204/3

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

XLVIII. KÖTET 2. (ZÁRÓ) FÜZET

A BÜKKHEGYSÉG FÖLDTANI KÉPZŐDMÉNYEI

ÍRTA: BALOGH KÁLMÁN

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT

VOL. XLVIII. FASC. 2. (ULTIMUS)

DIE GEOLOGISCHEN BILDUNGEN DES BÜKK-GEBIRGES

VON K. BALOGH

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОР БЮКК

К. БАЛОГ

KÉZIKÖNYVTÁR!
Az olvasóteremből el nem viheto!

MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1964

MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

Lektorálta:

Dr. h. c. VADÁSZ ELEMÉR
akadémikus

Dr. SCHRÉTER ZOLTÁN
a föld- és ásványtani tudományok doktora

Szerkesztette

a szerző
a Magyar Állami Földtani Intézet
Kiadványszerkesztő Csoportjának közreműködésével

MŰ 86 — a — 6400

Felelős kiadó: Solt Sándor
Műszaki szerkesztő: Getta József
Azonossági szám: 40673 — Ívterjedelem: 42 (A5) ív — Ábrák száma: 128
Mellékletek száma: 5 — Példányszám: 900
64/29873. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

A BÜKKHEGYSÉG FÖLDTANI KÉPZŐDMÉNYEI*

Irta

BALOGH KÁLMÁN

a föld- és ásványtani tudományok doktora

* 1961. október 30-án a Tudományos Minősítő Bizottság előtt nyilvános vitában megvédett doktori értekezés.

BEVEZETÉS

Kevés hegysége van hazánknak, amelyet oly hosszú időn át övezett volna a földtani felépítés alapkérdéseinek bizonytalansága, mint a Bükkhegységet. Beudant, F. S.-nek (1822) a hegység egész tömegében paleozóikumot látó, túlzó általánosításával szemben a *bécsi iskola* (1854—1867) a bükki képződmények egy részét – kellően alá nem támasztott vélekedéssel – a triászba, sőt a júrába sorolta. A Schréter Z. féle első 25 000-es térképezés (1912—1919) a bécsiek elképzelését a júra kiküszöbölésével helyesbítette ugyan, a triász mennyiségét a paleozóikummal szemben azonban elenyészőnek minősítette. Valószínűbb kép kialakítása, az ópaleozóosnak vagy karbonnak tartott képződmények jelentékeny részének permbe vagy triászba emelésével csak 1935-től kezdve, a Legányi F. gyűjtötte ősmaradványok meghatározása útján vált lehetségessé. A képződmények „fiatalítás"-ának ezen első módját és mértékét 1937. és 1952. között Schréter Z. 25 000-es reambulációval igyekezett térképileg is rögzíteni. E munka végső szakasza azonban átszövődött azzal az 5000-es méretarányban végzett második újratérképezéssel, amelyet 1950-ben, az észak-magyarországi triász képződmények összehasonlításából levont következtetések alapján szerző indított meg. Ennek nyomán, a dél-bükki „karbon" palaösszlet s a Keleti-Bükk „ópaleozóos" eruptívumainak triászba sorolása, továbbá a bükki rétegszelvény egészének jelentős átformálása révén a Schréter Z. által kezdeményezett „fiatalítási irányzat" olyan kifejléshez jutott, amely a hegység korábban feltételezett szerkezeti bonyolultságának lényegesen egyszerűbb tektonikai képpel való fölcserélését teszi lehetővé.

A Bükk egész tömegének 5000-es újrafelvétele s az évtizedeken át összegyűlt kövületanyag revíziója még távol van a befejezéstől. Különösen a fiatalabb rétegtagok besorolása vagy finomrétegtani és hegységszerkezeti kérdések megoldása tekintetében várhatunk sokat a jövőtől. A jelenlegi rétegsorrend azonban az északi részek, valamint Répáshuta és Felsőtárkány környékének földtani térképezésével máris széleskörű alátámasztást nyert. E kulcsterületek rétegtani és kifejlődésbeli törvényszerűségei a hegység egészére kivetíthetőknek látszanak anélkül, hogy a részletmunkák folytatása esetén azok *gyökeres* megváltoztatásától kellene tartanunk. Elsősorban ez teszi lehetővé szerző számára, hogy eddigi

eredményeinek összefoglalását és az egész hegységre alkalmazását a földtani szakközönség elé tárja.

A bükki alaphegység irodalmában igen kevés az üledékföldtani vagy a szabályszerű őslénytani leírás. Monografikus ismertetés eddig csupán a szarvaskői bázisos eruptív tömegről, a nagyvisnyói karbon faunáról, a paleozóos képződmények koralljairól, továbbá egyes barlangok őslénytani és ősrégészeti leleteiről látott napvilágot. A SCHRÉTER Z. tollából 1943-ban, 1954-ben és 1960-ban megjelent rétegtani—hegységszerkezeti áttekintések még csak egyszerű faunafelsorolásokat tartalmaznak. Az ősmaradványok feldolgozásában mutatkozó egyoldalúságot csupán legújabban sikerült enyhíteni néhány talált növény- és állatcsoport külföldi és hazai specialisták által készített leírásaival. Ezek a jelen munkával egyidejűleg megjelenő dolgozatok nemcsak a földtani megállapításokhoz nyújtanak bizonyító anyagot, hanem egy, a mainál finomabb rétegtani szintezésre irányuló vizsgálódás alapjait is megvetik (HERAK, M.—KOCHANSKY, V. 1963, ROZOVSZKAJA, SZ. E. 1963, SCHRÉTER Z. 1963).

Üledékföldtani vonatkozásban többnyire meg kellett elégednünk az egyes képződménycsoportok fő kőzettípusainak vizsgálatával, statisztikus összehasonlítás nélkül. Az idetartozó leírások a képződmények jellemzésénél találhatók meg.

A bükki paleo—mezozóikum valóságos elterjedése, mélyfúrások és geofizikai mérések szerint jóval nagyobb a felszínen ismertnél. Az idevágó adatok összesítése mellett a Bükkhegység ősföldrajzi kapcsolatainak és fejlődéstörténetének kérdései is megvitatásra kerülnek, ami viszont a nagyszerkezeti helyzet eddiginél pontosabb megjelölésére ad alkalmat. Mindez a paleo—mezozóos hegység mélybeszakadt peremrészeit borító, a hegységmag mai felszínén csak kis kiterjedésű lepusztulási roncsok alakjában található, újkori fedőképződmények rövid áttekintését is elkerülhetetlenné teszi, noha ezekkel csak keveset foglalkozhattunk. Éppen ezért az újkori képződmények vonalán nem a tüzetes ismertetés és taglalás, hanem az elterjedés, a kifejlődés, a rétegvastagság változásainak, egyszóval az ősföldrajzi történéseknek, valamint a hegység és a környező medenceüledékek egymáshoz való viszonyának a ma lehetséges módon való nyomonkövetése volt célunk, abban a reményben, hogy ez az összesítés némileg a felszínre emelkedő alaphegységtömeg újkori fejlődésmenetét is megvilágítja.

E széleskörű vizsgálatok lebonyolítása – közbejött egyéb szakmai és adminisztratív elfoglaltság következtében – több ízben hosszú időre megszakadt. A bükkhegységi munka iránti érdeklődés azonban ennek ellenére sem lankadt, sőt az intézetvezetés, illetve az Eötvös Loránd Tudományegyetem Földtani Tanszékének jóvoltából időnként kartársaim megértő támogatását is élvezhettem. A lillafüredi eruptívumok újravizsgálatába kérésemre PANTÓ GÁBOR kezdett bele (1950—1951). A térképezésben később – egyetemi hallgatókon kívül – különösen JÁMBOR ÁRON

(1956—1957), NAGY GÉZA (1956—1957), KILÉNYI TAMÁS (1953), BALKAY BÁLINT (1956), valamint GRUBER ZSIGMONDNÉ (1952), BORBÁS LÁSZLÓ (1953) és MOLNÁR JÓZSEF (1955) voltak segítségemre. Speciális anyagvizsgálatokért VARGÁNÉ MÁTHÉ KLÁRA, BÖJTÖSNÉ VARRÓK KORNÉLIA, BÁRDOSSY GYÖRGY, CSÁNK ELEMÉRNÉ, RAVASZ CS. LÁSZLÓNÉ, NAGYNÉ MELLES MARGIT, kémiai elemzések készítéséért CSAJÁGHY GÁBOR, FÖLDVÁRINÉ VOGL MÁRIA, KOBLENCZ VERA, TOLNAY VERA, JANKOVITS LÁSZLÓ, GUZYNÉ SOMOGYI ARANKA, BARABÁSNÉ SERÉNYI ERZSÉBET, NEMESNÉ VARGA SAROLTA, SOHA ISTVÁNNÉ és KIS ELEMÉRNÉ munkatársaknak, kémiai elemzések átengedéséért a *Lenin Kohászati Művek*, illetve a *Bélapátfalvai Mész- és Cementgyár* vegyi laboratóriumának tartozom hálás köszönettel. Az ábra- és szelvényanyag szerkesztésében BÖJTÖS ÁRPÁD, végleges formába öntésében NÉMETH LÁSZLÓNÉ, SZILASI LÁSZLÓNÉ és TIBORCZ FERENCNÉ, a fényképes illusztráció terén pedig DÖMÖK TERÉZ és PELLÉRDYNÉ FITTLER MARGIT kiváló munkájára támaszkodhattam.

Ezúton is megköszönöm LEGÁNYI FERENC-nek egyes bükkhegységi ősmaradványlelőhelyekről adott felvilágosításait, s a paleozóos ősmaradványok meghatározását végző magyar és külföldi szakemberek – SCHRÉTER ZOLTÁN, SIDÓ MÁRIA (Budapest), HERAK, M. és KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. (Zagreb), DOBROLJUBOVA, T. A. és ROZOVSZKAJA, Sz. E. (Moszkva), RAUZER-CSERNOUSZOVA, D. M. (Leningrád), CHEN, H. (Nanking) – igen értékes segítségét. Ki kell emelnem, hogy a bükkhegységi paleozóikum évtizedeken át vitatott rétegsorának tisztázását és ismereteink mai fokán nyújtható összehasonlítását elsősorban a szovjet szaktársak készséges együttműködése tette lehetővé. A triász korallfauna begyűjtése és feldolgozása KOLOSVÁRY GÁBOR (Szeged) érdeme. A triász csigák meghatározásának ellenőrzésében GÓCZÁN FERENC volt segítségemre.

A BÜKKHEGYSÉG HELYZETE, KAPCSOLATAI, JELENTŐSÉGE

Recsktől Miskolcig és Upponytól Egerig, a heterogén összetételű „Magyar Középhegység" legészakibb tagjaként, nagyobb kiterjedésű alaphegységdarab magasodik – többnyire laza üledékekből és vulkáni képződményekből álló – harmadidőszaki peremvidékeinek jóval alacsonyabb térszíne fölé. Ezen a fiatal törésekkel határolt alaphegységdarabon belül három, egymástól lényegesen eltérő földtani egység különböztethető meg:

1. Legnagyobb és legdélibb része a *tulajdonképpeni Bükkhegység:* ennek felső-karbon—perm—triász képződményekből álló tömegét túlnyomórészt dél felé átbuktatott boltozatok, rétegteknők és pikkelyek jellemzik.

2. A Bükkhöz ÉNy felől, két csapásmenti miocén árokkal és gozaui fáciesű szenon képződmények megjelenésével tarkított, bonyolult szerkezetű átmeneti öv közvetítése útján az *Upponyi-hegység* csatlakozik; ezt olyan, ÉNy felé mozgatott alsó-karbon képződmények építik fel, amelyek a bükkieknél jóval erősebb regionális metamorfózist szenvedtek.

3. Az Upponyi-hegység ÉNy-i lábánál újabb idegen elemként a bükki triásztól eltérő, *rudabányai típusú triász rögök* jelentkeznek, amelyeknek az upponyi paleozóikum *alatti* helyzete és azzal együtt az ÉNy-i előtér középső-oligocénjére való alsó-miocén kori rátolódása újabban kézzelfogható igazolást nyert (Balogh K. 1952a; Pantó G. 1955, 1956).

Az Upponyi-hegység karbonjának csapásmenti folytatása a közbeiktatódó Borsodi-medence fenekéről kiemelkedő, kisebb-nagyobb rögökön át ÉK-i irányba, a Szendrői-hegység felé mutat. A metaszomatikus vasércesedéssel jellemzett upponyi triász rögöket pedig, a rudabányai csapásba való tökéletes beilleszkedésükre, anyaguk hasonlóságára, valamint geofizikai adatokra támaszkodó meggondolásokkal a Szepes-Gömöri Érceshegység D-i mészkőövével határos Rudabányai-hegységig lehet meghosszabbítani. Egyelőre a Bükk-, az Upponyi- és a Rudabányai-hegység, valamint a Gömöri-Karszt egymáshoz való viszonyának tanulmányozása az egyetlen lehetőség, amelynek alapján közvetlen szemlélettel foglalhatunk állást a magyar föld belsejének a Kárpátokhoz való kapcsolódása tekintetében. Ez a több mint félévszázada felvetett kérdés adja meg a bevezetőben vázolt alaphegységdarab jelentőségét.

Különösen vonzóvá teszi ezt a problémát, hogy a Bükkhegység korábban feltételezett „kárpáti" jellege JABLONSZKY J. (1919), PIA, J. v. (1928), de különösen SCHRÉTER Z. (1936) közlései óta mind vitathatóbbá vált. Részletvizsgálataink alapján ma már határozottan állíthatjuk, hogy itt a „Kárpátok déli szegélyén" valójában délalpi—dinári jellegű rétegtani és szerkezeti egységgel van dolgunk. Faunisztikai vonatkozások kötik azonban a bükki újpaleozóikum mélyebb részét a Szovjetunió egykorú rétegsoraihoz is (RAKUSZ GY. 1932). Elegendő közbülső adat híján ugyan ma még csak nagy vonásokban körvonalazhatjuk ezen kapcsolatok, illetve vonatkozások módját és mértékét. Kétségtelen azonban, hogy a Bükk megismerésének fontossága e széles területeket összefűző megállapítások fényében kerül teljes megvilágításba, és ebbeli szerepének jelentőségét a közbeeső medencealjzat-adatok számának jövőbeli emelkedése sem fogja kisebbíteni.

A tulajdonképpeni Bükkhegységet az Upponyi-hegységtől az a gozau előtti szerkezeti vonal választja el, amelynek mentén a Bükk legészakibb alsó- és középső-triász pikkelyei a Csokvaománytól Dédestapolcsány É-i részéig húzódó alsó-karbon palasávra rátolódtak. Jelen tanulmány az ezen vonaltól D-re fekvő bükki alaphegységrésszel foglalkozik tüzetesebben. Az Upponyi-hegységre csupán annyira térünk ki, amennyire ezt a Bükkhegység összehasonlító földtani vizsgálata szükségessé teszi.

A Bükkhöz természetesen nemcsak azokat a többé-kevésbé elkülönült, szigetszerű felbukkanásokat (*Bátori-sziget, Darnóhegy*) számítjuk hozzá, amelyeknek a főtömeggel való összefüggése nyilvánvaló. Hozzátartoznak mindazok a területek is, ahol bükki típusú paleozóikumot vagy triászt fúrtak meg a hegység környezetében.

A hegység mélységbeszakadt peremrészeit borító felső-eocén, oligocén, miocén, pliocén képződményekkel és ezek némelyikének a hegység egyes pontjain található lepusztulási roncsaival csupán oly mértékben foglalkozunk, amennyire az alaphegységtömeg fiatal fejlődéstörténete szempontjából feltétlenül szükségesnek látszik. Ebben a tekintetben Ny-on a Bükkszéktől Uppony irányába húzódó darnói rátolódás öve, É-on és K-en a Sajó völgye, D-en pedig az Alföld északi pereme alkotja a tárgyalásba bevont terület határát.

A BÜKKI ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI TANULMÁNYOZÁSÁNAK TÖRTÉNETE*

Egyes ásványi nyersanyagok gyakorlati felhasználása a Bükkhegységben is megelőzte azok földtani megjelenésének tudományos vizsgálatát. Legrégibb múltjuk e téren a bajpataki termésréznek, a bükki langyos forrásoknak (Eger, Miskolctapolca), építő- és díszítőanyagoknak („márvány"- és mészkőfejtés, mészégetés) lehet. Gyaníthatjuk, hogy már a török hódoltság előtt is folyt itt valamelyes bányaművelés, ennek nyomai azonban a hódoltság másfél évszázada alatt elpusztultak. A Bükk első ipari létesítménye az 1748-ban létesült *óhutai* (bükkszentlászlói) *kincstári üveghuta*, amelyet az újhutai (bükkszentkereszti) és gyertyánvölgyi (répáshutai) hasonló kis üzemek létesítése követett. Csupán a hazai kapitalizmus hajnalhasadásakor, az iparpártolásnak Szilézia elvesztését követő divatja nyomán kezdenek a feltörekvő polgárság képviselői – iparosok, kereskedők és orvosok – olyan lázas és alapos kutatási tevékenységbe, amely rövid idő alatt felderíti a hegység bányászati lehetőségeit. A felsőtárkányi fedőpala és az upponyi vasérc felfedezése 1765—69 között Fasola Henrik nevéhez fűződik. 1776-tól kezdve tudunk a nekézsenyi, 1779-től a dédestapolcsányi bányászatról. 1801-ben ismeri fel Koncz János a szarvaskői, 1802-ben a gilitkavölgyi és ágazathegyi mangános vasércet, és ez idő tájban szerzi meg a nyersanyaghiánnyal küzdő diósgyőri vasgyár a répáshutai Vincepál területét (*A diósgyőri m. kir. vas- és acélgyár története* 1910; Pantó G. 1954a. pp. 97—98; Soós I. 1954, 1955). A barnakőszenet a Bükkhegység környezetében Sajókazán (1788) kívül Egerbaktán, Almáron (1765—69, Fasola H.) és Diósgyőrött (1817) ismerték fel legkorábban**. A diósgyőri és ózdi vasgyárak, valamint az építőipar fejlődésével később néhány mészkő- és dolomitfejtő, cementipari üzem létesült, sőt a dolomitból való magnéziumkinyerés vizsgálata kapcsán (1949—1956) az adatgyűjtést a Bükkhegységre is kiterjesztették.

---

* A hegység és közvetlen környéke kainozóos irodalmát, az alaphegységtömeg fiatal fejlődéstörténetének áttekintéséhez szükséges mértékben, az egyes harmad- és negyedidőszaki képződmények tárgyalásakor ismertetjük.

** 1844-ben Holló József gulyás a Recsk melletti Bajpatakban termésrezet talált, amit azonban csak öt év múlva jelentettek be (Kubinyi F. 1867).

Vízgazdálkodási vonalon újabban a bükki karsztvíz feltárása és mennyiségének megállapítása lépett a kutatásra ösztönző tényezők sorába.

Nehézipari alapanyagokat azonban a hegység paleo—mezozóos része csak kis mennyiségben tartalmaz. Nagyobb méretű bányaipar tehát, amely másutt bölcsője és hajtóereje volt a földtani megismerésnek, nem tudott itt kialakulni. Ezzel magyarázható, hogy a Bükkhegység átfogó földtani vizsgálatára hosszú évtizedeken át csak nagyobb időközökben s csak szomszédos területek tanulmányozásának keretében, vagy csak azok függelékeként került sor.

A hegységre vonatkozó földtani ismeretekhez azonban a térképező munkák megismétlése ellenére is sok bizonytalanság tapadt, s ez oly mértékben akadályozta már az ország földtani szintézisének megalkotását, hogy a Bükk réteg- és szerkezettana 1950-től, amikor annak kidolgozására új nézőpontok merültek fel, a megoldandó problémák élvonalába emelkedett. A még be nem fejezett második reambuláció mellett rögtön megindult a harmadik, igen részletes újratérképezés. Ebbe és az ezzel kapcsolatos anyagfeldolgozásba is számos munkatárs kapcsolódott bele: ennek következtében ugrásszerűen megnőtt a hegység földtani vonatkozású irodalma. Hálával és tisztelettel kell leszögeznünk, hogy a pezsgő munka legfőbb támogatója a Magyar Tudományos Akadémia Földtani Főbizottsága élén ugyanaz a Vadász Elemér volt, aki a bécsi felvételt követő negyvenesztendős pangás után 1909-ben a nagyvisnyói újpaleozóos fauna begyűjtése és leírása révén elsőül figyelmeztetett arra, hogy a Bükk problémáit tétlen szemlélődés helyett geológus-kalapáccsal kell megoldani.

A bükki alaphegység földtani irodalmában célok, méretek, eredmények és hatás szerint kétségkívül az időnként meg-megújuló térképezési műveletek a legjelentősebbek. A nagyszámú egyéb tanulmányt ezek köré csoportosítva, a paleo—mezozóos alaphegység vizsgálatának történetét a következő szakaszokra bonthatjuk, anélkül, hogy azokat élesen el akarnánk választani egymástól: 1. *„hőskor"* (1853-ig), 2. *a bécsi átnézetes térképezés időszaka* (1854—1909), 3. *a 25 000-es térképezés* (1909—1920), 4. *átmeneti anyagfeldolgozás* (1921—1944), 5. *az első reambuláció* (1937—1952), 6. *a második reambuláció* (1950—1958).

1. A „hőskor"

A XVIII. század második feléből és a XIX. század elejéről származó közleményekben, útleírásokban még csupán a hegységperem néhány olyan ásvány-kőzettani, őslénytani vagy hidrológiai nevezetességének felemlítésével találkozunk, amelyek különlegességüknél fogva magukra vonták a figyelmet, vagy amelyeket gyakorlati célból fel is használtak. Így Markhót F. 1764-ben kelt kéziratos tanulmánya elsőnek közli az egri melegvíz vegyi összetételét (Soós I. 1955. p. 427). Dombi S. (1766)

a borsodi ásványvizek ismertetése kapcsán a miskolctapolcai, diósgyőri, kácsi és egri langyos forrásokról is beszámol. KORABINSKY, J. M. (1786) az egri melegforrások megemlítése mellett elsőként tudósít arról, hogy a miskolci Avashegyen „óriáscsontok" és más kövületek találhatók. BUCHHOLZ J. (1787) Kisgyőrről kalcedont és szürke „márvány"-t, Diósgyőrről két (valószínűleg miocén) kövületlelőhelyet említ meg. TOWNSON, R. (1797) Eger vulkáni tufái mellett a felsőtárkányi „márvány"-t tartja említésre méltónak. KITAIBEL P. 1803. évi útijegyzeteiben *(in* GOMBOCZ E. 1945) olvashatjuk, hogy Nagyvisnyón fedőpalát és „Seifenton"-t, Kisgyörött vörös és szürke homokkövet fejtettek. Ugyanő találóan jellemzi a Miskolc és Hejőcsaba közti dombok felépítését, s figyelmet szentel a miskolctapolcai melegforrásoknak is*. E korai híradásokkal szemben ZIPSER, C. A. (1817) adatai közül csak a diósgyőri palás kőszén és az upponyi–bükki érceket feldolgozó vasmű megemlítése jelent többletet.

Mindezen adatot – saját tapasztalatai alapján – először BEUDANT, F. S. (1822) igyekszik az egész hegységet felölelő képpé formálni. BEUDANT azonban csak a hegység Ny-i, túlnyomórészt agyagpalából, homokkőből és diabázból álló, viszonylag kevés mészkövet tartalmazó peremét (Sirok, Egerbakta, Eger, Felsőtárkány, Bükkzsérc) látta. Ezzel magyarázható, hogy térképe a Bükkhegységet a *„Nagelflue et molasse ou Grès à lignite"* harmadidőszaki képződményeiből kiemelkedő s a *„Terrain de transition"* közé sorolt palás grauvakke-szigetként ábrázolja, amelyhez – leírása szerint – Egerbaktánál a *„szenes homokkő"* (tehát a produktív karbon) felbukkanása csatlakoznék.

BEUDANT után több mint negyedszázadig megreked a hegység földtani megismerése. Mindössze néhány hidrológiai adat ismételt közlésével találkozunk GOROVE L. (1828), KITAIBEL P. (1829), FEJES M. (1839), WAGNER, D. (1843), WACHTEL, D. (1859) könyveiben és a szarvaskői wehrlit tanulmányozása indul meg ZIPSER, C. A. (1834), KOBELL, F. (1838) cikkeivel.

2. A bécsi átnézetes térképezés időszaka

A Bükkhegység első részletesebb tanulmányozására a bécsi földtani intézet északnyugat-kárpáti 144 000-es térképezési programjának végrehajtása kapcsán került sor. Hogy ez a kiegyezés táján befejeződött munka (ANDRIAN, F. 1865; STACHE, G.—BÖCKH, J. 1868; STACHE, G. 1868; PAUL, C. 1866) az előirányzatnál jóval korábban, már a Bach-korszak elején megindult, abban a bajpataki természrészlelet nyomán támadt érdeklődésnek lehetett számottevő része. A lelőhelyet HAIDINGER, W. R. (1850) írta le elsőül. A Bajpatak üledékes kőzetét karbon palának, a

* KITAIBEL P. 1956. októberében elpusztult ásvány- és kőzetgyűjteménye kisgyőri agyagpalán kívül Miskolc környéki porfiritet is őrzött (TOKODY L. 1957).

természréz bezáró eruptívumát pedig dioritnak nevezte, s mint „*Grünsteinporphyr*"-t, a parádfürdői elbontott andezittel azonosította. A kutatások további menetéről VASS, A. (1857) tájékoztatott. Később ANDRIAN, F. (1866, 1868), COTTA, B. (1866) és KUBINYI F. (1867) is felkeresték a Bajpatakot, s HAIDINGER-rel szemben az elsődleges rézkiválás, továbbá az itteni eruptívumnak a mátraiaktól való függetlensége mellett foglaltak állást. A bécsiek a hegységperemek újkori képződményeiben hamar és aránylag jól tájékozódtak, a kövületekben szegény és nehezen járható központi hegységrész azonban túlságosan kemény diónak bizonyult számukra. Jól tükrözi ezt az 1854—67 között itt megfordult osztrák térképezők véleménykülönbsége és a korbeosztásra vonatkozó érvelésük szegényessége. JOKÉLY, J. (1854) csak azon az alapon veti fel az egri Nagyeged és Várhegy szürke mészkövének triász korát, hogy annak csapása egybeesik a „váci és bakonyi" hasonló képződmények csapásával. Vele egyidejűleg a magyar MÁRTONFFY, K. (1854) Eger környékét liász—júra mészkőre települt „molasse"- és „tajtkő"-ből álló területként jellemzi; legfiatalabb üledékének a „*kőpor*"-t (vagyis a löszt) tartja. WOLF, H. (1859) – az első geológus, aki a hegység belsejébe is bemerészkedik – a Bükk alaphegységében karbon és triász képződményeket különböztet meg. A karbonon belül egy mélyebb agyagpala—homokkő-összletet és egy magasabb, „*Orthis*"-tartalmú mészkőbetelepülésekkel váltakozó palasorozatot említ. Az utóbbi fölött szerinte kovás és homokos mészkőtől kísért, a „*Buntsandstein*"-ra emlékeztető homokkő foglal helyet. Az efölött következő, alján kovatartalmú fennsíkmészkövet – rétegtani helyzete alapján – az aggteleki és hallstatti triász mészkővel párhuzamosítja. Még fiatalabbnak tartja a diósgyőri papírgyár és Mályinka környékének oolitos mészkövét és dolomitját. Ellenben idősebb eruptívumként könyveli el mind a szarvaskői, mind a keletbükki eruptív tömeget és azokat nem különíti el egymástól.

HAUER, K.-nak (1863) a Bükkhegység vasércelőfordulásaira vonatkozó, HUNFALVY J.-nak (1863—65) a WOLF-féle földtani adatokat megismétlő, valamint FISCHER, H.-nek (1864) a wehrlit nem egynemű természetével kapcsolatos közléseit most figyelmen kívül hagyva, HAUER, F. (1866) és STACHE, G. (1866a és 1866b) útijelentéseiben annak megállapításával találkozunk, hogy a Bükk központi részének sötét palái és az azokkal váltakozó mészkő a „*kulm*"-hoz tartoznak. Ennek igazolására STACHE, G. (1866a), majd BÖCKH, J. (1867) a Dédes és Nagyvisnyó mellett talált *Poteriocrinus*-leleteket hozza fel – pontosabb meghatározás nélkül. A karbonra települő egyéb pala és mészkő korát azonban mind HAUER, mind STACHE kétesnek tekinti.

BÖCKH, J. (1867) a „*kulm*" palaösszletnek és elterjedésének leírása mellett csak annyiban megy túl e megállapításokon, hogy egyrészt pontosabban megjelöli a WOLF által alsó-triászba sorolt képződmények vonulatait, másrészt azok rétegtani helyét a triász magasabb részében állapítja meg. Ezzel viszont a Bükkfennsík, a DK-i Bükk, valamint

Felsőtárkány és Eger környékének világos és sötét (tűzköves) mészkövét — kárpáti analógiára – a júrába kénytelen felemelni, noha erre semmiféle más indoka nincs. A „*kulm*" dél-bükki palavonulatával kapcsolatban kiemeli Böckh, J., hogy azt a fedőjében levő júra mészkő felé „szarukővonulat" határolja; ennek koráról mégsem nyilatkozik. Ő ismeri fel azonban először a bántapolcsányi *Actaeonella*-lelet alapján az Upponyihegységet D-ről szegélyező konglomerátumsáv kréta korát. Böckh a hegység K-i és Ny-i részének bázisos effuzívumait és azok tufáit – Wolfhoz hasonlóan – nagyjából egykorúnak tartja. E tufák szerinte Alsóhámornál (a mai Lillafürednél) triász palákkal váltakoznak, a szarvaskői diabáz pedig áttöri a karbonba sorolt palákat. Kiegészítésül Fellner, A. (1867) a szarvaskői diabáz elemzését közli.

Böckh és Stache eredményein épül fel Hauer, F. áttekintő térképének (1869) és térképmagyarázatainak (1869—1870) a Bükkre vonatkozó része. Szabó J. (1869) az alaphegység megítélésében ugyancsak Böckh-öt követi. Amit pedig a szarvaskői diabázról és wehrlitről ír, egyelőre csak előkészítése annak a munkának, amely az oly sokáig ásványként kezelt ultrabázit valódi természetének tisztázását eredményezte (Fischer, H. 1869; Szabó J. 1872, 1877; Kalecsinszky S. 1882; John, C. 1885). Hogy ebben Szabó-é a legnagyobb érdem, azt még az általa alkalmazott kőzetrendszertani besorolás („olivingabbró") későbbi szükségtelen módosításával sem lehet elvitatni (Zirkel, F. 1894; Rosenbusch, H. 1910; Pálfy M. 1910). Mindenesetre Szabó J. még nem látta helyesen a szarvaskői eruptívumok egymáshoz való viszonyát, mert úgy képzelte, hogy a „fiatalabb másodkori, esetleg harmadkori" wehrlit nemcsak a karbonnak vélt palát, hanem az abba benyomult másodkori diabázt is áttörte.

A wehrlit tanulmányozásától eltekintve, 1867-től kezdve 42 éven át szünetel a Bükk alaphegységében az önálló kutatás. Mindössze Rüst (1892) említ – a lelőhelyek pontos megnevezése nélkül – 7 *Radiolaria*-fajt Hantken M.-tól kapott bükkhegységi kovapalamintákból. Ezek közül 4 szerinte más területek karbon képződményeiben is előfordul, ami a korábbi kormegállapítás helyességét látszik igazolni.

Cserei A. (1897) az egri melegvíz újabb kémiai elemzését adja. Kerpely A. (1872, 1896), Kerpely, A.—Krusch, P. (1897) adataiból a XIX. század elején még működő vasbányák üzemen kívül helyezéséről értesülünk. Maderspach L. (1880), Schafarzik F. (1904), Böckh H. (1905) egyszerűen ismétlik a bécsi geológusok adatait vagy megállapításait. Jobb híján, a kárpáti tektonika első nagymestere, Uhlig, V. (1903, 1907) is a Stache—Böckh-féle térkép alapján kísérli meg a Bükkhegység szerkezeti helyzetének megvilágítását, mint ahogyan a Bükk tekintetében *Magyarország geológiai térképe* (1896) is erre támaszkodik. Uhlig kritikával kezeli ugyan e térképet, s jelentékeny változtatásokat javasol rajta: a gyűrt karbon palasorozat fölött elhelyezkedő „júra" mészkőtömegeket – nyilván Wolf véleményének elfogadásával – a hegység É-i részén található tarka pala-, mészkő- és bázisos tufakép-

ződmények mellé, a triászba hajlandó helyezni; ugyanakkor azonban a nyugat-bükki bázitokat, HAUER, F. (1869—1870) után a devon zöldpalasorozathoz számítja. A szerkezet részletesebb elemzését azonban ez még nem teszi lehetővé. Ennek híján viszont a szerkezeti jelleg megítélésében két ellentétes felfogás meghirdetésével csak problémafelvetésig jut el (1903: röghegység; 1907: kárpáti takaró).

PAPP K. (1907a, 1907b) a miskolci paleolitleletek körül támadt vita eldöntése során a K-i Bükk idősebb képződményeit BÖCKH J. felfogásában tárgyalja, s a név megemlítése nélkül, először utal KOCSIS J. *Fusulinida*-leleteire.

BÖCKH H. (1909) „Geológiá"-jában a szendrő—edelényi és a bükki előfordulásokat egységesen, az alsó-karbonnál tárgyalja. A bükki mezozóikumot nem említi.

3. A 25 000-es térképezés

A bécsi felvételeket követő pangás csendjét elsőnek VADÁSZ E. (1909) törte meg. Őt az eger—putnoki vasútvonal építésekor létesített új feltárások csábítják a Bükkbe. A Nagyvisnyótól K-re levő bevágások mészkővel váltakozó agyagpalaösszletében sekélytengeri ősmaradványtársaságra bukkan (*mészalgák, Foraminiferák, korallok, Crinoideák, Bryozoumok, Brachiopodák, kagylók* és *csigák*), melyet a kulmnál fiatalabbnak s az alsó- és felső-karbon határára (helyesebben v a g y a *Productus giganteus*, v a g y a *Spirifer mosquensis* szintjébe) helyezendőnek minősít. Ezen, a kor színvonalán álló megállapításon túl kiemeli a nagyvisnyói és a hozzá legközelebb eső dobšinai karbon különbözőségét. Egyéb általánosításai (így a BÖCKH-féle triásznak a „karbon" és a „júra" közti megosztása s ezzel a triász jelenlétének kétségbevonása; a bántapolcsányi kréta konglomerátum, valamint a szarvaskői bázisos eruptívumok karbonba helyezése, továbbá a gyűrődés nélküli egyszerű, töréses szerkezet hangsúlyozása) azonban csak futó benyomások tükröződései.

A Föld vasérckészletének megállapításával kapcsolatban kerül sor a borsodi vasércek között a szarvaskői wehrlit mennyiségének első számbavételére (PAPP K. 1910). Ennek kapcsán PÁLFY M. (1910) megerősíti a szarvaskői eruptívumok áttöréses jellegét, de helyesbíti a külön wehrlitfeltörésre vonatkozó elképzelést, s az ultrabázitot a savanyúbb gabbrótömegben végbement magmás elkülönülés termékének jelenti ki.

1910—1919 között megy végbe, ID. LÓCZY L. kárpáti programja keretében, a Bükk alap- és fedőhegységének *első részletes térképezése* 25 000-es méretarányban. Ez a munka a Bükk DNy-i, a Mátrához csatlakozó végződésén, ID. NOSZKY J. (1912a, 1912b, 1913a, 1913b) felvételeivel indul meg, aki Sirok, Bükkszék és Egerbakta környékén a karbont (szürke agyagpala, homokkő, sötét mészkő, szarukő) és az ezt áttörő

bázisos eruptívumokat különbözteti meg. Mezozóos jellegű világos mészkődarabokat csak a Darnóhegy ÉNy-i oldalán levő alsó-mediterrán törmelékből említ.

A térképezés oroszlánrészét azonban SCHRÉTER Z. végzi, Eger környéki kiindulással. A dél-bükki agyagpala—homokkősorozat SCHRÉTER (1913a, 1913b) szerint zömmel az alsó-karbonba tartozik, de benne – a szarvaskői Vaskapu homokkövének növénymaradványai alapján – a felső-karbon jelenlétét is feltételezi. Megállapítja továbbá, hogy Egertől É-ra a BÖCKH J. által még júra időszakinak tartott, sárgás vagy szürkés, vékonyrétegű mészkő váltakozik a „karbon" palákkal, a Bükkfennsík kőzettanilag hasonló mészköve pedig konkordánsan települ e palasorozatra. Mivel e helyes megfigyeléseket nem az – idáig ingadozó módon, hol triásznak, hol júrának vett – mészkő, hanem az irodalom egyhangú állítása szerint karbon-külsejű pala szempontjából értékeli, a Bükkfensík mészkövét is a karbonba osztja be. A Kis- és Nagyeged, a felsőtárkányi Várhegy, a Berva-, Mész- és Hórvölgy kövületben valamivel gazdagabb mészkövét ellenben a felső-triászba sorolja, s ezzel a júrát teljesen kirekeszti a Bükk rétegsorából.

Ebbe a keretbe igyekszik foglalni SCHRÉTER a hegység É-i részének többi képződményét is, és csak feltételesen ejt szót *permi* vörös paláról (SCHRÉTER Z. 1914a, 1914b). – Az Upponyi-hegység kőzeteit azonosaknak találja a bükki paleozóikum képződményeivel. Kövületekkel igazolja a nekézseny—bántapolcsányi kréta összlet alsó-szenon (kampániai) korát (SCHRÉTER Z. 1915a, 1915b). – A hegység K-i részének bejárása során a korábban karbonként kezelt képződmények száma annyira megnő, hogy azok egy részét az ópaleozóikumba kénytelen áttolni (SCHRÉTER Z. 1916, 1917a, 1917b, 1918, 1923a, 1934). Ezt az „ópaleozóikum"-ot a K-i Bükk eruptív vonulatainak segítségével választja el a karbontól, amelyeket azután az ÉNy-i Kárpátok hasonló képződményeivel (nyilván a Szepes—Gömöri Érceshegység zöldpaláival és porfiroidjaival) vet össze. A Bükk ÉK-i és K-i részén dachsteini mészkőre emlékeztető felső-triászt is megkülönböztet; ide tartoznék többek közt a Szeletahegy és a diósgyőri papírgyár környéke is.

E rétegtani felfogás belső ellentmondásai SCHRÉTER-nek a hegységszerkezeti értékeléstől való tartózkodását eredményezik, s csak egy helyen utal az alaphegység gyűrt, É-ról D-re pikkelyezett, sőt takarós szerkezetére (SCHRÉTER Z. 1916, pp. 360—361).

Jól tükrözi az alaphegység ismeretének állapotát KADIĆ O. (1915, 1916) rétegsorrendje is. Ő a lillafüredi Szt. Istvánhegyen fehér devon mészkövet, innen É felé karbon palát és mészkövet különböztet meg. Ez utóbbiba a BÖCKH J. által kiválasztott, de VADÁSZ által kétségbevont alsó-triászt is beleolvasztja, a ma már alsó-anizuszinak tartott dolomittal együtt. A Szeletahegy szürke (?) mészkövét júrának mondja, a Szeletától É-ra következő sötét palát pedig karbonnak minősíti. Két hosszanti törést tételez fel, melyek mentén – részint a „karbon" mészkő és a

„karbon" pala, részint az utóbbi és a „júra" mészkő között – diabáz és porfír tört fel.

Részint a bécsiek, részint SCHRÉTER és PÁLFY kritika nélkül átvett adatait ismétli PAPP K. (1915, 1919) vasércösszefoglalása. SCHRÉTER nyomán közli, hogy az upponyi, nekézsenyi—tapolcsányi és szilvásváradi, egyaránt karbon palához kapcsolt ércesedések ugyanazzal a karbon palát áttörő diabázvonulattal vannak genetikai kapcsolatban: az ehhez tartozó mandulaköves melafír a nekézsenyi Harkahegyen figyelhető meg. Az eddigi ismeretek alapján foglalkozik a hegység felépítésével MAHR K. (1920) is.

EMSZT K. (1912, 1913), SZINYEI-MERSE Zs. (1913a, 1913b) és STRÖMPL G. (1914) karszthidrológiai, illetve karsztmorfológiai megfigyelésein, SZINYEI-MERSE Zs.-nak (1923) a dél-bükki palák mangánérclencséire vonatkozó elemzési adatain, FRANZENAU Á.-nak (1913) a diósgyőri kalcitokról szóló dolgozatán kívül JABLONSZKY J. (1919) mészalga-vizsgálatai jelentősek ebből az időből, aki a kimutatott *Mizzia velebitana* és *Macroporella bellerophontis* bezáró kőzetét – az akkori felfogásnak megfelelően – alsó-karbonról felső-karbonra fiatalítja.

Mindent összevéve: az első 25 000-es térképezés csak szaporította, de nem oldotta meg a problémákat. Bizonyára ezzel magyarázható, hogy ID. LÓCZY L.—PAPP K. (1920) 900 000-es áttekintő térképe a Bükk felépítését SCHRÉTER Z. felvételi lapjainak figyelmen kívül hagyásával ítéli meg.

4. Átmeneti anyagfeldolgozás

Az első részletes térképezés után a kövületgyűjtés és feldolgozás évei következnek. Az előbbiben LEGÁNYI F., az utóbbiban PIA, J., RAKUSZ Gy. és SCHRÉTER Z. jár elől. E munka termésének megérlelődéséig azonban a bükki rétegtan gondolatmenete alig módosul. ID. NOSZKY J. (1927) csak annyiban változtat korábbi megállapításain, hogy határozottan kiemeli a darnóhegyi—szarvaskői bázisos intrúzió intrakarbon korát. SCHRÉTER Z. új megoldásként a hegység egyes részein, a korábbi felsőtriász vagy karbon minősítéssel szemben középső-, sőt alsó-triászt vél felismerni. Így kerül többek közt a diósgyőri papírgyár szaruköves mészköve a középső-, a közte és a szeletai mészkő között elhelyezkedő szürke agyagpala pedig az alsó-triászba (SCHRÉTER Z. 1923b, 1925a, 1926, 1933). Az egri földrengésről szóló tudósítások főleg a hegységperem tektonikája szempontjából érdekesek (SCHRÉTER Z. 1925b, 1926). SEEMAYER V. (1929) közleményéből a Miskolc környéki langyos forrásokra vonatkozó adatok figyelemreméltók.

Ezidőtájban kerül sor a Szinvavölgyben épült Palotaszálló melegvízzel való ellátása céljából a lillafüredi fúrás lemélyítésére (PÁVAI-VAJNA F. 1930), amely azonban más szakemberek (NOPCSA F. 1928, ENDRÉDY E.—FERENCZI I. 1928) heves ellenzését váltja ki.

Pávai-Vajna F. (1930) élénk képzelőerőről tanúskodó kísérlete a lillafüredi völgy szelvényének értelmezésére a számos, meredek pikkelyből álló, északibb földtani egységnek egy É felé ellapuló szerkezeti felület mentén a délibb szerkezeti egységre tolódását tételezi fel. Elképzelésének rétegtani alátámasztására Schréter különböző időkből származó kormegállapításait használja fel, ezért aztán közölt földtani metszete és a szöveg között nem teljes az összhang. (A papírgyári és a szeletahegyi mészkövet egyszer triász, máskor pedig paleozóos képződményként jelöli.) *Metszete szerint* a Szeleta- és a Szt. István-barlang világos mészköve egykorú az Alsó Szinva-forrásával; a Szeletát D-ről szegélyező, mészkőbetelepüléses palát a Szt. Istvánhegy D-i oldalán húzódó palasávval párhuzamosítja; végül a Vesszősvölgy torkolatának dolomitját a garadnai dolomittal foglalja egybe. Mindezen képződményeket – az eruptívumokkal egyetemben – általánosságban paleozóosnak vagy karbonnak, érintkezésüket pedig tektonikusnak jelöli.

Kevesebb szerkezeti és több rendes érintkezés feltevésével, mégis lényegében ugyanezt a szemléletet tükrözi Böckh H.–Schréter Z.–Rakusz Gy. (1930) kézirati szakvéleménye is. Ők a déli fő szerkezeti egységhez a Lustavölgytől a Kerekhegyig tartó, sötét és tűzköves mészkőből és erre települő „porfiritoid"-ból álló rétegcsoportot kapcsolják. Az É-i tektonikai egységben fehér mészkövet, sötét mészkő- és dolomitváltakozást, szürke agyagpalát, tűzköves mészkövet, porfiritoidot, oolitos mészkövet és zöldes agyagpalát, továbbá sötét algás mészkövet különböztetnek meg. Az É-i egységet ők is több D-i vergenciájú pikkelyre osztottnak tekintik, amit szerintük a legidősebbnek tartott fehér mészkő háromszori megismétlődése (Kerekhegy, Fehérkő, Szeletahegy), továbbá a szeletai pikkely és az oolitos mészkő, valamint ez utóbbi és a szürke dolomit határán (a LÁEV keleti alagútjában) talált dörzsbreccsa bizonyítana. A pikkelysorozat képződményeinek paleozóos korára azoknak a hetéri—kovácskői, alsó-perminek tekintett algás mészkő *alatti* helyzetéből következtetnek. A Ny-on még meglevő algás mészkőnek a szinvavölgyi szelvényből való hiányzását a szeletai rátolódás kihengerlő hatásával magyarázzák.

Időközben Pia, J. (1928) megerősíti Jablonszky mészalga-meghatározásainak helyességét, és még néhány új alakot is megemlít az id. Lóczytól és Schréter-től kapott mintákból. Ezek alapján elsőként állapítja meg, hogy a mizziás—gymnocodiumos mészkő nem a karbonba, hanem a permbe tartozik.

Rakusz Gy. előbb az 1927. évi heerleni karbonkongresszuson ismerteti a bükki újpaleozóos rétegösszletet (1928a, 1928b), majd korszerű revízió alá veszi annak ősmaradványait (1932). A nagyvisnyói vasúti bevágás mészkőbetelepüléses márgapaláját a moszkvai emeletre utaló kövületek kiemelésével, *feltételesen* alsó-stefáni (alsó-urali)-nak minősíti, a mizziás—brachiopodás mészkövet pedig az alsó-perm artinszki emeletébe utalja. A felső-stefáni (felső-urali) emeletet a két kövületes szint közötti „kövü-

letmentes" mészkővel és palával gondolja kitölteni. A stefáni üledékek alatti vastag, kövületmentes pala-homokkősorozatban a moszkvai emelet (sőt esetleg az alsó-karbon) képviselőjét látja. 1928. évi dolgozataiban még – nyilván VADÁSZ nyomán – karbon alapkonglomerátumot is említ; 1932-ben ezt olyképpen módosítja, hogy „a tulajdonképpeni alaphegységet nem ismerjük", s a legalsó és már karbonkori rétegtagnak a Szarvaskő—Felsőtárkány környéki, a Vaskapunál növénymaradványokat is tartalmazó homokkövet és palát veszi.

A képződményeknek PIA és RAKUSZ által megkezdett „megfiatalítása" a LEGÁNYI F. által összehordott kövületanyag meghatározásával folytatódik. LEGÁNYI (1912—1957 között) négy és fél évtizeden át, igazi kövületvadászi szenvedéllyel újra meg újra megismételt, az Állami Földtani Intézet által támogatott, de anyagi haszonnal alig járó gyűjtőútjain nagymennyiségű ősmaradványt szed össze, amely részint a Magyar Állami Földtani Intézet, részint Eger város múzeumában nyer elhelyezést. Anyagának az Országos Természettudományi Múzeumba került darabjai 1956-ban az ásványtani, föld- és őslénytani gyűjtemény elégésekor megsemmisülnek. – LEGÁNYI ugyan nem szakember, s ezért gyűjtési módja nem is mindenben szakszerű, lelőhelyeinek száma, kövületanyagának mennyisége és változatossága azonban minden egyéb bükkhegységi gyűjtést felülmúl. Bátran állíthatjuk, hogy az ő páratlan türelme és gyűjtőérzéke nélkül – elegendő bizonyító adat híján – a Bükkhegység rétegtani problémái még ma is homályba burkolóznának.

LEGÁNYI gyűjtése alapján derül ki a Bükk paleozóos képződményeiről, hogy jórészük valójában az alsó-, középső- vagy a felső-triászba tartozik (SCHRÉTER Z. 1935). Így a triász válik a hegység uralkodó képződményévé; az irodalom ezentúl 1950-ig csak a hegység É-i részén és a „déli palavonulat"-ban számol paleozóikummal, amelyhez még a K-i Bükk eruptívumait is hozzásorolja. SCHRÉTER szerint az alsó-triásznak a szeizi és a kampili alemelet jellemző kövületeit tartalmazó, világos vagy sötétebb, gyakran oolitos mészkőből, vöröses, zöldes és szürke agyagpalából, homokkőből, továbbá szürke dolomitból álló rétegeit a hegység középső és délkeleti részén a RÜST-féle (régebben karbonba sorolt), *Radiolária*kat bezáró vörös kovapalaösszlet vagy zöldesszürke agyagpala helyettesíti. Ezen egyidejűeknek vélt, de igen különböző kifejlődések egymás közelében való fellépését SCHRÉTER eltérő összetételű tektonikus takarók vagy pikkelyek egymásratorlódásával magyarázza. A triász magasabb részének bizonyos szürke mészkőféleségeit (pl. a Felső-Szinvaforrás és a Lustavölgy táján) „mélyebb helyzetük" alapján anizuszi (gutensteini), a világos mészkőfajtákat (Bükkfennsík, Berva- és Mészvölgy) pedig részint ladini, részint felső-triász korinak tartja. Kifejezetten ladininak minősíti a felsőtárkányi Várhegy és a kelet-bükki Mohalma tűzköves, szürke mészkövét, valamint a Hórvölgy D-i részének világos mészkövét. Az egri Nagyeged „*daonellás—halobiás*" mészkövét ellenben a karni—nóri emeletbe utalja.

Legányi *Lyttonia nobilis* Waag. leletei a nagyvisnyói vasúti bevágás É-i végén azt bizonyítják, hogy a Bükkhegység *mizziás—gymnocodiumos—athyrises* mészkőrétegei nem az artinszki emeletbe tartoznak, hanem a felső-permet képviselik. Az újpaleozóos geoszinklinálisnak a Kárpátok területére benyúló ága tehát még a felső-permben is megvolt. Schréter Z. (1936) e megállapításaival Pia, J. (1937a, 1937b) is egyetért.

A permi korallfauna első feldolgozása során Heritsch, F. (1942, 1944) 5 lelőhely koralljait vizsgálja meg. 3 lelőhelyről csak a *Waagenophyllum indicum* törzsalakját, illetve változatát mutatja ki, 1 lelőhelyről pedig *Siphonodendron* sp.-t említ. Az 5. (ablakoskővölgyi = nagyberenási) lelőhely anyagában ellenben 3 *Waagenophyllum*-fajt *(Waagenophyllum indicum, W. columbicum* és *W. chitralicum) Caninia* sp.-vel és *Caninia sophiae* Her.-el talál együtt. Bár az utóbbi a Karni Alpok rattendorfi rétegeinek kövülete, általában mind az öt lelőhelyet a felső-permbe hajlandó sorolni, de az alsó-perm jelenlétét is nyílt kérdésnek minősíti. A kövületekkel bizonyított felső-karbon és felső-permi képződmények szoros összefüggése és átmenete alapján az alsó-perm későbbi kimutathatóságába vetett reményét fejezi ki Schréter Z. (1944a) is.

A bükki alaphegység eruptív képződményeinek vizsgálatát Szentpétery Zs. vállalja. A kvarcporfírtól a diabázig terjedő keleti-bükki vulkáni kőzetsorok tőle származó, igen aprólékos leírásai sok – Schréterrel szembenálló – helyes megfigyelést is rögzítenek: ezek azonban, a belőlük levont földtani következtetések ingadozó és homályos megfogalmazása miatt, nem találtak kellő megértésre (1923a, 1924a, 1924b, 1929a, 1929b, 1931c, 1932a, 1934a, 1934b, 1935a, 1935b, 1936, 1937c, 1939b). Szentpétery kelet-bükki munkáinak zöme a Fehérkő – Szt. Istvánhegy—Savós eruptívumaival foglalkozik. Ezekből a fogalmazás körülményessége és a kőzetmegjelölések áttekinthetetlen sorozata ellenére is kihámozhatók a szóbanforgó vulkáni vonulatrész és az alsó-anizuszi dolomitösszlet szoros kapcsolatát megvilágító adatok. A közbezárt vulkanitok kora mégis – a fekvő és fedő korának akkori ingadozó megítélése szerint – a karbon (1934a, 1934b), a posztkarbon—praetriász (1929b), alsó-triász (1929b, 1936), illetve triász (1929a) között váltakozik bennük. Szentpétery (1929b) a rétegsor átbuktatott voltának megpendítése ellenére sem tudott rájönni a korkérdés helyes megoldására, mert sem ő, sem munkatársa, Schréter, nem rendelkezett az eruptívumok és a fedő világos mészkő viszonyát biztosan eldöntő megfigyelésekkel; így azt mindketten *tektonikusnak* gondolták. Ez pedig az eruptívum—dolomit—alsó-triász sorrend rendes, tehát át nem buktatott településként való értelmezése mellett elkerülhetetlenné tette a valójában középső-anizuszi vulkáni összlet korának alsó-triászba vagy éppen az alá történő leszorítását. E felfogás elvi szelvényben való ábrázolása világosan mutatja azt az ellentmondást, mely az eruptív összlet legalján levő dolomitzárványos agglo-

merátumnak SZENTPÉTERY által történt felfedezésével jött létre (l. az 51. és 55. ábrát a 379. és 382. oldalon!).

Jóval szerencsésebbek SZENTPÉTERY-nek a szarvaskői bázisos tömeg változatos differenciálódását feltáró közleményei (1923a, 1923b, 1930, 1931a, 1932b, 1933a, 1933b, 1933c, 1937a, 1937b, 1938a, 1938b, 1939a, 1939b, 1939c, 1939d, 1940a, 1940b és 1943, továbbá SZENTPÉTERY Zs.—EMSZT K. 1927, 1929, 1931, 1935).

Az anyagfeldolgozás nagy eredményei mellett néhány érdekes adat vagy megállapítás található ezen időszak célkutatási közléseiben is. A bükki paleo—mezozóikumnak balatonfelvidéki mintára való megítélése tükröződik IFJ. LÓCZY L. (1933, 1937a, 1937b) ama kijelentésében, hogy a mezozóikum – a bázisán helyet foglaló permmel együtt – a Bükkben is variszkuszi talapzatra transzgredál. Ugyanő a Bükkhegység dél felé irányuló pikkelyeződését idősebb mezozóos (kimmériai) mozgásokkal hozta kapcsolatba (IFJ. LÓCZY L. 1940). – ROZLOZSNIK P. (1935, 1939) a Bükk harmadidőszak előtti képződményeit egy a Veportól és a szepességi takarótól független, inkább a Déli Alpok folytatását alkotó tektonikai és fáciesegységgé hajlandó összefoglalni. A Recsk környéki alaphegységkibúvásokat, ID. NOSZKY J. nyomán, a paleozóikumba sorolja. TELEGDI ROTH K. (ROTH v. TELEGD, K. 1937) viszont rétegtani és szerkezeti szempontból is teljesen kárpáti jellegűnek tekinti a Bükkhegységet. Ugyanakkor előre megjósolja a darnóhegyi „paleozóikum" és a bükkszéki oligocén közötti szerkezeti vonal áttolódásos jellegét. TELEGDI ROTH K. (1938, 1939), SCHMIDT E. R. (1940), valamint MAJZON L. (1940) néhány Bükk-peremi mélyfúrás alaphegységadatait közli. A Bükkhegység körüli medencék fenékadatairól tájékoztatnak a szénhidrogénkutatással kapcsolatos geofizikai mérések is (PEKÁR D. 1933; FEKETE J. 1934–35, 1935, 1936a, 1936b, 1936c, 1937a, 1937b, 1938a, 1938b, 1939a, 1939b; ROZLOZSNIK P. 1936; VAJK R. 1938).

A mátrai érclelőhelyek ismertetése kapcsán LŐW M. (1925) és VITÁLIS I. (1933a, 1933b) a bajpataki természrézlelet irodalmi adatait eleveníti fel. PAPP F. (1935) a darnóhegyi Nagyrézoldal diabázának kalkopirites kvarctelére nyomán hajtott kutatótáró és a bajpataki kilenc feltárás vizsgálata alapján megállapítja, hogy a természréz nemcsak kalcithoz kapcsolódik, hanem olykor a diabáz hajszálereiben is fellép; eredete mindkét esetben hidrotermális.

Az ércekben szegény országban IFJ. LÓCZY L. (1934) az upponyi, nekézseny—bántapolcsányi vasércnyomokat s a szarvaskői wehrlitet kutatásra egyaránt érdemesnek tartja. Felsorolja ezeket VITÁLIS I. (1938) is. A szarvaskői titánvasércről KOCH S. (1931) is megemlékezik; PAPP F. (1926) pedig bázisos dioritot állapít meg itt. VENDL A. (1939) a szarvaskői Denevértáró wehrlitjét egy kisebb gabbrólakkolit viszonylag gyorsan lehűlt felső részének szélső differenciálódásából vezeti le, és fúrások alapján számítja ki a várható érckészletet. – A kutatási eredmények értékelése azonban (VENDL M. 1938) nem mutat kedvező képet.

A bükkhegységi karbon kőszénkutatás eszméjét, a nagyvisnyó—szilvásváradi, illetve szarvaskői agyagpalák növénymaradványaira, „grafitos agyagtelep"-eire és a karbon sorozat *Fusulinidáira* hivatkozással, VITÁLIS I. (1939, 1940, 1943) igyekszik ébrentartani.

5. Az első reambuláció

Az őslénytani feldolgozásból leszűrt rétegtani következtetések nyomán szükségessé válik a bükki alaphegység *újrabejárása*. Ez a munka a második világháború és az azt megelőző évek mesterséges konjuktúrájának lehetőségei közt, részben célkutatásokhoz kapcsolódva, részben azoktól függetlenül, időnként hosszú megszakításokkal, de újkiadású, sztereografikus 25 000-es lapokon indul meg 1937-ben, és 1952-ben zárul. Akárcsak 1912-ben, most is a hegység DNy-i sarka kerül először sorra. A szemléletváltozást a képződmények egy részének átértékelése és részletezésük nagyobb mértéke tükrözi. Így Felsőtárkány és Bélapátfalva közt, meg a Darnóhegyen permi agyagpala és fekete mészkő mellett vörös és szürke kova- és agyagpalából álló alsó-triászt, valamint szaruköves szürke és fehéres mészkőből álló középső-triászt különít el SCHRÉTER Z. (1941, 1942a); ugyanakkor az itteni diabázt triász időszakinak vagy triász utáninak minősíti. A bátori alaphegységkibúvásban pedig permokarbon pala—homokkő—mészkősorozatból, valamint diabázból álló autochton egységet vél felismerni, amelyre hasonló képű, kovapalatartalma alapján azonban triásznak minősített, diabázmentes takaróegység rátolódását tételezi fel (SCHRÉTER Z. 1942b). Ehhez a takaróegységhez számítja a bükkszéki fúrások talpán megütött agyag- és kovapalaösszletet is (SCHRÉTER Z. 1942b). — Eltérő fáciesű paleo—mezozóos részletek pikkelyszerű egymásratolódására következtet SCHRÉTER Z. (1941, 1943a) az alaphegység főtömegének DNy-i részén is. Eszerint a legalsó s egyben legdélibb pikkelyt a Berva- és Mészvölgy középső—felső-triász világos mészköve alkotja, amely északabbra csak kisebb-nagyobb tektonikai ablakok alakjában bukkan elő a „déli palacsoport" szürke karbon palára és homokkőre, „régi" kitörési kőzetekre (diabáz—gabbró), továbbá alsó—középső-triásznak vett, kovapala- és mészkőbetelepüléses szürke palasorozatra bontott takarója alól. Ez a „takaróösszlet" azonban maga is több, DK felé átbuktatott pikkelyből összetettnek látszik. A „permi" képződmények közé csíptetett triász pikkelyek (Kiseged—Várhegy, Egervölgy, Turbács—Gilitka, Oroszvár—Gyöngyvirágbérc) felépítésének változatossága, a feltételezett rétegsorrend mellett, csak további üledékképződési és tektonikai komplikációkkal magyarázható.

Vasérckutatás címén kerül sor az Upponyi-hegység újratérképezésére. Az Uppony melletti, limonitos ércesedéssel jellemzett alsó—középső-triász rögöcskékben a Rudabányai-hegység folytatását fedezi fel SCHRÉTER Z. (1945). Devon(?)-ból alsó-karbonba átnyúló, folytonos rétegsorként

jellemzi a hegység főtömegét, amit fehér, kristályos mészkőre települő mészkő- és pala-, valamint ebből fokozatosan kifejlődő, mangánvasérces—kovapalás homokkő- és palasorozat épít fel. E főtömeg DNy felől rátolódott az upponyi triászra. A hegység DK-i oldalára transzgredáló gozaui fáciesű szenon konglomerátum területén felbukkanó, „kréta-időszaki" diabáztól áttört triász mészkőrögöket tektonikus pikkelyeknek tartja. Kiemeli az Upponyi- és a Bükkhegység képződményeinek ellentétes irányítottságát. A Bükk fő gyűrődési időszakát az alsó- és felsőkréta közé teszi. Szenon utáni mozgásokkal hozza kapcsolatba azonban a Nekézsenytől D-re húzódó, bükki típusú felső-karbon—alsó-perm—alsótriász képződménysávnak a gozaui konglomerátumra való rátolódását.

A geomorfológiai vonalat KEREKES J. (1936, 1938a, 1938b) tanulmányai képviselik. Szerinte a Bükk domborzatának nagyformáit a hegységképződés és a tengeri abrázió alakította ki. Felsőtárkány környékén kb. 500 m tszf. magasságú miocénkori és 320—370 m tszf. magasságú pannóniai abráziós színlő roncsait állapítja meg a pannon után bevágódott patakvölgyek közötti hátakon. A könnyebben pusztuló kőzeteken kialakult teraszokat a mészkőszurdokokon át sziklateraszok, valamint a szurdokok talpa fölött több szintben függő barlangüregek segítségével nyomozza tovább. Kimondja, hogy a szurdokok nem barlangjáratok alulról felfelé irányuló felszakadásával, hanem a folyóvíz kivéső munkájának eredményekép keletkeztek. Barlangi szoliflukció, kifagyásos törmelékképződés, fosszilis tundratalaj felismerése – helyi jelentőségén túl – CHOLNOKY óta egy helyben topogó geomorfológiai kutatásunk számára is új utakat jelöl. A hegység periglaciális képződményei 1941-ben, illetve 1948-ban megjelent összefoglalásában jelentőségüknek megfelelő mértékben kerülnek tárgyalásra. – KEREKES, továbbá BÁRÁNY L. (1926), SZVOBODA, Ö. (1932), LÁNG S. (1942) adatain kívül KÁRPÁTI J. vízelemzései (1942) jelentenek hozzájárulást a Bükk forrásainak és vízfolyásainak ismeretéhez.

Az ország közvetlen hadszíntérré válásának veszélye SCHRÉTER Z.-t (1943b) még a reambuláció befejezése előtt a hegység összefoglaló ismertetésének kiadására indítja. E munka nagy jelentősége az 1935—1943. közötti megállapítások rendszerbe foglalásában van, amit a hegység 75 000-es térképvázlata és földtani szelvénye tesz szemléletessé. Az összefoglalás rétegtani része csak az eruptív képződmények vonalán szolgál meglepetéssel. Meglepő a keleti-bükki porfiroid—porfiritoid és „zöldkőpala" legrégibb, tehát idősebb paleozóos összletként való szerepeltetése. Bár SCHRÉTER maga is hangsúlyozza, hogy ez az összlet a többi ókori képződménytől függetlenül, triász tagok közé zárva jelenik meg, mégis a szepességi porfiroidok és zöldkőzetek analógiájára értékeli azokat. Ennek viszont az a következménye, hogy – SZENTPÉTERY megfigyeléseinek figyelmen kívül hagyásával – a keleti-bükki eruptívumok négy fővonulatát egységes korjelzéssel, tektonikus pikkelyek gyanánt kényszerül felfogni. – Újdonság a szarvaskői bázisos eruptív tömeg feltörésének a

kréta időszaki hegységképződés számlájára írása. Ez a kormegállapítás azon a megfigyelésen alapszik, hogy a nekézsenyi, valamint a Hollós- és az Újhutai-völgy találkozásán levő diabáz a középső-triászt áttöri. Továbbra is kitart SCHRÉTER a garadnavölgyi dolomitvonulat szeizi kora mellett. Ezt a kövületes alsó-triásszal való szoros kapcsolat mellett, a paleozóosnak tartott porfiritösszletre való *rendes település* feltételezésével indokolja, bár néhány, a Hámori-tó D-i oldalán gyűjtött, de kipreparálatlan csigamaradványnak a kampili emeletre jellemző *„Natiria" subtilistriata* FRECH fajjal való azonosítása ezt a kormegállapítást csakhamar kétségessé teszi. – HERITSCH-re támaszkodva SCHRÉTER a RAKUSZ Gy. által felső-karbonba sorolt palaösszlet felső mészkőlencséinek nagy részét perminek, sőt felső-perminek hajlandó tartani; ugyanakkor azonban a nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás hasonló helyzetű mészkőbetelepüléseit kénytelen továbbra is alsó-stefáninak elismerni. Az ebben mutatkozó ellentmondást áthidalni azonban nem tudja, sőt az utóbbi lelőhely karbon korának igazolására néhány év múlva ugyanő ad újabb bizonyítékot a *Phillipsia eichwaldi* FISCHER pygidiumainak kimutatásával. Fejlődéstörténetileg úgy képzeli SCHRÉTER, hogy az üledékképződés a felső-karbontól kezdve megszakítás nélkül tartott a triász végéig. Az intrakarbon hegységképződés nyomán kialakult variszkuszi szerkezeti elemek (köztük a kelet-bükki eruptív tömeg is) később teljesen belesimultak a dél felé átbuktatott kréta időszaki izoklinális redők és pikkelyek rendszerébe. A fő hegységképződési időszakot a turon—szenon konglomerátum transzgressziójával határolja le, a későbbi mozgásokat pedig 1941. évi jelentése alapján tárgyalja. Nagyszerkezetileg – mind képződményeinek kifejlődése, mind pikkelyes—gyűrt szerkezete miatt – a Bükköt inkább a Kárpátokhoz, mintsem a Magyar Középhegységhez sorolja.

További terepmunka során a triász ladini dolomitlencsékkel kibővített rétegsorának az eddiginél pontosabb követése lehetővé teszi SCHRÉTER Z. (1944b, 1952a) számára, hogy teljesen átformálja a hegység DK-i részének földtani térképét. A siroki Várhegy alsó- és középső-triászként felfogott képződményeinek a Darnóhegy kőzeteivel való összehasonlítása viszont arra vezeti, hogy két különböző pikkely tartozékainak tartsa azokat (SCHRÉTER Z. 1949, 1952b). A sajóvölgyi barnakőszénmedencében végzett vizsgálatok kapcsán (SCHRÉTER Z. 1952c) kifejti, hogy a triász—karbon határ Rudabányától Upponyig változatlan csapással húzódik át a medence aljzatán. Ugyanakkor a nekézsenyi gozaui konglomerátum folytatását a bánvölgyi alsó-miocén kavics—konglomerátum szenonba sorolásával a Rudabányai-hegység DK-i oldalát kísérő konglomerátum-vonulatig hosszabbítja meg. Hasonlóan nyilatkozik BALOGH K. (1952a, 1952b) is, aki egyúttal az upponyi karbonnak az upponyi triász rögökre tolódását bizonyító első konkrét adatokat is közli, az upponyi és darnói rátolódás hasonló jellegének kiemelésével. – Emellett ismét az észak-bükki permokarbon felé fordul SCHRÉTER figyelme. Előbb LEGÁNYI F. *Trilobita*-leleteit írja le a nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás felső-

karbonnak vett rétegeiből, illetve az 5. sz. vasúti bevágás „lyttoniás" felső-permi mészkövéből (SCHRÉTER Z. 1948). Majd LEGÁNYI egyéb Nagyvisnyó környéki lelőhelyeit és azok faunájának főbb elemeit veszi számba (SCHRÉTER Z. 1951, 1953). Több permi mészkővonulatot állapít meg, de mivel ezek anyagát lényegileg egyidejűnek véli, megismétlődésüket tektonikusnak, a közöttük levő, tarka palahomokkősávot pedig alsó-triásznak minősíti.

A felszabadulást követő években igen felduzzad a bükki alaphegységgel foglalkozó tanulmányok száma. TELEGDI ROTH K. (1951) a darnói rátolódás jellegének és kialakulásának leírását nyújtja. JASKÓ S. (1946) pedig a bükkszéki tektonikus öv regionális jelentőségéről értekezik. SZUROVY G. (1948), MAJZON L. (1948, 1950, 1956), SZENTES F. (1951), BARNABÁS K. (1952), valamint KŐRÖSSY L. (1956, 1957a, 1957b), CSIKY G. (1956) a hegységperemi mélyfúrások fontosabb alaphegységadatairól is beszámol. A sajóbábonyi triász kibúvást ellenben JASKÓ S. (1959) kétségbevonja.

KŐRÖSSY L. (1950) az alföldperemi mélyfúrásokkal feltárt kőolaj származását vizsgálva, BÖCKH H. (1930)-ra hivatkozással megemlíti, hogy a kisgyőri agyagpalából bitument oldottak ki kloroformmal.

SCHMIDT E. R. (1947a, 1947b) összefoglalásai a Bükk hasznosítható anyagait is felsorolják. GAÁL I. (1946) a bükkszentkereszti mangánércnyomokról szóló tudósításán kívül újból fölveti a bükkhegységi karbon kőszénkutatás lehetőségét (1947), majd BENKŐ F. (1955) szakvéleménye alapján le is mélyítik az eredménytelen Nagyvisnyó 1. sz. fúrást; ennek rétegsorát PERLAKI E. vizsgálja meg (PERLAKI E. 1959 és ERDÉLYI M. 1959). A karbon kőszén kutatásának bükkhegységi esélyeiről WEIN Gy. (1960) nyújt reális képet. A százesztendős recski ércbányászatra emlékezve, POJJÁK T. (1948) az annak kezdeteit jelentő aszaláshegyi termésrézkutatást is felemlíti. MEZŐSI J.—GRASSELLY Gy. (1949) ércmikroszkópi és vegyi adatokat közöl a Bajpatak termésrezéről.

A hidrológiai értekezések sorában TELEGDI ROTH K. (1950) a bükkszéki mélyfúrásokkal fakasztott vizek szokatlanul nagy $NaHCO_3$-tartalmának eredetét vizsgálva, az alaphegységből való származtatás gondolatát veti fel. BALOGH K. (1947) a diósgyőri, WEIN Gy. (1949, 1952) a garadnavölgyi, KESSLER H. (1952, 1953, 1954, 1956, 1957) a szilvásváradi, mónosbéli és lillafüredi, LÁNG S. (1954), CZIRÁKY J. (1953, 1955, 1958), VENKOVITS I. (1951a), JAKUCS L. (1950, 1951, 1953b, 1953c) egyéb bükki karsztforrások adatait, BORBÉLY S. (1955, 1958a) és KUCHTA Gy. (1958) a bükki barlangkutatás újabb eredményeit közli és értékeli. VITÁLIS S. (1952) a hegység, VENKOVITS I. (1953) és az *FTI* szakvéleménye (1956) Bükkszentkereszt, BORBÉLY S. (1958b) Nagymiskolc vízszerzési lehetőségeit tárgyalja. PÁVAI-VAJNA F. (1952) a lillafüredi régi fúrás folytatásának szükségességét ecseteli. SCHERF E. (1949a, 1949b) és SZIGLIGETI Gy. (1956) a Hámori-tó duzzasztásával foglalkozva, a tó fenekét alkotó kőzetekről közöl adatokat. Ezenkívül SCHERF E. (1949c 1951, 1953),

egyéb szakvéleményei és több más vízellátással (SCHRÉTER Z. 1950, *FTI* 1955, HAJÓS L. 1952, SCHMIDT E. R. 1954, ILLÉS Gy. 1955) és a vízfolyások szennyeződésével (LESENYEI J. 1950; IFJ. SZABÓ Z. 1958) foglalkozó cikk említhető. VÉRTES L. (1950) az upponyi sziklafülkék kitöltésének korát vizsgálja. VENKOVITS I. (1951b) az upponyi karsztaknáról, FERENCZ K. (1950, 1954) a bélapátfalvi vízkutató tároról tudósít, DÉR I. (1956) pedig a tervezett upponyi víztározás lehetőségeit írja le. RAVASZ Cs. LÁ-né (1957, 1958a, 1958b) jelentései bükkhegységi forrásadatokat közölnek.

BARTKÓ L. (1950a, 1950b) a DNy-i Bükk kovapaláiról ad mennyiségi és minőségi tájékoztatást. HEGEDŰS Gy.—TREGELE K. (1950) és HEGEDŰS Gy. (1950, 1952) pedig a dolomitból való Mg-kinyerés céljaira gyűjtenek adatokat. Ezeket JUGOVICS L.—KOPEK G. (1953) is összefoglalja. Számos értékes megfigyelést és dolomitelemzési adatot tartalmaznak JAKUCS L. (1953a), SCHRÉTER Z.—BALOGH K. (1955), BALOGH K. (1955), BALOGH K.—MOLNÁR J. (1956) jelentései, valamint FÖLDVÁRINÉ VOGL M. —KOBLENCZ V. (1955), GEDEON T. (1956) és SZTRÓKAY K. I. (1956) idevágó közleményei is. – Egyes mészkőbányák anyagával kapcsolatosak WILLEMS T. (1953a, 1953b, 1953c), JUGOVICS L. (1954), SZABÓ I. (1956a), MÁRTON Gy. (1958) összefoglalói. POJJÁK T. (1949), JASKÓ S. (1956) és SZABÓ I. (1956b) szénjelentései upponyi, sajóbábonyi és Diósgyőr környéki alaphegységadatokat is megemlítenek.

Geomorfológiai oldalról BULLA B.— MENDÖL T. (1947) néhány – elavult nézeteken alapuló – megállapításával szemben LÁNG S. (1947, 1952, 1954) már a földtani kutatás újabb eredményeit is tekintetbe veszi. LÁNG a Bükk fennsíkját régi tönkfelület részének tekinti, amelynek keletkezési idejét azonban a rajta talált kvarckavics és kovapalatörmelék segítségével nem tudja behatárolni. LEÉL-ŐSSY S. (1954) és FRISNYÁK S. (1958) a tönkösödés okát a karsztos lepusztulásban és a fiatal kéregmozgásokban keresi. – PEJA Gy. (1954) a hegységet harmadidőszaki szigetként könyveli el. – HORUSITZKY F. (1954) a Mátra földtani ismertetésébe – SCHRÉTER nyomán – a Darnóhegyet is bevonja.

GÉCZY B. (1954) éppen csak megemlíti, hogy az upponyi-hegységi felső-krétában *Cyclolites*-ek is vannak. – KOLOSVÁRY G. (1951) monografikus leírása meghétszerezi a leírt újpaleozóos korallfajok és -változatok számát a Bükkhegységben, és megoszlásuk alapján bezáró kőzeteiket a felső-karbonba, a középső- illetve felső-permbe osztja be. A nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás kivételével csaknem minden jelentősebb, hasonló földtani helyzetű mészkőlencséből említ „*Waagenophyllum*"-ot. Faunalistái, a „*Waagenophyllum*"-októl eltekintve is, vegyesen tartalmaznak eddig csak permből ismert, illetve karbon faunaelemeket (*Polythecalis rosiformis*, illetve *Dibunophyllum yüi*, *D. ruprechti* stb.). Mindez csakhamar rétegtani zavar forrásává válik. Értékes támpontokat nyújt azonban KOLOSVÁRY G. (1953, 1954, 1957, 1958a, 1958b, 1958c) a rétegtani értékelések számára a bükkhegségi triász *korallok* és *Hydrozoák* meghatározásával.

6. A második reambuláció

A bükki alaphegység tanulmányozásának fővonalát 1950-től az 5000-es felméréssel egybekötött *második reambuláció* jelenti, amit BALOGH K. (1950a, 1950b) kezdeményez. Ehhez a gömöri és rudabányai triász képződmények tanulmányozásából levont rétegtani és fejlődéstörténeti következtetéseknek a Bükkhegység képződményeire való alkalmazása adja az alapot. Az így előrevetített rétegtani vázlat részletei ugyan még hézagosak, s indoklása sem mindenütt helyes, alapgondolatait (az anizuszi képződmények kiválasztásának, továbbá a keleti- és déli-bükki szürke palaösszletek ladini emeletbe való emelésének szükségességét) azonban a részletvizsgálatok hamar igazolják. Az új reambuláció nemcsak a térképezés módszerében, hanem a megindulás helyének megválasztásában is különbözik az előzőktől. A hegység előzetes bejárása után (SCHRÉTER Z.—PANTÓ G.—BALOGH K. 1950), először az idáig oly bonyolult felépítésűnek vélt lillafüred-hámori szelvényt vizsgálva, BALOGH K. (1950, 1951) abban egy D felé átbuktatott, nagyszabású antiklinálist ismer fel. A K felé záródó boltozat magját az alsó-triász kövületekkel igazolt kampili rétegei, szárnyait pedig anizuszi és ladini képződmények építik fel; ezek sorrendjét a boltozatmaghoz képest szimmetrikus szerkezeti és települési elrendeződés mellett üledékképződési tények igazolják. Alátámasztja ezt az elképzelést az É-i Bükk dolomitösszletének a Gömöri-Karszt és a Rudabányai-hegység „gutensteini" fáciesű rétegeihez való hasonlósága is. Ezt SCHRÉTER Z. (1954) is elismeri, de a „gutensteini" kifejezés helyett a „megyehegyi" megjelölést tartja helyesebbnek. A középső-triász keretében nyer elhelyezést a K-i Bükk eruptívumainak nagy része is, csupán a bükkszentkereszti (újhutai) kvarcporfírt és kvarcporfírtufát, valamint a ladini diabáztufaösszletben mutatkozó s a „szinorogén, alkáli" jellegű kvarcporfír feltörésével genetikai kapcsolatba hozott savanyú injekciókat és infiltrációkat tekinti PANTÓ G. (1950, 1951) lényegesen fiatalabb, kréta időszaki képződménynek.

A savósi—fehérkői, illetve dolkai eruptív összlet rétegvulkáni természetét, valamint annak nagy csapáshosszúságban, egy átbuktatott rétegsoron belül mit sem változó települési helyzetét tartva szem előtt, elsőnek BALOGH K. (1951) foglal állást e képződménynek a K-i Bükk egyéb eruptívumaitól való különválasztása és a középső-anizuszi emeletbe sorolása mellett. S bár az összlet egyes kőzetfajtáinak bizonyos ladini eruptívumokhoz való hasonlósága miatt ezt a beosztást nem minden oldalról fogadja bizalom (PANTÓ G. 1951. p. 139; SCHRÉTER Z. 1954. p. 291), SZENTPÉTERY idevágó megfigyeléseinek megerősítésével nemcsak a fekvő felé, hanem a Lillafüreden és a Vadászvölgyben észlelt mészkő—tufa váltakozás alapján a fedő irányában is sikerült az anizuszi eruptívumok közbetelepülés-jellegét bizonyítania (BALOGH K. 1957a). — PANTÓ G. 1951-ben a középső-anizuszi eruptívumok térképező geológus által is

használható, modernebb kőzettani leírásának előkészítésére is kísérletet tesz, anyagának feldolgozására azonban nem kerülhetett sor. Idevágó rövid összefoglalását (BALOGH K.—PANTÓ G. 1953. pp. 616—617) csupán a keleti vonulatrészeken szerzett terepbenyomások összegezésének tekinthetjük.

A térképezésnek Répáshuta környékéig való kiterjesztése teszi lehetővé a ladini üledékképződés páratlan fáciesgazdagságának áttekintését (BALOGH K. 1954). A Déli-Bükk vörös kovapalái ról kiderül, hogy magasabb ladini szintbeli korallokat tartalmazó világos mészkőpadokkal váltakoznak. Ezzel e radiolóriás kőzetek alsó-triászba sorolásának indítékai megszűnnek, s a korábban permokarbonként elkönyvelt dél-bükki palasorozatot a hámor—lillafüredi alsó-ladini palákkal lehet párhuzamosítani. A palacsoport fedőjét alkotó, szürke és piros szaruköves, szarukőmentes vagy dolomitos, diabáztufás mészkőfáciesek összefogazódását nemcsak azok térbeli elrendeződése, hanem a gyér ősmaradványtartalom is valószínűsíti. Ezek alapján szerkezetileg a Bükkhegység délibb része olyan, dél felé átbuktatott, s rendszerint D-i oldalukon felszakadt izoklinális redők halmazának minősül, amelyben az alsó-ladini palavonulatok az antiklinális-, a mészkővonulatok pedig a szinklinális-tengelyeket jelzik. Hasonló értelmű megállapításokra vezet Felsőtárkány környékének részletes térképezése is (KILÉNYI T. 1954).

Az így kialakult ismeretek alapján BALOGH K.—PANTÓ G. (1953) az észak-magyarországi paleo—mezozóikumnak az eruptív képződményeket is felölelő összefoglalását adja. Ebben a szarvaskői, valamint a hollósi és újhutai völgyek találkozásánál levő bázisos eruptívumok, mint cenomán előtti, „iniciális" magmás működés termékei, a júra—alsó-krétába, a bükkszentkereszti kvarcporfír, annak tufája és infiltrációi pedig, mint cenomán—szenon szinorogén képződmények, a felső-krétába nyernek besorolást. Ez utóbbi megállapítások összhangban vannak a PANTÓ G.—FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1950) által a szarvaskői és bódvavölgyi gabbró kémiai rokonságáról és ofiolitjellegéről kifejtett nézetekkel. A bükki és a rudabányai-hegységi kvarcporfír ellenben PANTÓ G. (1955a, 1956, 1957a) szerint nem hozható egymással közvetlen kapcsolatba.

Újabb vizsgálatok alapján azonban PANTÓ G. (1961a, 1961b) jelentősen megváltoztatja a kvarcporfírvulkánosság termékeinek elterjedésére, gyakoriságára és korára vonatkozó korábbi nézeteit, és BALOGH K.-nal (1961) egyetértésben ezeket is a ladini emeletbe osztja be (BALOGH K.—PANTÓ G. 1959)*.

SZENTPÉTERY ZS. (1950a, 1950b) újabb dolgozataiban a kelet-bükki eruptívumok triász kora mellett foglal állást. Szarvaskői monográfiájában SZENTPÉTERY ZS. (1952, 1953) a diabáz—gabbró—wehrlittömeget egyetlen

* Értékes előrehaladást jelent a kelet-bükki eruptívumok sajátosságainak magyarázatában SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1959) transzvaporizációs elméletének e képződményekre való kiterjesztése.

összefüggő erupciós szakasz termékének jelenti ki, melyben a felnyomuló magma több részre tagolódása teremtette meg a differenciálódás feltételeit. Ezenkívül KISVARSÁNYI G. (1953, 1955), KISS J.—KISVARSÁNYI G. (1955), KISS J. (1957, 1958) és LENGYEL E. (1954a, 1954b, 1954c, 1955a, 1955b, 1957) foglalkozik a szarvaskői—recski magmás kőzetek differenciálódási és ércképződési körülményeivel, KOMÁROMI I. (1954, 1955) pedig földmágneses mérésekkel támogatja e kutatásokat. Figyelmet szentel azonban a darnóhegyi—bajpataki termésrézleletek földtani kérdéseinek a recski szulfidos ércek vizsgálata kapcsán PANTÓ G. (1952b, 1957b, 1959) is, felvetve azt a gondolatot, hogy a lahócahegyi andezit szokatlan kötésmódú és megjelenési formájú réztartalma a mélységbeszakadt alaphegység darnói típusú (mezozóos diabázhoz kötött) érceiből származhatik. Az ércesedési és hegységszerkezeti irányok összehasolításából VARRÓK K. (1962) azt a következtetést vonja le, hogy a recski érctömzsök kialakulásának egyik szakasza a darnói rátolódással lehet egyidejű. FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1950) a wehrlit vanádiumtartalmáról ad tájékoztatást, KOCH S.—GRASSELLY GY.—DONÁTH É. (1950) az upponyi—nekézsenyi vasérceken kívül a szarvaskői wehrlit ércásványait ismerteti. KOCH S. (1955) folyós-magmás pyrrhotitot említ Szarvaskőről, MEZŐSI J. (1950) pedig, SZENTPÉTERY Zs. kőzetelemzéseire támaszkodva, a K-i és Ny-bükki eruptívumokat egyazon magmatömeg differenciátumaiként igyekszik feltüntetni. A mezozóos alaphegység mélybesüllyedt részének tagolódásáról alkotott képet az újabb geofizikai mérések bővítik (HAÁZ I. B. 1951; RENNER J. 1951, 1957; SZILÁRD J. 1951, 1955a, 1955b; BANAI GY. 1952, 1957; OSZLACZKY Sz. 1952; BERGH Á. 1953; NYITRAI T.—SZILÁRD J. 1953; LAKATOS S. 1954; *Magyarország áttekintő gravitációs térképe* 1955; PANTÓ G. 1955b; REMÉNYI GY. 1956, 1957; FACSINAY L.—SZILÁRD J. 1956). Újabb mélyfúrások alaphegységadatait közli BARTKÓ L.—BODA J.—ERDÉLYI M.—SCHWÁB M.—SZÉKY F. (1962).

A hegység szerkezeti jellegének megítélése szempontjából fontos mozzanat a dél-bükki agyagpalaösszlet harántpalásságának felismerése. Egy, a kisgyőri palabányán áthaladó, kéziratos szelvény tanúsága szerint ez tulajdonképpen ROZLOZSNIK P. (in ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z. 1930) nevéhez fűződik. Szelvényéhez tartozó leírása azonban elveszett, felfedezése pedig, annak helyes értékelésével együtt, feledésbe merült. A jelenség 1950. táján SZEBÉNYI L.-nak ötlik újra a szemébe. Az elsőül meghatározott eredeti dőlésadatok azonban laposszögűek, az első néhány palaminta egyike sem utal átbuktatott helyzetre. Erre hivatkozással SZEBÉNYI L. (1951) nemcsak takarók, hanem izoklinális redők jelenlétét is kétségbevonja, s a Lök-völgynek a DNy-i Bükk „palatengerében úszó mészkőszigeteit" olyan boltozatmagoknak hajlandó tartani, amelyek fedő palarétegeit a lepusztulás távolította el. SZEBÉNYI e következtetéseit azonban MÉSZÁROS M. (1953) sűrűbb mérései megcáfolják. A haránt-palásság egyedi értékeinek az átlagértéktől való eltéréseit MÉSZÁROS a palaösszlet utólagos szétdarabolódásával, vagy pedig a palaösszletbe

ágyazott mészkőrögök megtorlasztó hatásával magyarázza. Ugyanő a Feketelentől D-re levő palaterület szerkezeti elemeinek közvetlenül a palásodás után elfoglalt helyzetét az eredeti rétegződésnek az átlagpalássághoz viszonyítva meghatározott értékei alapján igyekszik megszerkeszteni. Az átlagpalásságtól való eltérések megmagyarázása céljából KILÉNYI T. (1954) jelentékeny palásodás utáni gyűrődést is hajlandó feltételezni.

Mivel a bükki szürke palák problémájának megoldása a megfiatalított dél-bükki palaösszletnek az északi hegységrészek paláival való egybevetése nélkül nem lehetséges, az új reambuláció súlypontja – részben az itteni vasércnyomok újbóli tisztázásához kapcsolódva (SCHMIDT E. R. 1949; SÓLYOM F.—HORUSITZKY F. 1950; PANTÓ G.—BALOGH K. 1950—1952; PANTÓ G. 1954a, b, c; PANTÓ G.—MOLNÁR J. 1954) — hamarosan az upponyi és észak-bükki területekre helyeződik át. Megerősítést nyer ennek során, hogy az upponyi rátolódási öv (amelyben az alsó-karbon mészkőtömeg, alsó-miocén képződmények közbeiktatásával a részben ércesedett középső- és alsó-triászra, az utóbbi pedig nagy vastagságú rupéli agyagösszletre tolódott rá) a bükkszéki Darnó-vonal folytatásának tekinthető, s a Rudabányai-hegységig húzódó, fontos szerkezeti elem (PANTÓ G. 1952a, 1953, 1954a, 1954b, 1955, 1956, 1957a). PANTÓ G. (1954a) nemcsak az Upponyi-hegység kristályos mészkővonulatában, hanem az itteni mangános palaterület déli sávjában is diabáztufaközbetelepüléseket, sőt kisebb diabáztömzsöt fedez fel. Feltételezi, hogy a déli palasávval, továbbá a benne csapás mentén fel-felbukkanó, részleges oxidos metaszomatózist szenvedett középső-triász mészkőrögökkel kapcsolatos bázisos vulkanitok ugyanahhoz a ciklushoz tartoznak. A diabáztartalmú palasávot tehát a mészkőrögökkel együtt ladini emeletbelinek minősítve, elkülöníti a palaösszlet zömétől, melyet SCHRÉTER-rel szemben alsó-karbonba utal. A ladini pala itteni jelenlétére vonatkozó feltevést azonban BALOGH K. kétségbevonja. Ugyanakkor (BALOGH K. 1953; BALOGH K.—PANTÓ G. 1954) a felső-permi mészkő alatt helyet foglaló, korábban alsó-triásznak vett tarka homokkő- és palaösszletet a grödeni homokkővel párhuzamosítható, középső-permi üledéknek minősíti. Az Upponyi-hegység és a Bükk érintkezésének szerkezeti bonyolultságát pedig több, időszakonként változó irányú mozgás eredményének tekinti.

Egyidejűleg, ugyancsak az északi hegységrészen fejezi be SCHRÉTER is reambulációja külső munkálatait. Szilvásváradi jelentésében és 200 000-es térképpel felszerelt rövid összefoglalásában SCHRÉTER Z. (1952d, 1954a, 1954b) lényegileg elfogadja a BALOGH-féle rétegtani beosztást, néhány kérdésben azonban eltér attól. Felismeri ugyan, hogy a Tarófő—Nagyberenás szomszédságában az 1. sz. vasúti bevágás képződményei ismétlődnek meg, s ezektől a középső-permi tarka pala és homokkő választja el a mizziás felső-permet, a tarka sorozat alatt és fölött települő permi mészkővonulatokat mégis egyforma jelzéssel ábrázol-

ja. A kelet-bükki eruptívumokat egyetlen, ladini kitörési időszakaszban tömöríti, s a szürke, szaruköves mészkő egy részét az anizuszi dolomit helyettesítő fáciesének tartja. A Lillafüred—Diósgyőr környéki alsóladini agyagpalát alsó-triásznak minősíti, miáltal a lillafüredi szelvény bonyolult értelmezést kap. A Garadna-völgy mentén továbbra is nagyjából Ny—K-i irányú rétegteknő haladását tételezi fel. Az északibb szerkezeti egységek közül az ÉNy-i nagy palaboltozathoz csatlakozó kemesnyei szinklinálist, meg a Kisfennsík jelentékeny mértékben D felé tolódott szinklinálisát tartja jelentősebbnek. Tartózkodik azonban a D-i Bükk részletesebb elemzésétől. Esetleges kimmériai mozgások után a mozgási főszakaszt ausztriainak mondja, fontosaknak tartja azonban az ÉNy-i irányítottságú larámi és szávai rátolódásokat is, melyeket változatos irányú, fiatal szegélytörések kialakulása követett.

Közben jelentős kísérlet történik a bükki fiatalpaleozóikum problémáinak megoldására: Tasnádi Kubacska A. (1951) – Legányi F. bevonásával – paleobiológiai és ökológiai vizsgálatokra is alkalmas, nagymennyiségű kövületanyagot gyűjt be a nagyvisnyói vasúti bevágásokból és a Tarófő szomszédságából. Anyaga azonban mindmáig nagyrészt feldolgozatlan.

Balogh K. és munkatársai 1955—57-ben, a lillafüredi Dolkától a bélapátfalvai Piszkóig terjedő sáv 5000-es térképezésével, helyenként a Nagyfennsíkra is mélyen behatolva, nemcsak megerősítik a permokarbon és triász képződmények egymásutánjára vonatkozó, az alsó-perm faunák megállapítása tekintetében azonban túlzásba vitt új szemléletet, hanem a hegységszerkezet részleteiről is az eddiginél jóval pontosabb képet adnak (Balogh K.—Molnár J. 1956; Molnár J. 1955; Balogh K. 1957a, 1958a; Jámbor Á. 1959, 1961a; Nagy G. 1956, 1961). Majzon L. (1955a, 1955b) a fiatalpaleozóos *Foraminiferák* előzetes meghatározásával, Balkay B. (1960), Balkay B.—Láng G. (1957a, 1957b), Szőkefalvi-Nagy Z. (1956) és Végh S.-né (1957) pedig üledékföldtani vizsgálatokkal, vagy kisebb részletek tektonikai elemzésével támogatják e munkát.

Az újpaleozóos képződmények értékelésébe azonban hiba csúszik be, ami már Heritsch, F. *Waagenophyllum*-meghatározásai óta kísértett az irodalomban, s amit Kolosváry G. (1951) vetett újból felszínre. A más ősmaradványok alapján biztosan felső-perminek minősíthető képződmények korallfaunája ui. Kolosváry szerint csak a karbon típusok hiányzása folytán különbözik a tárgyalt mélyebb mészkőlencsékétől, tehát már csak *Waagenophyllumokat* tartalmaz. Az utóbbiak szintjelző értékének némi csökkenését föltételezve, kézenfekvőnek látszott az az elképzelés, hogy ez utóbbiakkal szemben a vegyes korallfaunájú rétegek már az alsó-permet képviselik. Alátámasztani látszott ezt a megoldást, hogy a Rakusz-féle faunában valóban sok a karbonból a permbe átmenő alak. Figyelembe kellett azt is venni, hogy a felső-karbon palasorozattól a felső-permig terjedő rétegsoron belül jelentősebb üledékhiánnyal aligha van dolgunk. Ha tehát a közbeeső „tarka összlet"-nek a grödeni homok-

kővel való kőzettani párhuzamosíthatósága egyben szintbeli egyezést is jelentene, ez esetben az ennek fekvőjében levő „vegyes" korallfaunájú mészkőlencsék és a velük váltakozó szürke pala alsó-perm kora is elképzelhető lenne (BALOGH K. 1957a, 1958a 1958b), *ha ezt a többi faunaelem is alátámasztaná.*

MAJZON L.-nak (1955a és 1955b) *Fusulinidák* alapján erre irányuló kísérlete látszólag meg is erősíti ezt a feltevést; valójában azonban tovább élezi az ellentmondásokat, mert a nagyvisnyói vasút 416. hektométerkövénél feltárt szericites agyagpala *moszkvai* emeletben rögzítése mellett (*Aljutovella* sp.) a palába települt mészkőlencsék (Alsó- és Felsőszőlőköve, Nagyberenáslápa, dédesi templomdomb, Dezsőkő, Szelecsikő, Szentléleki-völgy K-i oldala) *artinszki* korát állapítja meg (*Nummulostegina velebitana* SCHUB., *Triticites* sp., *Schubertella* sp., *Schwagerina* sp., *Rauserella* sp., *Glyphostomella* sp.). Közben hazai és külföldi szakemberek bevonásával 1956-tól az összegyűlt újpaleozóos makrofauna meghatározása és revíziója is megindul; e tekintetben azonban csak SCHRÉTER Z. (1959, 1960) jut el előzetes közlésig. Az utóbbi SCHRÉTER 1954. évi összefoglalójának megismétlése, amit a bükki felső-perm rétegtani tartalmának indokolatlan helyesbítése ellenére az újpaleozóikum és a bervai „ladini—karni" mészkő faunajegyzéke tesz értékessé.

A felső-permi puhatestűek és Brachiopodák mellett SCHRÉTER azoknak a sötét palával váltakozó mészkőrétegeknek a Molluszkumait és Brachiopodáit dolgozza fel, amelyek települési helyzetük és kifejlődésük alapján a RAKUSZ GY. által alsó-stefáninak minősített képződményekkel párhuzamosíthatók. A rétegtani értékelés során SCHRÉTER az alsó-stefáni megjelölést szakmaraira és artinszkire, tehát alsó-permre hajlandó felcserélni. BALOGH K.-t (1959) azonban a karni-alpi szelvénnyel való közvetlen összehasonlítás meggyőzi ennek a (korábban általa is vallott) nézetnek a helytelenségéről, annyival inkább, mert a szóbanforgó rétegekből kikerült *Fusulinida*-fauna, ROZOVSZKAJA, Sz. E. (1960) megállapítása szerint, túlnyomórészt a moszkvai emelet felső részére, egy-két lelőhely anyaga pedig az urali (stefáni) emeletre utal*.

A bükki alaphegység szerkezeti összképének az időtényező figyelmen kívül hagyásával történő geomechanikai magyarázatát, SCHRÉTER Z. 1943. évi összefoglaló térképe alapján SCHMIDT E. R. igyekszik felvázolni (1951, 1952a, 1952b, 1957). Ugyanő (1956) a bükki mezozóos „részgeoszinklinális" általa feltételezett DNy-i kapcsolatait is rögzíti. – Az idáig közölt adatok alapján HORUSITZKY F. (1961a, 1961b) a Bükk harmadkor előtti szerkezeti egységét a Balatontól D-re ismeretessé vált újpaleozóos alaphegységpásztán át a Déli Alpok és a Dinaridák tengeri permokarbonnal jellemzett vonulataival próbálja összekötni. – SZALAI T. (1956, 1958) a Dunántúli Középhegység, illetve a Bükk mezozóikumának ős-

* A SHUN, Y. C. útján hozzákerült *Fusulinida*-fényképek átnézése alapján, 1960-ban ugyanerre az eredményre jut CHEN, H. nankingi specialista is.

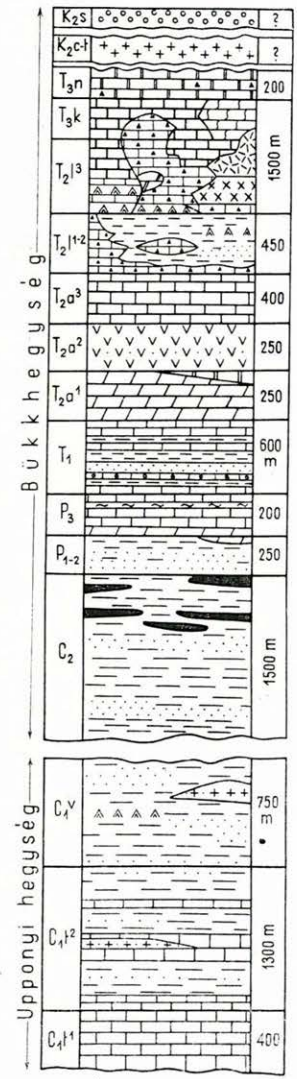
földrajzi és szerkezeti különbözőségét hangsúlyozza. SCHEFFER V. (1957), a hegység különleges gravitációs rendellenességeiből kiindulva, annak tömegét az ún. „szudetida antiklinórium" DK-i nyúlványaként hajlandó felfogni. BOGDANOV, A. A.—MURATOV, M. B.—HAIN, V. J. (1958), akik az ÉNy-i Kárpátok szerkezeti öveinek elrendeződését a Keleti-Alpok szimmetrikus felépítésével hasonlítják össze, a Bükkhegységet az ÉNy-i Kárpátok legyezőszerű megantiklinóriumához D felől csatlakozó szinklinórium részéül fogják fel. A Bükk szerintük olyan antiklinális-kiemelkedést alkot ebben a szinklinóriumban, amely déli irányban rátolódott a szinklinórium mélyvonalát alkotó debreceni flisképződményekre. — STILLE, H. (1953) viszont, az újabb magyar irodalom teljes mellőzésével, a germán szerkezetűnek minősített Bükkhegységet a „*Pannóniai Masszívum*" tartozékának tekinti. Az egységes intrakárpáti masszivum létének azonban az utolsó évek mélyfúrási adatai ellene mondanak (SZENTES F. 1949; BALOGH K. 1957b; HORUSITZKY F. 1961a, 1961b; SZENTES F. 1961a, 1961b). Középhegységeink jelenlegi pásztás elrendeződéséért pedig nemcsak az egykori ősföldrajzi helyzetet, hanem a fiatal mozgásokat is felelőssé tesszük (KERTAI GY. 1957; BALOGH K. 1957b).

A második reambuláció főbb eredményeit az előrehaladás mindenkori állapota szerint, VADÁSZ E.-nek (1953, 1954, 1955, 1957, 1960) a Bükköt a legdélibb kárpáti egységként felfogó, szintetikus munkái mellett egyéb összefoglalások is átveszik (SCHRÉTER Z. 1956; BALOGH K. 1956, 1958b; *Magyarország földtani térképe* 1956; BALOGH K.—SZENTES F. 1958; WEIN GY. 1960; SZENTES F. 1961a). Feltűnő módon HYNIE, O. (1954) átnézeti térképe változatlanul a rég elavult alsó-karbon—középső-triász—júra megkülönböztetést alkalmazza a Bükk képződményeire. Annál élénkebb figyelemmel kísérik a Bükkhegység feldolgozását a Szepes-Gömöri Érceshegység kérdéseivel közvetlenül foglalkozó csehszlovák szakemberek (BYSTRICKÝ, J.—FUSÁN, O. 1955; MÁŠKA, M. 1957; ANDRUSOV, D. 1958a). Nagyszerkezeti összesítéseikben (ANDRUSOV, D. 1958a, 1958b) azonban a Bükkhegység továbbra is a kárpáti belső öv, a Gömöridák tagjaként szerepel.

* * *

A bükkhegységi paleo—mezozóikum rétegtanára vonatkozó nézeteket — fejlődésük szemléletessé tétele céljából — megkíséreltük táblázatosan összefoglalni (I. sz. melléklet). Táblázatunk a régibb szerzők felfogását természetesen csak hozzávetőleg, sőt olykor némi belemagyarázással adja meg, aminek két főoka van:

1. A fejlődéstörténeti időbeosztás az elmúlt száz esztendő alatt jelentékenyen megváltozott és finomodott. Az alpi kifejlődésű triászt még 1875-ben is csak két részre tagolták; a megkülönböztetett rétegtani egységek sorrendjét pedig a maitól jelentékenyen eltérő módon képzelték



1. ábra. Az Upponyi- és a Bükkhegység paleo–mezozóikumának eszményi rétegszelvénye

U p p o n y i - h e g y s é g: C_1l^1 = Tournéi féligkristályos mészkő· — C_1l^2 = Tournéi mészkő–palaösszlet, diabáztufabetelepülésekkel. — C_1v = Vizéi szürke agyagpala- és homokkőösszlet, helyenként szürke kovapala- és mangánérclencsékkel; felső részében hólyagos diabáz és diabáztufabetelepülések. — B ü k k h e g y s é g: C_2 = Felső-karbon agyagpala- és homokkőösszlet, tetején mészkőlencsékkel (namuri–urali emelet). — P_{1-2} = Alsó- és középső-permi tarka agyagpala és homokkőösszlet, tetején dolomittal. — P_3 = Felső-permi sötétszürke mészkőösszlet, dolomittal és márgás betelepülésekkel. — T_1 = Alsó-triász összlet (alul világosszürke, részben oolitos mészkő; középen lilásvörös és zöld agyagpala és homokkő; fent szürke mészkő szürke és zöld agyagpalával). — T_2a^1 = Alsó-anizuszi szürke dolomitösszlet, tetején mészkővel. — T_2a^2 = Középső-anizuszi porfiritösszlet. — T_2a^3 = Felső-anizuszi szürkésfehér mészkőösszlet. — T_2l^{1-2} = Alsó- és középső-ladini szürke palaösszlet homokkővel, tűzköves mészkő-, kovapala- és radiolaritbetelepülésekkel; helyenként tűzköves mészkő helyettesíti. — $T_2l^3 - T_3k$ = Felső-ladini–karni kovapalás, tűzköves, tűzkőmentes és brachiopodás mészkőfáciesek, helyenként savanyú és bázisos eruptívumok. — T_3n = Nóri szürke mészkő. — K_2c-t = Cenomán–turon ? bázitösszlet. — K_2s = Gozaui fáciesű konglomerátum és homokkő vékony mészkő és márgarétegekkel (szantoni alemelet)

Abb. 1. Stratigraphische Kolonne des Paläo—Mesozoikums im Upponyer und Bükk-Gebirge

U p p o n y e r G e b i r g e: C_1l^1 = Halbkristalliner Kalk (Tournai). — C_1l^2 = Kalk-Schieferkomplex stellenweise mit Diabastuffeinlagerungen (Tournai). — C_1v = Grauer Tonschiefer–Sandsteinkomplex, stellenweise mit grauen Kieselschiefern und Manganerzlinsen; im oberen Teil amygdaloider Diabas und Diabastufflagen (Visé). — B ü k k - G e b i r g e: C_2 = Tonschiefer- und Sandsteinkomplex, mit Kalklinsen im oberen Teil (Namur–Ural). — P_{1-2} = Bunter Tonschiefer- und Sandsteinkomplex, oben mit Dolomitlagen (Unter- und Mittelperm). — P_3 = Dunkelgrauer Kalkkomplex, mit Dolomit- und Mergeleinlagerungen (Oberperm). — T_1 = Untertrias (unten hellgrauer, teils oolitischer Kalk; in der Mitte lilaroter und grüner Tonschiefer und Sandstein; oben dunkler Kalk mit grauen und grünen Tonschiefer). — T_2a^1 = Unteranisischer grauer Dolomitkomplex, oben mit Kalk. — T_2a^2 = Porphyritkomplex (Mittelanis). — T_2a^3 = Grauweisser Kalkkomplex (Oberanis). — T_2l^{1-2} = Grauer Tonschieferkomplex mit Sandstein-, Hornsteinkalk-, Kieselschiefer- und Radiolariteinlagerungen; stellenweise durch Hornsteinkalk ersetzt (Unter- und Mittelladin). — $T_2l^3 - T_3k$ = Kieselschiefer- und hornsteinführende, hornsteinfreie und *Brachiopoden*-führende Kalkfazies, stellenweise saure und basische Eruptiva (Oberladin–Karn). — T_3n = Grauer Kalk (Nor). — K_2c-t = Basische Eruptiva (Cenoman–Turon). — K_2s = Gosaukonglomerat und Sandstein mit dünnen Kalk- und Mergelschichten (Santon)

el. Nemcsak a „felső-triász"-on belüli nóri emeletet tartották idősebbnek a karninál, hanem ugyanakkor az „alsó hallstatti mészkő"-vet a „wengeni palá"-val, a „zlambachi rétegek"-et pedig a „buchensteini"-ekkel vélték egykorúnak*. Egyidejűleg a „raibli rétegek" fölötti, „fődolomit"-ból, „dachsteini mészkő"-ből és „kösszeni rétegek"-ből álló összletet önálló „raeti" formációként kezelték. A régi szerzők által megkülönböztetett képződményeket nem lehet tehát minden további nélkül a ma használatos rétegtani keretek közé szorítani. Böckh J. (1867) felső-triásza a rétegtan mai nyelvén ladini + karni emeletet jelent, s a középső-triász

* Hauer F. R. v.: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Österreichisch—Ungarischen Monarchie. — Wien, 1875. p. 338.

felső részére kell gondolnunk akkor, ha WOLF, H. (1859) „hallstatti" analógiákat említ.

2. A rétegtani beosztások átértékelése mégis megoldható lenne, ha *pontosan jellemzett képződményekkel kapcsolatos, világos* állásfoglalásokról lenne szó. Mit kezdhetünk azonban olyan általános jellemzésekkel, mint „régi eruptívumok", „fiatalabb képződmények", amelyekhez semmiféle szabatos kormegjelölés nem társul? Ilyenek pedig még SCHRÉTER Z. 1943. évi összefoglalásában is akadnak. A hiányzó rétegtani oszlopokat némileg pótolja ugyan a közölt térképvázlatok jelkulcsa; mit tehetünk azonban, ha ez a jelkulcs nem egyezik a szöveggel? A táblázat utolsó oszlopa egyben a következőkben kifejtendő rétegtani állásfoglalás szemléltetése. Eszerint *a bükki alaphegységet az Upponyi-hegység alsó-karbon rétegei fölött következő, megszakítás nélküli, tengeri felső-karbon, perm és triász üledéksor alkotja, amit jelentékeny üledékhiány után szenon konglomerátumösszlet követ, illetve cenomán—turon (?) bázitok törnek át* (1. ábra).

RÉTEGTANI ÁTTEKINTÉS

I. AZ IDŐSEBB KERET KÉPZŐDMÉNYEI

ALSÓ-KARBON

Tournéi és vizéi emelet

Általános jellemzés

Namuri emeletnél bizonyítottan idősebb képződmények a szorosabb értelemben vett Bükkhegység területén nincsenek feltárva. Így a hegység idősebb talapzatáról csak a szerkezetileg tőle különvált upponyi paleozóikum ad némi fogalmat. Az upponyi hegységtag több km összvastagságú, teljes egészében tengeri sorozatát azonban nehéz rétegtanilag helyesen értékelni. Noha ez a rétegösszlet mai települési képe alapján *fokozatos átmenetekkel* halad a meszesből a homokos—agyagpalás kifejlődés felé, újabban az az elképzelés is felmerült, hogy képződményei nem rendes, hanem átbuktatott településűek. A rétegtani bizonytalanságnak, korhatározó ősmaradványok hiányán, és a jelentékeny, de még epizonális metamorfózison kívül, az az oka, hogy a sorozat alaprétegeit mindeddig nem ismerjük, és csak bizonyos fenntartással kereshetjük azokat a Sajóvölgyi-medence által elválasztott Szendrői-hegység D-i részében. Kétségtelen azonban, hogy az egész upponyi rétegsor egyetlen nagy üledékszakasz keretébe tartozik.

A rétegsor település szerinti legmélyebb tagja az upponyi szoros környékén látható, 300—500 m összvastagságú, durva padozottságán kívül gyakran finoman csíkozott, világosabb vagy sötétebb szürke, *féligkristályos mészkő*. Ezt olyan átmeneti öv kapcsolja a fedőjében levő, 1200—1400 m vastag *mészkő—pala* csoporthoz, amelyben a vastagabb mészkőpadok lemezes mészkő-, barnásszürke szericites agyagpala- és limonitos homokkő-betelepülésekkel váltakoznak, a kristályos mészkő szemcséi egyre finomabbakká válnak, színe pedig sötétszürke lesz. Délkelet (vagyis a fedő) felé haladva, a rossz megtartású *Crinoidea*-nyéltagokat is tartalmazó mészkőrétegek egyre agyagosabbakká és véko-

nyabbakká válnak a fokozatosan túlsúlyra jutó palaösszletben*. A karbonáttartalom csökkenését a homokos közbetelepülések számának emelkedése kíséri. A mészkő teljes elmaradása végül is a sorozat legdurvább szemnagyságú részébe, a 600—900 m vastag *homokkő—palaösszletbe* vezet át, amelyben finomszemű, sötétszürke szericites agyagpala szilárd, gyakran durvaszemű, szürke—zöldesszürke homokkővel, világosabb vagy sötétebb szürke kovapalával, továbbá üledékes eredetű vas—mangánérclencsékkel váltakozik.

Mind a mészkő—pala-, mind a homokkő—palaösszlethez *egyidejű vulkáni működés* nyomai kapcsolódnak (Pantó G. 1954a, Balogh K.—Pantó G. 1954).

A mészkő—palaösszlet mélyebb részének mészköve és szericites agyagpalája 100—150 m széles sávban zöldes és ibolyás betelepüléseket tartalmaz. E sáv mészkövének eltérő színeződését hozzáelegyedett, halmirolitosan bontott tufaanyag okozza. A tulajdonképpeni, de már kloritosodott tufaanyag pedig bevonatokban és lencsékben jelentkezik a kihengerelt mészkőlemezek között. Összefüggőbb, tisztább vagy agyagosabb, itt-ott durva lapilliket is tartalmazó, de pontos kőzettani meghatározásra alkalmatlan, leginkább átalakult *diabáztufának* tekinthető vulkáni tufabetelepülések az említett sáv szericites palarétegei közt jelennek meg. Ezen kívül azonban a Csernelypataknak a Zsinnye és a Kőrózsatető közti oldalágában erősen átalakult *diabáz* is ismeretes (Pantó G. 1954a).

A homokkő—pala vonulat vulkáni tagjai Nekézseny és Dédestapolcsány alsó vége között, a Bükkhegység É-i szerkezeti peremvonalának közelében vannak felszínen, mandulaköves *diabáz* és fűzöld, agglomerátumos *diabáztufa-közbetelepülések* alakjában. A diabáztufa — bár préselt és átalakult — Pantó G. (1954a, p. 93) szerint igen hasonló a Bükkszentlászló környékén széles területen térképezett és „fehérpecsétes"-nek nevezett ladini diabáztufához és agglomerátumhoz. Pantó-t ez a hasonlóság a homokkő—palavonulat déli, bizonytalanul elhatárolt részének középső-triászba emelésére ösztönözte, s ezt egyebek közt az is alátámasztani látszott, hogy az említett peremvonal mentén a palacsoportban megjelenő középső-triász mészkőrögök is tartalmaznak diabázt és diabáztufát. Érvelésének ellene szól azonban, hogy e rögöknek a szericites agyagpalához való viszonya kétségkívül tektonikus, a bezáró kőzetek sora pedig — a fennálló hasonlóságok ellenére is — különbözik a ladini palaösszlettől. A paleozóos diabázról részletes kőzettani leírás és elemzés egyébként mindmáig nem készült.

Az Upponyi-hegység finomszemű *szericites agyagpalájának* sötét színe általában szerves anyagtól származik, s csak ritkán tulajdonítható mangánoxidos festődésnek. Uralkodó ásványa kvarc, amelynek finomszemű (1—6 μ) főtömegében egy nagyságrenddel nagyobb kvarc- és muszkovit-, turmalin- és piritszemek figyelhetők meg. Gyakoriak az apró (1 μ) rutiltűk. Szövete, a szerves anyag sávos elrendeződése miatt a ladini palákénál kissé sávosabbnak tűnik. Vegyi összetételét a 480—481. oldalon levő táblázat 1. sorszáma alatt szemléltetjük. Mérhető elválásai többnyire palássági síkok és kőzetrésrendszerek, melyeknek az eredeti rétegzéshez való viszonya nem mindig állapítható meg egyértelműen. Egyes feltárásokban (így a Rágyincsvölgy É-i vagy a Sutavölgy K-i oldalán) megfigyelhető, színezésben és szemnagyságváltozásban nyilvánuló csí-

* A lázvölgyi út keleti oldalán, a Vízköz alatt és az Upponyi-forrással szemközti lejtőn a jól rétegezett, szürke mészkőben 20—30 cm vastag, világosszürke, sávos tűzkőbetelepüléseket is látni.

kozottsága csaknem merőleges a palásságra. Az összlet eredeti dőlésiránya főként a közbetelepülő szürke, zöldes, néha egészen világos homokkőrétegeken mérhető. A palasorozat zöldes vagy barnás színű *homokköve* többnyire durvábbszemű, csillámos. Uralkodó, gyakran hullámos kioltású kvarcszemeit kevés csillámos kötőanyag veszi körül; a kötőanyag néha egészen háttérbe szorul. A kvarcszemek általában gömbölyödöttek, máskor azonban szögletesek vagy csak kevéssé lekerekítettek. A kőzet préseltsége olykor szabad szemmel is szembeötlő (pl. a rágyincsvölgyi feltárásokban). A kötőanyag irányítottsága esetén a kvarcszemek is egy irányban megnyúltak, a szomszédos szericitlemezkék pedig ujjszerűen hatolnak beléjük. – A kemény homokkő helyenként nagyobb összefüggő tömegben, kiugró morfológiával jelenik meg a terepen. A homokkőtömegek csapásirányban azonban többnyire nehezen nyomozhatók tovább. Ennek részben szerkezeti okai vannak, de joggal gondolhatunk gyors fáciesvátozás lehetőségére is, aminek következtében a vastagabb homokkőpadok aránylag kis távolságon belül jóval finomabb szemű és lazább kötésű üledékbe mennek át.

A szakaszosan váltakozó homokkő—pala rétegsor közepe táján, szürke színű, gyér és igen rossz megtartású *Radiolaria*-nyomokat is tartalmazó, kovás üledékkel kapcsolatban, *vas—mangánpala* telepkibúvások ismeretesek. Ezeket 3 vonulatba sorolhatjuk anélkül, hogy összefüggésüket bizonyítottnak vehetnők. A vonulatok megszakadásainak és hirtelen elvégződéseinek okai bizonyára tektonikusak. A hegység bonyolult szerkezete még abban az esetben is kizárja e telepek folytonosságát, ha eredetileg egy szintben ülepedtek volna le. Ez azonban a vonulatok közti s az eredeti üledékképződés különbségeire utaló alkati eltérések következtében nem valószínű. A vas—mangános rétegek a homokkő—palaösszlet legfeljebb 10—20 m vastag szakaszain belül mutatkoznak. E szakaszok 0,5—5 cm-es, ritmusosan változó anyagú rétegei arról tanúskodnak, hogy mangánban dús üledék képződésének feltételei több ízben megvoltak, de jelentősebb vastagságú, összefüggő telepek nem alakultak ki.

A vas—mangánpalák vastartalma hidroxid, esetleg karbonát, mangántartalma pedig karbonát és oxid alakjában jelenik meg. Aprószemcsés karbonátanyaguk rodokrozitos, vagy esetleg sziderites jellegét DTA-felvétel igazolja. A vas és a mangán többnyire kovás, ritkábban agyagos rétegekben dúsul fel. A kovás rétegek vas—mangántartalma részben oxidos, részben karbonátos alakban, egyenletesen oszlik el, a telep sötétbarna színű sávokból felépített. Agyagos rétegekben a mangáneloszlás szabálytalan: nagyobb vas- és mangánoxidtartalmú, pizolitszerű csomókat alkot, amelyek kisebb fémtartalmú kötőanyagba ágyazódnak (Pantó G.—Molnár J. 1954). A mangántartalmú rétegek a fémtartalom csökkenésével meddő kova- és agyagpalába mennek át (l. a 480—481. oldalon levő táblázatot).

Meddő kovás vagy agyagos réteget a rákövetkező mangánfelhalmozódás gyakran másodlagosan, repedések mentén itat át, és így világos magvú, „sejtes" mangános réteg keletkezhetik.

A homokkő—pala vonulat déli szegélyén — különösen a palába ágyazott triász mészkőpikkelyek környezetében — a pala sajátságosan

vörös színű (limonitos); a benne itt-ott megjelenő, kistömegű vasas palabetelepülések fémtartalma elüt a vas—mangános paláétól, és leginkább a Bátor melletti (ladini) vasércnyomokéhoz hasonlítható (Balogh K.—Pantó G. 1954). A homokkő—szericites palaösszlettel szemben felhozott eme különbségek azonban egyáltalán nem olyan mértékűek, hogy a déli palasáv triász korát bizonyíthatnák. — Az északibb és déli vonulatrészek kovapalarétegei között nincs különbség. A Rágyincsvölgy jellegzetes homokkő-sziklái csapás mentén a palasáv déli szegélyéig követhetők. A diabázvulkáni működés *nem szorítkozik* a déli szegély állítólagos triász paláira, mert nyomai a Sutavölgy környéki, mangános palával váltakozó, tufás homokkőben is megvannak. A Bükkhegység ladini palaösszletét jellemző vörös kovapalához és tűzköves, szürke mészkőrétegekhez hasonló képződmények az upponyi-hegységi teljes palaösszletből hiányzanak. Ezek a tények a nekézsenyi—bántapolcsányi homokkő—pala sorozat egységét, összetartozását és oszthatatlanságát igazolják, amiből egyes részek triászba nem sorolhatók.

Sajnos, az az elkülönítés sem látszik kellően megalapozottnak, amely a bántapolcsányi szőlők közepetáján talált, mogyoró—diónagyságú agyagpala- és kovapalakavicsokat is tartalmazó, homokos pala fedőrétegeit már a felső-karbonba próbálta utalni (Balogh K.—Pantó G. 1954, p. 19). E kavicsos palarétegek csupán az üledékgyűjtő felé irányuló törmelékvándorlás rövid és átmeneti megváltozására utalnak, de nem tekinthetők megújuló tengerelőrenyomulás bázisképződményeinek.

A képződmény kora

Jómegtartású ősmaradványok hiányában az upponyi hármas tagolású paleozóikum kora a hegység csapásmenti folytatásában, a Sajóvölgyi-medence keleti szegélyén felszínre kerülő, ugyancsak három részre osztható és rétegfolytonosságot mutató szendrői rétegsor mintájára lenne megoldható. A Szendrői-hegység helyzete és szerkezeti stílusa annyira megegyezik az Upponyi-hegységével, hogy egyazon — felső-karbon előtti — tektonizmushoz való tartozásuk kétségtelennek látszik. A szendrői rétegsor felépítése azonban jelentékenyen különbözik az upponyiétól, a felszínen látható tagok kőzettani minőségében, sorrendjében és átalakulásának nagyobb mértékében is. A Szendrői-hegység kőzetei sokkal inkább átkristályosodtak, mint az Upponyi-hegységéi. Mészkőrétegei legnagyobbrészt márvánnyá alakultak; palaösszletében pedig sokkal előrehaladottabb a kvarc metamorf átrendeződése, mint az upponyiéban. Az upponyi rétegsor — a metamorfózis foka és végső tagjának kifejlődése szerint is — mintegy középhelyet foglal el a szendrői paleozóikum és az észak-bükki felső-karbon között (Jámbor A. 1961b).

A szendrői szelvény legmagasabb tagját [Földvári A. (1935) mészkő—pala sorozatát] szovjet specialisták 1959. évi újravizsgálata szerint a felső-devonba kell átsorolnunk. Ennek Kolosváry G. (1951) által még felső-karbon korinak minősített faunája ui. (Dobroljubova, T. A., Csudinova, I. I. és Kabakovics, N. V. előzetes meghatározásai szerint) valójában devonra utaló *Stromatoporoidiák, Favositidák, Thamnoporoidiák, Alveolitidák* és *Rugosák* együttese. — Kissé eltérő

felfogást képvisel SZLAVIN, V. I., aki ugyancsak gyűjtött a neki megmutatott szendrői-hegységi lelőhelyeken néhány ősmaradványt. Ezeknek SZOKOLOV, B. Sz.-től származó meghatározásai alapján SZLAVIN a szendrői-hegységi mészkő—pala összletben a *devon egészét* képviselve látja. Ezért az utóbbi fekvőjébe eső homokkő—pala összletet már a szilurba, a kristályos mészkövet pedig az ordoviciumba osztja be, noha erre kövületes bizonyítékai már nincsenek. — Véleményünk szerint SZLAVIN nézetei még megerősítésre szorulnak. Bármint alakul is azonban a szendrői mélyebb tagok rétegtani minősítése, az upponyi szelvény egészét jelenleg csak a felső-devon fedőjében, tehát az alsó-karbonban helyezhetjük el.

Feltéve, hogy rétegeinek mai települése az eredeti képződési sorrendnek megfelelő, az Upponyi-hegység homokkő—pala összletét a szudétai hegységképződési szakaszt megelőző medence-feltöltődés zárótagjának tarthatjuk. E kulm fáciesű zárótag a *vizéi* emeletbe, a féligkristályos mészkő, illetve a mészkő—pala összlet pedig a *tournéi* emeletbe osztható be.

II. A BÜKKHEGYSÉG PALEO—MEZOZÓIKUMA

FELSŐ-KARBON

A tulajdonképpeni Bükkhegységnek kb. 1500 m összvastagságú, túlnyomóan sötétszürke palaösszlet a legidősebb képződménye. Ennek a Bükk É-i részére szorítkozó rétegtagnak a kifejlődése az Upponyi-hegység vizéi összletére emlékeztet. Tüzetesebb vizsgálatnál azonban kitűnik, hogy a hasonlóság csupán az agyagpalaféleségek tekintetében áll fenn, a homokkőbetelepülések eltérnek egymástól. További különbséget jelent, hogy az Északi-Bükk paleozói palaösszletéből teljesen hiányzanak az Upponyi-hegység vizéi emeletét jellemző mangánérc- és kovapalarétegek. Betetőzik a különbséget azok a szürke színű, gyakran préselt, de sohasem kristályos mészkőlencsék, amelyek több egymás fölötti szintben iktatódnak az északi hegységrész palasorozatának felső részébe. Ezeknek a bükkhegységi viszonylatban kövületdúsnak mondható, moszkvai és urali emeletbeli faunát bezáró mészkőbetelepüléseknek s a velük váltakozó, helyenként ugyancsak kövületes palarétegeknek a mását ui. hiába keressük az Upponyi-hegységben.

Ilymódon a két ókori összlet korábban megkísérelt párhuzamosításáról (SCHRÉTER Z. 1943) ma már szó sem lehet. Közülük kétségkívül a nekézseny—bántapolcsányi pala az idősebb, mely üledékfolytonossággal fejlődik ki az Upponyi-hegység enyhén metamorf mészkő—pala képződményéből. Mivel azonban az Upponyi- és a Bükkhegység tömegét fiatal törések különítik el egymástól és érintkezésüket felső-krétán kívül miocén üledékek is elfedik, a két összlet fejlődéstörténeti viszonyát ennél pontosabban meghatározni ismereteink mai állásán nem tudjuk. A kérdést különösen az bonyolítja, hogy az Északi-Bükk karbon palaösszletében a felső-moszkvai szintek alatti, vastag, kövületmentes sorozat kezdőrétegeit és rétegtani terjedelmét ma még nem ismerjük. Kifejlődése alapján ez a szakasz az upponyi-hegységi vizéi rétegek megszakítás nélküli folytatásaként is felfogható lenne. Alsó-karbontól felső-triászig terjedő, megszakításmentes üledéksor azonban nehezen képzelhető itt el. Ilyennek elfogadása esetén ui. mind a Bükk-, mind az Upponyi-hegység szerkezetének kialakulását kizárólag az alpi hegységképződés rovására kellene írnunk. Ez pedig a két hegység eltérő rétegtani összetétellel párosult, ellentétes szerkezeti irányítottsága miatt valószínűtlen.

Az Upponyi-hegység vizéi palája és a bükkhegységi – megszakításmentes – újpaleozóikum közt tehát szerkezeti és üledékképződési diszkordanciát kell feltételeznünk, amely a legerőteljesebb intrakarbon fázishoz, a vizéi és namuri emelet határán lezajlott szudétai hegységképződéshez kapcsolódhatik.

