikai Adattára.
- MBFH Építési Geotechnikai Adattár 1145 Budapest, Kolumbusz u. 17-23.
- Regionális jellegű földtani és geofizikai témájú kéziratos jelentések: a MBFH Területi Földtani Hivatalai (Budapest, Sopron, Veszprém, Pécs, Salgótarján, Debrecen, Szeged székhellyel).
- Korábbi környezetvédelmi tanulmányok és kapcsolódóan sok egyedi adat található a Környezetvédelmi Természetvédelmi és Vízügyi Felügyelőségeken (az országban 10 KTVF hatóságon) és a Környezetvédelmi és Vízügyi Igazgatóságokon (12 KÖVIZIG-ben, szakmai háttér intézményben), mivel gyakorlatilag minden szennyezéssel kapcsolatos kárfelvétel rajtuk keresztül zajlik (Budapest, Győr, Szombathely, Pécs, Baja, Székesfehérvár, Miskolc, Nyíregyháza, Debrecen, Szolnok, Gyula, Szeged).

9.2.3 A fúrási adatok összegyűjtése

Magyarországon a különböző célból lefűrt, változó mélységű nyersanyagkutató fúrások száma meghaladja a százazretet, s ezen kívül víztermelő, szénhidrogén termelő és talajmechanikai fúrások tízezeit fűrték le. Ezen fúrások adatait az alábbi helyeken találhatók meg:

- Magyar Bányászati és Geológiai Hivatal (MBFH), Országos Földtani és Geofizikai Adattára
- MBFH Területi Földtani Hivatalai (Budapest, Sopron, Veszprém, Pécs, Salgótarján, Debrecen, Szeged székhellyel)
- MBFH Építési Geotechnikai Adattár
- „VITUKI” Környezetvédelmi és Vízgazdálkodási Kutató Intézet Közhasznú Társaság (VITUKI Kht.), 1095 Budapest, Kvassay Jenő út 1.

A környezetföldtani felmérést végző szakember feladata a területre eső fúrások rétegsorainak, földtani, vízföldtani adatainak összegyűjtése, azoknak szükség szerinti átértékelése a legújabb ismeretek szerint, majd azoknak adatbázisba rendezése. Ez segíti a későbbi kiértékelések során a szükséges információ gyors lekeresését, elérését. Javasolt a fúrási adatok és a térképek jelkulcsait egymással konformmá tenni, és alkalmazni az Egységes Országos Földtani Térképrendszer (EOFT) jelkulcsát (GYALOG L. (szerk.) 1996).

9.2.4 A légifényképek beszerzése és kiértékelése

A terepi munka megkezdése előtt célszerű előzetesen elvégezni a területről beszerezhető légifényképek kiértékelését a rendelkezésre álló korábbi földtani adatok és térképek felhasználásával. Ez meggyorsítja a későbbi terepmunkát és elősegíti a problémamegoldást, de nem helyettesíti a részletes terepbejárást (Síkhegyi et al. 2001).

Az előzetes fotógeológiai térkép méretaránya a későbbi állapotfelvételével egyező, a hegyvidéki gyakorlatban 1:10.000-es, a síkvidéki területeken 1:25.000 – 1:50.000.

Hazai fedettségi viszonyok mellett az előzetes fotógeológiai kiértékelés az alábbi eredményeket adhatja:

- A területen előforduló természetes feltárások 40-70%-ának lehatárolását, illetve felismerését a fedettség függvényében. Ennek megfelelően a feltárások lehetnek: szálkibúvások (erős, határozott, világos tónusú), törmelékes kibúvások (kevésbé éles szín- és tónuskülönbségű) és feltételezett kibúvások.
- A különböző szállítottsági fokú és típusú negyedidőszaki törmelékes üledékek elkülönítése morfológiai jellegek és tónusárnyalatok figyelembevételével. A tónusárnyalatok megfeleltetését később a terepen feltétlenül ellenőrizni kell.
- Az anomális, ismeretlen eredetű jelenségek, érthetetlen területek vagy elemek bejelölése. Ez a problémakijelölés a terepi bejárású útvonal optimális megtervezését és a terepen töltött idő ideális kihasználását teszi lehetővé.

Az előkészítés írásos és térképi termékeinek összefoglalása, ami egy előzetes adatfeldolgozásnak és értékelésnek is tekinthető, egy előzetes állapotterkép és egy problémavázlat elkészítését, valamint egy előzetes irodalomjegyzék összeállítását eredményezi.

9.3 A terület előzetes bejárása, valamint a feltérési és vizsgálati terv elkészítése

A terület rendszeres felvételének megkezdése előtt előzetes terepbejárást kell végezni. Ennek a célja a domborzati viszonyok, az úthálózat és területhasználat tanulmányozása. Tisztázni kell, hogy a térképezendő területen hol van katonai, természetvédelmi, ipari, mezőgazdasági, esetleg közigazgatási célból zárt terület, ahová bejárás, fúrásfelépítési engedély beszerzése szükséges. A mezőgazdasági területek ismeretében meg kell tervezni a területi bejárás időbeli ütemezését: szántókat az őszi növényzetnélküli időszakban, az erdőket és szőlőket tavasszal célszerű térképezni. Vízföldtani szempontból lehetőleg a két egymással ellentétes hidrológiai helyzetben, azaz tavasszal a hóolvadások után és őszején, a száraz periódusok után érdemes a felméréseket elvégezni.

A terület előzetes bejárását követően feltérési és vizsgálati terv készül. A terület állapotának minél alaposabb megismerése a mindenkor térképező felelőssége, tehát az ő feladatát képezi a feltérési és vizsgálati terv optimális elkészítése. A tervben rögzíteni kell a szükségesnek vélt feltérési sűrűséget, ami a felvétel méretarányának, a morfológia és a földtani felépítés bonyolultságának függvénye. Meg kell tervezni a részletes terepbejárás útvonaltervét, ki kell jelölni a problematikus területeket, meg kell fogalmazni a tisztázatlan kérdéseket. Ahol a természetes feltérési sűrűsége a méretaránynak megfelelő mértéket nem éri el, ott fúrások és mesterséges felszíni feltérési (pl. árkok) létesítését, vagy geofizikai méréseket kell terveznie. A területen megismert kőzetek és üledékek tulajdonságainak megismerése céljából a természetes és mesterséges feltérési munkákban „in situ” vizsgálatokat, illetve mintavételeket és laboratóriumi anyagvizsgálatokat elvégzését is be kell ütemezni.

Tájékoztató jelleggel, egy 1:10.000-es méretarányú felvételkészítő munka során, a természetes és mesterséges feltérési munkák száma 1 km²-en egyhangú földtani felépítésű területen 5-40, változatos felépítésű területen 10-70. A Magyar Állami Földtani Intézetben szerzett tapasztalatok alapján (Fodor T-né 1971, Radócz Gy. 1981, Jámor Á. 1978) a megkívánt feltérési sűrűség az egyes munkafajták között:

- Észlelési pontok száma (észlelés, feltérési, fúrás, irodalomból vagy dokumentációból): 15-30 / km²
- Fúrások száma: 2-3/ km²
- Fúrási folyóméter: 40 – 50/ km²
- mesterséges feltérési munkák száma: 2-3/ km²
- észlelési pontok egymástól való távolsága: <200 m, max. 400 m

A természeti adottságok függvényében a szélső értékek között az állapotfelvétel kivitelezőjének kell eldöntenie a feltérési kritériumát. A mesterséges feltérési munkákat egyszerű morfológiai és földtani felépítés esetén hálózatosan kell telepíteni, változatos területen a földtani adottságoknak megfelelően. Az új feltérési munkákat részben a korábbi adatok hitelesítésére, másrészt a terület földtani és vízföldtani viszonyainak alapos felderítése érdekében kell telepíteni.

A feltérési sűrűség megtervezését követően a helyszíni (in situ) méréseket és az anyagvizsgálatokat is tervezni kell. Az in situ mérések fajtáinak és mennyiségének

kiválasztásánál, illetve a laboratóriumi vizsgálatok módszereinek és mintaszámának meghatározásánál törekedni kell a kitűzött feladat minőségi megoldásának és a rendelkezésre álló anyagi forrásoknak az optimalizálására.

9.4 A terület részletes állapotfelmérése, térképezése

A részletes terepmunka az állapotfelvétel legfáradtságosabb, de a legtöbb adatot és ötletet adó tevékenysége. Ennek első fázisa a részletes terepbejárás, melynek kivitelezése a felvételezés méretarányától, a földtani viszonyok bonyolultságától és a terület jellegétől függ, azaz hogy a felvételre hegyvidéki, vagy sík- és dombvidéki területen kerül sor.

9.4.1 Felvétel hegyvidéki terepen

A terepi felvételezőt elsősorban a feltárások, azaz a felszín sebhelyei (útbevágások, sziklák, vízmosások, kőfejtők) érdeklik. A megfigyeléseinek elsődleges célja a feltártsági viszonyok rögzítése „szálkőzet – törmelék – és talajtakaróval fedett” bontásban. További fontos feladat a képződmények egymástól való elkülönítése, a képződmények határának a térképen történő helyszíni rögzítése. Követelmény, hogy a szálkőzet feltárásban rögzített képződményhatárokat terepi követéssel nyomozza, továbbá azt a térképen és a jegyzőkönyvben rögzítse. A képződmények elkülönítésének részletességi fokát és a térképi foltok méretét a rajztechnikai adottságok befolyásolják. Pl. 1:10.000 méretarány esetén a térképezhető képződmény minimális vastagsága 1 m, az ábrázolási lehetőség 20 m, az ábrázolási pontosság 10 m.

A terepi munka során a terepi jegyzőkönyvben minden esetben rögzítenie kell a természetes és mesterséges feltárásokat:

- nevét, jelét, (ezeknek a térképen és a jegyzőkönyvben meg kell egyezniük), helyét (pl. GPS segítségével meghatározott X, Y koordinátákkal, a térképlapra történő közvetlen bejelöléssel, stb.),
- a megfigyelés időpontját, és a megfigyelő nevét,
- a feltárás és közvetlen környezetének geomorfológiai és talajtani, hidrológiai és hidrogeológiai, illetve egyéb (pl. növénytani) adottságait:
 - geomorfológiai és talajtani észlelések: talaj – anyakőzet viszony, eróziós (laterális és lineáris) viszonyok, terepi lejtő viszonyok (lejtőkategória, lejtőkitettség, lejtőállapot), a lejtő menti anyagmozgások (formái, a kiváltó ok, méret, állapot), a helyi erózióbázis adatai, a lepusztuló és akkumulációs területek formakincse, stb.
 - a feltárásokban és közvetlen környezetében végzett hidrológiai és hidrogeológiai észlelések: a feltárásban észlelt képződmények vízföldtani minősítése (víztartó, félig áteresztő, vízrekesztő), a képződmények víztározó képessége (jó, közepes, gyenge vízadó), források megléte (helye, kiépítésének módja, jellege, stb.), a víz észlelt tulajdonságai (hőfoka, pH-ja, fajlagos vezetőképessége, becsült hozama)
 - a növényvilág megismerése hasznos segítséget adhat a talajvíz helyzetéről és állapotáról. Pl:
 - fedőnád - a felszín közeli szivárgó víz, lejtős területeken csúszás veszély, bevágásban vízhozzáfolyás;

- ligeterdő (nyár, fűz, ligeti szőlő) - oxigénben gazdag vízfolyás, eleven víz;
 - láperdő (kőris, éger, tőzegráfrány) - lefolyástalan, pangó víz;
 - széleslevelű gyékény: korlátozott vízkészlet, rendszerint agresszív víz;
 - széleslevelű gyapjúsás, óriás zsurló: szivárgó rétegforrás;
 - sás: tőzegesedési folyamat; sziki mézpzásit: magas sótartalmú talajvíz;
 - csalánfélék: nitrogénben gazdag, erősen fagyveszélyes talaj
- a feltárás jellegét (pl. útbevágás, vízmosás, bányaudvar), méretét és minőségét (pl. szálaban álló, helyszíni vagy elszállított törmelék),
 - a feltárásban megtalálható képződmények földtani jellemzését (kőzetnév, szín, rétegzettség, repedezettség, utólagos elváltozások, stb.), települési jellegeit, keletkezési körülményét, és korát,
 - A feltárásban észlelt képződmények fontosabb szerkezetföldtani viszonyát (a rétegek dőlését), továbbá a tektonikai elemeket (pl. vetők, redők, ezek méretei)
 - A feltárásból gyűjtött minták jelét, sorszámát, a feltárásból származó pontos helyét.
 - A feltárásról és közvetlen környezetéről lehetőség szerint fénykép-dokumentációt (esetleg rajzot) kell készíteni

Hegyvidéki terepen kiemelt jelentőségű a geomorfológiai észlelések elvégzése. Különös figyelmet érdemel a lejtőállapot, a lejtőkitettségek, az eróziós és akkumulációs területek rögzítése, a növényzettel borítottság és a vízenyős részek feltárása. Mindezek közvetetten utalnak a területen kialakult, vagy potenciálisan kialakuló exogén folyamatokra (pl. omlás, csúszás, talajhámolás, roszakadás, erózió, stb.).

A hegyvidékek vízföldtani viszonyait források és kisvízfolyások feltérképezésével, illetve vizsgálatával tudjuk leggyakrabban feltárni. Fontos lehet az ásott kutak, esetleg fűrt kutak helyszíneinek rögzítése, adatainak beszerzése is. Terepbejárásaink során ezekről is helyszíni jegyzőkönyvet kell vezetni. Ennek tartalmát a MÁFI Akkreditált Víz Mintavevő Csoportjának előírásai szerint érdemes vezetni, melyben az alábbi fontosabb adatokat kell rögzíteni:

- A vízészlelés azonosítója, a felmérés helye, a helymeghatározás módja (pl. GPS, térképi leolvasás), koordinátái;
- A mintavételi hely jellemzése (pl. forrás, felszíni vízfolyás, kút, stb.), topográfiai helyzete (pl. völgytalp, völgyváll, stb.);
- Helyszíni mérések (pl. vízhozam, nyugalmi vízszint, a víz kémiai és fizikai paraméterei)
- A vízminta vételének módja, a javasolt laboratóriumi vizsgálatok megnevezése;
- A felmérés végzőjének neve, a felmérés időpontja, az adatbázis építőjének és a munka ellenőrének a megnevezése.

9.4.2 Felvétel sík- és dombvidéken

A sík- és dombvidéken térképezés módszertana különbözik a hegyvidéken alkalmazottól. A felmérés a légifelvételek földtani és tematikus kiértékelésén alapul, amelyet a terepen végzett sekélyfúrások elemzése és tematikus bejárások, valamint sűrűbb mintavételezések egészítenek ki. A természetes feltárások szerepe alárendeltebb, mint a hegyvidékeken. Az elsődleges dokumentáció a fúrások leírásából és mintázásából áll, az adatrögzítés legtöbbször állandósított adatlapon. Utóbbi tartalmazza:

- A fúrás jelét, helyét (X,Y,Z koordinátákat), idejét;

- A fúrás módját (pl. kézi, gépi, rotary, öblítéses, stb.), kivitelezőjét;
- A fúrás rétegsorának leíróját;
- A fúrás rétegsorát (itt: a réteg mélységét, nevét, földtani jellemzését: szín, rétegzettség, repedezettség, utólagos elváltozások, tulajdonságait és korát);
- A laboratóriumi vizsgálatra vett minta számát, mélységét, a labormérés fajtáját.

A sík- és dombvidékeken végzendő vízföldtani észlelések (a földtanihoz hasonlóan) különböznek a hegyvidéken végzendőktől. Ezeken a területeken a források szerepe általában alárendeltebb az észlelő és ásott kutak, kis vízfolyások, vizenyős területek vizsgálatához képest. A terepi jegyzőkönyv vezetése itt is fontos, és tartalmilag nem tér el a korábban ismertektől.

9.5 Mesterséges feltárások létesítése, mintavételezés

A részletes terepi megfigyeléseken alapuló állapotfelmérést további vizsgálatok, mérések és tevékenységek egészíthetik ki (EGRI GY., SZILVÁGYI I. 1975, FEJES I. 1992, SZARKA L. 1997, LIEBE P. 1998, GONDI et al. 2004), melyek közül az alábbiak elvégzése lehet célravezető:

- geofizikai mérések a földtani szerkezet és felépítés térbeli helyzetének pontosítására.
- fúrások lemélyítése, a terület képződményeinek megismerése, és megvizsgálható anyag nyerése céljából.
- árkok, aknák (letisztítások) a réteghatár vagy szerkezeti elem kimutatására.
- geotechnikai és hidrogeológiai vizsgálatok a képződmények paramétereinek meghatározása céljából.
- vízföldtani felmérés (felszíni és felszínalatti vizek mennyiségének és minőségének terepi felmérése)
- üledék mintavétel: zavart, zavartalan, illetve átlagolt zavart minták begyűjtése rétegenként, dokumentáció és anyagvizsgálat céljából.
- vízmintavétel: a felszíni és felszínalatti vizek kémiai laboratóriumi vizsgálatára.

9.5.1 Geofizikai mérések

A föld felszínéről végzett alkalmazott geofizikai kutatások, így környezet-geofizikai kutatások célja elsősorban a felszínközeli földtani felépítés megismerése. Az egyes módszerek alkalmazását az teszi lehetővé, hogy a kőzetek és üledékek fizikai tulajdonságai (pl. sűrűség, mágneses és dielektromos anyagi tulajdonságok, fajlagos elektromos ellenállás, rugalmassági állandók, hőterjedési jellemzők, radioaktivitás) nem egyformák. A felsorolt fizikai tulajdonságok terepi viszonyok közötti meghatározására, illetve bizonyos tulajdonságok területi és mélység szerinti kimutatására számos eljárás alakult ki. Ezek a felszínközeli földtani felépítés megismerésében játszanak szerepet, azaz a környezeti szennyezések felhalmozódási helyeinek, terjedésük lehetséges útjainak feltárásában. A szennyezések közvetlen kimutatásának lehetőségei korlátozottak.

A környezetföldtani állapotfelmérés során kiemelkedő szerephez jutnak a geofizikai módszerek, mivel a szennyezett területek földtani felépítésének tisztázásakor általában nincs behatolás a

felszínalatti képződményekbe, így a szennyeződések továbbterjedését nem segíti elő, mint pl. a fúrások. Ezen kívül a fúrások létesítéséhez képest olcsóbb módszernek tekinthető.

