

NÉHÁNY GEOMORFOMETRIAI MÓDSZER ÉRTÉKELÉSE ÉS
BEMUTATÁSA KÖZÉPHEGYSÉGI MINTATERÜLETEKEN

D o k t o r i é r t e k e z é s

I r t a :

MEZŐSI GÁBOR

S z e g e d

1977.



TARTALOMJEGYZÉK

Oldalszám

I. fejezet	
Bevezetés. A morfometria tárgya és kutatási módszere ...	2.
II. fejezet	
Három Mátra-hegységi kis vízgyűjtőmedence összehason- lító morfometriai analízise.....	8.
II.1.A vízgyűjtőterületek lineáris tényezői.....	10.
II.2.A vízgyűjtőterületek areális tényezői.....	18.
II.3.A domborzat és a vízgyűjtőmedence kapcsolata, a verti- kális felszabdaltság vizsgálata.....	29.
II.4.A domborzat önirányító szerepe a felszínfejlődésben....	32.
III. fejezet	
A morfometrikus térképészeti eljárások bemutatása a Mátra-hegységi Ilona-völgy példáján.....	36.
III.1. A felszín felszabdaltságát jellemző térképek.....	38.
III.2. Az izobázis és maradékfelszínnek térképei.....	50.
III.3. A domborzatgeometriai térképezés.....	56.
III.4. Komplex és szintetikus morfometrikus térképek.....	58.
IV. fejezet	
Morfometrikus görbék.....	61.
IV.1.Hipszometrikus analízis.....	61.
IV.2.Klinografikus görbék.....	66.
IV.3.Altimetrikus analízis.....	71.
V. fejezet	
A karsztterületek morfometrikus analízise.....	72.
Összefoglalás.....	82.
Irodalom.....	84.

I. FEJEZET

BEVEZETÉS. A MORFOMETRIA TÁRGYA ÉS KUTATÁSI MÓDSZERE

Napjainkra a földrajztudományban, illetve a geomorfológiában új - társadalmi igény^sszülte - irányzatok alakultak ki /mérnöki geomorfológia, tájökológia, modellvizsgálatok/. Ezeknek a feladatoknak a megoldása tartalmilag és módszertanilag is új eszközöket igényelt. Az új koncepciók mindegyikének alapkérdése a domborzat pontos felmérése és újraértékelése. Az eddigi leíró jellegű minősítést felváltja a domborzat mennyiségi alapon nyugvó minősítése. Ez érthető, hisz egyfelől a társadalom tevékenysége a domborzathoz kapcsolódik, másfelől a domborzat új minősítése gazdasági, műszaki, tervezési, azaz társadalmi igények kielégítését célozza. A domborzatminősítés új módszere teremt lehetőséget arra, hogy felhasználható módon modellezzük a természeti folyamatokat, tartalommal töltsük meg és összekapcsoljuk az eddig néha tulságosan általános és izolált modelleket. E területen végső cél az, hogy a természeti modellek kidolgozása után /ez jóval bonyolultabb feladat, mint a gazdasági szférában/ komplex természeti-gazdasági modelleket alkossunk és elemezzünk.

A domborzat új objektív, mennyiségi minősítését a morfometrikus módszerek kidolgozása alapozta meg. A geomorfológiában használatos olyan kifejezések, mint az "erősen",

"közepesen felszabdalt" vagy "enyhén", illetve "erősen lejtős" mind-mind olyan fogalmak, melyek nagy arányu szubjektivitást tételoznek fel. A morfometria egyik feladata ezeknek a fogalmaknak matematikai alapon történő, egzaktabb elkülönítése.

További nehézséget jelent, hogy különböző szerzők ugyanazt a területet másként jellemzik, probléma az általuk készített tematikus céltérképek, terepi felmérések, valamint regionális kutatási eredmények összehangolása is.

A dolgozatom célja kettős. Egyrészt összefoglalom - néhány javaslattal kibővitve - a legfontosabb morfometriai eljárásokat, tehát helyzetképet kívánok adni e tudományág jelenlegi állásáról. Ezt egyrészt az indokolja, hogy a hazai irodalomban mindeztideig csak néhány részkérdés tisztázásra került sor /KERTÉSZ 1972, 1974/. Másrészt a nálunk indokolatlanul alábecsült morfometrikus eljárások módszertani összefoglalójával, példákön keresztül, segítséget, utmutatást kívánok nyújtani azok alkalmazásához. A dolgozatom a morfometria rövid általános értékelése nyitja. Először a vizgyűjtőanalizis kérdéskörét taglalom részletesen különböző mátrai mintaterületek példáján. A III. fejezet a morfometrikus térképezés módszereit és a térképek alkalmazásait mutatja be. Ezt követi a IV. fejezetben a morfometrikus görbék analízise. A munkát a karszterületek morfometrikus elemzésének elvi és módszertani kérdéseivel foglalkozó fejezet zárja.

A morfometria görög eredetű szó, alakmérést jelent. HORMANN /1968/ - helyesen - azt javasolja, hogy a morfometria helyett geomorfometriának nevezzük azokat a módszereket, amelyek a földfelszín alaki tulajdonságait mérik.

A morfometria fogalmát napjainkban kettős értelemben használjuk. Egyrészt szükségszerűen létrejött matematikai, fizikai alapokon nyugvó tudományos módszer, másrészt tudomány: a geomorfológia azon része, amely a domborzat formáinak mennyiségi viszonyaival foglalkozik, illetve ezeket tanulmányozza /magasság, terület, lejtők viszonyai, stb./.

DE MARTONNE /1941/ szerint a morfometria célja "a terület domborzati formáinak mennyiségi rendszerezése". COLE és KING /1968/ helytelenül leszűkítik a morfometria tárgyát, amikor azt írják: "a morfometria a vízgyűjtőterület jellemzőinek mérése térképről és fényképről". A morfometria a domborzat kis formáit ugyanugy elemzi, mint a morfostrukturális egységeket. A fenti meghatározás a morfometria egyik ágának, a vízgyűjtőanalízisnek a definiálására alkalmas. A másik probléma az, hogy nemcsak egyszerűen a topografikus térkép eddig kihasználatlan információtömegének felhasználásáról van szó, hanem a vizsgálatok során terepi adatfelvételezés is történik. Kétségtelen, hogy a topografikus térképről /fényképről/ és a terepi vizsgálatok során mért, illetve számított különböző morfometrikus mutatók /paraméterek/ matematikai elemzése a morfometria egyik feladata. Ezek a paraméterek közvetlenül általában nem hordoznak genetikai jelentést. CHORLEY /1957/

meghatározása "tudomány, mely a táj geometriájával foglalkozik" morfografikus szemléletű. A morfografia a geomorfológia azon része, amely a domborzat formáinak leírásával, ezek osztályozásával és pusztán külső ismertetőjegyek alapján történő rendszerezésével foglalkozik. Megjegyzem, hogy a domborzat tisztán morfografikus rendszerezése még igen csak gyermekcipőben jár. A morfometria tárgyát és célját illetően a legátfogóbb meghatározást CLARKE /1966/ adta meg: "a földfelszín konfigurációjának és a felszíni formák alapjának, dimenzióinak mérése és ennek matematikai elemzése". Részletesen elemzi a morfometria ellen érveit is. /Lásd KERTÉSZ, 1974./.

A morfometria mint szakterminus már a XIX. század német, illetve az angol kartográfiai irodalomban megjelenik /CHARLIE, 1968/. A tudományág elméleti, módszertani alapjait 1945. és 1960. között HORTON, STRAILER és DURY munkássága szolgáltatta. A morfometriai analízis - a morfometria vizsgálati módszere - széleskörben azonban csak az 1960-as évek elejétől az elméleti és a gyakorlati alkalmazás közti összhang növekedésével, illetve a módszerek gyarapodásával került előtérbe.

DEVDARIANI /1967/ már két különböző irányzatot különít el: 1. A Szovjetunióban a közvetlenebb gyakorlati értékű domborzatgeometriai /DEVDARIANI, SARAPOV, GREJSZUH, /1967// és morfometrikus térképezései /FILOSZOFOV /1970/, SZPIRIDONOV /1975/, stb./ kutatások az irányadók.



2. Nyugat-Európában és az USA-ban a morфомetrikus mutatók valószínűség-számítási, matematikai statisztikai, hasonlóságelméleti módszerrel történő, inkább elméleti jelentőségű, vizsgálata folyt /MELTON /1958/, SCHUMM/1956/, MORISAWA /1968/, LEOPOLD /1964//. Jelentős eredmények születtek a lejtőfejlődés és a domborzat dinamikájának elemzésével kapcsolatban is, /SCHEIDEGGER /1970/, STRAHLER /1952/, PITTY /1971//. Ebben az irányzatban erősen érződik a HORTON-STRAHLER iskola hatása, amely a vízgyűjtőanalízisen alapul. A kutatások ilyen jellegű elkülönítésének az is oka, hogy pl. az USA-ban a geomorfológiát és így a morфомetriát is a geológia egy szakterületének tekintik. Az angol nyelvterületen a kutatók jelentős része hidrológus, geológus vagy mérnökképesítésű, itt a morфомetria a hidrológiából, hidrometriából, illetve a domborzat dinamikus modellezéséből nőtt ki. Így természetesen a kutatási irányok is más jellegűek. Ezzel szemben a Szovjetunióban a morфомetria, a kartografia, illetve a domborzat geometriai modellezésének alapján jött létre.

A morфомetria az elméleti és a gyakorlati kutatások szolgálatában áll. A domborzat morфомetriai analízise elméleti szempontból azért jelentős, mert lehetővé teszi, hogy tetszés szerinti - mindenkor a kívánt cél által meghatározott - pontossággal, objektíven vizsgáljuk a domborzati formákat és azok elemeit, ami sikeres és helyes tudományos magyarázatuk alapja. A geomorfológiai térképezés,

regionális elemzés, geomorfológiai körzetesítés és az általános geomorfológiai vizsgálatok egyike sem nélkülözheti a módszert. Ugyanakkor mind mezőgazdasági /talajvédelem, talajművelés, öntözés, árvízvédelem, stb./ mind ipari /ut, vasúthálózat, ipari objektumok telepítése, stb./ azaz gyakorlati szempontból is igen hasznos. Részletesebben erről a morfometrikus térképezési eljárások keretén belül szólok.

II. FEJEZET

HÁROM MÁTRA-HEGYSÉGI KIS VIZGYÜJTŐMEDENCE ÖSSZE- HASONLÍTÓ MORFOMETRIAI ANALIZISE

A morfometrikus térképezési eljárások elemzéséhez feltétlenül szükséges megismerkedni a vizgyűjtőanalízis elemével. Ugyanis a különböző paraméterrel szerkesztett morfometrikus térképek alapjaiban mind ehhez nyulnak vissza. Egyes szerzők a vizgyűjtőanalízis keretein belül tárgyalják a különböző paraméterekből szerkesztett térképeket is. A dolgozat ezt a következő fejezetben taglalja.

A vizgyűjtőanalízis - egy adott vizgyűjtőterület morfológiai analízise - szerepét a következő okfejtés alapján értékelhetjük: "A vízhalózati kialakulását, mennyiségi és minőségi jellegét a tektonikai, geológiai, geomorfológiai, közettani, éghajlati és növényzeti tényezők együttesen szabják meg. E tétel fordítva is alkalmazható, vagyis, mivel a vízhalózati fontos elemei /vizhozam, hossz, folyók száma, sűrűsége, texturája, stb./ mérhetők vagy a térképről számíthatók, így a befolyásoló ismeretlen tényezőkre is következtetni lehet" /PÉCSI 1971/. A felszín geometriájának pontos leírása különösen az uralkodólag folyóvízi eróziós területeken visszatérő problémája a geomorfológiának. A HORTON /1945/ által humidus klímaterületekre kidolgozott és STRAHLER /1957, 1964/ és munkatársai módszereivel kiegészített elmélet a hegylábfel-

szinek, illetve alluviális síkságok kivételével majdnem minden területen alkalmazható. A vízgyűjtőterület topografikus, hidrológiai, geomorfológiai egységként, azaz az erodált táj vizsgálatának területi alapegységeként tekintendő, mert:

- 1./ Lehatárolt, egzaktul definiálható, egyértelmű topografikus egység, alkalmas a részek rendszerbeillesztésére a később tárgyalandó áramlási rendek alapján.
- 2./ Nyitott fizikai rendszer a csapadékmennyiség, a besugárzás, a vízhozam mennyisége, az evaporáció, a kisugárzás /LEE, 1964/ azaz az anyag- és energiaforgalom szempontjából.

Az endogén és exogén tényezők hatására a vízgyűjtőterület egy kiegyensúlyozott állapot felé fejlődik.

A vízgyűjtőanalízis módszereit három mátrai mintaterületen mutatom be és elemzem morfogenetikus kapcsolatait. Az első tati Csevice-patak /Madarász-patak, Szalajka-patak/ 9,9 km²-es vízgyűjtője. A második az Ágasvár-Mátrabérenyúlattól É-ra elhelyezkedő Keeskés-patak /Trendel-patak/ 9,6 km²-es, a harmadik pedig a Nagyszár-hegytől É-ra, a Kékestől ÉK-re részben interkollin völgyben, részben denudációs mélyedésben levő Ilona-völgy 6,4 km²-es vízgyűjtője. A három terület orográfiai, klimatikus helyzete hasonló /évi 625-675 mm csapadékmennyiség, 8-9 °C évi középhőmérséklet/, így az összehasonlításukon kívül mód nyílik a különböző kőzettani felépítésből adódó különbségek elemzésére is.

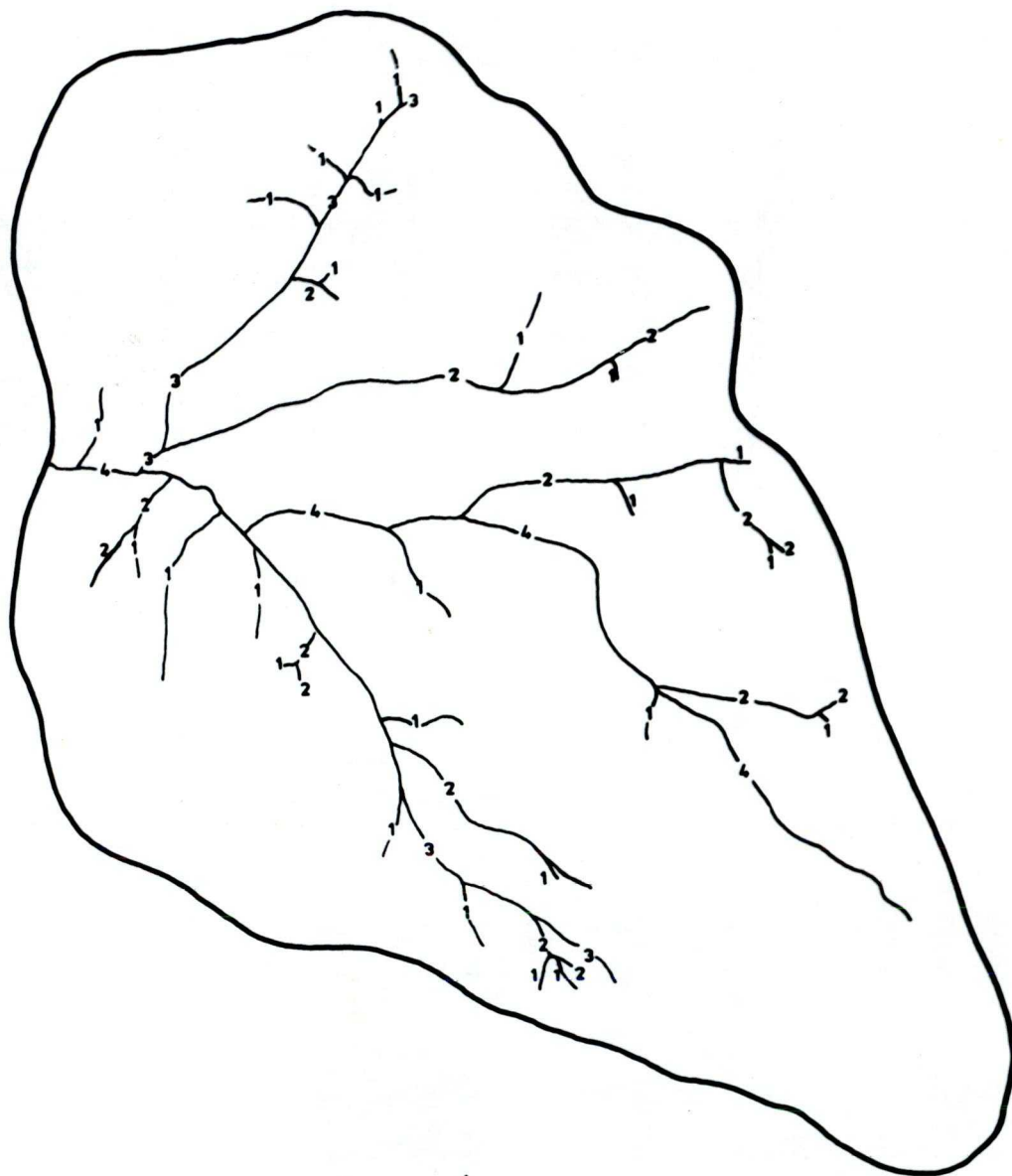
Az első mintaterület pliocén végi, pleisztocén tektonizmussal megújult tönkfelszínének K-i felét helvét slir építi fel, ami ÉNy-ra torton piroxén andezittufába, DNy-on szarmata áthalmozótt piroklasztikumba megy át. Ez litológiaiilag vályogos beágyazású kőzettörmelék. A Kecskés-patak vizsgált területe sokkal homogénabb felépítésű. A völgyekkel tagolt egykori hegyláb felszint helvét aleurit és agyagmárga üledékek borítják. A harmadik terület legnagyobb részét piroxénandezit lávaagglomerátum foglalja el, illetve az É-i részen egy keskeny riódacittufa /alsó riolit-tufa/ öv, illetve miocén, oligocén homokkő található.

Először a három vízgyűjtőterület lineáris, majd areális tényezőit, végül a domborzat és a vízgyűjtők kapcsolatát elemzem.

1./ A vízgyűjtőterületek lineáris tényezői.

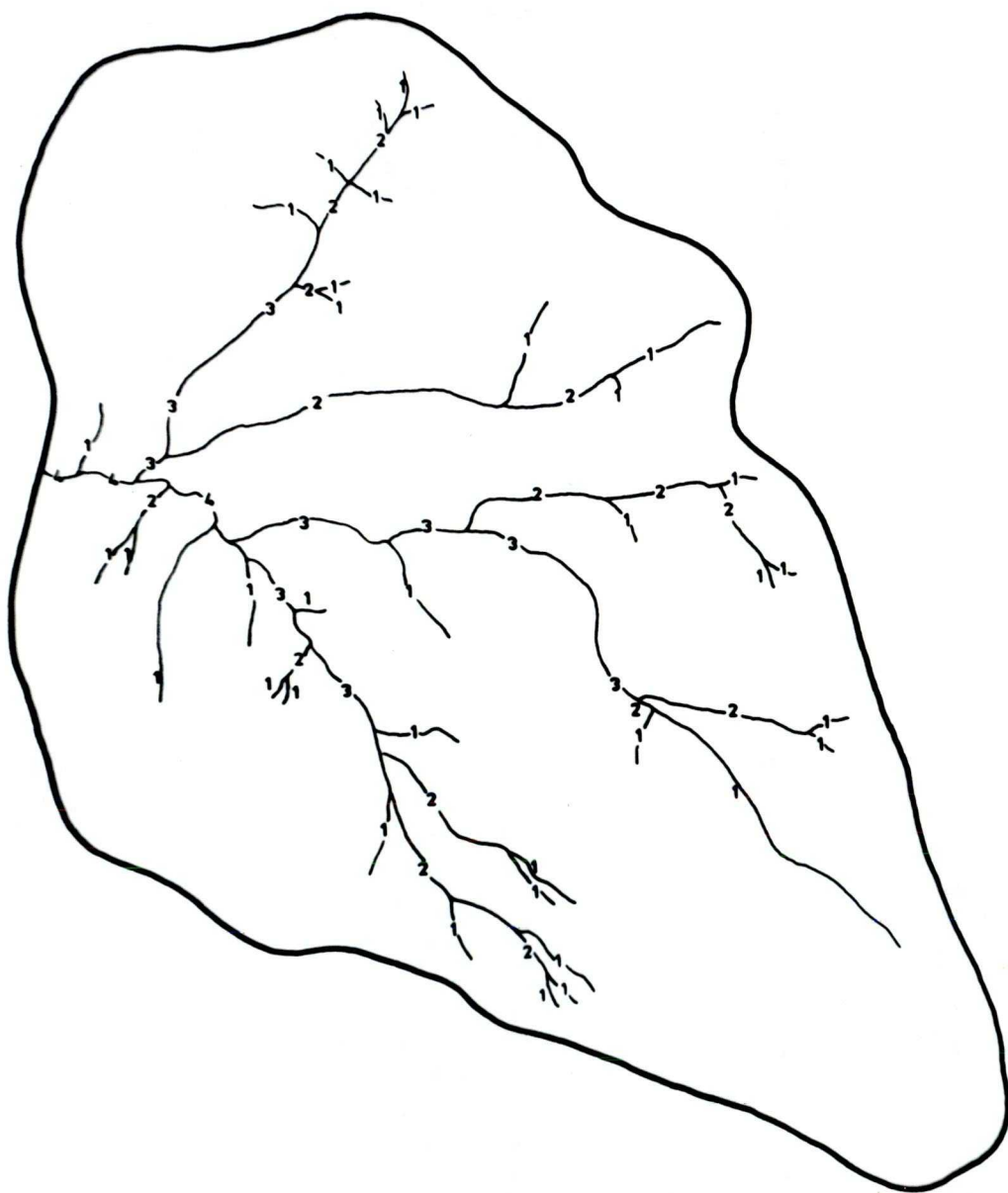
A három vízgyűjtőterület pontos lehatárolása és terapi egyeztetése után megrajoltam bennük az összes vízfolyást. Hogy mit tekintettem vízfolyásnak, erre a MAXWELL féle kritériumokat használtam /KERTÉSZ 1972/. Ezután elvégeztem a vízfolyások rendek szerinti osztályozását. Ebben HORTON módszerét követtem, azaz: elsőrendűek azok a vízfolyások, amelyeknek nincsen mellékáguk. Az elsőrendű vízfolyásokat lecsapoló folyók másodrendűek és így tovább. Mindhárom mintaterületen a fő-folyó negyedrendű vízfolyás. A három vízgyűjtő HORTON /1945/ rend szerinti osztályozását az 1.sz., 3. sz., 4. sz. ábrán mutatom be.

1.