A fenti meggondolások alapján a *namuri emelettől az uraliig* számítható észak-bükki karbon összleten belül az egyhangú, sötétszürke agyagpala—homokkő váltakozást csak a *moszkvai emelet* felső részétől kezdve élénkítik mészkő- és konglomerátumpadok. A szürke mészkőfácies az *urali emeletben* is megmarad, a padjait elválasztó sötétszürke szericites agyagpalát azonban helyenként (az alsó-perm bükkhegységi kőzettípusaihoz hasonló) tarka pala- és homokkőrétegek helyettesítik. Az *alsó-permet* az urali emelet e tagjaitól csupán a sötét mészkő- és palarétegek hiánya különbözteti meg, ami azt jelenti, hogy a karbont és a permet a Bükkhegységben is üledékátmenet kapcsolja össze.

Egyelőre nehéz volna ezen összefüggő, folyamatos rétegsor egyes részeit a szovjetunióbeli tagozatok (alsó-, középső- és felső-karbon) szerint megnevezni. A szovjetunióbeli alsó-karbon zöme (a tournéi és vizéi emelet), jelenlegi ismereteink szerint, egyébként is hiányzik belőle. Jobban kifejezi a rétegsor egységét, ha *egészének* megnevezésére a *közép- és nyugat-európai értelemben vett felső-karbon* kifejezést alkalmazzuk, amely az orosz középső- és felső-karbonnak megfelelő tagokon kívül a namuri emeletet is magába foglalja. E nagy kereten belül viszont már a szovjet emeletneveket használjuk, mert a Bükkhegység karbonja határozottan tengeri, sőt geoszinklinális-jellegű üledék. Kövületekkel ma még csak a felső-moszkvai emeletet és az urali emelet egyes szintjeit tudjuk igazolni. A namuri és baskir emelet feltételezését egyelőre csupán a felső-moszkvai szintek alatti palaösszlet települési helyzete és nagy vastagsága indokolja. Bár ebben az összletben az alsó-moszkvai szintek is benne foglaltatnak, jelenleg éppúgy nincs mód azok térképi elkülönítésére, mint ahogyan a moszkvai—urali határ pontos megvonását sem tudjuk még mindenütt keresztülvinni (1. táblázat).

1. táblázat

Az észak-magyarországi és kelet-európai karbon tagozódása

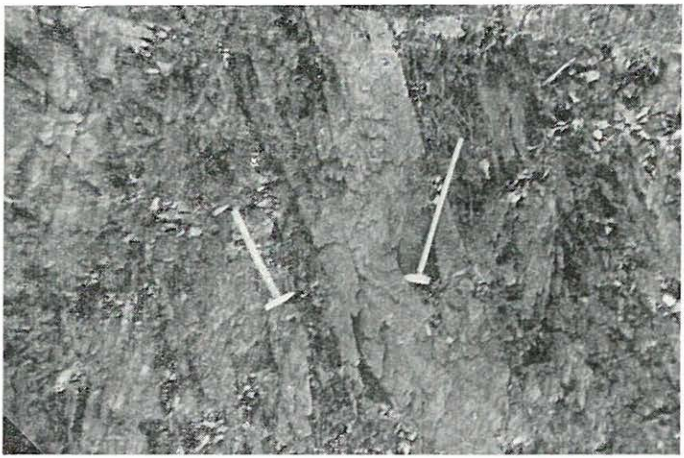
ÉSZAK-MAGYARORSZÁG				*KELET-EURÓPA*
Tagozat	Emelet			Tagozat
Felső *(Bükkhegység)*	Urali			Felső
	Moszkvai	Felső	Mjacskovói	Középső
			Podolszki	
		Alsó	Kasirai	
			Verejai	
	Baskir			
	Namuri			Alsó
Alsó *(Upponyi-hegység)*	Vizéi			
	Tournéi			

Az „urali" emeletnevet kifejezetten a szovjetunióbeli felső-karbon szinonimájaként használjuk, úgy ahogyan azt 1941-ben ROTAJ, A. P. kifejtette. E nevet mindaddig nem mellőzhetjük, amíg a felső-karbon terjedelmének kettős (nyugat-, illetve kelet-európai) értelmezése fennáll. Az eddigi magyar szóhasználat is arra kényszerít, hogy az orosz „felső-karbon" nevet ezzel a kompromittált, de világszerte ismert névvel helyettesítsük. Kétségtelen, hogy erre a célra az „urali"-nál kerek 10 évvel idősebb, NIKITIN-féle „gzseli" emeletnevet is alkalmazhattuk volna. Ez a név azonban ugyancsak többértelmű; a nemzetközi irodalom pedig kevésbé ismeri.

1. Namuri és baskir emelet. A moszkvai emelet mélyebb része

Általános jellemzés

Az idetartozó, kb. 1100 m vastagságú összlet legnagyobbrészt sötét-, mállottan zöldesszürke szericites *agyagpala* és barnásszürke *homokkő* sűrűn váltakozó rétegeiből áll. A rétegek vastagsága általában 1—2 cm, de kivételesen 20—30 cm is lehet. A finomabb—durvábbszemű



2. ábra. Namuri—alsó-moszkvai agyagpala – Szilvásváradi szerpentinút. – (Foto: BALOGH K. 1955)
(A jobboldali kalapács a rétegzés, a baloldali a palásság irányát jelzi)

Abb. 2. Namurisch—untermoskauischer Tonschiefer. – Serpentinweg bei Szilvásvárad. – (Photo: K. BALOGH 1955)
(Der Hammer an der rechten Seite bezeichnet die Schichtung, der an der linken Seite aber die Schieferung)

tagok megoszlása és gyakorisága nemcsak függőleges, hanem vízszintes értelemben is változik; egyes, jellemzőnek tűnő szintek nyomozását a rossz feltárási viszonyok nem teszik lehetővé. Különböző szemnagyságú sávok rétegen belüli váltakozása olykor keresztrétegzésre utal; a szerkezetileg jobban igénybevett öveken belül pedig harántpalásságot is megfigyelhetünk (2. ábra).

A *szericites agyagpalának* kvarc az uralkodó ásványa; ezenkívül szericit, muszkovit, klorit, rutil, szerves anyag és pirit szerepel, olykor plagioklász és turmalin is felismerhető. Szöveti képét nagyobb (20—40 μ) kvarcszemeknek csillámszerű ásványokban dús, lényegesen finomabb szemű kötőanyagba ágyazódása mellett többé-kevésbé határozott irányítottság jellemzi. — A pala közé települt *homokkőlencsék* és -rétegek 0,1—1,0 mm nagyságú kvarcszemeit kismennyiségű, *kovás—szericites*, esetleg limonitos kötőanyag tapasztja egymáshoz (3—4. ábra). Kövezet-szerkezetű típusok mellett a kötőanyagban dúsabb fajták gyakran préseltek. A szilvásvárad—lillafüredi műút tótfaluvölgyi kanyarában 1,5 m vastag, finomabb szemű, krinoideás *konglomerátum* települ a felső palarétegek közé.

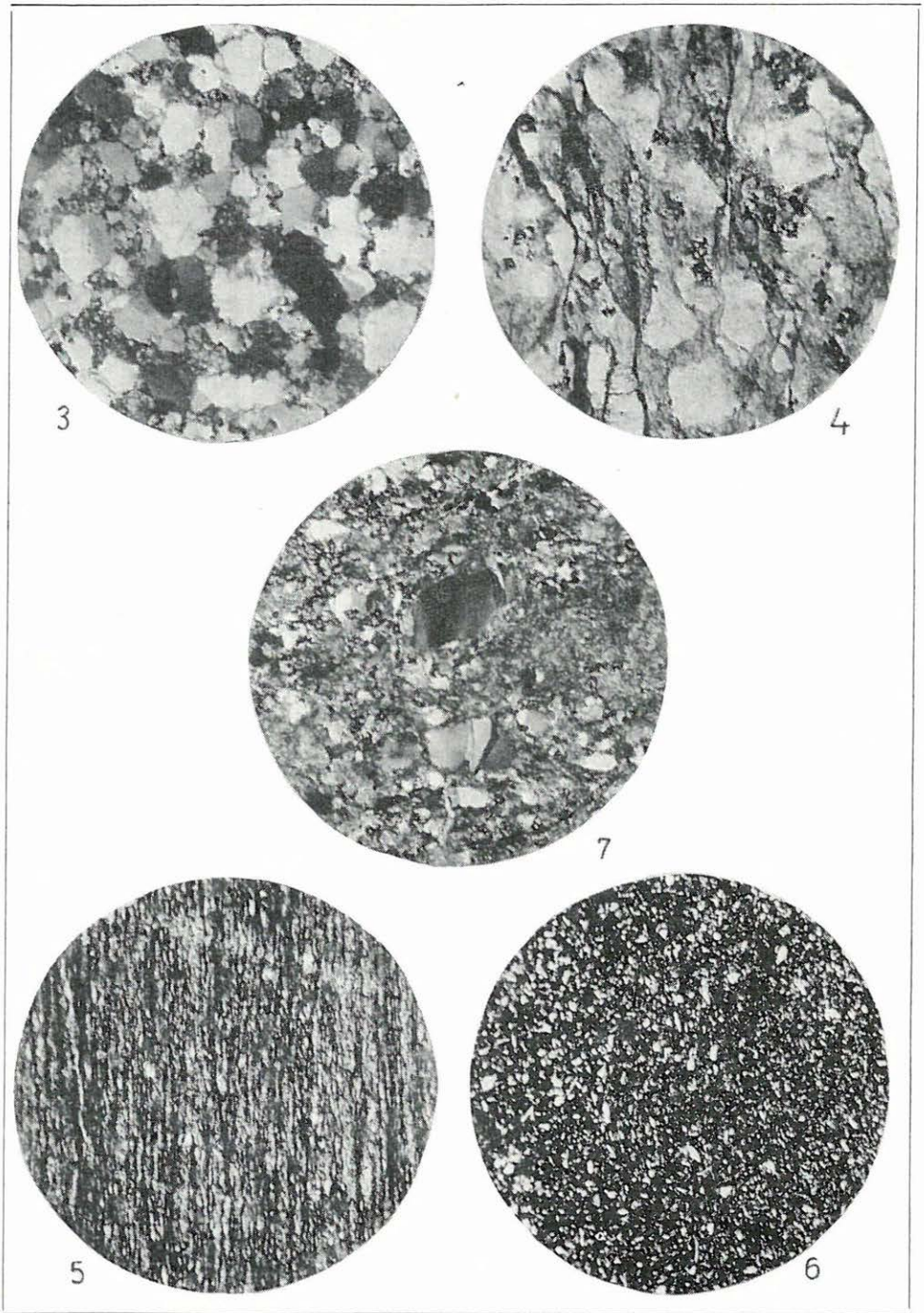
A namuri—moszkvai agyagpalának két fáciese van, amelyeket a palásság, valamint a kövület- és mésztartalom eltérő mértéke különböztet meg egymástól. A *kövületmentes* kifejlődést a préseltség erősebb foka, az ősmaradványok és a karbonátok hiánya, a *kövületes* fáciest ennek ellenkezője jellemzi. A kövületmentes pala* sima elválásával szemben a kövületes féleség általában egyenetlen felülettel törik. Mikroszkóp alatt a párhuzamos szövet fellépése vagy hiánya adja a főkülönbséget (5. és 6. ábra).

A kövületes fácies többnyire kissé durvábbszemű, sőt olykor határozottan gazdag homokkőben. Ilyen a Nagy- és Kisberenáslápa és a Tarófő kövületes palaösszlete, amelyet a Szárazpallag Ny—K-i csapású gerincén durva homokkőrétegek választanak el a Málbérc mélyebb helyzetű, kövületmentes palatömegétől. A kövülettartalom — sajnos — a kövületes fácies zömében sem jelentős. Legtöbbször csak néhány, limonitos foltokkal körülvett növényi származadvány, továbbá magános korallra, Crinoideákra, Brachiopodákra vagy Molluszkumokra utaló lenyomat és kőbéltöredék gyűjthető. A vastartalom a kövületes pala mállott törmelékdarabkáit gyakran pirosra színezi.

A két fácies viszonyát oldalas átmenet jellemzi. A kövületes pala ugyan sok helyütt csak a fedő, felső-moszkvai mészkőlencsék közelségében jelenik meg, s ezért a kövületmentesnél fiatalabbnak tűnik; másutt azonban (a kövületmentes féleség rovására) mélyen e mészkőlencsék alá is lenyúlik. Így van ez a Zobóhegy—Dédesi vár—Felsőszőlőköve mészkővonulatától északra, valamint a Tarófő és a Nyírbérc környékén. A két fácies egymásba való átmenetére mi sem jellemzőbb, mint hogy a két utóbb említett hely között húzódó Bánvölgyben, továbbá az Ablakoskővölgytől Szilvásvárad felé, valamint a Nyírbérctől K-i irányban, rétegtanilag azonos helyzetben is már csak a préseltebb, kövületmentes palafáciessel találkozunk. A Bánvölgy É—D-i szakaszának alsóbb részén, a felsőmoszkvai mészkőlencsék fekvőjében indult Nagyvisnyó 1. sz. fúrás 504,60 m talpmélységig nem jutott ki a kövületes palafáciesből. Igen valószínű tehát, hogy a szóban forgó kifejlődések elterjedését az eredeti üledék szemcsenagyság-különbségein alapuló eltéréseket tovább élező, szelektív dinamometamorfózis szabta meg.

---

* A kövületmentes féleséget a Bánvölgy felsőbb szakaszán régebben fedőpalaként fejtették.



3—7. ábra. — Abbildung 3—7.

A képződmény ősmaradványai és kora

A kövületes palakifejlődés függőleges megoszlásának területeként tapasztalt nagy eltérései az agyagpalaösszlet tetején fellépő szürke mészkőrétegek közelében általában kiegyenlítődnek. A gyér és rossz megtartású ősmaradványok: *Crinoideák, Brachiopodák, kagylók, csigák* vagy *növényi szártöredék-lenyomatok*. Ezenkívül, egy-egy különálló lelőhelyről *Fusulinida*, illetve *Trilobita* is ismeretes. A fontosabb lelőhelyek ősmaradványai Schréter Z. meghatározása szerint:

a) A nagyvisnyói Szárazpallag Ny—K-i csapású gerincén a Tarófő felé haladva, a kövületmentes agyagpalára következő, durva homokkő- és kavicsos palarétegek fölött, a 96/1954.B.K. sz. minta lelőhelyének sötét palájából *Crinoidea-* és *Gastropoda*-maradványok.

b) Az Ablakoskővölgyből a Mogyorósvölgyön át a kisberenási mészkőlencséhez vezető szekérút fekete, homokos palájában *Crinoidea*-nyéltaglenyomatok.

c) Az említett út K-nek kanyarodása melletti szarvasetetőtől K-re 100 m-re (1/1954.B.K.), s az innen DNy-ra, az Ablakoskővölgy felé húzódó lejtőn (v. ö. Schréter Z. 1954, p. 135):

Crinoidea sp. div.
Linoproductus lineatus (Waagen)
Chaoiella gruenewaldti (Krotow)
Spirifer sp.

d) A nyírbérci mészkőlencsétől kissé É-ra (72/1956.B.K.), barna homokkőből:

Crinoidea-lenyomatok.

---

3. ábra. Világosszürke homokkő. (Moszkvai emelet.) – Tarófő (8/1956. N. G.) – 50:1. Nikolok: + (Foto: Nagy G. 1957)

Abb. 3. Hellgrauer Sandstein (Moskau-Stufe). – Tarófő. (8/1956. N. G.) 50 : 1. Nikol: + (Photo: G. Nagy 1957)

4. ábra. Durvaszemű vöröses homokkő. (Moszkvai emelet.) – Zobóhegy. Hosszanti nyiladék (19/1956. N. G.) – 50 : 1. Nikolok: || (Foto: Nagy G. 1957)

Abb. 4. Grobkörniger rötlicher Sandstein (Moskau-Stufe). – Zobóhegy. Längsschneise (19/1956. N. G.) 50 : 1. Nikol: || (Photo: G. Nagy 1957)

5. ábra. Namuri—alsó-moszkvai agyagpala. – Taróvölgy. (33/1956. N. G.) — 50 : 1. Nikolok: || (Foto: Nagy G. 1957)

Abb. 5. Namurisch—untermoskauischer Tonschiefer. – Taróvölgy (33/1956. N. G.) 50 : 1. Nikol: || (Photo: G. Nagy 1957)

6. ábra. Felső-moszkvai agyagpala. – Nagyberenáslápa. (24/1956. N. G.) — 50 : 1. Nikolok: || (Foto: Nagy G. 1957)

Abb. 6. Obermoskauischer Tonschiefer. – Nagyberenáslápa (24/1956. N. G.) 50 : 1. Nikol: || (Photo: G. Nagy 1957)

7. ábra. Préselt homokos mészkő. (Moszkvai emelet.) – Taróvölgy (30/1956. N. G.) – 50 : 1. Nikolok: + (Foto: Nagy G. 1957)

Abb. 7. Gepresster sandiger Kalk (Moskau-Stufe). – Taróvölgy (30/1956. N. G.) 50 : 1. Nikol: + (Photo: G. Nagy 1957)

e) A Nagyvisnyóról a Dédesi Várhegyre vezető gerincút 114/1954.B.K. sz. pontján, sötétszürke agyagpalából:

Crinoidea sp. div.

115/1954.B.K. sz. pontján:

Crinoidea-nyéltagok
?*Linoproductus lineatus* (WAAGEN);

117/1954.B.K. sz. lelőhelyén pedig:

Calamites? sp.
Astartella? sp.
Pleurotomaria sp.

f) A Bánvölgy É—D-i szakaszának végén, a Ny-i oldal egykori kis palafeltárásából:

Paladin eichwaldi (FISCHER);

a K-i oldal paláiból (106/1954.B.K. sz. lelőhely):

Astartella? sp.;

a 107/1954.B.K. sz. pontról:

Poteriocrinus sp.
Spirifer sp.;

a 110/1954.B.K. sz. pontról pedig:

Spirifer sp.
Spirifer cf. *zitteli* SCHELLW.
Avonia cf. *echidniformis* GRABAU
Aviculopecten sp.

g) A mályinkai Körtvélyszertől Ny-ra levő domb É-i oldalán, a K.1744. sz. pont sötét palájából (NAGY G. gyűjtése):

Linoproductus lineatus (WAAGEN)
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)
Spirifer sp.
Aviculopecten sp.
Bellerophon sp.

h) A Nagyvisnyó és Dédes közti Dezsővölgy legaljának palájából:

Productus sp.

i) A nagyvisnyói vasút 416. hektométere melletti árkocska torkolatának K-i oldalán, az itteni kicsiny mészkőlencse alatti, kövületben dús palából (TASNÁDI KUBACSKA A. gyűjtése):

Hemifusulina moelleri RAUSER*
Poteriocrinus sp.
Spirifer sp.
Astartella sp.

Mint az a 3. táblázatból is kitűnik, ezekben a többnyire elszigetelten gyűjtött s így biosztratigráfiailag nehezen értékelhető faunulákban csupán a moszkvai emelet kasirai és podolszki szintjeiből ismeretes *Hemifusulina moelleri*-nek van határozottabb szintjelző értéke. Bár ez a faj a Moszkvai-medence területén a kasirai szintben gyakoribb, bükkhegységi lelőhelyét mégis a podolszki szintbe tehetjük. Az ezzel egyenértékűnek látszó s már felsorolt többi lelőhely szűkebb fajelhatárolás mellett is hosszú életű Brachiopodái *(Chaoiella gruenewaldti, Spirifer* cf. *zitteli, Avonia* cf. *echidniformis, Linoproductus lineatus)* ui. a podolszki szintben

* ROZOVSZKAJA, Sz. E. (Moszkva) meghatározása a MAJZON L. (1955a, 1955b) által *Aljutovella* sp.-ként közölt alakra.

jelenvén meg, az alsó-moszkvai kormegítélésnek ellene mondanak. A namuri—moszkvai emeleteken átfutó *Paladin eichwaldi* jelenléte nem érinti, a kövületes palarétegeknek a vegyes faunájú podolszki—mjacskovói mészkőlencsék alatti helyzete viszont határozottan támogatja azt a nézetünket, hogy a kövületes palafácies magasabb része már a felső-moszkvai emelet aljához tartozik. Mélyebb részére, illetve az ezt helyettesítő, kövületmentes szericites palaösszletre ezek után az alsó-moszkvai és baskir—namuri minősítés látszik legvalószínűbbnek.

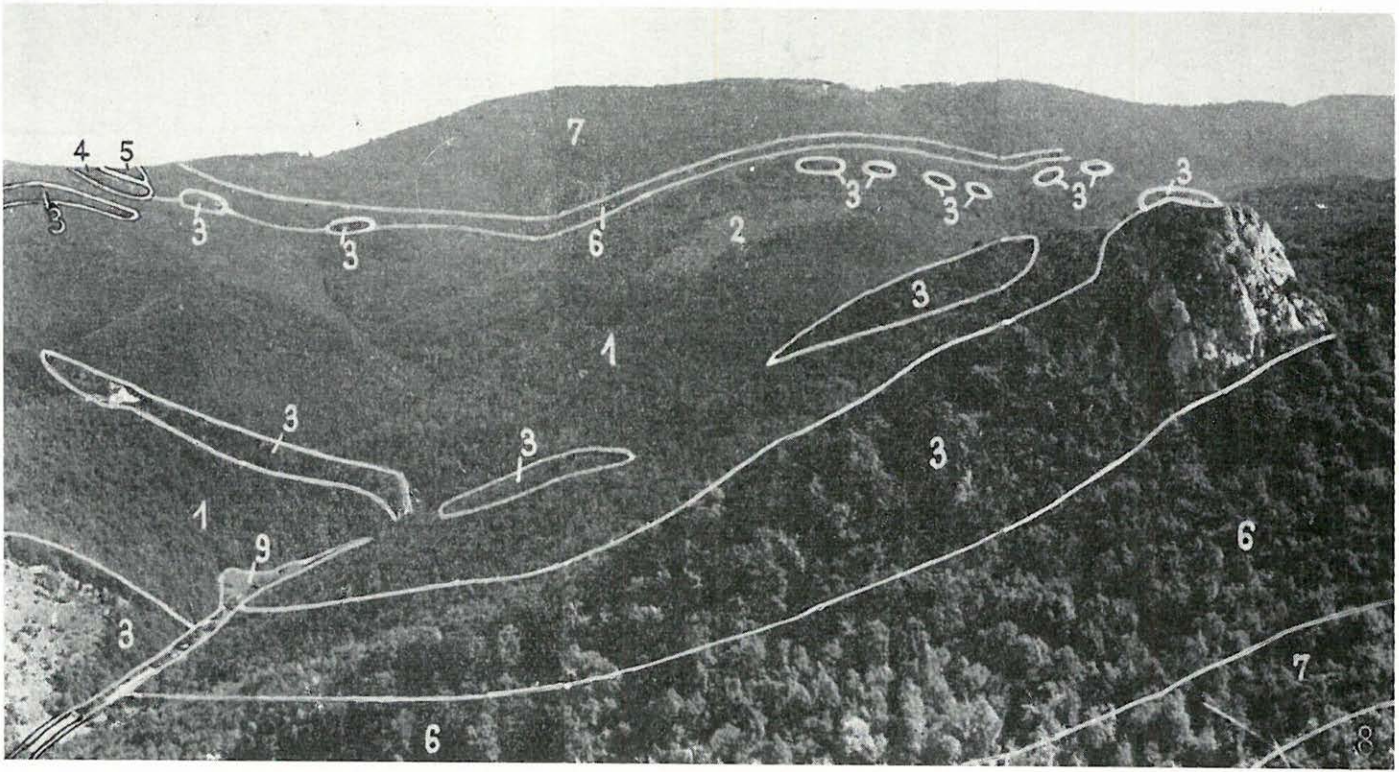
2. A moszkvai emelet felső része
(Podolszki—mjacskovói szint)

Általános jellemzés

A moszkvai emelet felső részét a Bükkhegységben vastagabb sötétszürke palabetelepülésekkel elválasztott szürke mészkőlencsék képviselik. A pala kőzettanilag megegyezik a mélyebb szintek kövületmentes, illetve kövületes palatípusaival, ezért a mészkő hiányzása esetén azoktól nem különíthető el. A környező palaterületből morfológiailag kiemelkedő, változó hosszúságú, 5—50 m vastag mészkőlencsék párhuzamos lencsesorokba rendeződtek (7—8. és 11—12. ábra). Bár ezek gyakran jelentékeny s nem is egyszeri tektonikai igénybevételt szenvedtek, mégsem tekinthetők hosszan összefüggő rétegek tektonikusan felszabdalt darabjainak. A palához való viszonyukból ítélve, többnyire üledékes lencséknek látszanak, amelyek számát, elhelyezkedését első fokon az ülepítő medence biológiai tényezőinek helyenkénti feldúlása szabta meg. Elrendeződésük eredetileg sem egyforma képét aztán későbbi elmozdulások tovább módosították.

Felhalmozódásuk körülményeinek megfelelően a mészkőrétegek anyaga még ugyanazon lencsén belül is elég változatos. Színük sötét, szürke vagy barnásszürke, olykor azonban meglepően világos. A sötét szín 0,5% körüli mennyiségű fekete szerves anyagtól ered, amelynek finom pikkelyei a mészkő sósavas feloldása után az oldat felszínén különülnek el. A barnás színárnyalatot limonit okozza. A rétegek vastagsága 1—2 cm-től 40 cm-ig változik, de pados, sőt vastagpados kifejlődés is megfigyelhető. A világosabb színű mészkőrétegek többnyire tömöttek, szilánkos—kagylós törésűek; gyakran meglepően hasonlók a középső-triász mészkőhöz; a hasonlóságot sötétszürke vagy vörösbarna színű tűzkőgumók helyenkénti fellépése is növeli. A kissé szemcsésebb, krinoideás mészkőlemezek olykor jelentékeny préselés nyomait viselik, a mészkő átkristályosodása mégis távol áll az alsó-karbon mészkövekétől. A kőzetet átjáró, finomabb-vastagabb kalciterek gyakran határozott irányok szerint rendeződnek. — A kövületben dúsabb mészkőrétegek rendszerint márgásak. Az oldhatatlan maradék mennyisége különösen a Terebeshegy—Eskerenna hegyese—Zobóhegy—Vásárhely-pallag mészkőlencséiben jelentős (4—40%); benne apró kvarcszemcséken kívül pirit és apatit ismerhető fel. A nagyobb s különösen a világosabb színű mészkőlencsék általában tisztábbak, oldhatatlan maradékuk 2—4%. A mészkő, sőt a benne itt-ott megfigyelt tűzkő vegyi összetétele is, gyengén dolomitos (l. a 482—483. oldalon levő táblázatot).

Palabetelepülések még a nagyobb mészkőlencséket is tagolják (Mártuskő, Felsőszőlőköve). A mészkő képződése azonban olykor meg-



8. ábra. Kilátás a Dédesi Várhegyről déli irányba

1. Szericites agyagpala és homokkő. (Középső-karbon.) *2.* Felső-moszkvai homokkő, a Nyírbérc tisztásán. *3.* Felső-moszkvai mészkőlencsék. *4.* Urali mészkőlencse. *5.* Urali emelet általában. *6.* Alsó-perm. *7.* Felső-perm. *8.* Alsó-triász. *9.* Alluvium. (Foto: BALOGH K. 1954)

Abb. 8. Panorama vom Gipfel „Dédesi Várhegy" gegen S

1. Serizitischer Tonschiefer und Sandstein. (Mittelkarbon.) *2.* Obermoskauischer Sandstein an der Nyírbérc-Lichtung. *3.* Obermoskauische Kalklinsen. *4.* Uralische Kalklinse. *5.* Ural-Stufe im allgemeinen. *6.* Unterperm. *7.* Oberperm. *8.* Untertrias. *9.* Alluvium. (Photo: K. BALOGH 1954)

lepően durvaszemű törmelékes rétegek lerakódásához kapcsolódik. A Cakókőn, a Mártuskőtől ÉÉK-re levő mészkőrögben és másutt is, vékonyabb-vastagabb, világosszürke vagy barna színű, kovás kötőanyagú *homokkőrétegek* iktatódnak az ősmaradványokkal igazolt *felső-moszkvai* mészkőpadok közé. A Dédesi Várhegytől É-ra, a Baróc-patak Ny-i oldalán, a szürke namuri—moszkvai, illetve a tarka alsó-permi palák között elhelyezkedő három kis mészkőlencse közül kettőnek a *közvetlen fekvője* durvaszemű, lidites *kvarckonglomerátum*. Ugyanez a kőzet a Márkuskőtől ÉÉK-re levő, homokkőbetelepüléses mészkőrög aljában is megvan. A Felsőszőlőköve É—D-i gerincének Ny-i oldalán (az 5. sz. erdészeti homptól ÉÉNy-ra, illetve NyÉNy-ra 50 m-re) található lidites konglomerátumtörmelék fusulinidás felső-moszkvai mészkőhöz kapcsolódik. Bizonytalanabb a Csondróvölgy középső forráságában és a Somosvölgy felső részében talált konglomerátumdarabok eredete.

A képződmény ősmaradványai

Ősmaradványtartalom tekintetében meg az egy csapásba eső mészkőlencsék között is nagy különbségek vannak. Legtöbbjükben gyér krinoidea-nyéltagtöredéken, vagy erősen átkristályosodott, algaszerű nyomokon kívül más, rétegtani megítélésre használhatóbb kövületeket eddig még nem találtunk. Vannak azonban viszonylag gazdagabb lelőhelyek is (Tarófő—Nagyberenás). A mészkő biofáciese természetesen különbözik a feküjében levő vagy vele váltakozó kövületes paláétól. Mindkettőjüket jellemzi azonban, hogy ősmaradványaik fenéklakó alakok, amelyek között a *Crinoideák* a leggyakoribbak. *Telepes korallok*, *Tabulaták*, *mészalgák* csak a mészkőfácies egyes lencséiben ismeretesek; márgás mészkőben legelterjedtebbek a *Fusulinidák*. *Magános korallok*, *Molluszkumok* és *Brachiopodák* palában és mészkőben egyaránt szerepelnek, megegyező fajok mellett sok különbözővel. Jóval ritkábbak a *mohaállatok* s a *háromkaréjú rákok*. A palafáciesre szorítkozó *edényes növénymaradványok* nyilván bemosottak.

A mészalgákat Herak, M. és Kochansky-Devidé, V. (Zagreb), a Foraminiferákat Rozovszkaja, Sz. E. (Moszkva), a korallokat részben Dobroljubova, T. A., Csudinova, I. I. és Kabakovics, N. V. (Moszkva), részben Heritsch, F. (Graz) és Kolosváry G., a többi ősmaradványt pedig Schréter Z. határozta meg. — Az irodalom a listáinkban megadottakon kívül számos más alakot is említ. Ezek egy részét azért töröltük, mert a revízió során bebizonyosodott, hogy más nemzetségekbe tartoznak. Így a Heritsch, F. (1944), illetve Kolosváry G. (1951) által *Waagenophyllum indicum*, *W. columbicum*, *W. chitralicum* és *Polythecalis rosiformis* néven az idetartozó rétegekből leírt fajok valójában a *Corwenia*, *Campophyllum*, illetve *Lonsdaleiastraea* nemzetségek között oszlanak meg. Az alakok más részének rendszertani hovatartozása még nincs ugyan eldöntve, eddigi meghatározásuk helytelensége mégis nyilvánvaló („*Siphonophyllia sophiae*"). Elhagytuk a valószínűleg tévedésből vagy csere útján hozzákeveredett kövületek önmagukban talán helyes, a többi ősmaradvánnyal mégis összeegyeztethetetlen meghatározását. Lemondtunk végül a speciális újrafeldolgozást igénylő *Bryozoumok* felsorolásáról.

Mivel kormegítélésre és elhatárolásra az észak-bükki antiklinális déli szárnyának szelvényei legalkalmasabbak, azokat az északi szárny lelőhelyeitől elkülönítve tárgyaljuk.

Az észak-bükki antiklinális déli szárnya

a) Éleskővár. Nagyobb, helyenként tűzköves, közepe táján sötétszürke szericites agyagpalabetelepülést tartalmazó mészkőlencse, amelynek fekvője préseltebb, kövületmentes pala, fedője pedig alsó-permi tarka pala:

Fusulinella ex gr. *bocki* MOELLER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella cf. *schwagerinoides* DEPRAT
Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV
Fusulina kamensis SAFONOVA
Syringoporacea
Corwenia sp.
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY
Caninia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG
Dibunophyllum yüi CHI
Dibunophyllum aff. *mülleri* HER.
Lonsdaleiastraea sp.
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)

b) Ölyvesvölgy. Kisebb, az éleskővárihoz hasonló helyzetű mészkőlencse a következő alakokkal:

Dvinella sp.
Pseudotriticites sp.
Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG

c) Tarófő—Nagyberenás. Öt mészkőlencse a namuri—moszkvai palarétegek tárgyalásakor említett szárazpallag—tarófői szelvény kövületes palájának fedőjében, amelyek összetartozását azonos helyzetük és egy csapásba sorakozásuk mellett ősmaradványtársaságuk is alátámasztja (2. táblázat).

Faunájuk rokonsága alapján a tarófői—nagyberenási kövületes mészkőlencsék az éleskővári és ölyvesvölgyi mészkőlencsékkel párhuzamosíthatók. A két utóbbival szemben azonban a nagyberenási rétegsor teljesebb, mert az itteni kövületes mészkőlencsék fedőjében előbb kb. 100 m vastag, sötétszürke agyagpala, majd egy második, magasabb helyzetű, de kövületekben szegény mészkőlencsesor következik, amely helyenként kvarcitos homokkőbetelepülést is tartalmaz. Ez vagy közvetlenül, vagy csak helyileg mutatkozó, durva kvarckonglomerátum közvetítésével, alsó-permi tarka palaösszlettel érintkezik (9, 10. ábra).

Északkelet felé mindkét lencsesor lényegileg változatlan helyzetben követhető a Kapubérc tájáig. Ősmaradványokat azonban, éppúgy, mint a Tarófő környékén, csak az alsó lencsesor tartalmaz.

2. táblázat

A Taróf ő—Nagyberenás környéki lelőhelyek faunája

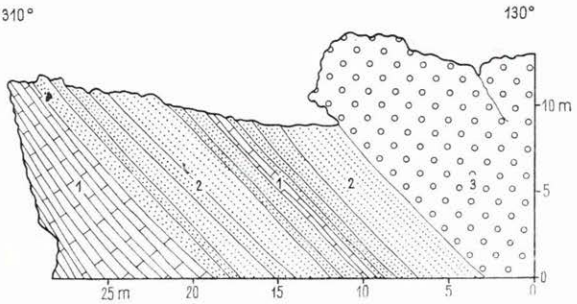
A fajok neve	Ablakoskő-völgy felső része	Nagyberenás	Kisberenás	Taróf ő	Taróf ő tőtől ÉK-re 200 m
Anthracoporella spectabilis PIA		+	+	+	
Dvinella comata CHVOROVA		+			
Fusiella sp.			+	+	
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)			+	+	
Pseudostaffella sp.		+			
Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV				+	
Tetrataxis ex. gr. *conica* EHRENBERG				+	
Bradyina sp.			+	+	
Auloporacea sp.	+	+			+
Syringoporacea sp.	+	+		+	+
Chaetetida sp.	+	+		+	
Corwenia sp.	+	+		+	
Campophyllum sp.	?	?		?	
Lonsdaleiastraea sp.	+	+			
Lithostrotion sp.		+			
Caninia sp.	+			+	
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG				+	
Caninia nikitini STUCKENBERG	+	+			
Dibunophyllum yüi CHI		+			
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY		+			
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)		+			
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)		+			
Linoproductus lineatus (WAAGEN)		+			
Echinoconchus elegans (MCCOY)		+			
Phricodothyris asiatica (CHAO)		?			
Choristites sp. div.		+			
Spirifer cf. *carnicus grandis* SCHELLW.		+			
Spirifer zitteli SCHELLW.		+			
Spirifer sp.	+				
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)		+			
Macrochilina sp.	+	+			
Trachydomia wheeleri (SWALLOW)			+		
Naticopsis sp.	+				
Holopella sp.	+				
Loxonema sp.	+				

d) Így a Bánvölgy keletibb forráságát alkotó *Darázskőlápa* mészkőlencséjéből (KOLOSVÁRY G. gyűjtése):

Campophyllum? sp.
Caninia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG,

a Dédesi Várhegyről Bánkút felé vezető gerincútnak a Verebcelápa két ága közti szakaszán levő mészkőlencséből (150/1954.B.K.):

Corwenia sp.,



9. ábra. Urali emeletbeli kvarckonglomerátum települési helyzete. Nagyberenáslápa. – Vázlat NAGY G. után

1. Szürke mészkő. *2.* Világosszürke, aprószemű, kvarcitos homokkő. *3.* Lidites kvarckonglomerátum

Abb. 9. Lagerungsbild von Quarzkonglomeratbänken uralischen Alters. Nagyberenáslápa. – Skizze nach G. NAGY

1. Grauer Kalk. *2.* Hellgrauer, feinkörniger, quarzitischer Sandstein. *3.* Lyditischer Quarzkonglomerat

innen ÉK-re, légvonalban kb. 225 m-re a *tornafőlápai* mészkőlencséből (KOLOSVÁRY G. gyűjtése) pedig:

Syringoporacea
Corwenia sp.
Campophyllum sp.
Caninia sp.
Caninia nikitini STUKENBERG

került elő.

e) A Jószerencsét-forrástól ÉÉNy-ra 120 m-re levő, mélyebb mészkőlencse közvetlen palafedője (71/1956. B. K.) *Crinoideákat* tartalmaz.

f) Innen kezdve a mindeddig gyakori *Rugosák* hiányzanak az alsó meszkőlencsékből, s jó darabon át csak a nagyberenási lelőhelyen is gyakori *Chaetetidák* kísérik ezt a szintet (Kapubérc; a mályinka—lillafüredi műút 289—299, illetve 302—303 sz. telefonoszlopa közti lelőhelyek).

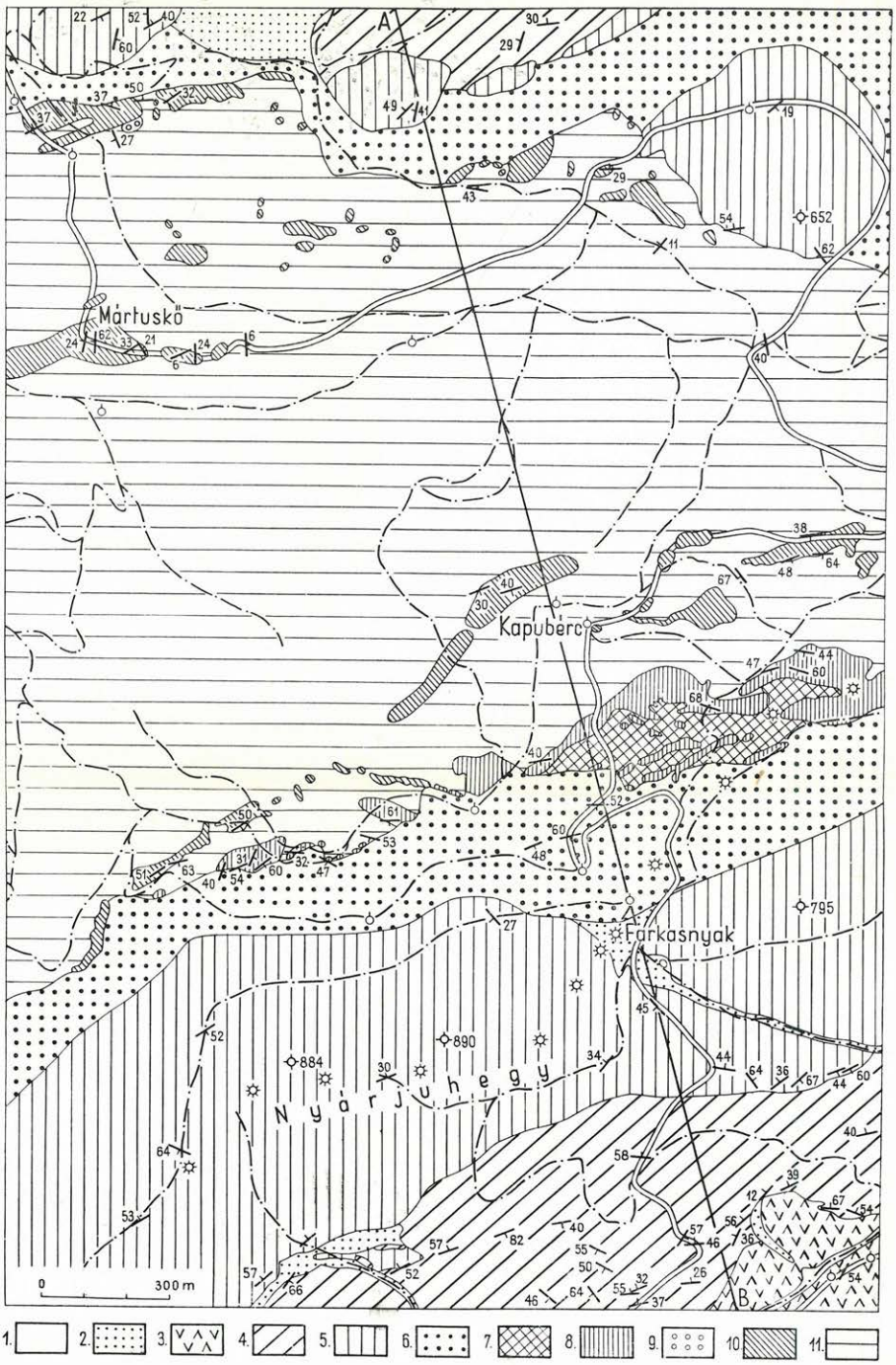
A Kapubérc és a Csikorgó—Farkasnyak között egyébként az idáig egyszerű települési kép jelentősen megváltozik (11. és 12. ábra). A chaeteteszes mészkőlencsék fedőjében levő, itt-ott krinoideás sötétszürke agyagpalába ui. változó számú szürke mészkőlencse települ. A műút csikorgói sziklakapuja utáni sötét palarétegekre viszont három olyan mészkőlencse következik, amelyeket – a sziklabordák közti sűrű törmelék tanúsága szerint – már tarka pala- és homokkőrétegek választanak el egymástól. A tarka palaösszlet zöme (alsó-perm) azonban csak ezen mészkőlencsék fedőjében következik.

Ez a szelvény, ha a tarófő—nagyberenásit is belevetítjük, jelenleg a bükkhegységi karbon mészkőlencsék legjobban ismert



10. ábra. Durvaszemű, lidites kvarckonglomerátum. (Urali emelet.) – Nagyberenáslápa (157/1954. B.K.) – 1 : 1,2—(Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 10. Grobkörniger, lyditischer Quarzkonglomerat. (Ural-Stufe.) – Nagyberenáslápa (157/1954. B.K.) 1 : 1,2. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)



11. ábra. A Kapubérc—Farkasnyak környékének földtani térképvázlata

1. Alluvium. *2.* Barna és vörös agyag (*1—2.* Negyedkor). *3.* Szürke dolomit (anizuszi). *4.* Alsó-triász általában. *5.* Sötétszürke mészkő (felső-perm). *6.* Tarka palaösszlet (alsó- és középső-perm). *7.* Szürke és tarka agyagpala (urali emelet). *8.* Urali mészlencsék. *9.* Kvarckonglomerátum (felső-moszkvai). *10.* Felső-moszkvai mészkőlencsék. *11.* Szürke pala és homokköösszlet (felső-karbon általában)

Abb. 11. Geologische Kartenskizze der Umgebung von Kapubérc—Farkasnyak

1. Alluvium. *2.* Braunerde und roter Ton (*1—2.* Quartär). *3.* Grauer Dolomit (Anis). *4.* Untertrias im allgemeinen. *5.* Dunkelgrauer Kalk (Oberperm). *6.* Bunter Schieferkomplex (Unter- und Mittelperm). *7.* Grauer und bunter Tonschiefer (Ural-Stufe). *8.* Uralische Kalklinsen. *9.* Quarzkonglomerat. *10.* Graue Kalklinsen (*9—10.* Obere Moskau-Stufe). *11.* Grauer Tonschiefer- und Sandsteinkomplex (Oberkarbon im allgemeinen)

szelvénye, amely nemcsak a fáciesviszonyokat, hanem a Tarófőtől a Csikorgóig húzódó magasabb mészkőlencsesor korát is megvilágítja. Ősmaradványai:

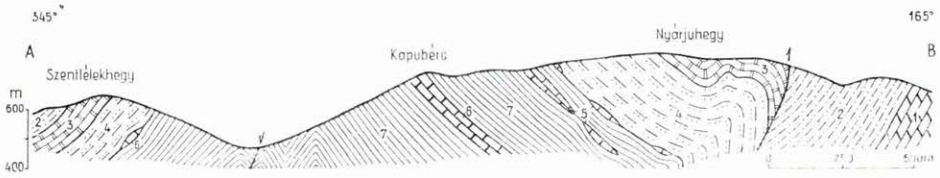
α) Kapubérc és a K-ről csatlakozó mészkőlencsék:
Chaetetidák

β) Mészkőlencse a mályinka—lillafüredi műút 288—289. sz. telefonoszlopa között (4a/1959.B.K.):
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)

γ) Mészkőlencse a csikorgói sziklakapunál:
Crinoideák

δ) Sötétszürke pala a csikorgói sziklakapu mészkövének fedőjében:
Crinoideák,
Brachiopoda-töredékek

ε) A csikorgói sziklakaputól D-re levő első mészkőlencse (4/1959.B.K.):
Triticites sp.



12. ábra. A Szentlélekhegy—Kapubérc—Nyárjuhegy földtani szelvénye

1. Szürke dolomit (alsó-anizuszi). *2.* Alsó-triász általában. *3.* Fekete mészkő (felső-perm). *4.* Tarka pala és homokkő (alsó- és középső-perm). *5.* Mészkőlencsék (urali). *6.* Mészkőlencsék (felső-moszkvai). *7.* Szürke pala és homokkő (felső-karbon)

Abb. 12. Geologisches Profil durch Szentlélekhegy—Kapubérc—Nyárjuhegy

1. Grauer Dolomit (Unteranis). *2.* Untertrias im allgemeinen. *3.* Schwarzer Kalk (Oberperm). *4.* Bunter Tonschiefer und Sandstein (Unter- und Mittelperm). *5.* Kalklinsen (Ural-Stufe). *6.* Kalklinsen (Obere Moskau-Stufe). *7.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (Oberkarbon im allgemeinen)

ζ) A csikorgói sziklakaputól D-re levő második mészkőlencse (1/1956.B.K.):
Quasifusulina eleganta SHLYKOVA
Quasifusulina cf. *tenuissima* SCHELLWIEN
Pseudofusulina pseudojaponica DUTKEVICH

η) A csikorgói sziklakaputól délre levő harmadik mészkőlencséből (3/1959.B K.), illetve a Csikorgó-gerincnek a farkasnyak—szentléleki útra lenyúló déli peremétől (1 és 2/1959.B.K.) az alábbi *Fusulinidákat* gyűjtöttük:
Quasifusulina longissima (MOELLER)
Quasifusulina tenuissima (SCHELLWIEN)
Triticites ex gr. *ohioënsis* THOMPSON
Triticites arcticus SCHELLWIEN
Triticites cf. *acutus* DUNBAR et CONDRA

Mivel pedig a γ) alatt említett, sziklakapui krinoideás mészkő szorosan a Csikorgó-gerinc mészkővonulatához csatlakozik, ezt és vele együtt az innen a Tarófő déli szomszédságáig húzódó magasabb, kövületben szegény lencsesort is urali emeletbelinek kell tekintenünk. A látókő—csikorgói gerinc (illetve a délnyugati folytatása) fekvőjében levő sötét mészkőlencsék azonban kétségtelenül a moszkvai emelet felső részébe tartoznak.

Az emelethatár a felső-moszkvai és az urali mészkövet elválasztó palaösszlet tetején húzható.

A sziklakapu DK-i szomszédságának urali mészkőlencséi bizonyára a csikorgói vonulatból kiágazó, izópikus fáciesnyelvek. Többszörös fáciesmegismétlődéssel magyarázható azonban a moszkvai mészkőlencsék számának e tájon tapasztalt emelkedése is.

Az észak-bükki antiklinális északi szárnya

A bükkhegységi karbon boltozat délnek dőlő déli szárnyában észlelt felső-moszkvai és urali képződmények (ellenkező dőléssel) a boltozat É-i részén megismétlődnek. Részint ősmaradványok hiánya, részint szerkezeti okok miatt azonban e képződmények elválasztása már korántsem annyira világos, mint a boltozat déli peremén. Ezért egyelőre meg kell elégednünk az egyes, a moszkvai emeletre szorítkozó lelőhelyek felsorolásával:

g) Cakókő (19/1955.B.K.):

Anthracoporella spectabilis PIA
Ozawainella sp.
Pseudostaffella cf. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Fusulinella colaniae LEE et CHEN
Bradyina sp.
Palaeotextularia sp.
Chaetetida sp.
Dibunophyllum aff. *mülleri* HERITSCH

h) Mártuskő (202/1954.B.K.):

Pseudoendothyra sp.
Crinoideák
Gastropoda sp.

i) Mártuskőtől É-ra 100 m-re a műúton látható vékonyabb mészkőpad (201/1954.B.K.) és a *Mártuskőtől* ÉK-re levő középső mészkőrög (22/1955.B.K.):

Anthracoporella sp.

j) Pirítókő:

Fusulina ex gr. *schwagerinoides* DEPRAT
Fusulina ex gr. *distenta* ROTH et SKINNER
Polythecalis sp.

k) Mészkőrög a Dédesi Várhegy Ny-i oldalán, az alsó-perm feküjében (K. 65. sz. lelőhely, NAGY G. gyűjtése):

Ozawainella angulata (COLANI)
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV
Bradyina cf. *samarica* REITLINGER

l) Felsőszőlőköve, az É—D-i gerinc Ny-i széléről (2/1957.B.K., 4/1957.B.K.):

Dvinella sp.
Fusiella typica LEE et CHEN
Fusiella sp.
Ozawainella sp.
Fusulinella bocki MOELLER
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYK.
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV
Bradyina sp.
Spongioperfida sp.

m) Felsőszőlőköve. Meghatározatlan lelőhelyek LEGÁNYI F. és KOLOSVÁRY G. gyűjtéséből:

Corwenia sp.
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY
Caninia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Lonsdaleiastraea sp.
Magános korallok
Camarophoria purdoni (DAVIDSON)
Avonia cf. *echidniformis* GRABAU em. CHAO
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Spirifer carnicus SCHELLWIEN
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Martinia sp.

n) Felsőszőlőköve, a Ny—K-i gerinc Barócvölgy felőli DNy-i oldaláról:

Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Brachythyrina sp.

o) Felsőszőlőköve, a Ny—K-i gerinc É-i oldalán sötétszürke palába zárt korallos mészkőrögöcske (3/1957.B.K.):

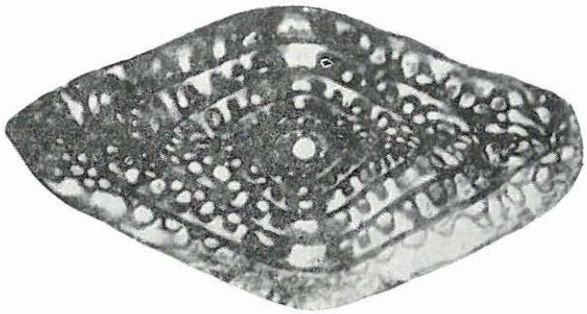
Syringoporacea div.
Caninia sp.

p) Alsószőlőköve (6/1957.B.K. és egy LEGÁNYI F. által gyűjtött minta):

Dvinella comata CHVOROVA
Ozawainella angulata COLANI
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella subquadrata GROZDILOVA et LEBEDEVA
Pseudostaffella sp.
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYKOVA
Fusulinella cf. *schwagerinoides* DEPRAT
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV
Fusulina distenta ROTH et SKINNER
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV
Fusulina kamensis SAFONOVA
Bradyina cf. *samarica* REITLINGER
Caninia cf. *nikitini* STUCKENBERG

r) Dédes, a kath. templomdomb sziklája:

Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV
Chonetes sp.
Linoproductus lineatus WAAGEN
Spirifer cf. *carnicus* SCHELLW.
Martinia sp.
Murchisonia sp.



13. ábra. Fusulina distenta ROTH et SKINNER. (Felsőmoszkvai emelet.) – Dezsőkő (LEGÁNYI F. gyűjt.) – 16 : 1. (Foto: NAGY G. 1958)

Abb. 13. Fusulina distenta ROTH et SKINNER (Obere Moskau-Stufe). – Dezsőkő (Gesammelt von F. LEGÁNYI) – 16 : 1. (Photo: G. NAGY 1958)

s) Dezsőkő (13. ábra):

Ozawainella angulata (COLANI)
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella umbilicata (PUTRJA et LEONTOVICH)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Fusulinella bocki MOELLER
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN
Fusulina distenta ROTH et SKINNER
Fusulina ex gr. *distenta* ROTH et SKINNER
Eolasiodiscus sp.
Glomospiroides sp.
Corwenia sp.
Caninia sp.

sz) Szelecsikő:

Fusulina sp.
Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Caninia sp.
Polythecalis sp.
Dictyoclostus uralicus (TSCHERNYSCHEW)
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Martinia sp.
Schizophoria indica (WAAGEN)

t) Szelecsivölgy közepe táján levő mészkőbetelepülés:

Dvinella comata CHVOROVA

u) Szelecsivölgy felső részén, agyagpala:

Neospirifer fasciger (KEYSERLING)

ü) Mészkőlencse a Szelecsi-völggyel Ny felől szomszédos *Alavölgy torkolatának DNy-i oldalán:*

Anthracoporella spectabilis PIA
Ozawainella sp.
Pseudostaffella larionovae RAUSER et SAFONOVA
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Fusulina kamensis SAFONOVA
Bradyina sp.
Syringoporacea div.
Canina sp.
Caninophyllum sp.
Polythecalis sp.

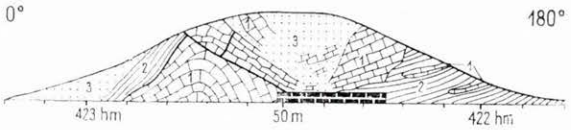
v) Mészkőfejtő a *Somosvölgy* torkolatának K-i oldalán:

Corwenia sp.
Linoproductus cf. *lineatus* (WAAGEN)
Spirifer sp. div.
Entolium sp.
Euomphalus sp.
Orthoceras? sp.

w) A nagyvisnyói vasút 1. sz. bevágása (14. ábra):

α) A nyugati oldal legdélibb mészkőrögére boruló sötétszürke agyagpala algás mészkőfedőjéből:

Anthracoporella spectabilis PIA
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)



14. ábra. A nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás keleti oldalának szelvényvázlata

1. Szürke mészkő. *2.* Sötétszürke agyagpala. (*1—2.* Felső-moszkvai emelet.) *3.* Negyedkori törmelék és vörös agyag. — 422 és 423 hm = vasúti hektométerkő

Abb. 14. Skizze der östlichen Seite des Eisenbahneinschnittes Nr. 1. bei Nagyvisnyó

1. Grauer Kalk. *2.* Dunkelgrauer Tonschiefer (*1—2.* Obere Moskau-Stufe). *3.* Schutt und roter Ton (Quartär). 422 und 423 hm = Eisenbahnhektometer

β) Az anthracoporellás mészkő fölötti sötét meszes pala mészkőbetelepüléséből (91/1956.B.K.):

Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Polypatina sp.

γ) Az anthracoporellás mészkő feletti meszes palából (RAKUSZ GY. 1932. és SCHRÉTER Z. 1954b. p. 294; 1948):

Magános korallok
Bryozoumok
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)
Dictyoclostus uralicus (TSCHERNYSCHEW)
Linoproductus cf. *lineatus* (WAAGEN)
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)
Echinoconchus punctatus MARTIN
Jurezania juresanensis bükkiana (RAKUSZ)
Camarophoria sanctispiritus septemplicata (HER.)
Spirifer zitelli SCHELLWIEN
Spirifer fritschi SCHELLWIEN
Martinia sp.
Enteletes sp.
Parallelodon vadászi RAKUSZ
Parallelodon sp. ind.
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW
Astartella bükkiana RAKUSZ
Streblochondria ? *pusilla* (SCHLOTHEIM)
Streblochondria ? cf. *sericea* (VERNEUIL)
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERNYSCHEW)
Streblochondria sp. ind.
Syncyclonema sp. ind.
Aviculopecten sp. ind.
Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENBERG)
Lima krotowi STUCKENBERG
Lima sp.
Laevidentalium cf. *priscum* (MÜNSTER)
Bucania aff. *moravica* KLEBELSBERG
Raphistoma aff. *radians* KONINCK
Straparollus sp.
Capulus sp. ind.
Platyceras aff. *compressus* KONINCK

δ) A bevágás keleti oldalán, a kövületes pala feletti mészkőből:

Paladin eichwaldi (FISCHER)

z) A Bánvölgy É—D-i szakaszának végén, a keleti oldal sötét palájába zárt mészkőrögöcske (105/1954.B.K.):

Anthracoporella spectabilis PIA

zs) A mályinkai Körtvélyszertől nyugatra levő domb keleti oldalán levő mészkőrög (217/1954.B.K.):

Anthracoporella spectabilis PIA.

Az észak-bükki antiklinális északi szárnyában látható szelvények közül kétségkívül az 1. sz. vasúti bevágásé a legfolyamatosabb. A bevágás déli részének kövületes rétegei a podolszki—mjacskovói határt, a dél felől hozzájuk csatlakozó két ősmaradvány-mentes mészkőlencse pedig (a Dezsőkő, Szelecsikő és az Alavölgy torkolatától nyugatra levő szikla ősmaradvány-tartalmával egyeztethetően) valószínűleg a podolszki szint magasabb részét képviseli. Bizonytalanabb a bevágás északi végén feltárt krinoideás mészkő és az ennek fedőjében (a 2. sz. bevágásbeli alsóperm rétegekig) mutatkozó sötétszürke palaösszlet hovatartozása, mert

ezen belül a mjacskovói és az urali szintek elkülönítésére ma még nincs támpontunk. További ilyen irányú gyűjtésre van azonban szükség az északi antiklinális-szárny többi részén is.

A Bükkhegység felső-moszkvai faunuláinak rétegtani értékelése

Az újpaleozóos ősmaradványok elterjedésének és rétegtani szerepének tisztázása Rakusz (1932) munkájának megjelenése óta világszerte jelentékenyen előbbre haladt. Különösen nagy a haladás a Szovjetunióban, amelynek kutatói a Moszkva-környéki, Donyec-medencei és urali területek tengeri újpaleozóikumát rendkívüli finomsággal tagolva, nemcsak a rétegtani beosztás korábbi zavarait küszöbölték ki, hanem egyúttal más vidékek egykorú üledékeinek taglalásához is kitűnő összehasonlítási alapot teremtettek. Észak-amerikai, szovjet, kínai, japán és más szerzők kutatásai egyaránt arra az eredményre vezettek, hogy az újpaleozóos tengeri üledékek nagy területekre érvényes rétegtani tagolását – az *Ammonoideákon* kívül – elsősorban a széles elterjedésű, de viszonylag szűk élettartamú *Fusulinida*-nemzetségek biztosíthatják. Fajaik hosszú élettartamánál, avagy fácieshez kötöttségüknél, esetleg tanulmányozottságuk nem kielégítő voltánál fogva minden más ősmaradványcsoportnak csak *helyi* vagy *kisegítő* szerepe lehet az újpaleozóikum rétegtani kérdéseinek megoldásában.

A földtani kutatásnak fúrási anyagok vizsgálatán alapuló mélyföldtani irányzata kétségkívül a *Fusulinidák* vezérlő szerepére támaszkodó rétegtani tagolás kifejlesztésének kedvez. Bármily nagy lehetőségeket teremt is azonban ez az irányzat széles területek rétegtani párhuzamosításához, annak buktatói is kirajzolódnak:

a) Bár a vonatkozó módszerek kidolgozása és a rendszertani egységek elkülönítése az utolsó évtizedekben igen kifejlődött, a *Fusulinidák* meghatározása nagy gyakorlatot igényel. Ezért sok az irodalomban a téves meghatározás és nevezéktani zavar, amelyek kiküszöbölése még máig sem történt meg.

b) Más ősmaradványokhoz hasonlóan a *Fusulinidák* gyakorisága, vízszintes és függőleges elterjedése (kifejlődési okokból) nem mindenütt egyforma, ezért – területenként vagy ugyanazon szelvény különböző részeiből is – teljesen hiányozhatnak. Egyes *Fusulinida*-alakoknak másokkal való társulása területenként változhatik, ami ingadozó kormegítélésre vezet. Szembeötlő példája ennek a kínai chuanshani mészkő, mely Kelet-Európa urali emeletbeli *Triticites simplexe*, *T. parvulusa* és néhány a karbonból a permbe áthúzódó alak *(Pseudofusulina gregaria, P. tschernyschewi, Quasifusulina longissima, Triticites contractus)* mellett már *Rugosofusulina alpinát*, *„Schwagerina princeps"*-et és *Pseudoschwagerina „fusulinoides"*-t is tartalmaz, s ezért korának megítélése aszerint változik az urali, illetve a szakmarai emelet között, hogy az előbbieket vagy az utóbbiakat részesítik-e nagyobb figyelemben (v. ö. Lee, J. S.

1931; Li Szi-huan 1952; Schuchert, Ch. 1935; Lu Yen-hao 1956; Kahler, F. 1961). Japánban a *Triticites simplex*-en kívül a kelet-európai „felső-karbon" egyes szintjelző vezéralakjait *(Triticites arcticus* és *T. montiparus)* említik *Pseudoschwagerinák* társaságából (Toriyama, R. 1958; Kanmera, K. 1958), tehát alsó-permi képződményekből. Ez azt bizonyítja, hogy egy jól ismert terület finomrétegtani tagolása nem alkalmazható gépiesen egy másikra. A pontos kormegállapításhoz szükséges, lehetőleg folyamatos rétegsorhoz fűződő biosztratigráfiai elemzés tehát a *Fusulinidák* esetében sem nélkülözhető. Ahol pedig ez akadályokba ütközik, ott eleve számolnunk kell némi pontatlansággal. Kitűnik ez a bükki fauna elemzéséből is, amelynek összességét következő összeállításunk szemlélteti:

Algae

Vermiporella sp.
Anthracoporella spectabilis Pia
Anthracoporella sp.
Dvinella comata Chvorova

Pteridophyta

Calamites sp.

Foraminifera

Fusiella typica Lee et Chen
Fusiella sp.
Ozawainella angulata (Colani)
Ozawainella sp.
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (Dutkevich)
Pseudoendothyra sp.
Pseudostaffella larionovae Rauser et Safonova
Pseudostaffella sphaeroidea (Ehrenberg)
Pseudostaffella cf. *sphaeroidea* (Ehrenberg)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (Ehrenberg)
Pseudostaffella umbilicata (Putrja et Leontovich)
Pseudostaffella subquadrata Grozdilova et Lebedeva
Pseudostaffella sp.
Fusulinella colaniae Lee et Chem
Fusulinella bocki Moeller
Fusulinella ex gr. *bocki* Moeller
Fusulinella pseudobocki Lee et Chen
Fusulinella cf. *eopulchra* Rauser
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides Deprat
Fusulinella schwagerinoides adjunctus Shlykova
Fusulinella cf. *schwagerinoides* Deprat
Hemifusulina moelleri Rauser
Fusulina elegans Rauser et Beljaev
Fusulina ex gr. *elegans* Rauser et Beljaev
Fusulina samarica Rauser et Beljaev
Fusulina distenta Roth et Skinner
Fusulina ex gr. *distenta* Roth et Skinner
Fusulina kamensis Safonova
Fusulina sp.
Pseudotriticites sp.
Bradyina cf. *samarica* Reitlinger
Bradyina sp.

Eolasiodiscus sp.
Glomospiroides sp.
Palaeotextularia sp.
Lagenidae
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENBERG
Spongiperfida sp.

Tabulata

Auloporacea sp.
Chaetetida sp.
Syringoporacea sp.

Rugosa

Campophyllum sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Caninia cf. *nikitini* STUCKENBERG
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG
Caninia sp.
Caninophyllum sp.
Corwenia sp.
Dibunophyllum aff. *mülleri* HERITSCH
Dibunophyllum yüi CHI
Lithostrotion sp.
Lonsdaleiastraea
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY
Polythecalis sp.
Magános korallok

Crinoidea

Crinoidea-nyéltagok
Pentacrinus sp.
Poteriocrinus sp.

Brachiopoda

Avonia echidniformis (GRABAU)
Brachythyrina sp.
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* STUCKENBERG)
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)
Dictyoclostus uralicus (TSCHERNYSCHEW)
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)
Echinoconchus elegans (MCCOY)
Echinoconchus punctatus (MARTIN)
Enteletes sp.
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)
Jurezania juresanensis bükkiana RAKUSZ
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)
Linoproductus lineatus (WAAGEN)
Linoproductus cf. *lineatus* (WAAGEN)
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)
Martinia sp.
Schizophoria indica (WAAGEN)
Spirifer carnicus SCHELLWIEN
Spirifer cf. *carnicus* SCHELLWIEN
Spirifer cf. *carnicus grandis* SCHELLWIEN

Spirifer fritschi SCHELLWIEN
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Camarophoria purdoni DAVIDSON
Camarophoria sanctispiritus septemplicata HERITSCH

Lamellibranchiata

Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENBERG)
Astartella bükkiana RAKUSZ
Astartella permocarbonica (TSCHERNYSCHEW)
Astartella sp.
Aviculopecten sp.
Entolium sp.
Lima krotowi STUCKENBERG
Lima sp. ind.
Parallelodon vadászi RAKUSZ
Parallelodon sp. ind.
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW
Streblochondria pusilla (SCHLOTHEIM)
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERNYSCHEW)
Streblochondria sp. ind.
Synciclonema sp. ind.

Gastropoda

Bellerophon sp.
Bucania aff. *moravica* KLEBELSBERG
Capulus sp. ind.
Euomphalus sp.
Holopella sp.
Loxonema sp.
Macrochilina sp.
Naticopsis sp.
Platyceras aff. *compressus* KONICK
Pleurotomaria sp.
Raphistoma aff. *radians* KONINCK
Straparollus sp. ind.
Trachydomia wheeleri (SWALLOW)

Scaphopoda

Laevidentalium cf. *priscum* (MÜNSTER)

Cephalopoda

Orthoceras? sp.

Trilobita

Paladin eichwaldi (FISCHER)

Ezek közül a rétegtanilag értékelhető alakoknak vagy azok legközelebbi rokonainak fajöltőit szemlélteti a 3. táblázat. Kitűnik ebből, hogy a Bükkhegység felső-moszkvai ősmaradványai közül csupán a *Fusulinidáknak* és a *Dibunophyllumoknak* van határozottabb szintjelző értékük. Néhány, a vizéi vagy namuri emelettől a moszkvaiig vagy még tovább élő fajon kívül *(Echinoconchus elegans, E. punctatus, Bucania* aff. *moravica, Raphistoma* aff. *radians, Laevidentalium* cf. *priscum, Paladin eichwaldi)*, azoknak a fajoknak a száma, amelyek előőrsei a baskir emeletben tűnnek fel először, mindössze három *(Pseudostaffella subquadrata, Pseudo-*

Tabelle 3. táblázat

A Bükkhegység felső-moszkvai ősmaradványainak, illetve azok legközelebbi rokonainak fajöltői

Lebensdauer der obermoskauischen Arten des Bükk-Gebirges bzw. ihrer nächsten Verwandten

A faj neve Artname	Vizéi	Namuri	Baskir	Moszkvai	Urali	Szakmarai	Artinszki	Word	Capitan	Ochoa
Algae										
Anthracoporella spectabilis PIA				++	+++	++	++	++		
Dvinella comata CHVOROVA				+++	+++					
Foraminifera										
Fusiella typica LEE et CHEN				++	+					
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV				+++	+					
Fusulina distenta ROTH et SKINNER				++						
Fusulina kamensis SAFONOVA				+						
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV				++						
Fusulinella bocki MOELLER				−++						
Fusulinella colaniae LEE et CHEN				++						
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER				−−						
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN				+++						
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYK.					+	+				
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPR.					+	+				
Hemifusulina moelleri RAUSER				++						
Ozawainella angulata (COLANI)				−+++	+++	+				
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTKEVICH)			+++	++++	+++	+				
Pseudostaffella larionovae RAUS. et SAF.				++						
Pseudostaffella sphaeroidea (ERRENB.)				++	+++	++				
Pseudostaffella subquadrata GROZD. et LEBED.			+	++						
Pseudostaffella umbilicata (PUTRJA et LEONT.)				++						
Pseudotriticites sp.				−	−−					
Bradyina cf. *samarica* REITL.				−						
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENB.				−−	−					
Anthozoa										
Caninia nikitini STUCKENBERG				+++	+++	++	+			
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG					−−	−				
Dibunophyllum aff. *mülleri* HERITSCH				−						

A faj neve Artname	Vizéi	Namuri	Baskir	Moszkvai	Urali	Szakmarai	Artinszki	Word	Capitan	Ochoa
Dibunophyllum yüi CHI				++++						
Brachiopoda										
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)				−−	−−−	−				
Camarophoria purdoni DAVIDSON				+	+++	++	++	++	++	
Camarophoria sanctispiritus septemplicata HER.					+					
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)				++	+++	++	++	++	++	
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* STUCKENB.)				−−	−−−					
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)				+	+++	++	++	++	++	++
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)				−	−−−	−−	−−	−		−
Dictyoclostus uralicus (TSCHERN.)				++	+++	++	++	++	+	
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)				−	−−−	−−	−−	−−	−	
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+	++	+++	++++	+++	++	++	++	+	
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+	++	+++	++++	+++					
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)				+	+++	++	++	+		
Jurezania juresanensis bükkiana RAKUSZ				−	−−−	−−	−			
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)				+	+++	++	++	++	++	+
Linoproductus lineatus (WAAG.)				++	+++	++	++	++	++	+
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)			+++	++++	+++	++	++	++	++	+
Phricodothyris asiatica (CHAO)				++++	+++	++	++	++	++	++
Schizophoria indica (WAAG.)				++	+++	++	++	++	++	++
Spirifer carnicus SCHELLWIEN				+	+++	++	+			
Spirifer cf. *carnicus grandis* SCHELLWIEN					−					
Spirifer fritschi SCHELLWIEN				++	+++	++	++	++	+	
Spirifer zitteli SCHELLWIEN				+	+++	+				
Lamellibranchiata										
Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENBERG)				−−	−−−	−−	−−			
Astartella permocarbonica (TSCHERN.)				+	+++	++	++	++	++	
Lima krotowi STUCKENB.				+++	+++	++	++			
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW				−−	−−−	−−	−−	−−	−	
Streblochondria pusilla (SCHLOTH.)					++	++	++	++	++	+
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)				−	−−−	−−	−−	−−	−−	−
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERN.)					−−	−−	−−			

3. táblázat folytatása

A faj neve Artname	Vízcí	Namuri	Baskir	Moszkvai	Trali	Szakmarai	Artinszki	Word	Capitan	Ochoa
Gastropoda										
Bucania aff. *moravica* KLEBELSBERG		–	–	–						
Raphistoma aff. *radians* KONINCK			–	–						
Trachydomia wheeleri (SWALLOW)				–	+	+				
Scaphopoda										
Laevidentalium cf. *priscum* (MÜNSTER)		–	–	–	–					
Trilobita										
Paladin eichwaldi (FISCHER)	+	+	+	+	+					

+++ Azonos alak fajöltője
−−− Rokon alak fajöltője

+++ Lebensdauer identischer Formen
−−− Lebensdauer verwandter Formen

endothyra pseudosphaeroidea, Neospirifer fasciger); ezek közül az első a moszkvai emelet közepéig, a második az artinszki emeletig, a harmadik a perm végéig ismeretes.

Az urali emeletben induló öt alak közül csupán kettő van pontosan meghatározva. Ezek közül a *Camarophoria sanctispiritus septemplicata* csak az urali emeletből ismeretes, a *Streblochondria pusilla* a perm végéig élt. A többi három alak *(Caninia* cf. *ruprechti, Spirifer* cf. *carnicus grandis, Streblochondria* aff. *ufaënsis)*, a meghatározás hozzávetőleges volta miatt, csak fenntartásokkal vehető figyelembe. (Megjegyzendő azonban, hogy a *Spirifer* cf. *carnicus grandis* közvetlen rokona, a *Sp. carnicus*, már a moszkvai emeletben fellép.)

A fajra meghatározott összes többi alak (47 db), vagy azok közvetlen rokonai a moszkvai emeletben indulnak, s közülük 17 nem, vagy alig lépi át az emelet felső határát. Az utóbbiakhoz csatlakozik 4 mélyebbről indult s a moszkvai emeletben végződő alak is *(Pseudostaffella subquadrata, Bucania* aff. *moravica, Raphistoma* aff. *radians, Paladin eichwaldi)*. Mindez egyértelműen a bezáró rétegek moszkvai korát tanúsítja.

Mivel az ősmaradványtársaság zöme a moszkvai emelet felső részében induló fajokból áll, elsősorban podolszki—mjacskovói szintre gondolhatunk. Ezt azok a *Fusulinida*-fajok sem cáfolják, amelyeket idáig kizárólag (vagy csak zömmel) mélyebb szintekből ismertünk *(Hemifusulina moelleri, Pseudostaffella subquadrata, Ps.*

larionovae, Ps. umbilicata, Fusulinella colaniae), mert ezek az egyébként sem gyakori alakok a bükkhegységi lelőhelyek faunuláiban túlnyomórészt náluk fiatalabbakkal társulnak (ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1963. p. 4).

A felső-moszkvai emeleten belüli helyzetet az egyes lelőhelyek ősmaradványtársulásainak szemügyre vételével ítélhetjük meg. Faunuláink négy csoportba oszthatók:

a) Mjacskovói szintben fellépő alakok hiánya és podolszkinál magasabbra nem menő fajok (*Fusulinella colaniae, Dibunophyllum* aff. *mülleri, Pseudostaffella umbilicata, Pseudostaffella larionovae* és *Fusulina kamensis*) jelenléte miatt *podolszkinak* minősíthető a Cakókő, a Dezsőkő és az Alavölgy nyílásától Ny-ra levő szikla ősmaradványtársasága.

b) Podolszki—mjacskovói határon történt keletkezésre utal az Éleskővár és az Alsószőlőköve faunája, amely idősebb alakok (*Fusulina kamensis, Dibunophyllum* aff. *mülleri,* illetve *Pseudostaffella subquadrata, Fusulina kamensis* és *Bradyina* cf. *samarica*) mellett már mjacskovóiban induló fajokat is tartalmaz. (Ez utóbbiak közé tartozik az Éleskővároń a *Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides* és a *Dielasma elongatum,* az Alsószőlőkövén pedig a *Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides* és a *F. schwagerinoides adjunctus*).

c) Határozatlan jellegű a Szelecsikőnek, a Tarófőnek és az Ablakoskővölgy felső részén levő mészkőrögnek csak átfutó alakokat tartalmazó faunája.

d) Inkább *mjacskovói jellegű* az Ölyvesvölgy, a Nagyberenás, a Pirítókő, a Dédesi Várhegy Ny-i oldalán levő mészkőrög, a dédesi templomdomb, a Felsőszőlőköve és a nagyvisnyói 1. sz. vasúti bevágás faunája, amelyekben a podolszki és mjacskovói szinten átfutó alakok mellett néhány, a mjacskovóiban kezdődő alak is jelen van. Ezek a lelőhelyek fenti sorrendjében: *Pseudotriticites* sp.; *Isogramma paotechowensis, Dielasma plica; Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides; Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides; Spirifer* cf. *carnicus; Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides, Fusulinella schwagerinoides adjunctus, Spirifer carnicus; Linoproductus cancriniformis, Echinoconchus* cf. *fasciatus.*

Ha tehát a szovjetunióbeli biosztratigráfiai sorrendet vesszük alapul, a felsorolt faunulák közt bizonyos korkülönbséget állapíthatunk meg. Hangsúlyoznunk kell azonban, hogy (általában vagy csak a *Fusulinidák* tekintetében) sokszor még a kövületes rétegek ősmaradványtartalma is túlságosan szegényes, a kövületes padok fekvőjéből és fedőjéből való gyűjtésnek pedig csak igen ritkán volt meg a lehetősége. Mivel így a rendelkezésre álló ősmaradványok nem rétegről-rétegre haladó gyűjtésből származnak, a faunulák *valóságos* biosztratigráfiai sorrendjéről egyelőre csak fenntartással nyilatkozhatunk. Kisebb eltolódások a kövületes mészkőlencsék rétegtani helyzetében már csak kifejlődésbeli okokból sem lehetetlenek ugyan, jelentősebb korkülönbségek feltételezésére e lencsék települési helyzete mégsem jogosít fel. Általánosságban tehát azt mondhatjuk, hogy *a szóbanforgó faunulák kora a podolszki—mjacskovói határ közelében ingadozik.* Megállapításunk összhangban van azzal a ténnyel, hogy a tarófő—nagyberenási mészkőlencsék fekvőjében alsó-podolszki palarétegek vannak (l. a 287. oldalt), de azzal is, hogy a kövületes mészkőlencséket közvetlenül fedő sötét palarétegek részben vagy egészben a mjacskovói szint magasabb részét képviselik (l. a 294. oldalt).

3. Urali emelet

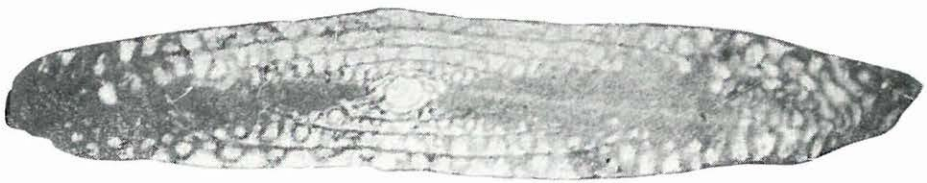
Általános jellemzés

A Bükkhegység urali emeletbeli rétegösszlete, vegyesen tartalmazván a namuri—moszkvai, illetve az alsó-permi rétegsor kőzettípusait, nemcsak rétegtanilag, hanem kifejlődés tekintetében is átmenetet alkot azok közt. Mélyebb része mindenütt a felső-moszkvai összlettől nehezen megkülönböztethető szürke mészkő-, agyagpala- és homokkőrétegekből áll, amelyekhez itt-ott (pl. a Tarófőtől délre: 9—10. ábra) durva, lidites kvarckonglomerátum is csatlakozik. Ez a kifejlődési mód legtöbbször a rétegsor magasabb részében sem változik meg. Helyenként azonban a magasabb helyzetű mészkőlencséket elválasztó sötétszürke palát – részben vagy egészében – zöld, vörös vagy fehéres színű pala- és homokkőrétegek helyettesítik. Ez utóbbiak tökéletesen megegyeznek ugyan az alsó- és középső-perm alább leírandó tarka palaösszletének főtípusaival, sötét mészkő vagy pala közé zárt rétegeik közbetelepülés-jellege a jó feltárások gyér száma ellenére mégis megállapítható.

Már a felső-moszkvai összlet ismertetésekor említettük, hogy a sötét palarétegek vastartalma gyakran okozza mállott darabkáik vörös színeződését. A Felsőszőlőköve nyugati oldaláról a Barócvölgybe vezető árok sötétszürke mészkő- és palarétegeinek vörös vagy zöldes pala- és homokkőrétegekkel való ismételt váltakozását figyeltük meg. Igaz, hogy az itteni rétegsor szintjét ősmaradványok híján nem volt módunkban megállapítani, benne mégis annak bizonyítékát látjuk, hogy a sötét agyagpala és homokkő, valamint a tarka pala és homokkő fáciese nem állhat messze egymástól, s így egyik a másikat könnyen helyettesítheti.

A képződmény kora

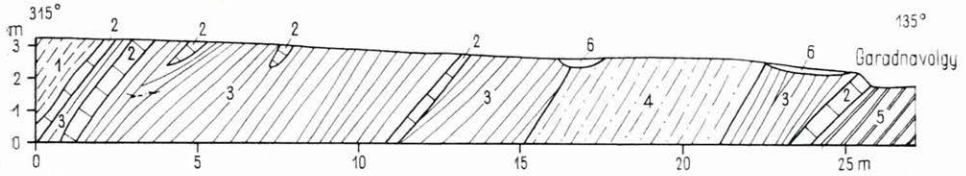
Az urali emelet bükkhegységi jelenlétére utaló első bizonyítékokat a farkasnyaki műútrész keleti szomszédságából szereztük. Ennek (a 293. oldalon már részletesen ismertetett) szelvényében ui. különböző *Triticites*, *Quasifusulina* és *Pseudofusulina* fajokat találtunk (15. ábra). A szel-



15. ábra. Quasifusulina eleganta Shlykova. (Urali emelet.) – A mályinka—lillafüredi út K-i oldalán, az É-ról D felé számított utolsóelőtti farkasnyaki mészkőlencséből. (1/1956. B.K.) – 16 : 1. (Foto: Nagy G. 1958)

Abb. 15. Quasifusulina eleganta Shlykova. (Ural-Stufe). – Von der Ostseite der Landstrasse Mályinka—Lillafüred, aus der (von Norden nach Süden gehend) vorletzten Kalklinse von Farkasnyak. (1/1956. B.K.) – 16 : 1. – (Photo: G. Nagy 1958)

vény egyetlen gyengéje, hogy a *triticiteszes—quasifusulinás* mészkőlencsék közé települő tarka rétegek határfelületei nincsenek feltárva.

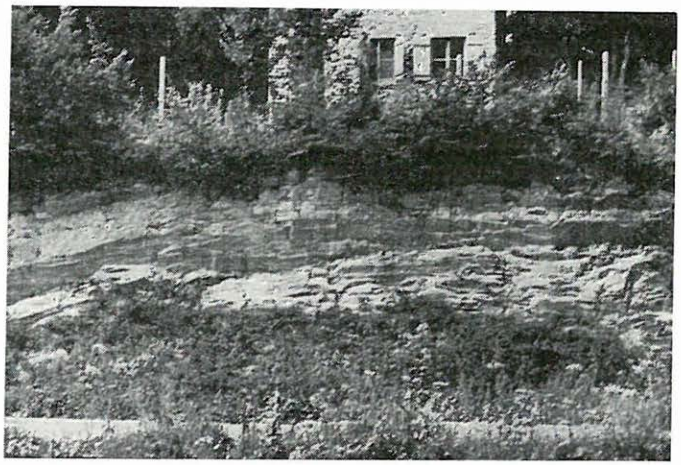


16. ábra. A Háromkúti- (Szentléleki-) völgy aljának földtani szelvénye

1. Szürke agyagpala. (moszkvai emelet). *2.* Sötétszürke mészkő. 3. Sötétszürke agyagpala. *4.* Lilás és zöld agyagpala. (*2—4.* Urali emelet.) *5.* Lila és zöld agyagpala, fehér homokkő (alsó- és középső-perm). *6.* Vörös agyag (pleisztocén)

Abb. 16. Geologisches Profil des unteren Talabschnittes des Háromkúter- (Szentléleker-) Tales

1. Grauer Tonschiefer (Moskau-Stufe). *2.* Dunkelgrauer Kalk. *3.* Dunkelgrauer Tonschiefer. *4.* Lilafarbiger und grüner Tonschiefer. (*2—4.* Ural-Stufe.) *5.* Rötlicher und grüner Tonschiefer, heller Sandstein (Unter- und Mittelperm). *6.* Roter Ton (Pleistozän)

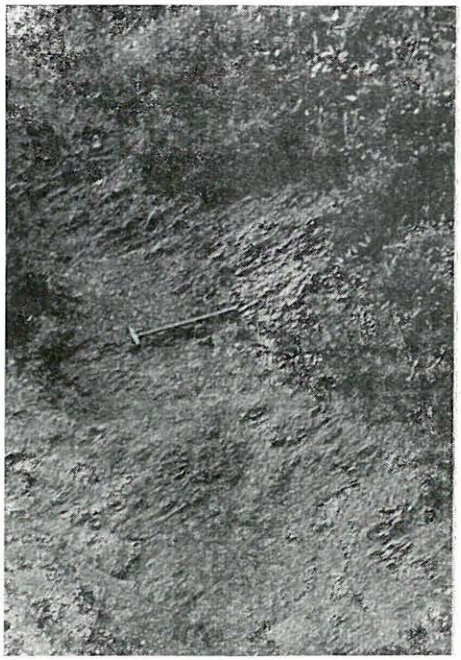


17. ábra. Szürke mészkő, gyér *Crinoidea*-nyéltagokkal. (Urali emelet.) – Garadnavölgy (a Szentléleki-völgy nyílásának jobboldalán). – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 17. Grauer Kalk selten mit *Krinoiden*-Stielgliedern (Ural-Stufe). - Garadna-Tal (an der rechten Seite der Mündung des Szentléleker Tales). – (Photo: K. BALOGH 1958)

Hasonló helyzete alapján, kövületes bizonyítékok nélkül is az urali emeletbe soroljuk a mályinkai Kerekhegy keleti szomszédságában az alsó-permi tarka palaösszlet fekvőjében É—D-i csapás mentén sorakozó három mészkőlencsét. Ezeket ui. a keletebbre következő szürke mészkő- és palaösszlettől ugyanolyan tarka palarétegek választják el, mint a Farkasnyak *triticiteszes—quasifusulinás* mészkőlencséit. Az urali emeletbeli tarka pala ezen sávjának keleti folytatása — derékszögben élesen elkanyarodva — a Csondróvölgy déli forráságait elkülönítő domborron található meg. Sajnos, a tarka palát itt is csak törmelékben láthatjuk.

Urali emeletre utaló bizonyítékokkal szolgált továbbá a Háromkúti- (Szentléleki-) völgy környéke is. E völgy nyílásának Ny-i oldalán (a szekérút bevágásában) szürke mészkő- és palarétegek közé ugyancsak tarka pala települ (16. ábra). Ezek a képződmények dél felé át vannak buktatva s így a látszólagos ÉNy-i dőlés mellett legfiatalabbaknak tűnő rétegek valójában a legidősebbek. A völgy magasabb részének feltehetően még moszkvai emeletbeli szürke agyagpalájára lejjebb olyan szürke pala következik, amely már mészkőbetelepüléseket is tartalmaz. A mészkő itt nem tartalmaz ősmaradványokat; a völgy keleti oldalán emelkedő mészkőgerincen (33/1958. B.K.) és annak a Hárskúti-völgy keleti oldalára eső folytatásán azonban *Fusulinidákat* gyűjtöttünk. Átkristályosodottságuk miatt ugyan csupán az utóbbi (34/1958.B.K.) lelőhely ősmaradványai voltak meghatározhatók (Rozovszkaja, Sz. E. 1963, p. 5), az innen kimutatott *Triticites acutus* Dunbar et Condra és *Triticites irregularis* Schellwien alapján azonban a Háromkúti-völgy említett mészkőlencséit is az urali emeletbe sorolhatjuk.



18. ábra. Urali emeletbeli szürke agyagpala *(fent)* fordított települése alsó—középső-permi zöld agyagpalán *(lent)*. Képződményhatár a kalapácsnál. — Garadnavölgy (a Hárskúti-völgy nyílásától kissé keletre). — (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 18. Umgekehrte Lagerung des grauen uralischen Tonschiefers *(oben)* auf grünem unter- und mittelpermischen Tonschiefer *(unten)*. Schichtengrenze bei dem Hammer. — Garadna-Tal (etwas östlich von der Mündung des Hárskúter Tales). — (Photo: K. Balogh 1958)

A Háromkúti-völgy alsó szakaszának szürke urali palájára előbb tarka agyag- és homokkőpala, majd szürke pala, szürke (krinoideás) mészkő, végül (a Garadnavölgy talpán) már az alsó- és középső-perm tarka összlete következik (17. ábra). Lencsés kifejlődése miatt az urali emelet és az alsó—középső-perm határát jelző mészkőpad a Garadnavölgy északi oldalán sok helyütt kimarad, s így a permi zöld pala gyakran közvetlenül a szürke urali palával érintkezik. Érintkezésüknek azonban nincsen tektonikai jellege: az eltérő színű, de hasonló szövetű palaösszletek azonos dőléssel nyugszanak egymáson (18. ábra).

Az urali emelet bükkhegységi ősmaradványtársasága — mint ezt az alábbi összesítés mutatja — ma még kétségtelenül szegényes:

Quasifusulina longissima Moeller
Quasifusulina tenuissima Schellwien

Quasifusulina cf. *tenuissima* SCHELLWIEN
Quasifusulina eleganta SHLYKOVA
Pseudofusulina pseudojaponica DUTKEVICH
Triticites (Triticites) arcticus (SCHELLWIEN)
Triticites (Triticites) acutus DUNBAR et CONDRA
Triticites (Triticites) cf. *acutus* DUNBAR et CONDRA
Triticites (Triticites) irregularis (SCHELLWIEN)
Triticites (Triticites) ex gr. *ohioënsis* THOMPSON
Triticites sp.

Az emelet kimutatottságát mégsem vonhatjuk kétségbe, *quasifusulinás* faunáinkat pedig nem utalhatjuk az alsó-permbe úgy, amint azt SCHRÉTER Z. (1963. p. 80) teszi. A rétegtanilag is értékelhető 8 alak közül ui. 5 (mégpedig a *Triticiteszek* és a *Quasifusulina eleganta*) a Szovjetunió területén az urali emeletre szorítkozik, s csupán a többi 3 alak fajöltője nyúlik át többé-kevésbé magasan a permbe (4. táblázat). Igaz, hogy az urali emelet mélyebb, kaszimovi és magasabb (gzseli) szintjéből egyaránt ismeretes *Triticites arcticus* (SCHELLW.) TORIYAMA, R. (1958) szerint Japán szakmarai emeletében is jelen van, de itt már *Pseudoschwagerinák* kísérik. A Bükkhegységben azonban a *Schwagerinák*, *Pseudoschwagerinák*, *Zelliák* és *Acervoschwagerinák* (az alsó-perm e jellemző *Fusulinidái*) teljesen hiányzanak. Ez – a Bükkhegység szóbanforgó mészkőlencséinek *fusulinidás* kifejlődése mellett – azok szakmarai korának feltételezése esetén teljesen érthetetlen volna.

Még inkább kitűnik az urali emelet megállapításának helyessége, ha az egyes lelőhelyek *Fusulinida*-társaságát külön-külön vesszük szemügyre. A Hárskúti-völgy aljáról származó mintánk pl. csak *Triticites acutus*-t és *T. irregularis*-t tartalmaz. A Csikorgó-gerinc déli peremén, illetve a farkasnyaki 3. sz. (legdélibb) mészkőlencsében a szakmarai emeletbe is átmenő *Quasifusulina longissima* és *Qu. tenuissima* is megvan ugyan, de az urali emeletre szorítkozó *Triticites* ex gr. *ohioënsis*, *T. arcticus* és *T.*

Tabelle 4. táblázat

A Bükkhegység urali emeletbeli ősmaradványainak fajöltői

Artdauer der stratigraphisch auswertbaren Fossilien im Bükker Uralien

A faj neve Artname	Moszkvai	Urali	Szakmarai	Artinszki	Kungur (Word)
Quasifusulina tenuissima MOELLER	–	++++	++++	+	
Quasifusulina longissima SCHELLWIEN		+++	+	++	+
Quasifusulina eleganta SHLYKOVA		++	+		
Pseudofusulina pseudojaponica DUTK.		+	+++		
Triticites arcticus (SCHELLWIEN)		++	+++		
Triticites acutus DUNBAR et CONDRA		++			
Triticites irregularis (SCHELLWIEN)		++			
Triticites ex gr. *ohioënsis* THOMPSON		+			

– Rokon alak – Verwandte Form
+ Azonos alak – Identische Form

cf. *aculus* társaságában. Ezek után az utóbbiak fekvőjébe eső 2. sz. mészkőlencse urali kora sem lehet kétséges, amelyben *Qu. eleganta* mellett *Qu.* cf. *tenuissima* és *Pseudofusulina pseudojaponica* van.

Az urali és moszkvai emelet pontos elhatárolásához s az urali rétegösszlet aprólékosabb szintezéséhez jelenlegi ismereteink természetesen nem elegendők. *Fusulinidák* alapján az urali emelet legmélyebb része mindenesetre hiányozni látszik, s ezt egyelőre csupán települési helyzetük alapján keressük a Csikorgó-gerinc s a mályinka—lillafüredi műút sziklakapujának krinoideás mészkőrétegeiben (l. p. 294).

A jelenlegi adatok birtokában tehát az urali emeletbeli vonulatokat az észak-bükki antiklinálisnak csak a déli szárnyában, valamint a Garadnavölgy mentén, de itt is csak feltételesen jelölhettük ki (l. II. sz. mellékletet). Az itt elkülönített urali képződmények vastagsága csapás mentén jelentékenyen változik, amit részint kifejlődésbeli eltérésekkel, részint szerkezeti kihengerlődéssel magyarázhatunk.

Az urali emeletnek az északi antiklinális-szárnyban való elkülönítésére biztos őslénytani adatokkal nem rendelkezünk. Mindössze a Dezsővölgy felső részén talált csigatársaságot lehetne ide sorolni. Ennek a Schréter Z. (1963) által már alsó-perminek vélt faunának a meghatározását azonban a végső szó kimondása előtt még gondosan felül kell vizsgálni.

PERM

A Bükkhegységnek a karbon képződményekből üledékfolytonossággal kifejlődő, 400—500 m összvastagságú permi rétegsora világosan két tagozatra oszlik. Alsó része „grödeni típusú" törmelékes összlet; felső része pedig sötétszürke—fekete bitumenes mészkőképződmény, amely a Déli Alpok és a Dinaridák bellerophonos emeletének felel meg. A törmelékes összlet regressziós, de teljes kiemelkedés nélküli jellegével szemben az utóbbi kétségkívül pozitív parteltolódáshoz fűződik. Ősmaradványok közvetlenül csupán a felső tagozat korát bizonyítják. A mélyebb tag kora csak fekvő- és fedőjéhez viszonyítva határozható meg a perm – nyugati beosztás szerinti – alsó és középső részében.

A bükkhegységi permnek az amerikai, illetve kelet-európai beosztás szerinti helyzete

Perm	Amerika	Kelet-Európa	Bükkhegység
Felső	Ochoa	Tatár	Fekete mészkő
	Capitan	Kazáni	
Középső	Word	Kungur	Tarka palaösszlet
	Leonard	Artinszki	
Alsó	Wolfcamp	Szakmarai	

1. Alsó- és középső-perm

Általános jellemzés

A felső-karbon képződményekre igen jellegzetes, az alsó-triász törmelékes tagjaira emlékeztető összlet települ, amelynek vastagsága 170—250 m. E tarka rétegösszlet főbb kőzettípusai:

a) szürkésfehér, középszemű homokkő,
b) finomabb szemcséjű, préselt, lilásvörös, muszkovitos homokkő,
c) lilás és zöldes, kloritos agyagpala,
d) sárgás színű „rauhvakke"; sárgás és szürke dolomit; világosszürke, lemezes dolomitos mészkő.

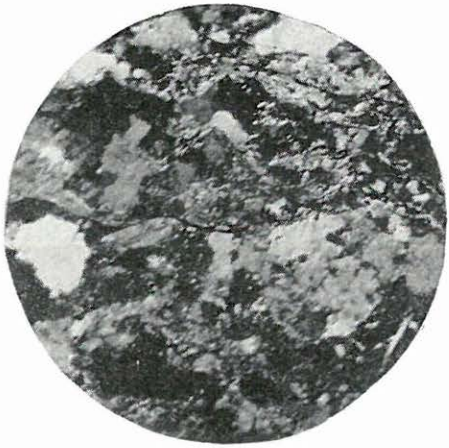
Az egyes típusokat sokszoros rétegváltakozás köti össze. A rétegsor alján és tetején azonban mindig a zöld pala van nagyobb mennyiségben. A vegyi kiválásra utaló karbonátos rétegek pedig általában a felső zöld palarétegekhez kapcsolódnak.

A homokkő és palás homokkő túlnyomórészt jól osztályozott, 0,1—1 mm átmérőjű, szögletes, hullámos kioltású kvarcszemekből áll, melyekhez többkevesebb muszkoviton és kloriton kívül egy-egy savanyú földpát- és cirkonszemcse járul. Az ásványszemek többnyire a rétegzés síkjába rendeződtek (19. és 20. ábra). Mind a lilás, mind a fehéres homokkőtípus meszes-kovás-szericites kötőanyagú, minek következtében tömény sósavban fellazíthatók.

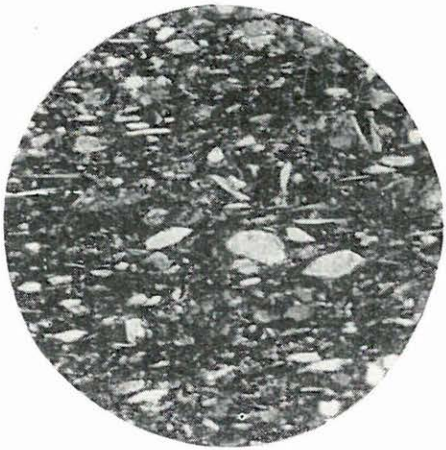
A zöld agyagpala (21. ábra) dolomitos-meszes vagy szericites-kovás, szubmikroszkópos kötőanyagába ágyazott ásványszemek között a muszkovit (3—20 μ) uralkodik, gyakori a klorit (6—20 μ); a legfeljebb 30 μ nagyságú kvarcszemek ellenben erősen háttérbe szorulnak. Ezeken kívül szericit és turmalin (6—8 μ) figyelhető meg. Montmorillonit vagy kaolin-ásványok a DTA-felvétel szerint nincsenek, illit azonban Rtg-vizsgálattal kimutatható.

A főbb típusok vegyi összetételét a 482—483. oldalon levő táblázat szemlélteti. Feltűnő ebben egyes kisebb kőzetlencsék Fe_2O_3-tartalmának jelentős feldúsulása.

Schréter Z. (1954a. p. 136.) a tarka rétegösszletet szárazföldi eredetűnek minősítette, s annak talpképződményeit a Tarófő déli szomszédságának lidites kvarckonglomerátumában vélte felfedezni. A konglomerátum azonban (9—10. ábra), amihez hasonlót a felső-karbon összlet számos pontjáról ismerünk, semmi esetre sem tartozik a tarka rétegösszlethez (l. a 290. oldalt). A tarka összlet jól rétegzett és viszonylag finomszemű volta, gyakori karbonáttartalma, továbbá az a tény, hogy hozzá hasonló betelepülések már az urali emelet legfelső, kétségtelenül tengeri eredetű mészkőlencséivel váltakozva is ismeretesek, a szóbanforgó összlet szárazföldi keletkezése ellen szól. Fekvőjéhez képest ugyan a tarka sorozat regressziót jelez, az üledékképződés jelentősebb megszakadásának azonban nincs nyoma. Éppen ellenkezőleg: az urali mészkőlencséknek tarka palával váltakozását a felső-karbonkori sötét, szericites agyagpalafáciesnek az alsó-perm tarka palaösszletébe való átmeneteként értelmezhetjük. — A tarka sorozat magasabb részének dúsuló karbonáttartalma, dolomit- és mészkőbetelepülései viszont kétségtelenül a felső-permi transzgresszió előhírnökei, melyek világosan érzékeltetik a törmelékes rétegsornak a felső-perm legalsó, dolomitos—meszes rétegei-



19. ábra.



20. ábra.



21. ábra.

19. ábra. Fehér homokkő. (Alsó—középső-perm.) – Nagyberenáslápa (K. 2072—2/1957). – 50 : 1. Nikol: + (Foto: NAGY G. 1957)

Abb. 19. Heller Sandstein (Unter- und Mittelperm). – Nagyberenáslápa (K. 2072 – 2/1957). – 50 : 1. Nikol: + (Photo: G. NAGY 1957)

20. ábra. Lila agyagpala. (Alsó—középső-perm.) – Nagyberenáslápa (K. 2071—2/1957) – 50 : 1. Nikolok: || (Foto: NAGY G. 1957)

Abb. 20. Rötlicher Tonschiefer (Unter- und Mittelperm). – Nagyberenáslápa (K. 2071 – 2/1957). – 50 : 1. Nikol: || (Photo: G. NAGY 1957)

21. ábra. Zöld agyagpala. (Alsó—középső-perm.) – Nagyberenáslápa (K. 2072—3/1957) – 50 : 1. Nikolok: || – (Foto: NAGY G. 1957)

Abb. 21. Grüner Tonschiefer (Unter- und Mittelperm). – Nagyberenáslápa (K. 2072 – 3/1957). – 50 : 1. Nikol: || – (Photo: G. NAGY 1957)

hez való kapcsolódását. Bár a felszíni„rauhvakke"-minták csekély szulfáttartalma ezt nem erősíti meg (l. a 482—483. oldalt), a zöld palarétegekkel váltakozó, sejtes karbonátrétegek alapján a rétegsor felső részén anhidrites fácies jelenlétét sem tartjuk kizártnak. *Mindez együttvéve a tarka összletnek sekély lagunában való képződésére vall.*

A képződmény kora

A tarka rétegösszlet nagyvisnyói és dédesi kibúvásait SCHRÉTER Z. (1914a és b) már az első részletes térképzés során a Kárpátok egyes permkori kőzettípusaihoz hasonlította, ősmaradványok híján azonban a karbontól való elkülönítésükre akkor még nem vállalkozott. Később (1954-ig) az alsó-triász törmelékes tagjaiként értékelte azokat (SCHRÉTER Z. 1934b.). *Mivel azonban a tarka összlet minden szelvényében a felsőkarbon, illetve a felső-perm összletei közé települ, méghozzá úgy, hogy azokkal üledékképződésileg össze is függ, korát egyértelműen a permnek a szakmarai (wolfcampi) emelettől a kungur (word) emeletig terjedő alsó és középső részében állapíthatjuk meg.*

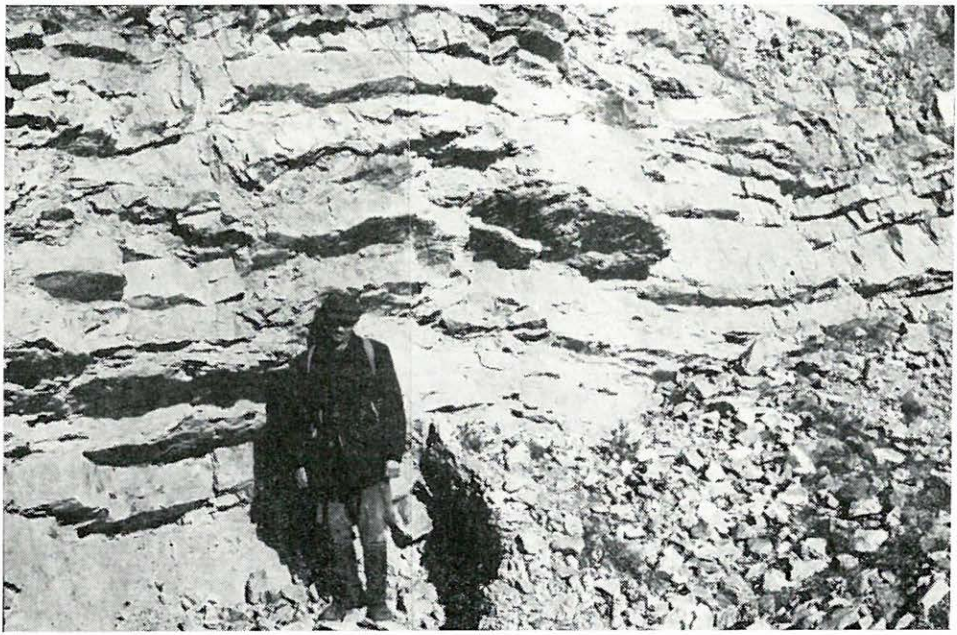
Ezzel szemben SCHRÉTER Z. (1958, 1960, 1963) a Bükkhegység „grödeni jellegű" összletének korát — karni-alpi analógiák alapján — a word emeletre igyekszik korlátozni. Ellene mond azonban ennek az a tény, hogy a „grödeni homokkő" rétegtani helyét az egész délalpi—dinári térségnek csupán ama részein sikerült (viszonylag szűk határok között) a középső-perm felső részére szorítani, ahol fekvőjében — a rattendorfi, illetve a trogkofeli rétegek alakjában — mind a szakmarai, mind az artinszki emelet jelen van. Ahol ellenben az utóbbi avagy mindkettő hiányzik, ott a „grödeni homokkő" már nem a Karni Alpokra jellemző vékony (40 m-es) szint, hanem annál jóval vastagabb és nagyobb rétegközt átfogó képződmény. A Bükkhegységben egyelőre sem a pseudoschwagerinás rattendorfi, sem a parafusulinás—ammonitidás trogkofeli rétegeket, sem ezek megfelelőit nem ismerjük. SCHRÉTER (1963. p. 80) ugyan a dezsővölgyi lelőhely csigafaunájának előzetes meghatározása alapján feltételezi jelenlétüket; ezt azonban — másoldalú gondos ellenőrzés híján — nem fogadhatjuk el döntő érv gyanánt.

SCHRÉTER Z. (1963. p. 81) a Bükkhegység „grödeni típusú" összletének felső részébe települt, ősmaradványmentes karbonát-rétegeket újabban a kövületes felső-permi mészkőhöz próbálja csatolni. Ez azonban sem őslénytani, sem üledéktani, sem térképezési szempontból nem látszik indokoltnak. A bükki felső-perm ui. nem annyira az üledéktanilag eltérő dél-tiroli vagy karni-alpi „bellerophonos" összleteket, hanem inkább Nyugat-Szerbia felső-permjét mintázza, amelynek alján a dél-tirolihoz hasonló gipszes-palás képződmény hiányzik. A dinári felső-permmel őslénytanilag is jobban egyeztethető. Semmiképpen sem szabad tehát a bükki perm beosztása tekintetében a dél-alpi analógiákat erőltetnünk. Egyébként – tudomásunk szerint – még a Karni-Alpokban sem választják el a grödeni összlettől annak mészkő- és márgabetelepüléseit, noha ennek ott – a dél-tiroli párhuzamok kapcsán – több indítéka volna.

2. Felső-perm

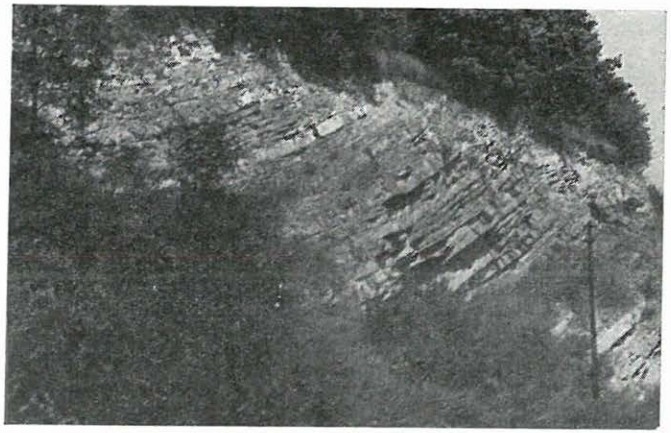
Általános jellemzés

A 200—250 m vastag felső-perm összletnek sötétszürke—kékesfekete, finomszemcsés, ütésre erős bitumenszagot adó mészkő az uralkodó kőzetanyaga. A 2—50 cm vastag mészkőrétegek olykor igen szegények ősmaradványokban; gyakran azonban kőzetalkotó mennyiségben tartalmaznak *mészalgákat*, apró, fehérvázú *Foraminiferákat*, *korallokat*, *Crinoidea*-nyéltagokat, *Brachiopodákat*, *puhatestűeket*. Az algás és foraminiferás mészkőrétegek rendesen kisebb vastagságúak. A rétegek határlapjait 0,1—15 mm vastag, Fe_2O_3-tól lilásvörösre és sárgásra színezett márgabevonat borítja, amelyből *tengeri sünök* héjtöredékei, *Foraminiferák* és *Ostracodák* iszapolhatók ki. Az iszapolási maradékban levő kevés üde kvarcszem nyilván epigenetikus. Másutt kissé vastagabb (2—10 cm-es) fekete márgabetelepülések láthatók (22—24. ábra), amelyek sötét színét az utólagos mállás fakó szürkéssárgára, esetleg lilásra változtatja. A mészkő sötét színét 0,5% körüli szervesanyag-tartalom okozza. Dolomittartalom



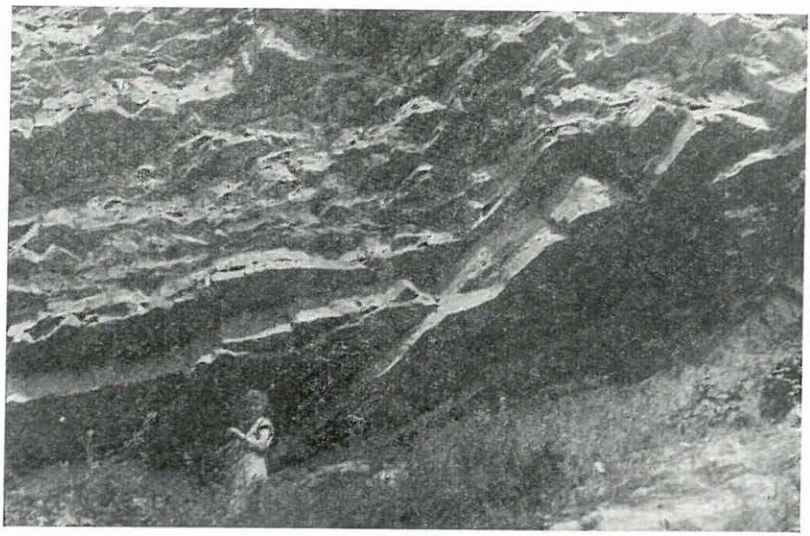
22. ábra. Sötétszürke mészkő, vékony fekete márgabetelepülésekkel. (Felső-perm. – Nekézseny. A Szodonkakúttól ÉNy-ra levő kőfejtőből. – (Foto: Balogh K. 1953)

Abb. 22. Dunkelgrauer Kalk mit dünnen, schwarzen Mergeleinschlüssen. (Oberperm) – Nekézseny. Aus dem Steinbruche NW-lich von Szodonkakút. – (Photo: K. Balogh 1953)



23. ábra. Változó vastagságú és minőségű felső-permi mészkőrétegek. – Nagyvisnyó, vasútállomás. (Foto: BALOGH K. 1956)

Abb. 23. Oberpermische Kalkschichten von wechselnder Stärke und Qualität. Nagyvisnyó. Eisenbahnstation. – (Photo: K. BALOGH 1956)



24. ábra. Felső-permi mészkő. – Nagyvisnyó, vasútállomás. – (Foto: SZABÓ I. 1957)

Abb. 24. Oberpermische Kalkschichten. – Nagyvisnyó. Eisenbahnstation. — (Photo: I. SZABÓ 1957)

gyakran kimutatható (l. a 484—485. oldalon levő táblázatot). A mészkő savban oldhatatlan maradékának mennyisége 2,4—9,9% közötti (súlyozott átlagban 5,9%). Ezt kvarcliszt, 0,01—1,00 mm nagyságrendű piritkockák és szerves anyag alkotják, olykor egy-két földpátszemcse is felismerhető. A nagyvisnyói állomás melletti kőfejtő mélyebbszinti, ősmaradványokban szegény mészkőpadjaiban BALKAY B.—LÁNG G. (1957. p. 9) ritkaságképpen kisebb terjedelmű, 2—3 cm vastag, fekete tűzkőlencsét talált.

A kemény mészkőpadok közé néhol nagyobb vastagságban iktatódnak vékonyrétegű, barnásszürke, meszes vagy dolomitos márgarétegek *(5. sz. vasúti bevágás)*, amelyek 10—35% közötti oldási maradéka a terrigén anyag mennyiségének növekedéséről tanúskodik anélkül, hogy annak minőségében jelentősebb változást tapasztalhatnánk:

Felső-permi kőzetminták oldási maradékainak mennyisége

Kőzetfajta	A vizsgált minták száma (db)	Az oldási maradékok mennyiségének	
		átlaga (%)	szélső értékei (%)
Dolomitos mészkő	5	2,9	0,9— 6,4
Mészkő	24	5,9	2,4— 9,9
Meszes és dolomitos márga	14	18,1	10,7—34,8

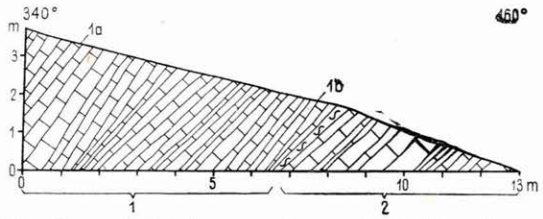
Felső-permi kőzetminták oldási maradékainak százalékos összetétele

Sorszám	1.	2.
SiO_2	60,90	55,28
TiO_2	1,08	0,69
Al_2O_3	16,36	15,94
Fe_2O_3	6,39	6,03
MnO	nyom	0,00
MgO	2,49	1,30
CaO	1,00	0,85
Na_2O	1,48	0,50
K_2O	2,90	4,16
$+H_2O$*	7,87	17,47
P_2O_5	0,08	0,06

* szerves anyaggal együtt

1. „Lyttoniás" mészkőpad. Nagyvisnyó. 5. sz. vasúti bevágás. 2. Fekete, foraminiferás, agyagos közbetelepülés. Nekézseny. Szodonkavölgy (97/1953.B.K.). Elemezte: BARABÁS L.-NÉ 1957.

A felső-perm rétegsor Újmassa északi szomszédságában barnásszürke, durvakristályos, algás dolomittal kezdődik (JÁMBOR Á. 1959. p. 104). Nyugat felé ez a dolomitsáv a Kovácskőtől DNy-ra kiékelődik. Azonban az összlet magasabb részeiben is mutatkoznak sötét, cukorszövetű dolomitrétegek, sőt ezek a Tekenősvölgyben a perm felső határa közelében jelentősen meg is vastagodnak. Hasonló a helyzet Nagyvisnyónál is. Vastagabb dolomitpadok itt a rétegsor alján (a község ÉNy-i szélén) mutatkoznak, de nem hiányzanak azok az összlet kissé magasabb részén sem (4. sz. vasúti bevágás). Többé-kevésbé dolomitos mészkő- és márgarétegek BALKAY B.—LÁNG G. (1957. p. 10) elemzési adatai szerint a 2. és 3. sz. vasúti bevágásban is vannak. A dolomitos mészkő a tiszta mészkőrétegeknél kevesebb terrigén anyagot tartalmaz.



25. ábra. A felső-perm és az alsó-triász átmeneti rétegeinek szelvényvázlata. – Deményvölgy

1. Sötétszürke mészpala és mészkő. *1a* és *1b.* Fehérsávos, sötétszürke mészkőpadok. (*1, 1a, 1b.* Felső-perm.) *2.* Szürke és sárga mészpala; világosszürke, sávos mészkő (alsó-triász)

Abb. 25. Skizze durch die Übergangsschichten zwischen Oberperm und Untertrias im Demény-Tal

1. Dunkelgrauer Kalkschiefer und Kalk. *1a* und *1b.* Dunkelgraue Kalkbänke mit weissen Streifen. (*1, 1a, 1b.* Oberperm). *2.* Grauer und gelber Kalkschiefer; hellgrauer, gestreifter Kalk (Untertrias)

A felső-permi rétegösszlet tehát csak sötét színével hasonlít a moszkvai—urali mészkőlencsékhez. Az alsó-perm és az alsó-triász összletek közötti helyzete, mészkőrétegeinek szemcsésebb és kevésbé préselt volta, rétegzésének módja és rétegsorának felépítése révén azonban azoktól szembeötlően különbözik. Már csak ezért sem indokolt az utóbbiaknak akár csak egy részét is a felső-permmel összecserélni (SCHRÉTER Z. 1943, 1953, 1954a és 1954b).

A Bükkhegység felső-permi rétegsorát üledékfolytonosság fűzi az alsó-triászhoz. Ezt a fontos tényt SCHRÉTER Z. ismerte fel elsőnek a két képződmény egyező települése s az érintkező rétegek kifejlődésének karbonátos jellege alapján; a határrétegeket mégsem írta le pontosan. Vitán felül áll, hogy a felső-perm mészkőre csaknem mindig az alsó-triász legalsó, fehéres-szürke mészkőrétegei következnek. Ahol nem az utóbbiak a felső-perm fedőrétegei (mint a Nyárjuhegy déli oldalán), ott a felső-perm felső határát utólagos szerkezeti elmozdulások szabják meg. Kisebb rétegmenti elmozdulásokkal olykor még az alsó-triász mészkőrétegekkel való közvetlen érintkezés esetén is számolnunk kell.

A perm—triász határrétegek természetesen csak jó feltárásokban tanulmányozhatók. Ilyen a garadnavölgyi „őskohóval" szemben nyíló Deményvölgyben vezető kocsiút (25. ábra). Ezen felülről lefelé haladva jól láthatjuk, hogy az 5—6 cm vastag rétegekben elváló, csupán elmosódott szerves nyomokat tartalmazó, dél felé átbuktatott, sötét felső-permi mészkő néhány méter távolságon belül előbb fehérsávossá (26. ábra), majd e tulajdonságának részbeni megőrzése mellett lemezessé válik, sőt erősen bitumenes mészpalába megy át. Ennek lemezeit igen vékony

agyagos—limonitos hártya választja el. Ezt követően mintegy 8 cm vastag, barnássárga, meszes agyagpala után világosabb és sötétebb sávokból felépített (tehát a felső-perm zárótagjaihoz hasonlóan finomréteges szerkezetű) alsó-triász mészkő következik, amely 10—50 cm-es rétegekben válik el, és sárgás mész- vagy márgapalával váltakozik. Az alsó-triász mészkövet világosabb színén kívül tömött szövete és a bitumen hiánya megkülönbözteti ugyan a felső-perm mészkőtől, határuk megvonása a 10—12 m-t kitevő kérdéses útszakaszon mégis fáradságos dolog. Hasonló, sávos mészkőrétegekkel jellemzett átmenetet figyeltünk meg az ómassai Vöröskő gerincének déli peremén is.



26. ábra. Fehérsávos felső-permi mészkő, az összlet felső határa közeléből. – Deményvölgy (32g/1958.B.K.)—1 : 1,1. (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 26. Weissgestreifter, dunkler Kalk aus der Nähe der oberen Grenze des Oberpermkomplexes. – Demény-Tal (32g/1958.B.K.) 1 : 1,1. – (Photo: T. Dömök 1959)

Az alsó-triász kezdő rétegeire jellemző, sávos kőzetszerkezet fellépése a felső-perm zárótagjában kétségtelenül az üledékfolytonosság jele. A vékony átmeneti rétegek azonban könnyen kihengerlődnek, s ezért még jó feltárás esetén sem mindig figyelhetők meg. Így már az ómassai Vöröskő keleti és északkeleti oldalán vagy a Kemesnye délkeleti részén „beöblösödő" felső-perm képződményfolt nyugati peremén sem láthatók, ahol a triász 2 ujjnyi vékony, világos barnásszürke, ősmaradványmentes kezdőrétegei kövületes felső-permen nyugszanak, s azzal együtt gyüredeztek össze. A mályinkai tó feletti kis kőfejtő meredek állású, *brachiopodás* és *pseudophillipsiás* felső-permjének az alsó-triász mészkővel való érintkezését – a réteglapok csúszási barázdáinak s egyes rétegek ezzel kapcsolatos breccsásodásának tanúsága szerint – ugyancsak tektonikai elmozdulások zavarják. Ezért, bár az érintkező rétegek kifejlődése nem áll messze egymástól, a Deményvölgyből leírt vékonysávos átmenet itt is hiányzik.

A képződmény ősmaradványai és kora

A felső-permi mészkőösszlet korát települési helyzetén kívül jó megtartású és jellemző mikroflóra, mikro- és makrofauna igazolja. Alábbi jegyzékének összeállításakor a *mészalgák* tekintetében Herak, M.—Kochansky, V. (1963), a *Foraminiferákat* illetően pedig Sidó M. (1960) és Rozovszkaja, Sz. E. (1960, 1963) meghatározásaira támaszkodtunk.

A HERITSCH F. (1944) és KOLOSVÁRY G. (1951) *korall*-tanulmányaiban feltüntetett fajok közül – azok végleges revíziójának megtörténtéig – csak egyet fogadtunk el. A *Brachiopodák* és a *puhatestűek* tekintetében RAKUSZ GY. (1932) és SCHRÉTER Z. (1935, 1943, 1948, 1953, 1954a, 1954b, 1959, 1960 és 1963) közölte meghatározások szolgálnak alapul:

Algae

Vermiporella nipponica ENDO
Vermiporella serbica PIA
Mizzia velebitana PIA
Epimastopora sp.
Atractyliopsis sp.
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPLETZ)
Permocalculus tenellus (PIA)
Permocalculus fragilis (PIA)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT
Permocalculus sp.
Gymnocodiaceae indet.
Codiaceae indet.

Foraminifera

Rhabdammina sp.
Rheophax sp.
Ammodiscus sp. div.
Glomospira sp. div.
Lituotuba sp.
Tolypammina sp.
Ammovertella sp.
Endothyra sp. div.
Glyphostomella sp.
Textularia sp. div.
Climacammina sp. div.
Monogenerina sp.
Geinitzina sp. div.
Lunucammina sp.
Spandelina sp. div.
Spandelinoides sp. div.
Orthovertella sp.
Globivalvulina sp. div.
Stacheia sp. div.
Lagena sp.
Nummulostegina sp.
Codonofusiella ? sp.

Rugosa

Waagenophyllum indicum (WAAGEN et WENTZEL)

Bryozoa

Stenopora ovata LONSDALE

Brachiopoda

Schizophoria indica (WAAGEN)
Derbyia senilis (PHILLIPS)
Derbyia aff. *senilis* (PHILLIPS)
„*Derbyia* cf. *incurva* (ABICH)"
Derbyia aff. *buchi* (D'ORBIGNY)
Derbyia regularis minor WAAGEN
Derbyia sp.

Leptodus richthofeni (KAYSER)
Leptodus nobilis (WAAGEN)
Linoproductus sp.
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia yakowlewi (STOYANOW)
Richthofenia sp.
Marginifera bükkensis SCHRÉTER
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Pustula ? bükkensis SCHRÉTER
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HERITSCH)
Chonetes sp.
Camarophoria sp.
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN
Spirifer sp.
Comelicania vultur STACHE
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Spirigerella ovoidalis WAAGEN
Spirigerella alataeformis SCHRÉTER
Martinia hungarica SCHRÉTER
Martinia chidruensis WAAGEN
Martinia warthi WAAGEN
Martinia rakuszi SCHRÉTER
Martinia sp.
Spiriferellina cristata (SCHLOTHEIM)
Cleiothyridina cf. *capillata* (WAAGEN)
Cleiothyridina aff. *grossula* (WAAGEN)
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)
Dielasma sp.
Heterelasma biplexiforme SCHRÉTER
Heterelasma legányii SCHRÉTER
Heterelasma sp.
Notothyris warthi bükkensis SCHRÉTER
Notothyris waageni SCHRÉTER
Notothyris sp.

Gastropoda

Bellerophon sp. div.
Bucania sp.
Euphemus sp.
Macrochilina avellanoides (KONINCK)
Stachella sp.
Naticopsis sp.

Scaphopoda

Plagioglypta herculea (KONINCK)

Lamellibranchiata

Allorisma sp.
Oxytoma wähneri KITTL
Edmondia permiana SIMIĆ
Pseudomonotis (Eumicrotis) bükkensis SCHRÉTER
Pseudomonotis crinifer (STACHE)
Schizodus pinguis WAAGEN

Cephalopoda

Brachycycloceras ? cyclophorum (WAAGEN)
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)
Tainoceras sp.
Temnocheilus sp.
Tirolonautilus sp.

Trilobita

Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER

Ostracoda

Sok, még feldolgozás alatt álló alak

Echinodermata

Crinoidea-nyéltagok
Echinoidea vázelemek

Vizsgáljuk meg a felsoroltak közül a rétegtanilag is értékelhető 55 alak fajöltőit, melyek közé az új alakok legközelebbi rokonait is beleszámítjuk (5. táblázat). Megállapítható, hogy ezen alakok bezáró rétegei a középső-perm felső részénél, a word emeletnél idősebbek nem lehetnek, sőt – a felső-permre szorítkozó alakok nagy számánál fogva – nyilván felső-perm koriak. A karbonban 6, a szakmarai emeletben 4, az artinszkiben pedig 6 azonos és rokon faj indul (együtt 29%). A wordtól kezdve ismerünk további 15 azonos és rokon alakot (27%); míg a többség (24 alak = 43%) jelenlegi ismereteink szerint csak a felső-permben élt.

A magasabb fejlettségű *Fusulinida*-nemzetségek *(Verbeekininák, Neoschwagerininák, Polydiexodinák)* teljesen hiányoznak, s a sok *kisforaminifera* mellett eddig csupán a *Codonofusiella* nemzetség volt kimutatható. Hasonló típusú *Foraminifera*-társaságot a kínai, darvazi, pamiri, északnyugat-kaukázusi, dinári és dél-alpi felső-permi összletekben látunk. A bükkhegységi felső-permnek ezen összletekkel párhuzamosíthatóságát a makrofauna is alátámasztja.

A rétegtagok valószínű sorrendje

Bár az ősmaradványtartalom más bükkhegységi összletekhez képest viszonylag jóval bőségesebb, annak begyűjtöttsége korántsem mondható területileg egyenletesnek. Általánosan, minden vonulatrészből ismeretesek a *mészalgák, kisforaminiferák, Crinoideák, tengeri sün* maradványok, gyakoriak a *korallok* és az *Ostracodák*. A kisforaminiferák, tengeri sün maradványok és az Ostracodák a márgás betelepülésekből gyakran ki is iszapolhatók. A *Brachiopodák* és a *puhatestűek* zömét viszont eddig Nagyvisnyó szomszédságából gyűjtötték, amelynek könnyen megközelíthető feltárásai elsősorban vonták magukra a kövületvadászok figyelmét. A begyűjtöttség mai helyzetéből adódó különbségeket természetesen nem lehet minden további nélkül fácieskülönbségekre átváltani, mert –

azonos kőzettípusokban – a nagyvisnyói ősmaradványtársaság számos eleme a „Magas-Bükkben" is jelen van. Kétségtelen ugyan, hogy a Nyárjuhegytől keletre, a Garadnavölgy mentén húzódó felső-permi képződménysáv helyenként erősen megpréselődött és ezért mészkőrétegei gyakran palásabbak, mint északi megfelelőik. A kőzetek ezen utólagos elváltozása azonban az üledékképződéstől merőben független jelenség.

