

Németh Róbert

**Adatok a Kab-Hegy Általános
Karsztfelődéséhez**

NÉMETH RÓBERT

ADATOK A KAB-HEGY ÁLTALÁNOS
KARSZTFEJLŐDÉSÉHEZ

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	5.
2. A KAB-HEGY ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE	5.
3. A KAB-HEGY FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE	7.
4. A KAB-HEGY VÍZRAJZA	9.
5. A KAB-HEGY KARSZTOS FORMAKINCSE	11.
5.1. BARLANGOK	11.
5.2. TÖBRÖK	12.
5.3. VÍZNYELŐK	13.
5.4. FOSSZILIS VÍZNYELŐK	14.
6. A KARSZTFORMÁK ELOSZLÁSA	15.
7. A TEKTONIKA SZEREPE A KARSZTFORMÁK KIALAKULÁSÁBAN	18.
8. A KARSZTOSODÁSI FÁZISOK KÉRDÉSE	21.
9. A BAZALTFELSZÍN PSZEUDOKARSZTOS FORMAKINCSENEK GENETIKAI KÉRDÉSEI	24.
9.1. DÉLI OLDAL	24.

9.1.1. A TERÜLET SAJÁTOSSÁGAINAK SZEREPE AZ ANYAGHIÁNY LÉTREJÖTTÉBEN	25.
9.1.2. AZ ELTÉRŐ MORFOLÓGIÁJÚ OBJEKTUMCSOPORTOK LEHETSÉGES GENETIKAI SÉMÁI	27.
9.2. ÉSZAKI OLDAL	31.
9.2.1. A VÍZNYELŐ TÍPUSÚ OBJEKTUMOK FEJLŐDÉSI SÉMÁJA	33.
9.3. ÖSSZEFOGLALÁS	34.
10. A KAB-HEGY ÁLTALÁNOS KARSZTFEJLŐDÉSE	34.
11. FÜGGELÉK	39.
12. FELHASZNÁLT IRODALOM	89.

1. BEVEZETÉS

A Kab-hegyen közel húsz éve folyik rendszeres, komplex barlangkutatás. Ez idő alatt számos olyan kutatási eredmény született, amely minden kétséget kizáróan bizonyítja, hogy a terület karsztfelődése olyan sajátos elemeket tartalmaz, melyek az ország más karszterületein nem fordulnak elő. Az 1996-97-es években végzett terepbejárások során 84 új karsztobjektumot sikerült dokumentálni. Ezek feldolgozása, valamint a szerző által 1997-ben végzett kutatások és vizsgálatok számos kiegészítő adattal járultak hozzá a Kab-hegyen lejátszódó karsztfolyamatok megismeréséhez. Mivel a terület karsztosodásáról átfogó összegzés a mai napig nem készült, ez a dolgozat ezt a hiányt igyekszik pótolni, külön hangsúlyt fektetve az új kutatási és vizsgálati eredmények adatainak rendszerezésére, ill. az általuk felvetett kérdésekre.

2. A KAB-HEGY ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A Kab-hegy önálló tömbje a dunántúli bazaltvulkánosság legnagyobb összefüggő képviselője. Területét mintegy 35-40 km²-es területen bazalttakaró borítja, alaphegységét főként triász és eocén karbonátos kőzetek alkotják (2. ábra). A meredek esésű tetőrégió ÉK-tól Ny-ig húzódó oldalán 360-500 m tszf. magasságban egy nagyobb, D-i oldalán 300-330 m tszf. magasságban pedig egy kisebb fennsík helyezkedik el (1. ábra). A karsztobjektumok zöme ezeken található, részben a bazalthatár peremén ill., a bazalttakarón nyíló mészkőkibúvásokon, részben magán a bazaltfelszínen. A bazalt elterjedésének határa hozzávetőlegesen megegyezik a Kab-hegy fennsíki területének peremével, aminek oka a karsztosodó kőzetek intenzívebb lepusztulása.

A terület felszíni vízhálózata fejletlen, jelentősebb önálló vízfolyás a földtani sajátosságok miatt nem alakulhatott ki. A mélyen befűrészselődött regressziós völgyek átvágták a bazalttakarót, így a felszíni vízfolyások hamar elszivárognak a karsztos völgytalpakon, a koncentráltabb szivárgási területeken víznyelőket alakítva ki. A bazalterupció fázisait tagoló ún. bazaltnyirok lehetetlenné teszi a víz vertikális irányú mozgását, így a lehullott csapadék kényszerpályán mozogva a repedéseken és a kiömlési rétegek közt jut a felszínre, minden lehetséges helyen. Ebből adódik, hogy a területen számtalan időszakos forrás és mocsaras térrész található, melyeknek közvetlen szerepe van a karsztobjektumok kialakításában. A Kab-hegy környékén mindössze egy karsztforrás működik (a nyugati hegylábánál) állandó és jelentéktelen vízhozammal, amely vizét a főkarszt-tárolóból nyeri. Ezért a fennsíki víznyelők kapacitását figyelembe véve ezek recens erózióbázisát minden bizonnyal a regionális karsztvízrendszer jelenti (110-270 m tszf. magasságban), így a domborzati viszonyok jelenleg 130-240 m vertikális mozgási lehetőséget biztosítanak a karsztvizek számára (3. ábra).

A Kab-hegy központi területe tulajdonképpen sajátos jellegű allogén karsztnak tekinthető, ahol fedőréteg impermeábilis fekvésű folytonossága csak megfelelő viszonyok között szakad meg, utat nyitva így fedett térszín alatti karsztosodás változatos lehetőségeinek.

3. A KAB-HEGY FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

A Kab-hegy földtani alapját a mezoózos tengeri képződmények alkotják. A középső triáztól a szinemuri korszakig időnkénti oszcillációs süllyedéssel lehet számolni, ami jelentős vastagságú üledékek lerakódását tette lehetővé. A terület egyik legnagyobb elterjedésű felszíni és felszín alatti kőzete a földolomit, amely a Kab-hegy egészének földtani felépítésében részt vesz. Közvetlen fekéje ismeretlen, legnagyobb vastagsága 800 m. A földolomitból üledékfolytonosággal fejlődtek ki a dolomit, mészkő, márga, agyag, és azok átmeneti típusaiból álló kösszeni rétegek, melyek ÉK-DNY-i irányú 1,5-2 km széles sávban húzódnak, és a földolomittal tektonikusan érintkeznek (4.ábra). Belőlük képződött folyamatos kőzettani átmenettel a dachsteini mészkő, melynek elterjedése szintén ÉK-DNY-i irányú. Az utólagos tektonikai mozgások hatására a triász kőzetek általánosan ÉNY felé dőlnek; ez okozza a felszíni sávos elhelyezkedést.

A jura elején a tenger lassú visszahúzódását lehet feltételezni. Az É-i, DK-i területrészt valószínűleg már a malm üledékképződés után szárazra került. Ekkor a kiemelkedő térszínen nagyarányú karsztosodás indult meg, amit az északi hegylábánál diszkordánsan települt albai rétegek bizonyítanak. Az albai összlet lerakódásának lassú, epirogén jellegű kiemelkedés vetett véget, ami újabb denudációt eredményezett. Ennek folyamán a jura és kréta mészkőrétegek erősen karsztosodtak, sőt a Kab-hegy központi zónájában teljesen lepusztultak. A trópusi viszonyok közt lezajló denudációban a kémiai mállás játszotta a fő szerepet. A létrejövő mállástermékeket a csapadékvizek a karsztos térszín mélyedéseibe mosták, így jöttek létre a foltokban fellelhető bauxit-, és bauxitos agyag-lencsék.

A szubhercini kéregmozgások a területet rögökre tagolták, így osztott morfológiájú szárazulat alakult ki. Az ÉNY-i területrészt lesüllyedt és elmocsarasodott, míg a központi, déli és keleti zóna szárazulat maradt.

Az eocén elején a feldarabolt tönkfelszín egyenletes süllyedésnek indult, árkos süllyedékeibe pedig benyomult a tenger. Az eocén tenger nem öntötte el az egész területet: partvonala az É-ÉNY-i hegylábánál húzható meg, míg az ettől DK-re eső részek továbbra is szárazon maradtak (5. ábra). Az eocén kor végétől -bakonyi analógiára támaszkodva- lassú, epirogén jellegű kiemelkedés valószínűsíthető. A terület a pannon üledékek lerakódásáig szárazulat maradhatott, az oligocén és miocén üledékgyűjtő ide nem terjedt ki. A K-DK-i irányba feltételezett kristályos hegységek felől szállított hatalmas mennyiségű anyag elterjedésének határa az Ajka-Padragkút-Szóc vonallal húzható meg, ami a Kab-hegy akkori kiemelt sasbérces helyzetére utal. A szárazulati időszak alatt erőteljes lepusztulás ment végbe, aminek következtében a triász és az üledékhiánnyal rátelepült eocén képződmények legnagyobb része a felszínre került, és megindult az anyagáthalmazódás.

A felső pannon folyamán a terület D-i, DNY-i részén a lepusztult dolomitfelszín csökkentsósvízű beltenger öntötte el, amely nem állandósult, hanem a visszahúzódás folyamán kiédesedő vízű tórendszerre alakult. A pannon tenger partvonala a Köleskepe-árok térségétől Ny-ra és D-re körvonalazódik, majd visszahúzódva Öcs-Pula vonalában állandósul. A bazaltvulkanizmus kezdete a felső mészkőrétegek kialakulásának idejére tehető, ugyanis a kitörést megelőző törmelékszórások anyaga a tavakba hullott, meszes kötésű konglomerátumot és mésztartalmú tufát alkotva. A pannon végi kéregmozgások hatására két markáns törésvonal mentén indult meg a vulkáni tevékenység. A bazaltömlés három fázisban történt (VITÁLIS 1934). A fennsíki részeken két eruptív fázisból származó bazaltréteg található, a harmadik a hegy tetőrégiójának süvegét alkotja. Ennek megfelelően a bazalttakaró vastagsága is változó: a

fennsíkokon átlagosan 30-40 m, de a csúcs közelében a 100 m-t is eléri. Az egyes lávpadok felszíne a kitörési fázisok szüneteiben mállásnak indult, így laterites mállástermék, ún. bazaltnyirok keletkezett (VADÁSZ 1951). A későbbi kéregmozgások már magát a bazalttömeget is elérték, így jelentős változást okoztak a terület szerkezetében.

A Kab-hegy jelenlegi morfológiájának kialakulását a pleisztocén denudáció eredményezte, ezt követően jelentősebb változások már nem történtek.

4. A KAB-HEGY VÍZRAJZA

A Kab-hegy talapzatának fő tömegét kizárólag karbonátos kőzetek alkotják, így a terület vízháztartásában a karsztvíz játssza a legjelentősebb szerepet. A nagy vastagságú földolomit jó víztároló repedezettsége és helyenkénti karsztosodása miatt. Általános elterjedésének köszönhető, hogy egységes karsztvízrendszer alakulhatott ki a területen. A földolomit felett települő kösszeni rétegek márgapadjai vízzáróak, de korlátozott elterjedésük miatt hidrológiai szempontból csak helyi jelentőségűek. A dachsteini mészkő, valamint a jura és eocén mészkőfajták a földolomittal számos helyen kommunikálnak, így részt vesznek a regionális karsztvízrendszer tárolásában.

A Kab-hegy területének karsztvízrendszere az 1950-es évektől egyre intenzívebbé váló bányászat preventív védekezésének köszönhetően jelentős változáson ment keresztül. A vízkiemelések helyein depressziós tölcsérek alakultak ki, amelyek az áramlás eredeti irányát is megváltoztatták (PÉCSI 1988). A terület nyugati részének eredeti karsztvíznívója (180 m) alacsonyabb szintre helyeződött át (120 m), a központi és keleti zónára azonban a bányászat vízgazdálkodása nem gyakorolt hatást (6. ábra). A karsztvízszint jelenleg a Kab-hegy K-i oldalán 270 m tszf. magasságban húzódik, míg nyugat felé

fokozatosan csökkenve a hegylábánál 100-110 m tszf. magasságot mutat (3. ábra).

A Kab-hegy tágabb környezetében mindössze egy állandóan működő karsztforrás található (a Hermann-völgy déli részén), amely a regionális karsztvízrendszerből táplálkozik. Vízhozama jelentéktelen, 10-15 liter/perc (CSIMA-MÉSZÁROS 1979). Klasszikus értelemben vett karsztforrások - amelyek jelentős vízhozam-változását a víznyelőkön át bejutó, vagy beszivárgó csapadékvizek indukálják - a területen nincsenek.

A Kab-hegy északtól nyugatig húzódó hegylábi övezetében a kréta, valamint eocén mészkövek, és a feküjüket alkotó impermeábilis képződmények határán önálló rétegvízrendszerek tározódnak. Ezek kifolyói alkotják a terület rétegforrásait, amelyek karsztos kőzetből nyerik ugyan vizüket, de a regionális karsztvízrendszerrel nincs kapcsolatuk.

A legváltozatosabb megjelenési formákat a Kab-hegy vízháztartásában kétségkívül a talajvíz produkálja. A bazalttakaró alá beszivárgó vizek az impermeábilis nyirokréteg miatt sok esetben felfelé kénytelenek mozogni, aminek következtében a területen számtalan mocsaras térrész alakul ki hóolvadás, vagy nagyobb esőzések után (GYURMAN 1990-a). A kényszerpályán közlekedő koncentrált vizek időszakos források formájában lépnek a felszínre a bazaltperemnél, vagy a bazalttakarón. Ezek a források három-négy hónapig is működhetnek, vizüket gyakran a fennsík víznyelői csapolják meg (GYURMAN 1979, VERESS 1979). A kevés állandó vízhozamú forrás azt bizonyítja, hogy egyes talajvíz-áramlási rendszerek folyamatos utánpótlást kapnak száraz időszakban is. Ezen források vizei mégsem hoznak létre jelentősebb felszíni vízfolyásokat, mert hamar elszivárognak a karsztos völgytalpakon. Az elszivárgás a völgyek szerkezetében alapvető változásokat okoz : azok alsó szakasza kiszélesedik, ellaposodik, majd teljesen beleolvad a környező térszínbe.

Annak ellenére, hogy hatalmas vízgyűjtő területtel rendelkeznek, víz sohasem jut ki belőlük (GYURMAN 1982).

A Kab-hegy déli oldalán található tavak kialakulása a negatív térszín repedéseit akkumuláló bazaltnyirok-réteg felhalmozódásával magyarázható. A mélyedésekbe összegyűlt csapadékvíz időszakosan nyílt víztükröt alkot, de utánpótlás hiányában ezek a tavak száraz időszakban kiszáradnak.

Mivel a Kab-hegy önálló tömb, itt a tetőrégióról sugárirányban lefutó völgyek nem alkotnak rendszert, hanem a heglábaknál csatlakoznak az erózióbázishoz, amelyet északon a Torna-patak (190-230 m), délen pedig a Vázsonyi-séd (190-220 m) jelent.

5. A KAB-HEGY KARSZTOS FORMAKINCSE

5.1. BARLANGOK

A terület barlangjait három csoportba oszthatjuk. Első csoportba a víznyelőbarlangok tartoznak, melyeknek közös jellemzője a függőleges és meredek lejtésű szakaszok váltakozása, ill. a zomboly jelleg. Kialakulásukban az őket predesztináló közethatárok, a tektonikus preformáció, és az eróziós tevékenység játszott szerepet (1. 2. 3. kép).

A második csoportot a jelentéktelen méretű inaktív forrásbarlangok alkotják. Járataik meglehetősen fejletlenek, hosszuk sokszor alig haladja meg a barlangméretet. Mély, szurdokszerű eróziós árkok oldalában nyílnak 300-350 m tszf. magasságban, 60-80 m vertikális távolságra a velük hidrológiai szempontból kapcsolatba hozható víznyelőktől. Feltehetően a recens karsztosodásnál régebbi denudáció erózióbázisát képviselik (4. kép).

A terület nemkarsztos barlangjai alkotják a harmadik csoportot. Jelenleg négy bazaltban képződött felszín alatti objektumot ismerünk, de mindössze kettő (Pulai-bazaltbg., P-3) kialakulása függ össze a Kab-hegyen lejátszódó karsztfolyamatokkal (5. kép).

5.2. TÖBRÖK

Közös jellemzőjük, hogy kizárólag bazalttal fedett térszínen helyezkednek el. Ennek oka az, hogy a Kab-hegyen nincsenek összefüggő, kevésbé lejtős, fedetlen karbonátos felszínek. A bazalttakaró és a karsztosodó kőzetek határán nagyarányú eróziós tevékenység folyik, de a vékonyan fedett fennsíki területeken - megfelelő földtani, domborzati, és hidrológiai viszonyok mellett - a denudáció létrejöhet kizárólag korróziós úton is. Mivel az objektumok alapkőzete sohasem jelenik meg a felszínen, az irodalom leggyakrabban "bazaltdolina" elnevezéssel illeti őket. Előfordulásuk elsősorban a Kab-hegy déli fennsíkjára jellemző.

Formailag kerek és elnyúlt alaprajzúak lehetnek. Méretük változó, 10-20 m-től 3-400 m-ig terjed. Metszetük lapos ill. mély tál alakú, többnyire szimmetrikus. Jelentős vízvezető járattal nem rendelkeznek. Kialakulásuk az alapkőzet denudációjának következtében létrejövő anyagihiány felszínre való átöröklődésével magyarázható. A bazalttöbrök a lávaömlés utáni karsztosodás olyan reliktumai, amelyek fejlődése az őket környező terület kedvezőtlen tulajdonságai miatt nem juthatott el az eróziós stádiumig.

5.3. VÍZNYELŐK

Ebbe a csoportba az árokkal rendelkező, ill. a morfológiájuk és helyzetük alapján víznyelőként értelmezhető, de árokkal nem rendelkező objektumok tartoznak. Számbeli arányuk a terület felszíni objektumainak egészéhez viszonyítva nagy (60,2 %). Alaktanilag kerek, elnyúlt és összetett alaprajzúak lehetnek. Az egyedülálló objektumok metszete túlnyomórészt tölcsér alakú, szimmetrikus vagy aszimmetrikus, az összetett formákat a különböző alakú és méretű tölcsérek összeolvadása jellemzi. Méretük változó, átmérőjük 3-4 métertől 60-70 méterig, mélységük 0,8-1 métertől 15 méterig terjed. Mélypontjukon többnyire beszakadásnyomok ill. vízvezető járatok láthatók. Aktivitásuk alapján a területen inaktív, időszakosan aktív, és aktív víznyelők találhatóak. Önálló vízgyűjtő területtel, és eróziós árokkal csak az időszakos víznyelők rendelkeznek. Ezek egy része vizét a bazaltos térszínről eredő időszakos forrásokból nyeri, másik része az árkokban folyó vizeket csapolja meg, de a völgytalpi víznyelőkhöz konkrét vízgyűjtő terület és eróziós meder nem tartozik. Külön említésre méltóak a Ménesakol-árok töbör formájú, bazaltfelszínen képződött időszakos objektumai, amelyek a környező terület lassan mozgó vizeit gyűjtik össze, kitűnően szemléltetve azt az átmeneti stádiumot, amellyel a bazalttöbör ideális viszonyok közt víznyelővé alakul. A víznyelők többnyire a Kab-hegy fennsíki részein, a bazalt alól kibúvó mészkőablakokon, valamint a bazalttakaró peremén, helyezkednek el. Kisebb számban előfordulnak karsztos völgytalpakon, és vékony bazalttakarón is.

5.4. FOSSZILIS VÍZNYELŐK

Ezek az objektumok alaktanilag megegyeznek a töbrökkel, domborzati és földtani helyzetük miatt azonban nem értelmezhetők töbröként, így az azonos fejlődésmenet feltételezése nem indokolt. Kizárólag bazaltperemeken és a bazaltfelszín mészkő kibukkanásain helyezkednek el, a karsztos völgyek oldalában, peremén, ill. fennsíki részeken, gyakran több időszakos víznyelő közvetlen szomszédságában.

Alaprajzuk többnyire kerek, néha kissé ovális formájú, átmérőjükhöz képest nem rendelkeznek jelentős mélységgel. Metszetük lapos, vagy mély tányér alakjára emlékeztet. Egyes területeken (Zsófia-pusztá, Bazaltkarszt, Ménesakol-árok) a mélyedések sorba rendezettek, helyzetük kiválóan szemlélteti a nyelőpont-hátrálódás folyamatát. Önálló vízgyűjtő területtel nem rendelkeznek, egyes objektumok azonban összegyűjtik a környező térszín vizeit, amelyek visszaduzzadva kisebb tavakat alkotnak a mélyponton.

A fosszilis víznyelők jelenlegi formája több összetevőre vezethető vissza. A fennsíki objektumok a nagymennyiségű hordalék, vagy a vízhozam-csökkenés ill. megszűnés okozta akkumuláció, a völgyoldalak és peremek objektumai pedig a völgytalp mélyülésének következtében létrejövő inaktivizálódást követő feltöltődés miatt veszítették el eredeti alakjukat. Ebből adódóan vízvezető járatuk erősen feltöltődött, sok esetben járatra utaló nyomok nem is lelhetők fel bennük.

A fentiekben leírt felszíni karsztformák minőségi jellemzőit elsősorban időbeli tényezők determinálják, így az egyes csoportok a karsztfejlődési folyamat különböző stádiumait képviselik.

6. A KARSZTFORMÁK ELOSZLÁSA

A Kab-hegy felszíni karsztformáinak ill. barlangjainak zöme a fennsíki zónákban helyezkedik el, kisebb részük a karsztos völgyek oldalában, talpán, vagy bányaterületen (2. 5. 10. táblázat). A fennsíkon található felszíni mélyedések fejlettsége jelentősen meghaladja a más területen elhelyezkedőket. Ez a jelenség egyrészt a völgyek gyors bevágódási folyamatával magyarázható, aminek következtében a karsztobjektumok peremi helyzetbe kerülve elvesztették vízgyűjtőterületüket és inaktivizálódtak, másrészt a völgytalpi víznyelők időbeli kifejlődésével (7. ábra).

Az eltérő geológiai, domborzati, és hidrológiai viszonyok miatt a Kab-hegy északi és déli fennsíkján található objektumok kialakulásában más-más tényezők játszottak közre, ill. időbeli paraméterek valósultak meg. Az északi fennsík domborzata összefüggő, kevésbé szabdalt, és a kiömlő bazaltláva a magasabban fekvő mészkőfelszíneket vékonyan borította be. A lefutó vizek eróziója a jól karsztosodó mészkőfajtákat így könnyen feltárja, ill. eléri azok peremét, így víznyelők alakulnak ki. Ezzel szemben a déli fennsík völgyekkel sűrűn tagolt felszíne, és az alaphegységet alkotó földolomit tulajdonságai nem kedveznek a karsztosodásnak. A denudáció így leginkább a bazaltfelszín felaprózódási pontjain beszivárgó csapadékvizek által jöhet létre - relatíve kisebb intenzitással-, ezért ezen a területen szinte kizárólag fejletlen töbrök alakultak ki. A korróziós folyamat az északi fennsík egyes vidékein is szerephez jutott, de a kedvező feltételek miatt rövidebb ideig tartott, átadva helyét az eróziós továbbfejlődésnek. Az eltérő viszonyokból adódik, hogy a déli oldal objektumai kizárólag bazaltfelszínen, az északi oldal karsztformái inkább a mészkőkibúvásokon, és a bazaltömlés peremén helyezkednek el. (A felszíni karsztos mélyedések területi ill. földtani helyzet szerinti eloszlását az 1. 2. ábrák szemléltetik.)

A 2.sz. ábrára tekintve látható, hogy a különböző karsztosodási zónák fejlettsége eltérő képet mutat. Leggyengébben a Vaskapu-árok dolomitos területe (3 db/km^2) és a déli oldal karsztosodik (4 db/km^2), míg a bazalttakaró mészkőkibúvásainak környékén az objektumok sűrűsége (Köves-árok, Ördög-árok: 12 db/km^2 , Ménesakol-árok: 22 db/km^2) fejlett karsztosodási zónákra utal. A bazaltperemi területek karsztosodásának fejlettsége (Zsófiapuszta: 9 db/km^2 , Bazaltkarszt: 8 db/km^2 , Bujó-lik: 9 db/km^2) közepesnek mondható.

A mészkőkibúvások intenzívebb karsztosodása nemcsak a felszíni mélyedések sűrűségében, hanem azok fejlettségében is megnyilvánul (6. kép). A bazaltperemen mindössze 6 db 5 m-nél mélyebb víznyelő található, míg a mészkőkibúvásokon 11 db, annak ellenére, hogy a bazaltperemi víznyelők 50,8 %-ban részesednek a terület a felszín karsztobjektumaiból, szemben a mészkőablakok 25 %-ával. A bazaltfelszín mélyedései meglehetősen fejletlenek, közülük csak kettő mélysége haladja meg az 5 métert (8. 9. 10. ábra).

A Kab-hegy karsztformái - földtani helyzetüket tekintve- a bazalttakaró peremén, annak mészkőkibúvásain, ill. magán a bazaltfelszínen helyezkednek el. (Kvantitatív arányukról a 3. 6. 11. sz. táblázatok nyújtanak felvilágosítást.) Többségük eocén mészkőben képződött (44,2%), bár annak egyes tulajdonságai a karsztosodás szempontjából nem túl kedvezőek. A triász és jura mészkőfajták közel egyenlő arányban részesednek a terület karsztformáiból, míg a földolomit és a kréta mészkövek karsztosodása nem számottevő (4. 7. 12. sz. táblázat). Érdekes módon a nem karsztosodó bazalt számos olyan objektumot produkál (21,2 %), ami kétségkívül a magas karbonáttartalmú alapkőzet denudációja révén jött létre, de a felaprózódott bazalttakaró még nem tudott a vízvezető járatokon át teljes egészében lepusztulni.

A terület karsztosodásának legmarkánsabb reliktumai - bár a felszíni objektumok egészéből csak 44,5 %-al részesednek - az időszakos víznyelők, amelyek többsége eróziós árokkal és önálló vízgyűjtő területtel rendelkezik.

A legnagyobb vízgyűjtők a zsófiapusztai nyelőkhez tartoznak (ZS-1: 2,3 km², ZS-5: 1,3 km²), de a Vaskapu-árok és a Sárcsi-kúti-árok néhány objektuma is 1 km²-t meghaladó területéről kapja vizét (11. ábra). Az egyes víznyelők sűrűsége ill. vízgyűjtőjük nagysága között fordított arányosság áll fenn. Ez a jelenség jól látszik a Ménesakol-árok, a Bazaltkarszt és a Bujó-lik területén, ahol az összes vízgyűjtők nagysága ellenére is csak kivételes esetben folynak vizek egy-egy objektumba 0,5 km²-t meghaladó térszínről (13. táblázat).

Az inaktív karsztformák az időszakos víznyelők vízgyűjtő területén belül, ill. annak peremén helyezkednek el. Eróziós árkuk teljesen lepusztult, vagy azok maradványai nehezen azonosíthatók. Működésük megszűnését a karsztos völgyek bevágódása, és a bazaltperem folyamatos lepusztulásával járó nyelőpont-hátrálódás által létrejött lefejeződés okozta. A bazaltperem időszakos víznyelőinek egykori vízgyűjtőiből sokat elraboltak a mélyen bevágódott árkok: ezt a fennsík peremén zajló regressziót kitűnően példázzák azok az objektumok (Padragi-zsomboly, Pokol-lik), amelyek völgyperemre kerülésük folytán vízgyűjtőjük mellett eredeti morfológiájukat is elvesztették (7. kép).

A karsztos formakincs vizsgálata során a felszínen három, a felszín alatt öt objektum-típust sikerült egyértelműen elkülöníteni (1. 9. ábra). Bár felszíni mélyedések alakja és típusa között szoros összefüggés áll fenn (8. táblázat), a különböző típusok differenciálása az átmeneti alakzatok fejlődési irányának nehéz azonosítása, és a tipizálást befolyásoló egyéb tényezők (földtani, domborzati viszonyok, aktivitás) miatt csak megközelítőleg ad valós képet. Egyes formák átmeneti jellegéből adódik (pl. árok nélküli mély tál forma), hogy azok több objektum-típusra jellemzőek, de ugyanez megfordítva is igaz: az egyes objektum-fajták különböző alakokat ölthetnek. A felszín alatti karsztformák típusai - eltérő genetikájuk miatt - élesen elkülönülnek egymástól. Bár egyes objektumok elvesztették eredeti morfológiájukat, az ezt előidéző folyamatok (fennsíkeremi regresszió, emberi tevékenység) rekonstruálhatók.

7. A TEKTONIKA SZEREPE A KARSZTFORMÁK KIALAKULÁSÁBAN

Mivel a terület karsztos formakincsének kialakulását túlnyomórészt földtani tényezők határozták meg, azok morfológiai elemzésénél a bezáró kőzetek minőségét és tektonikus preformációját szükséges elsősorban vizsgálni.