Környezetföldtani célból, a kis mélységek kutatására alkalmas legfontosabb módszerek:

- A *geoelektromos módszerek* közül a mesterséges terű ellenállásmérés különböző változatai (egyenáramú, váltóáramú és horizontális, vertikális) terjedtek el. Bár ilyen módon csak közelítő földtani szerkezeti képet kapunk, a csekély költségigény és a gyors adatgyűjtés lehetősége miatt ez az egyik legfontosabb felderítő módszer. Néhány felszín közelben előforduló földtani képződmény fajlagos ellenállása (ohmm): agyag 1-100, homok 50-300, kavics 80-800, mészkő 100-4000, bazalt 200-10000, talajvíz 10-100, lignit 10-150. Az egyes anyagok ellenállását nagymértékben a víztartalmuk határozza meg. Egyes szennyezőanyagok, például a NaCl és KCl, már kis koncentrációban is akár egy nagyságrenddel csökkenthetik a közeg ellenállását.
- A *szeizmikus refrakciós módszer* a határfelületekre kritikus szöggel érkező rugalmas hullámokat használó eljárás. Ezzel a hullámtípussal csak a sebességnövekedés képezhető le, ez a feltétel az átlagos üledékes rétegsorokban a kompaktáció miatt általában teljesül. A módszer az aljzat, illetve a talajvízszint mélységének meghatározására alkalmas. A rugalmas hullámok sebessége mechanikai tulajdonságaikkal arányos. Az általában használt longitudinális hullámsebességeket a víztartalom jelentősen befolyásolja. Néhány jellemző sebesség: száraz, talajnedves homok 200-600 m/s, homok a talajvízszint alatt 1500-1600 m/s, agyag 500-2000 m/s, víz 1500-1600 m/s, mészkő 1000-4000 m/s, gránit 3500-6000 m/s.
- A *mágneses és gravitációs módszer* természetes erőterek vizsgálatán alapul. A helyi, felszínközeli hatások anomáliaként rakódnak a földi erőtérre. A nehézségi erőtérben a nagysűrűségű hatók pozitív, a kis sűrűségűek vagy az üregek negatív hatást okoznak. Egy mágneses vagy mágnesezhető tömeg pedig a mágneses erőtérben okoz páros (pozitív-negatív hatást).
- *Szonár mérések* felszíni vizeken (tavak, víztározók, folyók, stb.), a vízmélység, az üledékek vastagságának, belső szerkezetének, és a szilárdabb aljzat mélységének meghatározása céljából. A mérések alapelve az, hogy a rugalmas hullámok egy része az eltérő sebességű vagy sűrűségű közeg határfelületéről visszaverődik, míg másik része belép a következő rétegbe. A reflexiós mérések során, több más hullámtípus mellett, ezeket a visszavert hullámokat regisztráljuk az idő függvényében. A feldolgozás során a sebesség ismeretében a felvételekből mélységszelvény készíthető.
- A *mérnökgeofizikai szondázás* nem felszíni kutatómódszer, mivel alkalmazása során kis átmérőjű szondákat juttatunk a talajba. Ezek az eredeti települési viszonyokat csak jelentéktelen mértékben változtatják meg, így a módszer abszolút in situ adatokat szolgáltat. A terepi munka során négy adatsort mérünk, melyek közül három az áthatolt képződmények egymástól független tulajdonságaival áll összefüggésben. A kutatási mélység az első kemény képződményig (pl. mészkő, homokkő, márga), laza rétegekben 20-30 m-ig terjed. Alkalmazásával minden 20 cm-nél vastagabb, környezetétől eltérő tulajdonságú réteg biztonsággal kimutatható olyan közegben, amely laza szerkezete következtében magképtelen, így fúrással nehezen kutatható. A mért csatornák és az általuk mérhető közetfizikai paraméterek a következők:
 - Össznyomás és csúcsnyomás, mely a réteg törőszilárdságával arányos
 - Természetes gamma aktivitás mennyisége az agyagtartalmat jelzi.
 - Gamma-gamma sugármérő adatai térfogatszűrő adatokká alakítható.

9.5.2 Fúrások létesítése

A környezetföldtani állapot feltárási munkájának legnagyobb része fúrási tevékenységből áll. A munkálatok megtervezése és kivitelezése során nagyon körültekintően kell eljárni az esetleges károkozás elkerülése érdekében. Előzetesen tisztázni kell a területen előforduló földalatti közművezetékek: kábelek, csatornák, csővezetékek helyét, de figyelni kell a felszínközeli és a felszín felett alacsonyan húzódó elektromos légkábelekre, és a fúrás környezetében lévő építmények biztonságára is. Ahol szükséges, hatósági engedélyt (pl. környezetvédelmi, vízjogi, természetvédelmi, stb.) kell kérni a fúrások kivitelezéséhez.

A fúrásokat többféle módon lehet csoportosítani:

- A mintavétel szerint lehet: (1) teljes szelvényű szonda fúrás, ahol nincs hengeres mag. Ezt általában akkor használják, ha nincs szükség a talajszerkezet és a képződmények azonosítására. Közvetett úton, a felszínre jutó apró közettörmelékből (az ún. furadékból) azonosítható a fúrás által harántolt képződmény. (2) zavart mintavétellel lemélyített spirálfúrás, amennyiben csak rétegazonosításhoz szükséges minta kell (pl. szemcseeloszlás, konzisztencia, geokémiai, ásvány-kőzettani, őslénytani vizsgálatok). A mélységbe hatoló fúrószár spirálján kerül felszínre az átgyúrt, zavart szerkezetű képződmény, melynek tulajdonságai leírhatók, és a réteghatárok közelítő mélysége is megadható. (3) zavartalan mintavétellel lefúrt magfúrás amennyiben a laboratóriumi vizsgálatokhoz eredeti szerkezetű magmintára van szükség (pl. térfogatsúly, porozitás, vagy szilárdságtani paraméterek meghatározása). A zavartalan szerkezetű fúrómag magcsőben kerül a felszínre, ahol a rétegek, azok pontos mélységi határai és tulajdonságai könnyen dokumentálhatóak, majd laboratóriumi minták vételére alkalmasak.
- A bemutatott fúrások ára a kapott pontossággal növekszenek, azaz a szondafúrás a legolcsóbb, míg a teljes magkivételű, zavartalan mintavételezés a legdrágább.
- A kivitelezés módja szerint lehetnek: (1) gépi erővel lemélyített fúrások, melyeket nagyobb mélységben, keményebb kőzetekben vagy tömöttebb üledékekben mélyítenek le. A kézi erővel (2) mélyített fúrások általában puhább üledékekben max. 10 m mélyséig használhatók, zavart (pl. kézi spirál, Földváry), és zavartalan mintákat (Piston, orosz mintavevő) lehet nyerni vele.

A fúrás kivitelezése során a fúrófejet általában hűteni kell, mivel a fúrókorona a kőzet roncsolása közben felmelegszik. Ugyanakkor, a keletkező közettörmeléket is a fúrás talpáról a felszínre kell hozni. Bár a nem nagy mélységig lefúrt fúrások szárazon is lemélyülhetnek, gyakoribbak az öblítéssel (sűrített levegővel, tiszta vízzel, iszappal) mélyített fúrások. Környezetvédelmi feladatok kivitelezésénél a tiszta vízzel történő fúrások lemélyítését helyezik előnybe.

A fúrófej fúrólyuk talpán lévő képződmények roncsolását végezheti állandó körforgással (Rotary-módszer), vagy vésőként, ütve működve. Mindkét esetben lehet zavartalan mintavétel, vagy teljes szelvényű a fúrás.

Az állapot felmérés céljára szolgáló fúrások az alkalmazott módszer és szerszámok alapján kis- (65-105 mm) és nagy (120-318 mm) átmérőjűek lehetnek.

9.5.3 Árkok, kutatógödrök, letisztítások

Az állapotfelmérés során létesített mesterséges feltárások közül az egyik legrégebben használt módszer kutatógödrök, árkok, letisztítások létrehozása. A talajjal, vagy más laza üledékkel fedett területen elvégzett feltárás segítségével réteghatár- vagy réteg-követés, illetve képződmények paramétereinek (fizikai, mechanikai és vízföldtani) in situ mérései végezhetőek el. A feltárások nagy előnye, hogy bennük a képződmények rétegzése, állapota közvetlenül szemlélhető, in situ mérések és laboratóriumi vizsgálatok céljára mintavételezés végrehajtható. Az innen származó adatok megbízhatósága jobb, mint a fúrásminták. A kialakítás időigénye, és a ráfordított költségek nagysága miatt csak olyan esetben használjuk, ha konkrét helyen fontos kérdésre keressük a választ (pl. építkezéseknél, lejtők állékonyságának vizsgálatánál).

9.5.4 Hidrogeológiai felmérés

A terület hidrogeológiai viszonyainak állapotfelmérése - a földtanihoz hasonlóan - szintén attól függ, hogy hegyvidéki, dombvidéki vagy síkvidéki területen végezzük. A hegyvidéken és legtöbbször a dombvidékeken is a felszín alatti vizek felmérését a források és a kis vízfolyások felmérése jelenti, amit kiegészítünk a területen található ásott és fúrt kutak adatainak feltárásával. A síkvidéki területen a kutak és az újonnan létesített kis mélységű térképező fúrások jelentősége megnő. Ilyen helyeken a vizenyős területeket is figyelemmel kell kísérni, hiszen ezek nem csupán a felszíni vizek erózióbázisa, de a felszínalatti alatti vizek lokális, vagy akár regionális feláramlási térsége is lehet.

Állapotfelméréseink során első feladat a fentiek helyzetének térképen történő rögzítése, és a pontszerű vízelőfordulások (forrás, kút, patak mederszint, stb.) lehetőség szerinti pontos tengerszint feletti magasságának rögzítése. Ennek célja a felszínalatti vizek helyzetének és áramlási irányának meghatározása.

A terepi méréseket ki kell egészíteni a vizek legfontosabb paramétereinek in situ mérésével, és lehetőség szerint laboratóriumi mérésekhez szükséges mintavétellel. A legfontosabb in situ mérendő paraméterek: a víz és a levegő hőmérséklete, a víz vezetőképessége, pH-ja, oldott oxigéntartalma, esetleg lúgossága. Ezeket a paraméterek a helyszíni jegyzőkönyvben szintén rögzíteni kell.

Lehetőség szerint a források, kisebb vízfolyások hozamának mérését is el kell végezni, melynek különösen fontos szerepe lehet a hegyvidéki és dombvidéki területek felszínalatti vízmérlegének kiszámításában. A források vízhozamát köbözéssel, a vízfolyásokét sebességmérés segítségével (úsztatással, vagy festéssel) esetleg ideiglenesen vagy véglegesen felállított bukók segítségével tudjuk meghatározni. Rendkívül hasznos lehet, ha a méréseket több időszakban is elvégezzük, esetleg a területen vagy környéken állandóan mért objektumok idősorait megszerezzük. A források jellemző nagyvízi hozamaiból a forrás vízgyűjtőjén lévő vízáadó képződmények jobban jellemezhetőek.

9.5.5 Geotechnikai és hidrogeológiai in situ mérések fúrásokban, kutatógödörben

A helyszíni mérések során a feltárásban, illetve közvetlen környezetében található képződmények (üledékek, kőzetek) talajfizikai, kőzetmechanikai és vízföldtani paramétereit határozhatjuk meg. Ezek a paraméterek laboratóriumi körülmények között is meghatározhatók, de az in situ körülmények között meghatározott értékek megbízhatósága sokkal jobb. Igaz, e vizsgálatok előkészítése és elvégzése időigényes, és a laboratóriumi vizsgálatoknál drágább.

- A *helyszíni geotechnikai vizsgálatok* közül a próbaterhelések a legáltalánosabbak, mert a talaj összenyomódási tulajdonságait legmegbízhatóbban a helyszínen lehet megállapítani. A helyszíni próbaterhelés alapján összefüggést kapunk a terhelés és a talaj összenyomódása között, a terhelés növelésével pedig az adott alaptest-mérethez tartozó törőterhelés nagysága is meghatározható. Próbaterhelés esetén a mélyebben fekvő rétegek hatása felderítetlen marad, hacsak a kísérletet minden egyes rétegre el nem végezzük. Heterogén felépítés esetén egy építmény által a teherbeviselésbe bevont rétegek mindegyike külön vizsgálandó. A próbaterhelések fúrólukban és munkagödörben egyaránt elvégezhetők.
- A próbaterheléseket a kisátmérőjű fúrásokban presszióméteres vizsgálatok is kiválthatják.
- A *helyszíni hidrogeológiai vizsgálatok* során a fúrásokban, kutakban mért vízszintekből meg kell határozni a talajvíztükör tengerszint feletti magasságát, lehetőség szerint az évi vízjárás mértékét (a maximális és minimális talajvízszinteket), továbbá, zárttükű, rétegvíz esetében a nyomásszint értékét. Amennyiben lehetséges, mélyebb fúrásokból származó különböző mélységben megállapított nyomásszintek térbeli (pl. szelvény-menti) feldolgozása alapján meg kell határozni, hogy a terület lokálisan, regionálisan beszivárgási, intermedier vagy feláramlási terület-e. Mindezen információkat kúthidraulikai vizsgálatokkal is ki kell egészíteni. Leggyakrabban a kutak szivattyúzási és visszatöltődési tesztjének eredményeképpen meghatározható a kutak környezetében előforduló, beszűrőzött réteg szivárgáshidraulikai paramétere (pl. szivárgási tényező, transzmisszivitás), továbbá a kút paramétereinek ismeretében a kút vízadó képessége (pl. fajlagos kútkapacitás). A helyszíni vizsgálatok legnagyobb előnye, hogy ú.n. „nagy kísérletet” alkalmaznak, tehát egy réteg helybeli, és nem a képződmény egy kiragadott mintájának laboratóriumi tulajdonságát adják meg, azaz a természetet jobban tükrözik. Ezeket a vizsgálatokat helyszíni mérések és víz mintavétel is kiegészíti.

9.5.6 Terepi kőzet-, üledék- és vízmintavétel

A terepi állapotfelmérés során a természetes és mesterséges feltárások képződményeiből mintaanyagot kell gyűjteni. A mintagyűjtés célja kettős: az állapotfelmérés tárgyi dokumentációjának összeállítása, és a kiértékeléshez szükséges anyagvizsgálati anyagok megszerzése. A mintavételezés gyakoriságát meghatározza:

- A terület feltártsága, ismeretessége
- A földtani és vízföldtani sokszínűsége
- A csak statisztikusan kiértékelhető vizsgálati módszerek mintaszám igénye.

A *kőzet- és üledék mintavétel* során biztosítani kell, hogy a vett minták megfelelően reprezentálják az állapotfelmérés tárgyát képző területen található összes képződményt.

Az anyagvizsgálat céljára vett minták esetében a vizsgálati módszer igényét kiszolgáló mennyiségben kell mintát venni.

A feltárásoknál és a fúrásokból vett mintákat a jegyzőkönyvben a feltárás illetve a fúrás azonosító számával kell jelölni, a jegyzőkönyvben pedig jelezni kell, hogy milyen célból, milyen mintákat és honnan vettünk. Bármilyen céllal történik a mintavételezés, a mintát rétegenként (zavartan, vagy zavartalanul) vagy átlagoltan vehetjük. A mintákat külön-külön kell csomagolni, és a minta céljának megfelelően megjelölni (pl. D = dokumentáció, Sz = szemcseeloszlás, Á-K= ásványkőzettani vizsgálat, stb.). A mintákat kísérő mintacédulát a mintazacskóban (mintadobozban) kell elhelyezni úgy, hogy az olvasható állapotban maradjon. A mintakísérő papírnak (anyagvizsgálati igénylésnek) tartalmaznia kell:

- a feltárás (vagy fúrás) azonosító számát (a jegyzőkönyvben és az észlelési térképen szereplőt),
- a minta számát, fúrás esetében a mélységközét,
- a képződmény nevét,
- a gyűjtés célját (dokumentáció, vagy az anyagvizsgálati módszerek felsorolása),
- a gyűjtés keltét és a gyűjtő nevét.

A dokumentációra vett mintákat minimum a teljes terület állapotfelmérésének végéig meg kell őrizni, selejtezni csak jegyzőkönyvben rögzített formában lehet. A vizsgálatokra szánt mintákat a laboratóriumokba szállításig gondosan tárolni kell, majd azok átadásáról jegyzőkönyvet kell felvenni.

A *vízmintavétel* elsősorban a laboratóriumi vizsgálatok elvégzéséhez szükséges minták begyűjtését jelenti forrásokból, felszíni vízfolyásokból és állóvizekből, illetve vízvételre alkalmas vagy szivattyúzással alkalmassá tett ásott és fúrt kutakból. A vízmintavétel szakszerűsége, gondos tárolása és laboratóriumba szállítása előfeltétele annak, hogy a felszíni és a felszínalatti vizek természetben előforduló paramétereit mérjük a laboratóriumban. E feltételek biztosítása érdekében a MÁFI Akkreditált Vizsgálólaboratóriuma előírásainak betartását, illetve Víz Mintavevő Csoportja jegyzőkönyveinek használatát javasoljuk. A vizek paramétereinek in situ mérését követően, a Laboratórium által előkészített palackokba történik a vízminta vétele, leggyakrabban a következő vizsgálatokra: Rutin vagy általános vízkémiai komponensek (lúgosság, keménység, pH, vezetőképesség, összes oldott anyag, hidrogén karbonát); kation, anion és nehézasványok meghatározása (ICP-MS); nitrát (NO₃) elemzése; Kémiai Oxigén Igény (KOI); alkalinitás (lúgosság).

A terepi munka (térképezés, természetes és mesterséges feltárások feldolgozása, helyszíni mérések, mintavételezés) befejezését követően a következő dokumentációs anyagokkal kell rendelkezni:

- terepi jegyzőkönyvek: az észlelési pontok leírása, fúrási jegyzőkönyvek, in situ mérések és vizsgálatok dokumentációja;
- gyűjtött minták és vízminták jegyzéke, dokumentációs mintaanyag;
- feltárások és megfigyelések fénykép-dokumentációja;
- terepi észlelési térkép(ek);
- részletes anyagvizsgálati terv.

9.6 Laboratóriumi anyagvizsgálatok

A laboratóriumi mérések nem csupán fontos kiegészítői terepi megfigyeléseinknek, méréseinknek és vizsgálatainknak, de egy sor többlet információ hordozói a földtani közeget (kőzetet, üledéket, vizet) illetően. Ugyanakkor, a laboratóriumi adatok önmagukban nem elégségesek egy terület környezetállapotának értékeléséhez. Ezért nagyon fontos, hogy csak olyan vizsgálatok elvégzését tervezzük be, illetve rendeljük meg, melyeknek rendeltetésével tisztában vagyunk, és egy általunk konkrétan megfogalmazott kérdés megválaszolását segíti.

A laboratóriumokban mért vagy meghatározott paraméterek két fajtáját különböztetjük meg (FODOR T-NÉ 1971, EGRI GY., SZILVÁGYI I. 1975, GABOS GY. 1975):

- egyrészt, melyek a képződmények szabatos megnevezését, osztályozását és csoportosítását segítik elő (pl. korbesorolást segítő paleontológiai vizsgálatok, szemcseeloszlás, konzisztencia-határok, stb.),
- másrészt olyan anyagi tulajdonságokat mutatnak be, amelyeket a felhasználók számára értékes adatokat (pl. térfogatsúly, összenyomódási modulus, a vízi ökoszisztéma paraméterei, stb.) szolgálnak.

A vizsgálatok fajtáit, melyekkel a fenti paramétereket meghatározzák, alábbiak szerint tárgyaljuk.