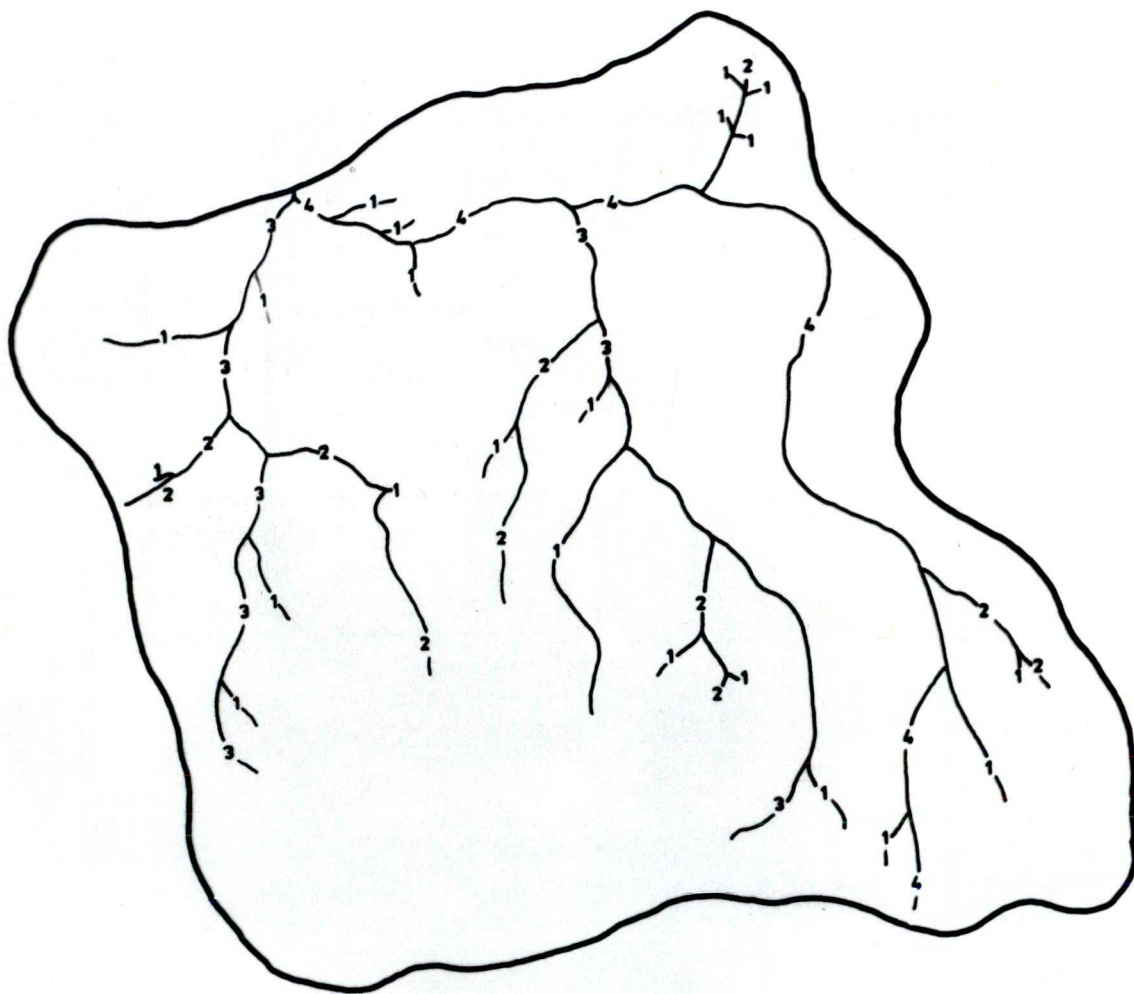
1. ábra

1.



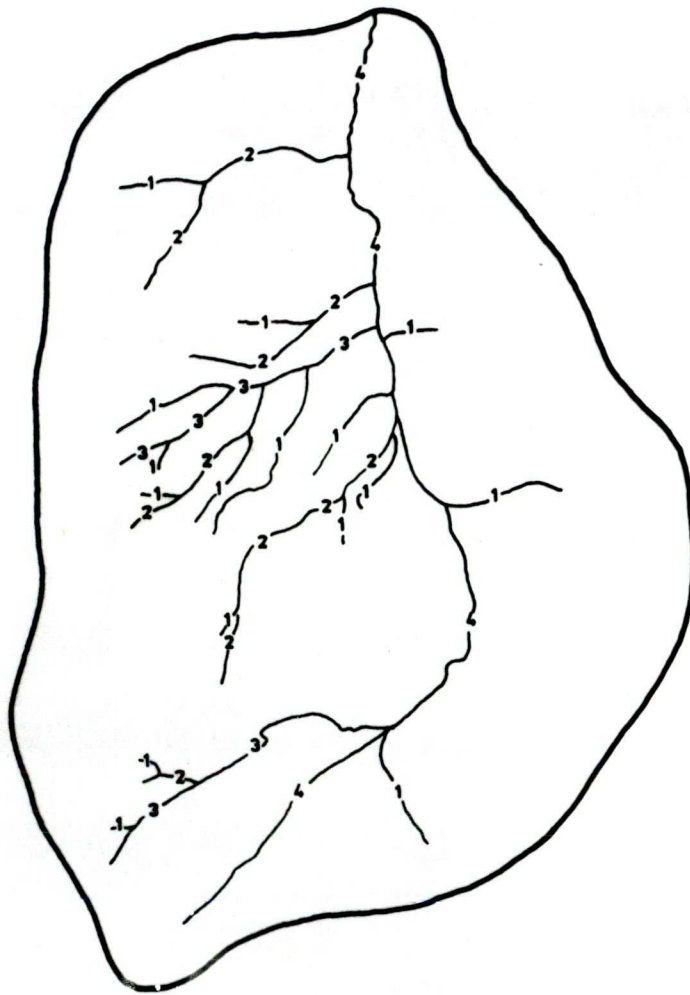
2. ábra

II.



3. ábra

III.

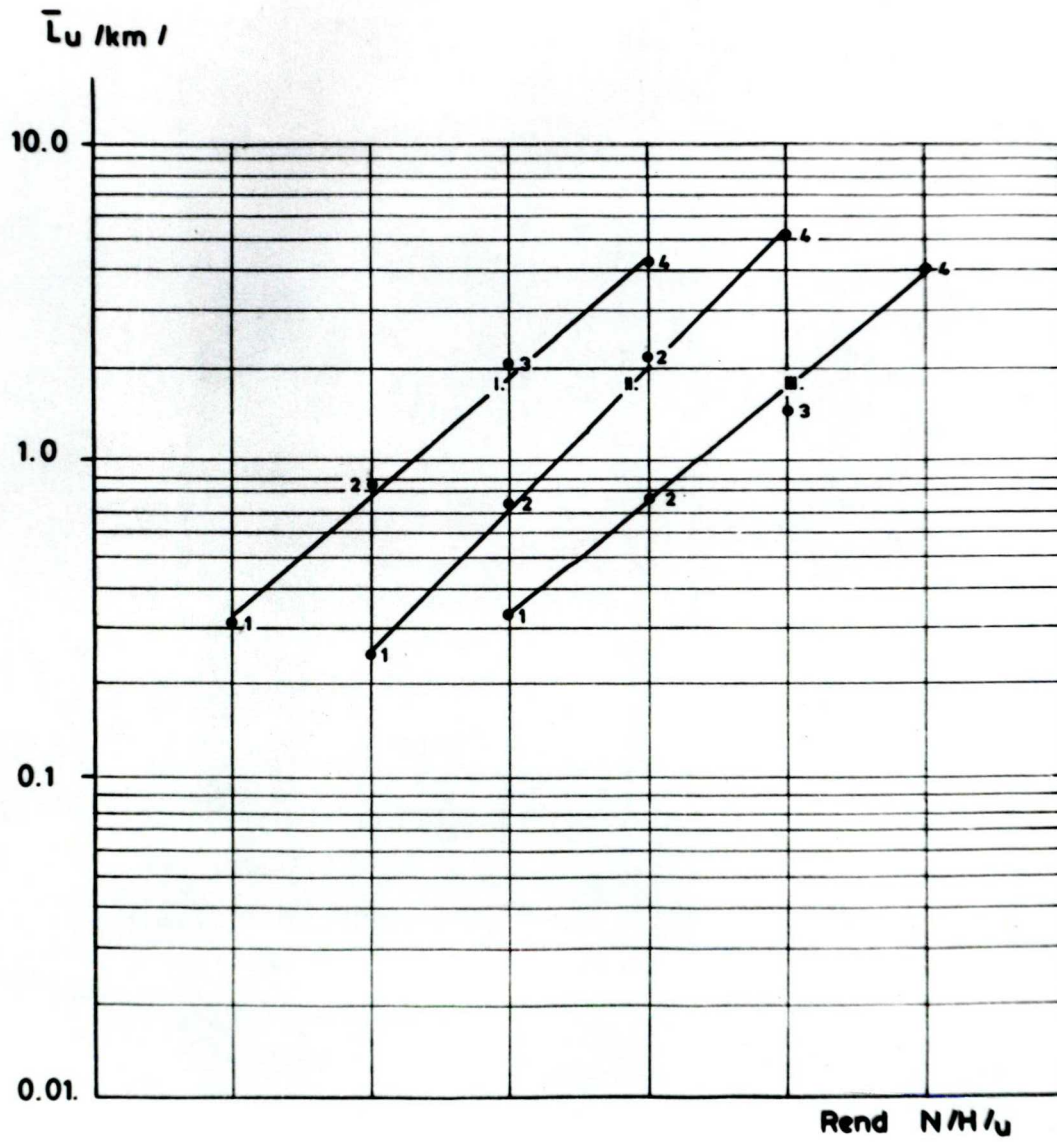


4. ábra

A HORTON rendszer hibája azonban, hogy a magasabbrendű vízfolyások rendjének megállapítása egyes esetekben szubjektív. Ezt a hibát kísérelte meg STRAHLER /1957/ kiküszöbölni, amikor az egyes vízfolyások helyett azok szakaszait sorolta különböző rendekbe. Rendszerében két elsőrendű folyó találkozása utáni szakasz másod, két másodrendű találkozása utáni szakasz harmadrendűként szerepel, stb. Rendszerének legfőbb hátránya az, hogy megsérti a csoportosíthatóság törvényét, a kisebb rendű mellékáramlás be lépésével nem minden esetben nő a fő folyó rendje. Egyes vizsgálatokban azonban a STRAHLER-féle beosztás egyszerűségénél fogva jobban elfogadott. A 2. ábrán az I. mintaterület ilyen módszerrel történt osztályozását mutatom be. Alkalmazhatósága azonban nem terjed ki az egész vízgyűjtőanalízisre, ezért a továbbiakban a HORTON-féle beosztást használtam. /Más rend szerinti osztályozások is ismertek, például: SHREVE, vagy SCHEIDEGGER /1970/ módszere, ezek azonban eléggé öncélúak, miután segítségükkel további morfogenetikai összefüggések alig elemezhetők./

Az egyes rendekhez tartozó átlagos vízfolyáshosszak $\overline{L_u}$ a rendszámmal arányosan nyilván növekednek. A közöttük levő kapcsolat exponenciális. Az 5. ábra a három mintaterületen szemlélteti ezt az összefüggést. Jól látható, hogy az I. és III. területünk szerkezetileg sok azonos elemet tartalmaz - hasonló felépítésűek, egyeneseik közel párhuzamos futásúak. Ugyanakkor a II. terület egyenesei lényegesen különböző.





1, 2 ... rend
1, II ... mintaterületek

5. ábra

A bifurkációs arányszám $/R_{bu}/$ általában szűk határok közt $/2,5 - 5,0/$ mozog. Ennek az az oka, hogy geometriailag hasonló rendszerekről van szó. Közel azonos alapközet esetén a bifurkációs arány ott nagyobb, ahol a vízhálózat töréses, illetve tektonikusan erősen igénybevett területen alakult ki. Első és harmadik mintaterületünk hasonló közettani felépítésű. Az elsőben az R_{bu} átlagos értéke 3,00 a harmadikban 2,6. Azt kell mondanunk tehát, hogy a tati Csevice-patak vízhálózatában a tektonizmusnak $/ÉNy-DK, DK-DNy-i$ törések/ sokkal jelentősebb szerep jutott, mint az Ilona-völgy esetén. HORTON mutatta ki, hogy az R_{bu} segítségével alkotott geometriai sorozattal igen jól megközelíthető a folyók száma $/N/$, azaz:

$$N_u = R_b^{s-u}$$

ahol s = a vízgyűjtőben előforduló legmagasabb rendszám,
 R = a rendszám - folyók száma /melyek fordítottan arányosak/féllogaritmikus rendszer egyenesének iránytangensével is /STRAHLER, 1957/. Hasonló állítás igaz a folyók közepes hosszára is, azaz

$$\overline{L}_u = \overline{L}_1 R_1^{u-1}$$

ahol R_1 az u -rendű folyók hosszindexe.

Az árvízvédelem, illetve elhárítás egyik kulcskérdése a hegy- és dombvidéki vízgyűjtőmedencék késési idejének /a csapadék és az áramlás vízhozamának változása közti időeltérés/ megállapítása. Ebből a szempontból az egyik legfontosabb paraméter L_G , mely a felszíni lefolyás

hosszát jelenti a vízválasztótól a legközelebbi vízfolyásig. Közte és a késési idő között egyenes arányosság van. Vizgazdálkodási szempontból alaptérkép az L_g segítségével szerkesztett térkép. /Lásd 14. ábra/ Még két paraméterről kívánok beszélni, amelyekre majd a vízgyűjtőterület alaki tulajdonságainak meghatározásánál lesz szükség. A vízgyűjtőterület átmérőjét / L_b / úgy számoljuk ki, hogy az s-rendű vízfolyást képzeletben meghosszabbítjuk a vízválasztóig és az így kapott metszéspont és a torkolat közti egyenes távolságot lemérjük. Ha a fenti pont vízfolyásmentén történő távolságát vesszük a torkolati ponttól, a vízgyűjtő vízfolyásmenti hosszát kapjuk / L /. A nemzetközi irodalomban használt és általunk alkalmazott fontosabb paramétereket az első táblázatban tüntettem fel.

2./ A vízgyűjtőterületek areális tényezői

Morfometrikus értelemben egy u-rendű vízgyűjtőterületbe tartozik az összes benne elhelyezkedő alacsonyabbrendű vízgyűjtő és az a terület, ami közvetlenül /az egynél magasabbrendű/ a folyóba csapolódik le. Ezt SCHUMM /1956/ interbasin területnek nevezi. A vízgyűjtőterület nagyságrendi vizsgálata mind hidrológiai, mind hidrogeográfiai szempontból fontos, mivel a csapadéklevezetés közvetlenül befolyásolja a vízjárásgörbe menetét és a közepes lefolyást. MORE /1967/ szerint az egységnyi területre vonatkoztatott árvízi vízhozam fordítottan arányos a vízgyűjtőterület méretével. Egy adott vízgyűjtőterületen belül az ott kialakult különböző rendű medencék normál-logaritmikus eloszlásuak.

1. táblázat

MORFOMETRIKUS MUTATÓK

N é v Jelölés Számítás Dimenzió

Lineáris mutatók

rendszer	u		0
a legmagasabb rendszer			
a vízgyűjtőben	s		0
u-rendű vízfolyások száma	N_u		0
bifurkációs állandó	$R_{bu} =$	$\frac{N_u}{N_{u+1}}$	0
u-rendű vízfolyás hossza	L_u		L
u-rendű folyók teljes hossza	L_{tu}	$(\sum L)_u = L_1 + \dots + L_u$	L
u-rendű folyók hossz- indexe	$R_{lu} =$	$\frac{\sum L_u}{\sum L_{u+1}}$	L
felszíni lefolyás hossza	L_g		L
vízgyűjtő kerülete	P		L
vízgyűjtő átmérője	L_b		L
vízgyűjtő hossza a víz- folyás mentén	L		L

Areális mutatók

u-rendű vízgyűjtő te- rűlete	A_u		L^2
vízfolyássűrűség	$D_u =$	$\frac{\sum L_{tu}}{\sum A_u}$	L^{-1}
u-rendű vízgyűjtő állandó	$R_u = \frac{A_u}{A_{u-1}}$		0
folyógyakoriság	$F =$	$\frac{N_u}{A_u}$	L^{-2}
vízgyűjtők alakí param- étere	$R_f = \frac{A_u}{L_b^2}$		0
vízgyűjtők ollyujtott- sági aránya	$R_o =$	$\frac{K_u}{L_b}$	0
vízgyűjtők cirkulációs indexe	$R_o = \frac{A_u}{A_c}$		0
a teljes medence víz- gyűjtőterűlete	A		L^2
interbasin terűletek nagysága	A_o		L^2
u-rendű vízgyűjtő terű- leti szimmetriája	S_{au}	$S_d = \frac{100 \times A (bal)}{A}$	0
u-rendű vízgyűjtő dom- borzati szimmetriája	S_{ru}		0

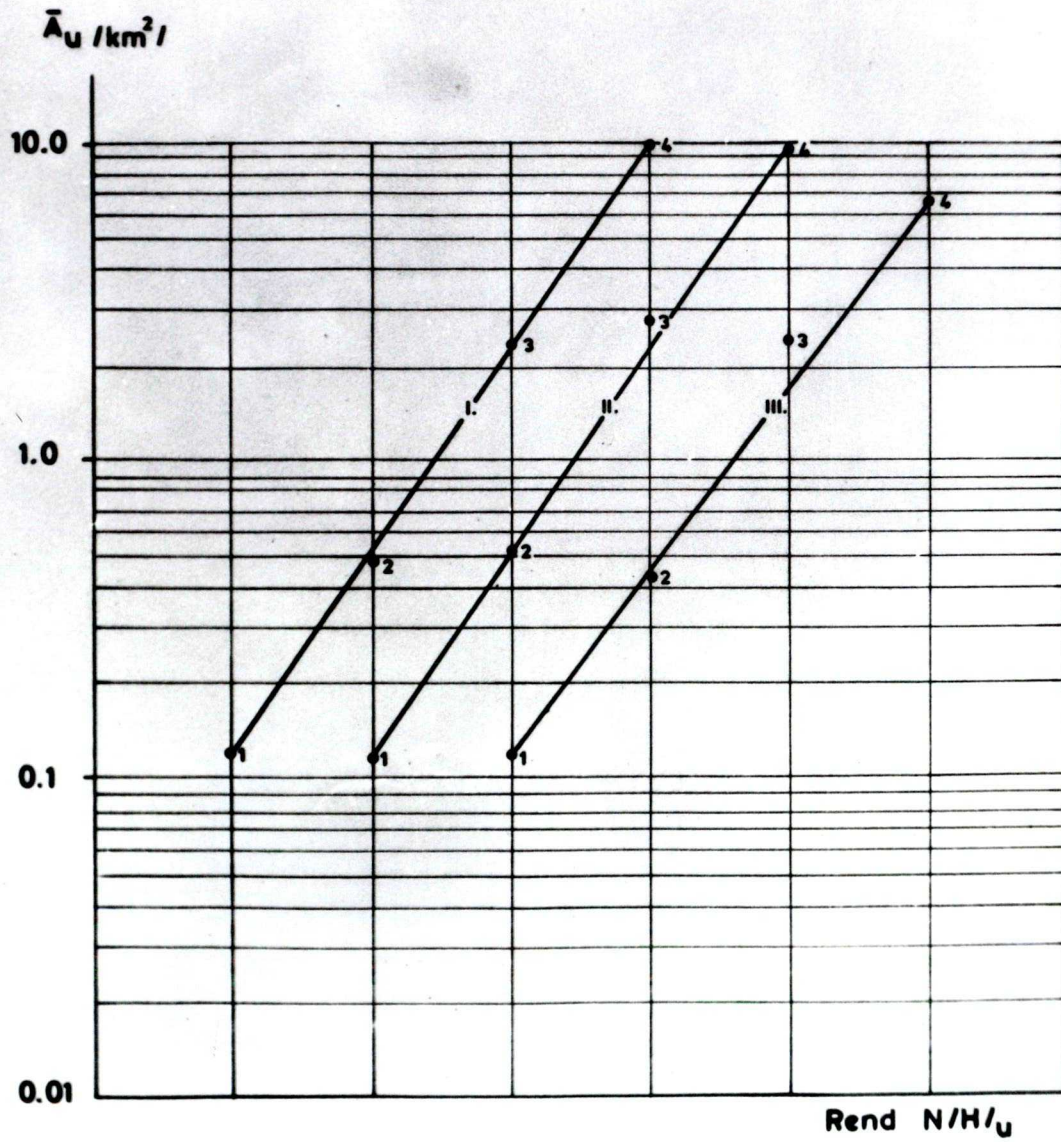
N é v	Jelölés	Számítás	Dimenzió
<u>Relief paraméterek</u>			
u-rendű vízfolyás forrás- magassága	H_{su}		L
u-rendű vízfolyás torkola- ti magassága	H_{mu}		L
u-rendű vízfolyás közepes magassága	H_{du}		L
u-rendű vízgyűjtő relatív reliefe	H_{ru}		L
maximális relief	H		L
u-rendű folyó átlagos esése	G_u		0
u-rendű folyó esésének vál- tozása	C_{wu}		0
u-rendű folyó és a becsatla- kozó mellékfolyó közti esés- változás	C_{bu}		0
relatív relief	R_{hg}		L
reliefarány	$R_h =$	$\frac{H_u}{L_{bu}}$	0
maximális lejtősség	G_m		0

HORTON /1945/ kimutatta, hogy a folyóhosszakhoz hasonlóan itt is igaz egy hasonló összefüggés:

$$\bar{A}_u = \bar{A}_1 R_u^{u-1}$$

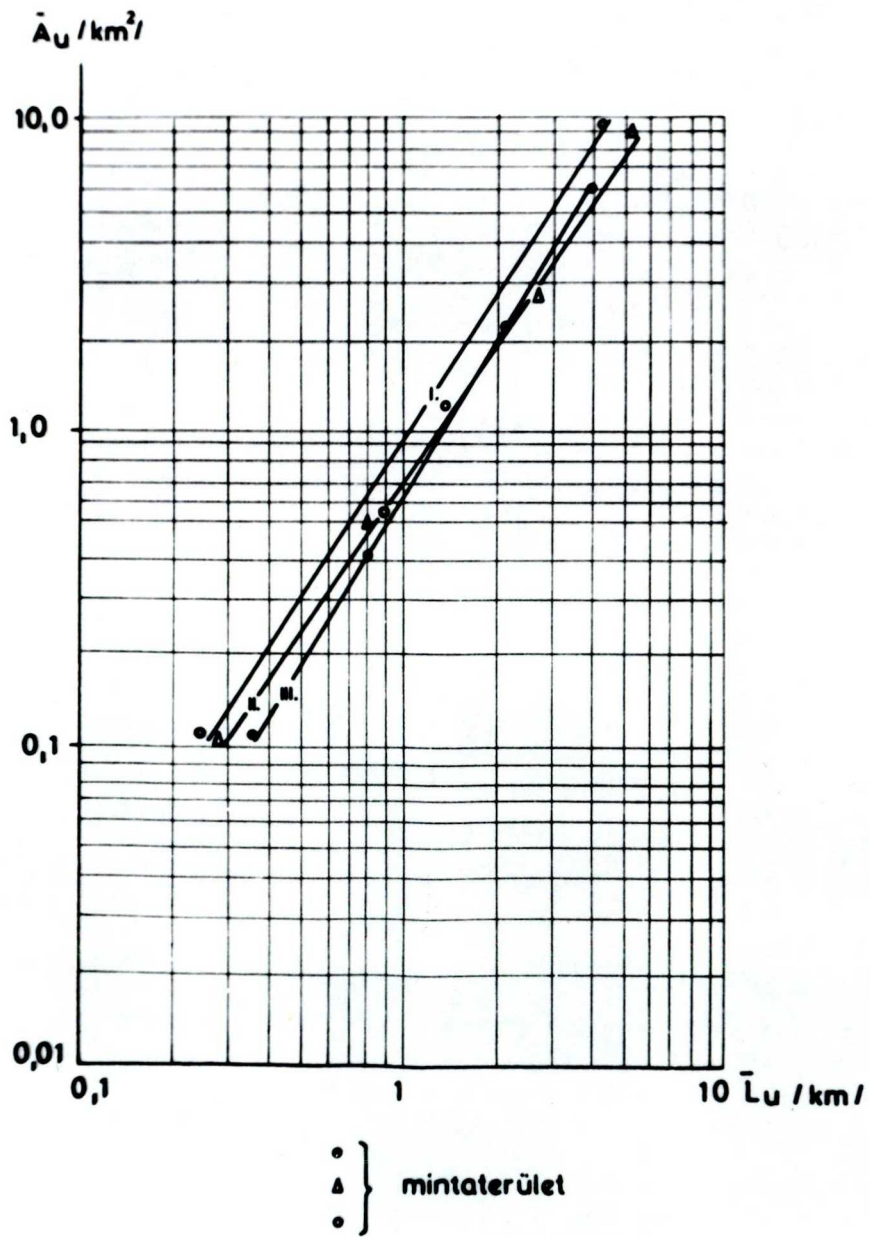
ahol R_u az u-rendű vízgyűjtőterület állandója. A három vizsgált mintaterület esetén a 6. ábrán mutatom be ezt a kapcsolatot.

