

A BÜKKHEGYSÉG GEOMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATA

Disszertáció

Készítette: KÁRPÁTI SÁNDOR
középiskolai tanár

S z e g e d,
1 9 6 6.



Diss. B 252



Tartalom

I.

A Bükkhegység természeti viszonyai

- A./ Helyzete, fekvése, kiterjedése, határai
- B./ A Bükkhegység tájegységei

II.

A Bükkhegység kialakulása és felszíni formái

- A./ A területtel foglalkozó szakirodalom áttekintése
- B./ A Bükkhegység kialakulása
- C./ A Bükk szerkezete, felépítése
- D./ A hegységet kialakító tényezők:
 - 1./ Gyűrődések, törések
 - 2./ Tönkösödés
 - 3./ Erózió és növényzet
 - 4./ Karsztosodás, karsztos denudáció;
karsztformák

III.

A Bükkhegység hidrográfiai vizsgálata

- A./ A Bükkhegység éghajlata. Az éghajlat szerepe a mai felszín kialakításában
- B./ A Bükkhegység mai völgy és vízhálózata
- C./ A Bükk forrásai
- D./ A felhasznált szakirodalom

A BÜKKHEGYSÉG TERMÉSZETI VISZONYAI

A./ Helyzete, fekvése, kiterjedése, határai

A Bükkhegység az Északmagyarországi Középhegység legnagyobb magasságu merész és változatos formákkal rendelkező, jelentős mészkőtetők felszínét magába foglaló része.

Tágabb értelemben hozzá számítjuk az Upponyi hegységet, a Sajó félkörös, teraszos völgyéből kiemelkedő lankákat, amelyek D-felé a Bükkaljába, illetőleg az Alföld síkjába mennek át.

ÉK-i szomszédja a Zempléni, DNY-i pedig a Mátra-hegység. A Bükkhegység fokozatosan emelkedik ki D-en az Alföld területéből, É-n és K-en pedig a Sajó széles völgyének széléről.

Lépcsőzetesen alacsonyodó elődombjai ÉNY-en fokozatosan olvadnak bele a Borsod - Gömöri dombvidék 350 m átlagmagasságú felszínébe. A Bükk ÉNY-i határát a Hangony-patak tektonikus völgyében a Bánréve - Ózd - Borsodnádasi vonal jelöli. Ez a határ a felszín alatt húzódó ún. "Darnói vonal" hatalmas törésvonal hálózatában fut.

A Bükk NY-i határa a Mátra felé a Tarna-völgy, illetőleg a Laskó-patak völgye. Területe az említett keretek között közel 2000 km². Sajó-völgyi peremét - ahol csak fedőhegységi üledékek vannak jelen a felszínen - Sajó-medence néven lehet elkülöníteni. Ebben a vonulatban idegen tagként szerepel a kis Upponyi-hegység bonyolult szerkezetű alaphegységi szigete.

A Bükkhegység területén a földtörténet különböző koraiban lezajlott folyamatok különböző formában jelentkeztek és hoztak létre igen változatos morfológiai tájakat. Az

áttekinthetőség megkívánja, hogy rendszerezsem és fejlődési folyamataikban külön-külön tárgyaljam ezeket. Olyan "kistájákat" kell elkülöníteni, amelyekben a mészkő uralkodik, s amelyek tájképileg is meghatározó jellegűek: sajátos morfológiai képük alapján eltérnek a szomszédos területektől.

B./ A Bükkhegység tájegységei

A Bükkhegység jelenkori felszínformája koncentrikus felépítésű és a lépcsőzetességet figyelembe véve két nagyobb tájra osztható:

1./ Központi fokvölgy, alaphegységi Bükk

2./ Harmadkori előtérövezet, amely körülvonja az alaphegységet. /1. ábra/

Az alaphegységi területek egy részében az anyaggalák közé vékonyabb, vastagabb mészkőrétegek ékelődnek. A közbe-települt mészkőrétegek körül gyorsabban, lekopik, lemosódik az agyagpala, vagy a morzsalékos dolomit és így a mészkőtömbök magas, meredekfalú sziklacsucok formájában állnak ki környezetükből. Számos helyen megfigyelhető, hogyan kereszteli az eróziós völgy, az ilyen mészkővonulatot. A patakok víze lassan belefűrészeli völgyét a keresztelő mészkőrétegbe. Ilyen helyeken alakulnak ki a legszebb és legjellegzetesebb bükki völgyrészletek, meredek sziklafalakkal ékeskedő szurdokok, vízesések.

A bükki alaphegység a tengerszintfeletti magasságnak megfelelően ismét több részből áll. A hegység központi része a legmagasabb szintű fennsík: a Nagyfennsík, amely a karsztjelenségek nagyszűrűsége szempontjából az Aggteleki-karszt után következik. Természeti szépségekben bővelkedő, változatos terület.

A Központi-fennsík körülhatárolása és elválasztása a Bükkhegység többi részétől elég könnyű, mert mint a legfia-

talabb kéregmozgásokban is résztvett mag, magas asztalként különül el a hegység többi részétől. A Garadna-völgyétől D-re terül el. Hossza: 15 km, szélessége: 6 - 7 km, magassága: 600 - 950 m. Területe mintegy 100 km². NY-ról K felé lassan lejt. Minden oldalról meredek, sziklás lejtők övezik. É-i határát a kiemelkedő bükk "kövek" alkotják. Ezek közül első É-on az Örvénykő /773 m/, DNY-felé haladva a Látókő, Csikorgóbérc, Bálvány /956 m/.

NY-i határát a Kukucsó-hegy /935 m/, Istállóskő /959 m/, Küllő-hegy alkotja. A fennsík DNY-i sarokpillére az Örkő /876 m/. A D-i perem legfontosabb pontjai a Hegyeskő, Peskő /860 m/, Simakő, Tarkó /950 m/, Háromkő /901 m/, Nagy és Kiskőhát; majd a kevésbé meredek Zsérci Nagy-Dél /875 m/ vonulata.

DK-en a Felső Szinva-forrás, K-en a Szinva-völgy határolja. ÉK-i határának kijelölését a nagyjából ÉNY - DK-i irányú Miskolctapolca - Pereces - Varbó-i törésvonal szabja meg.

A felszín vízfolyásban szegény, és sok a tipikus karsztforma. Felszíni és felszín alatti karsztformáinak kialakítását tektonikai jelenségek segítették elő. A felszíni erózió munkája itt jelentéktelen. Összetörözöttségével, és a karsztos denudáció hatása következtében felszíne nem lapos, hanem egyenlőtlenül hullámos.

A kiemelkedéseket figyelembe véve, különböző magasságu szinteket találunk itt:

1./ A legmagasabb bércek tetőszintje a NY-i peremen: Istállóskő /959 m/, Kukucsó-hegy /935 m/, Bálvány /956 m/, Ispán-hegy /955 m/, stb.

2./ Azonos magasságu bércek teteje: Feketesár-bérc /915 m/, Mélysár-bérc /917 m/, Veressár-bérc /910 m/, stb.

3./ Medencék és lápák fenékszintje: Nagymező /777 m/, Fekete-sár, Magyarós-sár, Barókás-lápa, Sötét-lápa, stb.

NY-ról K felé mindhárom szint fokozatosan alacsonyodik:

a Központi-fennsík NY-i részén:

1. 940 - 960 m
2. 900 - 920 m
3. 780 - 850 m

a Központi-fennsík K-i részén:

1. 820 - 840 m
2. 680 - 700 m
3. 570 - 600 m

A szintkülönbség tehát a Központi-fennsíkon belül is sok helyen meghaladja a 150 m-t, de átlagosan csak 80 - 100 m. A fentiekben említett három szinten belül még a legkülönbözőbb alaku és nagyságu kiemelkedések és mélyedések teszik egyenlőtlennek, illetve nehezen járhatóvá a karszt-fennsík felszínét.

A Garadna völgyétől É-ra helyezkedik el a Kisfennsík. Területe mindössze 30 km², hossza 9 km, szélessége 2,5 - 3,5 km. Magassága / 400 - 750 m/ sem éri el a Központi-fennsík magasságát, csak D-en és ÉNY-on válik el éles határral. K-i oldala részben "fedett karst". Bármilyen kicsi is a területe a karsztosodás itt éppolyan jellegzetes, mint a Nagy-platón, sőt néhol még nagyobb mértékű. A Nagy-fennsíkkal analóg, hullámos felszínű 50 - 150 m-es szintkülönbségekkel. A három szint közül talán a középső szint - az azonos magasságu bércek teteje - tekinthető az eredeti alapszintnek. A magasabb és alacsonyabb szintek ebből az alapszintből alakultak ki tektonikus mozgások következtében.

Az alaphegységi Bükk harmadik darabja: a D-i, Alacsony Bükk 600 m átlagmagasságu, erősen összetördelt területe. A Nagy-fennsíktól D-re helyezkedik el. Egy NY - K-i irányú főfeltolódási vonal /Miskolc - Bükkszentkereszt - Répáshuta/ választja el a Központi-fennsíktól. E vonal mentén a -

szerkezeti mozgások következtében - a Központi Bükk kiemelkedett, a DK-i Bükk pedig a mélybe süllyedt.

A terület D-i határát Cserépfalu - Kács - Latorutí, illetőleg a Latorut - Kisgyőr - Miskolctapolcai vonal adja meg. Ez a tektonikai vonal rétegtani, szerkezeti, morfológiai és vízrajzi szempontból a síksági és hegységi területet élesen elválasztja egymástól.

A D-i Bükk NY-i határát a Hór-patak völgye adja. A patak völgy Füzerkőnél ÉK-re fordul, de a DK-i Bükk jellemző földtani képződményei az eredeti irányt követve Tarkó felé húzódnak.

A DNY-i Bükk területéhez tartozik a Nagy-fennsík, a Hór-völgy, az Alföld és a Laskó-völgy közötti terület. Az É-i határ Monosbér - Bátor vonalában fut. Karsztos terület itt csak a Berza-bérc környékén van. A terület többi része 500 - 600 m magasságú szétszabdalt tönkfel szín. Néhol a tönkfel színön kisebb mészkő-rögök is előbukkanak /Imókö, Vöröskő/.

Az Alföld felé eső szegély területet szelídőbb dombvidéki formák jellemzik. A DNY-i Bükk NY-i részén, az Eger és Laskó szurdokában már a laza agyagpala, Szarvaskőnél krétakori, vulkáni kőzetekkel átjárt alaphogység is a felszínre bukkan.

A DK-i Bükk hármass felépítésű területének központja a Kőlyuk-Galya körüli mészkőfennsík. A mészkőterületre jellemző, felszíni formák vonatkozásaiban a Nagy-fennsíkhoz hasonlít.

Fekvése, helyzete, magassága miatt azonban a Magas-Bükk-től elkülönül, sőt a szomszédos DNY-i Bükk változatos kőzetanyaga területéhez hasonlít.

A negyedik rész külön áll, s ez építi fel az Upponyi hegységet.

- A Bükkhegység harmadkori előtérővezete szintén több részre osztható. Első darabja Ózd és Diósgyőr között: az É-i

előtér. Ennek D-i határát az ózdi völgy és a diósgyőr - miskolci medenceerész szabja meg. Erősen összetöredezett és kibillentett táblasorozatokból áll. /3. ábra/

A 3. ábra mutatja, hogy a kibillentett táblák közötti völgyekben a Hangony, Királdi, Mercsei, Bán, Tardona, Harica és Bábonyi-patakok futnak ki a Sajóba. E patak-völgyek ÉNY-i pereme meredek, míg DK-felé az Alföld fiatal feltöltéssel bélelt pleisztocén süllyedőke irányába lankábban hanyatlik le.

Felszinformái között különösen gyakoriak a különféle csuszamlások és a suvadások /Ózd, Putnok, Vadna, Kazincbarcika /. /4., 5. ábra/. Ezek különbségei Peja Gy. szerint a következők:

- 1./ " A szakadásfal síkja nem fut végig ... /4. ábra/, illetőleg végigfut /5. ábra/ a suvadás bázisáig." /Peja Gy.: 1956. p. 232./
- 2./ Csuszópálya van és ez a szakadás síkjából, a csuszólejtő-bázis síkjából áll. /4. ábra/. A fenti pályasíkrészletek hiányoznak /5. ábra/.

Az eltérő csuszópályán a törmelékanyag is kétféleképpen mozog: hosszú ideig /4. ábra/, illetve gyorsan mozog és rövid időn belül nyugalmi állapotba kerül /5. ábra/.

Peja Gy. szerint a suvadás kialakulása tektonikus mozgással, eróziós alámosással, átázással függ össze /keleméri suvadások/.

Mesterséges /emberi/ eredetű hatóerő csak a fiatal suvadások elindításában szerepel. Ilyen indítók pl. a felszínen és a mélyben telepített bányák, a kitermelt és üresen hagyott szénbányatárak omladozása /Arló/, ut és vasutépítkezések bevonásai, stb.

A harmadkori bükki előtér É-i és DK-i részének felszíni formái között további jellemző és igen gyakran előforduló alakzatok a korráziós formák. Ezek a laza szerkezetű harmad-

kori homokból, homokkőből, agyagos homokból és kavicsból felépített területeken különböző jellegzetes alakú mélyedések /teknő, katlan, tál: 6. ábra; kup, piramis, gerinc: 7. ábra./ az előtér övezet É-i részén gyakoriak. A mélyedéseket határoló lejtők túlnyomórészt meredeken domboru, vagy egyenes, ritkábban ellankásodó lejtők. Felszínük általában elsimított. Csak ritkán töri meg a síma felületeket egy-egy időszakosan működő vizmosás. Általában a kisebb rögök, kibillent táblák meredek peremébe, vagy az eróziós völgyek oldalába mélyülnek. Távolról nézve olyanok, mint mészkőterület felszínén a korróziós mélyedések vagy csatornák.

A korráziós formákról a geomorfológiai irodalomban kevés szó esett. Magyar vonatkozásban először Bulla B. mutatott rá fontos felszinformáló szerepükre.

A harmadkori előtérövezet második része a NY-i előtér: Bükk-szék - Pótervására - Reesk táján. Ez kapcsolatot teremt a Mátra felé. A harmadik darab a D-i előtér, amely a Diósgyőr - miskolci medence és az Eger-patak völgye között terül el. Ez az előtér is harmadkori rétegekből - elsősorban riolit-tufából - épül fel. Ebben különbözik az É-i előtértől, amelyet túlnyomórészt tengeri üledékek alkotnak. Jellemző a területre a koptatottság, továbbá az, hogy a felszín a kéregmozgások összedarabolta és darabjaikat eredeti helyzetükből kimozdították. A hullámos tönkfelszín 500 - 600 m magas; néhol a kavics-takaró-foszlányok is előbukkannak. A fiatal harmadkori előtérövezet Alföld felé eső lankáit már szelidebb, dombvidéki formák jellemzik. Miskolc-tapolca és Kisgyőr felé zömmel konglomerátu, breccsa, tarkaagyag képződményekkel nyomatlik le az alföldi peremvidék felé. A harmadkori előtérövezet itt maga is fiatal denudációs felszín, amely a miocén vulkáni képződményeken és pannóniai üledékeken alakult ki. A fiatal denudációs felszínre jellemző, hogy szerkezetileg előrejelzett völgyek, /Csincse-völgy, Lator-völgy, Kácsi-völgy, Tardi-völgy, Hór-völgy/ mélyedések keletkeztek. Néhány kisebb tektonikus medence is tarkítja a felszínt: Tárkányi, Cserépfalui, Kácsi medence.

Külön is figyelmet érdemelnek a felszíni formák sorában a meredeken kiemelkedő riolit-riolittufa-hegyek, kis hegy-lábi törmelések. Ezek meredek lejtői réteglapok, és ÉNY felé néznek, míg D-i oldaluk omlankásodik. Ezek a formák a D-i előtérövezetben sokfelé megtalálhatók: különösen jó kifejlődésben Bogács és Domján között.

II.

A BÜKKHEGYSÉG KIALAKULÁSA ÉS FELSZÍNI FORMÁI

A./ A területtel foglalkozó szakirodalom áttekintése

A Bükkhegység geológiájával és morfológiájával számos kutató foglalkozott és foglalkozik ma is. A régebbi idők idevonatkozó eredményei olággé szórványosak, esetleg egyes részekben meghaladtak /Cholnoky J. 1916./, vagy pedig morfológikus jellegűek /Prinz Gy. 1950./. 1930 tájáról említést érdemel Korökes J. /1936/ karsztmorfológiai vizsgálatai.

A legutóbbi évtized kutatói: Balogh K. /1964/, Jakucs L. /1962/, Láng S. /1959/, Leöl-Össy S. /1954/, Peja Gy. /1957/, Pinczés Z. /1953/, Schröter Z. /1954/.

A Magas-Bükkről földrajzi tanulmányt Strömpl G. /1914/ írt. Ez a maga idejében értékes mű, ma már kissé olavult. Hiányossága, hogy a Bükk geomorfológiájában a tektonikai tényezőket teljesen mellőzi. Földtani vonatkozásban Balogh K. /1964/ munkája adja a legkorszerűbb felfogást.

A Bükk barlangjainak feltárása ősrégészeti szempontból is rendkívül jelentős. A lillafüredi Szeleta, Búdöspöst, hámosi barlang feltárása Kadie O. /1913/ nevéhez fűződik.

A legutóbbi években nagy lendületet nyert a bükki barlangkutatás. A barlang-feltárásokat alapos földtani, hidrológiai vizsgálatok és vízfestési kísérletek előzik meg. Ezen

feltárások közül a legnagyobb eredményt Jakucs L. /1950/ és csoportja érte el. Megemlítendő azonban Borbély S. /1958/ miskolci csoportja, Leél-Ossy S. /1959/ budapesti csoportja.

Jakucs L. /1950/ feltárta a létrástetői víznyelőbarlangot kb. 500 m. hosszúságban, továbbá nagyarányú vízfestési eljárásokkal meghatározta a Magas-Bükk alatti barlangrendszer irányait és méreteit. A pénzpataki emeletos víznyelőbarlang az eddig megismert legnagyobb: közel 1 km hosszúságú és több, mint 100 m szintkülönbségű barlangrendszer. Jakucs L. vízfestéssel kimutatta, hogy a csipkéskuti víznyelő vize a 400 m-el alacsonyabban fekvő Garadnaforrásban jön a felszínre. Feltovésno szerint a Garadna-forráshoz kb. 10 - 12 km hosszú, emeletos barlangrendszer tartozik, vagyis a csipkéskúti-víznyelő alatti barlang a Garadnaforráshoz tartozó nagyméretű, szétágazó, átmenő barlangrendszer egyik ága.

B./ A Bükkhegység kialakulása

A Bükkhegység földtani fejlődésmonete egyes szakaszaiban és összességében igen bonyolult. Az É-i Középhegység tagjai sorában kulcsfontú szerepű, mivel a magyar föld belsőjének a Kárpátokhoz való kapcsolódása csak a Bükk, az Upponyi és a Rudabányai-hegység, valamint a Gömöri Karszt egymáshoz való viszonyának tanulmányozása útján ítélhető meg. A Bükkhegység rétegei és szerkezete Jablonszky J. és Schröter Z. /1954/ szerint "kárpáti jellegű"-ek. A későbbiekben ez mind vitathatóbbá vált. Balogh K. /1964/ eredményei ma már határozottan arra utalnak, hogy "itt a Kárpátok D-i szegélyén, dólalpi-dinári jellegű rétegtani és szerkezeti egységgel van dolgunk".

A Bükkhegység jelenlegi felszínének kialakulása hosszú fejlődés eredménye. Az ókor végétől egészen a felső-triász ráéti emeletéig, sőt talán az alsó krétában is a terület

geoszinklinális volt és konkordánsan települt tengeri rétegek alakultak ki. Ezt felváltó hegységképződés korát a nekéssenyi felső-kréta jelzi. Ezután a már kiemelkedett hegység további fejlődésében - a pliocén végéig - a döntő hatás a külső erőké. Eredménye a Bükkhegységre olyan nagymértékben jellemző tönkfelület. A krétában kezdődő lepusztulásfolyamatot ritmusosan kisebb hatású kéregmozgások zavarták meg, amelynek következményeként a hegység elkülönült környezetétől és részekre tagolódott. Az eocénben NY-en és K-en, újabb jelentős törések érték a Bükkt, majd kialakult a Felsőtárkányi-öböl néven ismert medenceterület.

A miocénben megújuló törések a tönkfelületet összetörték. A hegység É-i része leszakadt, mélybe süllyedt és tengeri üledékek rakódtak le. Kialakult a Kis és Nagy-fennsík területe. A hegység D-i részén viszont riolitufafelhalmozódás történt.

A pliocénben a tenger visszahúzódott, területünk szárazulattá vált. A lapos, lekopasztott alaphegységfelszín különböző részei egyre magasabb szintre emelkedtek ki. A kiemelkedés mértékéről a hegység platóinak peremén nagyon eltérő magasságban, hatalmas nyílásokkal tátongó hajdani forrásbarlangok tanuskodnak /Szeleta-barlang 380 m-en, Istállós-kői-barlang 500 m-en, Peskői-barlang 800 m-en/.

A hegység fejlődésének utolsó szakasza a pleisztocénben kezdődött. A belső erők hatására az alaphegységi Bükk összetörtedezett. A Nagy-fennsík kiemelkedett, a Kis-fennsík és a D-i Bükk mélyebbre süllyedt. Megkezdődött a felszín eróziós pusztulása.

A szarmata során a Kárpátokhoz csatlakozó szárazföldi területen É-ről jelentkezett a donudáló vízrendszer és ezután az alsó-pannon emeletben lepusztult a felszín. A Bükk É-i részében az Ős-Sajó hordalékként sok helyen kavicsstakarós hordalékkupok rakódtak le. A felső-pannon beltő üledékei az alaphegységi területek peremén - de különösen a Bükkhegység D-i, DK-i részén: Eger - Dogács - Kisgyőr vonalán - mindenütt

megjelentek. A reliefenergia mértéke ekkor volt a legkisebb, mert a szarmata - pannón tönkösödéssel az intrapannón hegységképződéskor az esetleg kiemelkedőbb részek is erősen lepusztultak.

Mind az alaphegységi Bükk területén, mind az előtérövezeten a folyó és patak völgyek mélyre vágódtak. A jégkorszak idején hegységünk periglaciális területként szerepelt, s felszínén a hulló porból vékony lösztakaró képződött. Suadások, gazdag korróziós formák alakultak ki.

A Bükkhegység fejlődése ma sem fejeződött be. A külső és belső erők állandóan formálják, alakítják. Bonyolult és földrajzi fejlődéséből változatos rétegsorára következtethetünk.

Főtömege a földtörténet ó - és középkorában alakult ki. Mint valamennyi hegységünkénél, az alap itt is varisztida tönkmaradvány volt, amely már résztvett a varisztikus hegységképződésben.

A szorosan vett Bükkhegység D-ibb részét felépítő kőzetek uralkodólag É felé dőlnek. A K-Bükk rétegei ÉK felé; középen É felé, NY-on és DNY-on uralkodólag ÉNY felé dőlnek. A hegység és a rétegek csapásiránya általában NY-K-i, illetve kissé É-felé ívalakban hajló. A hegység felépítésében tehát főleg DKK, vagy D-DNY felé átbuktatott rétegboltozatok és rétegteknők vesznek részt.

A Bükkhegység fiatal törésekkel határolt alaphegység darabján belül három, egymástól lényegesen eltérő földtani egység különböztethető meg /Balogh K. 1964/:

1./ A tulajdonképpeni Bükkhegység : ennek felső-karbon, perm és triász képződményekből álló tömegét tulnyomóan D felé buktatott boltozatok, rétegteknők és pikkolyok jellemzik.

2./ Az Upponyi-hegység: a Bükkhöz ÉNY felől két miocén-árokkaival, és bonyolult átmeneti öv közvetítésével csatlakozik. Ezt olyan képződmények építik fel, amelyek ÉNY felé mozgottak és amelyek a bükki képződményeknél jóval erősebb metamor-

fóvizist szenvedtek.

3./ Rudabányai típusú kicsiny hegység[örögk: az Upponyi hegység ÉNY-i lábánál helyezkednek el.

A kb. 1500 m összvastagságú bükki karbon vonulatban sötétszürke agyagpala - homokkő - kovapalaösszlet a legidősebb képződmény. Ennek kora hosszú ideig vitás volt ; Schréter Z. /1953/ a permbe, Balogh K. /1964/ a felső-karbonba sorolta őket. Vizzáró tulajdonságuk miatt - törmelék[források és felszíni vízfolyások képződnek rajtuk. A felső-karbonra rétegtani hézag nélkül települt permioösszlet anyaga tarka pala, szürkésfehér és lilásvörös homokkő, sárgásszínű dolomit és kékesfekete mészkő. Ezeket a képződményeket az É-i Bükkben, Dédes - Nagyvisnyó - Nekézseny környékén, továbbá Szilvásvárad szomszédságától Ujmassáig találjuk. Permi képződmény a D-i Bükkben nincsen felszínen, egy kicsiny foltja csupán a Darnó-hegyről ismeretes.

A Bükkhegység felépítésében legjelentősebb képződmény a triász. A mintegy 3500 m összvastagságú triász üledéksor dolomitból, mészkőből, agyag és kovapalából áll.

A Bükkhegység felső-permi rétegsorát üledékfolytonosság fűzi az alsó-triászhoz. Ezt a tényt Schréter Z. /1953/ ismerte fel elsőnek, a két képződmény egyező települése, s az érintkező rétegek kifejlődésének karbonátos jellege alapján. A felső-permi sötét mészkőre csaknem mindig az alsó-triász fehérésszürke mészkőrétegei következnek.

Az alsó-triász 600 - 700 m összvastagságú üledéksorának uralkodó köze a felső-permből kifejlődő, sávós vékonyabb-vastagabb rétegű mészkő, gyakran jellemző oolitos szerkezettel. Az oolitos mészkőre vörösbarna homokkő és zöldesszürke agyagpala települ. Ezek a képződmények az É-i Bükk területén a Csondró-völgyben, ÉNY-on az Ablakoskő-völgy és Gerennavár környékén, illetőleg K-en a Szinva-völgyben jó előfordulásban láthatók.

Az alsó-triász szürke mészkő közé sok helyen zöldszínű pala települ. /8. ábra/

A Lillafüred környéki mészkő finom szemcsés . /9. ábra/

A wormoni világosszürke mészkőrétetek nyugalmi állapotukból kimoszatottak, átbuktatott helyzetűek ./10. ábra/.

A középső-triászban jöttek létre a karsztosodás szempontjából legjelentősebb mészkőtömegek. Ezeknek nagy elterjedésük miatt tájformáló szerepük van. Felszínükön alakultak ki a Bükk nagyarányu és típusos karsztjelenségei.

A közép-triászt 250 - 300 m vastag alsó anizuszi rétegösszlet vezeti be, amely főleg dolomitból, alárendelten mészkőből áll. A kőzet sötétebb szürke, tömött, esetleg, finomszemcsés. Néha fehér kalcit és dolomitereket is tartalmaz. Középtriász képződmények építik fel a Nagy és Kis-fennsíkot, a D-i és DNY-i Bükk mészkőterületét, de előfordulnak Lillafüreden Hámor, Varbó, Bánkut környékén, valamint a Csondró-völgy K-i oldalán is. /11. ábra/

Balogh K. /1964. p. 376./ szerint: "Lillafüred környékén az alsó-anizuszi dolomit és a felső-anizuszi sorolható világos mészkő között változatos rétegvulkáni sorozat foglal helyet, amely a hámori Gulicska NY-i oldalától Bélapátfalva irányában követhető." Hasonló vulkáni képződmények kerültek elő a Dolka-tetőről is. A lillafüredi vulkánosság tufasszórast is eredményezett. Uralkodólag porfirit - porfirittufa, és diabáztufa szerepel.

A középső-anizuszi eruptívumon következő felső-anizuszi rétegsor főtömege egyenletes kifejlődésű és szembenézően finom réteges. Uralkodóan világos-szürke, igen tiszta mészkő alkotja. Az összlet alján azonban helyenként sötét, tűzköves mészkőváltozatok is előfordulnak.

Balogh K. /1964./ újabb vizsgálatai szerint az anizuszi és a ladinai omelet a sötét agyagpala megjelenésével egymástól jól olvásztható.

A középső-triász ladinai omelete szericitos agyagpala és zöldesszürke homokkő váltakozásából áll, de tűzköves mészkőbetelepüléseket is tartalmaz. /12. ábra/

Ritkán mangánóregumókat és vulkáni kőzeteket is tartalmaz. A mélyebben fekvő alsó-triász képződményekkel ellentétben, ezek mind az É-i, mind a D-i Bükkben megtalálhatók. Az É-i és D-i Bükk ladinai palavonulata között azonban a rétegtagok megoszlása és kifejlődése tekintetében különbség van.

A legfőbb különbség, hogy a tűzköves, szürke mészkőlecsők a dél-bükki palaösszletben jóval ritkábban fordulnak elő, mint az észak-bükki ladinai palaösszletben. Valószínű tehát, hogy az összlet lerakódása idején, a Déli-Bükkben nagyobb volt a mészmentes kovalerakódások lehetősége, mint É-on.

A Bükkhegység nagykiterjedésű karsztos fennsíkjai különböző, az alsó-középső ladinai palaösszleten nyugvó felső-ladinai koru mészkőfáciesekből állanak /13. ábra/.

A felső-ladinai - karni tűzköves mészkőösszletet, mind az É-i, mind a DK-i Bükkben megtaláljuk. Ezek azonban D-en sötétebb színárnyalatúak, mint az észak-bükki megfelelőik.

A felső-triász nóri emellete csak a DNY-i Bükkben, az egri Kis és Nagyegreden mutatható ki galambszürke, tömött, kagylós törésű, helyenként barna tűzkőgumókat bezáró, réteges mészkő alakjában. A Kis és Nagyeged mészkőrögei szerkezeti vonalak mentén buktnak elő és felső-eocén települ rájuk.

A bükki alaphogységet tehát az Upponyi-hegység alsó-karbon rétegei fölött következő felső-karbon, perm és triász üledéksor alkotja, amit jelentékeny üledékhiány miatt felső-kréta konglomerátóösszlet követ. /14. ábra/.

A felső-triász raeti emellete a jura és alsó-kréta hiányzik. A felső-kréta képződményei több fázisban keletkeztek. Az egyik fázisban porfir, porfirit, s ezek tufái; illetőleg a Lillafüred környékén kvareporfir és diabáz. A másik fázisban gabbró és diabáz keletkezett Szarvaskő és Monosbél környékén. A Szarvaskő-környéki bázisos eruptív-összlet a Bükkfennsík D-i szomszédságától egészen Recskig

huzódik, mintegy 25 km hosszúságban. Szentpétery Zs. /1953/ szerint az egész bázisos közettömeg egyetlen összefüggő eruptív működési szakasz terméke. A magma helyenként a felszint is elérte, s az áttört kőzetekkel kölcsönhatásra lépve azokat az érintkezésen sok helyütt szaruszirtté alakította. A szarvaskői bázitvonulatnak feltűnő vonása, hogy - a kelet-bükk-i triászkorú eruptív vonulatokkal szemben - képződményei préséletlenek. Ennek az a magyarázata, hogy a K-bükk-i eruptív vonulatokban a vulkáni törmelék sokkal nagyobb szoropü, mint a szarvaskői vonulatban, s ezért szerkezeti igénybevétel esetén a rideg vulkáni törmelékes anyag jobban megpréselődhetett, mint a boágyazó palatömegben levő bázitvonulat. /Balogh K. 1964./

A triász képződményekre a felső-krétában mind az É-i Bükkben, mind az Upponyi-hegységben durva konglomerátumból és többé-kevésbé meszes homokkő váltakozásból álló szonon képződmény települ. A D-i Bükkből ezek a képződmények hiányoznak.

A szonon és a felső-eocén közti időszakban keveset tudunk a Bükkhegység geológiájáról. A máshol gyakori krétabeli bazaltnak itt nyoma sincs. A D-i előtérüveget felső-eocén mészkőve alatt üledékes kőzetek: breccsa, alapkonglomerátum, és tarka agyag van, s ez a szárazföldi lepusztulást és üledékfelhalmozódást bizonyítja. Ezek a szárazulati üledékek kifejezetten csak a D-i Bükk területén /Eger, Kisgyőr/ fordulnak elő. Eger környékén a felszínen is láthatók.

A felső-eocén mészkő rétegei és az oligocén képződmények csak a D-i részen és a mélységbe szakadt peremrészeken találhatók meg. Az Egerszalók - Domján - Óstoros - Tard - Bogács - Csorépváralja - Emőd-i mélyfurások sötétszürke agyagja, agyagmárgája és kvarckavicsos durva homokkő-rétegei Foraminiferáik szerint - bükk-széki tapasztalatok alapján - az oligocénbe tartoznak, s vele együtt az eocén rétegek is a Darnó-hegy és az Upponyi-hegység NY-i peremét összekötő vonaltól K-re találhatók.