A területi megoszlás egyenlőtlenségeinél sokkalta nagyobb nehézséget okoz, hogy a rendelkezésünkre álló ősmaradvány-anyag – kevés kivételtől eltekintve – nem rétegről-rétegre haladó gyűjtésből származik, sőt egyes faunaelemek esetében lelőhelyük összecserélésének gyanúja is felmerül. Olyan feltárásunk nincs, amely fekvőtől a fedőig zavartalan szelvényben, összefüggő módon mutatná be a felső-perm rétegsort. Ez alól még a nagyszabásúnak tetsző, de csapásmenti elhelyezkedésüknél és meg-megszakadó voltuknál fogva a tektonikusan is zavart rétegek egymásutánjáról tökéletes képet nem nyújtó nagyvisnyói vasúti bevágások sem alkotnak kivételt. Éppen ezért a lelőhelyek és rétegtagok alábbi csoportosítása nem sokkal több a finomszintezési kérdések jövőbeli vizsgálatát előkészítő munkahipotézisnél:

a) Nagyvisnyó közvetlen környéke (27. ábra)

A bükkhegységi felső-perm legmélyebb tagja a Garadnavölgy északi oldalán, Újmassa északi szomszédságában 25—50 m vastagságban megfigyelt barnásszürke, durvakristályos, algás dolomit, aminek fekvője sárga dolomitbetelepüléseket tartalmazó, zöld alsó-perm agyagpala, közvetlen fedője pedig dolomitpadokkal váltakozó sötétszürke mészkő.

α) Nagyvisnyó környékén ez a legmélyebb dolomitszint — valószínűleg rétegmenti kihengerlődés következtében — sehol nincs felszínen. A község ÉNy-i oldalán, a cigánysori árok DNy-i szomszédságában, közvetlenül a vasútmenti alsó-perm kibúvások felett, szürke dolomit és mészkő váltakozik. Itt, a 39. vasúti kilométerkőtől ÉNy-ra (7/1954. B. K.)

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) és
Permocalculus cf. *tenellus* (Pia)

található. A mészkő és dolomit váltakozása a cigánysoron és annak folytatásán, majd a Cigányvölgytől keletre levő domborron s az ún. *Mihalovits*-féle nagy kőfejtő nyugati oldalának legalsó rétegein át a 404. sz. vasúti hektométer környékéig nyomozható. Az említett domborr dolomittal váltakozó mészkőrétegeiben a következő ősmaradványokat találtuk:

Mizzia velebitana Schub. (14—15—16/1954. B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (14—17—100*a*/1954. B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* Elliot (16/1954. B.K.)
Permocalculus sp.
Ammodiscus sp. (13/1954. B.K.)
Glomospira sp. div. (13/1954. B.K.)
Tolypammina sp. (13/1954. B.K.)

Ebbe a mélyebb szintbe tartozhatnak a Nagyvisnyó belterületére eső kőfejtők agyagos—márgás, valamint dolomit-betelepülésekkel váltakozó mészkőrétegei is, a következő kisforaminiferákkal:

Ammodiscus sp. div.
Ammovertella sp.

Tabelle 5. táblázat

A Bükkhegység rétegtanilag értékelhető felső-permi ősmaradványainak, illetve azok legközelebbi rokonainak fajöltői

Lebensdauer der oberpermischen Arten des Bükk-Gebirges bzw. ihrer nächsten Verwandten

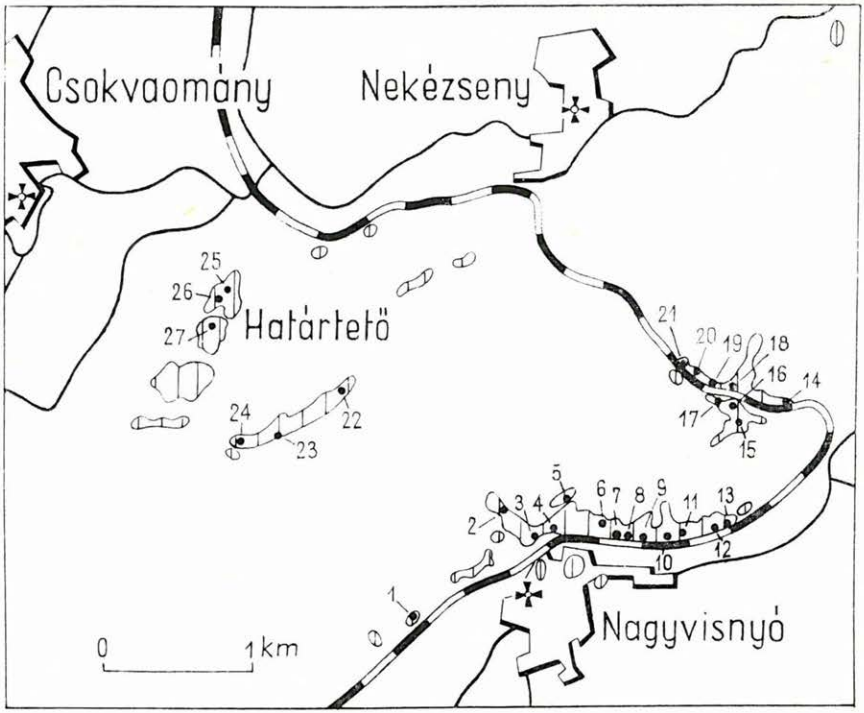
A faj neve Artname	Moszkvai	Urali	Szakmarai	Artinszki	Word (Kungur)	Capitan (Kazáni)	Ochoa (Tatár)
Algae							
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)			+		+	+++	+++
Mizzia velebitana SCHUB.					+++	+++	+++
Permocalculus fragilis (PIA)						+++	+++
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT						– – –	
Permocalculus tenellus (PIA)			+		+	+++	
Vermiporella nipponica ENDO					++	+++	+++
Vermiporella serbica PIA					+	+++	+++
Foraminifera							
Codonofusiella ? sp.					–	– – –	
Anthozoa							
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)					+	+++	+++
Bryozoa							
Stenopora ovata LONSD.					++	+++	+++
Brachiopoda							
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICH.	+++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Cleiothyridina cf. *capillata* WAAG.				–	– – –	– – –	– –
Cleiothyridina aff. *grossula* WAAG.				– –	– – –	– – –	–
Comelicania vultur (STACHE)							+
Derbyia aff. *buchi* (D'ORB.)			– –	– – –	– – –	– – –	– – –
„*Derbyia* cf. *incurva* (ABICH)"							– –
Derbyia regularis minor WAAG.							+++
Derbyia senilis (PHILL.)	–	++	+++	+++	+++	+++	+++
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)	+	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Heterelasma biplexiforme SCHRÉTER					–	– – –	
Heterelasma legányii SCHRÉTER				–	– – –	– –	
Leptodus nobilis (WAAG.)					++	+++	+++
Leptodus richthofeni KAYSER			+++	+++	+++	+++	+++
Marginifera bükkensis SCHRÉTER						– – –	– –
Martinia chidruensis WAAG.						+	+
Martinia hungarica SCHRÉTER						– –	– –
Martinia rakuszi SCHRÉTER					–	– – –	–

5. táblázat folytatása

A faj neve Artname	Moszkvai	Urali	Szakmarai	Artinszki	Word (Kungur)	Capitan (Kazáni)	Oshoa (Tatár)
Martinia warthi Waag.					+	+++	+
Neospirifer fasciger ambiensis Waag.						+	+++
Notothyris waageni Schréter						−−	−
Notothyris warthi bükkensis Schréter		−	−−−	−−−	−−−	−−−	−
Richthofenia sp.					−	−−−	−−
Schizophoria indica (Waag.)	++	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Spinomarginifera helica (Abich)					−	+++	+++
Spiriferellina cristata (Schlotheim)	−	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Spirigerella ovoidalis Waag.					+	+++	+++
Spirigerella alataeformis Schréter					−	−−−	−−−
Tschernyschewia involuta Simić						+	+
Tschernyschewia sinuissima Simić						+	+
Tschernyschewia typica elongata Simić						+	+
Tschernyschewia typica lata Simić						+	+
Tschernyschewia typica typica Stoyanow					+	+++	+++
Tschernyschewia yakowlewi Stoyanow						+	+++
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)					+++	+++	+++
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (Her.)						+++	
Gastropoda							
Macrochilina avellanoides (Koninck)					+	+++	+++
Scaphopoda							
Plagioglypta herculea (Kon.)						+++	++
Lamellibranchiata							
Edmondia permiana Simić						−+	
Oxytoma wähneri Kittl							+++
Pseudomonotis crinifer (Stache)							+
Schizodus pinguis Waag.				++	+++	+++	+
Cephalopoda							
Brachycycloceras ? *obliqueannulatum* (Waag.)						+	+++
Pseudorthoceras ? *cyclophorum* (Waag.)						+	+++
Tirolonautilus sp.							−
Trilobita							
Pseudophillipsia hungarica Schréter				−	−−−	−−−	−−

+++ Azonos alak fajöltője
−−− Rokon alak fajöltője

+++ Lebensdauer identischer Formen
−−− Lebensdauer verwandter Formen



27. ábra. Felső-permi ősmaradványlelőhelyek Nagyvisnyó környékén

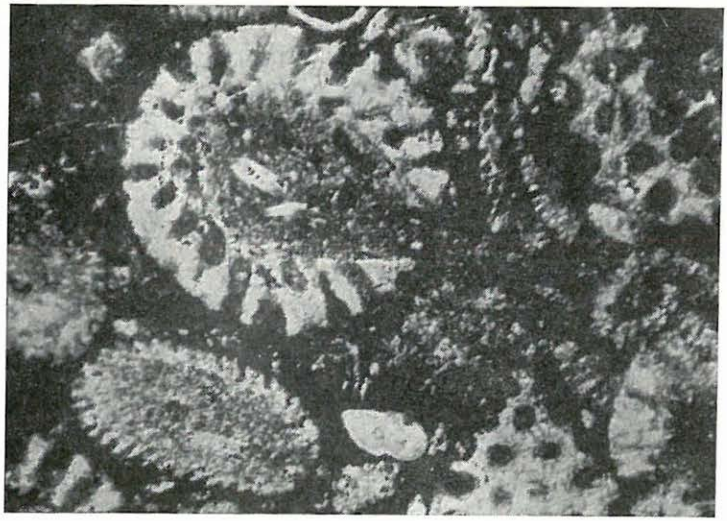
1. A 39. vasúti kilométerkőtől ÉNy-ra (7/1954. B.K.). *2.* A Cigányvölgy K-i oldalán (58/1954. B.K.). *3.* A Cigányvölgy és a Mihalovits-kőfejtő közötti dombsoron (13—17/1954. B. K., 100—100*a* 1954. B. K.) *4.* Mihalovits kőfejtő. *5.* A Papszőlőkbe vezető út mellett (63/1954. B. K.). *6.* A vasútállomás fölötti ösvényen (21/1954. B.K.). *7.* A 406. sz. vasúti hektométertől Ny-ra 50 m-re (104/1954. B.K.). *8.* A nagyvisnyói állomásépülettel szemben, az 1. sz. váltó melől (7/1953. B. K.). *9.* A 407. sz. vasúti hektométernél (8/1953. B.K.). *10.* A 409. sz. vasúti hektométernél levő kőfejtő (296/1950. B.K.). *11.* A 409. sz. vasúti hektométernél nyíló völgyből (22—23/1954. B.K.). *12.* A 411. sz. vasúti hektométertől K-re 38 m-re (32/1954. B. K.). *13.* A 412. sz. vasúti hektométertől K-re 32 m-re (33/1954. B. K.). *14.* 2. sz. vasúti bevágás. *15.* 22/1957. B.K. *16.* 27/1954. B.K. *17.* 28/1954. B.K. *18.* 3. sz. vasúti bevágás (18/1953. B.K., 294/1950. B.K.). *19.* 4. sz. vasúti bevágás. *20.* Az 5. bevágás mélyebb rétegei (23/1953. B.K.). *21.* Az 5. bevágás „lyttoniás" rétegei. *22.* 47/1953. B.K. *23.* Szodonkavölgy (91/1953. B.K.). *24.* Szodonkavölgy (95/1953. B.K.). *25.* 73/1953. B.K. *26.* 75/1953. B.K. *27.* SCHRÉTER-féle lelőhely a Határtetőn.

Abb. 27. Oberpermische Fossilienfundstellen in der Umgebung von Nagyvisnyó

1. NW vom Eisenbahnkilometerstein Nr. 39. (7/1954.B.K.). *2.* An der O-Seite des Cigányvölgy (58/1954.B.K.) *3.* Am Hügel zwischen dem Cigányvölgy und Mihalovits-Bruch (13—17/1954.B.K. 100—100*a*/1954.B.K.). *4.* Mihalovits-Bruch. *5.* Beim Fahrwege nach dem Papszőlők (63/1954.B.K. *6.* Am Steig oberhalb der Eisenbahnstation (21/1954.B.K.). *7.* 50 m westlich vom Eisenbahnhektometer Nr. 406 (104/1954.B.K.). *8.* Gegenüber dem Stationsgebäude Nagyvisnyó, bei der Weiche Nr 1. (7/1953.B.K.). *9.* Beim Eisenbahnhektometer Nr. 407 (8/1953.B.K.). *10.* Steinbruch beim Eisenbahnhektometer Nr. 409 (296/1950.B.K.). *11.* Aus dem Tal neben dem Eisenbahnhektometer Nr. 409 (22—23/1954.B.K.). *12.* 38 m östlich vom Eisenbahnhektometer Nr. 411 (32/1954. B. K.). *13.* 32 m östlich vom Eisenbahnhektometer Nr. 412 (33/1954. B. K.) *14.* Eisenbahneinschnitt Nr. 2. *15.* 22/1957. B.K. *16.* 27/1954.B.K. *17.* 28/1954 B.K. *18.* Eisenbahneinschnitt Nr. 3 (18/1953. B. K. 294/1950.B.K.). *19.* Eisenbahneinschnitt Nr. 4. *20.* Tieferer Teil des Einschnittes Nr. 5. (23/1953. B. K.). *21.* „Lyttonienschichten" des Einschnittes Nr. 5. *22.* 47/1953. B.K. *23.* Szodonka-Tal 91/1953.B.K.). *24.* Szodonka-Tal (95/1953.B.K.). *25.* 73/1953.B.K. *26.* 75/1953.B.K. *27.* SCHRÉTER'S Fundstelle am Határtető.

Egyelőre ide soroljuk a 405. és 413. sz. vasúti hektométerek közé eső márgabetelepüléses mészkőösszletet is (28. ábra). Az itteni lelőhelyek ősmaradványai:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (296/1950. B.K., 22/1954. B.K. 8/1953. B.K., 7/1953. B.K., 32/1954. B.K.)



28. ábra. Mizzia velebitana SCHUB. és *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.). (Felső-perm.) – Szodonkavölgy (7/1953. B.K.) – 105 : 1. (Foto: PELLÉRDY L.-NÉ. 1954)

Abb. 28. Mizzia velebitana SCHUB. und *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.) – (Oberperm) – Szodonka-Tal (7/1953. B.K.) – 105 : 1. – (Photo: FRAU PELLÉRDY 1954)

Mizzia velebitana SCHUB. (23/1954.B.K., 8/1953.B.K., 7/1953.B.K., 104/1954.B.K.)
Vermiporella serbica PIA (104/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (8/1953.B.K., 7/1953.B.K.)
Permocalculus sp. (7/1953.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (104/1954.B.K.)
Codiaceae (7/1953.B.K.)
Ammodiscus sp. div. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K., 32/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K., 104/1954.B.K., 32/1954.B.K.)
Tolypammina sp. (7/1953.B.K.)
Endothyra sp. (7/1953.B.K., 104/1954.B.K.)
Climacammina sp. (7/1953.B.K.)
Textularia sp. (32/1954.B.K.)
Geinitzina sp. (7/1953.B.K., 32/1954.B.K.)
Globivalvulina sp. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K.)
Lagena sp. (7/1953.B.K.)
Nummulostegina sp. (7/1953.B.K.)
Ostracoda sp. div. (7—8/1953.B.K., 32/1954.B.K.)

A lelőhelyszámok jelentése:

296/1950.B.K., 22/1954.B.K. és 23/1954.B.K. = a 409. sz. vasúti hektométer közelében nyíló kőfejtő, illetve völgy mélyebb és magasabb helyzetű rétegei.
7/1953.B.K. = a nagyvisnyói állomásépülettel szemben, az 1. sz. váltó mellől.
8/1953.B.K. = a 407. sz. vasúti hektométerrel szemben.
104/1954.B.K. = a 406. sz. vasúti hektométertől Ny-ra 50 m-re.
32/1954.B.K. = a 411. sz. vasúti hektométertől keletre 38 m-re.
33/1954.B.K. = a 412. sz. vasúti hektométertől keletre 32 m-re.

β) Feljebb mészkő- és márgarétegek váltakozása látható, amit a vasútállomástól NyÉNy-ra levő nagy kőfejtő jól feltár. A feltárás derekán levő lőszerkamráig terjedő mélyebb rész faunája (*-gal kiemelve a biztosan a lőszerkamrából származó ősmaradványok):

* *Waagenophyllum indicum* (Waagen et Wentzel)
* *Tyloplecta yangtzeensis* (Chao)
* *Pustula ? bükkensis* Schréter
Cleiothyridina cf. *capillata* (Waagen)
Cleiothyridina aff. *grossula* (Waagen)
Plagioglypta herculea (Koninck)
Bellerophon sp.
Temnocheilus sp.
Tirolonautilus sp.
* *Brachycycloceras ? cyclophorum* (Waagen)
(A legutóbbi a mélyebb rétegekben is jelen van.)

γ) E rétegek kelet felé folytatódni látszanak. A 404. vasúti hektométertől É-ra, a lejtő közepe táján (21/1954. B.K.) ugyancsak megvan a

Waagenophyllum indicum (Waagen et Wentzel),

a lejtő felsőbb részén azonban (v. ö. Schréter Z. 1953. p. 159) a

Brachycycloceras ? cyclophorum (Waagen)
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum (Waagen)
Tirolonautilus sp. div. és
Temnocheilus sp.

mellett új elemként az

Edmondia permiana Simić

is, megjelenik.

Bizonyára ebbe a magasabb szintbe tartozik a cigánysori árok keleti oldala is, ahol

Mizzia velebitana Schub. és
Edmondia permiana Simić

mellett (Schréter Z. 1953. p. 159) az 58/1954.B.K. sz. minta tanúsága szerint

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)
Permocalculus fragilis (Pia) és
Permocalculus sp.

gyűjthető. — A *Mizzia velebitana* Schub. a nagy kőfejtő legfelső mészkőrétegeiben, valamint a Papszőlőkbe vezető szekérút ÉNy-i oldalán levő kis kőfejtőkben is megvan, s az utóbbi helyen (63/1954. B.K.) kisforaminiferákkal s a hegység ezideig egyetlen permkori Fusulinidájával társul:

Mizzia velebitana Schub.
Codonofusiella sp.
Glomospira sp.
Geinitzina sp. div.

b) A nagyvisnyói 2—5. sz. vasúti bevágás környéke (27. ábra)

A 426. és 435. sz. vasúti hektométer közti bevágások rétegsora közelsége ellenére sem egyezik a Nagyvisnyó melletti feltárásokéval. A különbségek — a makrofauna eltérésein kívül — a látható legmélyebb tagok dolomitmentességében rejlenek.

A 2. sz. bevágás mészkőrétegei közt ui., amelyek tektonikusan érintkeznek az alsó-perm kihengerelt képződményeivel, éppúgy nem látni dolomitpadokat, mint a vasútállomástól a 413. hektométerig terjedő pályarész hasonló

helyzetű rétegei közt sem. A mészkő és agyagos közbetelepülései az alábbi faunát szolgáltatták:

Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Stacheia sp.
Oxytoma wähneri KITTL
Naticopsis sp.
Macrochilina avellanoides (KONINCK)
Nautiloidea sp.

A bevágás feletti mészkőrétegek *Permocalculus*-tartalmúak.

A 2. bevágás rétegei Ny felé a vasúttal párhuzamos völgy D-i peremén folytatódnak, a következő *mészalgákkal:*

Permocalculus tenellus (PIA) (28/1954.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (27/1954.B.K. ?)
Permocalculus sp. ind. (27/1954.B.K., 28/1954.B.K.)
Codiaceae (28/1954.B.K.),

illetve *kisforaminiferákkal* (22/1957.B.K.):

Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Endothyra sp.
Textularia sp. div.
Climacammina sp. div.
Globivalvulina sp. div.
Stacheia sp.
Lagena sp. div.

E rétegek fedőjébe ennek a 3. sz. bevágás dolomitos mészkővel váltakozó mélyebb mészkőrétegei a következő ősmaradványokkal:

Mizzia velebitana SCHUBERT (294/1950.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (18/1953.B. K.)
Permocalculus tenellus (PIA) (18/1953.B.K.)
Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Spirifer sp.
Oxytoma wähneri KITTL.

A bevágás felső rétegeiben gyakoriak a *Bellerophonok.*

A 4. sz. bevágás kezdetben erősen zavart, majd ÉNy felé lehajló, s a feltárás nyugati végén szürke dolomitpadokkal váltakozó mészkőrétegeket mutat be a 3. bevágásbeli rétegek fedőjében. Az innen kikerült ősmaradványtársaság gazdagsága nem vetekszik ugyan az 5. bevágásbelivel, mégis nyilvánvalóan annak előhírnöke:

Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Martinia hungarica SCHRÉTER
Martinia rakuszi SCHRÉTER
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
Dielasma sp.
Notothyris waageni SCHRÉTER
Bellerophon sp. div.
Macrochilina avellanoides (KON.)
Oxytoma wähneri KITTL.

Az 5. s z. b e v á g á s agyagos-márgás betelepülésekben dús mészkőösszletében a Tasnádi Kubacska A. rétegszerinti gyűjtéséből származó minták vizsgálata kapcsán a *kisforaminifera*-társaság bizonyos, szintek szerinti változása figyelhető meg (Sidó M. 1960). A bevágásnak a 434. sz. vasúti hektométertől DK-re 16—24 m-re feltárt legalsó (26—28 sz.) rétegei ui. csak

Ammodiscus sp.-t

tartalmaznak. Ezek csapásmenti folytatásában, a völgy túlsó oldalán *Ammodiscusokon* kívül *Glomospira* sp.-t és *Spandelinoides* sp.-t találtunk (29/1954.B.K.). Fedő felé, a 434. hektométer ÉNy-i szomszédságában levő (23—25. sz.) rétegek *kisforaminifera*-társaságának ellenben *Geinitzinák* a vezéralakjai:

Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Glyphostomella sp.
Textularia sp. div.
Climacammina sp. div.
Monogenerina sp. div.
Geinitzina sp. div.
Spandelina sp. div.
Orthovertella sp.
Globivalvulina sp. div.
Stacheia sp. div.

Ezután [a 434. és 435. hektométer középtávolságáig (17—22. rétegek)] újabb *ammodiscuszos* szint következik:

Ammodiscus sp. div.
Glomospira sp. div.
Nummulostegina sp.

A 435. hektométerhez eső „lyttoniás" pad körüli fedőrétegekben (1—15. sz., illetve B. és C. minta) viszont a *Glomospirák* uralkodnak, de a mészalgák sem hiányzanak:

Vermiporella nipponica Endo
Vermiporella serbica Pia
Mizzia velebitana Schub.
Epimastopora sp.
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)
Permocalculus fragilis (Pia)
Gymnocodiaceae ind.
Ammodiscus sp. div.
Glomospira sp. div.
Lituotuba sp.
Geinitzina sp.
Globivalvulina sp.
Lagena sp.

Gyakoriak az 5. sz. bevágás mintáiban az *Echinodermata* vázelemek és az *Ostracodák* is.

Az 5. sz. bevágás a hegység felső-perm összletének leggazdagabb makrofauna lelőhelye. A mélyebb rétegekben található fajok (Schréter Z. 1953. p. 160):

Waagenophyllum indicum (Waag. et Wentz.)
Edmondia permiana Simić
Pseudomonotis (Eumicrotis) bükkensis Schréter
Oxytoma wähneri Kittl
Macrochilina avellanoides (Koninck)
Bellerophon sp.
Naticopsis sp.
Pseudorthoceras ? cyclophorum (Waagen)
Brachycycloceras ? obliqueannulatum (Waagen)

Tainoceras sp.
Temnocheilus sp. div.
Nautiloidea sp. ind.

A 435. sz. hektométer közelébe eső *(„lyttoniás")* fedőrétegek makrofaunája Schréter Z. (1953. p. 160. és 1963) szerint:

Schizophoria indica (Waagen)
Derbyia senilis (Phillips)
Derbyia aff. *senilis* (Phillips)
„Derbyia cf. *incurva* (Abich)"
Derbyia aff. *buchi* (d'Orb.)
Derbyia regularis minor Waagen
Derbyia sp.
Leptodus richthofeni (Kayser)
Leptodus nobilis Waagen
Tschernyschewia typica typica Stoyanow
Tschernyschewia typica elongata Simić
Tschernyschewia typica lata Simić
Tschernyschewia sinuissima Simić
Tschernyschewia yakowlewi (Stoyanow)
Richthofenia sp.
Marginifera bükkensis Schréter
Spinomarginifera helica (Abich)
Spinomarginifera helica var. n. Schréter
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (Heritsch)
Chonetes sp.
Linoproductus sp.
Camarophoria sp.
Neospirifer fasciger ambiensis Waag.
Spirifer sp.
Comelicania vultur (Stache)
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi Licharew
Spirigerella ovoidalis Waagen
Spirigerella (?) alataeformis Schréter
Martinia hungarica Schréter
Martinia chidruensis Waagen
Martinia warthi Waagen
Spiriferellina cristata (Schlotheim)
Dielasma elongatum (Schlotheim)
Heterelasma biplexiforme Schréter
Heterelasma legányii Schréter
Heterelasma sp.
Notothyris warthi bükkensis Schréter
Notothyris waageni Schréter
Pseudophillipsia hungarica Schréter.

A vasúti bevágások sorozatának a nagyvisnyói szelvénnyel való párhuzamosításához csupán az 5. bevágás mélyebb rétegei nyújtanak megbízhatónak látszó alapot. E rétegek makrofaunája ui. leginkább a nagyvisnyói γ szintével egyezik. Az 5. bevágás felső részének, illetve a 4. bevágásnak *Brachiopodákban* dús rétegei Nagyvisnyó közvetlen szomszédságából már nyilván hiányzanak. A 2. és 3. bevágás rétegeinek megfelelőit azonban települési helyzetük alapján joggal kereshetjük a nagyvisnyói α és β szintekben, ha az észlelt faunisztikai különbségeket a kifejlődés kismértékű megváltozásának rovására írjuk. A 435. hektométernél feltárt mészkőrétegek rétegtanilag magas helyzetét annak az alsó-triász rögöcskének a közelsége is valószínűsíti, amely ÉNy-i szomszédságuk helyéti alapkavicsa alól búvik ki. A perm és a triász közt azonban itt ÉK—DNy-i irányú vető húzódik. A *tschernyschewiás—leptoduszos* rétegek tehát nem tekinthetők a felső-perm zárótagjának, s fedőjükben — az említett alsó-triász kibukkanásig — még kb. 30—35 m-nyi, vörös agyaggal és helvéti alapkaviccsal fedett felső-perm összletre számíthatunk.

c) Mályinka

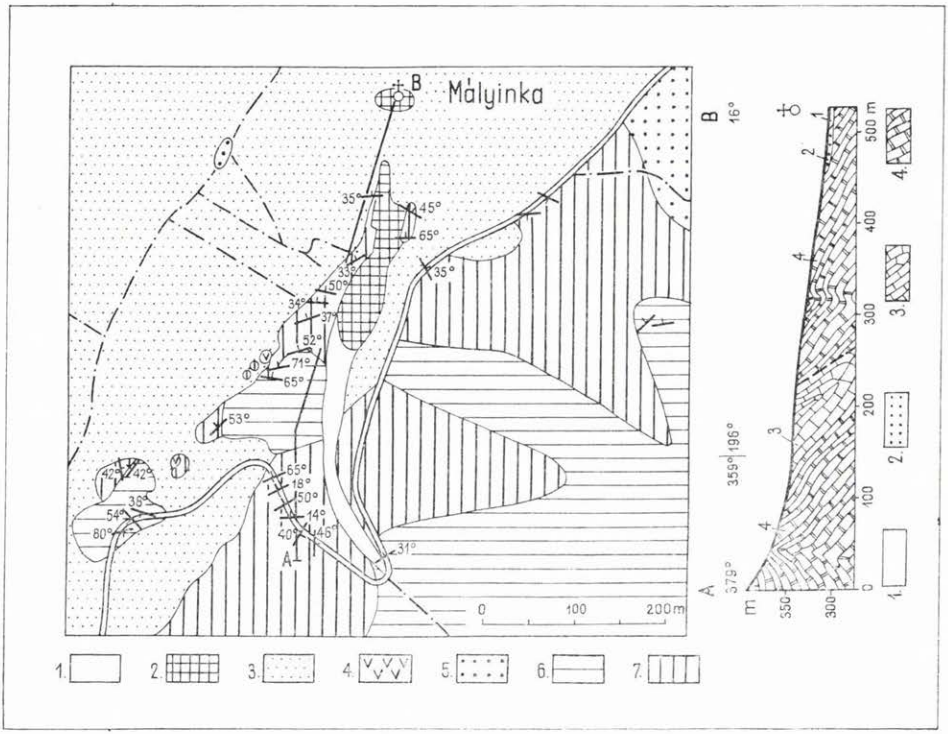
A községtől délre, a tó feletti kőfejtő északi oldalának

Schizophoria indica (Waagen)
Derbyia aff. *senilis* (Phillips)
Leptodus nobilis (Waagen)
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)
Tschernyschewia typica typica Stoyanow
Spinomarginifera helica (Abich)
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi Licharew
Tainoceras sp.
Pseudophillipsia hungarica Schréter

tartalmú rétegei feltétlenül az 5. bevágás felső osztatával párhuzamosíthatók (29. ábra). E rétegek közvetlenül alsó-triász mészkővel érintkeznek ugyan, a réteg-menti mozgásnyomok szerint (az egyirányú dőlésekből következtetve átbuktatott helyzetű) rétegek kihengerlődése mégis nyilvánvaló. A lelőhely látszólagos fedőjében (valójában fekvőjében) levő rétegek (196/1954.B.K.) a

Vermiporella nipponica Endo

fajt tartalmazzák.



29. ábra. A felső-permi rétegek települése Mályinkától délre

Jelmagyarázat a térképhez: 1. Alluvium. *2.* Mésztufa. *3.* Barnaföld *(1—3.* Negyedkor). *4.* Szarmata riolittufa. *5.* Helvéti rétegek. *6.* Alsó-triász mészkő. *7.* Felső-permi mészkő

Jelmagyarázat a szelvényhez: 1. Alluvium. *2.* Mésztufa. *3.* Alsó-triász oolitos mészkő. *4.* Felső-perm mészkő

Abb. 29. Lagerungsskizze der Oberpermschichten S-lich von Mályinka

Zeichenerklärung zur Karte: 1. Alluvium. *2.* Kalktuff. *3.* Braunerde *(1—3.* Quartär). *4.* Rhyolithtuff (Sarmat). *5.* Helvetische Schichten. *6.* Untertriaskalk. *7.* Dunkler Kalk (Oberperm)

Zeichenklärung zum Profil: 1. Alluvium. *2.* Kalktuff. *3.* Oolithischer Kalk (Untertrias). *4.* Dunkler Kalk (Oberperm)

d) Szodonkavölgy — Határtető

A közvetlenül össze nem függő feltárások közül (30. ábra) legmélyebb helyzetűnek a Szodonkakút É-i szomszédságától a Szodonkavölgy nyílásáig húzódó kőfejtősor látszik, amelynek dolomitbetelepülésekkel tarkított mészkőrétegeiből az alábbi ősmaradványokat gyűjtöttük:

Mizzia velebitana Schub. (91/1953.B.K., 95/1953.B.K)
Permocalculus cf. *plumosus* Elliot (91/1953.B.K.)



30. ábra. A Szodonkavölgy és a Csernely-patak közti terület földtani térképe

1. Alluvium. *2.* Barnaföld és vörös agyag *(1—2.* Negyedkor). *3.* Helvéti agyag, homok. *4.* Helvéti alapkavics. *5.* Gozaui konglomerátum (szenon). *6.* Középső-triász mészkő. *7.* Alsó-triász. *8.* Felső-perm mészkő. *9.* Vető. *10.* Rátolódás

Abb. 30. Geologische Karte des Gebietes zwischen Szodonkavölgy und Csernely-patak

1. Alluvium. *2.* Braunerde und roter Ton *(1—2.* Quartär). *3.* Helvetischer Ton und Sand. *4.* Helvetischer Basisschotter. *5.* Gosaukonglomerat (Senon). *6.* Mitteltriaskalk. *7.* Untertrias. *8.* Dunkelgrauer Kalk (Oberperm). *9.* Verwerfung. *10.* Überschiebung

Ammodiscus sp. (92/1953.B.K)
Glomospira sp. div. (91/1953.B.K., 92/1953.B.K., 97/1953.B.K.)
Geinitzina sp. div. (92/1953.B.K.)
Endothyra sp. (97/1953.B.K.)
Glyphostomella sp. (97/1953.B.K.)
Spandelina sp. (97/1953.B.K.)
Ostracoda sp. div. (91/1953.B.K.)

A szodonkavölgyi mészkősáv ÉK-i vége ezeknél magasabb helyzetű mészkőrétegeinek (47/1953.B.K.) ősmaradványai:

Mizzia velebitana SCHUB.
Permocalculus tenellus (PIA)
Permocalculus fragilis (PIA)
Permocalculus sp. ind.
Bellerophon sp. (48/1953.B.K.).

A csokvaományi Határtető nyugati oldalán húzódó DDK—ÉÉNy-i árok legészakibb kőfejtőjében feltárt mészkő és márgarétegek ősmaradványtársasága SCHRÉTER Z. (1953. p. 160) szerint az 5. bevágás felső részének felel meg:

Mizzia velebitana SCHUB.
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Crinoidea sp.
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tschernyschewia typica typica STOYANOV
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Bellerophon sp.
Tirolonautilus sp.

e) A Bálvány, a Felső- és Alsó-Nyárjuhegy vonulata

Annak ellenére, hogy ez a vonulat a felső-permnek valószínűleg teljes szelvényét tartalmazza, rossz feltártságuk miatt az itteni rétegek makrofaunáját csak igen kevéssé ismerjük. A *mészalgák* a rétegsor aljától a tetejéig megvannak (31. ábra), különösen gyakori a *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.):

Vermiporella nipponica ENDO (144/1954.B.K.)
Mizzia velebitana SCHUB. (69/1954.B.K., 40/1956.J.Á.)
Atractyliopsis sp. (69/1954.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (2/1956.B.K., 36/1956.B.K., 67/1954.B.K., 68/1954.B.K., 69/1954.B.K., 141/1954.B.K., 145/1954.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (67/1954.B.K., 145/1954.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (30/1956.B.K., 36/1956.B.K., 141/1954.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (40/1956.J.Á.)
Ammodiscus sp. (128/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (128/1954.B.K.)
Ostracoda sp. div. (128/1954.B.K., 141/1954.B.K),

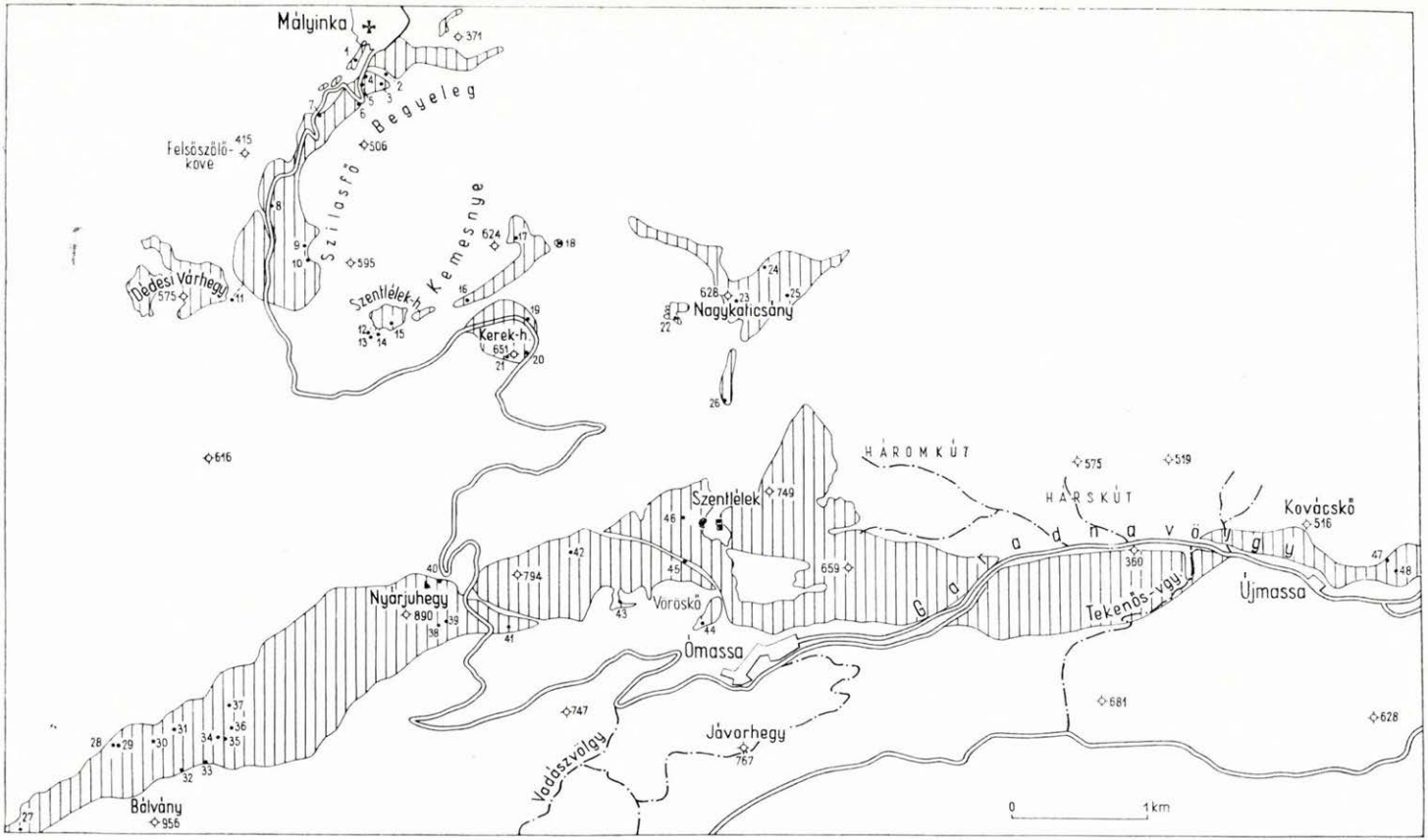
Ezenkívül a következő makrofauna-nyomok mutatkoznak, mélyebb rétegekben:

Bellerophon sp. (Alsó-Nyárjuhegy: 36/1956.B.K.),

magasabb helyzetben:

Bellerophon sp. (Felső-Nyárjuhegy: 22/1956.B.K.)
Brachiopoda-töredékek (Bálvány É-i oldala: 66/1956.B.K., 67/1956.B.K., 142/1954.B.K.)
Temnocheilus ? sp. (SCHRÉTER Z. 1953. p. 162. szerint a „Nyárjuhegy tetején").

A 66/1956.B.K. és a 67/1956. B. K. sz. minták kőzetanyaga s a bennük levő ősmaradványtöredékek is a nagyvisnyói 5. sz. bevágás rétegeire emlékeztetnek. Az alsó-triász határ közelébe eső legmagasabb rétegeket a mályinka—lillafüredi



31. ábra. Felső-permi ősmaradványlelőhelyek a Bálvány és a Nyárjuhegy környékén

Abb. 31. Oberpermische Fossilienfundstellen in der Umgebung vom Bálvány und Nyárjuhegy

1. Mályinka, tó felett (196/1954.B.K. és a kis kőfejtő). *2.* 34/1954.B.K. *3.* 36/1954.B.K. *4.* 186/1954. B.K. *5.* 187/1954.B.K. *6.* 1/1955.B.K. *7.* 189/1954.B.K. *8.* 198/1954.B.K. *9.* 48/1955.B.K. *10.* 49/1955.B.K. *11.* 191/1954.B.K. *12.* 30/1955.B.K. *13.* 3/1955.B.K. *14.* 31/1955.B.K. *15.* 32/1955.B.K. *16.* 64/1955.B.K. *17.* 73/1955.B.K. *18.* 7/1955.B.K. *19.* 208/1954.B.K. *20.* 205/1954.B.K. *21.* 61/1955.B.K. *22.* 56/1956.B.K. *23.* 37/1955.B.K. *24.* 12/1955.B.K. *25.* 41/1955.B.K. *26.* 57/1956.B.K. *27.* 128/1954.B.K. *28.* 69/1954.B.K. *29.* 68/1954.B.K. *30.* 67/1954.B.K. *31.* 141/1954.B.K. *32.* 67/1956.B.K. *33.* 66/1956.B.K. *34.* 142/1954.B.K. *35.* 143/1954.B.K. *36.* 144/1954.B.K. *37.* 145/1954.B.K. *38.* 22/1956.B.K. *39.* 22a/1956.B.K. *40.* 2/1956.B.K. *41.* 43/1956.B.K. *42.* 36/1956.B.K. *43.* 41/1956.B.K. *44.* 30/1956.B.K. *45.* 5/1956.B.K. *46.* 40/1956.J.Á. *47.* 244/1956.J.Á. *48.* 246/1956.J.Á.

műút nyárjuhegyi éles kanyarában a *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZ.) 3 egymást követő padban való fellépése jellemzi. A korallos padok a lelőhely nyugati és keleti szomszédságában mintegy 400 m csapáshosszúságban, összefüggő módon követhetők. Folytatásuk kelet felé az ómassai Vöröskő tetején (41/1956.B.K., 5/1956.B.K.) és keleti oldalán (30/1956.B.K.), nyugati irányban pedig a Bálvány északi oldalán is megvan (142/1956.B.K.). Ezek a korallos padok valószínűleg a hegység permjének — az 5. sz. bevágás *leptoduszos—tschernyschewiás* összlete feletti — legmagasabb szintjét alkotják. Felettük az alsó-triászig már csak a Vöröskő tetejéről és a Deményvölgyből ismert vékony átmeneti rétegek foglalnak helyet (l. a 318. oldalt).

KOLOSVÁRY G. (1951) a mályinkai Kerekhegyről s a csondróvölgyi barlang mellől említ még *Waagenophyllum indicum*-ot. E lelőhelyek közül azonban egyelőre csupán az utóbbit tekinthetjük a felső korallos szintbe tartozónak.

f) Egyéb lelőhelyek

Más lelőhelyek ősmaradványtársaságát a hegység felső-perm összletének taglalásánál egyelőre nem vehetjük számításba. Ezen elszórt leletek csupán bezáró rétegeik felső-perm korának bizonyítására elegendők, azok közelebbi szintjéről azonban nem tájékoztatnak. Az ősmaradványok legtöbbje mészalga:

Darnóhegy (54/1958.B.K.):
Vermiporella serbica PIA
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)

A Bacsóvölgy fejének nyugati oldalán (69/1957.B.K.):
Mizzia velebitana SCHUB
Gymnocodium bellerophontis (ROTPL.)

A Bacsóvölgy fejének keleti oldalán:
Epimastopora sp. (49/1957.B.K.)
Atractyliopsis sp. (48/1957.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (48/1957.B.K., 49/1957.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (48/1957.B.K.)

A Garadnavölgy északi oldalán:
Gymnocodiaceae ind. (246/1956.J.Á.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (244/1956.J.Á.)

A Nagykaticsánytól D-re (57/1956.B.K):
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)

Nagykaticsány:
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (12/1955.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (37/1955.B.K., 41/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (12/1955.B.K.)

A Nagykaticsánytól NyDNy-ra levő △ 591,5 déli oldaláról (56/1956.B.K.):
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUB.

Mályinkai Kerekhegy:
Mizzia velebitana SCHUB. (61/1955.B.K.)
Atractyliopsis sp. (61/1955.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (205/1954.B.K., 208/1954. B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (61/1955.B.K.).

A Csondróvölgy két ága összefutásának É-i oldalán (7/1955.B.K.):
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.).

A Kemesnye DK-i oldalán:
Vermiporella serbica PIA (73/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (64/1955.B.K.)
Codiaceae (64/1955.B.K.)

Szentlélekhegy:

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (30—31—32/1955.B.K.)
Permocalculus tenellus (Pia) (31—32/1955.B.K.)
Permocalculus fragilis (Pia) (3/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (3/1955.B.K., 30/1955.B.K., 32/1955.B.K.)
Codiaceae (3/1955.B.K., 31/1955.B.K.).

A Szilasfő—Begyeleg nyugati oldala:

Vermiporella nipponica Endo (1/1955.B.K., 49/1955.B.K.)
Atractyliopsis sp. (186/1955.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (186/1954.B.K., 34/1955.B.K., 36/1955. B. K., 48—49/1955.B.K., 192/1954.B.K.)
Permocalculus tenellus (Pia) (48/1955.B.K.)
Permocalculus fragilis (Pia) (186—187/1954.B.K., 189/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* Elliot (198/1954.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (186/1954.B.K., 36/1955.B.K., 1/1955.B.K., 198/1954.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (198/1954.B.K.)
Codiaceae (198/1954.B.K.)
Ammodiscus sp. (198/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (188/1954.B.K., 195/1954.B.K., 198/1954.B.K.)
Ostracoda sp. div. (198/1954.B.K.).

A műút melletti kőfejtő a Szilasfő alján (256/1956.J.Á.):

Rhabdammina sp.
Rheophax sp.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Lituotuba sp.
Endothyra sp. div.
Geinitzina sp. div.
Lunucammina sp.
Spandelina sp. div.
Spandelinoides sp. div.
Spiriferellina cristata (Schloth.)
Echinoidea vázelemek
Ostracoda sp. div.

Mindezt összevetve, a bükkhegységi felső-perm tagok sorrendje felülről lefelé ez idő szerint a következő módon képzelhető el:

<table>
<tr><td colspan="3">Alsó-triász</td></tr>
<tr><td rowspan="7">Felső-perm</td><td>Átmeneti sávos mészkő</td><td>Deményvölgy, Vöröskő</td></tr>
<tr><td>Waagenophyllumos szint</td><td>Nyárjuhegyi kanyar</td></tr>
<tr><td>Tschernyschewiás—leptoduszos szint</td><td>5. bevágás felső része; 4. bevágás; Mályinka; Határtető</td></tr>
<tr><td>Edmondiás—nautiloideás szint</td><td>5. bevágás alsó része; Nagyvisnyó (az állomás feletti lejtő felső része)</td></tr>
<tr><td>Nautiloidás—waagenophyllumos szint</td><td rowspan="2">Nagyvisnyó (az állomási nagy kőfejtő mélyebb része, 2. és 3. bevágás); a nagyvisnyói állomástól K-re eső pályaszakasz</td></tr>
<tr><td>Mészalgás—foraminiferás—oxytomás szint</td></tr>
<tr><td>Dolomit</td><td>Újmassa</td></tr>
<tr><td colspan="3">Alsó-perm</td></tr>
</table>

A BÜKKHEGYSÉGI ÚJPALEOZÓIKUM KIFEJLŐDÉSBELI ÉS FAUNISZTIKAI KAPCSOLATAI

a) Kárpátokon belüli területek

A Bükkhegység újpaleozóikumának legszembetűnőbb vonása, hogy a szudétai fázissal kapcsolatban feltételezett átmeneti regressziótól, valamint az alsó- és középső-permi rétegösszlet jelezte elsekélyesedéstől eltekintve, egészében tengeri jellegű. Hasonló teljességű tengeri újpaleozóikumra a Kárpátok ívén belül eddig még sehol másutt nem bukkantak.

Ősmaradványokkal bizonyított tengeri alsó-karbont csak a Dunántúli Középhegységből, a Bihar-csoportból és a Déli-Kárpátok presacinai övéből ismerünk.

Tengeri felső-karbon tagokat csak a Gömöridákban, illetve a Balatontól D-re mélyített *Karád 1.* sz. fúrással állapítottak meg biztosan. Ezzel szemben a Déli-Kárpátok faunamentes drencovai palaösszletének felső-karbon kora *(Guide des excursions* 1961. p. 41) már igen kétséges. Határozottan ki kell azonban rekesztenünk a karbonból a Kőszeghegység és a Vashegy mészfillitsorozatait, amelyek kísérletképpeni ideosztását (Földvári A. – Noszky J. – Szebényi L. – Szentes F. 1948) sem Varrók K. (1962) tanulmánya, sem az osztrák irodalom (Erich, A. 1960) nem erősíti meg.

A felső karbonnak a Zempléni-hegységből, valamint az Északi- és Déli-Kárpátokból (Ferenczi I. 1943; Fusán, O. 1961; *Guide des excursions* 1961) ismert összes többi előfordulása, továbbá a Mecsekhegységben mutatkozó (áthalmozott helyzetű) nyomai (Soós I. – Jámbor Á. 1960) ezen időszak szárazulati vagy szárazulatperemi kifejlődéséhez tartoznak.

Jellegzetesen szárazulati (folyóvízi, mocsári vagy tavi) ülepedésűek a Kárpátokból, a Bihar-csoportból, a Zempléni-hegységből, a Nagyalföldről *(Nagykőrös I.* sz. fúrás), valamint a dunántúli és horvátországi középhegységekből ismert permi összletek; ezekben helyenként kvarcporfír-vulkánosság nyomai is mutatkoznak. Mindössze a Szepes-Gömöri Érceshegység déli oldalán (Jelšava és Ochtina között) újabban felfedezett „alsó-perm" összlet látszik sekélytengeri vagy lagunás eredetűnek (Andrusov, D. 1958, Fusán, O. 1961; Rozlozsnik P. 1939, Bleahu, M. 1961).

Mindez annyit jelent, hogy az uppony—bükki, illetve a Kárpátokon belüli újpaleozóikum között csupán az alsó- és felső-karbont illetően számíthatunk kifejlődési és rétegtani párhuzamokra. Az összehasonlítás azonban az előfordulások elszigeteltsége, a képződmények metamorfózisa vagy kövületben való szegénysége miatt többnyire nehézségekbe ütközik.

A szabadbattyáni vizéi fauna bezáró rétegeinek fáciese (Kiss J. 1951. és Földvári A. 1952. leírásaiból következtetve) az Upponyi-hegység mészkőbetelepüléses (de jellemző ősmaradványokat nem tartalmazó) középső tagjáéra

emlékeztet. A szabadbattyáni rétegek fekvője és fedője azonban ismeretlen lévén, a két távoli előfordulás rétegsorainak korrelálására nem vállalkozhatunk.

A Balatonfelvidék fillitsorozatának a káptalantóti fúrás homokkövében talált *Derbyia* cf. *crenistria* PHILLIPS maradványa még az összlet alsó- és felső-karbon korának eldöntéséhez sem elegendő (SCHRÉTER Z. 1959).

A Bihar-csoportnak kristályos palákra települt, alul konglumerátumos-homokköves, felül agyagpalás karbon összletében BLEAHU, M. (1961) szerint újabban vizéi emeletre utaló *Zonophyllites*-spórákat találtak. Ez a bizonytalan terjedelmű rétegösszlet egy észak felé nyitott s dél felé záruló öbölben keletkezhetett. A bihari karbonnak az upponyi alsó-karbonhoz kapcsolódását tehát nem tekinthetjük kizártnak, pontosabb korrelálásuk feltételei azonban ma még hiányzanak.

A Déli-Kárpátok tengeri karbonjának ismert legalsó tagja a kornerevai Ideg-völgyben SCHAFARZIK F. (1897) által felfedezett szürke mészkő, amelyet CODARCEA, A. (1940) nyomán sokáig moszkvai emeletbelinek tartottak (ONCESCU, N. 1957. p. 277; NAGY L. 1958. p. 470). — Újabban azonban e rétegek alsó-karbon korát két, egymástól függetlenül végrehajtott faunarevízió is megerősítette. A régi SCHAFARZIK-féle gyűjtésnek BEZNOSZOVA által 1959-ben történt átvizsgálásakor ui. kitűnt, hogy az eredeti kövületcédulákon *Spirifer striatus* MART. és *Spirifer* cf. *mosquensis* VERN. néven említett példányok a *Palaeochoristites* SOKOLSKAJA, a *Spirifer bisulcatus* SOW.-ként szereplők pedig a *Fusella* MCCOY nemzetséghez tartoznak, bár fajilag nem sorolhatók be. Az „*Orthothetes* cf. *crenistria* PHILL." töredékek BEZNOSZOVA szerint meghatározhatatlanok. – CODARCEA, A.—RAILEANU, G.—NĂSTĂSEANU, S. viszont 1960-ban a következő új faunalistát közölte:

Cyathoxonia cf. *rushiana* VAUGHAN
Zaphrentis cf. *koninckі* EDWARDS et HAIME
Michelinia favosa GOLDF.
Syringopora ramulosa GOLDF.
Productus (Dictyoclostus) semireticulatus MART.
Productus antiquatus SOW.
Productus cf. *projectus* MUIR-WOOD.
Spirifer sp.
Spirifer tornacensis KON.
Spirifer clathratus MCCOY
Spirifer striatus MART.
Spirifer (Palaeochoristites) cinctus (KEYSERL.)
Syringothyris cuspidata SOW.
Chonetes cf. *compressa* SIBLY
Poteriocrinus cf. *crassus* MILLER
Phillipsia gemmulifera PHILL.

Ennek alapján a kövületes mészkő tournéi—alsó-vizéi emeletbelinek minősül, a belőle kifejlődő, faunamentes palaösszlet pedig felső-vizéi lehet, sőt a namuriba is felnyúlhatik. — Utóbbinál fiatalabbnak vélik a Drencova—Cozla környéki kulm fáciesű palaösszletet, jóllehet pontosabb korára nézve nincsenek döntő bizonyítékok (*Guide des excursions* 1961).

Nehéz a párhuzamosítás a felső-karbon mindezideig egyetlen biztos dunántúli lelőhelyével is. A *Karád I.* sz. fúrás 956,5—959,5 méteréből kikerült sárgásfehér urali mészkő ui. elüt a Bükkhegység urali mészkövétől; *Fusulinida*-társasága szerint pedig (amit RAUZER-CSERNOUSZOVA, D.M. volt szíves meghatározni) annál némileg fiatalabbnak is minősül:

Triticites ex gr. *ventricosus* MEEK et HAYDEN
Triticites sp.
Daixina sp.

Lényegesen kedvezőbbek a korrelálási lehetőségek a Gömöridák felé. Ezek karbonjának a Szepes—Gömöri Érceshegység központi részét É,

illetve D felől övező sávjai kétségtelen transzgresszióval települnek a főtömeg ópaleozóikumán. A gyorsan változó karbon fáciesek összefüggése csak legújabban került egységes megvilágításba (FUSÁN, O. 1961., ANDRUSOV, D. 1958). Eszerint az északi karbon sávon belül három fáciesövet lehet megkülönböztetni:

1. Dobšiná és Košice között a fekvő képződmények feldolgozott anyagán kívül exotikus görgetegeket is tartalmazó, litorális jellegű konglomerátum—palafácies van túlsúlyban, amely Rudňany mellett növénymaradványokat tartalmaz.

2. Dobšinán olyan átmeneti fácies jelentkezik, amelynek alapkonglomerátum feletti karbonát-rétegeit pala és homokkő váltakozása követi. E mindössze 70 m vastag összlet ősmaradványai RAKUSZ GY. (1932) klasszikus leírása szerint 6 szint (α—ζ) között oszlanak meg. Feljebb grafitcsíkokat, kevés mészkőlencsét, felső részében diabáz- és diabáztufabetelepüléseket is tartalmazó, végül durva konglemerátummal záruló, palás—homokköves rétegösszlet következik, amelyet — ROZLOŽNIK, L. (Košice) szíves közlése szerint — újabban kb. 500 m fúrási vastagságban, de igen zavart településben harántoltak. E fiatalabb tag az alább ismertetendő dúbravai és bučinai rétegsor dobšinai helyettesítője.

3. A Dobšinától délnyugatra látható sekélytengeri kifejlődésben a durvatörmelékes üledékek a rétegsor aljára, esetleg kissé magasabb tagjaira szorítkoznak, másutt kimaradnak, illetve egyre inkább mészkőlencsékkel váltakozó pala- és homokkőösszlettel helyettesítődnek (ochtinai és ratkovská-suchai fauna). — Majd diabázzal, diabáztufával és kloritos palával váltakozó kristályos mészkő (dúbravai rétegsor), végül egyre durvább pszammitos üledékek után kvarcporfír (bučinai rétegsor) következik.

Az ősmaradványoktól mentes déli karbon sáv transzgredáló bázisrétegei pszammitos—pelites—lidites képződmények, amelyek felfelé üledékfolytonossággal előbb konglomerátum—palaösszletbe, majd erre települt mészkő—palaösszletbe mennek át. A két felsőbb összlet az északi karbon vonulat tagjaival párhuzamosítható; a legalsó, pszammitos—pelites—lidites rétegek ellenben azoknál esetleg némileg idősebbek is lehetnek.

Az északi sáv kövületes rétegeinek korát az irodalom ma már egyértelműen a wesztfáli, illetve moszkvai emeletben állapítja meg, s csupán a dúbravai és bučinai rétegeket sorolja az urali emeletbe (FUSÁN, O. 1961). A moszkvai emeleten belüli kormegítélés tekintetében azonban ma még nincs egységes álláspont. A szerzők ui. — RAKUSZ kivételével — általában nem az ősmaradványtársaság egészéből, hanem csak egyes ősmaradványcsoportokból kiindulva törekedtek a korkérdés megoldására, s a Dobšinán kívüli lelőhelyek, illetve a dobšinai rétegsor földtani viszonyát sem látták világosan. Így aztán, míg a rudňanyi (kotterbachi) flórát NĚMEJC, F. (1946) az ostravai karbonnal való összevetés alapján, a wesztfáli *D* lehetőségének teljes kizárásával, a wesztfáli *A* szint tetejére vagy a wesztfáli *B* szint aljára helyezendőnek minősítette, PRANTL, F. (1938) a dobšinai ζ szintet *(Bryozoái* alapján) a mjacskovói szintbe utalta. A lubeníki, ochtinai és ratkovská-suchai faunulákat kezdetben, *Brachiopodák* alapján, az urali emelet felső részébe tartozóknak vélték (ULRICH, F.—BOUČEK, B. 1931. p. 220); *korallok* alapján azonban azok csakhamar a mjacskovói szintbe kerültek (HERITSCH, F. 1934). — RAKUSZ GY. (1932) mind a hat dobšinai szintet egységesen a háromosztatúnak vett

wesztfáli emelet felső részébe helyezte. Bouček, B.—Přibýl, A. (1958) viszont újabban azoknak a wesztfáli *B*, illetve *C* szint közötti megosztására tett kísérletet, az ochtinai faunulát pedig a wesztfáli *A*, sőt (1960) a namuri *C* szintbe igyekszik lenyomni.

Az eddig közölt ősmaradványjegyzékek összesítése alapján a dobšinai rétegsor kétségtelenül, teljes egészében a felső-moszkvai emeletbe tartozik, mert alsó-karbonból átnyúló fajok mellett egész sor olyan alakot tartalmaz, amelyek fajöltője a podolszki, vagy a mjacskovói szintben kezdődik:

Alsó-karbonból áthúzódó pl. a *Schizophoria resupinata* Mart., *Orbiculoidea nitida* Phill., *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Echinoconchus elegans* (McCoy), *Athyris expansa* Phill., *Athyris royssii* l'Év., *Camarophoria crumena* Mart. és *Reticularia lineata elliptica* Phill. a Brachiopodák, az *Edmondia unioniformis* Phill., *Edmondia sulcata* Phill., *Nucula gibbosa* Phill., *Sanguinolites tricostatus* Portl., *Nuculana attenuata* Flemm., *Aviculopecten papyraceus* McCoy és *Pecten* cf. *ellipticus* Phill. a kagylók, a *Raphistoma radians* Kon., *Bucania moravica* Kleb. a csigák, a *Paladin* aff. *eichwaldi* (Fisch.) a Trilobiták közül. Prantl szerint ilyen a Bryozoák egy része is [*Fenestrellina angusta* (Fisch.), *F.* aff. *plebeja* McCoy, *F.* aff. *tenax* Ulrich, *F.* cf. *triserialis* Ulrich)], ezek azonosításának helyességében azonban joggal kételkedhetünk.

Podolszkiban fellépő alak a *Rhipidomella pecosii* Marcou, *Chaoiella gruenewaldti* (Krot.), *Linoproductus* cf. *cora* (d'Orb.), *Marginifera pusilla* Schellw., *Productus* aff. *gratiosus* Waag., *Chonetes* cf. *latesinuata* Schellw., *Ch.* cf. *variolata* d'Orb., *Brachythyrina strangwaysi* (Vern.), *Avonia echidniformis* Grabau em. Chao, *Buxtonia subpunctata* Nik., *Isogramma paotechowensis* (Chao), *Spirifer* cf. *fritschi* Schellw., *Spiriferina (Maya) ovata* Nik., *Hustedia remota* Eichw., *Derbyia* aff. *grandis* Waagen, *Squamularia perplexa* McChesn. a Brachiopodák, a *Parallelodon semicostatus* McCoy, *Carbonarca semseyi* Papp em. Rakusz és *Nuculana luciniformis* Phill. a kagylók, a *Trachydomia wheeleri* Swallow a csigák, az *Anthracoceras* cf. *discus* Frech és *Domatoceras* cf. *mosquensis* Tzw. a lábasfejűek, a *Cyclopteris trichomanoides* Bgt., *Neuropteris linguaefolia* P. B. és *Annularia stellata* Schl.. a növények köréből.

Mindössze 8 a mjacskovói [*Brachythyrina strangwaysi lata* Chao, *Spirifer zitteli* Schellw., *Jurezania* cf. *chaoi* Fredericks, *Chonetes latesinuata moelleri* Tschern., *Choristites pavlovi* Stuck., *Spirifer* cf. *condor* d'Orb., *Dielasma plica* (Kut.), *Neuropteris flexuosa* Bgt.], s csak 4 az urali szintektől kezdve ismert alakok száma [*Polypora kolvae* Stuck., *Polypora* cf. *elegantissima* Stuck., *Neospirifer cameratus* (Morton), *Rhynchonella* cf. *nikitini* (Tschern.)].

A végződő és kezdődő fajok szintenkénti megoszlása a dobšinai α—ε szintek podolszki korát tanusítja, míg a ζ szintben már bizonyos mjacskovói vonatkozások is szembeötlenek. Ezzel teljes összhangban Rauzer-Csernouszova, D.M. egy a dobšinai Méheskertből származó (valószínűleg δ szintbeli) mészkőmintában legújabban

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (Ehr.)-t és
Fusulina sp.-t

ismert fel.

Jól megfér azonban a podolszki szintben a rudňanyi ősnövénytársaság is, amelynek legtöbb alakja a namuri emelettől, vagy a wesztfáli *A* szinttől a wesztfáli *D* szint kezdetéig (sőt még azon is túl) hatol. E flóra korát a wesztfáli *C* szinten belül végződő *Asterophyllites* cf. *grandis* Stbg., *Alethopteris* cf. *decurrens* Art. s az ugyanitt kezdődő *Neuropteris linguaefolia* P. B. határozza meg.

Felső-moszkvai kort kell tulajdonítanunk a ratkovská-suchai (sušanyi) faunulának is, mely az *Athyris ambigua* (Sow.) fajon kívül (mely az alsó-karbontól

az urali emeletig élt) zömében felső-moszkvai szintekben kezdődő alakokból áll [*Dibunophyllum mülleri* HER., *Bothrophyllum conicum* TRD., *Linoproductus cora* (D'ORB.), *Brachythyrina rectangula* KUT., *Dielasma plica* KUT.].

Ezek után az ochtinai faunula kora sem lehet kétséges, amely néhány hosszú életű alakon kívül a kínai középső-karbon koralljait (*Dibunophyllum yüi* CHI, *Koninckophyllum grabaui* CHI, *Hapsiphyllum moukouense* GRABAU), s a podolszki szintben kezdődő *Brachythyrina strangwaysi* (VERN.) és *Dibunophyllum mülleri* HER. fajt tartalmazza. Az egyetlen számbavehető alak, amely ebben a faunában idősebb korra utalna, a *Phillipsia margaritifera* ROEM. (namuri *A*). Ezen, idáig csak az ostravai medencéből ismert alak fajöltője azonban még nem tekinthető tisztázottnak. A karbon *Trilobiták* szintállóságáról egyébként sem vagyunk meggyőződve, s ezért itt is a felső-moszkvai kort tartjuk valószínűnek.

A Gömöridák és a Bükkhegység karbon faunái tehát csaknem egykorúak. A bükkhegységi karbon ősmaradványtársaság azonban sok tekintetben szegényesebb, mint a szepes—gömöri. A bükki karbon rétegtanilag értékelhető 61 alakja közül a Gömöridákban jelen van 17 (vagyis 27,8%). Ezek zöme (15 alak) természetesen Dobšinára esik, 1 faj (*Dibunophyllum mülleri* HER.) eddig csak Ratkovská Suchán és Ochtinán, 1 pedig (*Dibunophyllum yüi* CHI) csak Ochtinán ismeretes. Két alak [*Echinoconchus punctatus* (MART.) és *Paladin* cf. *eichwaldi* (FISCHER)] mind Dobšinán, mind Ochtinán előfordul.

A dobšinai 15 alakból 7 azonos vagy *-gal kiemelt rokon alak [* *Avonia echidniformis* (GRABAU), *Echinoconchus elegans* MCCOY, *Spirifer zitteli* SCHELLWIEN, *Spirifer fritschi* SCHELLWIEN, *Dielasma plica* (KUTORGA), *Isogramma paotechowensis* (GRABAU et CHAO), *Paladin* aff. *eichwaldi* (FISCHER)] a ζ szintre, 4 [* *Tetrataxis* ex gr. *conica* EHRENB., *Trachydomia wheeleri* (SWALLOW), * *Bucania moravica* KLEBELSB., * *Raphistoma radians* KONINCK] a γ szintre, 1 [* *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* (EHRENB.)] a δ szintre szorítkozik; 2 [*Chaoiella gruenewaldti* (KROTOW) és *Echinoconchus punctatus* (MARTIN)] mind az α, mind a ζ szintben, 1 pedig [*Neospirifer fasciger* (KEYS.)] a γ és ζ szintben fordul elő.

Mivel a faunisztikai megegyezés kisebb mértékét korkülönbséggel nem magyarázhatjuk, ennek okát a két terület eltérő ősföldrajzi helyzetében kell keresnünk. Bár a dobšinai lelőhelyek pala- és mészkőtagjai kőzettanilag is erősen emlékeztetnek a Bükkhegység egykorú pala- és mészkőrétegeire, a szepes—gömöri középső-karbon általános parti és partközeli jellegével szemben a bükkhegységit parttól távolabb keletkezettnek kell minősítenünk.

A továbbiakban a két terület fejlődése eltérő irányt vesz. A dúbravai és bučinai urali rétegsorhoz, vagy a Jelšava—Ochtiná közötti „alsó-perm"-hez hasonló összleteket a Bükkben nem lehet találni. A felső-permben pedig a Bükk tisztán tengeri mészkőösszletével szemben áll a Gömöridák „verrukánó"-ja.

b) Déli-Alpok

A bükkhegységi karbon fauna zömét világszerte elterjedt alakok adják, a *Fusulinidákat* kivéve hosszú fajöltőkkel. Hasonló üledékfácies esetén tehát még sokkal fiatalabb rétegsorokban is tetemes számú közös fajt találunk, különösen a *Brachiopodák* köréből.

Így a Karni-Alpok területén a Bükkhegység felső-moszkvai rétegeinek rétegtanilag értékelhető 61 ősmaradványából 22 (=36,3%) az auernigi (*A*), 7 (=11,4%) a rattendorfi (*R*) és 12 (=19,6%) a trogkofeli (*T*) összletekben is megtalálható azonos, illetve rokon fajok száma (a rokon alakok *-gal jelölve):

Bükkhegységi alakok	A	R	T
Anthracoporella spectabilis PIA	+	+	+
Caninia nikitini STUCK.	+		+
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)	*		*
Camarophoria purdoni (DAVIDSON)			+
Camarophoria sanctispiritus septemplicata HER.		+	
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)	+		
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* STUCK.)	*		
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)	+	+	
Dielasma cf. *plica* (KUT.)	*		*
Dictyoclostus uralicus (TSCHERN.)			+
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+		+
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUT.)	*	*	
Echinoconchus punctatus (MART.)	+		
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)	+	+	
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)	+		+
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+		
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+		+
Neospirifer fasciger (KEYSERL.)	+	+	+
Spirifer carnicus SCHELLW.	+		+
Spirifer cf. *carnicus grandis* SCHELLW.	*		
Spirifer fritschi SCHELLW.	+		+
Spirifer zitteli SCHELLW.	+		
Astartella permocarbonica (TSCHERN.)	+		
Aviculopecten aff. *elegantulus* (STUCK.)	*		
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)	*		
Trachydomia wheeleri (SWALLOW)		+	

A Bükkhegység felső-moszkvai rétegei kőzettípusaik hasonlósága tekintetében is az auernigi rétegsorra emlékeztetnek, csupán e típusok mennyiségi megoszlása tekintetében van köztük különbség. A kőzettani hasonlóság az urali emeletben is fennáll. Mivel azonban a Bükkhegység urali faunáit egyelőre még igen kevéssé ismerjük, ezekben csupán egyetlen olyan fajt találunk, amely a Karni-Alpok auernigi összletében (s ezenkívül a rattendorfi és trogkofeli rétegekben) is jelen van: ez a *Quasifusulina tenuissima* (SCHELW.). – A Karawankák urali emeletével közös fajok száma viszont 2 [*Quasifusulina tenuissima* (SCHELLW.) és *Quasifusulina longissima* (MOELL.); ez utóbbit a Karawankák rattendorfi rétegeiből is kimutatták].

Megegyező vonásai mellett azonban a Karni-Alpok újpaleozóikuma bizonyos rétegtagok hiánya, mások jelenléte vagy eltérő kifejlődése révén jelentékenyen el is tér a Bükkhegység egykorú rétegsorától. A hochwipfeli rétegek nehezen tagolható sötét palafáciese a némileg hasonló neké-

zseny—bántapolcsányi palákénál jóval nagyobb időegységet ölel fel. – A közvetlenül devonra transzgredáló, csaknem 900 m vastag auernigi rétegösszlet egészének az urali emeletbe utalása óta a moszkvai emelet sokáig teljesen hiányzani látszott. KAHLER, F. (1960. p. 68—69) még nem részletezett közlése nyomán újabban mégis arra számíthatunk, hogy a devon mészkőnek a transzgredáló urali rétegsor alatti mélyedéseiben helyenként a moszkvai emelet lepusztulási roncsai is megvannak. A két emeletet mindenképpen eróziós diszkordancia választja el, ami a Bükkben nem észlelhető. – Az újpaleozóos üledékképződés a Bükkben tehát jóval nyugodtabb, mint a Karni-Alpokban, amit fentieken kívül a durvatörmelékes tagok elenyésző mennyisége is bizonyít. – A Karni-Alpok mélyebb-permi (rattendorfi és trogkofeli) kifejlődéseit a Bükkhegységben grödeni jellegű homokkő- és palafácies helyettesíti, aminek beköszöntése így jelentékenyen megelőzi a Karni-Alpok word emeletbeli grödeni rétegeinek leülepedését: ezzel összhangban vastagsága legalább négyszerese a Karni-Alpok grödeni rétegeiének. A trogkofeli mészkő hiánya folytán a Bükkhegységben a tarvisi breccsa által jelzett üledékmegszakadás nem mutatható ki. A word felső részétől kezdve az üledékképződés iránya ismét hasonló, ami a grödeni típusú, finomtörmelékes összletre következő karbonátos üledékjellegben jut kifejezésre. Ennek megfelelően a karni—dél-tiroli bellerophonos emelet (különösen pedig annak Dél-Tirolból ismert és kőzettanilag is hasonló, legfelső, „bellerophonos mészkő-összlet"-e) 13, a bükkhegységi felső-permben is előforduló azonos vagy (*-gal kiemelt) rokon alakot tartalmaz, ami az összehasonlításra alkalmas bükki alakok számának (55) csaknem 24%-a:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUBERT
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Comelicania vultur (STACHE)
Tyloplecta yangtzeënsis (CHAO)
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
**Neospirifer fasciger* (KEYSERL.)
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)
Pseudomonotis crinifer (STACHE)
Schizodus pinguis WAAGEN
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)
Brachycycloceras ? cyclophorum (WAAGEN)
**Tirolonautilus hoernesi* (STACHE)

A bükki felső-perm alakjaival azonos vagy azokkal közel rokon alábbi fajok már az auernigi (*A*), rattendorfi (*R*) és trogkofeli (*T*) rétegekben is jelen vannak (l. a 345. oldal tetején levő táblázatot; a rokon fajok *-gal jelölve).

A grödeni rétegeket ma már Dél-Tirolban sem tekintik teljesen szárazföldi eredetűeknek, mert *Tetrapoda*-lábnyomokat tartalmazó rétegeik között helyenként *ammonoideás* szintek is megfigyelhetők (KAHLER, F. 1959. p. 144). A Karni-Alpok grödeni összlete mindenesetre tengeri befolyás alatt képződött (KAHLER, F. 1960. p. 76—77). A Juli-Alpok terüle-

Bükkhegységi alakok	A	R	T
Cleiothyridina cf. *capillata* WAAGEN			*
Derbyia regularis minor WAAGEN	*		
Derbyia senilis (PHILLIPS)			+
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)	+	+	
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN	*	*	*
Spiriferellina cristata (SCHLOTHEIM)		+	+
Schizodus pinguis WAAGEN			+
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER			*

tére eső Bohinjska Bela és Bled környékén (KOCHANSKY-DEVIDÉ, V.—RAMOVŠ, A. 1955) a grödeni rétegeket már karbonátos fácies (neoschwagerinás fehér mészkő) helyettesíti, aminek nyomát a Bükkhegységben nem találjuk. A bükki felső-permnek mindössze 4 alakja van meg ebben a mészkőben: *Permocalculus* cf. *fragilis* (PIA), *Gymnocodium* cf. *bellerophontis* (ROTHPL.), *Mizzia* cf. *velebitana* SCHUBERT és *Leptodus nobilis* (WAAGEN).

Jóval nagyobb mérvű a bükki felső-permnek a grödeni rétegektől övezett žažari felső-permmel való egyezése. A rétegtanilag értékelhető 55 bükki alak közül ui. a žažari rétegek fajaival azonos vagy közel rokon 24 alak (43,6%). A rokon fajokat az alábbi összeállításban *-gal emeltük ki:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUBERT
Permocalculus fragilis (PIA)
Vermiporella nipponica ENDO
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Stenopora ovata LONSDALE
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Comelicania vultur (STACHE)
Leptodus nobilis (WAAGEN)
**Notothyris waageni* SCHRÉTER
**Richthofenia* sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]
Schizophoria indica (WAAGEN)
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia yakowlewi STOYANOW
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HERITSCH)
Macrochilina avellanoides KONINCK
Edmondia permiana SIMIĆ

RAMOVŠ, A. (1958) 12 žažari szintjét azonban a Bükkhegységben egyelőre nem lehet megállapítani.

c) Dinaridák

Az auernigi fácies a Dinaridákban is folytatódik, s a Velebitben a moszkvai emeletre is kiterjed (KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1956. p. 141). A raškircei és klariči lelőhelyek podolszki szintbe tartozó faunája *(P)* (SALOPEK, M. 1948. p. 52) 15 bükkhegységi alakot tartalmaz; ez a Bükk rétegtanilag értékelhető 61 felső-moszkvai ősmaradványának 24,5%-a. A Velebit urali emeletével *(U)* közös felső-moszkvai fajok száma viszont 12 (= 19,6%), (a csak rokon alakokat *-gal jelöljük):

Bükkhegységi alakok	P	U
Anthracoporella spectabilis PIA		+
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV	+	
Ozawainella angulata (COLANI)	+	+
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)	+	
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENB.)	+	
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)	*	*
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)	+	+
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)		*
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+	+
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+	
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)	+	
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+	+
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)	+	+
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+	+
Spirifer carnicus SCHELLWIEN	+	+
Spirifer fritschi SCHELLWIEN	+	+
Spirifer zitteli SCHELLWIEN	+	+

A Bükkhegységtől eltérően a Velebitben a Karni-Alpok rattendorfi rétegeivel azonosítható alsó-perm tagok sem hiányzanak (KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1959). A trogkofeli mészkövet (artinszki emelet) azonban már törmelékes kőzetek helyettesítik (KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1958. p. 40), amelyek korát a felettük települő *eoverbeekinás* mészkő rögzíti. A perm magasabb részét felépítő „*mizziás*", „*neoschwagerinás*" és „*határdolomit*" kifejlődése a Bükkben ismeretlen. Az utóbbi teljesen kövületmentes; a „mizziás" dolomit csak 3 *(Mizzia velebitana, Waagenophyllum indicum, Edmondia* cf. *permiana)*, a „neoschwagerinás rétegek" ellenben 6, a bükki felső-permben is meglevő azonos vagy közel rokon fajt tartalmaznak: *Gymnocodium bellerophontis, Mizzia velebitana, Leptodus nobilis, Derbyia senilis, Tschernyschewia typica* var., *Edmondia* cf. *permiana*, (v. ö. SALOPEK, M. 1948. és 1952. faunalistáival).

Nyugat-Szerbia és Bosznia karbonja ugyancsak auernigi fáciesű; faunái azonban még csak kevéssé ismeretesek. A jadari fáciesterület permi rétegsora a bükkihez hasonló: 200 m-nyi, túlnyomóan vörös színű

törmelékes rétegösszlet után 100—200 m vastag „bellerophonos" mészkőösszlet következik, amelyben a Bükkhegység összehasonlításra alkalmas 55 felső-perm ősmaradványának 52,7%-a (= 29 azonos vagy *-gal kiemelt rokon alak) van meg (Simić, V. 1933):

Permocalculus tenellus (Pia)
Permocalculus fragilis (Pia)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)
Mizzia velebitana Schubert
Vermiporella nipponica Endo
Vermiporella serbica Pia
Waagenophyllum indicum Waag. et Wentz.
Stenopora ovata Lonsdale
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi Licharew
**Derbyia buchi* (d'Orb.)
**Derbyia* cf. *regularis* Waagen
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (Her.)
Schizophoria indica Waagen
Leptodus nobilis (Waagen)
Spinomarginifera helica mutabilis Licharew
**Notothyris dieneri* Simić
Derbyia senilis (Phillips)
Tschernyschewia involuta Simić
Tschernyschewia yakowlewi Stoyanow
Tschernyschewia sinuissima Simić
Tschernyschewia typica elongata Simić
Tschernyschewia typica lata Simić
Tschernyschewia typica typica Stoyanow
Macrochilina avellanoides (Koninck)
Oxytoma wähneri (Kittl)
Edmondia permiana Simić
Brachycycloceras ? cyclophorum Waagen
**Tainoceras* aff. *orientale* (Kayser)

A bükkhegységi felső-perm rétegtani felépítése hasonló a nyugat-szerbiai felső-perméhez, amelynek *Edmondia permianával* jellemzett legalsó szintje felett *Tschernyschewiákat, Marginiferákat* és *Leptodusokat* is tartalmazó productuszos szint következik, notothyriszes paddal a fedőjében. Az összlet tetejét *Waagenophyllum indicumos* fekete, lemezes mészkő alkotja; ebből pedig fokozatos átmenettel világosszürke és sárgás színű, sávos szerkezetű, helyenként homokos alsótriász mészkő fejlődik ki.

d) Kelet-Európa

A Bükkhegység felső-moszkvai ősmaradványaival azonos (és *-gal jelölt közel rokon) alakoknak az Orosz-tábla és az Uralhegység moszkvai *(M)*, urali *(U)*, szakmarai *(Sz)*, artinszki *(A)*, kungur *(Ku)*, illetve kazáni *(Ka)* emeletében való megoszlása felől a következő jegyzék tájékoztat:

Bükkhegységi alakok	M	U	Sz	A	Ku	Ka
Dvinella comata CHVOROVA	+	+				
Fusiella typica LEE et CHEN	+	+				
Ozawainella angulata (COLANI)	+	+	+			
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)	+	+	+	+		
Pseudostaffella larionovae RAUS. et SAF.	+					
Pseudostaffella umbilicata (PUTRJA et LEONTOV.)	+					
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENB.)	+	+				
Pseudostaffella subquadrata GROZD. et LEB.	+					
Fusulinella colaniae LEE et CHEN	+					
Fusulinella bocki MOELLER	+					
Fusulinella cf. *eopuchra* RAUSER	*					
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPR.	+	+				
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYKOVA	+	+				
Hemifusulina moelleri RAUSER	+					
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV	+					
Fusulina distenta ROTH et SKINNER	+					
Fusulina kamensis SAFONOVA	+					
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV	+					
Pseudotriticites sp.	*	*				
Bradyina cf. *samarica* REITLINGER	*	*				
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENB.	*	*		*		
Caninia nikitini STUCKENB.	+	+		+		
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENB		*				
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)	*	*				
Choristites jigulensiformis SCHRÉTER	*	*				
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)	*	*	*	*	*	
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)		+	+	+	+	+
Camarophoria purdoni DAVIDSON		+		+	+	+
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)	*	*	*	*	*	
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+		+			
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+	+				
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)	+	+	+	+		
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+	+	+	+	+	
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)	+	+	+	+	+	
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+	+	+	+		
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)	+	+	+	+	+	
Spirifer carnicus SCHELLWIEN	+		+			
Spirifer fritschi SCHELLWIEN	+		+	+		
Jurezania juresanensis bükkiana RAKUSZ		*	*			
Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENB.)	*	*	*	*		
Astartella permocarbonica (TSCHERN.)	+	+	+			
Lima krotowi STUCKENBERG	+	+	+	+		
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERN.)		*	*	*		
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)		*	*	*	*	*
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW		*	*			
Paladin eichwaldi (FISCHER)	+					

Eszerint a Bükkhegység rétegtanilag értékelhető 61 felső-moszkvai alakja közül Kelet-Európa moszkvai emeletében 40 (= 65,5%), urali emeletében 32 (= 52,4%), szakmarai emeletében 21 (= 34,4%), artinszki emeletében 18 (= 29,5%), kungur emeletében 10 (=16,3%), kazáni emeletében pedig 3 (= 4,9%) azonos (vagy *-gal jelölt rokon) alak található meg.

A Bükkhegység urali emeletének eddig ismert 8 *Fusulinida*-fajából a Szovjetunió európai részének urali faunatársaságával közös (vagy *-gal kiemelt rokon) a következő 6: **Triticites (T.)* aff. *ohioënsis* THOMPSON, *Triticites (T.) irregularis* (SCHELLWIEN), *Triticites (T.) aculus* DUNBAR et CONDRA, *Triticites (T.) arcticus* SCHELLWIEN, *Quasifusulina longissima* (MOELLER), *Quasifusulina eleganta* SHLYKOVA.

A bükkhegységi felső-perm ősmaradványtársaságának az Orosztábla és az Ural felső-permjével való egyezése – ősföldrajzi okokból – sokkal kisebb mértékű. 55 alak közül mindössze 2 közös [*Spiriferellina cristata* (SCHLOTH.), *Dielasma elongatum* (SCHLOTH.)].

e) Észak-Kaukázus és Djoulfa

Az észak-kaukázusi *(K)*, djoulfai *(D)*, illetve a bükkhegységi felső-permet illetően a következő azonos (vagy *-gal jelölt közel rokon) fajokról van tudomásunk:

Bükkhegységi alakok	K	D
Gymnocodium bellerophontis ROTHPL.	+	
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)		+
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW	+	+
„*Derbyia* cf. *incurva*" (ABICH)		+
Leptodus richthofeni KAYSER	+	+
Leptodus nobilis (WAAGEN)	+	+
Marginifera bükkensis SCHRÉTER	*	
Martinia chidruensis WAAGEN	+	
Schizophoria indica WAAG.		+
Spinomarginifera helica ABICH	+	+
Spinomarginifera helica var. SCHRÉTER		*
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)		+
Tschernyschewia typica typica STOYANOW		+
Tschernyschewia yakowlewi STOYANOW		+
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)	*	
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HER.)	+	
Macrochilina avellanoides (KONINCK)		+
Brachycycloceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)		+
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER	*	

A bükki felső-perm tehát 10 észak-kaukázusi és 13 djoulfai (azonos és közel rokon) fajt tartalmaz.

f) Salt Range

A pakisztáni Salt Range productuszos mészkövének alsó *(A)*, középső *(K)* és felső *(F)* tagozatában a Bükkhegység felső-moszkvai emeletének néhány hosszú életű Brachiopodája is megtalálható:

Bükkhegységi alakok	A	K	F
Camarophoria purdoni Davidson		+	+
Dielasma elongatum (Schlotheim)	+	+	
Linoproductus lineatus (Waagen)	+	+	
Linoproductus cancriniformis (Tschern.)		+	+
Neospirifer fasciger (Keyserling)	+	+	+
Phricodothyris asiatica (Chao)	+		
Schizophoria indica (Waagen)	+	+	
Spirifer aff. *carnicus* Schellwien	*		

Sokkal lényegesebb ennél az 55 bükkhegységi felső-perm alak jelentős részének (*-gal jelölés esetén pedig ezek legközelebbi rokonainak) a Salt Range-i ősmaradványtársaságban való jelenléte:

Bükkhegységi alakok	A	K	F
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)		*	
Waagenophyllum indicum (Waag. et Wentz.)		+	+
Stenopora ovata Lonsdale	+	+	+
Cleiothyridina cf. *capillata* Waagen	*	*	*
Cleiothyridina aff. *grossula* Waagen		*	*
Derbyia aff. *buchi* d'Orb.	*		
Derbyia regularis minor Waagen	*	*	+
Dielasma elongatum (Schloth.)	+	+	
Heterelasma biplexiforme Schréter		*	*
Heterelasma legányii Schréter		*	*
Leptodus nobilis (Waagen)		+	+
Martinia chidruensis Waag.		+	+
Martinia rakuszi Schréter		*	*
Martinia warthi Waagen		+	+
Neospirifer fasciger ambiensis Waagen		+	+
Notothyris warthi bükkensis Schréter		*	*
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (Kon.)]	*	*	*
Schizophoria indica Waagen	+	+	+
Spinomarginiferia helica (Abich)	*	*	
Spiriferellina cristata Schloth.		+	+
Spirigerella alataeformis Schréter			*
Spirigerella ovoidalis Waagen		+	+
Tschernyschewia typica typica Stoyanow		+	+
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)			+
Schizodus pinguis Waagen			+
Macrochilina avellanoides (Kon.)		+	+
Plagioglypta herculea (Kon.)		+	+
Brachycycloceras ? cyclophorum Waag.			+
Pseudorthoceras? obliqueannulatum Waag.			+

A legtöbb közös vagy közel rokon alak tehát a középső (22 db = 40%), illetve a felső (25 db = 45,4%) productuszos mészkőben van. Az alsó productuszos mészkővel közös alakok száma 7 (= 12,7%), de ezek közül

csak egy rokon alak szorítkozik erre a szintre. Ez azt jelenti, hogy a bükkhegységi felső-perm rétegek korát a Salt Range-nek csak a középső és felső tagozatával lehet egyeztetni.

g) Kína

A bükkhegységi újpaleozóikum távolabbi kapcsolatait illetően igen figyelemre méltóak a kínai vonatkozások. A Maping és Taiyuan összletek kritikai vizsgálatának hiányzása következtében az urali és mélyebb permi képződmények elhatárolása körüli zavar még ma is jelentékeny. Ezért összehasonlításaink csak moszkvai emeletbeli Penchi *(P)*, Huanglung *(H)*, illetve Weiningian *(W)* sorozatokat, a középső-perm Chihsia *(Ch)* és Maokou *(M)* mészkövet, továbbá a felső-permi Loping *(L)* formációt érintik.

A Bükkhegység rétegtanilag is értékelhető felső-moszkvai ősmaradványtársaságának 1/3-a (= 20 db) olyan fajokból áll, amelyek a kínai „középső-karbon" alakjaival megegyeznek vagy azokkal közel rokonok (az utóbbiakat *-gal jelöltük meg):

Bükkhegységi alakok	P	H	W
Fusiella typica Lee et Chen	+	+	
Fusulinella bocki Moeller	+	+	
Fusulinella pseudobocki Lee et Chen	+	+	
Fusulinella colaniae Lee et Chen		+	
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides Deprat		+	
Fusulinella schwagerinoides adjunctus Shlykova		+	
Fusulina samarica Rauser et Beljaev		+	
Ozawainella angulata (Colani)	+	+	
Pseudostaffella sphaeroidea (Ehrenberg)	+	+	
Dibunophyllum yüi Chi		+	+
Caninia nikitini Stuckenberg			+
Avonia cf. *echidniformis* (Grabau)	*		
Chaoiella gruenewaldti (Krotow)	+		
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* Stuckenberg)	*		
Dielasma elongatum (Schlotheim)	+		
Echinoconchus elegans (McCoy)	+		
Jurezania juresanensis bükkiana Rakusz	*		
Linoproductus cancriniformis (Tschern.)	+		
Neospirifer fasciger (Keyserling)	+		
Phricodothyris asiatica (Chao)	+		

A bükkhegységi felső-perm ősmaradványtársasága a kínai tagozatok közül leginkább a felső-permi Loping sorozatával *(L)* egyeztethető; azokat a fajokat, amelyeknek Kínában csak a rokonai éltek, * jelöli:

Bükkhegységi alakok	Ch	M	L
Waagenophyllum indicum (Waag. et Wentz.)		*	*
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi Lich.			+
„Derbyia cf. *incurva* (Abich)			*
Derbyia regularis minor Waagen			+
Derbyia senilis (Phillips)			+
Leptodus nobilis (Waagen)			+
Leptodus richthofeni Kayser			+
Marginifera bükkensis Schréter			*
Martinia hungarica Schréter			*
Martinia warthi Waagen			*
Notothyris warthi bükkensis Schréter			*
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (Kon.)]			*
Schizophoria indica Waagen	+		+
Spinomarginifera helica (Abich)			+
Spiriferellina cristata (Schlotheim)			+
Tyloplecta yangtzeensis (Chao)		+	+
Schizodus pinguis Waagen			+
Brachycycloceras ? cyclophorum Waagen			+
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum Waagen			+

Mindez a bükki felső-perm alakok 34,5%-a. Ugyanakkor az artinszki emeletbeli Chihsia-mészkővel mindössze 1, a word emeletbeli Maokou-mészkővel pedig 2 közös fajunk van, de ezek egyúttal a lopingi sorozatban is megtalálhatók.

h) Timor

A bükkhegységi újpaleozóikumnak a korallokban és Ammonoideákban gazdag timori permmel való kapcsolatai (a fácieskülönbség miatt) eléggé halványak. A bükki felső-moszkvai *Brachiopodák* közül 6 hosszú életű faj mindenesetre a timori permben is fellép:

Dielasma elongatum (Schlotheim)
Camarophoria purdoni (Davidson)
Linoproductus cancriniformis (Tschernyschew)
Neospirifer fasciger (Keyserling)
Phricodothyris asiatica (Chao)
Schizophoria indica Waagen

Egyes bükki felső-perm faunaelemeknek a timori perm *(P)* különböző tagozataiban (Bitauni = *Bi*, Basleo = *Ba*, Amarassi = *A)* való megoszlása felől a következő jegyzék tájékoztat (a csak rokon alakokat *-gal jelöltük):

Bükkhegységi alakok	P	Bi	Ba	A
Derbyia senilis (PHILLIPS)		+	+	
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)		+	+	
Leptodus nobilis (WAAGEN)				+
Martinia hungarica SCHRÉTER		*	*	
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN	*			
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]			*	
Schizophoria indica WAAG.	+			
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)		+	+	

i) Japán

A bükkhegységi újpaleozóikum fajainak Japán moszkvai *(M)*, urali *(U)*, permi *(P)*, alsó-permi *(P_1)*, középső- *(P_2)* és felső-permi *(P_3)* képződményeiben való megoszlását (a rokon alakokat *-gal tüntetve fel) a következőkben szemléltetjük:

Bükkhegységi alakok	M	U	P	P_1	P_2	P_3
Anthracoporella spectabilis PIA	+			+		
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)			+			
Mizzia velebitana SCHUBERT				*	+	+
Vermiporella nipponica ENDO						+
Fusiella typica LEE et CHEN	*					
Fusulinella bocki MOELLER	+					
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN	*					
Ozawainella angulata (COLANI)	+					
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)	+	+		+		
Quasifusulina longissima MOELLER		+		*		
Quasifusulina tenuissima SCHELLWIEN				+		
Triticites (Triticites) arcticus (SCHELLWIEN)				+		
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)					+	
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)					+	
Linoproductus lineatus (WAAGEN)			+			
Phricodothyris asiatica (CHAO)			+			
Schizophoria indica WAAGEN				+		
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)			+			
Plagioglypta herculea (KONINCK)			+			

j) Sosio, Dél-Tunisz, Asturia

A word emeletbeli Sosio mészkő *(S)*, a dél-tuniszi permnek a *Yabeina globosa* tartalmú limonitos homokkőtől a „bellerophonos mészkő"-ig terjedő, valószínűleg capitan emeletbeli része *(T)*, illetve Asturia felső-moszkvai emelete felé *(A)* (LYS, M.–SERRE, B. 1958.) a következő őslénytani megegyezések adódnak (a rokon alakokat *-gal jelöljük):

Bükkhegységi alakok	S	T	A
Dvinella comata Chvorova			+
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)		+	
Mizzia velebitana Schubert		+	
Permocalculus fragilis (Pia)		+	
Permocalculus cf. *plumosus* Elliot		*	
Permocalculus tenellus (Pia)		+	
Vermiporella nipponica Endo		+	
Fusulinella bocki Moeller			+
Pseudostaffella sphaeroidea (Ehrenb.)			+
Derbyia aff. *buchi* (d'Orb.)	*		
Derbyia senilis (Phill.)	+		
Leptodus nobilis (Waagen)	+		
Neospirifer fasciger (Keyserl.)			+
Phricodothyris asiatica (Chao)	+		
Schizophoria indica Waagen	+		
Spirifer fritschi Schellwien			*
Streblochondria pusilla (Schloth.)	+	+	
Streblochondria cf. *sericea* (Verneuil)	*		

k) Észak- és Dél-Amerika

A bükki újpaleozóikumot Észak- és Dél-Amerika egykorú képződményeihez a következő őslénytani megegyezések fűzik (a rokon alakokat *-gal jelöltük):

Bükkhegységi alakok	Észak-Amerika							Dél-Amerika	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mizzia velebitana Schubert							+		
Permocalculus fragilis (Pia)							*		
Fusiella typica Lee et Chen			+						
Ozawainella angulata (Colani)					+				
Fusulinella bocki Moeller			+						
Fusulina distenta Roth et Skinner			+						
Triticites acutus Dunbar et Condra				+					
Triticites irregularis Schellwien				+					
Triticites ex gr. *ohioënsis* Tompson				+					
Crurithyris tschernyschewi Lich.					+				+
Derbyia aff. *buchi* (d'Orb.)						+			+
Echinoconchus elegans (McCoy)	+								
Echinoconchus punctatus (Martin)	+								
Leptodus nobilis (Waagen)					+				
Linoproductus cancriniformis (Tschern.)		+							+
Linoproductus lineatus (Waagen)									+
Neospirifer fasciger (Keyserling)				+					
Schizodus wheeleri (Swallow)		+	+	+	+				
Schizophoria indica (Waagen)								+	+
Spirifer fritschi Schellwien				*					
Spirifer zitteli Schellwien				*					
Spiriferellina cristata (Schloth.)									+

1=Mississippium; 2=Pennsylvanium általában; 3=Lampasas, Des Moines; 4=Felső-pennsylvanium; 5=Perm; 6=Wolfcamp; 7=Capitan; 8=Felső-karbon; 9=Permo-karbon.

Korreláció

A Bükkhegység újpaleozóos rétegsorának a nevezetesebb karbon—perm rétegsorokkal történt párhuzamosítását korrelációs táblázatunk szemlélteti (III. sz. melléklet). Ez a korábbi hasonló kísérleteket újabb adatokkal kiegészítő összeállítás a *Fusulinida*- és *Cephalopoda*-nemzetségek függőleges megoszlásán alapul, melyek mellett a többi ősmaradványcsoportnak csak kisegítő szerep jut. A *Fusulinidák* „archisztratigráfiá"-jának alapjai a *Millerellák* és *Eostaffellák* megjelenésétől (felső-vizéi) a *Neoschwagerinák* fellépéséig általában jól kidolgozottak, s ezért a *Profusulinella—Fusulinella* és *Fusulina – Triticites – Pseudoschwagerina – Parafusulina* sorrend alapján a perm derekáig (tiszta tengeri kifejlődés esetén) távoli rétegsorok is jól korrelálhatók. Újabban a rétegtani tájékozódást zavaró szinonímiák és homonímiák megállapítása is előbbrehaladt (Kahler, F. u. G. 1961; Rauzer-Csernouszova, D. M. 1960), s ezt a karbon-perm határmegvonás helyenként még mindig folyó vitájának lezárására nézve is kedvező előjelként könyvelhetjük el.

A karbon-perm határ kérdésében a bükkhegységi anyag vizsgálata újabb szemponttal nem szolgált, ezért az alábbiakban csak a legszélsőségesebb álláspontot képviselő kínai különvéleményre térünk ki. A kínai geológusok ui. a chuanshani, mapingi, illetve taiyuani összleteket – kényelmi szempontból – mindenestől a felső-karbon Rotaj, A. P. szerinti urali emeletébe sorolják, s az alsó-permet a parafusulinás Chihsia mészkővel kezdik (P'an Kiang 1956; Lu Yen-hao 1956; Li Szi-huan 1952). Ez azonban mindenképpen indokolatlan. A mindössze 30 m vastag chuanshani mészkő alja és teteje ui. egyaránt *Pseudoschwagerina*-tartalmú (alul a kezdetlegesebb *P. cheni*-vel, felül a már fejlettebb *P.* orien *talis*-szal: Kahler, F. 1961. p. 120); faunájában egyébként nincsenek kizárólagosan karbon elemek. Újabb keletű, s minden ősmaradványcsoportra kiterjedő rétegtani feldolgozás azonban eddig még a chuanshani mészkőről sem készült. A mapingi és taiyuani összletek jelenlegi faunalistái pedig valóságos „szemetes ládák". Bennük lehet esetleg az urali emelet is (ennek bizonyításával a taiyuani összlet viszonylatában Rozovszkaja, Sz. E. (1950. p. 67—68) próbálkozott); *pseudoschwagerinás* részleteik azonban már feltétlenül a szakmarai, nem mindenütt kifejlődött *parafusulinás* tagjaik pedig az artinszki emeletet képviselhetik.

Megbeszélésre szoruló problémák főleg a perm derekától kezdve mutatkoznak. Ennek az a fő oka, hogy az észak-amerikai Brit-Kolumbia és Washington államoktól Japánon és Kínán át a Juli-Alpokig és Dél-Tuniszig ismert „kelet-ázsiai" neoschwagerinás fauna Észak-Amerika délibb területein teljesen hiányzik, s azt ott részint *Parafusulinák*, részint az ezekből kifejlődő *Polydiexodinák* helyettesítik.* Az észak-amerikai

* A kelet-ázsiai típusú faunaelemek közül a Midcontinent-területről mindössze egyetlen *Yabeina* fajt említenek a capitan emeletnek a polydiexodinás rétegek feletti legfelső szintjéből.

felső-perm mélyebb részét (a capitan emeletet) jellemző *Polydiexodinák* viszont kelet felé csupán Darvaz—Burma—Afganisztánig ismertek, Kína és Japán területén azonban ismeretlenek.

THOMPSON, M. L. (1946) Afganisztánban *Neoschwagerinák* és *Polydiexodinák* együttes előfordulását mutatta ki. A rétegtani összefüggések ismerete híján, a fekvő és fedő rétegek faunájával való összevetés nélkül azonban ez az adat a „*neoschwagerinás*" és *polydiexodinás*" faunák egyidejűségének látszatát keltette. Alátámasztani látszott ezt DOUGLAS, F. A. (1936) közleménye is, mely szerint Iránban a *Polydiexodina persica* KAHLER a *Wentzelella subtimorica* HUANG nevű korallfaj kísérő fajaival társul. A *Wentzelella subtimoricát* abban az időben még csak a kínai Maokou-mészkő aljáról, a *Neoschwagerina craticulifera* és *Verbeekina verbeeki* tartalmú rétegek fekvőjéből ismerték. Mivel a *Wentzelella subtimorica* Maokou-mészkőbeli fellépése az artinszki kori Chihsia-mészkő közvetlen fedőjébe esik, tehát alsó-word, egyfelől Irán és Afganisztán, másfelől Észak-Amerika polydiexodinás rétegeinek korkülönbsége elég jelentékenynek tűnik. Ha pedig ezen egymástól távoleső polydiexodinás rétegek egykorúságát tételezzük fel, az a Maokou-mészkő *Wentzelella subtimoricás* szintjének indokolatlan megfiatalításához vezet (POPOL, S. A. – TROMP, S. W. 1954). Az eredmény mindkét esetben rétegtani zavar, aminek kiküszöbölését HERITSCH, F. és MINATO, M. alábbi megállapításai teszik lehetővé:

HERITSCH, F. (1937) szerint a *Wentzelella timorica* (GERTH) faj [amely Kína területén a DOUGLAS, F. A. (1963) iráni dolgozatában szereplő, *Wentzelella subtimorica* HUANG fajjal együtt jelenik meg a Maokou-mészkő legalsó részében] a Salt Range középső productuszos mészkövének tetején is megvan. Ez a tény – közvetve – a *Wentzelella subtimoricának* HUANG, T. K. (1932 és 1933) által feltételezett szintjelző értékét erősen csökkenti. [HERITSCH, F. (1937) mégis inkább a vélt szintjelző értékhez ragaszkodott, s a Maokou-, illetve a középső productuszos mészkő wentzelellás rétegeinek egykorúságára következtetett, jóllehet ennek más bizonyítéka nincs.]

A *Wentzelella subtimorica* HUANG fajöltőjének az eddig véltnél jóval hosszabb voltát bizonyítja, hogy MINATO, M. (1955) e fajt Japán *yabeinás – lepidolinás* szintjeiből (Iwaizaki és Kuman emelet) említi. Ezt tudva lehetségessé válik a DOUGLAS-féle polydiexodinás iráni rétegek sztratigráfiai besorolásának módosítása, s a korábbi Maokou-vonatkozás törlése mellett tisztán csak az észak-amerikai *capitan*-nel való egykorúsítása.

Időközben a *neoschwagerininás* és *sumatrininás* faunák rétegtani értékelése is jelentékenyen tisztázódott. Amerikai, francia, japán és szovjet szerzők (THOMPSON, M. L. 1948; CIRY, R. in PIVETEAU, J. 1952; KANMERA, K. 1957; MINATO, M. 1955; TORIYAMA, R. 1954 és 1958; YABE, H. 1958; HANZAWA, S. 1954; FUJIMOTO, H. 1952; RAUZER-CSERNOUSZOVA, D. M.—REITLINGER, E. A. 1957; MIKLUHO-MAKLAJ, A. D. 1958) ui. egybehangzóan arra a megállapításra jutottak, hogy a neoschwagerininás és sumat-

rininás faunák – eltérő fejlettségű alkotóelemeik egymást követő hullámokban történt fellépésének megfelelően – különböző szintértékűek. Nagy vonalakban azt mondhatjuk, hogy a csak *Neoschwagerinákat* tartalmazó faunák idősebbek a *Sumatrinák*, *Yabeinák*, illetve *Lepidolinák* megjelenésével jellemzetteknél.

Anatóliai vizsgálatok kapcsán először Erk, A. S.-nek (1942) sikerült megállapítania, hogy a *Polydiexodinák* megjelenése nem az alsó (*Neoschwagerina craticulifera*-s), hanem a magasabb (itt csak *Sumatrina annae*-t tartalmazó) szintekhez fűződik. Ezzel teljes összhangban Kochansky-Devidé, V. (1958) Dél-Montenegró anizuszi konglomerátumának „neoschwagerinás" mészkőgörgetegeiben háromféle típusú *Fusulinida*-faunát ismert fel:

Neoschwagerinás—yabeinás—sumatrinás—polydiexodinás fauna („capitan")
Neoschwagerinás—sumatrinás—yangchieniás fauna („felső-word")
Neoschwagerinás—yangchieniás fauna („alsó-word")

Sajnos, a Kochansky-Devidé, V. által feldolgozott anyag nem szálban álló rétegekből, hanem áthalmozott kőzetdarabokból származik.

A DK-i Pamir „murgabi" emeletében *Neoschwagerinák*, *Afghanellák* és *Sumatrinák* együtt találhatók; az emelet mélyebb részére jellemző *Neoschwagerina craticuliferát* pedig a felső szintben *N. margaritae* és *N. colaniae* váltja föl.* A Pamir más részein s a Darvaz-hegységben a murgabi összlet magasabb (?) részéből *Polydiexodinák* is ismeretesek.

Szosznina, M. I. (1960) legújabb közlése szerint a Szovjet Távolkelet *cancellinás—misellinás* szintje fölött, amely nyilván a kínai Chihsia-mészkőnek felel meg, előbb a *Monodiexodinák* öve, majd egy olyan faunaszint következik, amelyben *Neoschwagerinák*, *Verbeekina verbeeki* és *Praesumatrina* sp. mellett *Yabeináké* és *Lepidolináké* a vezető szerep.

A japáni Kitakami-hegyvidék *yabeinás—lepidolinás* Iwaizaki emelete alatt hézag nélkül települő Kattisawa emeletből hiányzanak a *Neoschwagerinák*, s azokat – éppúgy, mint az USA déli államaiban – parafusulinás fauna helyettesíti (Minato, M. 1955. pp. 11. és 14—16). A Kitakami-hegységi perm rétegsoroknak az USA-beliekkel való párhuzamossága annál szembetűnőbb, mert az észak-amerikai word-nak megfelelő, *felsőbb parafusulinás szint* (Kattisawa emelet) alatt az észak-amerikai leonard-nak megfelelő *mélyebb parafusulinás öv* is képviselve van (Kabayama emelet).

Összegezve tehát: az észak-amerikai *polydiexodinás* „capitan"-nek Japán és Kelet-Ázsia *yabeinás—lepidolinás* szintjei felelnek meg; az alatta fekvő *parafusulinás* worddal pedig a csak *Neoschwagerinákat* s ezeken kívül esetleg alacsonyabb fejlettségű *Sumatrina*- vagy *Yabeina*-fajokat bezáró szintek korrelálhatók.

* A murgabi összlet alját azonban a darvazi emelettől diszkordancia és üledékhiány választja el!

A magas fejlettségű *Fusulinida*-nemzetségek *(Polydiexodinák, Yabeinák, Lepidolinák)* még a perm vége előtt kihalnak. A tenger visszahúzódása következtében a legmagasabb rétegsorok olykor teljesen hiányzanak (lásd Akiyoshi és Kyushu rétegsorát Japánban). Másutt többé-kevésbé zárt öblök és lagúnák fűződtek le, melyekben gyakori a gipsz- és anhidritképződés (ochoa emelet az USA-ban; a bellerophonos összlet alja és közepe Dél-Tirolban).

A tenger uralma alatt maradt területek *Fusulinida*-faunája erősen elszegényedik, s csak néhány egyszerűbb felépítésű avagy aberráns *Fusulinida*-nemzetség tartja magát a szisztéma végéig *(Ozawainella, Doliolina, Eoverbeekina, Reichelina, Parareichelina, Palaeofusulina, Colaniella, Codonofusiella)*. Az *Ammonoideáknak* a *Timorites* nemzetségig jutott fejlődése a capitan-nél fiatalabb szintekben új irányba terelődik. A *Brachiopodák* közt nagyobb jelentőségre tesznek szert az eddigieknél szűkebb fajöltőjű aberráns alakok *(Leptodus, Oldhamina, Tschernyschewia)*. A kipusztult *Fusulinida*-nemzetségek helyét a *kisforaminiferák* veszik át.

A *Fusulinidák* utolsó nagy faunahullámának megtörése következtében a permvégi tengerek gerinctelen ősmaradványtársaságát elvileg inkább csak negatív vonásai különböztetik meg a mélyebb szintekétől. Számos permvégi alakot ui. már a neoschwagerinás szinttől kezdve ismerünk [*Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.), *Waagenophyllum indicum* (WAAG. et WENTZ.), *Leptodus nobilis* (WAAGEN)]. Míg azonban a *Fusulinidák* robbanásszerű fejlődését hirtelen hanyatlás követte, idáig lassan fejlődő más csoportok továbbéltek, s átvették a letűntek szerepét.

E feltűnő faunaváltozás időpontja, legtöbbször attól függően, hogy a *Fusulinida*-fauna elszegényesedése a *Yabeina*-, vagy a *Lepidolina*-övet követi-e, a capitan közepére vagy végére tehető. *Fusulinida*-fajok jelenléte vagy hiánya azonban nagy mértékben függ a fáciestől. Vannak tehát olyan esetek is, amikor nincs módunk a legfelső-permi tagozat alsó határának pontos rögzítésére, mert annak közvetlen fekvő rétegei a fejlődéstörténeti viszonyok és a fácies alakulása következtében *Fusulinida*-mentesek.

Jó példája ennek a pakisztáni Salt Range productuszos mészkőösszlete, amelynek alsó része *Quasifusulina longissima* (MOELLER), *Parafusulina kattaënsis* (SCHWAGER) és *Parafusulina pailensis* (SCHWAGER) tartalmú. Mindaddig, amíg az innen előkerült *Parafusulinák* fajöltőjéről – azok más előfordulásai alapján – reális képet alkotni nem sikerült, az „alsó productuszos mészkő" rétegtani helyét hol túlságos mélyen (a karbonban), hol túlságos magasan (a perm közepén) igyekeztek kijelölni. A fedőben levő „középső és felső productuszos mészkő" korát, *Fusulinidák* híján, *Cephalopoda*-faunája és települési helyzete alapján, a timori Basleo és Amarassi rétegekhez igazodva állapították meg a felső-permben (MILLER, A. K. 1938; DUNBAR, C. O. 1933; GERTH, H. 1958). Mivel az „alsó

productuszos mészkő" a leonardon kívül a wordot csak részben töltheti ki (DUNBAR, C. O. 1933), lehetséges, hogy a „középső productuszos mészkő" is lenyúlik a wordba, bár e „lenyúlás" mértékét nem lehet pontosan megállapítani.

Ezt tudva, s a Salt Range középső és felső productuszos összletével közös fajok nagy számát tekintve, felmerül a kérdés: helyes-e a bükkhegységihez hasonló helyzetű, aljukon *Fusulinida*-mentes homokkő-összletekkel érintkező dél-alpi és nyugat-szerbiai „bellerophonos rétegek" alsó határát – úgy, mint eddig tették – továbbra is a capitan aljára helyezni? Nem kellene-e ezt a határt kissé feljebb vagy kissé lejjebb megvonni?

A dél-tiroli és karni-alpi *Fusulinida*-mentes felső-perm szelvények természetesen nem adhatnak erre közvetlen választ.

A žažari szelvény legalján talált *Palaeofusulina nana* LICH., mely az ÉNy-i Kaukázusban a *Yabeinák* szintje fölött következik, inkább a capitan közepe tájára utalna. Tudjuk azonban, hogy a *Palaeofusulina* nemzetség már valamivel korábban megjelent: így Anatóliában a polydiexodinás szint alján ismeretes. *Polydiexodinákat* viszont Dél-Montenegró anizuszi konglomerátumának görgetegein és a Zágrábi-hegység egy bizonytalan helyzetű kőzettömbjén kívül (KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1958) sem a Dinaridákban, sem a Déli-Alpokban nem találtak. A žažari mészkőrétegeket grödeni típusú homokkőösszlet övezi, amelynek wordnál fiatalabb korára nézve egyelőre nincsen bizonyíték.

A žažari felső-perm szelvénye lefelé ugyan nincsen lezárva, mert tagjainak a grödeni összlettel való érintkezése mindig tektonikus, szintjének a capitan-nél lejjebb szorítása mégsem látszik lehetségesnek. Sem a žažari, sem a többi „bellerophonos" összlet fáciese nem magyarázza ui. a Bled és Bohinjska Bela környékén meglevő *Neoschwagerinák* hiányát. Meg kell tehát maradnunk ezen összletek rétegtani terjedelmének korábbi értelmezésénél (capitan + ochoa).

Következtetések

A bükkhegységi újpaleozóikumnak más területekkel való összehasonlításából az alábbi következtetések adódnak:

a) A Bükkhegység újpaleozóikuma a karbon és perm szisztémának Kelet- és Délkelet-Ázsiától a Himaláján át az Ural és az Orosz-tábla, a Földközi-tenger medencéjén keresztül pedig a Dinaridák és a Karni-Alpok felé követhető tengeri kifejlődéséhez tartozik, melynek további folytatását Sziciliából, Dél-Tuniszból, Asturiából és a Pireneusokból *(St. Girons)*, valamint Észak- és Dél-Amerikából ismerjük.

b) Kifejlődése és ősmaradványtársasága révén a Bükkhegység újpaleozóikuma szorosan a Dinaridákéhoz kapcsolódik. Namuri—urali rétegösszlete a Velebit és talán Bosznia (Prača: KOSTIC-PODGORSKA, V.

1960), permi rétegsora pedig Nyugat-Szerbia megfelelő összleteihez hasonlít leginkább. Joggal tételezhetjük fel tehát e területnek a bükki üledékgyűjtővel való közvetlen összefüggését, amit az eddigi adatok a Balaton csapásától délre valószínűsítenek. Bizonyos kapcsolatnak természetesen a Karni-Alpok és Dél-Tirol felé is kellett lennie, bár ezek üledékképződése – geoszinklinálisperemi helyzetük miatt – a Bükkhegységénél jóval szaggatottabb.

c) A bükkhegységi karbon tengerág ősföldrajzi jelentőségét a Dinaridák geoszinklinálisa és az Orosz-tábla epikontinentális tengere közötti fekvése adja meg. Az Orosz-táblával és az Urallal közös fajok feltűnően nagy száma ebben az irányban is közvetlen kapcsolatra vall. A kapcsolódás a lwówi karbon medencén át látszik legvalószínűbbnek. Közvetlenül azonban mégsem igazolható, mert a baskir emeletnél fiatalabb moszkvai rétegtagokat Lwów környékén a lepusztulás már a júra—kréta transzgresszió előtt eltávolította (Dikenstejn, G. H. 1957; Brazsnikova, N. E.—Iscsenko, A. M.—Iscsenko, T. A.—Novik, E. O.—Suljga, P. L. 1956).

d) Jogos a bükkhegységi karbonnak a szepes—gömörihez való kapcsolódását feltételezni. Az üledékképződés a Bükkben mindenesetre előbb kezdődött, mint a Gömöridákban. A Gömöridák északi vonulatrészeit (Dobšiná, Rudňany) a transzgresszió csak a podolszki szint idején érte el s ott parti—partközeli fáciesek keletkezését eredményezte. A Bükk ezekkel egyidejű üledékei sekélytengeriek ugyan, a durva törmelékanyag csekély mennyisége mégis parttól távolabbi keletkezésüket tanúsítja.

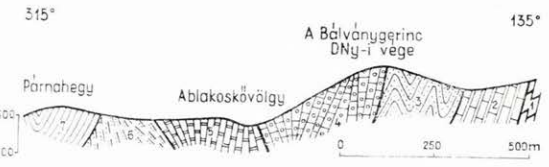
TRIÁSZ

A Bükkhegység túlnyomó részét alkotó, mintegy 3500 m összvastagságú triász képződmények sorában az alpi típusú triász *alsó* és *középső* tagozata teljes egészében, *felső* tagozata legalább részben képviselve van (1. ábra).

A tengeri felső-permhez üledékfolytonossággal kapcsolódó s a hegység nyugatibb részének (Ablakoskővölgy, gerennavári műútrész) szelvényei szerint háromosztatúnak látszó *werfeni rétegeken* belül mind a *szeizi*, mind a *kampili* alemelet kimutatható anélkül, hogy szétválasztásukat térképileg is következetesen végre lehetne hajtani (32. ábra).

Annál jobban keresztülvihető az *anizuszi* rétegsor szokásos hármas tagolása. Ez elsősorban annak köszönhető, hogy a lillafüredi alapszelvényen belül megkülönböztetett, anizuszi emeletbeli *dolomit-*, *vulkanit-* és *mészkőösszletek* kifejlődése horizontális értelemben keveset változik. Az üledékképződés ebben tükröződő egyenletességét a *ladini összlet* aljától kezdve egymásba fogazódó fáciesek megjelenése szakítja meg. Nemcsak egy-egy szint képe válik így területileg változatossá: az összefogazódás függőleges irányban is érvényesül. Ennek sokféle helyi rétegsorrend

a következménye. Ősmaradványokban igen szegény üledékekről és ezek közé települt vulkanitokról lévén szó, a helyi szelvények pontos egyeztetése nem könnyű feladat. Mindazonáltal jól megkülönböztethető egymástól a ladini emelet alsó és középső részét kitöltő szericites agyagpalaösszlet és az efelett következő felső-ladini—karni mészkősorozat. Ez utóbbinak négy, nagyjából egyenértékű fáciesváltozatához ötödikként a Bükkhegységre oly jellemző iniciális magmás működés felső-ladini—karni emeletbeli termékei csatlakoznak.



32. ábra. Az ablakoskővölgyi alsó-triász települési vázlata

1. Dolomit (alsó-anizuszi). *2.* Szürke mészkő és agyagpala *3.* Lila agyagpala és homokkő. *4.* Oolitos mészkőösszlet *(2—4.* Alsó-triász). *5.* Fekete mészkő (felső-perm). *6.* Tarka pala és homokkő (alsó- és középső-perm). *7.* Szürke agyagpala és homokkő (felső-karbon)

Abb. 32. Lagerungsskizze der Untertrias von Ablakoskővölgy

1. Dolomit (Unteranis). *2.* Grauer Kalk und Tonschiefer. *3.* Lilafarbiger Tonschiefer und Sandstein. *4.* Oolithischer Kalkkomplex *(2—4.* Untertrias). *5.* Dunkler Kalk (Oberperm). *6.* Bunter Tonschiefer und Sandstein (Unter- und Mittelperm). *7.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (Oberkarbon)

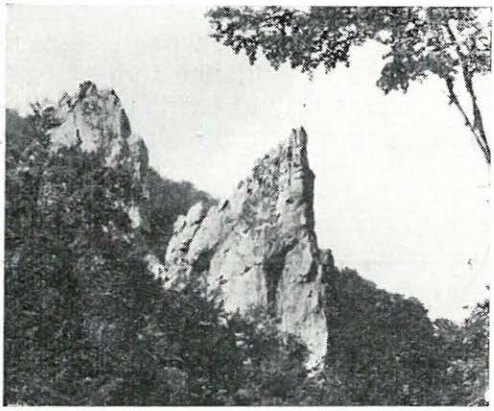
A Bükkhegység karsztos fennsíkjait felépítő fehér mészkőtömegek lényeges fáciesváltozás, tehát éles határ nélkül mennek át a felső-ladiniból a felső-triászba. Ez utóbbin belül, a *karni emelet* ősmaradványokkal igazolt vagy valószínűsített képződményei mellett, eddig csak a *nóri emelet* jelenlétét sikerült kifogástalanul bizonyítanunk. A dunántúli középhegységek zömében elterjedt júra—alsó-kréta rétegsor hiánya mellett tehát a legfiatalabb triász tagokat sem tudtuk a Bükkben megállapítani. A réteghiány nagy terjedelme miatt az azt előidéző kiemelkedés pontos korát illetően természetesen nem számíthatunk közvetlen bizonyítékokra.

Werfeni emelet

Általános jellemzés

A teljesebb szelvények alapján 600—700 m összvastagságúnak vehető bükkhegységi alsó-triász igen változatos üledéksorának főbb kőzettípusait, alulról fölfelé haladó sorrendben a következőképpen jellemezhetjük:

a) A felső-permből kifejlődő, sávos vagy vékonyréteges átmeneti mészkőrétegek fölfelé hamarosan kissé vastagabb rétegű *mészkőbe* mennek át, amelyet túlnyomórészt világos, néha kissé sötétebb szürke szín, többnyire szálkás törésfelület és sávozottság nélküli szövet jellemez. Egy-egy tisztán mészkőrétegekből álló szakasz után vékonyabb-vastagabb, vörösbarnás vagy zöldes, többnyire muszkovitos *homokkő-* és *agyagpalaközbetelepülések* láthatók. Nagyobb vastagságú palás közbetelepülések — meredek rétegdőlés esetén — térszíni mélyedésekként formálódnak ki, amelyeket csapás mentén többé-kevésbé hosszan követhető mészkőbor-



33. ábra. Az Ablakoskő sziklabordája. Az alsótriász mélyebb része. – (Foto: NAGY G. 1956)

Abb. 33. Felsenrippe Ablakoskő. Tieferer Teil der Untertrias. – (Photo: G. NAGY 1956)

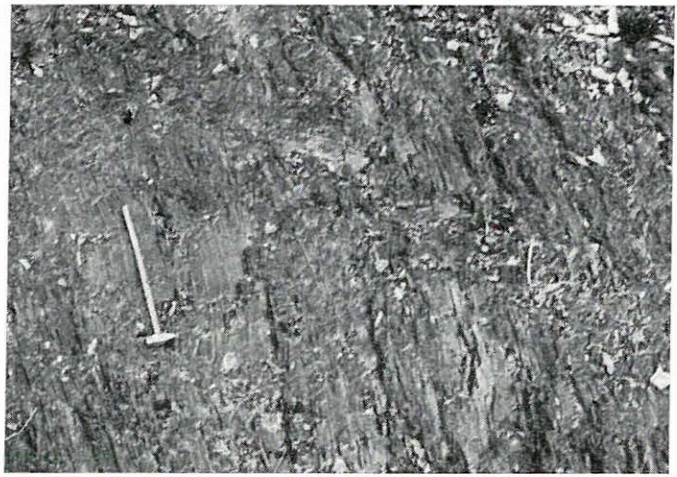


34. ábra. Oolitos és oolitmentes világosszürke mészkő sztilolitos összenövése. – Az alsótriász mélyebb része. – A Bálvány-vonulat ÉK-i részéről (74/1956.B.K.). – Kb. 1 : 3. (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 34. Stilolithisches Zusammenwachsen oolithischen und oolithfreien, hellgrauen Kalkes. Tieferer Teil der Untertrias. – Vom NO-Ende des Bálvány-Zuges (74/1956.B.K.). – Cca. 1 : 3. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

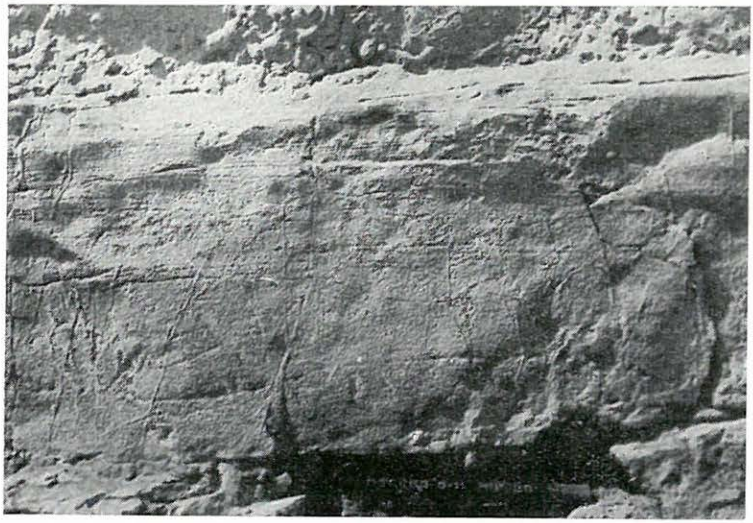
dák határolnak (Leányvölgy, Ablakoskő – 33. ábra). Laposabb dőlés esetén réteglépcsők alakulnak ki, amelyek távlati képe jól érzékelteti a különböző dőlésű mészkőszakaszoknak a palás közbetelepüléseken történt elcsúszását és részleges kihengerlődését (Kemesnyehegy déli oldala). Gyakori jellemzője e mészkőrétegeknek az élénken tagolt sztilolitos alakzatok mellett az oolitos szövet (34. ábra). A többnyire egyszerű ooidok mellett többmagvúak is akadnak, melyeket 5—30 μ nagyságú karbonátkristályokból álló alapanyag fog össze. Az ooidokon kívül olykor *bekérgező algákra* utaló, koncentrikus szerkezetű alakzatok és – gyéren – kagylóhéjátmetszetek is megfigyelhetők; jó megtartású ősmaradványok azonban igen ritkák. Az ülepítő közeg erős mozgatottságára vallanak az oolitos mészkőbe ágyazott, homogén szövetű, de szabálytalan alakú mészkőzárványok. A világos mészkőrétegek közé helyenként fehéres színű, cukorszövetű dolomitlencsék és -fészkek ékelődnek.

b) Az oolitos mészkőösszlet felső részébe néhány fehér és vörös, *homokos mészkőréteg* települ (Eszteafő, Gerennavár), majd (Kukucsólápától Bánkútig) lila és zöld *agyagpala*, valamint lila, csillámos *homokkő* következik reá, amely már csak itt-ott tartalmaz egy-két mészkőlencsét. Megjelenése az üledékgyűjtőbe szállított terrigén anyag mennyiségének emelke-



35. ábra. Zöldes alsó-triász agyagpala. Szilvásváradi szerpentinút, a Gerennavártól délre. – (Foto: BALOGH K. 1955)

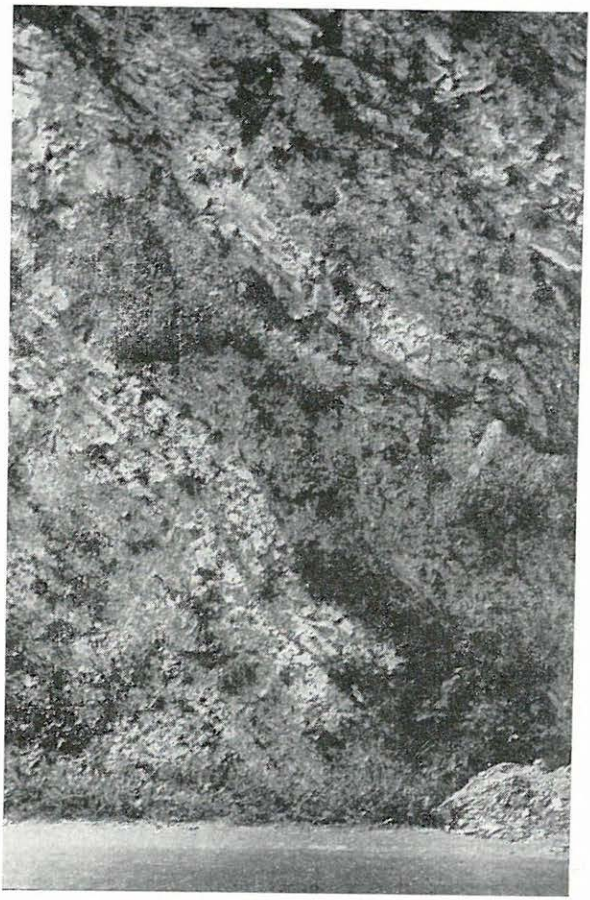
Abb. 35. Grünlicher Untertrias-Tonschiefer. Serpentinweg bei Szilvásvárad, S vom Gerennavár. – (Photo: K. BALOGH 1955)



36. ábra. Halványlila oolitos mészkő. (Alsó-triász.) – A hámori „Népbolt" felett. – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 36. Blasslilafarbiger oolithischer Kalk (Untertrias). – Oberhalb des „Népbolt" in Hámor. – (Photo: K. BALOGH 1958)

déséről tanúskodik, anélkül, hogy durvább szemnagyságú üledék lerakódására sor kerülhetett volna. Ez a törmelékes összlet természetesen szintén tengeri üledék, amit jó rétegezettsége, mészkőbetelepülései és gyér kövülettartalma bizonyítanak. Felfelé egyre több zöld, leveles *márgapalát*, világosszürke és halvány lilásbarna, néha *oolitos* mészkőbetelepülést tartalmaz, ezáltal a már tárgyalt alsó oolitos mészkőösszlethez válik hasonlóvá (35–36. ábra).