A folyók hossza és a medence területe közti összefüggést vizsgálva HACK /1957/ megállapította, hogy köztük exponenciális összefüggés van / $L = K \cdot A^1$, ahol K és 1 meghatározható paraméterek/. A 7. ábrán mindhárom mintaterületre - logarit-
mikus beosztásokkal - megrajoltam ezt. Nem véletlenül kaptam



1, 2 ... rend
I, II ... mintaterületek

6. ábra



7. ábra

egyenest, hiszen mind a terület, mind a folyóhossz exponenciális kapcsolatban áll a rendszámmal. Fontosabb ennél a LEOPOLD és MILLER /1956/ által feltárt összefüggés, miszerint a terület és a vízhozam közt exponenciális a kapcsolat. Ez lehetővé teszi, hogy az eddig használt bonyolult módszereket egy sokkal használhatóbbal helyettesítsük.

A különböző rendű áramlások összhossza és a medence területe közti kapcsolatban az egyik legmegfoghatóbb és legváltozókényabb paraméter a vízfolyássűrűség D . A terület horizontális felszabdaltságának mérése, részletes elemzése azért indokolt, mert segítségével mennyiségi kapcsolatok állapíthatók meg egyrészt az egész vízgyűjtő dinamikájára /STRAHLER, 1964/, másrészt közvetve a denudáció mértékére, illetve lefolyására. A D értéke természetesen sok tényezőtől függ: Minél nagyobb a reliefenergia, minél több a csapadék és az impermeábilis kőzet, és minél kevesebb a vizet elpárologtató növényzet és a laza talaj, annál több víz kerül lefolyásra /LÁNG, 1955/.

Eddig részletesen csak a kőzetminőségi különbségekből eredő differenciákat tisztázták /STRAHLER, CHORLEY, MOHANOV, stb./. Miatán az általam vizsgált terület klimatikus, csapadék, hőmérséklet, orográfiai viszonyai hasonlóak, így hitelt érdemlően elemezni lehet a geológiai felépítésből eredő különbségeket. A 2. táblázatban feltüntetett adatokból kitűnik, hogy a Kecsés-patak /II/ aleurit és márgafelszínén legalacsonyabb az érték 2,02; ezt követi a Csevice-patak /I/ vízgyűjtője, amelyet slir és piroxénandezittufa épít fel /2,4/. Legmagasabb értéket az Ilona-völgy vulkanikus kőzetein

2. táblázat

rend- szám	D-értéke		
	I.	II.	III.
1.	2,27	1,98	2,92
2.	2,52	2,03	2,81
3.	2,57	2,00	2,20
4.	2,25	2,08	2,47
átlag	2,40	2,02	2,61

kaptam /2,61/. LÁNG /1955/ ezekre a területekre 0,0 - 1,5 km/km² közti vízfolyássűrűséget kapott, ugyanis a folyóvizet elég szubjektíven jelölte ki, többet is figyelmen kívül hagyott. Eddigi ismereteink alapján azt mondhatjuk, hogy általában meszes, homokos üledéken alacsony /1 - 3/, agyagos-palás területen közepes /2 - 5/, míg gránit, gneisz, vulkáni felszínen magas /3 - 10/ a D értéke. Előfordulnak persze extrém értékek is, pl. a Dakotai badland területen 1300 feletti a vízfolyássűrűség /STRAHLER 1957/. MOHANOV /1975/ mérésekkel bizonyítja, hogy nemcsak a kőzetminőségnek, hanem korának is fontos szerepe van a vízfolyássűrűség nagyságában. Azt tapasztalta, hogy karbonkoru gránit kőzeteken kisebb a D értéke, mint a devonkori üledékes kőzeteken, egyébként azonos feltételek mellett. Mindezekig nem vizsgálták a felszabdaltság sűrűség változását az abszolút magasság, a csapadékmennyiség és a lejtősség függvényében, noha ez éppen a fent említettek miatt szükséges lenne. LITVIN és FOSZTIKOVA /1968/ kaukázusi mintaterületeken gyűjtött adatainak felhasználásá-

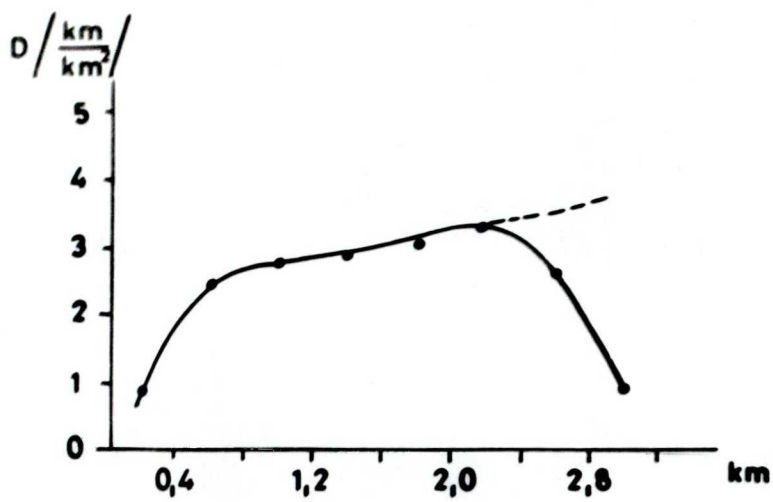
val megkísérlem ennek tisztázását. A 8. ábrán a D értékének változását vizsgálom a magasság függvényében. Az előhegyvidéken 500-600 m-ig az index gyorsan nő. Ennek fő okai:

1. A lejtőszög növekszik a hegység felé,
2. általában idősödnek az üledékek,
3. a tengerszinthez közeledve az akkumulációs folyamatok erősödnek, ami csökkenti a horizontális felszabdaltság mértékét.

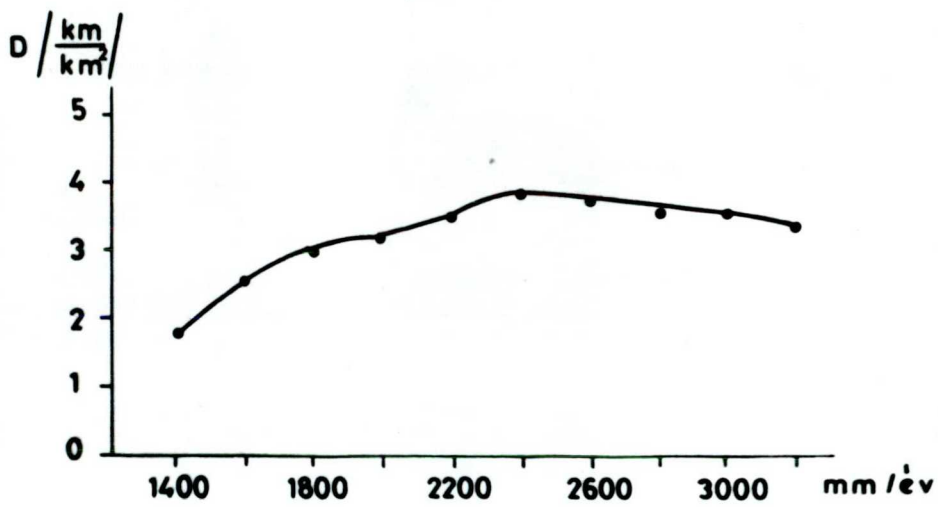
500 m-től 2300-2400 m-ig az értékek lassan emelkednek, 2400 m-től az eróziós felszabdaltság nagysága alászáll /nivális erózió zónája/. Persze itt nem arról van szó, hogy a denudáció mértéke ennyire lecsökkenne, hiszen a magashegységi glaciális-nivális erózió az egyik leghatékonyabb lepusztítást eredményezi. Amennyiben a vizsgálatot úgy végezzük, hogy a sziklákat talppontjukban mintegy leborotváljuk a felszínről - ez nyilván átlagos magasság és területcsökkenést eredményez - a görbe menedékesen tovább emelkedik /lásd: szaggatott vonal/.

Hasonló tendencia érvényesül a csapadék és a D érték viszonylatában is /9. ábra/. 1200-2300 mm évi csapadékgig a felszabdaltsági index fokozatosan nő, majd 2300 m-től gyengén csökken. Ennek főként klimatikus okai vannak. Megjegyzem, hogy esetünkben a 2300 mm-es izohiéta és a klimatikus hóhatár közt jó párhuzam húzható.

BEJLI /1962/ a lejtősség és a vízfolyássűrűség kapcsolatára $0,74 \pm 0,07$ -es korrelációs koeficienset kapott. Moredek lejtők nem kedveznek a D növekedésének, ilyen területeken



8. ábra



9. ábra

már a csapadék nagy hányada areálisan folyik le /10. ábra/.

HORTON a felszíni lefolyáshosszuságot és a vízfolyássűrűséget vizsgálva, köztük a következő összefüggést állapította meg:

$$D = \frac{1}{2L_g}$$

Regionális vizsgálatokban hazánkban is használt paraméter a folyógyakoriság /F/. MELTON /1958/ megállapította, hogy az

$$\frac{F}{D^2}$$

arány statisztikusan konstans értéknek /0,694/ tekinthető.

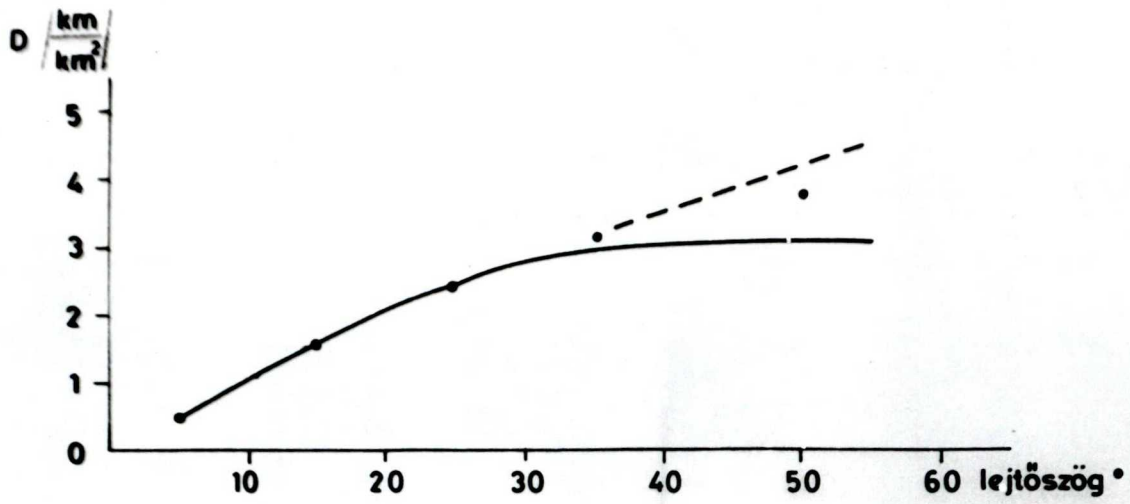
Mielőtt a vertikális felszabdaltság paramétereit elemeznénk, röviden szólni kell a vízgyűjtők alaki elemzéséről is. SCHUMM /1956/ a vízgyűjtők elnyújtottsági arányát a következő módon definiálta:

$$R_e = \frac{K_u}{L_b}$$

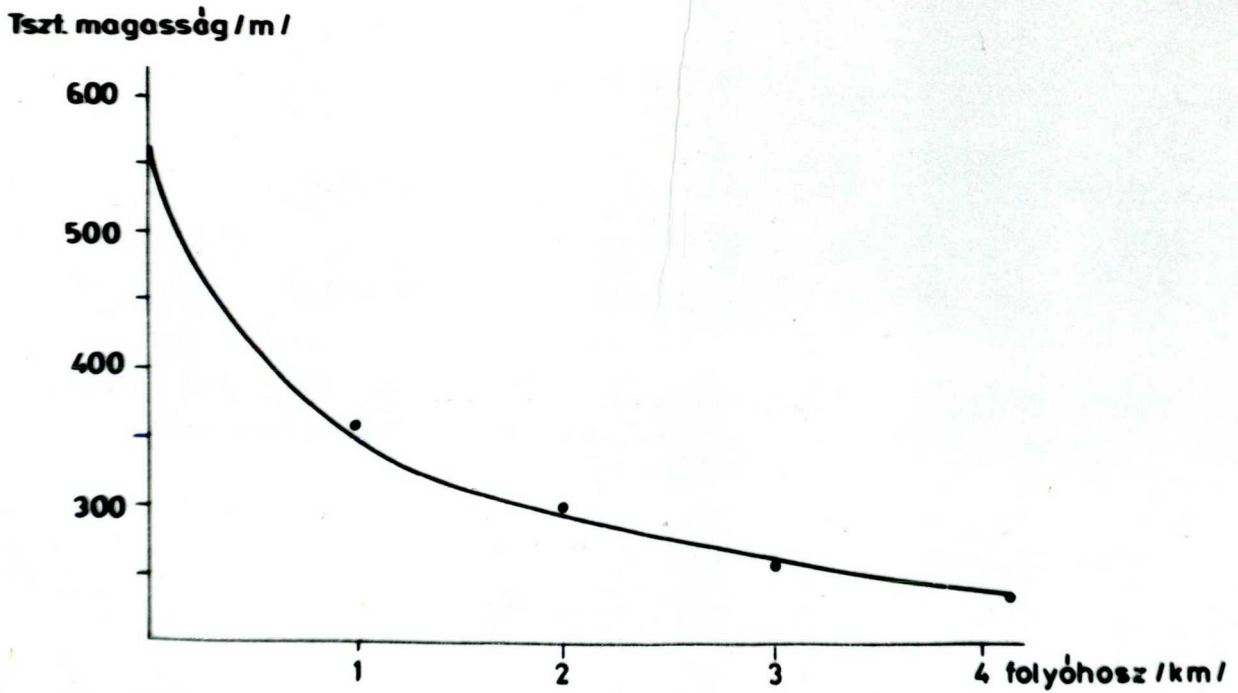
ahol K_u az A_u medence területével egyenlő területű kör átmérője, L_b a vízgyűjtő átmérője. Három mintaterületünkre a fenti módon kiszámított értékeket a 3. táblázatban tüntettem fel.

3. táblázat

rend- szám	R_e			R_f		
	I.	II.	III.	I.	II.	III.
1.	0,48	0,52	0,41	0,18	0,21	0,14
2.	0,54	0,65	0,44	0,36	0,24	0,15
3.	0,59	0,77	0,47	0,45	0,45	0,18
4.	0,84	0,96	0,76	0,58	0,73	0,46
átlag	0,61	0,73	0,52	0,39	0,41	0,23



10. ábra



11. ábra

Azt a törvényszerűséget észleltem, hogy az alacsony R_e értékek mellett a domborzat élénk, meredek lejtőkkel tagolt /III/ és a nagyobb /1,0 közeli/ értékek felé haladva a relatív relief csökken, a felszín lankásabb /I., II./ Alacsonyabb rendű vízgyűjtő esetén ez az arány a vízgyűjtők hasonlósága miatt elég stabil érték. Gyakran használt index a vízgyűjtő alakai paramétere is:

$$R_f = \frac{A_u}{L_b^2}$$

Az eredményeket elemezve /3. táblázat/ azt tapasztaltam, hogy az I. és II. terület vízgyűjtő medencéje közel azonos értékkel szerepel, alakjuk közelebb áll a körhöz, mint az elnyújtott III. vízgyűjtő. A vízgyűjtők szimmetriáját két nézőpontból vizsgálhatjuk. Ugymint a medence területi szimmetriája $/S_a/$, illetve domborzati szimmetriája $/S_r/$. A vizsgálatok lényege az, hogy a kapott statisztikai eredményeket összevetve a kialakító tényezőkkel /klíma, orográfia, növényzet, stb./ azokat morfogenetikailag elemezzük. /KAITANEN, 1975./ A szimmetria, illetve asszimmetria ilyen vizsgálata a térszíni mikroformák, például dolinák esetén is alkalmazható, ez jelentős adatokat szolgáltat az ott lefolyó denudatív folyamatok mennyiségére és minőségére.

3./ A domborzat és a vízgyűjtőmedence kapcsolata, a vertikális felszabdaltság vizsgálata

A vízfolyások vertikális és horizontális viszonyainak jellemzésére az általában konkáv lefutási esésgörbét használjuk. A folyó tényleges esésgörbéje nem egyenletes, mert a kőzetminőség, a geológiai szerkezet, a víz- és hordalék-



menyiség az orográfia hirtelen változása mind-mind olyan tényező, amely annak megtörését eredményezheti. A vizsgálat kulcskérdése az, hogy milyen jelenségek és miért változtatják meg az esésvonalat, hol kényszerülnek a vízfolyások normális esésgörbe kialakítására /PÉCSI, 1971/. Ehhez különböző matematikai módszereket is segítségül hívhatunk, így például a kisímitott esésgörbét, melyet az I. mintaterületünkön lévő Szalajka-patak esetére is megszerkesztettem /11. ábra/, mint különböző függvényeket elemezhetjük és segítségükkel a vízfolyások fejlődési tendenciáját leírhatjuk /SCHEIDEGGER, 1970/. Amennyiben nem egy vízfolyást vizsgálunk, hanem egy vízgyűjtő összesített esésgörbáját $\overline{S_u}$, akkor az átlagos esésekből és átlagos távolságokból szerkesztett derékszögű háromszög tartozik minden egyes görbéhez, melyek átlói szolgáltatják a keresett profilt. Ekkor igaz, hogy:

$$\overline{S_u} = \overline{S_1} R_s^{k-u}$$

ahol R_s az esésarány állandója /HORTON, 1945/. Jól felhasználható a lejtőfelszín eloszlás hisztogramja a vízgyűjtő és a folyó esésgörbéje közti kapcsolat elemzésében. Ezt úgy készítjük, hogy megállapítjuk, hogy az egyes lejtőkategóriákban /0-5°, 5-10°, stb./ a lejtő területének hány százaléka foglal helyet.

A domborzat vertikális felszabdaltságának két legfontosabb mutatója a lejtőszög és a relatív relief /reliefenergia/, amelyek a denudáció mennyiségének és minőségének fontos szabályozói. A lejtőszög morfológiai értékelésére több paraméter is alkalmas, lásd 1. táblázat. A lejtők vizsgálatának alapkérdése, mely ehhez szorosan kapcsolódó probléma, annak értékelése, hogy milyen külső, illetve belső erők hatására,

milyen formák alakulnak ki. Az eddigi vizsgálatok /YOUNG A. 1964, SCHEIDEGGER, 1970, PITTY 1971, stb./ inkább a kérdés matematikai oldalát világították meg és kevés figyelmet fordítottak a kialakító folyamatok elemzésére. Ez mindenképp indokolt lenne, mert a lejtők vizsgálata fontos, a gyakorlatban is /mezőgazdaság, építészet/ jól felhasználható adatokat szolgáltat. Napjainkban a lejtők morfometriájával kapcsolatban négy egymáshoz kapcsolódó kérdéskört vizsgálnak:

1. a lejtők osztályozása,
2. a lejtők fejlődésének vizsgálata,
3. a lejtős tömegmozgások intenzitásának mennyiségi értékelése,
4. a lejtők morfológiája és felépítése /VOSZKRESZENSZ-KIJ, SZIMONOV, 1976/.

A relativ relief a vertikális felszabdaltság egyik legfontosabb tényezője. A módszer hazánkban is jól ismert és széleskörben alkalmazott /LÁNG 1962, LOVÁSZ 1965, stb./. Részletesebb elemzésére ezért e helyen nem térek ki.

Természetes, hogy a fent tárgyalt két tényező szorosan összefügg egymással, hiszen egy medence területéről vett lejtőszögek eloszlása a magasságkülönbségektől függ. CHORLEY /1975/ szerint jó párhuzam vonható az eloszlás jellege /normál, asszimmetrikus/ és a domborzat fejlettsége között.

4./ A domborzat önirányító szerepe a felszínfejlődésben.

Eddigi vizsgálataink során részleteiben értékeltük, hogy a klíma, a közetminőség, az orográfia milyen hatással van a felszín képezésére, felszabdaltságának kialakítására. Ugyanakkor, mint láttuk, ez szoros kapcsolatban áll a denudáció mennyiségével és minőségével is. Most JAKUCS L. karsztterületekre megfogalmazott felvetése nyomán /1971/ azt szeretném bebizonyítani, hogy egy eddig még nem vizsgált faktornak is meghatározó szerepe van a felszínalakulásban, és pedig magának a felületnek. A továbbiakban az ehhez elvezető gondolatmenetet ismertetem.

A 2. és 3. pontban külön-külön vizsgáltam a horizontális és vertikális felszabdaltság tényezőit. Általános geomorfológiai szempontból azonban fontosabb lenne ezek együttes értékének megállapítása. TABIDZE, KOROSINADZE, PABAZISVILI /1975/ kimutatta, hogy ez az érték kifejezhető, mint a valódi terület százaléknövekedése horizontális síkvetülete felett. Tehát azt kell kiszámítani, hogy egy térszín valódi területe mennyivel nagyobb térképi vetületénél. Természetesen a valódi terület mindig nagyobb vagy egyenlő a vetületénél. 14 részben hazai, részben külföldi területen vizsgáltam ezt a viszonyt és ezt irodalmi adatokkal egészítettem ki /4. táblázat/. A számításokat 1:25.000-es méretarányú térképen végeztem. Ezen 5 x 5 km² területet választottam ki, melyen 5-5 egymásra merőleges orografikus metszetet készítettem. A metszetek hosszát lemértem, a két irány szerint átlagoltam és a valódi területet szorzatukkal jellemeztem.

A kapott eredményeket a 4. táblázatban tüntettem fel.