A karsztosodó kőzetek regionális dőlésiránya a Kab-hegyen ÉNY-i (12. ábra). A 14. táblázatra tekintve láthatjuk, hogy ez az irány leginkább a triász és jura korú kőzetek esetében meghatározó, míg a tektonikailag zavartabb zónákban található kréta és eocén mészkövek dőlésiránya uralkodóan DNY-i. Fennsíki területeken az átlagos dőlésszög $12,5^\circ$, az északkeleti, keleti és déli hegységperemeken azonban ez az érték lényegesen nagyobb ($26,5^\circ$).

A nagyszerkezeti törésvonalak ÉK-DNY-i és ÉNY-DK-i irányúak, kialakulásuk ill. felújulásuk a pliocén vulkánosság idejére tehető (13. ábra).

Az idősebb vetők mentén a terület egyes kőzetfajtái tektonikusan érintkeznek. Feltételezhető, hogy a szinte kizárólag ÉK-DNY-i, és ÉNY-DK-i irányú eróziós szurdokvölgyek elhelyezkedése is tektonikai irányokra utal, sőt genezisükben a szerkezeti vonalak preformáló tényezőt jelentettek (8. 9. kép). A Kab-hegy vetőrendszerei a karsztosodásnak kedvező domborzati és hidrológiai feltételek megvalósulása esetén sem predestinálták a felszíni objektumok létrejöttét; ebben az esetben mély eróziós völgyek alakultak ki ezek vonalában (Köleskepe-árok, Padlat-hídi-árok, Vaskapu-árok). A völgyek talpán és oldalában ugyan találunk víznyelőket, ezek genezisében azonban a hidrológiai viszonyok megváltozása, és az aktuális litoklázis-rendszer játszott szerepet.

A karsztos formakincs kialakításában tehát a jelentősebb törésrendszerek szerepe elhanyagolható, inkább a helyi jellegű szerkezeti vonalak hatása a domináns (14. 15. ábra, 15. táblázat). Ezek azonban kizárólag megfelelő domborzati viszonyokkal párosulva lehetnek az embrionális karsztosodás primer tényezői.

A megnyúlt ill. sorba rendezett felszíni objektumok egy részének esetében (M-1, 2, 5, ZS-10, 11, 12) az aktuális tektonikus preformáció kétségtelen (VERESS 1981), de sok esetben az azonosítás nehéz, mert az ellipszis forma és a lineáris elrendeződés a vízbefolyás irányára is utalhat (22. 23. ábra, 10. kép). Az egyes felszíni formák és a belőlük induló barlangok irányultságát vizsgálva (16. táblázat) azonban megállapítható, hogy e két tényező nem feltétlenül független egymástól (KÖ-1, ZS-5). A karsztobjektumok és járataik iránya között az esetek többségében szoros összefüggés áll fenn, a magas arányszámból azonban a mészkőkibúvások objektumai részesednek elsősorban, a bazaltperemi karsztformákra a kapcsolat kevésbé jellemző. A terület aktuális repedésrendszerének szerepe tehát az egykor bazalttal fedett térszíneken nagyobb, ahol a korróziós hatás hosszabb ideig, és intenzívebben érvényesülhetett. Egyes összetett felszíni objektumok (M-1, M-2) jelenlegi morfológiájának kialakulásában jelentős az olyan tömegmozgások szerepe, amelyek a kijelölhető tektonikus síkok metszéspontjain következtek be (VERESS 1981).

A Kab-hegy helyi jellegű törésvonalainak iránya a nagyszerkezeti vonalak irányát követi; ez a jelenség a barlangok litoklázis-diagrammján jól tanulmányozható (16. ábra). Az irányítottságból adódóan a felszín alatti formakincs zömét hasadékjellegű folyosók, valamint elnyúlt alaprajzú aknák és kürtők alkotják (17. 18. ábra, 11. 12. kép). A járatok főtéje egyes helyeken járhatatlanná szűkül, és omladékkal boltozódik be (Bujó-lik, M-1).

A karsztosodásban részt vevő, sűrű litoklázis-hálózat elemeinek minőségi eltérései a másodlagos karsztosodási tényezők érvényrejutásának mértékét, ill. az egyes barlangok szerkezetét alapvetően meghatározzák. Ebből származik, hogy a felszín alatti karsztformák meredek esésű, aknákkal és letörésekkel tagolt járatok, valamint egymást követő aknák vagy kürtők sorozatából állnak (19. ábra).

A Kab-hegy barlangjáratai túlnyomórészt bezáró kőzetük csapásirányában haladnak (15. 20. ábra). A réteglapok dőlésirányának csak a szerkezeti törések hiánya, vagy kizárólagos korrózió esetén van genetikai szerepe, ez azonban nem eredményezi fejlett járatok kialakulását (GYURMAN 1987-c). A már kialakult járatrendszer módosításában viszont gyakran, és változatos formában érvényesül (21. ábra, 13. kép). Ennek módozatai a visszaduzzadások következtében létrejövő réteglap-menti oldás (Fortuna-bg., Bujó-lik), az ezt követő omlások (Bujó-lik, Pokol-lik), valamint a párkányok kialakulása (Öreg-köves-bg., M-2). A kőzetdőlés szöge és az egyes barlangtípusok között nem sikerült összefüggést megfigyelni. Igaz ugyan, hogy a terület egyetlen zsombolya (Öreg-köves-bg.) alakult csak ki olyan kőzetben, melynek dőlése nem haladja meg a 10° -ot, ebből a tényből azonban messzemenő következtetés nem vonható le.

A Kab-hegy karsztobjektumainak elhelyezkedésében - mivel allogén karsztról van szó - a fekü és fedő kőzetek viszonyának szerepe a tektonikus preformációéval egyenrangú. A denudáció helyét tehát a geológiai adottságok együttes hatása determinálja, amennyiben azok megfelelő domborzati és hidrológiai körülményekkel párosulnak.

8. A KARSZTOSODÁSI FÁZISOK KÉRDÉSE

A Kab-hegy geológiai fejlődésmenete, valamint a területen végzett üledékföldtani és morfológiai vizsgálatok arra engednek következtetni, hogy az alaphegységet alkotó karbonátos kőzetek nem csak egy, hanem több karsztosodási fázison estek át. A kutatások folyamán két fázis reliktumait sikerült bizonyíthatóan feltárni, de a terület földtani fejlődésmenete és a bakonyi analógiára való támaszkodás három fázist valószínűsít.

A Kab-hegy környéke legkésőbb a kréta elejétől, de lehet hogy már a malm végétől szárazulat volt. A jelenlegi központi zónában a pliocén bazaltömlésig mindössze egyszer történt üledéklerakódás (albai emelet), de ennek reliktumait eddig csak egy víznyelőben (M-4) észleltük, így a kréta tenger területének behatárolása az albai összlet elterjedésének hiánya miatt nem lehetséges. Az eocén transzgresszió csak az északtól nyugatig terjedő területrészeket érintette, határát a Lugos-tető - M-4-es víznyelő -Kepe-kő mellett húzódó ÉK-DNY irányú vonallal adhatjuk meg (5. ábra). Így tehát a Kab-hegy karsztosodása a kréta kortól napjainkig három fázisra osztható, melyeket egy részterületre kiterjedő üledékképződési ciklus (eocén) és egy bazaltvulkánossági időszak (pliocén) tagol. A karsztfázisok heterogenitása azonban a gyakorlatban nehezen differenciálható, mert az újabb fázisok mindig átalakították a már meglévő objektumok sajátos formajegyeit, így a terület recens karsztformái túlnyomórészt a legfiatalabb fázis hatásait tükrözik.

A Kab-hegy első denudációs fázisa a kréta korra tehető. A terület ekkor feltehetően típusos trópusi formakincsel rendelkezett (hatalmas dolinák, kiterjedt karrmezők, kúp-és toronykarsztok), amelynek nyomait a Kab-hegy tágabb környezetében több helyen is megtalálhatjuk (pl.: Csárda-hegy, Kepe-kő, Halimba, Szóc). Ezek a mezoózos felszínmaradványok a kréta denudáció nagy intenzitására utalnak, amely a recens karsztosodás sokszorososa lehetett (14. kép).

A trópusi klímaviszonyokból adódóan a karsztformák létrehozásában nem az erózió, hanem a kémiai mállás és a korrózió folyamata jutott primer szerephez.

A Kab-hegy triász korú víznyelőiben és barlangjaiban végzett vizsgálatok azt bizonyítják, hogy a kréta kori karsztosodás a terület egészének mezoózos kőzeteire kiterjedt. Az M-4-es (Öreg-köves) víznyelő alján mélyített kutatóaknából és a barlang kitöltéséből olyan jura és kréta korú kőzetfajták kerültek napvilágra, amelyek több km-es körzetben sem szálban sem törmelékben nem fordulnak elő (KLINGER 1990), a BK-1-es víznyelőbarlangban pedig bazalt által körülfolyt 10-12 cm átmérőjű cseppkőkérgék, cseppkövek, és jurakori tűzkődarabokat találtunk a feltárás során (GYURMAN 1989-b). Mindezek arra engednek következtetni, hogy a Kab-hegy egyes triász víznyelőin keresztül jelentős denudáció ment végbe a bazaltömlés előtt.

Az egykori felszín negatív térszíneit (így a karsztobjektumok egy részét is) a kiömlő láva eltemette. A bazalt nagy állékonysága miatt a bennük lejátszódó tömegmozgások nem, vagy kevéssé észrevehetően öröklődnek a felszínre, ezért azonosításuk szinte lehetetlen. A kiemelkedő karsztos kúpok, tornyok reliktumai azonban fellelhetőek (GYURMAN 1987-b, 1988, 1989-b), mivel a bazaltláva körülfolyta, vagy csak vékonyan borította el őket (Lugos-tető, Kepe-kő, M-4-es víznyelő).

A karsztosodás második fázisa az eocén transzgressziót követő kiemelkedéstől számítható. A pliocén fedőtakaró kialakulásáig a terület fedetlen karszt maradt, így felszínén nagyarányú lepusztulás mehetett végbe, ami sok helyen a triász alapkőzeteket is elérte, áthalmozva a rájuk települt bauxit, bauxitos agyag rétegeket (pl. a K-10-es fúrás az eocén mészkő alatt és felett is bauxitot harántolt). A hosszú ideig tartó denudáció reliktumai azonban a karsztformákban nem ismerhetők fel egyértelműen.

A karsztfejlődés harmadik - fedettkarsztos - fázisa a pleisztocén denudációval párhuzamosan kezdődött meg. Az alaphegység kiemelt tönkjeit a

pliocénvégi vulkánosság során kiömlő bazaltláva körülfolyta, vagy vékony takaróval borította, amelyek lepusztulása után a mészkő a felszínre került (GYURMAN 1989-b). Az így keletkezett "ablakok" helyén és a bazalttakaró peremén a denudáció ideális esetben a felszín alatt folytatódott. Az eróziós tevékenység mellett a kéregmozgások által felaprózódott bazaltfelszínről mélybe szivárgó vizek korróziós hatása is számottevő genetikai tényező (ESZTERHÁS 1986, 1987, GYURMAN 1990-a). Az egyes területrészek eltérő adottságaiból adódóan az eróziós formák (víznyelők) inkább a Kab-hegy északi fennsíkjára, a korróziós formák (töbrök) pedig a déli fennsíkra jellemzőek. Amennyiben a lepusztulás nagyszerkezeti törések irányában zajlott, regressziós szurdokvölgyek jöttek létre. A fedőtakaró denudációja során egyes karsztképződmények exhumálódtak, eredeti morfológiájuk azonban többé-kevésbé átalakult.

Összegzésképpen megállapítható, hogy a Kab-hegy objektumainak egy része több karsztosodási fázison is átesett. A feltáró kutatás számára célszerű ezeket az objektumokat kijelölni, mert rajtuk keresztül lehetőség nyílt jelentős méretű barlangrendszer megismerésére. A mezozoikus kőzetek karsztos repedés- és járatrendszere megfelelő előzményt biztosított a későbbi denudációk számára, így a kijelölendő karsztformák a legnagyobb valószínűséggel a triász és jura mészkővekben találhatóak (BK-1, M-4, ZS-1, 2, 5).

9. A BAZALTFELSZÍN PSZEUDOKARSZTOS FORMAKINCSENEK GENETIKAI KÉRDÉSEI

9.1. DÉLI OLDAL

A Kab-hegy déli oldalán, az Öcs és Pula között húzódó forgalmi úttól északra eső terület bazaltfelszínén több kisebb-nagyobb berogyás látható.

A jelenség okára többféle magyarázat született. JUGOVICS L. (1951) és GYÖRFFY D. (1957) a bazalt közvetlen fekéjét alkotó földolomit, valamint az arra települő pannon édesvízi mészkő, és magas mésztartalmú bazalttufa karsztos denudációja nyomán létrejött anyagihiány felszíni átöröklésével magyarázza a bazaltdolinák kialakulását, míg VÖRÖS I. (1966) a lávaár kemény felszínének besüllyedésével, amit a homlokzat alá nyomuló folyékony bazalt utánpótlásának hiánya okoz. ESZTERHÁS I. (1987) szerint a fekékarsztosodás anyagihiánya okozza a pszeudokarszt-jelenségeket, amelyek különböző típusait a bazalttakaró aktuális repedés ill. törésrendszere hozza létre. A bazaltdolinák sorba rendeződése az alapkőzet karsztos vízvezető rendszerét vetíti a felszínre.

A terület felszíni formakincsenek eltérő morfológiájú tagjai azonban nem teszik lehetővé, hogy genetikájukat egyetlen séma szerint vizsgáljuk.

A felszíni alakzatok szerkezetüket tekintve három csoportba sorolhatók:

1. kisebb (max. 46 m átmérőjű), lapos tál alakú mélyedések
2. nagyobb, több száz méter átmérőjű, az átmérőhöz viszonyítva jelentéktelen mélységű lapos depressziók, melyeket gyakran talajvíz tölt ki

3. viszonylag kis átmérővel (max. 22 m), de nagyobb relatív mélységgel rendelkező objektumok, melyekhez egyes esetekben rövid árok csatlakozik.

A különböző morfológiájú csoportok egyes objektumainak genezisének is más-más tényezők játszottak közre, de a kialakulásukat predesztináló viszonyok azonossága leszűkíti a lehetséges sémák körét. Mivel a mélyedések a bazaltperem vagy a dolomit-kibúvások közelében (100-300 m) - többnyire csoportosan - helyezkednek el, genetikájuk közös jellemzőjeként a karsztos alapkőzetben keletkezett anyaghiány felszínre öröklődése adható meg.

9.1.1. A TERÜLET SAJÁTOSSÁGAINAK SZEREPE AZ ANYAGHIÁNY LÉTREJÖTTÉBEN

A Kab-hegy déli oldalának alaphegységét felépítő földolomit feltehetően már a jura végétől a pannon transzgresszióig folyamatosan szárazulaton volt, így a terület felszíne jelentős mértékben lepusztult. Az utolsó - bazaltömlés utáni - karsztosodási fázis északi fennsíkon kialakult objektumainak egykori erózióbázisát a terepbejárások és a földtani adottságok alapján ebben a zónában valószínűsítjük. A déli oldal egyik dolinájában (ÖCS-1) télen tapasztalt behúzó légáramlat, valamint az a tény, hogy a pszeudokarsztos formák azonos tengelyszint-feletti magasságban helyezkednek el a Kab-hegy inaktív forrásbarlangjaival (1. ábra) szintén kérdéssé teszi kialakulásuk kizárólag felszíni irányból történő denudációval való magyarázatát.

A kéregmozgások okozta törések már önmagában átjárhatóvá tették a pannon és triász rétegeket, amit a befolyó talajvizek átlagon felüli oldóképessége jelentősen fokozott. A megnövekedett korróziós hatás oka az, hogy a bazaltokat

fedő talajok CO₂ tartalma nagyobb, mint a mészköveket fedő talajoké, és az agresszív víz a beszivárgás során nem veszít CO₂ tartalmából (ESZTERHÁS 1987), ezért a mésztartalmú fekében koncentráltabban fejti ki hatását, mint a mészkőterületeken. A fokozott oldóhatás következtében az alapkőzetben anyagihiány keletkezik, ami előbb-utóbb tömegmozgások kialakulásához vezet. A karsztos fekében létrejövő vízvezető repedések egyes esetekben megteremthették a kontaktust a fosszilis karsztformák és a felszín között. Ennek következtében egyes fosszilis formák újra aktivizálódhattak, ami a járatok gyorsabb pusztulását, majd felszakadását eredményezte. Az alapkőzetben létrejövő tömegmozgások okozta anyagihiány nem feltétlenül öröklődik a felszínre; ez a bazalt állékonyságának és a karsztjárat felszíntől való vertikális távolságának a függvénye.

A kéregmozgások okozta törések ugyanakkor nem csak a felszíni vizek befolyását, hanem a fekéközvetben áramló vizek felszínre lépését is lehetővé tették. A rétegek átjárhatóságából adódik, hogy az egykori forrásfeltörések helyei a terület emelkedését követően - amennyiben domborzati viszonyaik lehetővé tették - a felszíni vizek megcsapolásának helyei is lehettek, ezért az alapkőzet karsztosodásának iránya a déli oldalon nem adható meg egyértelműen. A regionális karsztvízrendszer és a vele kommunikáló, pannon márgán áramló rétegvizek helyzete elvileg lehetővé tette a katavotra-működést, ezt azonban a vizsgált térségben ezidáig nem sikerült megfigyelni. Mészkőfelszínen viszont már tapasztaltunk hasonló jelenséget (V-1-es katavotra), ami kétségtelenné teszi, hogy egyes objektumok normál vízforgalom esetén víznyelőként, árvízi időszakban forrásként is működhetnek (GYURMAN 1987-a, KLINGER 1987).

9.1.2. AZ ELTÉRŐ MORFOLÓGIÁJÚ OBJEKTUMCSOPORTOK

LEHETSÉGES GENETIKAI SÉMÁI

1.

Az első csoportba tartozó objektumok morfológiája a típusos dolinaképződés bazaltfelszínre adaptált változatára, ill. üregfelszakadásos genezisre utal.

Ezen objektumok kialakulásában az alapkőzet korróziós pusztulása jut primer szerephez. A korrózió iránya a keletkezés időpontjában nem adható meg egyértelműen, jelenleg az oldás - amennyiben az objektumok alján felhalmozódott bazaltnyirok ezt lehetővé teszi - a felszín irányából történik. Mivel a víz csak tektonikus repedések mentén közlekedik, a töbrök gyakran sorba rendezettek. Az alapkőzet vízvezető rendszere és a talajvíz a tektonikailag preformált helyeken kommunikálhatnak egymással. Ennek következtében a felszíni vízbefolyások helyein keveredési korrózió léphet fel, amelynek üregtágító hatása vertikális irányba is kifejtheti hatását (pl.: karsztvíz-, rétegvíz-ingadozás), így hozzájárul az alapkőzet felsőbb rétegeinek karsztosodásához. A korróziós anyagihiány következtében a feükőzet folyamatos rogyadozásnak indul, és e tömegmozgás folyamán a bazaltfelszín a feszültség hatására összetöredezik. A denudáció helyén idővel lefolyástalan mélyedés jön létre, ami a korróziós folyamat további intenzitását segíti elő a felszín irányából. A képződmények csoportos elhelyezkedése, ill. bazaltperemhez való közelsége a fedőkőzet vékonyabb településére, vagy intenzívebb lepusztulására utal, ami az anyagihiány felszínre öröklődésében kedvező feltételeket biztosít.

A bazaltdolinák méretének, alakjának jellemzőit a vertikális és horizontális anyagihiány aránya, valamint a bazalt törésrendszerének aktuális szerkezete határozza meg. Az objektumok felszíni irányból való továbbfejlődése nem

minden esetben biztosított, mert a lefolyástalan mélyedésekbe bemosódó bazaltnyirok akumulálhatja a kialakuló járatkezdeményeket.

Amennyiben az objektumok genezise kizárólag felszíni okokra vezethető vissza, úgy a kedvezőtlen karsztosodási viszonyok miatt később kezdődő, ill. lassabban zajló denudáció legfiatalabb reliktumainak kell tekintenünk őket (15. kép).

A típusos bazaltdolinák genezisének másik lehetséges formája az üregfelszakadás. A tömegmozgások a bazaltömlés előtt kialakult karsztképződmények beomlásával jönnek létre, és öröklődnek a felszínre. Ezeket okozhatja a befolyó vizek korróziós hatása, ill. a kőzet szerkezetében fellépő feszültség is. Bányászati megfigyelések igazolják, hogy felszín alatti omlásnál a felszín felé haladva egyre szélesebb terület süllyed meg (VÖRÖS 1966). A jelentősebb horizontális kiterjedést azonban nagymértékben akadályozhatja a bazalt állékonysága, adott helyre jellemző törésszerkezete, és a laza fedőüledékek hiánya. Ezért ezen objektumcsoport tagjainak mérete a képződmények helyein a fedőkőzet kisebb mértékű töredezettségét, valamint a fosszilis karsztjáratok felszínhez való közelségét feltételezi.

2.

A második csoportba tartozó objektumok mérete a dolinaképződés egy sajátos formájára utal.

A dolinaképződés ebben az esetben azokon a helyeken indulhat meg, ahol a bazalttakaró elvékonyodása vagy diszkontinuitása (pl.: Büdös-tó) megteremthette a felszín irányából ható korrózió lehetőségét. A töbrök hatalmas átmérőjének és kis mélységének oka a potenciális alapkőzetek tulajdonságaiban gyökeredzik: a pannon édesvízi mészkő rétegeiben ill. fekéjében vízzáró márgapadok települtek, a nem túl jól karsztosodó földolomit repedéseit pedig a bazaltnyirok könnyen akumulálhatja. Ezekben az esetekben a dolina a vízzáró réteg elérése után csak

oldalirányban tud továbbfejlődni, így akár több száz méter átmérőjű, de jelentéktelen mélységű objektumok jönnek létre, amelyek alján gyakran tó képződik (pl.: Búdós-tó, Nagy-tó, Kis-Sás-tó; 16. kép). Egyes esetekben előfordulhat, hogy az impermeábilis képződmény folytonossága megszakad, ezért a dolina fejlődése más irányt vesz fel (pl.: az ÖCS-1 sz. dolina alján két nyelőpont alakult ki; 17. 18. kép).

3.

A harmadik csoport objektumai a déli oldal karsztosodásának legfejlettebb reliktumai. Potenciális fejlődésmenetük egyik formája a bazaltfelszín típusos dolinaképződésével (első csoport) analóg. A morfológiai eltérés okát két tényezőben kereshetjük: az anyaghiány horizontális és vertikális kiterjedésének arányában, valamint időbeli tényezőkben. Ezeknél az objektumoknál a korrózió vertikális irányba fejt ki jobban a hatását, ami markáns tektonikus preformációra utal. Így a bazaltnyirok - mivel lepusztulásának útja biztosított - nem kényszeríti a vizeket horizontális mozgásra, ezért a denudáció koncentráltan haladhat a mélység felé. A kialakuló anyaghiány tehát minimális vízszintes irányú kiterjedéssel a felszínre öröklődik, kisebb átmérőjű, viszonylag mély depressziót hagyva ott. A karsztformák fejlettsége a belőlük induló járat(ok) fejlettségére utal, ami azt jelenti, hogy a lepusztult bazaltnyirok nem okozott számottevő akkumulációt. Ebből adódóan ezeket az objektumokat a korróziós fejlődés legelőrehaladottabb képviselőinek kell tekintenünk (19. kép).

A karsztfejlődés azonban nem feltétlenül reked meg a korróziós stádiumban. Azokon a helyeken, ahol a bazaltréteg elvékonyodik, vagy a mészkő a felszínre kerül (a földtani térképek ezt nem jelzik) a Kab-hegy déli oldaláról és a magasabb térszínekről lefolyó vizek víznyelőket alakíthatnak ki, ill. megkezdhetik a fejlett, még nem akkumulált dolinák eróziós átalakítását. Így bazaltban képződött, mély

tál alakú, egyes esetekben árokkal rendelkező mélyedések jönnek létre (P-6), amelyek kiválóan szemléltetik a víznyelőképződés kezdeti stádiumát (20. kép).

Amennyiben a bazalttakaró törésrendszere lehetővé teszi, ilyen típusú objektumok kialakulhatnak nagyobb üregek gyűrűsfeszültség útján történő felharapódzásakor, vagy a bazaltfedőhöz közel eső fosszilis karsztjáratok felszakadásakor. A tömegmozgásokat az alapkőzetben fellépő feszültség, kéregmozgások, ill. a felszínről befolyó, fosszilis járatot elérő vizek megnövekedett lineáris eróziója (drain-hatás) okozza.

A csoportba tartozó objektumok fejlődési sémái a belőlük induló járatok fejlettségét valószínűsítik, ezért feltáró kutatásuk indokolt lehet (pl.: P-3-as barlang).

A déli oldal objektumainak genetikai vizsgálatakor még meg kell említeni az alapkőzetként jelentkező földolomit különböző rétegeinek eltérő földtani jellemzőit (GYURMAN 1989-a). Ebből adódik, hogy egyes helyeken víznyelők alakulhattak ki (Vaskapu-árok), míg máshol az erősen töredezett, porló dolomit nem kedvez a karsztobjektumok kialakulásának (lásd: keleti oldal murvabányái). Az eltérő sajátosságok okainak keresése minden bizonnyal megbolygatja a Kab-hegy eddig nem tárgyalt problémájának is, mégpedig az utóvulkáni hévizes tevékenységet, amelynek nyomai a környéken több helyen fellelhetők (pl.: Pulai gejzirkúpok).

9.2. ÉSZAKI OLDAL

A Kab-hegy északi fennsíkjának egyes területein (Bazaltkarszt, Ménesakol-árok, Köves-árok, Vaskapu-árok) a bazaltperem ill. a mészkőkibúvások közelében több pszeudokarsztos objektum található. Bár ezek mindegyike víznyelő típusú, változatos alakbeli megjelenésük kétségessé teszi genetikájuk azonosságát.

A fent említett mélyedéseket formájuk alapján öt csoportba sorolhatjuk:

1. ároktalpon elhelyezkedő objektumok (M-6,8) (21. kép)
2. árokkal rendelkező, tölcsér alakú objektumok (KÖ-6) (22. kép)
3. árokkal rendelkező, mély tányér alakú objektumok (KÖ-7, BK-5) (23. kép)
4. árok nélküli tölcsér alakú objektumok (V-3, M-18,20,21) (24. kép)
5. árok nélküli mély tányér alakú objektumok (M-17,19, BK-14,20) (25.kép)

Az ároktalpon elhelyezkedő és árokkal rendelkező mélyedések kétségkívül olyan víznyelők, melyekben jelentős eróziós tevékenység folyik, és bár a folyóvizek munkája még nem tárta fel a karsztos alapkőzetet, az erősen megközelíti a felszínt.

Az árok nélküli mélyedések genezisében ezzel szemben az eróziónak nincs, vagy csak csekély mértékben van szerepe.

A mély tányér alakú objektumok nem rendelkeznek önálló vízgyűjtőterülettel, de a környező térszín vizeit összegyűjtik, ezért időszakosnak mondhatók. A lassan mozgó vizek eróziós tevékenysége nem számottevő, inkább korróziós hatásuk érvényesül, amit a az egyes mélyedések alján képződő időszakos tavak (pl.: M-19) is igazolnak. Ezek az objektumok - bár további alakításukban az erózió még nem jutott érvényre - fejlettebbek a déli fennsík bazaltdolináinál. Ebben azonban nemcsak a hidrológiai viszonyok kedvezőbb alakulása, hanem a potenciális alapkőzetek (dachsteini mészkő, eocén mészkövek) minőségi jellemzői is közrejátszanak.

A tölcsér alakú mélyedések az eróziós folyamat kezdeti stádiumának képviselői, melyek formájuk alapján feltehetően már fejlettebb vízvezető járattal rendelkeznek. A csoport egyes tagjainak morfológiája (pl.: M-18) azonban arra utal, hogy azok egyszeri felszakadás, nem pedig a korróziós ill. eróziós anyaghiány által előidézett folyamatos rogyadozás útján jöttek létre (26. kép).