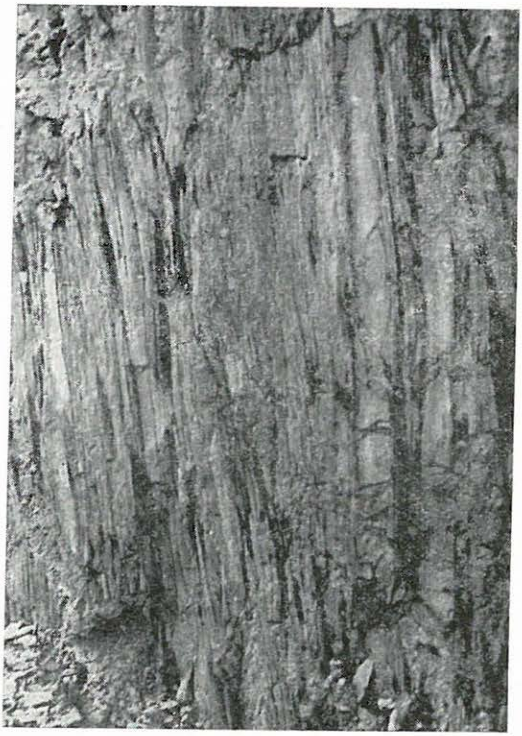
37. ábra. Világosszürke mészkő és zöldes agyagpala váltakozása. (Alsó-triász.) – Lillafüred. Az országúti alsó alagút és a Zsófia-toronytól levezető mellékvölgy nyílása közt. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 37. Schichtenwechsel von hellgrauem Kalk und grünlichem Tonschiefer (Untertrias). – Lillafüred. Zwischen dem unteren Landstrassentunnel und der Mündung des vom Zsófia-torony hinabführenden Nebentales. – (Photo: K. Balogh 1958)

c) Az alsó-triász legfelső tagját a törmelékes és karbonátos üledékképződés küzdelme jellemzi, ami az utóbbinak az uralomra jutásával fejeződik be. Az Ablakoskővölgyben a rétegösszlet *pala-* és *mészkőtagjait* egyaránt sárgásbarna, üde állapotban pedig szürke szín jellemzi. Lillafürednél azonban a szürkés mészkőpadok közé zöld pala települ (37. ábra). A magasabb helyzetű szürke mészkő többnyire márgás, sztilolitos, igen finomszemű, tömött (38. ábra). Réteglapjai simák, a palaközbetelepülések határán azonban többnyire gumósak, néha *hieroglifásak*. Az egész alsó-triásznak ez a kövületekben leggazdagabb része, amelynek felső-kampili kora – mint látni fogjuk – jól bizonyítható. A Szinva-, Savós- és Ablakoskővölgy pompás feltárásaiban a legfelső szürke mészkőrétegek közt egy-két szürke dolomitpad is látható (55. ábra). Ezek az alsó-anizuszi dolomitos üledékképződés előhírnökei-

ként megjelenő, az alsó-anizuszi dolomittal kőzettanilag megegyező felsőkampili dolomitpadok világosan mutatják az alsó-triász és az alsó-anizuszi összlet szoros kapcsolódását, amit kettejük határfelületének (különböző mozgékonyságukból adódó) egyenetlenségei sem tehetnek kétségessé.

A fő kőzettípusok vegyi összetételét a 484—485. oldalon levő táblázatok érzékeltetik. Mind az alsó, mind a felső szintbeli mészkőminták olykor kissé erősebben dolomitosak (l. a teljes elemzések közt a 2., a részleges elemzések közt pedig a 18. és 21. sorszámút). Az oolitos mészkőminták oldhatatlan maradéka 1,72—2,36% között van és ennek szemnagysága 0,0—1,0 mm közt változik, a kőzetliszt és pelit túlsúlyával. Egy, a gerennavári műútkanyarból származó oolitos mészkőminta oldási maradékának 0,1—0,2 mm-es frakciójában egy-egy cirkon-, biotit- és gránátszemcse mellett muszkovit-, kvarc- és kalcedonszemcséket ismert fel Csánk E.-né (6. sorszám). — A magasabb szintbeli mészkőminták oldási maradékának mennyisége az agyagásványok (illit, montmorillonit) és ásványtörmelékek részarányától függően nagyobb mértékben változik (0,95—18,32%). Szerves eredetű alkotórészek (P, C, S), illetve ásványok (pirit) csekély mennyiségben mind az alsó, mind a felső mészkőtípusokban kimutathatók. — Szembetűnő a ferro- és ferrivas mennyiségének az agyagpala-mintákban észlelt felszaporodása.



38. ábra. Sötétszürke, márgás mészkő. (Felső-kampili rétegek.) – Lillafüred. A 61. kilométerkő tájáról. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 38. Dunkelgrauer Mergelkalk (Oberer campil). – Lillafüred. In der Nähe des Kilometersteins Nr. 61. – (Photo: K. Balogh 1958)

A képződmény ősmaradványai és kora

Bár az alsó-triász rétegek a Bükkhegység ősmaradványokban viszonylag gazdagabb képződményei közé tartoznak, ez korántsem jelent jó megtartást, faunabőséget vagy rétegtagok közti egyenletes faunamegoszlást. A faunát a legközönségesebb alpi fajok adják, amelyek túlnyomó részét Schréter Z. (1935. pp. 95—97) ismertette.

Az alsó-triász alsó tagozatának a felső-permmel közvetlenül érintkező, kb. 100 m vastagságú legmélyebb részében mindeddig nem sikerült makrofaunát találni. Az alsó és középső tagozat legszebb feltárását nyújtó ablakoskővölgyi szelvényben a perm határ fölötti első ősmaradványok nagy, sima *Pseudomonotis* sp. és *Anodontophora* sp. példányok, amelyek gyűjtőjük, Legányi F. szíves közlése szerint a legalsó sziklafal déli oldaláról kerültek elő. A következő

lelőhely az Ablakoskő és a tőle északra levő nagy sziklaborda között van: *Anodontophora fassaënsis* WISSM.., *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH. és *Claraia* cf. *aurita* HAU.

Az Ablakoskő feletti, utolsó sziklaborda mészkövéből *Anodontophora* sp., *Anodontophora fassaënsis* WISSM. és *Pseudomonotis* sp., a mészkőrétegek közti zöldesszürke homokkőbetelepülésből pedig a már kampili szintre utaló *Myophoria costata* ZENK. került ki.

Az ezután következő pala- és homokkőösszlet SCHRÉTER Z. (1954a. p. 137) szerint *Anodontophora fassaënsis* WISSM. és *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH. fajt tartalmaz.

Az alsó-triász meszes-palás legfelső osztatának mélyebb rétegeiből a völgy északi oldalán vezető ösvényen (7833/1956.B.K.) *Naticella costata* MÜNST.-t, felsőbb rétegeiből pedig, a Nagy István erősétől a Párnahegy felé húzódó gerincen, egész réteget megtöltő *Naticella*-átmetszeteket ismerünk.

Ezzel összhangban az Ablakoskővölggyel nyugat felé szomszédos Ölyves-völgy lilaszínű, meszes homokkövéből az *Anodontophora* sp., a Leányvölgy középső tagozatbeli törmelékes összletéből az *Anodontophora canalensis* CAT., a Leányvölgy felső részének jobboldalán a felső tagozatbeli mészkőrétegekből pedig a *Naticella costata* MÜNST. fajokat említi SCHRÉTER Z. (1954a. p. 137).

Felső tagozatbeli a szilvásváradi lelőhely is, ahol az iparvasútnak a halastó feletti bevágásából PÉCZELY A. az *Anodontophora fassaënsis* WISSM., az alsó sziklaforrás feletti lejtőrész heverő darabjaiból pedig LEGÁNYI F. a *Naticella subtilistriata* FRECH és *Naticella costata* MÜNST. fajokat gyűjtötte (SCHRÉTER Z. 1935. p. 95 és 97; 1954a. p. 137).

Az Ablakoskővölgytől keletre, a Bánkútról a Bálványra vezető gerincút oolitos világos mészkövében is tömegével gyűjthetők *Anodontophorák*. A bánkúti régi forrásfoglalás felett, a gerinc alatti szürkésbarna, márgás, illetve szürke, oolitos mészkőrétegekből *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *A. canalensis* CAT., *Claraia* cf. *aurita* HAUER és *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH. ismeretes (SCHRÉTER Z. 1935. p. 95). A bánkúti régi forrásfoglalás közvetlen környékének változatos kőzetanyagából a következő alakokat gyűjtötte LEGÁNYI F.: *Claraia aurita* HAUER, *C.* cf. *aurita* HAUER, *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH., *M. laevigata* ZIETH. és *Anodontophora* sp.

Ez a két utóbbi lelőhely tehát már kampili emeletbeli, amit az is megerősít, hogy észak felől *Naticella* cf. *subtilistriata* FRECH. tartalmú lilás mészkővel határosak. Ezzel szemben innen északra, a perm határ fölött kb. 100 m-re levő 75/1956.B.K. sz. lelőhely mészkőrétegei (*Anodontophora fassaënsis* WISSM. és *Claraia aurita* HAUER tartalmuk alapján) még biztosan szeizi koriak.

Mindez arról tanúskodik, hogy a bükkhegységi alsó-triász 300 m összvastagságú, mészköves alsó tagozatának legfelső 100 m-re már a kampili rétegekhez tartozik. A szeizi—kampili határt az ablakoskővölgyi szelvényben az Ablakoskő sziklabordáján, a Bálvány-gerinc keleti végén pedig a Bánkút fölötti naticellás padokon keresztül lehet meghúzni. Ennek megfelelően, az innen északabbra levő világosszürke, anodontophorás—pseudomonotiszos mészkőösszletet a fekete felső-permi mészkő felső határáig, teljes egészében a szeizi alemeletbe utalhatjuk. A szeizi összlet kövületmentes talprétegeit ugyan SCHRÉTER Z. (1959, 1960) újabban, különösebb bizonyítékok nélkül már a felső-permi összlethez csatolja. Kifejlődésüknek a kövületes szeizi szintekével való tökéletes egyezése miatt azonban ez a feltevés bátran elejthető.

A Bálvány környékén teljesnek bizonyult alsó-triász összlet a Felső- és Alsó-Nyárjuhegy déli oldalán erősen megcsökken. Az alsó tagozatbeli világos mészkő a Vöröskő tömegéig hegységszerkezeti okokból kimarad, s a felső-perm mintegy 2 km-en át magasabb szintbeli zöldes palarétegekkel érintkezik. A Szárazvölgy É-i oldalán a műúton feltárt kampili márgarétegek *látszólagos* fedőjébe eső mészkő-

gerincek anyaga gyakran az alsó szintbeli mészkőéhez hasonló ugyan, az alábbi lelőhelyek tanusága szerint azonban mégis kétségtelenül a kampili alemeletbe tartozik: *Myophoria laevigata* ZIETH. és *Anodontophora fassaënsis* WISSM. (46/1956. B. K.); *Myophoria laevigata* ZIETH. és *Naticella costata* MÜNST. (47/1956.B.K.).

Innen kezdve az alsó-triász ezen vonulatában csak Lillafürednél vannak jobb kövületlelőhelyek; ezek valamennyije a rétegsor tetejére esik.

Így SCHRÉTER Z. (1935. p. 95) szerint a szinvavölgyi műút alsó alagútja és a Hámori-tó közötti mészkőrétegekben LEGÁNYI F. *Pseudomonotis* sp.-re, BALOGH K. (1951. p. 131) pedig *Naticella* sp. átmetszetekre bukkant (a 61. km-kőtől nyugatra 15—28 m-re).

A Palota-szállótól keletre a kampili összletnek az alsó-anizuszi dolomittal érintkező legfelső, *hieroglifás* mészkőrétegei *Naticella costata* MÜNST., *N. costata* MÜNST. var. n., *N. subtilistriata* FRECH, *Myophoria costata* ZENK. és *Anodontophora* sp. alakokat tartalmaznak (511—512/1950.B.K.), sőt a szállótól ÉK-re levő lejtőtörmelékben *Tirolites* sp. átmetszetet is találtunk.

Kampili emeletbe tartoznak az Örvénykő DNy-i oldalán levő alsó-triász folt rétegei is (v. ö. SCHRÉTER Z. 1935. p. 94 és 97), amelyek a mályinka—tardonai határ 5. sz. dombjánál az *Eumorphotis* cf. *inaequicostata* BEN., *Myophoria costata* ZENK., *Gervilleia* sp., *Naticella costata* MÜNST. és *N. subtilistriata* FRECH; a völgy K-i oldalán levő kocsiúton pedig az *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *A. canalensis* CAT., *Myophoria costata* ZENK., *Eumorphotis inaequicostata* BEN. és *Turbo* cf. *lemkei* WITT. fajokat tartalmazzák.

A hegység északi részének egyetlen nagyobb alsó-triász területe Mályinkától DK-re, a Csondróvölgy két oldalán van. A völgy baloldalán, a felső-perm sávja által dél, nyugat és észak felől körülfogott Begyeleg—Szilasfő—Kemesnye-i szinklinális világos, gyakran oolitos mészkőösszletének kifejlődése kőzet- és őslénytanilag egyaránt a bálvány—ablakoskővölgyi szeizi rétegekével egyezik. Így a Mályinkáról a Csondróvölgybe vezető ösvényen, a Bogdánytető 424 m-es csúcsától NyÉNy-ra, nem messze a felső-perm határától *Eumorphotis* aff. *inaequicostata* BEN., *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *A.* sp. és *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH. (10/1955.B.K.) ismeretes. A Csondrótető (485 m) és az Odvaskő (508 m) közt, a Csondróvölgy baloldaláról *Anodontophora* sp.-t, a Begyeleghegy (523 m) csúcsa közeléből *Anodontophora* cf. *fassaënsis* WISSM.-t, a Szilastető legészakibb nyúlványáról pedig *Anodontophora*- és *Pseudomonotis*-lenyomatokat említ SCHRÉTER Z. (1935. p. 94).

A Csondróvölgy keleti oldalán csak az Odvaskő (508 m) DDNy-i sarkán levő felső-perm kibúvás feletti szürkés mészkősziklák, valamint ezeknek a völgy mentén északi irányban egyre keskenyebbé váló folytatása tekinthető biztosan szeizinek. Hogy a SCHRÉTER Z. (1935. p. 94) által a Csondróvölgy jobboldaláról, a hegyoldalnak a Csondrótető és az Odvaskő közti részéről, szürke, lemezes mészkőből említett *Anodontophora fassaënsis* WISSM. és *Pseudomonotis aurita* HAU. fajok is a szeizi rétegösszletből származnak-e, azt ma már nehéz eldönteni.

A Bogdány- és Csondrótető, az Odvas- és Bartoskő alsó-triász vonulatának főtömege azonban, amelyet lila homokkősávoktól meg-megszakított szürke mészkőrögök építenek fel, a kampili alemeletbe tartozik. Leggazdagabb a Bogdánytető kampili ősmaradványtársasága (6. táblázat).

A Bogdánytető alatt a régi mályinka—hámori útról származó barnássárga mészkőmintából SCHRÉTER Z. (1935. p. 94) *Pseudomonotisok* mellett *Gervilleiát* említ.

A Csondrótetőtől ÉK-re a régi mályinka—hámori út mellől *Pseudomonotis* sp. (8/1955.B.K.), *Anodontophora* sp. (11/1955. B. K.), *A. fassaënsis* WISSM. és *Myophoria* cf. *costata* MÜNST. ismeretes. A Csondrótető és az Odvaskő ⌀ 508 közti nyeregtől DK-re az úton *Ammonoidea*-töredékek mellett *Turbo rectecostatus* HAUER-t és *Naticella costata* MÜNSTER-t találunk (281/1950.B.K.). Az Odvaskő tetején áthúzódó sziklák *Naticella subtilistriata* FRECH-t tartalmaznak. Az Odvaskő (508 m) és a Bartoskő (557 m) közti nyeregtől a Bartoskő felé haladva az úton sötét mészkőből *Myophoria costata* ZENK., *M.* cf. *laevigata* ZIETH., *Gervilleia* sp., *Naticella costata* MÜNST. és *Turbo rectecostatus* HAU. gyűjthető.

A Bükk- és az Upponyi-hegység érintkezésén nyomozható alsó-triász lelőhelyek közül a nekézsenyi Bikkfolyás-árok sötét mészkővel váltakozó hamuszürke márgája kampilinek minősíthető: *Claraia aurita* HAU., *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *Myophoria laevigata* ZIETH., *M.* cf. *laevigata* ZIETH.

Vitatható maradt a nekézsenyi Strázsahegy oldalán levő szürke és lilás homokkő váltakozásának besorolása, mert ez csak *Anodontophora fassaënsis* Wissm.-t tartalmaz.

Tabelle 6. táblázat

Kampili ősmaradványok megoszlása a bogdánytetői lelőhelyeken

Verteilung der Campiler Fossilien an verschiedenen Fundstellen des Bogdánytető-Berges

A faj neve Artname	K-i O=	D-i S=	DNy-i SW=	Ny-i W=	ÉNy-i NW=
	lelőhely Seite des Berges				
Hieroglifák	+				+
Pseudomonotis lóczyi Bittn.	cf.		cf.		
Eumorphotis inaequicostata Ben.	cf.				
Eumorphotis venetiana Hauer					+
Myophoria laevigata elongata Phill.					+
Myophoria costata Zenk.		+	+	cf.	
Naticella costata Münst.	+			+	+
Naticella subtilistriata Frech					cf.
Turbo rectecostatus Hauer				?	+
Tirolites cassianus Quenst.					+
Dinarites sp.	+				

A Bálvány környéki szelvények szerint a szeizi és kampili alemeletek határa nem esik pontosan egybe az alsó meszes tagozat felső határával. Rétegkihengerlődés vagy fáciesváltozás miatt a közbülső törmelékes összlet kelet felé már nem különböztethető meg élesen, s így az ősmaradványlelőhelyek ritkasága miatt az alsó és felső meszes tagozat elkülönítése nehézségekbe ütközik. Az egységes megítélés biztosítása céljából tanácsosabbnak látszik tehát a térképen az egész rétegösszletet egyszerűen alsó-triászként összefoglalni, a tektonikai szempontból még sok új adattal kecsegtető részletes taglalást pedig a jövendőre bízni.

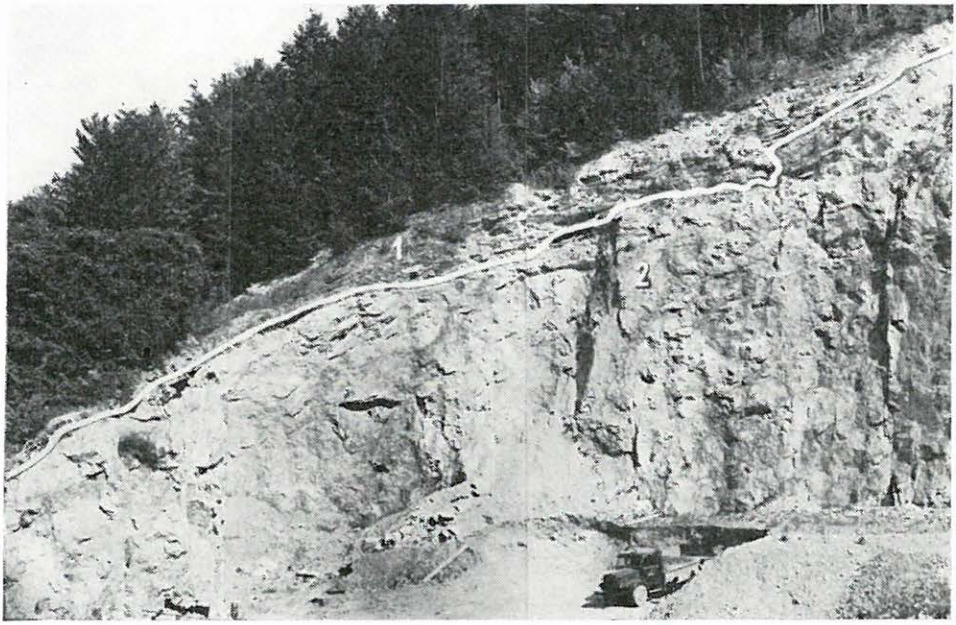
Az őslénytanilag is igazolt alsó-triász a Bükkhegység északi részére korlátozódik. Kifejlődés és települési helyzet alapján a korábban alsótriásznak minősített képződmények sorából számosat töröltünk. Így a dél-bükki radiolináris kovakőzeteket, a dél-bükki és kelemenszéki szericites agyagpalába zárt tűzköves mészkővonulatokat, a hámori Szeletahegy északi, illetve a Szt. Istvánhegy déli oldalán húzódó sötét palaösszletet a ladini emeletbe, a garadnavölgyi vastag dolomitösszletet pedig az alsó-anizuszi emeletbe soroltuk be. A túlságosan tágan értelmezett alsó-triászból hasítottuk ki végül az alsó-perm tarka palaösszletét is (Balogh K.—Pantó G. 1954; Schréter Z. 1954a).

Anizuszi emelet

1. Alsó-anizuszi szürke dolomit és mészkő

Általános jellemzés

A középső-triászt a Bükkben túlnyomórészt *dolomitból*, felső részében helyenként *szürke mészkőből* álló rétegösszlet vezeti be, amely az alsó-triász vonulataihoz és kibúvásaihoz kapcsolódva, kizárólag a hegység északi részében kerül felszínre (39. és 40. ábra).

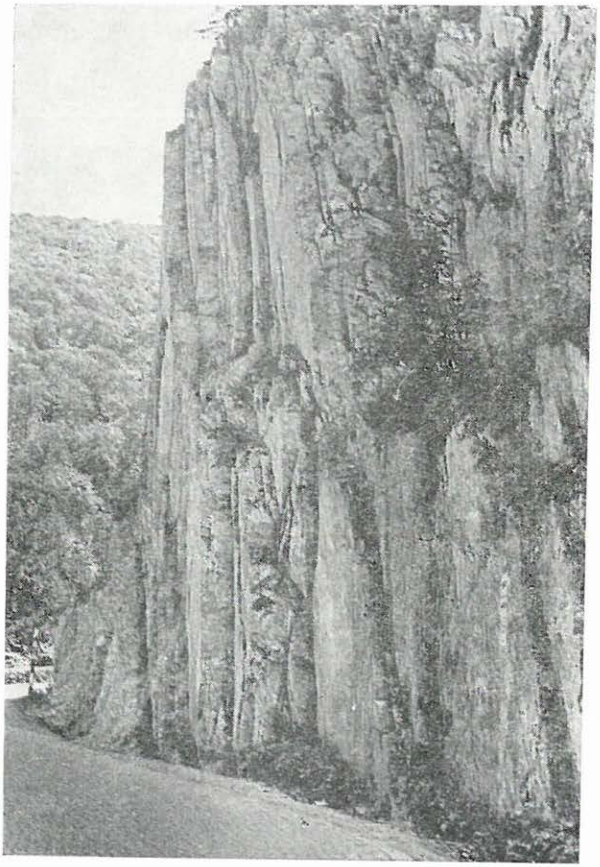


39. ábra. Átbuktatott helyzetű alsó-triász rétegek alsó-anizuszi dolomiton. – Garadnavölgy. Szomorúi dolomitfejtő. – (Foto: Balogh K. 1958)
1. Alsó-triász. *2.* Dolomit

Abb. 39. Umgekippte Untertrias-Schichten über unteranisischem Dolomit. – Garadna-Tal. Dolomitbruch „Szomorú" – (Photo: K. Balogh 1958)
1. Untertrias. *2.* Dolomit

A kampili üledékkel s a középső-anizuszi vulkanitokkal szemben mutatkozó nagy anyagbeli különbségek miatt a dolomitösszlet alsó és felső határa egyaránt éles. E határokat a képződmények különböző mozgékonyságából adódó rétegmenti elmozdulások még jobban kiemelhetik. Mindössze a felső-kampili rétegek között – az alsó-anizuszi dolomitösszlet előhírnökeként – megjelenő néhány szürke dolomitpad okozhat elkülönítési nehézséget; meszes—palás üledékekkel való váltakozásuk révén ezek mégis legtöbbször jól elválaszthatók a dolomit főtömegétől.

a) A 250—300 m vastag alsó-anizuszi rétegösszlet a legtöbb szelvényben aljától a tetejéig *dolomitból* áll. A kőzet túlnyomórészt sötétebb szürke színű, tömött vagy finomszemcsés, 20—30 cm-es rétegeket alkot. Olykor fehér vagy limonittól barnássárgára színezett kalcitérek hálózzák. Tömbös vagy breccsás szerkezetet eredményező összetörtsége, vagy párhuzamos kőzetrésekkel átjárt volta miatt azonban eredeti rétegezése nem mindig állapítható meg.



40. ábra. Alsó-anizuszi dolomit függőleges helyzetű rétegei. – Lillafüred. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 40. Senkrechte Schichten des unteranisischen Dolomits. – Lillafüred. – (Photo: K. Balogh 1958)

A $CaCO_3$-anyagú héjmaradványok dolomitosodottsága, a mikrokristályos szövet, a rossz megtartási állapotnak az apró ősmaradványokra is kiterjedő volta, a héjak szerves anyagának sötét, felhős tömegekké való felbomlása *az eredeti üledék jelentős átépítődéséről* tanúskodik. Az átépülés fokozódásával nő a szemcsenagyság, minek folytán a durvább szemcséjű rétegek vagy kőzetrészletek általában jóval kevesebb és rosszabb megtartású ősmaradványtörmeléket tartalmaznak, mint a finomszeműek. A kiindulást jelentő, általában finom (<10, 10—20, 20—40, 20—50 μ) és egyenletes szemű, organogén szövet és az ősmaradványokban szegény, szélsőségesen egyenlőtlen szemcséjű szövetfajták mellett a közbülső — mintegy átmenetet jelentő — szövettípusok bő választékával találkozunk. Egyes minták 10—30 μ szemnagyságú „dolomit-alapanyagában" 40—50, 50—100, 100—120 μ, másokéban 60—250—400 μ átmérőjű, nagyobb dolomitszemeket is látunk. Ismét máskor 30—50 μ leggyakoribb szemcseátmérő mellett akadnak ennél kisebb és nagyobb dolomitszemcsék. E változatok sorát azok a durva, de egyenletes szemű minták zárják, amelyek átlagos szemnagysága 70—120 μ között van.

A szemcsenagyságbeli különbségek okait csak az említett típusok rétegsoron belüli megoszlásának vizsgálata deríthetné fel. Már most megállapítható azonban, hogy bizonyos — egy mintán belüli — szöveti különbségek létrejöttében elsődleges üledékképződési különbségek is szerepet játszottak. Elsősorban azok a minták értelmezhetők így, amelyek egyenletesen finom, de különböző szem-

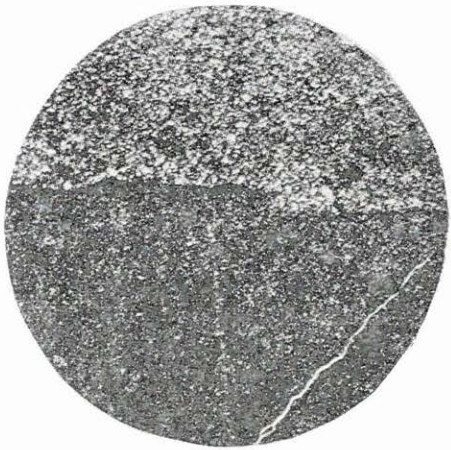
nagyságú részletei éles, szabálytalan, néha sztilolitosra emlékeztető felület mentén érintkeznek egymással (41. ábra). — Autigén breccsaképződésre utaló jelenséget figyeltünk meg a Szalasznyatetó Ny-i oldalán (42. ábra). Az itteni egyik dolomitpad limonittal festett, 40—50 μ szemnagyságú kötőanyaga 1 cm átmérőjű, igen finomszemű, szögletes dolomitzárványokat tartalmaz. A zárványokat és a kötőanyagot egyaránt átszelő kalciterek világosan mutatják a finomszemű zárványoknak utólagos tektonikai hatásoktól független keletkezését.

Párhuzamos szövet létrejöttét egyenletes szemnagyság esetén a szürke színező anyag megoszlása eredményezheti. Legtöbbször azonban a szürke és világos színeződés felhős megoszlású. Okozója a dolomitszemeket igen vékony hártya alakjában beburkoló szürke anyag [Szentpétery Zs. (1932) szerint grafitoid].

A kőzet *egyéb ásványai* közül csak a ritka allotigén kvarcszemecskék és a limonit-álalakok alapján sejthető *egykori* pirithexaéderek tekinthetők elsődlegeseknek. A kőzet oldási maradékában mutatkozó kvarcliszt egy része a dolomitkristályok apró zárványaiban bújhatik meg, s a DTA-elemzések alapján kimutatott, igen csekély agyagos hozzákeveredéssel együtt ugyancsak törmelékes eredetű lehet.

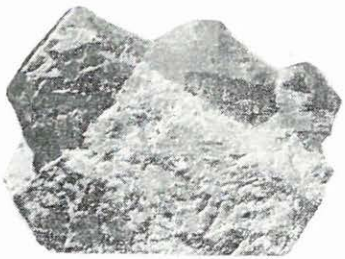
Az elsődleges dolomitszövetet a későbbi mechanikai igénybevétel jelentékenyen módosította, s ezt *másodlagos ásványok* keletkezése kísérte. Az elváltozások a kőzet szétzúzódásában és ehhez kapcsolódó, eres—fészkes megjelenésű meszesedésében, limonitosodásában vagy kovásodásában nyilvánulnak meg. Mértékük és megjelenési formájuk a tektonikus igénybevétel nagyságától függően változik és szélső esetben kisebb-nagyobb összefüggő tömegekre is kiterjedhet. Így magyarázhatjuk pl. a Kiskaticsány szürke dolomitja felső részének (teljes átkristályosodással) durvaszemű dolomitos mészkővé alakulását.

Ez utólagos anyagvándorlási folyamatok közül csak a dolomitösszlet felső részében jelentkező, tűzkőszerű gumók megjelenésében nyilvánuló SiO_2-*dúsulást* lehet a fedő eruptív összlet hatásaival összekapcsolni. A *limonitosodás*, legalább részben, a dolomit szerves piritjéhez kötött kéntartalom mobilizálódásához fűződik. A *kalcitos átitatódások* anyagát nem lehet a kőzet rejtett kalcittartalmából levezetni: ez nyilván a szomszédos mészkőösszletekből vándorolt be a mechanikailag fellazított dolomitszövet repedéseibe.



41. ábra. Eltérő szövetű részletek egyenetlen felületű érintkezése alsó-anizuszi dolomit vékonycsiszolatában. – Garadnavölgy É-i oldalán, a haltenyésztő teleptől kissé K-re (136/1956.J.Á.) 10 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 41. Ungleichmässige Berührung der Details von abweichender Textur in einem Dünnschliffe des unteranisischen Dolomits. – Am Nordrande des Garadna-Tales, etwas östlich von den Fischweihern (136/1956.J.Á.). – 10 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)



42. ábra. Autigén breccsás alsó-anizuszi dolomit. – Mályinka. A Szalasznyahegy Ny-i oldalánál. 1 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 42. Autigen-brekziöser Dolomit (Unteranis). – Mályinka. Von der Westseite des Szalasznyahegy. 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

A dolomit *oldási maradéka* kvarc- és földpátliszt, montmorillonit és szerves

anyag. Az oldási maradék mennyiségét a kőzet utólagos elváltozásai emelik a 7. táblázatban megadott átlag fölé.

Vonulatainak különböző részeiből kohászati érdeklődés és felhasználás kapcsán gyűjtött 263 minta elemzése alapján az alsó-anizuszi dolomit vegyi összetételét a Bükk többi képződményeinél jóval alaposabban ismerjük. Ezek az elemzések nem egy laboratóriumban, nem is egységes szempontok szerint készültek, ezért csupán a legfontosabb alkotórészek mennyiségét fejezik ki valamennyiükre nézve közvetlenül összehasonlítható formában. A járulékos alkotórészek tekintetében általában csak az elemzések bizonyos — esetenként változó — hányada nyújt felvilágosítást, helyes átlagok megadásához azonban rendesen még ez is elegendő. Ezt az átlagos összetételt a 7. táblázat tünteti fel. (Az egyes minták elemzései a 486—492. oldalon láthatók.)

7. táblázat

Alsó-anizuszi dolomitminták átlagos vegyi összetétele

Kémiai alkotórészek	Átlag (súly %)	Legnagyobb értékek (súly %)	Legkisebb értékek (súly %)	Alapul vett elemzések száma
Savban oldhatatlan	1,36	8,27	0,02	78
SiO_2	1,15	13,51	0,04	190
TiO_2	0,051	0,76	0,00	60
Al_2O_3	0,35	3,99	0,00	182
Fe_2O_3	0,36	1,45	0,02	184
R_2O_3	0,46	1,50	0,11	77
FeO	0,22	0,65	0,00	15
Fe	0,06	0,15	0,04	7
MnO	0,028	0,12	0,00	187
CaO	31,58	40,62	26,55	263
MgO	20,29	22,10	12,82	263
P_2O_5	0,028	0,092	0,00	140
S	0,019	0,080	nyom	127
Izz. veszt.	46,05	47,53	40,29	230

A rendelkezésre álló adatok száma lehetővé teszi, hogy táblázatba foglaljuk és grafikusan ábrázoljuk a CaO és MgO mennyiségének *gyakoriságát* (8. táblázat, ill. 43. ábra). Eszerint az elemzett minták csaknem 70%-ának MgO-tartalma 20% fölött van, súlyozott átlaga 21,0%; ugyanakkor a CaO-tartalom 30—32% közötti, súlyozott átlaga pedig 31,1%. Ebből arra következtethetünk, hogy a dolomitösszlet zöme erősen megközelíti a dolomit ideális összetételét (MgO : CaO = = 21,7 : 30,4). Ettől valamennyi elemzett minta MgO : CaO arányának súlyozott átlaga (20,2 : 31,5) sem tér el jelentős mértékben.

Az MgO-tartalom súlyszázalékaira vonatkozó *CaO-átlagok* görbéje hiperbolára emlékeztet (44. ábra). Az ettől való eltérésnek aligha tulajdoníthatunk jelentőséget, okát a kérdéses görbeszakaszra eső elemzések kis számában kell keresnünk. A görbe a MgO mennyiségének csökkenésével párhuzamosan a CaO-tartalom átlagának rohamos emelkedését mutatja, amit jórészt a dolomit utólagos bomlásával magyarázhatunk.

A CaO-súlyszázalékokra vonatkoztatott *MgO-átlagok* parabolikus görbéje szerint a CaO mennyiségének emelkedését eleinte a MgO-átlagok emelkedése, 31,5% CaO-tól kezdve azonban ugyanezek rohamos csökkenése kíséri. A kicsiny CaO-tartalomhoz fűződő kis MgO-átlagot a karbonáttartalomnak egyes járulékos alkotórészek (főleg az oldhatatlan maradék és a SiO_2) viszonylagos felszaporodása idézi elő; a görbe leszálló ágát viszont a dolomit utólagos kalcitosodása alakítja ki (44. ábra).

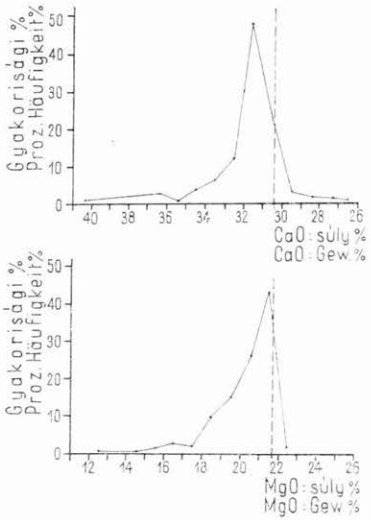
A *járulékos alkotórészek* közül a SiO_2, illetve a savban oldhatatlan maradék mennyisége a legjelentősebb, egyben ezek ingadozása adja a legkiugróbb értékeket.

Tabelle 8. táblázat

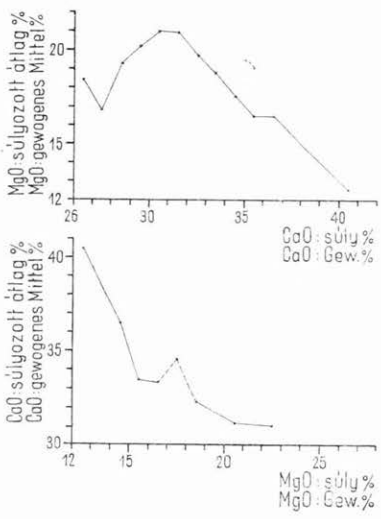
Alsó-anizuszi dolomitminták CaO- és MgO-tartalmának gyakorisági és korrelációs táblázata

Häufigkeits- und Korrelationstabelle des CaO- und MgO-Inhalts unteranisischer Dolomitproben

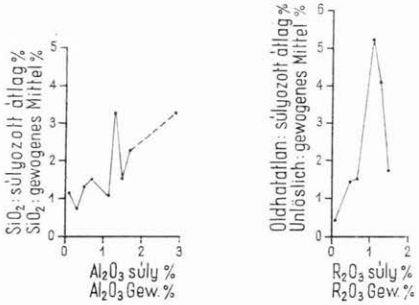
CaO % / MgO %	26–27	27–28	28–29	29–30	30–31	31–32	32–33	33–34	34–35	35–36	36–37	37–38	38–39	39–40	40–41	Összeg – Summe	Gyakorisági % Proz. Häufigkeit	Súlyozott számtani közép Gewogenes Mittel (%)
12–13															1	1	0,38	40,5
13–14																		
14–15											1					1	0,38	36,5
15–16		1							2		1					4	1,52	35,2
16–17		1		1					1	1	2					6	2,28	33,3
17–18								4	2							6	2,28	33,8
18–19	1	1	2		1	2	7	7	3		1					25	9,50	32,2
19–20			2	1	4	14	12	5	1							39	14,82	31,8
20–21			1	3	15	38	8	1								66	25,08	31,2
21–22				3	40	66	3									112	42,56	31,1
22–23					1	2										3	1,14	31,1
Összeg Summe	1	3	5	8	61	122	30	17	9	1	5				1	263	–	–
Gyakorisági % Proz. Häufigkeit	0,38	1,14	1,90	3,04	23,18	46,36	11,40	6,46	3,42	0,38	2,80				0,38	–	–	–
Súlyozott számtani közép Gewogenes Mittel (%)	18,5	16,8	19,3	20,2	21,0	21,0	19,4	18,2	17,5	16,5	16,1				12,5	–	–	31,5 / 20,2



43. ábra.



44. ábra.



45. ábra.

43. ábra. Bükkhegységi alsó-anizuszi dolomitminták CaO- és MgO-tartalmának gyakorisági görbéi. (A szaggatott vonal az ideális dolomitkristály CaO-, illetve MgO-tartalmát fejezi ki)

Abb. 43. Häufigkeitskurven des CaO- bzw. MgO-Gehaltes von unteranisischen Dolomitproben aus dem Bükk-Gebirge. (Die gestrichelte Linie entspricht dem CaO-, bzw. MgO-Gehalt des idealen Dolomitkristalles)

44. ábra. Bükkhegységi alsó-anizuszi dolomitminták CaO- és MgO-tartalmának korrelációs görbéi

Abb. 44. Korrelationskurven des CaO- und MgO-Gehaltes von unteranisischen Dolomitproben aus dem Bükk-Gebirge.

45. ábra. Bükkhegységi alsó-anizuszi dolomitminták Al_2O_3- és SiO_2-, illetve R_2O_3-tartalmának és savban oldhatatlan maradékának korrelációs görbéi

Abb. 45. Korrelationskurven des Al_2O_3- und SiO_2-, bzw. R_2O_3- Gehaltes und des unlösbaren Restes von unteranisischen Dolomitproben aus dem Bükk-Gebirge.

Ezek megoszlása, valamint az Al_2O_3 (illetve R_2O_3)-tartalommal való összefüggése felől a 45. ábra tájékoztat. Az Al_2O_3-értékek hullámzása nem követi pontosan a SiO_2 mennyiségének változásait; ez azt jelenti, hogy a kismennyiségű alumoszilikátban lekötött kovasavon kívül sok esetben szabad SiO_2 is van jelen, amit egyes kvarcszemek, -gumók, -erek alakjában, többnyire utólagos ásványként mikroszkóp alatt vagy szabad szemmel, észlelhetünk is.

A dolomit *S-tartalma*, a kőzetben levő piritpszeudomorfózákból következtetve, eredetileg a mainál jóval nagyobb lehetett, de a pirit limonitosodásával mobilizálódott. Fe^{+++}-*tartalom*tekintetében ugyanez a folyamat dúsulást eredményezett. Elegendő számú megbízható FeO-adat híján azonban a kőzet oxidációs foka nem állapítható meg pontosan.

Az alsó-anizuszi dolomit *térfogatsúlya* 17 minta alapján átlagban 2,75 g/cm³ (2,65 és 2,83 szélső értékekkel); *fajsúlya* 2 minta alapján 2,85 g/cm³.

b) A Savósvölgy Ny-i oldalától a Nyavalyásig a dolomit és a fedő eruptívum között előbb néhány méter vastagságú, molluszkumtöredékeket tartalmazó, *vékonyrétegű* sötét *mészkő*, majd efölött legfeljebb 50 m vastag, sárgás dolomitfoltokkal tarkázott, *tömött*, szürkés *mészkő* foglal helyet. Ez a dolomitösszlet legfelső részét helyettesítő képződmény valószínűleg csak helyi kifejlődés, amit a lillafüredi LÁEV-alagút K-i szájánál már csak 0,5 m vastag szürke *mészpala* képvisel. Lehet azonban, hogy egyebütt kihengerlődése miatt nem figyelhető meg.

Elemzések szerint e mészkő tisztább részletei is kissé dolomitosak (l. a 486. oldalon levő táblázatot).

A képződmény ősmaradványai, kora és elterjedése

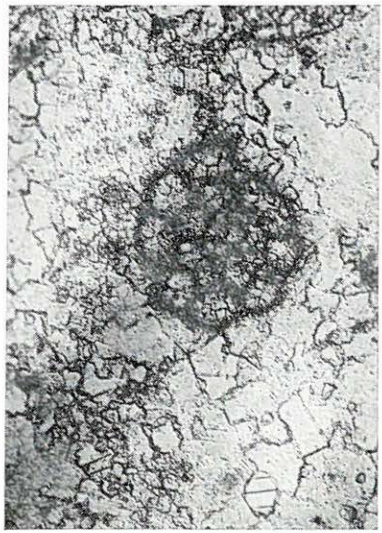
Jó megtartású szerves maradványok a dolomitban igen ritkák. Egyes rétegekben mégis sok héjtöredéket és szerves maradványroncsot találunk, ami az összlet biogén eredetét, vagy legalábbis a biogén hozzájárulás nagy mérvét tanúsítja. *Bekérgező moszatokon* kívül egy *Dasycladacea* (?)-töredéket, több különböző *Foraminifera*- maradványt, *korallokat*, *Crinoidea*- és *Molluscum*-héjtöredékeket vagy átmetszetet észleltünk (46. és 47. ábra). Ezek közül idáig csak a *Neritaria stanensis* PICHLER-t sikerült meghatározni*. SCHRÉTER korábban „*Natiria subtilistriata* FRECH"-nek határozott példányáról ui. – annak teljes kipreparálása után – kiderült, hogy valójában a *Neritaria stanensis* PICHL. nagytermetű példánya; így SCHRÉTER-nek a szintezés őslénytani bizonyítékainak elégtelenségére tett megjegyzése (1954. p. 289) tárgytalannak tekinthető.

A dolomit fölötti mészkőrétegek *Foraminiferákon* kívül kovásodott *korallokat* [KOLOSVÁRY G. (1958) szerint *Triadophyllum* sp.-t**], továbbá *kagyló*- és *csigatöredékeket* tartalmaznak (47. ábra).

---

* Találta LEGÁNYI F. az erdei vasút garadnavölgyi alagútjának ÉNy-i végétől ÉNy-ra 140 lépésre, a lejtőalji dolomittörmelékben.

** Lelőhelye a Nyavalyástetőn, az Újmassához levezető völgytől Ny-ra (295/1956. J.Á. sz. minta).



46. ábra. Foraminifera-átmetszet. Alsó-anizuszi dolomit. Hámor. – (Foto: Kiss J.)

Abb. 46. Durchschnitt einer *Foraminifere* aus unteranisischen Dolomit. Hámor. – (Photo: J. Kiss)



47. ábra. Triadophyllum sp. dolomitfoltos mészkőben. – Az alsó-anizuszi összlet teteje. – Nyavalyástető, az Újmassához levezető völgytől Ny-ra (295/1956. J. Á.). 2 : 1. – (Foto: Kolosváry G.)

Abb. 47. Triadophyllum sp. im Kalk mit Dolomitflecken. – Oberster Teil des unteranisischen Komplexes. – Nyavalyástető, W von dem nach Újmassa hinabführenden Tales (295/1956.J.Á.). 2 : 1. – (Photo: G. Kolosváry)

Az ősmaradványai alapján kétségtelenül alsó-anizuszinak minősülő dolomitösszlet Lillafüredtől Bánkút tájáig, kereken 11 km-en át, alsó-triász képződmények *alatt* foglal helyet: e szakaszon tehát a dolomit *át van buktatva* (39. ábra). Ez tökéletesen összevág a Garadnavölgy környéke más, őslénytanilag kifogástalanul rögzített képződményeinek fordított helyzetével (alsó-triászon felső-perm). Rendes településű rétegsorban (pl. a Nagykaticsányon) az alsó-anizuszi dolomit természetesen az alsó-triász fölött következik.

Az alsó-anizuszi rétegösszlet a hámori Puskaporostól a bélapátfalvai Bacsókőig terjedő fővonulaton kívül jelen van még a hámori Dolkán, a Nagykaticsányon, a Kiskaticsány—Szalasznya—Koponya vonulatában, végül a Csondróvölgy K-i oldalán húzódó gerinc több pontján. Az irodalomban „gutensteini", „alsó-anizuszi", vagy „megyehegyi" dolomit gyanánt említett minden egyéb lelőhely (Schréter Z. 1935, 1954; Balogh K. 1950) téves megítélés alapján kapta jelzőjét. A szalasznyai dolomitösszlet ladini minősítését ellenben (Balogh K. – Molnár J. 1956) alsó-anizuszira kell módosítanunk.

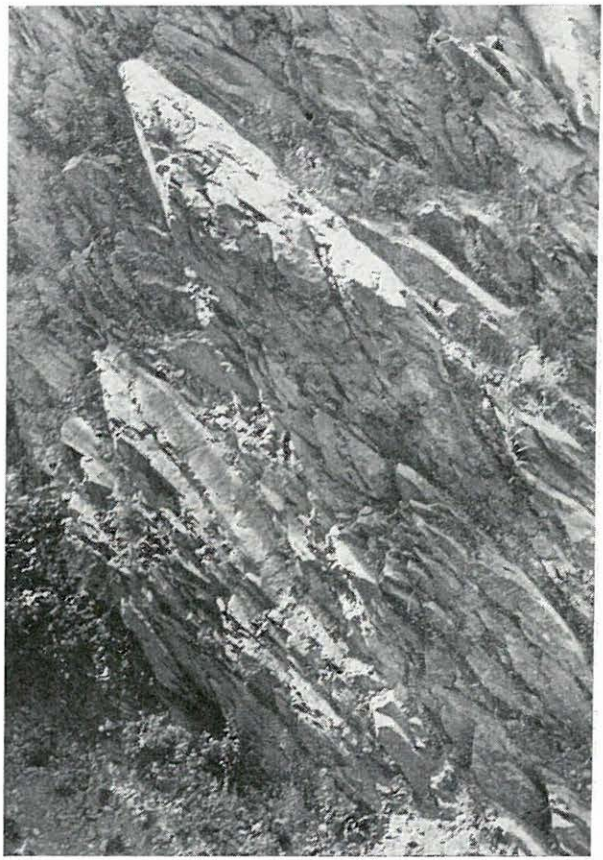
2. Középső-anizuszi eruptív összlet

Általános jellemzés

Lillafüred környékén, az alsó-anizuszi dolomit és a felső-anizusziba sorolható világos mészkő vonulatai között 250 m vastag, változatos felépítésű és epizonális metamorfózist is szenvedett rétegvulkáni sorozat foglal helyet, amely a hámori Gulicska Ny-i oldalától Bélapátfalva irányában kereken 20 km csapáshosszúságban követhető. Hasonló helyzetű vulkáni képződményeket ismerünk a

Dolkáról, a Nagykaticsányról és a Szalasznya vonulatából is (48. ábra).

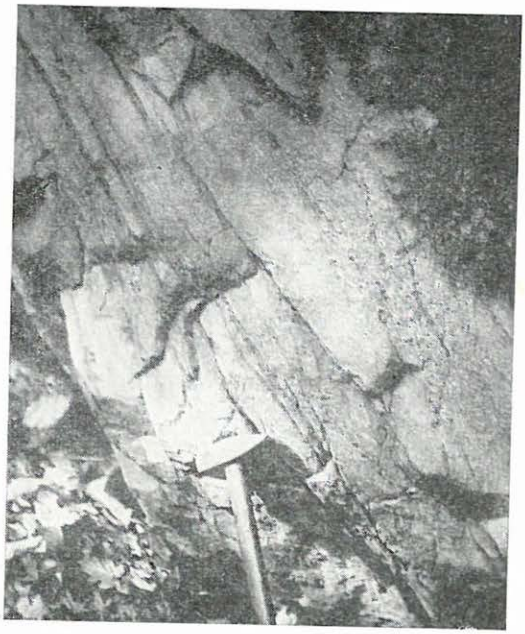
A Lillafüredtől Nagy István erőséig húzódó középső-anizuszi vulkáni vonulat *egészét* tartva szem előtt, abban nagy vonalakban egy *főleg* szórt anyagból álló mélyebb rész ismerhető fel. Erre egy (bizonyára csak későbbi tektonikus hatásokra feldarabolódott, eredetileg azonban összefüggőbb), főleg vörösszínű porfiritből álló, méreteinél fogva lávaárnak is nevezhető lávatest települ. A vulkáni működés tufaszórással záródott.



48. ábra. Középső-anizuszi porfirittufa. – Lillafüred, a postaépülettel szemben. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 48. Mittelanisischer Porphyrittuff. – Lillafüred, gegenüber dem Postgebäude – (Photo: K. Balogh 1958)

Az uralkodó porfirittufa-fajták mellett diabáztufa is szerepel. A szórt anyagban a durva bombákat tartalmazó agglomerátumtól a legfinomabb vulkáni tufáig mindenféle szemnagyságot megtalálunk. A vonulat fekvő és fedő részein erősen préselt, palás, átalakult tufafajták foglalnak helyet. A beljebb eső tufapadok ellenben alig szenvedtek nyomást, s ezeken a tufafelhalmozódás eredeti jellegei jól tanulmányozhatók. *A durvább és finomabb szemnagyságú részek egymásutánjából a rétegsor fiatalodásának iránya s így a képződménysorozat átbuktatott helyzete közvetlenül megállapítható* (Pantó G. megfigyelése a Szt. István kilátó K-i lejtőjén – 49. ábra). Pantó szerint vannak olyan porfirit- és diabázlávatestek is, amelyek lávája a vulkáni sorozat már megszilárdult kőzetei közé hatolt be. Ha ezt a részletes vizsgálatokkal még alátámasztandó feltevést a jövőben sikerülne is megerősíteni, az említett áttöréseket



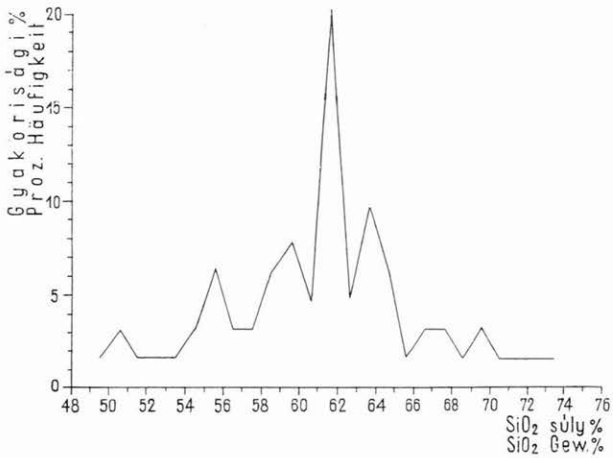
49. ábra. Osztályozott rétegesség átbuktatott helyzetű középső-anizuszi porfirittufában. – Lillafüred. Szt. István kilátó K-i oldala. – (Foto: PANTÓ G. 1951)

Abb. 49. „Graded bedding" im umgekippten, mittelanisischen Porphyrittuff. – Lillafüred. Ostseite der Szt. István Aussichtsstelle. – (Photo: G. PANTÓ 1951)

az adott földtani helyzetben aligha lehet majd a későbbi, ladini kitörési szakasz számlájára írni. Mindenképpen magyarázat nélkül maradna ui., miért részesítették előnyben a feltételezett ladini áttörések az anizuszi rétegvulkáni összletet, s ugyanakkor miért hagyták érintetlenül a szomszédos üledékes vonulatokat.

A porfiritvulkáni tevékenység savanyú maradéklávájából változatos kifejlődésű kőzettelérek keletkeztek. A tufaeredetű részeket helyenként ért erős dinamikai átalakulás mellett hidrotermális kőzetelváltozásokkal is kell számolnunk.

Az összlet kémiai összetételének általános jellege a SiO_2-tartalom (62 kőzetelemzés alapján szerkesztett) gyakorisági görbéjéből tűnik ki (50. ábra). Eszerint az összletet alkotó kőzetek SiO_2-tartalma 49,5–73,5% között változik, a neutrális tartományba eső kőzetek túlsúlyával, a bázisos tagoknak ennél lényegesen kisebb, a savanyúbbakénál mégis jelentékenyebb gyakoriságával (l. a 493—494. oldalon levő táblázatot). Az epimetamorf jelleg folytán a porfirit- és diabázfajták eredeti szövete és ásványösszetétele természetesen elhomályosult. A metamor-



50. ábra. Bükkhegységi középső-anizuszi eruptívumok SiO_2-tartalmának gyakorisági görbéje

Abb. 50. Häufigkeitskurve des SiO_2-Gehaltes von mittelanisischen Eruptiven aus dem Bükk-Gebirge

fózist kísérő káli- és nátronmetaszomatózis miatt a főtípusok vegyi alkatában is történtek változások. A közölt gyakorisági görbe mégis egyetlen magmás kitörési szakasz fokozatos átmenetekkel összekötött származékaira utal.

A képződmény kora

Az egész sorozat nagykiterjedésű, tengeri (részben tengeralatti) vulkáni kitörések eredménye, amelyben PANTÓ G. (1960) szerint „izzó felhők" (nuée ardente) ignimbrites termékeivel is számolnunk kell. Az összlet belsejében ugyan eddig még sehol sem akadtunk közbeiktatódó egykorú tengeri üledékekre, a rétegsor aljának és tetejének a fekvő dolomittal, illetve a fedő világos mészkővel való szoros kapcsolata azonban kétségtelenül megállapítható:

a) Kontakt átalakulást sem a fekvőn, sem a fedőn nem észleltünk. A válintkereszti diabázfolttal kapcsolatban tett, ezzel ellenkező értelmű korábbi célzásunk (BALOGH K. 1951. p. 132) tárgytalan, mert ez az előfordulás a ladini eruptívumok közé tartozik (JÁMBOR Á. 1959).

b) SZENTPÉTERY ZS. (1929b, 1932a) a savósvölgyi oligoklászporfiritből kvarchomokkő- és kristályos mészkő-, e porfirit tufájából pedig homokkő- és metamorf palázárványokat említett. Ezeket a vulkáni kitörés a mélyből hozhatta magával. Ugyanő tett először említést a vulkáni összlet legalján helyetfoglaló porfiritagglomerátum mogyoró—ökölnagyságú dolomitzárványairól. Ezt a képződményt a Savósvölgy Ny-i oldalán, a Fehérkő É-i oldalán és a Tekenős-völgyben újra megtaláltuk (51. ábra). Vizsgálataink ennek SZENTPÉTERY-éhez hasonló módon való értelmezéséhez vezettek. Valóban a tengeralatti kitörés alkalmával szétdobódott vulkáni anyag közé keveredett, kontakt hatást nem szenvedett, utólagosan képződött tektonikus breccsa szemeinek nem tekinthető feküzárványokról van szó. Jelenlétük az alsó-anizuszi dolomitnak a vulkáni kitörést megelőző keletkezéséről tanúskodván, nemcsak az erupciós szakasz alsó határának megvonását teszi lehetővé, hanem egyben a rétegsor átbuktatott helyzetének újabb



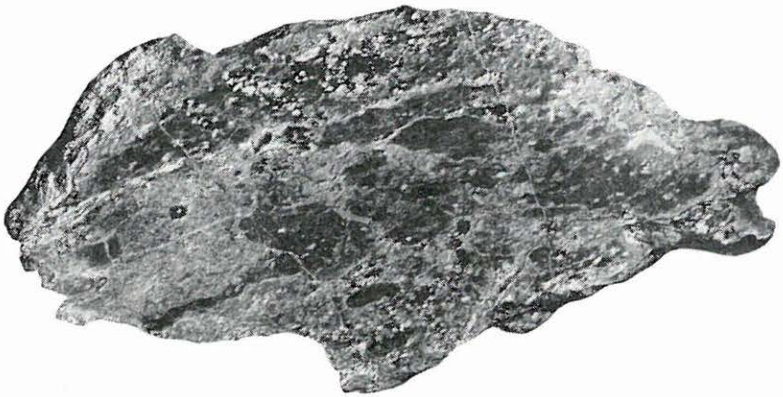
51. ábra. Dolomitzárványos porfiritagglomerátum a Savós- és Szomorúvölgy közti gerincről (8633/1951.B.K.) a középső-anizuszi eruptív összlet aljáról. – Kb. 1 : 2. (Foto: DÖMÖK T. 1959)

1. Dolomitzárványok. *2.* Eruptív anyag

Abb. 51. Porphyritagglomerat mit Dolomiteinschlüssen vom Bergrücken zwischen dem Savós- bzw. Szomorú-Tal (8633/1951.B.K.) aus dem unteren Teil des mittelanisischen Eruptivkomplexes. Cca 1 : 2. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

1. Dolomiteinschlüsse. *2.* Eruptives Material

bizonyítékául is szolgál. Ha az eruptív összlet idősebb lenne a dolomitösszletnél, a dolomitzárványos agglomerátum keletkezésére nem kerülhetett volna sor. További vizsgálatra volna azonban szükség a savósi dolomitzárványos agglomerátum fekvőjében levő durvaszemű dolomitbreccsa keletkezésének biztos magyarázatához. Ez, szemeinek többé-kevésbé lekerekített volta miatt „rétegen belüli" üledékes breccsának is felfogható, bár apró dolomitszemekből álló kötőanyagának

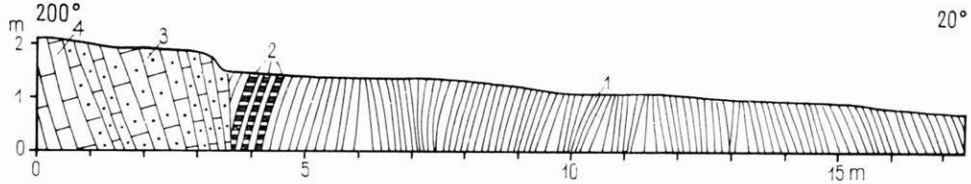


52. ábra. Tufás mészkő felületi csiszolata a felső-anizuszi mészkőösszlet alsó határáról. – Ómassa, Vadászvölgy (10/1956.B.K.) 1 : 1. – (Foto: PELLÉRDY L.-NÉ 1961.)

Abb. 52. Anschliff einer tuffigen Kalkprobe von der unteren Grenze des oberanisischen Kalkkomplexes. – Ómassa, Vadász-Tal (10/1956.B.K.). 1 : 1. – (Photo: FRAU PELLÉRDY 1961)

elmeszesedettsége, valamint egyes dolomitzárványainak darabokra töredezett volta ennek ellene mond. Amennyiben a dolomitbreccsa mégis üledékes eredetűnek bizonyulna, ez csak megkönnyítené a porfiritagglomerátum dolomitzárványainak származtatását.

c) Az eruptív összlet legtetejét alkotó vulkáni tufa a vadászvölgyi út Ny-i oldalán talált feltárás tanúsága szerint többszörös rétegváltakozással megy át a rákövetkező világos mészkőösszletbe. A tufa közé települt, néhány cm vastag mészkőrétegeket szürkére és lilásra festi a mészkőanyaghoz keveredett, halmirolitosan bontott, valószínűleg kolloidális vulkáni anyag. Az átmeneti mészkőrétegek hullámosan összefonódó, a rétegzéssel azonban nagyjából párhuzamos, vékony, zöld tufacsíkokat tartalmaznak, sőt mikroszkóppal magában a mészkőanyagban



53. ábra. A középső-anizuszi eruptív összlet és a felső-anizuszi mészkő rétegváltakozásos átmenetének vázlata. – Ómassa, Vadászvölgy

1. Középső-anizuszi porfirit és tufája. *2.* Mészkőbetelepülések a porfirittufában. *3.* Kékes- és zöldes szürke, tűzköves mészkő. *4.* Fehéresszürke mészkő *(3—4.* Felső-anizuszi emelet)

Abb. 53. Schema des wechselnden Überganges zwischen dem mittelanisischen Eruptivkomplex und dem oberanisischen Kalk. – Ómassa, Vadász-Tal

1. Mittelanisischer Porphyrit und Porphyrittuff. *2.* Kalkeinlagerungen im Porphyrittuff. *3.* Bläulich- und grünlichgrauer Hornsteinkalk. *4.* Hellgrauer Kalk *(3—4.* Oberanis)

is jól megkülönböztethetők az egyidejű vulkáni törmelékszórás alkalmával a mésziszapba hullott, azóta természetesen elbomlott földpátkristályok (52. és 53. ábra). A mindössze 1—2 m-nyi rétegátmenetet a rideg mészkő és a mozgékonyabb eruptív összlet határán végbement rétegmenti elmozdulások, valamint a pleisztocén takaró, sajnos, a legtöbb helyen kivonják a megfigyelhetőség köréből. Ezért nyomait eddig csupán a lillafüredi műútnak a Szt. Istvánhegy felé eső, Ny-i oldalán épült ház mögötti bevágás zöld „tufabekenődések"-et tartalmazó világos mészkövében, meg az Ómassáról Jávorhegyre vezető szekérút tufarétegekkel váltakozó, pirosra, zöldesre színeződött, tűzkőtartalmú mészkőrétegeiben találtuk meg (54. ábra).

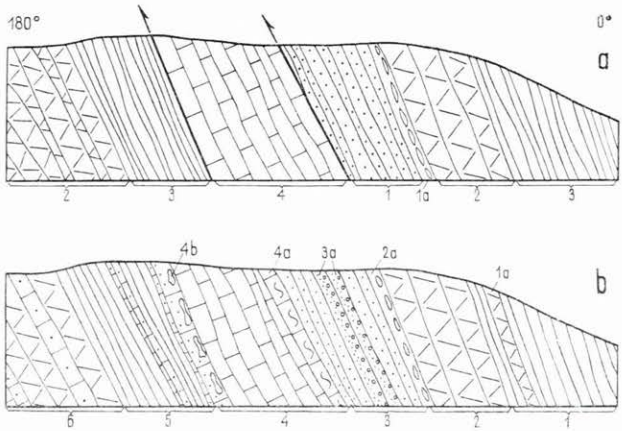


54. ábra. Felső-anizuszi mészkő tufazárványokkal. Az Ómassáról Jávorhegyre vezető szekérútról. (Gy. Balkay B. 1956). 1 : 1,4. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 54. Oberanisischer Kalk mit Tuffeinschlüssen. Von dem von Ómassa nach Jávorhegy führenden Fahrwege. (Gesammelt von B. Balkay 1956) 1 : 1,4. – (Photo: T. Dömök 1959)

Mindezek alapján a Bükkfennsík É-i peremét kísérő eruptív vonulat két üledékösszlet közé zárt közbetelepülés-jellegét vitathatatlannak látjuk. Az összlet középső-anizuszi korát ezekhez, elsősorban pedig a kövületekkel is igazolt korú dolomitösszlethez való viszonya határozza meg (55. ábra). A már megemlített többi előfordulás idesorolását az azonos rétegtani helyzet mellett a kémiai összetétel megegyezése is alátámasztja.

Az eruptív összlet fővonulatain kívül egy-két olyan porfiritfoltocskát is ismerünk, amely az alsó-anizuszi dolomitba zártan, áttörésszerűen jelenik meg. Elsőnek Szentpétery Zs. említett ilyet a Fehérkő É-i lejtőjéről, majd a mályinkai Szalasznya Ny-i oldalában találtunk ehhez hasonlót (Balogh K. – Molnár J. 1956). Kontakt ásványokat ezzel kapcsolatban sem észleltünk, a dolomit azonban a belézárt porfiritagglomerátum és lávatest déli határán vörös színű (erősen limonitosodott) és átkovásodott dolomitos mészkőbe megy át, ami természetesen utólagos átalakulás eredménye is lehet. Ezektől a fővonulathoz közeleső, kisterjedelmű eruptív lencséktől eltekintve, a feküképződményekben sehol sem akadtunk vulkáni áttörés nyomaira. Esetleg a Savósvölgy menti, az alsó-anizuszin kívül az alsótriász vonulatot is megszakító eruptív „nyúlvány"-t lehetne még ilyennek minősíteni; valószínűbb azonban, hogy ez tektonikus eredetű.



55. ábra. Az anizuszi és alsó-ladini képződmények földtani helyzete SCHRÉTER Z. és SZENTPÉTERY Zs. *(a)*, illetve BALOGH K. *(b)* szerint. Elvi szelvény

Jelmagyarázat az „a" szelvényhez: 1. Porfirit és tufája (alsó-triász vagy paleozóikum). *1a.* Dolomitzárványos porfiritagglomerátum. *2.* Dolomit. *3.* Agyagpala és mészkő *(2—3.* Alsó-triász). *4.* Világosszürke mészkő (ladini emelet)

Jelmagyarázat a „b" szelvényhez: 1. Agyagpala és mészkő. *1a.* Szürke dolomitpadok *(1—1a.* Alsó-triász). *2.* Szürke dolomitösszlet (alsó-anizuszi). *2a.* Dolomitzárványos porfiritagglomerátum. *3.* Porfiritösszlet. *3a.* Osztályozott rétegességű porfirittufapadok *(2a—3a.* Középső-anizuszi emelet). *4.* Fehéresszürke mészkő. *4a.* Tufás mészkő. *4b.* Dolomitfoltos és sárgásfehér mészkő, legfelső padjaiban apró tűzkőlemezekkel *(4, 4a, 4b.* Felső-anizuszi emelet). *5.* Szürke agyagpala tűzköves mészkőlemezekkel (alsó-ladini). *6.* Szürke dolomit és tűzköves mészkő váltakozása (középső-ladini)

Abb. 55. Schema der geologischen Lage der anisischen und unterladinischen Bildungen nach Z. SCHRÉTER und Zs. SZENTPÉTERY *(a)*, bzw. nach K. BALOGH *(b)*

Zeichenerklärung zum Profil „a": 1. Porphyrit und Porphyrittuff (Untertrias oder Paläozoikum). *1a.* Porphyritagglomerat mit Dolomiteinschlüssen. *2.* Dolomit. *3.* Tonschiefer und Kalk *(2—3.* Untertrias). *4.* Hellgrauer Kalk (Ladin)

Zeichenerklärung zum Profil „b": 1. Tonschiefer und Kalk. *1a.* Graue Dolomitbänke *(1—1a.* Untertrias). *2.* Grauer Dolomitkomplex (Unteranis). *2a.* Porphyritagglomerat mit Dolomiteinschlüssen. *3.* Porpyritkomplex. *3a.* Porphyrittuffbänke mit „graded bedding" *(2a—3a.* Mittelanis). *4.* Hellgrauer Kalk. *4a.* Tuffiger Kalk. *4b.* Heller Kalk mit Dolomitflecken und -streifen, in den obersten Bänken mit kleinen Hornsteinplatten *(4, 4a, 4b.* Oberanis). *5.* Grauer Tonschiefer mit hornsteinführenden Plattenkalk (Unterladin). *6.* Wechsel von grauem Dolomit und Hornsteinkalk (Mittelladin)

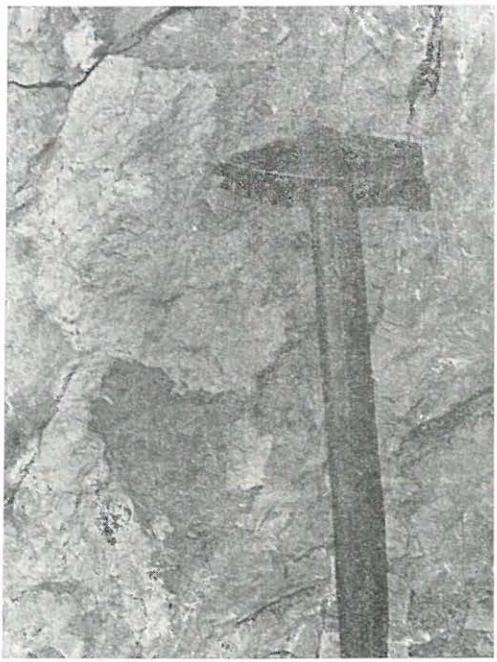
3. Felső-anizuszi világos mészkő

Általános jellemzés

A Bükkfennsík É-i oldalának középső-anizuszi eruptív sávját dél felől túlnyomóan világos színű mészkő sávja szegélyezi, amely 5—40 cm vastag rétegein belül észlelhető, finomrétegzésre utaló sávozottságánál fogva igen hasonlít a fennsík központi részét felépítő, felső-ladini világos mészkőhöz.

A középső-anizuszi eruptívumokból átvezető, fentebb már ismertetett, legfeljebb 1,5 m-nyi, rétegváltakozásos szakasztól eltekintve, a kb. 400 m összvastagságú felső-anizuszi összlet egészében véve egyenletes kifejlődésű. Főtömege uralkodóan világos (gyakran csaknem fehér, esetleg rózsás) színárnyalatú, igen tiszta mészkő. Csak az összlet legalján levő rétegek közt akadnak helyenként kifejezetten sötét (kékes, zöldes és

szürke) vagy piros színű változatok, amelyek eltérő színét a mészanyaghoz elegyedett, kolloid állapotú, vulkáni eredetű anyag okozza (Jávorhegy, Vadászvölgy). E sötét mészkőrétegek többnyire tűzkövesek. A bázisrétegek azonban világos színük esetén is tartalmazhatnak vörösesszürke tűzkövet (Szt. Istvánhegy É-i oldala, Szárdoka). Néhol fehéres, többnyire cukorszövetű dolomitlencsék-fészkek vagy -rétegek iktatód, nak a felső-anizuszi összlet kezdőrétegei közé (Nyavalyás, a diósgyőri Mélyvölgy K-i oldala a Puskaporostól ÉK-re). Hasonló megjelenésű világos dolomit az összlet felső szakaszában is felléphet, főleg a vonulat K-i, a Létrástól Diósgyőrig terjedő részén (56. ábra). A diósgyőri Fényeskővölgyben a dolomit 10–30 cm vastagságú, önálló rétegekben való megjelenését a mészkő- és dolomitanyag rétegen belüli sávos váltakozása vezeti be.



56. ábra. Fehér dolomitfészek világosszürke mészkőben, a felső-anizuszi összlet tetejéről. A diósgyőri csemetekerthez felvezető völgy nyílásának Ny-i oldalán levő fejtésből. – (Foto: Balogh K. 1958)

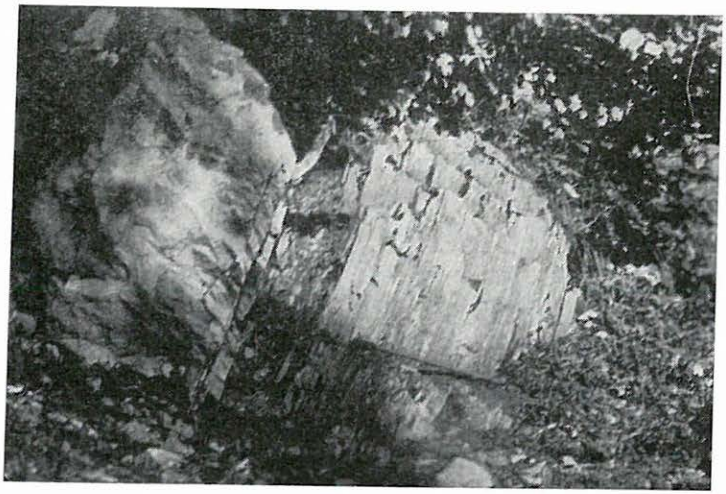
Abb. 56. Weisses Dolomitnest im hellgrauen Kalk, von der Oberkante des oberanisischen Komplexes. Aus dem Bruche bei der Mündung des zum Setzlinggarten hinaufführenden Tales bei Diósgyőr. – (Photo: K. Balogh 1958)

A felső-anizuszi mészkőösszletet sajátos, kicsiny tűzkőlemezkéket tartalmazó, de még vastag és világos határrétegek (57. és 58. ábra) vezetik át a fedő palaösszlet igen változatos színű (szürke, barnás, rózsás, gyakran foltos – sávos) lemezes mészkőből álló kezdőrésze felé, amely már nagyobb, sárgásbarna vagy vöröses tűzkőgumókat és -csíkokat zár magába (59. ábra). A mészkőlemezeket elválasztó agyagos közbetelepülések szaporodása csakhamar szericites agyagpalába vezet át, amelynek rétegei közé azonban helyenként ezután is gyakran iktatódnak hasonló, de már uralkodóan szürke színű, tűzköves mészkőrétegek. Bármilyen nagy is a két képződménycsoport szélső tagjai – a világos mészkőpadok és a sötét szericites agyagpala – közötti különbség, a határon, illetve a palacsoportban mutatkozó tűzköves mészkőlemezek áthidalják azt. A két összlet közötti határt – kövületek hiányában – *elvileg* a lemezes mészkő megjelenésével vonhatjuk meg. A térképezési gyakorlatban azonban ez csak ott vihető simán keresztül,



57. ábra. Tűzkőlemezes mészkő a felső-anizuszi összlet legfelső részéből. – A diósgyőri csemetekerttől É-ra, a völgyfőből (6/1958.B.K.) – (Foto: Dömök T. 1959)

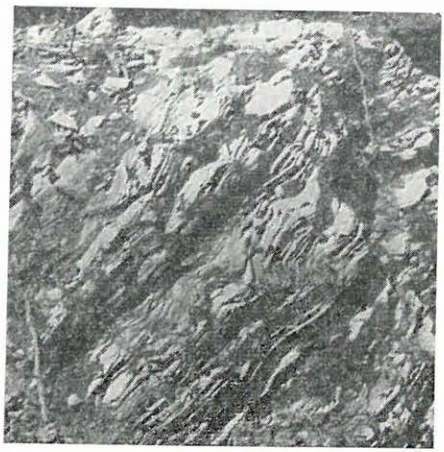
Abb. 57. Kalkprobe mit Hornsteinplatten aus dem oberen Teile des oberanisischen Komplexes. Nördlich vom Setzlinggarten bei Diósgyőr, aus dem Talkopf (6/1958. B.K.) – (Photo: T. Dömök 1959)



58. ábra. A felső-anizuszi és alsó-ladini rétegek határa. – Lillafüred. Boldogasszony-sétány. *Balról:* vastag felső-anizuszi mészkőpad tűzkőlemezkékkel. *Jobbról:* tűzkőlencsés szürke mészkőlemezek. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 58. Die Grenze zwischen den oberanisischen und unterladinischen Schichten. – Lillafüred, Boldogasszony-Promenade. *Links:* mächtigere oberanisische Kalkbank mit Hornsteinplättchen. *Rechts:* hornsteinführende, graue Kalkplatten. – (Photo: K. Balogh 1958)

ahol a határt kísérő lemezes mészkő sötét színe elüt a felső-anizuszi mészkő színétől (Fényeskővölgy, Boldogasszony-sétány). Ahol azonban a színellentét nem elég éles (hámori legelő É-i oldala), ott célszerűbb – ezt az egyébként is csak 8—10 m vastag képződményt a felső-anizuszi mészkőhöz csatolva – az anizuszi–ladini határt a sötét pala megjelenésével megvonni. A lemezei között több-kevesebb agyagos közbeékelődést tartalmazó „határmészkő" – tektonikailag mozgékony képződmény lévén – a két igen eltérő mobilitású összlet határán több helyütt erősen összegyüredezett (diósgyőri Mélyvölgy feje, Csipkéskút É-i szomszédsága). Mivel azonban a szögeltérés nélküli rétegfolytonosság a felső-anizuszi mészkő és az alsó-ladini palaösszlet között a feltárások többségében kétségtelenül megállapítható, hiba lenne ezt a gyüredezettséget, avagy a mészkő és a pala helyenként igen megkapó, de magától értetődő morfológiai elkülönülését (60. és 61. ábra) jelentősebb hegységszerkezeti elmozdulásnak tulajdonítani (58. ábra).

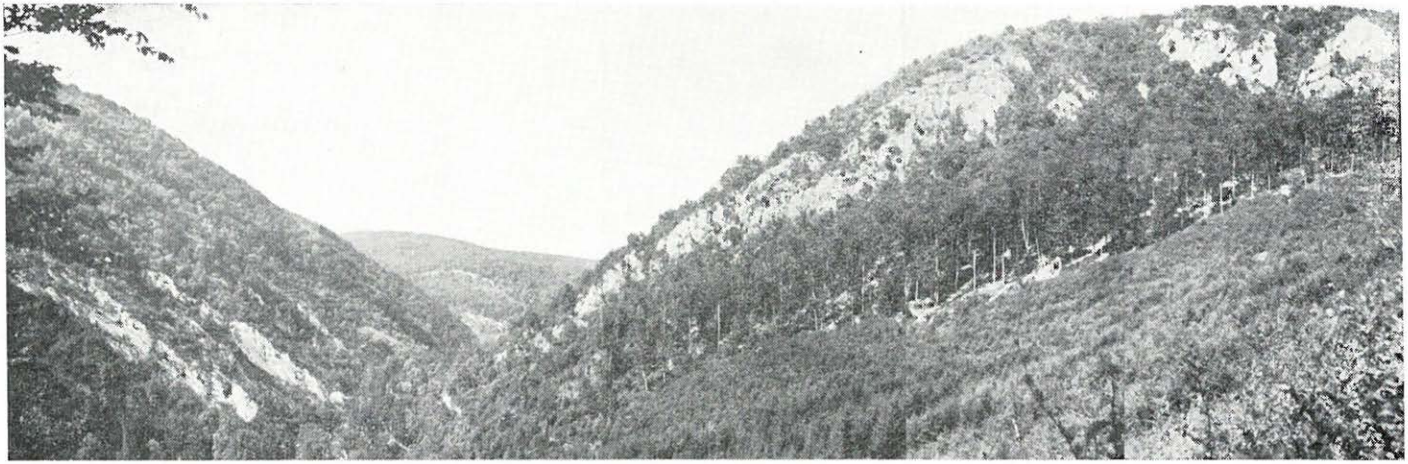


59. ábra. Világosszürke, rózsaszínfoltos, gyüredezett mészkő a felső-anizuszi és alsó-ladini rétegek határáról. – Diósgyőr, a Mélyvölgy fejében. – (Foto: Balogh K. 1947)

Abb. 59. Hellgrauer, rosagefleckter, gefältelter Kalk von der Grenze der oberanisischen und unterladinischen Schichten. – Diósgyőr, im Talkopfe des Mélyvölgy. – (Photo: K. Balogh 1947)

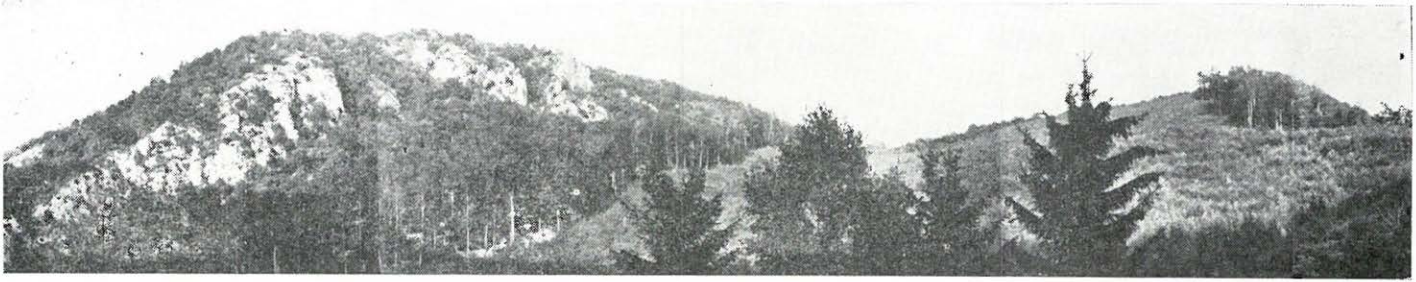
Az egyenletesen finomszemcsés felső-anizuszi mészkő* szembetűnően *finomréteges*. E tulajdonsága esetenként különböző módon nyilvánul meg: *1.* Finomrétegessé válhatik a kőzet tufacsíkok közbeiktatódása, vagy vulkáni eredetű, kolloid méretű anyagok okozta színeződés gyors váltakozása folytán. Ez elsősorban a rétegsor legalját szokta jellemezni. *2.* Finomrétegzést okozhat kis mennyiségű anyagnak tiszta mészkősávok felületén való megjelenése is a rétegsor felső részében. *3.* A sávos szerkezetet gyakran (de *helyenként* változó mértékben) szerves héjtöredékben gazdag, illetve szegény rétegecskéknek, vagy szerves eredetű szürke színeződés sávjainak a váltakozása is létrehozhatja. Ez már magában véve is arra vall, hogy a jó megtartású ősmaradványok hiánya első fokon az ezek beágyazódását megelőző mechanikai feldolgozódásra és feloldódásra vezethető vissza, bár le nem becsülhető mértékben járulhattak ehhez hozzá a diagenetikus folyamatok és a tektonikai igénybevétel is (62. ábra). *4.*

* A kőzet finomkristályos (25 μ) alapanyagában helyenként nagykristályos (100—150 μ) kalcitfészkek láthatók. A tisztább mészkőrétegekben túlnyomó kalcit (98,5% körül) mellett dolomit, sziderit és pelites agyagásványok mutathatók ki.



60. ábra. A Lillafüredi-völgy képe a Fehérkő *(jobbról)* és a Szt. Istvánhegy *(balról)* felső-anizuszi mészkőszikláival. Előtérben az alsó- és középső-ladini palaösszlet erősebben pusztuló térszíne. – (Foto: BALOGH K. 1958)

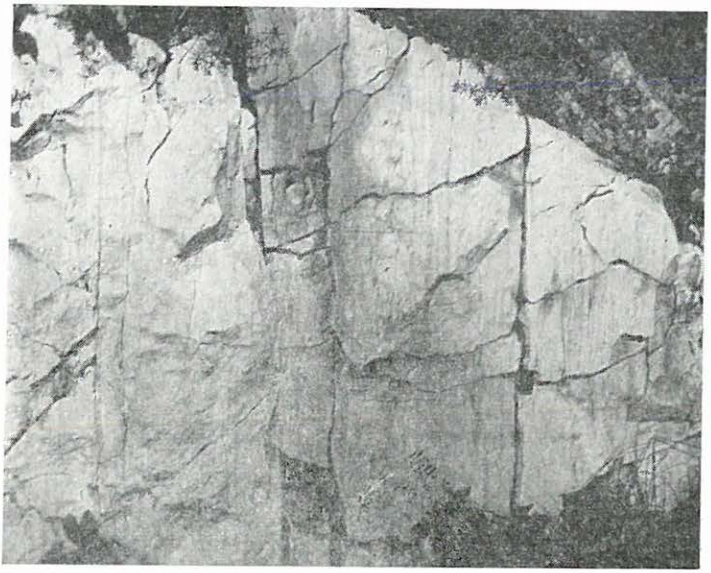
Abb. 60. Panorama des Lillafüreder Tales mit den oberanisischen Kalkfelsen von Fehérkő *(rechts)* bzw. Szt. Istvánhegy *(links)*. – Im Vordergrund das stärker abgetragene Niveau unter und mittelladinischer Schiefer. – (Photo: K. BALOGH 1958)



61. ábra. A lillafüredi Fehérkő és a tőle D-re levő alsó- és középső-ladini palaösszlet morfológiai ellentéte. Jobbról, a szálerdővel borított kiemelkedésen felső-ladini tűzköves mészkő és dolomit. – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 61. Die morphologische Inversion der oberanisischen Kalke des Lillafüreder Fehérkő-Berges und des S-lich davon befindlichen unter- und mitelladinischen Schieferkomplexes. Rechts, die mit Hochwald bedeckte Erhebung besteht aus oberladinischem Hornsteinkalk und Dolomit. – (Photo: K. BALOGH 1958)

Bizonyos színárnyalatú és szemcsézettségű mészkőrétegecske egy részének újbóli feloldódásáról tanúskodik a közte és az eltérő színezettel és szemcsézettséggel rárakódott másik mikroréteg közt kialakult egyenetlen, gyakran sztilolitos határfelület. *5.* Hasonlóképpen feloldódást, majd változott (oxidáló) közegben való újbóli mészlerakódást jeleznek a K-i vonulatrészen a ladini határ közelébe eső mészkőrétegek sajátos, hol lapos lencséket, hol szabálytalan foltokat alkotó, élénkpiros színű részletei is



62. ábra. Finomrétegzésű felső-anizuszi mészkő. – Lillafüred. Boldogasszony-sétány. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 62. Oberanisischer Kalk mit Feinschichtung. – Lillafüred. Boldogasszony-Promenade. – (Photo: K. Balogh 1958)

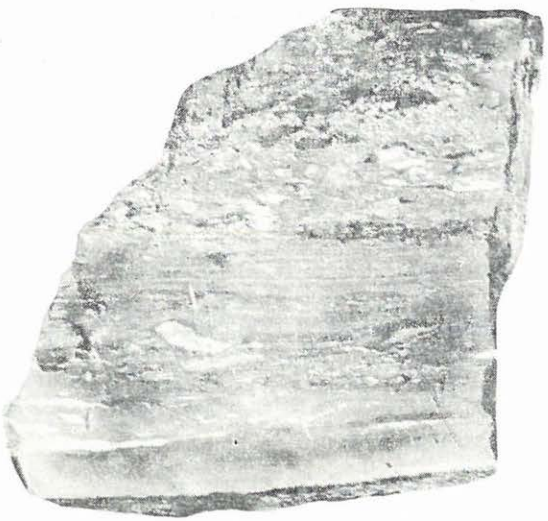
(Fényeskővölgy). *6.* Legsajátosabb azonban a diósgyőri Fényeskővölgy mészkövének dolomitsávos szövete, amely a finomszemcsés mészkő és az ennél mindig jóval tömöttebb dolomit összenövésének változatos formáit mutatja. Ezek a formák három csoportba sorolhatók:

a) A mészkő, dolomitos mészkő és dolomit szabálytalan vastagságú és sorrendű mikrorétegekben váltakozik (63. ábra).

b) A dolomitrétegecskéket réteglapjaikra merőleges, széles „repedések" szelik át, amelyek a szomszédos mészkőrétegecskékben nem folytatódnak, s amelyeket azokénál valamivel durvább szemű mészkőanyag tölt ki (64. ábra).

Máskor dolomitba beágyazott, párhuzamos sorokba rendezett mészkőlencsécskék figyelhetők meg, amelyeket szabálytalan, de ugyancsak éles határvonalú nyúlványok kötnek össze egymással (65. ábra).

c) Egy-egy vastagabb mészkőrétegecskét határlapjaival párhuzamosan, több sorban elhelyezkedő, éles határú, finomszemcséjű dolomitlencsék tagolnak (63. ábra).

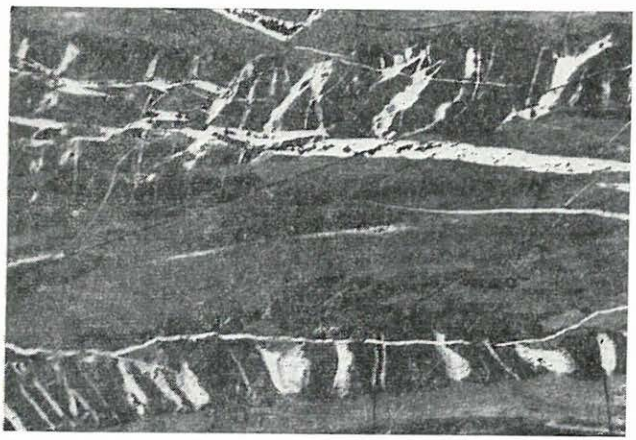


63. ábra. Dolomitsávok és lencsék (fehér színben) felső-anizuszi mészkőréteg sötétebb színű mészkőanyagában. Felületi csiszolat festés után. – Diósgyőr. Fényeskővölgyi kőfejtő (4/1958. B.K.). 1 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 63. Dolomitstreifen und -linsen *(weiss)* im dunkleren Kalkstoff einer oberanisischen Kalkschicht. Gefärbter Anschliff. – Diósgyőr. Steinbruch im Fényeskővölgy (4/1958.B.K.). 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

Az *a)* eset elsődleges mészkő—dolomitkiválás ritmikus váltakozására utal. A *b)* esetben a finomszemcsés kalcitnak a teljesen tömött dolomittal szembeni térnyerése a kolloid állapotban lerakódott dolomitiszapon belül végbement zsugorodási folyamatokkal magyarázható. A *c)* eset leginkább a mésziszapba került bomló szerves részeknek a karbonátok kicsapódását irányító hatására vezethető vissza. A felső-anizuszi összlet *mikroréteges* dolomitja sokkal tömöttebb, mint az alsó-anizuszi szürke dolomit. Míg az utóbbinál az erős diagenetikus átkristályosodás miatt inkább a leülepedett mésziszap dolomitosodására kell gondolnunk, az előbbinek vegyi kicsapódással történt, elsődleges keletkezése aligha vonható kétségbe.

A finomrétegek keletkezésének ez a módja a mészkő és dolomit összenövésének fészkes—foltos—réteges nagyformáira (56. ábra) már aligha alkalmazható, mert az utóbbiak durvaszemcsés dolomitja inkább diagenetikus eredetűnek látszik.



64. ábra. Mészkőanyaggal kitöltött „repedések" *(fehér)* dolomitanyagú finomrétegekben *(sötét)*. – Diósgyőr. Fényeskővölgy (4/1958). – 4 : 1. (Foto: Pellérdy L.-né)

Abb. 64. Mit Kalkstoff erfüllene „Spalten" *(weiss)* in Dolomit-Feinschichten *(dunkel)*. – Diósgyőr. Fényeskővölgy (4/1958. B.K..) 4 : 1. – (Photo: Frau Pellérdy)



65. ábra. Szabálytalan mészkőlencséket *(sötét)* tartalmazó dolomitréteg *(világos)* a felső-anizuszi összlet felső részéből. – Diósgyőr. Fényeskővölgyi kőfejtő (4/1958. B.K.). – Felületi csiszolat festés után. 1 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 65. Eine Dolomitschicht *(hell)*, die unregelmässige Kalklinsen *(dunkel)* führt, aus dem oberen Teile des oberanisischen Komplexes. – Diósgyőr. Steinbruch im Fényeskővölgy (4/1958.B.K.). – Gefärbter Anschliff. 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

A felső-anizuszi kőzettípusok vegyi összetételét a 495. oldalon levő táblázat szemlélteti. Fajsúly: 2,68 g/cm³, térfogatsúly: 2,45 g/cm³, porozitás 8,5% (egy minta alapján).

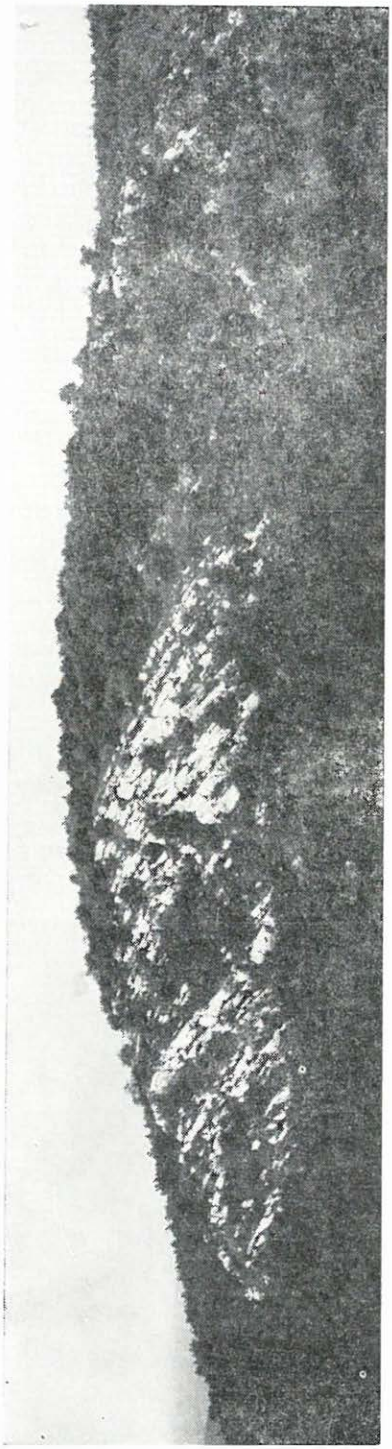
A képződmény kora és elterjedése

A felső-anizuszi mészkőből, noha a benne mutatkozó, s helyenként nem is ritka szerves nyomok alapján kétségtelenül biogén képződmény, *mészszivacsokon*, *csigaáltmetszeteken* és *Brachiopoda*-töredékeken kívül idáig nem került elő felismerhető ősmaradvány, és ezek sem alkalmasak közelebbi meghatározásra (66. ábra). Az összlet korát tehát csak a többi képződményhez való viszonya alapján állapíthatjuk meg az anizuszi emelet felső részében. Bármennyire hasonló is a felső-anizuszi mészkő a felső-ladini világos mészkőhöz, egymástól független rétegtagként való megkülönböztetésüket a folytonosnak felismert rétegsorban elfoglalt helyzetük feltétlenül



66. ábra. Mészszivacs a felső-anizuszi mészkőösszletből. – Lillafüred. Boldogasszony-sétány. (Gy.: Balogh K. 1958). 1 : 2,3. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 66. Kalkspongie aus dem oberanisischen Kalkkomplex. – Lillafüred. Boldogasszony-Promenade. (Gesammelt von K. Balogh 1958). 1 : 2,3. – (Photo: T. Dömök 1959)



67. ábra. Az észak-bükki antiklinális keleti végződése felső-anizuszi mészkőben a diósgyőri Fényeskővölgy K-i oldalán. (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 67. Die östliche Endigung der Nordbükker Antiklinale im oberanisischen Kalk an der O-Seite des Fényeskővölgy bei Diósgyőr. – (Photo: K. Balogh 1958)

szükségessé teszi. Ezt pedig a fekü eruptív összlet, illetve a fedő sötét pala felé mutatkozó fokozatos rétegátmenetek – kormeghatározó ősmaradványok hiányában is – kielégítően rögzítik. Az átmenetek a rétegösszlet alsó és felső határán korábban feltételezett nagyobb szabású tektonikai elmozdulásokat – a rétegsor gyakori, de nem mindenütt jelentkező átbuktatottsága ellenére is – határozottan kizárják (55. ábra).

A képződmény legszebb és legteljesebb feltárását a Fehérkő, illetve a Szt. Istvánhegy Szinvavölgy felé néző meredek oldalai nyújtják. Innen Ny felé megszakítás nélkül követhető a Csurgóforrás környékéig. Kihengerelt foszlányait a Nagy István erőse D-i oldalán kívül a Kelemenszéke É-i oldalán láthatjuk, ahol keskeny gerince az itteni avar sáncnak szolgált talapzatául. – A Szinvavölgytől kelet felé a diósgyőri Fényeskővölgyig húzódik, s itt közvetlenül megfigyelhető boltozatvégződéssel a ladini pala alá merül. Ez a boltozatszerkezet a hámori Gulicskánál a mészkőrétegeknek a náluk közvetlenül idősebb képződményeket körülölelő átfordulását, s így az idáig Ny—K-i csapású felső-anizuszi vonulat kettéágazását eredményezi (67. ábra). A NyÉNy felé tartó É-i ág a Puskaporostól Hámorig megszakad ugyan a ladini palavonulat itteni „beöblösödése" miatt, de újra felbukkan a Szeletahegyen. Nyugatabbra,

néhány dolkai világos mészkőfolttól eltekintve, már csupán a Buzgókő–Katicsány—Koponya vonulatában s a Bogdánytetőtől D-re húzódó gerincen talált világos mészkőrögök anyaga sorolható a felső-anizuszi emeletbe.

Alsó- és középső-ladini emelet

4. Alsó- és középső-ladini szericites agyagpalaösszlet

Általános jellemzés

A felső-anizuszi mészkőösszletből a 383—384. oldalakon említett átmenettel kifejlődő, 400—500 m vastagságú törmelékes összlet főleg sötétszürke (mállottan sárgászöldes) *szericites agyagpala*, zöldes- (mállottan barnás-) szürke *homokkő* és *palás aleurit* váltakozásából áll, de *tűzköves mészkő-* vagy *kovapala-betelepüléseket*, mangánércgumókat, sőt *vulkáni kőzeteket* is tartalmaz.

A mélyebb triász tagokkal ellentétben ez a képződmény mind az Északi-, mind a Déli-Bükkben nagy elterjedésű. Noha az északi palavonulatokat jellemző kőzettípusok délen is megtalálhatók, azok megoszlása tekintetében az Északi- és a Déli-Bükk között mégis némi különbség van. Ez a palaösszlet tárgyalásának alábbi, területenként haladó menetét teszi szükségessé.

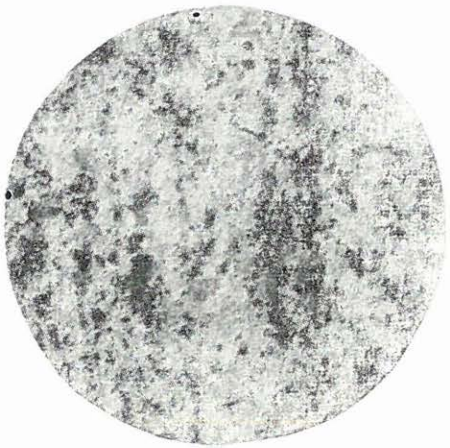
a) *Az Északi-Bükk ladini palaösszletének kőzettípusai*

α) Az északi területek *szericites agyagpalája* selymes fényű, sima tapintású, jellegzetesen palás szerkezetű kőzet, agyagos—szericites és többé vagy kevésbé meszes alapanyagba ágyazott, átlagosan 5—40 μ nagyságú, törmelékes és epigén ásványszemekkel. Ezek közt Csánk E.-né szerint zárványos kvarc, mállott plagioklász és muszkovit, továbbá limonit, pirit, kevés cirkon, gránát, rutil, esetleg aktinolit mutatható ki. Az agyagásványok közül a túlnyomó illit mellett olykor némi klorit is szerepel. A kőzet sötétszürke színét szerves anyag okozza, amely a palásági síkokkal párhuzamosan rendeződik el. A törmelékanyag rendesen kőzetliszt és pelit, tehát a kőzetet aleuritos agyagpalának lehet nevezni (68. ábra). – A kovásabb kötőanyagú palatípusok igen finomszemű, préselt homokkő benyomását keltik.

β) Az ugyancsak palás szerkezetű *homokkő* agyagos alapanyagába 10—80 μ nagyságú kvarc- és plagioklászszemcsék ágyazódnak, amelyeket a palássággal párhuzamosan elrendeződő szericit- és kalcitszemcsék vesznek körül. A palásság síkjában helyenként limonitkitöltések láthatók. Ezenkívül kevés rutil, cirkon, hipersztén, gránát és aktinolit szerepel; az agyagásvány illit. A törmelékanyag túlnyomó része az aleuritos, kisebb része a homokos, illetve a pelites szemcseosztályba tartozik. – A durvább szemű típusok kalcedonos—kloritos kötőanyagba ágyazott

szemcséi is két fő frakciót képviselnek. A 300—600 μ közötti durvább frakció főleg szögletes, gyengén hullámos kioltású vagy mikrokristályos kvarcból és közepesen bázisos plagioklászból áll. A finomabb frakciót néhány századmilliméteres kvarcszemcsék és szericitpikkelyek alkotják (69. ábra).

Az egyszer meszesebb, másszor kovásabb pala- és homokkőrétegek vegyi összetételét a 496—497. oldalon szemléltetjük.



68. ábra. Szericites agyagpala mikroszkópi képe. Alsó—középső-ladini emelet. – Lillafüred, a Szt. Istvánhegy lábánál. – Nikolok: ||. 40 : 1. (Foto: Lőw M.-né)

Abb. 68. Serizitischer Tonschiefer (Dünnschliff). Unter—Mittelladin. – Lillafüred. Am Fusse des Szt. Istvánhegy. – Nikol: ||. 40 : 1. (Photo: Frau M. Lőw)

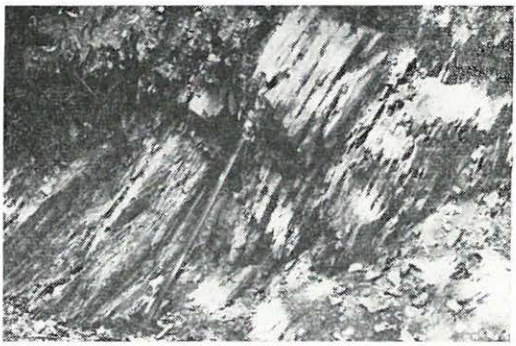


69. ábra. Homokkő. Alsó—középső-ladini emelet. – Lillafüred, a Szt. Istvánhegy lábánál. – Nikolok: ||. 40 : 1. – (Foto: Lőw M.-né)

Abb. 69. Sandstein (Dünnschliff). Unter—Mittelladin. – Lillafüred. Am Fusse des Szt. Istvánhegy. – Nikol: ||. 40 : 1. (Photo: Frau M. Lőw)

γ) Igen jellemző tartozékai az Északi-Bükk ladini palaösszletének a változó mennyiségben közbeiktatódó, világosabb vagy sötétebb barnás tűzkőlencséket tartalmazó, szürke és barnásszürke színű, tömött, *lemezes mészkőbetelepülések* (70—72. ábra). Ezeknek a tűzkőgumókon kívüli anyagában is mindig találunk elszórt, apró kovaszemcséket. – A mészkő- és a kovaanyag olykor mikrorétegekben váltakozik, ami az utóbbi elsődleges, nem diagenetikus felhalmozódására utal (71. ábra). *(Radiolária*iákat idáig csak a mészkőanyagban figyeltünk meg.) – Kolloid kovagél megszilárdulásából keletkeztek azok a 3—10 cm vastag, szürke—fekete színű *tűzkőrétegek*, amelyek a Kisfennsík északi lábánál levő s a haricai erdei vasút bevágásaival feltárt ladini palaösszlet legfelső, mészkővel váltakozó részében alkotnak gyakori, mindig egy-egy mészkőréteg közepébe ágyazott betelepülést (Jámbor Á. 1959).

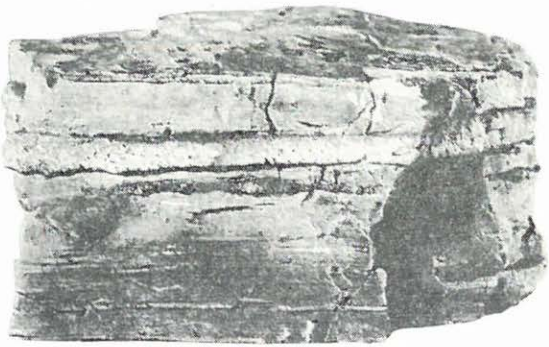
δ) A bélapátfalvai ladini palavonulat (a Szalajkavölgy felső részétől keletre) mészkőbetelepüléseinek fokozatos uralomra jutásával, csapás mentén olyan *tűzköves mészkő-összletbe* megy át, amit világosabb színárnyalata, gyakori sávossága és lemezessége megkülönböztet a később ismertetendő felső-ladini tűzköves mészkőtől. A ladini palát helyettesítő mészkőrétegek tűzköve frissen piszkosszürke vagy vöröses, mállottan barnás színű, lemezes vagy lencsés megjelenésű. A mészkőösszletnek a palarétegekkel való összefogazódásán (az utóbbiak közé nyulakodó mészkőnyelvek alján) limonittól rózsaszínűre festett, sok *Crinoidea*-nyéltag mellett *Molluscum*-héjtörmeléket is tartalmazó mészkőlemezek vannak.



70. ábra. Tűzkőtartalmú alsó-ladini mészpala. – Lillafüred. Boldogasszony-sétány. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 70. Hornsteinführender Kalkschiefer (Unterladin). – Lillafüred. Boldogasszony-Promenade. – (Photo: K. Balogh 1958)

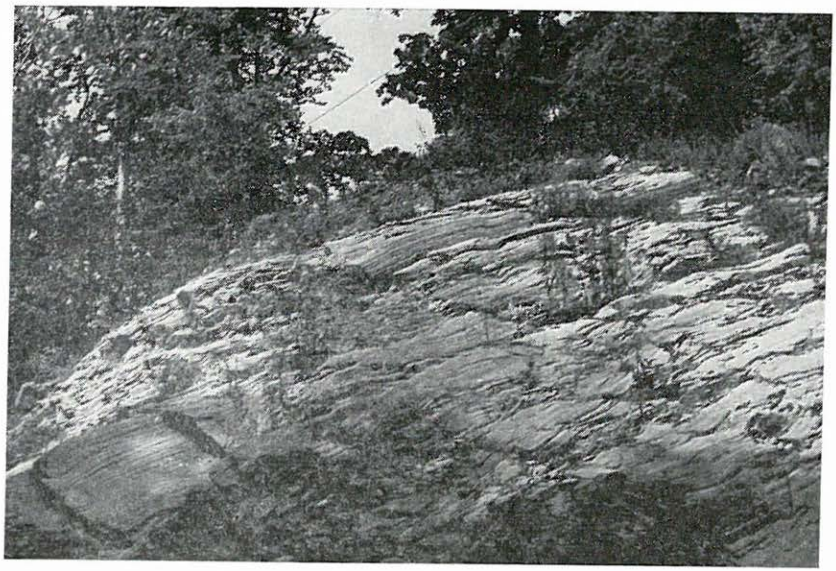
A palaösszletet helyettesítő mészkőrétegek enyhén dolomitos összetételéről a 499. oldalon levő táblázat tájékoztat.



71. ábra. Tűzkőzsinórok agyagpalával bevont szürke, finomréteges mészkőben (alsó- és középső-ladini palaösszlet). – Hámor. A kisvasút bevágásából (10/1958. B.K.). Kb. 1 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

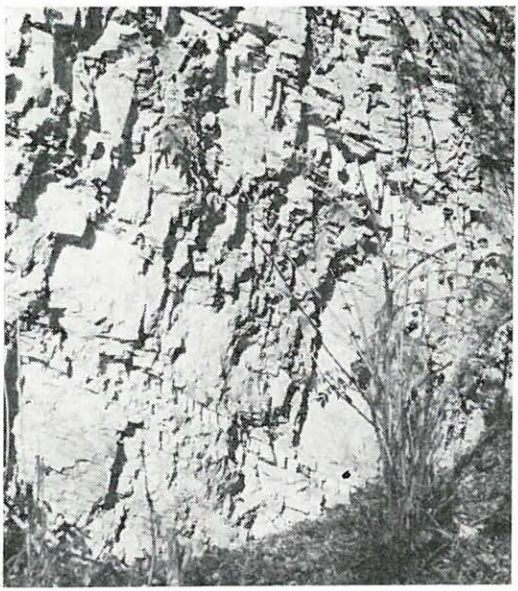
Abb. 71. Horsteinschnüre im grauen, feingeschichteten, mit Tonschiefer überzogenen Kalk (unter- und mittelladinischer Schieferkomplex). – Hámor. Aus dem Waldbahn-Einschnitt (10/1958.B.K.). Cca 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

A ladini palaösszlet egészét helyettesítő lemezes mészkőfácies (6 km csapáshosszúságban) Csipkéskút nyugati szomszédságáig követhető. Itt, jól megállapítható összefogazódással, helyét ismét szericites agyagpalának adja át, melyben a mészkőbetelepülések már alárendeltebbek. Ez utóbbiak csupán 13,5 km-rel odébb, a diósgyőri Vártető felső-anizuszi mészkövének fedőjében szorítják ki ismét teljesen az agyagpalát. A tiszta mészkőfácies ez újbóli megjelenését a Vártetőt nyugatról határoló Fényeskővölgyben a palaösszlet mészkőbetelepüléseinek szaporodása s a palarétegek karbonáttartalmának jelentős megnövekedése vezeti be (l. a 496. oldalon levő felső táblázat *4.* és *6.* rovatát).



72. ábra. Rudasan kihengerelt mészpala (alsó- és középső-ladini). – A Galya-forrástól ÉNy-ra, az erdei vasút bevágásából. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 72. Stengelig ausgewalzter Kalkschiefer (Unter- und Mittelladin). – NW von der Galya-Quelle, aus dem Waldbahn-Einschnitt. – (Photo: K. Balogh 1958)



73. ábra. Felső-ladini dolomit, tűzköves mészkő és mészmárga. – Lillafüred. A Vesszősvölgy torkolatától kissé É-ra. – (Foto: Balogh K. 1954)

Abb. 73. Oberladinischer Dolomit, Hornsteinkalk und Kalkmergel. – Lillafüred, etwas N vor der Mündung des Vesszősvölgy. – (Photo: K. Balogh 1954)

ε) A ladini palaösszlet közvetlen fedőjét az Északi-Bükkben vagy a felsőbb-ladini tűzköves, szürke mészkő, vagy a világos „fennsíki" mészkőösszlet alkotja. Morfológiailag mind a kettő élesen elhatárolódik a nála jóval könnyebben pusztuló palaösszlettől. A Vesszősvölgy torkolattájának márgás—dolomitos rétegekkel váltakozó, agyaglevelekkel borított, *tűzköves* szürke *mészkőrétegei* mégis fokozatos átmenetről tanúskodnak (73. ábra). A mélyebb palafáciessel való szoros kapcsolatot bizonyítják azok a (fennsíki mészkőösszlet legalsó részén megfigyelt) sárgásbarna árnyalatú, *tűzköves mészkőlemezek* is (Csipkéskút környéke), amelyek némileg emlékeztetnek a palaösszlet alsó határáról leírt tűzköves mészkőrétegekre. A palaössziet alsó és felső határrétegeinek hasonló jellegét ez esetben a fekvő és fedő mészkőösszletek egymáshoz igen közelálló kifejlődése teszi érthetővé.

ζ) A Kisfennsík északi peremét szegélyező s a Bélapátfalvától északkeletre húzódó ladini palasáv helyenként kisebb kovás, amorf MnO_2-*gumókat és -lencséket* zár magába (Katonasírnyereg, Gloriette-tisztás keleti sarka, JÁMBOR A. 1961a):

Mangánérclencsék elemzési adatai a Bükkhegység alsó- és középső-ladini palaösszletéből

Sorszám	*1	2	3	4
SiO_2	13,34			
Al_2O_3	17,10			
Fe_2O_3	8,50			
MnO	35,54	14,29	18,26	16,95
CaO	13,73			
Izz. veszt.	13,07			

* Titrimetriás, ún. gyorselemzéssel
1. Szilvásvárad. A Gloriette-tisztás K-i sarkában, a kisvasút bevágásából (51/1957.J.Á.). Elemezte: SOHA I.-NÉ és KIS E.-NÉ. — *2.* Csipkéskúttól É-ra, az út mellől. — *3.* Felsőtárkány. A Hidegkúti- és Vöröskői-völgy közötti gerincről. — *4.* Felsőtárkány. Hidegkúti-völgy. (A 2—4. minta adatait SZINYEI-MERSE Zs. (1923. p. 298.)-tól vettük át.)

η) Az észak-bükki ladini palaösszlet kőzettípusainak ismertetését az *alsó-ladini vulkanizmus termékeivel* zárhatjuk. Ide sorolhatjuk mindenek előtt a Diósgyőrtől a Feketesárig, illetve a Szeletahegy északi oldaláig húzódó palasávok világosbarnás tufitos homokkőrétegeit (l. a 496—497. oldalon levő felső táblázat 5. és 6. rovatát), a Létrástető agyagos—homokos tufáit és szemcsés diabázát. Ezeket már SCHRÉTER Z. (1943) is felismerte, de egyben jelentősen túl is értékelte azzal, hogy az eruptív anyagot *is* tartalmazó egész palasorozatot porfiritként, illetve porfirittufaként tüntette fel. Későbbi térképén (1954) ebbeli véleményét a pala valóságos mennyiségének megfelelően módosította.

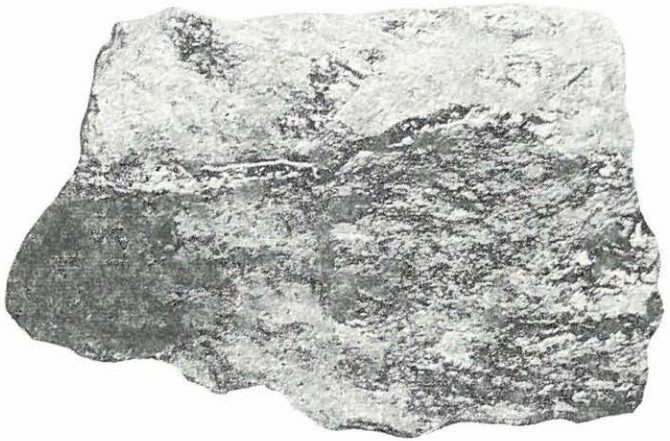
Nyugatabbra a szilvásváradi Horotnavölgy keleti oldalán (Máriabányánál), továbbá a szilvásváradi Gloriette-tisztástól 100 m-re keletre

ismerünk zöldes és lila színű, préselt porfirit- és diabáztufát a ladini palaösszletben (JÁMBOR A. 1961a). Itt említhetjük meg a Máriabánya feletti tűzköves mészkőbetelepülések tufatartalmát. S amennyiben szálban is megvolna, ide lehetne sorolni még a Kiskaticsány keleti oldalán (palaterületen) heverő darabokban talált aprószemű diabázt is.

Az alsó-ladini vulkanitok vegyi összetételéről az 500—501. oldalon levő felső táblázat tájékoztat.

b) *A Déli-Bükk ladini palaösszletének kőzettípusai*

Az észak-bükki ladini palaösszlet összes említett képződménye a hegység déli részén is jelen van. Az északi és déli palavonulatok között tehát csak a rétegtagok megoszlása és vastagsága tekintetében van különbség.

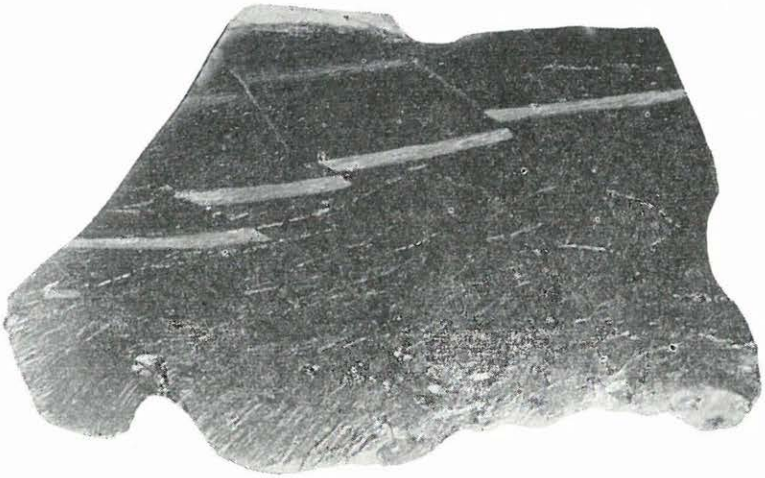


74. ábra. Sötétszürke, kőszéncsíkos alsó- és középső-ladini homokkő. – Szarvaskő. Vaskapui egykori kőbánya. (Gyűjt.: SZONTAGH T.). 1 : 1,4. – (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 74. Dunkelgrauer Sandstein mit sehr dünnen Kohlenstreifen (Unter- und Mittelladin). — Szarvaskő. Ehemaliger Steinbruch von Vaskapu. (Gesammelt von T. SZONTAGH). 1 : 1,4. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

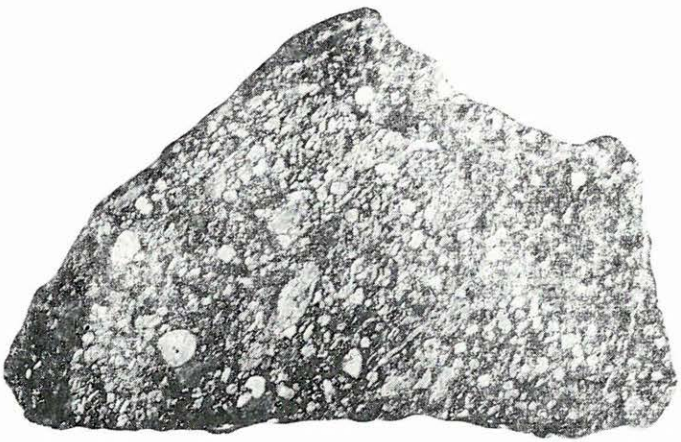
α) Legritkább délen a hámor—diósgyőri típusú *tufitos homokkőbetelepülés;* ezt eddig csak Répáshutától északnyugatra, a műút menti 1. sz. útőrház nyugati szomszédságában találtuk meg.

β) A gyakoribb és vastagabb *homokkőrétegekből* következtetve úgy tűnik, hogy a DNy-i Bükk palaösszletében némileg több a nagyobb szemcséjű törmelékanyag, mint a hegység északibb részében. A durva szemnagyságú anyag mennyisége azonban itt is elenyésző: borsónyi kvarcszemeket bezáró konglomerátumot mindössze Répáshutától északra, a Singlártetőn figyeltünk meg. – A homokkő olykor növénymaradványos; sőt néha igen vékony kőszéncsíkot is tartalmaz (Szarvaskő: Vaskapu; 74. ábra).



75. ábra. Fekete alsó—középső-ladini agyagpala. Az eredeti rétegzést jelző fehér csíkokat apró pikkelyek metszik el. – Kisgyőr. Palabánya. 1 : 2,6. – (Foto: Dömök T. 1959)

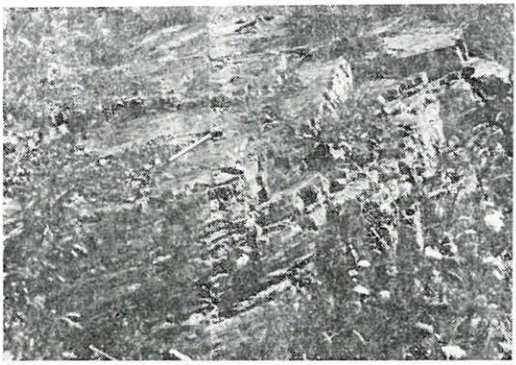
Abb. 75. Schwarzer Tonschiefer (Unter- und Mittelladin). Die hellen Streifen, die die ursprüngliche Schichtung anzeigen, sind mit Miniaturschuppungen abgeschnitten. – Kisgyőr. Schieferbruch. 1 : 2,6. – (Photo: T. Dömök 1959)



76. ábra. Vörös, krinoideás mészkő az alsó—középső-ladini palaösszlet és a felső-ladini—karni tűzköves mészkő határáról. – Hollóstető. 1 : 1. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 76. Roter Krinoidenkalk von der Grenze des unter- und mittelladinischen Schieferkomplexes und des oberladinisch–karnischen Hornsteinkalkes. – Hollóstető. 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

γ) A dél-bükki ladini *palának* feltűnő, bár nem általános tulajdonsága a szemcsenagyság rétegen belüli, szakaszos váltakozása, amely jó feltárások híján is megfigyelhető a kőzet eredeti rétegességét hegyes szögben metsző palássági síkok felületén (75. ábra). A finomabb szemű és a homokos sávok elmosódott vagy éles határfelületei alapján a rétegek átbuktatott vagy rendes helyzete könnyen eldönthető. A homokos sávok elhelyezkedése olykor keresztrétegzésre utal. A szarvaskői Földszakadásárok palarétegeinek kékes- vagy zöldesszürke színét néhány μ nagyságú, egyenletes eloszlású piritszemcsék okozzák.



77. ábra. Vörös radiolarit az alsó- és középső-ladini palaösszlet legfelső részéből. – Recsk. Belsődallapusztától Ny-ra, az országút melletti fejtésből. – (Foto: Balogh K. 1959)

Abb. 77. Roter Radiolarit aus dem obersten Teile des unter- und mitteladinischen Schieferkomplexes. – Recsk. W von Belsődalla-puszta, aus dem Steinbruch neben der Landstrasse. – (Photo: K. Balogh 1959)

A 496—499. oldalon található kémiai elemzések tanúsága szerint a palaösszlet karbonáttartalma rétegről rétegre változik.

δ) *Tűzköves szürke mészkőlencsék* általában jóval ritkábban iktatódnak a dél-bükki palaösszletbe, mint a diósgyőri—csipkéskúti palavonulatba. A legnagyobb összefüggő mészkőtelepülést az Almártól ÉÉK-i irányban a Bükkfennsík alá húzódó, szericites agyagpalával váltakozó mészkősávok anyaga jelenti.

ε) Az utóbbiak szerepét a dél-bükki palaösszletben a világosabb vagy sötétebb szürke, sőt fekete, néha zöldes, máskor sárgásbarna színű (a fedő mészkőrétegek közelében pedig vörös—barnásvörös) *kovás betelepülések* veszik át. A mészkőhatár közelében olykor a szericites agyagpala sötét színe is vörösre változik (Gyertyánvölgy), a fedő mészkőösszlet alján pedig hasonló színű krinoideás mészkőlemezeket látni, mint amilyenek a szilvásváradi palaösszletbe nyúló mészkőnyelvek alján ismeretesek (76. ábra). – A kovás betelepülések nagyságrendje az ökölnyi lencsétől a nagyobb vastagságú telepig változik. A 30—40 cm átmérőjű és 5—10 cm vastagságú, apró piritszemekkel hintett, fekete kovagumók, amelyek a kovaanyag fokozatos tömörülése miatt nehezen választhatók el a szericites agyagpalától, valószínűleg epigenetikusak. – A kovás betelepülések mennyisége DNy felé növekszik. Különösen nagy szerephez jutnak a Bátori Sziget és a Darnóhegy körzetében (77. ábra). (Mivel azonban törmelékük a szericites palatérszínen szélesen szétterül és a szomszédos mészkőpadokból kimállott tűzkőanyaggal is könnyen összekeveredik, a térképeken ábrázolt elterjedésük gyakran többszöröse a valóságosnak.)

Fontos tény, hogy a fedőbe való átmenetet jelző, vörös színű, kovás rétegek a dél-bükki palacsoport és a rákövetkező mészkőösszletek határán, ez utóbbiak fácieskülönbségeire való tekintet nélkül, mindenütt kimutathatók.

A répáshutai elágazástól a Bányahegy △ 815,9 alá vezető, D—É-i műútszakasz ÉÉNy-i dőlésű, tűzköves, szürke mészkőlemezeket is bezáró, sötét szericites agyagpalájára előbb szürkésbarnás és vörös mészkőlemezekkel váltakozó agyagpala, majd világosabb szürke mészkőrétegeket is tartalmazó, sárga kova- és agyagpala települ egyező módon. Utóbbi agyaglevelekkel elválasztott vörös kovapalába megy át, ami közé itt-ott egy-egy rózsás árnyalatú mészkőréteg vagy -lencse iktatódik. A kovapalára vékonyrétegű, vörös tűzkőgumós, vörös mészkő következik, ritkán egy-egy világosabb mészkőréteggel. A 22 m vastagságú vörös rétegeken, kétségtelenül egyező módon, padosabb, szürkésfehér korallos mészkő fekszik, amelyet a 41 800-as hektométerkőnél kezdődő, felhagyott kőfejtő jól feltár. E világosszürke mészkő közé, a fedő felé több ízben települnek még vörös színű, radiolináriás agyagpala- és kovapalarétegek. Sávjaik — anyaguk zúzottsága miatt — mélyedésekként jelentkeznek az ellenállóbb mészkőpadok között. A kovapala és a világos mészkősávok váltakozását a Bányahegy világos mészkőtömege zárja le. Ennek területén már csak kimállott, vörös kovatörmeléket találni; É-i vagy ÉNy-i dőlésű rétegeinek anyaga a Bükkfennsík fehér mészkövétől nehezen választható el.

A Bányahegytől Ny-ra a Bükkfennsík déli oldalán ezek a „vörös rétegek" mintegy 10 km csapáshosszúságban nyomozhatók. Hasonló kifejlődés jellemzi azonban a Hosszúsom—Ballabérc—Vincepál—Hársaslapos világos mészkőtömegének a ladini palacsoport felé eső határát is. A vörös kovapala és a világos mészkő váltakozásai e vonulatnak különösen a *déli oldalán* tanulmányozhatók. A rétegváltakozást olykor vöröses, vagy *szürke*, tűzköves mészkő fellépése helyettesíti (Nagypazsagvölgy, a Tebe őrháztól 1 km-re keletre levő terület). A vonulat *északi oldalán* viszont főleg vöröses agyaglevelekkel bevont, vörösfoltos, tűzköves, helyenként krinoideás mészkőlemezek képviselik az átmenetet; a vörös kovapala itt többnyire hiányzik. *Az átmenetnek az utóbbi módja a szericites agyagpala és a fennsíki mészkő átmenetének a Bükkfennsík északi oldalán, Csipkéskút déli szomszédságában megismert formájára emlékeztet.*

Vörös vagy barnás színű kovapala határolja felfelé a dél-bükki szericites agyagpalát tűzköves szürke mészkőfedő esetén is. A Répáshutától DDNy-ra levő △ 540,1 déli oldalán nemcsak a palaösszlet és a tűzköves szürke mészkőcsoport közén vannak a bányahegyivel vagy a ballavölgyivel tökéletesen megegyező vörös kovapalarétegek, hanem a szürke mészkőrétegek közé is betelepül egy vörös kovapalasáv.