9.6.1 Klasszikus földtani vizsgálatok

- Ásvány-kőzettani és kémiai vizsgálatok (mikroszkóp, termikus vizsgálatok, röntgendiffráció, elem és izotópanalitika), melyek alapján döntően megtörténik a kőzetek és üledékek meghatározása és osztályozása. A helyes és pontos kőzet meghatározás, és a terepi megfigyelések alapján rögzített települési viszonyok, rétegzettség, töredezettség és repedezettség, mállottság alapján a képződmény várható tulajdonságai előre jól megadhatók.
- Őslénytani (makro- és mikropaleontológiai) módszerek (pl. foraminifera, nannoplankton, molluszka, palinológiai vizsgálatok, stb.). Mivel az egyes földtörténeti időszakokat különböző flóra- és fauna-együttesek jellemezték, a biosztratigráfiai módszer nagyon megkönnyíti a rétegek egymáshoz viszonyított, ún. relatív korának megállapítását. A jó korjelző ősmaradványok azokból a csoportokból kerülnek elő, amelyeknek gyors volt a törzsfejlődési tempójuk, és nagy volt a földrajzi elterjedésük.
- Paleoökológiai (recens paleontológiai) vizsgálatok, mint pl: palinológiai vizsgálatok (fás szárú - Arbor Pollen, lágyszárú - Non Arbor Pollen, illetve a vízben élt növényi vegetáció pollen és spóra anyaga). Az AP és NAP eredmények főként a korbesorolást és a klíma változásának rekonstruálását segítik, míg a vízi növények kiértékelése a terület vízborítottságára és a víz trofitásának változásaira ad információt. A vízborítottság mélységének és a vízminőségben bekövetkezett ökológiai változások rekonstruálását tovább lehet finomítani Ostracoda (kagylósrák), a Diatóma (kovaalga) és a Mollusca (kagylók és csigák) maradványainak vizsgálatával.

9.6.2 Radioaktív izotóp mérések

A kőzetek (és néhány esetben a felszínalatti vizek) abszolút korának meghatározása céljából végezzük. Többféle radioaktív izotóp is alkalmas kormérésre.

- A K-Ar módszer a legidősebb kőzetektől a legfiatalabbakig alkalmazzák, főleg amfibolok, csillámok, földpátok, földpátpótlók és glaukonit korának a megmérésére. Ez utóbbi ásvány üledékes környezetben is képződik.
- A rubidium-stroncium módszer a ^{87}Rb izotóp ^{87}Sr izotóppá alakulását méri. A Sr izotópok aránya ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) zárt rendszerű magmás folyamatok során nem változik, értékét a kőzet Rb/Sr aránya és az idő befolyásolja. A Rb-Sr módszer főként prekambriumi és paleozoikumi kőzetek korának magállapítására alkalmas.
- Az U-Th, Th-Pb módszer azon alapul, hogy mindkét elem radioaktív (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th). A hosszú felezési idejű radioaktív izotópok rövid életű izotópokon keresztül bomlanak stabil ólom izotópokra (^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb). Az ^{238}U - ^{206}Pb folyamatot felezési ideje 4,51 millió év. A Föld korát U-Pb izotópok pontos mérésével határozták meg. Az U-Pb kormeghatározás 100-200 millió évesnél idősebb kőzetek korának meghatározására alkalmas. A méréshez jól használható a cirkon, mely magmás és metamorf kőzetekben gyakori, és benne U-Zr helyettesítés miatt van elég (jól mérhető mennyiségű) U.
- Különös jelentősége van a radiokarbon módszernek. A radioaktív ^{14}C izotóp a légkörben folyamatosan keletkezik a kozmikus sugárzás hatására. Az anyagcsere folyamatok során a radiokarbon folyamatosan beépül és távozik az élőlényekből. Az élőlények szénre jellemző biológiai felezési idő - mely alatt az élőlényt alkotó szerves vegyületek fele kicserélődik - néhány év, ami jelentősen rövidebb idő, mint a radiokarbon felezési ideje (5570 év). Így a szárazföldi élőlények biológiai szénének fajlagos radioaktivitása folyamatosan követi az atmoszférikus szén fajlagos radiokarbon aktivitását. Az anyagcsere folyamat megszűnte után további ^{14}C beépítésére nincs lehetőség, ezért a biológiai szén ^{14}C koncentrációja a felezési időnek megfelelően exponenciálisan csökken. A radioaktív ^{14}C izotóp viszonylag rövid felezési ideje miatt ez a módszer csak kb. 70 ezer évesnél nem idősebb, szerves eredetű anyagokra alkalmazható (azaz a kvarter üledékek kutatásában, a régészetben, a felszínalatti vizeknél).
- Viszonylagos egyszerűsége és olcsósága miatt használják a fission track (hasadvány nyom) módszert kormeghatározásra. Ha egy ásvány tartalmaz ^{238}U -ot, bomlása során a radioaktív sugárzás roncsolja a kristályrácsot. Ezeket a hasadvány nyomokat mikroszkóp alatt megszámlálva a bomlás időtartama kiszámolható. Erre alkalmas ásványok: csillámok, kvarc, apatit, cirkon.

9.6.3 Talaj- és kőzetmechanikai vizsgálatok,

- A laza üledékek (törmelékes, vegyi és szerves eredetű) osztályozását, csoportosítását elősegítő talajmechanikai vizsgálatok, melyek segítségével először is elvégezhetők a réteg- és képződményazonosítások. A leggyakrabban előforduló vizsgálatok: szemcseeloszlás meghatározás (törmelékes üledékeknél), képlékenység vizsgálat (pelites üledékeknél), izzítási veszteség (szerves üledékeknél). Másodsor, a laza üledékek állapotát jellemző vizsgálatokat (víztartalom, porozitás, konzisztencia-index) kell elvégezni, melyek alapvetően az üledék nedvességtartalmától és tömörségétől

függenek. Az azonosító jellegű fizikai, valamint az állapotjellemzők mellett a laza üledékek harmadik fontos paraméter típusai a mechanikai tulajdonságok: a belső ellenállásukat meghatározó súrlódási szög és kohézió, valamint az összenyomódási modulus. E vizsgálatok eredményei nélkülözhetetlenek geotechnikai feladatok (pl. rézsúállékonyság és épületsüllyedés számításnál) megoldásakor.

- A szilárd kőzetek (magma, üledékes, metamorf) esetében kőzetmechanikai vizsgálatokat végzünk. Ezek elsősorban a kőzetek építési célra történő felhasználását, másodsorban a kialakított bevágások, munkagödörök állékonyságát, harmadsorban a földalatti építményekre működő kőzetnyomás meghatározását segíti. Ilyen esetekben a kőzetek szilárdságát (pl. törő, nyomó, nyíró, húzó), térfogatsúlyát, a kőzet időállóságát (ütési szilárdság, kopási ellenállás, kőzetkeménység), és a kőzetek vízzel szembeni viselkedését kell megvizsgálni.

9.6.4 geokémiai vizsgálatok

- A szervetlen geokémiai vizsgálatok tárgya az egyes elemek földi (elsősorban földkéregbeli) előfordulásának, az elemek eloszlásának, vándorlásának vizsgálata. Szoros kapcsolatban van a kőzettannal, az ásványtannal, és teleptannal, valamint a szervetlen kémiai és analitikai tudományokkal. Vizsgálja az elemek és izotópjai eloszlását a földi rendszerekben, az eloszlások törvényszerűségeit és azok időbeliségét. A leggyakoribb alkalmazott geokémiai kutatási témák a víz-geokémiai, környezet-geokémiai, talaj-geokémiai kutatások, továbbá az antropogén emissziók környezet-geokémiai vizsgálata (rádioaktív hulladékok, savas esők, veszélyes hulladékok, ipari termelés, műtrágyázás, közlekedés okozta emissziók).
- A víz-geokémia azokat a kémiai folyamatokat (pl. termodinamikai, geológiai, biológiai) tanulmányozza, amelyek befolyásolják az elemek oldódását és eloszlását a felszíni és felszín alatti vizekben. Felszínalatti vizek összetétele függ a bezáró kőzettől, az eredeti pórusvizek összetételétől, a víz-kőzet kölcsönhatástól, a vizek tartózkodási idejétől. Mivel minden rendszer egyensúlyra törekszik, így állandóan változik (pl. a szennyezett talajból a víz tovább szállítja a szennyeződések; a beszívargó víz a kőzetekben levő érzékenyebb ásványokkal reakcióba lép, különböző komponenseket old ki, amelyeket tovább szállít, s a következő helyen más ásványok, vegyületek válnak ki). A vízkémiai elemzés alapján következtetni lehet a víz eredetére, a bezáró kőzetre, a vizet ért különböző szennyeződésekre és azok eredetére, a víz áramlási irányára. A vízben oldott radioaktív izotópok (trícium, radiokarbon) és a víz stabil oxigén- és hidrogén-izotópjának mérésével a felszín alatti vizek kora és az általuk befutott áramlási pálya mutatható ki.

A környezet károsodását leggyakrabban a toxikus anyagokkal történő szennyeződések okozzák. Ezek részben szervetlen (Cd, Pb, Cr, NO₃⁻ stb), részben szerves eredetűek (leggyakrabban növényvédőszer, szénhidrogén vegyületek). Ezek az anyagok a talajban gyakran nem károsítják látványosan az ökoszisztémát, azonban a felszín alatti vizekbe jutva a víz felhasználását korlátozzák. Az antropogén szennyezések mellett a vizekben természetes eredetű az ivóvíz egészségügyi határértékét meghaladó anyagok is mint a bór, ammónium, arzén stb. is megjelennek. A toxikus szennyezések térbeli elterjedésének lehatárolása, mértékének értékelése alapvetően geokémiai módszerekkel történik.

A laboratóriumi vizsgálatok segítségével számos, az állapotfelmérés kezdetén és a terepmunka során feltett kérdésre adhatunk választ. Ezek közül a legfontosabbak: a kőzetek és üledékek kialakulási körülménye, kora, rétegtani helyzete, továbbá ásvány-kőzettani összetétele, fizikai, mechanikai, kémiai tulajdonságai, a vízzel és más környezeti hatásokkal szembeni viselkedése. Törekedni kell arra, hogy a vizsgálati jegyzőkönyveket, a vizsgálatokat végző specialista rövid értékelő jelentése is kíséresse.

9.7 Térképszerkesztés és szöveges melléklet készítése

Az állapotfelmérés következő lépése a korábbi megfigyelések, mérések, elemzések és vizsgálatok eredményeinek összefoglalása, értékelése és értelmezése (RÓNAI A. 1965, GUÓTH P. 1974, GABOS GY 1975, CSERNY T. 1977, CSERNY T. et al. 1997, FÜLE 1997). Ez a következő fontos lépésekből áll:

- Térképek megszerkesztése (észlelési változatok, alap- és céltérképek, szintetizáló térképváltozatok).
- Az értékelések megírása zárójelentés formájában.
- A felhasznált és ábrázolt adatok tárgyi és szöveges dokumentációinak összerendezése.

9.7.1 Térképszerkesztés elvi követelményei

Az állapotfelmérés egyik legbonyolultabb, legszebb és leginkább alkotó munkát jelentő része a térkép(ek) megszerkesztése. Ennek során történik meg az előzőekben bemutatott módon összegyűjtött óriási adattömeg és terepi munka eredményeinek megfelelő összevonása, átlagolása és szakszerű ábrázolása oly módon, hogy ebből a felhasználók a legkülönbözőbb igényeiket minél egyszerűbben és megbízhatóbban kielégíthessék.

Maga a térképszerkesztés széleskörű szakmai ismereteket igényel, elsősorban a feldolgozandó anyagokra vonatkozóan. Egy terület komplex állapotfelmérése során szintetizálni kell a földtani, a geomorfológiai, a vízföldtani, a geofizikai és a mérnökgeológiai ismereteket. Mivel a térképnek nem feladata mindent ábrázolni, ezért szükséges ismerni a felhasználási lehetőségeket, és a felhasználók igényeit is. A komplex alapállapot, az ún. „null-állapot” felmérés azért is jelent komoly kihívást a szakembereknek, mert több ágazat igényeit is ismerni kell, a kitűzött célok között ügyesen tudni kell mérlegelni, és a kiválasztott ismereteket egységes szemléletté kell ötvözni.

A térképszerkesztésnek általános elvi követelményei vannak, melyek közül a legfontosabbak:

- A felméréndő terület egészére azonos méretarányban (pl. M=1:10.000) történjen a szerkesztés, amihez kivételes esetekben (pl. nagyon sűrű feltártság, fontos területrész) tartozhat nagyobb méretarányú térkép-kivágat (pl. M=1:2.000) is.
- A térképszerkesztés során el kell végezni az előzetes adatgyűjtés, a terepmunka és a laboratóriumi vizsgálatok során nyert adatok átfogó ellenőrzését és egységes képpé formálását. Amennyiben a környezetállapot felmérésre kijelölt terület csatlakozik más, korábban térképezett területhez, ott törekedni kell a csatlakozások egységesítésére.

- A térképváltozatokon a szakirodalomban elfogadott egységes szín- és jelkulcsot kell használni. A vonalas jelenségeket vonalakkal, a területi kiterjedéssel rendelkező jelenségeket területi jelekkel, a tulajdonságokat kifejező jelzéseket színnel és sraffal jelöljük. A méréseket, elemzéseket, statisztikai adatokat is tartalmazó térképváltozatokon a mennyiségi különbségeket jel nagysággal, a minőségeket jel formával (alakkal), sraffozással vagy színezéssel fejezzük ki. A különböző jellegű viszonyokat ne tüntessük fel közel hasonló jelekkel.
- Törekedni kell a térképváltozatokon a minőségi és mennyiségi, valamint statikai és dinamikai tulajdonságokat, formákat és jelenségeket is ábrázolni. A térképek sokszínű felhasználhatósága érdekében használni kell a binominális nomenklatúrákat (pl.: földtani minősítés: agyagos kőzetliszt = mérnökgeológiai minősítés: kövér agyag).

9.7.2 A megszerkesztett térképeknek fajtái

- *Dokumentációs térképek*, melyek alapvető célja és feladata, hogy minden észlelt adat helyét a térképen ábrázolja. Mivel ez az egyik legobjektívebb térkép fajta, célszerű, hogy az előzetes adatgyűjtés és a terepmunka során szerzett adatok összességét tartalmazza. A térkép mellékletét képezi az észlelési pontok sorszámozott, táblázatos jegyzéke. Általában minden adat nem fér rá egy térképlapra, ezért több dokumentációs térképváltozat is készülhet, mint pl.:
 - földtani észlelési térkép (archív és új fúrások, természetes és mesterséges feltárások, észlelt szerkezeti elemek, in situ mérési helyek, stb.);
 - vízföldtani észlelési térkép (felszíni vízfolyások, források, vizenyős területek, ásott és fúrt kutak, monitoring kutak, stb.);
 - műszaki állapotterkép (zárt területek, felszíni és felszínalatti kábelek, vezetékek, pincék, barlangok, üregek, csúszásos területek, épület és építménykárok, meddőhányók, feltöltések, stb.).
- A terepi állapotfelmérés legfontosabb eredményterképei az ún. *földtani témájú alaptérképek*, melyek alapját képezik a laboratóriumi vizsgálatok eredményeivel kiegészített és a felhasználók által kitűzött feladatok megoldását célzó céltérképeknek, és a felvételező-szerkesztő által szintetizált változatoknak. A legfontosabb alaptérképek:
 - Földtani térképek (fedett, fedetlen, szerkezetföldtani, mélyföldtani, stb.), földtani szelvényekkel, elvi földtani rétegoszloppal, esetenként negyedidőszaki üledékvastagság térkép-kivágattal. A térképek tartalmazzák a területet felépítő képződményeket és szerkezetföldtani elemeket, illetve fontosabb fúrásokat, feltárásokat. A foltszerűen lehatárolt képződmények színe a kora, sraff jelzése a kőzettani jellegét jelöli. A foltokhoz rendelt földtani index, amely betűk és számok kombinációjából kialakított képlet, egyesíti magában a képződményre vonatkozó rétegtani, kőzettani és faciológiai ismereteket. A térképek tartozékként földtani szelvények készülnek, melyeknek célja a területen előforduló földtani képződmények és szerkezetek harmadik dimenzióban történő ábrázolása. Méretaránya megegyezik a térképével, de főleg síkvidéki területeken függőlegesen 10-50-szeresen túlmagasított is lehet.
 - Geomorfológiai tárgyú térképek, melyek a földfelszín változatos formáit és dinamikai állapotát mutatják be, a földtani-tektonikai felépítés és a kőzettani sajátosságok szerinti ábrázolásban. A terület morfológiai gazdagságának

- függvényében több statikus és dinamikus térképváltozata is elkészülhet, mint pl. a geomorfológiai formák, a lejtőkategória, a lejtőkitettség és a geodinamikai térkép.
- Vízföldtani térképváltozatok nagyon változatosak és akár rövid időn belül is eltérő képet alkothatnak a felmért területről, az évszakos és évi vízjárás miatt. Fontosabb térképfajták: a felszínalatti vizek típusait és vízszintjét (illetve nyomásviszonyait) bemutató, valamint a vízszint relatív mélységét (nyomásszint mértéke) és tengerszint feletti magasságát bemutató térképek (itt: becsült maximális, minimális és átlag vízszintre vonatkoztatva), továbbá a vizek kémiai jellegét (anion és kation arányok szerint) és tulajdonságait (pl. keménységét, agresszivitását, lúgosságát) tükröző változatok. A források és kutak in situ vizsgálatainak feldolgozásai eredményezhetik a felszínalatti vizeket befogadó képződmények vízföldtani tulajdonságát (pl. vízáteresztő képességét) bemutató térképlap elkészítését.
 - *Céltérképek*: a terepi munkák és a laboratóriumi eredményeken alapuló, különböző felhasználói csoportok igényeit kielégítő térképváltozatokat sorolunk ebbe a kategóriába. Többféle változat is készülhet, közülük néhány fontosabb a következő:
 - Amennyiben az állapotfelmérés során a területen ásványi nyersanyaglelőhelyek, ásványvagyron vagy készlet van, gazdaságföldtani térképváltozatot is lehet szerkeszteni, melyen fel kell tüntetni az építőipari alapanyag (pl. homok, kavics, agyag), útépítő és díszítőkövek, valamint egyéb haszonanyag lelőhelyeket, termelési vagy készlet adatokkal. Ezen a térképen ábrázolhatók a mezőgazdasági területeken a művelési ágak is: szántók, legelők, erdők.
 - Az építésföldtani térképek egyrészt tájékoztathatnak a felszín alatti első alapozásra alkalmas réteg mélységéről, vagy a felszíni rétegek vastagságáról, izovonalas ábrázolásban. Másrészt, bemutathatják a vizsgált területen lévő képződmények minőségét, alapvető állapotjellemzőit és szilárdsági tulajdonságait, a felszínre vagy az alapozási szempontból gyakori mélységekre (1,5 m, 3,5 m, 5,5 m, 10 m) vonatkoztatva. E térképváltozatokhoz szintén szervesen kapcsolódnak az építésföldtani szelvények, melyek általában függőlegesen túlmagasítottak. A térképeken és szelvényeken szereplő képződmények megnevezése a műszaki szabványok szerint történik (pl. a földtani térképen egységesen közetlisztként ábrázolt üledék a plasztikus index alapján akár több kisebb foltot is alkothat, homokliszt, iszap és sovány agyag megnevezéssel).
 - Agrogeológiai térképváltozatok a talaj – altalaj - alapkőzet szférában (kb. 0,5 – 1,5 m mélységig) foglalkozik a képződmények fizikai és kémiai tulajdonságaival, továbbá a vízzel szembeni viselkedésükkel. Az agrogeológiai térképlapok kiegészíthetők felszíni talajtani térképpel (0,0-0,5 m közötti) is. A legelterjedtebb térképváltozatok: a talaj vízáteresztő képességét vagy mésztartalmát ábrázoló változatok, illetve a termékenység-gátló tényezők térkép, mely egy adott területen az állapotfelmérés során feltérképezett erózió, defláció, magas homok-, kavics- vagy agyagtartalom, vízbőség vagy vízhiány, kedvezőtlen talajkémhatás, felszíni tömör kőzet előfordulási területeit mutatja be.
 - Az egyik legismertebb származtatott környezetföldtani térkép az Egyesült Államokban kidolgozott sérülékenységi, ún. **DRASTIC**-módszerrel létrehozott változat, amely a szennyezőanyag kompenzálódási lehetőségét határozza meg a felszíntől a víztartó adott pontjáig történő mozgás során, a helyi vízföldtani adottságok figyelembevételével. A módszer hét tényezőt vizsgál: a víztükör

felszínalatti mélységét (**Depth to water**), a víztartó nettó utánpótlódását (**net Recharge**), a víztartó anyagát (**Aquifer media**), a talaj anyagát (**Soil media**), a lejtésviszonyok (**Topography**), a telítetlen zóna hatása (**Impact of the vadose zone**), a víztartó vízvezetőképessége (**hydraulic Conductivity**). Minden tényezőt 1-10 pont között értékel, ahol a maximum érték a vizsgált tényező sérülékenységre gyakorolt legkedvezőtlenebb hatását jelenti. A tényezőket különböző súllyal veszi figyelembe, a DRASTIC-indexet az egyes tényezők súlyozott pontértékének összege adja.

$$D_i = D_R D_W + R_R R_W + A_R A_W + S_R S_W + T_R T_W + I_R I_W C_R C_W$$

A maximálisan elérhető pont 230, melynek alapján 8 sérülékenységi fokozatot különít el. A legsérülékenyebb terület pontszáma 200 felett van, a legkevésbé sérülékeny 80 pont alatt, köztük 20 pontonként vannak a további kategóriák.