Az északi és déli fennsík pszeudokarsztos mélyedéseinek alakbeli eltérése felveti az időbeliség problémáját is. Időbeliség alatt természetesen csak a fejlődéssel párhuzamosan eltelt idő értendő, ami nem feltétlenül folyamatos, hiszen a karsztfejlődés menete megszakadhat. A különböző formájú objektumokat így egy sajátos - csak a Kab-hegyre jellemző - karsztosodási folyamat láncszemeinek tekinthetjük. Ennek alapján felvázolható a terület bazaltfelszínen kialakult, eltérő morfológiájú karsztformáit egységes folyamat részeként értelmező fejlődési séma

9.2.1. A VÍZNYELŐ-TÍPUSÚ OBJEKTUMOK FEJLŐDÉSI SÉMÁJA

A Kab-hegy területén a vulkáni tevékenységet kísérő földmozgások a rideg bazalttakarót összetörték, felaprózták, ezért összefüggő vízzáró réteggel nem számolhatunk, azok inkább helyi jellegűek. A vékony takaróval fedett térszíneken (a bazaltperem közelében, ill. az egykori felszín kiemelkedő elemeinek helyén) a töredezettség lehetővé tette a felszíni vizek alapkőzetbe való behatolását. Ahol a felaprózódás ideális domborzati viszonyokkal párosult, az időszakos vízfolyásokat alkotó és szivárgó csapadékvizek megkezdték a feükőzet repedéseinek korróziós tágítását. Az oldóhatás következtében kialakuló anyaghiány kisebb, folyamatos tömegmozgásokkal a felszínre öröklődött, lapos mélyedéseket okozva a bazalttakarón. A szivárgó ill. lassan mozgó vizek a mélyedések alján összegyűlő bazaltnyirkot többnyire nem képesek elszállítani, ezért az eltömi a repedéseket, így az objektumok fejlődése megakad, vagy más irányt vesz fel (ÖCS-1, P-13). A gyorsabban mozgó időszakos vízfolyások esetében viszont a folyamatosan táguló repedésekben előbb-utóbb utat talál a szállított hordalékanyag, és megindul a karsztosodás eróziós szakasza. A felgyorsuló denudációs folyamat következtében az alapkőzet, és vele együtt a bazalttakaró erőteljes pusztulásnak indul. Ebből adódóan a felszíni depresszió tovább mélyül, majd tölcsér formát vesz fel, melynek mélypontja a kialakuló vízvezető járat irányába mutat. A felaprózódott bazalt a továbbiakban teljesen lepusztul, így a feükőzet a felszínre kerül, és az összefüggő bazalttakarón mészkőablakot alkot (Bazaltkarszt, Köves-árok, Ménesakol-árok). A terület jelenlegi mészkőkibúvásai a fedettkarsztos denudáció kezdetén feltehetőleg még nem voltak a felszínen (GYURMAN 1990), így a rajtuk található karsztformák genezise és fejlődésmenete megegyezik a fent leírt folyamattal.

9.3. ÖSSZEFOGLALÁS

A bazalttakarón kialakult objektumok genezisének kutatásakor célszerű azok morfológia szerinti differenciálása, mert a fejlődésüket determináló folyamatok az alakbeli eltérést figyelmen kívül hagyó sémákban nem szintetizálódnak. A bazaltfelszín mélyedései az őket predesztináló tényezők eltérő minőségi jellemzői miatt öltenek rendkívül változatos formát, különböző típusú csoportjaik pedig a Kab-hegy sajátos karsztosodási folyamatának egy-egy átmeneti reliktumaként értelmezhetők.

10. A KAB-HEGY ÁLTALÁNOS KARSZTFEJLŐDÉSE

A Kab-hegy triász alapzatának karsztosodása már a kréta kor elején, közvetlenül a szárazulattá válás után megkezdődött, amikor az egyre intenzívebbé váló kéregmozgások a Bakony-hegységet kiemelték. A terület denudációja az északkeleti irányból érkező, fokozatos albai transzgresszió miatt félbemaradt, majd a tenger visszahúzódása folytatódott. A trópusi klímajellegű lepusztulás során a karbonátos felszínen típusos karsztformákkal jellemzett tönkfelszín formálódott. Az éghajlati tényezők miatt a karsztfolyamatok létrejöttében a korrózió és a kémiai mállás játszott inkább szerepet. Ekkor képződtek a terület bauxitlencségei, és erre az időszakra tehető a mangánérctelepek oxidálódása, valamint egyes tűzköves mészkőfajták kilúgozódása (pl.: Fortuna-bg.) is. A Kab-hegy környékén exhumált "őskarsztos" reliktumok alapján a kréta denudáció intenzitását a recens többszörösére tehetjük.

A nagyarányú lepusztulásnak a terület egyenletes süllyedése, valamint a mélyebben fekvő térszínekbe benyomuló tenger vetett véget az eocén kor elején. A transzgresszió azonban nem érintette a Kab-hegy egészét: a tenger partvonala a Lugos-tető - M-4-es víznyelő - Tűzkő-hegy vonalában húzható meg, az ettől DK-re eső részek továbbra is szárazon maradtak.

Az eocén tenger visszahúzódása után a Kab-hegy kiemelt helyzetbe került, így tengeri és szárazföldi üledékek nem rakódtak le területén. Ebből adódóan a denudáció akadálytalanul tarolhatta le a fedetlen karszterületet, aminek következtében a kréta-karszt mélyebben fekvő térszínei is a felszínre kerültek, a bauxit- és bauxitos-agyag- telepek pedig áthalmozódtak. A nemkarsztos kőzetek hiánya miatt a lepusztulásban a korrózió kapott elsődleges szerepet; ez alól csak a NY-i és ÉNY-i hegyláb környéke képezett kivételt, ahol az üledékgyűjtő pereméről törmelékes kőzetek kerülhettek a felszínre.

A karsztosodási folyamatnak a Kab-hegy déli oldalán a pannon tenger előrenyomulása, a terület egészen pedig az azt követő vulkáni tevékenység vetett véget. A fedetlen karsztfelszínre kiömlő bazaltláva, és annak rétegeit tagoló impermeábilis bazaltnyirok a területet allogén karszttá alakította, elfedve a korábbi denudációk nyomait. A vulkáni tevékenységet kísérő földmozgások a rideg bazalttakarót összetörték, így egyes helyeken megszakadt a vízzáró réteg folytonossága. A kiemelt helyzetű önálló rögöt az exogén erők - különösen a kialakuló vízfolyások - pusztítani kezdték.

A lankásabb, fennsíki területeken, ahol a felszínen ill. a bazaltömlési rétegek határán lassan lefutó vizek nem koncentráálódtak, és a domborzati viszonyok lehetővé tették a csapadékvizek pangását mocsaras területrészek alakultak ki. Amennyiben a predesztináló tényezők (vékony bazaltréteg, rétegek közti átjárhatóság) biztosítva voltak, a felszín alá szivárgó vizek megkezdhatték a feüközet korrózióját. Ha ezeket a területeket koncentrált felszíni vízfolyások később sem harántolták, lapos, tál alakú bazaltdolinák jöttek létre

(P-1-13, ÖCS-1-4). Ezek a dolinák néhol sorba rendezettek, de nem feltétlenül a földalatti vízvezető rendszert vetítik a felszínre: elhelyezkedésükben inkább az őket determináló tektonikus sík játszik szerepet. A bazaltdolinák vertikális fejlődése viszonylag hamar elakad, mert az őket környező magasabb térszínekről bemosódó bazaltnyirok a kialakuló járatkezdeményeket eltömi: ilyenkor a dolinák oldalirányban kezdenek nőni (P-13, ÖCS-1), és gyakran tó alakul ki bennük (Nagy-tó, Büdös-tó, Kis-Sás-tó). Ha a vízzáró réteg folytonossága valamilyen okból megszakad, a dolina alján nyelőpont alakulhat ki (ÖCS-1).

A bazaltfelszínen lefutó koncentrált vízfolyások - amennyiben a fedőréteg kontinuitása nem szakad meg - a bazalttakaró peremét elérve megkezdik annak denudációját. Ideális esetben az erózió a felszín alatt folytatódik, és víznyelők jönnek létre. Ha azonban a vízfolyások markánsabb, nyílt törésvonalat harántolnak, ezek mentén haladnak tovább. Ebben az esetben a fensíkok peremén mély, szurdokszerű völgyek fűrészselődnek be a bazalttakaróba.

A felszíni vizek azonban nem mindig jutnak el a bazaltréteg peremére. Ha felaprózódott, törmelékes zóna kerül útjukba, ezen átszivároghatva elérik a mészkőfekűt. Az így létrejött korrózió által okozott anyagihiány a felszín beroskadásához vezet. A földtani viszonyok kedvező alakulása és a befolyó vizek megfelelő intenzitása esetén a fekűközvet felszínközébe kerül, és megkezdődik az erózió, amely előbb- utóbb a törmelékes bazalt teljes lepusztulásához vezet. A karsztosodó alapkőzet felszínre kerülése létrejöhet a vízzáró takarón kialakult vízfolyások lineáris eróziójának következtében is, amely egyes helyeken feltárja az elfedett domborzat magasabban fekvő pontjait, majd pusztítani kezdi azokat. Az előbukkanó "geológiai ablakok" karsztosodásának fejlettsége - különösen ha két bazaltömlési réteg határán vannak (pl: M-1,2,4), vagy a gyenge felszíni lefolyás miatt több irányból kapnak vizet (VERESS 1979) - jóval nagyobb a bazaltperemekénél (6. 27. kép).

Az eróziós víznyelők, valamint a korróziós dolinák genezisében - a terület sajátos fedettségi viszonyaiból következően - a földtani adottságok együttes hatása kap primer szerepet, melynek egyes elemei az egyéb aktuális karsztosodási feltételek minőségének függvényében jutnak domináns szerephez.

A bazalttakaró víznyelőkön keresztül történő lepusztítása során egyre nagyobb mészkőterületek válnak fedetlenné: a takaró pereme folyamatosan hátrálva egyre messzebb kerül a víznyelőktől. Az új peremen újabb víznyelők alakulnak ki, és ez a folyamat a bazaltperem hátrálódásával mindig megismétlődik (DÉNES 1971). A terület tektonikai és közettani viszonyait figyelembe véve a nyelőpont-hátrálódás során kialakult karsztjáratok még kis távolság esetén sem alkotnak feltétlenül egy rendszert: ez az analógia a Tési-fennsíkon is megfigyelhető.

A bazalttakaró egyre nagyobb mértékű denudációja során egyes karsztformák exhumálódtak (M-4, BK-1). Ezeken a pontokon a recens karsztosodás erőteljesebb képet mutat, aminek oka a már meglévő járatba jutó vizek lineáris eróziójának növekedése. Ez a jelenség azonban fordítva is igaz: azokon a pontokon, ahol az ismert viszonyok nem magyarázzák egyértelműen nagyarányú karsztosodás létrejöttét, eltemetett karsztjelenséggel lehet számolni.

A nyelőpont-hátrálódás folyamán vízfolyásukat veszített víznyelők szárazon maradnak. Az anyagszállítás gyorsaságának folyamatos csökkenése, majd megszűnése a nyelők feltöltődéséhez vezet, így azok dolina formájúvá alakulnak át, gyakran elvesztve vízvezető árkukat (28. 29. kép). A visszafejlődés bekövetkezhet akkor is, ha az objektumok nagymennyiségű szállított anyaggal akkumulálják magukat. Ezek a töbørszerű mélyedések akár sorba rendeződve, akár időszakos víznyelők körül elszórtan jelentkezve, de mindig korábbi nyelőpontokra utalnak. A fosszilissá váló karsztos formák idővel elvesztik azokat a morfológiai jellegzetességeiket, amelyek kialakulásukra utalnak (pl. a Padragi-zsomboly tölcsére megsemmisült, a Pokol-lik bejárata völgyoldalban nyílik), vagy

olyan mértékben akkumulálódnak, hogy a felszínen alig láthatóak (pl.: M-15). Mivel azonban a kitöltésen át beszivárgó vizek korróziós hatása továbbra is érvényesül, tömegmozgások következhetnek be, amelyek az elaggott karsztformákat újból a felszínre nyitják (Fenyér-hegyi-zsomboly).

Paradoxnak tűnik, de a fosszilizálódást elősegítő vízhozam-csökkenés a regressziós völgyek talpán éppen ellenkező irányú folyamatot indít el: a tektonikailag és morfológiailag kedvező helyeken szivárgási területek jönnek létre, amelyek helyén az erózió víznyelőket alakít ki (M-27,28,29, B-7-12, V-1,2).

A bazaltömlést követő denudációs fázis egykori erózióbázisai (a Padlat-hídi-árok és a Minarel-völgy barlangjai) a meredeken lefutó szurdokvölgyek alsó szakaszába csatlakoztak (30. kép). A Kab-hegy kiemelkedése és a vízfolyások időszakossá válása azonban az erózióbázis süllyedését, ill. aktivitásának csökkenését vagy megszűnését vonta maga után. Ezen tényezők, valamint az egyre fokozódó bányászati vízkiemelés eredményeképpen a recens erózióbázis megegyezik a regionális karsztvízszinttel.

A leírt folyamatok kétségtelenné teszik, hogy az élő és az eltemetett fosszilis karsztformák között szoros kapcsolat áll fenn. Bár a régebbi képződményeket a meg-megújuló természeti körülmények részben eltüntetik, ill. átformálják vagy felhasználják őket, a recens karsztosodás és annak formaelemei nem értelmezhetők a velük való összefüggés tanulmányozása nélkül.

-15).
ra is
ggott
és a
el: a
nnek
7-12,
hídi-
alsó
rások
ának
nt az
bázis
szilis
ket a
vagy
nem

11. FÜGGELÉK

Ábrák: Németh Róbert

Táblázatok:

1-12., 14-16. sz.: Németh Róbert

13. sz.: Gyurman Csaba

Németh Róbert

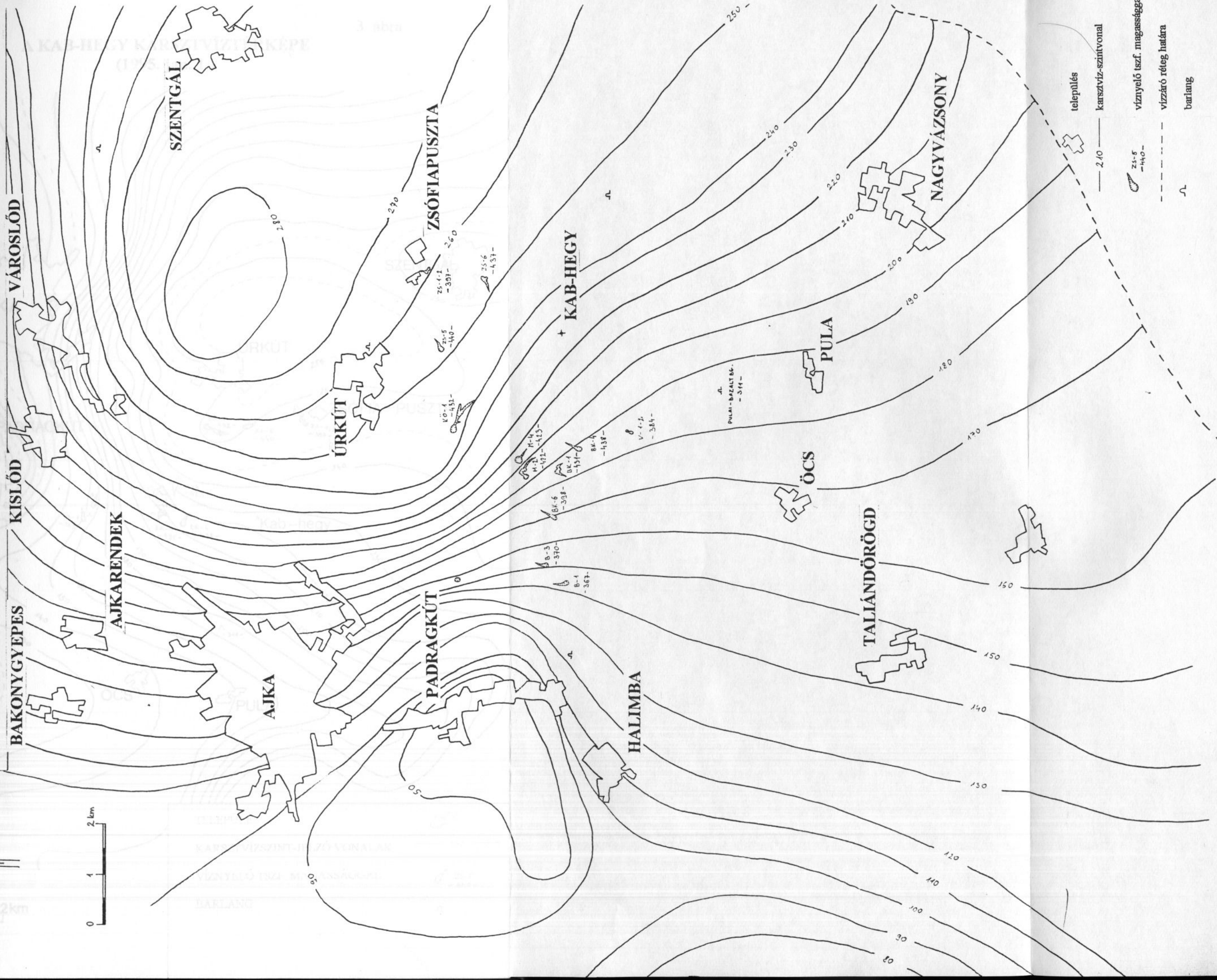
Fotók:

1-3., 5-6., 10-29.: Gyurman Csaba

4., 7-9.: Németh Róbert

A KAB-HEGY KARSZTVÍZTÉRKEPE

(1988. január 1.)



település

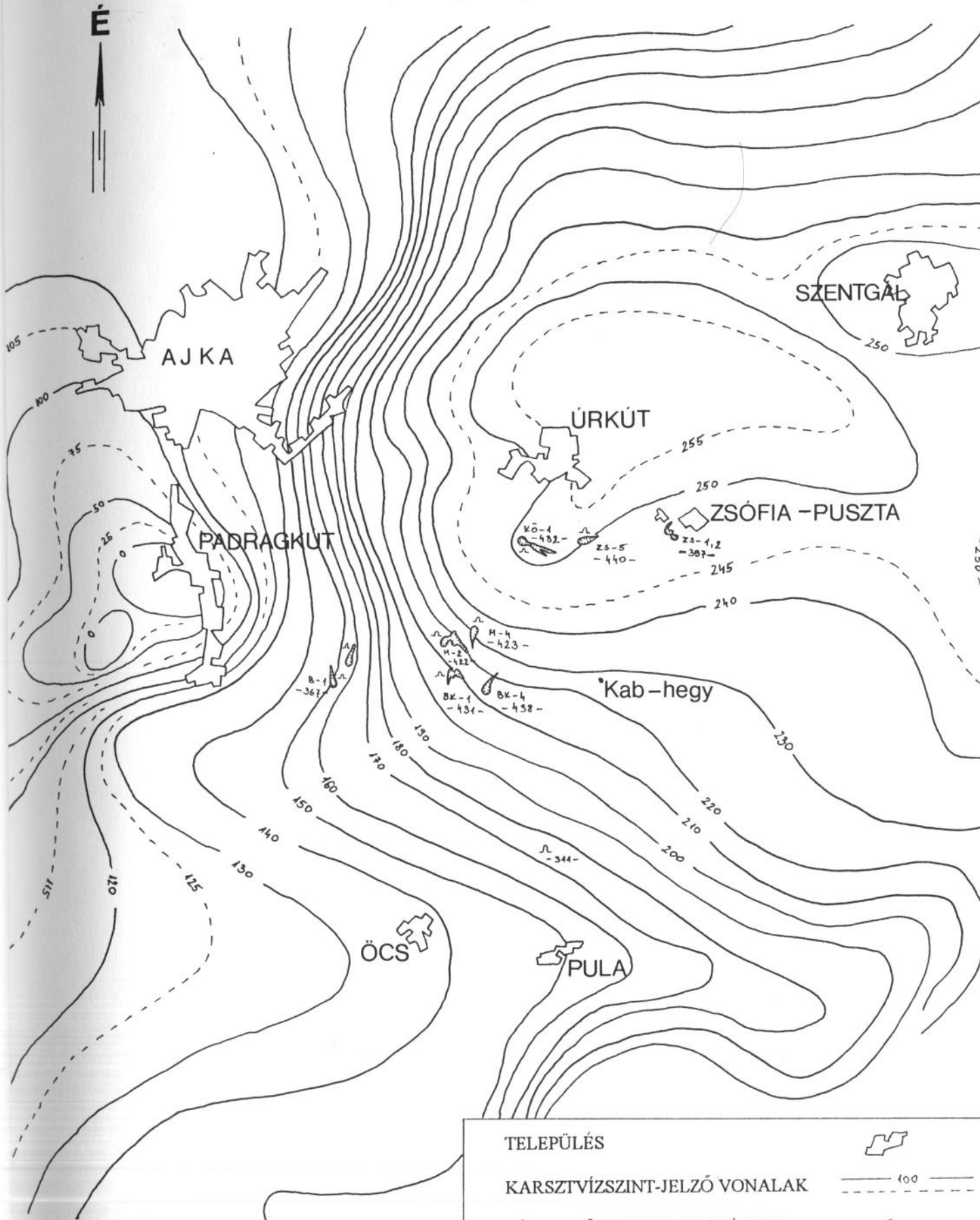
karsztvíz-szintvonal — 2.10

víznyelő tszf. magassággal 25.5 - 44.0

vizzáró réteg határa - - - - -

barlang

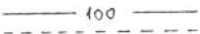
A KAB-HEGY KARSZTVÍZTÉRKÉPE
(1995. jan. 1.)



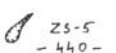
TELEPÜLÉS



KARSZTVÍZSZINT-JELZŐ VONALAK



VÍZNYELŐ TSZF. MAGASSÁGGAL

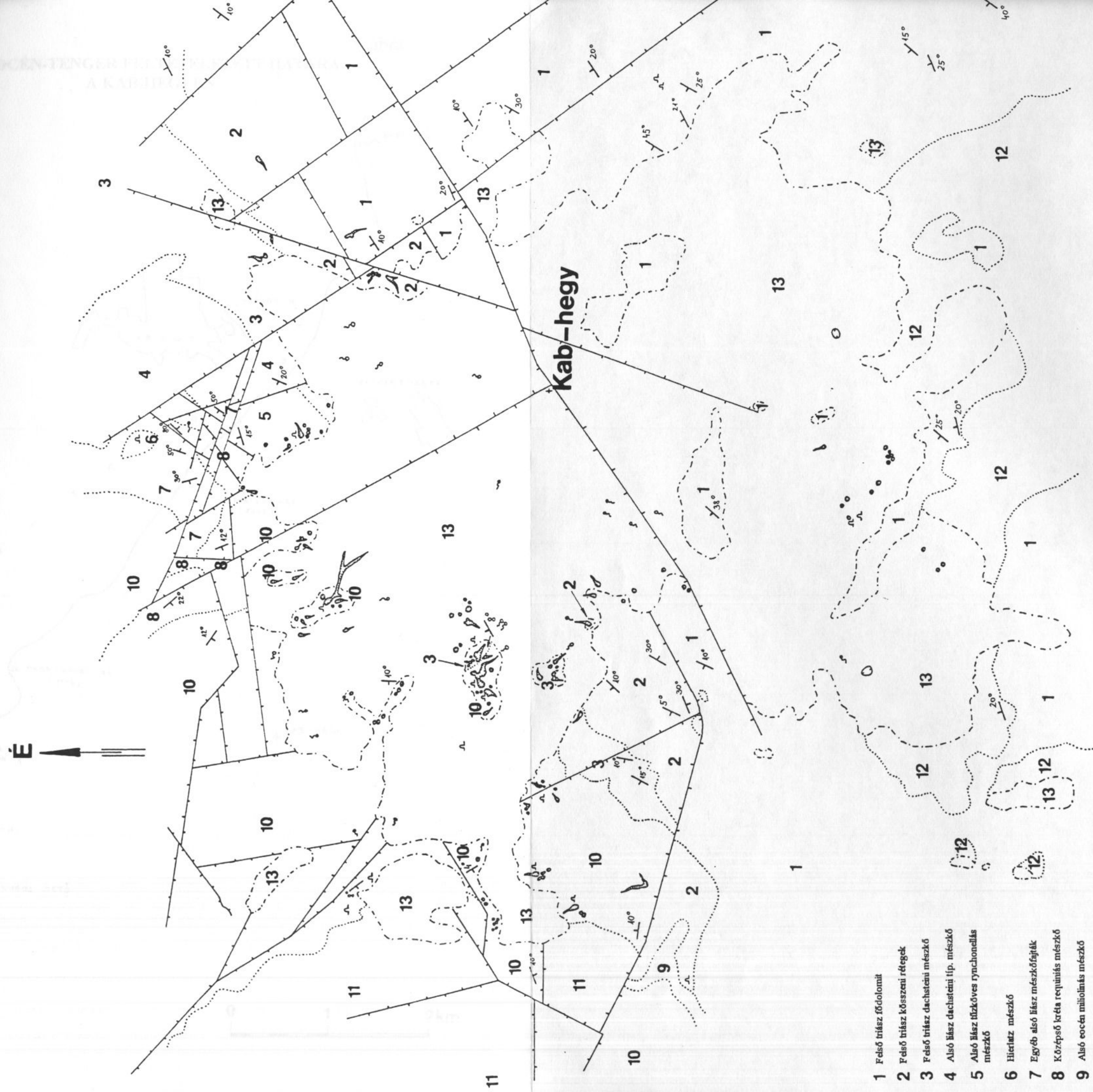


BARLANG



0 1 2km

A KAB-HEGY SZERKEZETFÖLDTANI TÉRKÉPE



- 1 Felső triász fődolomit
 2 Felső triász kőszegi rétegek
 3 Felső triász dachsteini mészkő
 4 Alsó liász dachsteini ltp. mészkő
 5 Alsó liász tüzkeves rynchonellás mészkő
 6 Hietz mészkő
 7 Egyéb alsó liász mészkőfajták
 8 Középső lortia requinias mészkő
 9 Alsó eocén miolitis mészkő
 10 Középső eocén mészkővek
 11 Pliocén törmeltes ősszlet
 12 Pannon édesvízi mészkő
 13 Bazalt

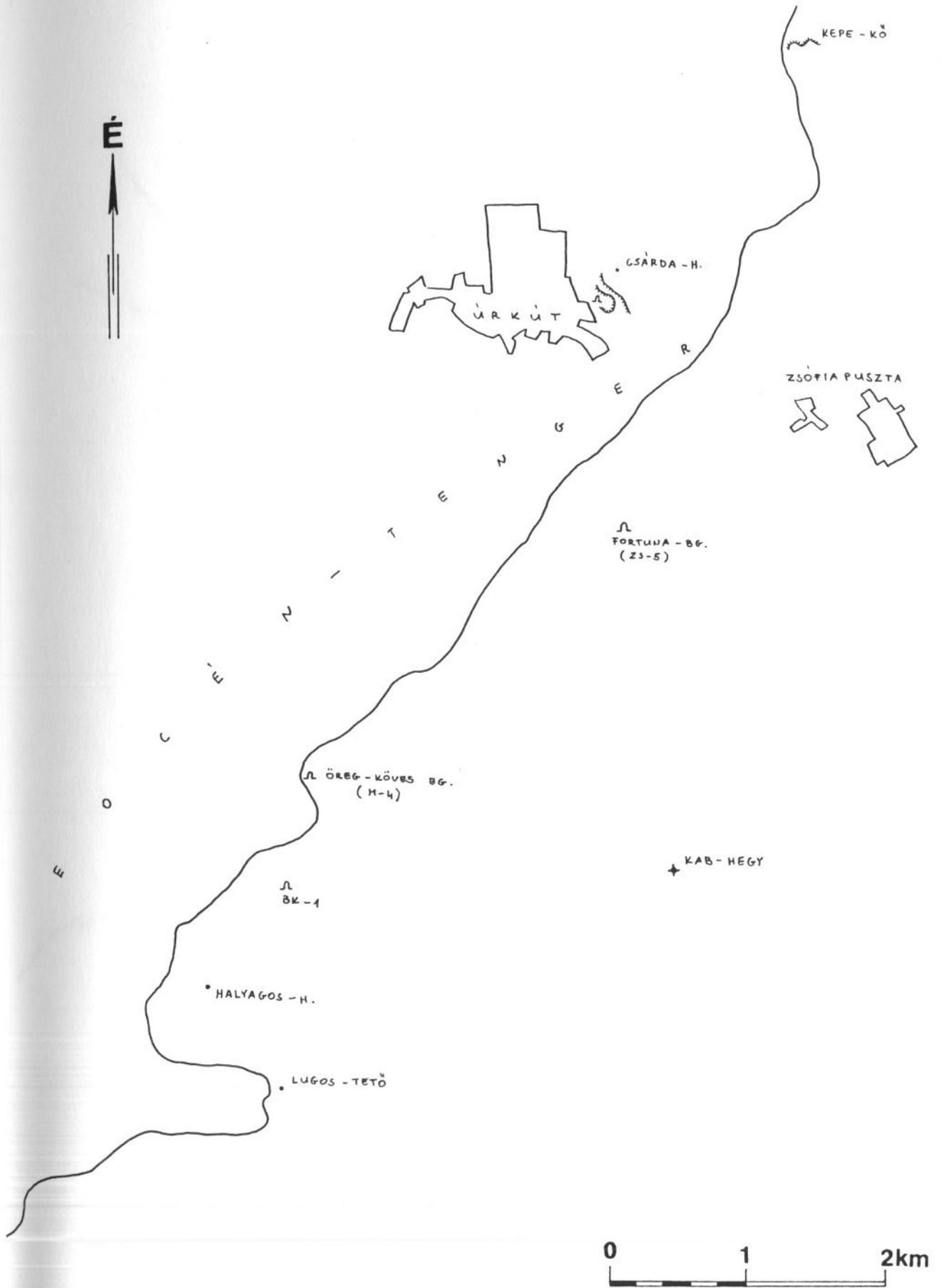
--- bazalthatár időszakos, állandó forrás
 közhathatár

— törésvonal o o víznyelő, dolina

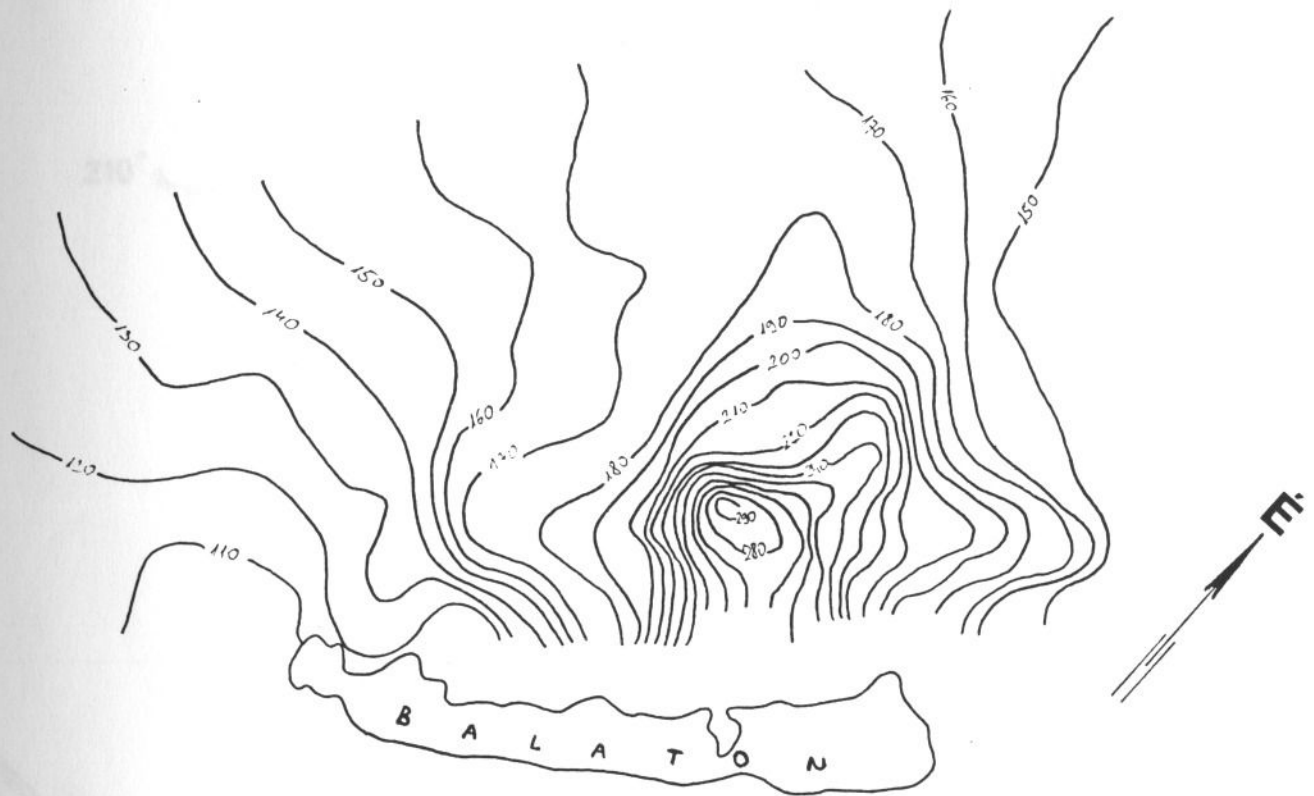
∩ köztudülés ∩ barlang
 ∩ irány és szöge

0 1 2 km

AZ EOCÉN-TENGER FELTÉTELEZETT HATÁRA
A KAB-HEGYEN



A DÉLI-BAKONY KARSZTVÍZTÉRKÉPE (1956.)