Nagy jelentőséget kell tulajdonítanunk annak is, hogy a különböző kovás üledéktípusok a szericites agyagpalaösszlet belsejében éppúgy felléphetnek, mint annak tetején. A vörös vagy barnás színű, Radiolináriákban dús kovapala tehát nem szorítkozik a rétegsor tetejére, hanem közbetelepülő lencsét is alkothat a szericites agyagpalában (Ballavölgy). Ez utóbbiban ugyan a zöldes és szürkés árnyalatú, Radiolináriákban szegényebb kovafelhalmozódások a leggyakoribbak, akadnak azonban ilyen színű kovarétegek a palaösszlet átmeneti sávjában is. Arra is van példa, hogy ujjnyi vastag, vörös és zöld színű kovapalarétegek együttesen váltakoznak szürke mészkővel és szürke

szericites agyagpalával (az eger—lillafüredi műútnak a Háromkő alatti, É—D-i szakaszán).

A különböző kovapalafajták *vegyi összetétele* az 500—501. oldalon található táblázat tanúsága szerint meglehetősen hasonló. SiO_2-mennyiségük 71—96% közötti, statisztikus átlagban 90,05%. A SiO_2-tartalom növekedésével csökken az Al_2O_3- (vagyis az agyagásvány-) tartalom, s az összvastartalom is. Kisebb SiO_2-tartalomhoz magasabb (6 körüli), nagyobb SiO_2-mennyiséghez pedig kisebb (2 alatti) oxidációs fok tartozik. Ez valószínűleg a SiO_2-ben dúsabb fajták tömöttebb szövetével van kapcsolatban, ami a vas oxidálódását akadályozza.



78. ábra. Vörös kovapala vékonycsiszolata. – A Bányahegy alatti műútmenti feltárásból. – Nikolok: ||. 40 : 1. (Foto: Lőw M.-né)

Abb. 78. Dünnschliff aus rotem Kieselschiefer. – Aus dem Aufschluss neben der Landstrasse unter dem Bányahegy. – 40 : 1. Nikol: ||. – (Photo: Frau M. Lőw)



79. ábra. Zöldesszürke kovapala vékonycsiszolata. – A hollóstető—egri műút D-i oldaláról, a Bányahegytől DDK-re. – Nikolok: ||. 40 : 1. (Foto: Lőw M.-né)

Abb. 79. Dünnschliff aus grünlichgrauem Kieselschiefer. – Von der S-Seite der Landstrasse zwischen Hollóstető—Eger, SSO von Bányahegy. – 40 : 1. Nikol: ||. – (Photo: Frau M. Lőw)

A palaösszletbe települő zöldesszürke, s a palaösszlet tetején elhelyezkedő vörös kovapalafajták egyaránt mikrokristályos alapanyagába 5—20 μ átmérőjű, az eredeti rétegzés irányában megnyúlt szemcsék ágyazódnak, amelyek egy része rossz megtartású *Radiolária*-vázakra emlékeztet. A vörös radiolarit alapanyagát finom eloszlású agyag és hematit szennyezi (78. ábra). A zöldesszürke féleségben kevés dolomit, pirit és limonit is kimutatható (79. ábra). Mindkét kőzetet fehér kvarcerek és repedések hálózzák, melyek mentén ütésre könnyen szétesnek.

A szericites agyagpalaösszlet tetején, a Bányahegy alatti feltárás *vörös kovapalával váltakozó vörös mészkőbetelepüléseinek* 5 μ-nál kisebb szemcsenagyságú, kalcitos alapanyaga a beléje ágyazódó, 10—30 μ nagyságú, törmelékes kvarcszemcsék elrendeződése, valamint a szalagszerűen közbeiktatódó hematitos kiválások révén párhuzamos szövetet mutat. Az uralkodó kalcit mellett Bárdossy Gy. szerint kevés dolomit is feltételezhető benne. Oldási maradéka több mint 10%, s ez illit mellett (Csánk E.-né szerint) főleg kvarcból és földpátból áll, emellett néhány turmalin-, gránát- és muszkovitszemcsét is tartalmaz.

c) *Következtetések*

α) *A dél-bükki szericites agyagpalaösszlet a közéje és a fedőjébe települt kovás rétegekkel szorosan összefüggő, egységes sort alkot, amelyet különböző szerkezeti egységekben is fellelhető, rétegváltakozásos átmenetek fűznek a rajta nyugvó mészkőtömegekhez.* Alapját veszti tehát minden olyan értékelés (Wolf, H. 1859; Schréter Z. 1935, 1943), amely a ladini szericites agyagpalát a fedőjében levő képződményeknél sokkal idősebbnek tüntette fel.

β) *A dél-bükki palacsoport helyzete és összetétele jól egyeztethető az északibb vonulatokéval.* Különbség csupán abban van közöttük, hogy az összlet ülepedése idején a Déli-Bükkben általában nagyobb volt a mészmentes kovalerakódások lehetősége, mint attól északra. Más szavakkal: az egykori üledékgyűjtő tér északibb részét gazdagabb mész-, és szegényebb, de kiegyenlítettebb kovatartalom, déli részét ellenben mészben való szegénység és a kovaanyag időnkénti feldúsulása jellemezte.

A képződmény ősmaradványai és kora

Ősmaradványok a ladini palaösszlet minden részében igen ritkák. Legjobb megtartásúnak a szarvaskői Vaskapu egykori homokkőfejtésének csillámos kőszenes palájában 1911-ben Szontágh T. által talált, Andreánszky G. (1954. p. 231. és 234; 163. ábra) által újabban *Anotopteris* sp.-nek határozott páfránylenyomat nevezhető (Balogh K. 1954. p. 14). Ez a sokáig *Neuropteris* sp.-nek hitt alak volt korábban a legsúlyosabb érv a dél-bükki palaösszlet karbon kora mellett. Andreánszky G. 1953-ban végzett újravizsgálata szerint azonban *Neuropteris*-ről semmi esetre sem lehet szó. – Az *Anotopteris* nemzetség a karbontól a triász végéig élt; jelenléte tehát nem vall határozottan felső-karbonra, és nem zárja ki a triász kort sem.

A rétegösszlet különböző tagjaiban talált *Radiolariák* és *Crinoidea*-nyéltagok kormegállapításra nem alkalmasak. Mégis, mint fáciesjelzők, jól alátámasztják a rétegsor megszakítás nélküli összefüggésére vonatkozó tételünket.

A *Radiolariák* a vörös kovapalában a leggyakoribbak (Rüst 1892; Schréter Z. 1943. pp. 15—16), de ismeretesek a haricavölgyi szericites agyagpala mészkőbetelepüléseiből s a felsőtárkányi Várhegy szericites agyagpalájából is (Kilényi T. 1954. p. 98).

A Rüst által említett *Radiolariák:*

Cenellipsis multiplex Rüst
Druppula cornus Rüst
Druppula angustiporata Rüst
Pentalastrum primitivum Rüst
Hexalastrum infans Rüst
Lithocampe tutata Rüst
Stichocapsa bükkiana Rüst
Stichocapsa biceps Rüst

Crinoidea-nyéltagokra, amelyek a palaösszlet felső határának rózsaszínű mészkőlemezeiben s a palacsoportot fedő tűzköves szürke mészkőösszletben gyakoriak, a palaösszletnek mindössze három pontján bukkantunk:

α) Csipkéskúttól nyugatra, a műút menti fejtés mészkővel váltakozó szericites agyagpalájában;
β) a szarvaskői Földszakadásárokban (KISVARSÁNYI G. 1953. p. 25) — 80. ábra;
γ) a szilvásváradi Máriabánya alatti szericites agyagpalában (JÁMBOR Á. 1961a).

E leletekről azonban csupán annyit állapíthatunk meg, hogy *egyikük sem hasonlít a felső-moszkvai rétegekből kikerült Crinoideákhoz.* Ilyen körülmények között a palaösszlet rétegtani helyét csak közvetve, a hozzá rétegváltakozással csatlakozó fedőképződmények ősmaradványai alapján állapíthatjuk meg. *Mivel ez utóbbiak felső-ladini—karni korra utalnak, a fekvő palaösszlet rétegtani helyét a ladini emelet alsó és középső részében jelölhetjük meg.* Ebbe a keretbe, valamennyi észak-bükki előfordulás mellett, a déli hegységrész agyag- és kovapalái is beleillenek.



80. ábra. Crinoidea-nyélrészlet alsó—középső-ladini agyagpalából. – Szarvaskő, Földszakadás-árok. (Gyűjt.: KISVARSÁNYI G. 1952) – 1 : 1. (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 80. Krinoiden-Stengel aus unter—mittelladinischem Tonschiefer. – Szarvaskő, Földszakadás-Graben. – (Gesammelt von G. KISVARSÁNYI 1952) – 1 : 1. (Photo: T. DÖMÖK 1959)

Mindezek alapján elejthetjük mindazokat a BEUDANT-ig és WOLF-ig visszanyúló s a felületes hasonlóságon alapuló kormegállapításokat, amelyek a tárgyalt palacsoport egészét vagy csak egyes részeit a karbonba, illetve alsó-triászba utalták (v. ö. SCHRÉTER Z. 1935, 1943).

A középső-triász törmelékes—kovás rétegösszlete egy részének vagy egészének alsó-triászként való felfogása már csak azért sem állhat meg a ladini kormegállapítás ellenében, mert a Bükkhegység kövületes alsó-triászában ismeretlenek annak kőzettípusai. A zöldes, pirosas-lilás vagy szürke alsó-triász palától és homokkőtől a friss állapotú ladini pala és homokkő nemcsak színével, de eltérő ásványos összetételével, szemcsenagyságával, szövetével és ősmaradványaival is jelentékenyen különbözik. Csehszlovák kutatók említenek ugyan a Gömöridák „Meliata-sorozat"-ából alsó-triásznak vélt tűzköves mészkő- és kovapalabetelepüléseket; ezek kora azonban még egyáltalán nem tisztázott. Az alpi—dinári típusú triászban ez a kőzetkifejlődés általában véve csak a középső-triásztól kezdve gyakori.

Nem lehet azonban összevonni a Bükkhegység ladini palaösszletét az Upponyi-hegység déli palavonulatával és az Északi-Bükk középső—felső-karbon képződményeivel sem. Az előbbiből hiányzanak a vörös

radiolarit- és a tűzköves mészkőbetelepülések; homokkőrétegei pedig erősebben préseltek és szericitben dúsabbak. A Bükkhegység namuri—urali rétegsorából viszont teljesen hiányzanak a kovapala- és a mangánérclencsék. A középső—felső-karbon palarétegeiben általában több a csillámásvány, homokkőrétegei mindig limonitosabbak. A ladini palasorozatban ismeretlenek a karbon felsőbb részét jellemző kvarcitos homokkő- és konglomerátumrétegek. Félreérthetetlen különbség van végül a felső-karbon, illetve a ladini palacsoport mészkőbetelepülései közt azok szövete, ősmaradványtartalma, sőt tűzköveik kifejlődése és gyakorisága tekintetében is.

Felső-ladini—karni emelet

5. Felső-ladini—karni mészkőösszlet

Általános jellemzés

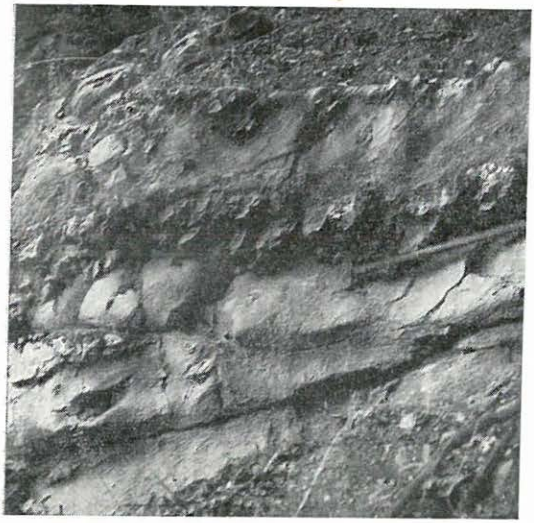
A Bükkhegység terjedelmes karsztos fennsíkjait a ladini palaösszleten szögeltérés nélkül nyugvó, fehéresszürke vagy szürke, tűzkőmentes avagy több-kevesebb tűzkövet is tartalmazó, 1300—1500 m vastagságú mészkőfajták építik fel. Ezek között négy, egymással többszörösen összefogazott, nagyjából egykorú mészkőfácies különböztethető meg: *a)* tűzköves, szürke mészkő; *b)* világos „fennsíki" mészkő; *c)* vörös tűzköves, kovapalás, „répáshutai típusú" világos mészkő; *d)* kisfennsíki—subalyuki—bervavölgyi fehér mészkő (Balogh K. 1954).

a) *Tűzköves, szürke mészkőfácies*

A fekvő palaösszlethez legközelebb álló s egyben legváltozatosabb ladini mészkőkifejlődést a tűzköves szürke mészkőösszlet jelenti. 10—50 cm vastag rétegei tömött szövetűek; sima, sokszor kagylós törésűek. Színük majd sötétebb, majd egészen világosszürke, mindig némi barnás árnyalattal. Gumós—lencsés tűzkőzárványaik (81. ábra) barnák vagy sárgásfehéresek. A kőzet finoman rétegzett, amit finomabb és kissé durvább szemű kalcitsávok váltakozása okoz; e sávok közé néha igen vékony kovalemezek iktatódnak (82. ábra). A réteglapokat gyakran sárga vagy lilás színű, agyagos—limonitos bevonat borítja.

A túlnyomórészt kalcitból álló kőzet kevés dolomitot, igen kevés limonitot és piritet is tartalmaz. Oldási maradékának 0,06 mm-nél kisebb szemnagyságú része — kevés illit mellett — uralkodóan kvarc; 0,06 mm-nél nagyobb szemű frakciójában pedig, egyéb magmás és metamorf ásványok (ensztatit, augit, gránát, epidot, aktinolit, klorit, turmalin) mellett a földpát és a kvarc (ill. kvarcit) jelentősebb. A tűzköves mészkő vegyi alkatát az 502. oldalon levő táblázat szemlélteti.

A Vesszősvölgy torkolatánál 10 cm vastag *mészmárgarétegek*, valamint fekete tűzkövet is tartalmazó, durvaszemű, szürke *dolomitpadok*

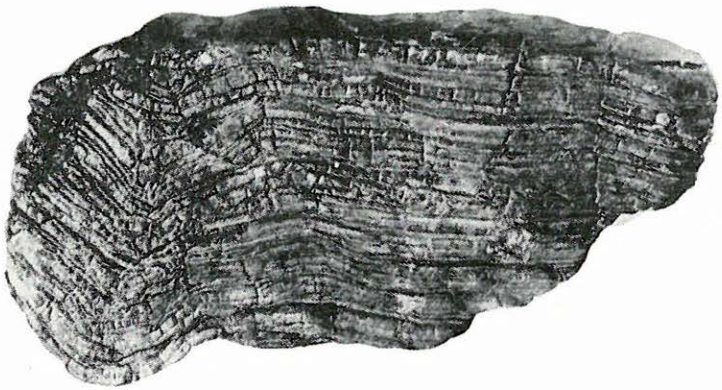


81. ábra. Felső-ladini—karni tűzköves szürke mészkő. – Lillafüred—hollóstetői út. – (Foto: PANTÓ G. 1950)

Abb. 81. Grauer Hornsteinkalk (Oberladin—Karn). – Landstrasse Lillafüred—Hollóstető. – (Photo: G. PANTÓ 1950)

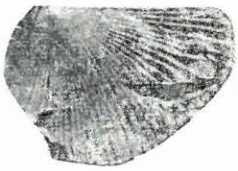
váltakoznak agyaglevelekkel elválasztott, vékonyabb mészkőrétegekkel (73. ábra). A Szinvavölgy keleti oldalán folytatódik ez a kifejlődés; a dolomit azonban csakhamar kifehéredik, a mészkő pedig tömeges—pados jellegűvé válik (Hegyestető, Vaskapu), s benne a dolomit szabálytalan lencséket alkot. Durvább szemű, sötétebb—világosabb dolomitpadok a Kovácskő környékén, a Dolkatető északi oldalán, a Lustavölgy torkolata táján és Bükkszentkereszt északi részén is közbeiktatódnak, de különösen a DK-i Bükkben gyakori kísérői a tűzköves szürke mészkőnek.

Felsőtárkány környékén a Csákpilislápától az Oltárhegyig húzódik szélesebb dolomitsáv, mely a Nagy- és Kistibán már csak kisebb foltokon bukkan elő. Kőzete szürke színű, cukorszövetű; egyforma szemcsenagyságú dolomit- és kalcitkristályokkal, szerves maradványok nélkül; néhol vékony, sötét, szemcsés mészkőbetelepülésekkel.



82. ábra. Finomrétegzésű tűzköves szürke mészkő (felső-ladini – karni emelet). – Felsőtárkány, Tibavölgy. (Gy. KILÉNYI T. 1953) 1 : 1,2. – (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 82. Feingeschichteter, grauer Hornsteinkalk (Oberladin—Karn). – Felsőtárkány, Tibavölgy. (Gesammelt von T. KILÉNYI 1953) 1 : 1,2 – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

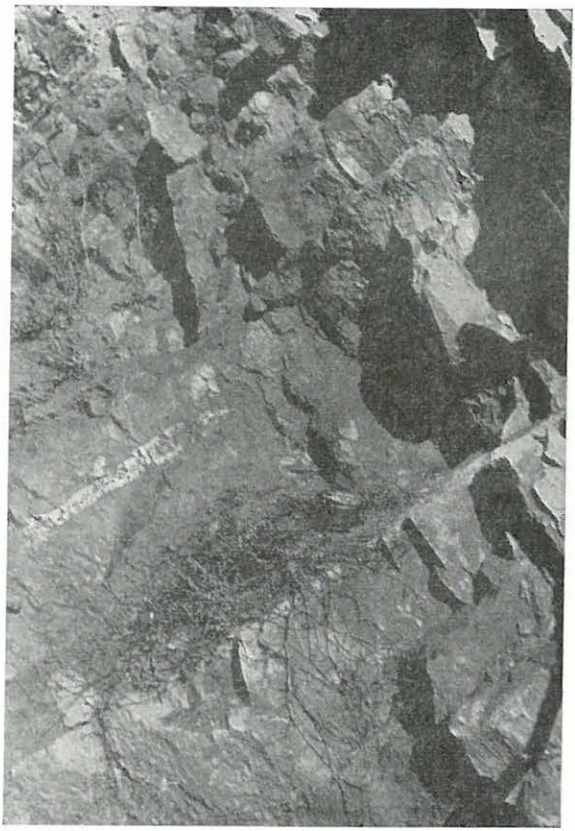


83. ábra. Daonella pichleri Mojs. a felső-ladini—karni tűzköves mészkőösszletből. – Cserépfalu, a Mohalma és Hármastető közti völgyből. (Gyűjt. Legányi F.) – 1 : 1. (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 83. Daonella pichleri Mojs. aus dem oberladinisch—karnischen Hornsteinkalkkomplex. – Cserépfalu, aus dem Tal zwischen Mohalma und Hármastető. (Gesammelt von F. Legányi) 1 : 1. – (Photo: T. Dömök 1959)

A felsőtárkányi dolomit *térszínileg* magasabb helyzetű részei világosabbak és meszesebbek; végül is a dolomit fehér színű, utólag átkristályosodott, sokhelyütt üregesen kioldott, breccsás szövetű mészkőbe megy át. Erre tűzköves mészkő következik, amely a Schréter Z. (1935) által említett ladini faunulát zárja magába (83. ábra).

A felső-ladini—karni emelet tűzköves mészkőösszletébe tartoznak a vesszősvölgyi és a Dolka-hegy északi oldalán levő dolomitrétegek is, jóllehet ezeket Schréter Z. még 1954-ben is a garadnavölgyi (alsó-anizuszi) dolomitösszletbe utalta. A veszszősi és a dolkai dolomitrétegek durvább szemcsézettségük, gyér tűzkőtartalmuk és tűzköves mészkővel változó települési helyzetük alapján határozottan különböznek az alsó-anizuszi dolomittól, amely általában finomabb szemű, tűzkőlencséket legfeljebb csak legfelső rétegeiben tartalmaz és sohasem váltakozik tűzköves mészkővel. Megegyeznek ellenben e tulajdonságai a Lustavölgy nyílásánál, a Bükkszentkereszt északi peremén (84—85. ábra), továbbá a Hidegpataka—Miklós luga vonalától délre eső területen a tűzköves



84. ábra. Szürke dolomitpadok fehér tűzkővel (felső-ladini—karni emelet). – Bükkszentkereszt É-i szélén. – (Foto: Balogh K. 1951)

Abb. 84. Graue Dolomitbänke mit hellem Hornstein (Oberladin—Karn). – Am Nordrande von Bükkszentkereszt. – (Photo: K. Balogh 1951)



85. ábra. Durvaszemcsés dolomit fehér tűzkővel (felső-ladini – karni emelet). – Bükkszentkereszt É-i széléről (40/1951.B.K.). 1 : 1,6. – (Foto: Dömök T. 1959)

Abb. 85. Grobkörniger Dolomit mit hellem Hornstein (Oberladin—Karn). – Am Nordrande von Bükkszentkereszt (40/1951.B.K.). 1 : 1,6 – (Photo: T. Dömök 1959)

mészkő közé települt dolomitrétegekével.

47 elemzés tanúsága szerint (l. az 503—504. oldalon levő táblázatot) a tűzköves mészkőösszlet dolomitja általában meszesebb az alsó-anizuszinál (CaO : MgO aránya *átlagosan* 33,46 : 18,50), s oldhatatlan maradéka is több (38 minta alapján átlagban 1,49%). A többnyire szürke színű, egyenetlen törésű kőzetben mikroszkóp alatt 50—60 μ nagyságú dolomitszemcsék mellett szabálytalan, nagykristályos kalcitfészkek, 40—100 μ nagyságú, vegyi kiválású kalcedonszemcsék és kevés limonit figyelhetők meg. Oldási maradékának zöme pelites agyagásvány (illit és montmorillonit).

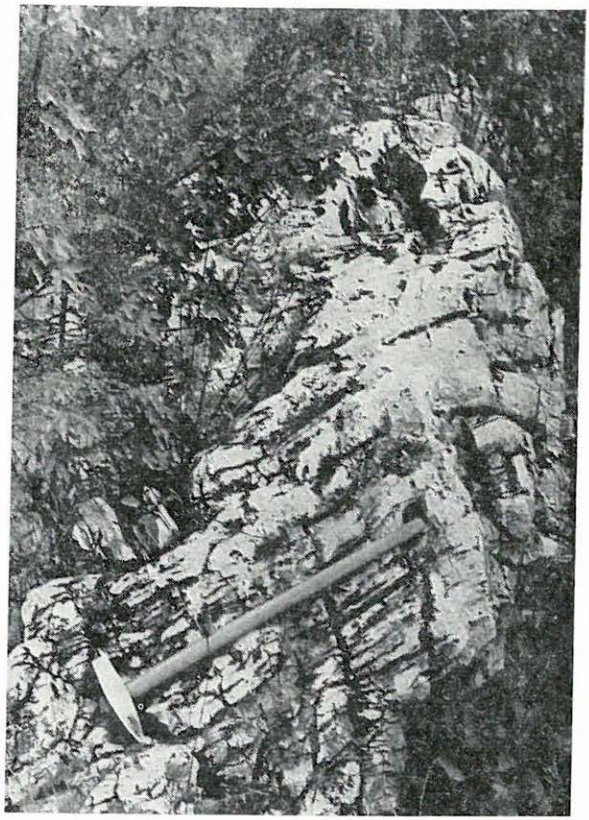
A tűzköves mészkőösszlet *kifejlődése* minden előfordulásán elég egyenetlen. A Lustavölgyből Hollóstető felé vezető úton a mészkő réteglapjai közt aránylag sok a sárgás vagy vöröses, vékony, agyagos közbetelepülés, mely később elmarad. A Lustavölgyben nyugat felé haladva a mészkő szürke színe rózsaszínes foltokkal tarkázott fehéres alapszínbe csap át. A Csanyikvölgy és a diósgyőri papírgyár körüli tűzköves mészkővonulat mélyebb rétegei meglepően világos színűek, vastagok, tűzkőmentesek; de feljebb következő, vékonyabb rétegei is halványabb szürkék, mint a DK-i Bükkben. A tűzkőtartalom természetesen független a mészkő színétől: gyakran a sötétebb féleségek is tűzkőmentesek, s a világos fajták is bővelkednek tűzkőgumókban. Az utóbbiak néha a felső-anizuszi mészkőösszlet alján megfigyelhető tűzköves mészkőrétegekre emlékeztetnek.

Fenntartással a tűzköves mészkőcsoporthoz sorolhatjuk a nekézsenyi Strázsahegy és az ennek csapásmenti folytatásába eső triász pikkelyek egyszer világosabb, máskor sötétebb szürke, krinoideás—brachiopodás mészkövét is. Ez a tömött vagy aprókristályos kőzet nem, vagy alig mutat finomrétegzettséget. Helyenként azonban dolomitos; sőt cukorszövetű dolomitfészkeket zár magába. Elvétve tűzkőgumók is találhatók benne. A képződménynek az 504—505. oldalon bemutatott vegyi összetételében a vastartalom szokatlan nagyságát a tektonikusan szétdarabolt rögök bizonyos részleteit ért oxidációs metaszomatózis okozza, aminek ismertetésére a 431—432. oldalon még visszatérünk.

A vasas átitatásokkal jellemzett mészkővonulat a csokvaományi vasútállomás környékétől (ahol a CsO. 28. sz. fúrás tárta fel), Nekézsenyen át a dédestapolcsányi Rágyincsvölgyig kereken 4 km csapáshosszúságban ismeretes. Alsókarbon agyagpalába belegyúrt egyes mészkőrögeinek hossza azonban alig haladja meg a 400—500, szélessége a 100—200 m-t; gyakran pedig csak 5—10 m átmérőjű mészkőtömböket láthatunk. A mészkőrögöket többé-kevésbé bontott, diabázos anyag szövi át. A mészkőrétegekbe zártan vékony, zöld, tufás csíkok figyelhetők meg. Ezzel kapcsolatban a mészkő egyes részletein zöldes vagy pirosas színeződés is jelentkezik, aminek „felhős" eloszlása a mindig csak repedések mentén előnyomuló vasoxidos átitatódás másodlagos jellegével szemben üledékképződéssel egyidejű, elsődleges szennyezésre utal. A diabázzal a 429. oldalon foglalkozunk részletesebben.

b) A fennsíki mészkőfácies

A vesszősvölgyi tűzköves—dolomitos szürke mészkővonulat a völgyfő táján kiékelődik, s innen kezdve a Bükkfennsík ladini palája közvetlenül a fehéres színű fennsíki mészkőbe megy át. A fennsíki mészkő és a pala érintkezése általában éles, s csak a fennsíki mészkőösszlet alján megfigyelt tűzkőtartalmú rétegeket foghatjuk fel a két összlet közti átmenet gyanánt (v.ö. a 395. oldallal). A csipkéskúti úttól az Istállóskő szomszédságáig ellenben, ahol a fennsíki mészkő a ladini palaösszletet helyettesítő lemezes mészkőre települ, a kettő közötti rétegváltozás jól megfigyelhető. A fennsíki mészkő és a ladini palaösszlet átmenetének másik típusát a Bükkfennsík déli oldaláról a 399. oldalon leírt korallos mészkő—radiolarit váltakozás adja.



86. ábra. Tűzkőmentes, világosszürke mészkő (felső-ladini—karni emelet). – A Kecskelyuk-barlangtól É-ra levő △ 316-on. – (Foto: Balogh K. 1958)

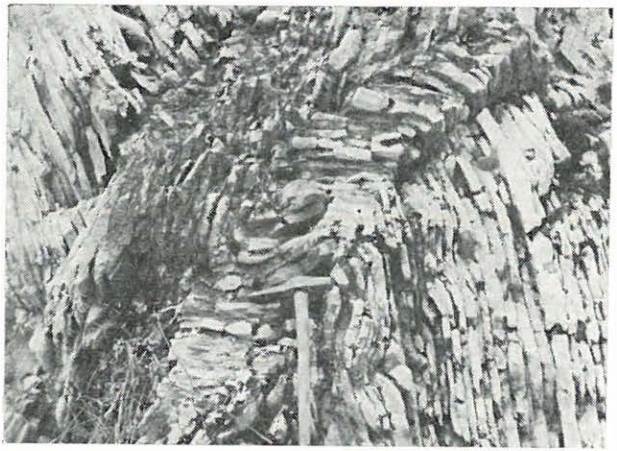
Abb. 86. Hornsteinfreier, hellgrauer Kalk (Oberladin—Karn). Am △ 316, N von der Kecskelyuk-Höhle. – (Photo: K. Balogh 1958)

A fennsíki mészkő 10—20, másutt 5—10 cm-es rétegekből áll, amelyek vékonysávos—finomréteges szerkezete sokszor csalódásig hasonlít a felső-anizuszi mészkő rétegeire (86. ábra). Jó feltárásaiban megfigyelhető benne

egy magasabb rendű rétegzettség — helyesebben padosság — is, amelynek 5—7 m a vastagsága. A fennsíki mészkőben is gyakoriak a széttört szerves maradványokra utaló s a rétegzés síkjába belesimuló alakzatok; ezek azonban rendszerint elmosódottabbak, mint a felső-anizuszi rétegek váztörmelékei. Az összlet túlnyomó része vegyileg nagyon tiszta mészkő, amelyben dolomitosodásnak nyomát sem találtuk (l. az 506—507. oldal táblázatát).

c) *A répáshutai mészkőfácies*

Középütt áll a tárgyalt két kifejlődés között, s mintegy azok sajátságait egyesíti a répáshutai mészkőfácies. A fennsíki mészkőnél csak kissé szürkésebb, zömében réteges—pados, de amellett finomrétegzésű mészkő ez, amely mélyebb részén változó számú *vörös* kovapalabetelepülést, alján gyakoribb, feljebb kevesebb *vörös* tűzkőgumót tartalmaz. A tűzkő eloszlása azonban igen egyenetlen; hiányzása esetén a rétegek a fennsíki mészkőtől csak vörös vagy sárga, márgás foltjaik révén különböznek (Bükkszentkereszt—Miskolctapolca). A mészkősziklák mohaleple azonban gyakran oly mértékben elfedi a kisebb kovás és márgás betelepüléseket és lencséket, hogy azok jelenlétére csak a térszín mélyedéseiben felhalmozódott törmelékből következtethetünk (Galuzsnya, Lófőtisztás). A ladini palaösszlet lepusztulása során kioldódó, majd újra kicsapódó mangánoxid néha össze is cementezi a mészkőből kimállott tűzkő törmelékszemeit (vincepáli „Vasbánya"). A répáshutai mészkő rétegei között gyakoriak a legfeljebb mm-nyi, sárgás, meszes agyaglevelek (Ballavölgy; a Hosszúsom és a Feketelen közti kis rögök): ez olyan jellemvonása, ami ezt a kifejlődést, egyidejűleg mutatkozó szürkés színárnyalatával együtt a tűzkövesszürke mészkőfáciesre emlékezteti (87. ábra).



87. ábra. Répáshutai típusú mészkő (felső-ladini—karni emelet). – Az eger—miskolci műútnak a Feketelentől K-re eső kanyarában. – (Foto: Alföldi L. 1957)

Abb. 87. Kalk von Répáshutaer Typ (Oberladin—Karn). In der Kurve der Landstrasse Eger—Miskolc, O von Feketelen. – (Photo: L. Alföldi 1957)

Tűzkőmentes részleteiből származó minták alapjáni télve (l. az 507—509. oldalt) a répáshutai típusú mészkő dolomittartalma elenyésző. Kevés oldási maradékát kvarc, montmorillonit és illit alkotja. 2—20 μ szemnagyságú alapanyagába 200—400 μ szemnagyságú, ikerlemezes kalcitfészkek ágyazódnak. (A kőzet térfogatsúlya 2,53—2,56 g/cm^3, porozitása 5,6—7%.)

A répáshutai fácieshez tartozik mindenekelőtt a Bükkfennsík déli oldalát szegélyező átmeneti összlet, amely mintegy hidat ver a fennsíki mészkő és az alatta fekvő palaösszlet közt (leírását lásd a 399. oldalon). Ez a Bükkfennsík alján még nem nagy vastagságú kifejlődés a Répáshuta környéki fehéres mészkőtömegben, majd az ebből kiágazó, s a DNy-i Bükk palasorozatába zártan messze követhető Feketelen – Imókő-i, továbbá lökvölgyi mészkőrögökben jut önálló szerephez.

E tipikus előfordulásainak keleti folytatásában (Bükkszentkereszt, Miskolctapolca, illetve Kisgyőr felé) a répáshutai mészkőfácies jellegzetességei mindinkább háttérbe szorulnak, s anyaga alig különböztethető meg a fennsíki mészkőétől.

d) *A kisfennsíki, subalyuki és bervavölgyi mészkőfácies*

A *kisfennsíki világos mészkőösszlet* finomrétegzés nélküli, mikrokristályos szövetű, határozottan pados felépítésű képződmény, amelyet diabáztufa-betelepülés oszt két részre. Alsó részében néhány méter vastag tarka mészkőbetelepülés látható, felső részében viszonylag sok a *csiga-* és *kagylóhéjátmetszet*, gyakori a nagyoolitos szerkezet. E sajátságai megkülönböztetik a Bükkfennsík mészkövétől. Vegyi tisztasága (l. az 509. oldal táblázatát), tűzkőmentessége, fehéres színe, települési helyzete és a tűzköves mészkőfáciessel való összefogazódása alapján azonban éppúgy a fennsíki mészkő helyettesítő fáciesének tekinthető, mint a Déli Bükkhegységnek Subalyuk – Kács, valamint a felnémeti Bervavölgy környékén látható, hasonló mészkőtömegei.

A *berva- és mészvölgyi* kőfejtőkkel feltárt, túlnyomóan fehér, olykor kissé sárgás, vagy szürkés árnyalatú, vastagpados mészkő igen tömött, kagylós törésű kőzet, 1—2 μ szemcsenagyságú alapanyagában 20—60 μ átmérőjű kalcitkristályfészkekkel.

Az 510–513. oldal táblázatában összefoglalt elemzések tanúsága szerint dolomit- és limonittartalma egyaránt igen csekély, savban oldhatatlan maradéka pedig az esetek több mint 60%-ában mindössze 0,41–0,80%. Ez utóbbinak 0,06 mm feletti frakciójában (Csánk E.-né szerint) cirkon, hipersztén, piroxén, aktinolit, gránát, turmalin, epidot, kvarc, földpát, muszkovit és pirit volt kimutatható. Az oldási maradék zöme pelit, kisebb része aleurit- és homok-szemnagyságú. A kőzet fajsúlya 2,60—2,73 g/cm^3, térfogatsúlya 2,60—2,73 g/cm^3, porozitása 4,26%.

A felső-ladini—karni mészkőfáciesek kapcsolódása

Az említett mészkőfáciesek kapcsolata meredekre állított rétegeiken pompásan kirajzolódik.

Sokszoros rétegváltakozás köti össze a Bükkfennsík világosszürke mészkövét a lustavölgyi tűzköves, szürke mészkővel, amelynek legfelső rétegei már tűzkőmentesek. – Ugyanilyen jellegű e tűzköves szürke mészkősáv déli határa is (Bükkszentkereszten túl) a répáshutai mészkőnek a fennsíkmészkőtől már alig különböző, keleti folytatása felé. *A fennsíki és a*

tűzköves, szürke mészkő között azonban oldalas átmenet is felismerhető. Így a Sugaró-tisztástól D-re levő △ 769,6 jelű dombon a fennsíki mészkőnek világos és sötét padok váltakozásából álló, átmeneti része ujjszerűen benyúlik a tűzköves mészkő területére.

Innen NyDNy-ra a szürke, tűzköves mészkősáv fokozatosan elkeskenyedik, sőt a Bányahegy K-i szomszédságában ki is ékelődik, és helyét répáshutai típusú mészkőnek adja át. A kiékelődő sáv É-i határán a fennsíki mészkő gyakran vörösfoltos, éppúgy, mint a Sugarótól D-re levő mészkőnyelv anyaga is (Balogh K. 1954). Hogy itt valóban fáciesátmenetről van szó, az is bizonyítja, hogy a Bányahegy vörös kovapalás, répáshutai típusú rétegei kelet felé egy szakaszon a szürke mészkő kiékelődő fáciesnyelvének *fekvőjében* is megtalálhatók. További folytatásukat pedig (az eger—miskolci műút 45. km-kövének szomszédságában) a tűzköves, szürke mészkőcsoport legalsó rétegeinek barnás- vagy vöröses színű, agyaglevelekkel tűzdelt kifejlődésében, valamint a szürke mészkő alsó határán hosszan nyomozható, sárgásbarna kovapala vonulatában láthatjuk. *A fekvő azonossága az eltérő fáciesek egyidejűségének bizonyítéka.*

A *répáshutai* és a *fennsíki mészkő* viszonyáról fentebb már többször megemlékeztünk (l. a 399. és 409. oldalt).

A *répáshutai* mészkő legmélyebb rétegei helyenként meglepően hasonlóak a *szürke, tűzköves mészkő* kifejlődéséhez. A Nagypazsagvölgy É-i oldalán, az innen Répáshuta Ny-i végéhez tartó utak kiágazásánál a vörösfoltos répáshutai mészkő közvetlen fekvőjében tűzköves szürke mészkő van, amely a Hosszúsom É-i oldalára is átterjedve, világosan kivehetően, vörös és barna színű kovapalára települ. Viszont mind keletebbre, mind nyugatabbra répáshutai mészkő van a kovapala felett. Ugyanez az eset a Tebe-őrháztól K-re 1 km-re levő völgyelágazástól DK felé vezető völgyág É-i oldalán is megismétlődik. *Minden amellett szól tehát, hogy a répáshutai típusú mészkövet a tűzköves szürke mészkő helyettesítheti. Ez a megállapítás rendkívül fontos, mert kiküszöböli annak lehetőségét, hogy a szóbanforgó fáciesek mai elterjedéséből túlzott hegységszerkezeti következtetéseket vonjunk le.*

A kifejlődések változékonyságának szem előtt tartásával kell megítélnünk azt a tényt is, hogy a répáshutai mészkőterületnek Singlártető—Dióskút—Rejtek ladini palasávjával határos északi peremét nem kíséri vörös kovapala, mint ahogyan azt a Hosszúsom—Ballavölgy felőli, D-i oldalon látjuk. Bár egyáltalán nincsen kizárva, hogy a déli oldal oly bőséges kovarétegeit északon a ladini palának a répáshutai mészkőtömegre tolódása tüntette el, a ladini pala és a répáshutai mészkő átmenetének azonban legalább egy része megmaradt ama vöröses agyaglevelekkel bevont, vörösfoltos, vörös tűzköves mészkőrétegek képében, amelyek Répáshuta községben, a Kövesvárad É-i lábánál, továbbá az egri műútnak a Szarvaskő rögét érintő szakaszán figyelhetők meg.

A *kisfennsíki* fehér mészkő a Kisfennsík szinklinálisának nyugati, nagyobb részében élesen elhatárolódik a fekvőjében levő tűzköves szürke mészkőtől. A szinklinális keleti oldalán azonban összefogazódik azzal úgy, hogy szétválasztásuk itt alig lehetséges (Jámbor Á. 1959).

A *subalyuki—kácsi* fehér mészkő mélyebb részét SCHRÉTER Z. (1943b, 1952a, 1954) szerint ugyancsak rétegváltakozásos és oldalas átmenetek kötik össze a tűzköves szürke mészkőfáciessel.

A kicsiny *bervavölgyi* mészkőrögökben hasonló fáciesátmenetek nem figyelhetők meg. Ezt a fáciest általában törések határolják palakörnyezete felé. Ez alól csak a felsőtárkányi Mészvölgy röge lehet kivétel, amelynek északi oldalán SCHRÉTER Z. (1954) térképe szerint kovapala van, s így ott a répáshutai fáciesű mélyebb tagok roncsai is feltételezhetők.

Az átmenetek fokozatossága miatt, akár dőlésirányban, akár csapás mentén vizsgáljuk azokat, a felső-ladini—karni mészkőfáciesek egymástól való térképi elhatárolásába mindig vegyül némi bizonytalanság. Még a szürke mészkőkifejlődés elkülönítése sem lehet mentes az egyéni megítéléstől, mert a tűzkőtartalom elmaradása után csak színárnyalatbeli eltérésekre vagyunk utalva; világosabb rétegek közbeiktatódása pedig könnyen a másik kifejlődés elérésének érzését keltheti. Még kevésbé lehetséges a répáshutai és a fennsíki mészkő pontos szétválasztása.

Összefoglalva: a Bükkhegység felső-ladini—karni mészkőfáciesei egymással változatos módon összefogazott, nagyjából tehát egyidejű üledékek. E fáciesek azonban (összefogazódásuk mértékétől függően) igen különféle módon helyettesíthetik egymást: rétegtani terjedelmük ezért részleteiben, szelvényről szelvényre más és más.

A mészkőfáciesek ősmaradványai és kora

A szóbanforgó mészkőösszletek legtöbbje igen szegény jómegtartású, korjelző ősmaradványokban. A gyér számú leletek többnyire egymástól távoleső helyekről származnak; szelvényszerű gyűjtésre csupán a kövületekben viszonylag gazdagabb bervavölgyi típusú mészkőrögökben lehet reményünk. Az ősmaradványleletek legtöbbje *korall*, *Crinoidea*-nyéltag, *Cidaris*-bunkó, *Brachiopoda*, *kagyló* és *csiga:* akad azonban közöttük *mészalga*, *Radiolaria*, *mészszivacs* és *Ammonites* is. Az ősmaradványcsoportoknak a különböző fáciesek közti megoszlása természetesen nem egyforma. A tűzköves, szürke mészkőben pl. egy-két *Ammonites* mellett idáig csak *Crinoidea*-nyéltagokat és vékonyhéjú *kagylókat* találtak. A répáshutai és a fennsíki mészkőben *telepes korallok* a leggyakoribbak; a répáshutai fácies kovapalabetelepülései viszont *Radiolariákkal* zsúfoltak. A fent említett ősmaradványcsoportok valamennyijét csupán a bervavölgyi (subalyuki ill. kisfennsíki) mészkőfácies tartalmazza.

a) *A tűzköves, szürke mészkőfácies*

A tűzköves, szürke mészkőből a helyenként gyakori, de igen rosszmegtartású *Crinoidea*-nyéltagokon s a nekézsenyi Strázsahegy mészkövében ezek mellett talált *Spiriferina* sp.-töredékeken kívül mindmáig csak a mohalmai és a Felsőtárkány környéki faunulák ismeretesek (v. ö.

SCHRÉTER Z. 1935; SCHRÉTER Z. 1943. p. 17. és SCHRÉTER Z. 1954. p. 290). Ezek revideált jegyzéke a következő:

α) A cserépfalui Mohalma és Hármastető közti völgyből:

Daonella cf. *indica* BITTNER
Daonella pichleri MOJS. (83. ábra)
Daonella sp.
Posidonia cf. *wengensis* WISSM.

β) Felsőtárkányi Várhegy; a Várkúttól a Várhegy csúcsa felé vezető túristaút elejéről:

Halobia sp.

γ) Felsőtárkányi Várhegy; a kilátó és az Arnótkő között, a lejtő közepéről:

Daonella sp.
Posidonia wengensis WISSM.
Arcestes (Proarcestes) aff. *subtridentinus* MOJS.
Trachyceras (Protrachyceras) cf. *roderici* MOJS.

δ) Felsőtárkányi Várhegy; a Tibaheggyel szemközti lejtő közepéről:

Posidonia cf. *wengensis* WISSM.

ε) Felsőtárkányi Várhegy DNy-i oldalán, a dolomit fölött:

Nautilus sp.

ζ) Felsőtárkány; Tibavölgy:

Daonella sp. div.
Posidonia cf. *pannonica* MOJS.
Posidonia wengensis WISSM.

η) Felsőtárkány; Tibahegy, fehér dolomit:

Diplopora sp.

A felsorolt ősmaradványok fajöltőinek jelenlegi ismerete alapján a Mohalma környéki lelőhely rétegtani helyét a felső-ladini emeletben, a felsőtárkányi lelőhelyekét pedig a felső-ladini emelet alján jelölhetjük ki. Ez a lelőhelyeknek a mélyebb-ladini palaösszlettől való távolságával is összhangban van.

Felső-ladininál fiatalabb korra csupán a Mohalma környéki faunula esetében lehetne gondolni, mivel a *Daonella indica* BITTNER az alsó-karni emeletbe is áthúzódik. Minthogy azonban az említett alak karni emeletbeli példányait egyebütt kísérő, jellegzetesen karni kagylófajok (pl. a *Halobia rugosa* MOJS.) a bükkhegységi lelőhelyeken nem voltak kimutathatók, ez a feltevés bátran elejthető. Így a karni kor lehetősége csupán a tűzköves szürke mészkőösszletnek a lelőhely fedőjében még tetemes vastagságban következő rétegei számára marad fenn.

b) *A répáshutai és a fennsíki mészkőfácies*

1. Ezen fáciesek kora tekintetében a legösszefüggőbb adatsorozattal az eger—miskolci múút mellett fekvő Bányahegy környezete szolgált. Ennek a ladini palaösszleten nyugvó rétegsora a 399. oldalon előadotta k

szerint alul répáshutai, felül fennsíki mészkőfáciesben van kifejlődve; a répáshutai típusú mészkő rétegeit azonban keleti irányban csakhamar tűzköves szürke mészkőfácies váltja fel. Az utóbbi itt teljesen mentes ősmaradványoktól, s így korát csak a vele összefogazódó két fehér mészkőfácies Kolosváry G. meghatározta korallmaradványainak, valamint a déli hegységrész már említett lelőhelyeinek együttes értékelése alapján állapíthatjuk meg a felső-ladini emeletben. A fehér mészkőfáciesek koralljainak fajöltője ui. a felső-ladini emelet alsó határától a karni emelet közepéig, sőt végéig nyúlik, s így a bezáró rétegek szintjének pontos megállapításához egymagában nem legendő. A lelőhelyek ősmaradványai:

α) A fehér mészkőösszlet répáshutai fáciesű részének legalsó rétegeiben a Bányahegy △ 815,9-től 168°-ra 525 m-re:

Margarosmilia confluens (Münster);

a Bányahegy △ 815,9-től DK-re levő országútmenti kis kőfejtőben:

Thecosmilia badiotica Volz
Thecosmilia cf. *granulata* (Klipst.)
Montlivaltia obliqua (Münster)
Montlivaltia septafindens Volz
Margarosmilia cf. *richthofeni* Volz
Margarosmilia confluens (Münster)

β) A répáshutai típusú összlet kissé magasabb részében a Bányahegy △ 815,9-től 120°-ra 225 m-re:

Thecosmilia badiotica Volz

γ) A fennsíki mészkőfácies magasabb helyzetű, fennsíkperemi rétegeiben van a Zsérci Nagydél △ 854,2-től 248°-ra 410 m-re levő lelőhely állattársasága:

Conophyllia cf. *recondita* (Laube)
Daonella (v. *Halobia)* sp.

δ) A fennsíki mészkő még magasabb rétegeiből való a Tarkő és Őserdő közti túristaút koralltársasága:

Margarosmilia confluens (Münst.)
Thecosmilia cf. *granulata* (Klipst.)
Procyclolites sp. *I.* Kolosváry

ε) A fennsíki mészkő legmagasabb helyzetű koralltársasága a Nagymezőről került elő:

Montlivaltia septafindens Volz
Conophyllia cf. *recondita* (Laube)
Margarastraea cf. *bronni* (Klipst.)
Thecosmilia cf. *subdichotoma* (Münst.)

A mélyebb ($\alpha-\beta$), illetve magasabb ($\gamma-\varepsilon$) szintbeli koralltársaságok közül tehát az előbbieket – három közös faj [*Margarosmilia confluens* (Münst.), *Thecosmilia* cf. *granulata* (Klipst.) és *Montlivaltia septafindens* Volz] mellett – a *Thecosmilia badiotica* Volz, *Montlivaltia obliqua* (Münster) és a *Margarosmilia* cf. *richthofeni* Volz, az utóbbiakat pedig a *Thecosmilia* cf. *subdichotoma* (Münst.), *Conophyllia* cf. *recondita* (Laube) és a *Margarastraea* cf. *bronni* (Klipst.) jellemzi. Fajöltők tekintetében azonban a két csoport alakjai között nincsen kiemelhető eltérés (lásd a 9. táblázatot). Korallfaunájuk alapján a ladini palaösszleten nyugvó

Tabelle 9. táblázat

A Bükkhegység rétegtanilag értékelhető felső-ladini—karni ősmaradványainak fajöltői

Artdauer der stratigraphisch auswertbaren Fossilien der oberladinisch—karnischen Kalkfazies im Bükk-Gebirge

A faj neve Artname	Felső-anizuszi Oberanis	Ladini Ladin			Karni Karn		Nóri Nor		Raeti – Rhät	Fácies Fazies					
		A. U.	K. M.	F. O.	A. U.	F. O.	A. U.	F. O.		1	2	3	4	5	6
Calcispongia															
Colospongia dubia MÜNSTER		+	++	++	++	++								▒	
Hexacorallia															
Conophyllia cf. *recondita* (LAUBE)				−−	−−							▒		▒	
Conophyllia cf. *zitteli* VOLZ				−	−−						▒			▒	
Craspedophyllia alpina (LORETZ)			+	++	++	++					▒				
Margarastraea cf. *bronni* (KLIPST.)				−−	−−							▒			
Margarosmilia confluens (MÜNST.)			+	++	++	++					▒	▒			
Margarosmilia cf. *richthofeni* VOLZ			−	−−	−−	−−					▒				
Montlivaltia obliqua (MÜNST.)			+	++	++						▒				
Montlivaltia septafindens VOLZ				++	++						▒	▒			
Thecosmilia badiotica VOLZ			++	++	++						▒	▒		▒	
Thecosmilia cf. *granulata* (KLIPST.)				−−	−−	−−					▒				
Thecosmilia subdichotoma (MÜNST.)				++	++						▒	▒			
Echinoidea															
Cidaris alata AG.			+	++	++									▒	
Brachiopoda															
Amphiclina cf. *amoena* BITTN.				−−	−−	−−									▒
Aulacothyris supina BITTN.	+	++	++	++	++	++									▒

9. táblázat folytatása

A faj neve Artname	Felső-anizuszi Oberanis	Ladini Ladin			Karni Karn		Nóri Nor		Raeti–Rhät	Fácies Fazies					
		A. U.	K. M.	F. O.	A. U.	F. O.	A. U.	F. O.		1	2	3	4	5	6
Cyrtina suessii (WINKL.)						++	++	++	++						
Dielasma julicum BITTN.					+	++									
Rhynchonella arpadica BITTN.					+	++									
Spiriferina evanescens BITTN.					+	+									
Terebratula cf. *debilis* BITTN.					−−	−−									
Terebratula aff. *oppelii* BITTN.					−										
Lamellibranchiata															
Avicula bittneri WOEHRM.					+	++									
Avicula cassiana BITTN.				++	+−										
Avicula caudata STOPP.		+	++	++	+										
Daonella cf. *indica* BITTN.			−	−−	−−										
Daonella pichleri MOJS.	+	++	++	++	−−										
Halobia cf. *stryiaca* MOJS.					−−	−−									
Myoconcha cf. *lombardica* HAU.				−	−−	−									
Pecten (Entolium) cf. *filosus* HAUFR					−−	−−									
Posidonia cf. *pannonica* MOJS.	−−	−−	−−												
Posidonia wengensis WISSM.		−	++	++	++										
Gastropoda															
Anticonulus cf. *semipunctatus* (BRAUN)				−−											
Collonia cf. *cincta* (MÜNST).			−	−−	−										
Eunema cf. *badiolicum* KITTL			−	−−											

A faj neve Artname	Felső-anizuszi Oberanis	Ladini Ladin			Karni Karn		Nóri Nor		Raeti-Rhät	Fácies Fazies					
		A. U.	K. M.	F. O.	A. U.	F. O.	A. U.	F. O.		1	2	3	4	5	6
Lepetopsis petricola (KITTL)		+	++	++	++										
Loxonema (Polygyrina) elegans HOERNES						++	++								
Loxonema cf. *invariabile* KITTL		–	–												
Loxonema (Polygyrina) tornatum KOKEN						++									
Naticopsis cf. *hoernesi* BLASCHKE						– –	– –								
Naticopsis (Dicosmos) cf. *maculosa* (MÜNST.)			– –	– –	– –										
Naticopsis (Vernelia) aff. *fastigiata* (STOPP.)		–	– –	– –	– –										
Neritopsis striatocostata (MÜNST.)		+	++	++	+										
Pseudoclaviculus cassianus gracilis (LAUBE)			–	++	– –										
Scurria cf. *campanaeformis* (KLIPST.)			– –	– –	– –										
Stephanocosmia (Tyrsoecus) cf. *subcompressa* KITTL		–	– –	– –	–										
Temnotropis aff. *carinata* (MÜNST.)			–	– –	–										
Worthenia canalifera (MÜNST.)			– +	++	++	++	++								
Worthenia aff. *exsul* KOKEN et WOEHRM.					–	– –									
Zygopleura arctecostata (MÜNST.)		+	++	++	++	++	++	++							
Zygopleura haueri (KLIPST.)			+	++	++	++									

9. táblázat folytatása

A faj neve Artname	Felső-anizusi Oberanis	Ladini Ladin			Karni Karn		Nóri Nor		Raeti–Rhat	Fácies Fazies					
		A. U.	K. M.	F. O.	A. U.	F. O.	A. U.	F. O.		1	2	3	4	5	6
Zygopleura tenuis (MÜNST.)	–	–	– – –	– – –	– – –	– – –	– – –								
Zygopleura (Allocosmia) cf. *grandis* (HOERN.)						– – –	– – –								
Ammonoidea															
Arcestes (Proarcestes) aff. *subtridentinus* MOJS.			– – –												
Trachyceras (Protrachyceras) cf. *roderici* MOJS.				– – –											

+++ Azonos fajok – – – Rokon fajok
1. Tűzköves szürke mészkő. – *2.* Répáshutai mészkő. – *3.* Fennsíki mészkő. – *4.* Kisfennsíki mészkő – *5.* Subalyuki mészkő. – *6.* Bervai mészkő.
+++ Identische Formen – – – Verwandte Formen
1. Grauer Hornsteinkalk. – *2.* Répáshutaer Kalk. – *3.* Plateaukalk. – *4.* Kalkstein vom Kleinplateau. – *5.* Kalkstein von Subalyuk. – *6.* Bervaer Kalk.

fehér mészkőtömegeket egyforma joggal sorolhatnók teljes egészükben a kassziáni, vagy teljes egészükben az alsó-karni szintbe is. Tanácsosabbnak látszik azonban ehelyett a harmadik lehetőséget választva, a szóbanforgó mészkőösszlet korát a két szint között megosztani. Indokolja ezt elsősorban a képződmény nagy (kb. 1500 m-nyi) összvastagsága, amit nehezen lehetne egyetlen szint keretei közé szorítani. Hogy a fehér mészkősorozat alsó részének leülepedése valóban a ladini emelet felső részében indult meg, azt éppen ennek a tűzköves szürke mészkőösszlet talpával való összefogazódása bizonyítja. Az utóbbi felső-ladini kora ui. éppen a délibb hegységrészekben talált ősmaradványok alapján valószínűsíthető. A bányahegyi szelvény alsó részének a kassziáni szintben induló koralltársasága viszont annyiban erősíti meg a tűzköves szürke mészkőösszlet vele összefogazott alsó részének felső-ladini minősítését, hogy kizárja középső-ladiniban való indulásának lehetőségét.

Az idáig rendelkezésünkre álló adatok szerint tehát a Bükkfennsík fehér mészkőösszletének talpán elhelyezkedő répáshutai fáciesű mészkőrétegek alsó határa a wengeni és kassziáni szintek határával esik össze. Bizonytalanabb a Bükkfennsík ré-

tegsorának felfelé való elhatárolása. Az eddigi gyűjtések alapján azonban a felső rész karni minősítésének nincsen akadálya.

2. KOLOSVÁRY G. meghatározásai alapján ugyanez mondható a répáshutai típusú mészkőösszletnek Répáshutától Miskolctapolcáig húzódó főtömegéről is.

α) A Répáshuta szomszédságában levő ballabérci és gyertyánvölgyi lelőhelyek ui., amelyek ezen összlet mélyebb részéhez tartoznak, a következő korallfajokat szolgáltatták:

A Ballabérc △ 627-től 283°-ra 600 m-re levő lelőhely:

Conophyllia cf. *zitteli* VOLZ
Montlivaltia legányii KOLOSVÁRY
Thecosmilia badiotica VOLZ

Gyertyánvölgyben, a Hollóstető felé vezető útról:

Conophyllia cf. *zitteli* VOLZ

β) Magasabb helyzetű rétegekből került ki az alábbi két lelőhely korall-társasága:

A Nagybodzás △ 668 É-i lábán levő mészégető telepen:

Craspedophyllia alpina (LORETZ)
Montlivaltia septafindens VOLZ

A bükkszentkereszti Galuzsnyatető DNy-i oldalán, a fenyőerdő és a Kutaslegelő szélén levő töbörnél:

Thecosmilia badiotica VOLZ
Thecosmilia subdichotoma (MÜNSTER)

E fajok közül három (a *Thecosmilia badiotica* VOLZ, *Thecosmilia subdichotoma* (MÜNST.) és a *Montlivaltia septafindens* VOLZ) van meg a bányahegyi szelvényben is, három ellenben hiányzik belőle (*Montlivaltia legányii* KOL., *Conophyllia* cf. *zitteli* VOLZ, *Craspedophyllia alpina* (LORETZ). Valammenyi faj ismeretes a karni emeletből is; így a magasabb rétegtagok alsó-karni korának lehetősége éppúgy fennáll, mint a Bükkfennsík esetében (9. táblázat).

c) *A kisfennsíki, subalyuki és bervavölgyi mészkő*

1. A Kisfennsík szinklinálisa nyugati részét kitöltő fehér mészkőnek a diabáztufabetelepülés feletti része JÁMBOR Á. (1959) szerint gyakran tartalmaz rossz megtartású *csiga-* és *kagylóátmetszeteket*, valamint *Evinospongia*-szerű „nagy-oolitok"-at. Különösen szembeötlőek a Köpűstető △ 656,0-tól Ny-ra 160 m-re talált nagy *Megalodus* sp. átmetszetek.

A barátságkerti diabáztufafoltot nyugat felől határoló fehér mészkőben az eddig leírt fajok mindegyikétől különböző *Dasycladacea* sp. van (42/1956. J. Á. sz. lelőhely).

A szinklinális keleti részének a szürke mészkőfáciessel összefogazódó részén is gyakran látni kövületnyomokat. A Felsőforrás tájának fehér mészkövéből a

Montlivaltia legányii KOLOSVÁRY
Avicula sp.
Naticopsis cf. *hoernesi* BLASCHKE

fajokat ismerjük.

A Kisfennsíktól elkülönült, északi oldalán tűzköves szürke mészkőre támaszkodó hidegkúti mészkőrög északkeleti sarkán

„*Evinospongia*" sp. és
Megalodus sp.

átmetszet, a Lambrecht Kálmán barlang közelébe eső, gerincúti részén pedig KOLOSVÁRY G. szerint *Margarosmilia confluens* VOLZ került elő. A *Naticopsis* cf. *hoernesi* BLASCHKE és a *Megalodus*-ok már felső-triászra utalnak, úgy, hogy a Kisfennsík térségében a fehér mészkőösszletnek csupán viszonylag vékony alsó részét lehet a ladini emelet felső részébe utalni. A felső-ladiniba, illetve felső-triászba tartozó szintek pontos elválasztása azonban a jelenleg rendelkezésre álló ősmaradványanyag alapján nem lehetséges.

2. A felső-ladini és alsó-karni emelet közt ingadozik, mégis inkább alsó-karni a Subalyuk és a Hórvölgy fehér mészkövének kora. Az itteni lelőhelyek felső-ladiniból alsó-karniba átmenő fajokon kívül néhány olyan alakot is tartalmaznak, amely (vagy amelynek legközelebbi rokonsága) idáig csak a karni emeletből ismeretes (*Terebratula* cf. *debilis* BITTN., *Terebratula* aff. *oppelii* BITTN., *Rhynchonella arpadica* BITTN.).

A Subalyuk törmelékéből:

Conophyllia cf. *zitteli* VOLZ
Conophyllia cf. *recondita* (LAUBE)
Encrinus sp.
Cidaris sp.
Cidaris alata AG.
Terebratula cf. *debilis* BITTN.,

az Aranygombtetőről és Subalyuk feletti sziklákból:

Terebratula aff. *oppelii* BITTN.
Rhynchonella arpadica BITTN.
Ostrea sp.
Posidonia wengensis WISSM..
Avicula sp.
Pecten sp. div.,

a Hórvölgy nyílásának szikláiból:

Colospongia dubia MÜNSTER
Thecosmilia badiotica VOLZ
Encrinus sp.

ismeretes. A subalyuki mészkő ÉK-i folytatásának a Hosszúgalya környéki, aránylag vékony, szürke, tűzköves mészkőfeküvel összefogazódó

része (az utóbbival együtt) természetesen még a felső-ladini emeletbe tartozik.

3. A bervavölgyi fácies kövületlelőhelyei a dél felé buktatottság miatt mélyebb helyzetűnek látszó, valójában azonban magasabb szintbeli mészkőrétegekben vannak. A gyakori „*Evinospongia*"-szerű „nagyoolit"-ok mellett túlnyomórészt LEGÁNYI F. által gyűjtött és SCHRÉTER Z. (1935, 1960) előzetes meghatározásaiból ismert faunulákat a következőképpen revideáltuk. (A korallok meghatározása KOLOSVÁRY G.-tól, a csigafajok zömének azonosítása GÓCZÁN F.-től, a többieké pedig szerzőtől származik.)

α) A felnémeti Bervavölgy és vele K-ről szomszédos Bervahát szelvényéből:

A Bervavölgy összeszűkült részének K-i oldalán, a nagy mészkőbányától délre:

Rhynchonella cf. *arpadica* BITTNER
Rhynchonella sp.
Waldheimia sp.
Terebratula sp. div.
Dielasma julicum BITTNER
Avicula bittneri WOEHRMANN
Megalodus sp.
Temnotropis n. sp. *I.* [aff. *carinata* (MÜNST.)]
Coelostylina sp. div.
Zygopleura arctecostata (MÜNSTER)
Zyglopleura haueri (KLIPST.)
Zygopleura cf. *tenuis* (MÜNST.)
Eunema cf. *badioticum* KITTL.
Stephanocosmia (Tyrsoecus) cf. *subcompressa* KITTL
Anticonulus cf. *semipunctatus* (BRAUN)
Neritaria sp.
Scurria n. sp. [aff. *campanaeformis* (KLIPST.)]
Neritopsis striatocostata (MÜNST.)
Atractites sp.

A Bervahát △ 424-től:

Amphiclina cf. *amoena* BITTN.

A Bervahát △ 424-től KDK-re, a Bervarétről felvezető úton (LEGÁNYI F. „főlelőhelye"):

Conophyllia sp.
Cidaris sp.
Rhynchonella sp. div.
Dielasma julicum BITTN.
Aulacothyris supina BITTNER
Amphiclina cf. *amoena* BITTNER
Spiriferina evanescens BITTNER
Cyrtina suessii (WINKL.)
Pecten (Entolium) cf. *filosus* HAUER
Pecten sp.
Macrodon sp.
Ostrea sp.
Mysidioptera sp.
Avicula cassiana BITTN.
Avicula caudata STOPP.
Avicula sp.

Myoconcha cf. *lombardica* HAUER
Cardita sp.
Dimyopsis sp.
Pinna sp. n.
Worthenia aff. *exsul* KOKEN et WOEHRMANN
Worthenia canalifera (MÜNST.)
Patella sp. n.
Patella ? sp.
Lepetopsis petricola (KITTL)
Stuorella sp.
Scurria cf. *campanaeformis* (KLIPST.)
Loxonema (Polygyrina) tornatum KOKEN
Loxonema (Polygyrina) elegans HOERNES
Zygopleura (Allocosmia) sp. n.
Zygopleura (Allocosmia) cf. *grandis* (HOERNES)
Anticonulus cf. *semipunctatus* (BRAUN)
Pseudoclanculus cassianus gracilis (LAUBE)
Temnotropis sp. n. *I.* [aff. *carinata* (MÜNST.)]
Temnotropis sp. n. *II.*
Neritopsis striatocostata (MÜNST.)
Naticopsis (Dicosmos) cf. *maculosa* (MÜNST.)
Naticopsis (Vernelia) aff. *fastigiata* (STOPP.)
Neritaria sp.

A Bervahát közelebbi megjelölés nélküli részéről:

Conophyllia sp.
Montlivaltia legányii KOLOSVÁRY
Spiriferina sp.
Pecten sp.
Loxonema cf. *invariabile* KITTL
Coelostylina sp.
Coelostylina (Gigantogonia) sp.
Eunema cf. *badioticum* KITTL
Coelostylina sp.
Collonia cf. *cincta* (MÜNST.)

A Bervavölgy alsó részéről:

Chemnitzia sp.
Halobia cf. *styriaca* MOJS.
Ostrea (Alectryonia) sp.

β) A felsőtárkányi Mészvölgy felső részéről (fehér mészkő):

Conophyllia cf. *recondita* VOLZ
Waldheimia sp.

Faunájuk bizonysága szerint a bervavölgyi mészkő fenti lelőhelyei a karni emeletbe tartoznak. E tekintetben csupán a Mészvölgy felső részét illetően lehet kétségünk, bár ennek begyűjtöttsége a bervai részé mögött messze elmarad. A Mészvölgy felső részéből származó *Conophyllia zitteli* VOLZ ui. még felső-ladini is lehet, összhangban azzal a 411. oldalon tett megjegyzésünkkel, hogy a mészvölgyi rög északi oldalán a mélyebb-ladini palafáciesbe átvezető, répáshutai típusú rétegek roncsai – SCHRÉTER Z. nyomán – feltételezhetők. A Mészvölgy által feltárt rétegek zöme azonban ez esetben is bátran karninak minősíthető.

A bervai rög eddig meghatározott alakjai között egyetlen kifejezetten nóri alak sincs (lásd a 9. táblázatot). A ladini emelet alsó, középső vagy

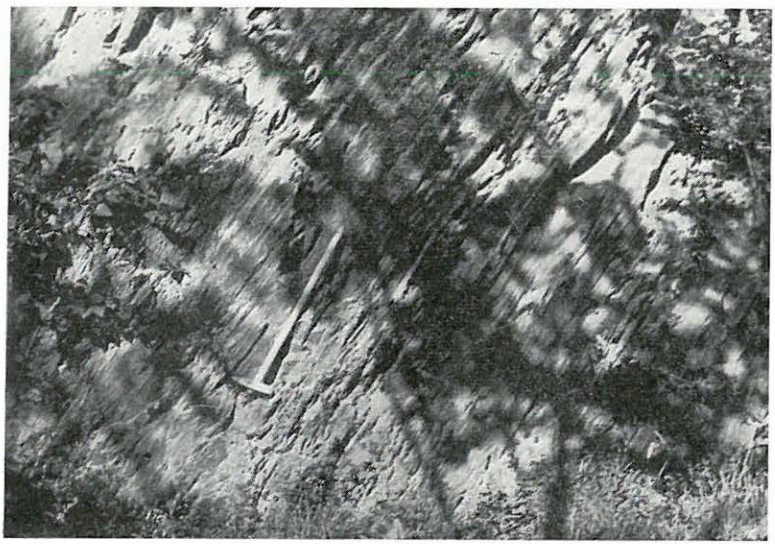
felső részéből a karni emelet elejéig vagy akár végéig áthúzódó alakok mellett néhány jellegzetes karni faj (*Dielasma julicum* Bittner, *Spiriferina evanescens* Bittner, *Avicula bittneri* Woehrmann, *Pecten* cf. *filosus* Hauer, *Myoconcha* cf. *lombardica* Hauer, *Worthenia* aff. *exsul* Koken et Woehrmann) dönti el a kort. A nagyobb elterjedésű, ismertebb fajok fellépésére és kihalására vonatkozó eddigi ismeretek figyelembevételével a bervavölgyi és bervaháti főlelőhelyek rétegtani korát tehát a karni emelet közepe tájára tehetjük.

6. Felső-ladini—karni eruptív összlet

a) *A Diósgyőr—Lillafüred—Bükkszentkereszt környéki vulkanitok*

Általános jellemzés

A diósgyőri Vaskapu és a bükkszentkereszti (újhutai) Lőrinchegy között, Ny—K-i irányban pedig a Tatároktól a Vesszősvölgy fejéig, majd ennek folytatásában a Létráson, 12—13 km² alapterületű eruptív vonulat ékelődik a Bükkfennsík és keleti folytatása mészkőterületébe. Főtömegét olykor zöldpalává átalakult, máskor kevésbé préselt diabáz és diabáztufa mellett többé-kevésbé elváltozott kvarcporfír és kvarc-



88. ábra. Felső-ladini—karni eruptív tufa. – A Lillafüredi völgy K-i oldalán, a Boldogasszony-sétány D-i folytatásán. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 88. Vulkanischer Tuff (Oberladin—Karn). – An der O-Seite des Lillafüreder Tales, in der S-Fortsetzung der Boldogasszony-Promenade. – (Photo: K. Balogh 1958)

porfírtufa alkotja (88. ábra). A legelterjedtebb diabáztípus mandulaüreges; a gyakran több cm-es üregek folyásosan rendezettek.

A kvarcporfír ugyancsak felszíni—felszínközeli kifejlődésű. Fehéresszürke változata porfíros szerkezetű; sötétszürke fajtája nagyon finomszemű, fluidális rajzú, igen gyér fenokristályokkal.

A diabáz és a kvarcprofír piroklasztikumai a metamorfózis során a lávaeredetű tagoknál is nagyobb mértékben alakultak át. A metamorfózis okozta anyagkicserélődés a keletkezett diabázoidok és porfiroidok eredeti jellegét jelentékenyen megváltoztatta, s így a vegyelemzést sem tekinthetjük perdöntőnek azok megítélésében. Ezért a hatalmas vastagságú, tengeri (sőt nagyrészt tenger alatti) kitörésekből származó, zömében rétegvulkáni összlet tufa- és lávaeredetű kőzetfajtáinak pontos területi elkülönítése nem könnyű feladat. Gyakran figyelhetők meg olyan kőzethatárok, amelyek szögben metszik a vonulat fő csapását, s amelyek élessége utólagos benyomulás látszatát kelti. Pantó G. (1959) szerint az esetek jelentékeny részében ezek a kőzethatárok csupán a metamorf differenciáció frontját jelölik. Máskor azonban a tufákba hatolt, ofitos szövetű diabázinjekciók, kőzet-, illetve teleptelérek áttörés-jellege elismerhetőnek látszik anélkül, hogy azoknak a bezáró tufáknál lényegesen fiatalabb keletkezése elfogadhatóan igazolható lenne. Hasonló a helyzet a kvarcporfír-lávatestek egy részénél is.

Az egész összletet tekintve feltűnő a közepes savanyúságú tagok csekély részarányával szemben a bázisosak és túltelítettek túlsúlya (l. az 514—515. oldal táblázatát). E kérdés mérlegelésénél figyelembe kell vennünk azonban azt a tényt, hogy a szóbanforgó képződményekről ma még viszonylag kevés leíró adat áll rendelkezésünkre, s a vegyelemzések száma sem áll arányban azok tömegével. A tufaeredetű tagok makroszkópos megítélése egyébként is könnyen a bázisosabb tagok felé tolódhatik el. Nincs tehát kizárva annak a lehetősége, hogy idővel a közepes savanyúságú kőzetváltozatok is nagyobb számban válnak innen ismeretesekké, mint ahogyan ma azt megítéljük, s így a kőzetdifferenciációban jelenleg mutatkozó ugrás ezek birtokában enyhülni fog.

Sok fejtörésre adott alkalmat azon palás szerkezetű magmatitok jelenléte, amelyek bázisosabb alapanyagát különböző méretű és sűrűségű savanyú kőzetlencsék járják át (89. ábra). A sorokba rendezett kvarcporfírtestek nagysága 20—250 m-től 1—50 cm-en át mikroszkópi méretekig (5—50 μ) változik. Szentpétery Zs. szerint a középnagyságú kvarcporfírlencsék vulkáni törmelék egyszerű dinamometamorfózisából származnak. Pantó G. (1951) ellenben valamennyi nagyságrend keletkezését azonos okra próbálta visszavezetni, s így jutott a bázisos tufaösszletet átjáró kvarcporfírinjekciók és -infiltrációk feltevésének gondolatára. Mivel azonban ez utóbbiak keletkezését egy már megszilárdult kőzettömegbe történt benyomulásként fogta fel, ami viszont a magma felnyomulásával egyidejűleg ható, jelentékeny hegységképző nyomás nélkül nem képzelhető el, kénytelen volt a hegység kvarcporfírvulkaniz-

musát a hegység első jelentősebb hegységképző szakaszának idejére, a krétába tenni. Kréta kor feltevése azonban az adott földtani keretek közt nem látszott valószínűnek. Nehézségbe ütközött mindenek előtt ez az elképzelés a nagyobb kvarcporfírtesteket körülvevő s ugyancsak krétabelinek tartott „kvarcporfírtufa"-tömegek miatt, amelyeket – PANTÓ szerint – a kvarcporfír éppúgy „átitat", mint a bázisosabb tufát. Krétakori „átitatódás" esetén a „kvarcporfírtufa" nem lehet egyidős az ezt előidéző magmafeltöréssel, mert ha egykorú lenne azzal, a tufa-



89. ábra. Savanyú kőzetlencsék felső-ladini—karni eruptív tufában. – Diósgyőr Mexikói-völgy. A salakhányói vasút mentéről. – (Foto: BALOGH K. 1950)

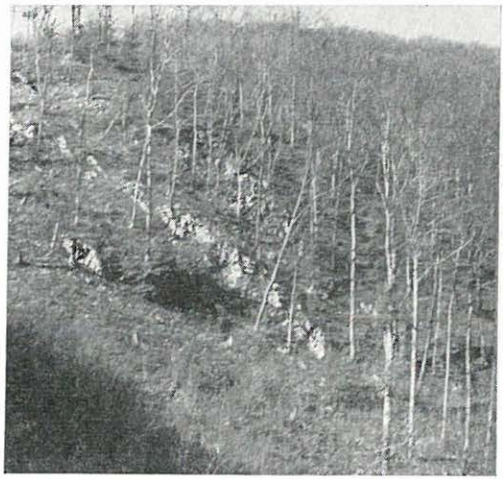
Abb. 89. Sauere Gesteinslinsen im oberladinisch—karnischen Eruptiv-Tuff. – Diósgyőr. Mexikói-völgy. An der Eisenbahnstrecke zur Schlackenbeförderung. – (Photo: K. BALOGH 1950)

szórást követő nyomáscsökkenés miatt az átitatódás feltételei nem következhettek volna be. Ha a kvarcporfírtufa kréta időszaki volna, a triász lepusztult felületére szögeltéréssel kellene települnie, mert a környéken triásznál fiatalabb képződmények ismeretlenek. Ehelyett pedig azt látjuk, hogy ha van is bizonyos önállósága a szomszédos, jelentékenyen bázisosabb tufaképződményekkel szemben, elterjedése nem lépi túl azok földtani keretét.

E hipotézis elvetése után merült fel magyarázatként a metamorf differenciáció gondolata, mely a kérdéses „kvarcporfír-infiltrációk" keletkezését függetleníteni óhajtotta a nagyobb kvarcporfír-testekétől, s létrejöttük magyarázatát a bázisos tufák dinamometamorf átalakulásával kapcsolatos anyagátépítődésben kereste. E feltevés szerint a savanyú

kőzetlencsék azért nem oszlanak meg egyenletesen az összlet minden tagjában, mert elsősorban annak hegységszerkezetileg erősebben igénybevett részletei építődtek át. Más szavakkal: a „kvarcporfír-injekciók"-tól és „infiltrációk"-tól érintett sávok az erősebben igénybevett tektonikus övek csapását jelölik.

A „kvarcporfír-átitatódások"-nak metamorf differenciációból származtatása azonban az eruptív összletet magába záró triász rétegsor általában gyönge metamorfózisával nem egyeztethető össze. Helyesebbnek látszik ezért Szádeczky-Kardoss E. (1959) elgondolásához csatlakozni, miszerint a tengeralatti vulkáni működés maradék-lávájából transzvaporizáció révén keletkezett, nagy gőztartalmú, mozgékony, savanyú hipoláva hatotta át a teljesen még meg nem szilárdult, bázisosabb tufaképződményt. – Ez a legújabb magyarázat elismeri Pantó G.-nak a kvarcporfír-injekciók létezésére vonatkozó megfigyelését, de egyben megszabadítja azt a bezáró vulkanitoknál lényegesen fiatalabb kitörési szakasz feltevésétől.



90. ábra. Tűzköves mészkő és dolomit, valamint vulkáni tufarétegek váltakozása (felső-ladini—karni emelet). – Lillafüred. A Vesszősvölgy dolomitfoltjának D-i szegélyén. (A tufa a rétegbordák közti mélyedésekben látható.) – (Foto: Balogh K. 1954)

Abb. 90. Wechsel von hornsteinführendem Kalk und Dolomit sowie vulkanischem Tuff (Oberladin—Karn). – Lillafüred. Am S-Rande des Dolomitfleckes von Vesszősvölgy. (Die Tuffe befinden sich in den Vertiefungen zwischen den Schichtrippen.) – (Photo: K. Balogh 1954)

A képződmény kora

A Diósgyőr—Bükkszentkereszt környéki vulkanitok vonulatát észak felől a tűzköves szürke mészkőfácies Vesszősvölgy—Hegyestető-i kezdőrétegei, dél felől ugyanezen fácies Lustavölgy—Lőrinchegy-i része, illetve a répáshutai kifejlődés bükkszentlászlói (óhutai) tömege határolja. Nyugati irányban a vonulat a fennsíki mészkővel fogazódik össze, amely a lillafüredi Kerekhegyen át 2 km hosszú fáciesnyelvet bocsát beléje. A vulkanitösszlet korát ezen üledékes keret közé zárt helyzete, főként pedig a mészkőhatárok közelében megfigyelhető mészkő—tufa váltakozások sora dönti el.

A szóbanforgó eruptívumoknak az üledékes keret északi részével való érintkezése a Fehérkőlápa déli oldalától a diósgyőri Fényeskővölgyig általában hegységszerkezeti, amire az érintkező, változatos

kifejlődésű, hol tűzköves szürke, hol dolomittal átszőtt, fehéres színű mészkőrögöknek az eruptív összletbe szabálytalanul belegyúrt helyzetéből következtethetünk.

A fedő tufaösszletbe átvezető, rétegváltakozásos átmenet csapás mentén csak a Vesszősvölgy tűzköves-dolomitos felső-ladini mészkősávjának déli szélén, a szinvavölgyi műút felett figyelhető meg, ahol szerencsés véletlen folytán a későbbi mozgások nem hengerelték ki azt (90. ábra).



91. ábra. Diabáztufával váltakozó felső-ladini—karni tűzköves mészkő. – Lillafüred. Szárazvölgy. – (Foto: PANTÓ G. 1950)

Abb. 91. Mit Diabastuff abwechselnder Hornsteinkalk (Oberladin—Karn). – Lillafüred. Szárazvölgy. – (Photo: G. PANTÓ 1950)

A tufa és mészkő váltakozásának hegységszerte legszebb és legtanulságosabb példái azonban az eruptív vonulat déli peremén, a Kerekhegy fennsíki fáciesű mészkőnyelvének déli oldalán, különösen pedig az itt húzódó Szárazvölgyben tárulnak elénk. A tufába települt tűzköves szürke mészkőrétegeknek (kolloidális tufaanyag hozzákeverése folytán) kékes vagy zöldes árnyalatúvá színeződésén kívül a legkülönbözőbb makro- és mikroméretű összenövés is megfigyelhető a mészkő és tufa közt (91—92. ábra). Ennek a 3 km-en át követhető rétegváltakozásnak további, kissé dél felé tolódott folytatását láthatjuk Bükkszentkereszt belterületének keleti részén és az ehhez csatlakozó Lőrinchegyen (93. ábra).

A déli perem keleti részén (Bükkszentlászló környékén), ahol az eruptív vonulat déli határát répáshutai típusú mészkő alkotja, a két képződmény eltérő mozgékonysága folytán a későbbi hegységképződés több diabáztufában „úszó" mészkőpikkelyt hozott létre. A határos mészkőrétegek egyes kloritos csíkjai azonban még itt is a fokozatos átmenet maradványait képviselhetik.

Hasonló kloritos csíkok az eruptív összletbe nyulakodó fennsíki mészkőnyelv nyugati részén is mutatkoznak. Egyébként a mészkőnyelvnek az eruptívumok felé eső északi határa többnyire igen éles. Rétegváltakozás bizonytalan nyomával ezen az oldalon csak az Alsó-Szinvaforrás nyugati szomszédságában találkozunk. – A mészkőnyelv

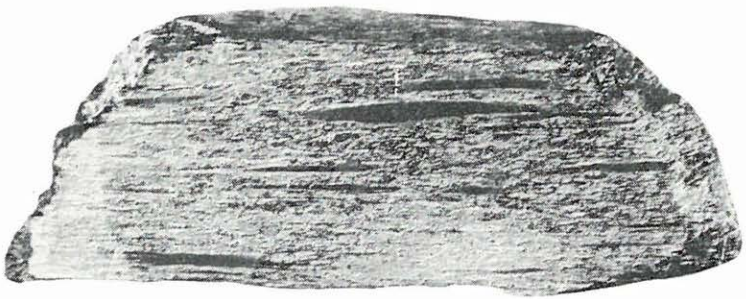
déli oldalát ellenben kétségtelen *rátelepülésként* szegélyezi a tufa, sőt ez utóbbi legnyugatibb végződései fokozatosan vékonyodó közbetelepüléseket alkotnak a „Vesszőstölgyes" fehéres mészkőrétegei között.



92. ábra. Diabáztufával váltakozó felső-ladini—karni tűzköves mészkő. — Lillafüred. Szárazvölgy — (Foto: PANTÓ G. 1950)

Abb. 92. Mit Diabastuff abwechselnder Hornsteinkalk (Oberladin—Karn). — Lillafüred. Szárazvölgy. — (Photo: G. PANTÓ 1950)

Az előadottak alapján *a diósgyőr—bükkszentkereszti eruptívvonulat a felső-ladini—karni mészkőfáciesek helyettesítőjének minősül. Képződése*, a Vesszősvölgy környéki s a bükkszentkereszti feltárások tanúsága szerint, *a felső-ladini emelet elején*, viszonylag kisvastagságú tűzköves mészkő és dolomit leülepedése után, *valószínűleg a bázisosabb tagokkal indult meg*, környezete változatos képű mészkőfácieseinek lerakódása közben *azonban*, azokkal együtt, *a karni emeletbe is átnyúlott. A kitörések időbeli elhúzódása* a felhalmozódott eruptív tömeg nyugati szegélyének a mészkőkörnyezettel összefogazódása révén *jól megállapítható*. Éppen ezért *a Hollóstető, illetve Bükkszentkereszt felől lefutó völgyek összefutásánál*, a fővonulattól elkülönülten *megjelenő kisebb diabáztömeget sem tartjuk karninál fiatalabbnak*. Ez a szemcsés diabázfajta kétségkívül elüt a kelet-bükki eruptívumok általában erősebben préselt típusától. Áttörésszerű megjelenése és kalkopirites kontaktusa miatt fiatalabbnak is kell



93. ábra. Mészkőlencsék *(fekete színnel)* felső-ladini—karni vulkáni tufában. Felületi csiszolat. – Lillafüred. Szárazvölgy (12/1951.B.K.). – (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 93. Kalklinsen *(schwarz)* im oberladinisch—karnischen vulkanischen Tuff (Anschliff). – Lillafüred. Szárazvölgy (12/1951.B.K.). – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

minősítenünk a bezáró tűzköves, szürke mészkőrétegeknél. Mivel azonban keletkezése a diósgyőr—bükkszentkereszti eruptívumok létrejöttének fiatalabb szakaszában is jól megfér, már csak közvetlen földrajzi csatlakozása miatt sem indokolt azoktól élesen elválasztani, mint azt SCHRÉTER Z. (1943. p. 19. és 26) vagy PANTÓ G. (1951) tette.

b) *A felső-ladini—karni vulkanizmus más bükkhegységi előfordulásai*

A felső-ladini—karni emeletbeli vulkáni működés térbeli eloszlásának a középső-anizuszi kitörési szakasszal szembeállítható nagy egyenetlenségére vall, hogy a hollóstetői ladini palafelbukkanás északi fedőrétegeit adó szürke, tűzköves mészkőben a Lustavölgyig nyomát sem találjuk eruptív közbetelepüléseknek. Nem ismerjük azonban azokat az említett palavonulat déli szárnyát alkotó répáshutai mészkőtömegben sem. Csak jóval távolabb, a Nagydall—Gáborkő—Hidegpataka tűzköves szürke mészkővonulatában látjuk ismét diabázvulkáni működés termékeit – kellőképpen még nem tanulmányozott – *tufa-* és *láva-betelepülések* alakjában.

A diósgyőri fővonulattól északra, a papírgyári tűzköves szürke mészkőterületnek csak egyetlen pontján (az erdei vasút nagy kanyarodójában) van diabáztufatörmelék.

A Kisfennsíkról viszont már SCHÉTER Z. is jelzett „porfirit"-et és „porfiroid"-ot; ezek lelőhelyeinek számát térképezésünk során JÁMBOR Á.-nak (1959) sikerült jelentékenyen szaporítania. Amennyire a tökéletlen feltárásokból meg lehetett állapítani, a diabáztufa itt két szintben szerepel: vagy a tűzköves szürke mészkő legfelső rétegei közt alkot néhány méter vastag, zöld vagy lila, likacsos szövetű betelepüléseket, vagy a feljebb következő világos mészkő között lép fel kb. 20 m vastagságban, rendszerint finom tufaanyagtól vörösre vagy sárgára színezett mészkőrétegekkel határoltan.

c) *A Bükkhegység kovás vasérc- és radiolarit-előfordulásainak összefüggése a felső-ladini vulkanizmussal*

A lillafüredi Vesszősvölgy fejénél végződő eruptív összlet nyugat felé a kifliszerűen meghajlított létrási diabáztufa-foltban bukkan ismét felszínre. Ez az előfordulás a fennsíki mészkő alsó részébe zárt, Ny felé kiékelődő közbetelepülést jelent; hozzá hasonlóval nyugatabbra már nem találkozunk. A mészkő és a tufa váltakozását itt a vulkáni kitörésekkel genetikus kapcsolatba hozható, de kétségkívül üledékes eredetű, legfeljebb 5—6 mm vastagságú hematitlencséknek és -sávoknak a mészkő mikrorétegei közé beépülése helyettesíti (MOLNÁR J. 1955). A hematitlencsék a fennsíki mészkő idősebb, a vesszősvölgyi dolomitos—tűzköves mészkő-

vonulattal párhuzamosítható sávjának és a dél felől rákövetkező tufának a határán jelennek meg.*

A létrásihoz hasonló képű és eredetű, de mintegy 10 m-nyi mészkővastagságon belül megoszló és nagyobb hematitos kvarcitlencséket talált Jámbor Á. (1961a) a kukucsólápai fennsíki mészkő alján (l. az 516. oldalon levő táblázatot).

A fentieknél is csekélyebbek azoknak a répáshutai típusú mészkőlemezeknek a vékony, hematitos bevonatai, melyeket az eger—lillafüredi műútnak a Feketelen D-i végével szembeni éles kanyara tár fel.

Kiss J. (1958. p. 29) a darnóhegyi vörös kovapala (77. ábra) kristályos kvarcos alapanyagában amorf kovás fészkek, kalcedonból álló gumók, *Radiolaria*-vázak mellett, finom eloszlású goethit- és hematitfoltocskák jelenlétét állapította meg. Kiemelte, hogy az utóbbiak mennyiségének változása számos kovapala-változatot hozott létre a jáspison keresztül a kovás vasércig. Ezt a kifejlődést a ladini emeletbeli tengeralatti diabázfeltörések exhalációi nyomán támadt kovás—vasas oldatok hatásával magyarázta, amely a vasas kovalerakódások képződésén kívül kedvező életkörülményeket létesített a *Radiolariák* számára is (l. az 516. oldal táblázatát).

A répáshutai fácies darnóihoz hasonló *vörös, kovás közbetelepüléseinek települési helyzetét a létrási és a kukucsólápai hematitos mészkőével összevetve, azok közt jelentékeny hasonlóságot állapíthatunk meg. Ez* természetesen nem a ladini palaösszlet feletti mészkővastagság méterszámainak pontos egyezését, hanem csak *a megjelenési szint körülbelüli azonosságát jelenti.* A képződés végső okának egyezésénél fogva mégis alkalmat ad arra, hogy segítségével a földtani történésnek ezeket a térben változó mennyiségű és minőségű termékeit rétegtani párhuzamba állítsuk egymással.

Mindez, a lillafüred—diósgyőri eruptívumok vesszősvölgyi, mészkőváltakozásos részével egyetemben *a vulkáni működésnek a felső-ladini emelet mélyebb részében való megkezdődése mellett tanúskodik.*

d) *A nekézsenyi diabáz*

Általános jellemzés

Helyzeténél és kifejlődésének sajátosságainál fogva külön tárgyalást igényel azoknak a 407. oldalon már említett, valószínűleg ladini emeletbeli krinoideás mészkőrögöknek a diabáz- és diabáztufa-anyaga, melyek az Upponyi-hegység déli peremét az alsó-karbon palasorozatba ágyazott tektonikus pikkelyek gyanánt kísérik.

A diabáz, aminek vegyi alkatáról az 515. oldal táblázatának 49. rovata ad tájékoztatást, többnyire folyásos szövetű, néha apró mandulaköves, máskor pedig tömöttebb alapanyagban kevés 2—3 mm-es fenokristályt tartalmazó, *minden változatában többé-kevésbé erősen karbonáto-*

* A rétegek átbuktatottsága miatt a település fordított!

sodott kőzet. Mandulaköveit kalcit tölti ki, majd vékony kloritos—kovás hártya borítja.

A diabáz elegyrészeit utólag kiszorító, durvakristályos kalcitfészkek mindig szabálytalan, szeszélyes körvonalúak; a kloritos—kovás szegély azonban ezeknél is megvan. A kalcitkristályok ikerlemezei gyakran ívesen hajlottak, ami a kőzetnek a karbonátosodás utáni szerkezeti igénybevételére utal. Az ásványos elegyrészek elbomlása folytán a kőzet eredeti szövetéről gyakran csak egyes épen maradt részletei tájékoztatnak. Ezek a jellegzetesen folyásos szövetű, bontatlan részletek szabad szemmel gyakran a kőzettől idegen zárványoknak tűnnek, s így egy *megelőző diabázfeltörés látszatát* keltik. — Az elmeszesedés során a kőzetbe beépült kalcitfészkek néha 1/2—1 cm átmérőt is elérnek; ezek sűrű elhelyezkedése következtében a kőzet hálózatos szerkezetet nyer, ami különösen annak mállott részletein, a kalcitnak a diabázvázból való kioldódása után szembeötlő. Mikroszkóp alatt úgy tűnik, mintha a folyásos szövetű diabázrészletek teljesen átkristályosított mészkőszemeket folynának körül. Ezért minősítették ezt a kőzetet sokáig mészkőzárványos diabázagglomerátumnak (Pantó G. 1954a), holott csupán szélsőségesen bontott „karbodiabáz"-ról van szó, melynek „zárványai" közül egyetlennek a szövete sem egyezik a szomszédos mészkőrétegekével.

A diabáz, bontottsága mellett, gyakran erősen préselt is. Ezért tufa- és lávaképződményei terepi megfigyelések alapján nem választhatók el élesen egymástól.

A képződmény kora

A nekézsenyi Strázsahegy déli oldalának egyes részein a diabáz a ladini mészkő padjaival *váltakozni* látszik. Számos más ponton viszont áttörésszerűen jelenik meg az erősen összetört mészkőrögök között. Ennek ellenére kontakt hatás nyomát sehol sem találni. A diabáz kifejlődése határozottan kiömlésre utal. Egyes részleteinek áttörésszerű megjelenését tehát inkább utólagos szerkezeti elmozdulásokkal hozzuk kapcsolatba, melyek során a mészkővel váltakozó, erősen bontott láva- és tufapadok anyagának egy része könnyen a mozgás közben szétfolyó mészkőrögök repedéseibe préselődhetett. A vulkáni működés egészének a mészkő leülepedéséhez kapcsolódását a mészkőrétegek helyenként megfigyelhető, elsődleges eredetű piros—zöld színeződése és zöld, tufás csíkjai is alátámasztják (l. a 407. oldalt is.) Éppen ez utóbbiaknak a mészkő repedéseibe csúszási síkok mentén történt, kisméretű bekenődéséből következtethetjük, hogy ez a jelenség nagy mértékben is lejátszódhatott.

Ezt azért tartjuk szükségesnek kiemelni, mert az előzetes vizsgálatok kapcsán olyan nézet is felmerült, mely a ladini mészkő keletkezésével egyidejű vulkáni termékek mellett egy másik, szintektonikusnak és középső-kréta korinak minősített diabázfeltörés nyomait is felfedezni vélte (Pantó G. 1954b. p. 7. és 9). Mindenekelőtt a már ismertetett „diabázagglomerátum" került az utóbbiak közé, amelynek tömegei „hasadékkitöltés-szerűen jelennek meg különböző, esetleg már nem tufaeredetű, injekciós diabázképződmények társaságában". Ugyanakkor azonban Pantó is jelentősnek minősítette a teljes diabázos összlet utó-

lagos alakváltozását, és elismerte, hogy az *ezzel kapcsolatos diabázbekenődések nem különíthetők el a középső-kréta kori benyomulástól.*

A korábbi kitöréshez kötött „diabázzárványok", s a későbbi kitörések termékének tartott „diabázagglomerátum" mibenlétének felismerésével a két kitörés feltevése természetesen alapját veszti. A két kitörés gondolata egyébként is csak segédhipotézis volt, amelyet a nekézsenyi diabázzal összeszövődött mészkőpikkelyek részleges vasoxidos metaszomatózisának olyan más, hasonló vasoxidos átitatódásokkal (Tornaszentandrás, Borka, Šankovce, Licince) való összevetése sugalmazott, amelyeket krétakorinak tartott eruptívumokkal hoztak kapcsolatba.

A nekézsenyi diabáz és a vasoxidos átitatódás viszonya

A 407. oldalon már említettük, hogy az Upponyi-hegység déli szegélyébe belegyúrt ladini mészkőpikkelyek egyes foltjait részleges oxidációs metaszomatózis érte. A mészkő repedéshálózatán át beszivárgó vasoxid a mészkőpikkelyeknek a diabázos anyag felőli, átmozgatott szegélyén okoz szabálytalan eres—foltos festődést. A legerősebb impregnáció helyein a mészkő egésze barnásvörösre színeződik, a repedéseket fémes fényű hematit vonja be, s helyenként vascsillám-fészkek láthatók. A feltűnő, de gyenge minőségű ércnyomok a XVIII. század végétől kezdve a közelmúltig ismételt, ám eredmény nélküli kutatásokra ösztönöztek, mert az ércesedés felszíni szabálytalanságát és gyöngeségét, mint azt a nekézsenyi jőcsösvölgyi táróból vett minták vegyelemzése mutatja (Pantó G. 1954a), mélyebb szinten sem váltotta fel egyenletesebb és dúsabb vastartalom:

Távolság a tárószájtól	Fe %	Oldhatatlan %
5 m	8,80	37,76
10 m (alsó rész)	11,45	61,16
10 m (felső rész)	7,36	2,71
15 m (alsó rész)	11,50	30,24
15 m (felső rész)	6,86	1,52
20 m	8,09	6,55
25 m	8,74	3,13
30 m	6,61	4,28
35 m	5,95	17,13
39 m	8,94	80,92
61 m	3,74	3,07

Legegyszerűbb lenne a vasoxidos átitatódást a triászkori kitörésekhez kapcsolni. Lerontja azonban ennek valószínűségét, hogy a mészkő átitatódásához annak szerkezeti előkészítése szükséges. Éppen a diabázanyag az erős átmozgatottság és az átitatódás együttes fel-

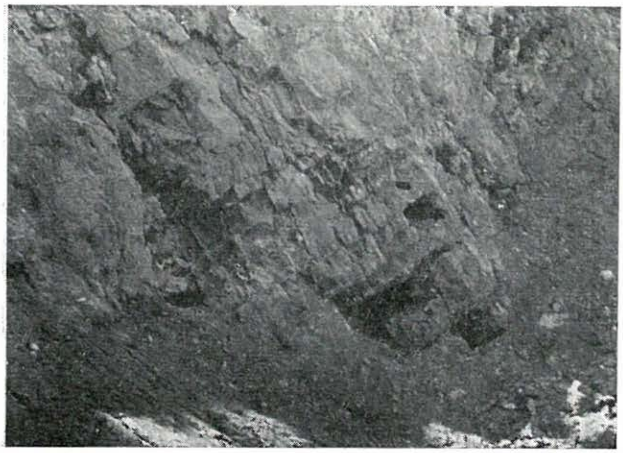
lépése, továbbá az utóbbinak a diabázanyag felőli kiindulása indokolná Pantó szerint a vasoxidos impregnációnak a *krétakori eruptívumhoz való közvetlen és szintektonikus kapcsolódását*. Valójában azonban a szerkezeti mozgásokat követő vasoxidos metaszomatózis nem követeli meg egykorú bázisos vulkanit *közvetlen* jelenlétét. Krétabeli bázitok elfogadása a nekézsenyi vonulatban pedig már csak azért sincs módunkban, mert annak az adott szerkezeti övön belül a középső-triász diabáztevékenység igazolt nyomaival jellemzett, keskeny mészkőpikkelyekre korlátozódását semmivel sem lehetne megmagyarázni. – Későbbi, nyomtatásban megjelent cikkében Pantó nem is tesz többé említést Nekézsennyel kapcsolatban kréta diabázról, s csupán a *vasoxidos metaszomatózis folyamatát*, illetve annak *hegységszerkezeti előkészítését* helyezi a középső-krétá(?)-ba (Balogh K.—Pantó G. 1954. pp. 21–22). A kérdés ilyen megoldásának további következményeire a 437. oldalon még visszatérünk.

Nóri emelet

7. Monotiszos szürke mészkőösszlet

Általános jellemzés

Az egri Kis- és Nagyegeden világosszürke, tömött, kagylós törésű, itt-ott barna tűzkőgumókat bezáró, réteges mészkő van, amely színe és tűzkőtartalma révén a felső-ladini tűzköves mészkőre, finomrétegzéstől mentes, tömött szövete alapján pedig a Bervavölgy karni mészkövére emlékeztet (94. ábra).



94. ábra. Szürke mészkő. (Nóri emelet). – Eger. A Kiseged É-i oldalán. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 94. Grauer Kalk (Nor). – Eger. An der Nordseite des Kiseged. – (Photo: K. Balogh 1958)

2 μ-nál kisebb szemnagyságú, karbonátos alapanyagában 50—100 μ átmérőjű kalcitkristályfészkek ülnek. Egy, a kisegedi kőfejtőkből származó mintája Bárdossy Gy. szerint 97,2%-nyi kalcit mellett 1,4%-nyi dolomitot és 0,1%-nyi limonitot tartalmaz. 1,3%-nyi oldási maradéka — kevés kőzetliszt mellett — túlnyomórészt pelites illit. Oldási maradékának 0,06 mm-nél nagyobb szemcsenagyságú részében Csánk E.-né muszkovit, kvarc és limonitosodott pirit mellett kevés biotitszemet ismert fel. Fajsúlya 2,72 g/cm³, térfogatsúlya 2,58 g/cm³, porozitása 5,12%. Vegyi összetételét az 516. oldalon levő táblázat szemlélteti.

A képződmény ősmaradványai és kora

A Kis- és Nagyeged mészkőrögei szerkezeti vonalak mentén bukkannak elő, s felső-eocén települ reájuk. Ezért a szomszédos triász képződményekhez való viszonyukból korukra nem következtethetünk. Nóri emeletbe tartozásukat a Nagyegedtetőn SCHRÉTER Z. által 1931-ben talált és azóta *Halobia*- vagy *Daonella*-maradványokként szereplő kagylótöredékek döntik el (SCHRÉTER Z. 1935. p. 103). E töredékek átvizsgálásakor azonban kiderült, hogy bordázatuk semmi esetre sem *Halobia*-bordázat, hanem kétségkívül a *Monotis salinaria* BRONN jellegeit mutatja (95. ábra). Ezzel a felső-triász középső részének jelenléte a Bükkhegységben, minden eddigi visszakozás (SCHRÉTER Z. 1943b, 1954b), vagy kétely (BALOGH K. 1954) ellenére is bizonyítottnak látszik.



95. ábra. Monotis salinaria BRONN. (Nóri emelet.) – Eger. Nagyeged. (Gy.: LEGÁNYI F.) 1 : 1. – (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 95. Monotis salinaria BRONN (Nor). – Eger. Nagyeged. (Gesammelt v. F. LEGÁNYI) 1 : 1. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

FELSŐ-KRÉTA

A raeti emelet s a teljes júra—alsó-kréta üledéksor hiánya által jelzett üledékmegszakadás után az egyetlen biztosan megállapítható korú mezozóos képződményt a *szenon emelet gozaui fáciesű képződményei* jelentik.

Ezen kívül – újabb részletvizsgálatok híján – a reájuk eddig alkalmazott földtani meggondolások elfogadásával, feltételesen a *cenomán—turon emeletbe soroljuk a Szarvaskő környéki bázisos eruptív tömeget.*

Cenomán—turon ? emelet

A szarvaskői bázitok

Általános jellemzés

A Bükkhegység DNy-i részének ladini palatömegébe zártan, a Bükkfennsík D-i szomszédságától Bátoron és a Darnóhegyen át a recski Bajpatakig, változó kiterjedésű diabáz- és gabbrótestekből álló eruptív vonulat húzódik. A kereken 25 km csapáshosszúságban a Mátrahegység neovulkáni tömegéig követhető magmás vonulat legkiemeltebb, ÉK-i

részét a lepusztulás nagyobb, összefüggő tömegekben hámozta ki palakörnyezetéből. A szarvaskői főtömeg felszíni folytatásában, DNy felé már mindenütt jóval kisebb eruptív tömegeket látunk, amelyek összefüggésének nyomozását a vonulatnak ebben a részében terjedelmes fiatal harántsüllyedékek közbeiktatódása is akadályozza. Az egyes vonulatrészek anyagának kifejlődésében vannak különbségek. Valamennyiüket összefűzi azonban a vegyi összetétel hasonlósága mellett [l. SZENTPÉTERY Zs. (1953) táblázatát] az azonos földtani környezetben való megjelenés.

Többé-kevésbé üveges alapanyagú, mikrokristályos, mandulaüreges, a szarvaskői Várhegy szurdoka körül pedig pillow-lávaszerű, gömbös kihűlési formákat mutató *diabázváltozatok* magvában, azokból átmeneti tagokkal (diabázporfír, gabbródiabáz) kifejlődő *gabbró* foglal helyet.

SZENTPÉTERY Zs. (1953) és LENGYEL E. (1957) szerint az apróbb előfordulásokkal együtt az egész bázisos kőzettömeg egyetlen összefüggő erupciós működési szakasz terméke. Szerintük a magma lényegileg ÉK—DNy-i törésrendszeren nyomult fel, s helyenként a felszínt is elérhette. Ezzel kapcsolatos törmelékszórás kétségtelen bizonyítékaival még nem rendelkezünk; esetleg a Villó-völgy torkolatánál levő kőbánya apró gömböcskékkel jellemzett diabázanyaga lesz tufának minősíthető. – A magmának felszín alatt rekedt és egymástól elkülönített részei a ladini palaösszlet rétegei közé nyomulva, sok esetben „cédrusfa"-szerűen elágazva, igen különböző méretű tömlőket vagy szabálytalan áttöréseket alkotva merevedtek meg. Mindez a szubvulkáni, illetve hipabisszikus kőzetek mélység szerint változó típusainak (tömött és szemcsés diabáz, gabbródiabáz, gabbró) létrejötte mellett széles skálájú magmadifferenciálódást is lehetővé tett (ércperidotit és ultrabázit; savanyú és bázisos slírek és telérek).*

A magma az áttört kőzetekkel kölcsönhatásra lépve, azokat az érintkezésen sok helyütt szaruszirtté, gránátos kőzetekké, csomós palává alakította vagy legalább is átkristályosította. Az áttört üledékeknek a magmatitra kifejtett hatását reakciószegélyként jelentkező kvarcdioritsávok és asszimilációs kőzetek egész sora jelzi.

Az eddigi térképezési munkálatok során a felszínre bukkanó gabbró- és peridotit-testeket elkülönítették a diabáztól. Olyan földtani—kőzettani térkép azonban, amely a felszínig hatolt diabázt megkülönböztetné a többi diabázfajtától, s egyúttal az eruptívum és a mellékkőzet rendes, kontaktmetamorf avagy tektonikai jellegű érintkezési felületeinek elhelyezkedéséről is pontosan tájékoztatna, mindmáig nem készült. Enélkül s az eruptív test mélységi folytatódására vonatkozó elegendő adat híján a magmatestek elhelyezkedését és térnyerésük módját ma még nem lehet tökéletes képbe foglalni. SCHRÉTER Z. adataiból következtetve, a diabáz – gabbrótest szarvaskői része a ladini palaösszlet szinklinálisában helyez-

* A 26—90% SiO_2-tartalom közti kőzetek 100-nál több teljes elemzés tanúsága szerint essexites gabbrómagma differenciációjából származhattak.

kedik el. LENGYEL E. (1957. p. 263) a kerekhegyi—keselyűbérci diabázvonulatot felszín alatti lapos teleptelérként, közvetlenül összeköti az újhatárvölgyi gabbróvonulattal. Szerinte a diabáz keletkezése megelőzte a gabbró felnyomulását, így az utóbbi kihűlésének lelassításához a pala- és homokkő-burkon kívül az a szubvulkáni diabáztömeg is hozzájárult, amit a gabbró már nem tudott áttörni. Idevonatkozó vázlata azonban sem a magma feltörését megelőző mozgásokról, sem a megszilárdult magmatest utólagos feldarabolásáról nem ad számot, ezeket csak szövege említi. Ily módon a vázlat ellentmondásban is van a szövegrésszel (LENGYEL E. 1957. pp. 327—328), amiben a magmának meredek dőlésű rétegek közé nyomulásáról esik szó, holott a vázlat egészen mást mutat. Elegendő adat híján a lapos vagy meredek teleptelér-jelleg kérdésében ma még nem is lehet határozottan állást foglalni. Lehetséges, hogy a magma tektonikailag igénybevett pala- és homokkőtömegbe hatolt be. Hogy azonban kőzetté merevedett részei utólag is jelentős elmozdulásoknak voltak alávetve, azt az eredetileg különböző mélységi övekhez kötött kőzetváltozatok jelenlegi egymás mellettisége bizonyítja.

A képződmény kora

A Szarvaskő környéki bázitok kétségtelenül fiatalabbak az általuk áttört alsó- és középső-ladini palaösszletnél. Ez azonban csak képződésük alsó határát szabja meg teljes egyértelműséggel; keletkezésük felső határa ellenben – megfelelő fedő üledékek híján – csak földtani meggondolások alapján közelíthető meg, ezért bizonytalan.

A szarvaskői bázitvonulatnak a többnyire erősen préselt kelet-bükki triász eruptívumoktól megkülönböztető, feltűnő vonása képződményeinek préseletlensége. Főleg ennek következtében szokták feltörését a hegység első jelentős szerkezeti fázisát közvetlenül követő időbe helyezni. Kevésbé préselt voltának azonban más magyarázata is lehetséges. Nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy a kelet-bükki eruptív vonulatok felépítésében a többnyire rideg mészkőösszletek közé zárt vulkáni törmelék mennyisége lényegesen nagyobb, mint a kihűlésből származó kőzettömegeké. Éppen ezért szerkezeti igénybevétele során ez az összlet egészen másként viselkedhetett, mint az engedékeny palaösszletbe zárt szarvaskői bázittömeg. Az első esetben rideg „satupofák" közé fogott, lazább anyagról van szó, amely könnyen megpréselődhetett. Az utóbbi esetben viszont a beágyazó palaburoknak a közrefogott rideg tömegre kifejtett védőhatásával számolhatunk.

A szarvaskő—bajpataki bázitok kora szempontjából különösen a SZENTPÉTERY ZS. (1953. p. 14.) és KISS J. (1958) által feltételezett vulkáni törmelékszórásnak volna nagy jelentősége. Vulkáni tufa vagy agglomerátum jelenléte esetén ui. igen valószínűtlenné válnék a triásznál lényegesen fiatalabb kitörés lehetősége. Az alsó- és középső-ladini palaösszletre települt, de annál jelentősen fiatalabb rétegvulkáni képződményeknek

még utólagos szerkezeti alakváltozásuk ellenére is meg kellett volna őrizniük a kitörést megelőző lepusztulás térszínének maradványait. Ilyenekről azonban nem tudunk. – Ha a bázittömegnek az áttört palaösszletnél sokkal fiatalabb kort tulajdonítunk, magyarázat nélkül marad elterjedésének a palaterületre való korlátozódása. Triásznál fiatalabb, törésrendszeren való magmafelnyomulás feltevése esetén ui. joggal kérdezhetjük, miért nem folytatódik ez a rendszer a palaösszlet közvetlen fedőjét alkotó Bükkfennsíkon is. A bázittömeg mélységi tagjainak kontakt hatása tehát csupán az alsó- és középső-ladini (vagy annál idősebb) kor lehetőségét zárja ki. *Megmarad ellenben a diósgyőr—bükkszentkereszti eruptívumokkal lényegileg egyidejű, a középső- és felső-ladini emelet határára eső kitörés lehetősége.* Ezt támogatja:

1) a diabáz-tagok egy részének tengeralatti kitörésre utaló, állítólagos pillow-jellege;

2) a bázitoknak a felső-ladini—karni mészkőösszletből való hiányzása (mert törmelékszórással egybekötött, középső-triásznál fiatalabb vulkáni kitörés tengerben, megfelelő fiatalabb üledék közbeiktatódása nélkül nem képzelhető el);

3) a szarvaskői és a lillafüredi eruptívumok azonos kőzettartományi helyzete, minélfogva Mezősi J. (1950) azokat egyetlen magmatömeg differenciálódott részeinek hajlandó tekinteni.

Hogy mindezek ellenére a szarvaskői bázitokat, az irodalomban Schréter Z. (1943) nyomán meggyökeresedett módon, egyelőre mégis felsőkrétabeliként jelöljük, annak okát a fenti gondolatmenet kiindulópontjának bizonytalanságában kell keresnünk. Szentpétery Zs. agglomerátum- és tufa-minősítéseiben ui. néhány „szúrópróba" alapján joggal kételkedhetünk, s a Szádeczky-féle „pszeudoagglomerátum" -képződés ismeretében a miklósvölgyi diabázagglomerátum valódisága is ellenőrzésre szorul. Ilyenirányú újravizsgálatok nélkül s az abszolút kormeghatározást célzó kísérlet befejezetlensége miatt tehát a korkérdés jelenleg holtponton van: ezért döntés helyett meg kell elégednünk annak felvetésével.

A szarvaskői bázitok felső-kréta korának igazolására az irodalomnak két fő érve van:

1) A bázitok feltehetően krétakori szerkezeti övben, az első jelentős tektonikai mozgások után törtek fel, s egyes, a főtömegtől elszakított részleteik nemcsak a palaösszletet, hanem a középső-triász mészkövet is áttörték (Nekézseny; a Hollósi és Bükkszentkereszti völgyek összefutása).

2) A nekézsenyi diabáz kavicsanyaga benne van az ottani szenon konglomerátumban.

Bármennyire támadható is az, jelenlegi ismeretanyagunk alapján a szarvaskői bázitfeltörés krétakori szerkezeti övhöz kötöttségének elvetéséhez nincs elég bizonyítékunk. *Kréta kor feltevése* esetén azonban a szarvaskői bázitok sem a Hollósi völgy torkolatában, sem a Nekézsenyben levő középső-triász diabázzal nem hozhatók kapcsolatba (v. ö. a 427. és 431. oldallal). *Ez esetben* az a kísérlet, hogy a szarvaskői bázitok feltöré-

sének felső határát a nekézsenyi diabáz kavicsanyagának a gozaui konglomerátumban való fellépésével vonjuk meg, eleve tárgytalan.

Ha azonban a nekézsenyi diabáznak nincs is köze a szarvaskőiekhez, kapcsolatba hozható az utóbbiakkal a nekézsenyi vasas mészkő megelőző tektonikus megdolgozást követő *hematitos–vascsillámos metaszomatózisa* (l. a 432. oldalt). E feltételezett kapcsolat (Balogh K. – Pantó G. 1954) vékony fonalát követve, végül mégis oda jutunk, ahová Schréter más úton érkezett. Az oxidos metaszomatózis gozau előtti korát a szenon konglomerátum vasas mészkőkavicsai s a szenon összletnek a mészkőpikkelyekre való transzgressziós rátelepülése kifogástalanul bizonyítja. A vasasodás és a szarvaskői magmás működés közös eredete esetén az utóbbit is az alpi hegységképződésnek a Bükkben igen jelentős, gozau előtti szakaszába helyezhetjük.

Szenon emelet

Gozaui kifejlődésű konglomerátum- és homokkőösszlet

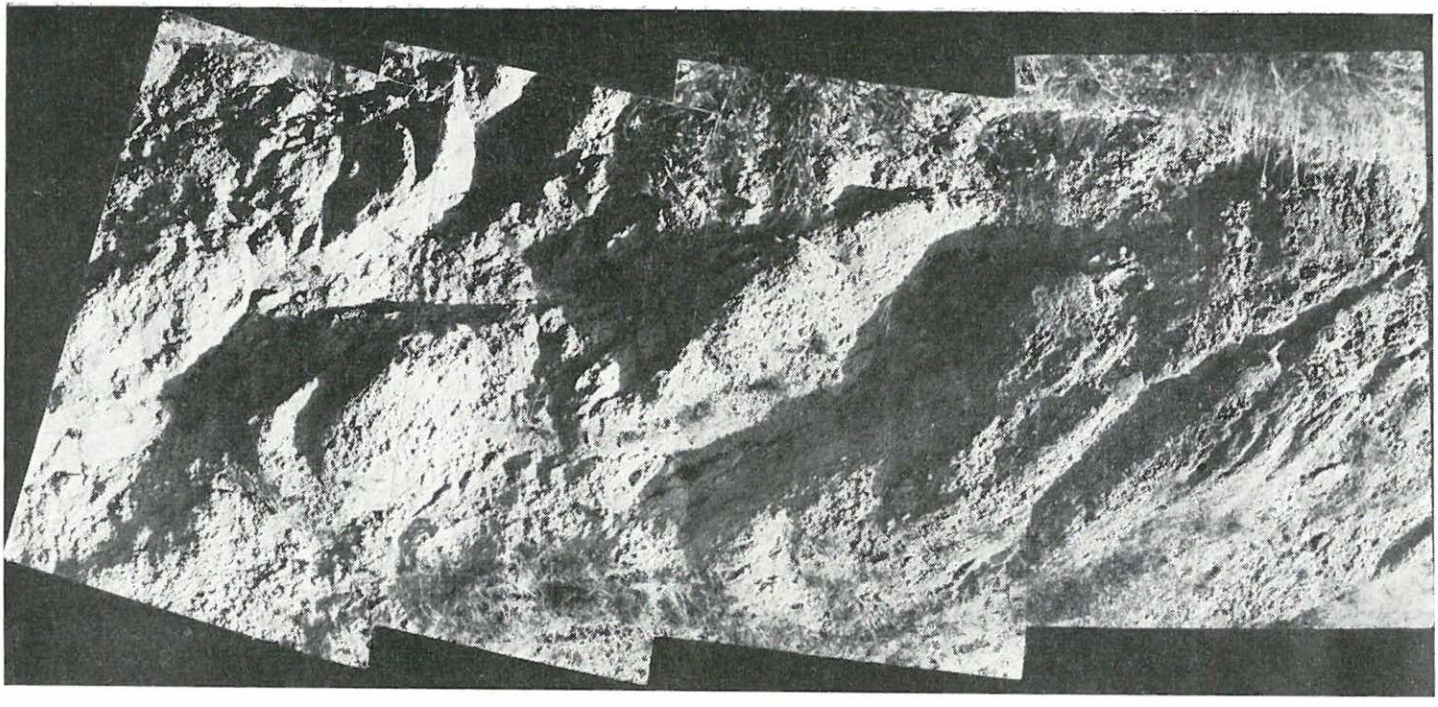
Általános jellemzés

Az Upponyi- és Bükkhegység szerkezeti jellegű érintkezési övében, az alsó-karbon szericites agyagpalaösszlet, valamint az ebbe belegyúrt alsó- és középső-triász pikkelyek letarolt felszínére durva konglomerátum és többé-kevésbé meszes homokkő váltakozásából álló, erősen transzgressziós jellegű képződmény települ, amelybe helyenként néhány márgapad, s egy-két rudistás mészkőlencse is közbeiktatódik (96. ábra).

A túlnyomóan helyi, upponyi—rudabányai- és bükkhegységi kőzetek jól legömbölyödött szemeiből álló *konglomerátum lilásvörös fajtáinak* színe az alsó-triász vörös homokkőtől ered, amelynek épebb darabjai a kavicsanyagot gyarapítják, apró szemcséi pedig kötőanyagul szolgálnak. Középső-triász mészkő- és tűzkő- valamint kvarckavics mellett alsó-karbon, illetve oolitos alsó-triász mészkő, nekézsenyi diabáz, alsó-karbon szericites agyagpala, felső-karbon és felső-permi mészkődarabkák is felismerhetők ebben a rosszul osztályozott, 2—5 cm-es kavicsok mellett finomabb—durvább homokszemcséket is tartalmazó, vastagpados üledékben, amely vörösesszürke, meszes homokkőlencséket zár magába. A kissé magasabb helyzetűnek látszó *zöldesszürke, kovás konglomerátum*-féleségek kavicsanyagában a kvarc, alsó-karbon mészkő, középső-triász világos mészkő és diabáz uralkodik; alárendelt a karbon agyagpala, konglomerátum és homokkő, az alsó-triász mészkő. Átlagos szemnagysága durvább, mint az előző fajtáé: 3—6 cm között van, de 10—25 cm-es görgetegek is akadnak benne. — Ez a konglomerátum zöldesszürke, kemény, meszes kötőanyagú homokkőrétegekkel váltakozik, amelynek jól osztályozott, szögletes szemcséi közt kvarc, mészkő és kevés magmás kőzettörmelék ismerhető fel.

A konglomerátum–homokkőösszletbe helyenként betelepülő, kemény, zöldes- vagy barnásszürke *agyagmárgalencsék* legnagyobb vastagsága 10—15 cm. Az ősmaradványokban szegény konglomerátumokkal szemben a márgarétegek néha gyér makrofaunát tartalmaznak, emellett ezek adják az utólagos szerkezeti elmozdulások csúszófelületeit.

A világosszürke színű, agyagos, *rudistás mészkő*, amelynek vékonycsiszolatában *Foraminiferák (Miliolina* sp., *Cyclolina cretacea* d'Orb.,



96. ábra. Gozaui fáciesű szenon konglomerátum. – Nekézseny. A vasúti megálló melletti bevágás Ny-i oldalán. – (Foto: Balogh K. 1953)

Abb. 96. Konglomerat Gosauer Fazies (Senon). – Nekézseny. An der W-Seite des Einschnittes bei der Eisenbahnhaltestelle. – (Photo: K. Balogh 1953)

Cuneolina sp.) mellett *Lithothamniumok*, *Crinoideák* és *Bryozoumok* váztörmelékei is láthatók, a nekézsenyi Jőcsösvölgy felső részében, s a bántapolcsányi szőlőhegy gerincén jelenik meg. Mivel feltárásai mindkét helyen igen rosszak a rétegsorban elfoglalt helyzete pontosan nem rögzíthető. Folyamatos feltárások hiányában a terület összetörtsége miatt egyébként a konglomerátumféleségek egymáshoz való viszonya sem tisztázható megnyugtató módon.

A képződmény kora és elterjedése

A leírt rétegsor korát és jellegét már Böckh J. (1867) felismerte (*Actaeonella* sp.). A nekézsenyi felső-kréta kétségtelenül a Keleti-Alpok gozaui fáciesű képződményeivel azonos jellegű üledék. Az alpi gozau magasabb, kőszéntartalmú márgarétegei azonban itt hiányzanak, s lényegében csak a transzgredáló alapkonglomerátumnak megfelelő tagokat ismerjük, anélkül azonban, hogy azok valódi vastagságával teljesen tisztában lennénk. Schréter Z. (1945) meghatározásai alapján a következő ősmaradványtársasággal számolhatunk:

Tabelle 10. táblázat

A bükkhegységi gozaui összlet ősmaradványainak lelőhelyenkénti megoszlása

Verteilung der Fossilien des Gosaukomplexes im Bükk-Gebirge nach Fundstellen

Az ősmaradvány neve – Artname	1	2	3	4	5	6
Növényi szármaradványok (Pflanzenstengel)						+
Cyclolites sp.		+	+	+		
Telepes korallok (Stockkorallen)		+	+	+	+	
Cardium sp.		+				
Plagioptychus aguilloni d'Orb.		+	+		+	
Hippurites sulcatus Defr.		+	+		+	
Hippurites cornu vaccinum Bronn		+	+		+	
Hippurites organisans d'Orb.					+	
Pecten sp.		+		+		
Lima sp.				+		
Corbula sp.				+		
Radiolites cf. *angeoides* Lapp.					+	
Nerinea sp.	+	+	+			
Actaeonella gigantea Sow.	+	+	+		cf.	
Actaeonella renauxiana d'Orb.			+		+	
Glauconia obvoluta Schloth.		+				
Glauconia cf. *kefersteini* Münst.			+			
Cerithium sp.			+			

1. Konglomerátum és homokkő. Csokvaomány vasúti megállóval szemben az oldalvölgy északi oldalán. – *2.* Konglomerátum és homokkő. Nekézsenytől Ny-ra 1 km-re, az ÉÉNy felől lejövő mellékárokból. – *3.* Konglomerátum és homokkő. Nekézseny. Vasúti bevágás. – *4.* Barna márga. Nekézseny. Vasúti bevágás. – *5.* Rudistás mészkőlencse. Bántapolcsánytól Ny-ra 600 m-re a szőlőkben. *6.* Homokkő. Nezsékeny. A vasúti megállóhoz vezető völgy K-i oldalán.

1. Konglomerat und Sandstein. Gegenüber der Eisenbahnstation Csokvaomány, an der Nordseite des Nebentales. – *2.* Konglomerat und Sandstein. 1 km N von Nekézseny, aus dem von NNW ablaufenden Nebengraben. – *3.* Konglomerat und Sandstein. Nekézseny. Eisenbahneinschitt. – *4.* Brauner Mergel. Nekézseny. Eisenbahneinschnitt. – *5.* Rudistenkalk. 600 m W von Bántapolcsány, in den Weingärten. – *6.* Sandstein. Nekézseny. An der Ostseite des nach der Eisenbahnstation führenden Nebentales.

Az egyes lelőhelyek ősmaradványtársaságának megegyezése azonos szinthez tartozásukra vall. KÜHN O. (1947) módosított beosztása szerint a nekézsenyi fauna szintjelzőnek tekinthető *Rudistái* közt az alsó-szantoni *Hippurites cornu vaccinum* mellett a felső-szantoni *Hippurites sulcatus* és *H. organisans* is szerepel. (A *Radiolites* cf. *angeoides* LAPP. nem vehető figyelembe, mert KÜHN szerint e név alatt legalább 3 különböző fajt foglaltak össze.) A csigák nem lévén szintre jellemzőek, egyedül a cenomán—turon korinak tartott *Plagioptychus aguilloni* D'ORB. alapján gondolhatnánk szantoninál idősebb korra. Kampániai kor feltételezése (VADÁSZ E. 1953. p. 113) mai ismereteink szerint nem látszik indokoltnak.*

Az upponyi—bükkhegységi gozaunak igen fontos szerepe van a két hegység egymáshoz való viszonyát megszabó szerkezeti mozgások korának meghatározásában, valamint a felső-kréta időszaki térszíni viszonyok megítélésében. Figyelembe véve, hogy a konglomerátum eredeti elterjedése aligha szorítkozott a Csokvaomány—Bántapolcsány közti keskeny sáv mindössze 5 km-es csapáshosszúságára, számolnunk kell nagyarányú utólagos összepréselődésén kívül jelentős lepusztulásával és a szenon tengerrel összekötő ágak üledékeinek mélységbezökkenésével is. Ezek együttese alakította ki a szóbanforgó gozaui képződmények mai, teljesen elszigeteltnek látszó helyzetét.

SCHRÉTER Z. (1952b. pp. 117—118) és BALOGH K. (1952a; 1953. p. 655) megkísérelte, hogy a nekézsenyi konglomerátumvonulatot Bánfalva szomszédságán át a Rudabányai-hegységet K-ről szegélyező konglomerátumsáv ÉK-i végéig meghosszabbítsa. A bánfalvai és szuhogyi konglomerátum, kavicsanyagának helyi jellegénél fogva, valóban hasonlít a szenon konglomerátumra, vannak azonban attól eltérő jellegei is. Így a Bánvölgy Ny-i oldalán húzódó vonulat, gyér konglomerátumpadjaival, sok apró kőzettörmeléket tartalmazó, homokos vörös agyag betelepüléseivel, lazább szerkezetével inkább szárazföldi törmelékfelhalmozódásra emlékeztet. Annak ellenére, hogy valóban sok benne a „rudabányai" típusú középső-triász krinoideás mészkőkavics, eltérő jellegeinél és a barnakőszéntelepes helvéti rétegek alatti helyzeténél fogva mégis leginkább burdigálai képződménynek minősíthető. Ez esetben anyagát az akkor még nagyobb területet elfoglaló szenon konglomerátumból származtathatjuk. Alátámasztják a burdigálai korra vonatkozó feltevést az összletbe zárt vörös agyagrétegek iszapolási maradékában JÁMBOR Á. által talált, sajátalakú ilmenit-kristálykák is. Ezek ui. az Egercsehi- és Sajóvölgyi-medencéből ismert, burdigálai „alsó riolittufa" képződésének megindulásával hozhatók vonatkozásba. A Rudabányai-hegység konglomerátum-szegélyének burdigálai korára vonatkozólag PANTÓ G. (1956. pp. 362—363) megjegyzéseit fogadjuk el irányadónak.