4. táblázat

Terület /a 25.000-es térképlap neve/	A felület növekedésének mértéke
Hódmezővásárhely	0 %
Győr	1,0 %
Előszállás	1,5 %
Ágasgyháza	1,5 %
Bükkösd	3,0 %
Zalaegerszeg	3,5 %
Aggtelek	5,5 %
Répfőutca	6,0 %
Bódoghát	7,5 %
Nagybátony	12,5 %
Magas-Tátra	39,0 %
Gagrai-hegység fővonulata	61,0 %
Magas-Tauern	60,0 %
Himalája /K-1./	65,0 %

/Egzaktabb, de jóval hosszabb számolást igénylő módszert is ismerünk a valódi felszín kiszámítására /VOLKOV 1950/:

$$P_0 = P \left(1 + \frac{2H}{R} \right) \sec \alpha$$

ahol P_0 a valódi felszín, P vetületi felszín, α a lejtőszög,

$\frac{2H}{R}$ a felszín tszf. magasságától függő korrelációs tényező.

Akkor lesz a legpontosabb számítás, ha a felületet a lejtőszögeknek megfelelően osztályokra bontjuk, majd az így kiszámított valódi felületrészeket összegezzük. / Az elemzést különböző területegységekre és más-más morfogenetikai tartományra egyaránt elvégezhetjük. Így az első esetben orográfiai, másodikban genetikai típusokat is külön tudunk választani,

amellett, hogy a felszín felszabdaltságát egy összehasonlítható értékkel jellemezzük. Az 5. táblázatban tájékoztató jelleggel néhány genetikai típus jellemző értékét adom közre. Az adatok a mérsékelt égövre érvényesek. Még további széleskörű kutatást igényel a típusok ilyen alapon történő elkülönítése, az értékhatárok pontosítása.

5. táblázat

Genetikai típusok	felületnövekedés %-ban
akkumulációs	0,0 - 1,0
deflációs	1,5 - 2,5
dombvidéki eróziós akkumuláció	3,5 - 5,5
lössz szuffúziós	1,5 - 2,0
karszteróziós	5,5 - 10,5
középhegységi fluviális eróziós	10,0 - 25,0
magashegységi fluviális eróziós	25,0 - 40,0
glaciális eróziós	60,0 -
nivációs	55,0 -
abbráziós /irodalmi adat/	2,0 - 3,0
töréses, szerkezeti /irodalmi/	25,0 - 35,0

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy a valódi felület növekedésével jól jellemezhetjük a felszabdaltságot. Ugyanakkor a 2. és 3. pontban beláttuk, hogy a felszabdaltság mértéke jó kontroll a denudáció nagyságára nézve. Így logikai tranzitivitás alkalmazásával azt kaptam, hogy a felület növekedésével közvetlenül is értékelni lehet a denudációt. Világítsuk meg közelebbről ezt a kapcsolatot.

A geomorfológia dinamikus egyensúlyi elve /PENCK, MACKIN/ azt mondja, hogy az idő múlása nem hoz létre minőségi változást a formaalakulásban, ha a szubsztrátum és a geofolyamatok hatása változatlan marad. BÜDEL szerint egyes klimagenetikus reliefgenerációk hosszú geológiai időre is konzerválódhatnak /PÉCSI 1975/. De ha valamilyen megváltozott endogén vagy exogén hatásra a felszíni domborzat /terület/ változik, ez a hatás továbbgyűrűzik, csökkentheti vagy növelheti a további denudáció mértékét. Tehát a felület megváltozása mintegy önszabályozó módon a keletkező felszín képét is előrevetíti úgy, hogy visszahat az eróziós, akkumulációs folyamatok mértékére. Természetesen máshogy zajlik le ez a geofolyamatoktól, a közegtől függően a makro- és mikrotérségekben is. Az 5. fejezetben részletesen elemzem, hogy ez miként nyilvánul meg egy dolina esetében az egyes klimamorfológiai tartományokban. Mikor növeli, illetve mikor csökkenti a karsztkorróziós folyamat hatékonyságát, ezzel is irányítva a kialakuló térszín habitusát.

Ennek a tényezőnek a figyelembevételére a denudációs kronológiát is pontosabbá és mennyiségileg továbbra is értékelhetővé teszi. A denudáció intenzitását jellemző CORBEL /1959/-féle képletet a geomorfológusok széles köre elfogadta és alkalmazza. Súlyos hibáit először JAKUCS L. /1971/ mutatta ki. Ezeken kívül további problémát jelent, hogy a képlet alapján a kutatók olykor több százezer évre visszamenőleg is számolnak denudációs intenzitást, ami épp a fenti megfontolások miatt - a felület változásának figyelmen kívüli hagyásával - gyakran vezet hibás eredményre. Hasonló okok miatt revízióra szorul az exogén folyamatok sebességének kérdése is /MESCSERJAKOV, VOSZKRESZENSZKIJ 1970/.

III. FEJEZET

A MORFOMETRIKUS TÉRKÉPEZÉSI ELJÁRÁSOK DEMUTATÁSA

A MÁTRA-HEGYSÉGI ILONA-VÖLGY PÉLDÁJÁN

A geomorfológusok társadalmi szükségletből eredően egyre nagyobb figyelmet fordítanak a morfometrikus térképezési eljárásokra. Jól példázza ezt, hogy napjainkban már a kőolaj- és földgáz kutatásban /FILOSZOFOV 1975/, az ércvagyon felmérésében és előrejelzésében /CLEMENTE, PEREZ 1976/, a mezőgazdaság optimális szerkezeti és területi rendszereinek kialakításában /HERNANDEZ 1976/, a talajerózió elleni védekezésben, ut és vasut építésekénél, mérnöki létesítmények tervezésénél /lejtőfejlődési térképek, horizontális és vertikális felszabdaltság térképei, földmunkák mennyiségének meghatározása/ széleskörűen alkalmazzák.

Vizsgáljuk meg a morfometrikus térképek helyét a különböző domborzatminősítő térképek között. KERTÉSZ /1975/ a következő öt fajtát különítette el:

1. a genetikai tartalmu hagyományos geomorfológiai térkép,
2. mérnökgeomorfológiai térkép, amely adott célfeladat megoldására készült módosított jelkulccsal, pl. a felszínmozgásos területek térképezésére,
3. morfometrikus térkép,
4. és 5. egy vagy több paraméterrel szerkesztett domborzatminősítő térkép, melyek végső során az 1.-3. térképek szintézisei.

Ezeknél a térképeknél a jelkulcsban feltüntetett és a domborzat karakterére utaló jelzések egyes kategóriáit /"merek-enyhe" lejtő, "erősen-gyengén" felszabdalt/ különböző paraméterekkel mennyiségi alapon tudjuk elkülöníteni. A morfolometrikus térképek főbb típusainak, fajtáinak elemzése előtt ismerkedjünk meg a térképek fontosabb feladataival.

Morfolometrikus térképek alatt olyan, gyakran konkrét gyakorlati céllal szerkesztett térképeket értünk, melyeket úgy kapunk, hogy a relatív és abszolút morfolometriai mutatók mért vagy számított értékeinek területi változásait elemezzük. A morfolometrikus térképek nagy része nem tartalmaz semmilyen, direkt a felszín genetikájára mutató adatot, mégis közvetetten utalnak arra. A morfolometrikus paraméterek közül SZPIRIDONOV /1975/ szerint különösen azok fontosak a geomorfológusok számára, amelyek:

- a./ kifejezésre juttatják a geomorfológiai folyamatok lényegét, és nemcsak geometriai, hanem valamilyen módon morfologenetikus jelentésűek is,
- b./ pontosan és objektíven jellemzik a domborzatot, jelentősen csökkentve a szubjektivitást,
- c./ könnyen meghatározhatók és alkalmazhatók,
- d./ mind az elemi formák, mind a morfológiai formacsoportok jellemzésénél felhasználhatók.

A fenti kritériumokkal szerkesztett morfolometrikus térképekkel mennyiségi alapon tudjuk leírni, összehasonlítani a felszín különböző formáit, formacsoportjait, mintegy alaptérképet szolgáltatva a tematikus és komplex geomorfológiai

/domborzat-minősítési/ térképezéshez. Röviden ebben summázható a morfológiai térképezés célja és alapvető feladata.

Még egyszer felhívom a figyelmet, hogy pusztán a morfológiai térképek alapján sok esetben nem szabad genetikai következtetést levonni, miután különböző keletkezésű formáknak is lehet hasonló értékű morfológiai paramétere. Fontos kérdés a térképek méretarányának megválasztása. Az egyes módszerek gyakran más-más léptékű térképen mutathatók be legsikeresebben. Vizsgálatomban metodikai okokból minden egyes eljáráshoz 1:25.000-es térképet használtam, e mintaterület pedig a 2. pontban már ismertetett Mátra-hegységi Ilona-völgy /III/ volt.

1./ A felszín felszabdaltságát jellemző térképek

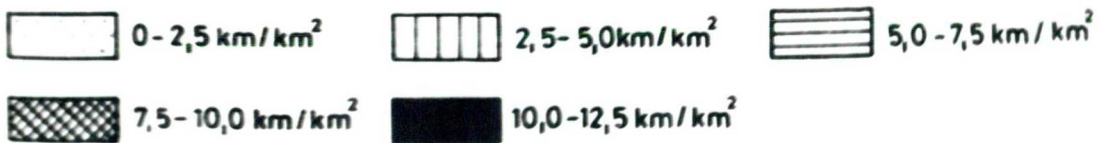
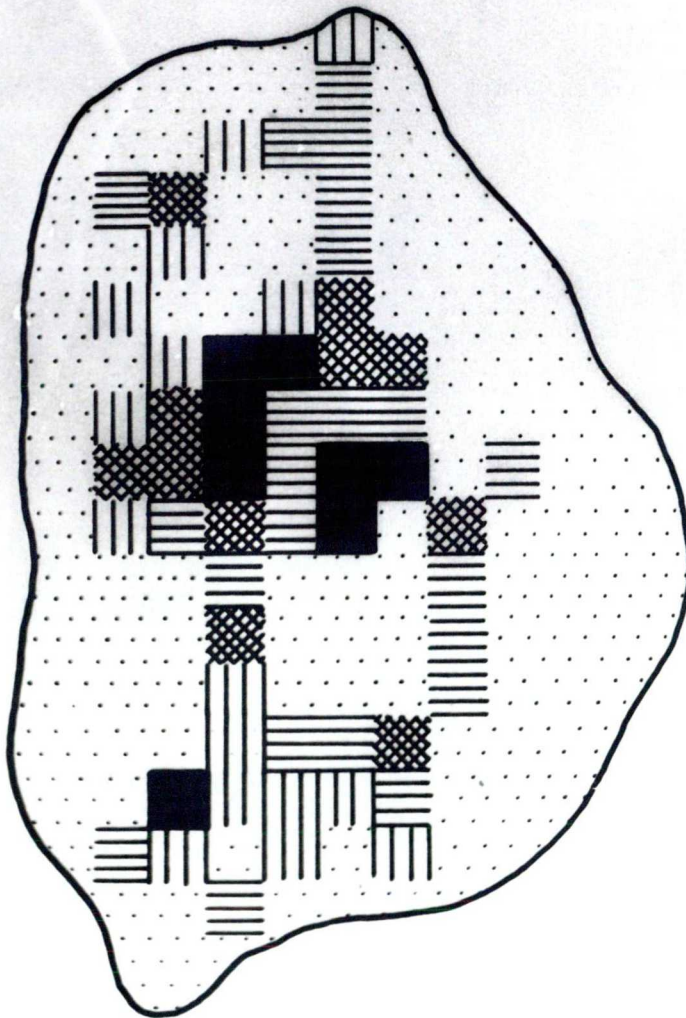
Ebben a pontban a domborzat horizontális, vertikális és összetett felszabdaltságának térképeit elemzem. Ezek mindegyike az alábbiakban leírtak szerint több-kevesebb információval szolgál a domborzat denudációját, illetve annak mértékét illetően. A horizontális felszabdaltság térképei közül a következőket analizáljuk:

- 1./ Az egységnyi területre eső eróziós formák völgyvonalainak hossztérképe.
 - 2./ A legközelebbi helyi erózióbázistól való távolságok térképe /a völgyvonaltól egyenlő távolságra lévő pontok izovonalas térképe/.
 - 3./ Az azonos lefolyáshosszu pontok izovonalas térképe.
- Ezután a vertikális felszabdaltság két paraméteréből a relatív reliefből és a lejtőszögből szerkesztett térképek következnek.

Végül bemutatom és értékelem a két komponensű /vizfolyás-sűrűség, relativ relief/ összetett felszabdaltság térképét.

Az egységnyi területre eső eróziós hálózati térképek szerkesztése úgy történik, hogy először a topográfiai térképen kijelöljük az adott vízhalózat völgyvonalait. A második fejezetben vázoltak szerint döntjük el, hogy mit nevezünk vizfolyásnak. Ezután két lehetőségünk van, vagy az egész terület eróziós felszabdaltságát határozzuk meg geometriai egységenként, vagy pedig a folyóvölgyek rend szerinti osztályozása után a 2-os, 3-ad, stb. rendbe tartozó eróziós formákra végezzük el a számítást. A további felhasználás miatt az első utat választottam. A vízgyűjtőterületre négyzethálózatot helyeztem /8 mm-es oldalhosszut/ és mindegyikben meghatároztam a $K = \frac{L}{P}$ hányadost, ahol L az erózióshálózat hossza, P pedig a területe. Minél kisebb négyzeteket választottam, annál teljesebben tükröződtek vissza a relief részletei. Mégis, ha a négyzetek olyan kicsik lesznek, hogy egyesek teljes egészükben a völgyben foglalnak helyet, akkor a térképünk csak a vízhalózatot reprodukálja és alkalmatlan lesz regionális elemzésekre.

A 12. ábrán bemutatom mintaterületünk kartogramját, amelyen jól kirajzolódnak a horizontálisan erősen felszabdalt területek /a relativ paraméter 7,5 - 12,5 km/km² közti értékei/. Ezeken a területeken kell számolni a leghatékonyabb domborzatalakulással. Amennyiben elég adat áll rendelkezésünkre, amit úgy is elérhetünk, hogy egymást fedő négyzetek módszerével dolgozunk, úgy a kapott értéket a négyzet központjában felvéve izovonalas - izodenza /azonos sűrűségű pontok/ - térképet szerkeszthetünk. A módszer leghatékonyabban közepes, illetve kis

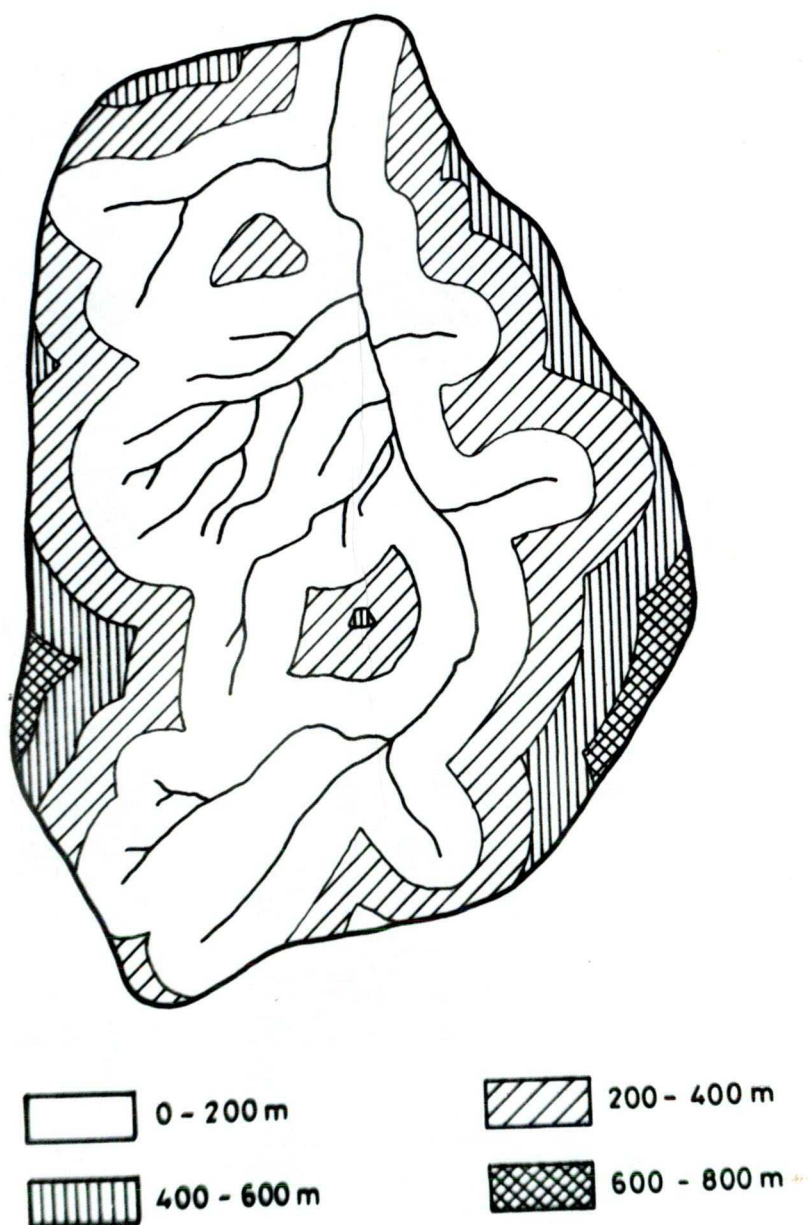


12. ábra

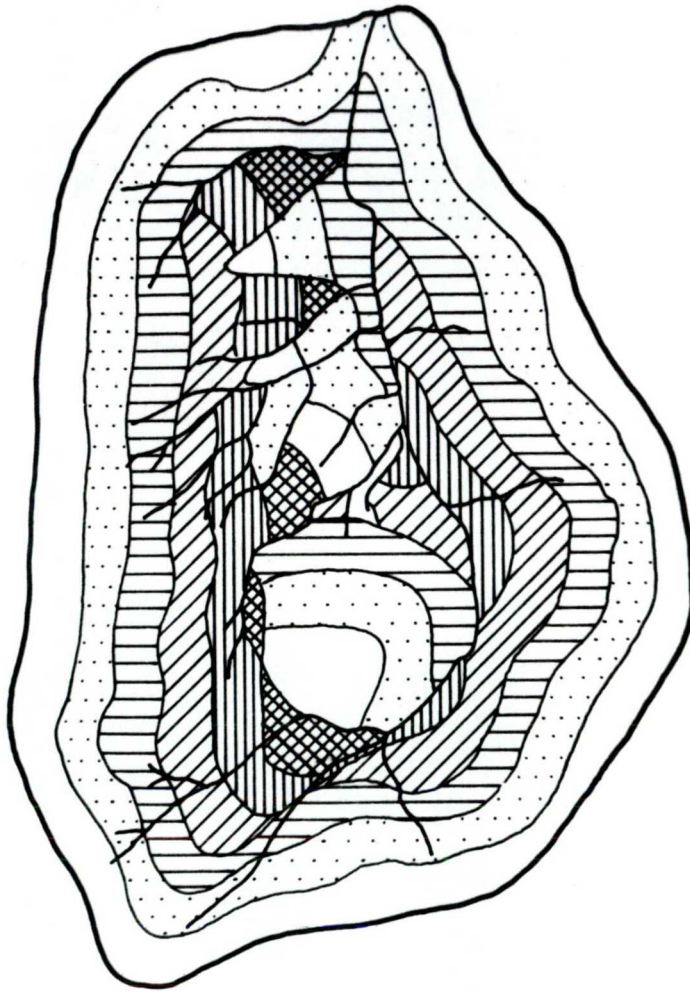
méretarányu térképeknél alkalmazható. Segítségével jellemezhető a terület eróziós rendszerének hatásfoka, mely segít ki-deríteni a domborzatfejlődés szakaszait, illetve viszonylagos korát /SZPIRIDONOV 1971/.

A legközelebbi helyi erózióbázistól való távolságok /a völgyvonaltól egyenlő távolságra levő pontok/ izovonalas térképe is a természeti földrajzi kutatásokban sikeresen felhasználható segédeszköz, noha önmagában kevesebb információt nyújt. Mégis közvetve gyakorlati szempontból is fontosak lehet. Így például a létesítendő víztározó /illetve csatornahálózat és ut/ műszaki kivitelezése során sikeresen alkalmazhatják ezt a térképet /13. ábra/. Készítése úgy történik, hogy megfelelő sűrűséggel /esetünkben 250 m-ként/ a völgyvonalakra merőleges egyeneseket húzunk és ezen a lejtők mentén mérve kijelöljük az egyenlő távolságu pontokat. Ezekből azután izovonalas térképet szerkesztünk /13. ábra/. A legmagasabb értékeket a Disznókő és a Szárhegy lejtőire kaptam. Kis méretarányu térképeknél úgy járunk el, hogy a vízfolyásokat rendek szerint osztályozzuk és ezután minden egyes elemi vízgyűjtőben kijelöljük a völgyvonaltól egyenlő távolságokra levő pontokat, a völgyvonaltól mindkét irányban az $A/2L$ távolságban, ahol A a medence területe, L pedig a vízfolyáshossz /CSERNIN 1966/. A továbbiakban ezekből a vonalakból szerkesztünk izovonalas térképet.

Az azonos lefolyáshosszuságu pontok izovonalas térképe /14. ábra/ nem tükörképe az előzőnek, mint azt többen is helytelenül állítják /BERLIANT 1964, SZPIRIDONOV 1975/. Ugyanis



13. ábra



0 - 200 m

200 - 400 m

400 - 600 m

600 - 800 m

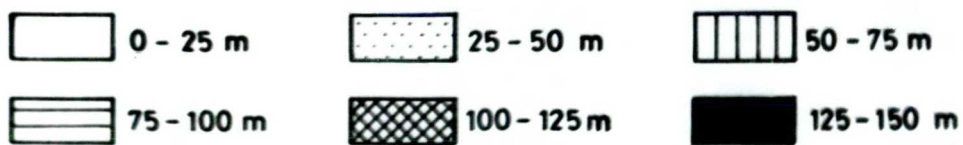
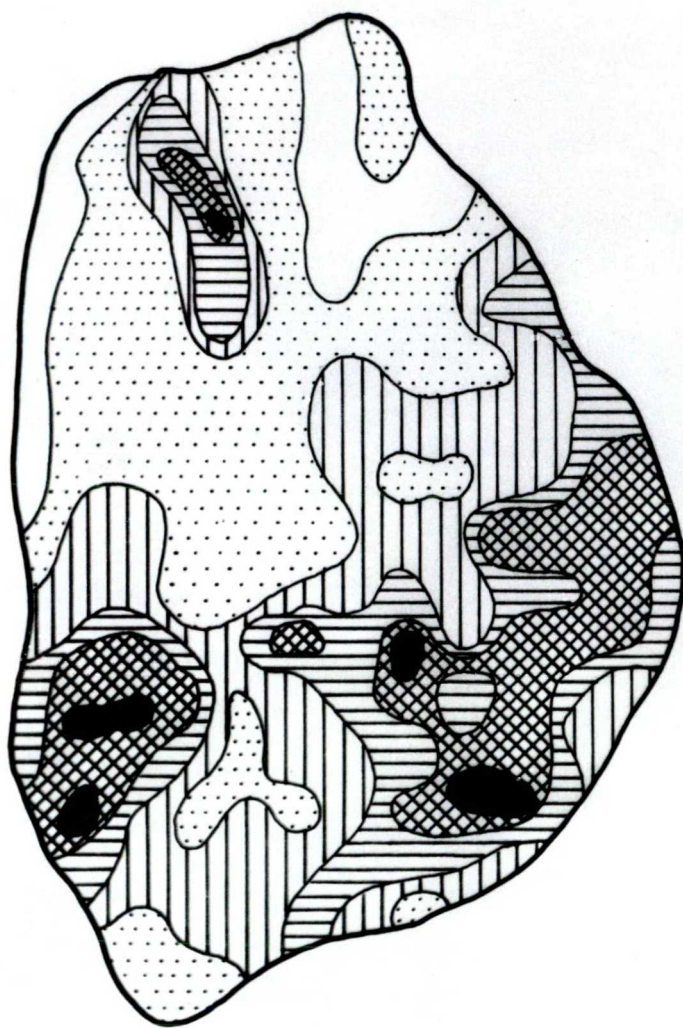
800 - 1000 m

1000 - 1200 m

14. ábra

valóban a vizválasztótól való távolságokat térképezzük, de a vízfolyás mentén, ami a domborzattól függően igen változatos lehet. A térkép a gyakorlatban /különösen a mezőgazdaságban/ sokrétűbben alkalmazható, mint az előző módszer /HERNANDEZ 1976, MIRONOVA és munkatársai 1976/, mivel jól tükrözi a vizsgált terület nedvességviszonyait. Ebből a szempontból fontos megállapításnak tartom, hogy mintaterületünkön épp a folyóvölgyekkel erősen felszabdalt tartományban alakultak ki a legnagyobb, 1000-1200 m-es lefolyáshosszak /14. ábra/.