Egertől Miskolcig a hegység lábánál riolittufa, alárendelten andezittufa jelentkezik. A riolittufa képződése folytatódott a helvétii-tortonai, sőt a szarmata emeletben is. Felhalmozódása uralkodóan szárazföldi viszonyok között történt.

A dél-bükkii riolittufa-táblákat - amelyek egyébként is dél felé dőlnek - a miocén után keletkezett törések elválasztják az alaphegységtől. Ettől függetlenül riolittufitot talált Balogh K. /1964/ a Bükk-fennsík karsztos repedéseiben /csipkés-kuti műút bevágása/.

A Bükkhegység csak a szarmata elején vált mai arculatához hasonlóvá; a környezetétől való elkülönülése is ekkor kezdődött meg.

A pannóniai-emelet transzgresszióval indul és diszkordánsan települ az idősebb tagokon. A pannóniai rétegösszlet talnyomólag agyag, közbetelepült homok és meszes homokkőrétegekkel. A Bükkhegység D-i, DK-i előterében /Bogács - Szomolya/ előkerülnek az agyagos, homokos képződmények. A pannóniai-emelet záró rétege az apró és középszemű kvarckavicsból álló folyóvízi kavicsstakaró /15. ábra/.

C./ A Bükkhegység szerkezete, felépítése

A Bükk nem táblás, nem töréses, hanem asszimmetrikusan kétoldalas, gyűrt, pikkelyezett helység.

Schmidt E. /1957/ a Bükkhegység szerkezetének kialakulását a következőképpen illusztrálta /16. ábra/:

a DDK-i irányból ható hegységképző erő /az ábrán kettős nyíllal jelölve/ és az ellenállásból adódó kisebb ellenőrző /rövid nyíllal jelölve/ nyomásra, illetőleg kisebb forgatásra vette igénybe a hegység tömegét. Az ellentétes, de egyenlőtlen erők eredménye a redők és a kétoldalas pikkelyek keletkezése. A redők és pikkelyek a hatóerő felőli oldalon erőteljesebben, a hatóerőtől távolodva fokozatosan gyengülnek, majd teljesen olhatnak.

A folyamat azonban nem ilyen egyszerű. A Bükkhegység bonyolult szerkezetének kialakulása nem vezethető le egyetlen

"összeütközésből". A felépítés több fázis eredménye. Ezt azonban Schmidt E. nem vette figyelembe.

Balogh K. /1964/ szerint a hegységet zömükben D, illetőleg DK-felé átbuktatott redők és pikkelyek jellemzik. A pikkelyek és redők létrehozásában az Alföld É-i részén levő kristályos rögöknek és az Upponyi röghegységnek van szerepe. A Bükk és Upponyi hegység kőzetanyaga, szerkezete merőben eltér egymástól. A hegységet felépítő kőzetanyagban és szerkezetben mutatkozó lényeges különbségek oka abban van, hogy az Upponyi-hegységrész szerkezete már az intra-karbon hegy-mozgás során kialakult, a szűkebb értelemben vett Bükkhegységé - a Bükk D-i részével egyetemben - pedig csak a felső kréta-kori ausztriai mozgásokkal kezdődik. Az alpida mozgások tehát már mintegy készen találták az Upponyi rögöket. Így ezek a kiemelt rögök É felől ható satupofaként működhettek közre a Bükk nagyvastagságú üledékösszletének megpréselésében. A mozgások D-i ütközőtömege az É-alföldi kristályos rög volt. A befogott bükki üledékösszlet felgyűrődésének mikéntjét lényegében e két ési tömeg egymásrahatása szabta meg.

A Bükkhegység szerkezeti tengelye az az antiklinális, amely Bőlapátfalvatól a látókői Szalajkán keresztül a Garadnavölgy mentén Hamoron át Diósgyőrig húzódik. Magja K felé erősen összeszűkül. A boltozat Hamor - Diósgyőr közötti szakasza álló redővé alakult, a Szinva-völgy K-i oldalától kezdve pedig D felé buktatott.

Ez a boltozat az É-i Bükkben: Nagyvisnyó és Dédes irányába folytatódik és Diósgyőr felé a tengelyelehajlik. ÉNY-i és DK-i szárnyában permiai mészkő található. Mátyinka D-i környékének permiai mészkövei teknőt alkotnak, amely teknők Szilasfő - Kemesnye alsó-triász mészköveit fogják körül. A nagy teknő középpontja a Bükk magas fennsíkja; legdélnyugatibb tagja a Bélkő, ahol a középső-triász rétegek egészen függőlegesen állnak a teknő magjában. A Bélkő vonulatában tehát az ÉK-en még meghajlott ferde teknő normalis, álló szinklinálisba megy át.

A nagy szinklinális DK-i oldalán, a Sándorhegy - Peskő - Tarkó - Zsérci Nagy-Dél táján a szaruköves mészkörétegek ÉNY felé, K-ebbire pedig É-felé dőlnek.

A Garadna-völgy mentén nagyjából NY - K-i irányu antiklinális huzódik, amelyre D felől a Nagy Som - Andóhídk - Kőlyukgalya mészkőfennsíkjának merev táblája kissé rátolódott. Ezt a mészkőfennsíket is lényegében egy nagyobb rétegtekhnőnek tekinthetjük. Balogh K. /1964/ szerint a Bükkhegység É-i részén, a Kisfennsíkon kialakult kisebb antiklinálisok magvát az alsó-ladini palaösszlet tagjai alkotják, a köztük levő szinklinálisokat pedig felső-ladini - karni mészkőösszlet tölti ki.

A Bükkhegység D-i részének szerkezete rendkívül bonyolult, ami igen megnehezíti kielégítő tárgyalását. A Bükk NY-i részén, a még DNY-- ÉK-i irányu mészkővonulatok Fekete-ten - Imókö táján átfordulnak és nagyjából KDK-i csapásirányuakká válnak. A Hidegpatak - Belvácsrét - Miklósluga környéki porfiriritoid - diabáztufa vonulat ÉÉNY - DDK-i kisebb feltolódási vonalat jelöl. Mind a berraháti, mind a Cserépfalutól É-ra és Kacstól ÉNY-ra levő fiatalabb mészkövek átbuktatott helyzetben vannak, miután az idősebb agyagpalák, vagy szaruköves mészkövek alá dőlnek. Hogy a Lök-völgy mentén kibukkanó fehér mészkőszigetek csak az agyagpalában települt mészkőzátonyok, lencsék-e, vagy ÉÉK - DDNY-i irányu feltolódási vonal mentén kibukkanó kisebb pikkelyfoszlányok-e, egyelőre nyílt kérdés.

A DK-i Bükkben Balogh K. /1964/ négy fő antiklinális vonulatot különböztet meg:

1./ A répáshuta - hollóstató - bodzásuti vonulat, amely Hollóstató NY-i szomszédságában alómerül, Hollóstatónál kibukkan, majd újabb süllyedés után ivben meghajolva csak Bodzás-kut táján emelkedik ki. A boltozatnak a mészkőterületen való folytatását a Bükkszentkeresztől DK-re huzódó mészkőfáci-es adja meg Csókástető irányába.

2./ A Kispazsag - Balla-völgy - Kisgyőr-i palavonulat a DNY-i Bükk palatömegéből a Kolozstető szomszédságában ágazik ki és a Hosszusom tűzköves mészkővonulatának áttörése után a Balla-völgyben folytatódik a kisgyőri palabányáig.

3./ Oszlától Apasomán át a Rakottyás-hegy ÉK-i lábáig húzódó vonulat.

4./ A legdélibb vonulat, amely a kisebb vereskővölgyi és a nagyobb apakői vonulatból áll.

A keskeny antiklinális-vonulatokat négy, náluk jóval nagyobb, szélesebb szinklinális-vonulatok veszik körül:

1./ A Ballabérc - Nagybodzás - Előgalya szinklinálisa.

2./ Nagyökrös - Körishegy - Csákány - Almásbérc tűzköves mészkőből és dolomitből álló szinklinálisa.

3./ Perpács - Hosszugalya - Szérhegy tűzköves szürke mészkőből álló szinklinálisa.

4./ Az előzőkhöz hasonló felépítésű farkaskői félszinklinális, Kács és É-i, ÉNY-i szomszédságában.

Valószínű, hogy a DNY-i Bükkben a DK-i hegység rész szerkezeti elemei folytatódnak. Itt azonban az alsó és középső-ladini palaösszlet boltozatai előtérbe kerülnek a keskeny szalagokká vékonyodott mészkő-szinklinálisokkal szemben. A nagy kiterjedésű palatömegben a vonulatok íves meggörbülése jobban érvényesül, mint a szomszédos területeken. A DNY-iba forduló csapásváltozás oka az, hogy a bükki vonulatokat az idősebb upponyi sáv felszínalatti folytatása szögben metszi, és ez megterlasztó hatása. Ennek megfelelően a DNY-i nagy palatömeg mozgásainak zöme DK-i, sőt KDK-i irányú. A felsőtárkányi Várhegy vonulata ezzel ellenkezőleg - mintegy kivételképpen - NYÉNY-i irányú.

D./ A hegységet kialakító tényezők

1./ Gyűrődések, törések

A Bükkhegység kialakításában irányító szerepet játszott a tektonika. A tektonikus formák nem elszigetelten jelentkeztek. A gyűrődésekkel együtt vetődések, kibillenések, valamint külső erők lepusztító tevékenysége is megjelent.

Fontosak azok az orogenetikus mozgások, amelyek a felső-karbon előtt és a középső-krétában játszódtak le. Ezek között az utóbbi volt a jelentősebb, mert a Bükkhegység rétegeit ez a mozgás gyűrte és torlaszolta fel. /18. ábra/

A gyűrődések az É-i előtér-övezetben gyakoriak, főleg a hegység peremi részein /Szilvásvár - Nagyvisnyó/.

A törések mind a harmadkori előtérövezetben, mind a Központi-Bükk területén kimutathatók.

Leél-Össy S. /1954/ szerint a hegység kialakítása szempontjából csak a törésnek van jelentősége. Ezzel szemben Schréter Z /1954/ azt állítja, hogy a töréses szerkezet csak másodlagos és a gyűrődésnél jóval kisebb jelentőségű.

Véleményem szerint a fenti nézetek egyoldalúak. A Bükk-hegység mai felszínének kialakítása összetett erőhatások következménye, ahol a kettő közül a gyűrődés dominál.

Az Upponyi-hegység peremvonalait és a Bükkhegység harmadkori előtérövezetét a gyürt és pikkelyes szerkezeti formával szemben változatos irányú hosszanti és harántirányú vetőrendszerek szabják meg. É-on az Upponyi-hegység ÉNY-i és DK-i oldala szakad le egy-egy DNY-ÉK-i irányú vetődés mentén. Máshol szélesebb tektonikus árkok keletkeztek /Eger-patak völgye, Szinva-völgy, Bán-völgy, stb/.

Az előtérövezet D-i részén a vetőrendszerek mentén kisebb medencék alakultak ki. /Kács, Cserépfalu, Kisgyőr/ A fiatal harmadkorban kialakult felsőtárkányi medencét szintén DDNY-ÉÉK-i irányú, illetőleg ÉK-i oldalán É - D-i irányú vetődés határolja. A Kisgyőrtől ÉK-re levő Előgalya NYÉNY - KDK-i irányú törésvonal mentén szakadt le.

A törésvonalak nemcsak a hegység É-i részén és harmadkori előtérövezetében, hanem a Bükk belsőjében is előfordulnak. A Bükkhegység főtömege Szilvásvár környékén DNY-i - ÉK-i irányú vetődéssel végződik.

A töréseket nem idős, hanem fiatal, neogén, pliocén-végi, illetőleg pleisztocén eleji kéregmozgások hozták létre.

A Bükk mai felszínének kialakításában résztvevő jelenségek, tehát nem egymástól függetlenül jelentkeztek, hanem egymással szoros kölcsönhatásban.

2./ A tönkösödés

Bulla B. és Láng S. /1954/ geomorfológiai vizsgálataiból ismeretes, hogy középhegységünk - bár igen változatos kőzetanyagból épült fel - nagymértékben tönkösödött.

A Bükkhegység tönkösödése a területen megtalálható tönkfelszín részletekkel igazolható.

Ilyen tönkfelületeket látunk a Kisfennsík: Kemesnye - Szilasfő mészkőterületén és főleg a Bükk Központi-fennsíkján. /19. ábra/

Mélyebben fekvő tönkfelületeket figyelhetünk meg Répáshutától KÉK-re, Szarvaskőn, a Nagy Délsáron, továbbá Ballabércon, illetve tőle NY-ra és DNY-ra. Innen továbbhúzódik a tönkfelület az agyagpala területre is: Kolozs, Körtvélyes, Nádasbérc, Lökérc.

A tönkösödés Leél-Ossy S. /1954/ szerint a szarmata végén, illetőleg a pliocén első felében játszódott le. Valószínűbb azonban, hogy ez már korábban végbement. A tönkök takaróját a későbbi tektonikus mozgások és az erózió erősen feldarabolta. Az eredeti felszínt ma már csak az egymagasságu tetők, vagy heg gerincek szintjében találjuk meg. A gerincek felszínét összekötve nagyjából egyenlő szintet kapunk /20. ábra/.

A Magas-Bükk tönkösödését már Strömpl G. /1914/ is sejtette, amikor egy eredetileg jóval nagyobb kiterjedésű karszt-fennsík erős lepusztulásáról és karszteróziós feldarabolásáról írt, de ezt nem fejtette ki határozottan. A magas-Bükk tönkösödésére a legdöntőbb bizonyítékot az szolgáltatná, ha felszínen éppúgy megtalálnánk az eróziós eredetű kvarckavics-takarót, mint többi tönkösödött Középhegységünk alacsonyabb tönkfelszínein. Ez a körülmény ui. azt bizonyítaná, hogy a Magas-Bükk egyidőben lapos, alacsony, az erózióbázis közelé-

ben fekvő tönkfelszín volt; amelyen felszíni vízhálózat alakult ki.

A Bükkhegységet Láng S. /1964/ alaposan áttanulmányozta. Vizsgálataiból az derült ki, hogy a Magas-Bükk kiemelt tönkfelszíneiről hiányzik a távoli, kristályos őshegységek területéről hosszú úton odaszállított és közben legömbölyített kvarckavics - kivéve a Nagyplató NY-i szélén /Küllő-hegy/, és a Kisfennsík /Kovács-rét/ talált kvarckavicstakarót.

Nagy mennyiségben található azonban mindkét fennsík szögletes kvarcittörmelék. Valószínű azonban, hogy ez olyan helyi eredetű mészkőből kimállott tűzkőképződmény, amely a mállási folyamatok révén a helyszínen keletkezett; de nem maradt a keletkezési, helyén, mert az időszakos felszíni vízfolyások, záporok helyéből kimosztották.

Ezek után joggal merül fel a kérdés: mi tönkösítette a Bükkhegységet ?

Leél-Öcsy S. /1954/ szerint csak a karsztos denudáció: a karsztos erózió és korrózió összmunkája.

Láng S. /1964/ a felszíni eróziót tartja tönkösítő erőhatásnak, mert mint láttuk egy-két helyen legömbölyített kvarckavicsból álló kavicsstakarót is talált.

Valószínűbb azonban, hogy a térszín lepusztításáért és a tönkösödésért a denudáció és a növényzet a felelős.

3./ Erózió és a növényzet

A kőzet milyensége és települése szerint az erózió különbözőképpen megy végbe. Ha a felszíni kőzet könnyen mállik, nedves időben a málladéktakaró átázik, a felszín a víz hatására kisebb-nagyobb darabokban lepusztul. Száraz időben a szél lép munkába és a mozgathatóbb apró részeket kifújja.

Az É-i és D-i lejtők különbözőképpen pusztulnak le. A D-i oldalon a lehullott csapadék ui. gyorsabban elpárolog - illetve korábban elolvad a hó - így egységes fűtakaró nem alakul ki. A koratavaszi száraz szelek is jelentősen meg-

bolygatják a kiszáradt felszínt.

A lejtők É-i oldalát összefüggő fűtakaró borítja. Az esővíz gyorsan nem párolog el, a hó könnyen nem olvad el, hanem a talaj mélyebb részébe szivárog és elraktározódik. Itt csak ritkán találkozunk talajöblítéssel; defláció által kimart sebhelyeket is alig látunk. A felszín nyugodt, a tömegmozgás jelentéktelen.

A Bükkhogység felszínét alakító eróziós eredetű domborzati jelenségekkel elsősorban a Központi és Kis-fennsík szélein találkozunk. Itt a folyók és völgyeik nem karsztos kőzetekben alakultak ki, s ezért eróziós völgyeiket állandóan mélyítik. Ezáltal a fennsík rovására hátravágódással pusztítják a mészkőterületeket is /21. ábra/.

Strömpl G. /1914/ részletesen foglalkozott a Magas-Bükk peremeibe hátravágódott eróziós völgyfőkkel és döntő szerepet tulajdonított nekik a karsztfennsík lepusztításában. Szerinte a Központi-Bükk karsztfennsíkja eredetileg jóval nagyobb kiterjedésű volt; a Nagy és Kisplató összefüggött egymással. A későbbi fejlődés folyamán azonban a környező, nem karsztos térszinekről - főleg D-ről, az Alföld felől - hátravágódott eróziós völgyek fokozatosan feldarabolták. A hátravágódó völgyek elérve a sordolinákat, illetve az azok összeolvadásából keletkezett lápákat, sorban lecsapolták és így lassan az egész karsztfennsíkot lepusztították.

Szerintem Strömpl G. véleménye tulzás, bár kétségtelen, hogy az eróziós völgyek hátravágódása a peremeken megvan, és a sordolinák - lápák lecsapoládása is folyamatban van - /Lusta-völgy, Vöröskői-völgy, stb./ tulzás azonban az egész Bükk-fennsík lepusztulását ennek az egyetlen lassu tényezőnek tulajdonítani.

A karsztos szakadékvölgyek és völgyrészletek komplex eredetűek. Kialakításukban több tényező is szerepet játszik. Legfontosabb a felszíni erózió. E völgyek eredetileg a környező, nem karsztos felszíneken alakultak ki és hátravágó-

dással, valamint epigenetikus uton fokozatosan vágódtak be a két karsztfennsík peremébe. A karsztosodás itt is közreműködött a kiformálásban, ugyanis a vízateresztő karsztos kőzetanyag és a karsztos denudáció felszínalatti működése folytan lassan fejlődnek és sokáig megőrzik nagy esésüket és szurdok jellegüket. A mészkőterület völgyeire jellemző, hogy mindig mélyebbre vágódnak, nagy esésűek, szűk és meredek falúak. Mivel karsztos felszínen alakultak ki, az év nagy részében száraz aszok, csak hóolvadás és nagyobb záporok után folyik bennük kis ideig víz.

Nem helyes Strömpl G. /1914/ azon felfogása, hogy a szakadékvölgyek és völgyyszorosok tisztán karsztos uton; barlangok felszakadásával keletkeztek. Ez ellen szól az a körülmény, hogy lefelé - a nem karsztos kőzetre érve normális eróziós völgyszakaszokba mennek át; továbbá, hogy csak a karsztok peremein alakultak ki, míg a mészkőfennsík belsőjéből teljesen hiányoznak a lefolyásos völgyek és csak lápákat, illetve vakvölgyeket találunk.

Véleményem szerint a Szinva Hámor alatti karsztos völgyyszorosa sem barlangi felszakadás, mint Strömpl állítja.

Az alapkőzet karrosodásánál a növényzetnek igen fontos szerepe van. A karros formák igen változók lehetnek, s a kialakulásuknál több tényező is szerepet játszhat.

Strömpl G. elveti a talajalatti karrosodást, Leél-Össy S. /1952/ azt vallja, hogy a növényzet nem kedvez a karrosodás folyamatának, letompítja azt a talajfejlődésben való közreműködésével.

Nézetem szerint mindkét vélemény túlzó, hiszen talaj alatti karrosodás van és Jakucs P. /1956/ szerint Leél-Össy S. nem látja tisztán a karrosodásban a növényzet szerepét. A lényegét nem a helyes oldalról fogja meg, mert a karrosodást állítja a folyamat középpontjába, mint okozót, s a karrosodás előrehaladásával magyarázza a növényzet

lepusztulását. A valóságban éppen fordítva van: a növényzet elősegíti a karrosodást. Támogatja az inszoláció és a víz mechanikai - kémiai oldóhatása is. "Az erdő lepusztulásával hordódik le mindjobban a talajtakaró aránylag rövid idő alatt, s kerül ki a felszínre a már régóta kialakult karros forma." /Jakucs P. 1956. p. 242/ Ha további pusztító erő /pl. legeltetés, bokortűz stb./ is hozzájárul a vegetáció újbóli fellazulásához, a talaj mégjobban tovább hordódik és a karr még csupaszabbá válik.

A növényzet és a karr viszonyának fenti általánosan elfogadott szemlélete onnan származik, hogy a látható karros formák leginkább csupaszok. A vegetáció alatti, talajjal fedett mészkőfelszín és annak karrformái csak ritka alkalmakkor kerülnek napvilágra talajfeltárások alkalmával, de megvannak.

Jakucs P. /1956/ a legújabb növényélettani és talajbiológiai kutatások ismeretében néhány új szempontot is említ a növényzet viszonyára. Nézete a következő: a magasabbrendű növényzet /fűvek, cserjék, fák/ - gyökereinek savkiválasztó tevékenységével, továbbá a talaj mikroorganizmusainak a gyökérzet köré való gyűjtésével és azok fokozott savtermelésével - igen jelentősen hozzájárul a karrképződés folyamatához a talaj alatt, s lehet a karrok egy részének elsődleges kialakító oka. "A gyökérzet, mint furó szerepel a kőzet karrosodásánál: felerősíti és maga köré gyűjti a karrosodáshoz szükséges többi tényezőket is." /Jakucs P. 1956. p. 243./

A növényi gyökérzet savkiválasztó hatásával egyenértékű az, hogy a növényi gyökerek a talajbaktériumokat maguk köré gyűjtik. A mikroorganizmusok pedig életműködéseik közben savakat és CO_2 -t juttatnak a talajba, s ezek jelentős mértékben hozzájárulnak a karr kialakításához.

A baktériumok által termelt savak közül legfontosabb a szénsav. Ez könnyen oldja a kalciumkarbonátot kalciumbikarbonáttá. Ennek a folyamatnak nagy jelentősége van - a karrkialakítás mellett - is.

A gyökök és a mikroorganizmusok tevékenységével meg lehet magyarázni a Bükkhegység felszínén található sok karrformát: a sziklában ferdén lefelé futó kerek lyukakat, gyökérnyom-alaku vájásokat, stb.

Az elmondottakból következik, hogy a karrképződés nem szünetel, nem hal el a növénytakaró alatt, sőt ott is intenzíven tovább fejlődik.

A talaj mikroorganizmusainak fent vázolt életműködéséhez a legfontosabb a megfelelő hőmérséklet és a nedvesség optimális foka. Intenzívebb talajbeli és növényi életműködés a karrképződés meggyorsulását eredményezi.

A Központi-fennsík - különösen a Bélkő környékén - a karros formák igen jól láthatók. A vegetáció itt ma részben sziklasztyepp és sztyepp, részben karsztbokorerdő, s ezalatt a szálerdő található. /22. ábra/

A karros formák is ennek megfelelően különíthetők el. A tetőn a talajtakaró nélküli füves területeken a fűfélék nagymennyiségű apró gyökérszálaikkal korrodálják a mészkövet. Itt karros formák: a kerek, függőleges lyukak. A talaj e helyen hordódott le legjobban a felületről, s ezért a Bélkő karros formái közül ezek látszanak a legtipusosabbaknak. Bélkőn a füves növénytakaró alatti vegetációs öv ma a karsztbokorerdő, s itt éppen annyira intenzív a karrosodás, mint a tetőn. Létrás-tetőn hasonló a helyzet. /23. ábra/

Horváth S. is fontosnak tartja a karrképződésben a növényi gyökér turgor nyomását, de fontos szerepe van a talajnak is. Itt elsősorban a talaj fizikai, kémiai és biológiai tulajdonságát kell figyelembe venni. A Bükkhegység talajának szervetlen alkotó részei a mészkő reziduális maradékából, hullóporból, továbbá idegen nem karsztosodó kőzetek málladékából állanak. A bércek tetején vékony /15-30 cm/ talajréteg található, s a karrosodás nem túl erőteljes. A sík felszíneken viszont a vastagabb törmeléktakaró miatt a karrosodás jelentős.

4./ Karsztosodás, karsztos denudáció; karsztformák

A Bükkhegység mészkő-fennsíkjain legfontosabb felszínformáló folyamat a karsztosodás.

A karsztosodás kérdéseivel számos geográfus foglalkozott és foglalkozik ma is. Azonban a karsztosodás folyamatát helytelenül magyarázzák /Kadic, Dudich/, mert a karsztot egy adott pillanatban, nem pedig annak fejlődésében, folyamatos átalakulásában vizsgálják.

Vannak akik azt vallják /Kessler, Vankovits/, hogy a karszt fejlődése csupán egyetlen tényezővel: a csapadékvíz földalatti tevékenységével függ össze.

Bulla B. a karsztok életében a klímaváltozásoknak nagy fontosságot tulajdonít.

Bulla B. nyomán Szabó P. dolgozta ki a karsztok klimatikus morfológiai rendszerét. Szerinte a karsztosodás az oldásnak sajátos geomorfológiai terméke; minőségének meghatározói, az éghajlati övekkel együtt változnak.

Jakucs L. szerint a karszt "a mészkőnek, mint hegységet alkotó kőzetnek és a hozzá kapcsolódó természetvi jelenségeknek jellegzetes fejlődési állapota, amely a sajátos kőzetminőségnek: a térben és időben változóan megnyilvánuló geológiai, geográfiai, klimatológiai és biológiai környezeti feltételek komplex hatásaként jött létre és fejlődött tovább". /Jakucs L. 1961. p. 4./

Szerinte a karszt állapotmeghatározás. Karsztosodás pedig az a folyamat, "amely a karsztfejlődés törvényszerű menetének, eseményeinek időbeli egymáshakövetkeztéből tevődik össze". /Jakucs L. 1961. p.4./

Az általánosságban tanulmányozható karsztjelenségek /dolinák, víznyelők, barlangok, stb./ összességükben is csak egy belső állapotnak külső tulajdonság megnyilvánulásai. "Zoknek a folyamatoknak belső lényegét mélyebben értjük meg, ha több oldalról közelítjük meg, több oldalról tárjuk fel az okokat, okozatokat, a tér és időbeli összefüggéseket. A karszt fejlődése a felszínen, a felszín alatt és a karszt belsejében

játszódik le.

Kialakulásának alapvető feltétele: a megfelelő geológiai és klimatológiai adottság. A karsztosodás csak akkor indul meg, ha mindkét tényező együttesen van jelen. A karsztforma fejlődését még a karsztosodás időtartama is befolyásolja.

Geológiai-feltétel pl. a karsztosodásra alkalmas kőzet, annak megfelelő szerkezeti viszonya, vagy a karsztosodó kőzettömeg térbeli helyzete, stb. - a Földfelszín fejlődésével és geológiai felépítésével összefüggő azonális adottság. Az azonálisitás itt azt jelenti, hogy a klimatológiai övezetességnek feltétele a Föld bármely pontján fennállhat, ahol karsztosodásra alkalmas kőzet került a felszínre, vagy felszínközelbe. /pl. geoszinklinális övezetben/

A karszt fejlődésének fontos tényezője - a terület földrajzi fekvése és a tengerszint feletti magassága mellett - a mindenkor meteorológiai viszonyok alakulása. A klimatológiai feltételek - mint pl. a csapadék és a hőmérséklet, illetőleg a párolgás - ezzel szemben határozott övezetességet mutatnak és a karsztosodási folyamat intenzitását alapvetően meghatározzák. A folyamat milyensége a mindenkor élénk tűnő formakincs arculatát dönti el." A karsztos formák kialakulásának és gyorsabb fejlődésének az egyenletes bő csapadéku klímaperiodusok kedveznek. " /Szabó P. // 1957. p.15./ A felszín alatti alagutak, barlangok kialakulása viszont gyorsabban megy a nyugtalan, zivataros, záporosós klímaviszonyok között.

A hőmérséklet befolyása abban áll, hogy alacsonyabb hőmérsékleten a víz nagyobb mennyiségű széndioxidot képes felvenni, s így oldási készsége kétszeres lehet. Melegebb éghajlaton viszont gazdagabb a növénytakarulás: ez pedig /a nagymennyiségű korhadt növényzet miatt/ nagyobb szén-savtermeléssel jár együtt. Így ezen a területen az oldásra készen álló szén-sav abszolút mennyisége több, mint a hideg éghajlat alatt.

A Bükkhegységben minden feltétel biztosítva volt a karszt kialakulására. Ha a folyamat zavartalan lett volna, beszélhetnénk a zavartalan karsztos folyamat egyes stádiumairól - mint Cholnoky, Grund, Lehmann tette - és a karsztos formákat koruk szerint is lehetne osztályozni.

A magyarországi karsztosodás multjára jellemző, hogy a szépen megindult karsztosodási folyamatot különféle tényezők minduntalan megzavarták és nem is igen engedték, hogy az ideális ciklikus folyamat nyugodtan kifejlődhessen. A zavaró tényezők közül legfontosabb szerepe a tektonikus kéregmozgásoknak volt. A földkereg mozgásai ugyanis kiemelték, vagy lesüllyesztették, helyenként pedig összetördelték és feldarabolták az eredetileg egységes karsztfelszíneket. A magasra kiemelt darabok pusztulásnak indultak /24. ábra/.

Amint a kéregmozgások megszűntek, újra megindult a karsztosodás. A mélyre süllyedt karsztos térszíneket elborították a fiatalabbkorú tengerek és vastag üledéktakarót rakva rájuk, fedett karsztokká alakították. Ezekből alakultak ki a harmadkori előtéri övezet darabjai.

Ami a karsztosodás kezdetének pontos geológiai idejét illeti - tekintetbe véve a sok zavaró tényezőt - Leél-Össy S. a pliocén végére teszi.

Véleményem szerint a karsztosodás sokkal korábban: talán már a harmadkorban megkezdődött. Ekkor keletkezhettek a legősibb magyar barlangok /az Aggteleki-barlang legfelső szintje/, amelyek azóta már jórészt elpusztultak, felszakadtak vagy eltömődtek.

A felszíni karszt igen nagy kiterjedésű a Bükkben. /25. ábra / Határvonalai: Görömbölytapolcától DNY felé Kisgyőrig, innen NY - ÉNY felé Répáshutáig, majd Répáshutától a műút két oldalán K - ÉK felé halad 4 - 5 km-t, majd visszakanyarodva Monosbélig húzódik NY - DNY-i irányban. Itt a Békő 786 m-es szintje a záróvonal. ÉK-felé Ómassáig, illetőleg K-i irányban Diósgyőrig a Garadna, Lillafüredtől pedig a Szinva a határ.

A Répéshuta - Kisgyőr vonaltól D-re - Cserépfalutól mintegy 1,5 km-re egy nagyobb háromszögalaku felszíni karszterület látható. Felsőtárkánytól DK-re, kb. 7 km hosszú ÉEK - DDNY-i irányú Várhegy - Nagyeged-vonulat is felszíni karszt, sőt a Felsőtárkány és Szarvaskő közötti kisebb karsztdarab is.

A karsztos denudáció a karsztos korrózió és az erózió együttes össz munkája. A normális /eróziós/ denudációnál jóval bonyolultabb, kevésbé kézenfogható és sokkal lassabban pusztító folyamat, mert nagyrésze nem a felszínen, hanem a felszín alatt a karszt belsőjében megy végbe. Ennek következtében a karszt felszíne látszólag konzerválódik és sokáig nem darabolódik fel, a kiemelt karsztos tönk pedig sokáig megőrzi fennsík jellegét.

A Bükkhegység karsztjának karsztosodását - mint az előzőekben láttuk - a gyakran megismétlődő kéregmozgások többször megzavarták. Bennünket az a denudációs időszak érdekel, amely az utolsó kiemelkedés előtt játszódott le; vagyis a ma meglévő kiemelt tönkfelszíneket /Nagy és Kisplatót/ hozta létre. Ez a denudáció valószínűleg a miocén és pliocén folyamán játszódott le.