* Felső-szantoni korra következtet SIDÓ M. (1961), aki a bántapolcsányi konglomerátum-összletből, illetve rudistás mészkőből a *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., illetve a *Quinqueloculina* sp., *Praealveolina* sp., *Bulimina* sp. Foraminifera-fajokat határozta meg.

III. A BÜKKI ALAPHEGYSÉG FELSZÍN ALATTI ELTERJEDÉSE

Az Upponyi- és a Bükkhegység tömegének felszín alatti folytatódásáról a gravitációs térképen kívül a hegység körül létesített mélyfúrások adatai tájékoztatnak (II. melléklet). Legteljesebbek idevonatkozó ismereteink a hegység déli és nyugati oldalán. A hegységhez észak és kelet felől csatlakozó területek gravitációs képe azonban még nagyon hézagos, az itt telepített kőszénkutató fúrások közül csak néhány hatolt az alaphegységig. Ily módon ma még mind az uppony—szendrői képződmények összefüggésének részleteiről, mind az ezeket a bükki alaphegységtömeg mélységbeszakadt részeitől elkülönítő határvonal helyzetéről és lefutásáról csak feltevésszerűen nyilatkozhatunk.

A hegység déli oldalának graviméteres térképe (Szilárd J. 1955a, 1955b) Demjéntől kb. Sályig a hegységperemet kijelölő vetőzónán túl olyan pihenőt mutat, melynek relatív maximumai környezetüknél magasabb helyzetű alaphegységrögökre utalnak. Az innen délre következő és ÉK-i végével közvetlenül a hegységperemhez simuló nagy gravitációs minimum déli ellenszárnya (a mezőkövesdi, mezőkeresztesi és emődi maximumokkal) ismét kiemeltebb rögöket jelez. A maximumokon telepített szénhidrogénkutató fúrások közül a *Mezőkeresztes* (Me) *27.* és *29.* sz. fúrás 429,6, illetve 609,5 m-t haladt bükki típusú triász képződményben. Számos más fúrás alapján ma már a bükki triász következő tagozatait ismerjük a hegység déli előteréből:

Alsó-triász:

	Emőd (Em) *1.* sz. fúrás	1884—1899	m
	Mezőkeresztes (Me) *3.* sz. fúrás	1593—1610	m
	Mezőkeresztes (Me) *4.* sz. fúrás	1420—1479	m
	Mezőkeresztes (Me) *11.* sz. fúrás	1526—1592	m
?	*Mezőkeresztes* (Me) *22.* sz. fúrás	1756—1817	m
	Mezőkeresztes (Me) *23.* sz. fúrás	2180—2205	m
?	*Mezőkeresztes* (Me) *60.* sz. fúrás	1458—1492	m
	Mezőkeresztes (Me) *83.* sz. fúrás	1472—1474	m

Alsó-anizuszi dolomit:

	Mezőkeresztes (Me) *24.* sz. fúrás	1478	m
	Mezőkeresztes (Me) *59.* sz. fúrás	1505—1520	m
	Mezőkeresztes (Me) *82.* sz. fúrás	1543—1544	m

Középső-triász dolomit általában:

	Mezőkeresztes (Me) *74.* sz. fúrás	1618,0 —1618,5	m
	Bogács (Bo) *1.* sz. fúrás	530,0(?)— 615,3	m

Középső-triász világosszürke mészkő általában:

	Sajóhídvég (S) *2.* sz. fúrás	1570 —1666	m
	Sajóhídvég (S) *3.* sz. fúrás	1848 —1880	m
?	*Mezőkeresztes* (Me) *21.* sz. fúrás	1670 —1675	m
	Mezőkeresztes (Me) *32.* sz. fúrás	1418 —1426,7	m
	Mezőkeresztes (Me) *36.* sz. fúrás	1456	m
	Tard (To) *1.* sz. fúrás *(régi)*	1781 —1801,1	m
	Bogács (Bo) *6.* sz. fúrás	464,3(?)— 465,5	m
	Ostoros (Ot) *1.* sz. fúrás	752,5(?)— 758,5	m
	Demjén (De) *1.* sz. fúrás	776 — 844	m
	Demjén (De) *6.* sz. fúrás	548 — 602	m
	Demjén (De) *8.* sz. fúrás	518 — 541,5	m

Alsó-ladini palaösszlet:

Sajóhídvég (Sa) *2.* sz. fúrás	1737	—1752	m
Mezőkeresztes (Me) *38.* sz. fúrás	1478	—1485	m
Mezőkövesd (Mk) *1.* sz. fúrás	842,3	— 873	m

Répáshutai típusú mészkő és az alsó-ladini palaösszlet határrétegei:

Mezőkeresztes (Me) *66.* sz. fúrás	1484,5	—1486,2	m

Ladini tűzköves mészkőösszlet:

? *Cserépváralja* (Csv) *4.* sz. fúrás	425,0(?)	— 426,5	m
? *Mezőkövesd* (Mk) *2.* sz. fúrás	1143,9	—1146,8	m
? *Mezőkövesd* (Mk) *3.* sz. fúrás	1950,0	—2205,2	m

A hegység nyugati előterében fúrással elért alaphegységképződmények a Darnóhegy ÉÉK-i kismélységű folytatását jelző gravitációs maximum területére, vagy pedig az ehhez nyugat felől csatlakozó recsk—bükkszéki medencerészre esnek.

A Darnóhegytől ÉÉK-re, a *csertanyai*, *lyukvatanyai* és *nagyaszópusztai* („ökörístállói") régi barnakőszénkutató fúrásokkal 150—200 m felszín alatti mélységben érték el a darnói (akkor még paleozóosnak minősített) képződményeket. Schréter Z. (1942b. p. 895) Hevesaranyos DK-i szomszédságában jelez 135 m mélységből „karbon" palát. Újabban pedig a *Bátor 1.* és *Hevesaranyos 2.* sz. fúrás 179,1—195,2, illetve 282,7—303,5 m mélységében a DNy-i hegységrészre oly jellemző (felső-kréta?) diabázt fúrták meg.

A bükkszék—recski oligocén medenceperem fúrásai közül ugyancsak darnói típusú képződményekbe [ladini kovapala, radiolarit, sötét szericites agyagpala és homokkő, szürke mészkő, illetve felső-kréta (?) diabáz] jutottak a következők:

Bükkszék (B) *1.* sz. fúrás	503,10— 654,20	m
Bükkszék (B) *10.* sz. fúrás	895,70—1003,80	m
Bükkszék (B) 24. sz. fúrás	626,75— 630,10	m
Bükkszék (B) *51.* sz. fúrás	593,50— 916,25 1528,15—1545,20	m m
Bükkszék (B) *52.* sz. fúrás	432,00— 447,50	m
Bükkszék (Bs) *1.* sz. fúrás	563,70— 609,20	m
Recsk 1. sz. fúrás	712,60— 736,65	m
Recsk 2. sz. fúrás	666,60— 792,65	m
Recsk 3. sz. fúrás	610,25— 627,50	m

A szilvásváradi hegységperemtől ÉNy-ra 5 km-re telepített *bükkmogyorósdi 1.* sz. fúrás 290,1—293,6 m mélységben (a recsk—hevesaranyosi fúrásokhoz hasonlóan miocén képződmények alatt) megütött alsó-triász mészkő a nekézsenyi gozaura rátolódott alsó-triász—felső-perm vonulat folytatásába esik.

Az Upponyi-hegység képződményeinek DNy-i folytatását csupán Csokvaomány közeléből ismerjük. A vasútállomástól ÉNy-ra 500 m-re levő *Csokvaomány 28.* sz. fúrás 64 m-ben nekézsenyi típusú vasas mészkövet, egy a községtől ÉNy-ra települt másik fúrás pedig 84 m mélységben szürke, kristályos alsó-karbon mészkövet ütött meg.

Az upponyi rög ÉÉK-i folytatására idáig csak a Bánhorváti irányában elnyúló gravitációs maximum utal, fúrásos bizonyíték nélkül. Bánhorváti, Sajókazinc és Miskolc között még ennyi adatunk sincs, és csupán a dédestapolcsányi ref. templomtól KÉK-re 1, illetve 2 km távolságban mélyített *Dédes 1.* és *2.* sz. fúrások által 87,50, illetve 232,50 m mélységben megütött, sötétszürke (valószínűleg moszkvai emeletbeli) mészkő jelzi az újpaleozóikum dédesi vonulatának folytatását.

További alaphegységadataink zöme a miskolci medenceperemről való. Így a Köpűsvölgybe és annak keleti oldalára eső *Diósgyőr 145.*, *146.* és *148.* sz. fúrás 89—150 m mélységben, a Barátvölgy elágazása feletti *Diósgyőr 149.* sz. fúrás 157,9 m mélységben érte el környezetének tűzköves ladini mészkövét. A Szinvavölgyben mélyített Diósgyőr 119. sz. fúrás a diósgyőri Tapolca fehér középső-triász mészkövének 193,9 m mélységbe zökkent folytatását találta meg. Míg az egyetemvárostól ÉNy-ra lehajtott *Miskolc 2.* sz. fúrás már 168,70 m mélységben fehér középső-triász mészkőbe jutott, a hegységperemtől kissé távolabb eső *Miskolc 1.* sz. fúrás ugyanezt a képződményt csak 660 m-ben érte el.

Mindezen hegységperemi fúrási adatok mellett annak a medence belseje felé, Sajóbábonytól ÉNy-ra feltételezett mészkőrögnek is nagy a jelentősége, amelynek anyagát a felette települő abráziós törmelék alapján van módunk megítélni. Mivel az itt látható világosszürke, finomrétegzésű, bükki fáciesű mészkőtömbök és kavicsok csak az előnyomuló miocén tenger abráziós padkáján halmozódhattak fel (s így semmiképpen nem téveszthetők össze a kizárólag gömöri típusú mészkőkavicsot tartalmazó, folyóhordta szarmata képződménnyel), ezek közvetlen fekvőjében „anyakőzet"-üknek is meg kell lennie. Ezek szerint itt egy környezetéből magasra emelkedő alaphegység-rögöcskével van dolgunk, amihez hasonlók jelenlétét egyébként az eddigi gravitációs kép alapján Miskolctól K-re is feltételezhetjük (Banai Gy. 1957).

Mindezen adatok azt tanúsítják, hogy a Bükkhegység csupán magasra emelt darabja egy egykori, a mainál jóval nagyobb kiterjedésű hegységnek, amelynek mélybeszakadt részeit harmadkori üledéktakarójuk vonja ki a közvetlen megfigyelés alól. Az ezen üledékektől szinte teljesen mentes hegységmag fiatalkori fejlődéstörténete csak a környező medencék kialakulásának menetén keresztül világítható meg.

A BÜKKHEGYSÉGI ÜLEDÉKKÉPZŐDÉS MENETE

1. Paleozóikum

A Bükkhegység varisztikus talapzatának keletkezését ez idő szerint – a kövületszegénység okozta fenntartásokkal — a Szendrői-hegységben a devon, az Upponyi-hegység területén pedig a karbon elejéig vezethetjük vissza. E legrégibb ismert üledékképződés jellegére szinte kizárólag csak a belőle származó kőzetek kifejlődéséből következtethetünk. A nagy vastagságú *mészkő-, szericites agyagpala- és homokkősorozatok vonulataiknak a devon—alsó-karbon geoszinklinálishoz tartozásáról* tanúskodnak.

A legmélyebb tagként jelentkező *szendrői* kristályos mészkővonulat, felső részének gyakori *Crinoidea*-nyéltagjaival, éppúgy sekélytengeri képződménynek látszik, mint a belőle fokozatos átmenettel kifejlődő, de az egyöntetű, tiszta mészlerakódással szemben a detritogén anyag túlsúlyra kerülését jelző, sötét színű, devon pala—homokkősorozat. Ezt a teljesen kövületmentes lerakódást felfelé a detritogén anyag háttérbe szorulásával jellemzett mésziszapfácies követte, amelyben helyenként *magános korallok* és *Tabulaták* is megtelepedtek, sőt időnként fehéres mészkőpadok képződése is lehetővé vált. Finomszemű terrigén anyag most is állandóan került az üledékgyűjtőbe, felszaporodására azonban csak időnként került sor.

Az *upponyi* alsó-karbon rétegsor alján elhelyezkedő, jól szellőzött vízben ülepedett mészkőképződmény – mai, a szendrői rétegsortól messze elszakított helyzete ellenére is – ellentmondás nélkül hozzáilleszthető a Szendrői-hegység legfiatalabb, harmadik sorozatához. Az upponyi rétegsor magasabb részét a meszes és finomtörmelékes üledékképződésnek hosszú ideig tartó küzdelme után a vizéi emelet mangános pala és kovapala keletkezésével jellemzett, kulm fáciesű homokkő—palaösszlete váltja fel. Jó ideig ez is finomszemű; durvább anyagot csak a rétegsor felsőbb részében találunk. Az utóbbit a szudétai hegységképződéssel kapcsolatos regresszió jelének tekinthetjük. Ennek előkészítéséül foghatjuk fel a vizéi palaösszlet felsőbb részében jelentkező diabázvulkánosságot is, bár vulkáni termékekkel már jóval előbb, az upponyi fehér mészkő lerakódását követően is találkozunk.

A *szudétai tektonizmus* tekintetében azonban csak akkor lehetne véglegesen állást foglalni, ha az upponyi alsó-karbonnak a bükkhegységi középső—felső-karbonhoz való viszonya felszíni feltárások alapján világosan látható lenne. A kettő közti, intrakarbon hegységképződési szakasz előidézte diszkordanciára ez idő szerint csupán abból az éles ellentétből következtethetünk, amely az uppony—szendrői idősebb vonulatok északi irányítottsága, illetve az alpida szerkezeti elemekbe belesimuló bükkhegységi felső-karbon tektonikai viselkedése között mutatkozik. A tektonikai különbség mindenesetre elég nagy ahhoz, hogy a bükkhegységi felsőkarbont, kifejlődésének az alsó-karbon palasorozatéhoz való hasonlósága, kezdő tagjainak ismeretlen volta s alsó részének időbeli elhatárolatlansága ellenére is új tengerelőnyomulás termékének tartsuk. A kifejlődésbeli hasonlóság onnan van, hogy a szudétai szakaszt követő transzgresszió során fordított sorrendben megismétlődtek a hegységképződést megelőző regresszió üledékei.

Transzgressziós jellegről tanúskodik a *felső-karbon* magasabb (helyesebben kevésbé préselt) részében fellépő, az ülepítő közeg szellőzöttségét jelző kövülettartalom is. A moszkvai emelet pala- és homokkőrétegeinek szervesanyag tartalma szárazulatról bemosott növénymaradványokból s az egyre szaporodó bentosz beágyazódó tetemeinek bomlásából származott. Az iszapból a vízbe jutó bomlástermékek azonban oxidálódtak, s így a terrigén törmelék átmeneti csökkenésével egyes helyeken magános korallok mellett zátonyépítők is megtelepedhettek. A meszes üledékképződés e helyei, biohermák gyanánt, hamarosan a homokos—iszapos fácies mélyedései fölé magasodtak; időnként azonban a finomabb—durvább terrigén anyagszállítás megismétlődő hullámainak uralma alá kerültek.

A Bükkhegység kifejezetten sekélytengeri namuri—moszkvai transzgressziója a *Szepes—Gömöri Érceshegység* moszkvai transzgressziójával hozható kapcsolatba. A tenger előnyomulása a Bükkhegység felől indulhatott meg, de nem terjedhetett túl Dobšiná északi szomszédságán, mert az Alacsony-Tátrában csak szárazulati jellegű karbon üledékek vannak. Ezzel összhangban, a szepes—gömöri karbon durva törmelékek gyakoriságával jellemzett, általános parti és partközeli jellegével szemben a bükkhegységi karbon — hasonló mélységviszonyok mellett is — parttól távolabb keletkezettnek látszik. A transzgresszió fokozatos térhódításáról tanúskodik, hogy a szepes—gömöri karbon kezdőrétegei némileg fiatalabbak a bükkhegységi kezdőrétegeknél. Az ősmaradványokkal még nem bizonyított dúbravai és bučinai állítólagos urali rétegsort, valamint ennek dobšinai megfelelőit tekintve, úgy tűnik, mintha a felső-karbon tenger visszahúzódása a Gömöridákban az urali emelet végén következett volna be. A szepes—gömöri, illetve a bükki terület urali fejlődéstörténetének különbsége azonban még ezen rétegsorok urali emeletbe tartozásának elfogadása esetén is szembetűnő, mert sem a diabázzal, diabáztufával és kloritos palával váltakozó dúbravai kristályos mészkőhöz, sem a durva,

törmelékek után kvarcporfírral záruló bučinai összlethez, sem a dobšinai grafitlencsés homokkő—palarétegsorhoz hasonló képződményt a Bükkben nem ismerünk. E kifejlődésbeli változással szemben a Bükkhegységben a moszkvai üledékképződés teljesen azonos fáciessel ment át az urali emeletbe.

A Bükkhegység felső-karbon rétegösszlete egészében véve a *Karni-Alpok auernigi kifejlődésére* emlékeztető, de a Dinaridákhoz hasonlóan, annál nagyobb rétegközt átfogó képződmény, amelynek ősmaradványtartalma a szovjetunióbeli karbon felé is mutat vonatkozásokat. *Vastagságát, kifejlődését és valószínű összefüggéseit figyelembe véve, olyan felsőkarbonkori geoszinklinális-ág üledékének látszik, amelynek tengelyvonala az intrakarbon hegységképződés után a Déli-Alpok és a Dinaridák összeszögellésétől a Bükkhegység felé húzódhatott.*

Mint azt a magasabb helyzetű urali mészkőlencsék közé iktatódó tarka homokkő- és palarétegek tanúsítják, a bükkhegységi felső-karbon üledékképződés megszakadás nélküli sekélyesedéssel vezet át az *alsó- és középső-perm* „grödeni típusú" tarka palaösszletébe. Távolabbi környezetének kiemelkedésével kapcsolatban a Bükkhegység területe a felső-karbon végén lagúnaszerűvé alakul s ugyanakkor az Orosz-tábla felé mutató kapcsolatok is megszűnnek. Jelentékenyen megváltozik, s a lepusztulási területen uralkodó meleg és viszonylag száraz éghajlat befolyását tükrözi az üledék jellege. A lagúnába került törmelék ui. vörös és zöld werfeni palára emlékeztet, s itt-ott szingenetikus vasas felhalmozódást is tartalmaz. Ezen idősebb „tarka sorozat" felső részében vegyi kicsapódásra utaló sejtes dolomitlencsék esetleg anhidrit—gipsz képződéséig menő sós kifejlődést sejtetnek. Az összlet határozottan „grödeni" jellegű ugyan, de nagyobb vastagságánál és rétegtani helyzeténél fogva nem annyira a Karni-Alpok grödeni rétegeinek, hanem inkább a nyugat-szerbiai „bellerophonos" mészkőösszlet alatti törmelékes összletnek felel meg.

Ezt a teljes kiemelkedés nélküli regressziót a *felső-permben* lassú és igen sekélytengeri előnyomulás követte, sötét dolomit- és mészkőrétegsorba zárt indoarméniai—dinári mikroflórával, mikro- és makrofaunával. A korábban még valószínűsíthető orosz kapcsolatok megszakadtak és az eddiginél is kifejezettebbé vált a Dinaridákkal közös ősföldrajzi jelleg. Kapcsolatban maradt ezenkívül a Bükkhegység a Déli-Alpokkal is, a Dél-Tirolban mutatkozó sókicsapódás nyomai nélkül. A mai kárpáti ívbe mélyen behatoló felső-perm tengerág lefutását, partjait nem ismerjük. A Szepes—Gömöri Érceshegység É-i oldalának egykorú képződményei szárazulati mélyedésekben felhalmozódott durva törmelékanyag mellett tarka palabetelepüléseket, kvarcporfír-lávatesteket és kvarcporfírtufát tartalmazó „verrukánó"-fáciest képviselnek, mely egy-két ponton a hegység D-i oldalán is fellép.

A Gömöridák déli oldaláról, a Štítnik és Jelšava közti területről csehszlovák geológusok újabban olyan, szürkés vagy zöldes homokkőből, sötét agyagpalából, zöld fillitből, világosszürke, részben tűzköves kris-

tályos mészkőből álló, sekélytengeri összletet jeleznek, amely ANDRUSOV, D. (1958) szerint idősebb a jelentékeny lepusztulás után leülepedett felső-permi verrukánónál s így alsó-permi volna; ősmaradványokat azonban nem tartalmaz, ezért rétegtani helyzete sem tisztázott.

A gömöri terület újpaleozóos fejlődésmenete tehát – mai ismereteink szerint – lényegesen szaggatottabbnak tűnik, mint a Bükkhegységé. Délről észak felé haladó moszkvai transzgresszió után az urali emelet valószínűleg jelen van ugyan, bár ősmaradványokkal egyelőre még nem bizonyított. A sekélytengeri alsó-perm jelenléte egyelőre csak feltételesen fogadható el, míg a felső-permet arid éghajlaton létrejött, szárazföldi–tavi törmelékfelhalmozódás képviseli. *Ezzel szemben a gömöri alsó-triász feltétlenül új transzgressziót jelent.* Ezt az alsó-werfeni rétegek szárazföldi törmelékben dús, részben anhidrites kifejlődése után a karbonátos üledékképződés fokozatos uralomra jutása bizonyítja.

2. Mezozóikum

A bükki rétegsornak a gömöri és valamennyi ismert kárpátmedencei rétegsortól megkülönböztető vonása, hogy alsó-triászát kövületekben szegény, de vastag világosszürke mészkőképződmény vezeti be, amelyet a felső-perm legfelső tagjaival üledékátmenet köt össze. A kétféle karbonátos fácies szoros kapcsolata révén a felső-perm—alsó-triász tengeri üledékképződés folyamatossága éppúgy kifejezésre jut, mint a Karni-Alpokban és a Karawankákban (RAMOVŠ, A. 1960), Nyugat-Szerbiában (SIMIĆ, V. 1933) vagy a Velebitben (SALOPEK, M. 1948 és 1952).

A bükkhegységi felső-perm tengerág tehát—sekély volta ellenére is – ahhoz a paleozóikum-végi süllyedékrendszerhez tartozott, amelyből a triász-eleji általános transzgresszió megindulását elképzelhetjük. A transzgresszió a Bükk területén már a felső-permben bekövetkezett, és megszakítás nélkül lépte át a triász határát. Ezt követően (mint azt a szepes—gömöri, illetve a bükki felső-perm—alsó-triász fáciesek elrendeződése világosan mutatja) a tenger délről nyomult észak felé. A Bükkhegység alsó-triászában sem durvább törmeléknek, sem a gömör—rudabányaihoz hasonló anhidrites kifejlődésnek nincs nyoma.

A *felső-permi* és a *szeizi mészkő* közötti üledékképződési különbséget a következőképp jellemezhetjük: Az előbbi, csöndes tengerelőnyomulás terméke lévén, olyan közegben ülepedett le, amelynek időnkénti mozgatottsága és felfrissülése a bomló szerves anyagban dús mésziszapaljzaton (időről időre) fenéklakó ősmaradványtársaság elszaporodását is lehetővé tette. Innen van, hogy egyes padjaiban kőzetalkotók a *Glomospirák*, másokban a *Mizziák* és *Gymnocodiumok*, ismét másokban a *tengeri sünök* vagy *Brachiopodák;* más padjai viszont kövületmentesek és vegyi kicsapódással keletkezetteknek látszanak. A szeizi üledékképződés viszont élénken mozgó vízben történt, s szerves anyagban szegény, túlnyomóan

vegyi kiválásra utal (oolit-képződés). A kevés detritogén anyag vékony hártya alakjában vonta be a leülepedett mésziszapot, vagy önálló rétegekben különült el attól. A víz mozgatottsága következtében a már lerakódott mészkőrétegek anyaga részben feloldódott (sztilolit-képződés), vagy mechanikusan feldolgozódott (autigén breccsaképződés).

Átmeneti regressziót jelző, finomszerű törmelékbeáramlásra a Bükkben csak az alsó-triász közepén került sor. (E regresszió nyomát a gömöri kifejlődésben a mélyebb kampili mészkőrétegek közé iktatódó s a szeizi homokkőfácies megismétlődését eredményező betelepülések jelzik.) Ezt követően a felső-kampili alemeletben fokozatosan ismét a karbonátképződés jutott uralomra. Az alsó-anizuszi emeletben dolomitképződés folyt, amelyet helyenként vékony mészkőrétegek képződése zárt le. — A felső-kampili és alsó-anizuszi üledékképződés tehát (a keletkezett kőzettípusok bizonyos különbségei ellenére is) hasonló irányt követett, mint Gömörben. A bükkhegységi alsó-anizuszi dolomitképződményt (erősen bitumenes, ősmaradványoktól mégis mentes gömöri és rudabányai megfelelőjével szemben) a szerves maradványok némileg gyakoribb volta jellemzi, amit a nyíltabb tenger vizének kissé nagyobb oxigéntartalmával magyarázhatunk.

Az üledékképződésnek e nagyvonalú kiegyenlítődése után a bükki terület fejlődése eltérő módon alakult. A tengeri jellegű középső-anizuszi porfirit- és diabázvulkáni tevékenység lezajlása után a szárazulatok partjai messzebb távolodtak; a víz ugyan sekély, de tiszta és jól szellőzött. Élénkebb mozgásáról tanúskodik a szerves vázrészek töredezettsége. A belőle zömmel vegyi úton leülepedett felső-anizuszi mészkő jellemzője a finomrétegesség, amelyet a rétegsor felső részében az üledékképződési viszonyok ritmikus változására utaló dolomit- és mészkőcsíkok sűrű egymásutánja emel ki.

A ladini emelet aljának törmelékes üledékei igen gyér *Crinoidea-* és *Anotopteris*-maradványaikkal, hol tiszta, hol pedig mészkőlerakódáshoz fűződő kovafelhalmozódásaikkal, mangánérclencséikkel sekély és általában rosszul szellőzött vízben képződtek. Az üledékképződés e jelentős megváltozása, különösen a törmelékes anyagok feldúsulása az üledékgyűjtő tér környezetének kiemelkedéséhez kapcsolódhatott. E földkéregnyugtalanság során a vulkáni működés megelevenedett (létrástetői diabáz), de még nem kapott jelentős szerepet.

A ladini emelet magasabb részeinek tarka fáciesváltozatossága nyilván a tengeri kitörések felújulásával lehet kapcsolatban. Nagymennyiségű agglomerátum, vulkáni tufa és láva halmozódott fel, diabáztól a kvarcporfírig terjedő összetételben, mellettük tűzköves szürke mészkő és igen tiszta, fehéresszürke mészkőfajták keletkeztek. A kissé mélyebbvízinek látszó szürke mészkőfáciest *crinoideák, vékonyhéjú kagylók* és gyér *Ammonitesek* jellemzik; a fehéres mészkő pedig korallos fáciesre utal anélkül, hogy kifejezett zátonyokról lehetne beszélni. A vulkáni exhalációk helyenként kovás hematit, másutt korallos mészkőpadokkal

váltakozó radiolarit vagy vörös tűzkőgumók képződési feltételeit is megteremtették. Így különösen az alsó-ladini szericites agyagpala és a rákövetkező mészkőösszletek határán jellegzetes *„vörös rétegek"* alakultak ki, amelyek megjelenése független a fedő mészkőrétegek kifejlődésétől. A különböző mészkőfajták finomrétegzettsége – legalább részben – a vegyi üledékképződés jelentős szerepére utal.

A nagy vastagságú ladini mészkőösszlet képződése különösebb fáciesváltozás nélkül húzódott át a karni emeletbe. A st. cassiani és raibli elemekben gazdag puhatestű faunulák sekély, csöndes és melegvizű tengerre utalnak. Ezzel szemben a Kis- és Nagyeged *monotiszos* nóri mészköve hallstatti jellegével már némileg mélyebb vízben keletkezettnek látszik.

A Bükkhegység középső—felső-triász rétegösszletét a vele északról szomszédos triász kifejlődésekkel összevetve, azok között (a jelentékeny különbségek ellenére) bizonyos hasonlóságokat is megállapíthatunk (IV. sz. melléklet).

A gutensteini fáciesű, sötét mészkő és dolomitrétegek leülepedését (alsó-anizuszi emelet) G ö m ö r b e n fehér színű, mészalga-eredetű, tömeges wettersteini mészkő- és dolomitösszlet követte, az anizuszi emelet középső és felső részében *m é s z a l g á k k a l (Sphaerocodiumok; Physoporella pauciforata simplex* Pia, *P. pauciforata undulata* Pia, *Oligoporella pilosa* Pia, *Diplopora hexaster* Pia, *D. annulatissima* Pia) és *B r a c h i o p o d á k k a l (Aulacothyris angusta* Schloth., *Waldheimia angustaeformis* Böckh, *Mentzelia mentzelii* Dunk., *M. köveskálliensis* Suess, *Coenothyris vulgaris* Schloth., *Rhynchonella* cf. *decurtata* Giv.); a ladini emeletben *m é s z a l g á k k a l (Teutloporella herculea* Stopp., *T. nodosa* Pia, *Diplopora annulata* Schafh., *Poikiloporella duplicata* Pia); *m é s z s z i v a c s o k k a l (Colospongia dubia* Steinm.), *c s i g á k k a l (Trachynerita quadrata* Stopp.) és *k a g y l ó k k a l (Daonella lommeli* Wissm.). A wettersteini kifejlődés Jósvafőtől északra a felsőtriászba is átnyúlik *(Halorella amphitoma multicostata* Bittn., *H. plicatifrons* Bittn., *H.* cf. *ancilla* Bittn., *Cyrtina suessii* Winkl., *Aulacothyris supina* Bittn., *A. angusta rosaliae* Salom., *A zugmayeri* Bittn., *Pararcestes sublabiatus* Mojs., *Styrites* cf. *tropitiformis* Mojs.).

A gömöri terület e tiszta karbonátos kifejlődésében Szlovákiában (a Pelsőci Nagyhegyen és a Szilicei-fennsíkon) már a *felső-anizuszi emelet* idején megjelennek *Ptychites flexuosus* Mojs. tartalmú, vörös, tűzkőgumós, jól rétegzett mészkő kisebb lencséi. Szürke, (részben tűzköves és olykor diabáztufás) mészkőrétegek *helyenként* nagyobb kiterjedésben találhatók, az *alsó- és felső-ladini emeletet* kitöltő módon (a Pelsőci Nagyhegyen vagy Pelsőcardótól északra). A Gömör-Karszt magyar szakaszán az Alsóhegy keleti végződése táján e szintben a tűzköves, szürke mészkő *vöröses* színű mészkőrétegekkel váltakozik. A vöröses mészkő rövidebb—hosszabb lencséi innen nyugat felé (az Alsóhegy wettersteini fáciesű ladini mészkőtömegének alján) Derenkig követhetők. E mélyebb szint-

beli, vörös mészkőlencsék a szádvárborsai (Silická Brezova), haragistyai és lászi-forrási *hallstatti fáciesű nóri mészkőlencsék* előfutárai. (A szádvárborsai vörös mészkő *Monotis salinaria* Bronn mellett *Gyrogonites* sp.-t; a szőllősardói Lászi-forrás hasonló kőzete pedig *Halobia sicula* Gemmellaro-t és *H. plicosa* Mojs.-t tartalmaz.) Egyedülálló a maga nemében Szőlősardó déli szomszédságának *Halobia styriaca* Mojs. tartalmú, tűzköves, szürke, *alsó-karni* mészköve és mészmárgája.

A Gömöridák déli mészkőövének mezozóikuma – szlovák területen – kösszeni fáciesű „raeti" mészkővel, hierlatzi és adnéti fáciesű alsó–középső-liász mészkővel, továbbá felső-liász foltos márgával és szürke radiolarittal zárul (Drnava–Dernő; Drienovec–Somodi). A liász legmélyebb szintjei azonban hiányzanak, így a triász és a liász határán üledékhiányt kell feltételeznünk. Vitatható az itteni „kösszeni" rétegek kora is, amelyek *Brachiopodái* (*Septaliphoria fissicostata* Suess, *Rhynchonella starhembergica* Zugm., *Terebratula piriformis* Suess, *Rhaetina gregariaeformis* Zugm., *Cyrtina uncinata* Schafh.) nóri *Ammoniteszekkel* (*Megaphyllites insectus* Mojs., *Placites oxyphyllus* Mojs., *Proarcestes subumbilicatus* Bronn, *Cladiscites tornatus* Bronn, *Rhacophyllites occultus* Mojs., *Monophyllites clio* Mojs.) találhatók együtt (Andrusov, D. 1953).

A Rudabányai-hegység triász rétegsora az anizuszi emelet végéig csak igen kevéssé tér el az egykorú gömöri rétegsoroktól. Ez a kismértékű fácieseltérés is a hegység déli részére korlátozódik: a szeizi—kampili határ képződményeinek márgásabb, az alsó- és középső-anizuszi emeletnek pedig tiszta dolomitos kifejlődésében jut kifejezésre.

A Rudabányai-hegység ladini emeletét azonban a Gömöri-Karszt egykorú karbonátos kifejlődésével szemben tarka fáciesváltozatosság jellemzi. A Gömörből is ismert tűzköves, szürke mészkőfácies mellett itt mangánérclencséket, kovapala-betelepüléseket tartalmazó szürke agyagpala és homokkő; barnás vagy vöröses színű, tűzköves mészkő; továbbá szürke, zöldes, vagy barnás márga a fő kőzettípusok. Ezeknek a rétegsorban elfoglalt helyzete eltérő, vastagságuk pedig gyorsan változik. Nem tűnik el azonban teljesen a hegység ladini fáciesei közül a gömöri területre oly jellemző wettersteini mészkő sem, csupán – mint a bódvarákói Osztramos-hegy szelvénye mutatja – az alsó-ladini emelet tűzköves mészkövének fedőjébe szorul. Az osztramosi szelvény szoros kapocsként fűzi össze a Rudabányai-hegység ladini összletét a Gömöri-Karsztéval, amelynek szomszédos részében – az Alsóhegyen – vannak hasonló fáciesek.

A Rudabányai-hegység ladini képződményeinek korát általában wettersteini fáciesű felső-anizuszi mészkőfekvőjükhöz való viszonyuk s a Telekes-oldalban talált *Daonella-* vagy *Halobia*-töredék határozza meg. Felfelé való elhatárolásuk bizonytalan. A 382. sz. rudabányai fúrásból kikerült *Halobia rugosa* Mojs. tanúsága szerint a sötét palafácies az alsó-

karni emeletbe is felnyúlik. A hegység ladini—alsó-karni palasorozatának ülepedését kvarcporfír-vulkanizmus kísérte.

Megkülönbözteti tehát a gömöri és a rudabányai középső—felsőtriászt az egykorú bükki rétegsoroktól:

1. a középső-anizuszi vulkanizmus teljes hiánya;

2. a ladini vulkanizmus elenyésző volta;

3. a finomrétegzett mészkő hiánya, illetve a vastagpados, zoofitogén mészkő- és dolomit túlsúlya.

A ladini palafácies csupán Gömörben hiányzik, a Rudabányai-hegységben ellenben – némi időbeli eltolódással – jelen van.

E különbségek mellett is vitathatatlan az üledékképződés irányának bizonyos hasonlósága, mert mind az alsó-anizuszi emelet dolomitos üledékképződése, mind a ladini emelet mélyebb részének fáciesváltozatossága végül is mindhárom területen fehér mészkőképződésbe torkollik, amit a nóri emeletben hallstatti fáciesű mészkőfajták megjelenése élénkít. A finomrétegzés megléte vagy hiánya okozta eltérésektől eltekintve, a tűzköves szürke mészkőfáciesek ladini emeletbeli fellépése is hidat ver a három kifejlődésterület között.

A fennálló fácieskülönbségeket nem szükséges tehát olyan elválasztó hátság feltételezésével indokolni, ami egyben a jelenlegi hegységszerkezeti elrendeződés szerint a gömöri—rudabányai, illetve a bükki terület közé iktatódó szendrő—upponyi devon—alsó-karbon vonulat triászkori ősföldrajzi tényezőként való szerepeltetését jelentené. Erre vonatkozóan kényszerítő adatokkal nem rendelkezünk. Semmi esetre sem emelkedhetett ki a triászban ez az állítólagos hátság sziget gyanánt. Sziget feltételezése magyarázná ugyan a fáciesek különbségét, ugyanakkor azonban megnehezítené a ladini pala—homokkőfácies Rudabányai-hegységbe hatolásának magyarázatát. A képződmények viszonylagos autochtoniáját feltételezve, semmi esetre sem származtathatjuk a palaösszlet anyagát az egykorú gömöri mészkőösszlet közbeiktatódó ülepedési térségein túl fekvő Szepes—Gömöri Érceshegységből. Épp íly nehéz lenne azonban az egykori üledékgyűjtő terek rendkívül erős összetorlódásának feltevése nélkül a durva törmeléket egyáltalán nem tartalmazó rudabányai, illetve bükki pala—homokkő-összletek anyagának eredési helyét a közelfekvő szendrő—upponyi vonulatokban keresni. Így tehát annak származását a ladini földkéregnyugtalanság nyomán a mai Bükkhegységtől D-re vagy K-re támadt kiemelkedés felől jövő tengeráramlásokkal hozhatjuk kapcsolatba.

A Bükkhegység triász rétegsorát a korábbi „kárpáti" vagy „északalpi" megjelölésekkel szemben, újpaleozóikumba ágyazódó gyökereivel együtt, kifejezetten dél-alpi—dinári jellegű geoszinklinális üledéknek kell minősítenünk. Alátámasztja ezt a megállapításunkat az alsó-triász kezdő rétegeinek a tengeri felső-permhez kapcsolódása, az erős tengeri vulkáni tevékenység, a ladini pala- és tűzköves szürke mészkőösszlet fáciesének az egykorú pszeudogailtali kifejlődésekhez való hasonlósága s a középső—

felső-triász faunuláinkban szereplő dél-alpi alakok túlsúlya. Nem indokolt azonban ezt a rétegsort az egykorú gömöri—rudabányai rétegsoroktól teljesen függetlenül keletkezettnek gondolni. *Úgy véljük, ez utóbbiak is ugyanazon üledékgyűjtő más részein (tehát nem elszigetelt medencékben) rakódtak le.* A dél-gömöri triász, némi fáciesváltozással bár, mégis hasonló verettel folytatódik az „észak-gömöri szinklinális" területén is (IV. sz. melléklet). Ez utóbbinak a korábban legdélibb tátraalji egységként felfogott, ma önálló egységnek tekintett vernári öv triászához való viszonyáról nemrégiben MAHEL', M. (1958) értekezett. Ezen keresztül feltehető tehát a tiszta dél-alpiból a kárpáti kifejlődésbe vezető átmenet is. Az üledékgyűjtő tér azonban az alpi hegységképződés során redőkké gyűrődött, feldarabolódott és összetorlódott, így a fáciesek eredeti összefüggése felbomlott. Hasonló – bár egyszerűbb – tehát a helyzet, mint a Gail völgyében, ahol az északi völgyoldal bizonyos pontjain csak újabban mutatták ki az észak-alpi fácies átmenetét az éles szerkezeti vonal után következő déli völgyoldal dél-alpi kifejlődéséhez (ANDERLE, N. 1950).

Elegendő összekötő adat híján a bükkhegységi triásznak a tőle meglehetősen eltérő dunántúli triász fáciesekhez való viszonya ma még nehezen dönthető el. A Dunántúli Középhegység perm időszaki fejlődéstörténete, eddigi ismereteink szerint, mindenesetre a Gömöridákéra emlékeztet. Tengeri újpaleozóikum nyomait viszont mind a Balatonfelvidékről, mind az ettől délre eső, tehát a Bükkhegységgel analóg helyzetű szabadbattyán—karádi övből ismerjük. Lényegében ezen alapszik HORUSITZKY F. (1961a, 1961b) feltevése, aki a bükkhegységi mezozóikum folytatását ez utóbbi öv felé keresi, míg a Dunántúli Középhegység mezozóikumát – a jelentékeny fácieseltérés ellenére is – a dél-gömöri és rudabányai területekével hozza kapcsolatba.

Raeti, júra és alsó-, valamint középső-kréta üledékeket jelenleg sem a Bükkből, sem a Rudabányai-hegységből nem ismerünk. Ebből azonban nem feltétlenül következik, hogy e hegységek ily (földtörténetileg is hosszú) idő alatt végig szárazulatot alkottak. A jelentékeny üledékhiány létrejöttében az utólagos lepusztulásnak is nagy szerepe lehet, mely – mint a Dunántúlról ismert „infraoligocén denudáció" példája mutatja, gyakran meglepően rövid idő alatt képes többszáz méter vastag üledéksor eltávolítására. Ha pedig a gerecsei vagy a bakonyi júráéval felérő (50—250 m vastagságú) júra üledékekkel számolunk a Bükkben, világos, hogy ennek és az esetleg ugyancsak kifejlődött raeti sorozatnak a lepusztulása a valanginitól a cenománig bezárólag könnyen megtörténhetett, még akkor is, ha az üledékképződés az alsó-krétába is átnyúlt. Emlékeztetnünk kell itt arra, hogy a júra üledékek a dél-gömöri triász területnek is csupán olyan részein maradtak meg, ahol szerkezetileg közbecsíptetett helyzetük megvédte azokat a lepusztulástól. Kis kiterjedésük miatt pedig e forgalomtól távoleső lelőhelyek felismerése hosszú évtizedeken át váratott magára: így a múlt században talált dernő—kovács-

vágási liász—dogger, illetve Budikovany-i titon—neokom mellé csupán legújabban sikerült a drienoveci júra kibúvásokat is felsorakoztatni.

A már lerakódott üledéknek hosszú lepusztulás során nyom nélkül való eltűnését természetesnek vehetjük, mert a képződő lepusztulási törmelék felhalmozódásterülete nem eshetik össze a kiemelkedés területével: a törmelékanyag egy részének „in situ" megőrzésére tehát csak a kiemelkedést gyorsan követő újabb transzgresszió esetén számíthatunk.

A *szenon* szantoni alemeletébe tartozó gozaui fáciesű alapkonglomerátum jelentős hegységszerkezeti mozgás után transzgredált az Upponyi- és a Bükkhegység érintkezési övezetén támadt mélyedésbe. Kavicsanyaga szerint ekkor már mind az Upponyi-hegység s az ennek ÉNy-i előterében elhelyezkedő rudabányai hegységnyúlványok, mind a Bükk tömege jelentős kiemelkedéseket alkottak. A gozaui képződmények eredeti vastagsága, elterjedése a mainak nyilván többszöröse volt, de hogy mennyi pusztult le belőlük, illetve hányadrészüket vonják ki a közvetlen megfigyelés alól későbbi elmozdulások, arra ez idő szerint nem lehet felelni.

A gozau-előtti hegységképződés szakaszainak elválasztása üledékek alapján sem a Bükkhegységben, sem a gömöri—rudabányai területen nem lehetséges. Ősmaradványokkal is bizonyított gozaui képződményt ui. ez idő szerint csak az É-i Gömöridákból ismerünk. Ezért a három hegységben talált bázisos eruptív testek (diabáz, gabbró, ultrabázit, szerpentin, glaukofánit) felnyomulása is csak általánosságban nevezhető „gozau-előtti"-nek.

3. Harmad- és negyedidőszak

Eocén

A szenontól a felső-eocénig ismét igen keveset tudunk a Bükkhegység történetéről. A Magyarországon másutt elterjedt krétabeli bauxitnak itt nyoma sincs. A déli hegységperem felső-eocén mészköve alatti üledékes breccsa, alapkonglomerátum (97. ábra) és kőszéncsíkos tarka agyag szárazföldi lepusztulásról és helyi üledékfelhalmozódásról tanúskodik.

Ezek a *szárazulati üledékek* Egertől Kisgyőr vidékéig több helyütt felszínen láthatók. Bennük először Bükkzsércen bukkantak néhány dm vastagságú agyagos kőszéntelepre. Az agyagos—palás kőszénréteget tartalmazó agyagösszlet az 1927-ben itt mélyített fúrások szerint közvetlenül a triász alaphegységen nyugszik. A terresztrikum legnagyobb vastagságát a *Sikkút 1.* sz. fúrásban észlelték: a kereken 100 m vastagságban átfúrt nummuliteszes—discocyclinás—lithothamniumos mészkőösszlet alatt még 257 m-t haladt a fúró a (288,7—292,2 m között kőszénzsinórokkal és kőszenes palás agyaggal tarkított) tűzkő-, agyag- és kovapalatörmelékből álló összletben (Vadász E. 1960. p. 210). Ezzel szemben a bükkszéki fúrásokban nem találták ezt a terresztrikumot

(MAJZON L. 1940. pp. 275—384; 1948. pp. 290—376). A *Recsk 1.* és *2.* sz. fúrás 2,7, illetve 9,1 m vastagságban harántolta, a *Recsk 3.* sz. fúrás szelvényéből ellenben ismét hiányzott (MAJZON L. 1939—40. pp. 285—318). Az *Egerszalók* (Es) *1.* sz. fúrás 269,2 m-től 67,8 m-nyi tarka agyag alatt még 3,5 m-t haladt kvarc-, dolomit- és mészkőkavicsokból álló, meszes kötőanyagú konglomerátumban. A *Demjén* (De) *1.* sz. fúrásban, ha megvolt is, vékony lehetett a terresztrikum, mert a



97. ábra. Alsó—középső-eocén agyag- és kovapalabreccsa. – Bükkzsérc ÉNy-i végétől Ny-ra, a Borjúkút DK-i szomszédságából. (Gy.: BALOGH K. 1958). 1 : 2,2 – (Foto: DÖMÖK T. 1959)

Abb. 97. Ton- und Kieselschieferbrekzie unter- und mitteleozänen Alters. – Aus der SO-Nachbarschaft des Borjúkút, W vom NW-Ende von Bükkzsérc. (Gesammelt von K. BALOGH 1958.) 1 : 2,2. – (Photo: T. DÖMÖK 1959)

73 m vastagságban harántolt felső-eocén alatt a triász alaphegységet már 3 m átfúrása után megütötték. A *mezőkeresztesi* területen csak a *80.* sz. fúrásban volt biztosan kimutatható (felső-eocén mészkő és márga alatt), faunamentes szürke és vörös agyag alakjában. – Az északi hegységperemen az eocén terresztrikum csupán *Diósgyőrött* van meg biztosan (nummuliteszes—lithothamniumos mészkő alatt), kőszenes agyagrétegeket is tartalmazó kvarchomok és kavics képében (SCHRÉTER Z. 1929. p. 111). SCHRÉTER ugyan innen nyugatabbra is jelzett ide beosztott képződményeket, ezek jó része azonban a helvéti emelet alapkavicsának bizonyult.

A természetszerűleg változó vastagságú és kifejlődésű terresztrikus képződménynek csak a felső határát tudjuk pontosabban megállapítani.

Felette (hiánya esetén pedig közvetlenül a triász alaphegységen) ui. általában *felső-eocén* tengeri rétegek fekszenek; mindössze a *Demjén* (De) *1.*, *2.* és *3.* sz. fúrással megállapított miliolideás homokos márga sorolható MAJZON L. (1956. p. 48) szerint a középső-eocén végére. A Bükkhegység és környéke tehát a lutéciai emelet végéig szárazulat. Az ennek mélyedéseiben történt tavi—mocsári üledékfelhalmozódás kezdete nem rögzíthető ugyan pontosan, mégis – mint a lutéciai-végi transzgressziót előkészítő süllyedés következménye – leginkább a középső-eocénbe helyezhető.

A transzgredáló felső-eocénnek néhány m vastag, kövületes, barna színű *konglomerátum* vagy durva homokkő a legalsó rétege, amely SCHRÉTER Z. szerint Eger környékén a felszínen is megvan (SCHRÉTER Z. 1939. pp. 511—532). Ezenkívül a bükkzsérci kőszénkutató, valamint a *Recsk 1.* és *2.* sz. szénhidrogénkutató fúrásokból említenek azonos helyzetű és kifejlődésű képződményt. A *Recsk 3.* sz. fúrásban és az ÉK-i hegységperemen a konglomerátumot a lithothamniumos mészkő talprétegeihez keveredett alaphegységtörmelék helyettesíti.

A felszínen sárgásfehér, a fúrásmintákban többnyire sárgásszürke és szürke színű, nummuliteszes—lithothamniumos—discocyclinás, többékevésbé márgás felső-eocén *mészkő* foltjai a déli hegységperemen többnyire az eocén terresztrikum kibúvásait kísérik. Megjelenése azonban, mint az a *Bükkszék 1, 24.* és *52.* a *Recsk 3.*, a *Mezőkeresztes* (Me) *32, 38, 59, 60, 82.* és *84.* sz. fúrások mellett Diósgyőrtől Ny-ra levő előfordulásai is mutatják, független a terresztrikumétól. A Kisfennsík csókási részén, 500 m körüli tszf. magasságban általunk talált lithothamniumos—molluszkumos mészkőfolt tanúsága szerint a felső-eocén transzgresszió nem korlátozódott a mai hegységperemre, hanem a hegység belsejébe is behatolt. Arra a kérdésre azonban, hogy mennyit foglalt el belőle, ma még nem lehet biztos feleletet adni.

A Borsodi-medence déli pereméről egyébként idáig csak a *Diósgyőr 145.* és *146.* sz. fúrások naplói jeleznek felső-eocén mészkövet. Bizonyára megvan a medence belseje felé is, bár eddig csak az *Alacska 76.* sz. fúrásban 373,5—379,0 m közt talált szürkefoltos, sárgásfehér, szemcsés mészkövet minősíthetjük felső-eocénnek.

A biogén jellegű lithothamniumos mészkövet felfelé pelites üledék (Eger környékén glaukonitos márga, Bükkzsércen fehéres, laza agyagmárga) váltja fel, amit korábban az eocén zárótagjának tartottak (SCHRÉTER Z. 1939. p. 512). MAJZON L. (1957. pp. 34–35. és 60) és VADÁSZ E. (1960. pp. 322—324) azonban legújabban a déli hegységperem „budai márga" típusú üledékeit s a déli előtérben telepített mélyfúrások legfeljebb 40 m vastagságú agyagmárgából álló, ún. „6. sz. foraminiferás szintjét" is (melyeket megelőzően általánosan lattorfinak tekintettek), a felső-eocénhez csatolja. [Saját áttekintő térképünk (II. sz. melléklet) még a régi felfogást érzékelteti.]

A Bükkhegységet szigetszerűen körülölelő és mélységbe szakadt peremrészeit tetemes vastagságban borító oligocén képződmények az újabb felfogás szerint az Eger környéki növény-, rák- és halmaradványos, kovás márgapalával, illetve (a bükkszéki, egerszalóki, demjéni, ostorosi, szomolyai, tardi, bogácsi, cserépváraljai, sályi, mezőkeresztesi, emődi mélyfúrások szerint) az 5. sz. („foraminiferamentes vagy tardi") szinttel kezdődnek. A *lattorfi emelet* ezen igen változó (0, 17, 30, sőt 427 m) vastagságban átfúrt, sötétszürke agyag- és agyagmárgarétegei között a *mezőkeresztesi 38, 49, 50.* és *64.* sz. fúrásokban 1,5—3 m vastagságú kvarckavicsos, durva homokkőrétegeket, a *Cserépváralja* 2. sz. fúrásban e szint alsó szakaszán üledékes breccsát, a *Kács 2.* sz. fúrás szelvényének idetartozó, 4,4 m vastagságú részében pedig erősen homokos agyagot és kvarckavicsos homokkövet észleltek. Ez a szellőzetlen vízben keletkezett lagúnaüledék nem válik el élesen Foraminiferákban dús fekvőjétől; durvaszemű padjai sem tartalmaznak kétségkívül bükki eredetű kavicsot. Olyan, okozatilag a dunántúli oligocén eleji lepusztuláshoz kapcsolódó regressziót jelez tehát, amelyet itt aligha kísért teljes kiemelkedés. Igaz, hogy a „tardi szint" fekvőjében levő felső-eocén képződmények fúrásbeli vastagsága meglehetősen változó. Ebből azonban csak akkor lehetne feltétlenül lattorfi előtti kiemelkedéssel kapcsolatos, egyenlőtlen lepusztulásra következtetni, ha a lattorfi rétegek vastagsága közel állandó maradna. Mivel azonban az utóbbiak vastagsága (egymás melletti fúrásokban is) tágabb határok között változik, mint a felsőeocénbelieké, e vastagságingadozások zömét inkább utólagos szerkezeti elmozdulások következményének kell tartanunk.

Az oligocén magasabb tagjai sorában a Bükkalján Schréter Z. szürke r u p é l i agyag- és agyagmárga-, valamint k a t t i homokos agyagösszletet különbözetetett meg (II. melléklet). Később ezek sorát, bükkszéki tapasztalatai alapján Majzon L. tagolta tovább, *Foraminiferák* segítségével. Az általa megkülönböztetett öt rupéli szint közül a két legalsót (3. és 4. s z i n t) az egész Bükkalján (tehát Mezőkövesden, Mezőkeresztesen és Emődön is) kimutatta, Sajóhídvég környékének kivételével, ahol a triász alaphegység felett közvetlenül a miocén következik.

A *2.* s z i n t e t kimutatta az *Egerszalók* (Es) *1.* és *2.* a *Demjén* (De) *19,* a *Demjén-Kelet* (DK) *1, 2, 4, 5, 7, 8, 10, 11.* és *15,* a *Demjén-Szomolya 1, 2, 3.* és *5,* a *Szomolya* (Szom) *1.* és *3,* a *Noszvaj* (Ns) *2,* a *Bogács* (Bs) *1.* és *2,* a *Kács* (Kcs) 1, a *Sály* (Sá) *1.* és *2,* a *Tard* (To) *1.* és a *Mezőkeresztes* (Me) *3.* sz. fúrásokból.

Az 1. s z i n t jelenlétét a *Demjén-Kelet* (DK) *1, 2, 4, 5, 7, 8, 10,* az *Eger 1, 2,* a *Demjén-Szomolya 1, 2, 3, 5,* a *Szomolya* (Szom) *1, 3, 4,* a *Noszvaj* (Ns) *1, 2,* a *Bogács* (Bs) *1, 2,* a *Sály* (Sá) *1, 2,* valamint a *Tard* (To) *1.* sz. fúrásokban állapította meg.

A f e l s ő - r u p é l i szintet az *Eger 1, 2,* a *Demjén-Kelet* (DK) *1, 2, 3, 6,* a *Demjén-Szomolya 1, 2, 5,* a *Szomolya* (Szm) *1,* a *Szomolya* (Szom) *1, 3, 4,* a *Noszvaj* (Ns) *1, 2,* a *Bogács* (Bo) *1, 2, 6,* a *Tard* (To) *1.* és a *Tard* (Ta) *1.* sz. fúrásokban találta meg.

K a t t i e m e l e t r e utaló, viszonylag vékony rétegösszleteket talált az *Eger 1, Demjén* (Ds) *1, Demjén-Kelet* (DK) *6,* a *Demjén-Szomolya 1, 2, 5,* a *Szomolya* (Szom) *2,* a *Noszvaj* (Ns) *1.* és *Bogács* (Bs) *6.* sz. fúrásokban.

A magasabb oligocén tagok jelenléte tehát nem általános az egész Bükkalján; a katti összlet, ahol megvan, mindenütt vékony. Különösen feltűnő, hogy a mezőkövesdi, mezőkeresztesi és emődi terület szárazföldi üledékekkel kezdődő miocén összlete alatti oligocén rétegsorból nemcsak a katti és a felső-rupéli, hanem az 1. és 2. sz. rupéli szint is hiányzik. [Egyetlen kivétel a *Mezőkeresztes* (Me) *3.* sz. fúrás, amelyben a 2. szintet is kimutatták.] A Bükkalja északi részén mélyített fúrásokban az 1. és 2. rupéli szint nyugat felől Sályig, a felső-rupéli és katti szint ellenben csak Bogácsig követhető. Még keletebbre, Sajóhídvégnél a teljes paleogén összlet éppúgy hiányzik, mint a hegység K-i szegélyzónájában telepített *Miskolc 1.* sz. (selyemréti) és *2.* sz. (egyetemvárosi) fúrás környékén.

Ez utóbbi azért szembeötlő, mert a Szinvavölgytől É-ra mélyült újabb barnakőszénkutató fúrások egész sora jutott felső- és középső-oligocénbe. Így k a t t i homokos agyagot kaptak a *Miskolc 3.* (510,5—578,8 m közt), a *Diósgyőr 72, 180,* a *Sajóbábony 1,* a *Radostyán 1.* és *4.* sz. fúrásban. R u p é l i agyagot tártak fel a *Miskolc 3.* (578,8—621,4 m közt), a *Diósgyőr 182.* (183—194 m közt rupéli 1. szint), a *Diósgyőr 72,* a *Sajóbábony 1,* a *Radostyán 1.* és *4.* sz. fúrásban.

Nyugatabbra, Varbó közeléből már a századforduló óta ismeretesek a rupéli agyag felszíni kibúvásai. Innen Bánhorvátiig nincs adatunk az oligocén kifejlődéséről. Mindössze a *Sajókazinc 169.* sz fúrás ért Kovács L.—Verebélyi K.—Boldizsár I. szerint alsó riolittufa alatt katti üledékbe, s a *Bánfalva 29.* sz. fúrás hatolt (Majzon L. szerint) 159 m mélységben felső-rupéli rétegekbe.

Az oligocén rétegek legteljesebb és legvastagabb sorát a hegység Ny-i előterében húzódó nagy gravitációs minimum területéről ismerjük. Míg a Bükkszék és Recsk közötti fúrások lényegében a Bükkalja nyugatibb részein is meglevő rétegtagokat harántolták, az É-i irányban egyre inkább vastagodó (s Ózd—Hangony táján már 700—800 m-nyi) a l s ó-k a t t i s l í r felett a medence belseje felé az ugyancsak tekintélyes vastagságú „glaukonitos" homokkőösszlet következik.

Teljesen hiányzanak azonban az oligocén s vele együtt az eocén rétegek is abban a miocén üledékekkel fedett pásztában, amely a Darnó-hegy és az Upponyi-hegység nyugati peremét összekötő vonaltól keletre kíséri a paleo—mezozóikum felszíni határát. A Borsodi-medence északi részében mélyített fúrások szerint ezen paleogénmentes darnói pászta határa a Sajó völgyén át Sajókaza és Dubicsány között, Jákfalván keresztül a Rudabányai-hegység K-i széle felé folytatódik. Legkeskenyebb lehet ez a pászta az Upponyi-hegység és a sajóvelezdi triász rögöcske közt, hol annak K-i oldalán, a *Bánfalva 29.* sz. fúrásban már oligocént kaptak. ÉK felé viszont mindjobban kiszélesedik, s a szendrői típusú paleozóikum elterjedésének egész ismert területét magába foglalja.

Az egész zónára jellemző azonban, hogy nyugati szomszédságában mindenütt ugrásszerűen megnő az oligocén összlet vastagsága *(Recsk, Szajla, Bükkszék, Fedémes; Uppony 8.* és *9, Jákfalva 28.* sz. fúrás; *rudabányai vízkutató* fúrás).

Mindez első megközelítésben arra utalna, hogy a Bükkhegység, illetve az említett „paleogénmentes pásztá k" szigetként emelkedtek ki az oligocén tengerből. Ehhez kapcsolódva a magasabb oligocén szinteknek a Bükkalja felsorolt részein észlelt hiánya, illetve fokozatosnak tűnő kimaradása e medencerész viszonylag korai feltöltődésével vagy kiemelkedésével lenne magyarázható. Ebben az esetben tehát olyan szigettengerről volna szó, amelyben a sajóvölgyi medencerészre nézve a nyugati és déli medencerészekkel való összefüggés módja nem elég világos. Ellene szól az ilyen, egymással csak laza kapcsolatban álló medencerészek feltételezésének azok üledékanyagának kőzet- és őslénytani egyveretűsége és viszonylag könnyen párhuzamosítható volta. Bár szigettenger feltételezése esetén ez várható volna, sem a mangánkarbonát-, andezittufit- és homokkőbetelepülésekkel tarkított rupéli agyag- és agyagmárgaösszlet, sem a homokos anyagban felfelé egyre gazdagabb katti üledékek nem tartalmaznak bükki vagy szendrői típusú törmeléket. Sőt Szepesházy K. vizsgálatai arra utalnak, hogy a bükkalji rupéli rétegek szemnagysága éppen a hegység felé csökken, ami anyaguknak ellenkező irányból való származását bizonyítja.

Nem látunk tehát semmi lehetetlenséget abban az először Telegdi Roth K. által felvetett gondolatban, hogy az oligocén tenger a Bükkhegység s az említett „paleogénmentes övek" tetemes részeit elborította, noha az ezeken végbement tengeri üledékképződés kiterjedése és mértéke a lerakódott rétegek miocén előtti és miocén eleji lepusztulása miatt ma már nem állapítható meg pontosan. Ezzel a lepusztulással függhet össze természetesen a bükkalji oligocén rétegsor tetejének helyenkénti csonkasága is.

Miocén

A katti üledékek mindjobban homokosodó kifejlődésével jelzett tengervisszahúzódás a Bükkhegységben és környékén tehát végül is teljes szárazra kerülést eredményezett. Az oligocén üledékképződés eddigi hasonlóságával szemben a miocéntől kezdve a hegység nyugati, déli és északi oldalának feljődéstörténete eléggé különböző képet mutat.

A nyugati előtér oligocén összletét s az ezt fedő burdigálai rétegeket eróziós diszkordancia választja el egymástól. Sőt utóbbiak a Darnóhegyen és az ehhez csatlakozó paleogénmentes övben közvetlenül a triász alaphegységen nyugszanak, és idegen kőzetek kavicsai mellett természetesen sok bükki származású kavicsot is tartalmaznak. A sekélytengeri burdigálai transzgresszió azonban hamarosan regresszióba ment át, aminek első eredménye a helyenként még tengeri ősmaradványokat tartalmazó „alsó tarka agyag" képződése volt. Ezt az „alsó

riolittufa" felhalmozódása követte, minek során az addig még meglevő kisebb medencék is feltöltődtek. Az így kialakult szárazföldi térszínen megindult a lepusztulás, amiről a riolittufa anyagának áthalmozódása, szárazföldi kavics, konglomerátum és a „felső tarka agyag" képződése tanúskodik.

A déli előtérben az egri „akvitán" agyag- és homokösszletét térképünk a felső-oligocénnel foglalja egybe. Így azon csupán Noszvaj környékének bükki kőzetanyagot nem tartalmazó, laza, meszes homokkőbetelepülésekkel váltakozó kvarckavics- és konglomerátumképződménye jelez *tengeri alsó-miocént*. Ezt Schréter Z. korábban még a hárshegyi homokkő megfelelőjének tartotta, később pedig a Bükkalját jellemző alsó-miocén terresztrikumhoz csatolta. Mivel későbbi nézete még nem ment köztudatba, korábbi felfogása más szerzőknél is téves következtetésekre adott alkalmat. Schréter Z. módosított véleménye helyesen rögzíti a kavicsos összletnek a bükkalji oligocén feletti helyzetét. Mivel azonban homokkőbetelepüléseiben a síkfőkúti üdülő keleti szomszédságában, Cs. Meznerics I. meghatározása szerint *Ostrea* sp. és *Chalmys* ex gr. *scabrella* (Lam.) töredékeit találtuk, a tengeri miocénhez tartozása nem lehet kétséges. Sajnos, a bükkalji fúrásokban eddig még sehol sem találták, s így noszvaji elszigetelt előfordulásainak a környező miocén tufaképződményhez való viszonya nem volt megállapítható. Éppen elszigetelt helyzetéből azonban mégis leginkább alsó-miocén korára következtethetünk.

Ettől eltekintve, az *alsó-miocénben* a Bükkalja többi részén *szárazföldi* üledékfelhalmozódás folyt. Ennek eredményeképpen jelentékeny vastagságú, kőtörmelékes vörös agyag és homokkő halmozódott fel, átmosott oligocén *Foraminiferákkal*. A burdigálai emelet végén riolitvulkánosság kezdődött, melynek központja a hegységtől kissé távolabb lehetett. Az alsó tufarétegek közt a vörös terresztrikum vékonyabb rétegei helyenként még megismétlődnek.

A hegység É-i előterét a *burdigálai transzgresszió* – jelenlegi ismereteink szerint – csak részben érintette. E transzgresszió kétségtelen nyomát eddig csupán a hegységtől távolabb (Dubicsány, Jákfalva, Felsőnyárád és Ormospuszta környékén, meg a Szendrői-hegység déli peremén) találták. Az alsó riolittufa hullása ugyan itt is érvényesült, a szárazföldi lepusztulás viszonyai között azonban e tufaösszletnek sok helyütt csak foszlányai maradtak meg, míg az egykori mélyedéseket 100 m-t elérő vastagságban töltötte ki. Lepusztulás, majd szárazföldi, részben növénymaradványos vörös agyag, valamint durva, helyi kavics képződése előzte meg a helvéti transzgressziót az Upponyi-hegység ÉNy-i és DK-i oldalán is.

A burdigáliai tufa képződése a hegység déli oldalán riolit- és dácitlávaárakkal tarkított riolittufarétegekkel, megszakítás nélkül folytatódott a *helvéti*, *tortónai*, sőt a *szarmata* emeletben is. Felhalmozódása némelyek szerint szárazföldi viszonyok közt történt: ennek

azonban SCHRÉTER Z. bogácsi tengeri faunulái ellene mondanak. Az összlet szarmatába eső része jellegzetes csökkentsósvízi faunát tartalmaz.

A *helvéti transzgressziót* a borsodi—egercsehi medencében barnakőszéntelepek, a hegység É-i részén pedig 500 m tszf. magasságig nyomozható, fúrókagylónyomos—osztreás abráziós képződmények keletkezése vezette be (98. ábra). Az üledékképződés csak a tortónai emelet végén szakadt meg. A hegység D-i oldaláról időnként ide is eljutott a riolittufaszórások anyaga, amit a borsodi barnakőszéntartalmú rétegsornak D felé növekvő számú és vastagságú riolittufaközbetelepülésein kívül (99. ábra) a középső riolittufa-szint általános elterjedése igazol.

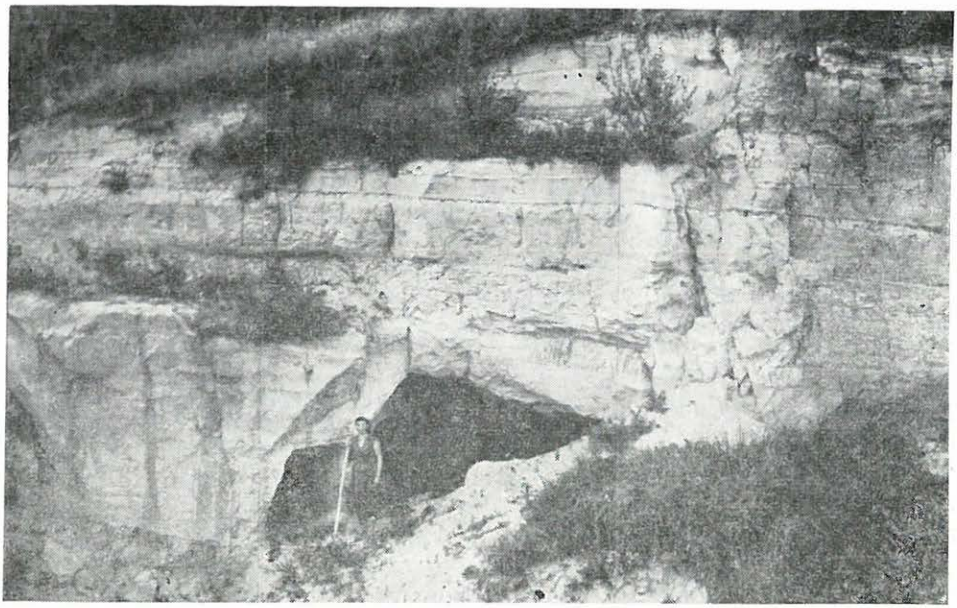


98. ábra. Helvéti alapkavics *Ostreákkal.* A Galyaforrástól ÉNy-ra levő vasúti bevágásban. – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 98. Helvetischer Basisschotter mit Ostreen. Im Waldbahneinschnitt NW von der Galya-Quelle. – (Photo: K. BALOGH 1958)

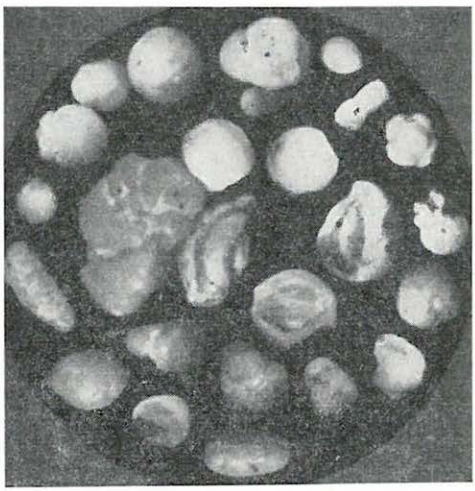
A Kisfennsíkon a helvéti alapkavics sok helyütt megvan még, a rétegsor magasabb része tehát csak utólag pusztult le.

Térképezésünk során néhány új és jelentős adatra sikerült szert tennünk, amelyek – ha nem is értékelhetők még minden ellentmondástól mentesen – új megvilágításba helyezik a hegység központi részének miocén fejlődéstörténetét. Az már SCHRÉTER Z. térképeiről is leolvasható, hogy az enyhén D felé dűlő bükkalji riolittufatáblákat miocén utáni törések választják el az alaphegységtől, a tufalerakódás lepusztulási roncsait azonban ez utóbbi szegélyén, a Hórvölgy nyílása táján kívül a Nagyökrös D-i szomszédságában is meg lehet találni. Eme, Dél-Bükkre szorítkozó előfordulásokon kívül azonban a Bükkfennsík karsztos repedéseiben is találtunk foraminiferás, biotitos riolittufitot (csipkéskúti műút bevágása; BALOGH K. 1957; 100. ábra) laza, csillámos homokot és homokos tufitot, elvétve fúrókagylónyomos mészkőkavicsot (a szilvásvárad—miskolci műút 11,8, 12,6 és 13,9 km-kövénél, s a Mélysárbérc É-i végén levő töbör alján mélyített kutatóaknában; JÁMBOR Á. 1961a). JÁMBOR szerint a homokos agyagok szemcseeloszlási görbéje egy gyengébb és egy vagy két erősebb maximumot mutat. A két erősebb maximumot riolittufaásványok (dihexagonális kvarc, ilmenit, biotit,



99. ábra. Helvéti rétegösszletbe települt riolittufitrétegek. A perecesi országút K-i oldalán, a diósgyőri erdei vasúttól kb. 1 km-re É-ra. – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 99. Im helvetischen Schichtenkomplex eingelagerte Rhyolithtuffitschichten. An der O-Seite der Landstrasse nach Pereces, cca 1 km nördlich von der Waldbahnlinie Miskolc—Lillafüred. – (Photo: K. BALOGH 1958)



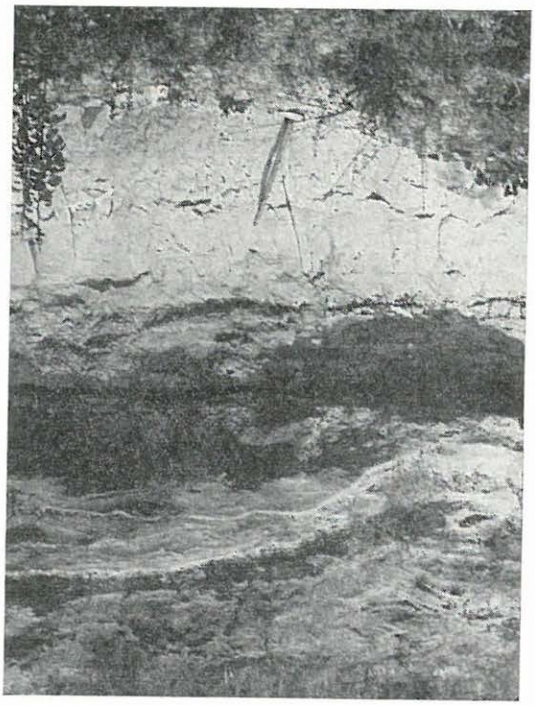
100. ábra. Foraminiferák és csigatöredékek középső-miocén riolittufitból. – Csipkéskúti műút (59/1956. B. K.). 20:1. – (Foto: PELLÉRDY L.-NÉ 1962)

Abb. 100. Foraminiferen- und Gastropoden-Reste aus dem mittelmiozänen Rhyolithtuffit an der Landstrasse nach Csipkéskút (59/1956.B.K.) 20 : 1. – (Photo: FRAU PELLÉRDY 1962)

elvétve turmalin, cirkon, amfibol, gránát) okozzák, amelyek csak légi úton kerülhettek ide. Az agyagásvány: montmorillonit, kaolinit, illit. Majd minden mintánkban volt szerves maradvány. Az összesített ősmaradványtársaság:

Foraminifera kőbelek
Nonion sp. (héjas példány)
Quinqueloculina sp. (héjas példány)
? *Globigerina*-töredék
? *Orbulina*-töredék
Tengeri sün tüsketöredékek
Csigakőbelek (embrionális)
Kagylóhéjtörmelék
Halfogak.

Sajnos, ez inkább csak a kifejlődés tengeri jellegét határozza meg, pontos korát azonban nem. A szóban forgó üledékroncsokat tehát csak feltételesen sorolhatjuk a középső-miocénbe. Ennél idősebb vagy fiatalabb kort azonban aligha lehet nekik tulajdonítani*. *Jelenlétük minden esetre arra vall, hogy a központi hegységrész sziget voltának feltételezését a miocén középső szakaszára nézve is felül kell vizsgálnunk.*

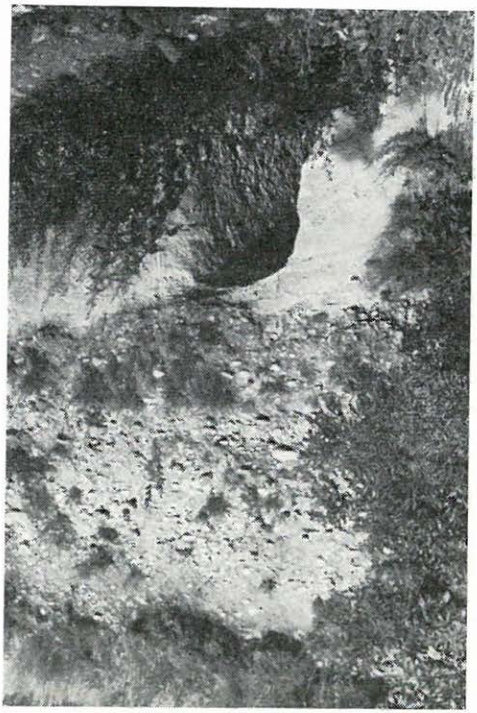


101. ábra. Tortónai (?) riolittufitra települt, áthalmozott, ferderétegzésű szarmata andezittufa. – Sajóbábony. A Párnahegy É-ról számított 2. fejtése. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 101. Auf tortonischem (?) Rhyolithtuffit lagernder, umgehäufter schräggeschichteter Andesittuff sarmatischen Alters. – Sajóbábony. Von Norden gerechnet zweiter Bruch des Hügels Párnahegy. – (Photo: K. Balogh 1958)

A Bükkhegység képe tehát csak a szarmata elején kezdett a maihoz hasonlóvá lenni, s elkülönülni környezetétől. A Borsodi-medencéből ismeretes, nagyobbrészt áthalmozott andezitagglomerátum és -tufa (101—102. ábra) s az ehhez kapcsolódó szárazföldi eredetű

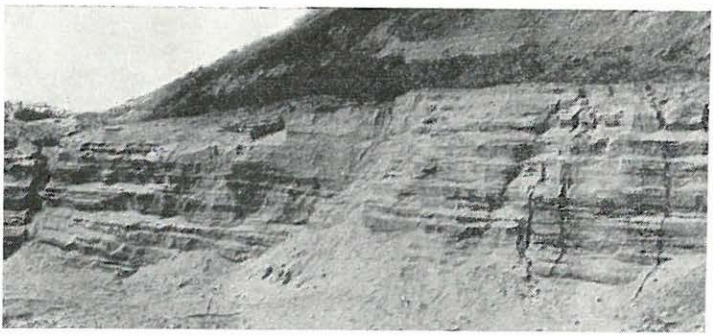
* Hasonló helyzetű tufitos üledékek a bükkszentkereszti és a kékmezői műutak elágazásánál is láthatók.



102. ábra. Áthalmozott andezittufára települt andezit- és mészkőkavics. – Sajóbábony K-i oldalán. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 102. Auf umgehäuften Andesittuff lagernder Andesit- und Kalkschotter. O-Seite von Sajóbábony. – (Photo: K. Balogh 1958)

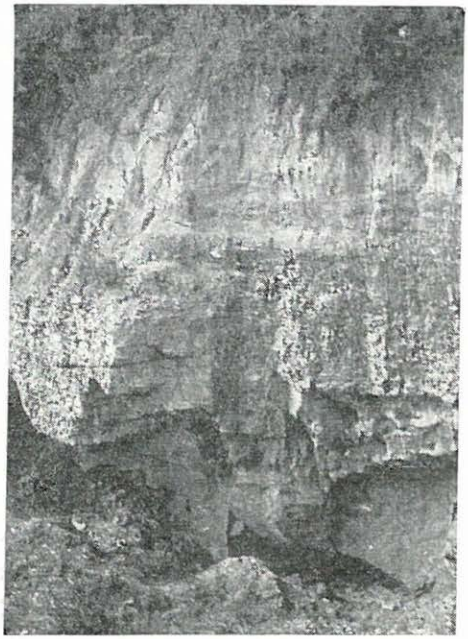
gömöri típusú mészkőkavics és konglomerátum a központi tömeg területéről éppúgy hiányzik, mint a hegység déli oldalának kövületes riolittufitja. A hegységnek tehát már a Borsodi-medencébe torkolló egykori Sajó-delta vagy -törmelékkúp szintje fölé kellett emelkednie. Megelőző elboríttatásból származó, laza üledékekkel takartságát éppen az bizonyítja, hogy kiemelt helyzete ellenére sem találjuk nyomát bükki eredetű alaphegységkavicsnak a hegység É-i, Ny-i vagy D-i környezetének szarmata üledékeiben, mert előbb a fiatal üledéktakarónak kellett lepusztulnia.



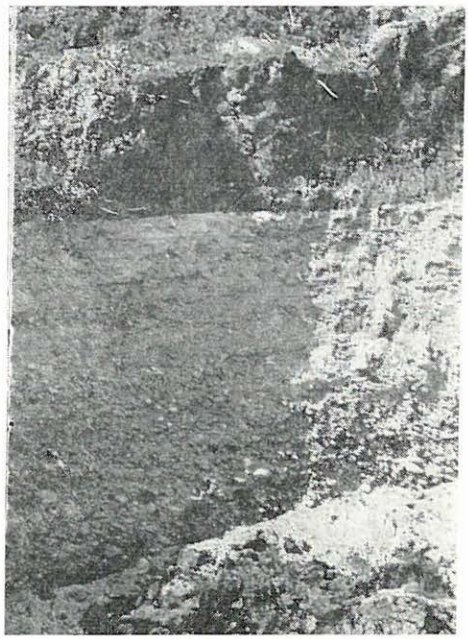
103. ábra. Világossárga, ferdén rétegzett homok. (Felső-pannóniai emelet) – Fülök-udvar; a cserépváralja—tardi és a tibolddaróci utak találkozásán, a fővölgy K-i oldalán. – (Foto: Balogh K. 1958)

Abb. 103. Hellgelber, schräggeschichteter Sand (Oberpannon). – Fülök-udvar; beim Zusammentreffen der Strassen zwischen Cserépváralja—Tard und Tibolddaróc, an der O-Seite des Haupttales. – (Photo: K. Balogh 1958)

A Bükkhegység valószínűleg még a pliocén folyamán is csak viszonylag lapos kiemelkedést alkotott. Ez azonban elég volt ahhoz, hogy a D-en és ÉK-en előnyomuló pannóniai beltó üledékeinek (103. ábra) a központi tömegig nyomulását megakadályozza. 300—400 m-nyi, egy



104. ábra.



105. ábra.

104. ábra. Középső-miocén riolittufára települt mészkőanyagú teraszkavics, tufakavicsos homok és sárgásbarna agyag (pleisztocén). – Kács. A Kecskekő-malom D-i szomszédságában, a műút K-i oldalán. – (Foto: BALOGH K. 1958)

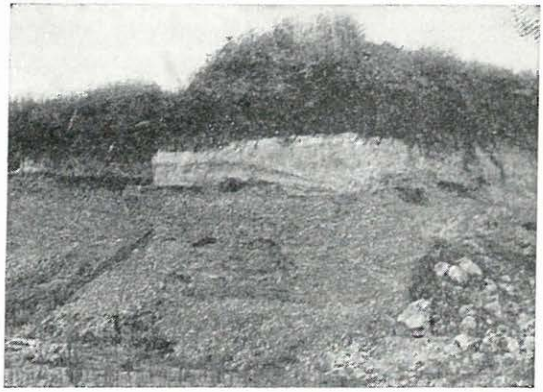
Abb. 104. Auf mittelmiozänem Rhyolithtuff lagernder, aus Kalk bestehender Terrassenschotter, Sand mit Tuffbrocken und gelblichbrauner Ton (Pleistozän). – Kács. In der südlichen Nachbarschaft der Kecskekő-Mühle, an der Ostseite der Landstrasse. – (Photo: K. BALOGH 1958)

105. ábra. Fölfelé finomodó, keresztrétegzett teraszkavics; felette tufaeredetű ásványokat tartalmazó vörösbarna agyag (pleisztocén). – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 105. Nach oben sich verfeinernder, kreuzgeschichteter Terrassenschotter; im Hangenden Tuffmineralien führender, rotbrauner Ton (Pleistozän). – (Photo: K. BALOGH 1958)

tömegben való kiemelkedését kell feltételeznünk a pannon vége óta. Ennek következményeként foghatjuk fel mindenekelőtt a központi hegységrészt borító s a megelőző szárazföldi időszakokban már többszöri áthalmozást szenvedett, vörösbarna agyaggá alakult riolittufa-roncsok végleges lehordódását. Ezzel kapcsolatban – mint az különösen a déli

előtérben jól megfigyelhető – a negyedkori üledékekben a riolittufa-származékok mellett már az idősebb (eocén és triász) képződmények törmeléke is megjelenik (104–106. ábra). A hegység tetején a miocén riolittufa-roncsokból kifújt és töbrök, barlangok szélárnyékos részein felhalmozódott por löszszerű szemcseösszetételi görbével jellemzett sárga agyaggá lett. A hegység kiemelt részei morfológiailag megfiatalodtak, s a folyóvíz kivéső munkája nyomán szétszabdalódtak. A periglaciális jellegnek megfelelően helyenként vastag lejtőtörmelék halmozódott fel, a karsztforrásokból táplálkozó patakok pedig mésztufával töltötték fel a medrüket.



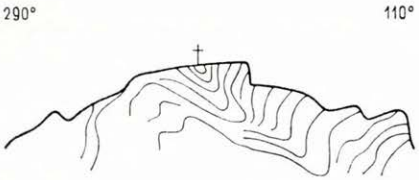
106. ábra. Pleisztocén teraszkavics a Mezőkövesd ÉNy-i sarkán levő fejtésben. – *Alul* radiolarit-, kovapala-, továbbá középső-triász és felső-eocén mészkőszemekből álló kavics, tufás agyaglencsékkel; *fönt* (fehér színnel) horzsakőkavics. – (Foto: BALOGH K. 1958)

Abb. 106. Terrassenschotter im Bruch an der NW-Ecke von Mezőkövesd (Pleistozän). – *Unten* aus Radiolarit, Kieselschiefer, weiters Mitteltrias- und Obereozänkalk bestehender Schotter mit tuffigen Tonlinsen; *oben* Bimssteinkies. – (Photo: K. BALOGH 1958)

HEGYSÉGSZERKEZET

Általános jellemzés

Az északnyugati irányítottságú, alsó-karbon képződményekből álló upponyi hegységröggel szemben a fiatalabb képződményekből felépített tulajdonképpeni Bükkhegységet zömükben dél, illetve délkelet felé ábtuktatott redők és pikkelyek jellemzik. Az építőanyagban és szerkezeti stílusban mutatkozó mélyreható különbségek oka nyilván abban van, hogy az upponyi hegységrész szerkezete már az intrakarbon hegymozgás során kialakult, a szűkebb értelemben vett Bükkhegységé pedig csak az alpida mozgások krétabeli szakaszaival veszi kezdetét. Az alpida mozgások tehát már mintegy készen találták az upponyi, s az ennek folytatásába eső, hasonló szerkezetű szendrői rögöket. Így ez utóbbiaknak a hegységképző erők által kiemelt, konszolidáltabb tömege észak felől ható satupofaként működhetett közre a Bükk nagy vastagságú, mozgékony üledékösszletének megpréselésében. A szerkezeti mozgások déli ütközőtömegéül viszont az észak-alföldi kristályos rögöt tekinthetjük. A közrefogott bükki üledékösszlet felgyűrődésének módját lényegében e két ősi tömeg egymásra hatásának mikéntje szabta meg.

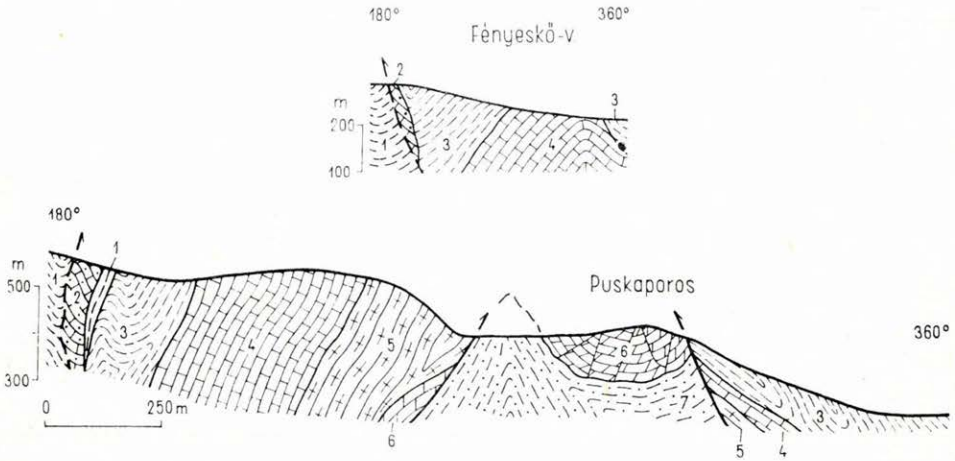


107. ábra. A Bartuskő alsó-triász szikláinak távlati képe

Abb. 107. Skizze der Untertrias-Felsen von Bartuskő

A keletkezett elmozdulások mértéke nem éri ugyan el a kárpáti takarók méreteit, a Bükk szerkezete mégis sokkal bonyolultabb, mint akármelyik magyar középhegységé. Egyszerű redőformák mellett gyakran látni átbuktatottakat (107. ábra). A képződmények nemcsak gyűredezettek, hanem jelentékeny rétegmenti elmozdulások során gyakran teljesen ki is hengerlődtek. A tengeralatti vulkáni képződmények dinamometamorf átalakulást szenvedtek, a vastag agyagpalasorozatok harántpalásságot nyertek. A megtorlódás az egyes mozgási szakaszokban eltérő módon nyilvánult meg, és ez gyakran még ugyanabban a vonulatban is ellentétes pikkelyeződést eredményezett.

A hegység szerkezeti főtengelyének az az enyhe ívelésű, kereken 26 km csapáshosszúságú boltozat tekinthető, amelyet a bélapátfalvai Piszkóhegy É-i szomszédságától a látókői Szalajka környékéig, majd a Garadnavölgy mentén Hámoron át a diósgyőri Várhegyig nyomozhatunk. Magja, amelyet nyugati, kiemelt részén még a szilvásváradi széles namuri—moszkvai palasáv alkot, kelet felé erősen összeszűkül. Tengelye pedig fokozatosan lebukik, úgyhogy azt Hámor felé előbb a felső-perm, majd



108. ábra. Az észak-bükki antiklinális Diósgyőrnél

1. Eruptívumok. *2.* Tűzköves mészkő. *3.* Szürke agyagpala és homokkő (*1—3.* Ladini emelet). *4.* Világosszürke mészkő. *5.* Eruptívumok. *6.* Szürke dolomit (*4—6.* Anizuszi emelet). *7.* Mészkő és agyagpala (alsó-triász)

Abb. 108. Geologisches Profil der Nord-Bükker Antiklinale bei Diósgyőr

1. Eruptiva. *2.* Hornsteinkalk. *3.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (*1—3.* Ladin). *4.* Hellgrauer Kalk. *5.* Eruptiva. *6.* Grauer Dolomit (*4—6.* Anis). *7.* Kalk und Tonschiefer (Untertrias)

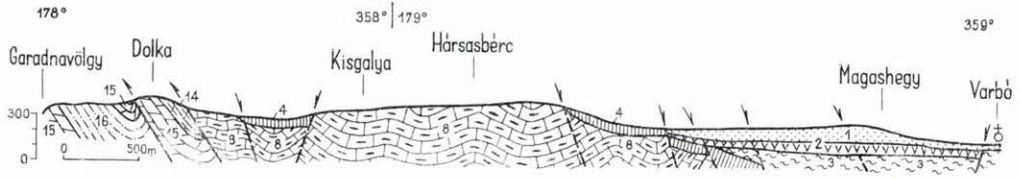
az alsó-triász, a Gulicskától kezdve pedig a felső-anizuszi mészkő sávjai jelölik. A boltozat Hámor—Diósgyőr közti része álló redőt formál (II. sz. melléklet; 67. és 108. ábra), a Szinvavölgy keleti oldalától kezdve pedig dél felé át van buktatva (109—110. ábra). Átbuktatottsága nem mindenütt egyforma mértékű. Ómassa tájáig az egyébként mindenütt jól fejlett déli szárny valamennyi képződménye észak felé hajlik; innen kezdve azonban a boltozatmag közvetlen fedőképződményei (az északi hajlású magasabb tagokkal szemben) déli dőlésűek (111. ábra). Kivételképpen – főleg a Nagycsipkés környékén – azonban még a fennsíki mészkő mélyebb része is déli hajlású. Az ugyanazon csapás mentén ellentétes irányba hajló összletek közti feszültségek É-i hajlású síkokon történt rátolódásokban oldódtak fel. Jelentékeny rátolódási öv határolja mindenekelőtt az antiklinális álló redőként jellemzett K-i végződésének déli oldalát a ladini eruptívumok tömege felé (108. ábra). Kisebb rátolódásokat tételezünk fel továbbá a boltozatmag déli szárnyának karbon—perm, illetve triász sorozata közt a Farkasnyak táján (V. melléklet), vagy a Kelemen-

székétől ÉK-re húzódó, erősen gyüredezett ladini palasávnak a fennsíki mészkővel való érintkezésén (112. ábra) és annak közelében (113. és 114. ábra). Rétegtagok jelentős csökkenését vagy teljes kimaradását eredményező elmozdulások észlelhetők egyébként a déli boltozatszárny átbuktatott részeiben is. Ezek gyakran jó darabig a képződményhatárok mentén nyomozhatók, majd ÉÉK vagy DDNy felé fordulva, szögben metszik a rétegek csapását. Az ide tartozó legjelentősebb szerkezeti vonalak a Savósvölgy Ny-i oldaláról a Szárdoka É-i része felé, a Tekenősvölgytől a Jávorhegy K-i pereméig, illetve a Bálványtömeg K-i szélétől a Leányhegy D-i oldaláig követhetők. Noha e vonalak ÉÉK—DDNy-i csapású részei többnyire igen élesen, vetők módjára szakítják meg a képződmények szabályos vonulatait, nem metszik el az egymásra következő vonulatok valamennyijét. Ezért nem is minősíthetők sem egyszerű vetőknek, sem lapvetődéseknek, hanem olyan harántfeltolódásoknak, amelyek kialakulását az antiklinális fejlődésének későbbi szakaszaiban támadt nyírófeszültségek idézték elő. — Igen jelentős rátolódási vonal húzódik a szóbanforgó boltozat déli szárnyában az Éleskővár környékétől a Nyírbérc tájáig is, amit a felső-moszkvai és urali, főleg azonban az alsó-permi palaösszlet elvékonyodása és helyenkénti teljes kihengerlődése jelez anélkül, hogy az ezt okozó mozgás irányát a rendelkezésünkre álló adatok alapján pontosan meg tudnók állapítani.

Ettől eltekintve a déli boltozatszárny összes eddig említett rátolódásai határozottan dél és délkelet felé irányulnak. Az egyetlen, de jelentős kivételt a bélapátfalvai Csertő környékétől a szilvásváradi Rónabükk gerincéig húzódó, kifejezetten ÉNy-i mozgatottságú pikkelyes öv alkotja (112—115. ábra).

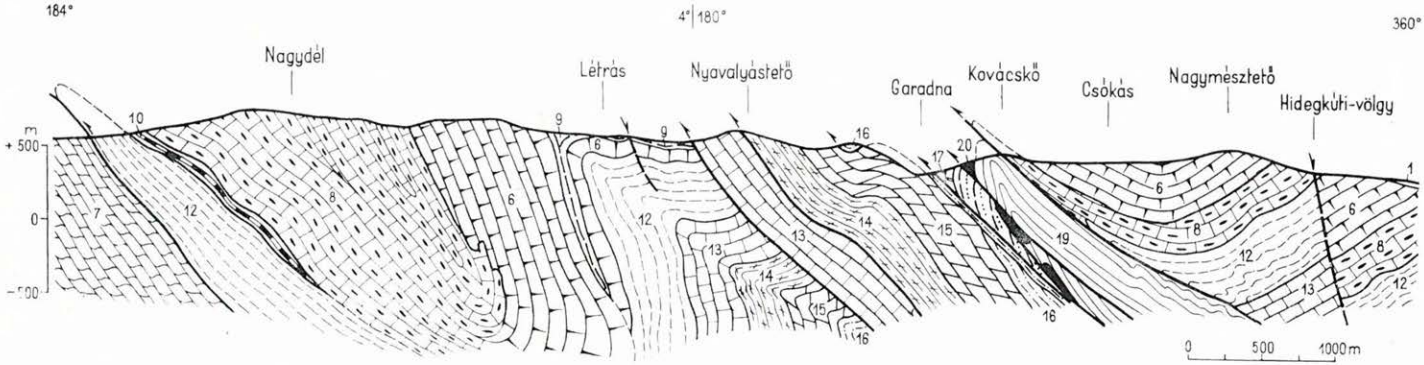
A déli antiklinálisszárny képződményeinek mindezek ellenére hosszú vonulatokban és többé—kevésbé szabályos egymásutánban követhető elrendeződésével szemben az északi szárny kifejlődése K-en csak Diósgyőrtől Hámorig mutat teljes szabályosságot. Hámortól a Kaszáskút tájáig azonban már olyan nagyobb szabású rátolódásokkal találkozunk, amelyek egynél több rétegtag részleges vagy teljes kimaradását eredményezték (109—110. és 116—118. ábra). Nyugatabbra, a Kaszáskúttól a Köpűstetőig viszont (5 km csapáshosszúságban) még csonkább az északi szárny rétegsora, s a Kisfennsík ladini mészkőszinklinálisa a hegység belsejének leghatalmasabb rátolódási öve mentén közvetlenül a boltozatmagot képviselő namuri—moszkvai palaösszlettel kerül érintkezésbe. A Kisfennsík Ny-i oldalán jól kivehető, hogy a boltozatszárnyhoz É felől csatlakozó, a boltozatmaghoz képest eredetileg mélyebb fekvésű szinklinálisból feltolódott triász képződmények valósággal elszakították és legalább 1 km-rel délebbre nyomták a Látókő—Cakókő térségétől kezdve nyugat felé mind jobban kiszélesedő karbon palában futó antiklinálistengelyt.

A boltozatmag e kiszélesedése a namuri—moszkvai palaösszlet erős gyűredezettségével van kapcsolatban. Hasonló jellegű, kisebb szerkezeti



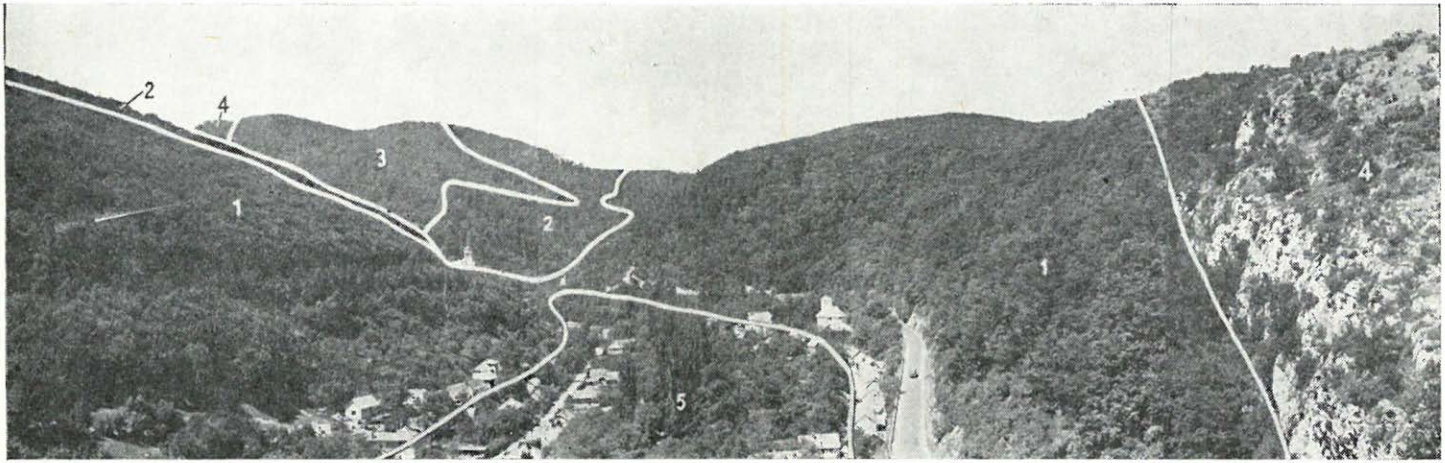
116. ábra. Földtani szelvény a Garadnavölgytől Varbóig. (Jelmagyarázatát l. a 122. ábránál)

Abb. 116. Profil vom Garadnavölgy bis Varbó. (Zeichenerklärung s. bei Abb. 122.)



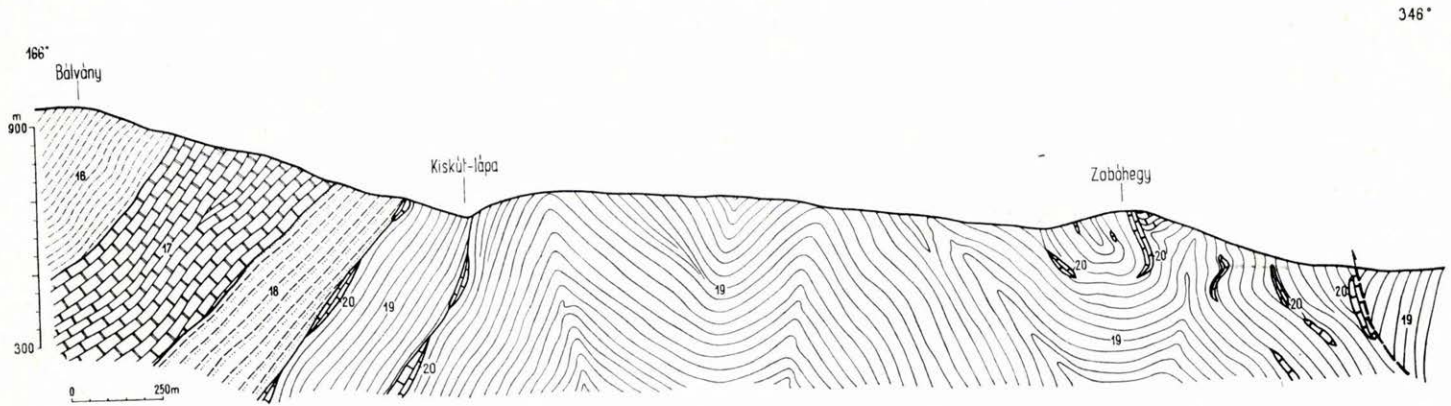
117. ábra. Földtani szelvény Nagydél—Hidegkúti-völgy vonalában. (Jelmagyarázatát l. a 122. ábránál)

Abb. 117. Profil entlang der Linie Nagydél—Hidegkúti-völgy (Zeichenerklärung s. bei Abb. 122.)

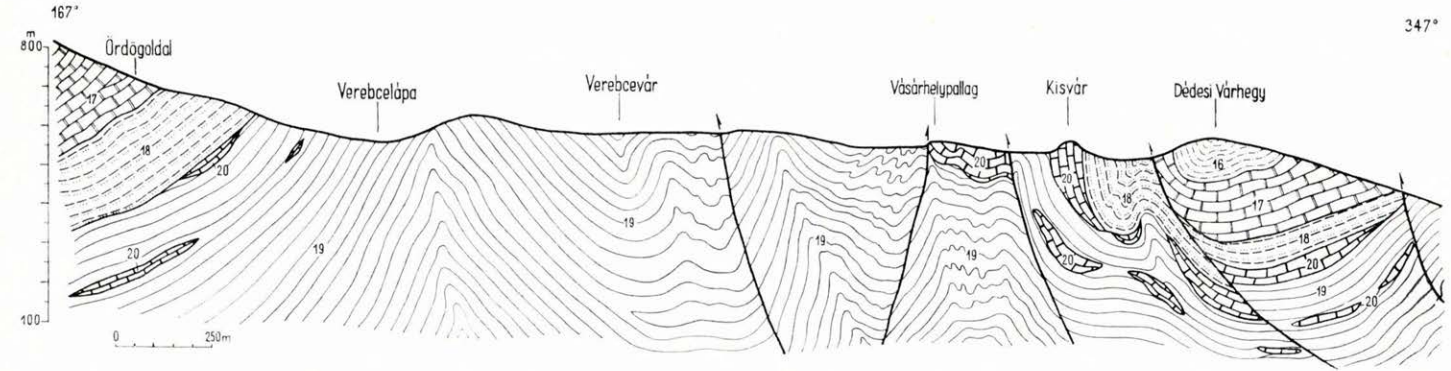


118. ábra. A Szinvavölgy panorámája Lillafüred alatt. – (Foto: BALOGH K. 1958)
1. Alsó-triász. *2.* Alsó-anizuszi dolomit. *3.* Középső-anizuszi eruptivumok. *4.* Felső-anizuszi mészkő. *5.* Alluvium

Abb. 118. Panorama des Szinva-Tales unter Lillafüred. – (Photo: K. BALOGH 1958)
1. Untertrias. *2.* Unteranisischer Dolomit. *3.* Mittelanisische Eruptivgesteine. *4.* Oberanisischer Kalk. *5.* Alluvium

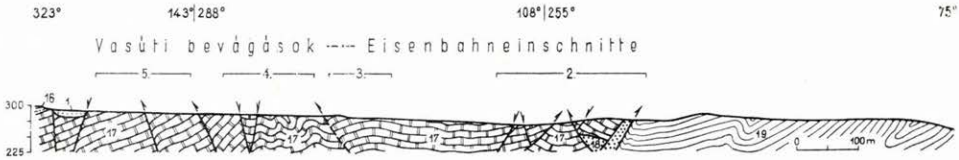


119. ábra. Földtani szelvény a Bálványtól a Zobóhegyig. (Jelmagyarázatát l. a 122. ábránál)
Abb. 119. Profil von Bálvány bis Zobóhegy. (Zeichenerklärung s. bei Abb. 122.)

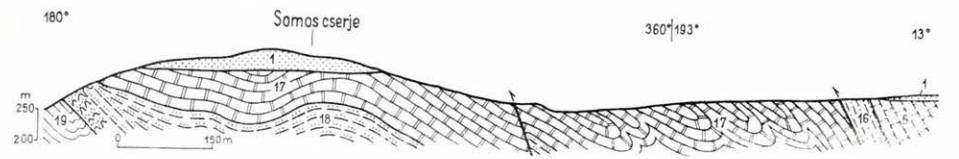


120. ábra. Földtani szelvény az Ördögoldaltól a Dédesi Várhegyig. (Jelmagyarázatát l. a 122. ábránál)
Abb. 120. Profil von Ördögoldal bis Dédesi Várhegy. (Zeichenerklärung s. bei Abb. 122.)

komplikációk az innen kezdve jól felismerhető északi boltozatszárnyban is mutatkoznak (119—120. ábra). Lényegében azonban arról van szó, hogy az eddig tárgyalt főboltozathoz (a Kemesnye—Szilasfő—Dédesi vár alsó—felső-perm és alsó-triász képződményeivel, majd a Zobó-, Eskerenna- és Terebeshegy felső-moszkvai mészkőlencséivel jelzett szinklinálisrész közbeiktatásával) újabb namuri—moszkvai magvú antikliná-



121. ábra. A nagyvisnyói 2—5. sz. vasúti bevágás szelvénye
Abb. 121. Profil durch die Eisenbahneinschnitte Nr. 2—5 bei Nagyvisnyó



122. ábra. Földtani szelvény a 414. sz. hektométertől (a szelvény baloldalán) a 2. és 3. vasúti bevágás közti árkon át

Jelmagyarázat a 112—117. és 119—122. ábrához: *1.* Homok, agyag, mészkőkavics (helvéti). *2.* Alsó riolittufa (burdigálai). *3.* Agyagmárga (rupéli). *4.* Lithothamniumos—nummuliteszes mészkő (felső-eocén). *5.* Triász általában. *6.* Fennsíki mészkő. *7.* Répáshutai mészkő. *8.* Tűzköves mészkő. *9.* Savanyú és bázisos eruptívumok (*6—9.* Felső-ladini—karni). *10.* Kovapala és radiolarit. *11.* Tűzköves mészkőbetelepülések a 12. sz. rétegösszletben. *12.* Szürke agyagpala és homokkő (*10—12.* Alsó- és középső-ladini). *13.* Fehéresszürke mészkő. *14.* Eruptívumok. *15.* Szürke dolomit (*13—15.* Anizuszi emelet). *16.* Alsó-triász általában. *17.* Fekete mészkő (felső-perm). *18.* Tarka pala és homokkő (alsó- és középső-perm). *19.* Szürke agyagpala és homokkő. *20.* Mészkőlencsék a 19. sz. rétegösszletben (*19—20.* Felső-karbon)

Abb. 122. Profil vom Hektometer Nr. 414 (links) durch den Graben zwischen den Eisenbahneinschnitten Nr. 2. und 3.

Zeichenerklärung zu den Abbildungen 112—117. und 119—122: *1.* Sand, Ton und Kalkschotter (Helvet). *2.* Unterer Rhyolithtuff (Burdigal). *3.* Tonmergel (Rupel). *4.* Lithothamnien—Nummulitenkalk (Obereozän). *5.* Trias im allgemeinen. *6.* Plateaukalk. *7.* Kalk vom Répáshutaer Typ. *8.* Hornsteinkalk. *9.* Saure und basische Eruptiva. (*6—9.* Oberladin—Karn). *10.* Kieselschiefer und Radiolarit. *11.* Hornsteinkalkeinlagerungen im Schichtenkomplex Nr. 12. *12.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (*10—12.* Unter- und Mittelladin). *13.* Hellgrauer Kalk. *14.* Eruptiva. *15.* Grauer Dolomit. (*13—15.* Anis). *16.* Untertrias im allgemeinen. *17.* Dunkler Kalk (Oberperm). *18.* Bunter Tonschiefer und Sandstein (Unter- und Mittelperm). *19.* Grauer Tonschiefer und Sandstein. *20.* Kalklinsen im Schichtenkomplex Nr. 19. (*19—20.* Oberkarbon)

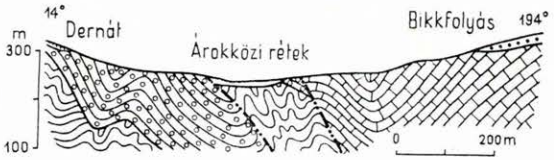
lis csatlakozik. Ennek tengelye Nagyvisnyó D-i szomszédságából (ahol azonban középső-miocén takarja) ÉK-i irányban Dédes felé csap. Szárnyait a Mályinka környéki (barócvölgyi, felső- és alsó-szőlőkövei, körtvélyszeri), valamint a Nagyvisnyó—Dédes közti felső-moszkvai—felső-perm összlet alkotja. Ezt az általános képet az V. melléklet vonatkozó része szemlélteti. A részlettektonika természetesen — mint azt a nagyvisnyói vasúti bevágások szelvényei is mutatják (121. és 122. ábra) — meglehetősen bonyolult. (Különösen feltűnő ezeken a NyÉNy, tehát az upponyi rög felé hajló redőcskék és feltolódások gyakorisága.)

A nagyvisnyó—dédesi sáv északi folytatását középső- és felső-miocén képződmények fedik, így annak felépítéséről csupán a Szodonkakút—Határtető—Bikkfolyás—Nekézseny közti felső-perm—alsó-triász kibúvások rétegei tájékoztatnak. Ezek alapján valószínű, hogy a nagyvisnyói 5. bevágás mellett, valamint a Somosról lejövő É—D-i árok közepe táján felszínre lépő alsó-triász képződménynek felett (de még mindig a nagy felsőkarbon boltozat északi szárnyának tartozékaként) újabb felső-perm—alsó-triász pikkely következik (122. ábra).

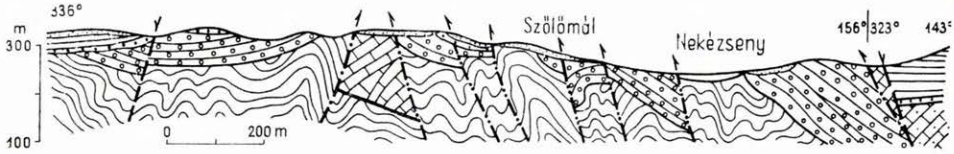
A nekézsenyi Bikkfolyásárkon, Jőcsösvölgyön és Szőlőmálon át szerkesztett szelvények világosan mutatják, hogy az észak-bükki antiklinális legszélső szárnyképződményei délről észak felé irányuló mozgással az Upponyi-hegység déli szegélyére települt szenon konglomerátum fölé kerültek. E gozau utáni mozgás iránya éppen ellentétes a délibb hegységrészek uralkodó mozgásirányával (123—126. ábra).

A gozaura feltolódott pikkelyeken kívül azonban olyan, az alsókarbon palaösszletbe belegyúródott középső-triász pikkelyeket is ismerünk az Upponyi-hegység déli szegélyéről, amelyek felett transzgressziósan nyugszik a szenon konglomerátum és homokkő. Ezek a diabázos középső-triász mészkőből álló szegélypikkelyek tehát – ugyancsak délről észak felé irányuló mozgással bár, de – még a gozaui összlet lerakódása előtt jutottak a vizéi palaösszlet fölé. A diabázos pikkelyek szétdarabolódása és a vizéi palaösszletbe belegyúródása viszont már gozau utáni, ellentétes pikkelyeződések eredménye, melyekben a gozau is résztvesz. E gozau utáni mozgások egy része DDK felé, tehát lényegileg a Bükk uralkodó mozgásirányába mutat; más részük pedig a fentebb említett és Schréter Z. által *nekézsenyi rátolódásnak* nevezett, gozau utáni mozgással vág egybe.

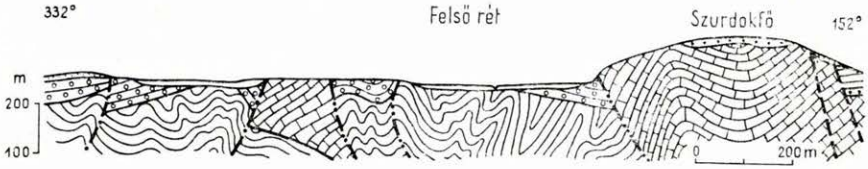
Az észak-bükki antiklinális garadnavölgyi szakaszára rátolódott Kisfennsík (a Nagyszállásvölgyig hozzá csatlakozó területekkel együtt) lényegében a kemesnye—szilasfői szinklinális változatosan tagolt folytatása. Kisebb mértékű tagolódást már a kemesnyei szinklinális Csondróvölgytől K-re eső részén is megfigyelhetünk (csondrótetői középső-triász szinklinális; a Bartuskő É-i szomszédságának részteknői és részboltozatai). Sokkal bonyolultabb azonban a Nagyszállásvölgy K-i oldalának szerkezete. Itt a Kiskaticsány—Szalasznya—Koponyahegy alsó-anizuszi dolomitvonulata olyan antiklinálist jelez, melynek KDK felé átbuktatott és pikkelyezett K-i szárnya végül is a Villámbércről ide húzódó alsó-ladini palasáv által jelölt szinklinálisba megy át. Ennek ellenszárnyát a Nagykaticsány—Buzgókő D és DK felé mozgatott rétegsora jelzi, amelyben, erősen kihengerelten bár, mégis a felső-permtől az alsó-ladiniig csaknem minden rétegtag jelen van (127. ábra). A Buzgókőtől D-re levő, injektív eredetűnek látszó felső-perm mészkőfoltot a Harica völgyéből kiindulva az Örvénykő ÉNy-i lábán át éles szerkezeti vonal különíti el a Kisfennsík lényegesen nagyobb vonalú, viszonylag enyhe redőitől. Ezek elhelyezkedéséről a II. sz. mellékleten kívül a 110, 116. és 117. ábra tájékoztat. A szer-



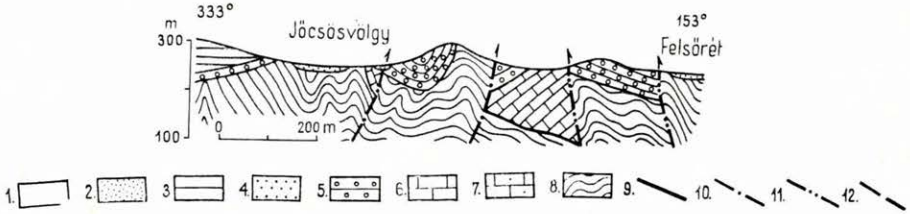
123. ábra. A nekézsenyi Bikkfolyás-árok földtani szelvénye
Abb. 123. Profil durch den Bikkfolyás-Graben bei Nekézseny



124. ábra. A nekézsenyi Szőlőmál-tető földtani szelvénye
Abb. 124. Profil des Hügels Szőlőmál bei Nekézseny



125. ábra. A nekézsenyi Jőcsösvölgy nyugati oldalának földtani szelvénye
Abb. 125. Profil der westlichen Seite des Jőcsösvölgy bei Nekézseny



126. ábra. A nekézsenyi Jőcsösvölgy keleti oldalának földtani szelvénye

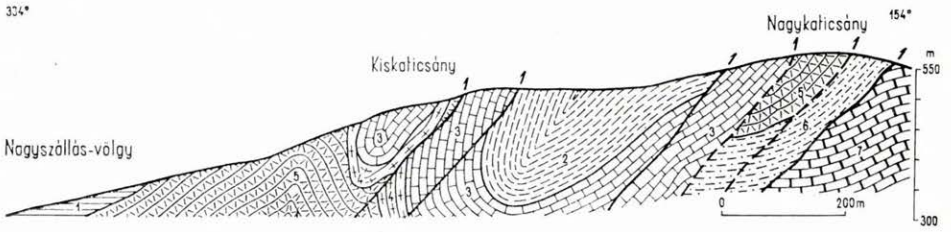
Jelmagyarázat a 123—126. ábrához: *1.* Völgykitöltés (holocén). *2.* Barna agyag kvarckaviccsal (pleisztocén). *3.* Homok, agyag. *4.* Alapkavics (*3—4.* helvéti). *5.* Gozaui konglomerátum (szenon). *6.* Krinoideás mészkő és diabáz (ladini). *7.* Mészkő és agyagpala (alsó-triász). *8.* Szürke agyagpala és homokkő (vizéi emelet). *9.* Gozau-előtti feltolódás. *10.* Eocén-előtti feltolódás. *11.* Miocén-eleji? (= nekézsenyi) feltolódás. *12.* Miocén utáni vetődés

Abb. 126. Profil der östlichen Seite des Jőcsösvölgy bei Nekézseny

Zeichenklärung zu den Abbildungen 123—126: *1.* Alluvium (Holozän). *2.* Braunerde mit Quarzschotter (Pleistozän). *3.* Sand, Ton. *4.* Basisschotter (*3—4.* Helvet). *5.* Gosaukonglomerat (Senon) *6.* Krinoidenkalk und Diabas (Ladin). *7.* Kalk- und Tonschiefer (Untertrias). *8.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (Visé). *9.* Prägosauische Überschiebung. *10.* Präeozäne Überschiebung. *11.* Frühmiozäne? (=Nekézsenyer) Überschiebung. *12.* Nachmiozäne Verwerfung

kezeti formák kialakulásának felső időhatára szempontjából a ladini mészkőre éles diszkordanciával, laposan települő csókási és kecskelyuki felső-eocén mészkőrétegeknek van nagy jelentőségük. Települési módjuk arra vall, hogy a bükki paleo—mezozóikumban észlelt gyűrődések és dél felé irányuló pikkelyeződések a felső-eocénig befejeződtek.

Az északi-bükki antiklinálishoz délen a Bükkfennsík dél felé átbuktatott szinklinálisa csatlakozik, mely nyugat felé erősen összeszűkülve, a Bélkő szikláiban végződik. Kelet felé, Hollóstető és a Vesszősvölgy között, ahol a fehér fennsíki mészkövet a tűzköves szürke mészkő és a ladini—karni eruptívumok kezdik helyettesíteni, a szinklinális átbuktatás nél-



127. ábra. A Kis- és Nagykaticsány földtani szelvénye

1. Agyag, homok, kavics (helvéti). *2.* Szürke agyagpala és homokkő (alsó- és középső-ladini). *3.* Fehéresszürke mészkő. *4.* Porfirit. *5.* Dolomit (*3—5.* Anizuszi emelet). *6.* Alsó-triász általában. *7.* Fekete mészkő (felső-perm)

Abb. 127. Profil durch die Berge Kis- und Nagykaticsány

1. Ton, Sand, Schotter (Helvet). *2.* Grauer Tonschiefer und Sandstein (Unter- und Mittelladin). *3.* Hellgrauer Kalk. *4.* Porphyrit. *5.* Dolomit (*3—5.* Anis). *6.* Untertrias im allgemeinen. *7.* Dunkler Kalk (Oberperm)

kül, s az említett képződmények különböző mozgékonyságának megfelelően, tagolt formában mutatkozik (109. ábra). Különösen feltűnő, hogy az egyszerű redőformák mellett déli és északi irányú rátolódások vegyesen láthatók. A szinvavölgy—hollóstetői szelvénynek ez a déli része éles ellentétben áll annak egyöntetűen dél felé buktatott északi részével. *A szelvénynek ezt a szakaszát az észak-bükki antiklinális keleti végződésével összehasonlítva, az a benyomásunk, mintha ezek a területek a hegység legősibb, egyszerű redőformáit őriznék, amelyeket a képződmények átbuktatását okozó későbbi erőhatások nem birtak teljesen átalakítani.* A csak 6 km-rel odább levő Mexikói-völgy szelvényében ez a jelenség már alig és csak az eruptív összleten belül mutatkozik.

A hegység délkeleti részét, az É-i Bükkhöz hasonlóan, dél felé átbuktatott boltozatok és rétegteknők jellemzik. A boltozatok magvát – mint a Kisfennsíkon is – főként az alsó-ladini palaösszlet tagjai alkotják, a szinklinálisokat pedig a felső-ladini—karni mészkőösszletek töltik ki. Az antiklinálisok északi szárnya általában épebb, déli szárnyaikat azonban feltolódási vonalak metszik el (110—111. és 117. ábra). Ennek megfelelően az északi antiklinális-szárnyakban a pala—mészkő határvonal jóval egyenletesebb lefutású, mint a déliekben; bennük a képződmények

teljesebb sora figyelhető meg. Ezzel szemben a déli redőszárnyak rétegsora kevésbé teljes; a mészkő és a pala érintkezése zeg-zugos. Ez a zegzugosság már a dél felé irányuló pikkelyeződés során is létrejöhetett a mozgékonyabb agyagpala- és a ridegebb mészkőtömegek határán. Számolnunk kell azonban közel É—D-i, ÉÉNy—DDK-i vagy ÉÉK—DDNy-i irányú fiatalabb vetődésekkel is. A Ballavölgy nyugati oldalán és a Gyertyánvölgy mentén észlelhető agyagpala- és kovapalafelbukkanások valószínűleg a palacsoport ejektív, a fedő mészkőösszletet áttörő mozgásának eredményei. Ugyanez mondható azonban a hollóstetői és vereskővölgyi palaelőfordulásokról is.

A DK-i Bükkben összesen *négy fő antiklinális-vonulat* különböztethető meg:

1. A répáshuta—hollóstető—bodzáskúti vonulat. Ennek tengelye élénk hullámzásokat mutat; Hollóstető Ny-i szomszédságában alámerül, Hollóstetőnél rövid szakaszon ismét felbukkan, majd újabb lesüllyedés után, ívben meghajolva, a Bodzáskút táján emelkedik fel. A boltozat szárnyait két különböző, de egykorú mészkőfácies (a tűzköves szürke és a répáshutai mészkő) adja, amelyek az őket elválasztó palasáv kimaradása után közvetlen érintkezésbe kerülnek egymással. A tűzköves fáciest azonban északkelet felé ugyancsak répáshutai mészkő szorítja ki, s így a boltozatnak a mészkőterületen való folytatását csak a Bükkszentkereszttől DK felé húzódó keskeny, tűzköves fáciesű mészkőnyúlvány juttatja kifejezésre. — A vonulatot délről elmetsző rátolódás a pala—mészkő érintkezésen sem nagymértékű, Hollóstetőtől a Csókásvölgyig pedig a tűzköves mészkőnek a répáshutai fáciesbe való fokozatos átmenete miatt jóformán ki sem mutatható.

2. A DNy-i Bükk palatömegéből a Kolozstető szomszédságában kiágazó, majd a Hosszúsom tűzköves mészkővonulatának áttörése után annak É-i oldalán húzódó s innen a kisgyőri palabányáig követhető *kispazsag—ballavölgy—kisgyőri* vonulat.

3. Az *Oszlától az Apasomán át a Rakottyáshegy* ÉK-i lábáig futó vonulat.

4. A kisebb *vereskővölgyi* és a nagyobb *apakői* pala- és kovapalafelbukkanások jelezte, legdélibb vonulat.

A többnyire keskeny antiklinális-vonulatokat négy, náluk jóval szélesebb *szinklinális-vonulat* övezi. Ezek:

1. A *Ballabérc—Nagybodzás—Előgalya* uralkodóan répáshutai mészkőből álló szinklinálisa.

2. A *Nagykörös—Kőrishegy—Csákány* és az *Almásbérc* tűzköves szürke mészkőből és dolomitból álló, s a Nagydall—Hidegpataka csapásában ladini eruptívumokat is tartalmazó szinklinálisa.

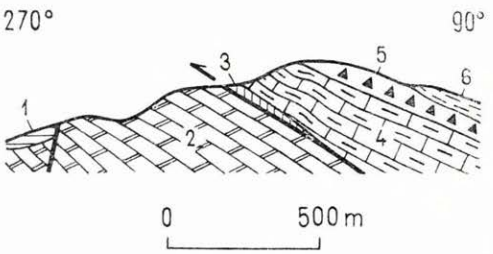
3. A *Perpács—Hosszúgalya—Szárhegy* tűzköves szürke mészkőből és subalyuki típusú, fehér mészkőből álló szinklinálisa.

4. Az előzőkhöz hasonló felépítésű *farkaskői* félszinklinális Kács É-i szomszédságában.

Minden jel arra mutat, hogy a DNy-i Bükkben a DK-i hegységrész szerkezeti elemei folytatódnak. Itt azonban az alsó- és középső-ladini palaösszlet alkotta, többszörös redőkbe szedett boltozatok kerülnek előtérbe a keskeny pikkelyszalagokká csökkent mészkő-szinklinálisokkal szemben. Az így összehalmozódott, nagykiterjedésű palatömegben a vonulatok íves meggörbülése még jobban érvényesül, mint a szomszédos területeken. A DDNy-iba forduló jelentékeny csapásváltozás oka mindenképpen a bükki vonulatokat szögben metsző, idősebb upponyi sáv felszín

alatti folytatásának megtorlasztó hatásában keresendő. Ennek megfelelően a délnyugati nagy palatömeg mozgásainak zöme DK-i, sőt KDK-i irányú; a felsőtárkányi Várhegy ladini mészkő- és dolomitvonulata azonban – mintegy kivételképpen – ezzel ellenkezőleg, NyÉNy felé elfekvő boltozatszárnyra utal (128. ábra).

Az Upponyi- és a Bükkhegység mai peremvonalait, ezen alaphegységrészek belsejében gyűrt—pikkelyes szerkezeti formáival szemben, változatos irányú, többségükben szarmata és pannon előtti (vagy még fiatalabb) hosszanti és harántirányú *vetőrendszerek* szabják meg (V. melléklet). Ezek némelyike a képződményhatárok eltolódása alapján az alaphegység belseje felé is nyomozható. Bizonyára a Bükk széles fennsíkjain sem hiányzanak tehát; ezek egyhangú, nehezen tagolható képződményeiben azonban csak morfológiai alapon állapíthatók meg.



128. ábra. A felsőtárkányi Várhegy földtani szelvénye

1. Agyag, homok (helvéti). *2.* Dolomit. *3.* Breccsás mészkő. *4.* Tűzköves mészkő (*2—4.* Felső-ladini—karni emelet). *5.* Radiolarit. *6.* Szürke agyagpala (*5—6.* Alsó- és középső-ladini emelet)

Abb. 128. Profil des Berges Várhegy zu Felsőtárkány

1. Ton, Sand (Helvet). *2.* Dolomit. *3.* Brekziöser Kalk. *4.* Hornsteinkalk (*2—4.* Oberladin—Unterkarn). *5.* Radiolarit. *6.* Grauer Tonschiefer (*5—6.* Unter- und Mittelladin)

Az uralkodóan diszjunktív jellegű, fiatal vetők mellett a hegység Ny-i peremének kialakításában annak a [Telegdi Roth K. (1951) által a bükkszéki viszonyok elemzése kapcsán felismert és részletesen leírt] ún. *darnói vonalnak* van nagy jelentősége, mely a paleo—mezozóos alaphegység egész tömegének a szomszédos oligocén medencerész 1000—1500 m vastag üledékösszletére való, miocén előtti (pontosabban preburdigálai) rátolódását jelzi. E nagyszabású rátolódás miocén üledékekkel lefedett és miocén utáni vetőkkel bonyolított, ÉK-i folytatása az Upponyi-hegység ÉNy-i peremét, valamint a sajóvelezdi és sajógalgóci alaphegységrögöket érintve, Jákfalva Ny-i szomszédsága és a Rudabányai-hegység felé tart. Pontosabban eddig csak Upponynál tanulmányozták (Pantó G. 1954a). A középső-oligocénen fekvő rudabányai típusú triász roncsok s a legfelül elhelyezkedő alsó-karbon mészkőtömeg közé csíptetett alsó-miocén terresztrikum kavicsainak összetörtsége s a mozgási övet lefedő helvéti széntelepes összlet transzgressziós jellege alapján a mozgás kora itt helvéti előtti. Mivel a darnói mozgás iránya lényegében a már említett *nekézsenyi rátolódás* irányával egyezik, egyéb támpontok híján az *utóbbit is* középső-miocén előttinek minősíthetjük. (Csapásának kissé eltérő volta miatt természetesen az sincs kizárva, hogy egy eocén előtti mozgási szakaszba tartozik. Ez esetben azonban a szenon és a felső-eocén közé két ellentétes vergenciájú mozgási szakaszt kellene iktatnunk.)