A relatív relief, vagy ahogyan korábban nevezték, relief-energia csak a domborzat vertikális felszabdaltságának egyik paramétere. Belőle általános következtetéseket csak más módszerrel kiegészítve tanácsos levonni. A hazánkban is ismert és széleskörben alkalmazott KREBS, BEHRENS-THAUER, stb. eljárással készített térkép ismertetésére itt nem térek ki. Mindössze két problémára hívnám fel a figyelmet. Az egyik a vizsgálatnál alkalmazott négyzetek, illetve körök nagysága. Véleményem szerint ezt mindig a kíván célnak megfelelően kell megválasztani, általános sablon nem adható. Így lehet jó is a 88 km²-es területű négyzet és lehet rossz is a 0,25 km²-es. A másik probléma az osztályközök kérdése. Ezeket azonos osztályközök választása mellett hasznos statisztikai vizsgálatokkal kijelölni. A 15. ábrán az Ilona-völgy relatív relief térképe látható. A térképen az izovonalak nem rendeződnek tektonikus főirányokba, ennek magyarázatát a 2. fejezetben a bifurkációs arány ismertetésekor adtam meg. Többen is javasolták, hogy a relatív relief térkép helyett a relatív felszabdaltsági térképet hasz-



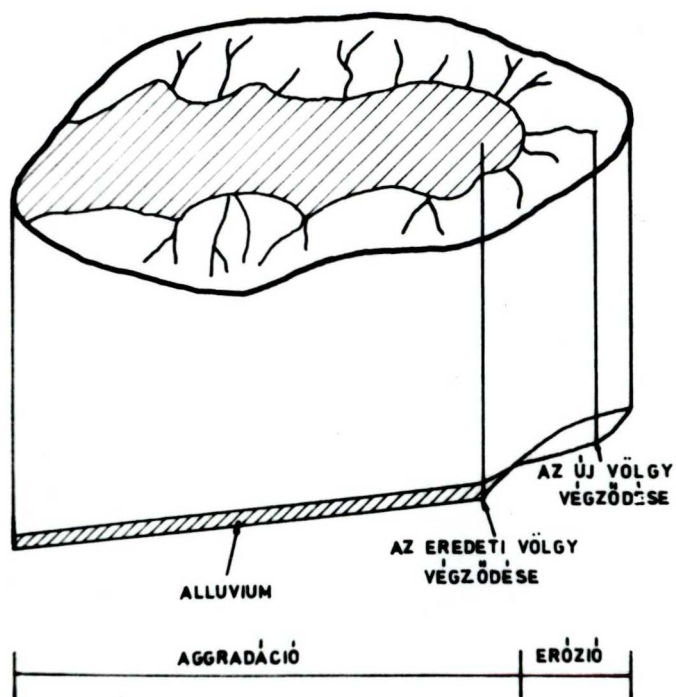
15. ábra

náljuk. Ekkor területegységenként kiszámítjuk a R/H arányt, ahol R relatív relief, H pedig az abszolút átlagmagassága majd izovonalas térképet szerkesztünk belőle. Az elképzelés helyes, hiszen a felszabdaltság nemcsak a relatív relieftől függ, hanem attól is, hogy ez a differencia milyen abszolút magasságban realizálódik. Esetünkben azonban azt tapasztaltam, hogy ez a térkép csak a relatív relief térkép kategóriáit húzza szét, hangsúlyozza az ott kimutatott különbségeket.

A lejtőszög vagy másképpen lejtőkategória térkép /LOVÁSZ, 1965/ esetén is jelentkezik a relatív relief térképnél már elemzett "kategóriahatár probléma". A Szovjetunióban, Csehszlovákiában és Kubában gyakran és hatékonyan /pl. talajerózió elleni védekezés/ alkalmazott térkép különösen a mezőgazdasági felhasználás szempontjából célravezető. /HERNANDEZ 1971, 1976, KRCHO 1973, MIRONOVA 1976./ Ugyanakkor segítségével több információhoz jutunk a lejtőfejlődés irányát és intenzitását illetően is. Szerkesztésére több módszer is ismert. Így egyik lehetőség az, hogy megfelelő sűrűségben metszetet készítünk a domborzatról és a $\operatorname{tg} \alpha = \frac{h}{l}$ alapján / h = magasság, l =alaphossz/ számoljuk ki az értékeket, vagy másik, hogy a $\operatorname{tg} \alpha = \frac{h \sum L}{P}$ képlet segítségével / h =közepes magasság, L = a P területre eső szintvonalak összhossza/ /VOLKOV 1950/ határozzuk meg a lejtőszöget és belőlük izovonalas térképet szerkesztünk.

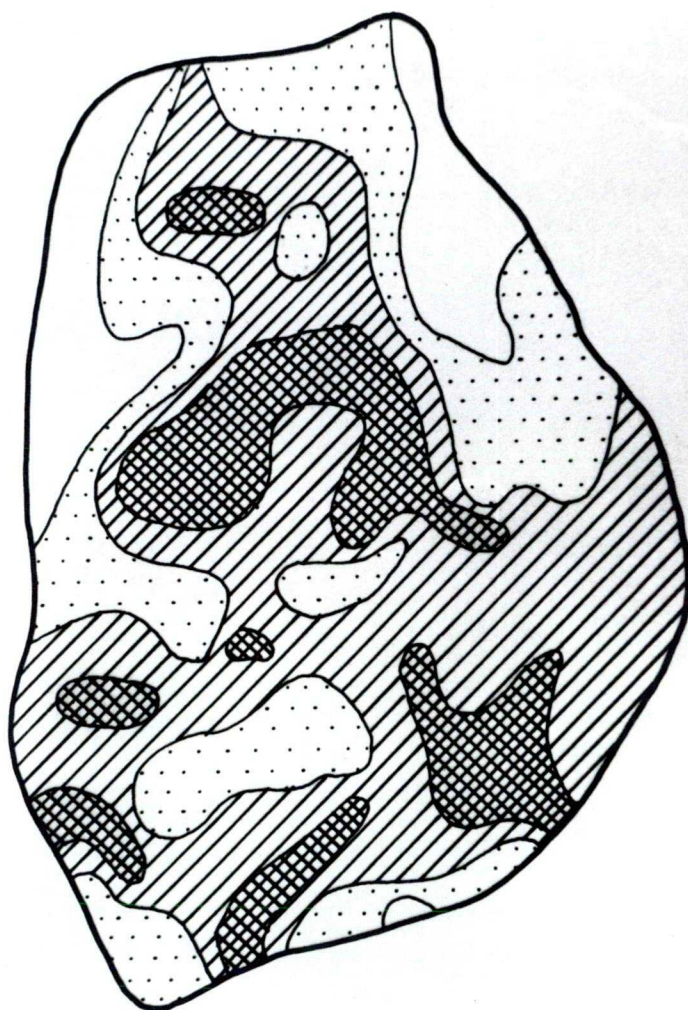
A lejtők térképezését azonban nemcsak a lejtőszög szerint érdemes elvégezni, ami a denudáció sebességét jellemzi, hanem fontos annak megállapítása is, hogy a lejtő mely részein van túlsúlyban az erózió, azaz melyik terület fejlődik intenzívebben. Ennek módszerét szemléltetem a 16. ábrán /STRAHLER 1958/ után.





16. ábra

A következő feladat az, hogy együttesen, összegében ábrázoljam a horizontális és vertikális felszabdaltságot. Nyilván általános geomorfológiai szempontból sokkal többet mond ennek elemzése. A módszert MESCSERJAKOV és FILKINA /1965/ dolgozta ki, amit POLKANOVA és POLKANOV /1970/ pontosított. Az eljárás azon alapul, hogy a tanulmányozott területen négyzethálózat segítségével megállapított vízfolyássűrűség $/\text{km}/\text{km}^2/$ és ugyanazon hálózat segítségével kiszámított relatív relief mennyiségeknek pontértéket tulajdonítunk. Annak eldöntése, hogy például $5 \text{ km}/\text{km}^2$ -es vízfolyássűrűség, vagy 80 m-es relatív relief értéknek mekkora pontérték felel meg, így szubjektív lenne. Épp ezért nagy adathalmazon végeztek korrelációs vizsgálatot, hogy az átszámítás elfogadható pontosságu legyen. Szerintük pl. alföldi térszínen /Nyugat-Szibériai-Alföld/ 1:100.000-es térképen 5 km folyóvölgy 5 pont, 20-mees magasságkülönbség 20 pontnak felel meg, területegységre vonatkoztatva. Természetes, hogy az átszámítás függ a relieftípustól és a méretaránytól is. Hasonló megfontolás alapján megszerkesztettem mintaterületünkre is az összetett felszabdaltsági térképet, melyen egy egységen belül $/8 \text{ mm}$ -es oldalhosszu négyzet/ 10 m -es magasságkülönbségnek egy pontot, $5 \text{ km}/\text{km}^2$ vízfolyássűrűségnek 5 pontot feleltettem meg /17. ábra/. A térkép alapján nagyságrendileg is összemérhetővé válnak a felszabdaltság területi differenciái. A módszer egyfajta pontosítására a 3. pontban visszatérek. A térképek makroszintű alkalmazásával nyomozhatóvá válik a vizsgált terület tektonikai képe is. POLKANOVA /1970/ szerint a maximális értékek az emelkedés részterületei, míg a relatív süllyedéssel az alacsony értékek kapcsolatosak.



0 - 4 p

4 - 8 p

8 - 12 p

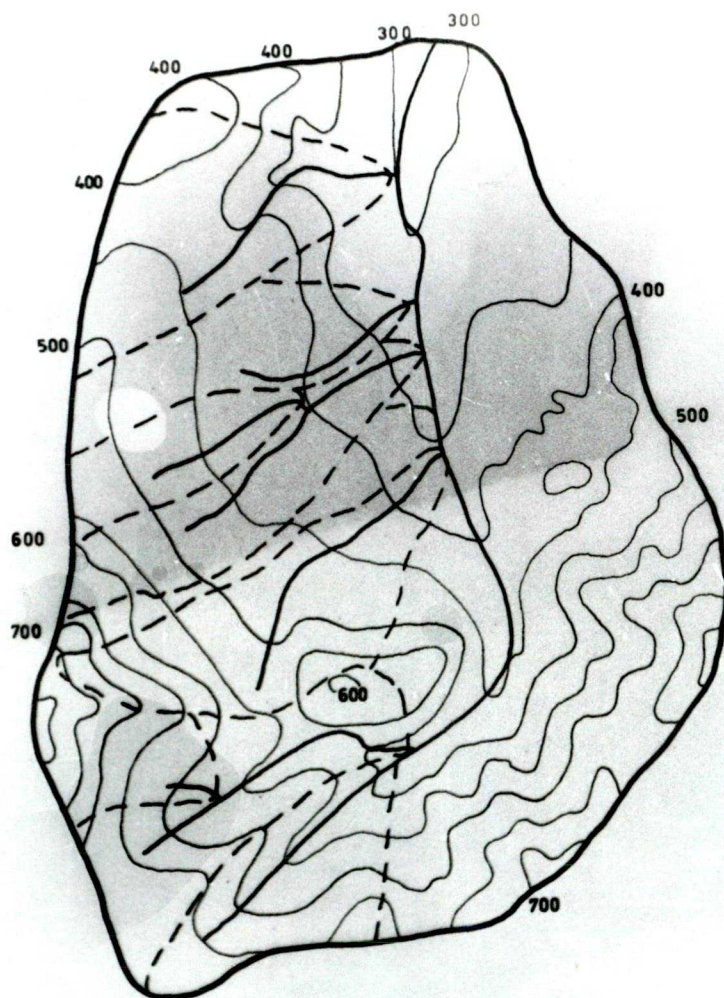
12 - 16 p

17. ábra

2./ Az izobázis és maradékfelszinek térképei

A maradékfelszín térképezése. Feladatunk az erózióbázis feletti kőzetanyag tömegének megállapítása, mellyel lehetővé válik az erózió, denudáció mennyiségi és minőségi elkülönítése területegységenként. A szerkesztés két lépésben történik. Először meghatározzuk azt a felszínt, amely átmegy a völgyek tengelyén, azaz egyesíti a helyi erózióbázisokat /bázisfelszín/. Ezután megrajzoljuk a bázisfelszín feletti domborzat izovonalas térképét.

Kiindulási alapunk a részletes topográfiai térkép. Ezen kijelöljük a völgyvonalakat és a vízválasztókat és azokat a 2. fejezetben ismertetett módon rendek szerint osztályozzuk. Ennek megfelelően elvileg első, második, harmadik, stb. rendű bázisfelszínhez juthatunk. Gyakorlati szempontból azonban az elsőrendű térkép készítése nem célszerű, mert ennek bázisfelszíne majdnem teljesen beleolvad az eredeti domborzatba. Egyes feladatok megoldásához, a denudáció mennyiségi meghatározására azonban ezt is használni szokás. Kis méretarányú térképeken nehéz kivitelezni az 5 vagy ennél nagyobb rendű bázisfelszín térképeket, mert a folyók nem találkoznak a térképlapon. A folyók rendjének megfelelően tehát más és más rendű bázisfelszín készíthetünk el, de szabály az, hogy mindig elhagyjuk a keresett bázisfelszín rendjénél kisebb rendszámú folyókat /pl. harmadrendű felszín esetén az első és másodrendű vízfolyásokat/. A 18. ábra mintaterületünk /Ilona-völgy/ topográfiai térképét, illetve a másod-és annál magasabbrendű völgyvonalak és vízválasztók térképét tartalmazza. A másodrendű bázisfelszín térképet

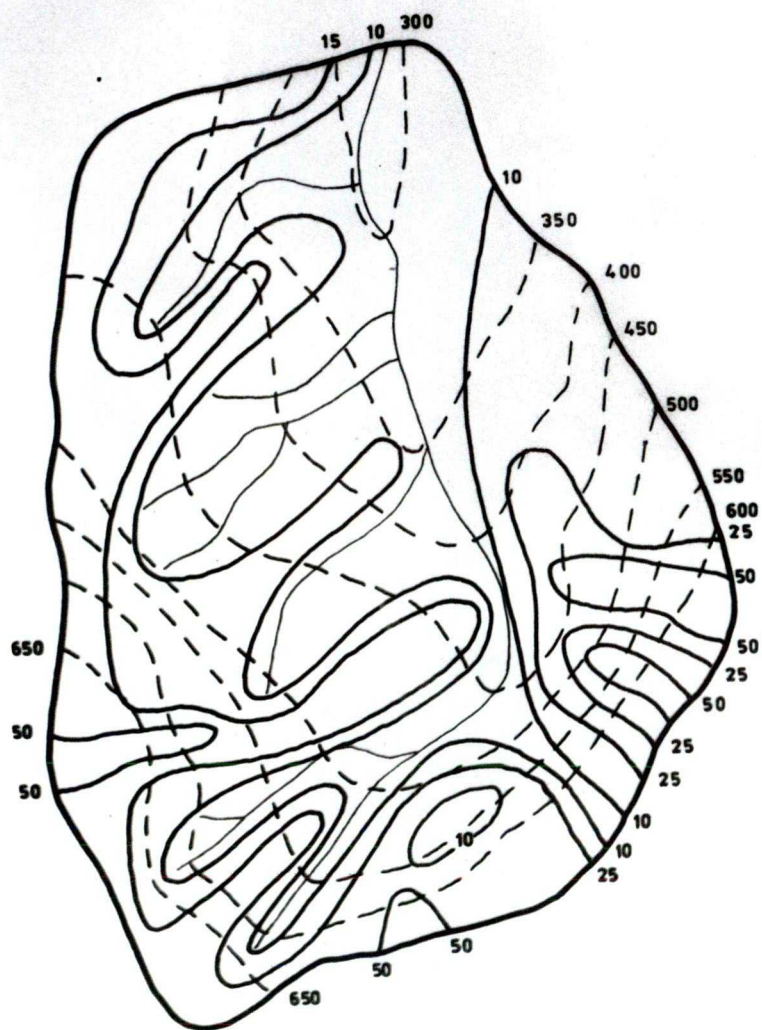


- izohipsza
- völgyvonal
- vízválasztó

18. ábra

ugy szerkesztettem, hogy az izohipszák és a völgyvonalak metszéspontjait, amelyek azonos abszolút magasságúak, izovonallal, ugynevezett izobázisokkal kötöttem össze. Az így kapott izobázis térkép alkotja a bázisfelszínt /19. ábra/. Általában igaz, hogy a magasabbrendű bázisfelszínek rendre lefedik egymást. A valódi, hipszometrikus felszínből kivonva a bázisfelszínt, jutottam a maradékfelszínhez. Ez gyakorlatilag úgy történik, hogy a metszéspontokban megállapítjuk a különbségeket és ebből izovonalas /izohipszopachitás - azonos rétegvastagságú pontokat összekötő görbe/ térképet szerkesztettem. /19. ábra./ Ahol intenzív völgybevágódás van, a maradványfelszín jelentős magasságot is elérhet /30-70 m/, míg az akkumulációs vagy süllyedő térszínen igen alacsony /0-10/ méter. Ezzel a megfontolással megbízhatóan nyomozhatók a neotektonikus mozgások is.

A lehordás mélységének térképezése. Míg az előzőekben az volt a feladatunk, hogy az erózióbázis feletti közettömeget határozzuk meg, most ennek másik oldalát, mintegy tükörképét vizsgáljuk. Célunk az, hogy megállapítsuk, hogy a vízvásztók tetejére illeszkedő csucsfelszínből /nevezik tetőfelszínnek is/ /FISCHER, 1963/ mennyit pusztítottak le, hordtak le a különböző hatótényezők. A térkép szerkesztésekor a völgyek szerepét a vízvásztók veszik át. Metszéspontjaikban az azonos értékeket izovonallal összekötjük /izohipszobázis/ és az így kapott térkép alkotja a csucsfelszínt. Ez egyébként analóg a bázisfelszínnel. Ha a csucsfelszínből kivonjuk a tényleges felszínt, amelyet gyakorlatilag a megfelelő izovonalak metszéspontjában kell elvégeznünk és az eredményül kapott értékeket izovonallal /un.



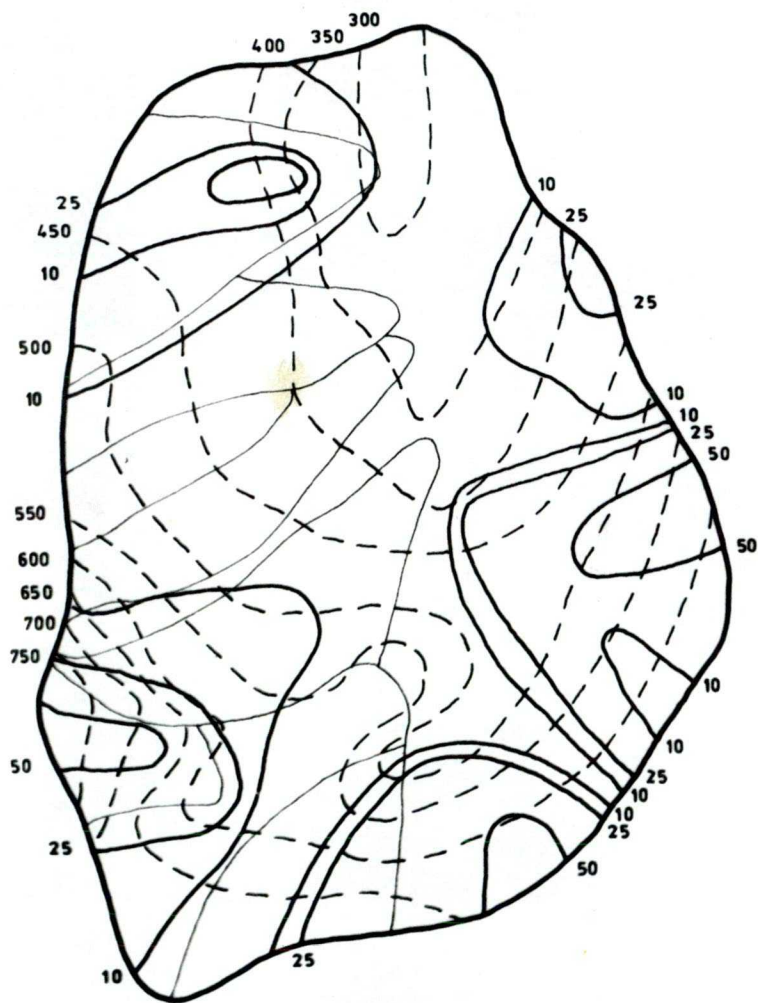
—— völgyvonal
—— izohipszopachita
--- izobázis

19. ábra

izoerozitákkal/ kötjük össze, a keresett felszín izovonalas ábrázolásához jutunk /20. ábra/. Ez nemcsak a lehordás mélységéről, hanem mennyiségéről is tájékoztat, /KERTÉSZ, 1974/ ezt találóan mélységi tagoltsági térképnek nevezi. A 20. ábrán mintaterületünk másodrendű csucsfelszínét és lehordási mélység térképét mutatom be.

Fontos következtetéseket vonhatunk le a bázis- és csucsfelszín összevetéséből. FILOSZOFOV /1970/ szerint a 2-od, 3-ad, 4-ed rendű térképek izovonalai segítségével elkülöníthetők a nagy morfostrukturák, a regionális kiemelkedések és süllyedések is. Az izobázisok és izohipszobázisok lejtése változatos, másodrendű térképeken 200-1000 méterig terjedhetnek, esetünkben 450-500 m. A kiemelkedések, illetve süllyedések határán ez az érték extrém nagyságu lehet. Ugyancsak FILOSZOFOV /1960, 1970/, aki a fenti térképek egyik megalkotója volt, elemezte részletesen, hogy a különböző tektonikus formák hogyan értékelhetők a bázis- és csucsfelszín térképeivel.