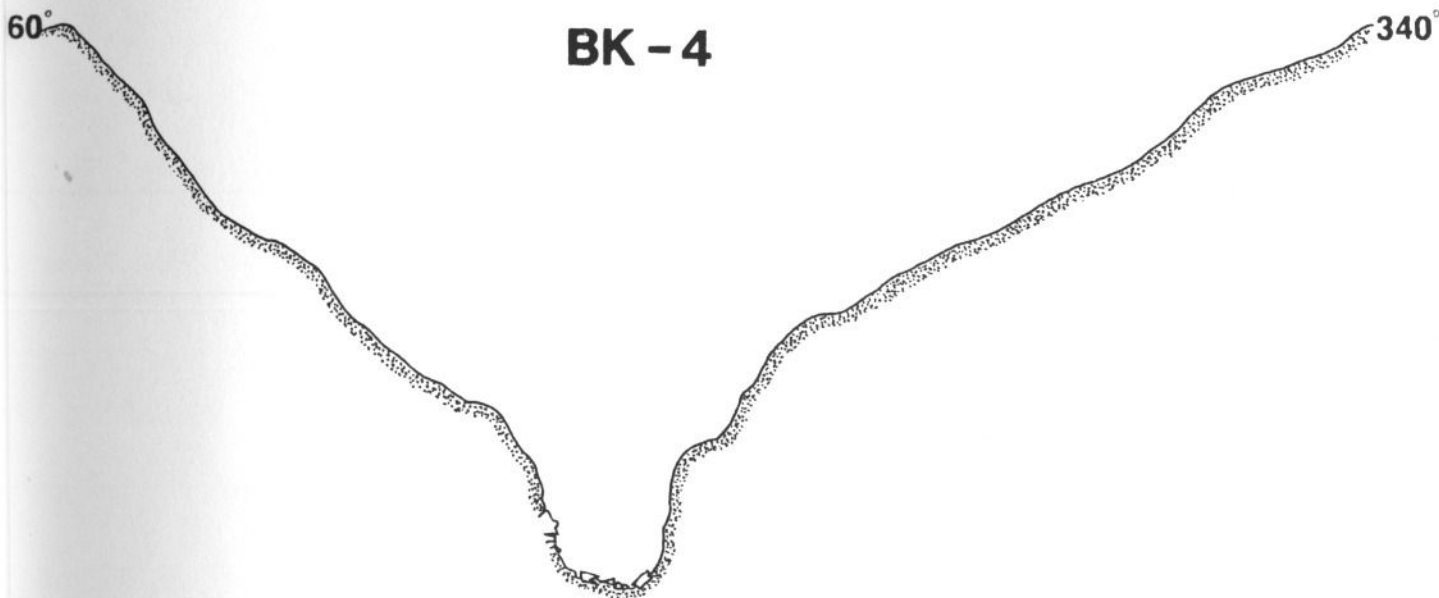
A DÉLI-BAKONY KARSZTVÍZTÉRKÉPE (1976.)