Következtetések

Mindent összevéve a Bükkhegység szerkezeti fejlődése a következőképpen képzelhető el:

1. A kréta elején összefüggő ívben kiemelkedett és lepusztult uppony—szendrői vonulat és az észak-alföldi kristályos masszívum közén megmaradt, nagy vastagságú és változó mozgékonyságú bükki üledékösszlet a szenont közvetlenül megelőző időben egyszerű álló redőkbe szedődött, északi része pedig az Upponyi-hegység peremére tolódott. Ebben a fázisban a gyűrődést okozó konszolidált tömegek közül az Upponyi-hegység inkább alátolódó tömegként szerepelt.

2. Az így feltorlódott üledéktömeg megroppanásával kialakult szenon medencét az annak partjait alkotó upponyi és bükki hegységrész lepusztulási és abráziós törmeléke töltötte fel.

3. A gozaui üledék lerakódását követően (de minden esetre az eocénnel lezáruló módon) a Bükkhegység álló redői D felé átbuktatott és átpikkelyezett redőkké fejlődtek. Ez a mozgás az észak-alföldi kristályos tömeg északi részében támadt mély felső-kréta vályú kialakulásával lehet kapcsolatban. E fázisban tehát a gyűrődést okozó tömegek szerepe megcserélődött. Az upponyi tömeg rátolódó jellegével szemben az észak-alföldi masszívum alátolódó rögként működött, s mintegy maga felé irányította a feltolódó pikkelyek mozgását. A képződménysávok íves lefutása minden esetre az uppony—szendrői satupofához való alkalmazkodás következménye.

4. Az így nagyjából konszolidálódott bükki tömeg a paleogén és neogén folyamán már inkább csak egészében süllyedt vagy emelkedett. Eocén és oligocén kori részleges elboríttatását a miocén elején e tömegnek az Upponyi-hegység DNy-i folytatását eltemető, mély oligocén árok felé irányuló rátolódása követe. A rátolódott tömeg természetesen kiemelkedett, minek következtében feltételezett paleogén burka lepusztult.

5. A miocén közepén mind az upponyi, mind a bükkhegységi rész tenger alá merült. A hegység mai formája csak ezt követően, peremvetők mentén történt kiemelkedéssel kapcsolatban kezdett kialakulni. A diszjunktív mozgás azonban a hegység belsejében csak kevéssé érvényesült; ezért annak eredeti szerkezete viszonylag épségben maradt meg. Szembetűnő különbséget jelent ez a Dunántúli Középhegység rögökre darabolt, széthulló tektonikájával szemben.

6. A hegység szerkezeti jellegét ma is a gozau utáninak minősíthető, déli mozgásirányzat adja meg. A kárpáti takarók északi irányítottságával szembenálló jellege folytán tehát a Bükkhegység, az üledékképződési tényeken felül, szerkezetileg is „dinári" típusúnak minősül.

Hasonló irányú rátolódások jelenléte folytán osztozik vele ebben az észak-magyarországi mezozóikum többi része is (Gömöri-Karszt, Rudabányai-hegység).

BÜKKHEGYSÉGI KŐZETEK ELEMZÉSI ADATAI

A *-gal jelölt elemzések titrimetriás módszeren alapuló, ún. gyorselemzéssel, a többiek pedig klasszikus szilikátelemzési módszerekkel készültek.

CHEMISCHE ANALYSEN AUS GESTEINEN DES BÜKK-GEBIRGES

Die mit * bezeichneten Analysen sind sich an titrimetrische Methoden stützende „Schnellanalysen"; die übrigen wurden grösstenteils mit klassischen silikatanalytischen Methoden verfertigt.

1. Karbon szericites
Serizitischer Tonschiefer und

Sor-szám	Savban oldha-tatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.		75,65	0,80	11,56	0,81	3,15	0,06	1,85
2.		61,51	1,19	18,30	3,18	3,46	0,10	1,92
3.		58,30	0,89	20,34	1,96	5,31	0,06	2,36
*4.	84,20	60,79	1,00	16,83	3,31	3,87	0,06	3,80
*5.	83,43	57,67	0,24	20,05	3,82	3,58	0,07	4,00
*6.	81,16	57,50	0,11	19,10	1,81	6,81	0,04	3,60
7.		49,64	0,62	22,32	1,91	5,60	0,05	2,36
8.		54,61	0,96	18,93	2,81	5,58	0,08	2,08
*9.	77,21	55,47	0,92	17,10	2,89	3,80	0,07	2,80
*10.	91,12	81,97	0,21	7,52	3,69	0,64	0,14	3,10
*11.	93,51	61,80	1,11	17,78	2,18	4,13	0,04	3,50
*12.	85,46	61,25	0,85	17,10	4,46	2,14	0,05	3,05
*13.	86,18	60,67	0,87	16,95	4,58	2,43	0,07	3,10
*14.	85,97	64,83	1,07	14,59	4,52	2,07	0,12	2,40
*15.	87,68	83,85	0,32	4,40	2,16	0,25	0,08	3,00
*16.	91,90	84,77	0,28	3,78	0,84	0,17	0,00	2,80
*17.		68,80	0,91	12,56	6,49		0,12	2,74
*18.	93,49	76,92	0,55	8,85	1,96	1,26	0,07	2,40
*19.	91,75	80,44	0,24	8,00	3,36	0,80	0,08	2,90
20.		81,85	0,36	8,47	0,71	2,39	0,05	0,45
*21.	98,65	89,79	0,14	1,36	0,56	0,14	0,00	2,20

1. Szericites agyagpala. Vízéi emelet. – Nekézseny. A Csernely-patak keleti partja (49/1953. NyÉNy-ra (85/1954. B. K.). – *3.* Kövületmentes szericites agyagpala. Moszkvai emelet. – Szilvásmoszkvai emelet. – Zobóhegy. Hosszanti nyiladék (K/2003). – **5.* Kövületmentes szericites agyagagyagpala. Felső-moszkvai emelet. – Nagyberenás (K/2076). – *7.* Kövületes agyagpala. Felső-Nagyvisnyó 1. sz. vasúti bevágás (292/1950. B. K.). – **9.* Kövületes agyagpala. Felső-moszkvai emezöldfoltos). Felső-moszkvai-emelet. – Tarófő. Alsó vadászösvény (K/1922). – **11.* Kövületes agyagpala (barna). Felső-moszkvai emelet. – Tarófő. Alsó vadászösvény (K/1924-2). – **13.* Kövülevületes agyagpala (zöldesszürke). Felső-moszkvai emelet. – Tarófő. Alsó vadászösvény (K/1939). – **16.* Homokkő (sötétszürke). Felső-moszkvai emelet. – Tarófő. Alsó vadászösvény (K/1925-2). – kő (durvaszemű, vöröses). Namuri—alsó-moszkvai emelet. – Zobóhegy. Hosszanti nyiladék (K/2004). kő. Namuri—alsó-moszkvai emelet. – A Bánvölgy É—D-i szakaszáról (49/1954. B. K.). – **21.*

Az elemzéseket készítette: Guzy K.-né (1, 2. és 8. minta); Jankovits L. (3. és 7. minta); Soha

2. Vasmangánérclencsék az Upponyi-hegység
FeMn-Erzlinsen aus den viséischen Schieferkomplex

	1	2	3	4	5	6	7	8
Savban oldhatatlan					50,29	58,86	56,86	59,90
SiO_2			42,68	39,80				
Fe	21,10	34,30		15,19	12,51	13,55	14,06	10,89
Mn			7,45	8,67	10,78	6,60	5,75	8,46

1. Nekézseny (Hauer K. 1863). – *2.* Nekézseny. (Papp K. 1916). – *3.* Nekézseny. A Kőrózsa-tetőoldalán. – *5.* Nekézseny. 8. sz. akna a Sutavölgy bal oldalán. – *6.* Nekézseny. 10. sz. akna az Uppotetőn. – *11.* Nekézseny. 19. sz. akna. a Sutavölgy jobb oldalán húzódó gerinc déli oldalán. – *12.* Nekézseny. Upponyi-völgy K-i oldalán, a Papberki-árok torkolatánál. (*4 – 13* sz. minta adatait Pantó G. – Molnár hálybánya (Schréter Z. 1945. p. 183). – *16.* Bántapolcsány. Az Éleskő △ 291,9-től ÉNy-ra 263 m-re

Az elemzéseket készítették: Hauer K. (1. és 14. minta); Horváth B. (2. minta); *M. Áll. Földtani*

agyagpala és homokkő
Sandstein karbonischen Alters

CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	Izz. veszt.	Sorszám
0,11	0,49	2,39	0,15	3,34	0,09	nyom		1.
0,34	1,66	2,91	0,59	5,18	0,16	0,00		2.
0,40	1,57	3,52	0,50	4,88	0,16	0,00		3.
1,12							4,34	*4.
0,56							5,14	*5.
0,56							5,01	*6.
3,72	2,26	2,72	0,38	5,92	0,20	2,17		7.
2,24	0,87	3,15	0,70	6,80	0,44	1,18		8.
4,90							8,65	*9.
0,78							2,04	*10.
1,26							4,81	*11.
0,89							4,75	*12.
1,06							4,48	*13.
1,40							4,09	*14.
0,78							1,31	*15.
1,12							0,78	*16.
2,49								*17.
0,84							1,80	*18.
1,12							2,82	*19.
1,59	1.45	0,93	0,09	1,82	0,23	nyom		20.
0,70							0,61	*21.

B. K.). – *2.* Kövületmentes szericites agyagpala. Namuri—alsó-moszkvai emelet. – A Szárazpallagtól várad. Szerpentinút. (47/1955. B. K.). – **4.* Kövületmentes szericites agyagpala. Namuri—alsópala. Namuri—alsó-moszkvai emelet. – Zobóhegy. Hosszanti nyiladék (K/2008). – **6.* Kövületes moszkvai emelet. – Cakókő (20/1955. B. K.). – *8.* Kövületes agyagpala. Felső moszkvai emelet. – let. – Nagyvisnyó. 1. sz. vasúti bevágás (2/1957. N. G.). – **10.* Kövületes agyagpala (vöröses, pala (szürke). Felső-moszkvai emelet. – Taróf ő. Alsó vadászösvény (K/1924-1). – **12.* Kövületes agyagtes agyagpala (vöröses). Felső-moszkvai emelet. – Taróf ő. Alsó vadászösvény (K/1924-3). – **14.* Kő- **15.* Homokkő (világosszürke). Felső-moszkvai emelet. – Taróf ő. Alsó vadászösvény (K/1925-1). – **17.* Homokkő. Felső-moszkvai emelet. – Nagyvisnyó. 1. sz. fúrás 33,80–35,80 m. – **18.* Homok- – **19.* Homokkő (durvaszemű, préselt). Moszkvai emelet. – Taróvölgyf ő (K/1906). – *20.* Homok-Kvarckonglomerátum (durva, lidites). Urali emelet. – A Taróf ől DDK-re (K/1978).

I.-né és Kis E.-né (4–6, 9, 10–19, és 21. minta); Tolnay V. (20. minta).

vizéi palaösszletéből
des Upponyer Gebirges

9	10	11	12	13	14	15	16	
55,40								Savban oldhatatlan
						32,83	36,68	SiO_2
13,64	13,27	27,86	14,77	14,29	17,60	15,97	17,30	Fe
7,19	6,61	7,75	8,16	11,45		12,53	9,13	Mn

ről lejövő árokból (Schréter Z. 1945. p. 181). – *4.* Nekézseny. Régi kutatás az Upponyi-völgy nyugati nyi- és a Sutavölgy közti tetőn. – *7–10.* Nekézseny. 14. sz. kutatóárok az Upponyi- és a Suta-völgy közti 27. sz. kutatóakna az Upponyi-völgy K-i oldalán, a Középbérc alatt. – *13.* Nekézseny. 32. sz. akna az J. (1954) összefoglalásából vettük). – *14.* Bántapolcsány (Hauer K. 1863). – *15.* Bántapolcsány; Mi- (Schréter Z. 1945. p. 183).

Intézet vegyi laboratóriuma (4–13. minta); Varga S. (3, 15–16. minta).

3. Moszkvai Kalksteine

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
*1.	15,53	16,08	0,07	0,31	0,19	0,21	0,06	3,80
*2.	1,92			0,16	0,18	0,11		2,39
*3.	1,47			0,12	0,20	0,14		2,20
4.		1,63	0,03	0,58	0,27	0,13	0,01	0,63
*5.		83,50		1,78	0,16	0,08		4,59

** $+H_2O$ és szerves anyag együttes értéke

*1. Korallos mészkő. Tarófő; alsó vadászösvény (K/1940-2). – *2. Szürke mészkő. Eskerenna Cakókő; a régi mályinka—lillafüredi útról (19/1955. B. K.). – *5. Tűzkőgumó szürke mészkőből. Éles-

Az elemzéseket készítették: Soha I.-né és Kis E.-né (1–3. és 5. minta); Tolnay V. (4. minta)

4. Alsó- és középső-permi tarka Bunter Schiefer- und Sandsteinkomplex

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
			(** = R_2O_3)				
1.		74,46	0,14	11,61	4,04	0,75	0,01
*2.	97,50	74,73	0,14	12,30	1,77	0,27	0,06
*3.	97,73	81,65	0,00	7,10	1,01	0,28	0,07
*4.		60,97		18,10	5,65	1,54	
*5.		41,67	0,42	11,98	34,24	1,96	
*6.	93,61	61,28	0,57	17,08	5,68	0,68	0,03
*7.		58,00	0,85	20,14	1,93	5,47	
8.		38,50	0,46	14,31	1,51	3,35	0,14
*9.		57,70	1,00	19,56	5,35	2,50	
*10.	93,72	64,10	0,00	16,66	3,41	1,50	0,00
*11.		57,80	0,92	18,73	2,18	5,58	
*12.	14,37			1,40	0,33	1,57	
*13.	5,35			0,89	0,17	0,28	
14.	29,53			** 4,71			
15.	13,93			** 2,22			
16.	9,72			** 2,28			

*1. Fehér homokkő. A lillafüred—mályinkai műút farkasnyaki szerpentinjéről (5137/1955. B. K.) (K/2072-2). – *4. Lilásvörös homokkő. Tótfaluvölgy; a kisvasúti fordítótól (41/1957. J. Á.). – *5. Palás vörös agyagpala. Nagyberenáslápa (K/2071). – *7. Zöld agyagpala. Garadnavölgy a Hárskúti-völgy *9. Zöld agyagpala. Hárskút (254/1956. J. Á.). – *10. Zöld agyagpala. Nagyberenáslápa (K/2072-3). – gásszürke mészkő. Garadnavölgy; Újmassa felett (146/1956. J. Á.). – *13. Sárgásszürke mészkő. A Ko- 15. Rauhvakke. Nagyvisnyótól ÉNy-ra (11/1954. B. K.). – 16. Rauhvakke. Nagyvisnyótól ÉNy-ra

Az elemzéseket végezték: Guzy K.-né (14–16. minta); Jankovits L. (1. és 8. minta); Soha

emeletbeli mészkő
der Moskau-Stufe

CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$**	CO_2	Izz. veszt.	P_2O_5	Sorszám
19,76						37,18		*1.
50,48						43,36		*2.
53,75						42,45		*3.
53,98	0,03	0,19	0,01	0,50	42,12		nyom	4.
0,95						8,03		*5.

hegyese (4/1957. J. Á.). – *3. Szürke mészkő. Éleskővár (68/1957. J. Á.). – 4. Kövületes mészkővár. vadászösvény (44/1957. J. Á.).

pala- és homokkőösszlet
unter- und mittelpermischen Alters

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	Izz. veszt.	SO_4	Sorszám
1,03	0,59	2,15	3,00	0,14	1,32	0,05	0,77			1.
2,60	0,70							1,60		*2.
3,00	0,42							1,23		*3.
3,79	0,97							4,16		*4.
0,65	3,47									*5.
4,00	0,98							3,14		*6.
0,65	1,43									*7.
9,98	9,66	0,78	3,38	0,59	5,06	0,41	11,96			*8.
1,95	2,04									*9.
3,30	1,68							3,83		*10.
0,45	3,19							4,17		*11.
4,05	34,60							33,49		*12.
0,55	49,21							41,45		*13.
10,81	25,54						24,97		0,67	14.
8.70	37.45						33,86		0,69	15.
4,49	45,01						33,36		1,59	16.

– *2. Fehér homokkő. Nagyberenáslápa (K/2072-1). — *3. Fehér homokkő. Nagyberenáslápa vasérc. Garadnavölgy É-i oldalán, a Szentléleki-völgy torkolatától K-re (270/1956. J. Á.). – *6. Lilás-torkolatánál (142/1956. J. Á.). – 8. Zöld agyagpala. Nagyvisnyó É-i peremén (11a/1954. B.K.). – *11. Zöld agyagpala. A Garadnavölgy É-i oldalán, Hárskúttól keletre (269/1956. J. Á.). – *12. Sárvácskő DK-i oldaláról (246/1956. J. Á.). – 14. Rauhvakke. Nagyvisnyótól ÉNy-ra (11/1954, B. K.) (11/1954. B. K.).

I.-NÉ és KIS E.-NÉ (2–7. és 9–13. minta).

5. Felső-permi
Oberpermischer

Sorszám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.
		($^+ = R_2O_3$)					
*1.	3,25	0,23	0,16	0,15	1,92	50,71	42,43
*2.	9,22	0,55	0,62	0,18	2,00	47,90	39,76
3.	6,11	+3,87		0,25	0,86	47,66	40,84

*1. Algás mészkő. Ablakoskővölgy (12/1957. J. Á.). – *2. Algás mészkő. Leányvölgy (13/1957. *5. Mészkő. A Lencsés-forrás környéke (202/1956. J. Á.). – *6. Lila márga. Műútmenti kőfejtő a Szilasfő
Az elemzéseket végezték: Soha I.-né és Kis E.-né (1–2. és 4–6. minta); Tittel O. (3. minta)

6. Alsó-triász kőzetek

a) Teljes elemzések

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	0,98	0,05	0,42	0,04	0,07	0,005	0,24
2.	0,31	0,00	0,46	0,03	0,07	0,03	6,32
3.	10,29	0,06	0,96	0,00	0,65	0,02	0,32

1. Oolitos mészkő. A Szilasfő △ 595,7-től DK-re 100 m-re (51/1955. B. K.). – 2. Oolitos szerkezetű Lillafüred. Műútmenti alagúttól. Gy.: Balogh K. 1959. – Az elemzéseket végezték: Tolnay V.

b) Részleges elemzések

Sorszám	SiO_2 ($^+$=Savban oldhatatlan)	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Izz. veszt.	S
*1.	+2,36		0,58	0,23	0,07		2,60	51,22		42,68	
*2.	+1,84		0,18	0,05	0,08		2,20	52,63		42,99	
*3.	+1,64		0,10	0,00	0,12		2,00	52,91		43,28	
*4.	+1,72		0,25	0,00	0,24		0,00	56,78		41,97	
*5.	65,56		14,28	3,59	2,66		3,20	0,69		3,48	
*6.	61,16	0,78	15,20	1,74	2,79		0,80	6,67			
*7.	46,71	0,57	13,95	1,81	2,08		1,60	16,54			
*8.	+0,69		0,25	0,00	0,28		0,25	52,99		41,54	
9.	+0,56		0,36				0,90	54,92		43,31	
10.	+1,86		2,53				0,72	53,21		42,48	
11.	1,16	nyom	0,55	0,30		0,04	1,69	52,35	0,03		
12.	5,22	0,08	1,67	0,79		0,04	1,39	48,47	0,05		
13.	2,34	0,08	0,31	0,48		0,10	0,77	53,31	0,15		
14.	0,95		0,38	0,31		0,15	0,55	54,12	0,027	43,20	0,027
15.	2,82	nyom	0,79	0,41		nyom	3,22	49,90	nyom		0,012
16.	0,97	nyom	0,42	0,30		0,00	2,74	51,47	0,00		0,011
17.	1,64	0,04	0,49	0,34		0,06	1,06	53,03	0,04		0,011
18.	1,53	0,08	0,91	0,47		0,05	13,12	38,74	0,06		0,017

*1. Oolitos mészkő. A Leányvölgy Ny-i oldala (15/1957. J. Á.). – *2. Oolitos mészkő. Vadász-Sziklaforrás (47/1957. J. Á.). – *4. Oolitos mészkő. Az Örvénykő Ny-i oldaláról (52/1956. J. Á.). – forráshoz vezető útról (265/1956. J. Á.). – *7. Zöld agyagpala. A lillafüredi tó ÉNy-i sarkától (133/ A Garadnavölgy D-i oldaláról. Gyűjtötte Hegedűs Gy. 1949. – 10. Szürke mészkő Ómassa Ny-i mészkő. A szomorúvölgyi dolomitfejtő tetejéről – 36. Szürke mészkő. Hámor. Puskaporos. A 11–36.
Az elemzéseket készítették: *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* (11 – 36. minta); Nemes

mészkőösszlet
Kalksteinkomplex

Sor-szám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.
*4.	6,43	0,11	0,72	0,42	0,42	54,11	41,04
*5.	4,94	0,70	0,10	0,43	0,82	52,01	41,44
*6.		13,10	3,50	0,28	0,80	2,80	

J. Á.). – *3.* Mészkő. Nagyvisnyó, Mihalovits kőfejtő. – **4.* Mészkő. Szentlélek (39/1956. J. Á.). – alatt (256/1956. J. Á.).

Untertriassische Gesteine
Vollständige Analysen

CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	C	Sor-szám
55,93	nyom	0,04	0,03	nyom	nyom	42,58		1.
48,74	0,05	0,05		0,58	0,04	43,88	0,01	2.
50,51	0,03	1,44	0,18	1,54	0,03	34,55	0,02	3.

dolomitos mészkő. Gerennavári műútkanyar. Gy.: BALOGH K. 1959. – *3.* Palás agyagos mészkő. (1.minta), BARABÁS L.-NÉ (2. minta) és NEMES L.-NÉ (3. minta).

Partielle Analysen

Sor-szám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Izz. veszt.	S
19.	1,02	nyom	0,78	0,92		0,30	7,21	46,02	0,06		0,020
20.	6,11		1,55	0,64		0,03	0,69	50,45	0,05	40,10	0,015
21.	0,77	0,00	0,14	0,19		0,04	5,66	46,29	0,02		0,020
22.	5,89	nyom	1,41	0,56		0,15	0,97	49,77	0,07		0,040
23.	3,02	0,00	0,85	0,31		0,04	0,83	47,38	0,04		0,017
24.	0,68	0,00	0,64	0,24		0,02	0,68	52,15	0,05		0,021
25.	0,56		0,11	0,34		0,03	0,88	54,87	0,027	43,51	
26.	3,92		1,11	0,63		0,04	0,82	51,54	0,037	41,54	
27.	1,32		0,44	0,34		0,04	0,77	54,12	0,082	43,27	
28.	1,36		0,55	0,34		0,03	0,88	53,92	0,027	443,16	
29.	1,04		0,21	0,34		0,04	5,89	48,20	0,027		
30.	4,56		0,75	0,44		0,05	3,99	48,47	0,027		
31.	9,76		0,82	0,78		0,05	0,90	48,06	0,055		
32.	4,59		1,09	0,58		0,03	0,72	51,06	0,05	41,15	0,017
33.	1,80		0,87	0,25		0,03	0,83	53,57	0,04	42,72	0,036
34.	0,92		0,46	0,18		0,02	0,72	54,53	0,04	43,23	0,018
35.	18,32		2,06	1,75		0,04	1,17	41,94	0,07	34,14	0,014
36.	1,90		0,49	0,49		nyom	1,32	53,10		43,12	

ösvény az Éleskővártól DK-re (43/1957. J. Á.). – **3.* Oolitos mészkő. Szilvásvárad. Szalajka-völgy **5.* Lila agyagpala. Leányvölgy (9/1957. J. Á.). – **6.* Zöld agyagpala. Garadnavölgyből a Lencsés-1956. J. Á.). – **8.* Szürke mészkő. Az Örvénykő ÉNy-i oldala (81/1956. J. Á.). – *9.* Szürke mészkő végéről. Gy.: HEGEDŰS GY. 1949. – *11—31.* Szürke mészkő. Újmassai dollomitfejtő. – *32—35.* Szürke mintákat a Lenin Kohászati Művek gyűjtötte.

L.-NÉ (9—10. minta); SOHA I.-NÉ és KIS E.-NÉ (1—8. minta).

7. Alsó-anizuszi mészkő — Unteranisische Kalksteine

Sorszám	Savban oldhatatlan	R_2O_3	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.
1.	2,41	0,71		5,84	47,57	43,25
2.	4,09	0,76		7,03	44,88	43,05
*3.	4,52	1,20	0,57	3,49	44,86	42,07

1. Nyavalyástető (295/1956. J. Á.). – *2.* U.ott (274/1956. J. Á.). – * *3.* Savóstető (276/1956. J. Á.). Elemzők: Guzy K.-né (1-2. minta), Soha I.-né és Kis E.-né (3. minta).

8. Alsó-anizuszi dolomit – Unteranisische Dolomite

a) Teljes elemzések – Vollständige Analysen

Sorszám	1.	2.	3.
SiO_2	0,22	0,84	0,13
TiO_2	nyom	0,04	0,00
Al_2O_3	0,06	0,30	0,46
Fe_2O_3	0,20	0,30	0,05
FeO			0,00
MnO	0,00	0,01	0,02
MgO	21,22	20,54	20,38
CaO	31,69	31,20	31,80
Na_2O	0,05	0,01	0,21
K_2O	0,02	0,13	0,11
$-H_2O$	0,13	0,04	0,00
$+H_2O$	0,00	0,53	0,49
P_2O_5		0,02	0,09
CO_2	47,04	46,07	46,60
S		0,04	
C_{org}			0,02
$-O$		0,02	

1. Hámori dolomit. – A Fémipari Kutató Intézet gyűjtése. Elemezte: Tolnay V. – *2.* Mályinka. Szalasznya-tető, 20. akna. – Molnár J. gy. 1955. Elemezte: Simó B. – *3.* Szomorúi kőfejtő. – Balogh K. gy. 1959. Elemezte: Barabás L.-né és Csajághy G.

8/b. táblázathoz

A 8/b táblázat sorozatelemzéseit készítették: Barabás L.-né Serényi E. (11, 15 – 16, 18 – 20, 69 – 93. és 203 – 220 minta); Csajághy G.(225. minta); Gedeon T.(243. minta); Guzy K.-né Somogyi A. (12 – 14, 17, 21, 61, 63, 94 – 95, 201. és 203. minta); Jankovits L. (62, 202. és 222. minta); *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* (96 – 191, 195 – 200, 226 – 242. és 244 – 260. minta); Nemes L.-né Varga S. (66 – 68, 192 – 194. és 221. minta); *Ózdi Kohászati Üzemek vegyi laboratóriuma* (2 – 5, 22 – 25, és 53 – 59. minta); Simó B. (1, 26 – 52. és 60. minta); Simó B. és Somogyi A. (6 – 10. és 224. minta); Soha I.-né és Kis E.-né (64 – 65. minta).

8. táblázat folytatása

b) Sorozatelemzések — Serienanalysen

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (* = Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
				(* = R_2O_3)								
1.		0,92	0,07	0,45	0,42		0,04	31,20	20,04	0,02	0,03	45,84
2.		0,32		0,20	0,14		nyom	32,14	20,90		nyom	46,41
3.		0,32		0,28	0,26		nyom	31,14	21,59		nyom	45,71
4.		0,27		0,36	0,25		nyom	32,04	20,61		nyom	46,40
5.		0,23		0,27	0,23		nyom	30,73	21,86		nyom	45,87
6.	0,74			*0,81				36,42	16,03			45,89
7.	0,56			*0,42				33,43	19,43			46,48
8.	0,50			*0,54				34,50	18,15			46,46
9.	5,48			*1,17				30,06	18,58			44,48
10.	2,92			*0,94				30,24	19,66			45,90
11.	2,74			*0,54				30,63	20,12			46,07
12.	0,94			*0,67				31,80	19,76			46,49
13.	1,20			*0,79				31,26	20,13			46,92
14.	1,35			*0,60				31,63	19,45			46,76
15.	3,21			*0,63				30,99	19,40			45,53
16.	1,19			*0,45				31,65	20,07			46,60
17.	1,62			*1,00				31,66	19,14			46,76
18.	1,17			*0,68				31,69	19,57			46,40
19.	1,27			*0,40				31,76	20,00			46,27
20.	1,52			*0,38				33,46	18,43			46,12
21.	1,81			*0,61				30,97	19,96			46,26
22.		0,69		0,23	0,29		nyom	32,89	20,05		nyom	45,89
23.		0,62		0,14	0,11		nyom	30,63	22,10		nyom	46,48
24.		0,46		0,21	0,17		nyom	30,33	21,22		nyom	45,97
25.		3,06		2,73	0,74		nyom	29,73	19,16		nyom	44,47
26.		1,19	0,04	0,90	0,26		0,02	31,65	19,63	0,02	0,03	46,17
27.		0,61	0,01	0,18	0,11		0,03	31,25	21,00	0,02	0,02	46,31
28.		0,28	0,11	0,12	0,13		0,01	31,08	21,10	0,02	0,02	46,12
29.		0,25	0,13	0,22	0,21		0,02	33,53	19,14	0,02	0,03	46,12
30.		0,34	0,10	0,07	0,16		0,02	32,00	20,51	0,03	0,05	46,20
31.		1,85	0,76	0,32	0,36		0,05	30,49	20,22	0,03	0,03	45,17
32.		0,43	0,11	0,29	0,26		0,07	31,35	20,55	0,03	0,05	46,46
33.		0,57	0,00	0,28	0,18		0,01	31,88	19,85	0,02	0,04	45,95
34.		0,32	0,17	0,07	0,19		0,01	32,40	20,66	0,03	0,04	46,38
35.		0,07	0,06	0,00	0,20		0,06	33,10	19,46	0,01	0,02	46,46
36.		0,18	0,14	0,10	0,16		0,04	33,22	19,65	0,02	0,04	46,34
37.		0,96	0,05	0,52	0,39		0,06	33,99	17,62	0,02	0,04	45,77
38.		0,15	0,05	0,22	0,20		0,03	32,59	20,04	0,01	0,02	46,57
39.		1,27	0,05	0,57	0,32		0,04	31,48	20,09	0,02	0,04	46,33
40.		1,66	0,07	0,68	0,34		0,06	31,00	20,05	0,02	0,03	45,90
41.		0,36	0,04	0,39	0,29		0,02	33,90	18,61	0,02	0,04	46,43
42.		0,68	0,04	0,09	0,22		0,01	31,38	20,73	0,01	0,04	46,73
43.		0,14	0,04	0,28	0,23		0,02	32,40	19,81	0,01	0,03	46,63
44.		1,41	0,06	0,79	0,42		0,02	31,75	19,47	0,03	0,03	45,97
45.		0,13	0,03	0,04	0,14		0,01	31,61	20,95	0,01	0,03	46,81
46.		1,11	0,04	0,52	0,30		0,03	31,69	19,50	0,02	0,02	46,15
47.		0,50	0,03	0,39	0,21		0,03	32,49	19,52	0,01	0,04	46,65
48.		0,32	0,01	0,21	0,23		0,02	32,48	19,42	0,01	0,02	46,49
49.		0,44	0,03	0,26	0,18		0,01	31,74	19,86	0,01	0,02	46,56
50.		0,34	0,03	0,26	0,24		0,02	32,82	19,11	0,01	0,03	46,61

8/b táblázat folytatása

Sor-szám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 (* = R_2O_3)	FeO (* = Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
51.		9,12	0,25	3,99	1,25		0,05	27,88	16,87	0,03	0,04	40,29
52.		1,16	0,05	0,46	0,24		0,01	31,10	20,39	0,01	0,04	46,45
53.		0,71		0,24	0,26		nyom	31,44	21,02		nyom	45,50
54.		0,89		1,03	0,40		nyom	30,73	20,79		nyom	46,04
55.		0,25		0,36	0,20		nyom	30,94	21,61		nyom	46,73
56.		0,35		0,24	0,17		nyom	31,14	21,25		nyom	46,24
57.		0,73		0,44	0,17		nyom	29,93	21,25		nyom	46,42
58.		0,51		1,01	0,31		nyom	30,84	20,84		nyom	46,26
59.		0,91		0,30	0,23		nyom	30,89	21,50		nyom	45,99
60.		1,48	0,03	0,13	0,18		0,018	30,55	20,95	0,017	0,03	45,40
61.	1,46			*0,15				30,51	21,13			46,50
62.	2,27			*0,16				30,76	20,83			45,94
63.	3,56			*0,25				29,91	20,50			45,43
*64.	0,67			0,41	0,03	0,12		34,96	16,90			46,48
*65.	20,89			0,12	0,16	0,14		27,26	15,40			36,24
66.	0,42			*0,15				31,06	21,22			47,53
67.	0,60			*0,19				31,33	20,73			47,01
68.	1,83			*1,33				32,66	18,33			45,64
69.	2,33	1,12		*0,58		*0,15	0,03	30,30	20,84		0,10	46,13
70.	2,66			*0,62				30,20	20,75			46,26
71.	0,99			*0,37				30,96	21,27			46,62
72.	1,73			*0,30				30,51	21,03			46,44
73.	0,87	0,29		*0,29		*0,06	0,01	30,85	21,37		0,10	46,98
74.	1,43			*0,42				30,74	21,25			46,58
75.	0,64			*0,40				30,95	21,20			46,59
76.	2,25			*0,36				30,43	20,80			46,19
77.	0,64			*0,28				30,96	21,30			46,71
78.	0,47	0,20		*0,27		*0,05	0,01	31,29	21,21		0,06	46,75
79.	0,79	0,36		*0,40		*0,04	0,01	31,13	21,26		0,08	46,49
80.	1,30			*0,28				30,87	21,09			46,45
81.	1,09			*0,32				30,73	21,17			46,77
82.	0,78			*0,40				30,91	21,37			46,43
83.	0,85	0,36		*0,37		*0,04	0,01	32,39	19,82		0,08	46,57
84.	0,84	0,47		*0,26		*0,05	0,004	31,05	21,12		0,07	46,52
85.	1,24			*0,42				31,30	20,92			46,20
86.	1,57			*0,73				40,62	12,82			44,59
87.	0,27			*0,25				31,97	21,00			46,55
88.	0,47			*0,29				31,38	21,02			47,00
89.	0,49			*0,18				31,35	21,27			46,90
90.	0,25			*0,16		*0,04	0,01	31,42	21,32		0,07	46,98
91.	0,74			*0,40				31,40	20,72			46,76
92.	0,39			*0,25				30,91	21,27			46,95
93.	0,37			*0,25				31,23	21,29			46,87
94.	1,45			*0,43				29,89	21,12			46,67
95.	3,03			*0,31				29,92	20,54			47,75
96.		0,14	0,00	0,65	0,31		0,02	31,38	21,22	0,00		46,50
97.		0,26	nyom	0,37	0,90		0,10	31,93	20,43	0,05		
98.		0,15	nyom	0,16	0,64		0,09	31,59	21,05	0,04		
99.		0,13		0,03	0,24		0,05	31,86	21,53	0,03		46,26
100.		0,12			0,49	0,08	0,05	32,13	21,44	0,03		46,10
101.		3,01	0,02	0,63	0,57		nyom	31,93	18,11	nyom	0,012	

8/b táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (* = Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
			(* = R_2O_3)									
102.		0,33	nyom	0,61	0,47		nyom	31,04	20,95	nyom	0,013	
103.		1,18	nyom	0,73	0,37		0,02	30,43	21,04	nyom	0,010	
104.		0,65	nyom	0,41	0,23		0,06	31,04	20,95	nyom	0,010	
105.		0,62	nyom	0,22	0,24		nyom	30,90	21,15	nyom	0,010	
106.		0,86	0,04	0,00	0,31		0,02	30,82	20,77	0,00	0,010	
107.		0,93	0,04	0,26	0,58		0,01	31,86	19,86	0,00	0,009	
108.		0,60	nyom	0,26	0,42		0,02	30,59	21,10	0,00	0,010	
109.		0,13	nyom	0,00	0,39		nyom	31,50	20,58	0,00	0,010	
110.		0,42	nyom	0,10	0,50		nyom	30,86	21,32	0,00	0,016	
111.		0,26	nyom	0,14	0,30		0,02	32,21	19,87	0,00	0,015	
112.		0,50	nyom	0,17	0,19		0,04	32,41	19,66	0,00	0,013	
113.		0,53	nyom	0,15	0,41		nyom	31,86	20,51	0,00	0,012	
114.		1,59	nyom	0,45	0,43		0,04	30,89	20,23	0,00	0,010	
115.		0,80	nyom	0,50	0,34		0,02	32,88	18,69	0,00	0,010	
116.		1,70	nyom	0,64	0,48		0,02	32,02	19,35	0,00	0,015	
117.		0,19	0,04	0,12	0,29		0,08	31,45	20,89	0,05	0,013	
118.		0,18	0,04	0,35	0,28		0,08	31,32	20,23	0,04	0,012	
119.		0,33	0,04	0,23	0,36		0,05	31,65	20,69	0,04	0,020	
120.		1,09		0,18	0,44		nyom	31,52	20,98	0,02		46,20
121.		0,49		0,64	0,49		nyom	31,66	21,16	0,01		45,96
122.		0,54		0,51	0,58		nyom	31,73	20,90	0,03		46,05
123.		1,02		0,58	0,34		nyom	31,11	21,12	0,02		46,23
124.		0,43		0,40	0,39		nyom	31,73	21,08	0,03		46,32
125.		0,30		0,36	0,34		nyom	31,18	21,35	0,02		46,93
126.		0,21		0,11	0,44		nyom	32,00	21,18	0,03		46,38
127.		0,56		0,21	0,68		nyom	31,66	21,26	0,03		46,13
128.		0,18	0,00	0,29	0,20		0,05	34,52	18,03	0,04	0,019	
129.		0,15		0,21	0,29		0,03	31,45	21,49	0,037		46,63
130.		0,15		0,08	0,19		0,04	31,73	21,84	0,027		46,43
131.		0,62		0,18	0,34		0,04	33,22	20,24	0,082		45,86
132.		0,35		0,56	0,29		0,03	32,34	21,19	0,027		45,74
133.		0,22		0,31	0,37		0,05	31,59	21,06	0,021	0,021	46,48
134.		0,17		0,00	0,45		0,05	31,18	21,92	0,015	0,015	46,46
135.		0,09		0,01	0,57		0,10	31,18	21,84	0,016	0,016	46,56
136.		0,39		0,37	0,40		0,07	31,31	21,49	0,027	0,017	46,32
137.		0,07		0,33	0,29		0,07	31,18	21,70	0,018	0,017	46,66
138.		1,02		0,70	0,48		0,07	31,86	20,59	0,018	0,030	45,49
139.		0,40		0,36	0,25		0,02	31,18	21,69	0,027	0,015	46,29
140.		0,40		0,64	0,34		0,04	32,27	20,22	0,018		
141.		0,19		0,60	0,37		0,05	31,18	21,75	0,027	0,027	46,12
142.		0,12		0,33	0,34		0,05	32,26	21,40	0,045	0,020	45,74
143.		0,18		0,31	0,30		0,06	31,18	21,87	0,027	0,011	46,40
144.		0,13		0,22	0,37		0,05	31,31	21,37	0,008	0,017	46,50
145.		0,13		0,07	0,19		0,05	31,31	21,78	0,057	0,008	46,54
146.		0,11		0,06	0,28		0,06	31,38	21,81	0,055	0,010	46,46
147.		0,07		0,00	0,25		0,05	31,11	22,18	0,057	0,010	46,52
148.		0,20		0,15	0,40		0,05	31,58	21,58	0,046	0,011	46,20
149.		0,13		0,00	0,43		0,04	31,18	21,87	0,046	0,046	46,56
150.		1,44		0,94	0,49		0,05	32,40	19,15	0,05		45,80
151.		0,72		0,58	0,49		0,05	31,79	20,88	0,05		45,83
152.		2,42		1,68	0,73		0,08	31,32	19,39	0,05		44,77

8/b. táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 (* = R_2O_3)	FeO (* = Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
153.		0,28		0,10	0,39		0,05	31,38	21,45	0,05		46,67
154.		0,31		0,28	0,39		0,03	31,38	21,78	0,05		46,13
155.		0,15		0,07	0,44		0,04	31,59	21,94	0,03		46,26
156.		0,40		0,38	0,39		0,03	31,59	21,00	0,03		46,40
157.		0,85		0,72	0,53		0,07	32,68	19,43	0,03		46,06
158.		0,32		0,24	0,44		0,03	32,13	19,52	0,02		47,06
159.		0,35		0,30	0,15		0,01	31,86	21,15	0,03		46,62
160.		0,26		0,04	0,24		0,01	31,93	21,51	0,04		46,34
161.		0,21		0,08	0,19		0,04	32,00	21,07	0,01		46,73
162.		0,21		0,06	0,24		0,03	31,66	21,54	0,04		46,61
163.		0,32		0,06	0,24		0,03	31,45	21,67	0,03		46,48
164.		0,12		0,14	0,39		0,04	31,94	20,89	0,05		46,78
165.		0,12		0,06	0,63		0,05	31,86	20,94	0,05		46,73
166.		0,14		0,06	0,39		0,04	32,07	20,74	0,05		46,88
167.		0,19		0,19	0,34		0,03	31,32	21,45	0,03		46,90
168.		0,93		0,12	0,29		0,04	31,52	21,35	0,05		46,17
169.		0,14		0,18	0,24		0,03	31,38	21,62	0,06		46,66
170.		0,22		0,06	0,29		0,04	31,66	21,39	0,05		46,44
171.		0,14		0,11	0,29		0,04	31,22	21,83	0,04		46,46
172.		0,20		0,03	0,34		0,04	31,52	21,52	0,05		44,55
173.		0,07		0,06	0,68		0,05	31,59	21,36	0,04		46,46
174.		0,74		0,55	0,20		0,08	31,72	21,00	0,05	0,030	46,02
175.		1,64		0,26	0,24		0,03	31,04	21,11	0,04	0,014	46,09
176.		0,38		0,20	0,16		0,03	31,11	21,45	0,04	0,020	47,04
177.		7,62		0,14	0,24		0,02	28,86	19,73	0,04	0,022	43,64
178.		0,71		0,11	0,21		nyom	31,04	21,60	0,04	0,019	46,60
179.		0,22		0,05	0,42		0,03	31,11	21,34	0,05	0,017	47,14
180.		0,09		0,15	0,12		0,03	31,04	21,75	0,05	0,018	46,90
181.		0,97		0,22	0,16		0,03	30,97	21,32	0,04	0,015	46,62
182.		0,22		0,24	0,12		0,02	31,18	21,44	0,04	0,016	47,14
183.		0,04		0,26	0,13		0,06	31,04	21,87	0,05	0,010	47,00
184.		0,30		0,36	0,16		0,03	30,63	21,64	0,04	0,017	46,98
185.		0,13		0,32	0,19		0,03	31,04	21,59	0,05	0,017	47,12
186.		0,38		0,21	0,15		nyom	31,18	21,64	0,06	0,013	46,90
187.		6,21		0,19	0,15		0,03	29,54	20,39	0,06	0,019	43,74
188.		0,36		0,24	0,14		0,03	30,84	21,57	0,06	0,017	46,90
189.		0,98		0,22	0,12		0,04	30,63	21,62	0,06	0,018	46,50
190.		1,43		0,17	0,14		0,03	30,91	21,14	0,05	0,016	46,40
191.		0,16		0,24	0,16		0,04	30,91	21,57	0,04	0,019	47,05
192.	0,31			*0,29				33,41	19,73			46,00
193.	0,19			*0,19				31,41	20,70			47,02
194.	0,68			*0,69				33,44	18,30			46,38
195.		1,02	0,04	0,43	0,51		0,10	34,04	17,59	0,04	0,013	
196.		1,91	0,08	1,52	0,61		0,06	33,16	17,28	0,05	0,013	
197.		0,39		0,96				32,88	20,75			46,26
198.		0,31		0,76				31,68	22,19			46,70
199.		0,98		0,20	0,48		nyom	31,45	20,68			46,31
200.		1,56		0,47	0,97			30,64	20,76			45,95
201.	0,11			*0,12				30,63	21,42			47,29
202.	0,36			*0,21				31,59	20,95			46,82
203.	1,51			*0,33				30,04	21,29			46,62

8/b. táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 (*=R_2O_3)	FeO (*=Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
204.	1,30			*0,27				30,34	21,23			46,62
205.	6,48			*0,95				28,96	19,29			43,78
206.	1,58			*0,30				30,45	20,79			46,43
207.	3,28			*0,53				32,45	18,53			44,83
208.	0,41			*0,20				30,54	21,39			47,16
209.	1,31			*0,41				30,21	21,12			46,67
210.	0,31			*0,19				30,79	21,46			47,11
211.	1,34			*0,29				30,44	21,18			46,65
212.	2,04			*0,45				29,89	21,23			46,17
213.	0,51			*0,25				31,16	21,30			46,96
214.	0,57			*0,32				31,68	20,64			46,66
215.	0,25			*0,26				31,15	21,18			46,92
216.	1,19			*0,48				31,11	20,77			46,37
217.	1,69			*0,28				30,48	21,14			46,13
218.	0,54			*0,33				30,81	21,29			46,88
219.	0,63			*0,32				31,13	21,16			46,89
220.	0,53			*0,26				31,22	21,20			46,79
221.	2,07			*1,27				33,27	17,42			45,49
222.	0,02			*0,11				31,43	21,28			46,97
223.	0,13			*0,12				30,71	21,55			47,27
224.	1,68			*1,50				32,51	18,28			45,78
225.	8,27			*1,23				28,88	18,43			43,17
226.		6,02		0,31	0,49		0,08	27,75	18,97			46,47
227.		10,63		0,11	0,39		nyom	28,70	18,51			42,05
228.		1,18		0,62	0,96		nyom	33,56	18,84			45,04
229.		1,22		0,21	0,49		nyom	36,01	18,07			44,06
230.		0,83		0,39	0,96		0,04	31,32	20,97			45,65
231.		1,61		0,49	0,97		nyom	34,13	19,76			43,27
232.		3,52		0,77	1,45		0,04	32,06	18,35			43,93
233.		3,48		0,56	0,49		0,00	36,08	15,23		0,010	44,58
234.		2,49		0,45	0,53		0,12	34,11	17,62		0,017	45,36
235.		1,30		0,16	0,68		0,00	30,61	21,24		0,013	46,21
236.		1,00		0,16	0,34		0,00	30,91	21,14		0,009	46,60
237.		6,01		0,14	0,58		0,00	28,93	20,43		0,011	43,65
238.		0,55		0,35	0,39		0,00	34,18	18,32		0,006	46,57
239.		13,51		0,15	0,53		0,00	26,55	18,68		0,007	41,10
240.		0,77		0,36	0,34		0,00	32,00	19,70		0,006	46,79
241.		2,36		0,42	0,58		0,00	30,63	20,64		0,005	45,91
242.		4,71		0,23	0,73		0,00	30,30	19,49		0,005	44,51
243.		0,06			0,81			30,46	21,53			
244.		1,77		1,47	0,82	0,65	0,08	32,06	18,68	0,05	0,012	
245.		3,76		0,72	0,95	0,00	0,05	31,59	19,10	0,05	0,012	
246.		0,68	nyom	0,40	0,43		0,05	33,63	18,74	0,01		
247.		7,63		0,12	0,48	0,00	nyom	31,18	18,54			42,00
248.		0,51	nyom	0,04	0,23		0,03	33,07	18,76		0,012	46,86
249.		1,42	0,04	1,04	0,71		0,07	35,20	16,50	0,05		
250.		3,06	0,04	1,36	0,87		0,05	34,86	15,54	0,01		
251.		11,35		0,06	0,48	0,00	nyom	29,89	16,31			41,78
252.		3,51		0,56	0,05	0,43	0,04	32,06	19,06	0,02	0,010	44,48
253.		3,24		0,12	0,58	0,00	nyom	33,63	17,96			44,67
254.		3,54		0,75	0,04	0,43	0,04	36,15	14,63	0,02	0,011	44,38

8/b táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (*=Fe)	MnO	CaO	MgO	P_2O_5	S	Izz. veszt.
			(* = R_2O_3)									
255.		0,51	nyom	0,04	0,23	0,35	0,03	33,07	18,76	0,02	0,012	46,86
256.		3,03	nyom	0,46	0,14	0,44	0,01	32,06	18,48	0,04	0,011	45,15
257.		6,91	nyom	0,23	0,16	0,52	0,03	34,79	15,78	0,05	0,037	41,44
258.		1,10		0,68	0,02	0,26	0,04	36,15	16,68	0,01	0,011	45,00
259.		0,40		0,18	0,58		nyom	30,65	21,13			46,79
260.		0,80		0,58	0,14		nyom	30,50	21,46			46,30

1. Mályinka. Koponya-tető, 38. akna. – *2.* U. ott. 23. akna. – *3.* U. ott. 26. akna. *4.* U. ott. 37. akna. – *5.* U. ott. 489. mérési pont. – *6.* U. ott. A csúcs tájáról. *7.* Mályinka. A Koponyahegy △417,7-től NyDNy-ra 250 m-re. – *8.* Mályinka. A Koponyahegy △ 417.7-től DNy-ra 550 m-re. – *9.* Mályinka. A Szalasznyatető Ny-i oldaláról. – *10.* U. ott. – *11.* U. ott. – *12*— *14.* U. ott. – *15*— *16.* Mályinka. A Szalasznyatető gerincéről. *17.* U. ott. – *18*—*20.* U. ott. – *21.* Mályinka. Szalasznyatető Ny-i lejtője. – *22.* Mályinka. Szalasznyatető 225. mérési pont. – *23.* U. ott. 404. mérési pont. – *24.* U. ott. 454. mérési pont. – *25.* U. ott. Nyugati oldal. – *26.* U. ott. 25. akna. – *27.* U. ott. 690. mérési pont. – *28.* U. ott. 694. mérési pont. – *29.* U. ott. 696. mérési pont. – *30.* U. ott. 698. mérési pont. – *31.* U. ott. 729. mérési pont. – *32.* U. ott. 762. mérési pont. – *33.* U. ott. 765. mérési pont. – *34.* U. ott. 769. mérési pont. – *35.* U. ott. 776. mérési pont. – *36.* U. ott. 14. akna. – *37.* U. ott. 28. akna. – *38.* U. ott. 34. akna. – *39.* U. ott. 691. mérési pont. – *40.* U. ott. Ny-i oldalon, az új △ pont mellett. – *41.* U. ott. 36. akna. – *42.* U. ott. 711. mérési pont. – *43.* U. ott. 9. akna. – *44.* U. ott. 18. akna. – *45.* U. ott. 19. akna. – *46.* U. ott. 25. akna. – *47.* U. ott. 29. akna. – *48.* U. ott. 5. akna. – *49.* U. ott. 8. akna. – *50.* U. ott. 32. akna. – *51.* U. ott. 280. mérési pont. – *52.* U. ott. A nyugati lejtő átlagmintája. – *53.* U. ott. 6. akna. – *54.* U. ott. 21. akna. – *55.* U. ott. 9. akna. – *56.* U. ott. 10. mérési pont. – *57.* U. ott. 18. mérési pont. – *58.* Mályinka. Kiskaticsány. 250. mérési pont. – *59.* U. ott. 422. mérési pont. – *60.* U. ott. (45/1955. B. K.). – *61.* Szilvásvárad. Gerennavár △ 844,3. – *62.* Szilvásvárad. Éleskővártól DDK-re a △ 695,1 É-i oldalán. – *63.* Szilvásvárad. Eszteafő △ 879,8. – *64.* Szilvásvárad (28/1957. J. Á.). – *65.* Szilvásvárad (30/1957. J. Á.). – *66.* Ablakoskővölgy. Csurgóforrástól 250 m-re. – *67.* Ablakoskővölgy. A △ 933,3-tól ÉK-re 500 m-re. – *68.* Vadászvölgy. A △ 747,8-tól KDK-re 300 m-re. – *69.* Vadászvölgy. A völgynyílástól 55 m-re. – *70.* U. ott. A völgynyílástól 100 m-re. – *71.* U. ott. A völgynyílástól 150 m-re. – *72.* U. ott. A völgynyílástól 200 m-re. – *73.* U. ott. A völgynyílástól 250 m-re. – *74.* U. ott. A völgynyílástól 300 m-re. – *75.* U. ott. A völgynyílástól 350 m-re. – *76.* U. ott. A völgynyílástól 400 m-re. – *77.* U. ott. A völgynyílástól 450 m-re. – *78.* U. ott. A völgynyílástól 500 m-re. – *79.* Ómassa. Szárazvölgy. „0 m". – *80.* U. ott. „50 m". – *81.* U. ott. „100 m". – *82.* U. ott. „150 m". – *83.* U. ott. „200 m". – *84.* U. ott. „250 m". – *85.* U. ott. „300 m". – *86.* U. ott. „350". m. – *87.* U. ott. „400 m". – *88.* U. ott. „450 m". – *89.* U. ott. „500 m". – *90.* U. ott. „550 m". – *91.* Nyavalyástető. – *92.* Nyavalyástető É-i oldala. – *93.* Nyavalyástető ÉK-i oldala. – *94.* Nyavalyástető (271/1956. J. Á.). – *95.* U. ott. (283b/1956. J. Á.). – *96*—*191.* Újmassai dolomitfejtő. – *192.* Ómassa legnyugatibb házainál. – *193.* Ómassa. Újteleptől Ny-ra. – *194.* Újmassától 100 m-re Ny-ra, a völgy D-i oldalán. – *195*—*200.* Szomorúi kőfejtő. – *201.* Savósvölgy Ny-i oldaláról (280/1956. J. Á.). – *202.* Hámori-tó. A 20. sz. fúrás 26,5 m-éből. – *203.* Garadnavölgy D-i oldala. A LÁEV alagút végétől. – *204.* U. ott. Az alagúttól 50 m-re. – *205.* U. ott. Az alagúttól 100 m-re. – *206.* U. ott. Az alagúttól 150 m-re. – *207.* U. ott. Az alagúttól 230 m-re. – *208.* U. ott. Az alagúttól 293 m-re. – *209.* U. ott. Az alagúttól 337 m-re. – *210.* U. ott. Az alagúttól 420 m-re. – *211.* U. ott. Az alagúttól 446 m-re. – *212.* U. ott. Az alagúttól 496 m-re. – *213.* U. ott. Az alagúttól 546 m-re. – *214.* U. ott. Az alagúttól 577 m-re. – *215.* U. ott. Az alagúttól 627 m-re. – *216.* U. ott. Az alagúttól 677 m-re. – *217.* U. ott. Az alagúttól 727 m-re. – *218.* U. ott. Az alagúttól 806 m-re. – *219.* U. ott. Az alagúttól 899,5 m-re. – *220.* U. ott. Az alagúttól 915,5 m-re. – *221.* U. ott. „Hámortól Ny-ra". – *222.* Lillafüred. A műútmenti alsó alagúttól. – *223.* U. ott. A Palota-szálló K-i oldalán (503/1950. B. K.). – *224.* Hámor. Puskaporos. A csúcstól DDNy-ra 150 m-re. – *225.* U. ott. A Puskaporos DNy-i végéről. – *226.* Hámor. Puskaporos 1. minta. – *227.* U. ott. 2. minta. – *228.* U. ott. *3.* minta. – *229.* U. ott. 5. minta. – *230.* U. ott. 6. minta. – *231.* U. ott. 7. minta. – *232.* U. ott. 8. minta. – *233.* U. ott. 9. minta. – *234.* U. ott. 10. minta. – *235.* U. ott. 11. minta. – *236.* U. ott. 12. minta. – *237.* U. ott. 13. minta. – *238.* U. ott. 14. minta. – *239.* U. ott. 15. minta. – *240.* U. ott. 16. minta. – *241.* U. ott. 17. minta. – *242.* U. ott. 18. minta. – *243*—*244.* Hámor. Puskaporosi tároló. 1. minta. – *245.* U. ott. Puskaporosi tároló. 2. minta. – *246.* U. ott. Puskaporos. Alsó tároló I. – *247.* U. ott. Puskaporos. Alsó tároló II. – *248.* U. ott. Puskaporos. Alsó tároló II. – *249.* U. ott. Puskaporos. Középső tároló. – *250.* U. ott. Puskaporos. Felső tároló. – *251.* U. ott. Túrista úti tároló. I. – *252.* U. ott. Túrista úti tároló I. – *253.* U. ott. Túrista úti tároló II. – *254.* U. ott. Túrista úti tároló II. – *255.* U. ott. Alsó tároló II. – *256.* U. ott. I. akna. – *257.* U. ott. III. akna. – *258.* U. ott. Alsó tároló II. – *259* – *260.* „Hámor".

A mintákat gyűjtötték: Balogh K. (60., 222. és 223. minta); Becht R. (99–119., 129–191. minta); *Fémipari Kutató Intézet* (243. minta); Hegedűs Gy. (6–21, 66–68, 192–194, 224–225. minta); Jakucs L. 1953. (69–93, 203–220. és 226–242. minta); Jámbor Á. (64–65, 94–95. és 201. minta); *Lenin Kohászati Művek* (195–200 és 246–258. minta); Molnár J. 1955. (1–5. és 22–59. minta); Pantó G. 1954. (202. minta); Schréter Z. (61–63. minta); Weigl E. (96–98, 120–128-244–245, 259–260. minta).

9. Középső-anizuszi eruptívumok — Mittelanisische Eruptivgesteine

Sor-szám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	CO_2	P_2O_5	S	Sor-szám
1.	67,28	1,16	17,80	0,80	0,68	0,11	0,30	1,86	4,99	2,67	0,15	1,59	0,00	0,63		1.
2.	61,81	1,28	17,57	3,37	1,95	0,01	1,01	2,54	3,79	2,09	0,67	3,46	nyom	0,26	0,53	2.
3.	61,43	1,40	16,32	4,17	1,77	0,02	0,41	3,49	3,48	2,06	0,36	3,51	nyom	0,29	2,08	3.
4.	66,38	0,82	12,67	2,94	3,58	0,16	1,47	4,70	2,85	0,34	0,14	1,64	2,24	0,31		4.
5.	55,30	2,32	19,16	4,17	2,48	0,08	1,58	5,03	2,33	4,00	0,14	2,46		0,37		5.
6.	61,10	1,84	15,30	6,61	0,43	0,07	1,43	3,35	1,99	6,55	0,14	0,80		0,17		6.
7.	63,10	1,47	15,91	5,96	0,46	0,08	0,28	1,55	4,20	5,14	0,13	0,62		0,64		7.
8.	63,47	2,62	18,39	3,78	0,76	0,12	0,78	2,05	3,36	3,01	0,13	1,52		0,33		8.
9.	52,16	1,57	16,20	7,33	4,10	0,08	3,28	7,50	2,91	1,66	0,34	2,53		0,10		9.
10.	61,80	1,44	16,64	4,16	3,42	nyom	1,34	4,62	1,58	2,82	0,09	1,44		0,23		10.
11.	56,60	1,89	16,21	5,38	2,60	0,17	2,63	6,18	3,14	2,66	0,18	2,44		0,10		11.
12.	61,75	1,66	16,65	4,02	0,93	0,08	1,54	4,15	1,26	2,78	0,18	3,87		0,45		12.
13.	64,40	1,94	16,03	3,69	0,62	0,06	0,92	2,51	4,39	3,99	0,08	1,38		0,52		13.
14.	61,56	1,58	16,09	6,17	1,52	0,31	0,79	2,94	4,88	2,11	0,08	1,48		0,21		14.
15.	64,70	1,40	15,89	2,83	1,61	nyom	1,50	2,23	5,15	3,89	0,03	1,26		0,06		15.
16.	50,06	0,96	19,56	1,41	6,51	0,06	3,27	6,60	3,67	0,37	5,83			0,04		16.
17.	58,40	2,20	18,50	2,95	2,74	0,18	2,75	3,08	3,88	2,66	0,09	2,21		0,15		17.
18.	58,82	1,55	17,80	5,86	1,77	0,09	0,82	3,56	4,60	2,00	0,41	2,15		0,45		18.
19.	65,10	0,89	15,93	4,72	1,48	nyom	2,93	2,68	1,54	2,66	0,08	2,32		nyom		19.
20.	63,50	1,73	15,92	5,45	1,72	nyom	1,84	2,41	5,95	0,75	0,09	1,25		0,12		20.
21.	63,50	2,03	16,32	3,40	1,06	0,11	1,21	3,52	3,96	1,94	0,22	1,68		0,68		21.
22.	54,66	1,38	17,03	4,31	2,95	0,08	4,12	6,59	2,90	2,62	0,18	3,00		0,08		22.
23.	63,32	1,21	15,70	4,82	3,16	0,09	1,13	4,18	2,48	1,67	0,12	1,66		0,18		23.
24.	59,15	0,95	19,74	3,86	1,74	nyom	0,72	3,06	5,44	2,34	0,07	2,54		nyom		24.
25.	61,70	1,17	17,85	2,86	0,82	0,09	1,23	3,40	5,74	2,52	0,22	1,32		0,50		25.
26.	60,08	1,87	19,66	1,52	4,22	0,10	1,26	4,20	5,98	0,64	0,10	0,75		0,12		26.
27.	69,42	0,29	15,70	0,71	2,19	0,02	3,78	0,39	2,10	1,95	0,16	3,36	0,00	0,21		27.
28.	59,99	1,71	18,46	4,64	1,88	0,10	1,01	3,21	3,60	2,14	0,11	1,77	1,76	0,20		28.
29.	73,31	1,63	15,02	1,80	0,86	nyom	0,45	0,37	1,47	2,32	0,14	2,28		nyom		29.
30.	62,61	0,39	18,44	1,61	1,46		1,26	2,13	7,48	1,94	0,45	2,30				30.
31.	61,74	0,56	15,26	3,47	6,36		0,69	2,32	5,49	1,21	0,29	2,47				31.
32.	62,52	0,62	18,00	3,90	0,68	nyom	0,09	4,01	6,64	1,89	0,36	0,93		nyom		32.
33.	58,60	1,34	15,66	4,06	2,40		1,91	4,83	5,23	1,98	0,10	4,18				33.
34.	69,87	0,50	15,17	3,14	1,07	nyom	0,19	1,37	3,62	3,36	0,94			nyom		34.
35.	59,10	1,30	17,02	3,65	2,91		1,98	3,95	6,51	1,32	0,12	2,29				35.

9. táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	CO_2	P_2O_5	S	Sorszám
36.	61,57	0,53	14,63	2,98	3,65		3,79	5,48	3,31	1,16	0,20	2,72				36.
37.	59,79	1,04	16,95	4,12	1,78		1,55	5,09	5,02	1,49	0,01	3,38		nyom		37.
38.	66,51	1,19	15,29	2,32	2,09		2,12	3,08	3,14	1,93	0,14	2,61				38.
39.	50,90	1,54	16,96	2,86	5,96	0,10	3,15	9,78	3,94	0,88	0,13	1,81	1,04	0,70		39.
40.	49,50	1,33	15,78	4,31	3,72	0,15	4,68	11,48	2,69	1,78	0,30	1,60	2,10	0,38		40.
41.	55,41	1,10	18,25	3,10	4,02	0,10	3,04	7,10	4,45	1,38	1,08	0,14	0,42	0,20		41.
42.	54,75	1,62	16,34	3,74	3,78	0,48	1,95	7,75	3,36	1,67	0,20	1,15	3,60	0,14		42.
43.	64,00	1,09	15,03	1,27	4,19	0,18	2,18	5,13	4,30	1,90	0,09	0,51	0,55	0,10		43.
44.	59,50	1,00	16,73	2,73	2,23	0,11	1,98	4,74	4,65	2,38	0,26	2,93		0,35		44.
45.	62,00	1,01	18,21	1,65	2,74	nyom	1,13	4,60	4,62	2,90	0,27	1,01		0,12	0,10	45.
46.	64,50	0,99	15,59	3,35	1,37	0,04	0,50	3,34	5,32	2,94	0,21	2,15		nyom		46.
47.	57,75	1,77	16,62	1,06	3,30	0,07	2,94	5,36	4,60	2,35	0,02	3,49		0,55		47.
48.	56,80	2,49	17,76	2,01	4,65	0,10	2,35	4,89	4,13	2,08	0,15	1,78	0,62	0,13		48.
49.	62,41	0,86	17,09	3,16	2,43	0,17	1,07	3,69	7,36	1,08	0,14	0,71		0,18		49.
50.	58,80	1,04	19,84	2,63	2,25	nyom	1,61	5,17	6,05	1,25	0,09	1,03		0,07		50.
51.	57,20	1,46	18,20	3,09	3,48	0,08	1,12	4,93	5,79	2,19	0,10	1,13	0,79	0,28		51.
52.	55,45	1,26	15,28	4,81	0,71	0,08	2,28	9,46	2,93	1,31	0,10	4,61	1,93	nyom		52.
53.	60,62	1,39	16,70	1,76	3,50	0,08	1,83	5,16	4,67	1,45	0,40	1,51		0,55		53.
54.	61,50	0,96	15,87	2,80	3,37	0,10	2,19	4,06	4,04	2,40	0,07	2,29		nyom		54.
55.	70,30	1,29	14,52	1,74	1,50	0,14	0,72	3,14	3,27	1,83	0,11	1,68		0,09		55.
56.	61,40	1,19	15,76	4,79	2,23	0,05	0,89	4,84	3,54	2,59	0,09	2,11		nyom		56.
57.	53,05	1,18	19,20	3,45	4,43	0,07	3,10	7,50	4,02	1,60	0,38	2,20		0,11		57.
58.	60,80	1,87	15,80	3,84	1,91	nyom	3,49	3,61	4,17	2,85	0,08	2,39		0,17		58.
59.	64,20	1,35	16,98	1,98	2,68	0,05	1,64	2,54	5,61	1,54	0,12	1,79		0,17		59.
60.	55,30	2,36	17,86	1,54	5,95	nyom	2,83	7,75	3,36	0,59	0,23	1,79		0,15		60.
61.	51,20	1,05	18,03	6,20	5,01	0,12	1,82	7,40	3,57	1,30	0,35	4,38		nyom		61.
62.	68,66	0,69	15,60	2,68	1,41	nyom	1,78	1,17	4,82	0,85	0,51	2,25	nyom	0,11		62.
63.	72,41	0,79	13,86	3,36	0,38	0,04	0,09	0,89	5,99	1,62	0,10	0,54	0,02	0,15		63.
64.	61,63	1,24	18,27	5,87	0,83	0,06	0,70	1,06	5,57	3,00	0,32	1,84	nyom	0,17		64.
65.	67,90	0,64	15,73	1,32	1,99	nyom	2,78	0,63	1,23	2,02	1,57	4,52	nyom	0,10		65.

1. Nagy István erőse (31/1957. J. Á.). – *2.* Ölyves-völgyfő (24/1957. J. Á.). – *3.* U. ott (23/1957. J. Á.). – *4.* Ómassa (17/1956. J. Á.). – *5–23.* Szt. Istvánhegy (Szentpétery Zs. 1937a). – *24–26.* U. ott. (Szentpétery Zs. 1934b). – *27.* A lillafüredi postaépületnél (Balogh K.). – *28–29.* Szt. Istvánhegy (Szentpétery Zs. 1936 és 1937b.). – *30–31.* Csavargós hegyoldal (Szentpétery Zs. 1929b). – *32–33.* Csavargós árok (Szentpétery Zs. 1929b.). – *34–35.* Szakadáshegy oldala (Szentpétery Zs. 1929b). – *36–37.* Savósvölgy (Szentpétery Zs. 1929b). – *38.* Szárdoka (Szentpétery Zs. 1929b). – *39–59.* Fehérkőhegy (Szentpétery Zs. 1934b). – *60–61.* U. ott (Szentpétery Zs. 1934a). – *62.* Szalasznyahegy DK-i sarkán (III. akna. M.J. 1955). – *63.* A Szalasznyahegytől D-re (44/1955. B.K.). – *64.* A Szalasznyahegy K-i oldala (375/1955 M. J.). – *65.* A Szalasznyahegy DK-i sarkán (VII. akna. M. J. 1955).

Az elemzéseket végezték: Barabás L.-né (1. minta); Csajághy G. és Tolnay V. (27. minta), Emszt M. (21. minta); Guzy K.-né (62–65. minta); Nemes L.-né (4. minta); Polner Ö. (5–20, 22–26 és 28–61. minta); Tolnay V. (2–3. minta).

10. Felső-anizuszi mészkőösszlet — Oberanisischer Kalksteinkomplex

Sorszám	SiO_2 (+ = Savban oldhatatlan)	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt. (+ = CO_2)	S	Sorszám
		(++ = R_2O_3)														
1.	0,12	nyom	0,26	0,02	0,04	0,03	0,60	55,56					0,04	43,28	0,009	1.
2.	0,08	nyom	0,25	0,00	0,04	0,00	0,74	55,56					0,03	43,32	0,006	2.
3.	0,07	nyom	0,29	0,04	0,00	0,00	0,74	55,28					0,03	43,00	0,008	3.
4.	0,06	nyom	0,21	0,03	0,00	nyom	0,64	55,56					0,04	43,48	0,007	4.
5.	0,08	nyom	0,20	0,00	0,04	0,00	0,53	55,56					0,04	43,30	0,007	5.
6.	0,16	nyom	0,25	0,01	0,04	nyom	0,54	55,49					0,02	43,35	0,007	6.
7.	0,02	nyom	0,20	0,05	0,00	0,00	0,64	55,63					0,03	43,40	0,006	7.
8.	0,06	nyom	0,21	0,03	0,00	0,02	0,64	55,56					0,02	43,48	0,007	8.
9.	0,02	nyom	0,29	0,03	0,00	0,03	0,58	55,22					0,04	43,23	0,008	9.
10.	0,03	0,00	0,27	0,02	0,04	0,00	0,40	55,36					0,03	43,04	0,006	10.
11.	0,05	nyom	0,17	0,08	0,00	0,00	0,41	55,63					0,03	43,65	0,008	11.
12.	0,03	0,00	0,21	0,01	0,04	0,00	0,30	55,76					0,02	43,70	0,006	12.
13.	0,20	nyom	0,24	0,04	0,04	0,00	0,37	55,43					0,04	43,52	0,007	13.
14.	0,34	nyom	0,23	0,03	0,04	nyom	0,57	55,15					0,04	43,38	0,009	14.
15.	0,10	nyom	0,18	0,05	0,00	0,00	0,38	55,49					0,05	43,56	0,008	15.
16.	0,12		0,10	0,29		nyom	0,29	56,16								16.
17.	0,14		0,28	0,10		0,03	0,43	55,35								17.
18.	0,15	0,00	0,04	0,39		0,02	1,33	54,87					0,03		0,009	18.
19.	1,07	0,04	0,48	1,50		0,26	3,30	50,11					0,04		0,035	19.
*20.	+0,00		++0,20		0,11		2,40	53,75						43,68		*20.
21.	+2,08		++0,37				0,37	54,46						42,60		21.
22.	+2,48		++0,31				0,35	54,67						42,41		22.
23.	+0,23		++0,21				11,66	42,42						46,08		23.
24.	+7,80		++1,63				13,46	33,97						42,64		24.
25.	+0,19		++0,27				21,06	31,07						47,17		25.
26.	+0,37		++0,34				17,50	35,24						46,40		26.
27.	19,01	0,09	6,21	0,50	0,92	0,03	2,42	38,16	0,08	1,16	0,21	2,50	0,03	+28,80		27.
28.	0,23	0,05	0,03	0,01	0,06	nyom	0,16	55,68	0,04	0,07	0,11	0,13	0,04	+43,47		28.

1 – 17. Mészkő. Gulicska. – *18 – 19.* Mészkő. Fényeskővölgy. – **20.* Mészkő (91/1957. J. Á.) – *21 – 22.* Mészkő. Szt.Istvánhegy D-i oldala. – *23 – 24.* Dolomitcsík sávosmészkőben. Fényeskővölgy (4/1958. B. K.) – *25.* Dolomit. Létrás (275/1956. J. Á.) – *26.* Dolomit. Fényeskővölgy (3/1958. B. K.) – *27.* Tufitos mészkő. Jávorhegyi út. – *28.* Tömött mészkő. Lillafüred. Műút menti felső alagút.

Az elemzéseket végezték: Guzy K.-né (24—25. minta); Jankovits L. (23. és 26. minta); *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* (1 – 19. minta); Nemes L.-né és Csajághy G. (28. minta); Serényi E. (21. és 22. minta); Soha I.-né és Kis E.-né (20. minta); Tolnay V. (27. minta).

11. Alsó- és középső-ladini Schiefer- und Sandsteinschichten des

a) Teljesebb elemzések

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1.	63,39	0,76	13,27	2,03	2,00	0,05	1,17	6,03
2.	53,35	0,77	21,44	2,39	2,37	0,06	1,54	5,75
3.	38,22	0,37	7,41	0,97	1,83	0,18	0,82	25,80
4.	39,53	0,31	14,60	0,90	2,38	0,06	1,73	17,96
5.	58,21	0,44	13,60	3,44	1,01	0,04	1,98	7,50
6.	47,55	0,61	10,02	3,95	0,37	0,13	0,94	16,09
7.	60,62	1,06	19,94	0,29	6,29	0,19	1,12	0,43
*8.	40,87	0,14	8,90	12,65	9,35		2,40	14,21
*9.	64,29		13,51	4,07	3,75	0,15	3,40	0,56
*10.	31,28		3,24	3,42	0,37	0,21	1,70	28,32
11.	78,13	0,61	9,61	2,32	2,11	0,11	1,36	0,39
12.	71,59	0,69	12,18	0,93	5,38	0,04	1,35	1,81
13.	67,08	0,49	15,21	5,23	2,61	0,07	1,49	0,53

1. Barnásszürke, palás aleurit. Lillafüred, a Vesszősvölgy torkolatától -ra. – *2.* Sötétszürke, pala. Diósgyőr, Fényeskővölgy. – *5.* Barnás, tufitos, palás aleurit. U. onnan (478/1950. B. K.) – *6.* Vízkutató tároló. – **8.* Sötétszürke agyagpala. Hidegkúttól Ny-ra (90/1956. J. Á.) – **9.* U. az. Szilvás-J. Á.). – *11.* Sötétszürke aleuritos agyagpala. Lillafüred—felsőtárkányi műút, 38, 200-as hektométer. Felsőtárkány (2170/1953. K. T.).

Az elemzéseket végezték: Barabás L.-né – Csajághy G. (1—3. és 11. minta); Guzy K.-né (12. minta).

b) Ipari elemzések

Sorszám	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.	SO_3
1.	66,04	16,58	5,80	1,45	1,40	6,60	1,26
2.	66,23	14,45	5,80	1,30	5,22	6,13	0,22
3.	61,57	17,36	9,20	1,37	2,67	6,30	0,58
4.	57,28	23,58	8,10	1,24	2,82	5,00	2,58
5.	52,22	16,82	4,90	1,35	11,40	13,00	1,03
6.	56,80	23,76	7,50	1,12	2,94	4,32	2,40
7.	61,92	22,56	5,34	1,36	2,46	4,30	2,10
8.	59,70	22,72	8,00	2,37	2,10	4,60	1,05
9.	60,64	16,54	6,80	2,02	5,58	8,02	0,31
10.	59,26	16,08	8,16	1,95	5,76	7,97	0,37
11.	60,66	19,45	11,24	1,74	1,71	4,10	1,95
12.	50,50	23,44	11,00	2,82	2,88	6,78	2,42
13.	58,51	15,18	7,82	1,78	8,01	8,40	0,89
14.	57,88	20,93	10,00	2,54	2,10	6,40	0,16
15.	58,97	18,25	8,15	1,50	3,90	7,90	0,53
16.	59,00	19,73	8,62	3,04	3,12	6,86	0,25
17.	59,84	15,93	6,45	3,65	5,46	7,76	0,80
18.	58,86	19,75	6,35	1,55	4,20	9,90	0,35
19.	57,63	17,20	8,84	1,11	6,36	8,30	0,34
20.	62,47	18,09	7,80	2,01	2,70	6,51	0,38
21.	54,16	18,17	9,07	3,03	6,42	9,09	0,46
22.	59,49	21,08	7,42	1,60	3,00	7,26	0,66
23.	59,19	26,76		1,41	5,28	7,50	0,90
24.	51,08	19,39	7,40	0,28	11,49	10,35	0,89
25.	59,16	21,13	7,01	1,35	4,26	7,22	0,27

palaösszlet pala- és homokkőrétegei
unter- und mittelladinischen Schieferkomplexes
Vollständigere Analysen

Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2 (+ = Izz. veszt.)	S	C_{org}	Sorszám
2,66	2,13	0,30	3,90	0,06	2,96		0,00	1.
1,47	2,42	0,38	4,81	0,16	3,58		0,03	2.
3,17	0,52	0,03	1,86	0,07	18,91	0,08	0,01	3.
0,68	2,00	0,34	5,73	0,41	13,45			4.
0,91	2,82	1,35	3,81	0,15	5,14			5.
0,04	3,93	0,57	3,48	0,62	11,97			6.
1,05	3,06	0,20	5,76	0,30	0,00			7.
					+4,32			*8.
					+4,88			*9.
					+26,95			*10.
0,49	1,71	0,35	2,92	0,08	0,00	0,01	0,01	11.
1,28	1,63	0,23	3,11	0,17	0,25			12.
0,18	2,52	0,87	4,12	0,22	0,04			13.

aleuritos agyagpala. U. onnan. – *3.* Szürke meszes homokkő. U. onnan. – *4.* Szürke, meszes agyag-Barnás, tufitos, palás aleurit. U. onnan (478/1950. B. K.) – *7.* Sötétszürke agyagpala. Bélapátfalva. várad. A siklóház mellől (35/1957. J. Á.) – **10.* U. az. Szilvásvárad. Horotnavölgy felső része (85/1957. – *12.* Szürke homokkő. Szarvaskő. Földszakadásárok. (Kisvarsányi G.) – *13.* Sötétszürke agyagpala.

(6. minta); Jankovits L. (4 – 5, 7. és 13. minta); Soha I.-né és Kis E.-né (8 – 10. minta); Tolnay V.

Industrieanalysen

11. táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.	SO_3
26.	57,38	17,25	6,45	1,46	7,80	9,00	0,29
27.	61,96	19,74	7,50	1,95	4,26	4,46	1,00
28.	58,86	13,65	10,23	1,87	6,99	7,66	0,68
29.	60,84	15,09	11,85	1,41	3,48	7,29	0,23
30.	58,06	16,36	10,76	1,66	4,74	6,88	1,72
31.	59,48	21,28	5,12	1,91	3,87	7,40	1,23
32.	58,84	21,15	5,85	0,82	4,98	7,17	2,00
33.	57,90	22,93	6,44	1,95	3,18	7,06	0,39
34.	56,20	22,39	6,38	1,36	7,17	7,00	0,13
35.	58,00	21,00	8,46	1,07	5,70	6,60	0,11
36.	59,98	21,29	9,16	2,21	2,64	5,14	0,19
37.	58,12	21,10	9,32	1,38	4,38	6,25	0,15
38.	51,82	19,05	8,07	1,83	8,82		0,11
39.	54,22	18,59	5,80	1,69	8,07	10,69	0,69
40.	39,13	11,44	5,96	1,11	21,54	19,11	1,52
41.	59,62	17,96	6,46	1,58	5,16	7,93	0,43
42.	58,07	18,10	6,50	1,67	5,10	9,50	0,50
43.	60,31	17,92	7,58	1,82	4,80	6,73	1,46
44.	52,78	10,75	7,58	2,41	12,57	11,52	1,70
45.	56,75	18,00	10,20	1,75	4,95	7,60	0,80
46.	54,70	18,27	5,88	1,58	9,90	9,28	0,45
47.	55,03	17,60	6,88	2,74	7,50	9,30	1,02
48.	56,40	17,40	7,50	2,90	6,36	8,60	1,15
49.	56,82	17,24	7,35	2,90	7,05	7,52	0,96
50.	58,48	21,05	5,20	1,76	4,26	7,40	1,80
51.	57,23	16,72	8,03	2,32	6,78	7,58	1,17

11/b táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.	SO_3
52.	58,28	14,92	8,51	2,96	6,54	7,34	1,07
53.	61,75	16,70	7,06	1,36	6,18	6,53	0,50
54.	54,99	16,57	6,92	2,85	7,69	10,03	0,97
55.	55,73	15,17	8,50	3,08	6,87	8,67	0,24
56.	58,01	15,11	7,51	1,60	7,68	9,79	0,38
57.	56,24	16,45	7,70	1,51	8,10	9,47	0,58
58.	53,93	13,72	7,55	1,84	11,25	12,21	0,32
59.	55,27	16,41	7,26	1,56	8,18	10,66	0,62
60.	59,06	13,09	7,73	1,64	8,58	9,07	0,44
61.	56,84	13,15	6,53	1,40	10,68	11,05	0,48
62.	55,85	18,13	9,26	1,45	6,30	7,56	1,26
63.	57,37	17,40	8,25	1,30	6,09	9,08	0,46
64.	54,47	17,91	7,59	1,98	6,54	8,77	2,38
65.	59,49	16,55	8,17	2,73	6,81	6,10	
66.	52,98	12,78	6,21	0,77	13,05	13,07	0,82
67.	52,68	14,45	7,75	0,66	10,26	11,73	0,83
68.	51,27	11,55	7,20	0,97	14,52	13,44	0,42
69.	57,99	16,81	8,12	0,55	6,51	8,65	1,33
70.	68,88	16,50	6,35	1,04	1,80	4,05	1,13
71.	60,71	11,91	8,22	1,61	6,90	8,32	2,29
72.	55,32	14,06	10,15	0,94	9,18	10,08	0,17
73.	64,80	16,57	9,95	1,88	0,81	4,96	1,93
74.	67,06	12,70	8,36	1,24	3,87	5,07	1,49
75.	60,46	17,27	11,80	1,55	2,01	6,00	1,35
76.	62,42	15,34	9,86	1,64	0,75	8,52	1,25
77.	61,05	18,22	10,89	0,78	1,23	5,32	1,76
78.	61,31	16,88	12,76	1,67	1,23	4,92	1,72
79.	57,37	11,58	7,91	1,20	1,80	5,65	0,07
80.	60,45	20,69	7,48	2,50	1,02	4,93	0,43
81.	61,75	19,57	7,73	1,06	1,68	5,13	
82.	57,52	20,46	9,30	1,37	0,39	4,40	1,09
83.	58,78	20,45	8,50	1,37	0,66	5,69	0,28
84.	57,06	31,05		2,45	1,05	5,48	0,39
85.	56,30	33,03		1,26	0,96	5,71	0,30
86.	60,92	18,54	7,56	1,37	2,70	7,43	0,62
87.	59,94	34,20					0,51
88.	59,98	18,17	6,85	1,30	5,10	7,10	0,94
89.	58,46	16,17	8,79	2,28	5,31	7,94	0,26
90.	59,81	14,27	9,52	1,19	5,10	7,96	0,82
91.	61,77	18,34	7,22	1,83	2,97	5,25	0,64
92.	58,82	21,72	8,37	1,80	1,08	4,64	0,51
93.	59,75	19,58	8,38	0,44	3,24	7,21	0,20
94.	58,21	22,72	7,40	0,50	2,10	5,96	0,72
95.	58,46	16,17	8,79	2,28	5,31	7,94	0,26
96.	59,98	18,17	6,85	1,30	5,10	7,10	0,94
97.	56,30			1,26	0,96	5,71	0,30
*98.	60,92	18,54	7,56	1,37	2,70	7,43	0,62
99.	58,78	28,95		0,36	0,66	5,69	0,34
100.	57,06	31,05		2,45	1,05	5,48	0,39

11/b táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.	SO_3
101.	61,75			1,06		5,13	
102.	57,52	20,46	9,30	1,37	0,39	4,40	1,09
103.	57,37	11,58	7,91	1,20	1,80	5,65	0,07
104.	60,45			0,43	1,02	4,93	2,50
105.	50,50	34,44		2,42	2,88	6,78	2,82
106.	61,31	16,88	12,76	1,72	1,23	4,92	1,67
107.	61,05	18,22	10,89	1,76	1,23	5,32	0,78
108.	60,66	30,69		1,74	1,71	4,10	1,95
109.	62,42	25,20		1,64	0,75	8,52	1,25
110.	60,46	29,07		1,55	2,01	6,00	1,35
111.	67,06	12,70	8,36	1,24		5,07	1,49
112.	64,80	26,52		1,88	0,81	4,96	1,93
113.	55,32	14,06	10,15	9,18	9,18	10,08	0,94
114.	60,71	11,91	8,22	1,61	6,90	8,32	2,29
115.	68,88	22,85		1,04	1,80	4,05	1,13
116.	57,99	24,93		0,55	6,51	8,65	1,33
117.	51,27	11,55	7,20	0,97	14,52	13,44	0,42
118.	52,68	14,45	7,75	0,66	10,26	11,73	0,83
119.	52,98	18,99		0,77	13,05	13,07	0,82
120.	59,49	16,55	8,17	2,79	6,81	6,10	
121.	54,47	25,50		1,98	6,54	8,77	2,38
122.	57,37	25,65		1,30	6,09	9,08	0,46

1 — 9. Szürke agyagpala. Bélapátfalva. A cementgyár palabányájához vezető vágatból. — *10 — 12.* U. az. Bélapátfalva. Egyedi minták a cementgyár palabányájából. — *13 — 122.* U. az. Bélapátfalva. Palabánya. Fejtési átlagok. — Az elemzéseket a *Bélapátfalvai Cementgyár vegyi laboratóriuma* készítette. — * MnO: 0,39 %

12. Az alsó-ladini palaösszletet helyettesítő lemezes, tűzköves mészkő
Den unterladinischen Schieferkomplex ersetzender hornsteinführender Plattenkalk

Sorszám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.	Lelőhely
*1.	1,81	0,14	0,09	0,12	1,50	53,75	42,80	A Kukucsóhegy Ny-i oldalán (38/1957. J. Á.)
*2.	35,54	0,00	0,08	0,14	2,40	34,22	26,42	A rónabükki műútkanyartól Ny-ra (61/1957. J. Á.)
*3.	7,95	0,23	0,28	0,15	1,40	49,85	40,72	U. ott (62/1957. J. Á.)
*4.	10,63	0,19	0,00		2,10	47,78	38,65	A rónabükki műútkanyartól KDK-re 250 m-re (63/1957. J.Á.)
*5.	7,81	0,74	0,26	0,08	1,40	50,53	39,46	A Tamáskőlápa K-i végéről (20/1957. J. Á.)

Elemzők: Soha I.-né és Kis E.-né.

13. Alsó-ladini eruptívumok

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1.	51,61	1,41	17,14	8,96	1,72	0,34	3,09
2.	45,99	2,46	18,48	6,79	4,32	0,10	9,08
3.	61,27	1,22	16,96	7,70	1,90	1,52	1,00
4.	49,64	1,47	18,74	2,58	4,36		5,28
5.	50,80	1,81	19,26	1,18	9,52	0,06	6,52

1. Horotnavölgy, Mária-táró (49/1957. J. Á.). – *2.* Horotnavölgy, Mária-táró (50/1957. J. Á.). – *3.* Lasznyahegytől DK-re (25/1955.B.K.).

Az elemzéseket végezték: Barabás L.-né (1. és 3. minta); Guzy K.-né (5. minta); Polner Ö.

14. Alsó- és középső-ladini Kieselschiefer und Radiolarite unter-

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1.	89,68	0,25	4,59	0,33	2,08	0,03	0,41	0,15
2.	71,85	0,57	13,89	5,25	0,49	0,04	0,56	0,17
3.	86,00	0,22	4,53	2,01	0,35	0,42	0,87	1,61
4.	86,34	0,27	6,97	0,78	0,71	0,04	0,78	0,44
5.	91,75	0,23	2,11	3,14			1,55	0,16
6.	92,67	0,25	3,62	0,01	0,93	0,01	0,32	0,19
7.	88,71	0,16	4,25	0,00	1,46	0,09	0,45	1,75
8.	90,01	0,17	4,45	0,90	0,92	0,02	0,47	1,09
9.	91,11	0,04	4,38	1,48	0,07	0,07	0,39	0,29
10.	92,88	0,14	3,53	0,42	0,82	0,04	0,45	0,53
11.	93,51	0,17	2,67	1,24	0,35	0,03	0,41	0,23
12.	87,14		6,26	5,26				1,48
13.	93,10		4,55	2,55				0,52
14.	94,60		5,42	1,92				0,26
15.	92,47		5,09	3,19				0,08
16.	94,87		4,07	2,07				0,09
17.	92,35		5,25	3,71				0,12
18.	96,05		2,06	1,76				nyom
19.	91,47		4,57	2,66				
20.	87,25		4,95	7,25				
21.	84,66		4,91	7,90			nyom	0,40
22.	89,14		3,72	3,19				
23.	90,44		4,73	2,39				
24.	90,80		2,85	2,23				
25.	91,52		2,23	0,15				
26.	91,52		4,74	1,83			nyom	
27.	89,08		4,94	2,55			nyom	
28.	90,52		4,15	4,74				

1. Vörösesszürke kovapala. Szilvásvárad. A Csortoskő DK-i oldaláról (93/1957. J. Á.). – *2.* Vörös Recsk. Rézhegyi kőfejtő. – *5.* Vörös radiolarit. Recsk. Darnóhegy K-i része. – *6.* Világosszürke *8.* Vörös kovapala. Répáshutától ÉNy-ra, a Bányahegy alatti É–D-i műútrészről. – *9.* Vörös radio- Az eger-miskolci műút D-i oldalán, a 43 km-kő közelében lévő 80. sz. határdomb melléről. – *11.* Vörös (Bartkó L. gyűjtése).

Az elemzéseket végezték: Barabás L.-né és Csajághy G. (9–10. minta); Guzy K.-né és Barabás L.-né

Unterladinische Eruptivgesteine

CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	S	Sorszám
3,36	7,71	0,00	0,14	1,98	0,35	2,19		1.
1,17	5,26	0,01	0,16	5,22	0,29	0,22	0,10	2.
0,24	1,40	2,36	0,59	4,25	0,19	nyom		3.
9,75	4,25	0,55	0,42	2,64				4.
0,22	4,67	0,15	0,34	5,64	0,52	nyom		5.

3. Szilvásvárad, Gloriette-tisztás (90/1957. J. Á.). – *4.* Létrástető (gy. SZENTPÉTERY Zs.). – 5. A Sza-

(4. minta) és TOLNAY V. (2. minta).

kovapala és radiolarit
und mittelladinischen Alters

Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt. ($^+ = CO_2$)	S	C_{org}	$BaSO_4$	Sorszám
nyom	0,67	0,27	1,56	0,23	$^+$0,00				1.
0,05	3,23	1,01	3,42	0,07	$^+$nyom				2.
nyom	0,34	0,15	1,57	0,31	$^+$1,67				3.
0,14	1,83	0,43	1,69	0,08	$^+$0,21				4.
			0,00						5.
0,05	0,66	0,05	1,08	0,09	$^+$0,00				6.
0,56	0,49	0,14	0,71	0,19	$^+$1,28				7.
0,07	1,05	0,11	0,79	0,25	0,43				8.
0,03	1,07	0,16	1,04	0,15	$^+$0,00		nyom		9.
0,05	0,45	0,02	0,85	0,20	$^+$0,09	0,03	0,01		10.
nyom	0,46	0,13	0,82	0,14	$^+$nyom				11.
					1,10				12.
					0,80				13.
					0,66				14.
					0,96				15.
					0,58				16.
					0,68				17.
					0,54				18.
								0,56	19.
								0,18	20.
		0,70			1,36				21.
		0,50			1,24				22.
		0,54			1,80				23.
		0,86			1,78				24.
		1,12			1,36				25.
		1,08			0,98				26.
		1,10			1,16				27.
								0,54	28.

radiolarit. Recsk. Bajpatak nyílása. – *3.* Vörös radiolarit. Recsk. Bajpatak. – *4.* Vörös radiolarit. kovapala. Répáshutától É-ra, a műút mellől. – *7.* Kovapala. Az eger – miskolci műút 38,25 km-étől. – larit. Répáshutától ÉNy-ra, a Bányahegy alatti É–D-i műútrészről. – *10.* Zöldesszürke kovapala. radiolarit. A Pazsag-őrháztól D-re, a △ 624-től DNy-ra. – *12–28.* Kovapala. Felsőtárkányi Várhegy

(5. minta); *Magyar Vasötvözetgyár, Zagyvaróna* (12–28. minta); TOLNAY V. (1–4, 6–8, 11. minta).

15. Felső-ladini — karni tűzköves mészkő — Oberladinisch — karnischer Hornsteinkalk

a) Teljes elemzések — Vollständige Analysen

Sor-szám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	C_{org}	Sor-szám
1.	2,76	0,06	0,71	0,15	0,12	0,04	0,29	53,52	0,04	0,12	0,05	0,53	0,03	41,61	0,00	1.
2.	3,53	0,04	nyom	0,49	0,27	0,03	0,49	52,78	0,04	0,23	0,01	nyom	0,02	41,81		2.

1. Hollóstetőtől ÉNy-ra, a műút 54,25 km-étől (gy. Balogh K. 1959). – *2.* Felsőtárkány. A kőbányaoromtól DK-re (gy. Kilényi T. 1953). Az elemzéseket végezték: Tolnay V. (2. minta) ; Tolnay V. – Csajághy G. (1. minta)

b) Részleges elemzések — Partielle Analysen

Sor-szám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3 | Fe_2O_3 (+ = R_2O_3)	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.
1.	4,44	+0,48		nyom	53,58	42,14
2.	19,83	+0,51		9,54	34,04	36,33
3.	2,53	+0,59		8,01	45,62	43,65
4.	1,78	+0,48		2,73	51,90	43,60
5.	5,32	+0,57		2,09	49,81	41,69
6.	9,80	+0,63		1,69	48,76	39,51
7.	23,27	+1,24		0,53	41,76	33,35
8.	22,28	+0,61		0,42	42,47	33,85
9.	2,05	+0,51		6,93	46,16	43,89
10.	17,08	+1,05		1,50	44,29	36,49
11.	1,73	+0,27		4,78	49,84	43,81

Sor-szám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3	Fe_2O_3 (+ = R_2O_3)	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.
12.	2,20	+0,28			5,13	48,99	43,71
13.	3,26	+0,49			3,03	49,94	44,42
14.	13,40	+0,61			7,19	36,61	36,99
15.	2,14	+0,52			1,50	52,98	43,02
16.	2,43	+0,33			0,22	54,28	42,73
17.	2,49	+0,40			4,20	49,69	43,22
18.	0,90	+0,58			1,10	54,69	42,91
*19.	0,26	0,09	0,31	0,17	0,00	56,78	42,07
*20.	4,41	0,78	0,00	0,32	0,11	54,25	40,16
*21.	7,87	0,60	0,12	0,33	0,25	50,75	37,84
*22.	0,07	0,38	0,27	0,43	2,60	47,24	43,28
*23.	57,61	1,63	2,34	0,64	0,45	21,64	17,56

1–9. Felsőtárkány. Várhegy. – *10.* Felsőtárkány. Várhegy. – *11.* Cserépfalu. A △ 677,4-től KÉK-re 600 m-re. – *12.* Cserépfalu. A △ 677,4-től KÉK-re 750 m-re. – *13.* Cserépfalu. A △ 677,4-től KÉK-re 350 m-re. – *14.* Cserépfalu. A △ 667,4-től ÉNy-ra 300 m-re. – *15.* Cserépfalu. Kisbaglyashegy, a △ 667,4-től DNy-ra. – *16.* Cserépfalu. Sóskúthegy. – *17.* Cserépfalu. Az Őrhegy △ 647,5-től NyDNy-ra 500 m-re (Az *1 – 17.* mintát gyűjtötte: Hegedűs Gy. 1950.) – *18.* Hámor, a Dolka É-i lejtőjéről (gy. Hegedűs Gy. 1949) – **19.* Barátságkert (23/1956. J. Á.) – **20.* Barátságkert (50/1956. J. Á.) ** 21.* Sólyomkúttól D-re (67/1956. J. Á.) – ** 22.* Kovácskő (178/1956. J. Á.) – ** 23.* Tűzkő. Alsó Haricaforrás (154/1956. J. Á.)

Az elemzéseket végezték : Hege I. (3 – 6. minta); Nemes L.-né (18. minta); Sebényi E. (15 – 16. minta); Simó B. (1 – 2. minta); Soha I.-né és Kis E.-né (19 – 23. minta); Somogyi A. (7 – 14. és 17. minta).

16. Felső-ladini—karni dolomit — Oberladinische—karnische Dolomite

a) Részletesebb elemzések — Ausführlichere Analysen

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt. (+ = CO_2)	C_{org}	Sorszám
1.	1,09		0,18	0,44		nyom	20,98	31,52					0,02	46,20		1.
2.	0,49		0,64	0,49		nyom	21,16	31,66					0,01	45,96		2.
3.	0,54		0,51	0,58		nyom	20,90	31,73					0,03	46,05		3.
4.	1,02		0,58	0,34		nyom	21,12	31,11					0,02	46,23		4.
5.	0,43		0,40	0,39		nyom	21,08	31,73					0,03	46,32		5.
6.	0,30		0,36	0,34		nyom	21,35	31,18					0,02	46,93		6.
7.	0,21		0,11	0,44		nyom	21,18	32,00					0,03	46,38		7.
8.	0,56		0,21	0,68		nyom	21,26	31,66					0,03	46,13		8.
9.	0,36	0,04	0,00	0,20	0,09	0,02	20,95	31,40	0,04	0,03	0,49	0,09	0,02	+46,37	0,01	9.

1–8. Kovácskő. A Garadnavölgy É-i oldalán (gy. Becht R.) — *9.* Lillafüred. A Vesszősvölgy nyílásától (gy. Balogh K. 1959).

Az elemzéseket végezték: *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* (1–8. minta); Nemes L.-né és Csajághy G. 1959 (9. minta).

b) Sorozatelemzések — Serienanalysen

Sorszám	Savban oldhatatlan	R_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.
1.	9,06	0,35	16,30	31,99	42,81
2.	0,48	0,05	17,15	36,07	46,55
3.	0,50	0,18	19,80	32,69	47,09
4.	2,85	0,57	15,50	36,21	45,28
5.	0,75	0,25	17,74	35,02	45,82
6.	1,40	0,35	19,23	32,96	46,31
7.	0,52	0,40	18,60	33,54	46,83
8.	0,62	0,53	20,40	31,28	46,82
9.	1,68	0,44	12,70	39,95	45,24
10.	2,25	0,46	19,94	31,03	45,98
11.	0,62	0,19	15,55	36,99	46,21
12.	1,47	0,49	11,85	41,99	44,73
13.	2,17	0,41	20,00	31,02	46,23
14.	0,67	0,26	18,97	33,76	46,09
15.	0,12	2,00	19,61	31,45	47,15

Sorszám	Savban oldhatatlan	R_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.
16.	0,68	0,35	19,90	31,88	46,78
17.	2,60	0,52	19,39	31,47	45,92
18.	0,58	0,37	20,46	31,93	46,79
19.	1,59	0,45	12,59	40,32	44,55
20.	2,73	0,24	17,23	34,18	45,41
21.	2,36	0,62	17,72	33,51	45,63
22.	0,59	0,37	20,55	31,25	46,95
23.	0,70	0,39	20,50	31,39	47,03
24.	0,25	1,40	20,40	31,00	46,68
25.	0,55	0,32	21,07	30,87	47,09
26.	1,32	0,29	20,16	31,07	47,47
27.	0,84	0,39	13,74	39,40	45,75
28.	3,00	0,48	19,84	30,81	45,79
29.	0,63	0,26	16,46	36,32	46,18
30.	1,19	0,27	20,06	31,39	46,85

16/b táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	R_2O_3	MgO	CaO	Izz. veszt.
31.	1,37	0,35	10,09	42,70	45,13
32.	1,69	0,42	16,17	35,66	45,71
33.	1,00	0,17	17,20	33,89	48,23
34.	1,85	0,53	17,53	33,98	46,12
35.	1,54	0,34	20,25	30,85	47,38
36.	1,57	0,25	14,26	37,79	45,80
37.	0,94	0,35	20,86	30,98	46,91
38.	2,21	0,29	20,05	30,60	46,81

1. Felsőtárkánytól DK-re 1 km-re, a 295 mp tájáról. – *2.* Felsőtárkánytól ÉK-re, a 360 mp-tól DK-re 150 m-re. – *3.* Felsőtárkány. A Kistiba 392,6 mp-tól É-ra 250 m-re. – *4.* Felsőtárkány. A Nagy-

17. A nekézseny—bántapolesányi vasas mészkő és dolomit

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
			($^+$ = R_2O_3)						
1.	0,58				6,15			17,64	30,20
2.	1,69		0,06		4,22	2,14		8,91	40,21
3.	0,68					5,94		17,44	29,96
4.	0,69		+0,16					0,07	55,25
5.	1,07		0,26		7,24			1,65	49,25
6.		0,12	0,32	3,18	0,05	1,50	0,63	16,40	33,49
7.		5,62		2,03	5,06		0,21	2,73	45,33

1. Vasas dolomit. Nekézsenytől ÉNy-ra. – *2.* Vasas, dolomitos mészkő. Nekézseny Strázsahegy. Nekézseny Strázsahegy. – *6.* Vasas dolomit. Bántapolcsány. Rágyincsvölgy D-i oldalán levő kőfejtő. – Az 1–5. mintát Schréter Z., a 6. mintát Balogh K., a 7. mintát Borbás L. gyűjtötte. Az elemzéseket végezték: Emszt M. (1–5. minta); Nemes L.-né és Csajághy G. (6. minta);

tiba 549 mp-tól É-ra 500 m-re. – *5.* Felsőtárkány. A Nagytiba 549 mp-tól NyDNy-ra 350 m-re. – *6.* Felsőtárkány. Várhegy. Keringő út. – *7.* Felsőtárkány. Várhegy. Az 501 mp-tól Ny-ra. – *8–9.* Felsőtárkány. Várhegy 501 mp. – *10–12.* Felsőtárkány. Várhegy. – *13.* Felsőtárkány. Várhegy. 542,4 mp. – *14.* Felsőtárkány. Várhegy. Az 501 mp-tól ÉÉK-re. – *15.* Felsőtárkány. A Várhegytől Ny-ra, az erdőszélről. – *16.* Felsőtárkány. A Várhegy 501 mp-tól Ny-ra 300 m-re. – *17.* Felsőtárkány. A Várhegytől ÉNy-ra 150 m-re. – *18.* Felsőtárkány. A Várhegy 501 mp-tól É-ra 500 m-re. – *19.* Felsőtárkány. A Várhegy 501 mp-tól ÉK-re 250 m-re. – *20.* Felsőtárkány. A Várhegy 501 mp-tól ÉÉK-re 250 m-re. – *21.* Felsőtárkány. A Várhegy 501 mp-tól ÉÉK-re 900 m-re. – *22.* Felsőtárkány. A Várhegy 542,4 mp-tól Ny-ra 300 m-re. – *23.* Felsőtárkány. A Várhegy 542,4 mp-tól NyÉNy-ra 350 m-re. – *24.* Cserépfalva. Pelyvástető DK. – *25.* Cserépfalu. 677,4 mp. – *26.* Cserépfalu. Pelyvástető. A 677,4 mp-tól ÉK-re 600 m-re. – *27.* Cserépfalu. Pelyvástető. 677,4 mp. – *28.* Cserépfalu. A Pelyvástető 677,4 mp-tól D-re 150 m-re. – *29.* Cserépfalu. A Pelyvástető 634,9 mp-tól É-ra. – *30.* Cserépfalu. A 634,9 mp-tól ÉNy-ra 400 m-re. – *31.* Cserépfalu. A Pelyvástető 634,9 mp-tól NyÉNy-ra 500 m-re. – *32.* Cserépfalu. Kisbaglyashegy, a 667,4 mp-tól NyDNy-ra. – *33.* Cserépfalu. Sóskúthegy. – *34.* Cserépfalu. Őrhegy 647,5 mp. – *35.* Cserépfalu. Az Őrhegytől DNy-ra 100 m-re. – *36.* Cserépfalu. Bácsvárorom, a 657,7 mp-tól É-ra 500 m-re. – *37.* Cserépfalu. Őrhegy. – *38.* Cserépfalu. Bácsvárorom, a 657,7 mp-tól kissé É-ra.

Valamennyi mintát HEGEDŰS GY. gyűjtötte (1949–1950).

Az elemzéseket végezték: FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1–4 és 6–7 minta); SERÉNYI E. (8–10, 13, 16–17, 21–23, 26. és 33–35. minta); SIMÓ B. (5, 12, 14, 18–20, 25, 37 minta); SOMOGYI A. (11, 15, 24, 27–32, 36. és 38. minta).

Eisenhaltiger Kalkstein und Dolomit von Nekézseny—Bántapolesány

Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	Izz. veszt.	S	C_{org}	Sorszám
						45,16			1.
		0,13			42,66				2.
		0,04			48,53				3.
					43,35				4.
		0,08			40,25				5.
0,04	0,06	0,16	0,58	0,03	44,00		0,004	nyom	6.
					33,56				

– *3.* Vasas dolomit. Nekézseny Strázsahegy. – *4* Mészkő. Nekézseny Strázsahegy. – *5.* Vasas mészkő. *7.* Vasas mészkő. Csokvaomány 28. sz. fúrás.

TOLNAY V. (7. minta).

18. Felső-ladini—karni „fennsíki mészkő" — Oberladinisch—karnischer „Plateaukalk"

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Izz. veszt.	S	SO_3	Sorszám
1.		0,89		0,26				0,47	55,10		43,11	0,26		1.
2.	0,61	0,59							54,52					2.
3.	0,96	0,92							52,95					3.
4.		0,99		0,36				0,50	55,40		43,30		[illegible]	4.
5.	0,31	0,60		0,42				0,17	55,62			0,57		5.
6.		0,95		0,45				0,33	55,83		42,90		0,25	6.
7.		1,04		0,18				0,25	55,93		43,24		0,15	7.
8.		0,50		0,27				0,08	55,38		44,22		0,23	8.
9.		0,90		0,57				0,11	55,74		43,21		0,17	9.
10.		0,49		0,30				0,29	55,86		43,02		0,13	10.
11.		0,64		0,18				0,32	55,44		44,02		0,05	11.
12.		0,73		0,30				0,49	55,56		43,13		0,19	12.
13.		0,88		0,45				0,54	54,58		43,11		0,36	13.
14.		3,71		0,27				0,13	54,36		42,26		0,02	14.
15.		3,71		0,29				0,11	54,48		41,84		0,02	15.
16.		0,57		0,43				0,17	55,87		43,45		0,33	16.
17.		0,97		0,33				0,20	55,68		43,15		0,54	17.
18.		0,86		0,42				0,26	55,56		42,90		0,19	18.
19.		1,14		0,26				0,63	54,75		42,94		0,12	19.
20.		0,86		0,16				0,22	55,32		43,68		0,64	20.
21.		0,62		0,86				0,18	54,90		43,04		0,21	21.
22.		0,42		0,24				0,68	55,53		42,68		0,42	22.
23.		0,69		0,80				0,23	54,69		43,08		0,22	23.
24.		0,56		0,53				0,12	54,84		43,68		0,13	24.
25.		0,50	0,08	0,15	0,25		0,01	0,53	54,87	0,04		0,007		25.
26.		0,21	0,04	0,20	0,06		0,02	0,58	55,28	0,02		0,004		26.
27.		0,22	nyom	0,41	0,13		0,02	1,43	54,46	0,05				27.
28.		0,38	nyom	0,46	0,35		0,01	0,92	55,14	0,03				28.
29.		2,73		0,99	0,81		0,05	0,78	51,82					29.
30.		0,61	nyom	0,33	0,83		0,13	0,38	54,67	0,12		0,010		30.
31.		0,45	nyom	0,80	0,19		0,01	0,65	53,90	0,03		0,007		31.
32.		0,32	0,00	0,15	0,08		0,05	0,52	55,00	0,05		0,010		32.
33.		0,17	0,04	0,14	0,12		0,02	0,44	54,59	0,04		0,008		33.
34.		0,22	0,04	0,28	0,23		0,05	0,36	55,35	0,01		0,006		34.
35.		0,02	nyom	0,00	0,15		nyom	0,49	55,35	0,04		0,013		35.

18. táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Izz. veszt.	S	SO_3	Sorszám
36.		0,24	0,00	0,08	0,07		0,03	0,43	55,42			0,006		36.
*37.	nyom			0,10	0,02			2,60	55,02		43,02			*37.
*38.	0,12			0,17	0,00	0,07		1,80	54,58		43,65			*38.
*39.	0,20			0,21	0,00	0,12		1,40	53,86		42,79			*39.
*40.		0,96		0,00	0,04	0,07	0,04	1,40	52,92		43,57			*40.

1–24. Bélapátfalva. Mészkőfejtő. – *25–36.* Szilvásvárad. Mészkőfejtő. Havi fejtési átlagok. – **37.* Szilvásvárad. A jávorkúti műútról, az Alfonz-kapu alatt (52/1957. J. Á.). – **38.* Szilvásvárad. A Kukucsóhegy Ny-i oldaláról (39/1957. J. Á.) – **39.* Szilvásvárad. A jávorkúti műútról, az Alfonz-kapu fölött (53/1957. J. Á.). – **40.* Szilvásvárad. Az Istállóskő oldalából (46/1957. J. Á.).
Az elemzéseket végezték: A *Bélapátfalvai Cementgyár vegyi laboratóriuma* (1–24. minta); *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* (25–36. minta); SOHA I.-NÉ – KISS E.-NÉ (37–40. minta).

19. „Répáshutai típusú" felső-ladini—karni mészkő – Oberladinisch—karnischer Kalkstein Répáshutaer Typs

a) Teljes elemzések – Vollständige Analysen

Sorszám	1.	2.	3.	4.
SiO_2	0,15	0,29	0,07	10,02
TiO_2	0,00	nyom	0,01	0,12
Al_2O_3	0,11	nyom	0,16	2,15
Fe_2O_3	0,05	0,04	nyom	0,69
FeO	0,02	0,13	0,03	0,20
MnO	0,02	0,005	nyom	0,07
MgO	0,33	0,43	0,40	0,55
CaO	56,13	56,29	56,03	47,52
Na_2O	0,04	0,02	0,05	0,25
K_2O	0,01	0,01	0,02	0,45
$-H_2O$	0,00	0,01	0,05	0,18
$+H_2O$	0,46	nyom	0,12	0,37
P_2O_5	0,05	nyom	0,03	0,05
CO_2	42,79	43,28	43,41	37,14
C_{org}	0,00		0,01	nyom

1. Fehér mészkő. Bükkszentlászló. Mexikói-völgy. A mészkőbányák feletti útszakaszról. – *2.* Fehér mészkő. Bükkszentkereszttől D-re (8a/1951. B. K.) – *3.* Vörös kovapalával váltakozó fehér zoogén mészkő. Répáshutától NyÉNy-ra, a Bányahegy alatti kőfejtőből. – *4.* Vörös kovapalával váltakozó lilásvörös mészkő. Répáshutától NyÉNy-ra, a Bányahegy alatti kőfejtéstől K-re.
Valamennyi mintát BALOGH K. gyűjtötte.
Az elemzéseket végezték: BARABÁS L.-NÉ és CSAJÁGHY G. (1. minta); TOLNAY V. (2. minta); TOLNAY V. és CSAJÁGHY G. (3. és 4. minta).

19. táblázat folytatása

b) Ipari elemzések – Industrieanalysen

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	S
1.	0,47	nyom	0,27	0,57	0,08	0,30	54,46	0,00	0,008
2.	0,42	0,08	0,02	0,31	0,02	0,43	54,40	0,08	0,007
3.	0,60	0,08	0,33	0,32	0,04	0,51	54,80	0,03	0,009
4.	0,45	nyom	0,22	0,21	0,08	0,41	54,32	0,01	0,006
5.	0,21	nyom	0,43		0,04	0,36	54,46	0,01	0,007
6.	0,58	0,00	0,61	0,24	0,02	0,55	54,46	0,01	0,004
7.	0,56	0,00	0,37	0,46	0,05	0,41	54,80	0,05	0,003
8.	0,46	0,00	0,34	0,21	0,02	0,39	55,01	0,05	0,004
9.	1,10	nyom	0,30	0,21	0,04	0,61	54,26	0,05	0,005
10.	0,40	0,00	0,46	0,18	0,05	0,49	55,01	0,04	0,005
11.	0,31	nyom	0,28	0,26	0,01	0,51	54,94	0,02	0,004
12.	0,24	0,04	0,24	0,23	0,02	0,69	55,07	0,02	0,003
13.	0,26	nyom	0,43	0,27	0,05	0,55	55,14	0,06	0,010
14.	0,38	nyom	0,24	0,40	0,05	0,52	54,94	0,04	0,004
15.	3,84		nyom	0,49	0,16	0,60	53,24		
16.	0,46	nyom	0,49	0,38	0,04	0,51	54,46	0,01	0,006
17.	0,24	0,00	0,42	0,25	0,08	0,52	55,28	0,15	
18.	0,35		0,40	0,36	0,02	0,64	53,65		
19.	0,14	nyom	0,24	0,18	0,01	0,75	55,00	0,06	0,006
20.	0,28	0,08	0,18	0,26	0,01	0,55	54,94	0,08	0,001
21.	0,30	nyom	0,75	0,35	0,05	0,97	54,60	0,02	
22.	1,05	0,04	0,85	1,31	0,05	0,80	53,71	0,01	
23.	0,55	0,04	0,75	0,36	0,05	0,65	55,01	0,01	
24.	2,11		1,72	2,60	0,08	0,72	51,47		
25.	0,64		1,56	1,43	0,02	0,20	54,06	0,03	0,012
26.	0,43	0,00	0,49	0,29	0,09	0,44	54,46	0,04	
27.	0,59	nyom	0,25	0,48	0,10	0,51	54,26	0,07	
28.	2,63		1,93	2,96	0,10	0,93	51,00	0,15	
29.	1,54		1,20	1,34	0,04	0,39	54,40	0,10	
30.	1,50	0,04	0,99	2,13	0,10	0,38	52,76	0,04	
31.	2,86	0,08	1,87	4,36	0,10	0,53	49,90	0,05	
32.	2,16	0,10	0,22	1,93	0,16	0,72	53,10	0,07	
33.	3,79		1,73	0,74	0,03	0,39	52,01	0,05	0,010
34.	0,38		0,19	0,12	0,02	0,44	55,28	0,05	0,011
35.	0,38	0,04	0,24	0,35	0,08	0,41	53,91	0,04	0,010
36.	0,73	0,00	0,66	0,86	0,05	0,42	54,39	0,04	0,010
37.	0,35	0,00	0,41	0,21	0,06	0,55	55,08	0,01	0,007
38.	5,73	0,12	3,82	1,60	0,04	0,40	49,01	0,06	0,010
39.	0,36	0,00	0,15	0,32	0,08	0,36	55,14	0,01	0,008
40.	0,30	0,00	0,25	0,12	0,05	0,46	54,40	0,03	0,008
41.	0,84	nyom	0,47	0,21	0,02	0,64	54,87	0,04	0,007
42.	0,38	nyom	0,06	0,29	0,06	0,39	54,46	0,04	0,005
43.	0,67	nyom	0,39	0,28	0,02	0,45	55,14	0,05	0,006
44.	0,54	0,00	0,41	0,23	0,04	0,36	55,01	0,04	0,007
45.	0,65	0,00	0,45	0,29	0,02	0,51	55,00	0,06	0,008
46.	1,04	nyom	0,35	0,68	0,02	1,13	53,78	0,21	0,008
47.	0,54	0,00	0,21	0,21	0,02	0,48	54,80	0,06	0,009
48.	0,97	nyom	0,63	1,13	0,03	0,49	53,79	0,08	0,014
49.	0,84	0,00	0,64	0,95	0,08	0,43	53,92	0,05	0,008
50.	0,65	0,00	0,18	1,14	0,08	0,46	54,12	0,10	0,012
51.	0,77	0,00	0,52	0,82	0,05	0,46	54,53	0,02	0,010

19/b. táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	S
52.	0,43	0,00	0,78	0,86	0,06	0,41	54,39	0,04	0,010
53.	1,02	nyom	0,52	0,59	0,05	0,65	54,26	0,11	0,012
54.	0,79	0,00	0,24	0,79	0,04	0,56	54,46	0,05	0,012
55.	0,83	0,00	0,58	0,40	0,02	0,53	54,94	0,06	0,008
56.	0,46	0,00	0,28	0,47	0,05	0,40	54,73	0,09	0,007
57.	0,54	0,00	0,24	0,36	0,02	0,45	54,74	0,04	0,010
58.	0,45	0,00	0,93	0,25	0,09	0,46	54,08	0,06	0,009
59.	0,45	nyom	0,29	0,25	0,02	0,51	55,14	0,02	0,012
60.	0,42	0,00	0,02	0,27	0,05	0,37	55,08	0,05	0,008
61.	0,50	nyom	0,34	0,41	0,04	0,39	54,80	0,04	0,009
62.	0,39	nyom	0,71	0,31	0,02	0,48	54,67	0,02	0,008
63.	0,39	nyom	0,37	0,37	0,02	0,48	54,67	0,06	0,006
64.	0,33	nyom	0,30	0,31	0,04	0,43	55,01	0,02	0,032
65.	0,33	0,00	0,00	0,37	0,09	0,39	55,14	0,06	0,009
66.	0,57	0,00	1,11	0,80	0,04	0,83	54,67	0,05	0,009
67.	0,83	0,06	0,43	0,91	0,08	0,67	53,92	0,04	0,013
68.	0,99	nyom	0,94	0,41	0,08	0,72	53,78	0,04	0,015
69.	0,88	0,04	0,82	0,41	0,09	0,96	54,19	0,04	0,009
70.	0,75	0,00	2,82	0,64	0,13	0,51	53,49	0,05	0,010
71.	0,41	0,00	0,61	0,34	0,08	0,49	54,12	0,06	0,007
72.	0,48	nyom	0,41	0,25	0,05	0,59	54,46	0,04	0,008
73.	0,39	nyom	0,58	0,27	0,02	0,56	55,01	0,03	0,009
74.	0,49	nyom	0,46	0,25	0,02	0,64	55,08	0,03	0,005
75.	0,62	0,00	0,42	0,86	0,06	0,42	53,78	0,02	0,012

A mexikói-völgyi mészkőbányák fejtési átlagai.
Az elemzéseket a *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma* végezte.

20. Kisfennsíki típusú felső-ladini—karni mészkő
Oberladinisch—karnischer Kalkstein des „Kisfennsík"

Sorszám	Savban oldhatatlan	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Izz. veszt.	Mintaszám
*1.	2,75	0,51	0,62	0,28	2,85	45,39	42,19	(22/1956.J.Á.)
*2.	0,20	0,70	0,00	0,25	0,00	56,36	43,11	(41/1956.J.Á.)
*3.	9,34	0,25	0,49	0,53	0,23	50,61	38,65	(55/1956.J.Á.)
*4.	4,18	0,00	0,00	0,21	0,45	57,17	42,78	(57/1956.J.Á.)
*5.	0,39	0,22	0,00	0,18	0,00	57,90	42,83	(62/1956.J.Á.)
*6.	0,22	0,19	0,00	0,18	0,60	51,53	40,66	(63/1956.J.Á.)
*7.	3,75	0,95	0,01	0,26	0,23	49,29	42,30	(87/1956J.Á.)
*8.	0,84	0,54	0,02	0,21	0,75	55,79	40,22	(95/1956.J.Á.)

Lelőhely: *1. Barátságkerttől K-re. — *2. Nagysom. — *3. Sólyomkúttól É-ra (sárgásvörös mészkő). — *4–5. Sólyomkúttól É-ra. — *6. Sólyomkúttól ÉÉK-re (algás mészkő). — *7. Válintkereszttől KÉK-re (sötétszürke mészkő). — *8. Sólyomkúttól K-re (tarkafoltos mészkő).
Elemzők: Soha I.-né és Kis E.-né.

21. Bervavölgyi mészkő (karni emelet) — Karnischer Kalk aus dem Bervavölgy

a) Teljes elemzések — Vollständige Analysen

Sor-szám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	P_2O_5	CO_2	Izz. veszt.	C_{org}	Sor-szám
1.	0,03	0,006	0,25	0,02	0,07	0,004	0,16	55,60		nyom	nyom	0,04	nyom	nyom	43,79		1.
2.	0,00	0,00	0,43	0,05	0,00	nyom	0,95	55,04	0,05	0,01	0,00	0,56	0,03	43,42		0,01	2.

1. Bervahát. A Legányi-féle DK-i kövületlelőhelyről. — *2.* Bervavölgyi mészkőbánya (gy. Balogh K. 1959).
Az elemzéseket végezték: Tolnay V. (1. minta); Barabás L.-né és Csajághy G. (2. minta).

b) Ipari elemzések — Industrieanalysen

Sor-szám	Savban oldhatatlan (+ = SiO_2)	TiO_2	Al_2O_3 (+ = R_2O_3)	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	$-H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt.	S	C_{org}	Lelőhely	Elemző	Sor-szám
1.	0,53		+0,58	0,16		0,62	55,00			43,71			Bervavölgyi mészkőbánya, Felnémet	□	1.
2.	0,49		+0,51	0,11		0,62	54,60			43,52				□	2.
3.	0,51		+0,56	0,12		0,61	54,52			43,59				□	3.
4.	0,45		+0,37	0,15		0,56	54,82			43,59				□	4.
5.	0,41		+0,35	0,09		0,52	54,97			43,63				□	5.
6.	0,71		+0,47	0,09		0,81	54,35			44,19				□	6.
7.	0,43		+0,38	0,11		0,48	55,08			43,72				□	7.
8.	0,42		+0,34	0,10		0,59	55,02			43,81				□	8.
9.	0,73		+0,48	0,10		0,83	54,20			44,00				□	9.
10.	25,53		+1,27	0,74		0,25	40,81			32,34				□	10.
11.	0,52		+0,38	0,09		0,65	54,50			43,88				□	11.
12.	0,54		+0,40	0,12		0,51	54,86			43,91				□	12.
13.	0,54		+0,39	0,08		0,57	54,75			43,79				□	13.
14.	0,51		+0,44	0,11		0,64	54,60			43,93				□	14.
15.	0,48		+0,37	0,10		0,49	55,04			44,00				□	15.
16.	0,51		+0,42	0,10		0,62	54,70			43,51				□	16.
17.	0,79		+0,51	0,12		0,82	54,25			43,91				□	17.
18.	0,47		+0,40	0,11		0,58	54,80			43,65				□	18.
19.	0,45		+0,62	0,02		0,73	55,02			42,78				□	19.
20.	1,23		+0,77	0,11		0,53	53,80			42,22				□	20.
21.	0,97		+0,73	0,08		0,53	54,57			42,36				□	21.
22.	1,17		+0,93	0,11		0,92	53,35			41,31				□	22.

21/b. táblázat folytatása

Sor-szám	Savban oldhatatlan (+ =SiO_2)	TiO_2	Al_2O_3 (+ = R_2O_3)	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	$-H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt.	S	C_{org}	Lelőhely	Elemző	Sor-szám
23.	0,98		+0,64	0,07		0,62	55,22			42,51				x	23.
24.	0,81		+0,58	0,05		0,55	54,67			42,32				□	24.
25.	0,80		+0,61	0,07		0,46	54,58			42,38				□	25.
26.	0,70		+0,63	0,08		0,75	54,52			42,19				□	26.
27.	0,75		+0,72	0,12		0,45	54,81			42,79				□	27.
28.	0,63		+0,69	0,10		0,90	54,63			43,76				□	28.
29.	1,09		+0,57	0,15		0,55	54,45			42,13				□	29.
30.	1,11		+0,55	nyom		0,68	54,16			43,32				□	30.
31.	1,34		+0,80	0,10		0,56	54,10			42,94				□	31.
32.	0,74		+0,42	0,08		0,60	54,92			43,42				□	32.
33.	0,49		+0,35	0,07		0,49	54,57			43,28				□	33.
34.	0,68		+0,41	0,08		0,47	54,31			43,15				□	34.
35.	0,63		+0,62	0,06		0,41	55,27			43,52				□	35.
36.	1,04		+0,90	0,14		0,74	54,44			43,81				□	36.
37.	0,82		+0,78	0,17		0,90	54,42			43,62				□	37.
38.	0,50		+0,42	0,10		0,63	55,89			43,18				□	38.
39.	0,63		+0,75	0,13		0,38	54,65			43,31				□	39.
40.	1,17		+0,50	0,08		0,69	55,00			42,74				□	40.
41.	0,69		+1,11	0,59		nyom	55,63			43,20				□	41.
42.	0,60		+2,52	0,13		3,05	51,00			43,31				x	42.
43.	0,63		+0,51	0,06		4,32	52,05			42,85				x	43.
44.	2,38		+0,12	0,10		0,12	55,17			41,62				x	44.
45.	2,05		+1,00	nyom			55,87			42,12				x	45.
46.	0,98		+0,30			0,38	54,65	0,12						x	46.
47.	+0,81		+1,29			0,54	53,56					0,12		o	47.
48.	+1,29		+0,70			0,84	53,45	0,06				0,10		o	48.
49.	+1,65		+0,86			0,94	53,23	0,09				0,06		o	49.
50.	+2,15		+0,31			0,20	53,34	0,28				0,08		o	50.
51.	+1,86		+0,46			0,82	52,84	0,16				0,18		o	51.
52.	+1,16		+0,65			0,83	53,40	0,10				0,16		o	52.
53.	+0,72		+1,40			0,66	53,17	0,20				0,35		o	53.
54.	+0,22		+1,15			0,51	54,77	0,07				0,09		o	54.
55.	+1,26		+0,08			0,69	54,53	0,06				0,26		o	55.
56.	+1,30		+1,72			0,40	53,45	0,03				0,08		o	56.
57.	+1,18		+0,11			0,79	54,70	0,07				0,01		o	57.