- A fentiekben ismertetett alap- és céltérképeken ábrázolt változatokból a környezetföldtani szakember egy adott, új szempont (pl. épülettervezési, hulladék-elhelyezési, stb.) figyelembevételével kiválasztja és összegyűjti a szükséges földtani, geomorfológiai, vízföldtani és kőzet, illetve üledék tulajdonságokat, majd azoknak komplex mérlegelése alapján egységesen kezelendő területeket ábrázol, azaz egy új *szintetizáló térképváltozatot* hoz létre.
 - Építésföldtani rajon térkép a területfejlesztés és rendezés szempontjait figyelembevevő szintetizáló változat, melynek tartalma és ábrázolási módja, azaz a feltüntetendő adatok és az alkalmazandó jelkulcs, a területi adottságok függvénye. A hegyvidéki és a síkvidéki területeken az egyes értékelési szempontok súlya különböző, de legtöbbször a geomorfológiai, vízföldtani és a képződmények geotechnikai tulajdonságai alapján kell értékelni, majd a kijelölt területeket 3 jegyű számmal megjelölni. Pl. 125, azaz a terület jellege: lankás lejtő (a lejtő szöge $<15^\circ$); a talajvízszint mélyebben van 1 m-nél és a víz agresszív; a területen előforduló laza, illetve kohéziós képződmény teherbírása 0.3-0.5 N/mm². Az egyes szempontok mérnökgeológusi szemmel történő mérlegelésének eredményeképpen a területeket régiókba csoportosítjuk, és színnel az alábbi kategóriákban sorolva ábrázoljuk: beépítésre kedvező (sötétzöld), beépítésre alkalmas (zöld), beépítésre nem javasolt (sárga), beépítésre alkalmatlan (piros). A fenti példában szereplő terület beépítésre alkalmas.
 - A szennyeződéserzékenységi térkép a fenti térképek és adatok alapján elkészülő környezetföldtani szintézist jelent. Ezek több változata is ismert. Általában közös jellemzőjük, hogy a szennyeződéstől független tényezőket a fentebb bemutatott DRASTIC érzékenységi térkép elemeiből építi fel, majd azt kiegészíti a vizsgálat tárgyát jelentő szennyezőanyag (pl. nitrát, vagy növényvédő szer) speciális közegbeli viselkedésének értékelésével.
 - A hazai gyakorlatban a MÁFI-ban elsőként publikált „szennyeződéserzékenységi” térképváltozatok alapvetően tájékoztató jellegű sérülékenységi térképek. Ezeknél a földtani, geomorfológiai és vízföldtani adottságok figyelembevételével történt meg az egyes területek minősítése, egy pontszerűnek feltételezett (de nem meghatározott típusú) felszíni szennyeződéssel szembeni érzékenységük alapján. A térképen piros színnel vannak elkülönítve a felszíni szennyeződésre erősen érzékeny területek (pl. jó vízvezető képződmények a felszínen, nyitott karszt, a

felszínalatti vizek feláramlási területe, magas talajvízszint, stb.); sárgával a kevésbé érzékenyek (pl. félig vízáteresztő kőzetek, vékony üledéssel fedett karszt, mélyebben levő talajvízszint, stb.); zöld színnel pedig az igen csekély mértékben érzékeny területek (pl. a felszínen vastag vízzáró kőzet, vagy üledék, beszivárgási terület, a felszínalatti vízszint mélyen helyezkedik el). A térképen ábrázolták a települések, a vízbázisok és vonalas létesítmények körzetében kijelölt közegészségügyi védőterületeket, a védősávok kontúrjait, tehát azok a helyeket is, melyeket a kommunális hulladék, a szennyvíziszap és szennyvíz elhelyezés esetén szükséges figyelembe venni.

9.7.3 Zárójelentés.

Az állapotfelmérés eredményeinek összegzése a különböző térképek, és szelvények megszerkesztése mellett a zárójelentés megírásával egészül ki. A jelentés szerves kiegészítője a térképeknek, így ott a térképekről leolvasható adatokat nem kell ismételnie, azt ki kell egészítenie. Itt közölhetők az irodalmi hivatkozások, az összehasonlító adatok, a térképezés időpontjához képest hosszabb mérési idősorok, kiegészítő anyagvizsgálati eredmények.

A zárójelentésben leírható a térképváltozatok szerkesztési elve, módja, nehézségei, pontosságának foka, megbízhatósága és alkalmazási lehetőségei. Tartalmaznia kell azokat az adatokat, melyek az egyes térképváltozaton nem kerültek ábrázolásra, de környezetföldtani szempontból jelentőséggel bírnak. A jelentések javasolt felépítése a következő:

- Bevezetés, benne az állapotfelmérés:
 - Előzményei (a korábbi vizsgálatok, azok eredményei és a megoldatlanul maradt problémák);
 - Célja (azaz mit akarunk elérni);
 - Feladata (azaz mit akarunk tenni ennek érdekében), valamint
 - a munka kivitelezői, helyszíne és időkeretei.
- Módszerek: a feladatokhoz kötve be kell mutatni, hogy történt az állapotfelmérés, az elvégzett vizsgálatok.
- Eredmények: objektíven össze kell foglalni, amit a terepi megfigyelés, felmérés és vizsgálat, továbbá a laboratóriumi elemzések adtak, minden különösebb elméleti megfontolás nélkül.
- Tárgyalás: a kapott eredmények átgondolása, értelmezése minél szélesebb elméleti alapon, irodalmi hivatkozásokkal.
- Következtetések levonása: az átgondolás eredményének az összesítése, értékelése, elsősorban a bevezetésben megfogalmazott cél szempontjából, valamint javaslatok megfogalmazása az esetleg szükséges beavatkozásról, és a további kutatások szükségességének indoklása.
- Hivatkozott irodalom: a jegyzékben csak a szövegben hivatkozott mű szerepeljen és a jelentés szövegében az irodalomjegyzékben álló minden műre legyen hivatkozás.

9.7.4 A felhasznált és ábrázolt adatok tárgyi és szöveges dokumentációinak összerendezése.

A legtöbb kutatási eredmény és a nyers adatok (felvételi térképlapok, a vizsgálati eredmények jegyzőkönyvei, a fúrásleírások, a kőzet- és őslénytani minták, fúrási magok), kéziratok részjelentések alakjában, az Országos Földtani és Geofizikai Adattárban, vagy az állapotfelmérést végző szervezet házi adattárában, mintaraktárakban található meg. Ezek mennyisége sokszorosa a publikált anyagoknak. Értékük szinte felbecsülhetetlen – valóságos adatbánya.

9.8 Az állapotfelmérés lezárása: az eredmények publikálása

A környezeti alapállapot felmérésének lezárását legtöbbször összefoglaló publikációk elkészítése jelenti, ami nagyobb régiók esetén tájegységi földtani térképből (vagy térképatlaszból), és átfogó tájegységi monográfiából áll.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetemet fejezem ki a Magyar Állami Földtani Intézetben és az ELGOSCAR-2000 KFT-ben dolgozó kollegáimnak, barátaimnak a szöveg illusztrálására rendelkezésemre bocsátott fényképekért, melyek teljesebbé tették rövid tanulmányomat. Név szerint: Budai Tamás, Kaszás István, Marsó Károly, Nagy Péter és Pálfi Éva. A fényképek egy másik, jelentős részét a soproni diákjaimnak tartott környezetföldtani gyakorlaton készítettem.

A felvételek képaláírásai és a szövegből történő hivatkozási formájuk Pálfi Éva gondos munkáját tükrözi.

9.9 A környezeti állapotfelméréssel kapcsolatos fontosabb törvényi háttér

1. Törvények

[1993 évi XLVIII. törvény](#) a bányászatról

1994 évi LV. törvény a termőföldről

[1995 évi LIII. törvény](#) a környezet védelmének általános szabályairól

[1995 évi LVII. törvény](#) a vízgazdálkodásról

1996 évi LIII. törvény a természet védelméről

1996 évi LIV. törvény az erdőről és az erdő védelméről

2000 évi XLIII. törvény a hulladékgazdálkodásról

2. Kormányrendeletek

[72/1996 \(V.22.\) Kormányrendelet](#) vízgazdálkodási hatósági jogkör gyakorlásáról

123/1997 (VII.18.) Kormányrendelet a vízbázisok, távlati vízbázisok, valamint az ivóvízellátást szolgáló vízlétesítmények védelméről. Ezzel összefügg a többször módosított 2249/1995 (VIII. 31.) Kormányhatározat az Ivóvízbázis-védelmi Program végrehajtásáról

203/1998 (V.22.) Kormányrendelet a bányászatról szóló 1993. évi XLVIII. törvény végrehajtásáról

- 239/2000 (XII.23.) Kormány rendelet a bányatavak hasznosításával kapcsolatos jogokról, kötelezettségekről
- [201/2001 \(X.25.\) Kormány rendelet](#) az ivóvíz minőségi követelményeiről és az ellenőrzés rendjéről
- 219/2004 (VII.21.) Kormány rendelet a felszín alatti vizek védelméről
- 220/2004 (VII.21.) Kormány rendelet a felszíni vizek minősége védelmének szabályairól
- 221/2004 (VII.21.) Kormány rendelet a vízgyűjtő-gazdálkodás egyes szabályairól
- 276/2005 (XII.20.) Kormány rendelet a környezetvédelmi és vízügyi miniszter irányítása alá tartozó központi és területi szervek feladat- és hatásköréről
- 314/2005 (XII.25.) Kormány rendelet a környezeti hatásvizsgálati és az egységes környezethasználati engedélyezési eljárásról
- 27/2006 (II.7.) Kormány rendelet a vizek mezőgazdasági eredetű nitrátszennyezéssel szembeni védelméről
3. Miniszteri rendeletek, utasítások
- 3/1975 (VIII.30.) OVH rendelkezés a vízkútúrással kapcsolatos szakmai követelmények megállapításáról
- 18/1996. (VI.13.) KHVM rendelet a vízjogi engedélyezési eljáráshoz szükséges kérelemről és mellékleteiről
- 4/1997. (III.5.) IKIM-KTM-KHVM együttes rendelet a Magyar Geológiai Szolgálat részére szolgáltatandó földtani kutatási adatok köréről és forgalmazásának rendjéről
- 29/1997. (IV.30.) FM rendelet az erdőről és az erdő védelméről szóló tv. végrehajtásáról
- [74/1999. \(XII.25.\) EüM rendelet](#) a természetes gyógytényezőkről
- 10/2000. (VI.2) KöM-EüM-FVM-KHVM [együttes rendelet](#) a felszín alatti víz és a földtani közeg minőségi védelméhez szükséges határértékekről
- [65/2004. \(IV.27.\) FVM-ESzCsM-GKM együttes rendelet](#) a természetes ásványvíz, a forrásvíz, az ivóvíz, az ásványi anyaggal dúsított ivóvíz és az ízesített víz palackozásának és forgalomba hozatalának szabályairól
- 30/2004. (XII.30.) KvVM rendelet a felszín alatti vizek vizsgálatának egyes szabályairól
- 14/2005. (VI.28.) KvVM rendelet a kármentesítési tényfeltárás szűrővizsgálatával kapcsolatos szabályokról

DRASTIC-tényező	súly	kategóriák	pontérték	
			változó	típusos
D_R Vízmélység (m) (eredeti leírásban lábban megadva)	$D_W=5$	0–1,5 1,5–4,5 4,5–9,0 9,0–15,0 15,0–22,5 22,5–30,0 30<		10 9 7 5 3 2 1
R_R Beszivárgás (mm/év) (eredeti leírásban hüvelyk/évben megadva)	$R_W=4$	0–50 50–100 100–175 175–250 250<		1 3 6 8 9
A_R Vízartó anyaga	$A_W=3$	tömeges agyagpala metamorf/magmás mállott metamorf/magmás galciális till vékonyan rétegzett homokkő, mészke és agyagpala sorozatok tömeges homokkő tömeges mészke homok és kavics bazalt karsztos mészke	1–3 2–5 3–5 4–6 5–9 4–9 4–9 4–9 2–10 9–10	2 3 4 5 6 6 6 8 9 10
S_R Talaj anyaga	$S_W=2$	vékony vagy hiányzik (≤ 25 cm) kavics homok tőzeg, tufa duzzadó és/vagy aggregált agyag homokos vályog vályog iszapos vályog agyagos vályog agyag		10 10 9 8 7 6 5 4 3 1
T_R Lejtésviszonyok (%)	$T_W=1$	0–2 2–6 6–12 12–18 18<		10 9 5 3 1
I_R Telítetlen zóna anyaga	$I_W=5$	zárt tükrű víztartó iszap/agyag agyagpala mészke homokkő rétegzett mészke, homokkő agyagpala homok és kavics jelentős iszap- és agyagtartalommal metamorf/magmás homok és kavics bazalt karsztos mészke	1 2–6 2–5 2–7 4–8 4–8 4–8 2–8 6–9 2–10 8–10	1 3 3 6 6 6 6 4 8 9 10
C_R Vízartó vízvezető-képessége (m/s) (eredeti leírásban gallon/nap/láb ² -ben)	$C_W=3$	5×10^{-7} – 5×10^{-5} 5×10^{-5} – $1,5 \times 10^{-4}$ $1,5 \times 10^{-4}$ – $3,5 \times 10^{-4}$ $3,5 \times 10^{-4}$ – 5×10^{-4} 5×10^{-4} – 10^{-3} 10^{-3} <		1 2 4 6 8 10

20. táblázat A DRASTIC-módszer értékelő rendszere (ALLER et al. 1987)

A területeket minősítő tényezők		A területek jellege			
Geomorfológiai viszonyok	a lejtő szöge	< 15°		15 - 35 °	> 35 °
	jelölése	1		2	3
Vízföldtani viszonyok	a talajvíz relatív mélysége és a víz agresszivitása	> 1 m és nem agresszív	> 1 m és agresszív	< 1 m és nem agresszív	< 1 m és agresszív
	jelölése	1	2	3	4
Geotechnikai viszonyok (teherbírás) N/mm ²	szilárd kőzet	> 120	35 - 120	< 35	
	jelölése	1	2	3	
	laza, kohéziós és egyéb képződmény	> 0.5	0.3 - 0.5	0.1 - 0.3	< 0.1
	jelölése	4	5	6	7

21. táblázat Az építésföldtani rayon térkép értékelő rendszere (Cserny T. 1982.)

I. melléklet

1995. évi LIII. törvény a környezet védelmének általános szabályairól ³

(A végrehajtására kiadott, a környezeti hatásvizsgálat elvégzéséhez kötött és az ezzel kapcsolatos hatósági eljárás részletes szabályairól szóló 152/1995. (XII. 12.)

[A vastag betűs szedés az 1995 LIII. törvény (Kt.), a normál betűs szedés a 152/1995. (XII. 12.) Kormányrendelet (Vht.) szövege.]

Az Országgyűlés tekintettel arra, hogy a természeti örökség és a környezeti értékek a nemzeti vagyon részei, amelyeknek megőrzése és védelme, minőségének javítása alapfeltétel az élővilág, az ember egészsége, életminősége szempontjából; e nélkül nem tartható fenn az emberi tevékenység és a természet közötti harmónia, elmulasztása veszélyezteti a jelen generációk egészségét, a jövő generációk létét és számos faj fennmaradását, ezért az Alkotmányban foglaltakkal összhangban a következő törvényt alkotja:

I. Fejezet: ÁLTALÁNOS RENDELKEZÉSEK

A törvény célja

Kt.1. § (1) A törvény célja az ember és környezete harmonikus kapcsolatának kialakítása, a környezet elemeinek és folyamatainak védelme, a fenntartható fejlődés környezeti feltételeinek biztosítása.

(2) A törvény a kiszámíthatóság és a méltányos teherviselés elve szerint megfelelő kereteket teremt az egészséges környezethez való alkotmányos jogok érvényesítésére és elősegíti

a) a környezet igénybevételének, terhelésének és szennyezésének csökkentését, károsodásának megelőzését, a károsodott környezet javítását, helyreállítását;

b) az emberi egészség védelmét, az életminőség környezeti feltételeinek javítását;

c) a természeti erőforrások megőrzését, fenntartását, az azokkal való ésszerű takarékos és az erőforrások megújulását biztosító gazdálkodást;

d) az állam más feladatainak a környezetvédelem követelményeivel való összhangját;

e) a nemzetközi környezetvédelmi együttműködést;

f) a lakosság kezdeményezését és részvételét a környezet védelmére irányuló tevékenységben, így különösen a környezet állapotának feltárásában, megismerésében, az állami szerveknek és az önkormányzatoknak a környezet védelmével összefüggő feladatai ellátásában;

g) a gazdaság működésének, a társadalmi, gazdasági fejlődésnek a környezeti követelményekkel való összehangolását;

h) a környezetvédelem intézményrendszerének kialakítását, illetve fejlesztését;

i) a környezet védelmét, megőrzését szolgáló közigazgatás kialakítását, illetve fejlesztését.

Kt.3. § (1) E törvény rendelkezéseivel összhangban külön törvények rendelkeznek, különösen:

a) a nukleáris energiáról és a radioaktivitás felhasználásáról,

b) a bányászatról,

c) az energiáról,

d) az erdőkről,

e) az épített környezet alakításáról és védelméről,

f) a termőföldről,

³ A törvényt az Országgyűlés az 1995. május 30-i ülésnapján fogadta 20 el. A kihirdetés napja: 1995. június 22.

- g) a halászatról,
- h) a közlekedésről, közlekedési alágazatonként,
- i) a katasztrófák megelőzéséről és következményeik elhárításáról,
- j) a területfejlesztésről,
- k) a vadgazdálkodásról
- l) a vízgazdálkodásról,
- m) a hulladékokról,
- n) a veszélyes anyagokról.