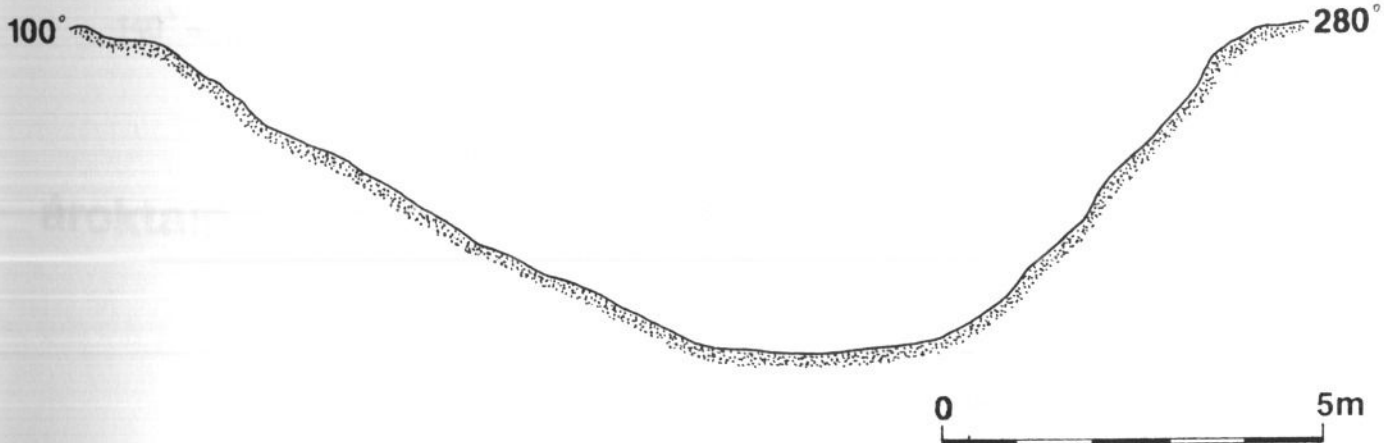
ZS - 5



BK - 4



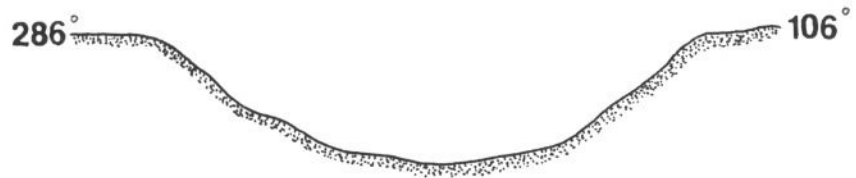
Ö-1



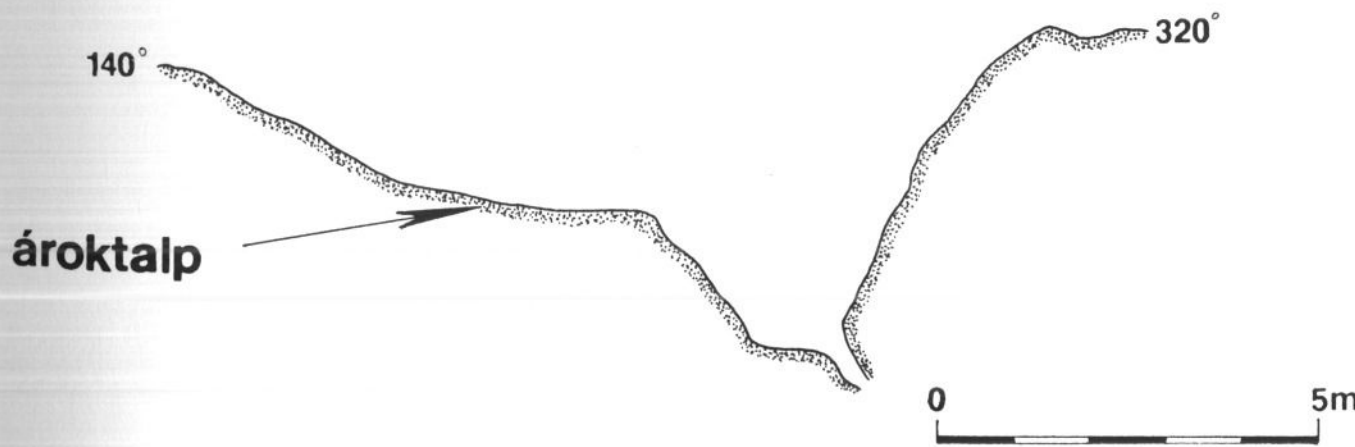
M-28



M-23

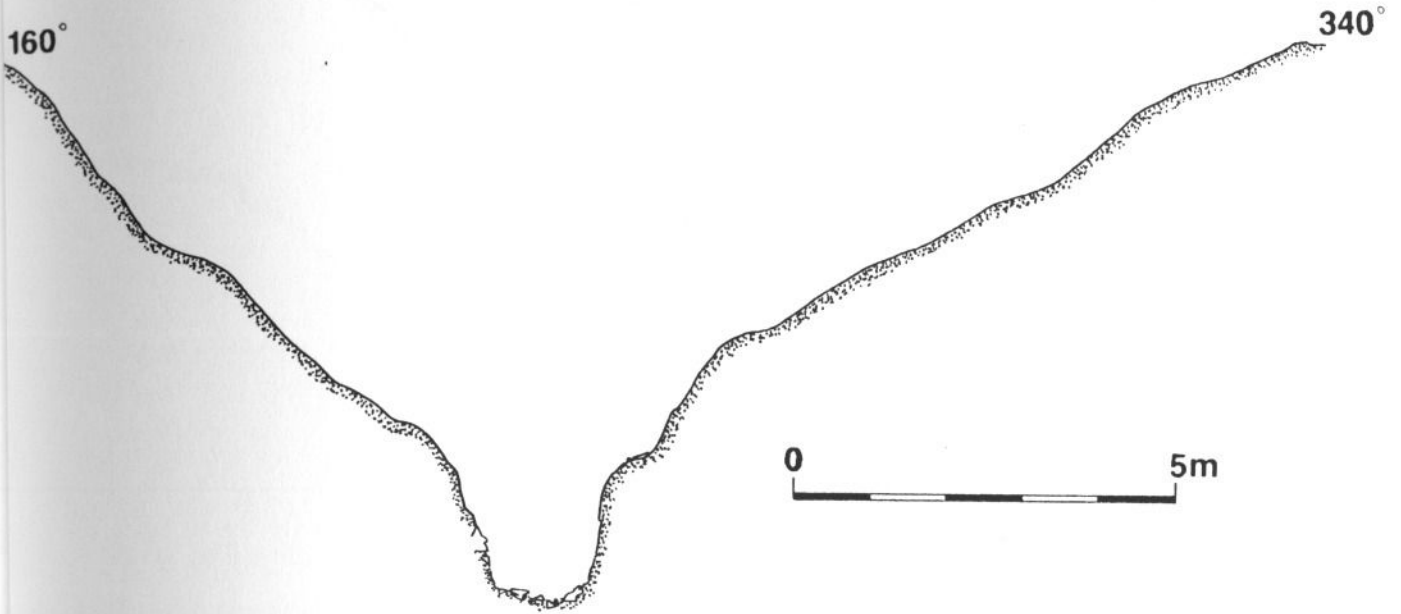


V-1

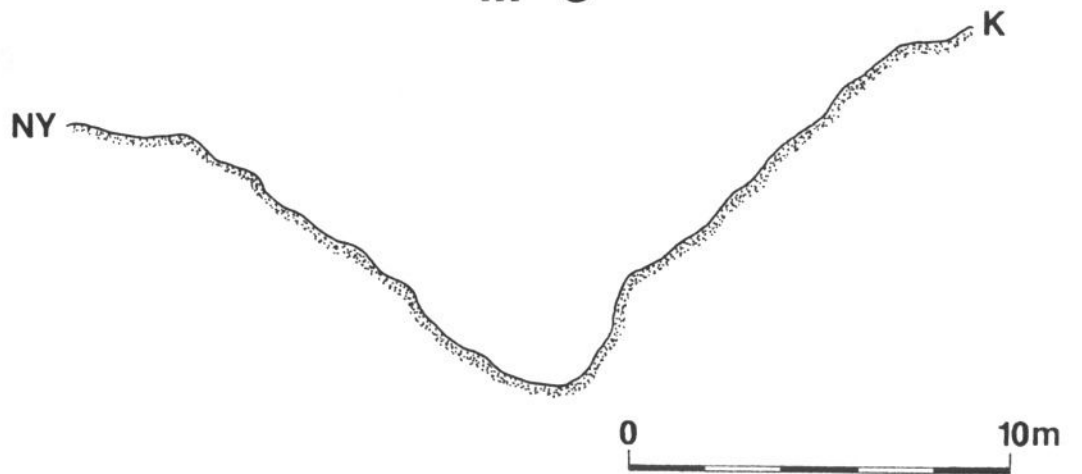


A MÉSZKŐKIBÚVÁSOK KARSZTFORMÁINAK JELLEGZETES
METSZETEI

BK-4



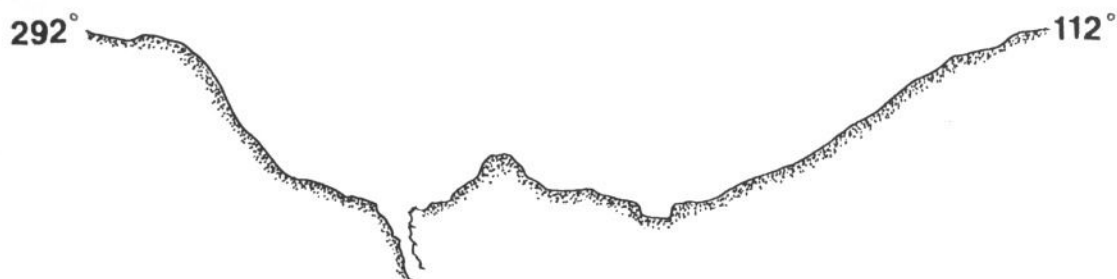
M-3



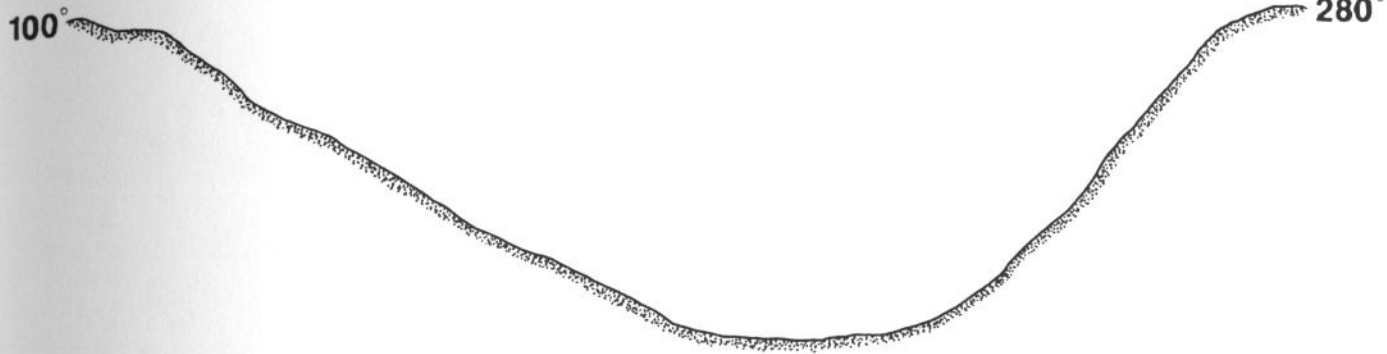
M-1/b



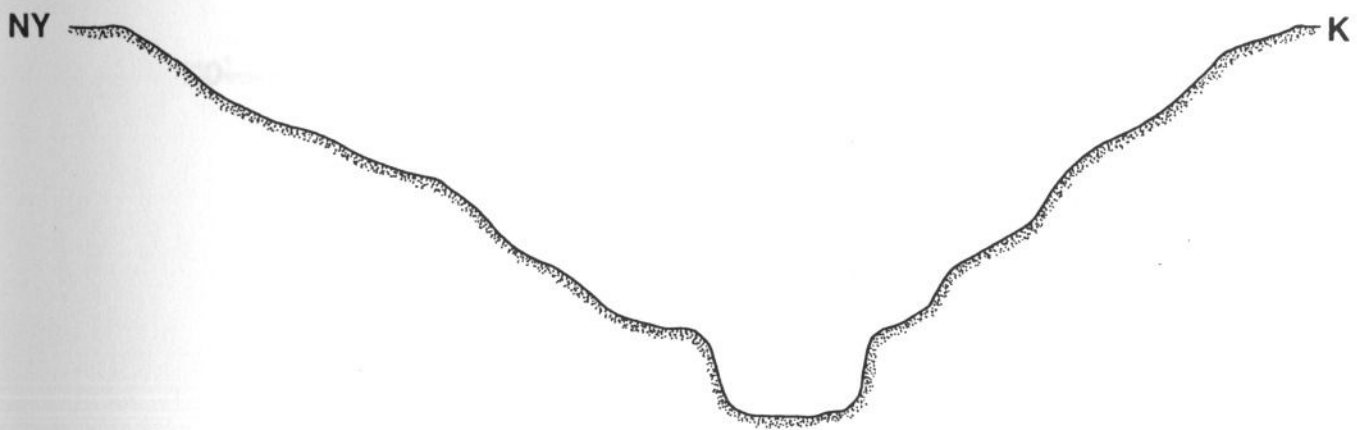
M-1/a



Ö-1



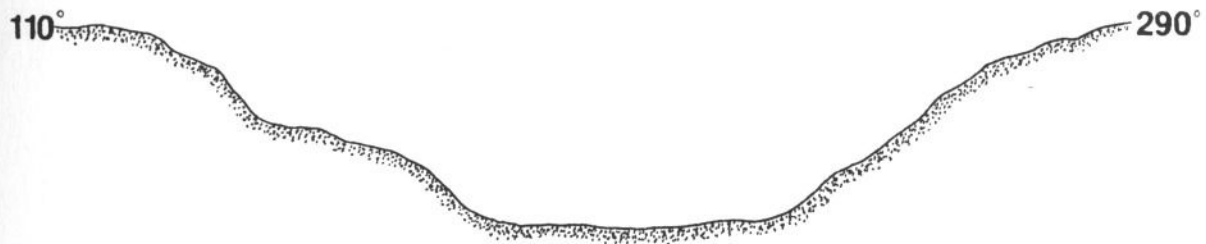
KÖ-4



BK-1

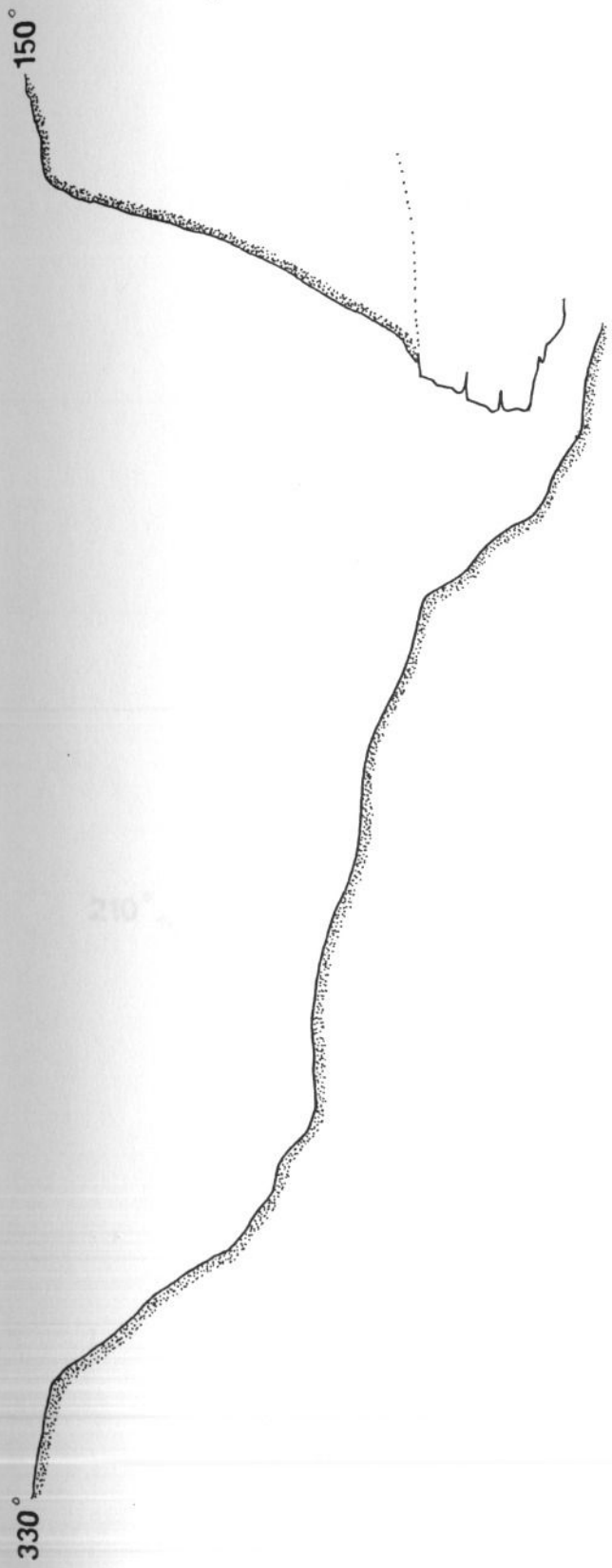


BK-2



8/e. ábra

KÖ-1



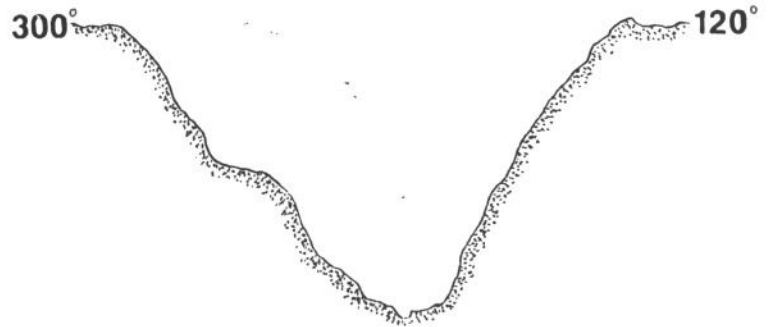
KÖ-3



A BAZALTPEREM KARSZTFORMÁINAK JELLEGZETES
METSZETEI

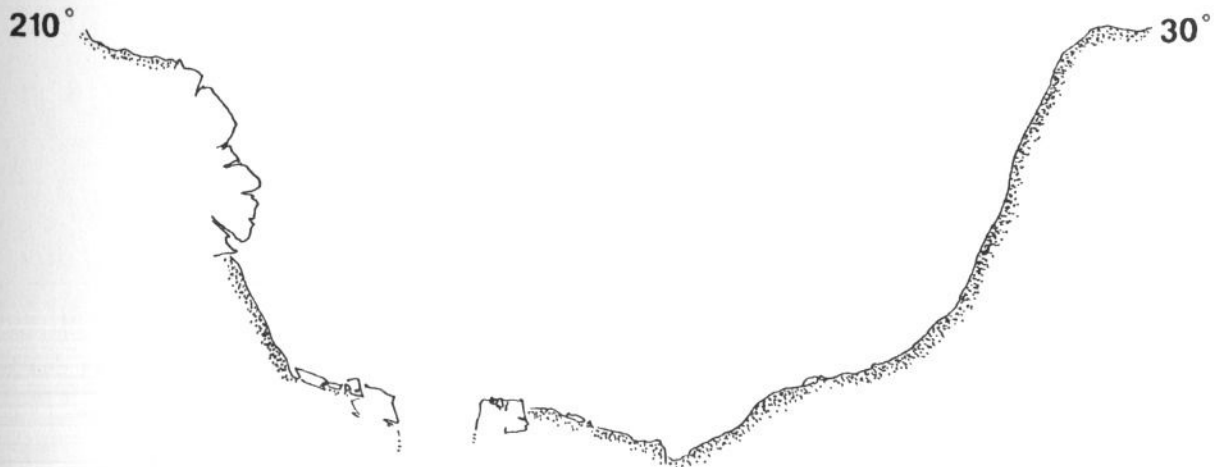
290°

ZS-3



282°

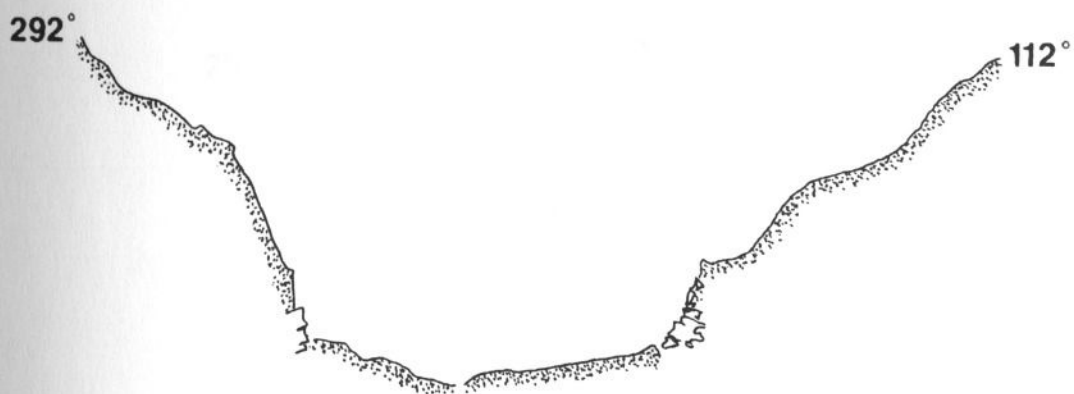
ZS-5



ZS-1



ZS-2



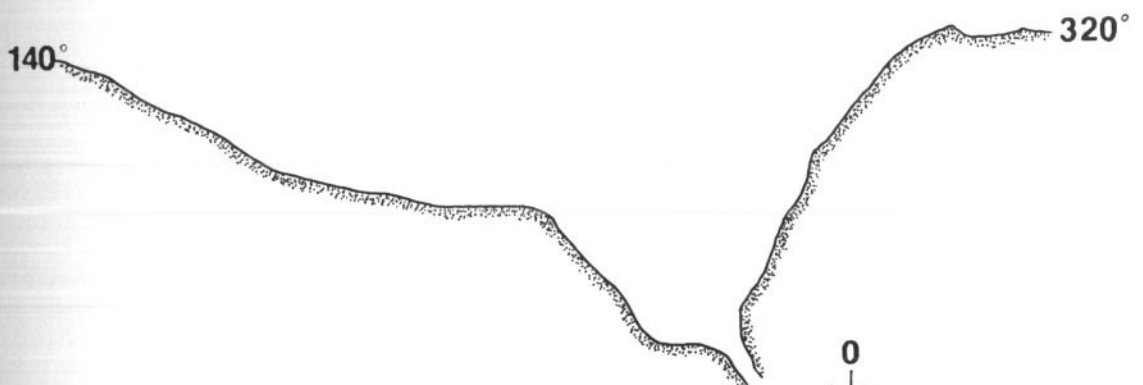
M - 28



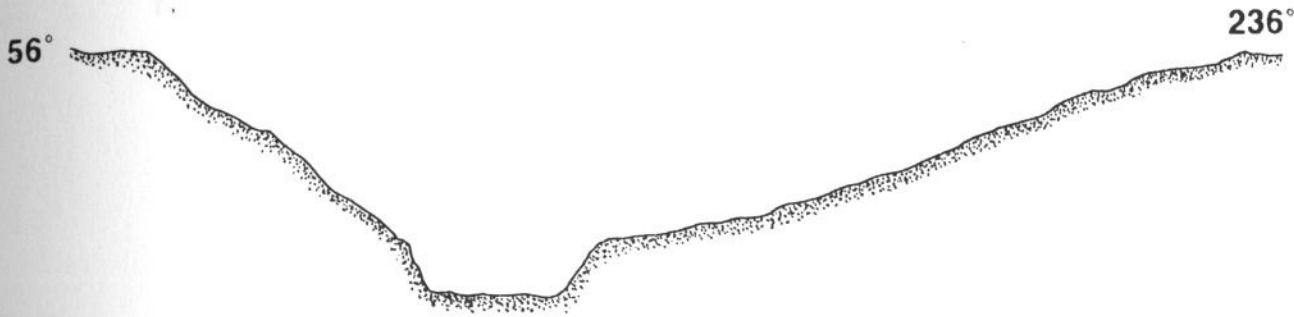
M - 23



V-1



BK-8



Ö-4



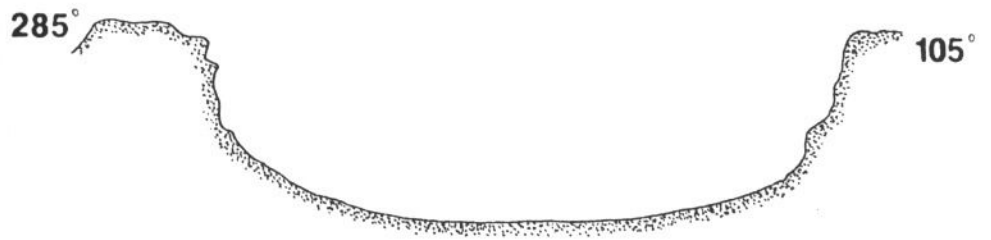
Ö-8



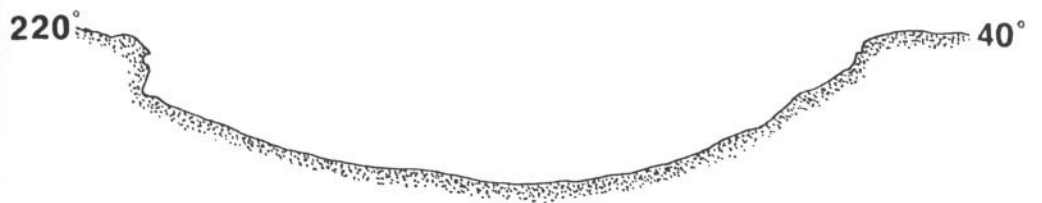
Ö-6



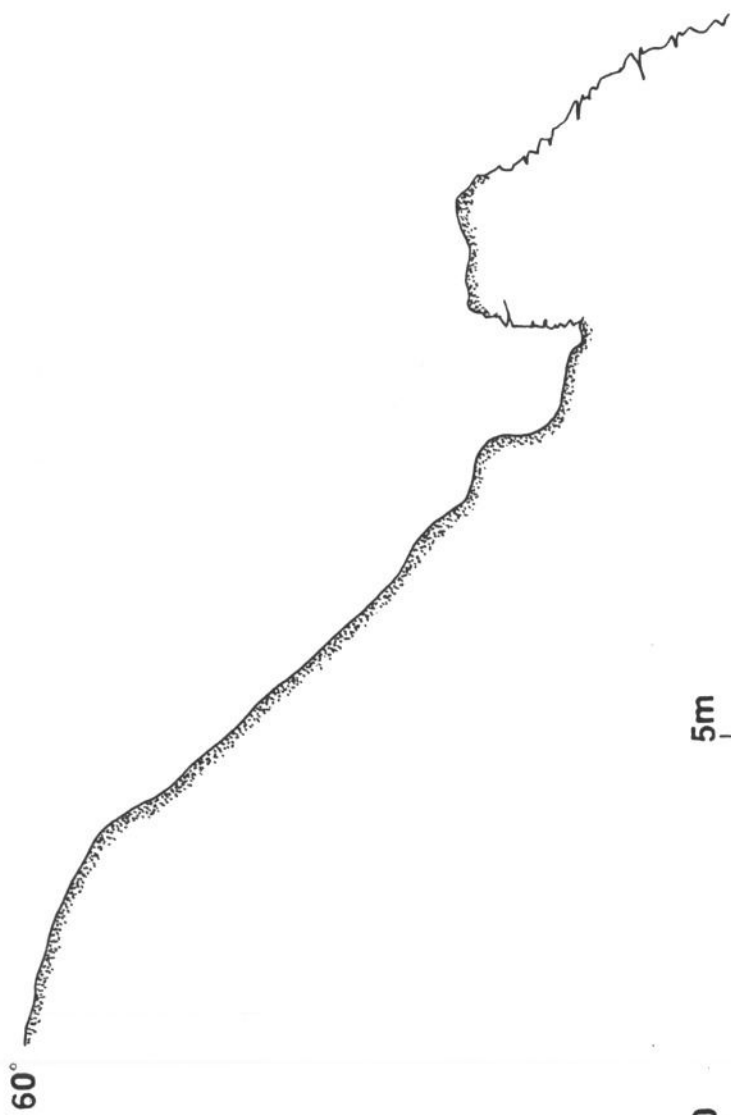
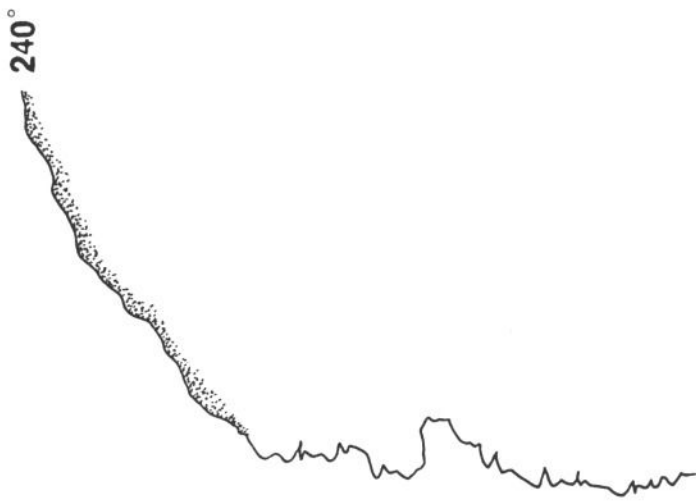
ZS-18



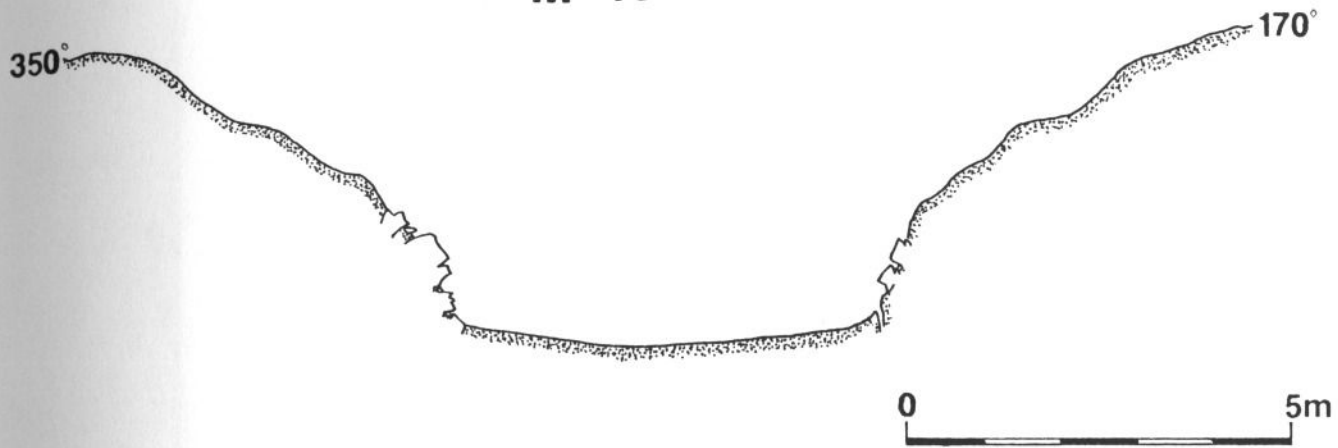
ZS-24



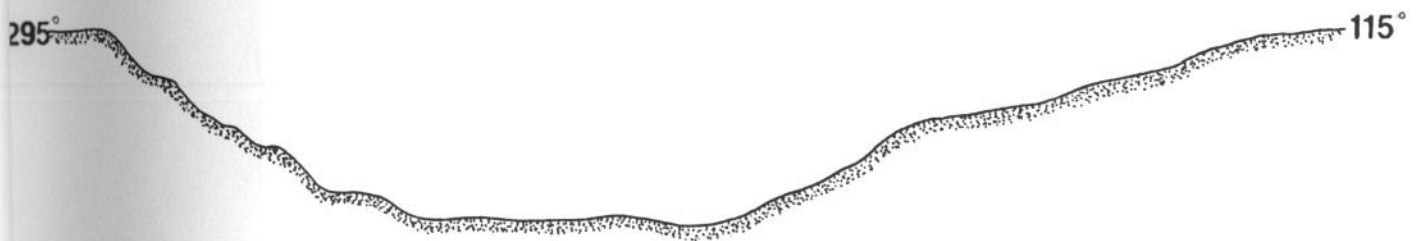
B-1



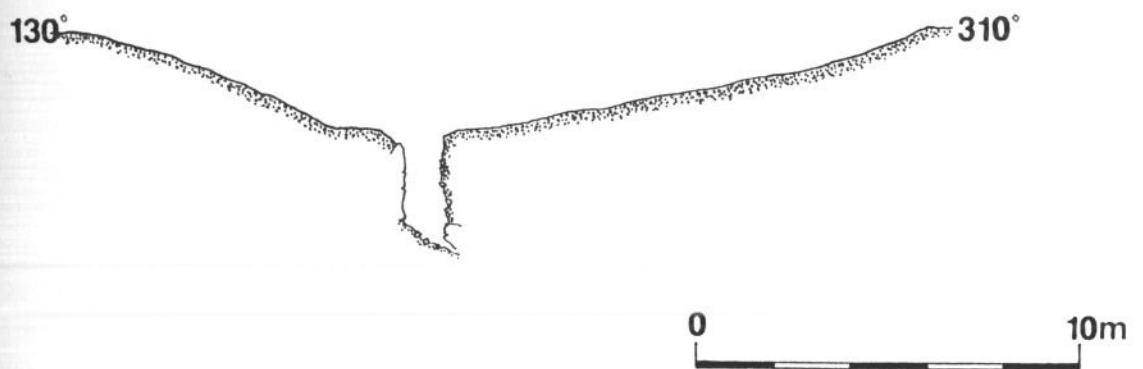
M-18



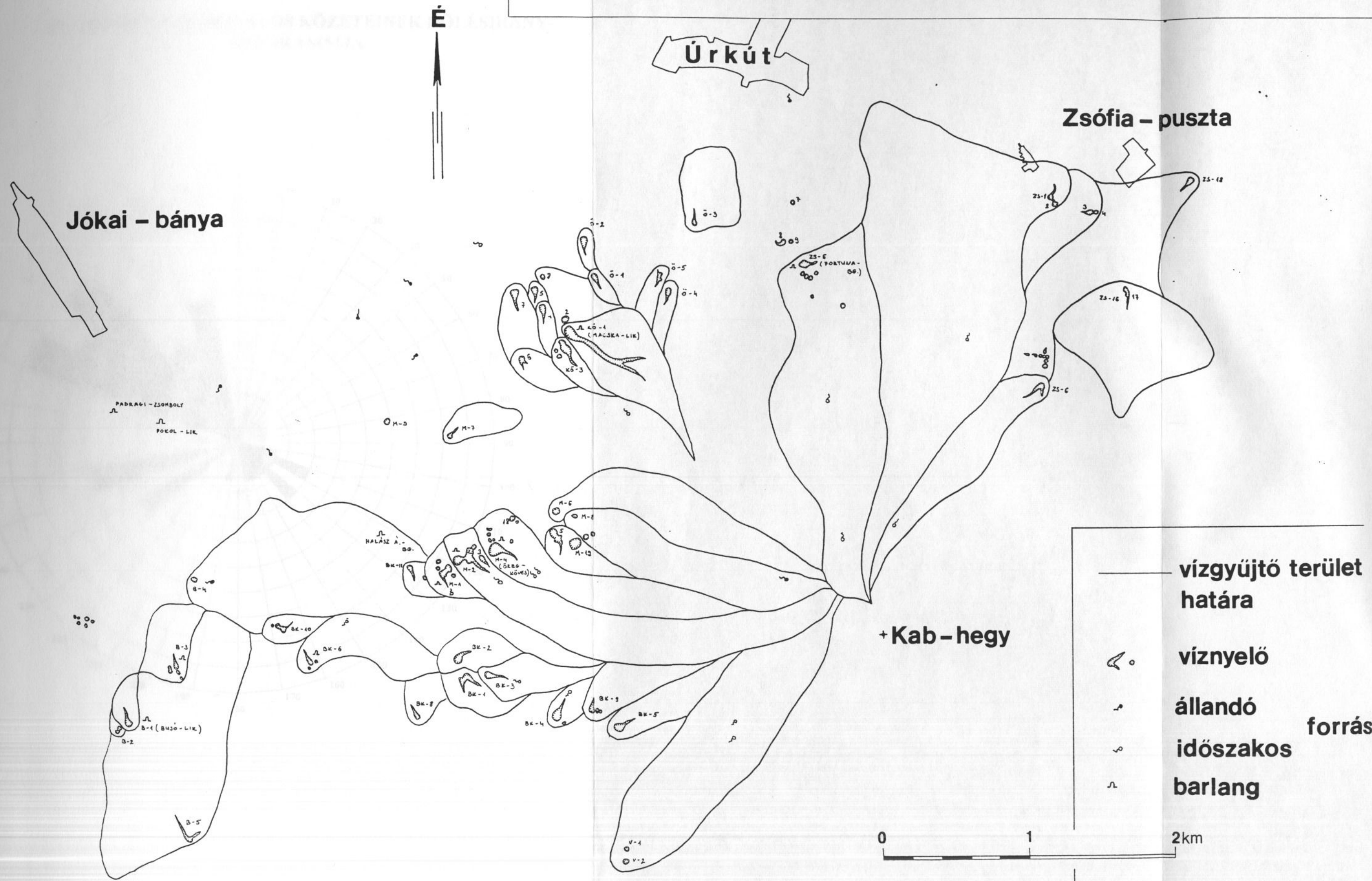
M-19



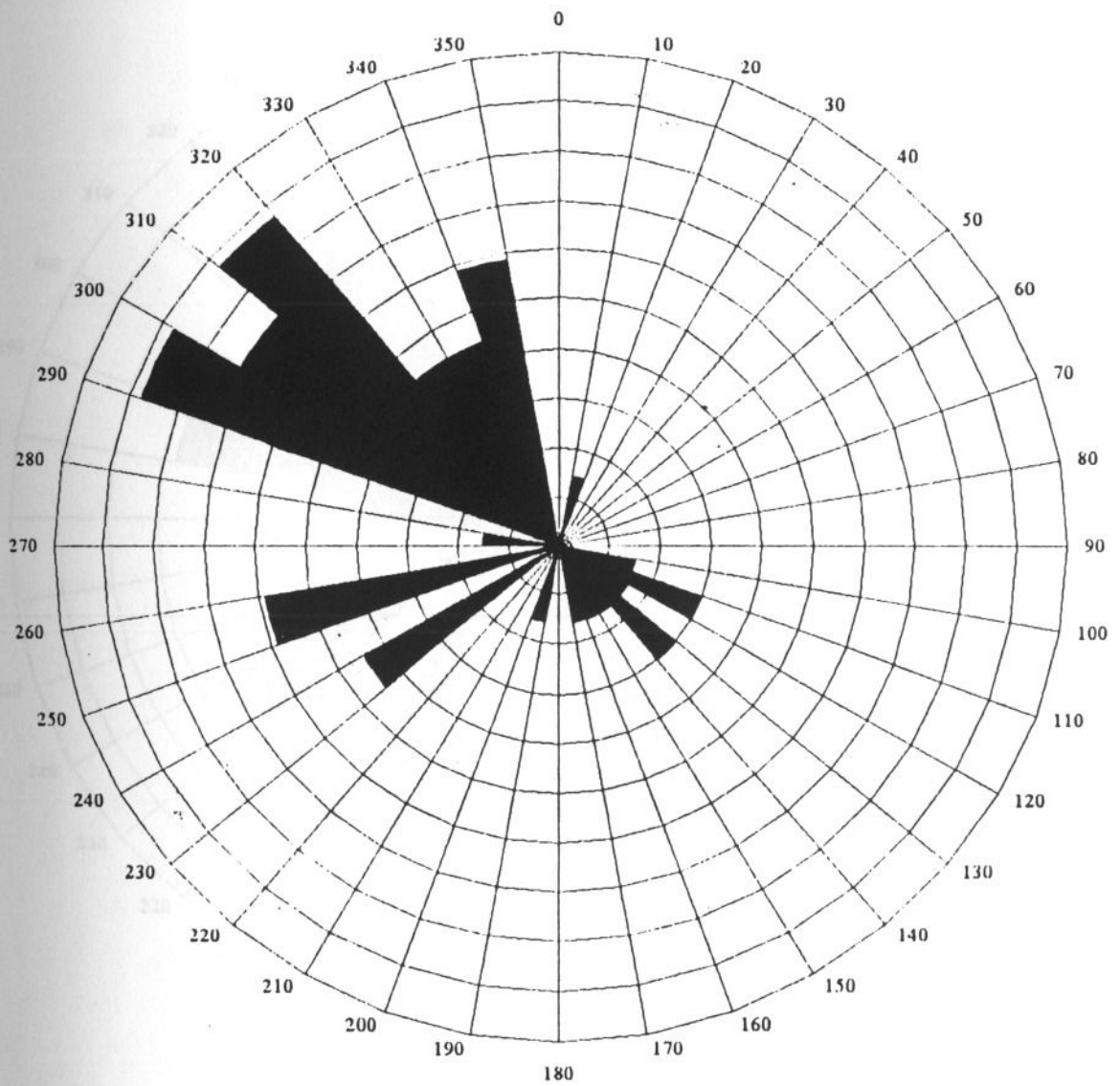
P-3



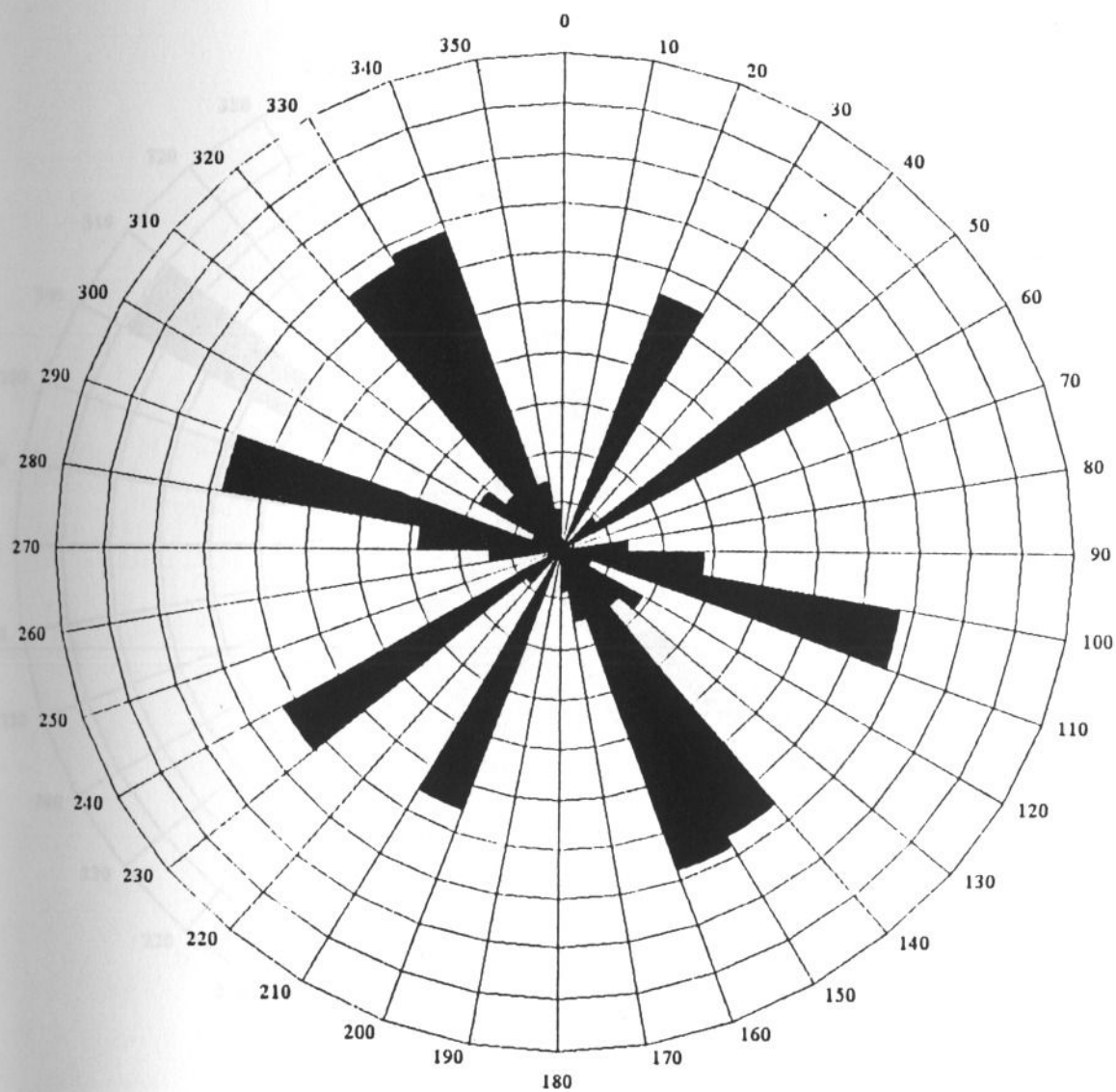
A KAB-HEGY VÍZGYŰJTŐ TERÜLETEI



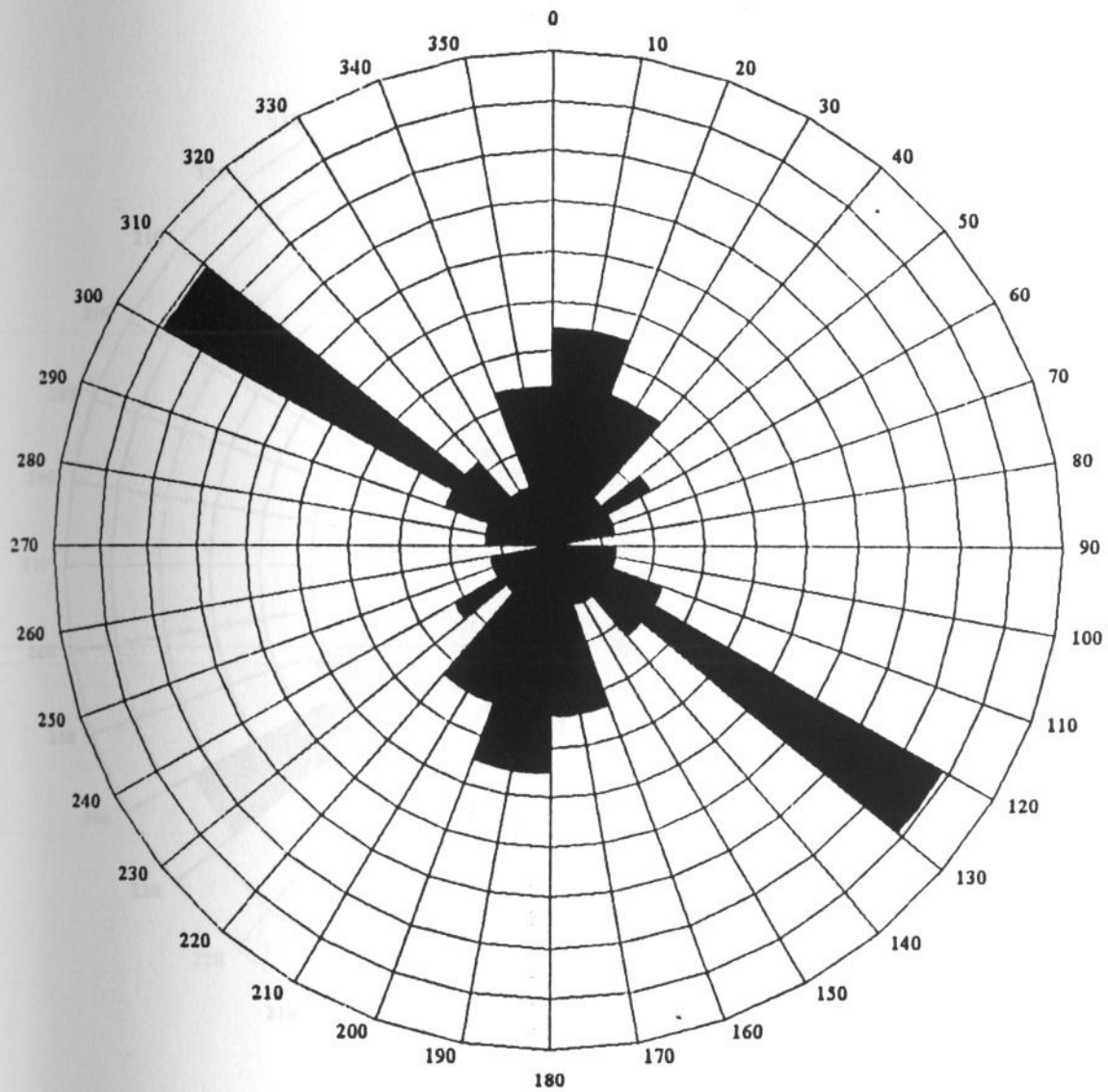
A KAB-HEGY KARBONÁTOS KÖZETEINEK DŐLÉSIRÁNY-DIAGRAMMJA



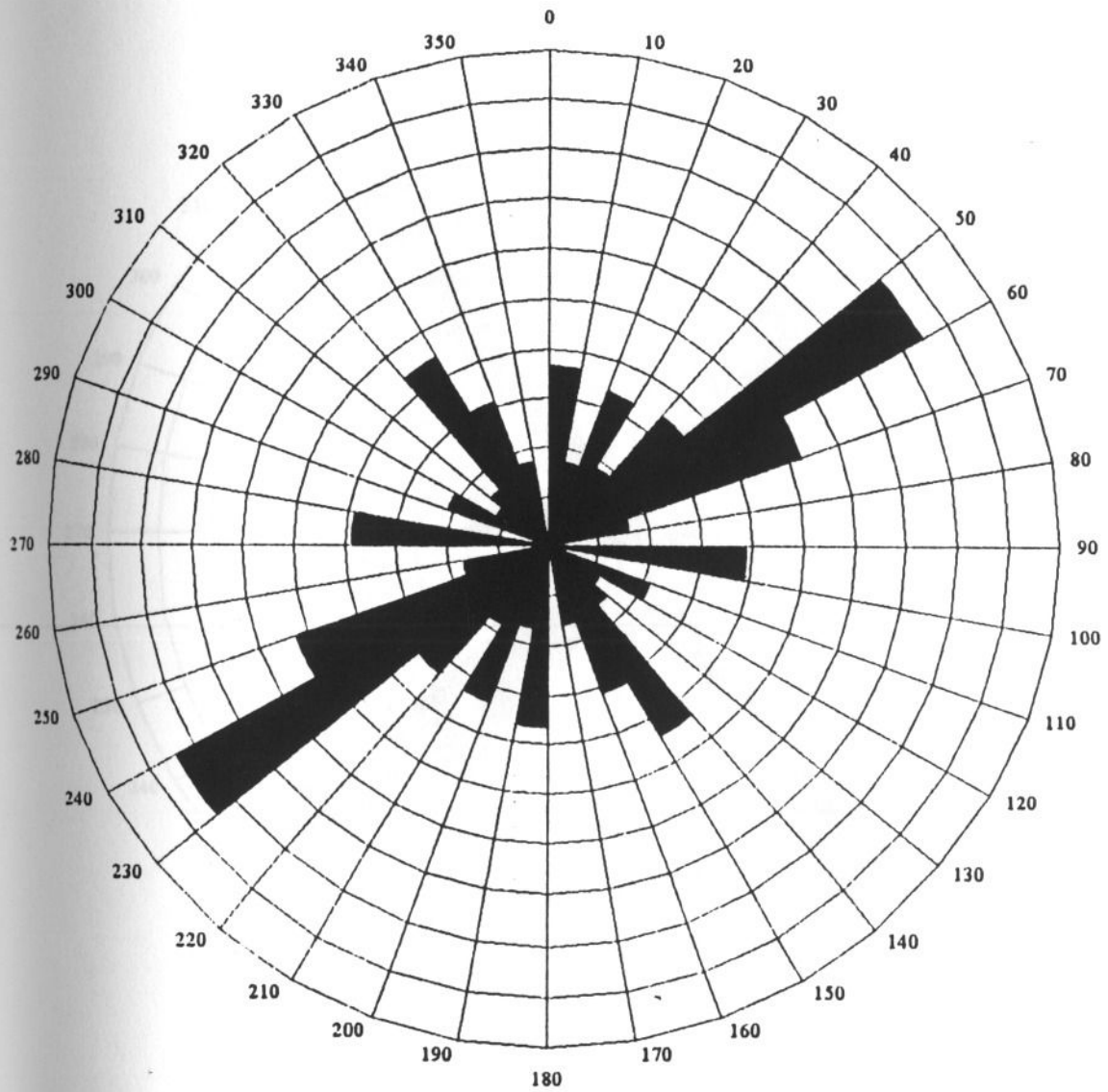
A KAB-HEGY NAGYSZERKEZETI TÖRÉSEINEK DIAGRAMMJA