A különféle karsztfejlődéstani iskolák /Corbell, Cvijic Krebs, Lehmann, Penc, Trombe/ szerint a denudáció a hidrográfiai rendszer kifejlődésével együtt eredményezi a morfológiai formaelemeket. A fenti kutatók valamennyien egyetértettek abban, hogy a karszt morfológiai fejlődésében az alábbi szakaszok különböztethetők meg:

a./ A denudáció kezdeti szakasza: térbeli hidrográfiai rendszer kialakulása korrózióval; a dolinaképződési folyamat megindulása.

b./ A denudáció középső szakasza: tágas barlangüregek, földalatti folyóhalozatok kifejlődése; nagymértékű dolinasodás, uvala és polje képződés.

c./ A denudáció utolsó szakasza: a karszt végleges lepuasztulása, tönkösödése illetve a karszt megszűnése.

A karsztfejlődéstan kérdéseit a geográfusok már több oldalról megvilágították.

Bulla B. szerint a mészkő karsztos lepusztulása rendkívül bonyolult folyamat. Az eddigi vizsgálatoknál a folyamatot a mészkőterület szerkezetének vagy annak fizikai-kémiai sajátosságainak, vagy a mészkőben mozgó víz mechanizmusának felderítésével igyekeztek magyarázni. Ez súlyos hiba volt, mert a karsztjelenség és a karsztosodás összetevőinek egymástól független vizsgálata csak részmegoldásokat adhat, de a folyamat teljes megismeréséig nem vezethet el.

Bulla B. problémafelvetése után Jakucs L. hangsúlyozza, hogy "a karsztos hegységek felszín alatti hidrográfiai vízjárási irányait, forrásainak térbeli helyzetét, a terület korábbi földtani és morfológiai fejlődéstörténete formálja".

/Jakucs L. 1961. p. 263./

Jakucs L. a karsztfejlődéstan magyarázatát új oldalról megközelítve az alábbiakban adja meg:

1./ A mészkőterületen leszivárgó CO_2 tartalmu csapadékvíz /ha a mélység felé haladva nem kerül növekvő hidrosztatikai nyomás alá/ képes 10 - 20 m-es kőzetzónában CaCO_3 -t oldani. Ennél nagyobb mélységben a csapadékvíz már mészlérakó tevékenységet folytat, s a meglévő üregeket kitölti, elzárja.

2./ A mélységbe szivárgó víz a CO_2 tartalmának megváltozása nélkül nagyobb mélységben akkor lenne képes további mészlérakódásra, ha rá, a mélység felé haladva növekvő hidrosztatikai nyomás hatna. Ekkor ugyanis a szénsav - ekvivalens CO_2 egyensúlya felborul és a szénsav oldalára billen. Az üregbe jutó víz a nyomás megszűntekor mészsót csap ki. Vagyis, mészkőterületen a nagyobb mélységbe szivárgó víz fedetlen karsztoknál nem mészlérakó, hanem mészlérakó tendenciájú.

3./ "A karsztok mélyén található tágas, eróziós barlang-alagutakhoz mindig nem karsztos kőzetből felépített térszínü felszíni vízgyűjtőterület tartozik, illetve - inaktív bar-

langok esetében - tartozott az aktivitás időszakában." /Jakucs L. 1961. p.8./ E nem karsztos vízgyűjtőfelszín köztani felépítése a legváltozatosabb lehet, azonban a "barlangjérat szélességi mérete mindig egyenes arányu összefüggést mutat a kapcsolódó nem karsztos vízgyűjtőfelszín kiterjedésével és az onnan származó vízfolyások által szállított, lebegtetett és görgetett törmelék eróziós hatáserőjével." /Jakucs L. 1961. p.8./

4./ A karszt nagy barlangrendszerei nem állnak genetikai, ok-okozati kapcsolatban azzal a karsztosodással, ami a dolina, karr, az uvala képződésben valamint a mésztufa lerakódásában nyilvánul meg. "A karszt normális denudációs folyamata nem kívánja meg az eróziós barlangképződést és fordítva: az eróziós barlangképződésnek nem előfeltétele a mészkőterület karsztos-sága." /Jakucs L. 1961. p.9./

5./ A nagy karsztbarlangban látható felül csakaháromszög szelvény alapján úgy látszik, hogy a barlangok a karszt-felszínen keresztül futó folyóvölgyek eróziós lábak felszín alá áttörött örökösei. Jakucs L. szerint a barlangképződési folyamat kezdeti szakaszait csaknem minden esetben a felszíni eróziós karsztvölgyek bevágódása jelzi.

Jakucs L. /1961/ a földtani, hegyszerkezeti településmód és a nem karsztos környezethez való viszony alapján a karsztok két alapvető, "A" és "B" típusát különbözteti meg.

"A" - típusu karsztról beszélünk akkor, ha az térszíni-leg kiemelkedett és a nem karsztos kőzetekből felépített környezetéhez viszonyítva magasabb nivóhelyzetben fekszik. Ebben az esetben a nem karsztos környezetből a karszt irányába történő vízáramlás lehetősége kizárt. Vagyis az "A"- típusu karsztnál mindig a karszt felől - a karsztból - folyik a víz az alacsonyabb fekvésű nem karsztos térszín felé. Ide tartoznak a szigetkarsztok és a legtöbb esetben a magashegységi karsztok. Az "A"-típusu karsztok elvi fajtáinak sémáit a 26. ábra tartalmazza.

"B"-típusu a karszt akkor, ha a nem karsztos környezet vízfolyásai részben, vagy egészben a karszt irányába tartanak. Vagyis "B"-típusu karszt esetében a nem karsztos környezetről származó vízfolyás is résztvesz a karszt hidrográfiajának formálódásában. A "B" típusu karsztok fajtáit a 27. ábra mutatja.

Előfordul, hogy a tiszta "A"-jellegű plató felszínén másodlagosan felhalmozódott terra-rossa, vagy a növényzet által kialakított vékony talajtakaró eltolja idővel a korábbi "A"-jellegű karsztot "B"-típus felé /28. ábra/.

Kizárólagos tipustisztaság a természetben csak "A"-típusu karsztformában fordul elő.

Ugyanakkor a "B"-típusu karszt saját ismertető jegyei mellett az "A"-típusu karszt hidrologiai jellegeit is tartalmazza.

A karsztdenudáció összes tényezőiben /közetminőség, éghajlat, a térszín különbözősége, vegetáció, stb./ észlelhető mennyiségi különbségnek nagyon jellemző minőségbeli megnyilvánulásai vannak, amelyek a karsztmorfológiában igen változatos felszíni formák megjelenésében jutnak kifejezésre.

A karsztos formák kialakulását vizsgáló morfológusok közül Ecker, Lindner, Phéllipson, Sawiczki, stb. nevét kell megemlíteni.

A karrosodás következtében a mészkő felszínén kimarások, különböző alakú barázdák és sekélyebb - mélyebb járatok keletkeznek, tarajok és oszlopok preparálódnak ki. A tarajok és barázdák lefutásában szabályosság nincs.

Karrmező, karrlejtő

A karrok formakincsé a karrmező és a karrlejtő. Mindkettő denudációs forma, amelyet az orózió, korrózió és a növényzet alakít ki. Amint öregedik a mészkőfelszín úgy erősödik a felszín barázdálódása is. A régebbi karrbarázdák

egyre szélesednek és mélyülnek, közben oldalaikon másodlagos, harmadlagos barázdák keletkeznek. A mészkőfelszín mindinkább járhatatlanná válik. A karrosodás addig tart, amíg a karszt-felszín le nem alacsonyodik az állandó karsztvízszintig.

A karrmezőnél szembeutóbb forma a karr-lejtő, amely meredek mészkő vagy dolomit felszínen jön létre. Karr-lejtőnél: a karrosodási folyamat előrehaladásával egyre jobban feldarabolódik a lejtő. Az egykor még összefüggő sziklafalak, csuszási lapok a legkülönbözőbb alakzatokra szakadnak szét. Ezzel egyidőben - a normális denudáció hatására - a lejtő is fokozatosan lealacsonyodik, míg végül teljesen megszűnik a térszín reliefenergiája; hacsak közben újabb tektonikai mozgások a lepusztulási folyamatot meg nem zavarják. A lejtő fokozatos eltűnésével fokozatosan megszűnik a karrosodás is. A karr-lejtő átalakul karr-mezővé és az előbbieken már említettek szerint fejlődik tovább.

A Bükkhegység területén található nagyobb mélyedések /lápák/ Strömpl G. /1914/ szerint fosszilis tszkarsztos formák, amelyekben a mai karsztosodás fiatal formákat /dolinák, víznyelők/ hoz létre.

Szerintem a mai bükki karsztos formák mind fiatalok. Jórésük csak a tönk kiemelkedése után: a pliocén végén és a pleisztocénben alakult ki.

A Bükk-fennsík karrmezői a Szolicei-plató karrmezőinél kisebbek. Téves azonban Strömpl G. /1914/ megállapítása, hogy karr-mezők egyáltalán nincsenek a Bükkhegységben. Az előforduló karrok kis kiterjedésben, a perem "köveinek" meredek lejtőin jelentkeznek. /Örvénykő, Tarkó, Magaskő, stb./

Néhol a fennsík belsejében, az erdőtakaró talaja alatt is van karr-mező. /a Feketesár ÉNY-i végében, Békén, stb./

A Magas-Bükk pereméből kiálló dolomit és mészkőszirtek kiformálásában jelentős szerepet játszott a karrosodás /Látókővek, az Ablakoskő, az Ómassai szirtek/. Ezekről részletesebben majd a későbbiekben szólnunk.

Dolinák, sordolinák, uvalák

A karroknál jelentősebb karsztos formák a dolinák /teberek, töbrök/, amelyek a Magas-Bükk fennsíkjának fő jellemvonását adják. A két platón különösen, de a Bükkhegység egyéb mészkőterületein is nagymennyiségben megtalálhatók. Elterjedésüket a rögökre darabolt felszín nehezíti. Jól fejlett dolina-hálózat csak a Központi-Bükk fennsíkján fejlődött ki. De előfordulnak a szélesebb hegyhátak között is /pl. a Miskolc környéki Ládi erdőben, Bükkszentkeresztől DK-re a Kölyukgalya oldalában, vagy a Ruda-galya nyergében/. Szép dolinákat látunk a Sűrű-bérc és a Nagykomázsa közötti süllyedékben, továbbá Miskolctapolcától NY-ra is. A Bükkhegység dolinái részben szabálytalan halmazokban, nagyobbbrésűk azonban szabályos sorokba rendeződve fordulnak elő. Legtöbb dolina a Nagyfennsíkon található /29. ábra/.

A dolinák fontos szerepet játszanak a Bükk mészkőfelszínének egyenlőtlené tételében. Szépen látszik ez a DK-i Bükkben Lófőtisztáson.

A bükki dolinák méretei igen különbözőek. Átmérőjük 5 - 100 m, mélységük 1 - 50 m-ig terjedhet. A Magas-Bükk felszínén a dolináknak két főtipusa található meg:

- a./ Regyott dolinák
- b./ Szakadék dolinák.

Regyott dolinák a felszín lassu, karsztos eredetű süllyedésével jönnek létre anélkül, hogy nagyobb barlangi járat lenne alattuk.

Cholnoky J. szerint Jaskó S. vette észre, hogy ha sok dolina van a felszínen, a mélyben nincs barlang. A regyott dolinák igen lassan, csak alig észrevehetően alakulnak ki. Ma is képződik néhány a Magas-Bükk fennsíkján /30. ábra/.

A Nagy-fennsík K-i részén kevesebb a dolina, mint máshol. A víznyelők viszont itt gyakoribbak. Ezek a jelenségek a rétegtérviszonyokkal függ^{nek} össze. A fennsík K-i részén ugyanis az idegen kőzetek a felszíni vízhálózat és az aktív víznyelők

kialakulását segítik. A plató NY-i részének karsztja a barlangi járat szempontjából inaktív, s ezért itt számos dolina keletkezhet.

A szakadék dolinák nagyobb méretű termek beszakadása révén jönnek létre. Jellemzőjük - ellentétben a rogyott dolinákkal - hogy gyorsan keletkeznek. Szakadék dolina a Kisplaton az Udvarköz. Ez hazánk talán legnagyobb méretű szakadék dolinája. Átmérője 15 m, mélysége 20 m. Minden oldalról függőleges sziklafalak határolják. Alján óriási méretű törmelékdarabok és barlangi járatmaradványok bizonyítják, hogy barlangi beszakadással keletkezett. Szakadék dolina található a Füstöskőbérc D-i végében, a Nagymező DNY-i szögletében, a Szilvasvárad-Lillafüredi műttől É-ra, mintegy 100 m-re. Kisebb méretű szakadék dolina található a Zsérci Nagy-Dél É-i részén, ahol időszakos víznyelő működik.

Leél-Össy S. azt vallja, hogy a csipkéskeuti víznyelő is szakadék dolina fenekén alakult ki.

Véleményem szerint - mivel a dolinának csak egyik oldala meredek valószínűbb, hogy eróziós vakvölgy.

A dolinák egy részében tövéig gyűlik össze az esővíz. Egyik tövéig lefolyik, másik állandó, de a víz nem tűnik el egyikben sem oly módon, mint a víznyelőkben. A dolina feneké is mészkő, tehát az is repedezett, s eltűnhet benne a víz. De a berogyás következtében a dolina fenekén levő repedések összehúzódhatnak, ezért a vizet kevésbé eresztik át, mint a karsztfelszínbe nem rogyott darabja.

A dolinák pusztulása elég gyorsan bekövetkezik. Először a meredek oldalak ellaposodnak, a perem cikk-cakkossá válik, majd beszakad és végül a szomszédos dolinák is egybeolvadnak.

A dolinák átalakulásának másik formája a lassu feltöltődés. Ez a folyamat a Bükk fennsíkján is tapasztalható. A dolinákban a környező területekről igen nagy mennyiségben kerülnek be növényi részek, kőzetdarabkák és egyéb oldhatatlan anyagok. Ezek a dolina alján felhalmozódnak és fokozatosan

eltömik a dolina repedéseit. Ezáltal megszűnik a víz oldó hatása. A repedésifelhasználásával a víz oldalt keres magának utat. Ujabb kioldási helyek jönnek létre és ezáltal újabb dolinák keletkeznek. A dolinák egymást csapolják meg.

Egymást csapoló dolinákat látunk a Fekete-sár környéki karsztos süllyedékterületen. Itt egy sorban négy dolina is van, egyre alacsonyabb szintben. A felső három már eltömődött, de a legalsó még fejlődésben van. /31 ábra/

A sordolinák, illetve dolinasorok az egyes dolinák összeömléséből eroziós uton jönnek létre.

A sordolinák keletkezésére vonatkozó legújabb elméletet Jakucs L. képviseli. Ezzel kapcsolatosan a következőket vallja:

1./ A sordolinák kialakulását nem a tektonikus preformáció, hanem az eróziós folyóvölgyek egykori tengelyvonala szabja meg.

2./ A dolinasor mindig idősebb az egyéni dolinánál.

3./ Mialamely karsztfelszínen a sordolina jelenléte arra utal, hogy az illető karsztfelszín a denudációs folyamat kezdetén többé-kevésbé fedett karszt volt.

4./ Ha a sordolinában nem karsztos kőzetanyagú üledékfelhalmozódás van - és ez erőteljesebb, mint az egyes dolinában - akkor a karszt a lepusztulás kezdetén legalább részben fedett karszt volt.

5./ A sordolina fenekén az egykori folyóvíz eróziós munkájának formakincse /szinlő/ mindig kimutatható.

A Bükk-fennsík peremi részein a dolinasorok lépcsőzetesen helyezkednek el.

Szép, hosszú dolinasort látunk az Istállóskő K-i oldalán egy hosszú DNY - ÉK-i irányú lábában. Ez a dolinasor folytatódik a Huta-bérc K-i oldalán egészen Hármaskutig.

Sordolina figyelhető meg Jávorkutttól DNY-ra, vagy DK-re a körforgalmu autót mentén is.

Központi-Bükk karsztfennsíkján tehát a dolinák mindhárom magassági szinten előfordulnak:

- a legmagasabb bércek tetején,
- az egyenletes magasságu bércek tetején,
- a lápák és medencék fenekén.

Viznyelők, barlangok, zsombolyok

A Bükkhegység karsztos térszínein a viznyelők is kifejlődtek.

A viznyelő a mészkőfelszín olyan nyílása, amelyen a csapadékvíz kisebb-nagyobb felszíni út megtétele után lefolyik a karszt belsejébe. A felszín alatt vízhálózatot hoz létre, néha barlangrendszert alakít ki. Általában buvópatakmeder /vakvölgy/ és kisebb-nagyobb karszton kívüli vizgyűjtőterület tartozik hozzá.

A viznyelők alakja függőleges, néha vízszintes irányu akna. Ha nyílása az állandó karsztvízszintnél magasabban van, akkor az alatta levő barlangjáratok lépcsőzetesen megtörve ereszkednek alá.

Helyzetüket tekintve a viznyelők kétfélék lehetnek: karszt-szóliek és fennsíki viznyelők.

A karszt-szóli viznyelők a karsztos és nem karsztos felszínek határsávjában alakulnak ki, s a vízzáró rétegekkel állnak kapcsolatban. Általában a Bükkhegység É-i részén gyakoriak, de megtalálhatók a D-i Bükkben is. Ezek azonban már kevésbé tipusosak, mert a felszín sajátosságai a keletkezéshez kedvezőtlenek. A viznyelők különösen nagy nyílása akkor jön létre, ha a szomszédos nem karsztos térszínről a buvópatakok nagymennyiségű, kemény kvarckavicsot sodornak be a járatokba.

A mészkőterület viznyelői az előzőknél kisebb méretűek. Élettartalmuk, buvópatakjaik rövidebbek, a vizgyűjtő területük is kisebb, mert a lehullott csapadék tekintélyes része a kisebb bujtatókon át közvetlenül bekerül a karszt

belsejébe anélkül, hogy először buvópatakmedret hozna létre. Ezek a víznyelők rendszerint a mélyedések fenekén, dolinákban, uvalákban és lápákban alakulnak ki. Főleg a Központi-fennsíkon gyakoriak, de előfordulnak a Bükkhegység DNY-i részén is. A feltöltődés miatt azonban ezek nem tipusosak.

A víznyelők keletkezése összetett folyamatok együttes eredménye. A kialakításban szerepe volt a szerkezeti előrejelzésnek, a karsztos korrózióknak és a karsztos erózióknak. Kisebb víznyelők - Leél-Össy szerint - keletkezhetnek kizárólag korrózió hatásaira is, főleg a karsztok belső részein.

Véleményem szerint nagyobb nyílású víznyelőket csak az erózió és korrózió együttes összmunkája hozhat létre.

Jakucs L. szerint a víznyelők létrehozásában a karsztos erózió és a kvarckavics játszik döntő szerepet.

Víznyelők a hegyszerkezeti vonalak mentén és olyan helyen, alakultak ki, ahol a nem karsztos kőzetanyagból álló felszínről a karsztos felszínre vízfolyások jutnak.

A Bükk-fennsík legnagyobb víznyelői a Bánkut - Lillafüred közötti porfiritoidból és palából álló alsó-triász képződmények feltolódásai mentén alakultak ki. Ezen a területen a megfelelő dőborzati viszonyok következtében bő csapadék hull, s a kisebb patakok a Központi-fennsík É-i részén elnyelődnek. A víznyelők mindkét fennsíkon - nagyjából - NY - K-i irányú vonal mentén helyezkednek el. Az É-i sor a Kis-plató közepén húzódik; a D-i sor a Nagy-plató É-i részét szeli át. A Kis-plató ÉNY-i szélén az Örvénykőtől K-re, kb. 700 m-re fekszik az örvényközi "visszafolyó". 2 m átmérőjű, nyitott bejárata egy kb. 6 m mély, függőleges aknával vezet a víznyelő barlangjába. A barlangba először Venkovits I. hatolt be. Vízfestési vizsgálatok hiánya miatt még nem igazolt, hogy a víznyelő vize melyik forrásban jön napvilágra; de valószínű, hogy a kb. 100 m-re levő Harica forrásban kerül a felszínre.

A Kis-plató közepe táján Ujmassától É-ra, kb. 1500 m-re található a Csókási víznyelő. Alatta mintegy 50 m hosszú, cseppkövekben igen gazdag barlang alakult ki.

A fennsík K-i részén kb. 400 m magasságban van az állandóan működő, eltömött nyílású, Kaszásréti víznyelő, amelyhez kb. 200 m hosszú, kanyargós buvópatak tartozik.

A Nagy-fennsík víznyelői a bányai "visszafolyókkal" kezdődnek. Ezek a Bányai turistaháztól DK-re, a Likas-gerinc és Borovnyák között találhatók, kb. 800 m t.sz.f.-i magasságban. A bányai visszafolyótól K-re, kb. 100 m-en belül három kis névtelen, időszakos víznyelő található. Közeliükben számos kisebb dolina helyezkedik el.

A Csipkésbányai víznyelő a Bányai-turistaháztól kb. 100 m-re DK-re fekszik: a bányai-csipkésbányai út É-i oldalán, egy szakadékdolina fenekén. Bejárata: kb. 3 m. A víznyelő és az erózió bázisa /Garadna-forrás/ között mintegy 370 m a szintkülönbség. A víznyelő állandóan működik, de télen és nyáron néhány-hétre elapad. Vízét egy kisebb forrásból kapja, amely a víznyelőtől É-ra, az erdő szélén fekszik.

A Jávorkuti víznyelő a hasonló nevű forrástól ÉK-re, mintegy 700 m-re található, a lillafüredi műút mellett. Jelenleg a Jávorkuti-tó túlfolyóinak vizét vezeti le. A miskolci barlangkutatók 1953-54-ben a víznyelőt kibontották és hosszú barlangjáratot tártak fel.

A Bolhási víznyelő a Jávorkuti erdészaháztól KÉK-re, kb. 500 m-re egy kisebb rét közepén található. Hozzá tartozik a Bolhás-patak vakvölgye, amely az út mellett húzódik. Állandóan működik. Ugyancsak a miskolci barlangkutatók bontották ki. /1953/

Jakucs L. vízfestési vizsgálatai szerint az eddigi víznyelők vize az Ómassa feletti Garadna-forráson keresztül jutnak a felszínre. A Központi-fennsík alatt húzódó, rendkívül szétágazó, többemeletes barlangrendszerek helyét, irányát és méreteit ugyancsak Jakucs L. állapította meg.

A Bolhási víznyelőtől K-re, kb. 100 m-re, a Sportszálló

melletti rét É-i szélén, állandóan működik a Disznóspataki-viznyelő. Hozzá tartozik a Nagy-fennsík leghosszabb /kb. 400 m/ kétágu buvópatakja. Ennek vize Jakucs L. szerint a Sebes-viz forrásában kerül a felszínre.

Ezután K-felé haladva több, kisebb, névtelen viznyelőt találunk, majd a sorozat a két Létrási-viznyelővel fejeződik be. Ezek a Létrási süllyedékterületen és közvetlen közelében találhatók.

A létráskörnyéki másik viznyelőt a műttől kb. 200 m-re, D-i irányban Jakucs L. bontotta ki. Ehhez hosszú vakvölgy tartozik. A viznyelő több, függőleges kőrtöből és keskeny hasadékból áll, amely földalatti teremben folytatódik. Jakucs L. szerint a Létrási-viznyelők vize a Garadna-völgyi Margit-forráson át jutnak a felszínre.

Hasonló jellegű viznyelők alakultak ki a D-i Bükkben Répáshuta és Bükkszentkereszt között. Ezek pontos lefolyását ugyan még nem ismerjük, de Jakucs L. vizsgálatai azt mutatták, hogy a Kácsi és Latoruti-forrásokban jutnak a felszínre.

Általánosan elfogadott az a tény, hogy a Bükkhegység viznyelőihez csak kicsiny - lefeljebb néhány száz m hosszú - buvópatakok tartoznak. Ezek vízgyűjtő területe kicsi és nehezen körülhatárolható.

A D-i Bükk viznyelőinek vízgyűjtőterülete nagyobb, mint az É-i Bükk viznyelőinek.

A D-i Bükk viznyelői között legjelentősebb a Pénzpataki-viznyelő, amely Répáshutától K-re, kb. 1500 m-re található. A viznyelő és az alatta húzódó nagy kiterjedésű viznyelő barlangrendszer feltárása Jakucs L. /1953/ érdeme. Ez a cseppkőbarlang hazánk eddig megismert egyik legmélyebb barlangrendszere /32. ábra/.

A Pénzpataki-viznyelőtől NY-ra, kb. 300 - 400 m-re található a Diós-patak viznyelő rendszere, amely több kisebb viznyelőből áll. A föld alatt a Pénzpataki-viznyelő barlangjába torkollik, majd a száraz Csunya-völgy alatt folyik le.

A nagyobb víznyelőkjáratai lefelé komoly barlangokban folytatódnak. Ezek a barlangi járatok azonban sokszor az ember számára járhatatlanul összeszűkülnek, mesterségesen kell őket feltárni.

A Bükkhegységi barlangok különböző méretűek. Az 1 - 2 m-es kis kőfülkétől /Tarkói kőfülke/ a több száz méter hosszú járatokig /Kecskegyuk, Szt. István barlang, stb./; a szűk hasadéktól /Kiskötháti-zsomboly/ az óriási méretű termekig /Szeleta-barlang/; a vízszintes járatoktól egészen a függőleges járatokig a legkülönbözőbb változatok lehetségesek.

A barlangok és barlangrendszerek kialakításánál Cholnoky J. fontos szerepet szán az üregbe kerülő gömbölyűre koptatott köveknek. Leél-Össy S. szerint a barlangkialakítás tényezői: tektonika, korrózió, karsztos erózió.

Pávai-Vajna F. a meleg oldat üregképző hatását hangsúlyozza.

Véleményem szerint nagyobb barlangok - kiváltképp barlangrendszerek - csak olyan területeken fejlődhetnek ki, ahol nem karsztos területek karsztosodásra alkalmas kőzetekkel érintkeznek. Ebben az esetben a nem karsztos térszínről megindul a felszíni vízfolyás a karsztos területre. Ezek a vízfolyások a mészkő felszínén elnyelődnek. A nem karsztos területekről magukkal hozott szilárd törmelékanyaggal vésik, vájják a mészkő üregéit.

Jakucs L. véleménye az, hogy a karsztos erózió barlangkialakító munkájában a kvarekavics, mint véső szerepel. Szerinte a barlangképződés, a föld alatti vízhálózatok kialakulása a karsztos térszínnek denudációjával függ össze. Pontosabban: a denudáció középső szakaszára tehető. Jakucs hangsúlyoztatja, hogy az eróziós barlang nem függ össze a karszt fejlődésével. Az üregképzést teljes egészében - leszámítva a víz gyakorlatilag jelentéktelen oldó hatását - a folyóvízi törmelékerózió végzi. Jakucs azt is megállapította, hogy az eróziós barlangok folyosójának szélessége egyenesen arányos a folyó vízhozamával, illetve a felszíni vízgyűjtőterület nagyságával.

Az egymástól eltérő karsztfelszíni karsztosodásának lefolyása különböző. A genetikától függetlenül a két karsztforma belsejében képződött barlang is eltér egymástól.

A karsztos terület barlangjait korábban Cholnoky viznyelő - forrás - átmenő barlangokra osztotta.

Viznyelő barlangok általában szűk méretűek és hosszú járatuk van. Általában mesterséges feltárással lehet beléjük jutni. Mindig emeletesek, függőleges aknákkal. Ilyenek a Kis-fennsík: az Örvénykői visszafolyó, a Kaszásréti viznyelőbarlang, a Varbó-környéki Lambrecht K. barlang, stb.

A Nagy-fennsík ugyancsak gazdag viznyelőbarlangokban. Ezek: a Bánkúti, Csipkésúti, Jávorkúti, Bolhási, Körösbérci, Szárdoka és Létrási-viznyelőbarlangok.

A Központi-fennsíktól D-re: Ravaszlyuk, Balla-barlang, Pénzpataki-viznyelő barlang, Dióspataki-barlang, stb./

/33. ábra/.

A Pénzpataki-barlangot Jakucs L. /1953/ fedezte fel. A barlang az Eger - Miskolc műút mellett, a Pénzpataki vadászháztól D-re található. A vadászháztól egy vakvölgy húzódik D felé, ennek végpontjában - a Pénzpataki viznyelőben - tűnik el a patak vize. A barlang emeletes. Hatalmas függőleges aknával kezdődik, amelyben a felszín alatt 60 m-es vizesés dübörög a mélységbe. Jakucs L. vízfestési eljárással kimutatta, hogy a nyelőben eltűnt víz Kácsfürdő környékén bukkan a felszínre. Több más vízfestési kísérlet alapján Jakucs L. itt egy több km hosszú barlangrendszert gyanít, amely a vizsgálatok szerint járható, tavakkal függ össze és cseppkőképződményekben gazdag.

Kács és Latorut környékén is képződött néhány barlang. Ezek: Zsendice-lyuk, a Farkaskő barlangja, Lélek-lyuk, Nagykőmázsa-völgyi viznyelőbarlangrendszer, illetve a Diósgyőrtől D-re levő Vártetői-barlangrendszer.

A miskolci barlangkutatók többéves fáradságos munka után tárták fel /1962/ a Bükk talán legnagyobb barlangrendszerét: a létrástetői barlangot. Ez a Bükk-fennsík ÉK-i

részen, Létrástető és Kisfeketesár környékén alakult ki.

A barlangrendszer teljes hossza a mellékágakkal együtt 1660 m; legmélyebb pontja 165 m. A K - NY-i irányú főágat 133 m-es mélységben találjuk. Jakucs L. /1961/ karsztogenetikai elmélete szerint a barlangot az alábbiak alapján "B" típusnak tekintem:

1./ A barlang az egyidőben képződött járatok viszonylatában közel egysíku kiterjedésű.

2./ A barlang alaprajza egy folyórendszerhez hasonlít.
/34. ábra/

3./ Folyosónak mennyezete nem csucsban végződik, hanem széles horizontális sík lap.

4./ A barlangrendszer egy K - NY-i irányú tektonikus repedés mentén eróziós hatásra jött létre. A kutatók a barlangban kvarckavicsot nem találtak.

A forrásbarlangok többnyire vízszintes jártnak, nem emelkedősek. Bejáratuknál tágasak, befelé szűkülnek. Ma csaknem teljesen szárazak.

Forrásbarlang a Kis-fennsíkon: a Kecskelyuk-barlang, amely a Királyati ordásaháztól NY-ra, mintegy 500 m-re található. 400 m hosszú, egyetlen folyosóból áll, amely a vége felé erősen összehúzódik. A Forrás-völgy K-i oldalában, a Kecskelyuk-barlanggal szemben találjuk a Budöspöst-barlangot 42 m.t.sz.f-i magasságban. /35. ábra/ Az ívalaku bejárat 36 m hosszú, egységes csarnokba vezet, amely a hátsó részen kúrtóban végződik. A teremnek is beillő járat vége annyira megközelíti a felszínt, hogy a beszakadt boltozat is kúrtóval a felszínre nyílik.

A Csókási-barlang a Csókás-hegy D-i alján, a Csókáskút-előtti dolina fenekén nyílik. Lejtős bejárata után 55 m hosszú, több üregből álló barlangrész következik. Falait cseppkövek díszítik.

A miskolci barlangkutatók a Bükk Kis-fennsíkján - a Galya-forrás, Felső-forrás és Kőlyuk közötti háromszög alakú területen - Kőlyuk I-től K-re, mintegy 400 m-re, egy jelentős vizgyűjtőterülettel rendelkező, barlangot fedeztek fel. A barlang cseppkőképződményekben rendkívül gazdag. Eddig 720 m hosszúságban tarták fel.

A Kőlyuk I. alatt nyílik a Kőlyuk II. barlang, amely különösen nagy méreteivel tűnik ki. Ettől DNY-ra, mintegy 600 m-re, érdekes az Udvarkö, amelynek megmaradt darabja tanuskodik az elpusztult barlangnak hatalmas méreteiről.

A Garadna-völgy É-i oldalában egy egész sor kisebb barlangot találunk, amelyek közül legjelentősebb a Háromkúti és Vidrőczky-barlang. Ez utóbbi közvetlenül a tető alatt, a Selyomkut közelében fekszik. Teljes hossza 15 m.

A Mélysár-barlang a Mélysár-bérc DK-i végében, lankás hegyoldalon fekszik. A 36 m hosszú főjárat 2 m magas és 1 m széles nyílással kezdődik. Többször irányt változtatva DNY-i irányba halad.