(2) Az élővilág változatossága, élőhelyeinek megőrzése, a tudományos, kulturális vagy esztétikai értékekkel bíró területek, képződmények, létesítmények megőrzése és helyreállítása érdekében — e törvénnyel összhangban — külön törvények rendelkeznek:

- a) a természet és a táj védelméről,
- b) az állatvédelemről, továbbá az állategészségügyről,
- c) a növényvédelemről, továbbá a növényegészségügyről,
- d) a műemlékek védelméről.

Alapfogalmak

Kt.4. § E törvény alkalmazásában

- a) *környezeti elem*: a föld, a levegő, a víz, az élővilág, valamint az ember által létrehozott épített (mesterséges) környezet, továbbá ezek összetevői;
- b) *környezet*: a környezeti elemek, azok rendszerei, folyamatai, szerkezete;
- c) *természeti erőforrás*: a — mesterséges környezet kivételével — társadalmi szükségletek kielégítésére felhasználható környezeti elemek vagy azok egyes összetevői;
- d) *környezet igénybevétele*: a környezetben változás előidézése, a környezetnek vagy elemének természeti erőforráskénti használata;
- e) *környezet-igénybevettség*: a környezetnek vagy elemének természeti erőforráskénti használata mértéke;
- f) *környezetterhelés*: valamely anyag vagy energia környezetbe bocsátása;
- g) *környezetszennyezés*: a környezet valamely elemének a kibocsátási határértéket meghaladó terhelése;
- h) *környezetszennyezettség*: a környezetnek vagy valamely elemének a környezetszennyezés hatására bekövetkezett szennyezettségi szinttel jellemezhető állapota;
- i) *környezethasználat*: a környezetnek vagy valamely elemének igénybevételével, illetőleg terhelésével járó hatósági engedélyhez kötött tevékenység;
- j) *környezetkárosítás*: az a tevékenység, amelynek hatására környezetkárosodás következik be;
- k) *környezetkárosodás* a környezetnek vagy valamely elemének olyan mértékű változása, szennyezettsége, illetve valamely eleme igénybevételének olyan mértéke, amelynek eredményeképpen annak természetes vagy korábbi állapota (minősége) csak beavatkozással, vagy egyáltalán nem állítható helyre, illetőleg, amely az élővilágot kedvezőtlenül érinti;
- l) *környezetveszélyeztetés*: az a tevékenység vagy mulasztás, amely környezetkárosítást idézhet elő;
- m) *környezetre gyakorolt hatás*: a környezetben környezetterhelés, illetőleg a környezet igénybevétele következtében bekövetkező változás;
- n) *hatásterület*: az a terület vagy térrész, ahol jogszabályban meghatározott mértékű környezetre gyakorolt hatás a környezethasználat során bekövetkezett vagy bekövetkezzhet;
- o) *érintett*: azon személy, szervezet, aki vagy amely a hatásterületen él, tevékenykedik;

- p) érintett önkormányzat:* az a települési önkormányzat, amely az adott környezethasználat hatásterületén illetékességgel rendelkezik;
- r) helyi környezetvédelmi ügy:* minden olyan környezetvédelmi ügy, amelyben a környezet használata és a hatásterület nem terjed túl az érintett települési önkormányzat területén;
- s) igénybevételi határérték:* a környezet vagy valamely eleme jogszabályban vagy hatósági határozatban meghatározott olyan mértékű igénybevétele, amely kizárja a környezetkárosítást;
- t) kibocsátási határérték:* a környezetnek vagy valamely elemének jogszabályban vagy hatósági határozatban meghatározott olyan mértékű terhelése, amely kizárja a környezetkárosítást;
- u) szennyezettségi határérték:* a környezet valamely elemének olyan — jogszabályban meghatározott — mértékű szennyezettsége, amelynek meghaladása — a mindenkori tudományos ismeretek alapján — környezetkárosodást vagy egészségkárosodást idézhet elő;
- v) legkíméletesebb megoldás:* a környezeti, műszaki és gazdasági körülmények között elérhető, legkíméletesebb környezet-igénybevétellel járó tevékenység;
- w) fenntartható fejlődés:* társadalmi-gazdasági viszonyok és tevékenységek rendszere, amely a természeti értékeket megőrzi a jelen és a jövő nemzedékek számára, a természeti erőforrásokat takarékosan és célszerűen használja, ökológiai szempontból hosszú távon biztosítja az életminőség javítását és a sokféleség megőrzését;
- x) elővigyázatosság:* a környezeti kockázatok mérsékléséhez, a környezet jövőbeni károsodásának megelőzéséhez vagy csökkentéséhez szükséges döntés és intézkedés;
- y) megelőzés:* a környezethasználat káros környezeti hatásai elkerülésének érdekében a legkíméletesebb megoldások alkalmazása a döntéshozatal legkorábbi szakaszától;
- z) környezetvédelem:* olyan tevékenységek és intézkedések összessége, amelyeknek célja a környezet veszélyeztetésének, károsításának, szennyezésének megelőzése, a kialakult károk mérséklése vagy megszüntetése, a károsító tevékenységet megelőző állapot helyreállítása.

A környezet védelmének alapelvei: Az elővigyázatosság, a megelőzés és a helyreállítás

Kt.6. § (1) A környezethasználatot úgy kell megszervezni és végezni, hogy

- a) a legkisebb mértékű környezetterhelést és igénybevételt idézze elő;
- b) megelőzze a környezetszennyezést;
- c) kizárja a környezetkárosítást.

(2) A környezethasználatot az elővigyázatosság elvének figyelembevételével, a környezeti elemek kíméletével, takarékos használatával, továbbá a hulladékkeletkezés csökkentésével, a természetes és az előállított anyagok visszaforgatására és újrafelhasználására törekedve kell végezni.

(3) A megelőzés érdekében a környezethasználat során a legkíméletesebb megoldást kell alkalmazni.

Kt.7. § A 6. §-ban foglaltak érvényesítése érdekében jogszabály előírhatja a környezethasználat feltételeit, illetőleg korlátozó vagy tiltó rendelkezéseket állapíthat meg.

Kt.8. § (1) A környezetet veszélyeztető vagy károsító környezethasználó köteles azonnal befejezni a veszélyeztető vagy károsító tevékenységet.

(2) A környezethasználó köteles gondoskodni a tevékenysége által bekövetkezett környezetkárosodás megszüntetéséről, a károsodott környezet helyreállításáról.

II. melléklet

A határértékek definíciói a 219/2004. (VII. 21.) Kormány rendelet, 1/a mellékletében

(A) *Háttér koncentráció*: reprezentatív érték; egyes anyagoknak a természetes vagy ahhoz közeli állapotban általában előforduló koncentrációja a felszín alatti vízben, illetve a talajban,

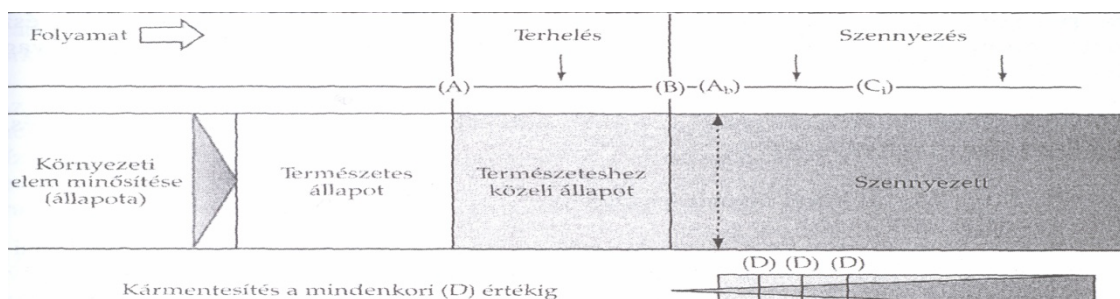
(Ab) *Bizonyított háttér koncentráció*: meghatározott anyagnak adott térségre jellemző, az (A) háttér-koncentráció helyett, vizsgálatokkal megállapított tényleges koncentrációja a felszín alatti vízben, a földtani közegben, ami természeti adottságok, illetve a vizsgált terheléstől független diffúz terhelés, szennyezés vagy felszíni vízen keresztül történő terhelés hatására alakult ki,

(B) *Szennyezettségi határérték*: jogszabályban, illetve ezek hiányában hatósági határozatban meghatározott olyan szennyezőanyag koncentráció, illetve egyéb minőségi állapot jellemzők olyan szintje a felszín alatti vízbe, a földtani közegben, amelynek bekövetkeztekor a földtani közeg a felszín alatti víz szennyezettnek minősül, figyelembe véve a felszín alatti víznél az ivóvízminőség és a vízi ökoszisztémák igényeit, földtani közeg esetében pedig a talajok többes rendeltetését és a felszín alatti vizek szennyezéssel szembeni érzékenységét,

(D) *Kármentesítési célállapot határérték*: hatósági határozatban előírt koncentráció, amit a kármentesítés eredményeként kell elérni az emberi egészség és az ökoszisztéma, illetve a környezeti elemek károsodásának megelőzése érdekében; meghatározása a kármentesítés eljárás keretében végzett komplex értékelésen, a szennyező anyagnak a környezeti elemek közötti megoszlására, viselkedésére, terjedésére vonatkozó méréseken, modellszámításokon, mennyiségi kockázatfelmérésen alapul a területhasználat figyelembevételével,

(E) *Egyedi szennyezettségi határérték*: a telephelyen a (B) szennyezettségi határérték helyett - a K vt. hatálybalépésekor már folytatott tevékenység esetében vagy azokon a területeken, ahol az (Ab) bizonyított háttér-koncentráció meghaladja a (B) szennyezettségi határértéket - a helyzet tényleges ismerete alapján mennyiségi kockázatfelmérésre támaszkodóan, a területhasználat figyelembevételével hatósági határozatban megállapított szennyezettségi határérték. Az (E) egyedi szennyezettségi határérték nem lehet szigorúbb a (B) szennyezettségi határértéknél és nem lehet enyhébb a vizsgálatokkal megállapított tényleges szennyezettségi koncentrációnál, illetve a (D) kármentesítési célállapot határértéknél,

(Mi) *Igénybevételi határérték*: a víztest egy adott lehatárolt részén a legnagyobb megengedhető víz(nyomás)szint süllyedéshez tartozó igénybe vehető összes vízmennyiség $m^3/év$ -ben kifejezve.



III. melléklet

219/2004. (VII.21.) Kormányrendelet, 1/b melléklete
A SZENNYEZŐANYAGOK JEGYZÉKEI

A Tanács 80/68/EGK irányelvének melléklete, tovább az Európai Parlament és Tanács
2000/60/K irányelv VIII. melléklete szerint

Az I. Jegyzék a következőkben felsorolt anyagféleségekhez és csoportokhoz tartozó meghatározott anyagokat tartalmazza azok kivételével, amelyek toxicitás, lebomlás és az emberi szervezetben való felhalmozódás szempontjából kis kockázatot jelentenek és nem sorolandók az I. Jegyzékbe.

Azok az anyagok, amelyek a toxicitás, a lebomlás és élő szervezetbe való felhalmozódás szempontjából a II. Jegyzéknek felelnek meg, a II. Jegyzékbe sorolandók.

I. Jegyzék a veszélyességük alapján K1 minősítésű anyagokra

1. Szerves halogén vegyületek és olyan anyagok, amelyek a vízi környezetben szerves halogéneket képezhetnek.
2. Szerves foszforvegyületek
3. Szerves ónvegyületek
4. Anyagok és készítmények, vagy ezek lebomlási termékei, amelyekről bebizonyosodott, hogy karcinogén vagy mutagén tulajdonságokkal rendelkeznek, vagy pedig olyan tulajdonságokkal, amelyek kedvezőtlen hatással vannak a szteroidogén, thyroid, szaporodási vagy endokrin függő funkciókra a vízi környezetben vagy azon keresztül
5. Higany és vegyületei
6. Kadmium és vegyületei
7. Ásványolajok és más szénhidrogének, különösen a perzisztens szénhidrogének
8. Cianidok

II. Jegyzék a veszélyességük alapján K2 minősítésű anyagokra

A II. Jegyzék a következőkben felsorolt anyagféleségekhez és csoportokhoz tartozó egyes anyagokat és anyagkategóriákat tartalmazza, amelyek a felszín alatti vízre káros hatást fejthetnek ki.

1. Az I. Jegyzékben nem szereplő félfémek és fémek, valamint vegyületeik, különösen a következő fémek és félfémek: Cink, Réz, Nikkel, Króm, Ólom, Szelén, Arzén, Antimon, Molibdén, Titán, Ón, Bárium, Berillium, Bór, Urán, Vanádium, Kobalt, Tallium, Tellúr, Ezüst
2. Az I. Jegyzékben nem szereplő biocidok és származékaik
3. A felszín alatti víz ízét és/vagy szagát rontó anyagok, valamint olyan vegyületek, amelyek ilyen anyagok képződését okozzák e vizekben és ezzel a vizet emberi fogyasztásra alkalmatlanná teszik
4. Mérgező vagy bomlásálló szerves szilícium-vegyületek, valamint olyan vegyületek, amelyek ilyen anyagok képződését okozzák a vízben, kivéve azokat, amelyek biológiailag ártalmatlanok vagy gyorsan átalakulnak a vízben ártalmatlan anyagokká
5. Szervetlen foszforvegyületek, valamint az elemi foszfor
6. Fluoridok
7. Ammónia és nitritek
8. Az eutrofizációt elősegítő anyagok (különösen a nitrátok és foszfátok)
9. Szuszpenzióban lévő anyagok
10. Az oxigénháztartásra kedvezőtlen hatással lévő anyagok (amelyek olyan paraméterekkel mérhetők, mint a BOI és KOI)

IV. melléklet

219/2004. (VII.21.) Kormányrendelet, 1/c melléklete
Felszín alatti víz állapota szempontjából érzékeny területek besorolása

A vizsgálatok során az adott érzékenységi kategóriába tartozás szempontjai a következők:

1. Felszín alatti víz állapota szempontjából fokozottan érzékeny terület

- a) Üzemelő és távlati ivóvízbázisok, ásvány- és gyógyvízhasznosítást szolgáló vízkivételek - külön jogszabály szerinti
- b) Azok a karsztos területek, ahol a felszínen vagy 10m-en belül a felszín alatt mészkő, dolomit, mész- és dolomitmárga képződmények találhatóak
- c) A vízgazdálkodásról szóló 1995.- évi LVII. törvény szerint állami tulajdonban lévő felszíni állóvizek mederétől számított 0,25 km széles parti sávja, külön jogszabály szerint regisztrált természetes fürdőhely esetében a mederétől számított 0,25-1,0 km közötti övezetre is
- d) A Nemzetközi Jelentőségű Vadvizek jegyzékébe felvett területek, továbbá a külön jogszabály szerinti Natura 2000 vizes élőhelyei

2. Felszín alatti víz állapota szempontjából érzékeny terület

- a) Azok a területek, ahol a csapadékból származó utánpótlódás sokévi átlagos értéke meghaladja a 20 mm/évet
- b) Azok a felszín alatti víz állapota szempontjából fokozottan érzékeny területek közé nem tartozó területek, ahol a felszín alatt 100 m-en belül mészkő, dolomit, mész- és dolomitmárga képződmények találhatóak
- c) Azok a területek, ahol a porózus fő vízadó képződmény teteje a felszín alatt 100 m-en belül található
- d) A vízgazdálkodásról szóló 1995. évi LVII. törvény szerint állami tulajdonban lévő felszíni állóvizek mederétől számított 0,25-1,0 közötti övezete
- e) Az 1. d) pontban nem említett, külön jogszabály által kijelölt védett természeti területek

3. Felszín alatti víz állapota szempontjából kevésbé érzékeny terület

Egyéb, az 1.-2. pontokba nem tartozó területek.

V. melléklet

A 27/2006. (11.7.) Kormányrendelet a vizek mezőgazdasági eredetű nitrát szennyezéssel szembeni védelméről, 5. §. (1) bekezdése

(1) Nitrátérzékeny terület:

a) a felszíni vizek tekintetében

- aa) a Balaton, a Velencei-tó, a Fertő tó,
- ab) valamennyi ivóvíz ellátási célt szolgáló tározó vízgyűjtő területe;

b) a felszín alatti vizek tekintetében minden

ba) karsztos terület, ahol a felszínen vagy 10m-en belül a felszín alatt mészkő, dolomit,

mész- és dolomitmárga képződmények találhatók,

bb) üzemelő és távlati ivóvízbázis, ásvány- és gyógyvízhasznosítást szolgáló vízkivétel

külön jogszabály szerint kijelölt vagy lehatárolt védőterülete,

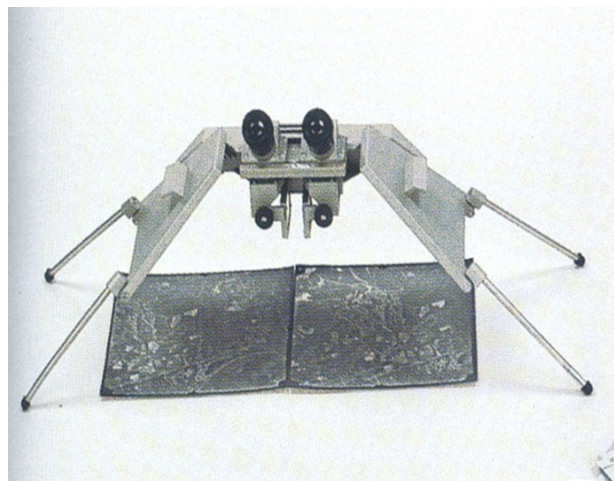
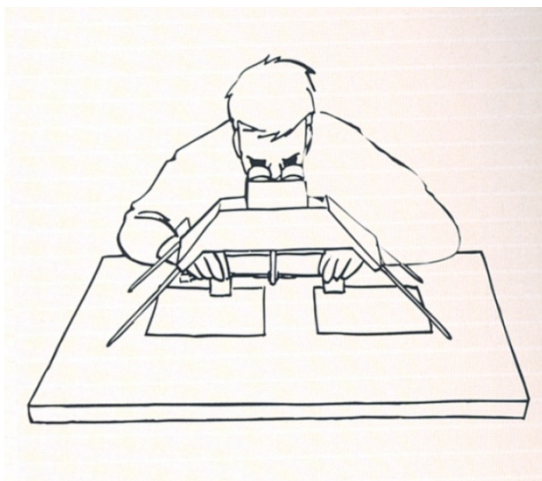
bc) a ba) és bb) pontba nem tartozó karsztos terület, ahol a felszín alatt 100 m-en belül mészkő, dolomit, mész- és dolomitmárga képződmények találhatók, kivéve, ha lokális vizsgálat azt bizonyítja, hogy nitrogéntartalmú anyag a felszínről 100 év alatt sem érheti el a nevezett képződményeket,

bd) olyan terület, ahol a fő porózus-vízadó összlet teteje a felszíntől számítva 50 m-nél kisebb mélységben van;

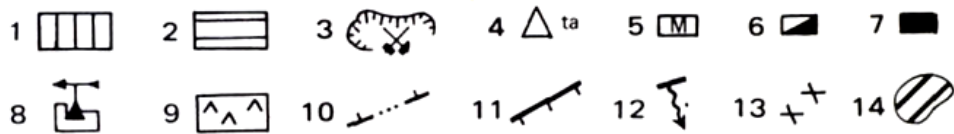
be) belterület, kivéve, ha a felszín alatti víz nitrát tartalma bizonyítottan nem haladja meg

az 50 mg/l értéket és ahol a települési rendezési terv alapján állattartás folytatható.

c) a bányatavak 300 méteres parti sávja.