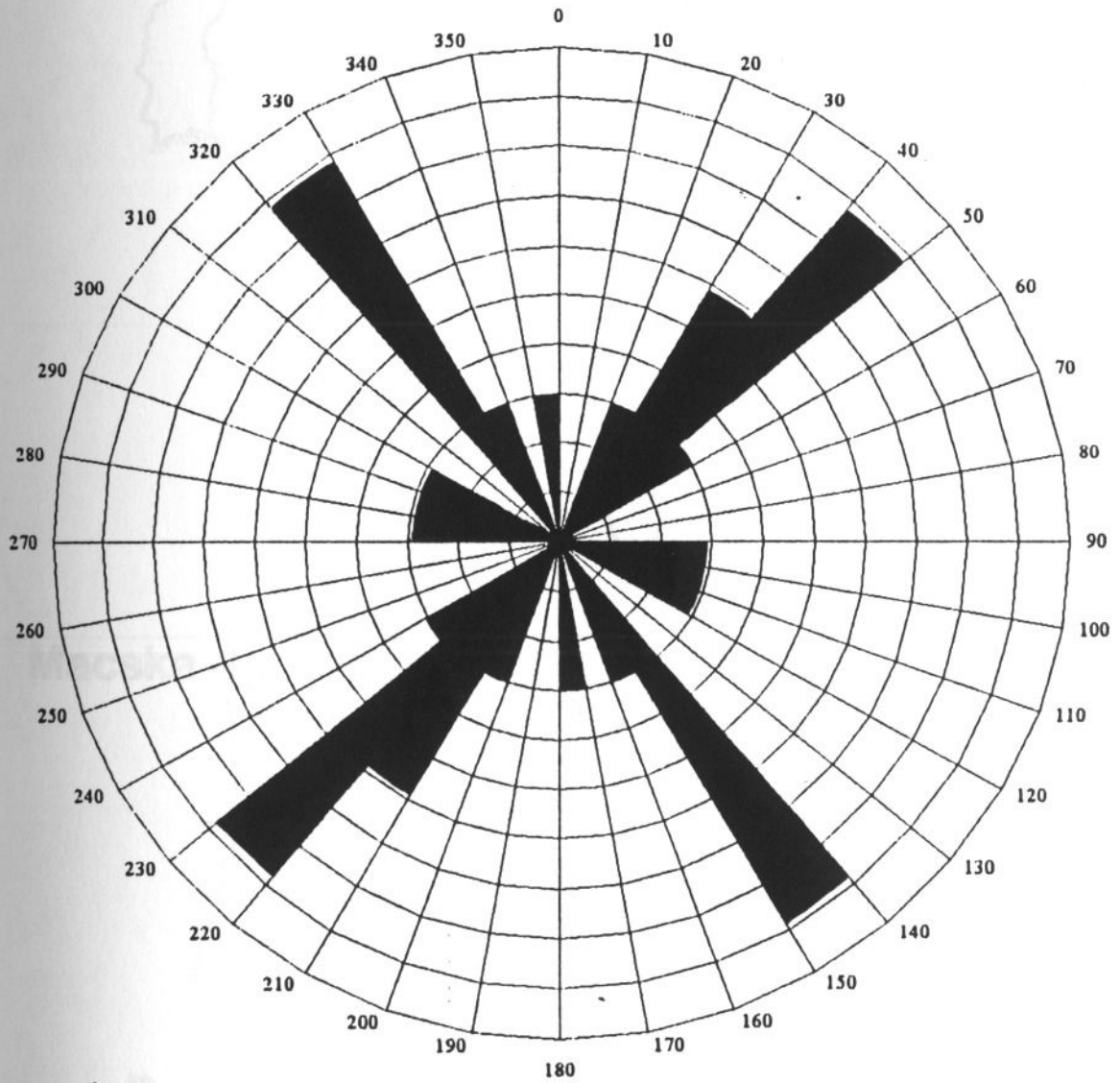
A KAB-HEGY FELSZÍNI OBJEKTUMAINAK TEKTONIKAI IRÁNYÍTOTTSÁGA



A KAB-HEGY BARLANGJAINAK JÁRATIRÁNY-DIAGRAMMJA

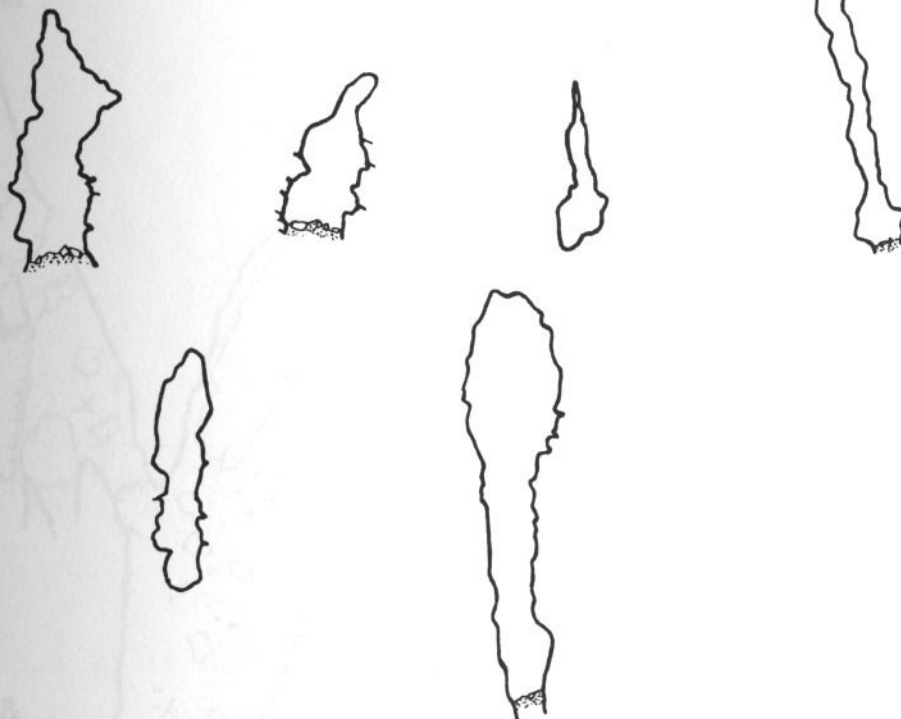


TEKTONIKA ÉS TALÁNYI MŰLT
**A KAB-HEGY BARLANGJAINAK LITOKLÁZISIRÁNY-
 DIAGRAMMJA**

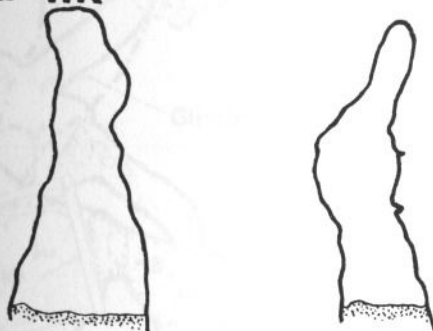


TEKTONIKUS HATÁST MUTATÓ SZELVÉNYEK A KAB-HEGY
BARLANGJAIBAN

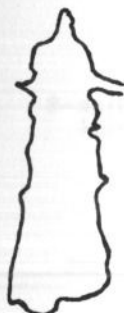
Bujó - lik



Macska - lik



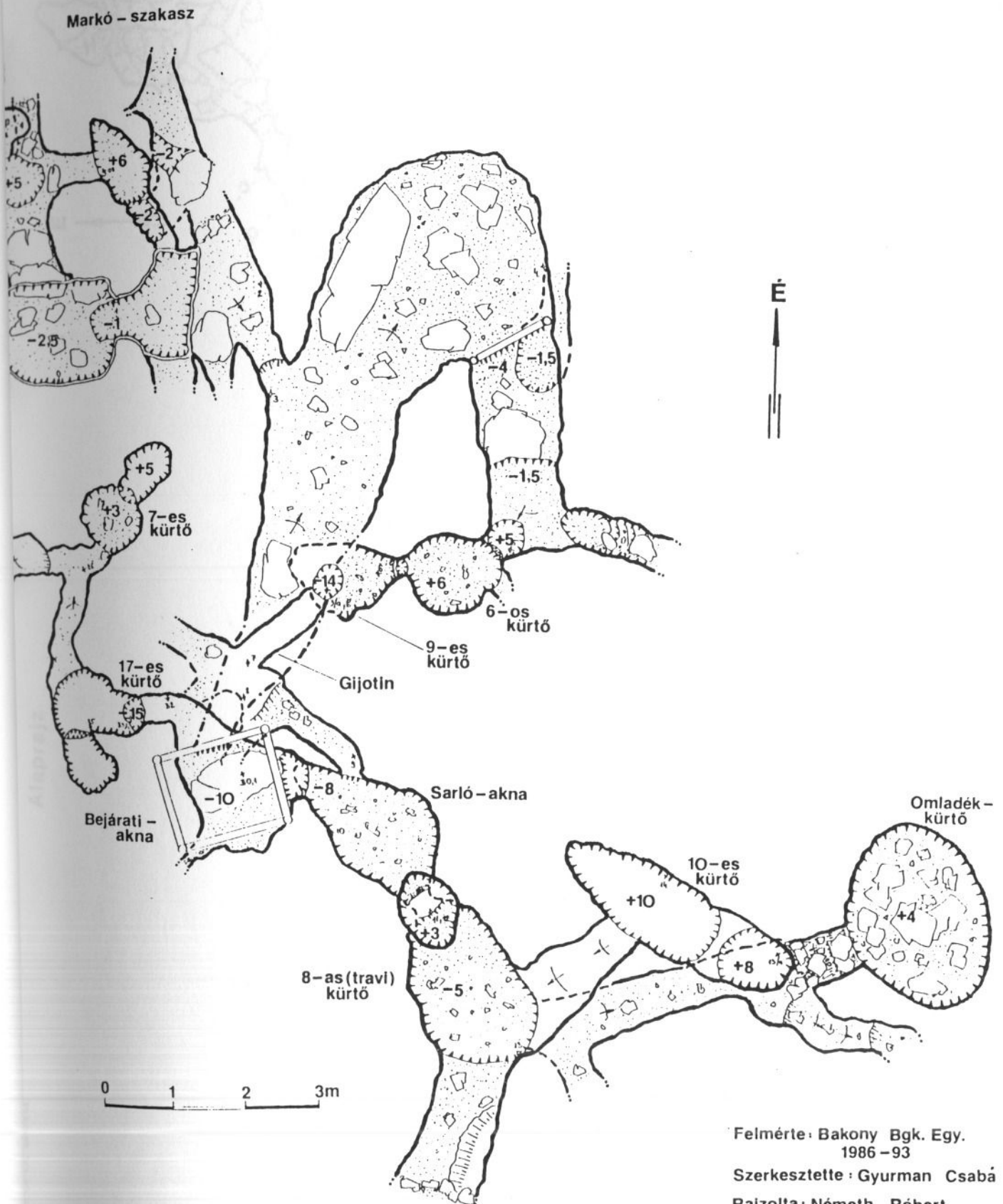
B-3



M-1

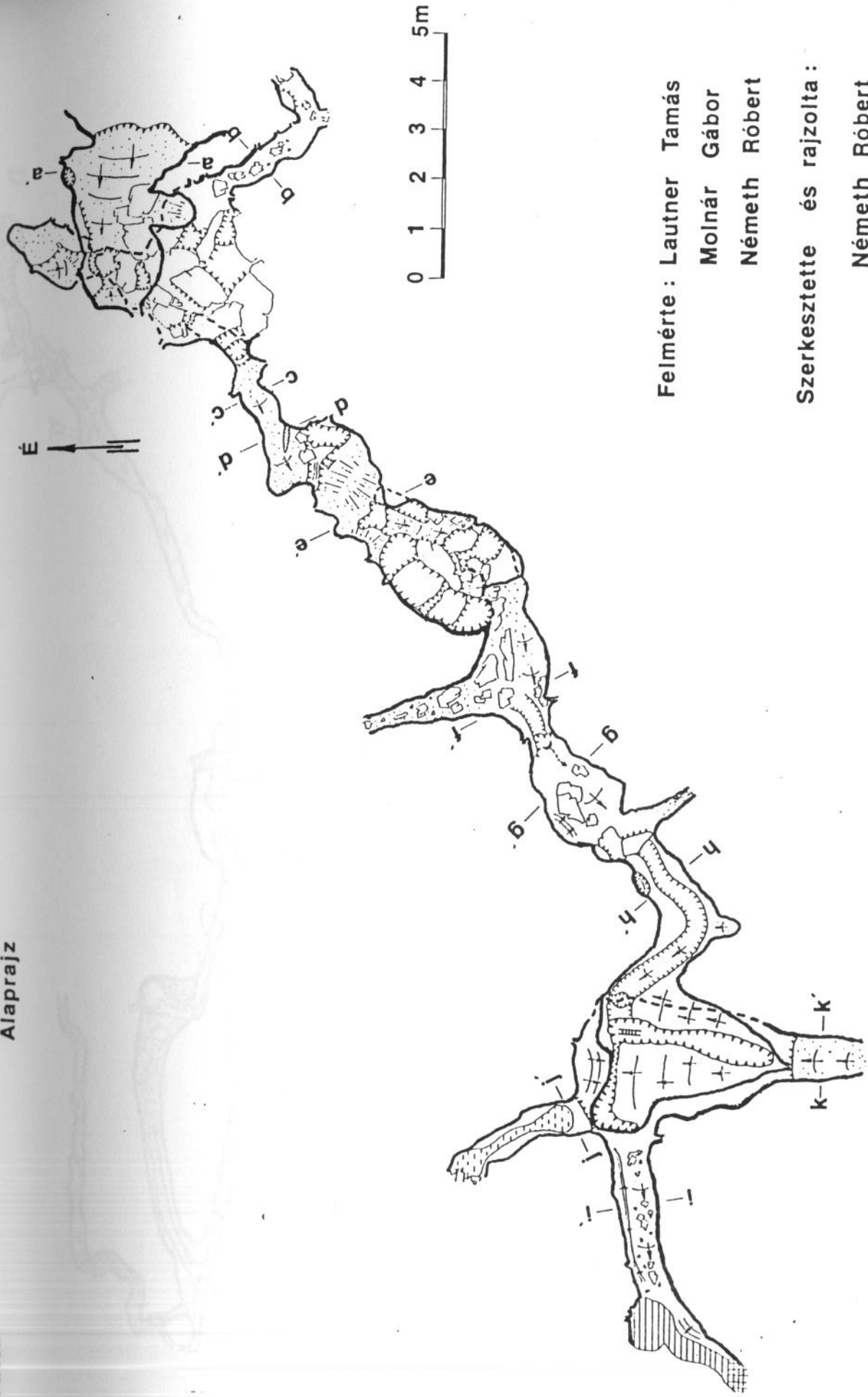


Öreg – köves víznyelőbarlang
ALAPRAJZ



Felmérte: Bakony Bgk. Egy.
1986 – 93
Szerkesztette: Gyurman Csabá
Rajzolta: Németh Róbert

Alaprajz



Felmérte : Lautner Tamás
Molnár Gábor
Németh Róbert

Szerkesztette és rajzolta :
Németh Róbert

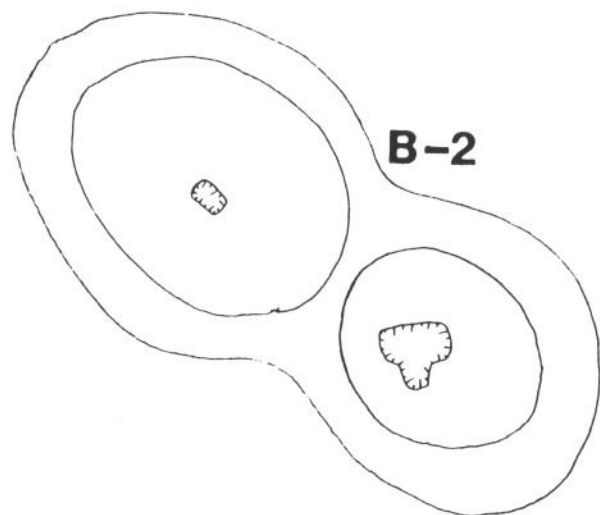
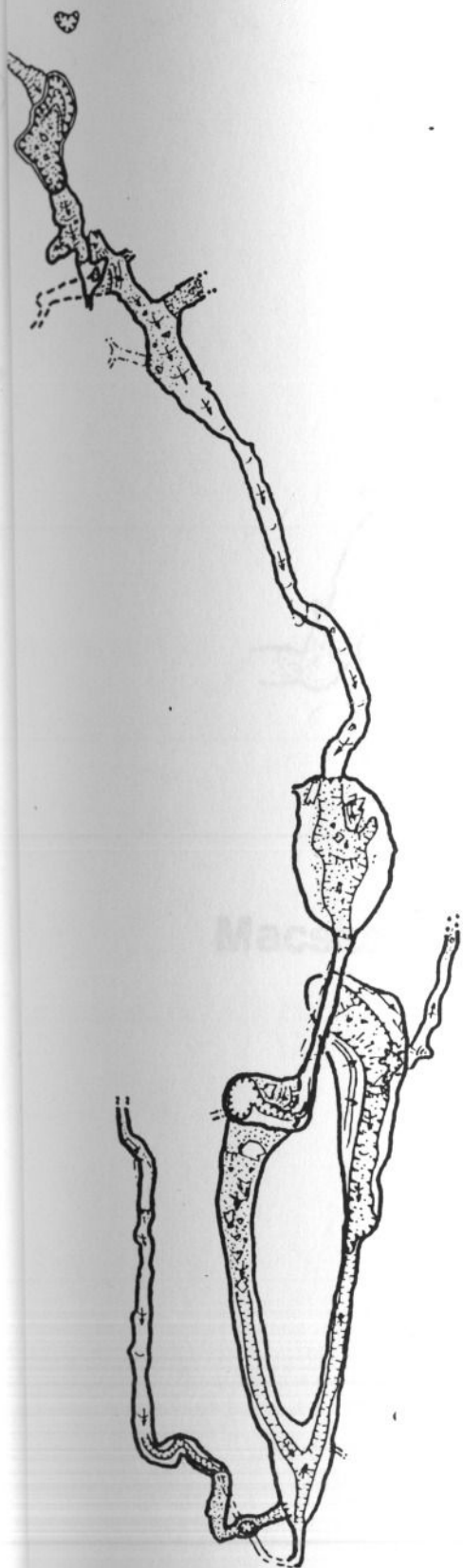
1995.

BUJÓ - LIK VÍZNYELŐBARLANG

Alaprajz

18/c. ábra

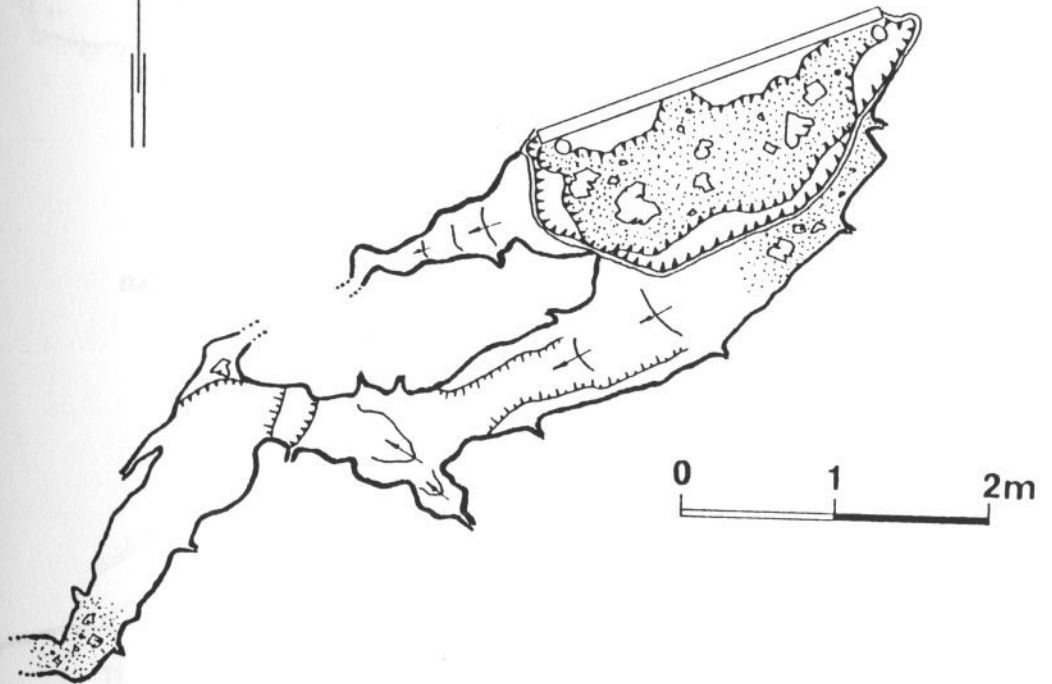
0 10m



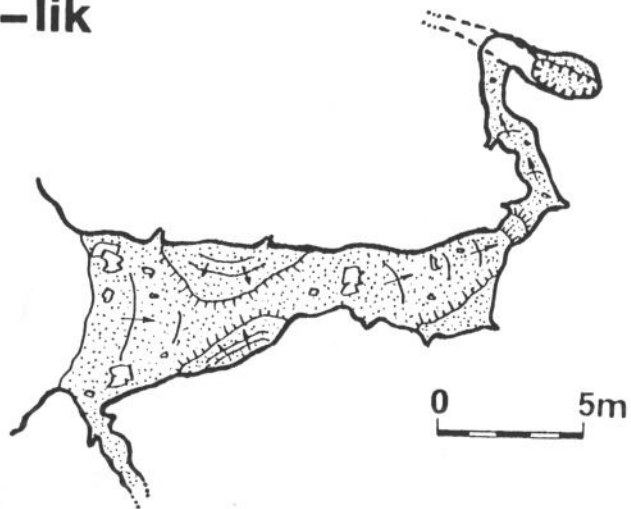
Szerk.: Németh Róbert

É

B-3 víznyelőbarlang

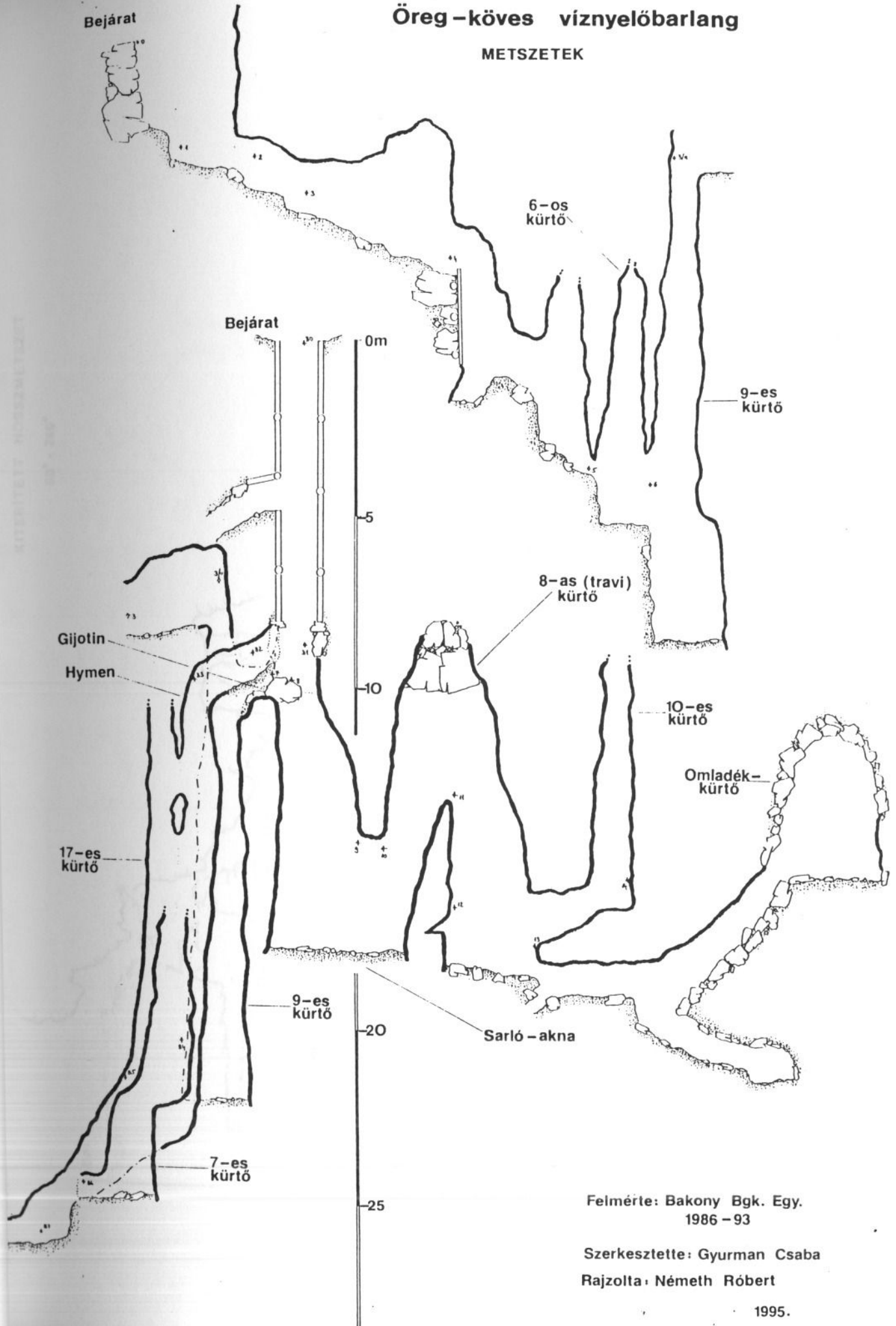


Macska-lik



Öreg-köves víznyelőbarlang

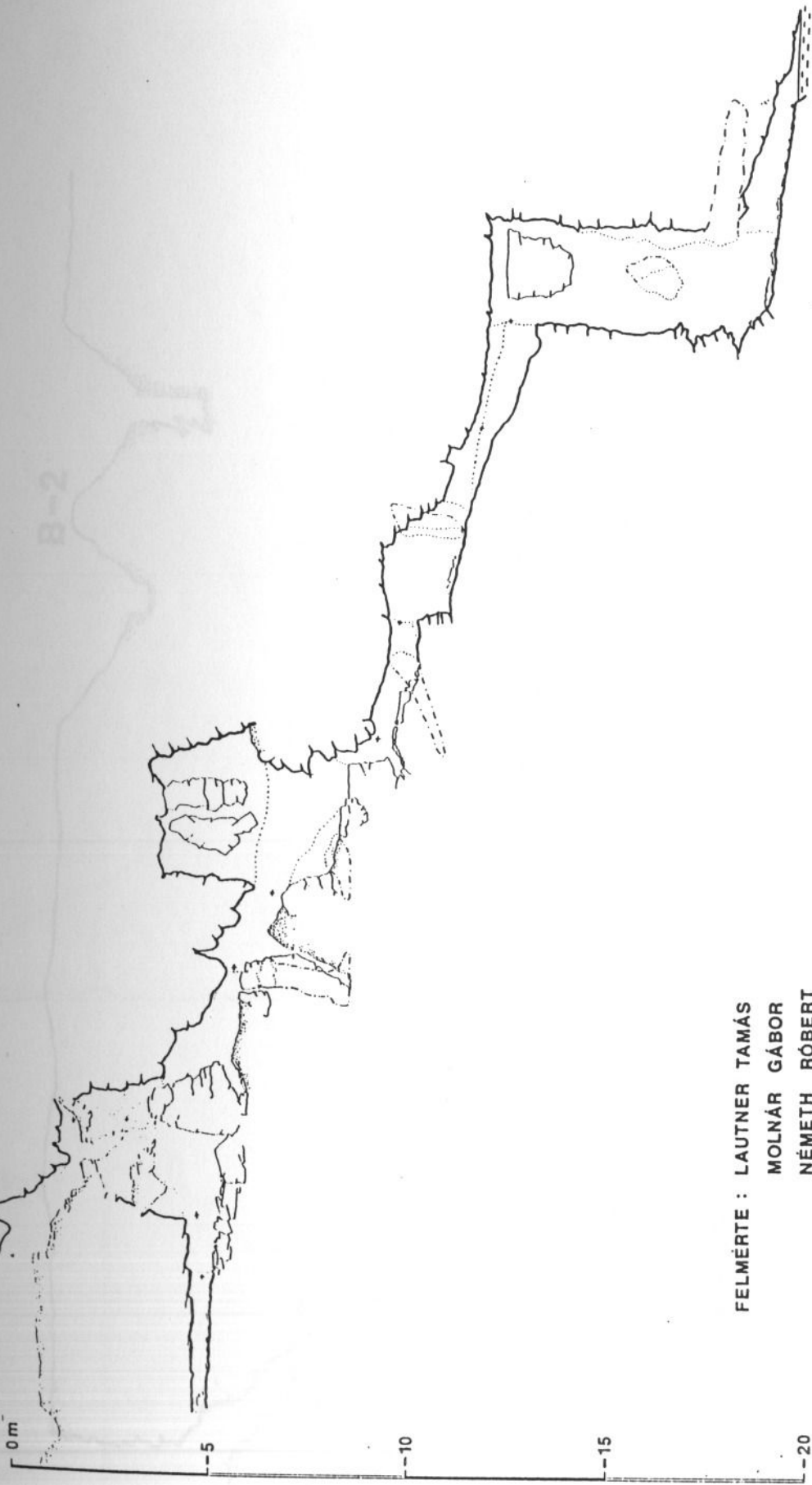
METSZETEK



Felmérte: Bakony Bgk. Egy.
1986 - 93

Szerkesztette: Gyurman Csaba
Rajzolta: Németh Róbert

1995.