A Herman Ottó-barlang alsó és Felső-Hámor község között fekszik, a Szinva-patak medrének D-i oldalán. Bejárata ÉNY-ra nyílik. Egyetlen szabályos, 30 m hosszú, boltozatos barlangnyílásból áll. Magasabb vízállás esetén a Szinva vize a barlang alsóbb szintjét előnti. /36, 37. ábra/

A barlanghoz tartozik a Herman Ottó és Puszkaporosi-kőfülke is. Ennek bejáratí nyílása ÉNY-felé néz. /38. ábra/

A Dolkatető gerincén találjuk a Szeleta-barlangot. A barlang bejárata az ásatások megkezdése előtt bozóttal, gazzal benőtt volt. /39. ábra/ A 20 m. hosszú, 15 m széles, és 8 m magas előcsarnok ÉNY-i végében egy keskeny, 30 m hosszú mellékág vezet NY-i irányban. /40. ábra/ Az előcsarnok átlag szélessége 7 m. Első része 24 m hosszú és 8 m magas; hátulsó része ÉNY-i irányban kissé kiszélesedik. A legnagyobb hosszúsága itt 16 m, átlagszélessége 12 m, magassága pedig 7 m.

Az István-barlang a Lillafüred - Eger műút mellett, a Palotaszállótól 500 m-re, 318 m.t.sz.f.-i magasságban két nyílással nyílik /41. ábra/, a tulajdonképpeni járat mesterséges. Közvetlenül a patak mellett, egy 3 m magas és 4 m széles ferde négyszögű lyuk, amely a 12 m hosszú bejáraton keresztül a barlang csarnokába vezet. A csarnok 20 m hosszú, 6 m széles és 10 m magas üreg. Mennyezete cseppkőnélküli, teljesen síma. Ebbe nyílik a természetes nyílás, amely egy 38 m-es egyre szűkülő folyósóban folytatódik. A barlang talapzata csaknem vízszintes, alig észrevehetően lejt kifelé. Létrejöttét egy földalatti víz folyásának köszönheti. Ez a földalatti patak a Bükk-fennsík vizeit vezethette le, majd a völgytalpak süllyedésével alacsonyabb szintre került és ma az ún. Soltész-kerti-forráshoz tartozó patak-barlangban ismerhető fel. Ez a patakbarlang járható, de ezután teljesen összeszűkül. Iránya az István-barlang felé vezet és Jakucs szerint összeköttetésben áll az István-barlang ma még csak részben feltárt alsó, többnyire vízzel telt járataival. Ezt igazolja az a tény, hogy nagy hóolvadás, illetőleg esőzések idején a patak vize megduzzad és az István-barlangban felszínre tör a víz.

Az István-barlang "B"-típusu barlang, de az "A"-típusu barlang néhány ismérése is megtalálható.

1./ A barlang bejáratí nyílása magasabban fekszik, mint a barlang többi szakasza, ezért a barlangba csak a volt forráskürtökön való leereszkedés után juthatunk /"A" típusu barlang/.

2./ A barlang alaprajza egy folyórendszerre emlékeztet. A kb. 300 m-es főágból ellentétes irányu mellékjáratok nyílnak /"B" típusu barlang/ /42. ábra/.

3./ A barlangfolyósó mennyezete erősen összeszűkül, néhány csucsban végződik /"B" típusu barlang/.

4./ Jól felismerhető és nyomon követhető állandó vízfolyásu patakka rendelkezik /"B" típusu barlang/.

5./ Cseppkőképződményekben gazdag /"Mamutfogsor", "Orgona", "Meseország", "Szinpad", előtte a "Sztalaktit függöny", "Mikulás", "Fülesbagoly", "Mátyáskirály lovasszobra",

"Kinai pagoda", "Havas fenyő" stb. /"B" típusú barlang"/

A lillafüredi Forrás-barlang - korábbi nevén Anna-barlang - eredeti bejárata a Palota-szálló függőkertjei alatt, a Garadna-patak utolsó vizesése mellett, 264 m. t.sz.f.-i magasságban nyílik. Később egy másik bejáratot létesítettek a Szinva nagy vizesése tövében. A barlang nagyobb részét akkor fedezték fel, amikor a barlangban fakadó források eredetét 90 m mesterséges táróval feltárták. Ekkor számos, egymástól többnyire független üreget találtak a mésztufában, amelyekben mésztufával bevont gyökerek, fatörzsek, levelek láthatók. Ezeket az üregeket mesterséges folyósokkal kötötték össze.

A barlang nem cseppkőbarlang, de különleges mésztufa képződményeivel a maga nemében szinte egyedülálló.

A Forrás-barlang kialakulása lényegesen eltér a többi ismert barlangokétól. Képződményei egészen mások, mint amelyeket a legtöbb barlangban eddig megismertünk. Nagy méretek, hatalmas termek helyett csipke finomságú /"Északi fény", "Szomorú fű", stb./ cseppkőképződményeket látunk. A kis termek mennyezetéről a megkövesedett gyökerek tömege csüng alá. Sok helyen az apró mésztufa-gömbök ezrei sorakoznak egymás mellett és a megkövesedett fűszálak, moharészek meglevenitik az elmúlt évezredek vegetációját.

Az eddigiekben már láttuk, hogy barlangjaink - csaknem mind - posztgenetikus kifejlődésűek, azaz a víz a már szilárd kőzetben mossa ki az üregeket. Ezzel szemben az Anna-barlang a kőzetképződéssel egyidőben /szingenetikusán/ keletkezett.

A régebbi időben az a vélemény alakult ki a Szinva vizeséséről, hogy azért van azon a helyen, mert ott van a mésztufa-felhalmozódás. Cholnoky J. vizsgálatai során bebizonyította, hogy a dolog éppen fordítva igaz. Azért van ott a 30 m hosszú mésztufapad, mert ott a Szinva vizesése. /43. ábra/

Jakucs L. szerint az üregkialakulás előfeltétele a vizesés.

A karsztpatakok-mésszel telített vize a vizesés lábánál a víztükörtől bizonyos távolságra igen hosszú idő alatt mésztufa-gátat, épít. Ez a gát idővel körülveszi a vizesést. Ez azért lehetséges, mert a vízben - ha lejtőn fut le - húzófeszültség jön létre, amely eltávolítja a vízmolekulákat egymástól. A vízben oldott állapotban szállított $\text{Ca} / \text{HCO}_3 / 2$ elbomlik; a CO_2 a levegőbe távozik, a CaCO_3 pedig, likacsos szerkezetű mésztufa alakjában kiválik és lerakódik. Minél gyorsabban fut le a víz, annál nagyobb a húzófeszültség; annál vastagabb lesz a mésztufakerakódás.

Igy rakódott le Lillafüreden mésztufa belsőjében az eddig ismert legnagyobb mésztufabarlang.

A barlangban két forrás fakad, amelynek vize ivásra alkalmas. Erről részletesebben a következőkben még lesz szó.

A diósgyőri barlangkutatók 1958-ban kezdték meg az István-lápai barlang feltárását. Itt egy eltömődött víznyelőn keresztül K - Ny-i irányú törésvonal mentén az István-barlang feltételezett, de ezideig még ismeretlen NY-i folytatását kívánták feltárni. A csaknem 200 méter függőleges akna alján meg is találták a barlangot. Iránya ÉK - DNY-i. A csarnok szélessége 10 - 30 m között változik, magassága meghaladja a 30 m-t. A csarnok fenekén lejtős aknák vannak, ahol törmelékekkel töltött szifonok zárják el a továbbjutást. Nagyobb esőzések után a szifonok vízszintje jelentősen megemelkedik. Ez egy emeletes barlangrendszer, amelynek jelenleg csak felső inaktív járatait ismerik. Érdekessége, hogy jelenleg Magyarország eddig megismert legmélyebb barlangja 240 m/ Feltárt folyósóinak hossza 1300 m.

A Szárdokai-barlang nem tartozik a jelentősebb barlangok közé. Kis mélységű, emeletes barlangrendszer, a jelenleg feltárt szakasz hossza 62 m.

Jakucs szerint az István-barlang, az István-lápai barlang, a Létrástetői-barlang - mint ezt a vízfestési és egyéb vizsgálatok kimutatták - jelentősebb barlangrendszereknek:

az "Anna-barlangi" források, illetőleg a "Margit-forrás" emelotes barlang-rendszerének különböző helyeken feltárt részei.

Az Istállósközi-barlang az Istállóskö erősen DNY-i oldalán, a Szalajka-forrás fölött mintegy 550 m t.sz.f.-i magasságban nyílik. /44. ábra/ Háromszög alakú nyílása 46 m hosszú, 14 m széles, és 8 m magas egységes üregbe vezet.

Az Imóközi forrásbarlang a Feketelentől É-ra, a Lökőölgy felső végén, az Imókó sziklafalának tövében nyílik. Időszakosan aktív forrásbarlang, amelyből nagy esőzések után hatalmas vízmennyiség árad. A bejárat után több irányban elágazik és 17 m-es hosszúság után rendkívül elkeskenyedvén járhatatlanná válik.

A Peskő-barlang a 856 m magas Peskő-hegy D-i, igen meredek szikla falában, 745 m abszolút magasságban nyílik. /45. ábra/ Ez a 8 m széles és 6 m magas tölcészerű nyílás olyan egységes üregbe vezet, amelyben elülső, középső, hátulsó és oldalsó járatok láthatók. Teljes hossza 32 m, legnagyobb szélessége 15 m, legnagyobb magassága 10 m. /46. ábra/

A továbbiakban a D-i Bükk barlangjairól lesz szó. Cserépfalu község határában találhatók kisebb forrásbarlangok. Ezek a következők: Kecskégalyai-barlang, Farkaskői-barlang, Kuthegyi-barlang. Mindhárom barlangot Kadič O. tárta fel. /1932/

Cserépfalutól É-ra, a Perpáci-sziklaüreg alatt található a Perpáci-barlang. Ez egy teljesen elaggott, pusztulásnak indult üreg. Mennyezete már beomlott, s a leomlott nagy kőtuskók teljesen eltemették a barlangot.

Jelentősebb a Subalyuk-barlang, amely Cserépfalu határában a Hör-völgynek Kut-hegyi sziklás oldalában 44 m t. sz. f.-i magasságban nyílik. /47. ábra/ A széles nyílás kisebb barlangba vezet, amelynek végén oldalágban végződik a barlang. A barlang két egymást keresztező hasadék mentén jött létre és a korrózió, illetőleg erózió hatására fejlődött tovább. A folyóvíz munkájának nyomait mindenhol megta-



láljuk, öblös kivágások alakjában. A kiásott barlangfenék lejtéséből és irányából következik, hogy az egykor itt folyó patak belülről kifelé folyt. /"B" típusu barlang/. Nem a Hór-patak, hanem ennek egyik mellékága az őskori Suba-patak vájta ki a barlangot.

A D-i Bükk NY-i részén Felsőtárkány határában található az Arnóczkői és Lökvölgyi barlang. Előbbinek bejárata már beomlott, a lehullott kőtörmények pedig annyira elfedték, hogy a barlangból alig látszik valami.

A Lökvölgyi-barlang, a Lök-völgy K-i oldalán a Vaskapuszikkaszeres jobboldalán, magasan az országut felett nyílik. Délre néző nyílása nagyobb kiterjedésű. Több irányban elágazó, alacsony üregbe /10 m széles, 12 m hosszú/ vezet, amely hátulsó részében balra és jobbra egy-egy folyosóval bővül.

Felsőtárkányi kisebb barlangok még a Vaskapubarlang, Tárkányi-barlang, Mészvölgyi-barlang, Vártetői-barlang! Kissé K-re - a Hór-völgy mentén - az Odorvári-barlang.

Egertől Éra, Felnémet község környékén, a Berva-völgy alsó szakaszának balpartján nyílik a Berva-barlang. Belsejébe 6 m hosszú, és 1.5 m széles előtér vezet. A barlang maga 12 m hosszú, 2 m átlagszélességű és 3 m magas folyosószerű járat, amely hegytetőre nyíló zsombollyal végződik. A barlang földalatti patakmeder-maradvány, amelynek elülső és hátulsó vége beomlott, s elől nyílt előteret, hátul zsombolyt alkotott. A fenék kívülről befelé lejt, a patak is valószínűleg kívülről befelé folyt. A falakon a mennyezeten látható kimerások, továbbá a barlang alján lerakódott homok, kavics szemek azt mutatják, hogy a barlangban időnként nagy víz volt. /"B" típusu barlang/ A patak vize a barlang alján levő zsombolyban tűnik el.

A Berva-patak bal partján nyílik a Kemence-lyuk. A barlangba /6 m hosszú, 3 m széles/ egy rövid előtér vezet, A hegytetőre kútnál keresztül jutunk.

A bélápátfalvi Bélkő-barlang és a Feketesár Körös-barlangja ezideig kevésbé kutatott barlangok. Hasonlóképpen az

Istállóskő és az Ispánhegy között húzódó Balogh-völgyi barlangok.

A Bükk-hegység D-i részén, Kács-fürdő É-i előterében az Oromtető oldalában nyílik a Zsendice-barlang. Lejtős bejárata egy több ágra szakadó közepes nagyságú üregbe vezet.

Latorut község környékén is keletkezett két kisebb barlang: a Lélek-lyuk és Parkas-kő barlangja, amelyek különösen betyármondákról nevezetesek.

A Diósgyőr környéki barlangok a következők: Tatárárki-barlang, Nagyárki-barlang, Mexikóvölgyi-barlang /48. ábra/, Diósgyőri-barlang? és a kissé DK-re elhelyezkedő Miskolc-tapolcai-barlang.

A miskolctapolcai tavas-barlang Miskolctól DNY-ra a Bükk NYÉNY - KDK-i termális törésvonala mentén alakult ki. A barlangrendszer üreghálózata megközelítőleg ÉÉK - DDNY-i és erre merőleges irányban fejlődött ki.

Pávai-Vajna F. szerint a Miskolctapolcai-barlang nagyméretű üregeit az Alföld felől felszálló forró oldatok, gőzök, és gázok hozták létre. Pávain kívül Kerekes J. és a legutóbbi időben Jakucs L. foglalkozott részletesebben a hővizes barlangképződéssel.

A barlang fenekén levő repedésekből langyosvízű források buccanak fel. A 0.5- 1.50 m mélységű tavakban a forrás-feltörés helyét gázborrékálás jelzi. A sziklafalak korrodáltak. A barlang belsőjében levő mállási folyamatokról a tavak szintje fölött látható porló, "lisztes" felületű mállott kőzet tanuskodik. A mállási folyamat jelenleg is tart.

A tavak 25 - 30 C⁰-u vize felmelegíti és felszállásra készteti a fellette levő levegőt. Helyébe a barlang alsó nyílásán hideg levegő áramlik be. A folytonos áramlás miatt erős a párolgás. A felszálló meleg levegő páréja a barlang falain lecsapódik és hozzájárul a barlang nagyméretű pusztulásához.

A barlangnak patakmedre nincs, az üreg magassága és szélessége változó.

A száraz barlangrészek fölé nyíló kürtőkben a belső barlangi mállás nem túl erős, s a falakon jobban megmaradtak az örvénylő víz korróziójának nyomai. Több fordított üstalaku kupolát, barlangmennyezetet látunk, pl. a "Nagy kürtő" ferdén felfelé emelkedő mennyezetén. Egészen biztos, hogy az alulról felfelé áramló melegvíz oldotta ki.

Megtalálhatók a Bükkben az átmenő barlangok is, hiszen a keletkezés feltételei adva vannak. Az átmenő barlangok a víznyelőket a forrásokkal kötik össze. Víznyelők a karsztfelszínek tetején, források a völgybevágódásokban alakultak és alakulnak ki. A kettő között lehet többszáz méter szintkülönbség. A nagy szintkülönbség miatt az átmenő barlangok gyakran emeltesek. Hosszuságuk igen tekintélyes, több km-t is elérhet. A Magas-Bükk barlangjainak legnagyobb része átmenő barlang, mert a hegység kiemelkedése szakaszos volt. A nyugalmi időszakban a karsztvízszint nem változott; ekkor alakultak ki a vízszin es járatok. Kiemelkedés után a karsztvíz elhagyta a barlangot, s ez száraz, inaktív járattá alakult, további bővülése megszűnt. Az üregkitöltés helyébe cseppköképződés lépett.

A bükki átmenő barlangok-ról tudományosan Jakucs L. foglalkozott először. Vízfestési kísérletekkel megállapította a főbb víznyelők és források közötti összefüggéseket és kijelölte a feltárandó barlangrendszerek irányait és méreteit. Teljes határozottsággal kimutatott barlangrendszerek a következők:

1./ A Királykúti Felső-forrás kb. 7 - 8 km-es barlangja.

2./ A Garadna-forrás kb. 8 - 10 km-es emeltes barlangrendszere.

3./ Az Alsó Sebesvíz-forrás kb. 4 - 5 km-es barlangja.

4./ Margit-forrás kb. 8 - 11 km-es emeltes barlangrendszere.

5./ Az Anna-barlangi források 6 - 9 km-es emeletes barlangrendszere.

6./ A Szalajka-forrás kb. 8 - 10 km-es emeletes barlangrendszere.

A Bükkhegység mészkőterületein jellemző karsztforma a zsomboly. Ilyen a Kis-fennsík a Forrásvölgyi-zsomboly, NY-on a Nagymező-zsomboly. A Nagymező-zsomboly Nagyvisnyó község határában a Központi-fennsík É-ÉNY-i sarkában nyílik. 6 m-es kürtője egy lejtős folyosóval egy magasabb terembe vezet.

Lillafüredtől ÉNY-ra, a Szeleta-barlang közelében, dolina alján nyílik a Szeleta-zsomboly. A kisnyílás, egy kutszerű, /33 m mély/ rendkívül keskeny hasadékbá vezet, amelynek alsó része kiszélesedik és kis teremben folytatódik.

A Nagy-fennsík zsombolyai közül jelentős a Mélysár-zsomboly, amely a Mélysár-bérc DK-i végében, a Mélysár-barlangtól ÉNY-ra, több száz méterre nyílik. Tölcsér alakú nyílása 5 - 6 m-es függőleges üregbe vezet.

A Nagy-platónatalálható a Lukásgerinci és a Nagyhárs-hegyi, illetőleg a Bolnási-zsomboly, amely a Nagyhárs ÉNY-i lábánál kiterülő dolinasor nagyobbik dolinájában nyílik. 19 m mély és két kürtővel rendelkezik.

A Kálmánréti-zsombolyt Istállóskő erőstől D-re, a Csorepeskőti vadászháztól É-ra találjuk. Közepes nagyságú nyílása 25 - 30 m mély, alul kissé szélesedő üregbe vezet.

Lillafüredtől D - DNY-ra, a Vesszősvölgy oldalában kb. 650 m abszolút magasságban 30 m mély hasonló nevű zsomboly nyílik. Ettől kissé É-ra, a Szt. István lápa K-i szirtjében található a Szt. István-zsomboly, amelynek 35 - 40 m-es kutszerű üregéhez 3 kisebb-nagyobb kürtő kapcsolódik.

Lillafüreden a Palota-szálló mögötti hegyoldalon nyílik a Lillafüredi-zsomboly. A zsombolyt mesterségesen tárták fel. A 17 m mély aknaszerű, alul szélesedő üreg alját karsztvíz tölti ki.

Lillafüred és Hámor határában, a Gulicska csucsától DK-re eső dolina ÉNY-i oldalában nyílik a Gulicska-zsomboly. A 16 m mély, állandóan lejtő zsomboly első része korhadó fatörzsszel, végső szakasza pedig kötőrmelékkal van eltorlaszolva.

Hámor község határában két zsomboly is található. A Vadalmáskuti-zsomboly, amely a Hegyes-tetőtől É - ÉK-re fakadó Vadalmás-kuttól, a tető felé kb. 70 m-re nyílik. Eddig még feltáratlan zsomboly, három kis nyílással és nagyobb mélységgel rendelkezik. A másik a Királykuti-zsomboly. Ez Hámortól É-ra, Büdöspeszt magasságában, attól NY-i irányban kb. 150 m-re fekszik. Az eddig ismert mélysége 26 m. Sajátos cseppköveivel a különleges akna-barlangok közé tartozik.

Diósgyőr környékén a Fényeskővölgy D-i végében nyílik a Fényeskői-zsomboly. A legnagyobb mélysége 46 m, ezután teljesen összeszűkül.

A Diósgyőr-Vasgyár közelében, Miskolctapolca környékén, a Kékmozón és a Nagykőmázeai új kőbánya között, enyhén lejtős, karsztos oldalon nyílik a Nagykőmázeai-zsomboly.

Széles, 8 m mély kúrtója szűk nyíláson keresztül vezet át egy alacsonyabb terembe. Innen erősen feltöltődött hasadék vezet a mélybe.

A Bodzásoldali I. sz. zsomboly a Diósgyőr felett emelkedő igen meredek Bodzásoldalon nyílik. A rendkívül szűk nyílás függőlegesen táguló járatba vezet, amelynek alján törmelékkup található.

A Bodzásoldali II.sz. zsomboly az előbbitől néhány m-rel É-ra található. Igen szűk nyílásán kb. 50 m-ig lehet leereszkedni. Tipikus zsomboly, függőleges falakkal, és törmelékes fenékkal.

A Görömbölytapolcai-zsomboly Miskolctapolca határában, a fürdők fölötti Szentkut-hegy DNY-i oldalában nyílik. Eróziós kúrtója 15 m után agyaggal eltömődött.

Felsőtárkány közelében a Kőköz nevű sziklaszoros K-i oldalán nyílik a Kőköz-zsomboly. Kutszerű üreg, ezideig még kikutatlan.

A Kiskőhádi-zsomboly hazánk legmélyebb és legérdekesebb aknabarlangja. A Nagyplató D-i peremén emelkedő Kiskőhát bércének É-i peremén nyílik. Bejárata kb. 920 m-re van a tenger szintjétől. Feltárását Dancza J. végezte. A zsomboly teljes mélysége, Leél-Össy és Venkovits István mérése alapján kb. 125 m. Több kevesebb aknából áll, amelyek nincsenek pontosan egymás alatt. Az aknák átmérői a kezdeti szakaszon szélesek, /10 - 15 m/ a nagyobb mélységben viszont összeszűkülnek /2 - 3 m/. Az egyes aknákat vízszintes járatok kötik össze, ezek azonban igen rövidek. A fenekén levő hatalmas, törmelékkup /cseppkő, kívülről behordott barlangi agyag és a mennyezet beomlása, stb. /csak eltömődés és minden bizonnyal a törmelékkup alatt az aknabarlang folytatódik. Ezt bizonyítja, hogy a zsomboly ma ismert feneké kb. 800 m t.sz.f.-i magasságban van; tehát 300 m-el magasabban a karsztvízszint forrásainak szintje felett.

A Kiskőhádi-zsomboly cseppkőképződményekben igen gazdag. Eredetét tekintve nem hévvízös, és nem víznyelő barlang, hanem típusos felszakadt zsomboly. A karsztos erőztő hatására először vízszintes járatai alakultak ki, majd a nehézségi erő hatására fokozatosan felszakadtak.

Az eddigi karsztos formák mellett a Bükkhegység területén jelentős kiemelkedéseket és mélyedéseket találunk. Ezek:

Bércek, lapák.

A bércek legalább egyik, de általában mindkét oldala meredek. Rendszerint sziklás lejtőkkel szakadnak le.

Ilyenek a Feketesár-bérc /915 m/, Mélysár-bérc /917 m/, a Veressár-bérc /910 m/, stb. A Zsérci Nagy-Dél hosszú vonulatát csak a messze NY-ra hátravágódott Lustavölgy tette különálló gerinccé.

Valódi bércek a Bükk-hegység NY-i és D-i szélén találhatók csak. Ilyen a Bálvány /956 m/, a Vörössár-bérc /951 m/, a Kukucsóhegy /939 m/, az Istállóskő /959 m/, az Őrkő /876 m/, a Tarkő /950 m/, a Nagykőhát /937 m/, a Kis-kőhát /939 m/, stb. Ezek mind a fennsík átlagos magassága fölé emelkednek és csak keskeny nyakkal kapcsolódnak a hegység főtömegéhez, vagy teljesen elszakadtak tőle, mint pl. a Nagy-plató D-i részén Imőkő és Vöröskő: Istállóskótól ÉNY-ra az Ispánhegy, ill. Kemény, Odvaskő, Czakókő, Buzgókő, a Kis-platótól ÉNY-ra.

A Nagy-fennsík X-i részén is húzódik egy bércevonulat, amelynek részei a Nagy-Körös-hegy /829 m/, a Nagy-Hárs-hegy /940 m/. Ezek is kiemelkednek a fennsík 680-700 m-es átlag magasságából.

A Kis-platón egyetlen igazi bérc található: az Őrvénykő /773 m/. A Kis-fennsíkon található Magaskő /637 m/, csak D felé szakad le /a Garadna völgyére/, meredek; sziklás peremmel; É-felé teljesen összefügg a Kis-platóval. Ezért nem tekinthető igazi bérceknak. Bércevonulatlak tekintendő a két platót összekötő keskeny gerincevonulat. Tagjai a Látókövek, Csikorgóbérc, Farkasnyak, Nyárju-hegy, stb.

A bércek eredetükre nézve tektonikus kiemelkedések, amelyeket a plio-pleisztocén kéregmozgások hoztak létre.

Strömpl G. véleménye az, hogy a szirteket a kívülről hátravágódó eróziós völgyek alakították ki. Ez az elmélet ma már kevésbé helytálló, mert eltulozza az eróziósan hátravágódó völgyek szerepét karszt-fennsík lepusztulásában, illetve nem veszi figyelembe a fiatal tektonikus mozgásokat.

A szirtek a Bükk-hegység természeti szépségei között a legváltozatosabbak: oszlopok, tornyok, kőtömbök és bordák. Legszebbek a peremi részekben láthatók: Bálvány, Tarkő, Őrkő, Peskő, Őrvénykő, stb. A Bálvány maga is egyetlen szirtvonulat a Nagy-fennsík DNY-i sarkában. 4 km. hosszú és 1, illetőleg 1.5 km széles. Iránya KÉK - NYDNY-i.

A Garadna-völgytől É-ra, a Forrás-völgyben, annak völgyfőjénél is szép szirteket látunk. Ugy szintén a Garadna völgyében és Lillafüred környékén: Fehérkő, Szt. István-bérc /49., 50., 51. ábra/.

Strömpl. G. a lápákat tektonikus mélyedéseknek tekinti. Véleményem szerint a lápa karsztos süllyedék.

Főleg a Központi-fennsíkron fordulnak elő. A legnagyobb és a legszebb az Istállóskő K-i oldalán /Örkötől Hármaskutig/ húzódó ÉNY - DK-i irányú lápa. Hossza 600 m, szélessége pedig 50-200 m. Benne több dolina található.

Hosszu, széles, nagyjából NY - K-i irányú lápa húzódik a Nagy-fennsík DK-i részében, a Lusta-völgy völgyfőjénél. Ez a Hosszurét. A Nagy-plató É-i részén húzódó Jávorkuti, Bolhási és Létrási mélyedések is lápák, illetőleg uvalák. Ilyenek továbbá NY-ra: Középsár - Mélysár - Veressár "völgye", a Nagy-plató D-i részén: Kismozó és Kecskelábrét, valamint az É-i részen Tekenős-völgy völgyfőjénél levő mélyedés.

A Kis-platón is több, rövidebb-hosszabb lápa található, amelyek közül legjelentősebbek a Kőlyukgalya É-i és K-i oldalán levő lápák.

Mésztafafelhalmozódások, tetteráták.

A mésztufaképződmények karsztos formák. A karszt belsejéből a karsztviz által kioldott mészkőanyagnak kisebb része cseppkő alakjában lerakódik. Nagyobb része a forrásokon keresztül eltávozik a karsztból és mésztufaként lerakódik. Egy ilyen óriási méretű, 30 m vastag mésztufadomb halmozódott föl Lillafüreden. Arra épült a Palota-szálló. /52. ábra/

A lillafüredi mésztufalerakódás belsejében, a mésztufa hézagos felhalmozódása következtében kisebb üregek képződtek: primér barlangok jöttek létre /53., 54. ábra/.

Hasonló képződményeket ismerünk a Mexikói-völgyből is. /55. ábra/

A mésztufa felhalmozódásának legszebb, legjellegzetese-

sebb formája a tettharata. /56. ábra/ Ez meredek peremü, egymás alatti, lépcső elrendeződésű mésztufafelhalmozódás, amelyen a patak vize vizeséssel dübörög le /57. ábra/.

A legszebb tettharata lépcsők azonban a Szalajka-völgyben alakultak ki. Az egyes tettharáták alig néhány méter magasak, de rendkívül sok van belőlük. Mindegyiken kis vizesés zuhog le /58. ábra/.

III.

A BÜKKHEGYSÉG HIDROGRÁFIAI VIZSGÁLATA

Ez a fejezet röviden a Bükkhegység éghajlatával és vízrajzával, ill. ezek felszinformáló hatásával foglalkozik.

A./ A Bükkhegység éghajlata. Az éghajlat szerepe a mai felszín kialakításában

A Bükkhegység éghajlatát a földrajzi helyzet: szélesség és hosszúság, illetőleg az egymással szoros kölcsönhatásban levő sajátos helyi viszonyok alakítják ki. Ezek: a tengerszint feletti magasság, domborzat, talaj és a rajta levő növényi társulás.

A Bükkhegység éghajlata - Kakas J. éghajlati körzetbeosztása szerint - a C₄ körzetbe tartozik: nedves, hűvös, hidegtelű, kontinentális. A hegység függőleges tagoltsága miatt mezo és mikroklímákban Magyarország leggazdagabb területe. A hegycsucok, a sík vidékek és különböző irányú völgyek hőmérséklete, csapadéka, széljárása és felhőzete ugrás-szerű változást mutatnak .

A Bükkhegység különböző tengerszint feletti magasságban levő állomásainak januári, augusztusi, novemberi és évi középhőmérsékletének 50 éves átlagát /1901 - 1950/ az alábbi

táblázat mutatja:

Állomás	Tengerszint f.n. m-ben	Január	Augusztus	Nov.	Évi
		középhőmérséklet			C ^o -ban
Miskolc	130	- 3.3	20.1	4.1	9.7
Lillafüred	310	- 3.5	18.0	2.8	8.2
Hollóstató	572	- 3.7	17.5	1.7	7.2
Bánkut	880	- 3.9	15.4	1.0	6.0
Répáshuta		- 3.8	14.9	1.2	5.8
Eger	170	- 2.1	20.4	4.5	10.2
Putnok	170	- 2.6	18.9	3.4	9.8

A táblázatból kiolvasható, hogy a miskolci és bankuti állomások között a tengerszint feletti magasság növekedésével a hőmérséklet általában 100 m-ként 0.5 C^o-al csökken.

A többi állomás adatainak összehasonlítása esetén ez az érték változik, mert az egyes állomásokon a helyi hatások előtérbe kerülnek. Pl. Lillafüreden a fagyos és zord napok száma több, mint a jóval magasabban fekvő Bánkuton. Az eltérést az okozza, hogy "Lillafüred zárt völgykatlanban fekszik, ahol télen a hideg levegő felhalmozódik, felette gyakran keletkezik köd, ami erősen csökkenti a besugárzást, Bánkut pedig az alacsonyabb felhőszint fölé emelkedve jelentős napsugárzásban részesül". /Szabó Gy. 1961. p.5./

Tény, hogy a hőmérséklet csökkenéssel a nyári maximum értékek is - megközelítőleg 100 m-ként - 1 C^o-al alacsonyodnak. Továbbá: hogy télen a hőmérséklet közepének alakulása hasonló a nyári hőmérséklet alakulásához, azzal a különbséggel, hogy télen hazánknak nem a leghidegebb része a Bükk-hegység, mert az átlagmagasságú területek nagy kiterjedésűek. Ebből következik, hogy a mérsékelt hideg viszont éppen itt a leghosszabb időtartamu, illetőleg a tenyészidőszak a legrövidebb. Télen a "gyakori inverziós hőmérsékleti rétegződés

következtében a minimum - gradiensek is inverziós jellegűek" /Boros J. 1965. p.2./ . Ebből viszont az következik, hogy a Bükkhegység 50 éves középhőmérsékleti ingása kisebb 49°C -nál. / $20 - 22^{\circ}\text{C}$ / Azaz, $4 - 6^{\circ}\text{C}$ -al alacsonyabb, mint az ugyanazon földrazi hosszúságon levő alföldi területeken.

A sugárzási viszonyok változóak, s az országos mértékektől annyiban térnek el, hogy nyáron a magasabb felszíneken a napsugárzás értéke aránylag kisebb, mint az Alföldön, a téli hónapokban viszont nagyobb. "A jelenség, a középhőmérsékleti inverzió nagyobb tengerszint feletti magasság felé való emelkedésével függ össze" /Láng S. 1953. p.42./.

A napfényes órák száma: 1800-1950 között változik.