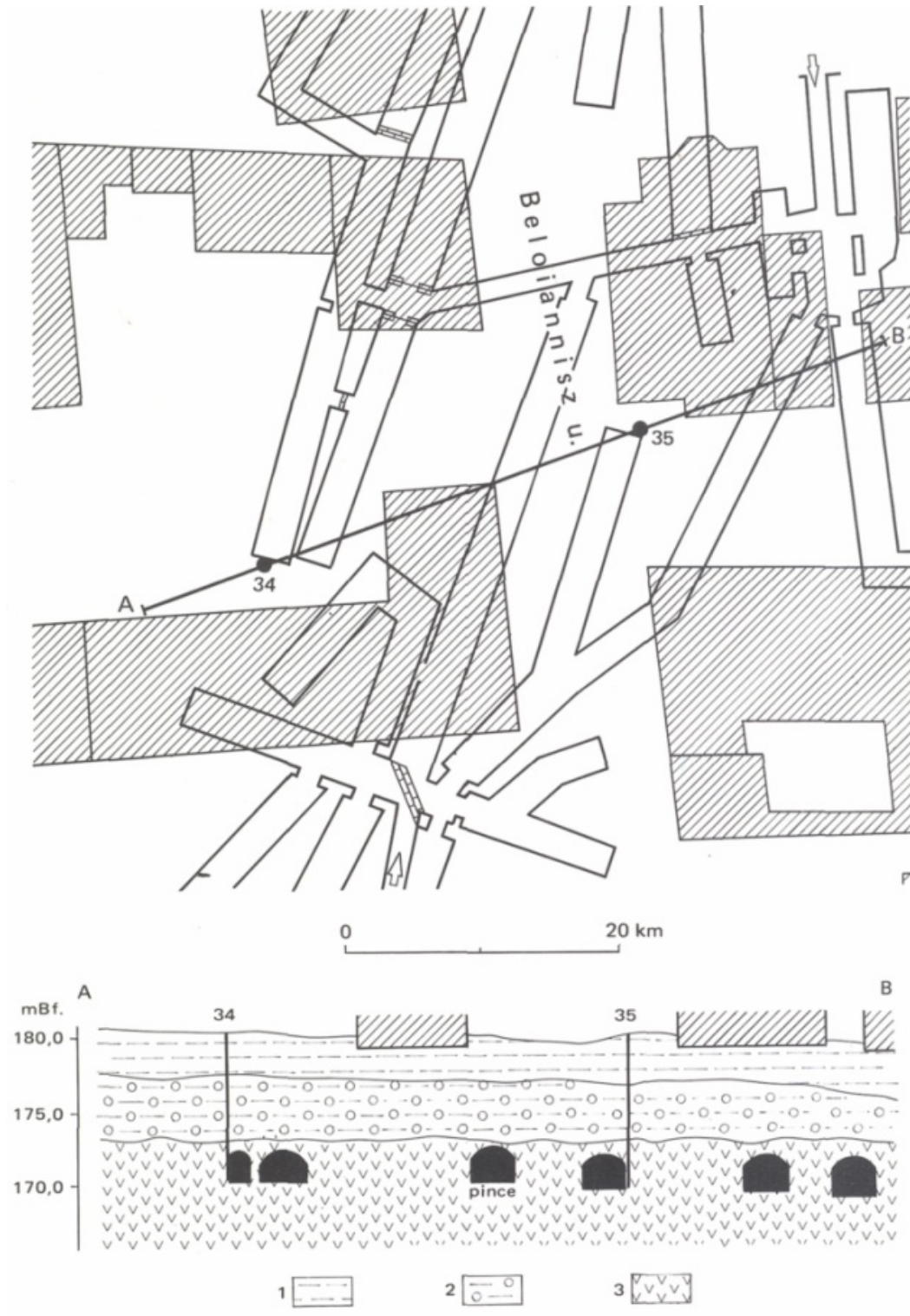


134. ábra Az előkészítő munka során megtörténik a terület légifényképeinek kiértékelése, sztereoszkóp segítségével



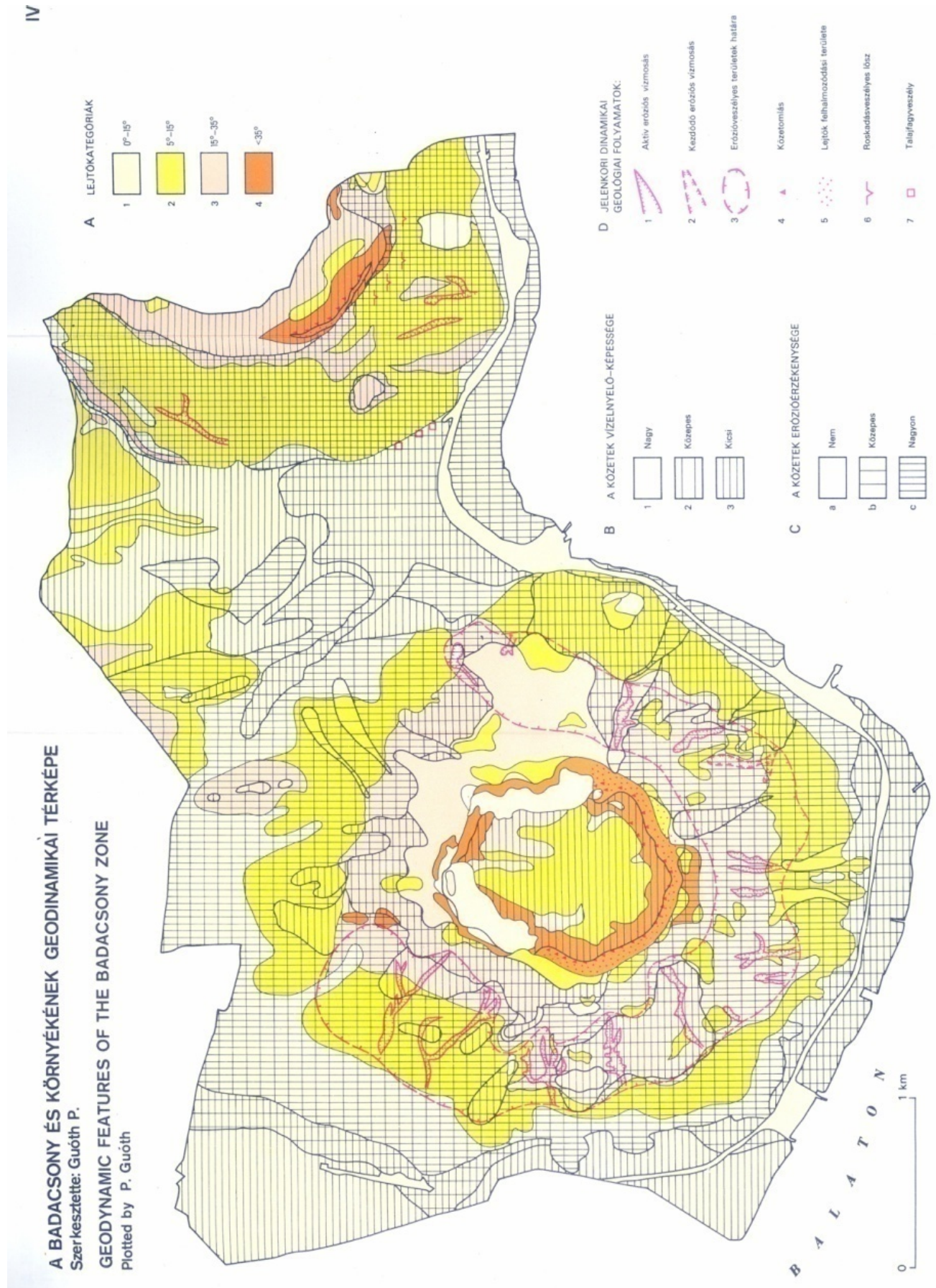
136. ábra Részlet Budapest-Óbuda műszaki állapottérképéből

1. vegyes beépítésű (földszintes, többszintes), 2. földszintes szétszórt épületek, 3. külszíni (felhagyott bánya), 4. téglagyag, 5. műemlék, 6. épületkár, 7. pincevíz, 8. meteorológiai állomás, 9. feltöltés, 10. csatornázott terület határa, 1. nyomóvezetékes vízellátás határa, 12. aktív felszínmozgás, 13. gyakori útkárosodás, 14. gazdaságos beépítésre alkalmatlan terület (lejtésszög > 15%)

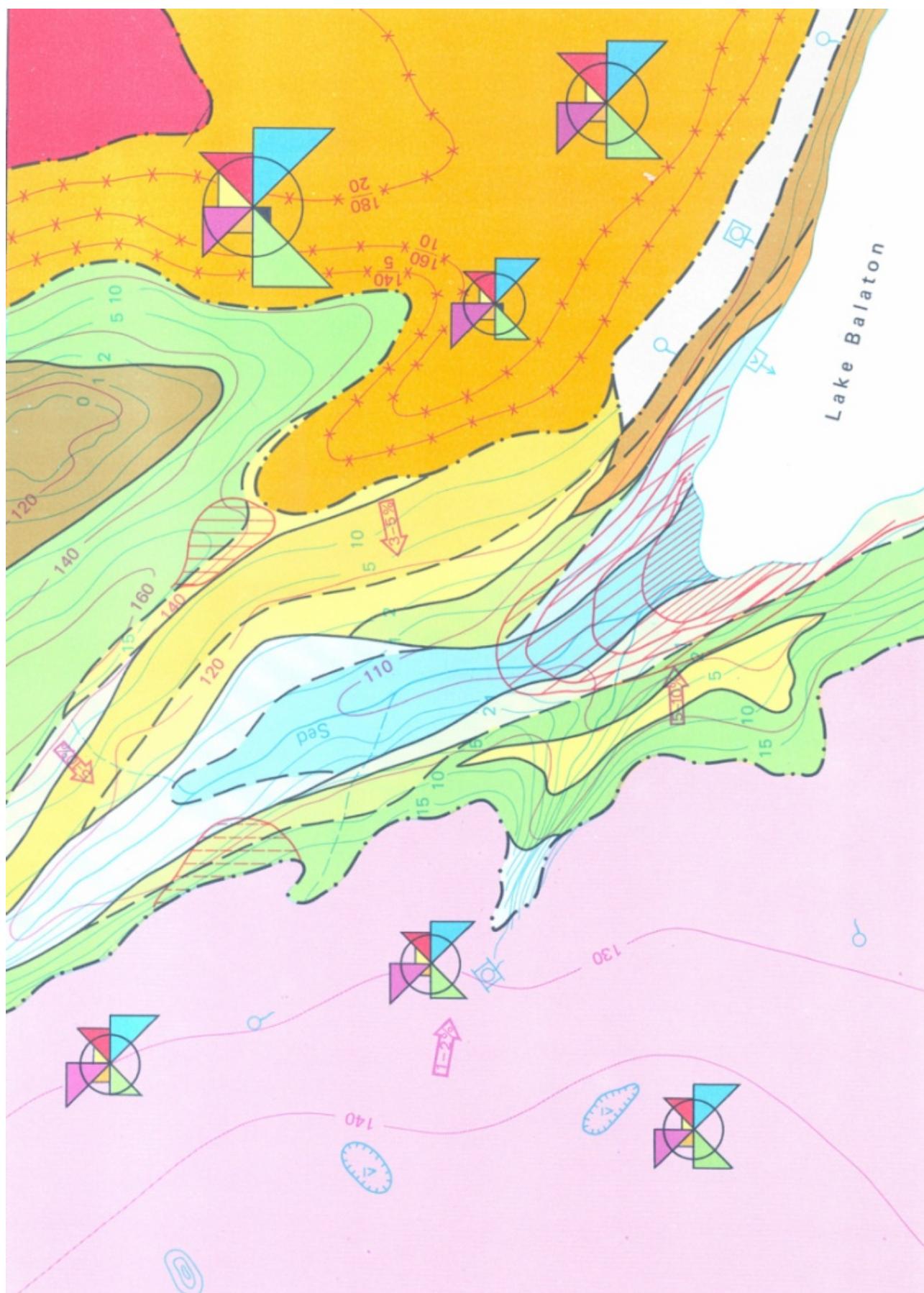


137. ábra Részlet Eger belvárosának pincetérképéből (Budapest Műszaki Egyetem 1973)

1. pleisztocén agyag, 2. pleisztocén agyagos kavics, 3. miocén riódácit-tufa

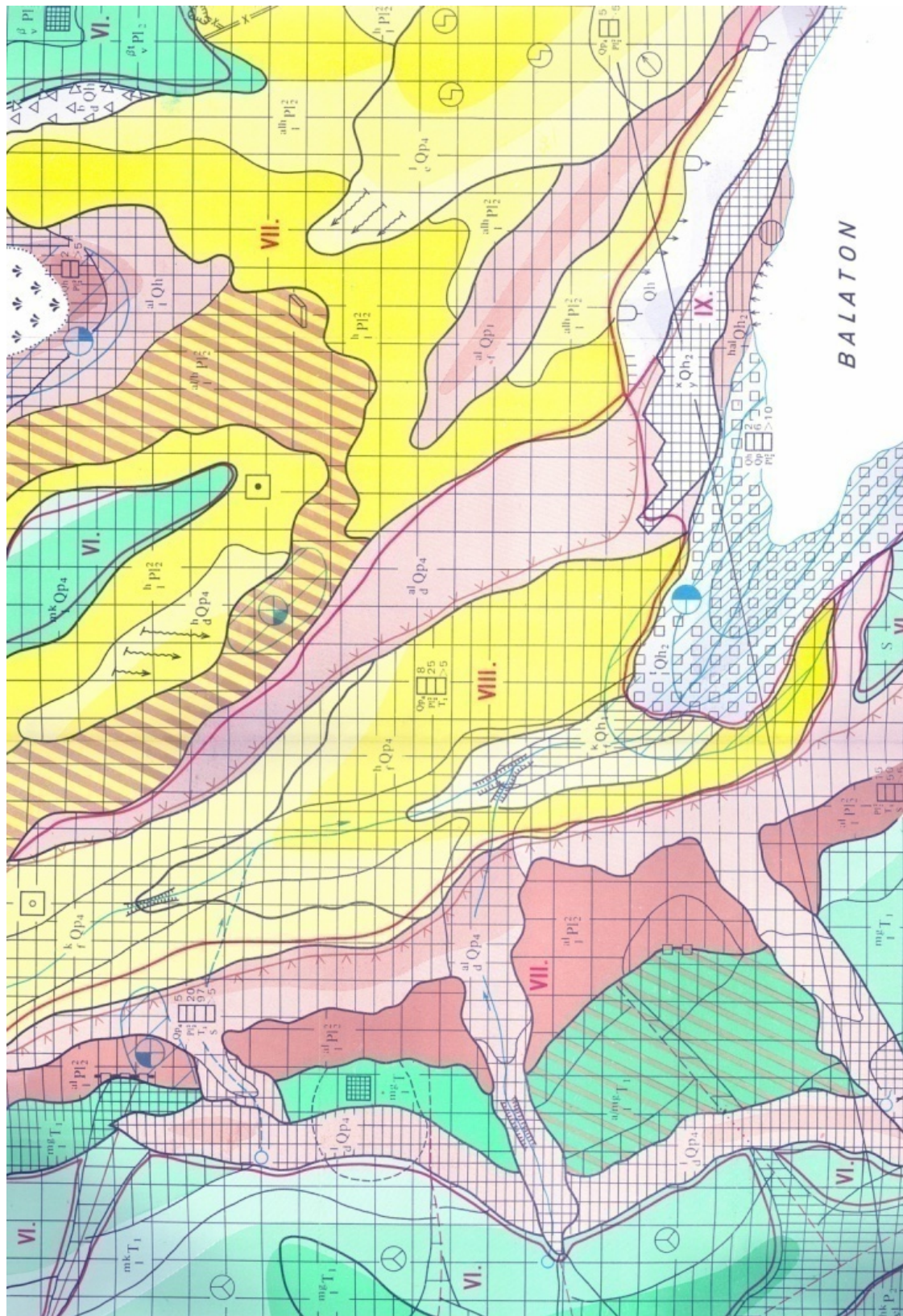


139. ábra Badacsony és környékének geodinamikai térképe (szerk. Cserny T. 1975)

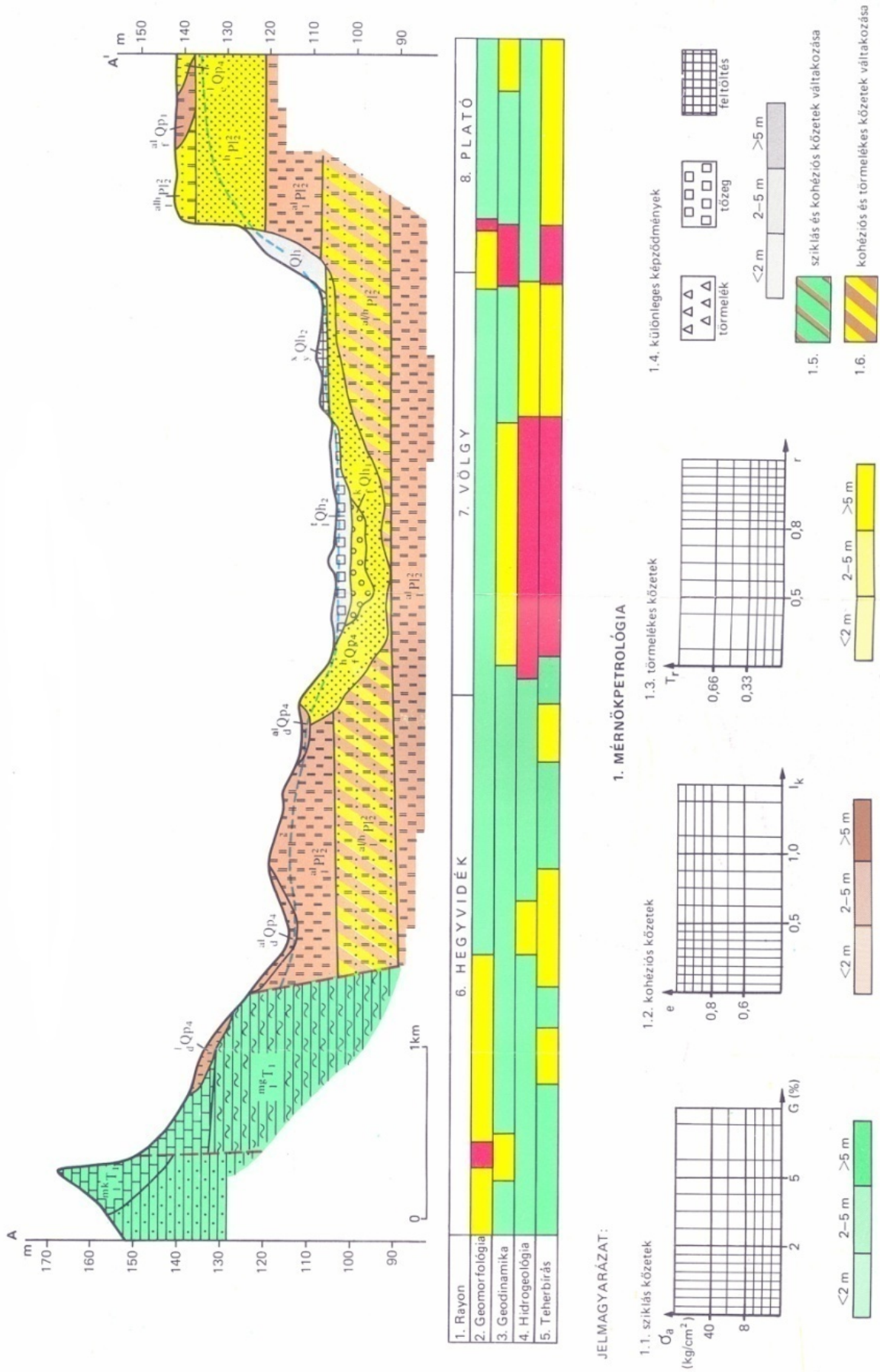


140. ábra Balatonfűzfő és környékének hidrogeológiai térképe

Példák a céltérképekre:



141. ábra Balatonfűzfő és környékének építésföldtani térképe (szerk. Cserny T. 1975)



142. ábra Balatonfűzfő és környékének építésföldtani szelvénye (szerk. Cserny T. 1975)

Példa a szintetizáló térképváltozatra:



143. ábra Részlet, a Balaton környékének építésföldtani rajon térképéből (szerk. Cserny T. 1985)

Irodalomjegyzék

- Németh E.*: Hidrológia és hidrometria. Egyetemi tankönyv. Tankönyvkiadó. Bp. 1959.
- Szlávik L.*: Az 1974. évi Körös-völgyi árvíz hidrológiai jellemzése. *Vízügyi Közlemények* 1976, 1. füzet, p. 15-40.
- Szlávik L.*: Az 1980-81. évi Körös-völgyi árvizek hidrológiai jellemzése. *Vízügyi Közlemények* 1982, 2. füzet, p. 167-200.
- Szlávik L.-Sziebert J.*: Hidrológia és meteorológia. Főiskolai jegyzet. EJF, Baja, 2005.
- Csermák B.*: Jégjelenségek és a hazai folyók jégviszonyai. 1987, In: *Árvízvédelem*. OVH, Budapest, 1987. pp. 104-120.
- Horváth S.*: A Duna jégviszonyai. VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények 6. szám, Budapest, 1979.
- Ihrig D.*: A Duna 1956 márciusi jeges árvize Magyarországon. *Vízügyi Közlemények*, 1956. évi 4. füzet, p. 389.
- Illés L.*: Az 1985. évi felső-tiszai jeges árvíz. *Vízügyi Közlemények* 1986. 4. füzet
- Lászlóffy W.*: Az 1838.-i árvíz és a Duna szabályozása. *Vízügyi Közlemények* 1938. 1. sz. p. 39.
- Lászlóffy W.*: A folyók jégviszonyai. *Vízrajzi Intézet. Tanulmányok* 7. sz. Bp. 1949. 15 p.
- Kovács D. - Hrehuss Gy.*: A jeges árvíz elleni védekezés, 1985. *Vízügyi Közlemények* 1986. évi 1. füzet, p. 5-32.
- Szlávik L.*: Az árvízi biztonság elemzése. (4.5. fejezet: A jeges árvizek elleni védekezés.) VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények 76. szám, Budapest, 2003. pp. 108-110.
- Szlávik L.-Sziebert J.*: Hidrológia és meteorológia. Főiskolai jegyzet. EJF, Baja, 2005.
- Laczay I.*: A nagyvízi (árvízi) meder. 1987, In: *Árvízvédelem*. OVH, Budapest, 1987. pp. 230-242.
- Szlávik L.-Sziebert J.*: Hidrológia és meteorológia. Főiskolai jegyzet. EJF, Baja, 2005.
- Bartha P.*: Az árvízi előrejelzés módszerei. In: *Árvízvédelem*. OVH, Budapest, 1987. pp. 205-225.
- Gauzer B.-Bartha P.*: A 2002. évi dunai árhullám levonulása, az Országos Vízjelző Szolgálat árvíz alatti előrejelző tevékenysége. *Vízügyi Közlemények*, 2002. évi dunai árvízi különszám (sajtó alatt)
- Szesztay K.*: Az árvízi előrejelzések néhány módszertani kérdése. Beszámoló a VITUKI 1955. évi munkájáról. Budapest, 1956.
- Szesztay K.*: A Duna vízjárásának előrejelzése. VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények 6. szám, Budapest, 1959.
- Szesztay K.*: A Tisza vízjárásának előrejelzése. VITUKI, Budapest, 1972.
- Szlávik L.*: Az árvízi biztonság elemzése. (7. fejezet: Az árvizek előrejelzése.) VITUKI Tanulmányok és kutatási eredmények 76. szám, Budapest, 2003. pp. 203-221.
- Csoma J.-Szigyártó Z.*: A matematikai statisztika alkalmazása a hidrológiában. VITUKI Budapest 1975.
- Szlávik L.-Sziebert J.*: Hidrológia és meteorológia. Főiskolai jegyzet. EJF, Baja, 2005.
- Kontur I.-Koris K.-Winter J.*: Hidrológiai számítások. Akadémiai kiadó. Bp. 1993.
- WMO.*: Guide to Hydrological Practices. (Hidrológiai eljárások útmutatója. OVH. Bp. 1976.). WMO. No.168. Genf. 1974.
- Goda L.*: A folyók árvizeinek jellemzése. (Az *Árvízvédelem* c. kötetben, OVH, Budapest, 1987. pp. 160-203.
- Ihrig D.*: Az 1956. évi jeges árvíz. *Vízügyi Közlemények*, 1956. évi 4. szám
- Illés L.*: Az 1985. évi felső-tiszai jeges árvíz. *Vízügyi Közlemények* 1986. 4. füzet

- Károlyi Zs.*: A Tisza-völgyi árvizek története. *Vízügyi Közlemények* 1971. évi 3. füzet p.19-28. old.
- Kovács D. - Hrehuss Gy.*: A jeges árvíz elleni védekezés, 1985. *Vízügyi Közlemények* 1986. évi 1. füzet, p. 5-32.
- Lászlóffy W.*: Az 1838.-i árvíz és a Duna szabályozása. *Vízügyi Közlemények* 1938. 1. sz. p. 39.
- Papp F.*: A Berettyó 1966. évi jeges árvize. *Vízgazdálkodás*, 1966 6. sz.
- Szlávik L. - Fejér I.*: Töltésszakadások a Felső-Tiszán 1947 szilveszterén. *Vízügyi Közlemények*, LXXX. évfolyam, 1998. évi 2. füzet
- Szlávik L. - Galbáts Z. - Kiss A.*: Az 1995 decemberi Körös-völgyi árvíz és a szükségtározások hidrológiai elemzése és értékelése. *Vízügyi Közlemények*, 1996. évi 1. szám
- Szlávik L. - Vágás I.*: A Tisza 1998. novemberi rendkívüli árhulláma. *Természettudományi Közöny* 130. évf. 7. füzet, 1999.
- Szlávik L.*: Az 1980-81. évi körös-völgyi árvizek hidrológiai jellemzése. *Vízügyi Közlemények* 1982/b. 2. füzet
- Szlávik L.*: A Körösök árvizeinek néhány hidrológiai sajátossága és az 1980. évi árvíz. *Alföldi Tanulmányok* 1982/a
- Szlávik L.*: Az 1974. évi Körös-völgyi árvíz hidrológiai jellemzése. *Vízügyi Közlemények* 1976. 1. füzet p. 15-40.
- Szlávik L.*: Az 1998-99. évi Tisza-völgyi árvizek sajátosságai, kutatási feladatok. MHT XVII. Országos Vándorgyűlés kiadványa. 1. Árvízvédelem szekció 1999.
- Vágás I.*: A Tisza árvizei. *VÍZDOK*, Budapest, 1982.
- Vágás I.*: Az 1879. évi szegedi árvíz katasztrófa 125. évfordulóján. *Vízügyi Közlemények*, 2004. évi 1-2. füzet.
- VK*: Az 1956. évi dunai jeges árvíz Magyarországon. *Vízügyi Közlemények* 1956, 4. füzet.
- VK*: Az 1970. évi Tisza-völgyi árvíz. *Vízügyi Közlemények* 1971. évi 3. füzet.
- VK*: Az 1998. évi Tisza-völgyi árvíz. *Vízügyi Közlemények* különszám.
- VK*: Az 1999-2000. évi Tisza-völgyi árvíz. *Vízügyi Közlemények* különszám (sajtó alatt).
- VK*: A 2001. évi Tisza-völgyi árvíz. *Vízügyi Közlemények* különszám.
- VK*: A 2002. évi dunai árvíz. *Vízügyi Közlemények* különszám (sajtó alatt).
- VK*: A 2006. évi árvizek. *Vízügyi Közlemények* különszám (sajtó alatt).
- VK*: Dunai árvíz, 1965. (*Vízügyi Közlemények* 1966. évi külön kötet)
- Bartos S., Králik B., 2006: Mélyépítés II., I. kötet, *Földművek*. Student Szakkönyv Üzlet, Budepest, pp. 1-337.
- Driscoll F. G. 1986: *Groundwater and Wells*. Second Edition. Published by Johnson Filtration Systems, pp. 1-1089.
- Fetter C.W., 1994: *Applied Hydrogeology*. Third Edition. Prentice Hall, pp. 1-691.
- Hamvas F., 2000: *Munkaterek víztelenítése*. Műegyetemi Kiadó, Budapest, pp. 1-184.
- Hudak P.F., 2000: *Principles of Hydrogeology*. Second Edition. CRC Lewis Publishers, pp. 1-204.
- Juhász J., 1981: *Áramlástan - Hidrogeológia*, Tankönyvkiadó, Budapest, J 14-1330, pp. 1-348.
- Juhász J., 2002: *Hidrogeológia*. Akadémiai Kiadó, Budapest. Pp. 1-1176.
- Kresic N., 1997: *Quantitative Solutions in Hydrogeology and Groundwater Modeling*. CRC Lewis Publishers, pp. 1-461.
- Öllös G., 1966: *Talajvizek hidrodinamikája*. Tankönyvkiadó, Budapest. pp. 1-196.
- Szücs P. and Ritter Gy., 2002: Improved interpretation of pumping test results using simulated annealing optimization. *ModelCARE 2002*, Proceedings of the 4th International Conference

- on Calibration and Reliability in Groundwater Modeling. Prague, Czech Republic, 17-20 June 2002. Acta Universitatis Carolinae – Geologica 2002, 46 (2/3), pp. 238-241.
- Szűcs P., Civan F., Virág M., 2006: Applicability of the most frequent value method in groundwater modeling. Hydrogeology Journal (2006), 14: pp. 31-43. Springer-Verlag.
- Tóth J., 1999: Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. Hydrogeology Journal (7), pp. 1-14. Springer-Verlag.
- Vukovic M., Soro A., 1997: Groundwater Dynamics. Steady Flow. Water Resources Publications, LLC, pp. 1-536.
- Waterloo Hydrogeologic Inc., 2005: Aquifer Test Pro 4.0. An easy-to-use Pumping Test and Slug Test Data Analysis Package. Ontario, Canada. pp. 1-270.
- Borsy Zoltán (szerk.) *Általános természeti földrajz*. Budapest, 1998, Nemzeti Tankönyvkiadó.
- Papp Zoltán: *A talaj és védelme*. Főiskolai jegyzet, Győr, 1997, kézirat.
- Rausz Attila-Czira Tamás (szerk.) *Magyarország környezetstatisztikai atlasza*. KSH-VÁTI Magyar Regionális Fejlesztési és Urbanisztikai Közhasznú Társaság, 2005.
- Szesztay Károly-Sz.Gábor Margit: *Bolygónk véges türelme. Meddig terhelhető a bioszféra ?* Budapest, 1992, Akadémiai Kiadó.
- Kerényi Attila: *Általános környezetvédelem. Globális gondok – lehetséges megoldások*. Szeged, 1995, Mozaik Oktatási Stúdió.
- Láng István (főszerk.) *Környezet- és természetvédelmi Lexikon I-II.* Budapest, 2002, Akadémiai Kiadó.
- Szabó Imre: *Hulladékelhelyezés I. „Ipar a környezetért” Alapítvány*, 1995.
- Szabó Imre: *Hulladékelhelyezés*. Miskolc, 1999, Miskolci Egyetemi Kiadó.
- Szabó Imre (szerk.): *Szennyezett területek kármentesítése*. Miskolc, 2002, Miskolci Egyetemi Kiadó.
- Larousse: *A természet enciklopédiája. Földünk az élő bolygó*. Budapest, 1993, Glória Kiadó.
- Alföldi L. 1994: Észrevételek a felszín alatti vizek szennyeződés-érzékenységi kérdéseire. Hidrológiai Közlöny 74/1, 15-21.
- Bartha A – Fügedi U. – Kuti L. 1987: Fialat laza üledékek mozgékony mikrotápelem vizsgálata a Bodroghözben. – MÁFI Évi Jelentés az 1985. Évről. Pp. 165-186.
- Fügedi U. 2000: A talajok könnyen oldható tápelem tartalma. —Országos Talajvédelmi Stratégia kidolgozása. Kézirat, MÁFI Agrogeológiai és Környezetföldtani Osztály p. 3.
- Gyuricza Gy. 2004.: A környezetföldtani térkép szerkesztésének módszertani kérdései az Aggtelek–rudabányai mintaterület példáján. — MÁFI Évi Jelentés a 2003-as évről, pp. 271-282.
- Kerék B. 2003: A talaj-alapkőzet-talajvíz rendszer agrogeológiai és környezetföldtani vizsgálata a Bugaci-mintaterületen. Doktori (PhD) értekezés, MÁFI, Agrogeológiai és Környezetföldtani Osztály
- Kézdi Á. 1960: Talajmechanika I. — Tankönyvkiadó, Budapest, p. 175
- Kuti L.,Tóth T., Pásztor L. and Fügedi U. 1999: Analysis of Regional Soil Salinization by Gis. – Proceedings of the International Symposium Sustainable Management of salt Affected Soils in the Arid Ecosystem, Cairo, Egypt. pp. 106-122.
- Ódor L, Horváth I and Fügedi U. 1997: Low-density geochemical mapping in Hungary. – Journal of Geochemical Exploration. 60. pp. 55-66.
- Pálfai I. 1999: A víz szerepe az Alföld fejlődésében — Hidrológiai Közlöny 79/2, pp. 67-68
- Pálfai I. 2001: A belvíz definíciói. — Vízügyi közlemények LXXXIII. évfolyam 3. füzet, pp. 376–392
- Rónai A.–Boczás B.–Kilényi É.–Széles M.–Wein Gy. 1969: Az Alföld földtani atlasza. Szolnok — MÁFI, Budapest, 9 p, [21] térkép
- Várallyay Gy. 1980c: A talajvíz szerepe a talaj vízgazdálkodásában és a növény vízellátásában — Tudomány és mezőgazdaság XVIII/5, pp. 22-29

- Várallyay Gy. 1988: Homoktalajok vízgazdálkodásának növénytermesztési és környezetvédelmi vonatkozásai — Tudományos tanácskozás a “Homoktalajok hasznosításának időszerű kérdései a hazai homokkutatás tükrében” témakörben, Kecskemét 1997. aug. 28. KÉE Kertészeti Főiskolai Kar konferencia kiadványa, Kecskemét, pp. 106-125
- Vatai J. 2000: Talajszennyezés, talajok terhelhetősége. — Országos Talajvédelmi Stratégia kidolgozása. Kézirat, MÁFI Agrogeológiai és Környezetföldtani Osztály p. 2.
- Vermes L.–Klimó E.–Fekete B. 1990: Homoktalajok szennyvíztisztító képességének liziméteres vizsgálata Kecskeméten. Hidrológiai Közlöny 70/5, 296-306.
- Vermes L.–Klimó E.–Fekete B. 1991: Homoktalajok szennyvíztisztító képességének liziméteres vizsgálata Kecskeméten (II. rész). Hidrológiai Közlöny 71/2, 104-113.
- Czelnai Rudolf: *Bevezetés a meteorológiába I.* Budapest, 1993, Nemzeti Tankönyvkiadó.
- J. E. Lovelock: *Gaia: A földi élet egy új nézőpontból.* Budapest, Göncöl Kiadó.
- Dr. Futó József (szerk.): *Általános természeti földrajz.* Budapest, 1975, Tankönyvkiadó.
- Koppány György: *Lakható marad-e a Föld?* Budapest, 1993, Akadémiai Kiadó.
- Szesztay K. – Sz. Gábor M.: *Bolygónk véges türelme (Meddig terhelhető a bioszféra?).* Budapest, 1992, Akadémiai Kiadó.
- Bérczi Szaniszló: *Kristályoktól bolygótestekig.* Budapest, 1991, Akadémiai Kiadó.
- Mészáros Ernő: *Légekörtan.* Veszprémi Egyetem Analitikai Kémiai Tanszék, Veszprém, VE-89/1993.
- Götz G. – Rákóczi F.: *A dinamikus meteorológia alapjai.* Budapest, 1981, Tankönyvkiadó.
- Környezetvédelmi lexikon I-II.,* Budapest, 1993, 2002. Akadémiai Kiadó.
- Klimaváltozás-hazai hatások.* Természet Világa, 135. évf. 2004. II. különszám.
- Moser Miklós: *Körforgások a természetben és a társadalomban. Korunk világképének alakjai.* Budapest, 1998, Dürer nyomda.
- Mészáros Ernő: *A Föld rövid története. Múlt, jelen, jövő.* Budapest, 2001. Vince Kiadó Kft.
- Rákóczi Ferenc: *Életterünk a légkör.* Budapest, 1998, Mundus Magyar Egyetemi Kiadó.
- Kerényi Attila: *Általános környezetvédelem. Globális gondok – lehetséges megoldások.* Szeged, 1995, Mozaik Oktatási Stúdió.
- The Challenge of Global Warming* (Ed. by D.E. Abrahamson). Island Press, 1989.
- Earth Systems – Processes and Issues* (Ed. by W.G. Ernst). Cambridge, 2000, Cambridge University Press.
- Cserny T. 1977: Az 1:25.000-es méretarányú építésföldtani mintatérképek szerkesztésének elvi alapjai. — *Földt. Int. Évi Jel. 1975-ről*, pp. 315–318,
- Cserny T. 1985: Építésalkalmassági körzetbeosztás (rayon) térkép. In. Boros, J.-Cserny, T.-Csillag, G.-Kurimay, Á.: *A Balaton környékének építésföldtani térképsorozata, M=1:50 000, MÁFI, Budapest.*
- Cserny T., Hidvégi M., Tullner T. 1997: *A Balaton partvidékének környezetföldtana, CD-lemez.* — *Országos Földtani Szakkönyvtár, L.sz.: K36/I-6*
- Egri Gy., Szilvágyi I. 1975: Feltárások, helyszíni és laboratóriumi vizsgálatok — *Kézirat, UNESCO jegyzet, MÁFI, 197 p.*
- Fejes I. (szerk.), 1992: *Sekélymélységű kutatás geofizikai módszerekkel.* — *Kézirat, MÁELGI, 32 p.*
- Filep Gy., Kovács B., Lakatos J., Madarász T., Szabó I. 2002: *Szennyezett területek kármentesítése.* — *Miskolci Egyetem Kiadó, 475 p.*
- Fodor T-né (szerk.) 1971: *Irányelvek a M=1:10.000-es mérnökgeológiai térképezéshez és térképszerkesztéshez.* — *KFH Budapest, 150 p.*
- Füle L. 1997: *Vízartó rendszer sérülékenységi értékelése DRASTIC-módszerrel.* — *Földtani Közlöny 127/1-2., pp. 85–110*