Különbségi térképek. A csucsfelszínből kivonva a vele azonosrendű bázisfelszínt egy olyan izovonalas /izoanabázis/ térképhez jutunk, mely arról informál, hogy a denudáció milyen vastag kőzetréteget pusztít. Ez a különbség közel egyenlő a reliefenergiával. A térkép szerkesztése úgy történik, hogy az izobázisok és izohipszobázisok metszéspontjaiban /amennyiben nincs, metszetek segítségével/ megállapítjuk azok különbségét. Hasonló módon juthatunk a bázisfelszínnek, illet-



— vízválasztó
— izoerozita
--- izohipszobázis

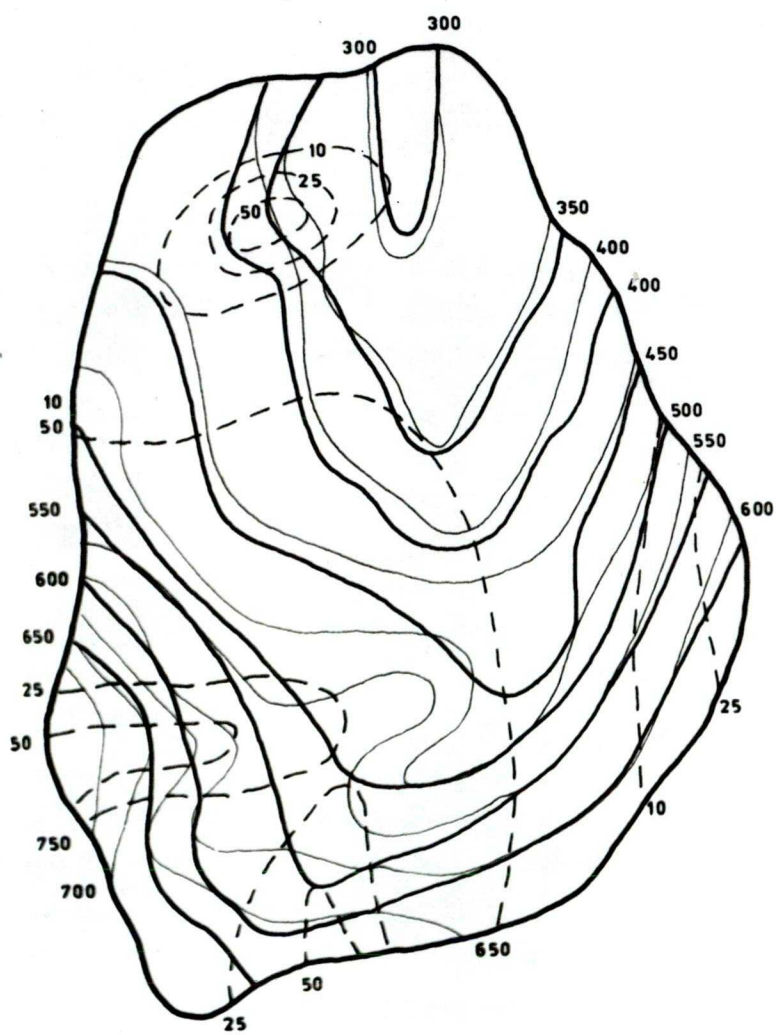
20. ábra

ve csucsfelszínnek különbségi térképéhez is. Ilyenkor mindig az idősebb /harmad, negyedrendű/ felszint vonjuk ki a fiatalabb, másod-, harmadrendű felszínből. Vigyáznunk kell, hogy azonos méretarányú térképekkel dolgozzunk. A 21. ábrán területünk másodrendű csucsfelszín-bázisfelszín különbségi térképét mutatom be. A különbségi térképek jól használhatók a legújabbkori vertikális mozgások feltárására, mind regionális, mind lokális értelemben. A szomszédosrendű bázis, illetve csucsfelszínnek pozitív értékű különbségei emelkedést, negatív értékei viszonylagos süllyedést jeleznek, az idősebb és a fiatalabb /magasabb rendszámú/ domborzati formák kialakulása között. A módszert a Pecsora és a Mezeny területén kőolaj- és földgázkutatókban, illetve mennyiségi prognózisok készítésében használta BERLIANT és LITVIN /1964/.

3./ A domborzat geometriai térképezés

A morfometria domborzatgeometriai irányzata fő feladatának a relief formáinak pontos leírását, felmérését tekinti. Térképeivel bizonyítékot szolgáltat arra, hogy a morfometriai térképezés a kartográfia és a geomorfológia kapcsolatából kialakult határtudomány. A teljesség kedvéért néhány módszert röviden ismertetek. Elsőnek mindenképp KRCHO módszerei kívánkoznak /DEVDARIANI-féle iskola/ aki egy sor új térképet is /izogradiens térkép, domborzati görbületek térképei, a relief konkáv, konvex jellegének térképezése, stb./ bevezetve összefoglalóan, egzakt matematikai keretben értékelte a földrajzi kartográfia jelenlegi helyzetét, illetve kidolgozta





—— izohipszobázis
—— izobázis
- - - - izoanabázis

21. ábra

vizsgálatának korszerű metodikáját /KRCHO 1973, HAVERLIK - KRCHO 1973/. Ugyanesak a domborzat, pontosabban a folyóvölgyek, illetve azok elméleti, egyensúlyi esésgörbéjének matematikai kiértékelése során alkotta meg VOLKOV /1970/ az izodet térképeket. Az izolong térképet pedig /az azonosrendű folyóvölgyek hosszértékeinek izovonalas térképe/ már HORTON is alkalmazta /1945/, GVIN /1970/ mintegy újra feltárta a tudomány számára.

4./ Komplex és szintetikus morfometrikus térképek

A fejezet eddigi részeiben áttekintettük az egy komponensű térképek főbb típusait. Általános geomorfológiai vizsgálatokban bővebb tartalmi mondanivalójuk miatt egyre gyakrabban használnak azonban összesített, komplex mutatókat. Sajnálatos, hogy gyakran egymással szoros ok-okozati összefüggésben lévő komplex paraméter-rendszert alkalmaznak /pl. relatív relief, lejtőszög/ ebben az egyes tényezők túlságosan lerontathatják vagy feljavíthatják egymást és emiatt hamis képet kapunk a domborzat karakteréről. Ez a fő problémája annak a törekvésnek is, hogy a domborzatot, vagy az ott ható tényezőket egy értékkel jellemezzük. A komplex morfometrikus térképek döntő többsége valamilyen szempontból az eróziót, annak hatékonyságát, mennyiségét kutatja. Miután maga a denudáció is sok tényezős, összetett folyamat, a törekvést helyes irányúnak kell tekinteni.

Ilyen komplex morfometrikus térképpel már a fejezet első pontjában is találkoztunk, azt részletesen elemeztem /összesített felszabdaltsági térkép/. HUDAKOV, ZNAMENSCSIKOV /1963/

az eróziós formák intenzitását kísérelte meg kifejezni a következő módon: $I = K \cdot \operatorname{tg} \alpha$, ahol K = vízfolyássűrűség, α pedig a felszín közepes lejtőszöge. Az eróziós felszabdaltság sűrűségét vizsgálva JAKIMENKO /1970/ az: $E = \frac{R \cdot L}{P^2}$ összefüggést használta, ahol R = relatív relief, L = eróziós hálózat hossza, P = az adott terület nagysága. Einnél alkalmasabbnak tűnik a potenciális fluviális erózió mértékének meghatározása / $E = H_m \cdot L \cdot 10^{-6}$, ahol H_m = közepes magasság, L = a vizsgált terület egysége a vízfolyások hossza/, amelyet Kuba morfológus térképezésénél is alkalmaztak. /MIRONOVA 1976, LEONTYEV 1973, HERNANDEZ 1971/. A fenti módszerek alkalmazásával lehetőség nyílik a morfológus rayonizációs feladatok megoldására is. ARISZTARHOVA /1970/ a domborzat szerkezeti adatai alapján szerkesztett morfológus terep térképe a strukturális kapcsolatok feltárásához nyújt támpontot. A fentiekben taglalt komplex morfológus térképek tehát önálló célfeladatok megoldására is alkalmasak.

A KERTÉSZ /1975/ által definiált szintetikus domborzat-minősítő térkép az egyes domborzati formák mennyiségi alapon történő elkülönítésére egyszerű morfológus mutatókat használ. Mindenképp indokolt és előremutató lenne, ha ezek mellé a komplex mutatókat, illetve térképeket is felsorakoztatnánk. Ezzel a sokat vitatott jelkies kérdését egzaktabb formába önthetnénk.

KAITANEN /1976/ összehasonlító regionális geomorfológiai vizsgálatainak során a denudációt jellemző morfológus paramétereket /relatív relief, lejtő- és esésviszonyok változása,

abszolút magasság, stb./ az átlagtól való eltérésektől megfelelő magyságrendi osztályokba sorolta. Ezután ezekből az értékekből összesített kartogrammot, illetve mondhatni szintetikus térképet állított össze. A planáció mennyiségi elkülönítésével elemezte a terület regionális különbségeit. Kimutatta, hogy az elsőrendű vízgyűjtők morfológikusan sokkal homogénebb felépítésűek, mint a magasabbrendűek.

IV. FEJEZET

MORFOMETRIKUS GÖRBÉK

Ebben a fejezetben a felszín hipszometrikus és lejtési viszonyainak vizsgálatával foglalkozom. Célom azoknak a morfometrikus /hipszo-, klinografikus, altimetrikus/ görbéknek a bemutatása, amelyekkel a magasság, a lejtőszög és a terület közti kapcsolatot jellemezhetjük. A domborzat magassági viszonyait jellemző adatok sokáig csak geomorfológiai érdekességek voltak. Ma úgy a hipszografikus, mint a klinografikus, és altimetrikus görbéket felhasználják az adott terület, illetve vizgyűjtő morfogenetikai elemzéséhez is /DE SMET, 1951, FREY 1965, HORMANN 1968, 1971/.

1./ Hipszometrikus analízis

A hipszometria a terület és magasság viszonyának elemzésével foglalkozik. CLARKE /1966/ három egymáshoz közelálló csoportba sorolja ezt a viszonyt jellemző görbéket:

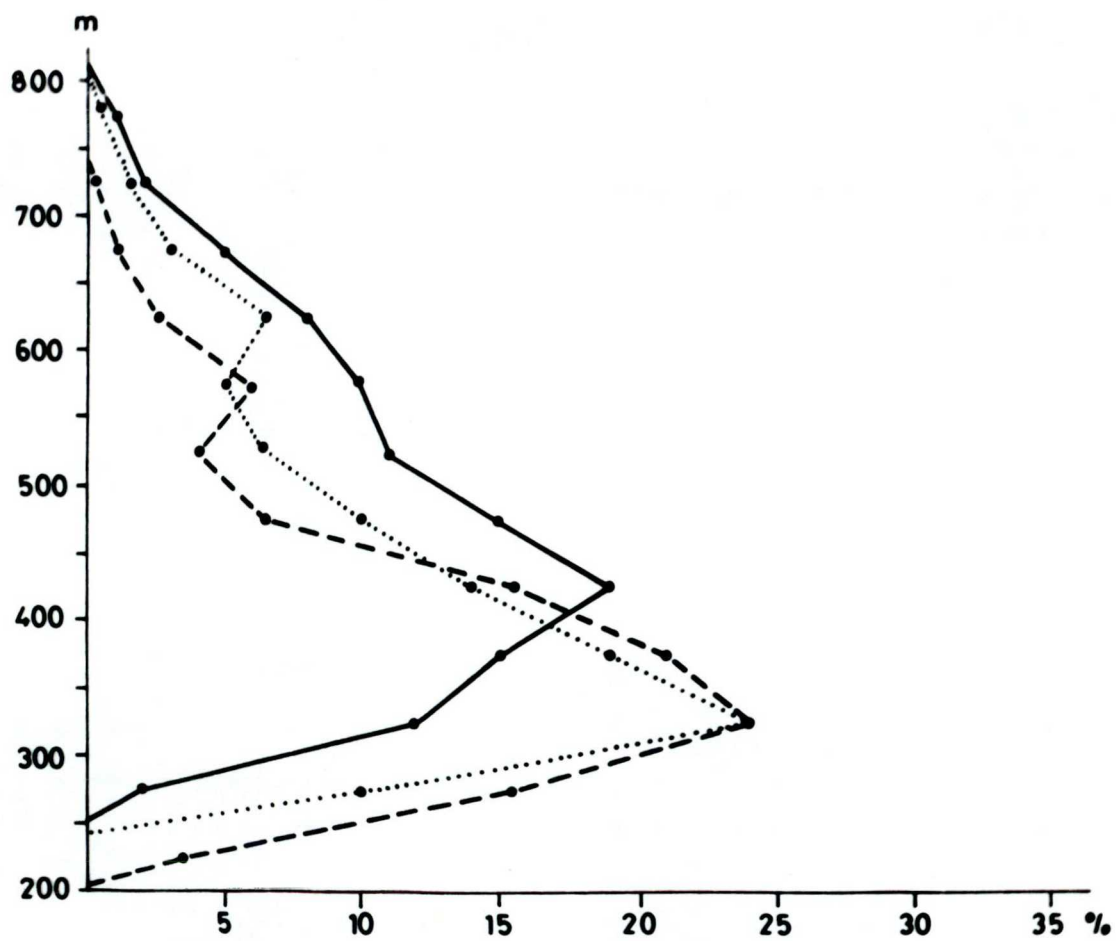
- a./ hipszometrikus vagy hipszografikus görbe, gyakran abszolút hipszometrikus görbének is nevezik,
- b./ terület-magasság görbe /vagy hipszografikus növekményráta görbe /HORMANN, 1971/,
- c./ relatív hipszometrikus görbe.

A hipszografikus görbét úgy kapjuk, hogy minden magassághoz, mint ordináta értékhez a felette elhelyezkedő terület százalékos nagyságát /abszcissza/ vesszük fel. Így a legmagasabb ponthoz 0 %-os, a legmélyebbhez 100 %-os érték tartozik. A hipszografikus görbe egy terület magassági eloszlásának analizisénél használható, melyet a görbe ábrázol és segítségével meghatározható a szkulpturális domborzat tömege is. Nagy területek hipszometrikus elemzésénél a fő kérdés az euszmatikus mozgások és strukturális hatások értékelése /BIROT, 1955/. Ezt a kérdést többek között DE MARTONNE /1941/ tanulmányozta fiatal gyűrt /Pireneusok/, illetve tönkhegységek /Massif Central/ hipszometrikus görbéinek összehasonlításakor. BAULING /1959/ szerint: "Ha egy bizonyos hegység izosztatikus egyensúlyban van, a hipszometrikus görbe tájékoztat bennünket a terület tektonikai és morfológiai fejlődéstörténetéről". A hipszografikus görbe ismert példája a földfelszín hipszometrikus görbéje. Véleményem szerint szükséges lenne a részletes hipszometrikus görbe újraszámolása, hiszen a szerzők mindezideig WAGNER /1895/ és KOSSINNA /1921/ adatait használták fel. Ugyanakkor az elmúlt 10-15 év során az óceánok széleskörű vizsgálatával egy sor új adat birtokába jutottunk.

Amíg a hipszografikus görbe nagy területek, tektonikus formák és mozgások hipszometrikus értékelésére alkalmas, a kis területek, folyóvízi eróziós hatások különbözősége jobban értelmezhető a terület-magasság görbe segítségével. A görbét úgy kapjuk, hogy megállapítjuk, hogy az egyes magasságosztályokhoz mekkora relatív terület tartozik. Látható, hogy ez szoros

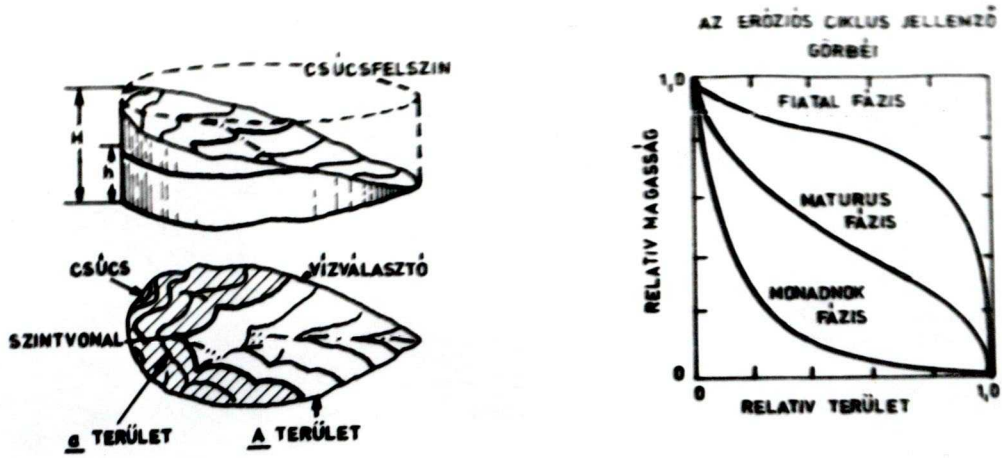
kapcsolatban van a hipszografikus görbével, mégis ennek a módszernek jelentős előnye, hogy a részletek, a közepes magasság, az eloszlás jobban felismerhetők. Minél menedékesebb a görbe futása /ennek eldöntése elég szubjektív/ annál nagyobb terület tartozik egy magassági osztályba. A terület-magasság függvény esetén ez egyértelmű maximum/ok/kal, illetve ellenkező esetben minimum/ok/kal rajzolódik ki. Emiatt jól felhasználható a különböző területek hipszometrikus tipizálására, rayonizálására. A 22. ábrán három mintaterületünk 50 m-es intervallumokra számított terület-magasság görbáját mutatom be. A részletes elemzéstől eltekintve megállapítható, hogy az I. és II. terület hipszometrikusan azonos karakterű /két maximum, azonos lefutás, és medián/ és ezektől különbözik a III. mintaterület /egy maximum, nagyobb medián érték/.

A relatív hipszometrikus görbe a relatív magasság $\frac{h}{H}$ / és a relatív terület $\frac{a}{A}$ / közti kapcsolatot vizsgálja. Meghatározása úgy történik, hogy az adott területen a h magasság alatt, illetve felett elhelyezkedő terület nagyságát viszonyítjuk a $\frac{h}{H}$ arányhoz. /Lásd a 23/a. ábrát./ A módszer kis vizgyűjtőmedencékre is alkalmazható sikeresen. STRAHLER /1957/ megállapította, hogy ezek a görbék jól jellemzik a vizgyűjtőmedence degradációjának fejlődési állapotát. Három fázist különített el, úgymint: fiatal /juvenilis/, maturus és stabilis /monadnock/ fázist. A görbe alatti terület /hipszometrikus integrál/ lehetővé teszi az erózióbázis feletti teljes tömeg kiszámítását. Értékes a hipszometrikus integrál inverze is, ez azzal a tömeggel arányos, amit az erózió lepusztított. Ezért eróziós integrálnak is nevezzük. A 23/b.

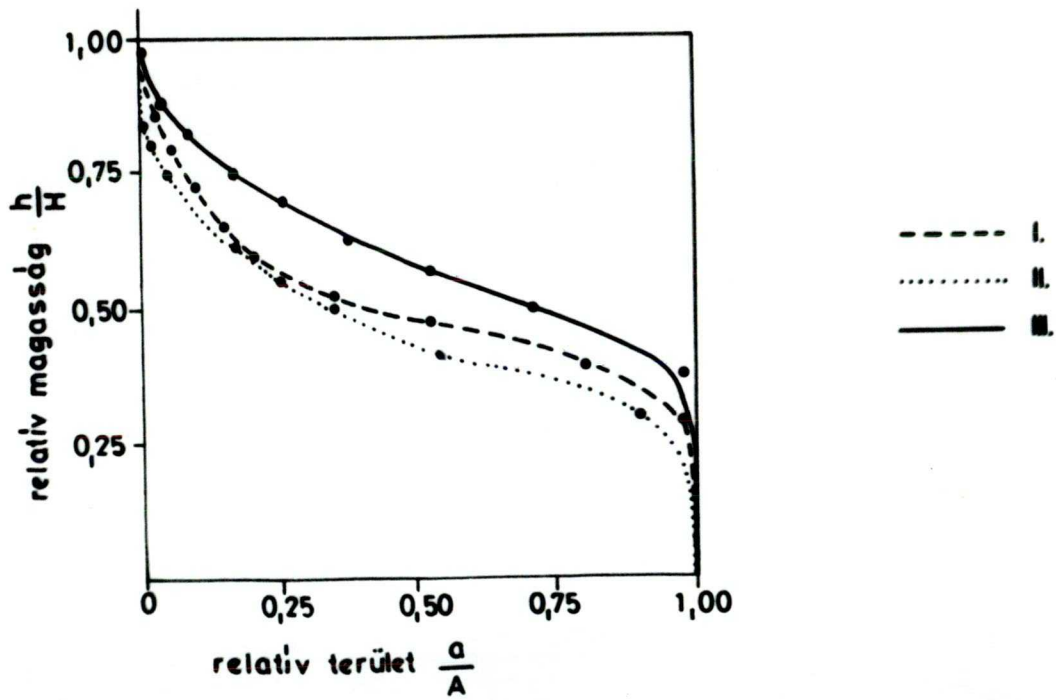


--- I.
..... II.
— III.

22. ábra



23./ a. ábra



23./ b. ábra

ábrán három mintaterületünk görbéjéből ugyancsak az I. és II. terület azonos karakterére /egyensúlyi, maturus/ derül fény, míg a III. terület hatékonyabban alakuló, maturusba hajló jellegű /lásd közettani felépítés 2. fejezet/.

A II. fejezet 4. pontjában elemzett, a valódi felület mérésével és szerepével kapcsolatos kérdéskört itt a következőkkel szeretném kiegészíteni. A valódi és vetületi felület különbségének kiszámítását az egyes hipszometrikus kategóriák szerint is elvégezhetjük. Így vertikálisan lokalizálni tudjuk a legdinamikusabb felszinalakulást /általában ott, ahol a differencia legnagyobb/. SLAUCITAJTS /1966/ ennek mérésére egy felszabdaltsági indexet is javasolt: $\frac{F - P}{P} \cdot 100$, ahol F=valódi felület, P = vetületi felület az egyes magassági tartományokban.

2./ Klinografikus görbék

Láttuk tehát, hogy a hipszometrikus görbék több feladat /közepes magasság, annak eloszlása, tipizálás, tömegszámítás/ megoldására alkalmasak. Figyelmen kívül hagy azonban a módszer egy fontos tényezőt, a lejtőt. Így most olyan görbéket vizsgálunk, amelyek a lejtőszög és a magasság viszonyát tartalmaznak. A klinografikus /hajlás/ görbéket változó sikerrel alkalmazzák a szintvonalak közti közepes lejtőszög demonstrálására, mert néhány klinografikus görbe matematikailag nincs pontosan megalapozva. A közepes lejtőszög és a lejtőszög-magasság görbék azonban rendkívül hasznosak, különösen kis területek vizsgálatánál.