A csapadékviszonyok szintén nem függetlenek a domborzattól és a magasságtól, s mint látni fogjuk a Bükkhegység esetében ez a síkság csapadékmennyiségéhez képest, csapadéktöbbletben nyilvánul meg.

Hajósy szerint a csapadékmennyiség tengerszint feletti magassággal a következőképpen függ össze:

Magasság m-ben:	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
Csapadék mm-ben:	543	591	639	687	735	783	831	879	927	975	1023

A Bükkhegység éghajlatkutató állomásain a csapadékmennyiség havi és évi középértékeit az alábbi táblázat mutatja:

Allomás, magasság m-ben	H ó n a p o k												Évi Kö- szeg	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
	csapadék mennyisége mm-ben													
Miskolc /130/	H.	28	27	32	41	64	77	61	61	54	50	49	30	583
	L.	29	30	30	38	70	80	52	64	44	54	62	40	588
	L.	26	33	21	37	66	84	57	46	41	35	62	40	548
Lillafüred /310/		34	35	49	54	81	87	74	71	68	62	63	49	727
	L.	32	34	46	57	72	84	76	62	70	56	62	51	702
	L.	37	42	44	52	87	96	72	70	55	62	62	51	745
Hollóstató /572/		38	39	54	59	89	96	82	79	76	68	70	54	804
Bánkut /880/	H.	42	43	58	68	102	112	90	89	72	79	75	56	896
	H.	42	45	59	78	100	118	82	90	76	77	65	62	934
Bélapátfalva /311/		25	29	40	51	63	72	67	54	54	47	46	40	588
	H.	27	29	39	45	64	74	54	59	52	52	46	36	582
	L.	34	33	37	44	72	81	53	60	46	55	62	37	614
Eger /170/	H.	26	29	37	48	66	73	59	62	53	54	48	41	595
		29	35	21	34	70	79	56	48	37	36	70	38	552
Putnok /166/	H.	25	23	33	43	63	75	66	63	56	54	44	38	583
	L.	29	29	32	38	76	87	61	68	47	53	57	35	612

/Hajósy: 1901 - 1940 évi törzserőértékei

Láng : 1923 - 1952 évi átlagértékei/

A táblázatból kitűnik, hogy a Bükkhegység csapadékának évi mennyisége nagy általánosságban 550- 750 mm között van. Ha területünk kisebb részeit vizsgáljuk, magyarázatot találunk a D-i Bükk karszt és forrásvizben való szegénységére, illetőleg az É-i Bükk vízben való gazdagságára is. Nevezetesen: a csapadék évi megoszlására jellemző, hogy mind a Központi-fennsík, mind a peremi részeken a csapadék maximuma a nyári időszakra /május - augusztus/ jut, s ekkor esik le az évi csapadék 40 - 45 %-a.

A csapadék nagyrésze a mészkőterületen elnyelődik, a peremi részeken lefolyik.

A legszárazabb időszakban /december - március/ csak 20 - 25 % csapadék hull. A maradék 30 - 35 % csapadék a másodlagos őszi csapadék maximum /október - november/ idején esik.

"Az őszi csapadék maximum jelentkezése az őszi nagyki-
terjedésű felsiklási frontok tövékonyságával függnek össze"
/Láng S. 1953. p.46./.

A csapadék jelentős része hó alakjában hull le. A havas napok száma 30 - 50 nap. A hótakaró időtartama a Bükkhegység esetében /800 - 1000 m-es magasságot alapulvéve/ 80 - 100 nap; tehát több, mint a havas napok száma.

Kéri számításai szerint a hótakaró átlagos vastagsága - 15 évi átlagban - egy decemberi napon 4 - 5 cm, januári napon 7 - 8 cm, februári napon 8 - 9 cm.

Az égbolt és a levegő relatív légnedvessége minden év-
szakban a magassággal együtt emelkedik. Magasabb terület felett ritkább és tisztább a levegőréteg foglal helyett, mint a mélyebben fekvő területek felett. Ez természetes, hiszen az alsó légrétegek porban, vízpárában, ipari szennyező anyagokban gazdagabbak a magaslatok levegőjénél.

A magassággal együtt nő a szél erőssége is. A szélirány pedig a változatos magasság és a hegyek légtömegeket eltérítő jellege miatt igen változó. A Bükkhegységben nagy általánosságban tavasszal és nyáron uralkodólag NW, ősszel és télen N, illetőleg NE irányú szél fúj.

Viharos erejű szeleket nyáron az óceáni, télen a sarkvidéki hidegfront betörések okoznak. A szélsősebesség középértéke 4 m/sec. A hegycsúcsokon ennél sokkal erősebb a szél, mert útjában nem áll semmi. A völgyek a szél sebességét növelik. A Bükkhegységben a hegy-völgyi szél rendszeresen észlelhető. A Garadna-völgyben: WE, a Szinva patak völgyében NS irányú szél fúj.

A táj sajátos arculatának egyik alakítója az éghajlat. Az éghajlati elemek a felszín jellemző közettani felépítésétől

és belső földtani szerkezetétől függően megváltoztatják a felszíni formákat. A Bükkhegység gyengén hullámos felszínének jellegzetességei: bércek, lápák, karrok, dolinák, zsombolyok, barlangok, stb. a mészkő oldhatóságának köszönhetően létrejötteket. Az olvadó hólé és a nyári záporok víztömege kezdetben vékony barázdákat vág a lejtős felszínbe, később, a víz sodró, oldó és lemosó hatására - a szél segítségével - mélyedéseket, különféle karsztformákat hoz létre.

A felszín laza kötöttségű harmadkori homok - agyag - tufarétegeit a szél kifujja és tovagörgeti. A felszíni vízfolyások mély W alakú völgyeket vágnak.

B./ A Bükkhegység mai völgy és vízhálózata

A Bükkhegység paleohidrográfiai múltját a felső pliocénig tudjuk nyomon követni. Ebben az időben alakultak ki ugyanis azok a vízfolyások, amelyek a - pannon ten er visszahúzódása után - felszínen törmelékkupjaikat szétteregték.

A tektonikai irányok és az általuk preformált vidékek vízhálózata között fontos összefüggések állapíthatók meg.

A közép-pliocén szerkezeti mozgások a folyóvizek irányának kialakulására és a részletvizgyűjtők elkülönítésére döntő fontosságúak voltak. A Bükkhegység völgy és vízhálózatának kialakításában az éghajlat tényezői, valamint az exogén erők munkája mellett "egy régebbi EK - DNY-i és K - NY-i csapásirányú felpikkelyeződésekkel tarkított, zárt, valamint erre merőleges ÉNY - DK-i, É - D-i irányú... vízföldtani szempontból nyitott tektonikai rendszer ..." /Schmidt E. R. 1962. p.455./ - nek van szerepe. A vízmozgások zöme az utóbbi törésszerben történik ; de ez szabja meg a völgyek kialakulását és a karsztforrások helyét is.

Völgyképződés a felszín átázásával, fagy okozta kőzet-

aprozódással, talajfolyással indul meg. A sima tektonikus lejtőn csakhamar egyenetlenségek képződnek, amelyekben a lezuduló záporok vize irányt és utat talál. /59. ábra/ A felső, rövid lépcsőn lefutó vizek gyorsan elérik az alsóbb lépcső vízszintes, vagy gyengén lejtős felszínét. Közben megváltozik esési sebességük. Az esősebesség megváltozásával megszűnik a sodró erő és a vízben az uszó törmelék lerakódik. A törmelékétől megszabadult víz pedig meredekebb lejtőn nagy eséssel rohan tovább.

"A karszt peremvonalán előforduló ... mai vakvölgyek a karsztciklus kezdeti szakaszában felszíni lefutása, víznyelő nélküli normalis folyóvölgyek voltak. Ezeket a karsztosodási folyamat előrehaladása során a kezdeti karsztcsatornák a karsztos és nem karsztos terület érintkezési vonalán alulról megcsapolták és víznyelők jöttek létre". /Jakucs L. 1962. p. 263./

A víznyelők kialakulásával lehetőség nyílt a barlangjáratok eróziós kitágulására is. A fentiekben vázolt felszíni, "folyó-vízi, lineáris erózió a felszín alá tevődik át, a felszíni formák alakítását a továbbiakban csak a normális karsztosodási folyamat végzi." /Jakucs L. 1962. p. 263./

A Bükkhegység Központi-fennsíkján és egyéb karsztos területein felszíni vízfolyás nincsen. A felszínre hulló csapadékvíz vagy a talajba szivárog - illetve beömlik a víznyelőnyílásokba, s ekkor forrásban lát napvilágot - vagy elpárolog, s ez esetben nem vesz részt a vízhálózat kialakításában.

A mészköhegység peremterületének völgyei - különösen a DK-i Bükk völgyei - mélyre vágódtak, igen szűk és meredek faluak. Az év 3/4 részében száraz asszók.

Ilyen szakadékvölgyek a Központi-fennsík ÉNY-i peremén a vad sziklafalakkal és szikla bordákkal övezett Ablakoskő-völgy és Leány-völgy, amelyek a Nagyvisnyó felé menő Nagy-völgyben egyesülnek. Alsó szakaszuk itt már nem karsztos térszínen alakult ki. A D-i oldalon a Vöröskői-völgy kétágu völgyfője vágódott bele mélyen a Nagy-plató peremébe.

DK-en - a Szinva-völgy legfelső völgyfőjét képező - Lusta-völgy vágja ketté a Nagy-platót. A Központi-plató É-i peremébe a Savós, Tekenőzs, Sebes völgyek /a Garadna mellékvölgyei/ vágódtak bele.

A Kis-plató ÉNY-i peremébe az Örvénykő és a Látókövek tövében a Csondró-völgy vágódott be és szakadt le nagy eséssel Mályinka felé. A Csondró-völgyi állandó vizű patak nem tisztán karsztos, hanem vegyes térszínen folyik.

A Kis-plató DNY-i peremébe rövid, de igen nagy esésű Háromkúti és Szentléleki-völgyek vágódtak be, amelyek a Garadna-völgybe torkollanak. A Kis-plató K-i részén a változatos Forrás-völgy egyes szakaszai szintén karsztos völgyssorossá szülnének össze.

Az É-i Bükkben a Kis-plató K-i részén, a Forrás-völgy kiszélesedő középső szakasza ugyancsak eróziós eredetű, ugyanis itt /egy kis darabon/ a Kis-fennsík lealacsonyodó K-i része fedett karszttá válik.

A Magas-Bükk DK-i szélén a Szinva-völgy nagyrészt nem karsztos térszínen alakult ki. Csak két helyen: Lillafürednél és Hámornál vágódott be mészkőbe.

A Magas-Bükköt körülvevő nem karsztos térszíneken - mivel nem karsztosodó és vízzáró kőzetanyag van a felszínen - normális eróziós völgyek alakultak ki. A Központi-Bükk térszíne magasra kiemelt. Völgyei mélyre bevágottak, nagy esések és felső szakasz jellegűek.

Az eróziós völgyek a karsztos szakadékvölgyekkel ellentétben azoknál szélesebbek és mindig van bennük vízfolyás. A tektonikus preformáció nyomai láthatók, de a kialakításban döntő szerep a felszíni erózióé.

Ilyen nem karsztos térszínen kialakult normális eróziós völgy a Nagy- és Kis-plató elválasztó Garadna-völgy, sőt két forrásvölgye is: a Száraz és Vadász-völgy is.

Strömpl G. azt állította, hogy a Garadna-völgy karsztos eredetű sordolínák összeolvadásából keletkezett. Lefolyástalan lápa volt, amelyet csak utólag csapolt le a Hámori-völgy-

szorosan át a barlangi felszakadással hátravágódott alsó Szinva-völgy. /60. ábra/

Véleményem szerint a Garadna-völgy a Magas-Bükk legnagyobb tektonikusan preformált eróziós völgye. Mélyre bevágott és erősen hátravágódott NY- felé /61. ábra/. A Vöröskőtől ÉNY-ra annak NY-i oldalán ered, majd hosszan, kis kanyargással K - NY-i irányban folyik. Hámornál egyesül a Szinvával /62. ábra/.

A Garadna-völgy oldalai könnyen pusztuló, morzsalékos dolomitból és kemény, a pusztításnak rendkívül ellenálló mészkőből váltakozva épülnek fel. A lazább kőzetfélésekből álló völgyoldalrészletek könnyen kopnak, elsimulnak, lemosódnak; míg a mészkőből álló völgyoldalrészletek, meredek, sziklafalakkal összeszűkített völgyrészleteket, szurdokokat formálnak. A hámori, "Molnár szikla", vagy a Puskaporos-szurdok mutatja jól ezt a jelenséget. A könnyebben pusztuló kőzetben a folyó vize kiszélesíti völgyét. Így alakult ki pl. az alsó és felső Hámori-medence.

Hasonló jelenséget figyelhetünk meg a D-i Bükkben, a Felsőtárkányi-medencébe nyíló Lök-völgyben is. A völgy egymást változtató agyagpala - mészkő vonulatokon fut keresztül. Az agyagpala képződmények szélesebb sávban húzódnak a völgyön át. Ezeken a szakaszokon széttárul, kiszélesedik a völgy. A völgyoldalokról pikkelyek alakjában "hámlík" a sötétszürke, vagy lilásszürke agyag. Az eső, szél, a hó a lejtőkön szinte söpri a pikkelyes agyagpalás szilánkokat.

Normális-eróziós völgy a Központi-fennsík NY-i részéből kiinduló Szalajka-völgy és kisebb mellékvölgye a Tófalusi-völgy.

A DNY-i, vagy Egri-Bükk területén a karsztosodó mészkő alárendelt, csak kisebb pikkelyekben fordul elő. A legkarsztosabb részlete ennek a területnek Répáshuta és környéke, illetve a Hór /63., 64. ábra/ és Balla-völgy környéke. Itt inkább felszínalatti vízfolyásról beszélhetünk.

A NY-i - DNY-i és D-i Bükk vizeit az Eger-patak vezeti le a Tiszába, amely Bekőce községnél szurdok völgyben vágja át az alaphegység kemény gátját, s Felnémethnél eléri a harmadkori halomvidéket. Ettől kezdve széles völgyben, jól kifejlesztett terraszos völgyoldalak között folyik az Alföld pereméig. A Bükkalji síkságra lépve, hatalmas törmelékkupot épít. Legjelentősebb mellékvíze a Tárkány-patak, amely a Körtvélyes tetőtől ÉK-re a Tászkás-hát környékén ered. Felnémethnél csatlakozik az Eger-patakhoz, közben a Bükk-hegység DNY-i területéről induló Berva-völgy, Mész-völgy, Bő-völgy, Egres-völgy, Vöröskő-völgy, Hidegkuti-völgy és a Lök-völgy vizeit gyűjti össze. Torkolata előtt egy harmadkori rétegekkel kitöltött medencén, a Tárkány-medencén folyik keresztül.

A terület csapadéokban szegény orográfiai és tektonikai viszonyok miatt. A felszíni vízfolyások is rendkívül gyenge hozamúak.

A DNY-i Bükk mészkő-fennsíkjainak karsztvizét és csapadékvizét a D - DNY-i irányban futó konzekvens völgyek vezetik le. /Mellér-völgy, Hidegkuti-völgy, Vöröskő-völgy, Lök-völgy, stb./ A patakok mielőtt a Tárkányi-medencét elérnék mészkő-gátakat törnek át. Ezeken a helyeken /a medence É-i határ-területén/ szurdok-völgyek keletkeznek.

A DNY-i Bükk É-i vízfolyásaira jellemző, hogy a folyók az agyagpalába vágódott felszíni szakaszokon lankásabb oldalú völgyrészleteket dolgoztak ki, máshol szurdokosak és kereszt-karcsúak. J. szerint barlangi beszakadással keletkeztek. Ezek közül csak a Lök-völgy jelentős.

A Lök-völgyet az Imó-forrás táplálja. A nagy hóolvadások után leszivárgott víz a forrás vizét erősen felduzzasztja. Az Imó forrásbarlangján kilépett víz az agyagpala területén bevágódott, s feltöltötte völgyének. A völgy az Eger - Lillafüredi autót alatt kiszélesül. A vízfolyás középszakaszú lesz, majd kb. 2 km után hirtelen összeszűkül. A vízfolyást a Vaskapu-szurdoka keresztezi.

"Mészkőgát után következik a Bujdosókő mészkő röge. Itt a Szuszékkő-szurdokkal vágja át magát és kilép a Barát-rétre. A völgytágulat elején felveszi a K-i irányból érkező Tárkány-patakot és ezzel az asszovölgy patak völgyé alakult át. A patak a Tárkányi-medencét a Barát-szurdok áttörésével éri el." /Kerekes J. 1936. p. 83./

A Bükkhegység É-i előtérövezetének felszínformáit főleg az erózió hozta létre.

Peja Gy. vizsgálatai /1957/ szerint, mind az Ózd-környéki, mind a Kazincbarcika, Sajószentpéter-környéki korrúziós völgyek, illetőleg a völgyek asszoinak kialakításában az areális és lineáris erózió játszott szerepet.

Ugyancsak eróziós úton jött létre a Bükki előtér ÉNY-i részén, a Királd és Mercsői-patak. Mindkettő kisebb-nagyobb vízfolyásokat összeszedve Sajómercstől Kissé É-ra találkozik és a Vártető É-i oldalán ömlik a Sajóba.

Eddig az erózió hatására kialakult felszíni formákat vizsgáltuk. A következőkben néhány olyan völgyről szólnék, amelyet elsődlegesen a tektonizmus alakított ki. Ilyenek az említett völgyek után - Ózdtól K-re - következnek. Közöttük jelentős: a Bán-völgy.

A Bán-patak völgye Nagyvisnyótól DK-re a Terebes-hegy táján ered. Kezdetben É-i irányban folyik, majd a Taró-bércet megkerülve ÉK-nek tart. Közben felveszi a Taró és Baróc-patakokat. Dédestapolcsány környékén ÉNY-i lesz, majd megkerüli az Elesskővet és ÉK felé tartva Bánhorvátin és Nagybarcán keresztülfolyva a Liget-hegy és a Vár-tető egyenlő magasságú fennsíkjai között éri el a Sajó árkát.

A völgy nyílásának két oldalán kiemelkedő fennsíkdarabokon terresztrikus kavicsstakarók és ezek alatt 20 - 30 m vastag, kemény andezittufa és breccsatelepek fekszenek; ezek alatt pedig miocén széntelepes homokkő, homokos agyag található. Ezek a kőzetfélések alkalmasak hegycsuszamlások létrehozására.

A Tardona-patak Tardonáig É-i, Tardonától ÉK-i irányban folyik. A Sötét Mihály-erdőt és a Laci-tanyát elhagyva Kazincbarcikanál nyílik a Sajó völgyére. A völgy torkolata táján medenceszerűen kiszélesedik. A Tardona és a Bán-völgy között, a Bükk-tető 409 m magas fennsík szerű táblája emelkedik ki.

A Tardona-völgy torkolatvidékén - völgy D-i oldalán - gyakoriak a suvadások. Ennek oka az, hogy a völgynek csak D-i oldala meredek, az É-i oldal lépcsős vetődésekkel fokozatosan, merészebb vonalak nélkül ellankásodik. Ennek alapján reliefenergiával csak a D-i oldalon találkozunk.

A Harica-patak Oszlatetőtől É-ra, a Búdös-kút környékén ered. Rövid É-i irányú folyás után a Tizes-bérc ÉK-i oldalán ÉK-i irányt vesz fel. Iskolakő K-i részén egy nagy fordulattal KNY-i irányba - Harica és Kondó községeket elhagyva - a vasútállomás mellett ömlik a Nyögő-patakba.

A Nyögő-patak völgye Varbótól Sajószentpéterig húzódó 8 km hosszú és 2.5 km széles, tektonikus süllyedék. Bizonyos, hogy nem a Nyögő-patak eróziója dolgozta ki. A Galyapatakot, Varbó és Kis-patakot felvéve ÉK-i irányban folyik. Parasznya és Rodostyán községeket elhagyva egyesül a Haricával és Sajólászlófalváiig KNY-i irányban folyik. Innen ismét ÉK-i irányú lesz és Sajószentpéternél ömlik a Sajóba.

"Völgye asszimetrikus völgy, ÉNY-i lejtője lépcsős vetődésekkel fokozatosan elankásodó tönkfelszín. DK-i lejtője kiemelt, meredek tönkperem. A tönkdarabok, amelyek között a süllyedék kialakult, billenő mozgást végeztek. A tábladarabok DK-i része süllyedt, az ÉNY-i pedig lépcsőszerűen emelkedett." /Peja Gy. 1956. p. 371./ Ezért meredek ez a völgyoldal.

Láng S. és Peja Gy. azt állítják, hogy itt egy fiatal peremlépcsővel állunk szemben, ahol nagyméretű lejtő csuszamlásra nem volt lehetőség a felépítő kőzet /képlékeny riolittufa/ záró összetartása miatt.

Sajószentpétértől DK-re húzódik a Sajóbábonyi-völgy.

A Bábonyi-patak Kutyaakasztó É-i oldalán a Karcagi-tanya környékén ered. Rövid K - NY-i folyás után ÉK-i irányt vesz fel és Sajóbáony községet elhagyva Sajócszeg környékén ömlik a Sajóba. Alakjára nézve szintén asszimetrikus völgy. DK-i meredek oldalán, a patak torkolata vidékén az eddigi völgyektől eltérően, a jellegzetes suvadások, vagy lépcsők hiányoznak. A tektonikus mozgások mértéke itt még gyengébb volt. A meredek lejtő itt egyszerre, fiatal vetődési sík, amit az arcális erózió feltűnő meredek szög alatt tart.

A Bükkhegység D-i DK-i előterének rendkívül változatos újharmadkori felszínén a D-i irányban megbillentett tönklépcsők a legtöbb helyen eltorlaszolják a Bükkből kilépő patakokat. A Bükk-plató D, illetőleg DK felé valószínűleg nem ad le vizet. Ennek főleg orográfiai és tektonikai oka van. A D-i vízzáró agyagpala öv ugyanis igen magasra nyúlik fel, s ezért a Központi-fennsík D-i részéről a vízfolyások az alacsonyabb Garadna, Szalajka, Eger, stb. völgyek felé folynak. Ehhez hozzájárul még az, hogy a DNY-i, D-i Bükk vízrekesztő palái és a Központi-fennsík mészke zónájának rétegei az érintkező vonalon általában É felé dőlnek; azaz a vizet vezető réteghasadékok szintén É felé nyílnak. Ilyen formán a megmaradt kisebb patakok a tönklépcsőtől eltorlaszolva egyesülni kénytelenek, mert csak egy nagyobb patak képes átlépni a rielittafa - tönklépcsős sorozatot. Ilyen pl. az Osterosi Hór, a Kács, Lator, Csincse-patak, stb.

A víz utánpótlása a mezőzós alaphegységben csapadék útján történik. A harmadkeri előtérővezet vízutánpótlásához emellett még a hegység tárolt vize is hozzájárul.

A peremterületeken víznyerés szempontából a rétegvíznek és a talajvíznek van jelentősége.

Területünk vízgyűjtő rendszere a Tisza, részvízgyűjtője az Eger, Garadna, Harica, Bán és Sajópatak. A Bükkhegység É-i részén eredő vizeket - mint láttuk - a Hangony, Bán, Tardona, Harica, Nyőző-patakok a Sajóba szállítják. Ugyancsak

a Sajóba torkollik a Szinva-patak, amely a Palota-szálló alatt egyesül a Hámori-tó túlfolyó vizével.

A Sajóárokba torkoló völgyeknek megfigyelt geomorfológiai jelenségei azt mutatják, hogy a Bán-völgytől DK-re a maredek peremlejtők felszínformái fokozatosan egyszerűsödnek. Amíg a Bán-völgy mindkét oldalán igen erős volt a tektonizmus, addig a Tardona illetőleg Nyögő-völgyben már a tektonizmusnak nyomait sem látjuk. Azaz a Bán-völgy tektonikus árok, de a Bán-völgytől DK-re és K-re a tektonikus mozgások ereje mindinkább csökkent.

A Bükk-hegység NY-i - DNY-i és D-i előterének hidrográfiai kérdései általánosságban egyszerűek. A dombvidék - de a szomszédos terület is - csapadéokban szegény. A felszíni vízfolyások gyenge hozamúak. A Lator, Kánya, Ostoros, Novaj, stb. patakok a Tiszát el sem érik, rendszerint még a Tisza árterülete előtt elszivárognak a törmeléklejtőben.

A vízrajz kérdéseinek vizsgálata alkalmával nem elégedhetünk meg a felszíni vizek felsorolásával. Így a terület földalatti vízkészletével /talajviz, rétegviz, résviz, karsztviz, juvenilis vizek/ is foglalkoznunk kell.

Talajviz főleg a D-i peremterületen a hegylábi törmelékkup és törmeléklejtő övezetben, illetőleg dombvidék és hegylábi terület mentén fordul elő, ahol a felszín nem ér el nagy magasságot. Közvetlenül még alig tanulmányozták.

Láng S. szerint a talajviz a hegyvidék felől az Alföld felé áramlik. Az áramlás főbb utvonala a mellékvölgyek homokos alluviuma felől a hegyvidéki főbb völgyek alluviuma felé vezet; majd a hegylábi törmelékkupokon át /Hór, Eger, Laskó, stb. patakok/ részben az Alföld talajvízszintje, részben az Alföld mélyebb rétegei felé. Ennek oka, hogy egyrészt a hegység lábától az Alföld felé a felszín is lejtősödik, másrészt a törmelékkupokat felépítő homokos és kavicsos felszín alatti rétegek is lejtjenek az Alföld belseje felé, és pedig - az Alföld süllyedése miatt általában - D-i irányba. Sok a talajviz a Sajó és a Bódva alluviumában, valamint a

Sajó Hernád - Miskolc alatti törmelékkupjában. Láng S. szerint a Bükkből kilépő kis patakok törmelékkupjai is sok talajvizet tartalmaznak.

A Bükkhegység területén - Láng szerint - a felszínből magasra kiemelkedő előhegyek vastag riolittufából felépített gerincein az első vízszint mélyen lehet /a riolittufa jó vízáteresztő képessége miatt/, s így az már nem mondható talajviznek, inkább rétegviz.

A rétegvizeket sok helyen a szénbányászat tárja fel és emeli ki. Különösen a harmadkori üledékek homokos szintjei gazdagok rétegvizben. A borsodi rétegvizeket /elsősorban É-on/ jelenleg még alig használják fel - noha nagy szükség lenne rá - az erős szulfáttartalom miatt.

Karsztviz: aránylag bőségesen fakad fel a Bükkhegység területén. Itt általában - és elősorban - a magasra emelkedett mészkőplató "csorgó" karsztvizről van szó. A repedéseken, víznyelőkön, többnyire leszivárgó víz erősen szennyeződik, a felszíni szennyezettség miatt. Ezért lesz zavaros nagyarányú felhőszakadás, vagy hóolvadás után a csorgókarsztvizet szolgáltató karsztforrások vize.

Összefoglalásként megállapíthatjuk, hogy a Bükkhegység területén előforduló vizek tisztán csapadékból, kevert vízből és felszín alatti vizekből /talajviz, rétegviz, résviz, karsztviz, stb./ származnak. Áramlási irányuk - főleg a mészkő - dolomit alkotta, alapegységben - a hasadékokat és az ÉK - DNY-i É - D-i, ÉNY - DK-i tektonikai irányokat követve a peremek felé irányul.

"A peremi területek fő vízmozgási irányai főleg az ÉNY - DK-i irányú dilatációs síkokat követik." /Schmidt E.R. 1962. p. 456./

C./ A Bükk forrásai

A Bükkhegység forrástani szempontból legjelentősebb kőzete a triászkoru mészkő és dolomit. A Bükkfennsík főtömege ebből épül fel. Mégsem alakulhatott ki összefüggő nagy karsztvizrendszer területén - bár a felépítő kőzet kiválóan alkalmas karsztosodásra, - mert a mészkő csak kevés vizet áteresztő palával váltakozik. Ezért a Bükkhegység területén több kisebb, többé-kevésbé független karsztvizrendszer szolgáltatja a különböző magasságokban fakadó, erősen ingadozó hozamu karsztforrás vizét.

A Bükkhegység forrásai jól mutatják a csapadék eloszlását, hiszen a források többsége a magas karsztból fakadó karsztos forrás.

A részletes hidrográfiai vizsgálatok azt mutatják, hogy a karsztforrások csak igen kevés részét adják a lefolyó víz mennyiségének, ugyanis a karsztos felszíneken a csapadék beszívárgás mértéke az elpárolgztatott hányadhoz viszonyítva meglepően alacsony.

A Bükkhegységi források járatai a felszín alatti nagyobb mélységben tagadnak. Ezekhez a járatokhoz a csapadékvíz többnyire csak szűk hajszálereken keresztül hatolhat le. A vegetáció megszűnése és a lomboszat lehullása után a beszívárgási százalék jelentősen növekedik. Ennek következményeként az év utolsó negyedében lehullott csapadék nagymértékben megváltoztatja a források vízhozamát.

A források keletkezésének kőzetföldtani feltételei vannak. A kőzetek fizikai adottságai közül a hézagok összefüggése, a hézagterfogat, a szemcseátmérő, a kőzet szerkezete, települése és ásványos összetétele a legfontosabb. Sem a kis, sem a nagy hézagterfogatú kőzetek nem kedvezőek a források vízzel való ellátásánál.

A kis hézagterfogatú kőzetekben ugyanis a víz nem halmozódik fel és legfeljebb csak a réteglapok mentén mozoghat.

A nagy hézagterfogatu kőzetek sok vizet tárolhatnak, de egyes agyagásványok megduzzadnak és a felvett víz gyakorlatilag nem mozog tovább.

A források előtörése szempontjából figyelemre méltó a kőzetek települése. Ez lehet nyugodt, vagy zavart. Papp F. vizsgálatai azt mutatták, hogy a nyugodt, vízszintes település a források vízútánpótlása szempontjából kedvezőtlenebb, mint a nyugodt, de dőlt réteghelyzet. Papp F. azt is kimutatta, hogy gyűrt településű rétegeknél a szinklinális szerkezetű völgy a víz előtörése szempontjából kedvező.

Az összeálló kőzeteknél a repedezett szerkezet növeli a víz felvevő és vezető képességet. Különösen szembetűnő ez a mészkő és a dolomit esetében. A mészkő tömött, vizet át nem eresztő, a dolomit viszont repedezettsége miatt vízáteresztő.

A Bükkhegység karsztos felszínén fakadó főbb forrástípusok a következők:

1./ Állandó vizű hideg karsztforrások. A magas karsztból erednek. Általában bővizűek, de a vízhozamuk változó, a tápláló karszt függvénye. Keménységük változó, jelentősen le is csökkenhet. Többnyire sok mésztufát raknak le: Garadna, Szinva-forrása, Margit-forrás, a szilvásváradai Szikla-forrás Szalajka-forrás a moncsbéli Vizfő, Királykut, Felső-forrás, Galya-forrás, a felső tárkányi Szikla-forrás, Mikolctapolca hideg-forrásai, stb.

Néhány forrásnál a maximális és minimális vízhozamuk hányadosa /ingadozási szám/ erősen ingadozó, több százat is elérhet.

2./ Időszakos vizű karsztforrások. Csak esős években működnek, száraz években csak nagyon rövid ideig. Vizük némely esetben nyomás alól szabadul ki. /Feketelen, Imókő, Vöröskőbérc forrásai/. Évi vízhozamuk időszakos jellegük miatt rendkívül nehezen határozható meg. Ingadozási számuk végtelen.

3./ Langyos és melegvízü karsztforrások. Általában a hegység peremterületén fordulnak elő, jellegzetes törésvonal mentén fakadnak fel. Az év minden napján működnek, vízhozamaik keveset változnak. /Eger, Miskolctapolca, Kács, Latorvizfő, Diósgyőr forrásai stb./ A maximális és minimális vízhozamuk hányadosa jelentéktelen.

4./ A mészkő és egyéb kőzetek agyagpala, eruptív kőzetek érintkezési vonalán fakadó források. Általában kevés vízmenyiséget szolgáltatnak. Vízhozamuk kevés eltérést mutatnak. Az ingadozási szám kicsi. Ilyenek: Csipkésut, Bánkut, Hármaskut, Csurgókut, Jávorkut, a Látókövek alatti Szalajka, Harica, Létrás, Sebes-forrásai, a Nagy-plató D-i peremén fakadó források, mint pl. Peskő, Hárskut, Pénzpataki forrás, a felsőtárkányi Várkut, stb.

A nem karsztos területen fakadó források egyéb kőzetekből: porfiroidból /Bükkszentkereszt/, agyagpalából /Szentlélek/, karbonkora palából /Felsőtárkány, Répáshuta/^{szénmész} és A harmadkori előtérővezetben fakadó források nagy általánosságban kevés rétegvizet szolgáltatnak. Közülük néhány száraz időszakban nem is működik.