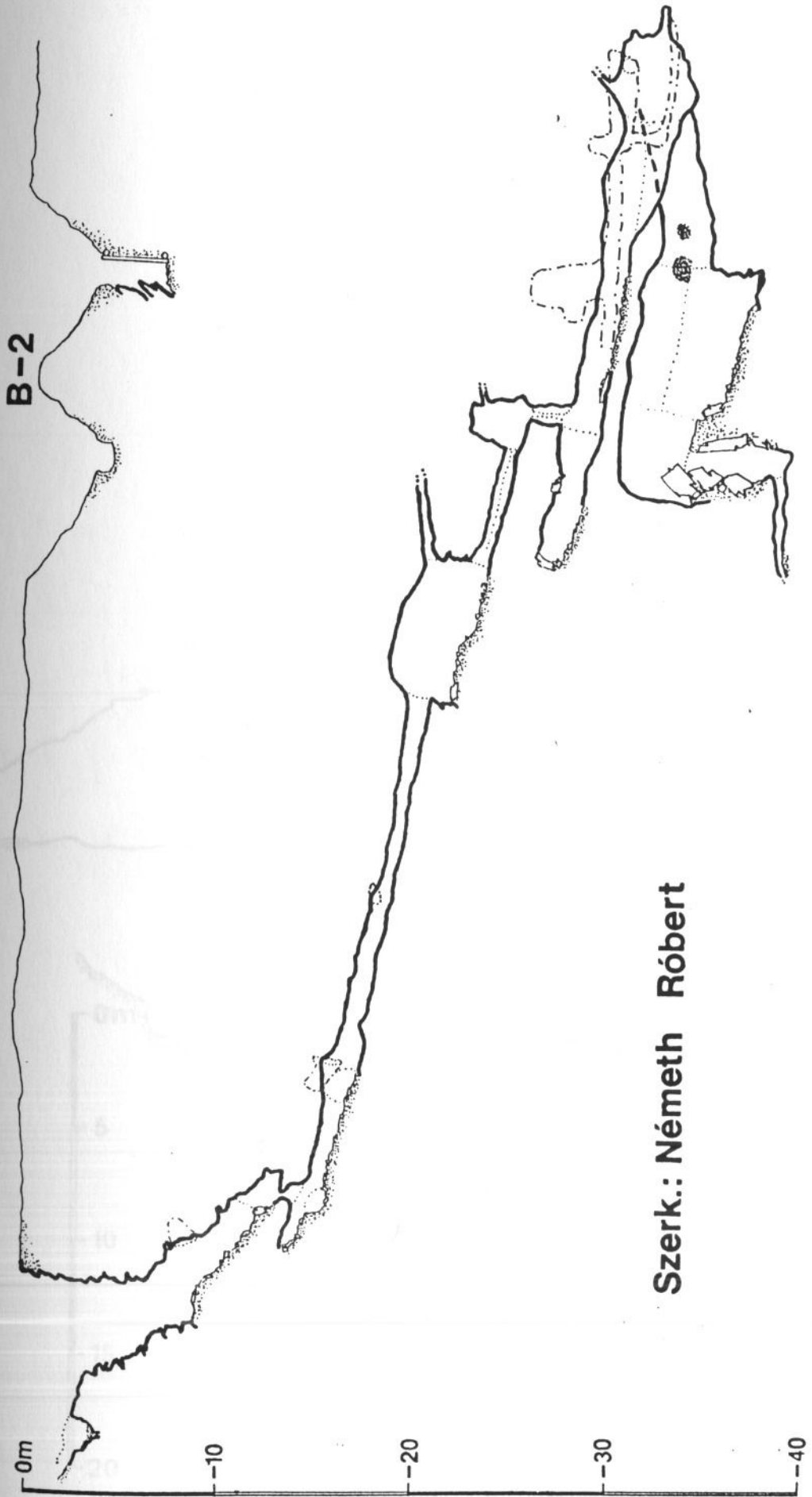


FELMÉRTE : LAUTNER TAMÁS
MOLNÁR GÁBOR
NÉMETH RÓBERT
SZERKESZTETTE ÉS RAJZOLTA :
NÉMETH RÓBERT

1995.

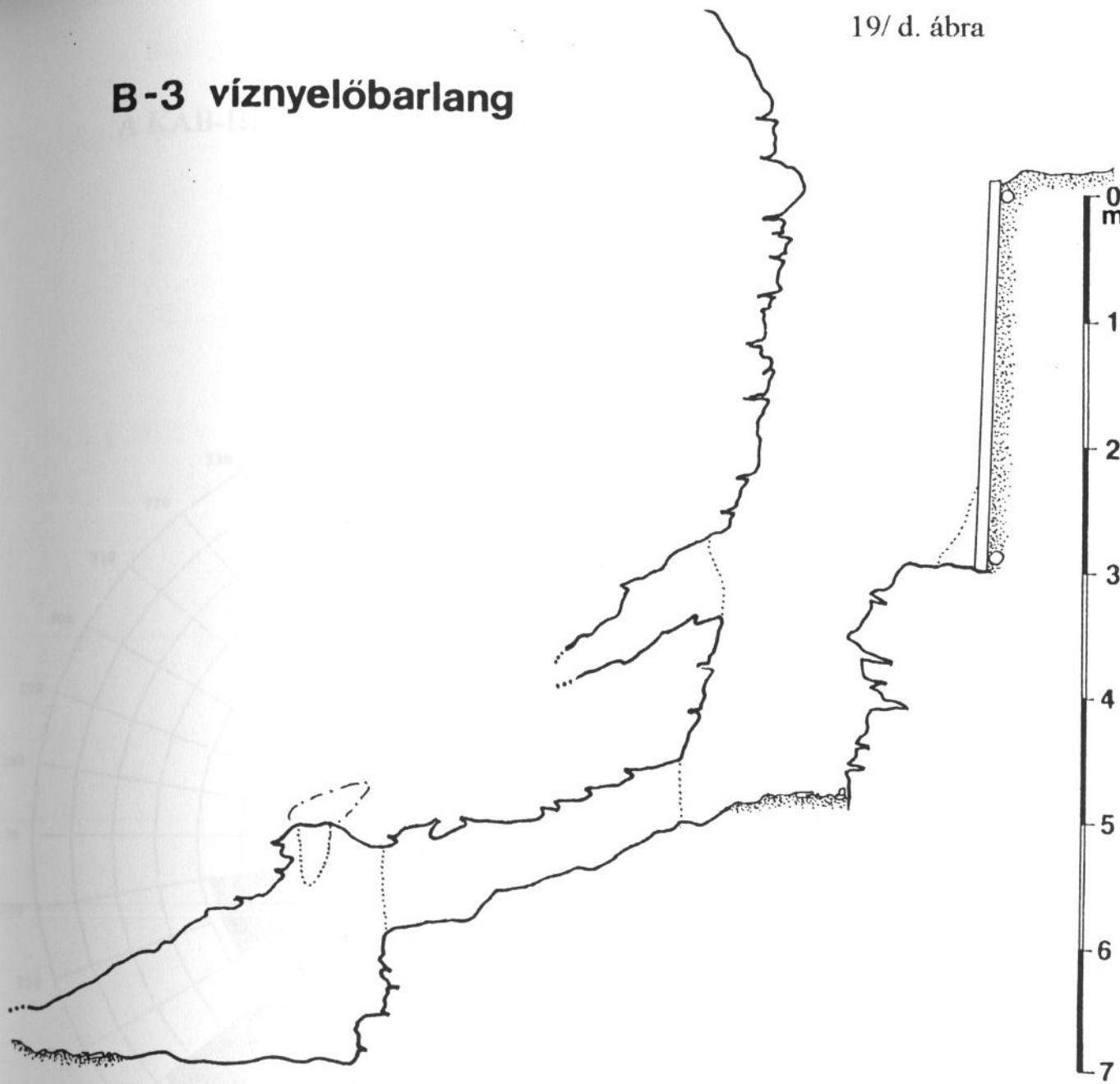
BUJO - LIK VÍZNYELŐBARLANG

Elvi hosszmeteszet

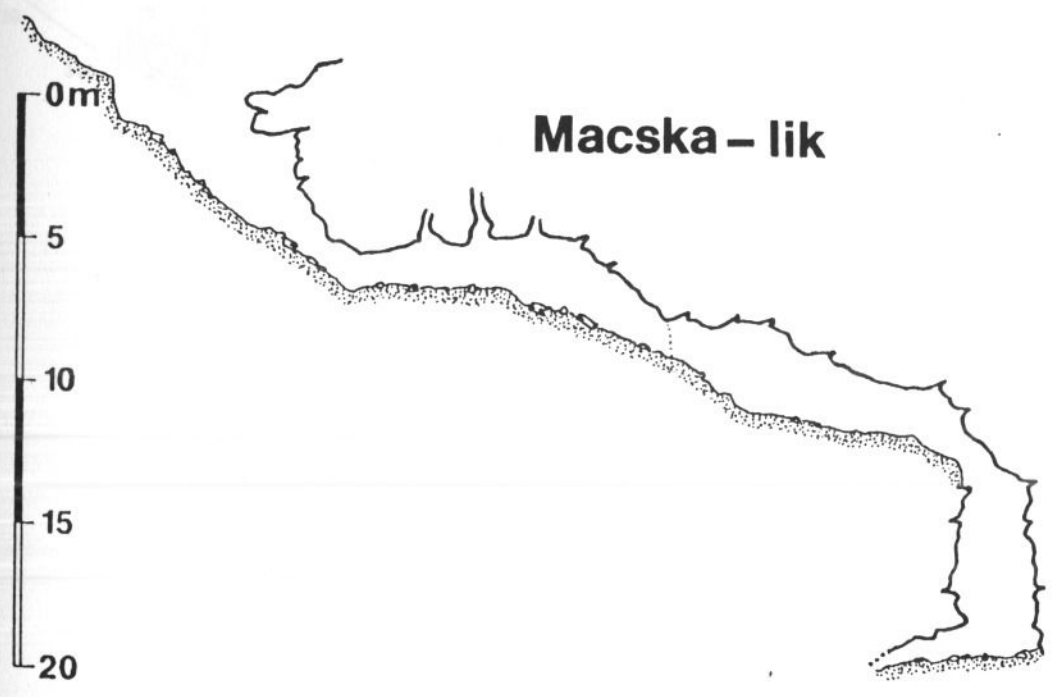


Szerk.: Németh Róbert

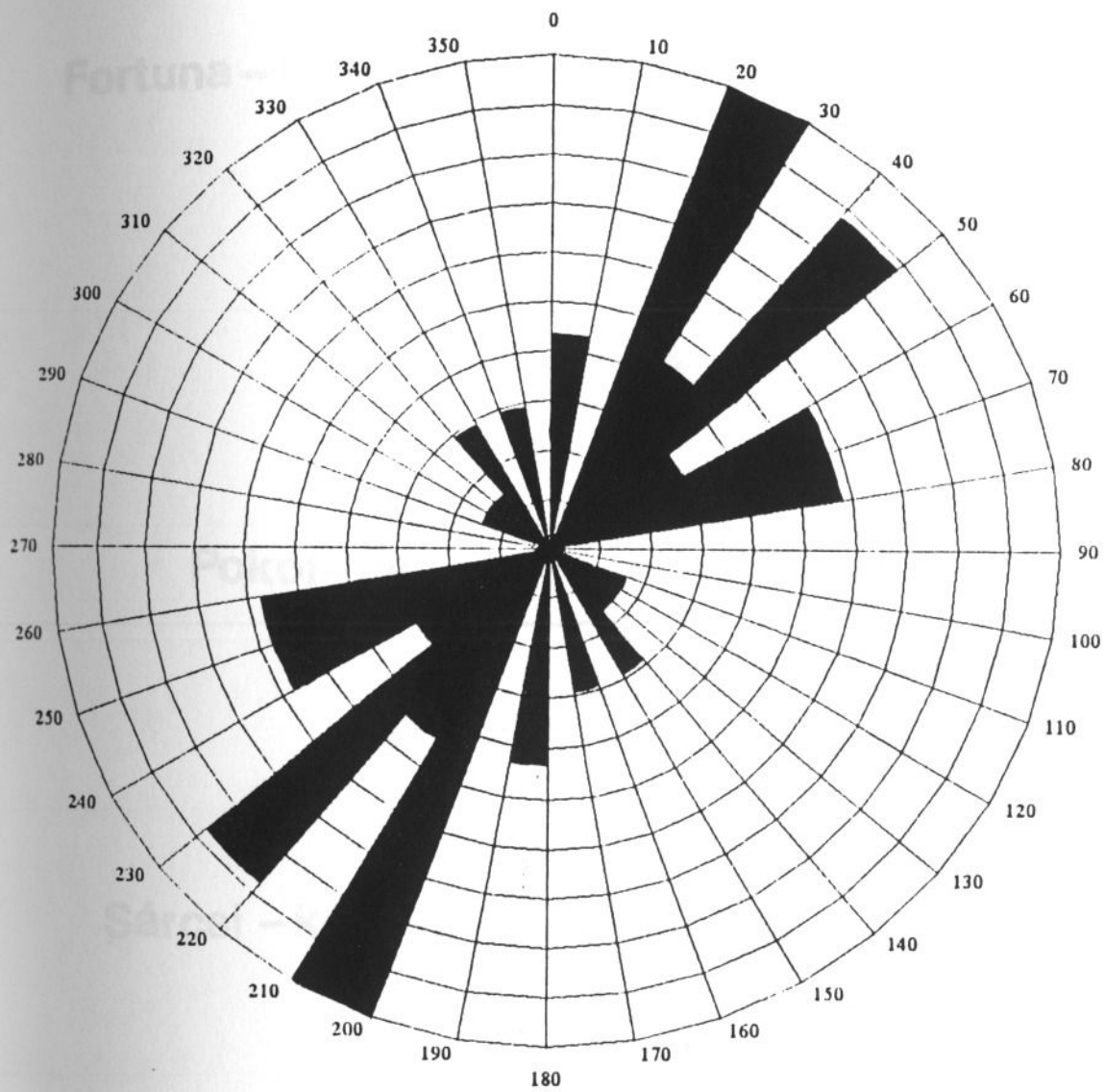
B-3 víznyelőbarlang



Macska - lik

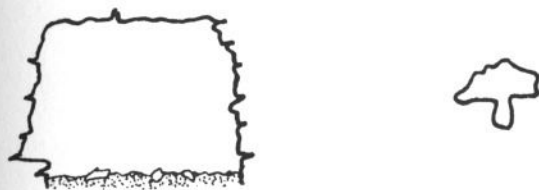


A KAB-HEGY KARBONÁTOS KÖZETEINEK CSAPÁSIRÁNY- DIAGRAMMJA

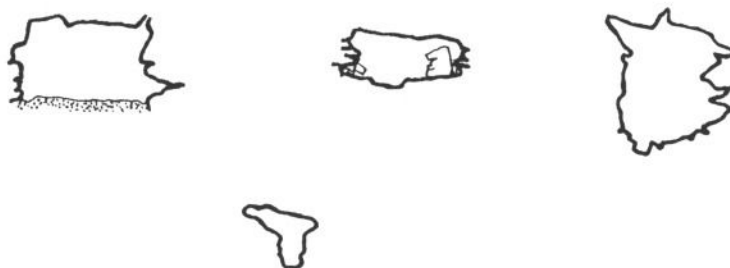


RÉTEGLAP-MENTI OLDÁSFORMÁKAT MUTATÓ SZELVÉNYEK
A KAB-HEGY BARLANGJAIBAN

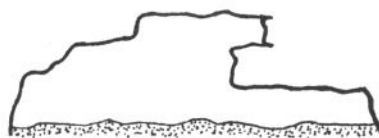
Bujó – lik



Fortuna – bg.



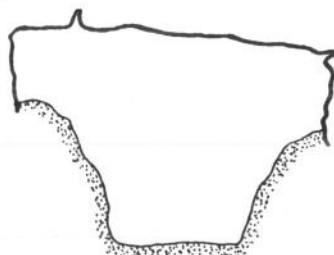
Pokol – lik



Sárcsi – kúti – árok 2. sz. üreg

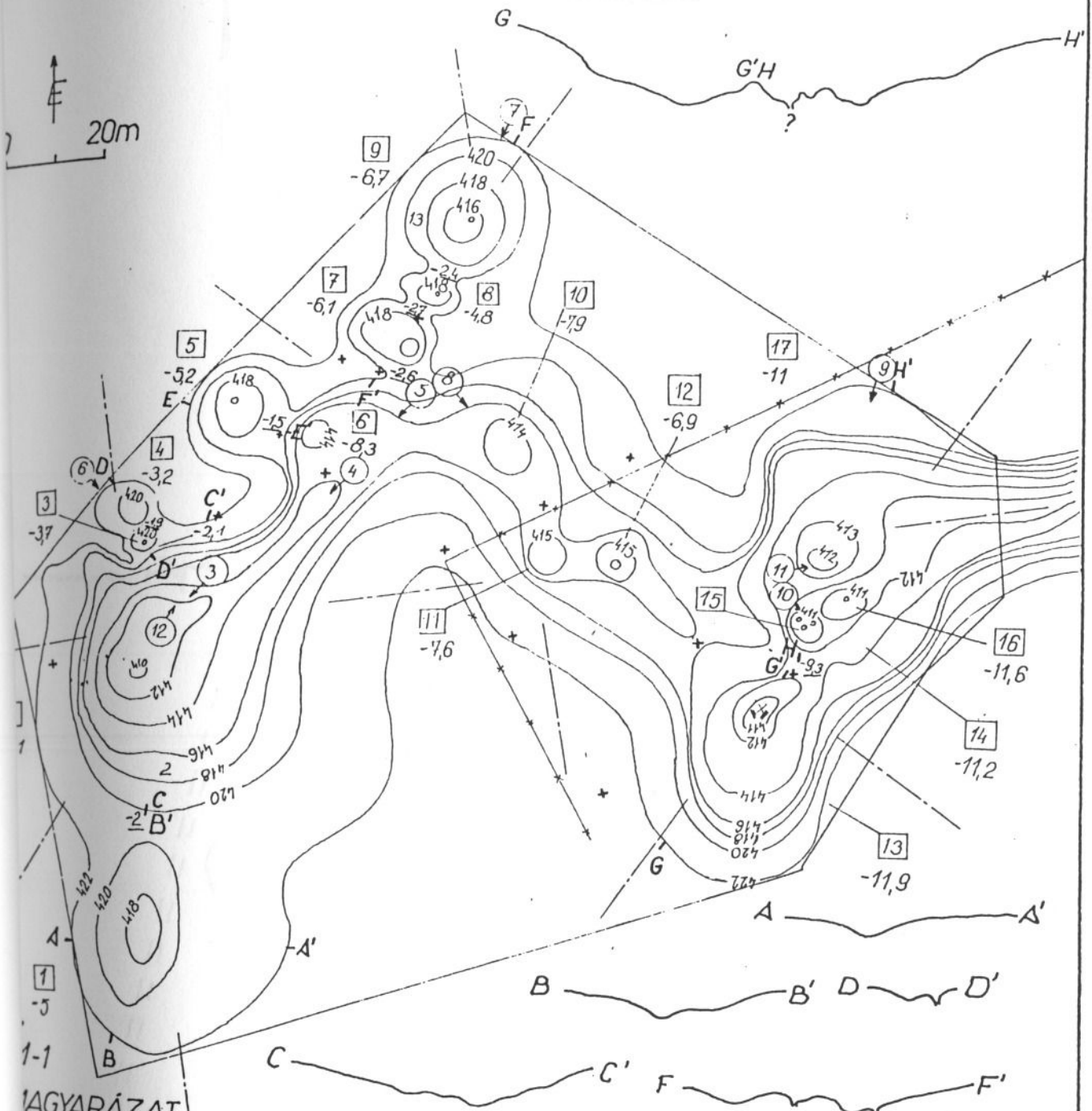


Macska – lik



AZ M-2. JELŰ BEROSKADÁSRENDSZER SZINTVONALAS
TÉRKÉPE (KAB - HEGY)

22. ábra



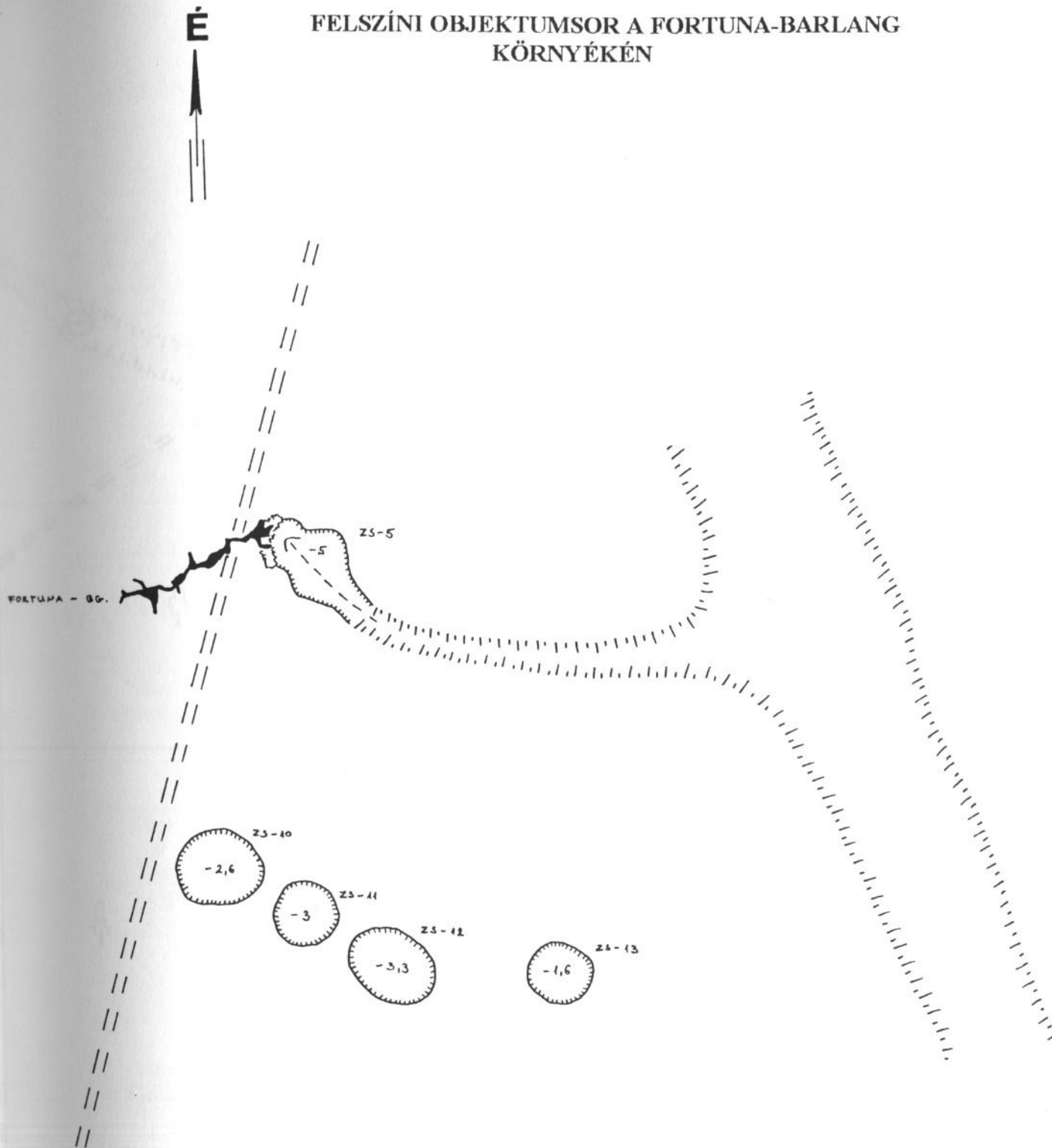
LAGYARÁZAT:

- szintvonal
- beroskadás max. mélysége (422m-es szinttől)
- karsztos küszöb mélysége
- beroskadás jele
- bemérő pontok
- fotózási hely
- feltételezett törésirány
- a relatív karsztosodás vizsgálatánál
- figyelembe vett összterület határa (T)
- kerítés

KÉSZÍTETTE:

Cholnoky J. bgk. cs. 1981.