FINSTERWALDER /1890/ klinografikus görbén az ordináta értékeket a magassági adatok képviselik, míg az abszcissza tengelyre a megfelelő szintvonalak hosszát méri fel. Komoly hibája, hogy a közepes lejtőszöget végülis nem vetíti elénk. Ennek kiküszöbölésére később FINSTERWALDER egy olyan mutatót állított össze, amely a keresett szög tangensét adja meg:

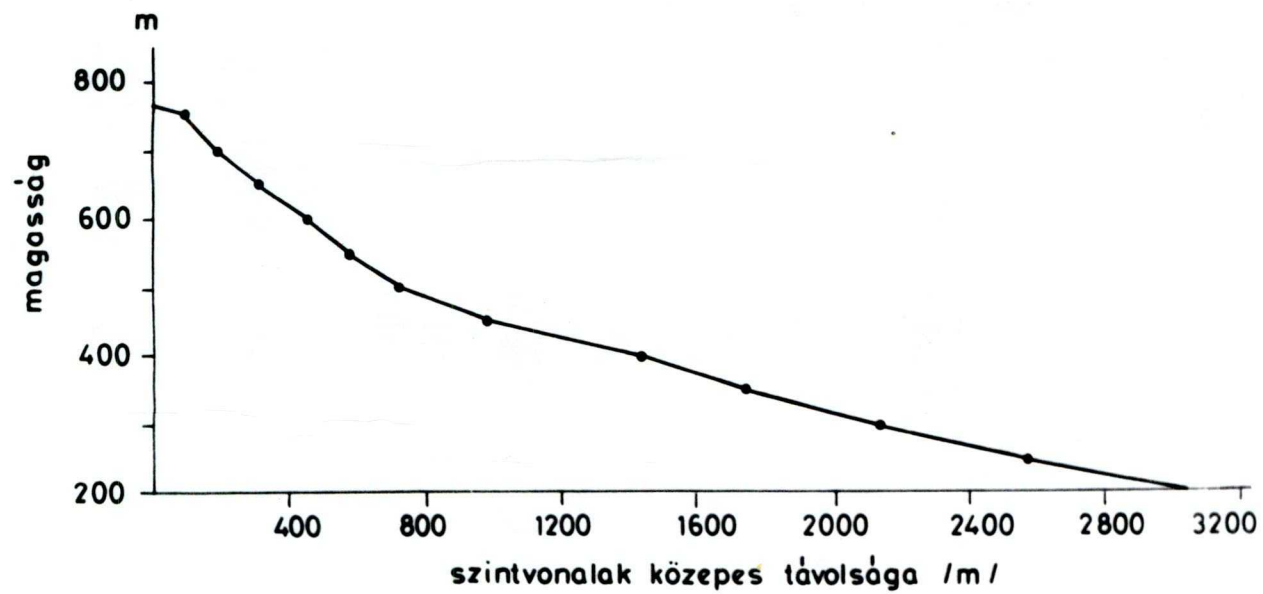
$$\frac{I \cdot L}{A},$$

ahol I = a szintvonalak intervalluma, D = a szintvonalak teljes hosszúsága, A = a medence területe. WENTWORTH /1930/, majd DURY /1952/ négyzetháló alkalmazásával félempirikus formulát szerkesztett / $\frac{I \cdot M}{A}$, ahol I , A , ugyanaz mint fent, M = metszéspontok száma egy négyzetben/ a módszer azonban továbbra is hosszadalmas és csak áttételes. A HANSON-LOWE /1935/ féle klinografikus térkép a szintvonalak közti területek átlagos lejtőszögét a lejtők formájához /abszcissza/ viszonyítja. Ez utóbbi értéket úgy kapja, hogy a szintvonalakat köröknek fogja fel és a keresett sugarat az:

$$a = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

/A= szintvonal feletti terület/ formulával határozza meg.

A fenti klinografikus görbénél általánosabb értékű a STRAHLER /1952/ által javasolt közepes lejtőszöggörbe. A számítás úgy történik, hogy megállapítjuk minden szomszédos izohipsza átlagos távolságát /a köztük levő területnagyság segítségével/ és az egyes magassági kategóriákban tangens szögfüggvény segítségével meghatározzuk a lejtőszöget. A 24. ábrán a



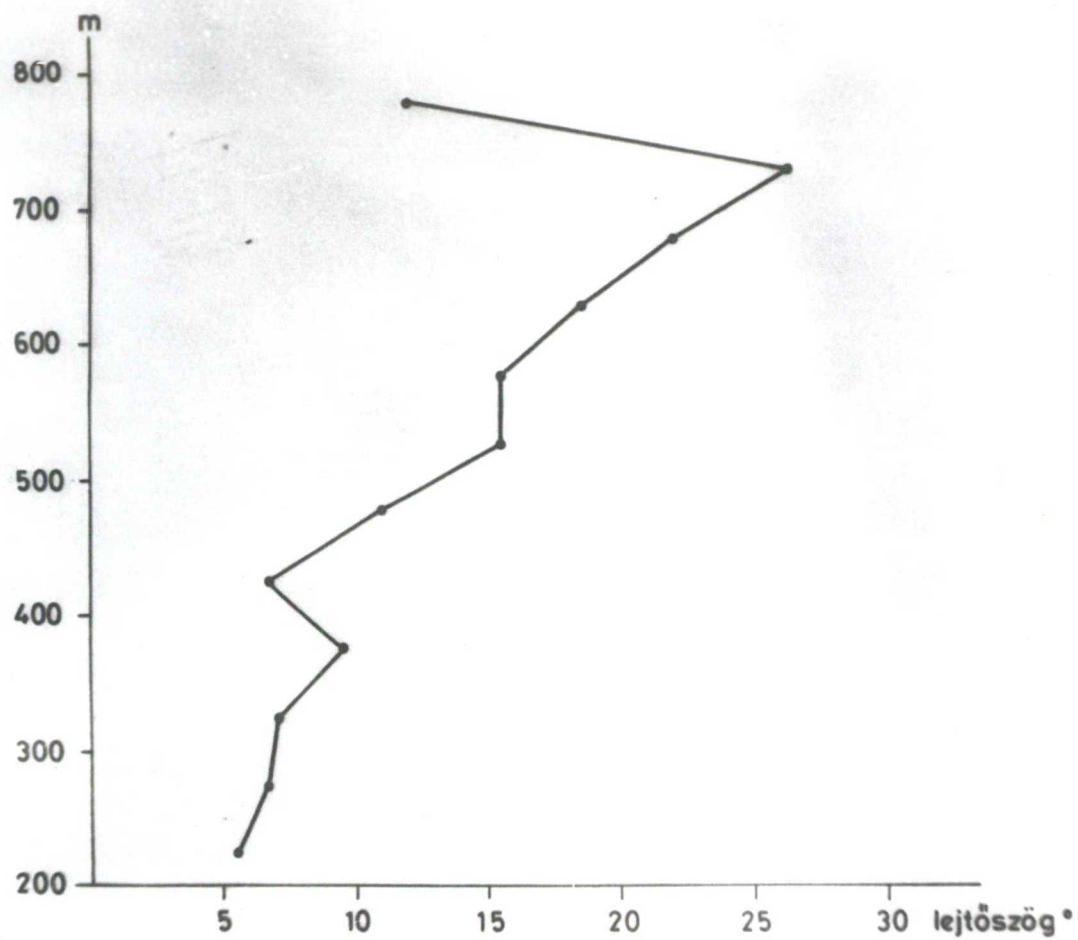
24. ábra

III. mintaterületünk közepes lejtőszöggörbáját mutatom be. A legmagasabb izohipsza-intervallum közepes lejtését nem lehet pontosan megadni, mert több különböző magasságu csucs is lehet a területen. Ezért célszerű, ha a nevezőben a legmagasabb izohipsza hosszának felét írjuk. Kis vizgyűjtőterületek tanulmányozásánál szerencsés, ha a vízszintes és függőleges tengelyen is azonos beosztást választunk. Hasonló jellegű görbét szolgáltat DE SMET /1954/ átlagos lejtőprofilja is. A feladat itt is egy ideális, a területre jellemző átlagos lejtő megszerkesztése, amelynél a lejtőszögek átlagértékei:

$$\theta_i = \frac{\sum (\alpha_i A_i)}{\sum A_i}$$

α_i = a lejtőszög nagysága az egyes magassági tartományokban,
 A_i = az izohipszák közti terület/ képlet alapján fejezhető ki.
A kapott adatokból kummulativ görbét szerkesztve jutunk a feladat megoldásához.

A hipszografikus és klinografikus görbék között mintegy átmenetet képeznek a hipszoklin vagy lejtőmagassággörbék /MOSELEY 1961/. Ez a közepes lejtőszög /mint abszcissza érték/ változását vizsgálja a magasság függvényében. A módszer széles határok közt alkalmazható. Segítségével kimutathatók és értékelhetők a különféle ősi szintfelületek, teraszszintek/ lejtőszög csökkentése esetén/, továbbá a tektonikus hatások analízisére is lehetőség nyílik. A 25. ábrán a III. mintaterületünk hipszoklin görbáját mutatom be. 400-450 m között szépen kirajzolódó /lásd még 22. és 24. ábra/ a szint /minimum/ kialakulásának döntően közetminőségi okai vannak./ /II. fejezet 1. pont./



25. ábra

3./ Altimetrikus analízis

Az altimetrikus analízisnek két irányzata ismert. Az egyik bizonyos magassági adatok /abszolút magasság, csucsmagasság/ gyakoriságának változását elemzi. Ennek az irányzatnak kidolgozói BAULING /1926, 1959/ és THOMPSON /1941/ voltak. Vizsgálták, hogy egy adott területen a magassági értékek /mint ordináták/ milyen gyakorisággal fordulnak elő. Azt tapasztalták, hogy bárhogyan is választjuk a magassági közöket, mindig a területre jellemző görbét, illetve hisztogramot kapunk. Ha a vizsgált területre részletes négyzethálózatot helyezünk és az egyes négyzetekben a legmagasabb pontokat kijelöljük, akkor ezeknek magasság szerinti százalékos eloszlását tudjuk ábrázolni.

A másik irányzat a magasság függvényében a csúcsok, teraszok, stb. szintek felületének változását vizsgálja /MACAR 1955/, a különböző módszerek objektivitása azonban gyakran kérdéses. Külön ki kell azonban emelnünk GEYL /1961/ gerincvonal-csucs-nyereg módszerét. Ezeknek a területét és hosszúságát meghatározva, mindnek egy-egy pontértéket feleltetett meg. Ezek összeadása után egy háromkomponensű magasság-pontérték hisztogramot szerkesztett, melyen az egyes eróziós szintek valóban jól kirajzolódtak. A módszer hibája azonban, hogy sem a csucs, sem a gerinc vagy nyereg morфомetrikusan nincs pontosan definiálva. Mindkét módszerrel eróziós felszíneket, teraszszinteket tudunk kimutatni.



V. FEJEZET

A KARSZTTERÜLETEK MORFOMETRIKUS ANALIZISE

A karsztterületeken általában gyér vízhálózat alakul ki, sok lehet a száraz, aszóvölgy, ezért a korábbi módon a vízfolyások rend szerinti osztályozása alapján nem vizsgálhatjuk az általános lepusztulás problémáját, és különösen nem következtethetünk a folyóvizek által szállított oldott karbonáttartalomról a karszt-denudációra /JAKUCS 1971/. Mivel az eljárásokat szükség szerint módosítani kellett, ezért tartottam célszerűnek, hogy külön fejezetben röviden összefogom a karsztok aljainak kvantitatív analizisének főbb elvi és módszertani kérdéseit. A karsztterületek morfometrikus analizisének különösen fontos a terepi vizsgálat /ponorok, dolinák, vízválasztók pontos meghatározása, olykor csak nagy hibaszázalékkal történhet a topográfiai térképről/. A módszerek nagy részét a mikroformák analizisének mutatom be, véleményem szerint ezen a szinten sikeresen elemezhetőek a karszt-denudációs tényezők hatáskapcsolatai. A vizsgálatokat az Aggteleki-karszt 27. ábrán feltüntetett területén végeztem el.

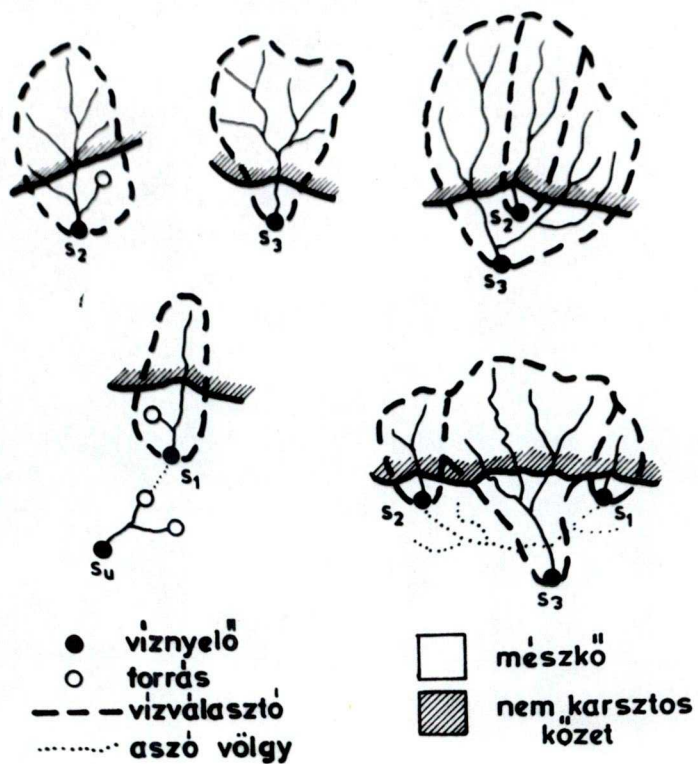
Egy terület morfometrikus elemzését geológiai felmérés előzi meg. Pontosan kijelöljük a karsztos terület nagyságát / A_1 / és meghatározzuk a víznyelők helyét. A karsztvidéken a víznyelőkbe torkolló patakok / L_1 / STRAHLER-rendje alapján

a víznyelőket és a vízgyűjtőmedencéket is rendek szerint osztályozzuk $/S_1, S_2, \text{stb.}/$. Így a karsztperemre illeszkedő különböző rendű medencesorozatot kapunk $/26/a. \text{ ábra}/$. A víznyelők rendjére a vízfolyás rendjére megismert összefüggések analóg módon igazak. Azaz: a rendszám és a víznyelők átlagos területe, valamint az azonos rendű víznyelőknek egymástól való közepes távolsága $/L_{su}/$ között exponenciális kapcsolat van $/WILLIAMS, 1966, 1975/$. Megállapítjuk minden karsztforrás helyét $/K_r/$ területünkön, ezeknek abszolút magasságát $/H_r/$ és a legközelebbi forrástól való távolságát $/L_r/$. E paraméterek közti összefüggést mutatom be a 26/b. ábrán egyfajta B-típusú karszt esetén.

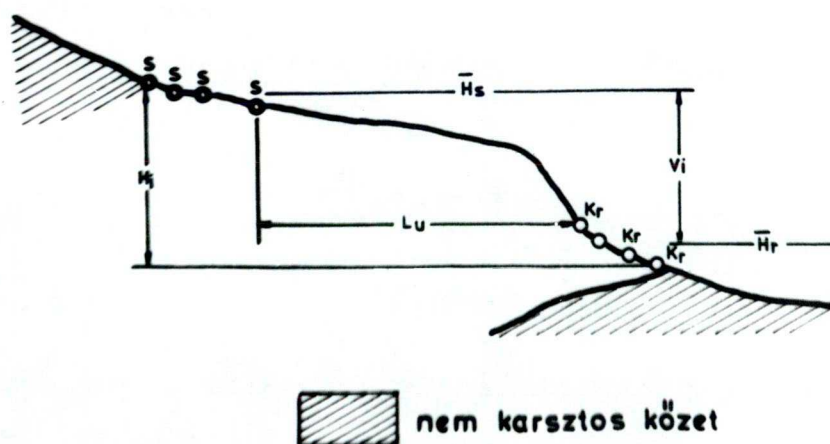
Ezeket a mutatókat felhasználva a karsztvizgyűjtő néhány olyan paraméterét szeretném interpretálni, amelyeket a karszterületek összehasonlító morfológiai, morfogenetikai vizsgálatánál, tipizálásánál fel tudunk használni. A víznyelő-sűrűség

$$D_s = \frac{\sum S}{A_1}$$

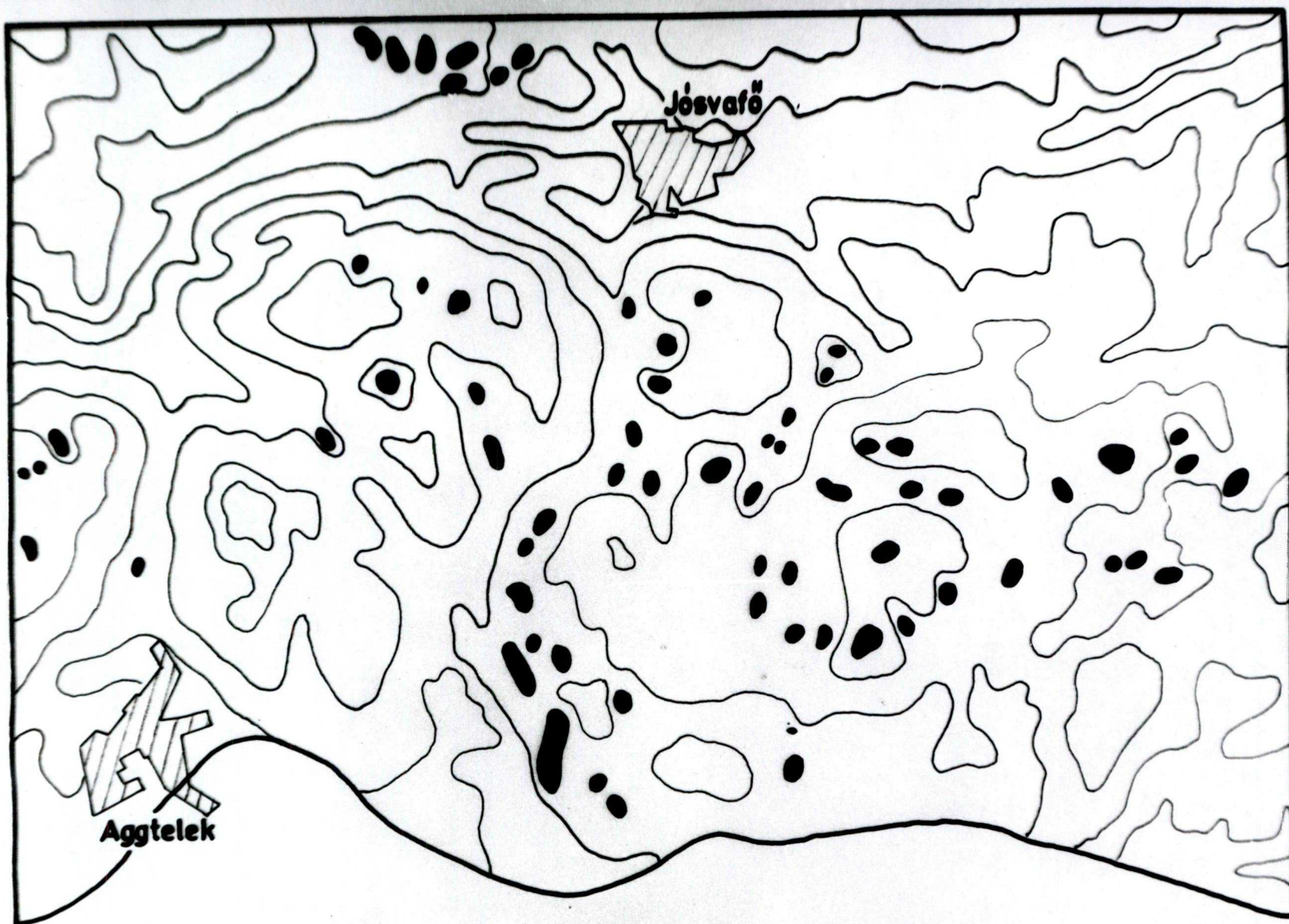
/ahol $\sum S$ = a víznyelők száma, A_1 a vizsgált terület nagysága/, értékkel adható meg. LA VALLE $/1967/$ szerint az egységnyi területre eső víznyelők számának esőkkonése a terület fejlettebb voltát igazolja. Hasonló módon megadhatjuk az egységnyi területre eső források számát is. $/D_r = \frac{\sum K_r}{A_1}$, ahol $\sum K_r$ = a források száma./ A víznyelő /forráshányad $/R = \frac{\sum S}{\sum K_r}$ / utal az áramlás földalatti kiterjedésének nagyságára. Azt a törvényszerűséget állapítottam meg, hogy az A-típusú karsztok esetén



26. / a. ábra



26. / b. ábra



0 1km

zárt depresszió

27. ábra

az R érték < 1 , a B-típus esetén pedig ≥ 1 . Ez azzal magyarázható, hogy a B-típusú eróziós csatornahálózatot nemcsak a konvergencia-zóna víznyelői táplálják, hanem a karsztos térszín egyéb ponorjai is. Ugyanakkor a divergencia-zónában csak nagy vízmennyiség esetén mobilizálódik minden karsztforrás /JAKUCS L. 1971/. A földalatti folyóvízhálózat bonyolultságát, fejlettségét úgy jellemezhetjük, hogy a víznyelő és a hozzá legközelebb eső forrás, vagy folyómeder egyenes vonalú távolságát /vagy azok átlagát/ viszonyítjuk a valódi hosszúsághoz /azaz: $F = \frac{L}{L_u}$ /. A víznyelők és források átlagos magasságának különbsége, melyet vadózus indexnek is neveznek $V_1 = \bar{H}_s - \bar{H}_r$ / végső soron a $\bar{H}_r$ az abszolút magasság által meghatározott és a felszínelatti fejlődés, szerkezet, litológia szerint változó hidrosztatikus egyensúlyi szintet jelzi /beszivárgási zóna határa/. A második fejezetben ismertetett vízfolyássűrűséghez hasonlóan a permanens karsztfelszíni áramlások egységnyi területre eső sűrűsége szintén meghatározható $D = \frac{\sum L_i}{A_i}$ /. A D értéke többek között a kőzet permeabilitásától is függ.

Természetesen ha további adatok állnak rendelkezésünkre, a paramétereket és a vizsgálatok sorát is tovább szélesíthetjük. Vigyázni kell azonban arra, hogy csak olyan mutatókat alkalmazzunk, amelyek jól definiáltak és a kapcsolatok mennyiségi feltárására alkalmasak. Ennek hiánya miatt éppúgy el kell vetnünk a WILLIAMS által definiált forrás-koefficienszt /a forrás abszolút magassága osztva a források közepes magasságával/, mint a LA VALLE-féle karszt-reflekt arányt.