A karsztos területen a kőzet hasadékein, a kőzet réteglapjainak kimart területén, továbbá víznyelőkön és dolinákon keresztül lefolyó víz általában szűrés nélkül juthat le a mélyebb szintre, s így magával viheti a felszín különböző szennyeződéseit. A földalatti víz felszínre ömlésekor a látószólag kristálytiszta víz jelentős mennyiségű kórokozókat tartalmazhat. Az ilyen karsztvíz veszélyes lehet a lakosság számára. /Különösen a Miskolc környéki források/. Ezért forrásvizet ivásra csak akkor lehet használni, ha azt korábbi vizsgálatok alapján ivásra alkalmasnak találták.

Ha a karszthegységet alkotó összefüggő mészkőrétegek nagyobb mélységbe süllyedtek és a geológiai korok alatt repedéseik és járataik megteltek vízzel, kialakul az ún. "mélykarszt", amelyre a következő jellemző: a mélység hőmérsékletét felvéve magasabb hőmérsékletű lesz. Közben nagyobb

menhységű ásványi sót tud kioldani a kőzetből, és ha "magaskarsztvízzel" összefügg, akkor annak a szennyöződése már nem jut el hozzá. A felszínre általában a mélyreható törésvonalak mentén jutnak fel. Ha utközből keverednek a hideg "magaskarsztvízzel", létrejönnek az ún. kevertvízű langyos karsztforrások. Ezek általában a magasabb hőmérsékletük miatt nem ivásra, hanem kiváló kémiai tulajdonságuk miatt gyógyításra alkalmasak.

A teljesség kedvéért szükségesnek tartom Schmidt E.R. /1962/ források genetika szerinti osztályozását. E szerint megkülönböztetünk:

1./ Szerkezeti forrásokat. Ide tartoznak a peremi karsztforrások. Vizhozamuk változó, bár általában bőséges. Hőmérsékletük a szerkezet függvénye.

2./ Leszálló karsztforrások: kisebbek, vizhozamuk ingadozó. Hőmérsékletük 8 - 10 C°. Ilyen pl. a Garadna-völgyi kisebb források.

3./ Rétegforrások: a Bükkhegység területén ritka, mert a vízrekesztő rétegekkel váltakozó karsztos képződmények aránylag nem nagy vastagságúak. /Schmidt E. R. 1962. p. 457./ Pl. a Szalajka-völgy alsó Szikla-forrása.

4./ Törmeléktörzsek: a Bükkhegység egyik legjellemzőbb forrástípusa. "Különösen a nagy kiterjedésű agyagpala - homokos fácies, valamint az eruptívumok területén gyakoriak." /Schmidt E.R. 1962. p. 457./

A Vizgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet a Bükkhegységben közel 200 forrást tart nyilván és ezeknek megfigyeléseit, adatgyűjtéseit rendszeresen végzi. Ezek közül néhány forrás jellemző hidrográfiai adatait ismertetem.

A forrás neve, helye	Magasság t.sz.f. m-ben	Állandó- időszá- kos	Hőfok C°	Hozam m³/nap	Adatszerző	A mérés ideje
Margit I.II.f. a Garadna-völgy jobb oldalán, Ujmassától NY-ra kb. 1000 m-re	370	állandó	9.8	3600	Wein Gy.	1949.
		állandó	9.7	458.1	Schmidt és munkatársai	1957.VI.
Lóczy-forrás Bélapátfalva	390	állandó	-	0.78	Vizr.Évk.1964.	1963. XI.
Mária-f. Bélapátfalva, a volt kőedénygyár mellett	380		11	137.2	Schmidt és munkatársai	1956. VIII.
Felső Szalajka-f. Szilvásvárad	459	állandó	8	21600 ^{XX}	Láng S.	1940 ^{XX} nedves i- dőszakban mért e- redm.
				3958	Schmidt és munkatársai	1956.VIII.
				90.9	Vizr.Évk. 1962.	1957.III.
				198.2	Vizr.Évk. 1962.	1957.V.
				36.4	Vizr.Évk. 1962.	1957.VIII.
				13.0	Vizr.Évk. 1962.	1957. XII.
		állandó	8.1	15.4	Kárpáti S.	1966. VIII.
		állandó	7.9	17.9	Kárpáti S.	1966.VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Alsó-Szala jka szikla-f. Szilvászvár	422	állandó	11.9 10.2	2160 ^{XX} 6000 ^{XX}	Láng S. Láng S.	1940. V. 1940. VIII.
				48.6	Vizr. Évk. 1962.	1957. V.
				43.1	Vizr. Évk. 1962.	1957. VI.
				17.2	Vizr. Évk. 1962.	1957. XI.
		állandó	10.8 11.2	46.5 32.7	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Vizfő-f. Monosbél K-1 szélén	350 320	állandó	14.6 17.0	950 459.8	Láng S. Schmidt és munkatársai	1940. V. 1956. VIII.
Bán-pataki f. Nagyvisnyó	500-550	állandó	8.0	5000	Láng S.	1951. IV.
		állandó		16.6 41.2	Vizr. Évk. 1962. Vizr. Évk. 1962.	1957. III. 1957. V.
				11.9	Vizr. Évk. 1962.	1957. XII.
		állandó	8.3 8.1 8.0	6.2 3.9 4.2	Kárpáti S. Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII. 1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Nagy-völgyi f. Nagyvisnyótól DK- re kb. 2500 m-re	340		10.5	3.2	Schmidt és munkatársai	1956. VIII.
		állandó	11.0 10.7 10.2	2.8 1.9 2.1	Kárpáti S. Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII. 1966. VIII.
Elza-laki f. Nagyvisnyótól D-re kb. 4000 m-re a Nagy-völgyben	400		13.5	3.9	Schmidt és munkatársai	1956. VIII.
		állandó	12.8 14.1	3.1 2.7	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Tó-forrás Mályinka	345	állandó	10.0	720	Láng S.	1953. IX.
				4.1	Vizr. Évk. 1962.	1957. III.
				7.8	Vizr. Évk. 1962.	1957. V.
				13.4	Vizr. Évk. 1962.	1957. VIII.
	340			4.2 2.0	Vizr. Évk. 1964. "	1964. III. 1964. IX.
	340	állandó	9.7 10.2	3.7 3.9	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Forrás Málvín- kától DNY-ra, a Baróc-patak völ- gyében	360		8.2	2.0	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
				13.6	Vizr. Évk. 1962.	1962. III.
				28.9	Vizr. Évk. 1962.	1962. IV.
				9.7	Vizr. Évk. 1962.	1962. VI.
				2.3	Vizr. Évk. 1962.	1962. IX.
				3.4	Vizr. Évk. 1964.	1964. IV.
				4.2	Vizr. Évk. 1964.	1964. VI.
				2.0	Vizr. Évk. 1964.	1964. VIII.
		állandó	8.0	3.8	Kárpáti S.	1966. VIII.
			8.3	3.1	Kárpáti S.	1966. VIII.
Mária f. a Csoniró-völgy- ben	640	állandó		3.4	Vizr. Évk. 1962.	1962. IV.
				0.4	Vizr. Évk. 1962.	1962. IX.
				0.8	Vizr. Évk. 1964.	1964. V.
				0.5	Vizr. Évk. 1964.	1964. VIII.
		állandó	9.7	0.3	Kárpáti S.	1966. VIII.
			9.4	0.4	Kárpáti S.	1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Forrás a Ceondró- völgy két mellék- völgyének talál- kozásánál	420		9.0	10.2	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
		állandó	9.1	8.7	Kárpáti S.	1966. VIII.
			9.2	9.9	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás Mályinká- tól D-re, kb. 5000 m-re	340		10.2	42.3	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
		állandó	10.1	37.9	Kárpáti S.	1966. VIII.
			10.4	41.2	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás Mályinká- tól DK-re a Nagy- szállás-völgyben	390			20.2	Vizr. Évk. 1962.	1962. IV.
				1.5	Vizr. Évk. 1962.	1962. VII.
				2.4	Vizr. Évk. 1964.	1964. IV.
				3.8	Vizr. Évk. 1964.	1964. V.
				2.0	Vizr. Évk. 1964.	1964. VIII.
		állandó	11.2	2.1	Kárpáti S.	1966. VIII.
			10.8	1.6	Kárpáti S.	1966. VIII.
			11.9	2.3	Kárpáti S.	1966. VIII.
Hársas-f. Tardonától DK-re, kb. 330 1500 m-re	330		8.5	100	Láng S.	1953. III
		állandó	14.0	34.7	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
				2.0	Vizr. Évk. 1962.	1962. IV.
		állandó	13.2	nem mérhető	Kárpáti S.	1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Harica-f. Varbó	470-500 525	állandó	9.0	1700 ^{KK} 10.4 20.1 1.9 0.4 2.9 2.1	Láng S. Schmidt és munkatársai Vizr. Evk. 1962. Vizr. Evk. 1962. Vizr. Evk. 1962. Vizr. Evk. 1964. Vizr. Evk. 1964.	1953. III 1956. IX. 1962. IV. 1962. VII. 1962. XII. 1962. IV. 1962. VII.
Dobrica-kút Verbótól DNY-ra kb. 5000 m-re	290		9.0	48.6	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
Andó-kút a Dobrica kuttól DK-ra kb. 800 m-re	335		9.0	17.3	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
Galya-f. Varbótól DNY-ra	332		9.0	123.1	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
Felső-f. Lilla-füredtől ÉNY-ra a Forrás-völgyben	340	állandó	9.0 9.2 9.0	226 204 212	Schmidt és munkatársai Kárpáti S. Kárpáti S.	1956. IX. 1966. VIII. 1966. VIII.
Királykút a Forrás-völgyben, a lilla-füred-miskolci műtől ÉNY-ra	230		9.0 9.1 8.7	123.4 116.5 126.1	Schmidt és mt. Kárpáti S. Kárpáti S.	1956. IX. 1966. VIII. 1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Kaszás-kut a Felső- f.-tól DNY-ra kb. 1000 m-re	395	állandó	10.0 10.2 9.6	3.4 2.8 3.1	Schmidt és munkatársai Kárpáti S. Kárpáti S.	1956. IX. 1966. VIII. 1966. VIII.
Forrás a Tekergős uton, a Lillaf.- miskolci műttől kb. 200 m-re	400	állandó	10.0 9.7 10.1	3.3 3.0 3.1	Schmidt és munkatársai Kárpáti S. Kárpáti S.	1956. IX. 1966. VIII. 1966. VIII.
Hárskut-f. Lillaf- en a Tekergős ut és a Kovácserdő közöt- ti völgyben	410	állandó	9.8 9.9	3.5 3.1	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Forrás-barlang Lillafüred	260	állandó	9.8	2638.8	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
Forrás a Vesszős- völgyben Lillaf. -tól DNY-ra, kb. 2500 m-re	430	állandó állandó	9.5 9.1 9.4	12.5 11.2 12.9	Schmidt és munkatársai Kárpáti S. Kárpáti S.	1956. IX. 1966. VIII. 1966. VIII.
Szinva főforrás Lillafüred	320		9.2	78	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
				386	Vizr.Évk. 1962.	1962. III.
				103.2	Vizr. Évk. 1962.	1962. VII.
		állandó	9.0	78.4	Kárpáti S.	1966. VIII.
			9.1	81.2	Kárpáti S.	1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Szt. István-forrás a Fehérkő-lápa menedékházánál	540	állandó	12.5 13.1	2.7 3.0	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
János-forrás az előbbtől D-re, kb. 600 m-re	550	állandó	8.3 8.0	3.2 2.9	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Oroszkat Bükkszent- keresztől É-ra, kb. 1000 m-re	600	időszakos		nem mérhető	Kárpáti S.	1966. VIII.
Vadas J.-forrás a Fehérkő-lápa me- nedékházától DK-re kb. 800 m-re	450	állandó	8.9 9.2	5.5 4.2	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Szikla-forrás Felsőtárkány	290		10.2	2083	Schmidt és munkatársai	1956. IX.
				1.6	Vizr. Évk. 1964.	1964. VIII.
				1.9	Vizr. Évk. 1964.	1964. X.
		időszakos	9.6 9.9	0.9 1.1	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Büdös-forrás Felsőtárkánytól KDK-re kb. 700 m-re	350		10.0	1.5	Schmidt és munkatársai	1957. VII.
		állandó	10.8	1.3	Kárpáti S.	1966. VIII.
			9.9	0.8	Kárpáti S.	1966. VIII.
Divald-forrás Felsőtárkánytól DDK-re kb. 2500 m-re	370		12.0	21.0	Schmidt és munkatársai	1957. VII.
		állandó	12.0	15.8	Kárpáti S.	1966. VIII.
			12.0	17.9	Kárpáti S.	1966. VIII.
Hegedüs-forrás a Miklós-völgyben, Felsőtárkánytól D-re, kb. 2000 m-re	300		11.0	1.4	Schmidt és munkatársai	1957. VII.
		állandó	10.8	1.2	Kárpáti S.	1966. VIII.
			10.9	0.7	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás az Agárdi-hegy völgyében, Egertől NY-ra, kb. 1500 m-re	190		12.0	2.4	Schmidt és munkatársai	1957. VI.
		állandó	12.4	1.6	Kárpáti S.	1966. VIII.
			12.1	1.4	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás az előbbi mellett	200	állandó	13.5	0.3	Kárpáti S.	1966. VIII.
			14.0	0.4	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás az Apáca völgyben Egerváros NY-i szélén kb. 800 m-re	170	állandó	10.0	3.0	Kárpáti S.	1966. VIII.
			10.4	2.4	Kárpáti S.	1966. VIII.
Forrás a Fertő-völgyben, Eger város NY-i szélétől kb. 1600 m-re	180	állandó	11.0	3.1	Kárpáti S.	1966. VIII.
			10.5	2.6	Kárpáti S.	1966. VIII.

1	2	3	4	5	6	7
Forrás a Kiszalagonyás völgyben Eger várostól DNY-ra, kb. 200 m-re		állandó	13.0 12.7	1.4 0.9	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Forrás a Kiszalagonyás völgyben Eger várostól DNY-ra kb. 4500 m-re		állandó	12.5 13.1	2.3 1.8	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Gyógyfürdő-források Eger	150	állandó	31.2 31.6	47.3 50.2	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Népfürdő-források Eger	150	állandó	21.6 22.0	194.5 175.3	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.
Strand-források Eger	150	állandó	32.4 30.7	978.9 931.2	Kárpáti S. Kárpáti S.	1966. VIII. 1966. VIII.

A Bükkhegység forrásai nagy többségben törmelékforrások. Vizhozamuk: 1 - 10 liter/perc.

A bővizű karsztforrások vizhozama 10 liter/perctől több ezer liter/perc. A forrás kilépési helyét a hegység-szerkezet szabja meg. /Miskolctapolca, Kács, Latorut, stb/

A harmadkori előtérövezet forrásainak vizhozama ritkán haladja meg a 10 liter/percenkénti, számuk jóval kevesebb, mint a Bükkhegység belsejében.

A források vizhozama általában április-május hónapban havi maximumot mutatnak, ami a hóolvadásokkal kapcsolatosak. A júniusi csapadékmaximum hatása a kifejlődött vegetáció miatt már kevésbé érezteti hatását, az őszi csapadékmaximum viszont újra magas vizhozamokat eredményez.

D./ A felhasznált szakirodalom ismertetése

- Balogh Kálmán: A Bükkhegység földtani képződményei
A Magyar Állami Földt. Int. Évkönyve.
XLVIII. k.2. füz.
- Balogh K. : Hámor környékének triász rétegei
Földt.Közl. LXXXI. 1-3. 1951.
- Balázs Dénes : Az éghajlat szerepe a karsztosodásban
Karszt és barlang, 1964. 4.
- Balkay B.- Láng Gábor: Üledékföldtani vizsgálatok a Nagy-
visnyó - Nekézseny körüli karbon-permi réte-
gekben Földt. Közl. XXXVII. 1.füz. 1957.
- Boros József : Hőmérsékleti viszonyok hegyi réten és erdei
fenyő állományban nyári, sugárzási napokon.
Doktori értekezés. Szeged, 1965.
- Bulla B. - Kádár L. - Kéz A. - Száva-Kovács J.:
Általános természeti földrajz. Tankönyvkiadó,
Budapest. 1952.
- Cholnoky Jenő :A barlangok és folyóvölgyek összefüggése
Barlangvilág II. 1932.
- Cholnoky J. :A barlangokról
Barlangvilág, 1935. 1-2/6.
- Cholnoky J. :Mesztufa vagy travertino képződményekről
Matemat. és Természettud. Értesítő, 1940. III.
- Egyed László : Vízfolyások morfológiai és tektonikai kapcsola-
ta Földt. Közl. LXXXVII. 1. füz.
- Horváth Sándor: Fedett karrok a Bükkben
Karszt és barlang, 1962. I.
- Jakucs László: A Pézpataki cseppkőbarlang felfedezése
Élet és Tudomány IX, évf. 15. szám. 1954.

- Jakucs L. : A karsztdenudáció értékelése a barlangképződés szempontjából
Kandidátusi értekezés, 1961.
- Jakucs L. : A mészkőhegyek születése
A TIT földrajz-földtan- geofizikai orsz. választmányának szerk. 1960.
- Jakucs L. : Az Aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében
Különlenyomat. Karszt és Barlangkutatás 1959. I. köt. Budapest, 1960.
- Jakucs L. : A Bükkhegység még feltáratlan barlangrendszerei
Földr. Ért. 1959.
- Jakucs L.- Kessler Hubert: A barlangok világa
Medicina kiadó, 1962.
- Jakucs Pál : Karrosodás és növényzet
Földr. Közl. IV. 3. 1956.
- Juhász András: A létrástetői barlang
Karszt és Barlang, 1962. II.
- Kadić Ottokár: A puskaporosi Szinva-szoros és barlangjai
Barlangkutatás VIII. 1920.
- Kakas József: Természetes kritériumok alapján kijelölhető éghajlati körzetek Magyarországon
Időjárás, 64, Nr. 6, 1960.
- Kerökes József: A Tárkányi-öböl morfológiája
Földr. Közlem. 1936.
- Kessler Hubert: Lillafüred barlangjai
Panoráma kiadványa, 2. 1. 1961.
- Kessler H. : A karsztvidékek lefolyására és beszivárgására vonatkozó újabb vizsgálatok
Beszám. a Vizgazdalk. Tud. Kutató Int. 1956. évi munkájáról. 1957.

- Kessler H. : A zsombolyok keletkezéséről
Barlangvilág II. 1932.
- Kósa Attila : A zsombolyképződés kérdéseiről
Karszt és Barlang, 1964. 5-6.
- Láng Sándor : Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben . Hidr. Közl. 34. évf. 1954. 1-2.
- Láng S. : A Bükk geomorfológiai vázlata
Karszt és Barlang, 1964. 5-6.
- Láng S. : Természeti földrajzi tanulmányok az Észak-magyarországi Középhegységben
Földr. Közl. LXXVII. köt. 1953. 1-4. szám.
- Leél-Össy Sándor: A Magas Bükk geomorfológiája
Földr. Ért. III. évf. 2. füz. 1954. VI.
- Leél Össy S.: Karrosodás és karros formák
Hidr. Közl. 32. évf. 1952. 7-8.
- Leél-Össy S.: A Magyarországi karsztosodás kezdetei
Földr. Ért. 1952. 1. évf. 1. füz.
- Leél-Össy S.: A barlangok osztályozása
Földr. Ért. 1952. 1. évf. 1. füz.
- Leél-Össy S.: A Bükk víznyelőinek és víznyelőbarlangjainak tanulmányozása
Földr. Ért. 1959. VIII. 1. füz.
- Marosi Sándor: Vita Dr. Jakucs L.: Általános karsztgenetikai, morfológiai és hidrográfiai problémák vizsgálata az Aggteleki-karszton c. kandidátusi értekezéséről
Földr. Ért. XI. évf. 1962.
- Örvös János szerk.: Bükk
Utikalauz. Sport kiadó, 1962.
- Pávai-Vajna Ferenc: A forró oldatok és gőzök-gázok szerepe a barlangképződésnél
Hidr. Közl. X. 1931.

- Peja Győző : Suvadástípusok a Bükk É-i előterében
Földr. Közl. 1956. IV. 3. szám.
- Peja Gy. : Korrázios formák felszínalakító hatása a
Bükk É- EK-i előterében
Földr. Közl. 1957. 2. szám.
- Peja Gy.: Tektonikus eredetű morfológiai formák kialakulása
Sajó-völgy középső szakaszának környékén
Földr. Közl. LXXX. köt. 1956. 4. szám.
- Peja Gy. : A változatos borsodi táj
Természettudományi Közlöny IX. évf. 10. szám. 1965.
- Schréter Zoltán: A Bükk hegység régi tömegének földtani és
vízföldtani viszonyai
Hidr. Közl. 34. évf. 1954. 7-8.
- Schréter Z. : A Bükk hegység geológiája
Különlenyomat a Földt. Int. jelentéséről 1943.
- Schmidt Elégius Róbert: Geomechanika
Akadémiai kiadó, 1957.
- Schmidt E.R. : Vázlatok és tanulmányok Magyarország víz-
földtani atlaszához
Műszaki Könyvkiadó. Budapest, 1962.
- Strömpl Gábor: A borsodi Bükk karsztja
Földr. Közl. XLII. köt. 1914.
- Szabó Gyula: Lillafüredi barlangok mikroklímája
Doktori értekezés. Miskolc, 1961.
- Szentpétery Zsigmond: A Déli Bükkhegység diabáz és gabbro
tömege
A Magyar All. Földt. Int. Évk. XLI.
köt. 1. füz.
- Vadász Elemér : Magyarország földtana
Akadémiai kiadó, 1960.
- Wagner Richárd: A mikroklímák földrajzi elrendeződése
Hosszabércen
OMI. Beszámolók, 1955.

- Wagner R. : Mikroklíma fogalma és módszere
Földr. Ért. 1954. 4.
- Wagner R. : A táj fogalma
Földr. Közl. 1956. 4.
- Wagner R. : Mikroklíma térségei és térképezésük
Földr. Közl. 1956.
- Wagner R. : Az ipari meteorológia kérdései
Különlönyomat. Budapest, 1960.
- Vízrajzi Evkönyv: 1957., 1962., 1964.

Á B R A J E G Y Z É K

1. A Bükkhegység felszíne
2. A D-i Bükk szerkezeti formái Peja Gy. szerint
BK: Bükkszentkereszt, KM: Kékmező, CSB: Csehbérc,
HB: Harsasbérc
3. Az É-i előtérövezet szerkezete Peja Gy. szerint
A Sajó-völgyre nyíló oldalvölgyek jobbról balra: Szinva,
Bábonyi, Nyögő, Tardona, Bán-völgy
4. A suvadások arló-i-típusú pályasíkja Peja Gy. szerint
A: szakadással, B: szakadással keletkezett pályasík,
C: a lejtő eredeti síkja, D: a suvadás bázisa
5. A suvadások keleméri-típusú pályasíkja Peja Gy. szerint
A: szakadással, D: a suvadás bázisa
6. Korráziós mélyedések Borsodszentgyörgy környékén Peja szerint
K: korráziós völgy, KT: karr teknő, D: karr tanuhegy
7. Az Akasztó-hegy korráziós kiemelkedései Peja szerint
Ozd környékén
I.: a lejtő alsó lépcsője
II.: a lejtő felső lépcsője
A.: erózióval koptatott lejtő, B.: Bolyok, C: cirkusz-
völgyek, E: lineáris erózióval bevágódott völgyek,
G: gerinc, K: kup, N: nyereg, P: páholy
8. Mállott agyagpala, sötétszürke mészkő közöttelepedés-
sel a Miskolc-Eger műút K-i oldalán.
9. Sötétszürke finomszemcsés mészkő Lillafüreden
10. Atbuktatott helyzetű alsó-triász rétegek anizuszi do-
lomiton ./ Garadna-völgy, Szemoru-völgyi dolomitfejtő/
11. Alsó-anizuszi dolomit függőleges helyzetű rétegei
Lillafüreden
12. Tűzköves mészkő Lillafüreden /Boldogasszony-sétány/

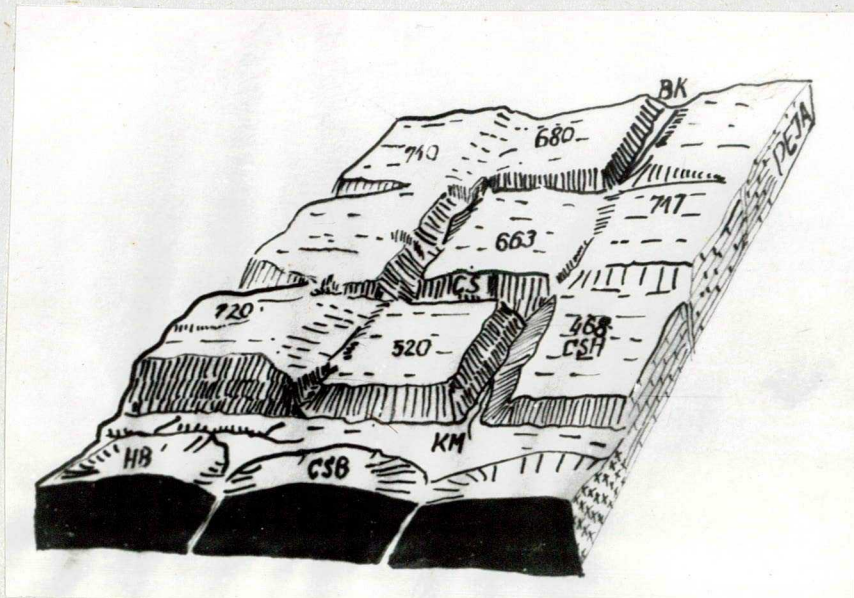
13. Felső-ladini - karni tüzköves mészkő Lillafüreden /Hollóstatói út: a Vesszősvölgy torkolatától É-ra/
14. Az Upponyi és a Bükkhegység paleo-mezozoikumának eszményi rétegszelvénye Balogh K. szerint
15. A Bükkhegység vázlatos földtani térképe Schréter Z. szerint
16. A Bükk geomechanikai tömbszelvénye Schmidt E.R. szerint
17. Az asszimmetrikusan kétoldalas hegységszerkezet kialakulásának geomechanikai sémája Schmidt E.R. szerint
AB: nyomóerő, AB: erős redőzöttség, B: gyenge redőzöttség
18. Teljesen gyűrt mészkő a Hollóstatói út K-i oldalán
19. Tönkfelület a Garadnától É-ra
20. A Bükk-fennsík egységes tetőszintje
21. A Bükk-fennsík erozióknak kitett területei
22. Vegetációs keresztmetszet a Bélkőről Jakucs P. szerint
A vonal feletti részek karrosodottak. A szaggatott vonal felett főleg fűvek gyökérnyomására keletkezett karrok láthatók
23. Karrüreg a Létras-tetőn
24. A kiemelt mészkőfelszín pusztulása
25. A Bükkhegység felszíni karsztja
26. Az "A"-típusú karszt elvi fajtái Jakucs L. szerint
27. A "B"-típusú karszt elvi fajtái Jakucs L. szerint
28. Az "A"-típusú karszt átalakulása "B"-típusúvá Jakucs L. szerint
29. Rogyott dolina a Nagymezőn
30. Rogyott dolina a Nagymezőn
31. Feltöltött dolina Feketesáron
32. A Pénzpataki-viznyelő

33. A Balla-barlang nyílása
34. Létrástetői-barlang alaprajza
35. A Búdöspeszt-barlang nyílása
36. A Hermann Ottó barlang bejárata
37. A Hermann Ottó barlang bejárata
38. Puskaporosi kőfülke
39. Szeleta-barlang
40. A Szeleta-barlang alaprajza
41. Az István-barlang mesterséges bejárata
42. Az István-barlang mesterséges alaprajza
43. A Szinva vizesése
44. Istállós-kői-barlang
45. Peskő-barlang
46. Peskő-barlang belseje
47. Subalyuk-barlang bejárata
48. Barlangnyílás a Mexikói-völgyben
49. Lillafüred környékének felszínformái Peja Gy. szerint
A: alagút, BR: mészkőborda, D: dolina, G: Garađna,
H: Hámor, P: Palota-szálló, Sz: Szinva, ST: Szt. István-
tető
50. Lillafüredi-völgy
/balról a Szt. István-tető, jobbról Fehérkő/
51. Mészkőszirt Lillafüreden, a Hollóstetői ut K-i oldalán
52. Palotaszálló és a Hámori-tó
53. Barlangüregék Lillafüreden, a Palota-szálló alatt
54. Barlangüregék Lillafüreden, a Palota-szálló alatt
55. Karsztos üregék a Mexikói-völgyben
56. A tetőaráta lépcsők metszete Cholnoky J. szerint

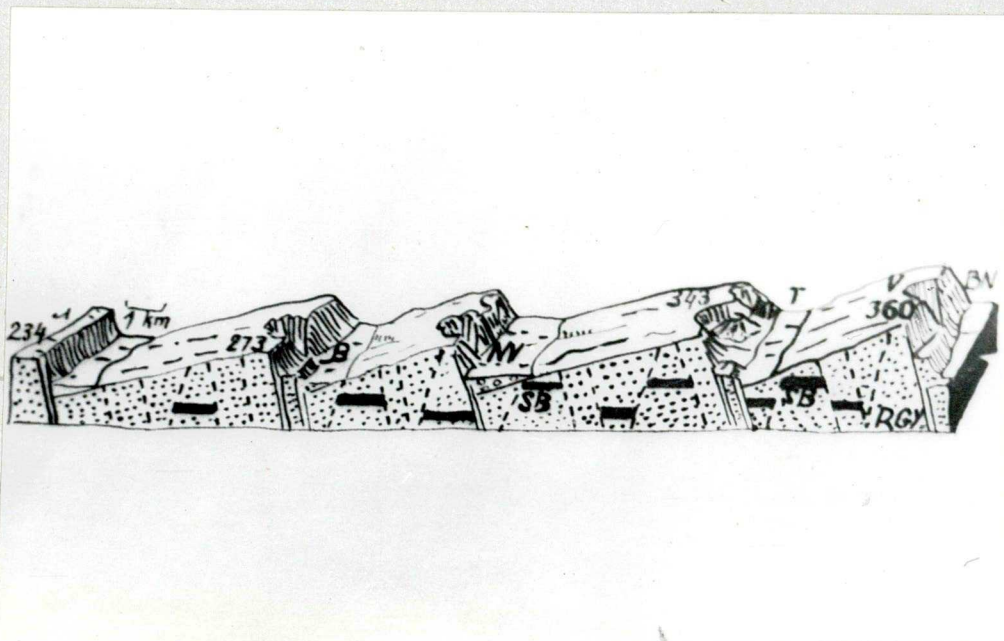
57. A Szinva vizesése Lillafürednél
58. A szilvásvárad Szalajka-völgy mésztufa terraszaí és vizesései
59. Völgyképződés a D-i Bukkben
60. A Szinva-völgye Lillafüredtől D-re
61. A Garadna-völgye Ujmassa felé
62. A Szinva-völgye Lillafüredtől É-ra
63. Hór-völgyi részlet
64. A Hór-völgy bejárata D-felől

ÁBRÁZ.

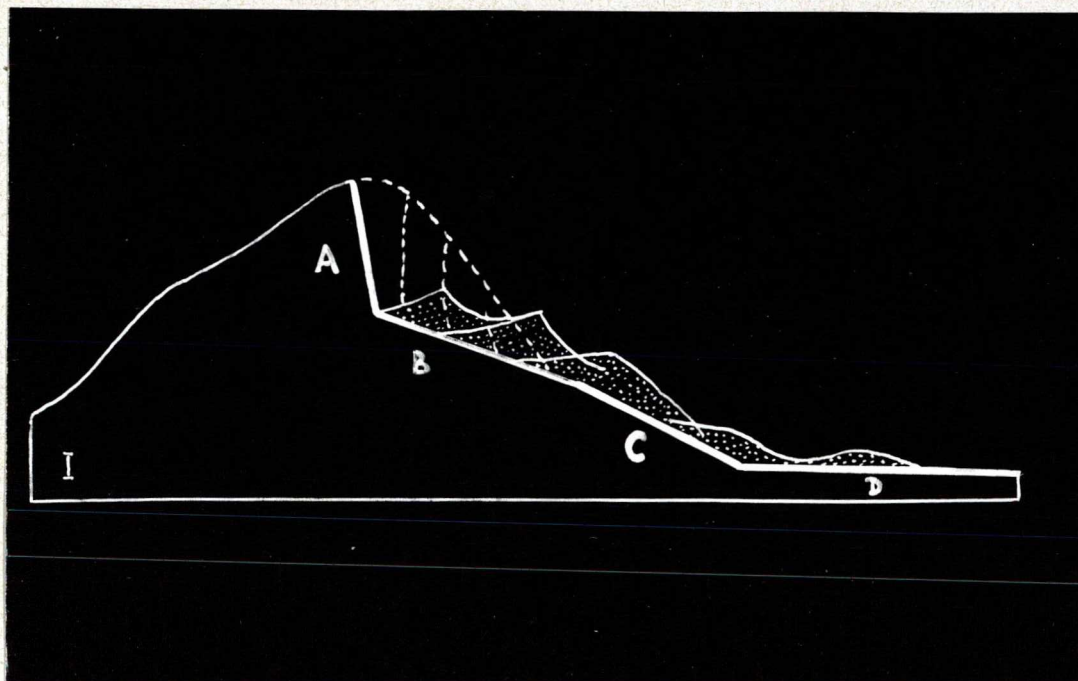
2.