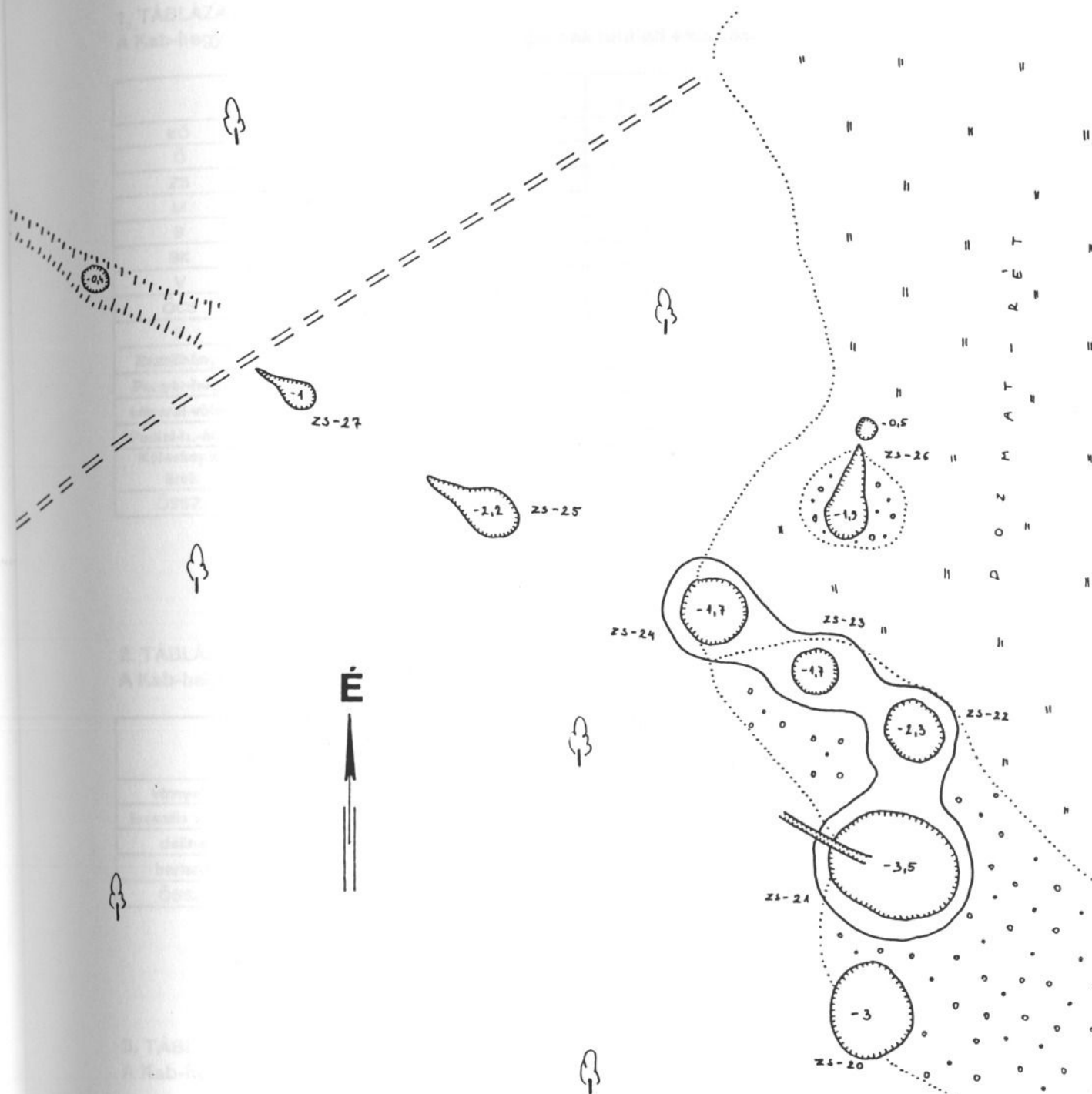
FELSZÍNI OBJEKTUMSOR A FORTUNA-BARLANG
KÖRNYÉKÉN



0 20m

- | | |
|--|-----------------|
|  | víznyelő |
|  | barlang |
|  | árok |
|  | töltés |

FELSZÍNI OBJEKTUMSOR A DOZMAT- RÉTEN



1. TÁBLA
A KÖRNYEL
2. TÁBLA
A KÖRNYEL
3. TÁBLA
A KÖRNYEL

	víznyelő
	árok
	erdő
	rét
	cserjés



1. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy karsztobjektumainak és barlangjainak területi eloszlása

	víznyelő	fosszilis víznyelő	dolina	barlang	ÖSSZ.
KÖ	10			1	11
Ö	7	1			8
ZS	11	16		1	28
M	22	8		4	34
B	11	2		2	15
BK	13	7		3	23
V	3				3
ÖCS			4		4
P	1		12	2	15
Bazaltbánya				2	2
Fenyér-hegy				1	1
Minaret-völgy				2	2
Padlat-h.-árok				8	8
Köleskepe- árok				2	2
ÖSSZ.	78	34	16	28	156

2. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy karsztobjektumainak és barlangjainak domborzati helyzete

	lefolyással rend. fennsík területen	völgy- oldalban	völgytalpon	lefolyástalan fennsík területen	bánya- területen	ÖSSZ.
víznyelő	56	3	14	5		78 (50)
fosszilis vízny.	23	6		5		34 (21,8)
dolina	14			2		16 (10,3)
barlang	14	8	4		2	28 (17,9)
ÖSSZ.	107 (68,6)	17 (10,9)	18 (11,5)	12 (7,7)	2 (1,3)	156 (100)

3. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy karsztobjektumainak és barlangjainak földtani helyzete

	mész- kibúvás	bazalt- perem	bazalt- felszín	ÖSSZ.
víznyelő	25	38	15	78
fosszilis vízny.	7	27		34
dolina			16	16
barlang	7	17	4	28
ÖSSZ.	39 (25)	82 (52,6)	35 (22,4)	156 (100)

MEGJEGYZÉS: a táblázatok zárójeles adatai a %-os eloszlás arányát jelentik

4. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy karsztobjektumainak és barlangjainak bezáró kőzet szerinti eloszlása

	fődolomit	kősszeri rétegek	dachsteini mészkő	alsó líasz mészkő	köz. kréta requimias mészkő	eocén mészkő	pliocén bazalt	ÖSSZ.
vívnyelő	2	8	9	3		43	13	78
fosszilis vízny.	2	7	6	8	1	10		34
dolina							16	16
barlang	2	2	3	1		16	4	28
ÖSSZ.	6 (3.9)	17 (10.9)	18 (11.5)	12 (7.7)	1 (0.6)	69 (44.2)	33 (21.2)	156 (100)

5. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy felszíni karsztformáinak domborzati helyzete

	lefolyással r. fennsíki területen	völgyszorlatban	völgytalpon	lefolyástalan fennsíki területen	ÖSSZ.
KÖ	10				10 (7.8)
Ö	7		1		8 (6.3)
ZS	18	1		8	27 (21.1)
M	22	4	4		30 (23.4)
B	4	2	7		13 (10.2)
BK	17	1		2	20 (15.6)
V		1	2		3 (2.3)
ÖCS	3			1	4 (3.1)
P	12			1	13 (10.2)
ÖSSZ.	93 (72.7)	9 (7)	14 (10.9)	12 (9.4)	128 (100)

6. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy felszíni karsztformáinak földtani helyzete

	mészkő-kibúvás	bazalt-perem	bazalt-felület	ÖSSZ.
KÖ	8		2	10
Ö	2	6		8
ZS		27		27
M	14	8	8	30
B		13		13
BK	8	9	3	20
V		2	1	3
ÖCS			4	4
P			13	13
ÖSSZ.	32 (25)	65 (50.8)	31 (24.2)	128 (100)

7. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy felszíni karsztformáinak bezáró kőzet szerinti eloszlása

	lödolomit	kőszeni rétegek	dachsteini mészkő	alsó liász mészkő	köz. kréta requiniás mészkő	eocén mészkő	pliocén bazalt	ÖSSZ.
KÖ						8	2	10
Ö					1	7		8
ZS	2	12	2	11				27
M			7			15	8	30
B						13		13
BK		3	6			8	3	20
V	2						1	3
ÖCS							4	4
P							13	13
ÖSSZ.	4 (3,1)	15 (11,7)	15 (11,7)	11 (8,6)	1 (0,8)	51 (39,9)	31 (24,2)	128 (100)

8. TÁBLÁZAT

A karsztobjektumok típusának és alakjának viszonya

	árok-talpon elh.	árkos, tölcsér alakú	árkos, mély tál alakú	árkos, lapos tál alakú	árok nélk. tölcsér alakú	árok n. mély tál alakú	árok n. lapos tál alakú	ÖSSZ.
víznyelő	16	31	6	3	12	10		78
fosszilis víznyelő				4		8	22	34
dolina						2	14	16
ÖSSZ.	16	31	6	7	12	20	36	128

9. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy barlangtípusainak területi eloszlása

	víznyelő-barlang	forrás-barlang	felszakadásos bg.	szikla-eresz jellegű	eredeti morf. veszített	ÖSSZ.
KÖ	1					1
Ö						
ZS	1					1
M	4					4
B	2					2
BK	3					3
V						
ÖCS						
P			2			2
Bazalt-bánya					2	2
Fenyér-h.			1			1
Minaret-völgy		2				2
Padlak-h.-árok		4		4		8
Köleskepe-árok					2	2
ÖSSZ.	11 (39,3)	6 (21,4)	3 (10,7)	4 (14,3)	4 (14,3)	28 (100)

10. TÁBLÁZAT
A Kab-hegy barlangtípusainak domborzati helyzete

	fennsík	völgyoldal- ban	völgytalpon	bánya- területen	ÖSSZ.
víznyelő- barlang	11				11
forrás- barlang		6			6
felszakadá- sos bg.	3				3
sziklaeresz jell. bg.			4		4
eredeti morf. vesztett bg.		2		2	4
ÖSSZ.	14 (50)	8 (28,6)	4 (14,3)	2 (7,1)	28 (100)

11. TÁBLÁZAT
A Kab-hegy barlangtípusainak földtani helyzete

	mész- kibúváson	bazalt- peremen	bazalt- felszínen	ÖSSZ.
víznyelő- barlang	7	4		11
forrás- barlang		6		6
felszakadá- sos bg.		1	2	3
sziklaeresz jell. bg.		4		4
eredeti morf. vesztett bg.		2	2	4
ÖSSZ.	7 (25)	17 (60,7)	4 (14,3)	28 (100)

12. TÁBLÁZAT
A Kab-hegy barlangtípusainak bezáró kőzet szerinti eloszlása

	földolomít	kősszeni rétegek	dachsteini mész- kő	alsó liász mész- kő	köz. kréta requiniás mész- kő	eocén mész- kő	pliocén bazalt	ÖSSZ.
víznyelő- barlang		1	3	1		6		11
forrás- barlang	2					4		6
felszakadá- sos bg.		1					2	3
sziklaeresz jell. bg.						4		4
eredeti morf. vesztett bg.						2	2	4
ÖSSZ.	2 (7,1)	2 (7,1)	3 (10,7)	1 (3,6)		16 (57,2)	4 (14,3)	28 (100)

13. TÁBLÁZAT
A KAB-HEGY VÍZGYŰJTŐ TERÜLETEI

Terület szerinti eloszlás

	vízgy. terület nagysága	az össz. vízgy. ter. %-a	víznyelők száma	a Kab-hegy területének %-a
KÖ	0,6486	4,85	8	0,87
Ö	0,3382	2,53	5	0,45
ZS	5,6294	39,01	9	7,5
M	2,5059	18,73	8	3,35
B	2,4403	18,24	5	3,25
BK	1,1587	8,66	10	1,54
V	1,0683	7,98	2	1,42
ÖSSZ.	13,7894	100	47	18,38

Bezáró kőzet szerinti eloszlás

	vízgy. terület nagysága	az összes vízgy. ter. %-a	víznyelők száma	a Kab-hegy területének %-a
fődolomit	1,7192	12,8	4	2,29
kősszeni rétegek	1,796	10,35	7	2,39
dachsteini mészkö	4,2	31,4	10	5,6
alsó liász mészkö	1,3313	9,95	1	1,78
eocén mészkö	4,7429	35,5	25	6,32
ÖSSZ.	13,7894	100	47	18,38

14. TÁBLÁZAT

A Kab-hegy közeldőlés irányainak kor szerinti %-os eloszlása, és az átlagos dőlésszögek

	É	ÉK	K	DK	D	DNY	NY	ÉNY	átlagos dőlésszög
ősdolomit				10				90	16,8°
kősszeni rétegek				30				70	14°
dachsteini mészkő								100	11,6°
jura mészkövek				25		10		65	40°
kréta mészkövek				15		70		15	13,7°
eocén mészkövek		5		20		55		20	9°

15. TÁBLÁZAT

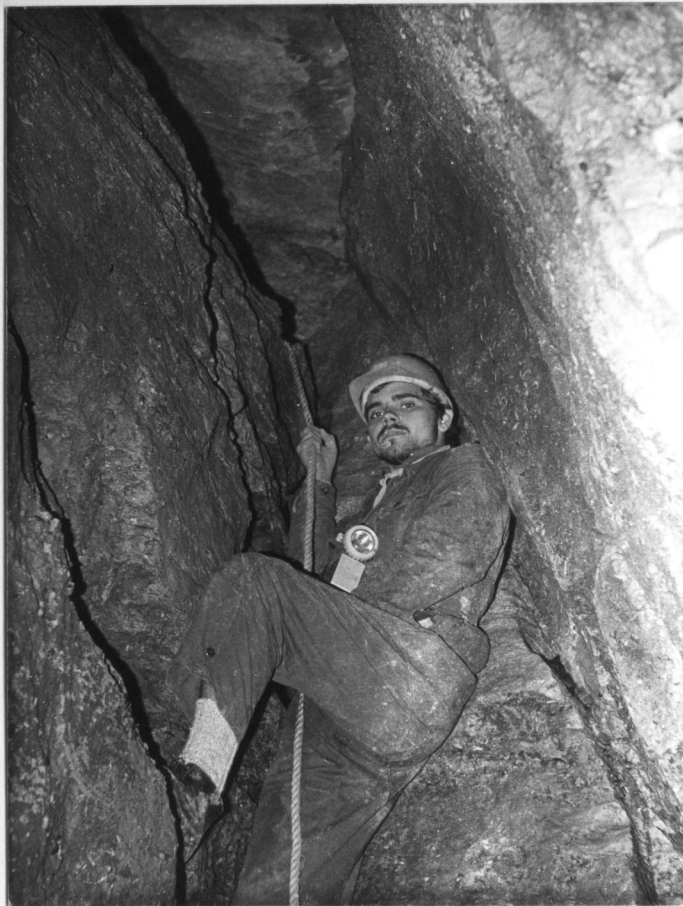
A Kab-hegy felszíni karsztformáinak irányítottsága

irány	darab	%-os arány
É-D		
ÉÉK-DDNY	11	26,8
ÉK-DNY	6	14,6
ÉKK-DNYNY	2	4,9
K-NY		
DKK-ÉNYNY	4	9,8
DK-ÉNY	11	26,8
DDK-ÉÉNY	7	17,1
ÖSSZ.	41	100

16. TÁBLÁZAT

egyes felszíni karsztformák irányítottsága, és a belőlük induló barlangok tektonikai iránya

	víznyelő irányítottsága	barlang tekt. irányai	földtani helyzet
B-1 Bujó-lik	122°-302°	45°-225° 50°-230°	bazalt-perem
M-4 Öreg-köves	168°-348°	23°-203° 154°-334°	mészkő-kibúvás
KÖ-1 Macska-lik	114°-294°	100°-280° 114°-294°	mészkő-kibúvás
M-2	35°-215° 80°-260° 125°-305° 170°-350°	160°-340°	mészkő-kibúvás
M-1	42°-222° 87°-267° 132°-312° 177°-357°	42°-222° 142°-322°	mészkő-kibúvás
ZS-5 Fortuna-bg.	130°-310°	52°-232° 160°-340°	bazalt-perem
B-3	139°-319° 163°-343°	45°-125° 65°-245°	bazalt-perem



1. kép

A Bujó-lik tektonikus jellegű Nagyaknája

2. kép

Részlet az Öreg-köves víznyelőbarlangból (9-es kürtő)





3. kép

Eróziós folyosó részlete a Bujó-likból

4. kép

A Padlat-hídi-árki sziklaüreg a Kab-hegy legfejlettebb forrásbarlangja





5. kép

A P-3-as bazaltdolinából nyíló barlang bejárata



6. kép

A KÖ-1-es víznyelő, a Kab-hegy legimpozánsabb felszíni karszformája a bazalttakaró egyik mészkőkibúvásán található



7. kép

A Pokol-lik bejárata a völgybevágódási folyamat miatt a Köleskepe-árok oldalára került



8 -9. kép

A Padlat-hídi-árok alsó szakasza

A szurdokvölgy a Kab-hegy nyugati oldalának markáns törésvonalai mentén képződött





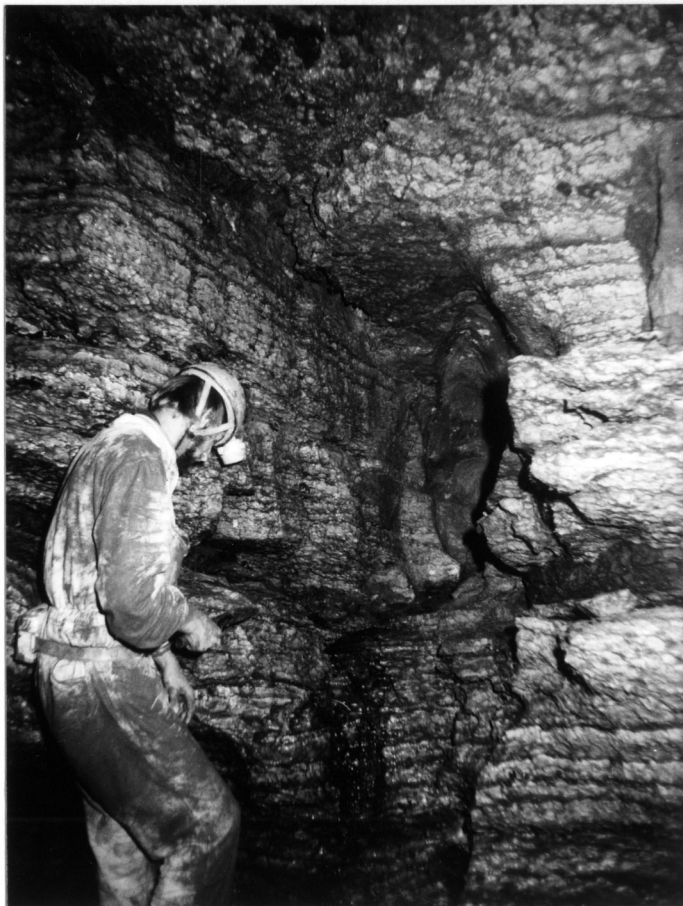
10. kép

Tektonikus eredetű beroskadás-sor az M-2-es víznyelő északi oldalán

11. kép

Az Öreg-köves víznyelőbarlang 8-as (travi)-kürtője



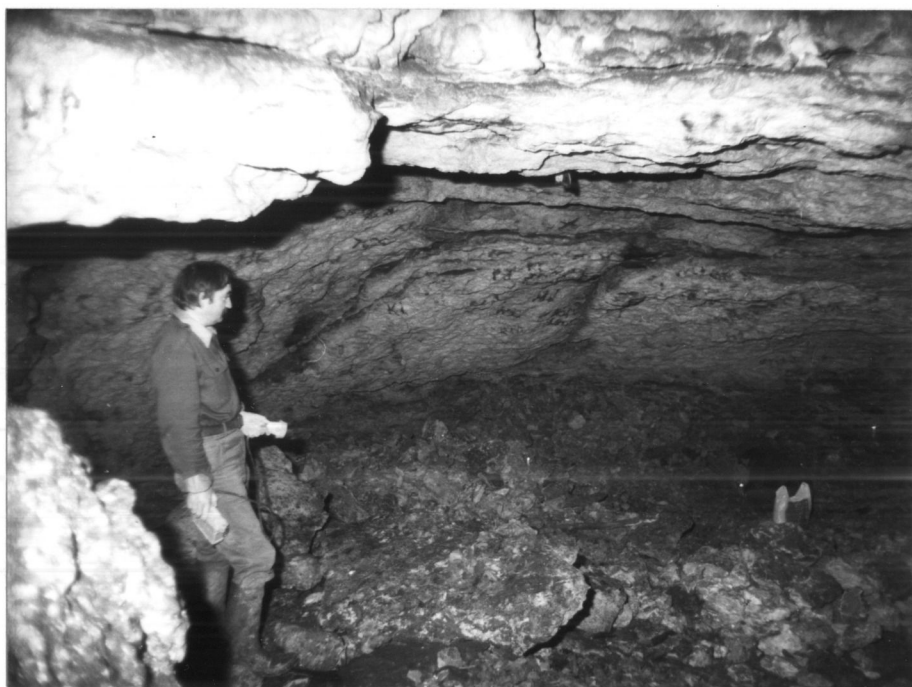


12. kép

Réteglap-menti oldások nyomai a Fortuna-barlang alsó termében

13. kép

Réteglap-menti elválások nyomai a Pokol-lik főtéjén





14. kép

A Csárda-hegy őskarsztos dolinájának részlete

15. kép

A P-1-es dolina





16. kép

A Büdös-tó a Kab-hegy déli oldalán található lefolyástalan ikermélyedésben képződött

17. kép

Az ÖCS-1-es dolina, a Büdös-tó ikermélyedésének másik tagja
(a: nyelőpontra utaló beszakadások)





18. kép

Az ÖCS-1-es dolina egyik beszakadása

19. kép

A P-3-as bazaltdolina





20. kép

A P-6-os víznyelő (a: árok, b: bazaltszálkő)

21. kép

Az M-6-os víznyelő a Ménesakol-árok felső szakaszán, az ároktalpon helyezkedik el





22. kép

A KÖ-6-os víznyelő

23. kép

A KÖ-7-es víznyelő





24. kép

Az M-20-as víznyelő

25. kép

Az M-19-es víznyelő



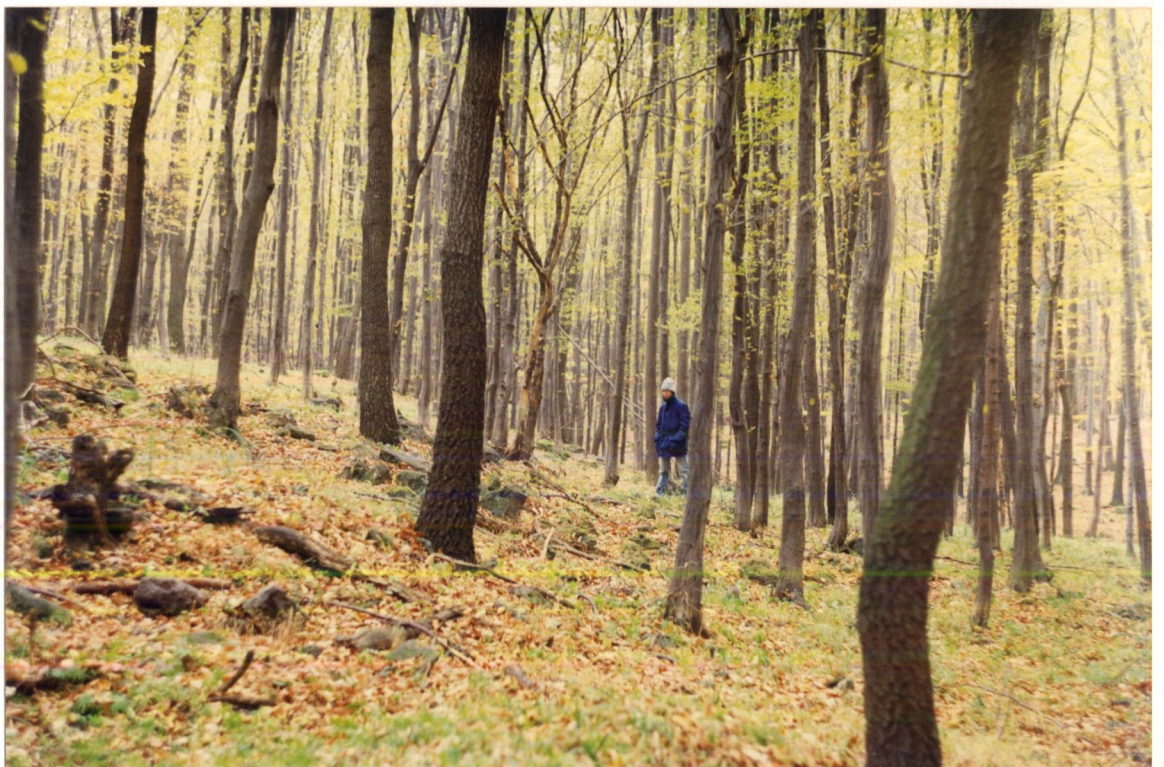


26. kép

Beszakadás-nyomok az M-18-as objektum alsó harmadán

27. kép

A bazaltfolyás pereme az M-4-es víznyelő mellett





28. kép

A ZS-21-es víznyelő az akkumuláció miatt dolina formájúvá alakult át.
A befolyt vizek a mélyponton visszaduzzadva időszakos tavat alkotnak, melynek nyoma száraz
időszakban is látható

29. kép

A ZS-24-es fosszilis víznyelő





30. kép

A Padlat-hídi-árki sziklaüreg a völgy alsó szakaszának sziklafalából nyílik

12. FELHASZNÁLT IRODALOM

- Balázs D. (1991): Zárt karsztos mélyedések globális rendszerezése - Karszt és barlang 1991. p. 35-44.
- Csima K.-Mészáros J.(1979): Magyarázó a Bakony-hegység 20000-es földtani térképsorozatához (ÚRKÚT) - MÁFI 1979.
- Dénes Gy. (1971): A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében - Karszt és barlang 1971. I. kötet p. 5-8
- Eszterhás I. (1986): A Pulai-bazaltbarlang és környéke - Karszt és barlang 1986. p. 23-32.
- Eszterhás I. (1987): Összefüggés a bazaltmezák pszeudokarszt jelenségei és az alapkőzet lepusztulási formái között -Bakonyi Természettud. Múzeum közleményei 1987. p. 67-71.
- Eszterhás I. (1994): A pulai gejzirkúpok - Lychnis (MKBT Vulkan-szpeleológiai koll. kiadványa) 1994. p. 25-27.
- Földvári A. (1933): A Dunántúli-középhegység eocénelőtti karsztja - Földt. Közl. 1933. p. 49-56.
- Győrffy D. (1957): Geomorfológiai tanulmányok a Káli-medencében - Földr. Ért. 1957. VI. évf. p. 265-299.
- Gyurman Cs. (1979): Hidrológiai megfigyelések a Kab-hegyen - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1979. p. 52-53.
- Gyurman Cs. (1980-a): Kiegészítés a Kab-hegy földtani leírásához - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1980. p. 68.
- Gyurman Cs. (1980-b): Karsztmorfológiai megfigyelések a Ménesakol-árok vízgyűjtő területén - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1980. p. 75-76.

- Gyurman Cs. (1980-c): Karsztmorfológiai megfigyelések a Nyír-tó és a Bujó-lik környékén - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1980. p. 76-77.
- Gyurman Cs. (1981-a): Zsófiapuszta környékének karsztmorfológiai leírása -Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1981. p. 59-60
- Gyurman Cs. (1981-c): Az Ördög-árok környékének karsztmorfológiai leírása - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1981. Csop. p. 60.
- Gyurman Cs. (1982): Elszivárgási helyek vizsgálata - Cholnoki J. Bgk. éves jel. 1982. p. 77-78.
- Gyurman Cs. (1987-a): Összefoglalás a Kab-hegy víznyelőinek kutatásáról - Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1987. p. 30-56.
- Gyurman Cs. (1987-b): Az Ajka-Úrkút-Szentgál közötti karsztterület kutatása - Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1987. p.59-60.
- Gyurman Cs. (1987-c): A feltárt barlangok morfológiai és tektonikai vizsgálata-Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1987. p. 27-29.
- Gyurman Cs. (1988): Az Ajka-Úrkút-Szentgál közötti terület karsztmorfológiai leírása - Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1988. p. 12-20.
- Gyurman Cs. (1989-a): A bazaltperem vizsgálata a Kab-hegy keleti és déli oldalán -Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1989. p. 21-23
- Gyurman Cs. (1989-b): Adatok a Kab-hegy mezozoikus karsztosodásának kérdéséhez -Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1989. p. 23-26.

- Gyurman Cs. (1990-a): A bazaltfelszínen levő töbrök vizsgálata -
Bakony Bgk.Egy. éves jel. 1990. p. 23-25.
- Gyurman Cs. (1990-b): Vizelemzések adatainak feldolgozása -
Bakony Bgk.Egy. éves jel. 1990. p. 41-44.
- Gyurman Cs. (1992): Barlangkataszterezés - A 4430-as kataszteri
terület -Bakony Bgk. Egy. éves jel. 1992. p. 28-57.
- Jakucs L. (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai
Karszt és barlang 1977. II. kötet p. 1-16.
- Jugovics L. (1954): A Déli-Bakony és a Balaton-felvidék bazaltterületei
- MÁFI 1954. éves jel. az 1953. évről p. 65-88.
- Juhász A. (1976): A földtani viszonyok és karsztosodás összefüggése
a Bükk-hegységben - Karszt és barlang 1976.
p. 1-8.
- Klinger L. (1987): Hidrológiai vizsgálatok - Bakony Bgk. Egy.
éves jel. 1987. p. 70-72.
- Klinger L. (1990): Felső triász - középső eocén feltételezett réteghatár
az Öreg-köves (M-4) víznyelőben - Bakony Bgk.
Egy. éves jel. 1990. p. 26-32.
- Markó L. (1960): Beszámoló a Veszprémi Barlangkutató Csoport
1954-59. évi munkájáról - Karszt és
Barlangkutató Tájékoztató 1960. p. 323-325.
- Mészáros J. (1980): Magyarázó a Bakony-hegység 20000-es földtani
térképsorozatához (PADRAGKÚT) - MÁFI 1980.
- Németh R. (1997): Az 1996-97-ben végzett terepbejárások eredményei
- megj. alatt Alba Regia Bgk. Egy. éves jel. 1997.
- Pécsi M. (1988): A Dunántúli-Középhegység - regionális tájféldrajz
- Akad. Kiadó 1988.

- Solti G. (1981): A pulai gejzirit - MÁFI éves jel. az 1979-es évről p. 241-247.
- Vadász E. (1951): Adatok a laterites mállás kérdéséhez - Földt. Közl. 1951. 81. évf. p. 365-372.
- Veress M. (1979): Néhány megjegyzés a Kab-hegy karsztosodásához - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1979. p. 59-60.
- Veress M. (1980-a): Kiegészítő megjegyzések a Köves-árok vízgyűjtő területén előforduló víznyelők komplex térképeinek morfológiai részéhez - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1980. p. 72-74.
- Veress M. (1980-b): Megjegyzések a Kab-hegy tömegének karsztosodásához - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1980. p. 81-82.
- Veress M. (1981): Kiegészítő megjegyzések az M-1 és M-2 rendszerek komplex térképeinek morfológiai részéhez - Cholnoki J. Bgk. Csop. éves jel. 1981. p. 60-69.
- Veress M. (1982): Adatok a Hárskúti-fennsík karsztmorfogenetikájához - Karszt és barlang 1982. II. p. 71-82.
- Vitális I. (1934): Adatok a Kab-hegy bazaltlávaömlésének megisméltlődéséhez - MTTK. 1934. 50. évf. p. 520- 527.
- Vörös I. (1966): A Kab-hegyi terület vulkanológiai és hegységszerkezeti viszonyai - Földt. Közl. 1966. 92.évf. p. 292-300.