- Gabos Gy. 1975: A mérnökgeológiai térképek gyakorlati alkalmazása és a térképezés irányelvei. — *Kézirat, UNESCO jegyzet, MÁFI*, 105 p.
- Gondi F., Halmóczki Sz., Liebe P., Szabó I., Szarka A. 2004: Tényfeltárás és monitoring. — *Kármentesítési útmutató 6., Környezetvédelmi Minisztérium*, 200 p.
- Guóth, P. 1974: Guidelines for Engineering-Geological Mapping on the Scale of 1:10000. — *Special Papers 1974/2, MÁFI Budapest*, 47 p.
- Gyalog L (szerk.) 1993: Térképezési útmutató. — *Kézirat, MÁFI*, 25 p.
- Jámbor Á. 1998: A rétegtani munka terepen. — In: Bérczi, I., Jámbor Á. (szerk.): *Magyarország Geológiai képződményeinek rétegtana, MOL, MÁFI, 1981, Budapest*, pp. 29–43.
- Kovács B. 2004: Hidrodinamikai és transzportmodellezés I. — *GÁMA-GEO Kft*, 159 p.
- Kovács B., Szanyi J. 2004: Hidrodinamikai és transzportmodellezés II. — *GÁMA-GEO Kft*, 213 p.
- Liebe P. 1998: Felszínalatti vizek megfigyelése tartósan károsodott területeken. — *Kármentesítési útmutató 2., Környezetvédelmi Minisztérium*, 20 p.
- Liebe P. 2006: Felszínalatti vizeink II. — *Környezetvédelmi és Vízügyi Minisztérium*, 72 p.
- Orsovai I. 1994: Fejezetek a környezetföldtan tárgyköréből. — *Humánökológia, Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar*, 169 p.
- Radócz Gy. 1981: Földtani- és földtani vonatkozású térképfajták. — *Módszertani Közlemények, MÁFI*, 148 p.
- Rónai A. 1965: Földtani adatok felhasználása és értékelése a mérnökgeológiai térkép szerkesztésénél: térképszerkesztési alapfogalmak. — *Kézirat 1965*, 48 p.
- Rónai A. 1975: Mérnökgeológiai térképezés. — *Kézirat, UNESCO jegyzet, MÁFI*, 153 p.
- Síkhegyi F., Tisza A., Unger Z. 2001: Útmutató a felszínalatti vizeket és a földtani közeget károsító területhasználatok és szennyező források távérzékelési módszerekkel történő számbavételéhez. — *Kármentesítési útmutató 3., Környezetvédelmi Minisztérium*, 100 p.
- Szarka L. 1997: Környezet-geofizikai. — *Kézirat, Soproni Egyetem Földtudományi Tanszék*, 92 p.
- Végh S. 1970: Terepi földtani vizsgálatok dokumentációjának előírásai. — *MÁFI kiadvány*

Ábrajegyzék

1. ábra A Föld négy fő alrendszere nyitott rendszer, közöttük állandó anyag- és energiakicserélődés zajlik	11
2. ábra A nagy földi ciklusok. A ciklusokat a Föld belső hője és a Napsugárzásból származó energia működteti	12
3. ábra A népesség növekedése az idősámítás kezdete óta. A 20. századbeli robbanásszerű növekedést jól kifejezi az exponenciális görbével való összehasonlítás.....	13
4. ábra A környezetföldtanhoz kapcsolódó más földtani tudományágak.....	16
5. ábra. Földtani veszélyforrások okozta katasztrófákkal évente érintett emberek száma a Földön.....	18
6. ábra Földtani veszélyforrások áldozatainak megoszlása a 20. században (http://www.foldrenges.hu)	19
7. ábra A három fő magmatípus kémiai összetétele.....	20
8. ábra A magmatípusok és a lemeztektonikai helyzet kapcsolata	22
9. ábra Robbanásmentes bazaltáva-kitörés (lávaszökőkút), Hawaii, 1983. Magassága kb. 10 méter (Hevesi Attila felvétele)	24
10. ábra Robbanásos kitörés piroklastikum-felhője. Mt. Pinatubo, Fülöp-szigetek, 1991. http://www.calstatela.edu/faculty/acolvil/volcanos	25
11. ábra A Nevado del Ruíz vulkán 1985-ös kitörésekor keletkezett lahar pusztítása a columbiai Armeroban (Skinner & Porter, 1995).....	27
12. ábra Veszélyeztetettségi térkép. Merapi vulkán, Indonézia. A tiltott zónában izzófelhő, az elsőrendű veszélyzónában vulkáni bombák, a másodrendű veszélyzónában lahar várható (Bell, 1999 nyomán).....	30
13. ábra A földrengés és a vető kapcsolata a hipocentrum és epicentrum helyzetének megjelölésével	32
14. ábra Az anyagrészecskék mozgásának jellege a különböző típusú földrengéshullámokban (Merrits et al, 1988 nyomán).....	33
15. ábra A földrengések eloszlása a lemezhatárok feltüntetésével. A földrengések túlnyomó része a lemezhatárok mentén pattan ki.....	36
16. ábra Laza, fiatal üledékekkel borított területeken a rengések nagyobb épületkárokat okoznak. Kairó, 1992. A területet a Nílus üledékei építik fel (Skinner & Porter, 1995).....	37
17. ábra Baloldalon a talajfolyósodás magyarázata látható, jobb oldalon az 1964-es Niigata-i (Japán) földrengéskor a talajfolyósodás miatt eldőlt épületek (fotó: http://wikipedia.org)	39
18. ábra A Kárpát-medencében megfigyelt földrengések (forrás: GeoRisk Földrengés Kutató Intézet).....	42
19. ábra Az 1956-os dunaharaszti földrengésnél súlyos épületkárok keletkeztek (http://foldrenges.hu).....	43
20. ábra A lejtőszög befolyása a nyíróerő és a normálerő arányára.....	46
21. ábra A pórusvíz-nyomás adott potenciális csúszópályára vonatkoztatva mérhető. A pórusvíznyomás növekedése elősegíti a lejtőmozgás kialakulását	48
22. ábra Az agyagásványok viselkedése a pórusvíz változásának eredményeként. a: eredeti állapot, stabil „kártyavár-struktúra”, b: metastabil állapot utáni összeomlás rezgés hatására (Lundgreen, 1999 nyomán).....	49
23. ábra A lejtős tömegmozgások főbb típusai. a: omlás a képen látható bevágódás a garat), b: csuszamlás (szeletes csuszamlás, ívelt csúszópályák), c: folyás (heves eső hatására kialakult iszapfolyás (Skinner & Porter, 1995 nyomán)	51
24. ábra A kúszás jelenségét felismerhetjük a függőleges kőzetrétegek elhajlásából, a fák alsó részének lejtőirányú elgörbüléséből, a függőleges építmények megdőléséből (Skinner & Porter, 1995 nyomán).....	54

25. ábra Karszt beszakadás az Aggteleki Nemzeti Park területén (http://www.fsz.bme.hu/.../4TINFO/MO).....	55
26. ábra A dunaföldvári magaspart. A löszből felépülő meredek lejtő erősen omlás- és csuszamlásveszélyes (http://www.ggki.hu).....	57
27. ábra Szeletes csuszamlás, Hollóháza, 1999 (Hevesi Attila felvétele).....	58
28. ábra A vízkörforgás.....	63
29. ábra Párolgásmérő kádak.....	66
30. ábra Mérleges hőmérő.....	68
31. ábra A talajok pF-görbéje.....	71
32. ábra A beszívargási görbe.....	73
33. ábra Liziméter.....	75
34. ábra A meder.....	79
35. ábra A forgószárnyas vízsebességmérő.....	81
36. ábra A függélyek és a vízsebesség mérés pontjainak kiosztása.....	82
37. ábra A vízmérce.....	84
38. ábra A vízhozam-görbe.....	85
39. ábra A tavak morfológiai jelleggörbéi (a Balaton példáján).....	92
40. ábra A Kárpát-medence.....	97
41. ábra Állandóan vagy időszakos vízborítások a nagy vízszabályozás előtt.....	98
42. ábra A fajlagos lefolyás (mm).....	100
43. ábra Vízhozam-mérő műtárgy (MI-10-433/2-84).....	104
44. ábra Vízhozamgörbe szerkesztése.....	108
45. ábra Vízfelszín lejtések különböző hidrológiai helyzetben.....	108
46. ábra Az 1895-ben Tiszapüspökinél végzett vízhozammérések eredményei és a mérési szelvény.....	109
47. ábra Több egymást követő árhullám árvízi hurokgörbéje (Németh, 1959).....	110
48. ábra Árvízi hurokgörbék és fordított hurokgörbék a Körösök 1974. évi árhullámainál ..	110
49. ábra Árvízi hurokgörbék és fordított hurokgörbe a Fekete-Körös remetei szelvényében az 1974., 1980. és 1981. évi árhullámoknál.....	111
50. ábra Árvízi hurokgörbék a Tisza szolnoki szelvényében az 1895., 1932., 1970., 1979., 1999., 2000. és 2006. évi árhullámoknál.....	112
51. ábra Árvízi hurokgörbék a Tisza szegedi szelvényében az 1932., 1970., 1998., 1999., 2000. és 2006. évi árhullámoknál.....	112
52. ábra A jégvastagság mérő.....	117
53. ábra A Duna jégjárási hossz-szelvénye.....	119
54. ábra 1984-85. telén a napi középhőmérséklet alakulása.....	122
55. ábra Hófelhalmozódás a Felső-Tisza vízgyűjtőjén 1984/85 telén.....	123
56. ábra Az 1985. január 21-24. között lehullott csapadék.....	123
57. ábra A jeges árhullám levonulása.....	124
58. ábra A jégtorlaszok képződésének helyei.....	125
59. ábra A jégtorlaszok kialakulásának és felszámolásának folyamata.....	126
60. ábra A palackos mintavevő.....	130
61. ábra A lebegtetett hordalék és a vízhozam kapcsolata.....	131
62. ábra Az előrejelzés lehetséges és tényleges időelőnye.....	135
63. ábra Az állomáskapcsolati vonal.....	144
64. ábra A gyakorisági és a tartóssági görbe.....	147
65. ábra A földi vízkörforgalom főbb elemei.....	158
66. ábra A szabadon áramló és a kötött víz jelenléte a pórusterben.....	159
67. ábra A Darcy-kísérlet vázlata.....	160
68. ábra A Darcy-egyenlet egyszerű alkalmazása.....	161

69. ábra A szemeloszlási görbe felosztása a Zamarin módszernél.....	163
70. ábra Az A_i függvényértékek meghatározása a Zamarin módszernél	164
71. ábra Az állandó nyomáskülönbségű permeabiméter elvi vázlata	165
72. ábra A változó nyomáskülönbségű permeabiméter elvi vázlata	166
73. ábra A hidraulikus emelkedési magasság (h) komponensei.....	168
74. ábra A felszín alatti áramlási rendszerek fontosabb jelenségei (Tóth József 1980).....	171
75. ábra Nyomás alatti rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút.....	173
76. ábra Az áramlási felület r távolságban a nyomás alatti rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút körül	174
77. ábra Nyílt tükrű rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kút.	175
78. ábra A Dupuit-Theim közelítés és a tényleges áramlási viszonyok egy nyílt tükrű rendszerben működő, oldalsó utánpótlású teljes kútnál.	177
79. ábra Nyílt tükrű rendszerben működő, felülről táplált teljes kút.....	178
80. ábra Kútrendszer depressziójának szuperpozíciója.....	180
81. ábra Kör alakú kútrendszer elrendezés. Nagy kutas közelítés.	182
82. ábra Az egyenérték sugár meghatározása nagy kutas megoldás esetében.	182
83. ábra Nyomás alatti kútrendszer Altovszkij számításához.	183
84. ábra Próbaszivattyúzási vizsgálatok során a depresszió alakulása az időfüggvényében. (a) Nyomás alatti vízadó, (b) nyílt tükrű vízadó, (c) nyomás alatti vízadó átszivárgással.	186
85. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása grafikus úton a Theis módszer segítségével.	188
86. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Cooper-Jacob módszer segítségével.	189
87. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Chow módszer segítségével.	190
88. ábra Hantush és Jacob jelölései egy nyomás alatti vízadó félig áteresztő fedővel esetére.	191
89. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Walton-féle görbesereg segítségével.	192
90. ábra A T és S vízföldtani paraméterek meghatározása a Neuman-féle görbesereg segítségével.	194
91. ábra A Porchet módszer számítása.....	195
92. ábra Munkatér víztelenítése nyíltvíztartással.	196
93. ábra Munkatér víztelenítése talajvízszint-süllyesztéssel.	197
94. ábra Teljes munkaárok víztelenítése nyíltvíz-tartással.....	198
95. ábra Teljes munkaárok víztelenítése kútsorral.	199
96. ábra Teljes munkagödör víztelenítése nyíltvíztartással.....	200
97. ábra Kisméretű munkagödör víztelenítése egyetlen kúttal.....	201
98. ábra Munkagödör víztelenítése kútcsoporttal (Nagy kutas közelítés).....	202
99. ábra A víztelenítő kutak között kialakuló vízdóm számításának jelölései.	203
100. ábra Nyomásszint csökkentése mélykúttal.	204
101. ábra Többlépcsős talajvízszint-süllyesztés elvi magyarázó ábrája	204
102. ábra Korszerű műanyag szűrőszerkezet	206
103. ábra Egy tipikus víztermelő kút szerkezeti rajza.....	207
104. ábra Egy észlelő kút szerkezeti rajza.....	209
105. ábra A talajmechanikai, mérnökgeológiai és kőzetmechanikai feladatok színtere a kőzetötvben	211
106. ábra Talajalkotók.....	212
107. ábra Az erózió tényezői.....	214
108. ábra A kontinensekről lepusztult talaj viszonylagos mennyisége (ld. a nyilak vastagságát)	218

109. ábra A szennyezések környezetbe való kijutásának és továbbterjedésének, illetve az élőlényekhez és az emberhez való eljutásának lehetőségei.....	220
110. ábra Az adatgyűjtés elvi vázlata.....	222
111. ábra A szennyezett területek kárelhárításának módszerei [9].....	224
112. ábra A talaj – alapkőzet – talajvíz rendszer (a BFK szintek).....	226
113. ábra A felszíni-felszínközeli képződmények kőzetkifejlődése Magyarország sík- és dombvidéki területein.....	235
114. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, homok felszín.....	236
115. ábra jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, homok és kőzetliszt felszín.....	237
116. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, kőzetliszt és agyag felszín.....	238
117. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, agyag felszín.....	239
118. ábra Jellegzetes kőzetkifejlődés típusok, agyag felszín.....	240
119. ábra Magyarország erózióveszélyeztetettségi térképe.....	250
120. ábra A savanyodás lehetséges előfordulása a felszíni-felszínközeli képződmények mésztartalma alapján.....	254
121. ábra A talajvíz összes oldott anyag tartalma Magyarország sík és dombvidéki területein.....	256
122. ábra A talajvíz kémiai típusai Magyarország sík és dombvidéki területein.....	256
123. ábra A szikesedés modellje.....	258
124. ábra A talajvíz jellegváltozása a Nyírólaposi-mintaterület (Hortobágy) megfigyelő kútjaiban.....	259
125. ábra Magyarország sík- és dombvidéki területeinek öntözhetősége.....	262
126. ábra A földi magnetoszférának a napszél által deformált erőtere [1].....	267
127. ábra A légkör vertikális szerkezete.....	271
128. ábra Naptávolság (National Geographic 1981. július).....	272
129. ábra A Nap sugárzási spektruma, a légkör által szűrt, a tengerszinten mutató napszínképpel.....	274
130. ábra A nagy földi légkörzés vázlata Rossby (felső ábra), illetőleg Palmén szerint.....	277
131. ábra A Föld-légkörrendszer összetevői és ezek kölcsönhatásai.....	280
132. ábra Példa a légkör felmelegedésekor fellépő negatív – tehát a rendszert a megbolygatott egyensúly helyreállítása irányában befolyásoló –, valamint a pozitív (önerősítő) éghajlati visszacsatolási mechanizmusokra.....	280
133. ábra A pH-skála. A csapadékvíz pH-ja kb. 7 koncentráció-nagyságrend tartományban változhat.....	282
134. ábra Az előkészítő munka során megtörténik a terület légifényképeinek kiértékelése, sztereoszkóp segítségével.....	317
135. ábra Az irodalom tanulmányozása során tájegységi földtani térkép is rendelkezésre áll.....	318
136. ábra Részlet Budapest-Óbuda műszaki állapotterképéből.....	319
137. ábra Részlet Eger belvárosának pincetérképéből (Budapest Műszaki Egyetem 1973)..	320
138. ábra Csákberény földtani térképe (szerk. Budai T. et al. 2004).....	321
139. ábra Badacsony és környékének geodinamikai térképe (szerk. Cserny T. 1975).....	322
140. ábra Balatonfüzfő és környékének hidrogeológiai térképe.....	323
141. ábra Balatonfüzfő és környékének építésföldtani térképe (szerk. Cserny T. 1975).....	324
142. ábra Balatonfüzfő és környékének építésföldtani szelvénye (szerk. Cserny T. 1975)...	325
143. ábra Részlet, a Balaton környékének építésföldtani rajon térképéből (szerk. Cserny T. 1985).....	326

Táblázatjegyzék

1. táblázat A földrengés mérete és a várható okozott kár mértéke.....	35
2. táblázat A Föld vízkészletének megoszlása	62
3. táblázat Jellemző nedvességértékek a talajtípus szerint (1 m talajréteg)	70
4. táblázat A talajok szivárgási tényezője	72
5. táblázat Jégviszonyok a Dunán	118
6. táblázat A legnevezetesebb magyarországi jeges árvizek.....	121
7. táblázat Gyakoriság-tartósság táblázat	148
8. táblázat Víztelenítési lehetőségek a kőzetek szivárgási tényezőjétől függően.....	197
9. táblázat A legjelentősebb magyarországi kőzetkifejlődés típusok földrajzi tájanként.....	234
10. táblázat A vízáteresztő képesség az agyagfrakció (0,000-0,02 mm Ø) százalékában kifejezve Rónai A. szerint	243
11. táblázat A területek érzékenysége	244
12. táblázat A belvíz előfordulásának valószínűsége a legfelső vízzáró réteg felszínhez viszonyított helyzete és vastagsága alapján	247
13. táblázat A belvíz előfordulásának esélye	247
14. táblázat A kőzetkifejlődés típusok csoportosítása belvízérzékenység szempontjából	248
15. táblázat Az eróziót kiváltó és befolyásoló tényezők	250
16. táblázat A területek öntözhetősége földtani tényezők alapján	260
17. táblázat A légkör gázalkotóinak megoszlása és tartózkodási ideje.....	268
18. táblázat A légkör összetétele, hőmérséklete és nyomása élet nélkül és a valóságban	269
19. táblázat Az üvegház gázok hatása CO ₂ -ra vetítve	279
20. táblázat A DRASTIC-módszer értékelő rendszere (ALLER et al. 1987)	309
21. táblázat Az építésföldtani rayon térkép értékelő rendszere (Cserny T. 1982.)	310