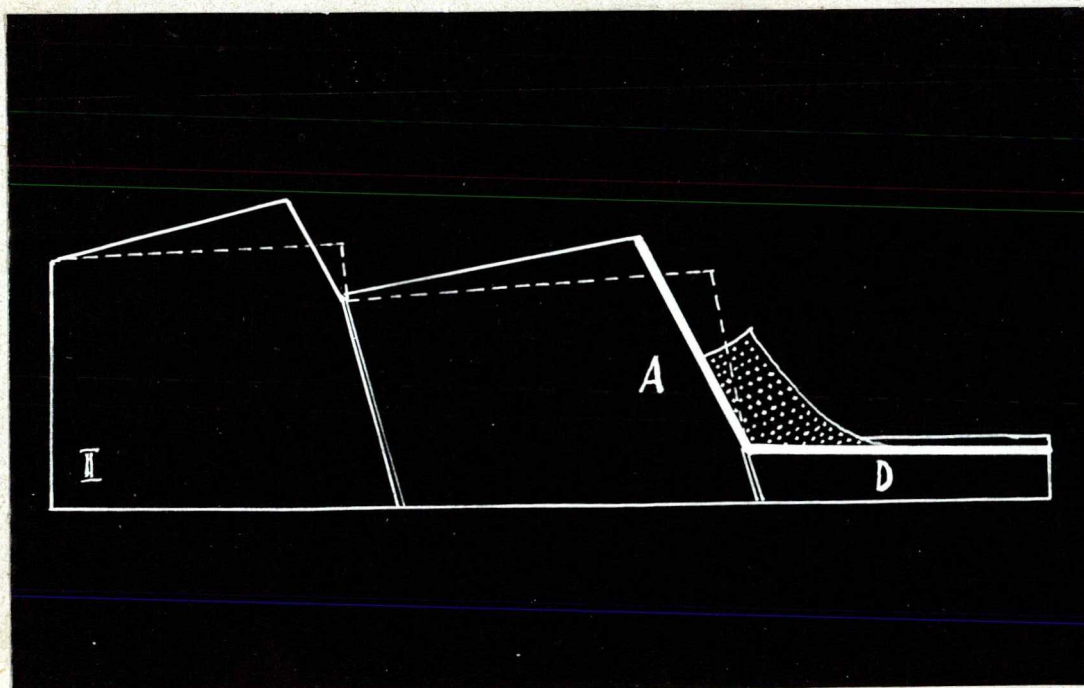
3.



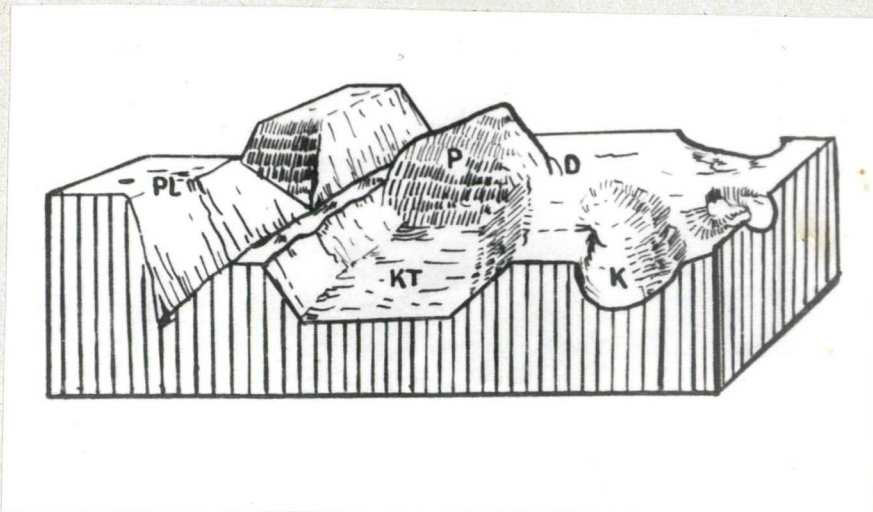
4.



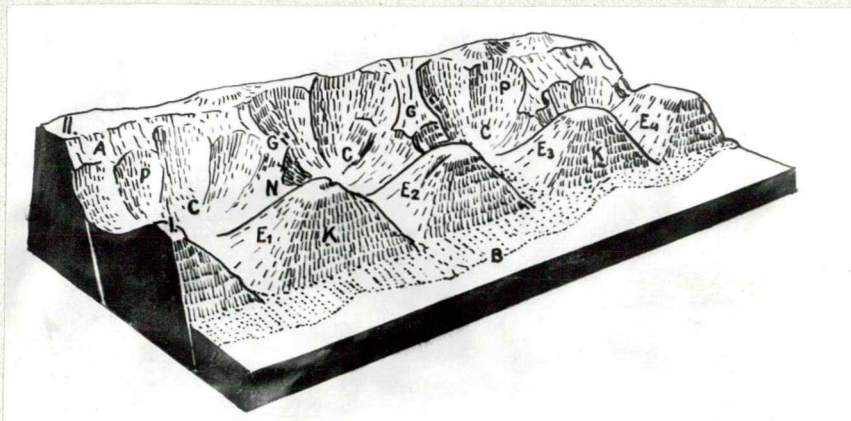
5.



6.



7.



8.



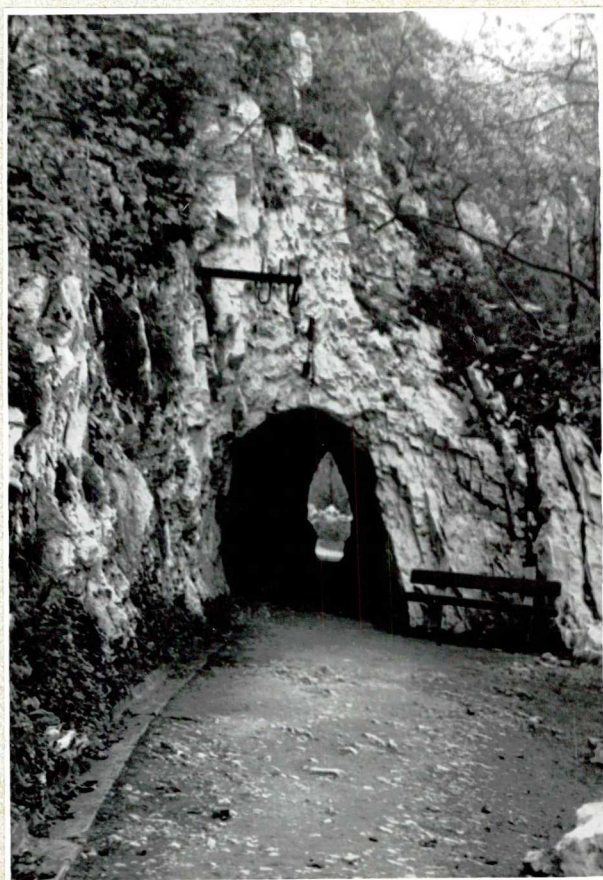
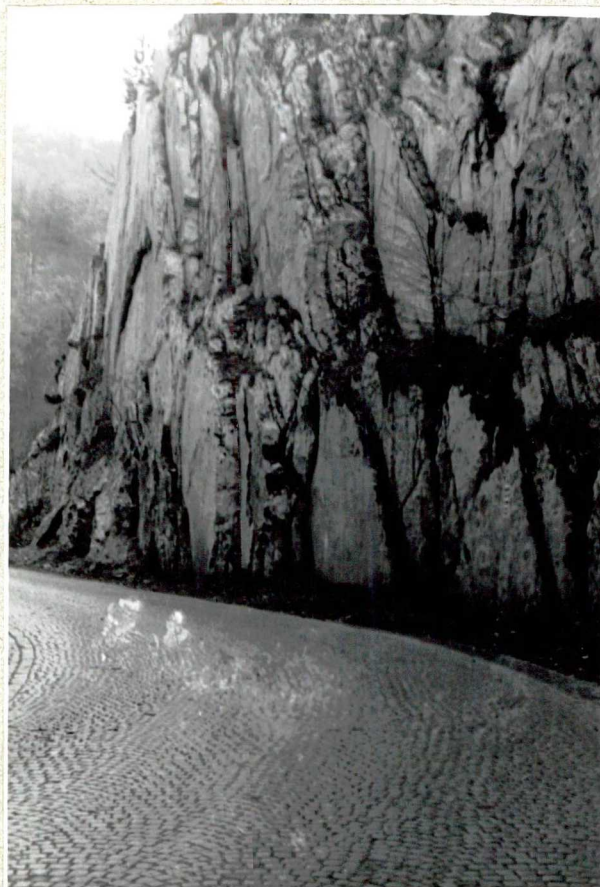
9.



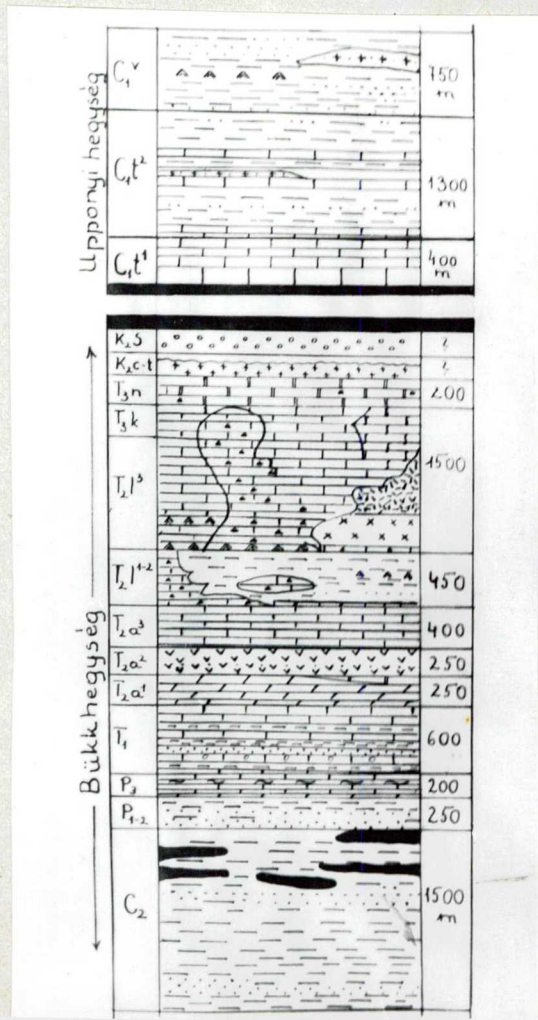
10.



11.

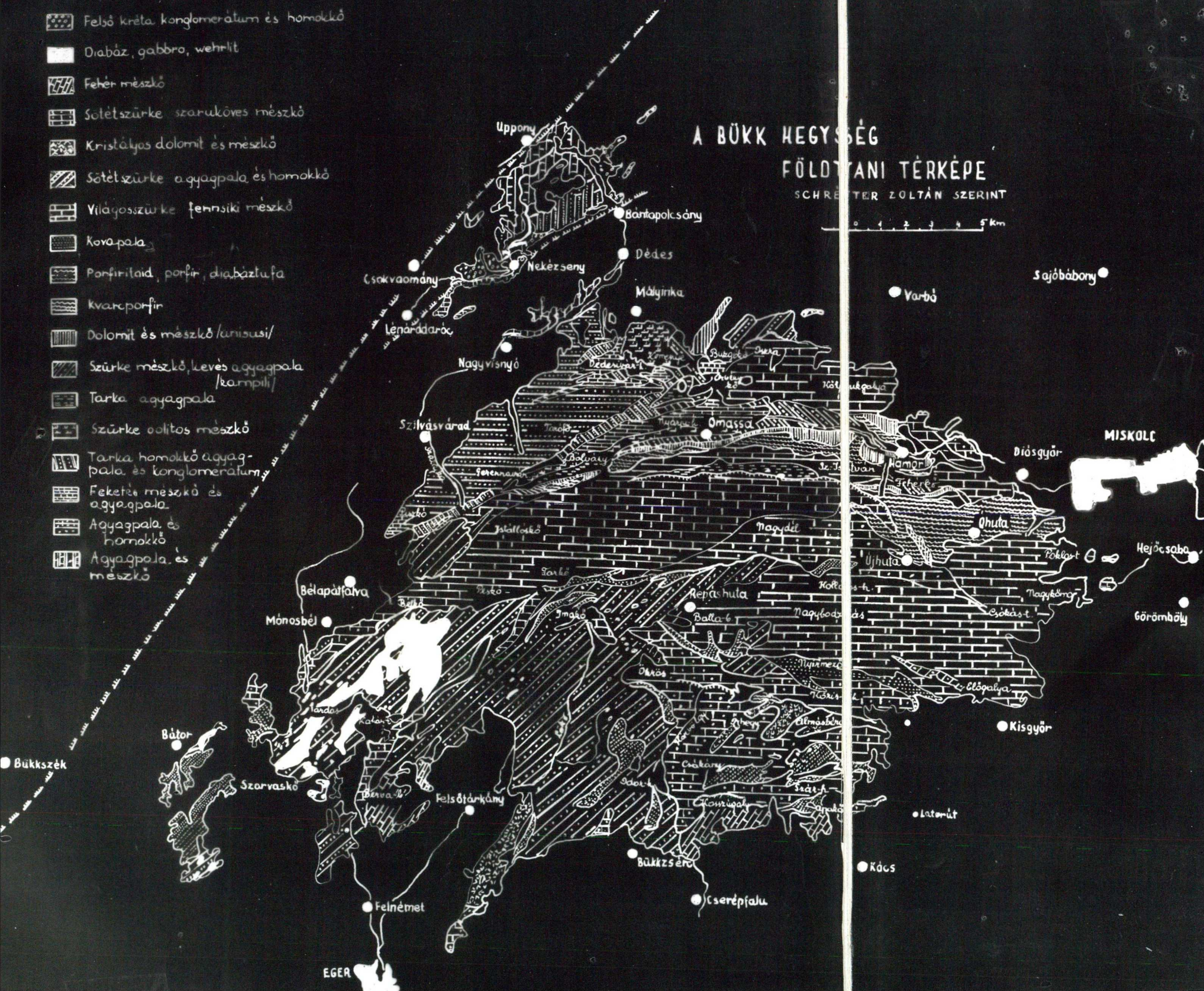


12.

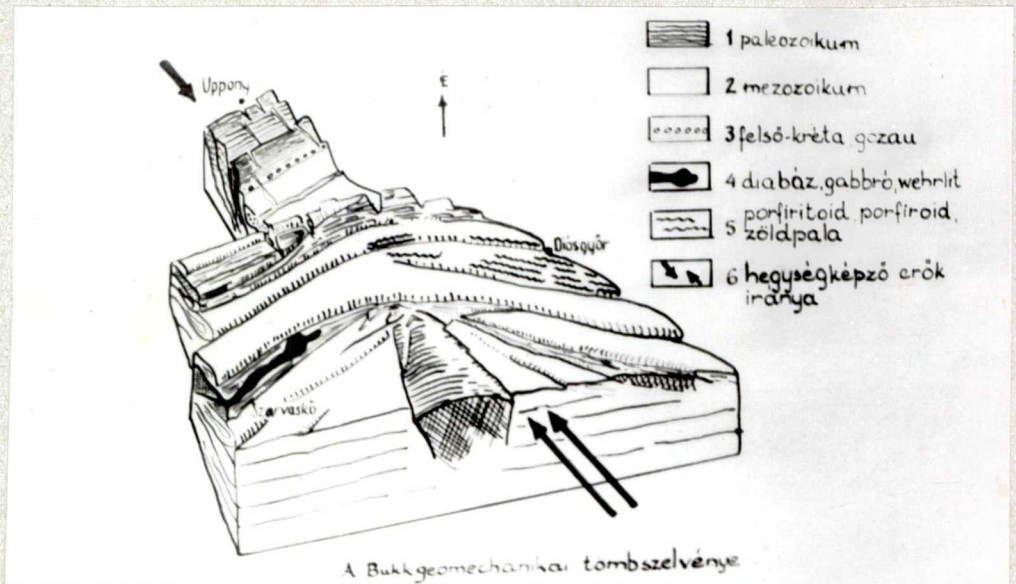


Felmagyarázat:

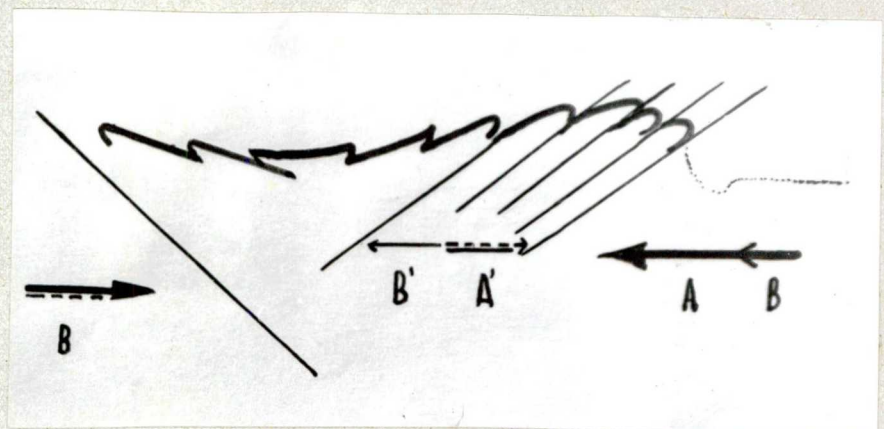
-  Negyedkori és harmadkori képződmények
-  Felső kréta konglomerátum és homokkő
-  Diabáz, gabbro, wehrlit
-  Fehér mészkő
-  Sötétszürke szaruköves mészkő
-  Kristályos dolomit és mészkő
-  Sötétszürke agyagpala és homokkő
-  Világosszürke fennsíkai mészkő
-  Kovapala
-  Porfiritoid, porfir, diabázttufa
-  Kvarcporfir
-  Dolomit és mészkő /únisusi/
-  Szürke mészkő, kevés agyagpala /kampili/
-  Tarka agyagpala
-  Szürke oolitos mészkő
-  Tarka homokkő agyagpala és konglomerátum
-  Fekete mészkő és agyagpala
-  Agyagpala és homokkő
-  Agyagpala és mészkő



16.



17.

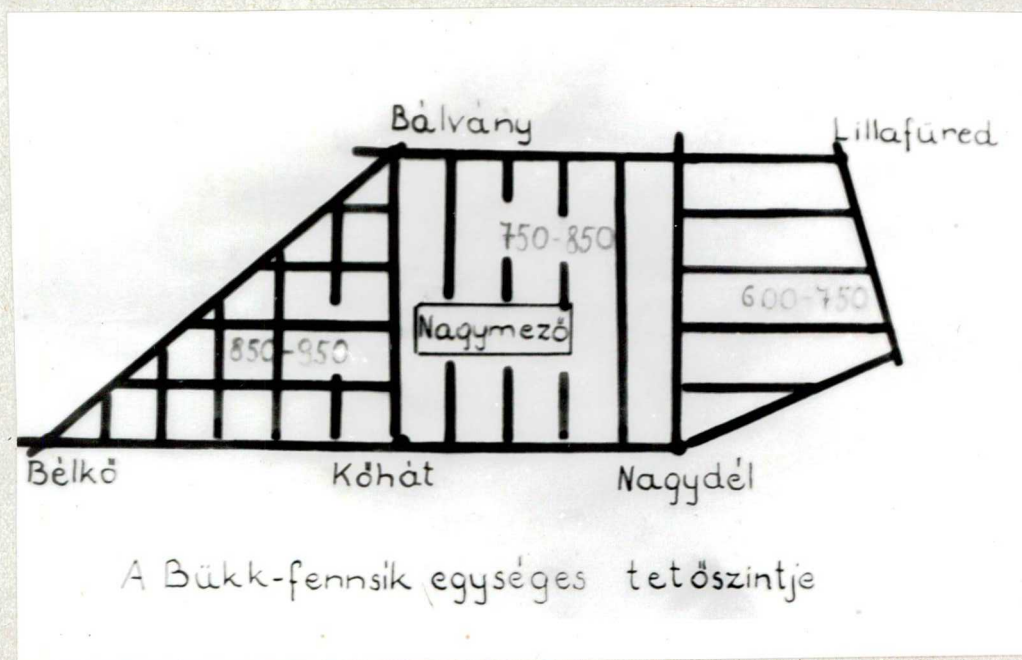


18.

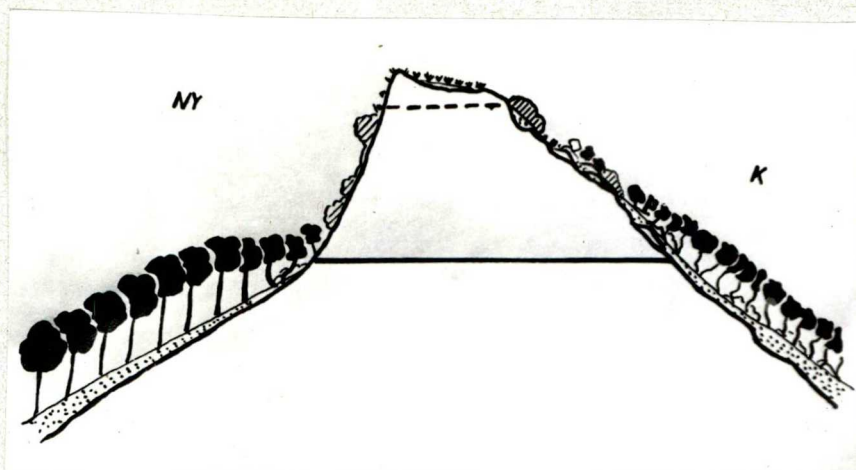
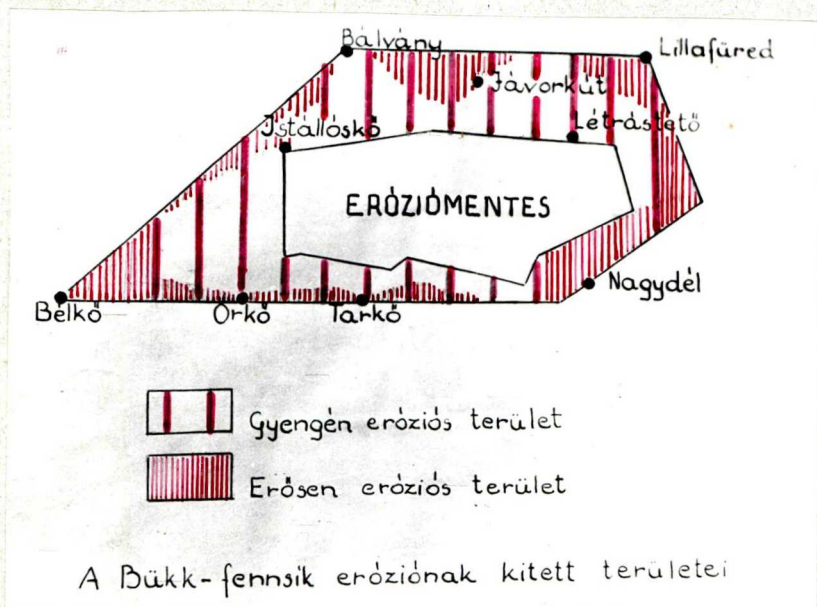
19.



20.



21.



22.

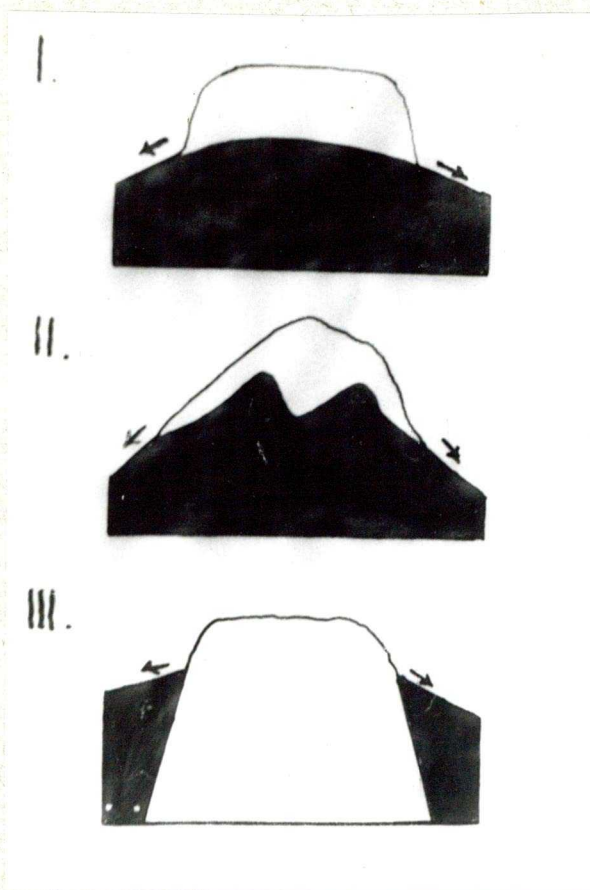


23.

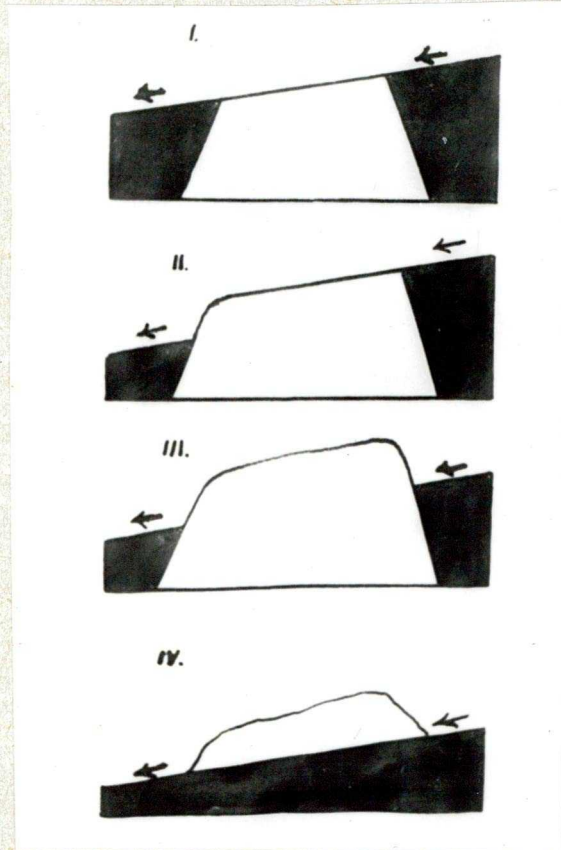
24.



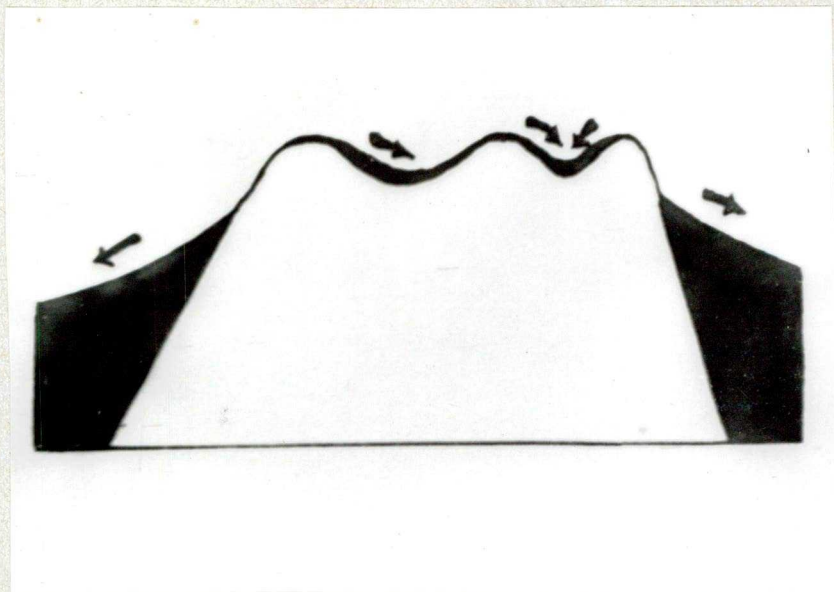
26.

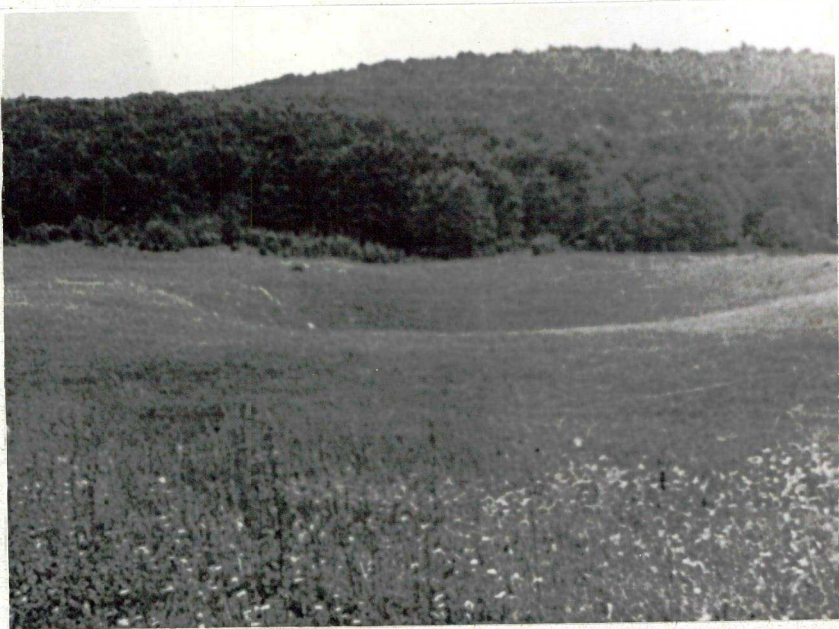


27.

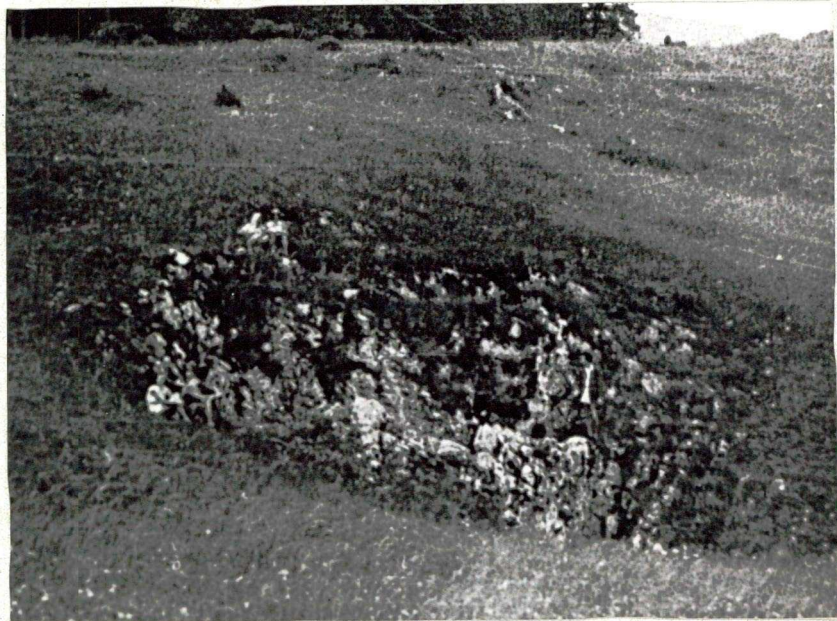


28.