A következőkben a karsztterületek mikroszintű morfológiai vizsgálatának módszerét értékelem. A formák közül kiválasztottam a dolinát, amely mind a mérsékelt, mind pedig a juvenilis trópusi, szubtrópusi karsztterületek jellemzője, önálló kis vízgyűjtőterülettel rendelkezik. A trópusi területeken nem olyan egyszerű a lehatárolása, mint a mérsékelt övben, a határ általában a szigethegyek közti hátság vizválasztóján húzódik és így az is érthető, hogy gyakran a vízgyűjtőmedence csillag alakú. Ezek rendek szerint szintén osztályozhatók, /WILLIAMS, 1972/.

Legkézenfekvőbb először a dolinák számának és összterületének megállapítása. A 27. ábrán az Aggteleki-karszt 22 km²-nyi karsztos területén 67 zárt depressziót különítettem el. A területet alkalmas nagyságú egységekre /1 km², 0,25 km²/ is feloszthatjuk és az egyes négyzetekben a zárt depressziók sűrűségét

$$D_{cd} = \frac{\sum C_d}{A_1}$$

/ahol $\sum C_d$ = dolinák száma, A_1 = terület/ illetve a dolinák átlagos területét:

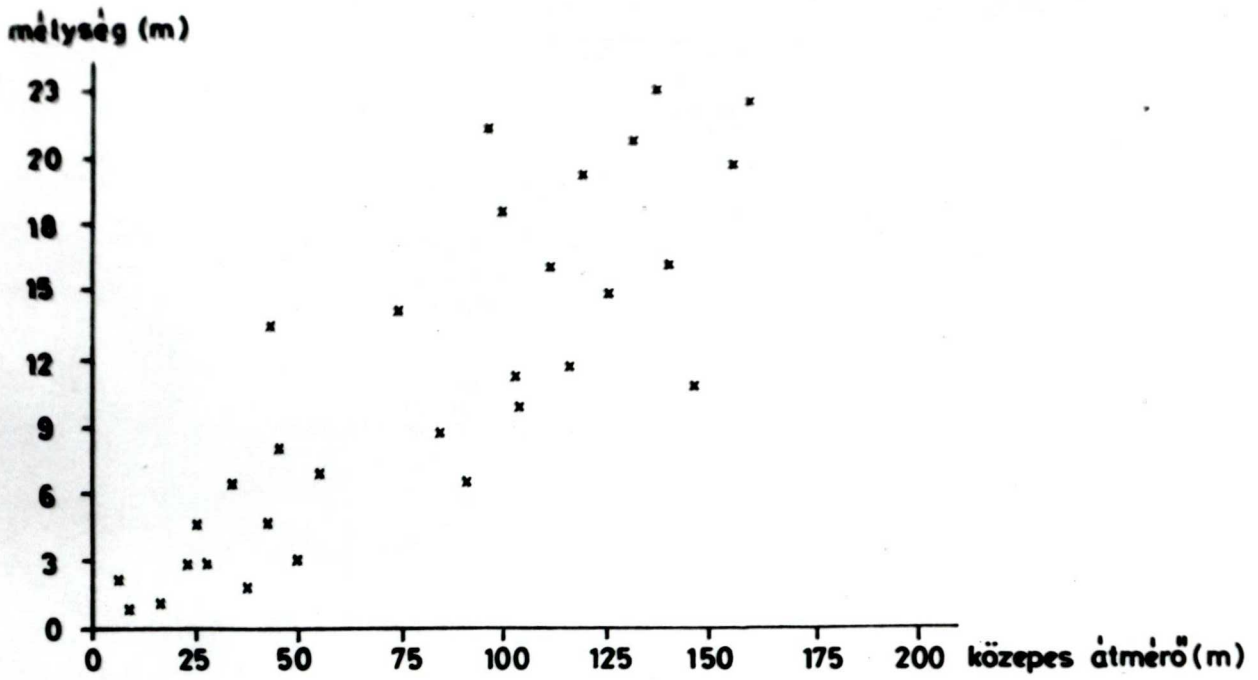
$$\bar{A}_{cd} = \frac{\sum A_{cd}}{N}$$

kiszámolva azokból kartogrammot szerkeszthetünk /LA VALLE, 1967-68/. A nagy D_{cd} értékű területek /dolinasorok/ egykori folyómedrek vagy tektonikus vonalak irányát jelézhetik. Területünk egészére számolva D_{cd} érték 3,0 km², az $\bar{A}_{cd}$ értéke pedig 0,005 km². Különböző klimamorfológiai tartományban lévő karsztokat vizsgálva BALÁZS /1974/ megállapította, hogy a

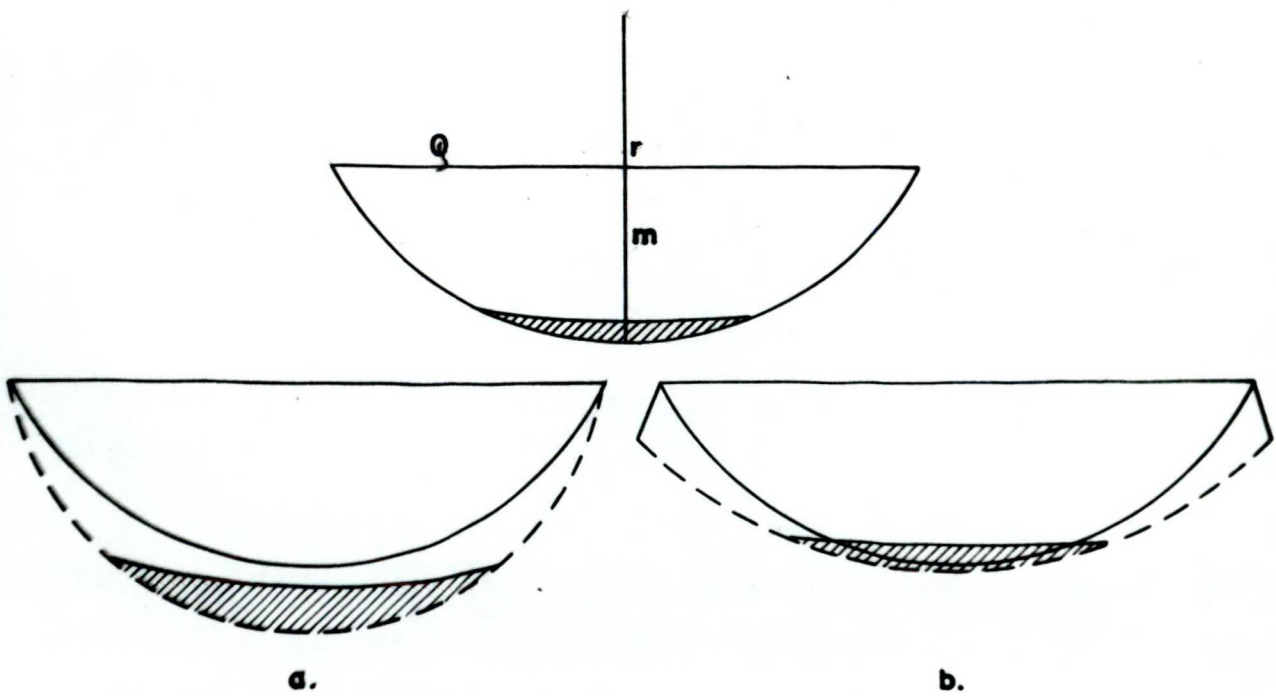
trópusi viszonyok között a terület sokkal nagyobb százalékát foglalják el a zárt depressziók /több, mint 50 százalék/. Épp ezért fatális hibának tartom, hogy szerinte a zárt depressziók aránya a karsztos terület százalékában az Aggteleki-karszton 75 százalék körüli. Vizsgálataim csak mintegy 1,5 - 2 %-os értéket mutattak ki. Kisebb területen ez a szám nyilván magasabb és alacsonyabb értéket is elérhet. Ezt az un. gödrösségi indexet az $\frac{A_1}{\Sigma A_{cd}}$ aránnyal szoktuk jellemezni.

A dolinák reliefenergiáját a mélység/átmérő hányadossal mérhetjük, ezt már CVIJIČ is alkalmazta. JENNINGS /1971/ Új-zélandi mintaterületen 94 dolina morfometrikus elemzése során a mélység és az átlagos szélesség kapcsolatára 0,84-es korrelációs értéket kapott. Az Aggteleki-karszton 30 dolina esetén vizsgáltam az átlagos átmérő és a mélység kapcsolatát /28. ábra/. Tendenciájában a kapcsolat azonos, de értékeink nagy szórása miatt további következtetések levonása majd csak a mérések pontosítása /teodolitos felmérés/ után lehetséges. Így az adatok csak tájékoztató jellegűek. Részaránytalan dolinák fejlődésének szempontjából érdekes az elnyújtottsági arány /a szélesség és a hosszúság aránya/ és hossz tengelyük irányának megállapítása, másszóval a depresszió orientációja.

A 2. fejezet 4. pontjában vázolt gondolatmenetet folytatva be szeretném mutatni, hogy milyen mértékben hat vissza a dolina fejlődésére a felületváltozás. Ez természetesen csak az oldásos eredetű dolinákkal kapcsolatban lehetséges, ugyanis a rogyott vagy a szakadékdolinák a barlangi boltozat erőhatása-



28. ábra



29. ábra

inak egyensúlyi megbomlását jelzi, az oldásos dolinák azonban klimatikus, növényzeti és talajfaktorok együttes hatására alakulnak. A módszerem a következő volt: tekintsük a dolina felszínét gömbsüvegnek /29. ábra/. A korrózióra rendelkezésre álló felszint ennek alapján a következő képlettel fejezhetjük ki:

$$A = \pi (g^2 + m^2)$$

ahol g = a dolina közepes átmérője, m = az átlagos mélysége. A dolinák felületnagyságának változását első megközelítésben két területen kell tárgyalnunk, úgy mint a./ kontinentális, mediterrán és b./ trópusi, szubtrópusi /17-18 °C, 1000-1200 mm feletti évi csapadék, középhőmérséklet, stb./. Ismert tény, hogy a dolinákon belül sem mindenütt ugyanolyan intenzív az oldóhatás. JAKUCS /1971/ és BÁRÁNY /1974/ vizsgálatai kimutatták, hogy szoros korreláció van a talaj vastagsága /pontosabban a biogén tényezők és a CO₂-mennyisége/ és a karsztkorrózió nagysága közt, különösen trópusi területeken fontos ez a faktor. Kontinentális területeken a dolinák fejlődése inkább a szélesedés, mint a mélyülés felé halad /GAMS 1966/ a felszín, illetve a dolinák közti nyereg abszolút magasságának csökkenése mellett /29/b. ábra/. Gyakran részaránytalanul alakulnak a dolinák különösen a K-i expozícióju lejtő formálódása eltérő /hőmérsékleti, nedvességi viszonyok/. A trópusokon a lényegesen nagyobb areális erózió a dolinák alján jelentős mennyiségű talajt hordhat össze, ez pedig intenzív mélyülést /korrózió-növekedést/, azaz a reliefenergia növekedését segíti elő /29/a. ábra/.



Induljunk ki egy 100 m közepes átmérőjű átlag 15 m mély dolinából. Ennek felszíne kb. 7500 m². A trópusokra jellemzően már mintegy 2-2,5 m mélyülés is 500 m²-es területnövekedést eredményez, ami aztán hatásában tovább gyűrűzik. Ez a folyamat egészen addig tart, míg a felszín az erózióbázisig le nem pusztul, kup- és toronykarsztok és a köztük levő síkságok jellemzik a tájat. Ezzel szemben a kontinentális területen figyelembe véve egyrészt, hogy a dolinák fenekén gyakran vastag agyagos réteg hátráltatja a mélyülést, másrészt a 28. ábra mélység-átmérő kapcsolatát /ez kb. 10 m szélesedést jelent/, két lehetőség van. A karsztos terület nagysága 6500 és 7700 m² közt változhat, ez pedig az egyik esetben a forma konzerválódását, másik esetben pedig lassu"növekedését" jelenti.

ÖSSZEFOGLALÁS

Dolgozatom fontosabb eredményeit a következő 10 pontban tudnám összefoglalni:

1. Helyzetképet ad a morfometria jelenlegi állásáról, tisztázza a morfometria, mint tudomány és mint módszer alapkérdését.

2. Három középhegységi mintaterületet összehasonlító módon morfometrikusan analizál és kimutatja az azonosságok és különbségek morfogenetikai okát.

3. Az egyik legfontosabb morfometriai paraméter, a vízfolyássűrűség változását részletesen vizsgálja a magasság, lejtőszög, csapadék függvényében, megállapítja e kapcsolatok erősségét és irányát.

4. Kimutatja, hogy az egyes morfometrikus paraméterekkel, módszerekkel miként jellemezhető a denudációs folyamatok iránya és mértéke.

5. Bizonyítja a terület autoregulációs /önirányító/ szerepét a domborzatfejlődésben és ezt a karsztdolinákra számításokkal is igazolja.

6. A Mátra-hegységi Ilona-völgy fontosabb morfometrikus térképeinek segítségével részletesen elemzi a terület oro-, hidrográfiai, stb. helyzetét.

7. Középhegységi területekre kidolgozza az összetett felszabdaltsági térkép összeállításának módszerét.

8. Részletesen elemzi, hogy a morfológiai térképek miként és milyen gyakorlati feladatok megoldására alkalmasak.

9. Kritikailag értékeli és bemutatja a hipszo-, klinografikus és altimétrikus analízis jelentősebb eljárásait.

10. Kidolgozza, illetve összegzi a karsztok morfológiai értékelésének néhány elvi és módszertani kérdését /makro- és mikroszintű morfológiai analízis/.

IRODALOM

ARISZTARHOVA, L.B.; GVIN, V.J.; FILOSZOFOV, V.P.; POLKANOVA, V.B.;
POLKANOV, B.; VOLKOV, N.G. .../1970/: Morfometriceszkije iszle-
doványija in: GERASZIMOV: Primenyénijje geomorf. metodov v
szt^{ruk}turno geolog. iszledoványijah
Moszkva 1970. pp. 40-93.

BALÁZS, D./1974/: Trópusi karszttypusok a Fülöp-szigeteken.
F.É. 1974/3. pp. 311-322.

BÁRÁNY, I./1974/: Connections of Effects of Exposure Relations
of Slopes and Different Denudative Microforms.
Acta Geog. Szeg. Tom XIV. pp. 27-32.

BAULING, H./1959/: Morphométrie.
Ann. De Géog. 68. pp. 385-408.

BERLJANT, A.M.; LITVIN, L.F./1964/: Primenyénijje kartografi-
cseszkava metoda dlja izucsényija novejsih tektonicseszkih
dvizsenyij.
Bect. M. G.U. 3 pp. 31-39.

CHORLEY, R.J./1975/: D.B. as the Fundamental Geomorphic Unit;
Ontroduction to Fluvial Processes.
1975. Methuen and CoLtd

CLARKE, J.I./1966/: Morphometry from Maps, in: DURY: Essays in
Geomorphology pp. 235-274.

CLEMENTE, G.; PEREZ, S./1976/: Use of Morphometric Methods in
Study of Cuban Weathering Crust Containing Ferronickel,
XXIII. I.G.C. Tom 1. pp. 271-273.

COLE-KING/1968/: Quantitativ Geography
London Willey and Sons 691 p.

DEVDARIANI/1967/: Relief zemli i matematika
Moszkva Müszl. pp. 5-18.

DURY, G.H./1952/: Map Interpretation Pitman
London pp. 167-179.

FAIRBRIDGE, R.W./szerk.//1968/: The Encyclopedia of geomorphology .
Reinhold Book Corp. p. 1295.

FILOSZOV, V.P./1960/: Kradkoje rukavotsztva po morfometri-
cheszkomu metodu poiskov tektoniceszkih sztruktur.
Szaratovszk. U-T.A.

FILOSZOV, V.P.; ANYISZIMOV, V.I.;.../1975/: Rezul'tati morfo-
metriceszkih iszledoványij Szaratovszkojoblasztyi c célju
poiskov sztruktur; perszpektivnüh na mesztorozsgyénijja
nyefti u gázá
Materiali VI. C. Geogr. Obs. SZSZSZR
Leningrád 1975. Geomorf. pp. 76-80.

GAMS/1966/: Factors and Dynamics of Corrosion of the Car-
bonatic Rocks in the Dinaric.
Geogr. Vestnik 38 pp. 11-68.

GEOLOGICESZKIJ SZLOVÁR I-II.
Moszkva, "NYEDRA" 1973.

GEYL, W.C./1961/: Morphometric Analysis and the World-Wide
Occurrence...
Journ.Geol. 69 pp. 388-416.

G.C.GUSTAFSON/1973/: Quantitative Investigation of the Morphology of Drainage Basins Using Orthophotography. München, 1973. MGA 11.

HAVERLIK, I.-KRCHO, J./1973/: Mathematical Generalisation of Forming Isoline Thematic Maps. Acta Geogr. Un. Com. Bratislava 1973.

HERNANDEZ, P.-RODRIGEZ, K./1976/: Morfometricseszkije metodü v primenyenii k regionalnomu planirovanyiju osztrova Pinosz. 23. Congr. I.G.U. Moszkva 12 pp. 35-38.

HORMANN, K./1968/: Rechenprogramme zur Morphometrischen Karten-auswertung. Kiel, 1968. p. 154.

HORMANN, K./1971/: Morphometrie der Erdoberfläche. Kiel, 1971. 36 p. 162.

HORTON, R.E./1945/: Erosional Development of Streams and their Drainage Basins, ... Bull. of Geol. Soc. Am. 56 pp. 275-370.

JAKUCS, L./1971/: A karsztok morfogenetikája. Földr. Monog./8. Bp. p. 310.

JENNINGS, J.N./1971/: Karst. Canberra pp. 120-135.

KAITANEN, V./1975/: Composition and Morphotectonic Interpretation Fennia 140 Helsinki

KERTÉSZ, Á./1972/: Matematikai statisztikai módszerek alkalmazási lehetőségei a geomorfológiában... F.É. 1972/4 pp. 487-502.

KERTÉSZ, Á./1974/: A morfometria és a morfometrikus térképezés célja és módszerei. F.É. 1974/4. pp. 433-442.

KERTÉSZ Á./1975/: Domborzatminősítés kvantitatív paraméterek felhasználásával... Bp. FKI Kézirat p.73.

KRCHO, J./1973/: Morphometric Analysis of Relief on the Basis of Geometric Aspect of Field Theory
Acta Geog. Un. Comenianae, Bratislava

LÁNG S./1955/: A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza
Földrajzi Monogr.1. Budapest

LA VALLE, P./1967/: Some aspects of Linear Karst Depression Development in S.C. Kentucky
Am. Geogr. 57. pp.49-71.

LA VALLE, P./1968/: Karst Depression Morphology in south Central Kentucky. Geografiska Annaler pp.94-108.

LEE, R./1964/: Potentyal Insolation as Topoclimatic Characteristic. Bull. of Hydr. 2. pp.27-41.

LEOPOLD, L.B; MILLER, J.P./1956/: Ephemeral Streams: Hydraulic Factors and... U.S. Geol. Surv. 282/A

LITVIN, F; FOSZTIKOVA, K./1968/: Vlijányije nyekatorüh landsaftno-geomorfológicseszkih faktorov..
Vesztnyik MGU 1968/2. pp.53-58.

LOVÁSZ GY./1965/: A reliefenergia új ábrázolása
F.É. 1965/1. pp.131-145.

MACAR, P./1955/: Appalachian and Ardennes Levels of Erosion Compared. Journ. of Geol. pp. 253-267.

de MARTONNE, E./1941/: Hypsométrie et morphologie
Ann. De Geogr. 50. pp. 241-254.

MESCSRRJAKOV, J.A./1970/: O teorii egzogénnyh processzov In: Szovremennyh egzog. proc. reliefobrazoványija pp. 15-22.

MIRONOVA, E.A; SEPETKOVA, L.V; BELJAKOVA, G.M./1976/: Opüt rázrábotki morfometricseszkoy kartü v prikládnüh céláh Izv. AN CCCP 5. 116-122.

MOHANOV, A.K./1975/: Az eróziós felszabdaltság függése a geológiai felépítéstől Középső-Kazahsztán területén/orszul/
Geomorfolóija 1975/1. pp. 86-88.

MORE, R.J./1967/: Hydrological Models and Geography
Methuen , London pp.145-185.

MORISAWA, M./1968/: Streams: Their Dynamics and Morphology
Mc Graw-Hill Book C. New York

MOSELEY, F./1961/: Erosion Surfaces in the Forest of Bowland
Proc.Yorks.Geol. Soc. 33. pp. 173-196.

PÉCSI M./1971/: Geomorfológia mérnökök számára Bp. p. 243.

PÉCSI M./1975/: A domborzatalakulás ütemének értelmezései és a formák hierarchikus osztályozása Kézirat Bp.

PITTY, H.F./1971/: Introduction to Geomorphology
London, Methuen and Comp. p. 526.

SCHEIDEGGER, A./1970/: Theoretical Geomorphology
Berlin, Springer y Verlag p. 435.

SCHUMM, A./1956/: The Evolution of Drainage Systems and Slopes in
Badlands at Perth Amboy. Bull.Geol. Soc. Am. 67. pp. 597-646.

SHREVE, R.L./1966/: Statistical Law of Stream Numbers
Journ. Geol. 74. pp.17-37.

de SMET, R./1951/: Problemes de morphometrie
Bull. Soc. Belge Geogr. 20. pp.111-132.

STRAHLER, A.N./1952/: Hipsometric/ area altitude/ Analysis of Erosional Topography. Geol. Soc. Bull. 63. pp. 1117-1142.

STRAHLER, A.N./1954/: Statistical Analysis in Geographic Research Journ. Geol. 62. pp.1-25.

STRAHLER, A.N./1957/: Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology Trans. Am. Geo. 38.pp. 913-920.

STRAHLER, A.N./1958/: Dimensional Analysis Applied to Fluviially Eroded Landforms. Geol. Soc. Am. Bull. 69. pp. 297-300.

STRAHLER, A.N./1964/9 Quantitative Geomorphology of Drainage Basins and Channal Networks, New York, 1964.

SZPIRIDONOV, A.I./1975/: Geomorfológieseszköje kartografiroványije Moszkva, Nyedra 1975. p.184.

SZÉKELY A./1964/: A Mátra természeti földrajza F.K. 12. pp. 199-218.

TABIDZE, D; KOROSINADZE, M; HABAZISVILI, M./1975/: Metodika szasztavlényija szummarnoj raszeslennosztji reliefa Geomorfológija 1975/1. pp. 33-38.

YOUNG, A./1964/: Slope Profile Analysis Zeit. für Geomorph. S. 5. pp. 17-27.

VARGA GY./1975/: A Mátra hegység földtana MÁFI Évkönyv 57. kötet 1.füzet

WILLIAMS, P.W./1972/: Morphometric Analysis of Poligonal Karst in Guinea , Geol. Soc. of AM. 83. pp.461-496.

WILLIAMS, P.W./1975/: The Geomorphic Effects of Ground Water In: Introduc. to Fluv. Proc. pp.108-123.

VOSZKRESZENSZKIJ, S.S; SZIMONOV, J.G./1976/: Probleme of Slope Geomorphology , XXIII. Congr.IGU Moszkva 1. pp. 235-238.

Köszönetet mondok Dr. Jakucs László tanszékvezető egyetemi tanárnak, aki a téma kiválasztásában segítségemre volt, munkámat végig figyelemmel kísérte, szakmai tanácsokkal támogatott.