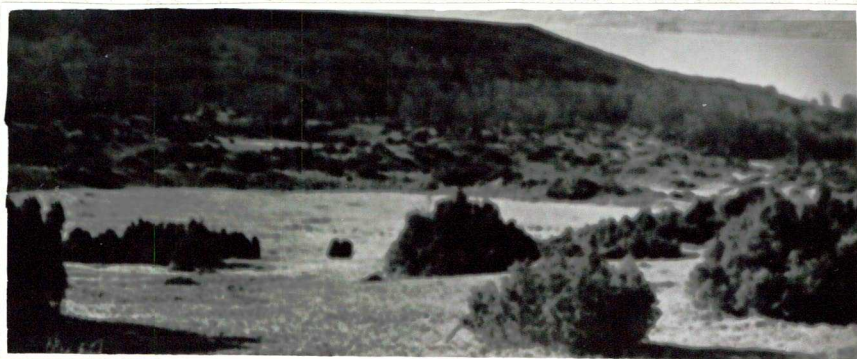




29.

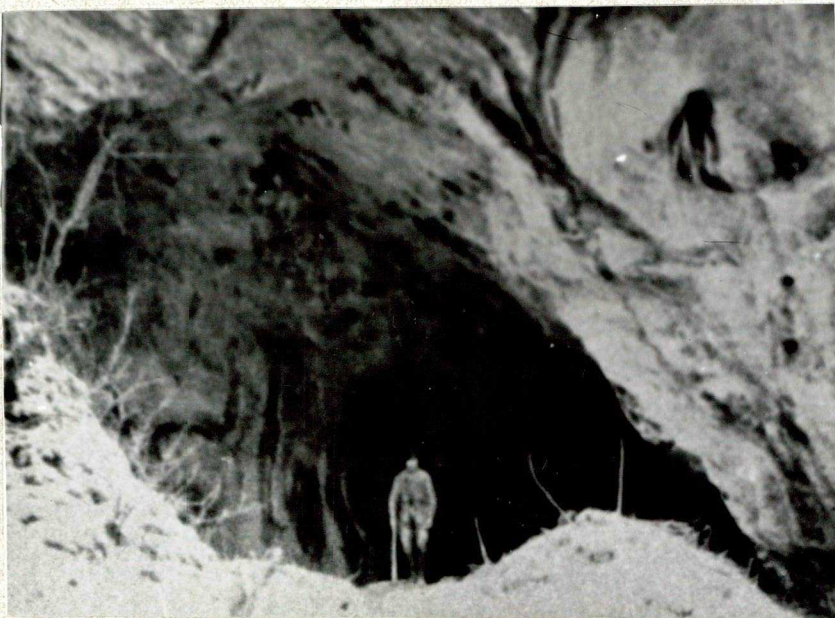


30.

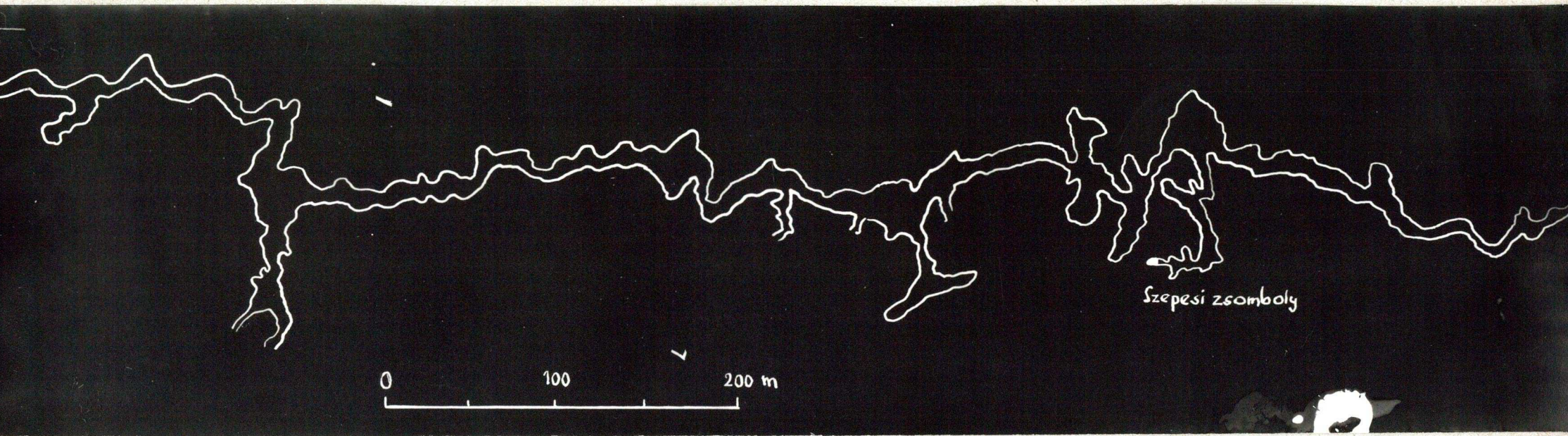


31.

32.



33.

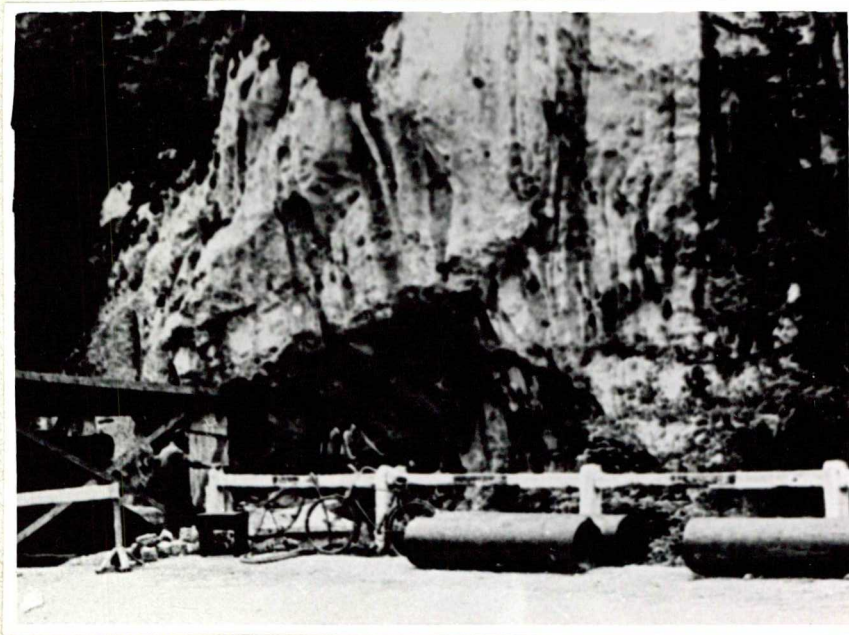


34.

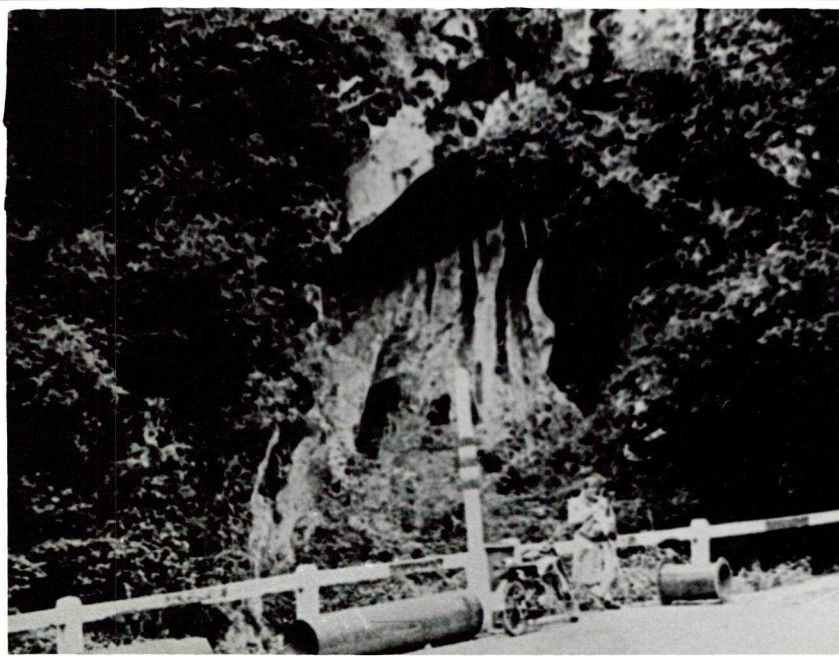
35.



36.

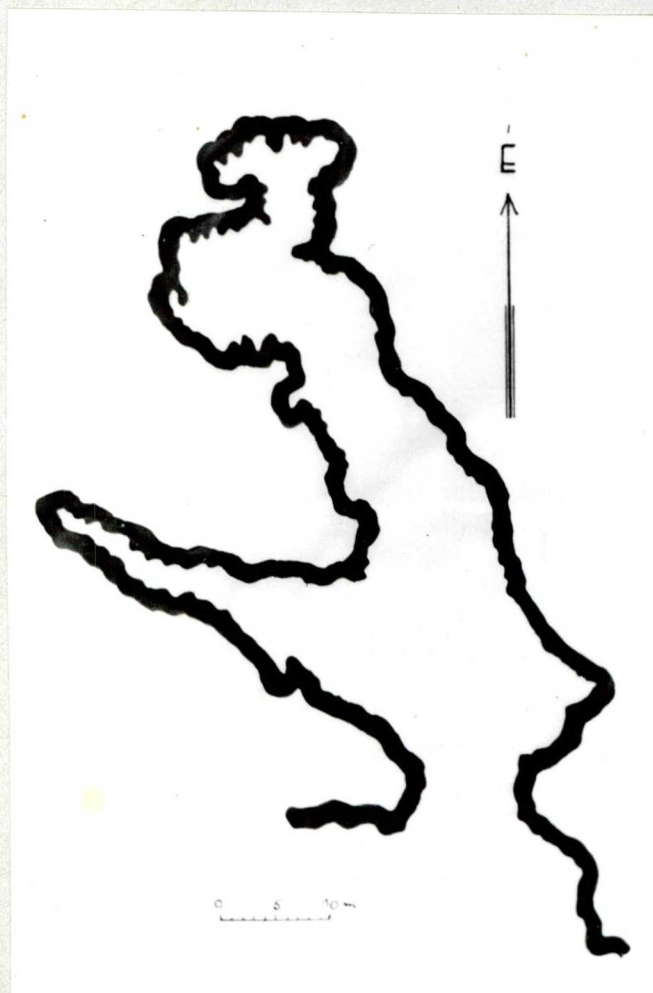


37.



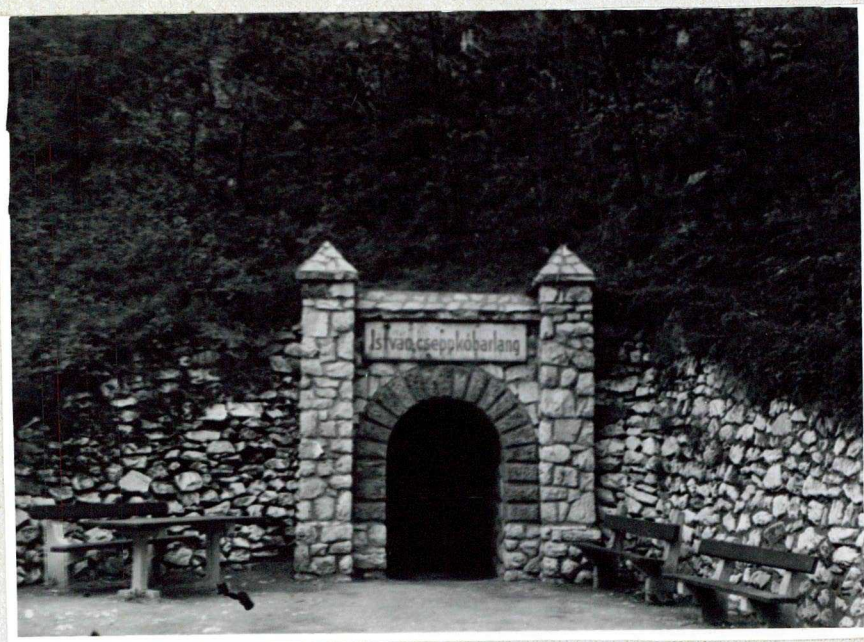
38.

39.

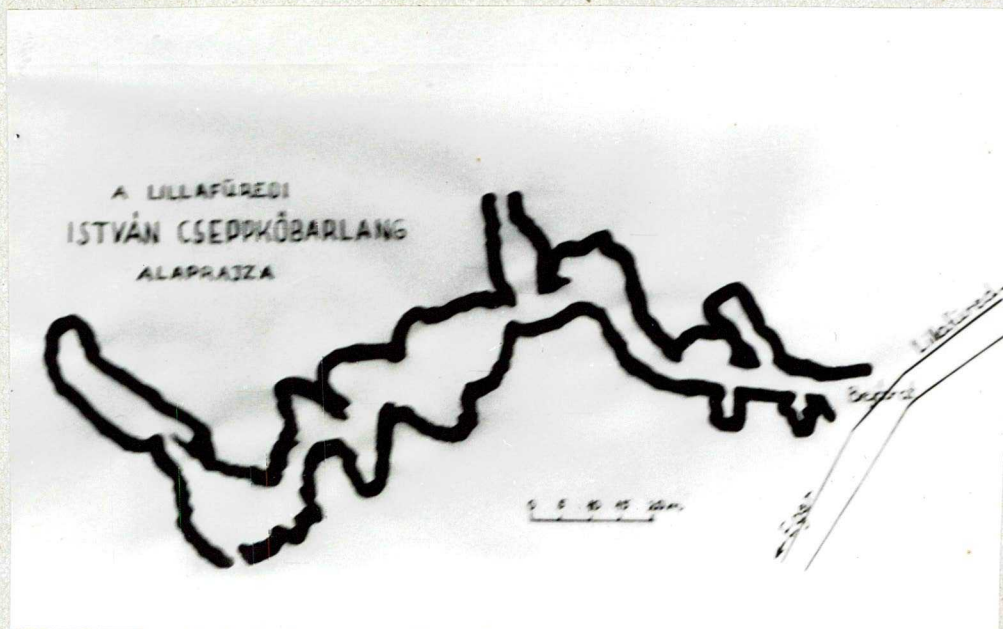


40.

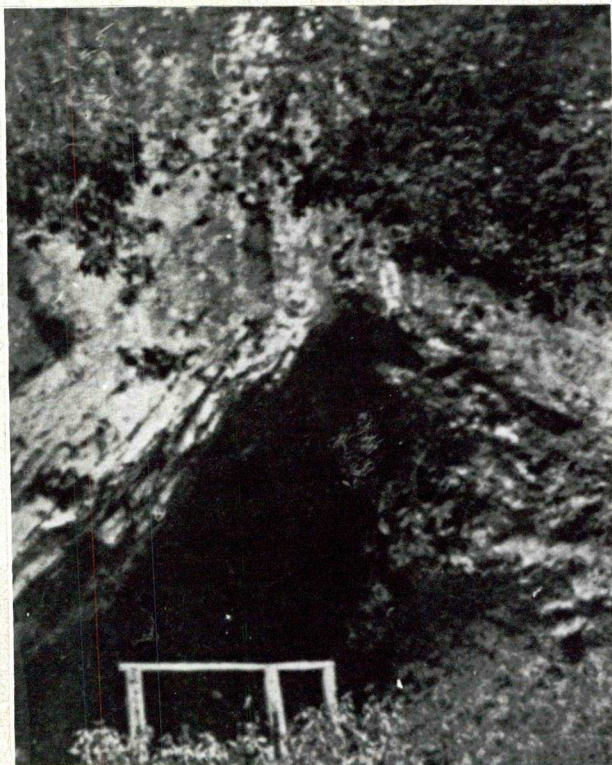
41.



42.



43.

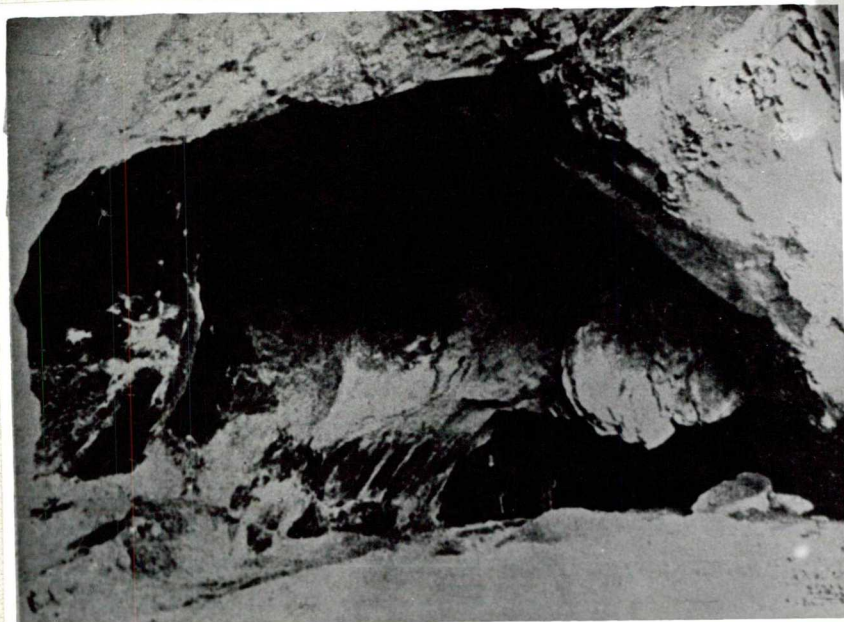


44.

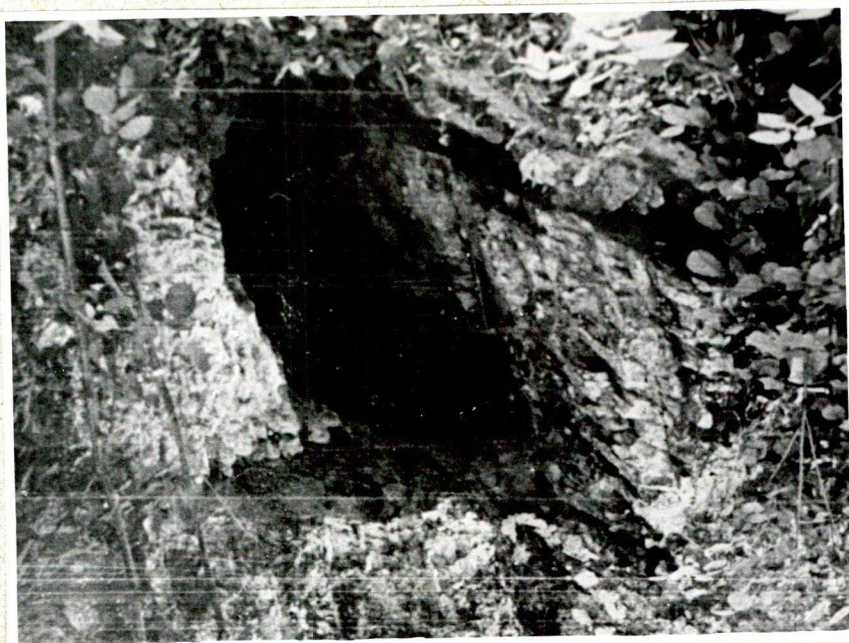
45.



46.

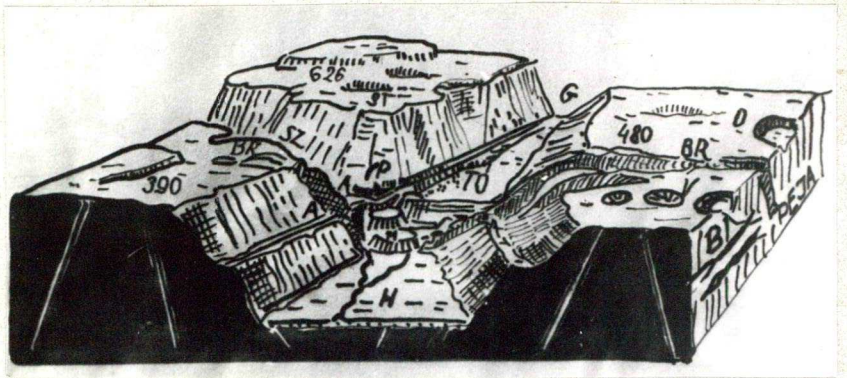


47.



48.

49.



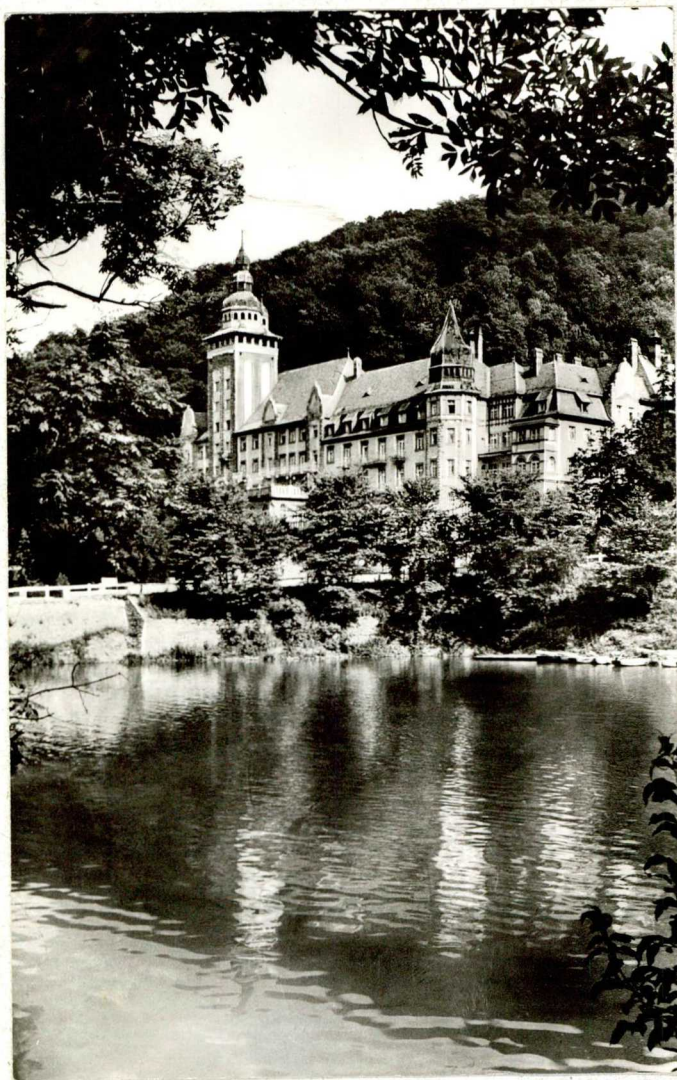
50.



51.

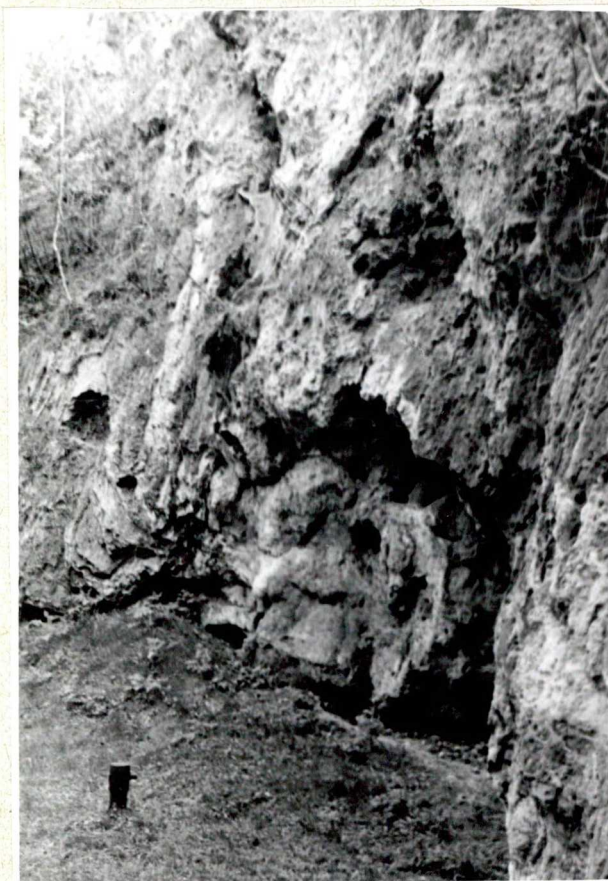


52.

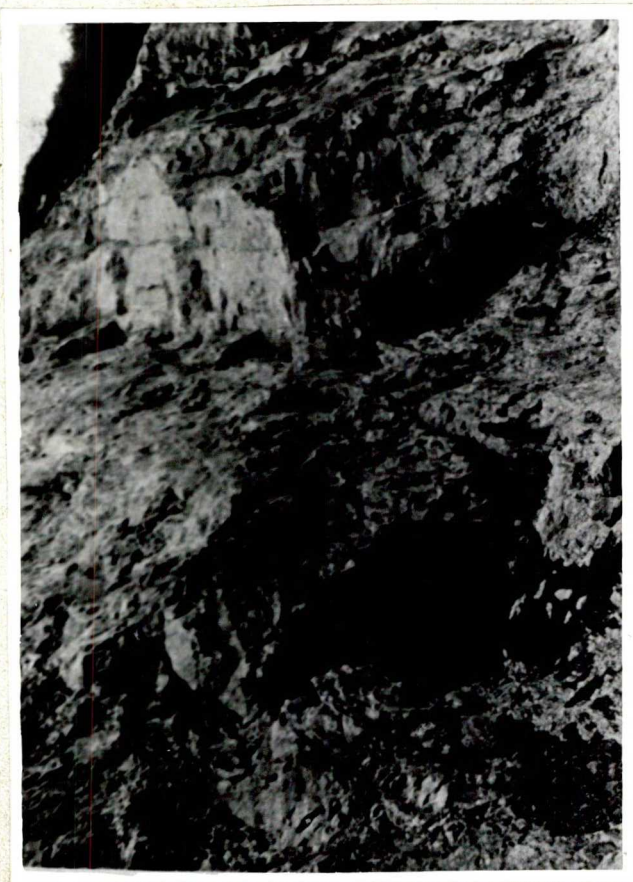


53.

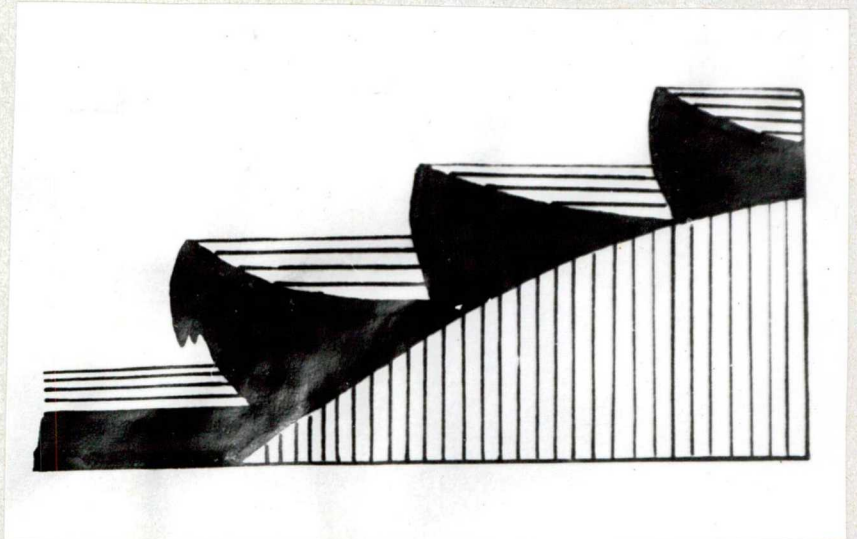
54.



55.

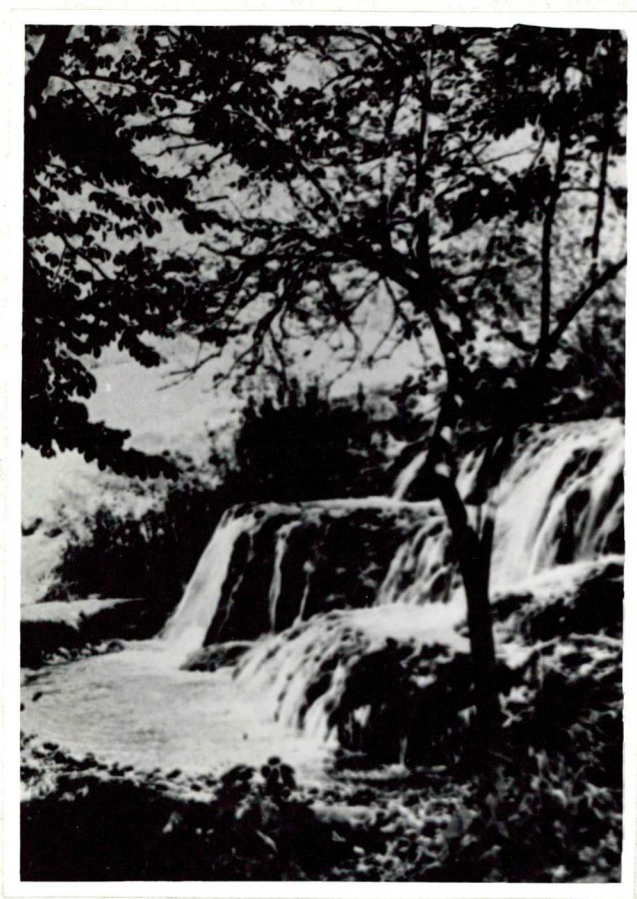


56.

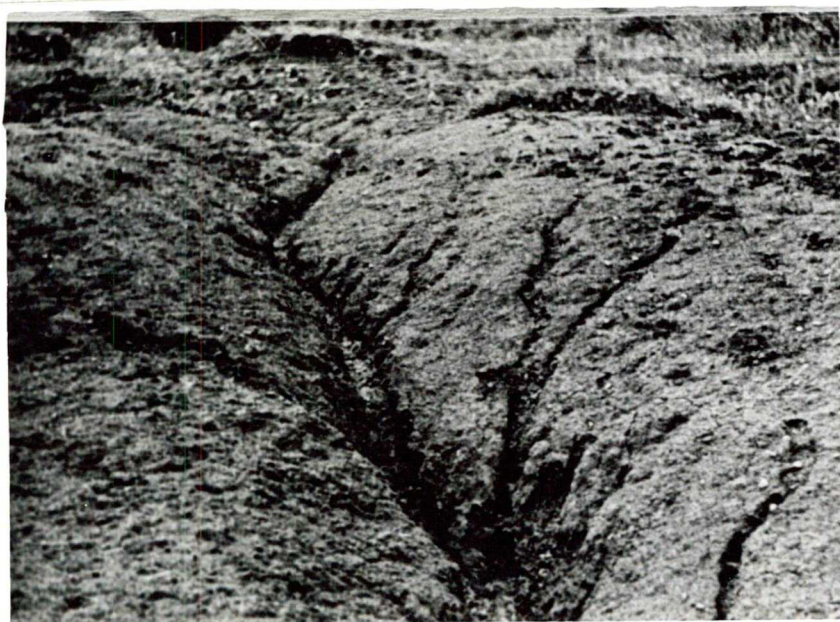


57.

58.



59.

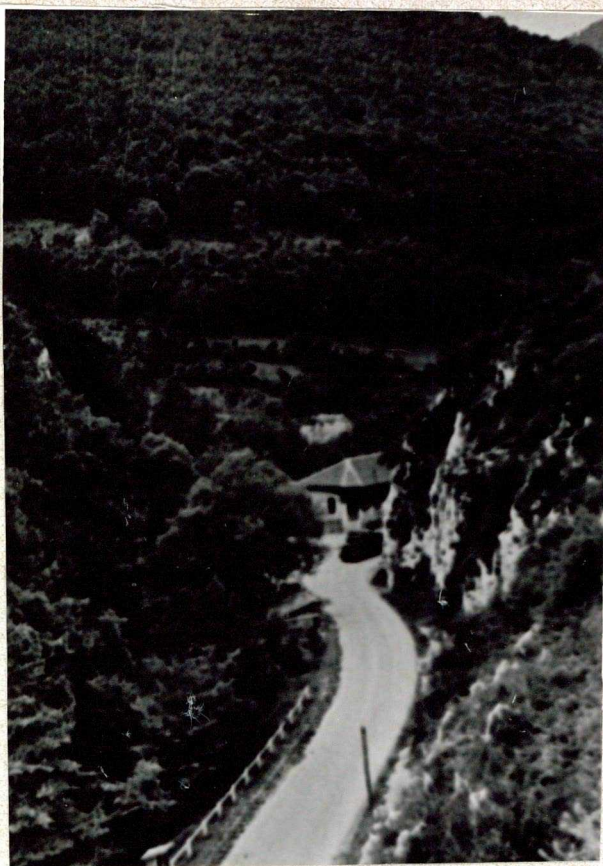


60.



61.

62.



63.



64.