Bervavölgyi mészkőbánya, Felnémet

21/b. táblázat folytatása

Sor-szám	Savban oldhatatlan (+ = SiO_2)	TiO_2	Al_2O_3 (+ = R_2O_3)	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	$-H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt.	S	C_{org}	Lelőhely	Elemző	Sor-szám
58.	+0,57		+0,16			1,32	53,65	0,06				0,44			58.
59.	+0,23		+0,39			0,48	54,62	0,12				0,31		o	59.
60.	+0,76		+1,48			0,68	53,12	0,26				0,30		o	60.
61.			+0,90			0,96	53,23							o	61.
62.	1,35						55,03	0,09						=	62.
63.	2,20		+0,27			nyom	54,47							●	63.
64.	0,49		+0,17			0,35	55,17							●	64.
65.	+2,72	0,04	0,83	0,34	0,19	0,71	52,97		0,07		0,010			+	65.
66.	+0,52	nyom	0,25	0,15	0,01	0,48	55,19		0,02		0,010			+	66.
67.	+0,18	0,00	0,12	0,27	0,06	0,70	55,28		0,05		0,012			+	67.
68.	+0,19	0,04	0,04	0,35	0,05	0,63	53,98		0,03		0,012			+	68.
69.	+0,99	0,00	0,63	0,22	0,02	0,48	55,07		0,01		0,008			+	69.
70.	+0,06	nyom	0,00	0,07	0,01	0,55	55,35		0,04		0,008			+	70.
71.	+3,09	0,04	0,66	0,43	0,04	0,67	52,97		0,04		0,007			+	71.
72.	+1,86	nyom	0,57	0,34	0,02	0,72	54,05		0,09		0,007			+	72.
73.	+2,25	nyom	0,49	0,44	0,02	0,64	53,65		0,03		0,007			+	73.
74.	+0,22	nyom	0,22	0,12	0,09	0,77	55,14		0,02		0,011			+	74.
75.	+0,28	0,00	0,05	0,14	0,01	0,50	55,48		0,05		0,010			+	75.
76.	+0,05		0,23	0,17	nyom	0,43	55,49		0,04		0,011			+	76.
77.	+0,14	0,00	0,24	0,16	0,05	0,84	54,87		0,04		0,011			+	77.
78.	+0,28	0,00	0,10	0,57	0,05	0,98	54,87		0,07		0,012			+	78.
79.	+0,09	nyom	0,12	0,14	0,01	0,87	55,01		0,02		0,013			+	79.
80.	+0,42	0,04	0,02	0,45	0,02	0,91	54,87		0,04		0,021			+	80.
81.	+0,06	nyom	0,00	0,12	0,02	1,55	54,33		0,07		0,009			+	81.
82.	+0,18	0,00	0,20	0,20	0,02	1,20	54,53		0,04		0,012			+	82.
83.	+0,29	0,04	0,00	0,25	0,15	1,07	54,53		0,03		0,015			+	83.
84.	+0,09	0,04	0,15	0,08	0,02	1,36	54,74		0,04		0,008			+	84.
85.	+0,11		0,00	0,07	0,08	0,67	55,55		0,08		0,009			+	85.
86.	+0,14	0,00	0,22	0,14	0,04	1,16	54,26		0,04		0,010			+	86.
87.	+0,16	0,00	0,24	0,06	0,04	1,20	54,60		0,04		0,008			+	87.
88.	+0,06	nyom	0,08	0,16	nyom	0,81	55,14		0,00		0,009			+	88.
89.	+0,11	nyom	0,03	0,45	nyom	0,81	54,46		0,06		0,009			+	89.
90.	+0,09	0,04	0,08	0,12	0,02	0,84	55,21		0,04		0,011			+	90.
91.	+0,11	nyom	0,07	0,24	0,08	1,03	54,19		0,01		0,009			+	91.
92.	+0,14	nyom	0,11	0,12	0,02	0,64	54,77		0,01		0,003			+	92.

21/b. táblázat folytatása

Sorszám	Savban oldhatatlan ($^+ = SiO_2$)	TiO_2	Al_2O_3 ($^+ = R_2O_3$)	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	$-H_2O$	P_2O_5	Izz. veszt.	S	C_{org}	Lelőhely	Elemző	Sorszám
93.	+0,26	0,00	0,24	0,14	0,02	1,33	54,40		0,02		0,007			+	93.
94.	+0,08	0,00	0,21	0,12	0,02	0,96	55,14		0,03		0,005			+	94.
95.	+0,17	0,00	0,15	0,13	0,01	0,83	54,94		0,04		0,008			+	95.
96.	+0,76	nyom	0,23	0,19	0,05	2,49	52,55		0,06		0,056			+	96.
97.	+0,14	0,00	0,20	0,07	0,02	1,06	55,01		0,04		0,007			+	97.
98.	+0,16	nyom	0,13	0,13	nyom	0,98	54,94		0,02		0,003			+	98.
99.	+0,12	nyom	0,27	0,13	0,01	0,93	54,80		0,08		0,002			+	99.
100.	+0,08	nyom	0,20	0,13	0,02	1,04	54,87		0,07		0,005			+	100.
101.	+0,09	nyom	0,23	0,64	0,05	1,03	54,40		0,01		0,005			+	101.
102.	+0,12	nyom	0,29	0,42	0,04	1,00	54,53		0,01		0,007			+	102.
103.	+0,10	0,00	0,78	0,16	0,02	0,98	54,67		0,02					+	103.
104.	+0,06		0,04	0,16	nyom	1,10	53,78							+	104.
105.	+0,07	nyom	0,19	0,08	0,01	0,98	55,00		0,05		0,002			+	105.
106.	+0,10	0,08	0,01	0,29	0,01	1,03	54,94		0,02		0,003			+	106.
107.	+0,14	nyom	0,45	0,24	0,05	1,59	54,39		0,01					+	107.
108.	+0,16	nyom	0,40	0,44	0,06	1,16	54,66		0,01					+	108.
109.	+0,12	nyom	0,20	0,25	0,02	1,00	54,80		0,03					+	109.
110.	+1,81		0,75	2,69	0,12	0,64	51,95							+	110.
111.	+0,18		0,60	1,72	0,02	0,26	54,06		0,02		0,008			+	111.
112.	+0,25	0,00	0,19	0,30	0,04	0,80	54,12		0,04					+	112.
113.	+0,12	nyom	0,07	0,29	0,05	1,11	54,26		0,02					+	113.
114.	+0,96		0,40	1,56	0,06	1,14	52,93							+	114.
115.	+0,77		0,67	2,17	0,05	1,23	52,15							+	115.
116.	+0,81		0,99	0,49	0,04	1,48	53,95		0,08					+	116.
117.	+0,65		0,09		0,10	0,75	55,10		0,10					+	117.

Bervavölgyi mészkőbánya, Felnémet

Az elemzéseket végezték: x *Ásványbányászati laboratórium*
o *Hatvani Cukorgyár vegyi laboratóriuma*
+ *Lenin Kohászati Művek vegyi laboratóriuma*
□ Tahy G.
● *Borsodi Vegyi Kombinát*
= *Mezőhegyesi Cukorgyár*

22. Felső-ladini—karni eruptívumok — Oberladinisch—karnische Eruptivgesteine

Sor-szám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	CO_2	P_2O_5	S	Elem-ző	Sor-szám
1.	77,15	nyom	11,47	1,08	0,37	nyom	0,62	1,02	2,03	5,80	0,04	0,47		0,43		+	1.
2.	75,60	nyom	11,21	1,30	0,30	0,00	0,52	1,54	1,83	5,77	0,07	1,52		0,44		+	2.
3.	77,00	0,00	11,80	0,15	0,16	0,00	0,22	0,44	2,82	6,23	0,17	0,72		nyom		+	3.
4.	75,30	nyom	12,54	0,63	0,50	0,00	0,44	0,76	2,37	6,40	0,05	0,80		0,42		+	4.
5.	76,78	nyom	11,96	0,46	0,49	nyom	0,21	0,62	2,25	6,43	0,09	0,54		0,21		+	5.
6.	77,61	nyom	11,00	0,91	0,50	nyom	0,40	1,34	2,96	4,80	0,03	0,54		0,39		+	6.
7.	72,60	0,12	12,93	0,91	1,23	nyom	0,68	1,27	1,83	7,65	0,20	0,64		0,33		+	7.
8.	73,80	0,00	13,43	1,08	0,44	nyom	0,29	0,37	1,67	8,59	0,05	0,41		nyom		+	8.
9.	71,19	nyom	14,90	0,63	0,94	nyom	0,21	0,67	1,95	9,07	0,07	0,95		0,11		+	9.
10.	75,15	nyom	11,78	0,25	1,40	nyom	0,72	1,07	2,29	6,54	0,06	0,12		0,46		+	10.
11.	76,75	0,18	12,52	0,42	0,43	0,00	0,24	1,34	5,05	2,82	0,02	0,48		0,00		+	11.
12.	76,06	0,08	13,00	0,23	0,38	0,00	0,22	1,40	3,13	4,18	0,33	1,01		0,12		+	12.
13.	69,60	nyom	15,00	0,51	0,93	0,07	0,77	2,00	4,72	5,27	0,14	1,15		0,16		+	13.
14.	81,20	0,00	9,87	0,37	1,17	0,00	0,34	1,06	5,13	0,17	0,00	0,50		0,60		+	14.
15.	75,94	0,01	12,58	2,21	0,71	0,03	0,08	0,26	3,34	2,72	0,26	1,27	0,17	0,31		-	15.
16.	82,18	0,01	5,89	1,25	0,30	0,01	0,01	3,53	0,75	3,28	0,08	0,66	2,28	0,13		-	16.
17.	79,23	0,12	8,77	2,45	0,36	0,01	0,08	0,55	0,87	6,98	0,13	0,53	0,09	0,36		-	17.
18.	75,74	0,05	13,81	0,45	0,28	nyom	nyom	0,27	0,84	7,73	0,02	1,03	nyom	0,17		△	18.
19.	58,33	0,85	17,29	2,38	4,55	0,11	3,69	4,31	2,18	2,36	0,21	3,99	0,00	0,30		△	19.
20.	79,85	0,03	10,75	0,22	0,25	nyom	nyom	0,17	0,49	8,40	0,02	0,21	nyom	0,10		△	20.
21.	71,65	0,05	16,09	0,71	0,93	0,02	0,09	0,23	3,54	4,80	0,17	1,46	nyom	0,22		△	21.
22.	64,46	0,36	17,25	0,57	2,92	0,10	0,92	3,06	3,51	2,59	0,07	2,35	1,11	0,27	0,14	△	22.
23.	59,63	1,50	17,15	2,00	4,42	0,14	2,15	5,67	5,05	0,08	0,07	2,00	0,25	0,24		△	23.
24.	48,37	0,92	20,65	1,47	6,54	0,06	6,02	7,47	1,04	2,05	0,35	5,30	0,00	0,18		△	24.
25.	58,27	1,33	18,82	0,94	6,06	0,03	4,59	1,37	2,55	1,47	0,27	4,63	0,00	0,25		△	25.
26.	73,01	nyom	13,84	1,38	0,71		1,90	0,70	2,17	4,40	0,21	1,79				+	26.
27.	52,19	0,64	17,33	0,55	4,86	0,03	2,04	7,71	3,40	2,66	0,15	2,61	5,49	0,11		△	27.
28.	66,90	0,37	16,06	1,84	4,29	0,05	0,47	1,11	2,47	2,83	0,25	2,47	0,82	0,17		△	28.
29.	75,68	0,13	11,53	0,00	0,25	0,07	0,02	3,79	5,07	0,54	0,11	0,98	2,26	0,07		△	29.
30.	46,20	2,02	17,80	2,36	5,77	0,19	8,56	7,59	3,44	1,92	0,54	2,90		nyom		+	30.
31.	42,00	1,57	18,11	1,02	5,52	0,29	8,74	12,35	2,46	2,38	0,47	1,92	3,76	0,03		+	31.
32.	75,22	0,49	11,34	1,75	0,97	0,04	0,72	2,58	3,44	3,14	0,00	0,66		nyom		+	32.
33.	68,13	0,97	13,83	5,74	0,67	0,05	0,80	0,96	3,41	4,36	0,10	1,14	0,26	0,07		△	33.
34.	73,30	0,71	14,22	0,70	0,58	0,06	0,24	3,20	0,83	4,62	0,08	0,98		0,30		+	34.

22. táblázat folytatása

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$-H_2O$	$+H_2O$	CO_2	P_2O_5	S	Elemző	Sorszám
35.	81,75	nyom	9,71	0,75	0,25	nyom	0,15	0,14	3,86	1,88	0,02	0,46		0,10		+	35.
36.	48,00	2,89	17,94	3,63	4,19	0,27	6,72	9,60	3,08	1,09	0,11	2,01		0,24		+	36.
37.	43,50	2,19	15,69	3,15	6,80	0,19	7,75	10,40	3,30	0,71	0,65	2,61	2,34	0,12		+	37.
38.	59,13	1,01	18,61	1,47	4,77	0,12	2,41	5,11	2,09	1,45	0,24	3,75	0,00	0,14	0,04	△	38.
39.	73,25	0,83	13,29	1,23	1,52	0,08	0,73	2,23	4,79	0,97	0,10	1,21	0,00	0,23		△	39.
40.	78,21	0,57	10,05	1,36	0,99	0,10	0,49	3,66	4,26	0,63	0,05	0,41		nyom		+	40.
41.	33,80	1,18	12,34	5,42	0,80	0,10	5,30	19,03	3,39	1,28	0,34	3,37	13,16	0,43		x	41.
42.	59,09	1,19	16,90	2,39	3,37	0,13	1,09	4,47	4,32	1,57	0,51	2,22	2,01	0,37		x	42.
43.	49,21	1,39	19,98	3,98	4,45	0,13	6,48	2,17	4,30	0,12	1,65		0,52	0,61		-	43.
44.	48,26	1,53	19,13	0,13	7,43	0,13	7,64	5,45	3,88	0,43	0,35	4,40	0,86	0,30		x	44.
45.	49,84	1,70	21,46	6,60	0,87	0,00	3,58	0,62	0,07	6,58	2,52	5,59	nyom	0,31		x	45.
46.	42,10	1,50	15,70	8,25	0,75	0,16	2,81	11,18	2,68	3,54	0,61	2,95	7,61	0,85		-	46.
47.	48,67	1,55	18,05	5,30	3,88	0,16	6,28	2,36	6,00	1,68	1,67	3,71	0,17	0,76		-	47.
48.	41,59	1,99	18,59	10,74	0,99	0,08	8,48	1,36	2,27	0,65	5,56	8,00	nyom	0,45		x	48.
49.	42,26	4,45	13,10	2,80	9,60	0,10	10,90	6,19	1,14	0,67	0,38	6,13	2,68	0,02		o	49.

1 – 4. Bükkszentkereszt. Bagolyhegyi kőfejtő. – *5.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegyi kőfejtő felett. – *6.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegy △ 672. – *7.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegy △ 657 D. – *8.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegy △ 657. – *9.* Bükkszentkereszt. △ 657 – △ 679. – *10.* Bükkszentkereszt. △679 D. – *11.* Bükkszentkereszt. △ 679. É. – *12.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegy △ 679 és △ 660 között. – *13 – 14.* Bükkszentkereszt Bagolyhegy. – *15 – 17.* Bükkszentkereszt. Alsó Bagolyhegy. (Az *1 – 17.* mintát gyűjtötte Szentpétery Zs.) – *18.* Bükkszentkereszt. Bagolyhegy, kőfejtő a △ 679,9-től DK-re. – *19.* Bükkszentlászló. A falu felett a Vaskapuhoz kanyarodó szekérútról. – *20.* Bükkszentlászló. Az Óhutai-völgy fölött. Pantó G. 1231. mérési pontja. – *21.* Bükkszentlászló. A Hősök forrásától K-re. Pantó 1237. mérési pontja. – *22.* Bükkszentlászló. Mósok-torok. Pantó 1061. mérési pontja. – *23.* Bükkszentlászló. Kaán Károly-forrás fölött. Pantó 2040. mérési pontja. – *24.* Bükkszentlászló. A Bányabükki-völgy első elágazása fölött. – *25.* Bükkszentlászló. Bányabükki-völgy. Pantó 198. mérési pontja. (A *18 – 25.* mintát gyűjtötte Pantó G.). – *26.* Bükkszentlászló Bányavölgy. (gy. Szentpétery Zs). – *27.* Bükkszentlászló. Salakhányói vasút. II. bevágás. – *28.* Bükkszentlászló. Salakhányói vasút. XIII. bevágás. – *29.* Bükkszentlászló. Salakhányói vasút. XII. bevágás. (A *26 – 29.* mintát gyűjtötte Pantó G.) – *30.* Hollólápa oldala. – *31.* A bükkszentkereszti út legalsó része. – *32.* Jávorhegy. – *33.* Jávorhegy; a futballpálya feletti sziklák. – *34.* Jávorlápa. – *35.* Jávorrét. – *36.* Kisdélfok. – *37.* Kisdél alja. (A *30 – 37.* mintát gyűjtötte Szentpétery Zs.) – *38.* A kerekhegyi rakodó fölött. Pantó 2031. mérési pontja. – *39.* A kerekhegyi rakodó fölött. Pantó 2028 mérési pontja (A *38 – 39.* mintát gyűjtötte Pantó G.) – *40.* A Vesszős-forrás alatt. (Gy. szentpéteri Zs.). – *41.* Barátságkert (20/1956. J..). – *42.* Barátságkert. (25/1956. J. Á.). – *43.* Köpűskő (51/1956. J. Á.). – *44.* Szentléleki mező (36/1956. J. Á.) – *45* A Nagysom D-i része (84/1956 J. Á.). – *46.* A Nagysom D-i része (233/1956. J. Á.). – *47.* Magoskő (228/1956. J. Á.). – *48.* A Kovácskőtől É-ra (116/1956. J. Á.). – *49.* Nekézseny. Harkahegy.

Az elemzéseket végezték: x Barabás L.-né
– Nemes L.né
\+ Polner Ö.
o Simó B.
△ Tolnay V.

23. Felső-ladini kovás hematit — Kieselige Hematite oberladinischen Alters

Sorszám	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO (* = Fe)	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	Izz. veszt.	S
1.	2,67	0,00	0,47		*1,50	1,83	1,01	50,84	0,07	40,28	0,01
*2.	2,95		0,12	5,18	0,21	0,07	2,00	49,05		40,82	
*3.	26,28		0,00	2,49	0,14	0,04	1,20	38,03		32,07	
4.	61,24	0,00	0,00		*15,85	0,33	0,42	8,92	0,04	6,80	0,01
*5.	48,40		0,84	47,87	0,37	2,07	0,39	0,26		0,45	
6.		0,01	1,79	87,99	0,23	0,82	1,42	1,25	0,58		
7.	65,85	gyenge nyom	0,13	33,63	0,27	0,07	nyom	0,25	0,02		

1. Hematitcsikos mészkő. Létrástető. 4. sz. kutatóakna. – **2.* Hematitcsikos mészkő. Létrástető (34/1957. J. Á.). – **3.* Kovás–hematitos fennsíki mészkő. Kukucsólápa (55/1957. J. Á.). – *4.* Kovás hematit. Létrástető. 9. sz. kutatóakna. — **5.* Kovás hematit. Kukucsólápa (56/1957. J. Á.). – *6.* Vörös vasérc. Darnóhegy ÉK. – *7.* Kovás vörös vasérc. Darnóhegy ÉK.

Az elemzéseket végezték: A *DIMÁVAG vegyi laboratóriuma* (1. és 4. minta); SOHA I.-NÉ és KIS E.-NÉ (2, 3. és 5. minta); KISS J. (6. és 7. minta).

24. Nóri mészkő — Norischer Kalkstein

Alkotórész		Lelőhely	Elemző
SiO_2	0,50	Eger, Kiseged, ÉK-i fejtő (Gy.: BALOGH K. 1959)	BARABÁSNÉ SERÉNYI E. és CSAJÁGHY G.
TiO_2	nyom		
Al_2O_3	0,64		
Fe_2O_3	0,10		
FeO	0,00		
MnO	nyom		
MgO	0,30		
CaO	55,17		
K_2O	0,05		
Na_2O	0,06		
$-H_2O$	0,00		
$+H_2O$	0,44		
P_2O_5	0,04		
CO_2	43,27		
C_{org}	0,01		

IRODALOM — LITERATUR

Rövidítések — Abkürzungen

A. C. M. P.	= Acta Chemica, Mineralogica et Physica (Szeged).
A. G.	= Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae (Budapest)
A.H.N.M.N.H.	= Annales Histor'co-Naturales Musei Nationalis Hungarici (Budapest).
A. L. S. R. U.	= Acta Litterarum ac Scientiarum Regiae Universitatis Franc. Jos. — Sect. sci. nat. (Szeged).
B. K. L.	= Bányászati és Kohászati Lapok *i. e.* Bányászati Lapok (Budapest).
É. J.	= Magyar Áll. Földtani Intézet Évi Jelentése *i. e.* Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici (Budapest).
F. I. É. K.	= Magyar Áll. Földtani Intézet Évkönyve. *i. e.* Annales Instituti Geologici Publici Hungarici (Budapest).
F. K.	= Földtani Közlöny (Budapest).
F. T. I.	= Földmérő és Talajvizsgáló Iroda szakvéleményei (Budapest)
G. H.	= Geologica Hungarica. Series Paleontologica (Budapest).
G. K.	= Geofizikai Közlemények (Budapest).
G. P. Z.	= Geologicky práce. Zprávy (Bratislava).
G. P. Zo.	= Geologicky práce. Zošit (Bratislava).
H. K.	= Hidrológiai Közlöny (Budapest).
J. B. G. R. A.	= Jahresberichte der kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt (Budapest).
J. G. R. A.	= Jahrbuch der k.u.k. Geologischen Reichsantalt (Wien).
M. Á. F. I.-AD.	= Magyar Áll. Földtani Intézet Adattára (Budapest).
M. Á. F. I.-T.	= Magyar Áll. Földtani Intézet Térképtára (Budapest).
M. Á. F. I.-V. O.	= Magyar Áll. Földtani Intézet Vízügyi Osztályának irattára (Budapest).
M. J. U. G. R. A.	= Mitteilungen aus dem Jahrbuche der kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt (Budapest).
M. T. A. O. K.	= Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei (Budapest).
M. T. T. É.	= Matematikai és Természettudományi Értesítő (Budapest).
R. A. I. G.-D.	= Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici. B. Disputationes *i. e.* Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet Vitaüléseinek munkálatairól (Budapest).
V. G. R. A.	= Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt (Wien).

A kéziratos munkákat *-gal jelöltük meg. — Handschriften werden mit * bezeichnet.

1. A BÜKKI ALAPHEGYSÉG IRODALMA – VERZEICHNIS DER LITERATUR ÜBER DAS BÜKKER GRUNDGEBIRGE

A diósgyőri m. kir. vas és acélgyár története. – 1910. Miskolc.

ANDREÁNSZKY G. 1954: Ősnövénytan. – Budapest.

ANDRIAN, F. 1865: Umgebungen von Erlau und Gyöngyös. Magyarország részletes földtani térképe. 1 : 144 000. *H. 6.* – M. Á. F. I.-T.

ANDRIAN, F. 1866: Die Erzlagerstätten der Mátra. – Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. **14.** pp. 387 – 389, 398 – 399.

ANDRIAN, F. 1868: Die geologischen Verhältnisse der Mátra. – J. G. R. A. **18.** pp. 509 – 528.

ANDRUSOV, D. 1958a: Geológia československých Karpát. I. – Bratislava. pp. 242 – 245.

ANDRUSOV, D. 1958b: Die vortriadischen Faltensysteme im Gebiet der West-Karpaten. – Geologie. **7.** Berlin. pp. 403 – 408.

BALKAY B. 1960: Mikrotektonikai vizsgálatok a Bükkhegység északi részében. – Microtectonical investigations in the Northern Bükk-Mountains, NE-Hungary. – F. K. **90.** pp. 120 – 124.

BALKAY B. – LÁNG G. 1957a: Üledékföldtani vizsgálatok a Nagyvisnyó-Nekézseny körüli karbon-permi rétegekben. pp. 3 – 17. – Sedimentpetrographische und tektonische Untersuchungen in der Gegend von Nagyvisnyó (Upponyer Gebirge), Ungarn. p. 18. – F. K. **87.**

BALKAY, B. – LÁNG, G. 1957b: Sedimentological and structural investigations in the area of the Nagyvisnyó-Nekézseny Railway line, North Eastern Hungary. – Annales Univ. Scient. Budapest de Rolando Eötvös nominata. Sectio geol. **1.** pp. 5 – 11.

BALOGH K. 1947: A MÁVAG diósgyőri forrásfoglalása. pp. 124 – 133. – Captage d'une source karstique à Diósgyőr (Montagne de Bükk, Hongrie du Nord). pp. 146 – 147. – H. K. **27.**

BALOGH K. 1950a: Az északmagyarországi triász rétegtana. – F. K. **80.** pp. 231 – 237.

*BALOGH K. 1950b: Hámor és Diósgyőr környékének geológiája. – M. Á. F. I.-AD.

BALOGH K. 1951: Hámor környékének triász rétegei. pp. 131 – 134. – Les couches triasiques des environs de Hámor. pp. 134 – 136. – F. K. **81.**

BALOGH K. 1952a: A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. – M. T. A. O. K. **5.** 3. pp. 3 – 9.

BALOGH, K. 1952b: Die Tektonik des eisenerzführenden Gebirgszuges von Rudabánya. – Geologie. **1.** Berlin. pp. 219 – 220.

*BALOGH K. 1953: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. – M. Á. F. I.-AD.

BALOGH K. 1954: Répáshuta környékének földtani vizsgálata. pp. 13 – 20. – Recherches géologiques dans les environs de Répáshuta. pp. 20 – 21. – É. J. 1952.

*BALOGH K. 1955: Az északmagyarországi dolomitelőfordulások. – M. Á. F. I.-AD.

BALOGH, K. 1956: Trias. – Lexique stratigraphique international. **1.** Europe. 9. Hongrie.

*BALOGH K. 1957a: Földtani térképezés az É-i Bükkben. (Jelentés az 1956. évi térképezésről.) – M. Á. F. I.-AD.

*BALOGH K. 1957b: A magyar medencék földtani felépítésére vonatkozó újabb adatokról. – M. Á. F. I.-AD.

*BALOGH K. 1958a: A Bükkhegység vizsgálata 1957-ben. – M. Á. F. I.-AD.

BALOGH K. 1958b: A paleozóikum. Ex: Magyarázó Magyarország 1 : 300 000-es földtani térképéhez. – Budapest. pp. 7 – 16.

BALOGH K. 1959: Kirándulások a Déli- és Keleti-Alpokban. – F. K. **89.** pp. 103 – 106.

Balogh K. 1961: Az északmagyarországi mezozóikum. pp. 279–289. – Das Mesozoikum Nordungarns. pp. 365–379. – F.I. É. K. **49.** 2.

*Balogh K. – Molnár J. 1956: Összefoglaló földtani jelentés a mályinkai dolomitelőfordulás felderítő vizsgálatáról. – M. Á. F. I.-AD.

Balogh, K. – Pantó, G. 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Jihoslovenského Krasu. pp. 613–639. – Das ungarische und das angrenzende südslovakische Mesozoikum. pp. 651–659. – Šborník ústr. úst. geol. **20.** Od. geol.-Praha.

Balogh K. – Pantó G. 1954: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. pp. 17—23. — Recherches géologiques dans les environs de Nekézseny. pp. 24—25. — É. J. 1953. I.

Balogh K. – Pantó G. 1959: Északmagyarország mezozóos hegységei. – Kirándulásvezető a magyarországi Mezozóos Konferencia résztvevői számára. – Budapest. pp. 68–89.

Balogh K. – Szentes F. 1958: Triász. Ex: Magyarázó Magyarország 1:300 000-es földtani térképéhez. – Budapest. pp. 7–25.

*Banai Gy. 1952: Jelentés az 1952. évben a Sajóvölgyben, illetve Uppony-Rudabánya környékén végzett gravitációs mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*Banai Gy. 1954: Jelentés a Magyar Állami Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által az 1953. évben a Sajó-, Bódva és Hernád-völgyében végzett Eötvös-inga mérésekről. – M. Áll. Eötvös Lóránd Geof. Int. adattára.

*Banai Gy. 1957: Jelentés az 1954. évben Miskolc és Szerencs vidékén végzett Eötvös-inga mérésekről. – M. Áll. Eötvös Lóránd Geof. Int. adattára.

Barnabás K. 1952: A bükkszéki vízkutatások. – Les recherches d'eau à Bükkszék en 1949–50. – É. J. 1949. pp. 91–107.

*Bartkó L. 1950a: Kvarcit kutatás a Bükk-hegység DNy-i részében, Felsőtárkány és Bátor községek határában. – M. Á. F. I.-AD.

*Bartkó L. 1950b: Jelentés a felsőtárkányi Várhegy kvarcitpaláinak vizsgálatáról. – M. Á. F. I.-AD.

Bartkó L. – Boda J. – Erdélyi M. – Schwáb M. – Széky F. 1962: Az 1957–58. évi távlati kutatófúrások. – Les forages de recherche perspectifs exécutés en 1957–58. – É. J. 1960.

Bárány L. 1926: Időszakos források a Bükkfennsík D-i oldalán. – Földr. Közlemények. **54.** Budapest. pp. 225–226.

*Benkő F. 1955: Perspektívikus karbon szénkutató források tervezete. I. rész. – M. Á. F. I.-AD.

*Bergh Á. 1953: Jelentés a Bükk hegység D-i részén 1953-ban végzett geokémiai kutatásokról. – M. Á. F. I.-AD.

Beudant, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année. 1818. – **2–3.** és Atlas. Paris.

Bogdanov, A. A. – Muratov, M. B. – Hain, V. J. 1958: Kratkij obzor tektoniki i isztorii razvitija Zapadnüh Karpat. Ex: Izvesztija Vüszsih ucsevnüh zavedenij. 1958. pp. 19–33.

Borbély S. 1955: Barlang- és zsombolykutatás a Bükkben. pp. 357–362. – Höhlen- und Felsenschacht-Forschung im Bükk-Gebirge. p. 362. – H. K. **35.**

Borbély S. 1958a: Tapolcafürdő tavasbarlangja. – Borsodi Földr. Évk. **1.** Miskolc. pp. 20–22.

Borbély S. 1958b: Nagymiskolc vízellátása. – Borsodi Földr. Évk. **1.** Miskolc. pp. 35–38.

*Böckh H. 1905: A zempléni szigethegység karbon-korú lerakódásai és a magyarországi karbon-lerakódásokról egyáltalában. – M. Á. F. I.-AD.

Böckh H. 1909: Geológia. **2.** – Selmecbánya.

*Böckh H. 1930: Javaslat a kúnmadarasi és vérvölgyi maximum megfúrására. – M. Á. F. I. -AD.

*Böckh H. – Schréter Z. – Rakusz Gy. 1930: Szakvélemény arról, hogy a Lillafüredi fúrásban remélhető-e nagyobb mennyiségű magasabb hőmérsékletű víz feltárása. – M. Á. F. I.-AD.

Böckh, J. 1867: Die geologischen Verhältnisse des Bück-Gebirges und der angrenzenden Vorberge. – J. G. R. A. **17.** pp. 225 – 242.

Buchholz, J. 1787: Abermalige Reise in Karpatischen Gebirge, und die angränzenden Gespanschaften. – Ungarisches Magazin **4.** 3. Pressburg. pp. 257 – 291.

Bulla B. – Mendöl T. 1947: A Kárpátmedence földrajza. – Budapest.

Bystricky, J. – Fusán, O. 1955: O veku pieskovcového súvrstvia v okolí Štítniku. – Věstnik ústř. ústav. geol. **30.** Praha. pp. 28 – 29.

Cotta, B. 1866: Die Kupfer- und Silbererzlagerstätten der Mátra in Ungarn. – Österreich. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw. **14.** Wien. pp. 90 – 91.

Cziráky J. 1953: Jelentés az Országos Balneológiai Kutató Intézet Hidrogeológiai Osztályának 1951. évi vidéki ásvány- és gyógyvízvizsgálatairól. – H. K. **33.** pp. 370 – 377.

Cziráky J. 1955: Jelentés az Országos Balneológiai Kutató Intézet Hidrogeológiai Osztályának 1952. és 1953. években végzett vidéki gyógyforrásokkal és kutakkal kapcsolatos vízhozam és hőmérséklet méréseiről. – H. K. **35.** pp. 367 – 378.

Cziráky J. 1958: Jelentés az Országos Balneológiai Kutató Intézet Hidrogeológiai Osztályának 1954. és 1955. években végzett vidéki gyógyforrásokkal és kutakkal kapcsolatos vízhozam és hőmérsékletméréseiről. – H. K. **38.** pp. 145 – 156.

Cserei A. 1897: Az egri melegvíz kémiai elemzése. – Az egri m. kir. főreálisk. VII. Ért. az 1896 – 97. iskolaévről. Eger.

Csiky G. 1956: A magyarországi kőolaj- és földgáztároló sekélyszerkezet-kutatások földtani eredményei. – Geologische Ergebnisse der Untersuchungsbohrtätigkeit auf Erdöl- und Erdgasstrukturen in Ungarn. – B. K. L. **11 (89).** pp. 305 – 314.

*Dér I. 1956: Az upponyi Csernely-völgy víztározással kapcsolatos földtani szakvéleménye. – M. Á. F. I.-AD.

Dombi, S. 1766: Relatio de mineralibus inclyti Comitatus Borsodiensis aquis. – Vindobonae. pp. 1 – 23.

Emszt K. 1912: Jelentés a m. k. Földtani Intézet chemiai laboratóriumának 1911. évi működéséről. – É. J. 1911. pp. 203 – 222.

Emszt, K. 1913: Bericht über die Tätigkeit des chemischen Laboratoriums der kgl. ungar. geologischen Reichsanstalt in Jahre 1911. – J. B. G. R. A. 1911. pp. 225 – 245.

Endrédy E. – Ferenczi I. 1928: Magyarország hévvizei s azok felkeresése és kitermelése. – B. K. L. **76.** pp. 101 – 109.

Erdélyi M. 1959: Les forages de recherche perspective en 1956. – É. J. 1955 – 56. pp. 489 – 490.

Facsinai L. – Szilárd J. 1956: A magyar országos gravitációs alaphálózat. – The Hungarian entwork of gravity bases. – G. K. **5.** 2. pp. 3 – 49.

Fejes M. 1839: Az egri fürdők orvosi s helyleírási tekintetben. – Eger.

*Fekete J. 1934 – 35: Kiegészítő jelentés az 1934. évben Mezőkövesd-Bogács-Tard vidékén végzett torziós inga mérésekről. Jelentés 1935. május 14. és 20. között Mezőkövesd vidékén végzett földmágneses mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1935: Jelentés a Báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által az 1934. évben Mezőkövesd-Bogács-Tard-Emőd vidékén végzett torziós ingamérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1936a: A Geofizikai Intézet 1936. évi működéséről szóló összefoglaló jelentés. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1936b: A Báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1936. évben végzett torziós inga és földmágneses mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1936c: A Geofizikai Intézet által 1936. április-június hónapokban Parád, Recsk és Nagybátony vidékén végzett geofizikai felvételek eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1937a: Jelentés a Geofizikai Intézet által 1937. augusztus-november hónapokban Bükkszék vidékén végzett szeizmikus mérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1937b: Jelentés a Geofizikai Intézet által 1937. évben 1) Sóshartyán, 2) Bátor, 3) Verpelét vidékén végzett torziós ingamérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1938a: Jelentés a Geofizikai Intézet által 1938-ban Mezőkövesd környékén végzett reflexiós-szeizmikus mérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1938b: Jelentés az 1938. évben végzett graviméteres mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1939a: Jelentés az E. L. Geofizikai Intézet működéséről az 1936–38. években. – M. Á. F. I.-AD.

*Fekete J. 1939b: Összefoglaló jelentés a Geofizikai Intézet 1938. évi működéséről. – M. Á. F. I.-AD.

Fellner, A. 1867: Untersuchung einiger böhmischer und ungarischer Diabase. – V. G. R. A. **17.** pp. 31–33.

*Ferencz K. 1950: A Bélapátfalvai Cementgyár vízellátására vonatkozó geológiai szakvélemény. – M.Á. F. I.-V.O.

*Ferencz K. 1954: Bélapátfalvai Cement- és Mészüzem karsztaknájában beállott vízcsökkenés kivizsgálása. – M. Á. F. I.-V. O.

Fischer, H. 1864: Clavis der Silicate. – Leipzig.

Fischer, H. 1869: Brief an Professor Leonhard. – Neues Jahrb. 1869. Stuttgart. p. 345.

Földvári-Vogl, M. – Koblencz, V. 1955: Facteurs de la decomposition thermique des dolomies. – A. G. **3.** pp. 15–25.

Földváriné Vogl M. 1950: A szarvaskői wehrlitek vanádium tartalmáról. F. K. **80.** pp. 181–183.

Franzenau A. 1914: A diósgyőri kalcitokról. – M. T. T. É. **32.** pp. 318–326.

Frisnyák S. 1958: A Bükkfennsík kialakulása és mai felszíne. – Borsodi Földr. Évk. **1.** Miskolc, pp. 14–19.

*F. T. I. 1955: Zárójelentés szalajkavölgyi forrásfoglalásokról. – F. T. I. 12. E. 172.

*F. T. I. 1956: Bükkszentkereszt község vízellátása. – F. T. I. 12. E. 1392.

Gaál I. 1946: Mangán-nyomok a Bükkhegységben. – Természettudomány **1.** pp. 146–149.

*Gaál I. 1947: Jelentés a borsodi Bükk-hegység karbon üledékeiben végzett kutatások eredményéről. – M. Á. F. I.-AD.

Gedeon T. 1956: Magnéziumszinítési kísérletek magyar dolomitokból. – Magnesium-Reduktionsversuche aus ungarischen Dolomite. – A Fémipari Kutató Intézet Közleményei. **1.** Budapest. pp. 293–318.

Géczy B. 1954: Cyclolites (Anth.) tanulmányok. pp. 1–76. – Studien über Cycloliten (Anth.) pp. 77–158. – G. H. **24.** Budapest.

Gombocz, E. 1945: Diaria itinerum Pauli Kitaibelii. – Budapest.

Gorove L. 1828: Eger várossa történetei. – Tud. Gyűjtemény. **12.** 9. Pest. pp. 25–26.

*Haáz I. B. 1951: Jelentés az Alföld ÉNy-i peremvidékén az 1951. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

Haidinger, W. R. 1850: Note über das Vorkommen von gediegenen Kupfer zu Recsk bei Erlau in Ungarn. – J. G. R. A. **1.** pp. 145–149.

Hajós L. 1952: Nagy-Miskolc ivóvízellátásának fejlesztése. pp. 336–344. – Die Entwicklung der Trinkwasserversorgung von Gross-Miskolc. pp. 399–400. – H. K. **32.**

HAUER, F. R. v. 1866: Reisebericht. – V. G. R. A. **16.** p. 94.

HAUER, F. R. v. 1869: Geologische Übersichtskarte der österreich-ungarischen Monarchie. 1 : 576 000. – Wien.

HAUER, F. R. v. 1869–70: Geologische Übersichtskarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. – Blatt III. Westkarpathen. – J. G. R. A. **19.** pp. 485–566. – Blatt VII. Ungarisches Tiefland. – J. G. R. A. **20.** pp. 463–500.

HAUER, K. R. v. 1863: Eisenerzvorkommen der Österreichischen Monarchie. – — Wien. pp. 148—149.

*HEGEDŰS GY. 1950: Jelentés a felsőtárkányi dolomitkutatásról. – M. Á. F. I. – AD.

*HEGEDŰS GY. 1952: Jelentés az 1949. évi dolomitkutatásról. p. 201. – Compte rendu de la recherches de dolomie en 1949. p. 202. – É. J. 1949.

*HEGEDŰS GY. – TREGELE K. 1950: Jelentés az 1950. évi dolomitkutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

HERAK, M. – KOCHANSKY, V. 1963: Bükkhegységi újpaleozóos mészalgák. – Jungpaläozoische Kalkalgen aus dem Bükk-Gebirge (Nordungarn). – G. H. **28.**

HERITSCH, F. 1942: Korallen aus dem Perm des Bükk-Gebirges (Oberungarische Karpathen). – Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien. **79.** pp. 13–15.

HERITSCH, F. 1944: Permische Korallen aus dem Bükkgebirge in Ungarn. pp. 48–63. – Permi korallok a Bükkhegységről. p. 63. – A. H. N. M. N. H. **37**

HORUSITZKY F. 1954: Az Északi Középhegység nyugati részének földtani áttekintése. – Földr. Értesítő. **3.** Budapest. pp. 213–242.

HORUSITZKY F. 1961a: Magyarország triász képződményei a nagyszerkezet tükrében. – F. I. É. K. **49.** 2. pp. 267–278.

HORUSITZKY, F. 1961b: Die triassischen Bildungen Ungarns im Spiegel der Grosstektonik. – Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. **49.** 2. Budapest, pp. 345–363.

HUNFALVY J. 1863, 1865: A magyar birodalom természeti viszonyainak leírása. **1.** és **3.** – Pest.

HYNIE, O. 1954: Geologická mapa Československé Republiky 1:500 000. – Praha.

ILLÉS GY. 1955: A borsodi vízellátási rendszer. pp. 153–157. – Die Wasserversorgung des Borsoder-Beckens. pp. 157–158. – H. K. **35.**

JABLONSZKY, J. 1919: Die Karbonalgen Ungarns. pp. 449–451. – Magyarországi karbonkorú algák. pp. 397–398. – F. K. **48.**

*JAKUCS L. 1950: Jelentés a bükkhegységi Csikorgó forrásokon végzett vízfestési munkálatok eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*JAKUCS L. 1951: Adatok néhány bükkhegységi karsztforrás ismeretéhez. – M. Á. F. I.-AD.

*JAKUCS L. 1953a: A Lenin Kohászati Művek dolomitellátása. – M. Á. F. I.-AD.

*JAKUCS L. 1953b: Görömbölytapolcai forrásvizek megzavarosodása. – M. Á. F. I.-AD.

*JAKUCS L. 1953c: Jelentés a Bükkhegységben 1953-ban végzett vízföldtani vizsgálatokról. – M. Á. F. I.-AD.

JASKÓ S. 1946: A Darnó vonal. pp. 63–70. – Darnó-line, a structural line in the Hungarian Basin. pp. 73–77. – R. A. I. G.-D. **8.** 1–2.

JASKÓ S. 1959: Lyukóbánya és Pereces környékének bányaföldtani leírása. – Description géologique des environs de Lyukóbánya et Pereces. – É. J. 1955–56. pp. 97–102.

JÁMBOR Á. 1959: A bükkhegységi Kisfennsík földtani újravizsgálata. – Relevé geologique du plateau Kisfennsík, dans la Montagne Bükk. – É. J. 1955–56. pp. 103–122.

JÁMBOR Á. 1961a: A Szilvásváradtól DK-re levő terület felépítése. – Géologie du territoire situé au SE de Szilvásvárad (Montagne Bükk, Hongrie du Nord). – É. J. 1957–58. pp. 89–102.

JÁMBOR Á. 1961b: A Szendrői- és az Upponyi-hegység összehasonlító földtani vizsgálata. – Comparaison géologique entre les montagnes de Szendrő et d'Uppony. – É. J. 1957 – 58. pp. 103 – 120.

JOHN, C. v. 1885: Olivingabbro von Szarvaskő. – V. G. R. A. **35.** pp. 317 – 318.

JOKÉLY, J. 1854: Einige Notizen über die geologische Beschaffenheit der nächsten Umgebung von Erlau. – J. G. R. A. **5.** pp. 211 – 212.

*JUGOVICS L. 1954: Felnémeti mészkőbánya kőzetanyagának települése, sajátságai és tömegviszonya. – M. Á. F. I.-AD.

*JUGOVITS L. – KOPEK G. 1953: Magyarországi dolomitelőfordulások előzetes készletbecslése. – M. Á. F. I.-AD.

KADIĆ O. 1915: A Szeleta-barlang kutatásának eredményei. – F. I. É. K. **23.** 4. pp. 147 – 278.

KADIĆ, O. 1916: Ergebnisse der Erforschung der Szeletahöhle. – M. J. U. G. R. A. **23.** pp. 157 – 299.

KALECSINSZKY S. 1882: Egy szarvaskői amfibol kémiai elemzése. pp. 196 – 198. – Die quantitative chemische Analyse des Amphibols von Szarvaskő bei Erlau. pp. 248 – 249. – F. K. **12.**

KÁRPÁTI J. 1942: A görömböly-tapolcai forrásvizek vizsgálata. pp. 122 – 133. – Die chemische Untersuchung der Quellen von Görömböly-Tapolca. p. 248. – H. K. **21.**

KEREKES J. 1936: A Tárkányi öböl morfológiája. pp. 83 – 100. – Die Morphologie des Tárkányer Beckens. pp. 101 – 102. – Földr. Közlemények. **64.** Budapest.

KEREKES J. 1938a: Az egerkörnyéki barlangvidék kialakulása. pp. 90 – 130. – Die Entwicklung des Höhlengebietes von Eger. pp. 130 – 139. – Barlangkutatás **16.**

KEREKES J. 1938b: Fosszilis tundratalaj a Bükkhegységben. – Földr. Közlemények. **66.** Budapest. pp. 112 – 116.

KEREKES J. 1941: Hazánk periglaciális képződményei. – R. A. I. G.-D. **3.** 4. pp. 97 – 142.

KEREKES, J. 1948: Die periglazialen Bildungen Ungarns. – F. I. É. K. **38.** pp. 378 – 436.

KERPELY, A. 1872: Das Eisenhüttenwesen in Ungarn, sein Zustand und seine Zukunft. – Schemnitz.

KERPELY A. 1896: Vaskohászatunk a millenium idejében. – Das Eisenhüttenwesen in Ungarn zur Zeit des Milleniums. – La métallurgie du fer en Hongrie à l'époque du Millénaire. – Budapest.

KERPELY, A. – KRUSCH, P. 1897: Die Eisenerzvorkommen Ungarns. – Zeitschr. f. praktische Geologie. 1897. Berlin. pp. 174 – 177.

KERTAI GY. 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján. – The structure of the Hungarian Basins and their oil reservoires as revealed by the results of oil exploration. – F. K. **87.** pp. 383 – 394.

KESSLER H. 1952: A karsztvíz feltárása. – Vízügyi Közlemények. 1952. 2. Budapest. pp. 214 – 247.

KESSLER H. 1953: A lillafüredi Anna-barlang forrásai. pp. 60 – 65. – Die Karstquellen der Lillafüreder Anna-Höhle. p. 78. – H. K. **33.**

KESSLER H. 1954: A karsztból tartósan kitermelhető vízmennyiség és a beszivárgási százalék megállapítása. – H. K. **34.** pp. 213 – 222.

KESSLER H. 1956: A karsztos hévforrások utánpótlásának kérdése. – H. K. **36.** pp. 127 – 128.

KESSLER H. 1957: Karsztvidékek lefolyására és beszivárgására vonatkozó újabb vizsgálatok. – Beszámoló a VITUKI 1956. évi munkájáról. Budapest. pp. 139 – 145.

KILÉNYI T. 1954: A Felsőtárkánytól K-re eső terület földtani vizsgálata. pp. 97 – 106. – Observations géologiques au territoire à l'E de Felsőtárkány. pp. 106 – 107. – É. J. 1953.

*Kiss J. 1957: A Darnóhegy kora és érce. – M. Á. F. I.-AD.

Kiss J. 1958: Ércföldtani vizsgálatok a siroki Darnóhegyen. – Untersuchungen der Vererzung des Darnóberges im Mátragebirge. – F. K. **88.** pp. 27 – 41.

*Kiss J. – Kisvarsányi G. 1955: Jelentés az 1954. évi nyári darnóhegyi (Recsk) földtani térképezésről. – M. Á. F. I.-AD.

Kisvarsányi G. 1953: Szarvaskő környékének földtani viszonyai. – La wehrlite de Szarvaskő. – F. K. **83.** pp. 24 – 34.

*Kisvarsányi G. 1955: Összefoglaló jelentés a recsk-parádfürdői ércelőfordulásokról és a Recski Ércbánya ércvagyonbecslése. – M. Á. F. I.-AD.

Kitaibel, P. 1829: Hydrographia Hungariae II. Pest. pp. 1 – 407.

Kobeli, F. 1838: Grundzüge der Mineralogie. – Nürnberg.

Koch S. 1931: Magyarország jelentősebb ásványelőfordulásai. – In: Reichert – Zeller – Koch: Ásványhatározó. Budapest. pp. 155 – 209.

Koch, S. 1955: Liquid-magmatic pyrrhotite von Szarvaskő. – Acta Universitatis Szegediensis. Acta min. petr. **8.** Szeged. pp. 27 – 33.

Koch S. – Grasselly Gy. – Donáth É. 1950: Magyarországi vasércelőfordulások ásványai. pp. 1 – 32. – The Minerals of the Hungarian Iron Ore Deposites. pp. 32 – 39. – Acta Univers. Szegediensis. Acta min. petr. **4.** Szeged.

Kolosváry G. 1951: Magyarország permo-karbon koralljai. pp.4 – 56. és 171 – 181. – The permo-carboniferous corals of Hungary. pp. 181 – 185. – F. K. **81.**

Kolosváry G. 1953: A mezozói Thecosmiliák óriásnövése. – Accroissement géant des Thecosmilians. – F. K. **83.** pp. 174 – 177.

Kolosváry G. 1954: Magyarország eddig ismert fosszilis Hydrozoáiról. – On the Known Fossil Hydrozoa of Hungary. – A. H. N. M. N. H. Ser. nova. **5.** pp. 27 – 35.

Kolosváry, G. 1957: Mitteilung über die Aufarbeitung eines neueren Anteiles des ungarischen Madreporarien-Materials der Geologischen Anstalt. – Acta Univ. Szegediensis. Acta Biologica. **3.** Szeged. pp. 309 – 314.

Kolosváry, G. 1958a: Corals from the upper anisian of Hungary. – Journ. Pal. **32.** Menasha. pp. 636.

Kolosváry, G. 1958b: Über die neue Korallenbank in Bükkszentkereszt. – Acta Univ. Szegediensis. Acta Biologica. **4.** Szeged. pp. 107 – 114.

Kolosváry, G. 1958c: Trias-Madreporarien aus der Zeit vor dem ungarischen Ladinikum. – Acta Univ. Szegediensis. Acta Biologica. **4.** Szeged. pp. 237 – 244.

*Kolosváry G. 1961: Bükkhegységi triász korallok. – Szeged.

*Komáromi I. 1954: Jelentés Szarvaskő környékén az 1953. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*Komáromi I. 1955: Jelentés a Szarvaskő környékén az 1954. évben végzett kiegészítő földmágneses mérések eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

Korabinsky, J. M. 1786: Geographisch – historische und Produkten-Lexikon von Ungarn. – Pressburg.

Kőrössy L. 1950: Néhány szó az alföldi olaj származásához. – B. K. L. **83.** pp. 560 – 562.

Kőrössy L. 1956: A Tiszántúl északi részén végzett kőolajkutatás földtani eredményei. pp. 390 – 400. – Geological results of the petroleum prospecting activities in the northern part of Tiszántúl. pp. 400 – 401. – F. K. **86.**

Kőrössy L. 1957a: Kőolaj- és földgázkutatások Magyarországnak a Dunától K-re fekvő területein. In: A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. – Budapest. pp. 202 – 221.

Kőrössy L. 1957b: A Tiszántúl mélyföldtani és ősföldrajzi viszonyai a kőolajkutatás kilátásai szempontjából. – B. K. L. **12. (90.)** pp. 491 – 503.

Kubinyi F. 1867: A recski természrőzről Heves megyében és a diorit képletről, melyben a réz találtatik. – A Magyarhoni Földt. Társ. Munkálatai. **3.** pp. 1 – 7.

KUCHTA GY. 1958: Néhány bükki zsomboly és víznyelőbarlang. – Borsodi Földr. Évk. **1.** Miskolc. pp. 19 – 20.

*LAKATOS S. 1954: Jelentés a Diósgyőr-Kazincbarcika II. 120 Kv-os távvezeték mentén végzett geoelektromos mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

LÁNG S. 1942: Karsztforrásokra vonatkozó mérések eredményei 1940 – 42-ből. – H. K. **22.** pp. 197 – 200.

LÁNG S. 1947: Geomorfológiai tanulmányok a Miskolci kapuban. – Földr. Közlemények. **72 – 75.** Budapest. pp. 81 – 120.

LÁNG S. 1952: A Mátra geomorfológiája. – Földr. Értesítő. **1.** Budapest. pp. 512 – 572.

LÁNG S. 1954: Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. pp. 70 – 81. – Hydrologische und morphologische Forschungen im Bükk-Gebirge. p. 95. – H. K. **34.**

LEÉL-ÖSSY S. 1954: A Magas Bükk geomorfológiája. – Földr. Értesítő. **3.** Budapest. pp. 323 – 356.

*LENGYEL E. 1954a: Titánvasérckutatás Szarvaskő környékén. – M. Á. F. I.-AD.

*LENGYEL E. 1954b: Előzetes jelentés a Szarvaskő környéki részletes wehrlit kutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

*LENGYEL E. 1954c: Jelentés az 1954. évi szarvaskői részletes kutatások eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

*LENGYEL E. 1955a: Észrevételek Komáromi István Szarvaskő környékén az 1954. évben végzett kiegészítő földmágneses mérések eredményeiről szóló jelentéséhez. – M. Á. F. I.-AD.

*LENGYEL E. 1955b: Szarvaskői titánvasérc kutatás. Mélyfúrásos felderítő kutatások a szarvaskői Újhatárvölgyben. – M. Á. F. I.-AD.

LENGYEL E. 1957: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vaserckutatás újabb eredményei. pp. 251 – 335. – Résultats récents de la recherche de minerai de titane-vanadium-fer des environs de Szarvaskő. pp. 337 – 363. – F. I. É. K. **46.**

LESENYEI J. 1950: A diósgyőri vasgyárak szennyvizei és a Szinva-patak. pp. 38 – 42 és 303 – 311. – Les eaux industrielles des usines métallurgiques et sidérurgiques de Diósgyőr et le ruisseau Szinva. p. 76. – H. K. **30.**

LÓCZY L. 1933: Magyarország petróleum- és földgázlehetőségei. – Ásványolaj. **2.** Budapest. pp. 3 – 20.

LÓCZY L. 1934: A geológiai kutatások Magyarországon. – Die geologischen Schürfungen in Ungarn. – Technika. **15.** Budapest. pp. 101 – 106.

LÓCZY L. IFJ. 1937a: A bükkszéki ásványolajfeltárás és az Alföld északi peremhegységeiben folyó kincstári geológiai kutatások. – Földt. Értesítő. **2.** Budapest. pp. 141 – 155.

LÓCZY L. IFJ. 1937b: A bükkszéki ásványolajfeltárás és az Alföld északi peremhegységeiben folyó kincstári geológiai kutatások. – Ásványolaj. **7.** Budapest, pp. 85 – 94.

LÓCZY, L. JUN. 1940: Die Rolle der paläozoischen und mesozoischen Orogenbewegungen in Aufbau des innerkarpatischen Beckensystem. – Zeitschr. Bulg. Geol. Ges. **11.** 1939. (Festschrift Prof. Dr. Stefan Bončev). Sofia. pp. 397 – 410.

LÓCZY L. ID. – PAPP K. 1920: A magyar birodalom és a szomszédos országok határos területeinek földtani térképe. – Geological map of Hungary and the adjacent regions 1 : 900 000. – Budapest.

LŐW M. 1925: Ércelőfordulások a Mátrában. pp. 127 – 143. – Erzlagerstätten in der Mátra (Komitat Heves, Ungarn). pp. 319 – 323. – F. K. **55.**

MADERSPACH L. 1880: Magyarország vasércz-fekhelyei. – Budapest.

**Magyarország áttekintő gravitációs térképe*, 1 : 1 000 000. – 1955. M. Á. F. I.-AD.

Magyarország földtani térképe. – *Geologische Karte von Ungarn.* 1 : 300 000. – Budapest, 1956. M. Á. F. I.

Magyarország geológiai térképe. – *Geologische Karte von Ungarn.* 1 : 1 000 000. – Budapest, 1896.

MAHR K. 1920: A borsodi Bükk szerkezete és telepei. – Doktori értekezés (P. P. T. Egyetem). Rákosliget.

MAJZON L. 1940: A bükkszéki mélyfúrások. pp. 275 – 360. – Die Tiefbohrungen von Bükkszék. pp. 361 – 384. – F. I. É. K. **34.** 2.

MAJZON L. 1948: Az újabb bükkszéki mélyfúrások. pp. 1 – 65. – Die neueren Tiefbohrungen von Bükkszék. pp. 67 – 90. – F. I. É. K. **37.** 3.

MAJZON L. 1950. A mélyfúrási laboratórium foraminifera vizsgálatai. pp.285 – 316. – Die Foraminiferen-Untersuchungen des Tiefbohrung-Laboratorium. p. 317. – É. J. 1939 – 40. III.

MAJZON L. 1955a: A Bükkhegység paleozóos Foraminiferái. pp. 461 – 465. – Paleozoic Foraminifera of the Bükk Mountains. p. 465. – F. K. **85.**

MAJZON, L. 1955b: Paleozoic Foraminifera of the Bükk Mountains. – A. G. **3.** pp. 95 – 103.

MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. pp. 44 – 56. – New Stratigraphic Results of Hungarian Oil-prospecting Borings. pp. 57 – 58. – F. K. **86.**

*MAJZON L. 1957: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana. – M. Á. F. I. könyvtára, Budapest.

*MÁRTON GY. 1958: Ipari mészkőkutatás a felnémeti Bervavölgy és felsőtárkányi Mészvölgy közé eső területen. – M. Á. F. I.-AD.

MÁRTONFFY K. 1854: Eger és környéke földtani és topográfiai tekintetben. In: KUBINYI F. – VAHOT I.: Magyar- és Erdélyország képekben. IV. – Pest. pp. 28 – 32.

MÁŠKA, M. 1957: Zpráva o výzkumu paleozoika Špisskogemerského Rudohoří (I. Perm). – Zprávy o geol. výzk. z. r. 1956. Praha. pp. 113 – 120.

MEZŐSI J. 1950: A borsodi Bükkhegység kőzettartományi helyzete. pp. 50 – 55. – The Rock Provincial Situation of the Bükk Mountain Range. pp. 56 – 57. – Acta Univ. Szegediensis. Acta min. petr. **4.** Szeged.

MEZŐSI J. – GRASSELLY GY. 1949: A bajpataki (Mátra hgs.) termésrézelőfordulás. – The Occurrence of Native Copper in the Mátra Mountains at Bajpatak. – Acta Univ. Szegediensis. Acta min. petr. **3.** Szeged. pp. 44 – 48.

MÉSZÁROS M. 1953: Újabb szerkezetvizsgálatok agyagpalákon a Bükkhegység déli részén. pp. 369 – 375. – Novüe iszszledovanija na glinisztüh szlancah v gor. Bjukk. p. 375. – F. K. **83.**

*MOLNÁR J. 1955: Jelentés a létrástetői hematitkutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

*NAGY G. 1956: A dédesi Várhegyek környékének földtani vizsgálata. – E. L. T. E. Földtani Intézete, Budapest.

NAGY G. 1961: A Bükkhegység ÉNy-i peremének földtani és szerkezeti vizsgálata. – Examen géologique et tectonique du bord du Nord de la Montagne Bükk. – É. J. 1957 – 58. pp. 121 – 128.

NOPCSA F. 1928: Megjegyzések a lillafüredi mészkőtufa képződéséhez. – B. K. L. **76.** p. 109.

NOSZKY J. ID. 1912a: Adatok a Mátra geológiájához. – É. J. 1910. pp. 47 – 60.

NOSZKY, E. 1912b: Beiträge zur Geologie des Mátragebirges – J. B. G. R. A. 1910. pp. 48 – 63.

NOSZKY J. 1913a: Adatok a déli Mátra geológiájához. – É. J. 1912. pp. 147 – 153.

NOSZKY, E. 1913b: Beiträge zur Geologie des südlichen Mátragebirges. – J. B. G. R. A. 1912. pp. 163 – 170.

NOSZKY J. ID. 1927: A Mátrahegység geomorphologiai viszonyai. – Karcag.

*NYITRAI T. – SZILÁRD J. 1953: Ózd – Eger – Recsk – Salgótarján környékén a Heiland 3 – 66. sz. graviméterrel végzett mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

*OSZLACZKY SZ. 1952: Magyarország nehézségi izoanomál-térképének regionális áttekintése. – M. Á. F. I.-AD.

*PANTÓ G. 1950: A Diósgyőr-Bükkszentkereszt közötti eruptív terület részletes kőzettani felvétele. – M. Á. F. I.-AD.

Pantó G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkszentkereszt között. pp. 137 – 143. – Geology of the Southern Igneous Belt in the Eastern Part of Bükk Mts. pp. 144 – 145. – F. K. **81.**

Pantó, G. 1952a: Le fer en Hongrie. – Symposium sur le fer II. XIX. Congr. Géol. Internat. Alger. pp. 227 – 246.

Pantó G. 1952b: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. pp. 67 – 75. – Géologie des gîtes métalliques des environs de Recsk et Parád. pp. 76 – 77. – É. J. 1949.

Pantó G. 1953: Magyarország ércei. *In:* Vadász E.: Magyarország földtana. Függelék. – Budapest. pp. 376 – 380.

Pantó G. 1954a: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. pp. 91 – 108. – Le levé des gîtes métalliques dans la montagne de Uppony. pp. 109 – 110. – É. J. 1952.

*Pantó G. 1954b: A magmás ércképződés módjai és feltételei magyarországi példákon. – Mérn. Továbbképző Int. 2868. Budapest.

*Pantó G. 1954c: Zárójelentés a nekézsenyi vasas mészkőkutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

*Pantó G. 1955a: Összefoglaló földtani jelentés a Rudabánya környéki vasérckutatásokról. – M. Á. F. I.-AD.

Pantó G. 1955b: Geofizikai módszerek az érckutatásban. *In:* Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. – Budapest. pp. 27 – 29.

Pantó G. 1956: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. pp. 327 – 490. – Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. pp. 491 – 635. – F. I. É. K. **44.** 2.

Pantó G. 1957a: A rudabányai vasérctelep földtani leírása. *In:* Rudabánya ércbányászata. – Budapest. pp. 222 – 275.

*Pantó G. 1957b: A Recsk környéki kutatások eredményei. – M. Á. F. I.-AD.

*Pantó G. 1959: A Recsk környéki ércelőfordulások földtana. *In:* A Mátra tarkaérc- és a Dunántúl mangánércbányászata. I. 1.

Pantó G. 1961a: Mezozóos magmatizmus Magyarországon. pp. 785 – 799. – Le magmatisme mésozoïque en Hongrie. pp. 979 – 995. – F. I. É. K. **49.** 3.

Pantó G. 1961b: Az ignimbrit kérdés alakulása és magyarországi vetülete. – M. T. A. O. K. **29.** 1 – 4. pp. 299 – 332.

*Pantó G. – Balogh K. 1950 – 52: Upponyi vasérckutatás anyaga. – M. Á. F. I.-AD.

Pantó G. – Földváriné Vogl M. 1950: Nátrongabbró a Bódvavölgyben. pp. 1 – 11. – New occurrence of ophiolitic gabbro in the Bódva-valley (North-Hungary) pp. 12 – 14. – F. I. É. K. **39.** 3.

*Pantó G. – Molnár J. 1954: A nekézsenyi vas-mangán palakutatás. – M. Á. F. I.-AD.

Papp F. 1926: Adatok a magyarországi dioritok ismeretéhez. pp. 174 – 181. – Beiträge zur Kenntnis der ungarischen Diorite. pp. 341 – 344. – F. K. **55.**

*Papp F. 1935: Jelentés a Recsk környékén végzett bányageológiai vizsgálatokról. – M. Á. F. I.-AD.

Papp K. 1907a: Miskolcz környékének geológiai viszonyai. – F. I. É. K. **16.** pp. 91 – 135.

Papp, K. 1907b: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Miskolcz. – M. J. U. G. R. A. **16.** pp. 93 – 142.

Papp, K. 1910: Die im ungarischen Staatsgebiete vorhandenen Eisenerzvorräte. – The Iron Ore Researches of the World. I. – Stockholm. pp. 177 – 295.

Papp K. 1915: A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete. I. A vasércek. – Budapest.

Papp, K. 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des Ungarischen Reiches. I. Die Eisenerze. – Budapest.

*Paul, C. 1866: Umgebungen von Fülek und Pétervására. Magyarország részletes földtani térképe. 1 : 144 000. *H. 5.* – M. Á. F. I.-T.

Pálfy M. 1910: A szarvaskői wehrlittömzs. pp. 480—485. — Der Wehrlitstock von Szarvaskő. pp. 518 – 524. – F. K. **40.**

Pávai – Vajna F. 1928: Magyarország hévvizei s azok felkeresése és kitermelése. – B. K. L. **76.** pp. 50 – 55.

Pávai-Vajna F. 1930: A lillafüredi kutató mélyfúrás eddigi története és geológiai viszonyai. pp. 38 – 50. – Über die Geschichte und die geologischen Verhältnisse der Tiefbohrung von Lillafüred. pp. 168 – 182. – H. K. **9.**

*Pávai-Vajna F. 1952: Miskolc környékének régen felfedezett, de máig elhanyagolt – gazdaságilag értékesíthető – hidrológiai kincsei. – M. Á. F. I.-AD.

Peja Gy. 1954: A Bükk kialakulása és mai felszíne. – Természet és Társadalom. **113.** (Új sorozat) Budapest. pp. 480 – 483.

*Pekár D. 1933.: Az 1933. évben Mezőkövesd, Bogács és Poroszló vidékén végzett torziós ingamérések grafikusan számított eredményei. – M. Á. F. I.-AD.

Perlaki E. 1959: Nagyvisnyó 1. sz. fúrás. – É. J. 1955 – 56. pp. 487 – 488.

Pia, J. v. 1928: Neue Arbeiten über fossile Kalkalgen aus den Familien der Dasycladaceae und Codiaceae. – Neues Jahrbuch. 1928. III. Referate. pp. 227 – 240.

Pia, J. v. 1937a: Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. – Compte rendu du II^e. Congrès Carbonifère. **2.** Maestricht. pp. 765 – 856.

Pia, J. v. 1937b: Sammelbericht über fossile Algen: Dasycladaceae 1928 – 1936, mit Nachträgen aus früheren Jahren. – Neues Jahrbuch. 1937. Referate. pp. 985 – 1028.

Pojják T. 1948: A százéves recski ércbányászat. – Földt. Értesítő. **13.** Budapest. pp. 48 – 54.

*Pojják T. 1949: Jelentés a M. Á. Sz. megbízásából 1948 nyarán a borsodi szénmedence területén végzett földtani munkálatokról. I. A Bánvölgy északi részének baloldalán végzett földtani felvételi munkálatok eredményei. – M. Á. F. I.-AD.

Rakusz Gy. 1928a: A dobsinai és bükk-hegységi karbon sztratigrafiai és paleogeográfiai helyzetéről. pp. 208 – 212. – Die stratigraphische Stellung des Oberkarbons von Dobschau und vom Bükkgebirge. p. 247. – F. K. **57.**

Rakusz, Gy. 1928b: Die stratigraphische Stellung des karpatischen marinen Oberkarbons. – Congrès de Strat. Carbonifère, Heerlen, 1927. Compte rendu. Liège. pp. 561 – 569.

Rakusz Gy. 1932: Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek. pp. 1 – 55. – Die oberkarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyó. pp. 1 – 223. – G. H. **8.**

*Ravasz Cs. L.-né 1957: Jelentés 1956. VIII. 17-től IX. 17-ig a Bükkhegységben végzett vízföldtani felvételről. – M. Á. F. I.-AD.

*Ravasz Cs. L.-né 1958a: Az Upponyi szigethegység és környékének vízföldtani viszonyai. (Jelentés az 1957. júl. 1 – aug. 1 közti felvételezésről.) – M. Á. F. I.-AD.

*Ravasz Cs. L.-né 1958b: A Bükkhegység peremi területeinek vízföldtani viszonyai. (Jelentés az 1957. V. 20. – VII. 1. közti felvételezésről.) – M. Á. F. I.-AD.

*Reményi Gy. 1956: Jelentés a Bükkhegység D-i peremén 1955-ben végzett graviméteres mérésről. – M. Á. F. I.-AD.

*Reményi Gy. 1957: Jelentés Uppony – Rudabánya környékén 1956-ban végzett graviméteres mérésekről. – M. Áll. Geof. Int. Adattára.

*Renner J. 1951: Jelentés a Maszolaj megbízásából 1951. évben Mezőkeresztes vidékén végzett geoszeizmikus mérésekről. – M. Á. F. I.-AD.

Renner J. 1957: A függővonalelhajlások regionális jellege. – Regional character of derivations of the plumb-line. – G. K. **6.** pp. 61 – 67.

ROSENBUSCH, H. 1910: Elemente der Gesteinslehre. – 3. Auflage. Stuttgart. p. 217.

ROTH v. TELEGD, K. 1937: Die neuesten Resultate der Petroleumschürfungen in Ungarn. – Leobener Bergmannstag 1937. Festschr. d. Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. d. Montan. Hochschule Leoben. pp. 330 – 336.

*ROZLOZSNIK P. 1931: Szakvélemény Újhuta község vízellátása ügyében. – M. Á. F. I.-V. O.

*ROZLOZSNIK P. 1935: Jelentés az 1934. év nyarán Parád, Recsk és Mátraballa környékén végzett bányaföldtani felvételről. – M. Á. F. I.-AD.

*ROZLOZSNIK P. 1936: Szakvélemény Parád, Recsk geofizikai felvételének tektonikai értelmezése tárgyában. – M. Á. F. I.-AD.

ROZLOZSNIK P. 1939: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. pp. 545—601. – Geologische Studien am Nordfusse des Mátra-Gebirges in der Umgebung der Gemeinden Parád, Recsk und Mátradereeske. pp. 601—620. — É. J. 1933—35. II.

*ROZLOZSNIK P. — SCHRÉTER Z. 1930: A kisgyőri állami palabánya környékének geológiai térképe. 1 : 2000. A kisgyőri agyagpalaterület A – B szelvénye 40° irányban 1 : 1000. – M. Á. F. I.-AD.

ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1960: Znacsenije fuzulinid dlja korrelacii verhne-paleozojszkih otlozsenij (po materialom Ruszszkoj platformü i Vengrii). – Bjull. Moszkovszk. obscs. iszpüt. prirodü. Otd. geol. **35.** 3. pp. 172 – 173.

ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1963: Bükkhegységi Fusulinidák. – Fuzulinidü gor Bjukk (Vengrija). – G. H. **28.**

RÜST 1892: Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Trias und der palaeozoischen Schichten. – Palaeontographica. **38.** Stuttgart. pp. 107 – 200.

SCHAFARZIK F. 1904: A magyar Korona országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. – Budapest.

SCHEFFER V. 1957: Adatok a Kárpát-medencének regionális geofizikájához. pp. 76 – 103. – Angaben zur regionalen Geophysik des Karpatenbeckens. pp. 73 – 76. – G. K. **6.**

*SCHERF E. 1949a: Geológiai és geomorfológiai megfigyelések a Keleti-Bükkben. – Budapest.

*SCHERF E. 1949b: Szakvélemény a hámori (lillafüredi) duzzasztómű geológiai és hidrológiai viszonyairól, különös tekintettel a tervezett duzzasztási vízszintemelésre. – Áll. Mélyépítési Tervező Intézet Adattára, Budapest.

*SCHERF E. 1949c: Szakvélemény a DIMÁVAG Gépgyár N. V. részére Diósgyőr mellett a Mexikói (Tatár-) völgyben épülő „D"-szerelde vízellátása ügyében. – Áll. Mélyépítési Tervező Intézet Adattára, Budapest.

*SCHERF E. 1951: Geológiai szakvélemény a régi hámori gát átépítésének tervezése ügyében. – Áll. Mélyépítési Tervező Intézet Adattára, Budapest.

*SCHERF E. 1953: Szakvélemény a diósgyőri Tatárdombsor földtani felépítéséről műszaki tekintetben. – Áll. Mélyépítési Tervező Intézet Adattára, Budapest.

SCHMIDT E. R. 1940: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai. pp. 1 – 204. – Die rumpfungarischen Schurftiefbohrungen des Ärars nach Kohlenwasserstoffen. pp. 205 – 267. – F. I. É. K. **34.**

SCHMIDT E. R. 1947a: Magyarország ásvány-nyersanyagai. – Budapest.

SCHMIDT E. R. 1947b: Magyarország bányaüzemi tájai. – Mining districts in Hungary. – B. K. L. **80.** pp. 202 – 207.

*SCHMIDT E. R. 1949: Előzetes tájékoztató jelentés az upponyi szigethegységbeli vasérckutatás bányageológiai eredményeiről. – M. Á. F. I.-AD.

SCHMIDT E. R. 1951: Közép- és szigethegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. – B. K. L. **6.** (**84.**) pp. 358 – 372.

SCHMIDT, E. R. 1952a: Tektonischer Bau und geomechanische Erklärung zur Entstehung der ungarischen Mittel- und Inselgebirge. – A. G. **1.** pp. 167 – 203.

SCHMIDT E. R. 1952b: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. – Tektonische Bauskizze des NO-lichen Teiles des ungarischen transdanubischen Mittelgebirges und die geomechanische Erklärung ihrer Entwicklung. – B. K. L. **7.** (**85.**) pp. 31 – 36.

SCHMIDT E. R. 1954: A tájegységek kérdése a hazai mélységi- és karsztvízfeltárási lehetőségek szempontjából. – H. K. **34.** pp. 205 – 212.

SCHMIDT, E. R. 1956: Tektonische Studien aus dem ungarischen Zwischengebirge als Beispiele zur theoretischen und praktischen Anwendung der Geomechanik. *In:* Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. – Stuttgart. pp. 441 – 452.

SCHMIDT E. R. 1957: Geomechanika. – Budapest.

*SCHRÉTER Z. 1912 – 1952: Eredeti felvételi lapok. 1 : 25 000. – 4765/4 Miskolc, 4765/2 Sajószentpéter, 4865/1 Eger, 4865/2 Emőd, 4864/2 Sirok, 4764/4 Pétervására, 4765/1 Dédes, 4765/3 Bélapátfalva. – M. Á. F. I.-T.

SCHRÉTER Z. 1913a: Eger környékének földtani viszonyai. – É. J. 1912. pp. 130 – 146.

SCHRÉTER, Z. 1913b: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Eger. – J. B. G. R. A. 1912. pp. 144 – 162.

SCHRÉTER Z. 1914a: A Bükkhegység északnyugati része. – É. J. 1913. pp. 292 – 304.

SCHRÉTER, Z. 1914b: Der nordwestliche Teil des Bükkgebirges. – J. B. G. R. A. 1913. pp. 329 – 343.

SCHRÉTER Z. 1915a: Földtani felvétel a borsodi Bükkhegységben. – É. J. 1914. pp. 324 – 334.

SCHRÉTER, Z. 1915b: Geologische Aufnahme im Borsoder Bükkgebirge. – J. B. G. R. A. 1914. pp. 370 – 382.

SCHRÉTER Z. 1916: A borsod-hevesi Bükkhegység keleti része. – É. J. 1915. pp. 348 – 363.

SCHRÉTER, Z. 1917a: Der östliche Teil des Borsod-Heveser Bükkgebirges. – J. B. G. R. A. 1915. pp. 383 – 399.

SCHRÉTER Z. 1917b: Pereczes és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai. – É. J. 1916. pp. 329 – 341.

SCHRÉTER, Z. 1918: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Pereczes und Sajószentpéter. – J. B. G. R. A. 1916. pp. 369 – 382.

SCHRÉTER Z. 1923a: Földtani felvétel a Sajóvölgy neogén medencéjében. – É. J. 1917. pp. 61 – 74.

SCHRÉTER Z. 1923b: Az egri langyosvízű források. – F. I. É. K. **25.** 4. pp. 1 – 25.

SCHRÉTER Z. 1925a: Adatok a Sajómedence és a Bükk D-i oldalának geológiai viszonyaihoz. – É. J. 1920 – 23. pp. 33 – 39.

SCHRÉTER Z. 1925b: Az egri földrengés. – Term. Tud. Közlöny. **57.** Budapest. pp. 57 – 62.

SCHRÉTER, Z. 1926a: Die lauen Thermen von Eger. – M. J. U. G. R. A. **25.** pp. 101 – 126.

SCHRÉTER Z. 1926b: Az 1925. január 31-i egri földrengés. pp. 26 – 49. – Über das Erdbeben vom 31. Jänner 1925 von Eger (Erlau) im Komitate Heves (Ungarn). pp. 272 – 282. – F. K. **55.**

SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. – Budapest.

SCHRÉTER Z. 1933: Az egri vízvezeték hévvízű artézi kútja. pp. 65 – 74. – Der thermale artesische Brunnen der Wasserleitung von Eger. pp. 74 – 76. – H. K. **12.**

SCHRÉTER, Z. 1934: Beiträge zur Geologie des Borsod-Heveser Bükkgebirges und des neogenen Hügellands seiner Umgebung (1917 – 1918). – J. B. G. R. A. 1917 – 1924. pp. 103 – 114.

SCHRÉTER Z. 1935: A Bükkhegység triászképződményei. pp. 90 – 103. – Über die Triasbildungen des Bükkgebirges. pp. 103 – 105. – F. K. **65.**

SCHRÉTER Z. 1936: Lyttonia a Bükkhegységből. – Lyttonia aus dem Bükk-Gebirge. – F. K. **66.** pp. 113 – 121.

SCHRÉTER Z. 1939: A Bükkhegység délkeleti oldalának földtani viszonyai. – Geologische Verhältnisse der SO-lichen Seite des Bükk-Gebirges. – É. J. 1933 – 35. II. pp. 511 – 532.

*SCHRÉTER Z. 1941: Földtani reambuláció a Bükkhegységben. (Jelentés az 1940. évi földtani reambulációs felvételekről.) M. Á. F. I.-AD.

SCHRÉTER Z. 1942a: Bükkszék környékének földtani és hegyszerkezeti viszonyai. pp. 831 – 857. – Die geologischen und tektonischen Verhältnisse der Umgebung von Bükkszék. pp. 859 – 886. – É. J. 1936 – 38. II.

SCHRÉTER Z. 1942b: Hevesaranyos, Bátor és Szúcs környékének földtani viszonyai. pp. 887 – 895. – Die geologischen Verhältnisse von Hevesaranyos, Bátor und Szúcs. pp. 897 – 906. – É. J. 1936 – 38. II.

SCHRÉTER Z. 1943a: Jelentés a Bükkhegység DNy-i részének földtani reambulációjáról. (Jelentés 1939-ről.) pp. 381 – 386. – Bericht über die geologische Reambulation des SW-lichen Teiles des Bükkgebirges. pp. 388 – 392. – É. J. 1939 – 40. I.

SCHRÉTER Z. 1943b: A Bükk-hegység geológiája. – R. A. I. G.-D. **5.** 7. pp. 378 – 411.

SCHRÉTER Z. 1944a: Lábjegyzet Heritsch, F.: Permi korallok a Bükkhegységből c. cikkéhez. – A. H. N. M. N. H. **37.** pp. 64 – 65.

*SCHRÉTER Z. 1944b: Földtani vizsgálatok a Bükkhegység D-i részében. – M. Á. F. I-AD.

SCHRÉTER Z. 1945: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. pp. 161 – 196. – Geologische Aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekézseny, ferner im Gebiete von Putnok. pp. 197 – 237. É. J. 1941 – 42. I.

SCHRÉTER Z. 1948: Trilobiták a Bükkhegységből. pp. 25 – 33. – Trilobiten aus dem Bükk-Gebirge. pp. 33 – 39. – F. K. **78.**

*SCHRÉTER Z. 1949: A Mátrától északkeletre eső dombvidék földtani viszonyai. – M. Á. F. I.-AD.

SCHRÉTER Z. 1950: A Borsod-Heves vármegyei miocén barnakőszénmedencék hidrogeológiai viszonyai. pp. 355 – 363. – Hydrological conditions of the brown coal basin in Borsod-Heves county. p. 400. – H. K. **30.**

*SCHRÉTER Z. 1951: Földtani reambuláció Nagyvisnyó környékén. – M. Á. F. I.-AD.

SCHRÉTER Z. 1952a: Földtani vizsgálatok a Bükkhegység déli részén. pp. 45 – 47. – Levés réambulatifs dans la partie méridionale de la Montagne de Bükk. pp. 47 – 48. – É. J. 1944.

SCHRÉTER Z. 1952b: A Mátrától ÉK-re eső dombvidék földtani viszonyai. pp. 111 – 118. – Conditions géologiques de la région de collines NE de la Montagne Mátra. p. 118. – É. J. 1952.

SCHRÉTER Z. 1952c: Újabb földtani vizsgálatok a sajóvölgyi barnakőszénmedencében. pp. 115 – 130. – Nouvelles investigations géologiques dans le bassin de houille brune de la vallée du Sajó. p. 131. – É. J. 1949.

*SCHRÉTER Z. 1952d: Földtani újratérképezés Szilvásvárad környékén. – M. Á. F. I.-AD.

SCHRÉTER Z. 1953: Földtani vizsgálatok Nagyvisnyó vidékén. pp. 157 – 164. – Recherches géologiques aux environs de Nagyvisnyó. pp. 165 – 166. – É. J. 1951.

SCHRÉTER Z. 1954a: Földtani újratérképezés Szilvásvárad környékén. pp. 135 – 139. – Relevé géologique dans les environs de Szilvásvárad. pp. 139 – 140. – É. J. 1952.

SCHRÉTER Z. 1954b: A Bükkhegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. – H. K. **34.** pp. 287 – 294 és 369 – 381.

SCHRÉTER Z. 1956: Permien (Calcaire . . .) – Lexique stratigraphique international. **1.** Europe. 9. Hongrie.

SCHRÉTER Z. 1959: A Bükkhegység tengeri eredetű permi képződményei. pp. 364 – 369. – Die marinen Permbildungen des Bükkgebirges. pp. 369 – 373. – F. K. **89.**

SCHRÉTER Z. 1960: Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges. – Karszt- és Barlangkutatás. **1.** Budapest. pp. 7 – 36.

SCHRÉTER Z. 1963: A Bükkhegység felső-permi Brachiopodái. – Oberpermische Brachiopoden des Bükk-Gebirges (Nordungarn). – G. H. **28.**

*SCHRÉTER Z. – BALOGH K. 1955: A puskaporosi és garadnavölgyi dolomitelőfordulások újabb vizsgálata. – M. Á. F. I.-AD.

*SCHRÉTER Z. – PANTÓ G. – BALOGH K. 1950: Jelentés a bükkhegységi közös tanulmányútunkról. – M. Á. F. I.-AD.

SEEMAYER V. 1929: Miskolc vidékének geológiai viszonyai. *Ex*: Miskolc és a Borsod, Gömör Kishont k. egy. vármegyebeli községek. – Magyar városok monográfiája. Budapest.

*SIDÓ M. 1960: A bükkhegységi felső-perm kisforaminiferái. – Budapest.

*SIDÓ M. 1961: A magyarországi szenon foraminiferák földtörténeti értékelése. — M. Á. F. I.-AD.

SOÓS I. 1954: A diósgyőri vashámor alapítása. – B. K. L. **87.** pp. 338 – 345.

SOÓS I. 1955: Vasércbányák és vashámorok a Bükkhegységben a 18. században. – B. K. L. **88.** pp. 427 – 432.

*SÓLYOM F. – HORUSITZKY F. 1950: Upponyi fúrások rétegsorai (1. és 2. sz. fúrás). – M. Á. F. I.-AD.

STACHE, G. 1866a: Reisebericht. – V. G. R. A. **16.** p. 95.

STACHE, G. 1866b: Reisebericht. – V. G. R. A. **16.** pp. 108 – 109.

*STACHE, G. 1868: Umgebungen von Mezőkövesd. Magyarország részletes földtani térképe. 1 : 144 000. *I.* 6. – M. Á. F. I.-T.

*STACHE, G. – BÖCKH, J. 1868: Umgebungen von Miskolcz. Magyarország részletes földtani térképe 1 : 144 000. *I.* 5. – M. Á. F. I.-T.

STILLE, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. – Beihefte zum Geol. Jahrb. **8.** Hannover. pp. 1 – 239.

STRÖMPL G. 1914: A Borsodi Bükk karsztja. – Földr. Közlemények **42.** Budapest. pp. 79 – 98.

*SZABÓ I. 1956a: Jelentés a mónosbéli mészkőelőfordulás geológiai szakvéleményezéséről. – M. Á. F. I.-AD.

*SZABÓ I. 1956b: Jelentés a Diósgyőr környéki kőszénterület 1955. évi hidrogeológiai vizsgálatáról. – M. Á. F. I.-AD.

SZABÓ J. 1869: Heves és Külső Szolnok megyék földtani leírása. – A Magyar Orv. és Természetvizsgálók 1868. évi nagygyűlésének munk. **13.** Eger. pp. 76 – 122.

SZABÓ J. 1872: A wehrlit Szarvaskőről mint összetett kőzet. – F. K. **1.** pp. 18 – 29.

SZABÓ J. 1877: A wehrlit Szarvaskőről. – F. K. **7.** pp. 169 – 181.

SZABÓ Z. IFJ. 1958: Az Eger-patak öntisztulása. pp. 157 – 160. – Selbstreinigung des Eger-Baches. p. 160. – H. K. **38.**

SZALAI T. 1956: A Dunakönyök és a Nagyszál vidékének tektonikai vázlata. pp. 59 – 63. – Tektonisches Schema des vom Donauellenbogen umfassten Gebietes und der Umgebung von Naszál. p. 49. – G. K. **5.** 4.

SZALAI T. 1958: A Kárpátok geotektonikai szintézise. pp. 111 – 112. – Geotektonische Synthese der Karpaten. pp. 112 – 145. – G. K. **7.** 2.

*SZÁDECZKY – KARDOSS E. 1959: A kárpáti közbenső tömeg magmás mechanizmusáról. – A M. T. A. Műsz. Tud. Oszt. Geokémiai Konferenciájának (Budapest, 1959. X. 5 – 10.) kiadványa **2.** pp. 1 – 16.

SZEBÉNYI L. 1951: Mikrotektonikai vizsgálatok a Bükkhegység déli palavonulatában. – F. K. **81.** pp. 87 – 90.

Szentes F. 1949: A kárpáti hegyrendszer helyzete az alpesi orogénben. pp. 89 – 92. – Die Lage des Karpatensystems im alpinen Orogen. pp. 92 – 94. – F. K. **79.**

Szentes F. 1951: A bükkszéki kísérleti bánya földtani tanulságai. pp. 23 – 31. – Enseignements géologiques de la mine expérimentale de Bükkszék. p. 32. – F. I. É. K. **40.**

Szentes F. 1961a: Magyarország tektonikai térképe. – Carte tectonique de la Hongrie. – É. J. 1957 – 58. pp. 7 – 24.

Szentes F. 1961b: A magyarországi mezozóos kéregmozgások. pp. 741 – 745. – Mouvements mésozoïques de l'écorce terrestre en Hongrie. pp. 923 – 928. – F. I. É. K. **49.** 3.

Szentpétery Zs. 1923a: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. – É. J. 1917 – 19. pp. 75 – 88.

Szentpétery, Zs. v. 1923b: Allgemeine Charakteristik des basischen Eruptivzuges im Bükkgebirge. – A. L. S. R. U. **1.** 4. pp. 113 – 124.

Szentpétery Zs. 1924a: Földtani megfigyelések Alsóhámor vidékén Borsod megyében. – Tud. Mentő Biz. Kiadv. Budapest. pp. 1 – 16.

Szentpétery, S. v. 1924b: Gepresste Eruptivgesteine aus Ungarn. – V. G. R. A. 1924. pp. 151 – 156.

Szentpétery, S. v. 1929a: Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. – A. C. M. P. **1.** l. pp. 10 – 43.

Szentpétery, S. v. 1929b: Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. – A. C. M. P. **1.** pp. 72 – 128.

Szentpétery Zs. 1930: Szarvaskő vidékének oligoklászkőzetei. pp. 432 – 465. – Oligoklasgesteine der Gegend von Szarvaskő. pp. 466 – 467. – M. T. T. É **47.**

Szentpétery, S. v. 1931a: Oligoklasgesteine aus der Berggegend von Szarvaskő. – Mat. Naturwiss. Berichte aus Ungarn. **37.** – Budapest. pp. 135 – 172.

Szentpétery Zs. 1931b: A Bagolyhegy quarzporphyrja Lillafüred mellett. pp. 81 – 108. – Quarzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred. pp. 109 – 150. – A. C. M. P. **2.** 2.

Szentpétery, S. v. 1932a: Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. – A. C. M. P. **2.** pp. 24 – 46.

Szentpétery, S. v. 1932b: Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükk-Gebirge in Ungarn. – Chemie der Erde. **7.** Jena. pp. 351 – 382.

Szentpétery Zs. 1933a: Az Ortáshegy diabáza a Bükkhegységben. – M. T. T. É. **50.** pp. 399 – 429.

Szentpétery, S. v. 1933b: Physiographie und Genesis der Diabasarten des Bükker Ortásberges. – A. C. M. P. **3.** 1 – 2. pp. 66 – 97.

Szentpétery Zs. 1933c: A bükkhegységi gabbrótömeg kőzeteinek magmatikus képződése. pp. 399 – 429. – Die Bildungsverhältnisse der Diabasgabbrogesteine des Bükkgebirges. p. 430. – M. T. T. É. **49.**

Szentpétery, S. v. 1934a: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. – A. C. M. P. **3.** pp. 149 – 181.

Szentpétery, S. v. 1934b: Petrologische Verhältnisse des Fehérkőberges und die detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. – A. C. M. P. **4.** pp. 18 – 123.

Szentpétery Zs. 1935a: A Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél. pp. 253 – 283. – Der eruptive Teil des Fehérkő bei Lillafüred. pp. 284 – 286. – M. T. T. É. **52.**

Szentpétery, S. v. 1935b: Alkaliplagiophyrite aus dem Bükkgebirge. – A. C. M. P. **4.** pp. 171 – 194.

Szentpétery Zs. 1936: A Lillafüredi Szentistván-hegy eruptívumainak általános kőzettani viszonyai. pp. 274 – 306. – Allgemeine Verhältnisse der Eruptivgesteine des Lillafüreder Szentistván-Berges. pp. 307 – 308. – M. T. T. É. **54.**

Szentpétery, S. v. 1937a: Titanomagnetithältige Gesteine der Vaskapugegend vom Bükkgebirge in Ungarn. – A. C. M. P. **6.** pp. 55 – 100.

SZENTPÉTERY Zs. 1937b: Titánmagnetites kőzetek a szarvaskői Vaskapu vidékéről. – M. T. T. É. **56.** pp. 1172 – 1212.

SZENTPÉTERY, S. v. 1937c: Stratovulkanischer Teil des Szentistvánberges im Bükkgebirge. – A. C. M. P. **5.** pp. 26 – 134.

SZENTPÉTERY Zs. 1938a: Szarvaskői amfibololit. pp. 390 – 406. – Amphibololith von Szarvaskő. pp. 407. – M. T. T. É. **57.**

SZENTPÉTERY, S. v. 1938b: Szarvaskőer Hornblendite mit ausführlicher Physiographie. – A. C. M. P. **6.** pp. 175 – 250.

SZENTPÉTERY Zs. 1939a: A Bükkhegység ultrabasitjai. pp. 1 – 6. – Ultrabasite aus dem Bükkgebirge. pp. 7. – A. C. M. P. **7.**

SZENTPÉTERY Zs. 1939b: Savanyú telérkőzetek a Bükkhegységből. – Sauere Ganggesteine aus dem Bükkgebirge (Ungarn). – A. C. M. P. **7.** pp. 47 – 63.

SZENTPÉTERY Zs. 1939c: A Bükkhegység DNy-i része Szarvaskő vidékén. – Földt. Értesítő. **4.** Budapest. pp. 97 – 111.

SZENTPÉTERY, S. v. 1939d: Ultrabasische Eruptivgesteine aus Ungarn. – Fortschritte d. Min., Kristallogr. und Petr. Berlin. **23.** pp. 159 – 163.

SZENTPÉTERY Zs. 1940a: Piroxenit Szarvaskőről. pp. 244 – 258. – Pyroxenit von Szarvaskő. p. 259. – M. T. T. É. **59.**

SZENTPÉTERY, S. v. 1940b: Über den Pyroxenit von Szarvaskő (Bükkgebirge, Ungarn). – A. C. M. P. **7.** 3. pp. 165 – 191.

SZENTPÉTERY Zs. 1943: Az Újhatárvölgy kőzettani szelvénye a Bükkhegységben. pp. 639 – 647. – Das petrographische Profil des Újhatár-Tales im Bükk-Gebirge. p. 687. – F. K. **73.**

SZENTPÉTERY Zs. 1950a: Adatok a bükkhegységi diabáz ismertetéséhez. – F. K. **80.** pp. 168 – 180.

SZENTPÉTERY Zs. 1950b: Az újhutai Lőrinchegy diabázfajtái a Bükkhegységben. pp. 316 – 322. – Diabasarten des Lőrincberges bei Újhuta im Bükkgebirge. pp. 322 – 323. – F. K. **80.**

SZENTPÉTERY, Zs. 1952: Die basische magmatische Masse des Bükkgebirges. – A. G. **1.** pp. 235 – 300.

SZENTPÉTERY Zs. 1953: A déli Bükkhegység diabáz és gabbrótömege. pp. 1 – 9. – Le massif de diabase et de gabbro de la partie méridionale de la Montagne Bükk. pp. 93 – 97. – F. I. É. K. **41.**

SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. 1927: A gabbrómagma differenciációs termékei Szarvaskő vidékén. pp. 62 – 75. – Gabbroidale Differentiationsprodukte in der Gegend von Szarvaskő. pp. 200 – 216. – F. K. **56.**

SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. 1929: Petrochémiai adatok Szarvaskő vidékéről. pp. 109 – 114. – Petrochemische Daten aus der Gegend von Szarvaskő. pp. 216 – 222. – F. K. **58.**

SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. 1931: Kőzettípusok Szarvaskőről. pp. 57 – 67. – Einige Gesteinstypen von Szarvaskő. pp. 181 – 192. – F. K. **60.**

SZENTPÉTERY Zs. – EMSZT K. 1935: Magmahasadási és érintkezési kőzetek Szarvaskőről. pp. 305. – Einige Differentiate und endomorphe Kontaktgesteine von Szarvaskő. pp. 305 – 314. – F. K. **65.**

SZIGLIGETI GY. 1956: Adatok a hámori völgyzárógát történetéhez. pp. 351 – 355. – Contributions to the history of the Hámor damm. p. 355. – H. K. **36.**

*SZILÁRD J. 1951: Graviméter-mérés az Fa/1 reflexiós szeizmikus vonal mentén, Füzesabony és Mezőkövesd között. – M. Á. F. I.-AD.

*SZILÁRD J. 1955a: Gravitációs mérések eredményei hazai szénterületeken. I. Az Északi Középhegység szénterületein. *Ex*: Geofizikai eljárások a kőszénkutatás szolgálatában. – A Magyar Geofizikusok Egyesülete 1954. október 23 – 24-én tartott pécsi ankétjának anyaga. Budapest. pp. 1 – 13.

*SZILÁRD J. 1955b: Geofizika az érckutatás szolgálatában az É-i Középhegység ércterületén. – Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. Budapest. pp. 33 – 34.

SZINYEI-MERSE Zs. 1913a: Jelentés 1912-ről. – É. J. 1912. pp. 306 – 313.

Szentes F. 1949: A kárpáti hegyrendszer helyzete az alpesi orogénben. pp. 89 – 92. – Die Lage des Karpatensystems im alpinen Orogen. pp. 92 – 94. – F. K. **79.**

Szentes F. 1951: A bükkszéki kísérleti bánya földtani tanulságai. pp. 23 – 31. – Enseignements géologiques de la mine expérimentale de Bükkszék. p. 32. – F. I. É. K. **40.**

Szentes F. 1961a: Magyarország tektonikai térképe. – Carte tectonique de la Hongrie. – É. J. 1957 – 58. pp. 7 – 24.

Szentes F. 1961b: A magyarországi mezozóos kéregmozgások. pp. 741 – 745. – Mouvements mésozoïques de l'écorce terrestre en Hongrie. pp. 923 – 928. – F. I. É. K. **49.** 3.

Szentpétery Zs. 1923a: Diósgyőr és Szarvaskő vidéke paleo- és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. – É. J. 1917 – 19. pp. 75 – 88.

Szentpétery, Zs. v. 1923b: Allgemeine Charakteristik des basischen Eruptivzuges im Bükkgebirge. – A. L. S. R. U. **1.** 4. pp. 113 – 124.

Szentpétery Zs. 1924a: Földtani megfigyelések Alsóhámor vidékén Borsod megyében. – Tud. Mentő Biz. Kiadv. Budapest. pp. 1 – 16.

Szentpétery, S. v. 1924b: Gepresste Eruptivgesteine aus Ungarn. – V. G. R. A. 1924. pp. 151 – 156.

Szentpétery, S. v. 1929a: Gesteinstypen aus der Umgebung von Lillafüred. – A. C. M. P. **1.** l. pp. 10 – 43.

Szentpétery, S. v. 1929b: Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred. – A. C. M. P. **1.** pp. 72 – 128.

Szentpétery Zs. 1930: Szarvaskő vidékének oligoklászkőzetei. pp. 432 – 465. – Oligoklasgesteine der Gegend von Szarvaskő. pp. 466 – 467. – M. T. T. É **47.**

Szentpétery, S. v. 1931a: Oligoklasgesteine aus der Berggegend von Szarvaskő. – Mat. Naturwiss. Berichte aus Ungarn. **37.** – Budapest. pp. 135 – 172.

Szentpétery Zs. 1931b: A Bagolyhegy quarzporphyrja Lillafüred mellett. pp. 81 – 108. – Quarzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred. pp. 109 – 150. – A. C. M. P. **2.** 2.

Szentpétery, S. v. 1932a: Neuere Beiträge zur Petrologie des Lillafüreder Savóstales. – A. C. M. P. **2.** pp. 24 – 46.

Szentpétery, S. v. 1932b: Magmatischer Werdegang und Petrochemie der Gesteine der Gabbroidmasse vom Bükk-Gebirge in Ungarn. – Chemie der Erde. **7.** Jena. pp. 351 – 382.

Szentpétery Zs. 1933a: Az Ortáshegy diabáza a Bükkhegységben. – M. T. T. É. **50.** pp. 399 – 429.

Szentpétery, S. v. 1933b: Physiographie und Genesis der Diabasarten des Bükker Ortásberges. – A. C. M. P. **3.** 1 – 2. pp. 66 – 97.

Szentpétery Zs. 1933c: A bükkhegységi gabbrótömeg kőzeteinek magmatikus képződése. pp. 399 – 429. – Die Bildungsverhältnisse der Diabasgabbrogesteine des Bükkgebirges. p. 430. – M. T. T. É. **49.**

Szentpétery, S. v. 1934a: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. – A. C. M. P. **3.** pp. 149 – 181.

Szentpétery, S. v. 1934b: Petrologische Verhältnisse des Fehérkőberges und die detaillierte Physiographie seiner Eruptivgesteine. – A. C. M. P. **4.** pp. 18 – 123.

Szentpétery Zs. 1935a: A Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél. pp. 253 – 283. – Der eruptive Teil des Fehérkő bei Lillafüred. pp. 284 – 286. – M. T. T. É. **52.**

Szentpétery, S. v. 1935b: Alkaliplagiophyrite aus dem Bükkgebirge. – A. C. M. P. **4.** pp. 171 – 194.

Szentpétery Zs. 1936: A Lillafüredi Szentistván-hegy eruptívumainak általános kőzettani viszonyai. pp. 274 – 306. – Allgemeine Verhältnisse der Eruptivgesteine des Lillafüreder Szentistván-Berges. pp. 307 – 308. – M. T. T. É. **54.**

Szentpétery, S. v. 1937a: Titanomagnetithältige Gesteine der Vaskapugegend vom Bükkgebirge in Ungarn. – A. C. M. P. **6.** pp. 55 – 100.

VASS, A. 1857: Der im Mátraer Gebirge bestehende Silber- und Kupferbergbau und die daselbst seit dem Jahre 1850 gebildeten Grubengewerbschaften. – Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen. **5.** Wien. pp. 174 – 175.

VENDL A. 1939: A szarvaskői wehrlitről. – M. T. T. É. **58.** pp. 591 – 606.

VENDL, M. 1938: Die technisch wichtigen Mineralschätze Ungarns mit Ausnahme der Kohlen und Erdöle, vor und nach dem Zusammenbruch. – Kgl. ung. Palatin Joseph Univers. für technische und Wirtschaftswissenschaften. Sopron. Mitteilungen der Berg- u. Hüttenmännischen Abteilung. **10.** pp. 105 – 304.

*VENKOVITS I. 1951a: Feljegyzés Görömbölytapolca vízkérdéseihez. – M. Á. F. I.-V. O.

*VENKOVITS I. 1951b: Jelentés az 1951. június 15 – 16 – 17-én végrehajtott helyszíni szemléről. – M.Á. F. I.-AD.

*VENKOVITS I. 1953: Bükkszentkereszt község hidrogeológiai viszonyai, a turistamenedékház ivóvízkérdésének szempontjából. – M. Á. F. I.-AD.

VÉGH S.-NÉ 1957: Üledékföldtani jellegzetességek triász karbonátos kőzetekben. pp. 19 – 22. – Sedimentpetrographische Eigenschaften karbonatischer Gesteine aus der ungarischen Trias. pp. 22 – 23. – F. K. **87.**

VÉRTES L. 1950: Upponyi ásatások. – F. K. **80.** pp. 409 – 416.

VITÁLIS I. 1933a: A recski arany-, ezüst- és rézércbányászat. – B. K. L. **66.** pp. 145 – 155.

VITÁLIS, I. 1933b: Der Gold-, Silber- und Kupferbergbau zu Recsk, in Ungarn. – Mitteil. d. berg. u. hüttenmänn. Abt. und kgl. ung. Hochschule f. Berg- u. Forstw. zu Sopron. **5.** pp. 231 – 248.

*VITÁLIS I. 1938: Jelentés a Bükkhegység vasércelőfordulásairól. – M. Á. F. I.-AD.

VITÁLIS I. 1939: Magyarország szénelőfordulásai. – Budapest. pp. 61 – 63.

VITÁLIS I. 1940: Néhány félreismert fosszilis szénelőfordulásról. – B. K. L. **10.** pp. 1 – 12.

*VITÁLIS I. 1943: Jelentés a Bükkhegység karbónkőzeteiről, fő tekintettel a karbón-szénre. – M. Á. F. I. -AD.

VITÁLIS S. 1927: Mátrabánya arany-, ezüst- és rézércbányászata. – F. K. **56.** pp. 30 – 40.

VITÁLIS S. 1952: Vízbeszerzési lehetőségek a Sajó vízgyűjtőjében. pp. 324 – 335. – Wasserbeschaffungsmöglichkeiten im Rezipienten des Sajó. pp. 398 – 399. – H. K. **32.**

WACHTEL, D. 1859: Ungarns Kurorte und Mineralquellen. – Ödenburg.

WAGNER D. 1843: Magyarhon ásványforrásai, különösen a zólyommegyeiek. – Magy. orv. és term. vizsg. Nagygyűl. Munkálatai. **3.** Pest. pp. 37 – 41.

*WEIN GY. 1949: Szakvélemény Diósgyőr vízellátása ügyében. – M. Á. F. I.-AD.

WEIN GY. 1952: Hidrológiai adatok a Bükkhegység keleti részéből. pp. 12 – 19. – Quelques données hydrologiques de la partie orientale de la montagne de Bükk. p. 78. – H. K. **32.**

WEIN GY. 1960: Karbon kőszén kutatásának kilátásai Magyarországon. – Perszpektivü eventual'noj razvedki kamennogo uglja karbonszkogo vozraszta v Vengrii. – B. K. L. **15. (93.)** pp. 604 – 607.

*WILLEMS T. 1953a: Előzetes jelentés a Bélapátfalva környékén végzett cementnyersanyagkutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

*WILLEMS T. 1953b: Zárójelentés az 1953. év IV., V., VI. hónapban végzett cementnyersanyagkutatásról. – M. Á. F. I.-AD.

*WILLEMS T. 1953c: Kiegészítő javaslat a bélapátfalvai tervezett cementgyárhoz. – M. Á. F. I.-AD.

WOLF, H. 1859: Die geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges. – V. G. R. A. **10.** p. 70.

ZIPSER, C. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. – Ödenburg.

ZIPSER, C. A. 1834: Über den Lievrit aus Ungarn. – Neues Jahrbuch. 1834. Stuttgart. pp. 627 – 631.

ZIRKEL, F. 1894: Lehrbuch der Petrographie. – 2. Aufl. **3.** Leipzig, p. 129.

2. A BÜKKI ÚJPALEOZÓIKUM KIFEJLŐDÉSI, FAUNISZTIKAI ÉS IDŐBELI KORRELÁLÁSÁHOZ HASZNÁLT IRODALOM – VERZEICHNIS DER ZUR FAZIELLEN, FAUNISTISCHEN UND ZEITLICHEN KORRELATION DES BÜKKER JUNGPALÄOZOIKUMS GEBRAUCHTEN LITERATUR

a) *Kárpátokon belüli területek – Gebiete innerhalb des Karpatenbogens*

ANDRUSOV, D. 1958: Geológia Československých Karpát. I. – Bratislava. pp. 1 – 304.

BLEAHU, M. 1961: Corrélation des dépôts paléozoïques des Monts Apuseni. – Résumés des communications. V-ème congrès de l'Association Géologique Carpato-Balkanique. Bucarest. p. 27.

BOUČEK, B. – PŘIBÝL, A. 1958: Vorläufiger Bericht über die Ergebnisse der paläontologischen Forschung im marinen Karbon im Gebiete des Zips-Gömörer Erzgebietes. – G. P. Z. **14.** Bratislava. pp. 122 – 123.

BOUČEK, B. – PŘIBÝL, A. 1960: Revision der Trilobiten aus dem slowakischen Oberkarbon. – Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. – G. P. Z. **20.** Bratislava. pp. 5 – 50.

CODARCEA, A. 1940: Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinti. – Anuarul Inst. Geol. Rom. **20.** Bucureşti. pp. 2 – 74.

CODARCEA, A. – RAILEANU, G. – NĂSTĂSEANU, S. 1960: Carboniferul inferior de pe Valea Idegului. – Studii şi Cercetări Geol. Acad. R. P. R. **5.** Bucureşti. pp. 407 – 448.

ERICH, A. 1960: Die Grauwackenzone von Bernstein (Burgenland – Niederösterreich). – Mitteil. Geol. Ges. Wien. **53.** Wien. pp. 53 – 115.

FERENCZI, I. 1943: A Zempléni Szigethegység földtani viszonyai. pp. 392 – 439. – Geologische Verhältnisse des Zempléner Inselgebirges. – É. J. 1939 – 40. I.

FÖLDVÁRI A. 1952: A szabadbattyáni ólomérc- és kövületes karbonelőfordulás. – M. T. A. O. K. **5.** 3. pp. 25 – 53.

FÖLDVÁRI A. – NOSZKY J. – SZEBÉNYI L. – SZENTES F. 1948: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. – Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947 – 1948. évi munkálatairól. Budapest. pp. 5 – 31.

FUSÁN, O. 1961: A Nyugati-Kárpátok újpaleozóikumának fejlődéstörténete. pp. 313 – 318. – Über die Entwicklung des Jungpaläozoikums in den Westkarpaten. pp. 409 – 416. – F. I. É. K. **49.** 2.

Guide des excursions C. – Carpates méridionales. 1961. – V-ème congrès de l'Association Géologique Carpato-Balkanique. Bucarest. pp. 1 – 131.

HERITSCH, F. 1934: Rugose Korallen aus dem Karbon der tschechoslowakischen Karpathen. – Vestník státn. geol. úst. **10.** Praha. pp. 138 – 154.

KISS J. 1951: A szabadbattyáni Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. – Les conditions géologiques et metallogenetiques du Mont Szár de Szabadbattyán. – F. K. **81.** pp. 264 – 273.

MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei. pp. 44 – 56. – New Stratigraphic Results of Hungarian Oil-prospecting Borings. pp. 57 – 58. – F. K. **86.**

NAGY L. 1958: A Román Népköztársaság földtana. I. – Kolozsvár. pp. 1 – 770.

NĚMEJC, F. 1946: Příspěvek k poznání rostlinných nálezů a stratigrafických pomerů v permokarbon na Slovensku. – Rozpr. Čs. Akad. věd. umet. II. tř. **56.** 15. Praha. pp. 1 – 37.

NĚMEJC, F. – SETLÍK, J. 1950: Paleontologické výzkumy v karbonských oblastech na Slovensku. – Věstník státn. geol. úst. **25.** Praha. p. 169.

ONCESCU, N. 1957: Geologia Republicii Populare Romîne. – Bucureşti. pp. 1 – 438.

PRANTL, F. 1934: O mechovkách dobšinského karbonu. – Rozpr. Čs. Akad. věd. umet. II. tř. **44.** 31. – Praha. pp. 1 – 21.

PRANTL, F. 1939: Further note on the Carboniferous Bryozoa from Dobšiná (Slovakia). – Věstník Král. česk. společn. nauk. Tř. mat.-přir. – 1938. 24. Praha. pp. 1 – 5.

RAKUSZ GY. 1932: Dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek. pp. 1 – 58. – Die obercarbonischen Fossilien von Dobsina (Dobšina) und Nagyvisnyó. pp. 1 – 223. – G. H. **8.**

ROZLOZSNIK P. 1939: Alaphegység és paleozóikum. pp. 1 – 45. – Kristallin und Paläozoikum. pp. 47 – 200. – *In:* PÁLFY M. – ROZLOZSNIK P.: A Bihar- és Béli-hegységek földtani viszonyai. I. – Geologie des Bihar- und Béler-Gebirges. I. – Geol. Hung. Ser. Geol. **7.** Budapest.

SCHAFARZIK, F. 1897: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Korniereva. – J. B. G. R. A. 1894. pp. 94 – 104.

SCHRÉTER Z. 1959: A Bükkhegység tengeri eredetű permi képződményei. pp. 364 – 369. – Die marinen Permbildungen des Bükkgebirges. pp. 369 – 373. – F. K. **89.**

SNOPKO, L. 1957: Kurzer Bericht über die stratigraphische Gliederung der Sedimente des älteren Paläozoikums in der Umgebung von Nižná Slana. – G. P. Z. **11.** pp. 36 – 37.

ŠUF, J. 1930: Notes sur les nouvelles localités carbonifères et triasiques aux environs de Dobšiná et Kobeliarovo en Slovaquie. – Věstn. státn. geol. úst. ČSR. **6.** pp. 115 – 117.

*SZABÓ I. 1961: A Balatonfelvidék déli perm területének földtani viszonyai. – Előadás a Magyar Földtani Társulat ülésén. – Vortrag.

SOÓS I. – JÁMBOR Á. 1960: Növénymaradványos felsőkarbon kavicsok a Mecsekhegység helvéti kavicsösszletéből. – Oberkarbonische Pflanzenreste aus den Helvetschottern des Mecsekgebirges (Südungarn). – F. K. **90.** pp. 456 – 458.

TRAPL, S. 1930: Les plantes carbonifères de Dobšiná. – Věstník státn. geol. úst. ČSR. **6.** pp. 27 – 36.

ULRICH, F. – BOUČEK, B. 1931: Výskyty zkamenělin v magnezitové zoně Slovenského Rudohoří. – Věstník státn. geol. úst. **7.** Praha. pp. 203 – 212.

VARRÓK K. 1962: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. – Examens géologiques dans la Montagne de Kőszeg. – É. J. 1960.

b) *A Paleotethys egyéb területei – Übrige Gebiete der Paläotethys*

ACCORDI, B. 1958: Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano). – Annal. Univers. Ferrara. N. ser. – Sez. 9. **3.** 2. pp. 37 – 47.

AIRAGHI, C. 1907: Fossili permiani dei dintorni di Recoaro. – Atti Soc. Ital. Sc. Nat. **46.** pp. 38 – 56.

ALLAN, R. S. 1956: Report of the standing committee on datum-planes in the geological history of the Pacific region. – Proceed. VIII. Pacific Science Congr. Pacific Science Assoc. 1953. **2.** (Nat. Research Counc. Philippines) Quezon City. pp. 325 – 423.

AVIAS, J. – GUÉRIN, S. 1958: Contribution à l'étude des faunes de céphalopodes permotriasiques de Nouvelle-Calédonie: Nautiloïdes et Ammonoïdes. – Bull. Géol. Nouvelle-Calédonie. **1.** Paris pp. 117 – 134.

BASSLER, R. S. 1950: Faunal lists and descriptions of Paleozoic corals. – Mem. Geol. Soc. America. **44.** pp. 1 – 315.

BERHATOV, B. P. – MIKLUHO-MAKLAJ, A. D. – ROMANKO, E. F. – TAIROO, E. L. 1959: Novüe dannüe o permszkih otlozsenijah Szevernogo Pamira. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **125.** 6. pp. 1303 – 1306.

Bešić, Z. 1953: Geologija szeverozapadne Crne Gore. – Naucsno drustvo NR Crne Gore. Cetinje. pp. 1 – 176.

Bešić, Z. M. 1959: Geološki vodič broz narodnu Republiku Crnu Goru. – Geologischer Führer durch Montenegro. – Titograd. pp. 1 – 559.

Blumenthal, M. M. 1944: Contribution à la connaissance du Permo-Carbonifère du Taurus entre Kayseri – Malatya. – Maden Tetkík ve Arama. **9.** 1/31. pp. 105 – 133.

Bonnet, M. – Mme P. 1947: Description géologique de la Transcaucasia méridionale (Chaines de l'Araxe moyen). – Mém. Soc. Géol. France. (Nouv. sér.) **25.** 53. Paris. pp. 1 – 292.

Branson, C. C. 1948: Bibliographic Index of Permian Invertebrates. – Mem. Geol. Soc. America. **26.** pp. 1 – 1049.

Brazsnikova, N. E. – Iscsenko, A. M. – Iscsenko, T. A. – Novik, E. O. – Sul'ga, P. L. 1956: Fauna i flora kamennougol'nih otlozsenij galicijszko – volünszkoj vpadinü. – Izd. Akad. Nauk Ukraniszkoj SzSzR. Kiev.

Broili, F. 1916: Die permischen Brachiopoden von Timor. – Paläontologie von Timor. Lief. VII. pp. 1 – 104.

Bubnoff, S. v. 1952: Fennosarmatia. – Berlin. pp. 1 – 450.

Burna, B. H. 1942: Missourian Triticites of the Northern Mid-Continent. – Journ. Pal. **16.** 6. pp. 739 – 755.

Bükova, M. Sz. 1957: Sztratigraficseszkaja szhema nizsnekamennougol'nüh otlozsenij Central'nogo Kazahsztana. – Izvesztija Akad. Nauk Kazahszkoj SzSzR. (Ser. geol.) **4.** (**29**) pp. 17 – 29.

Castany, G. 1956: Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie-Sicile. – Annal. Min. Geol. **16.** Tunis. pp. 1 – 101.

Chang Lin-hsin 1961: Some Middle Carboniferous Fusulinids from Western K'unlun, Sinkiang. – Acta pal. Sinica. **9.** 2. pp. 156 – 161.

Chao, Y. T. 1927: Productidae of China. Part I. Producti. – Palaeontologia Sinica (B). **5.** 2. Peiping. pp. 1 – 244.

Chao, Y. T. 1928: Productidae of China. Part II. Chonetinae, Productinae and Richthofeninae. – Pal. Sinica (B). **5.** 3. Peiping. pp. 1 – 103.

Chao, Y. T. 1929: Carboniferous and Permian Spiriferidae of China. – Pal. Sinica (B). **11.** 1. Peiping.

Chen, S. 1934a: Fusulinidae of South China. Part I. – Pal. Sinica (B). **4.** 2. pp. 1 – 185.

Chen, S. 1934b: Fusulinidae of the Huanglung and Maping limestones, Kwangsi. – Acad. Sinica. Mem. Nation. Research Inst. Geol. **14.** Nanking. pp. 33 – 35.

Chen, S. 1956: The Fusulinidae of South China. Part II. – Pal. Sinica (B). New ser. **6.** pp. 17 – 71.

Chi, Y. S. 1931: Weiningian (Middle Carboniferous) Corals of China. – Pal. Sinica (B). **12.** 5. Peiping. pp. 1 – 70.

Ciry, R. – Mathieu, G. 1947: Sur la faune des Calcaires dits à Bellerophons du Permien supérieur de l'Extrême Sud Tunisien. – Compte rendu Soc. Géol. France. 1947. 9 – 10. pp. 189 – 191.

Cooper, Ch. L. 1947: Upper Kinkoid (Mississippian) microfauna from Johnson Country, Illinois. – Journ. Pal. **21.** 2. pp. 81 – 94.

Cowper-Reed, F. R. 1925: Upper Carboniferous Fossils from Chitral and the Pamirs. – Pal. Indica. New Ser. **6.** 4. pp. 1 – 154.

Cowper-Reed, F. R. – Cotter, G. P. – Lahiri, H. M. 1930: The permo-carboniferous succession in the Warcha Valley, Western Salt Range, Punjab. – Records Geol. Survey India. **62.** Calcutta. pp. 412 – 443.

Cross, A. T. – Hoskins, J. H. 1952: The Devonian – Mississippian transition flora of east-central United States. – Compte rendu du IIIe Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 113 – 122.

Delépine, G. 1937: La Carbonifère du Sud de la France et du NO de l'Espagne (Asturies). – Compte rendu du IIe Congrès Carbonifére, Heerlen 1935. **1.** pp. 139 – 158.

DELÉPINE, G. 1952: Les niveaux marins du Carbonifère aux deux bords de la Cuvette Mesogéenne. Comparaison avec deux des bassins houilliers du NW de l'Europe. – Compte rendu du IIIe Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 131 – 133.

DOMERGUE, CH. – DUMON, E. – LAPPARENT, A. F. DE – POSSEL, P. 1952: Sud et Extrême-Sud Tunisiens. – XIX. Congrès géol. internat. 2. sér. Tunisie. **7.** Tunis. pp. 1 – 38.

DOUGLAS, J. A. 1936. A Permo-Carboniferous Fauna from South-West Persia (Iran). – Pal. Indica. New ser. **22.** 6. pp. 1 – 59.

DOUGLAS, J. 1950: The carboniferous and Permian Faunas of South Iran and Iranian Baluchistan. – Pal. Indica. New ser. **22.** 7. pp. 1 – 57.

DRONOV, V. J. – LEVEN, E. J. 1961: K voproszu o geologii Jugo-vosztocsnogo Pamira. – Szovetszkaja Geologija. 1961. 11. pp. 21 – 36.

DUNBAR, C. O. 1933: Stratigraphic Significance of the Fusulinids of the Lower Productus Limestone of the Salt Range. – Rec. Geol. Surv. India **66.** pp. 405 – 413.

DUNBAR, C. O. 1939: Permian Fusulines from Central America. – Journ. Paleont. **13.** pp. 344 – 348.

DUNBAR, C. O. 1940: The type Permian: its classification and correlation. – Bull. American Association Petroleum Geologists. **24.** 2. pp. 237 – 281.

DUNBAR, C. O. 1955: Permian Brachiopod faunas of Central East Greenland. – Meddel. om Grønland. **110.** 3. København. pp. 1 – 169.

DUNBAR, C. O. – SKINNER, J. W. 1936: Schwagerina versus Pseudoschwagerina and Paraschwagerina. – Journ. Paleont. **10.** 2. pp. 83 – 91.

DUNBAR, C. O. – HENBEST, L. G. 1942: Pennsylvanian Fusulinidae of Illinois. – Bull. State Geol. Survey **67.** Urbana. pp. 1 – 218.

DUNBAR, C. O. – BAKER, A. A. – COOPER, G. A. – KING, P. B. – MCKEE, E. D. – MILLER, A. K. – MOORE, R. C. – NEWELL, N. D. – ROMER, A. S. – SELLARDS, E. H. – SKINNER, J. W. – THOMAS, H. D. – WHEELER, H. E. 1960: Correlation of the Permian Formations of North America. – Bull. Geol. Soc. America. **71.** pp. 1763 – 1806.

ELIAS, M. K. – CONDRA, G. E. 1957: Fenestella from the Permian of West Texas. – Memoirs Geol. Soc. America. **70.** pp. 1 – 158.

ELLIOT, G. F. 1955: The Permian calcareous alga Gymnocodium. – Micropaleontology. **1.** 1. pp. 83 – 90.

ELLIOT, G. F. 1960: Fossil Calcareous Algal Floras of the Middle East with a note on a Cretaceous problematicum Hensonella cylindrica gen. et sp. nov. – Quarterly Journ. Geological Society London. **115.** 3. pp. 217 – 232.

EMBERGER, J. 1958: Note préliminaire sur les facies à Algues du Permien du Dj. Tebaga (Sud Tunisien). – Soc. Géol. France. Compte rendu sommaire des séances. 1958. **3 – 4.** pp. 49 – 51.

ENDO, R. 1950: Calcareous Algae of the Younger Palaeozoic of the Kitakami Mountainland. – Journ. Geol. Soc. Japan. **56.** pp. 279 – 280.

ENDO, R. 1953: Stratigraphical and Palaeontological Studies of the Later Palaeozoic Calcareous Algae in Japan. V. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **23.** Tokyo. pp. 117 – 126.

ENDO, R. 1954: Brief historical geology of Manchuria. – Congrés géol. internat. Alger 1952. Section XIII. Questions diverses de Géologie générale. Partie I. Stratigraphie et sédimentation. **13.** Alger. pp. 49 – 66.

ENDO, R. 1956: A brief summary of the study of paleozoic calcareous algae in Japan. – Proceed. VIII. Pacific Science Congr. Pacific Science Assoc. 1953. **2.** (Nat. Research Counc. Philippines). Quezon City. pp. 424 – 426.

ENDO, R. – HORIGUCHI, M. 1957: Stratigraphical and Palaeontological Studies of the Later Palaeozoic Calcareous Algae in Japan. XII. – Fossil Algae from the Fukuji District in the Hida Massif. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **28.** 4. Tokyo. pp. 169 – 177.

Erk, A. S. 1942: Étude géol. de la région entre Gemlik et Bursa (Turquie). – Veröff. Inst. Lagerstaettenforsch. Türkei. Ser. B. Abhandl. **9.** Ankara. pp. 1 – 295.

Finks, R. M. 1960: Late paleozoic Sponge faunas of the Texas region. The Siliceous Sponges. – Bull. Amer. Mus. Nat. Hist. **120.** 1. New York. pp. 1 – 160.

Fomicsev, V. D. 1953: Korallü Rugosa i sztratigrafija szredne- i verhnekamennougol'nüh i permszkih otlozsenij Doneckogo Baszszejna. – Moszkva. pp. 1 – 622.

Forsch, N. N. 1937: Samarskaya Luka. – Internat. XVII. Geol. Congress. The Permian excursion. Southern part. pp. 37 – 53.

Frech, F. 1894: Die Karnischen Alpen. – Abhandl. Nat.-forsch. Ges. Halle. **18.** Halle. pp. 1 – 515.

Frech, F. 1911: Abschliessende palaeontologische Bearbeitung der Sammlungen F. von Richthofens, die Untersuchung weiterer fossiler Reste aus den von ihm bereisten Provinzen sowie der Entwurf einer erdegeschichtlichen Uebersicht Chinas. – Ex: Richthofen, F. F. v.: China. **5.** Berlin. pp. 1 – 289.

Frezon, Sh. E. – Glich, E. E. 1959: Pre-Atoka Rocks of Northern Arkansas. – Prof. Paper Geol. Survey **314-H.** Washington. pp. 171 – 189.

Fujimito, H. 1952: The Fusulinid zones in the Japanese Carboniferous. – Compte rendu du III^e Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 219 – 223.

Fujimoto, H. 1956: The carboniferous-permian boundary in Japan. – Proceed. VIII. Pacific Science Congr. Pacific Science Assoc. 1953. **2.** (Nat. Research Counc. Philippines). Quezon City. pp. 429 – 434.

Gallitelli, E. M. 1956: Il permiano del Sosio e i suoi coralli. – Palaeontographica Italica **49.** (Nuova ser. **19.**) Pisa. pp. 1 – 98.

Gerth, M. 1950: Die Ammonoideen des Perms von Timor und ihre Bedeutung für die stratigraphische Gliederung der Permformation. – Neues Jahrbuch. (B) **91.** Stuttgart. pp. 233 – 320.

Gignoux, M. 1950: Géologique stratigraphique. – Paris. p. 264.

Gorsky, I. I. 1937: Chussovaya to Solikarnsk. The Permian excursion. Northern part. – Internat. XVII. Géol. Congr. 1937. pp. 59 – 94.

Grabau, A. W. 1923 – 24: Stratigraphy of China. I. – Peking. pp. 1 – 528.

Grabau, A. W. 1931: The Permian of Mongolia. – Natural History of Central Asia. **4.** New-York. pp. 1 – 665.

Grabau, A. W. 1936: Early Permian fossils of China. II. Fauna of the Maping Limestone of Kwangsi and Kweichow. – Palaeontol. Sinica (B). **8.** 4. Peiping. pp. 1 – 320.

Gubler, J. 1935: Les Fusulinidés du Permien de l'Indochine. – Mémoir Soc. Géol. France. Nouv. sér. **11.** 4. Mém. 26. Paris. pp. 1 – 171.

Guthörl, P. 1952: Die Leit-Fossilien und Stratigraphie des saar-lothringischen Karbons. – Compte rendu du III^e Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 233 – 242.

Hanzawa, Sh. 1941: The Stratigraphical Relation between the Carboniferous and Permian Formations in Manchuria, Korea and Japan Proper. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **18.** Tokyo. pp. 97 – 108.

Hanzawa, Sh. 1944: Stratigraphic Distribution of the Fusulinid Foraminifera found in South Manchuria and Japan. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **19.** Tokyo. pp. 1 – 10.

Hanzawa, Sh. 1954a: Notes on Afghanella and Sumatrina from Japan. – Jap. Journ. Geol. and Geogr. **24.** Tokyo. pp. 1 – 14.

Hanzawa, Sh. 1954b: Stratigraphical distribution of the Fusulinid Foraminifera in Japan. – Congr. Géol. Internat. Compt. rend. XIX. sess. Alger 1952. Sect. 13. **15.** pp. 129 – 137.

Hayasaka, I. 1922a: Palaeozoic Brachiopoda from Japan, Korea and China. I. Middle and Southern China. – Science Reports Tôhoku Imperial University. (II) **6.** 1. Sendai. pp. 1 – 116.

HAYASAKA, I. 1922b: On some Brachiopods from the Lyttonia Horizon of Kitakami Mountains. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **1.** 2. p. 51.

HAYASAKA, I. 1933: On the carboniferous Brachiopod Fauna from the Nobeyama region, Tatigi prefecture, Japan. – Mem. Facult. Science and Agriculture Taihoku Imperial University. **6.** 2. Geology 3.

HAYASAKA, I. – MINATO, M. 1954: The Paleozoic of Japan. – Congrès Géol. Internat. Comptes rendus de la XIX[e] session. Alger 1952. Sect. XIII. (Quest. div. de géol. générale). I. Stratigr. et sédimentation. Alger. pp. 191 – 204.

HERAK, M. – KOCHANSKY, V. 1960: Gymnocodiacean calcareous algae in the Permian of Yugoslavia. – Gimnokodijacejske vapnenačke alge u permu Jugoslavije. – Geološki Vjesnik. **13.** Zagreb. pp. 185 – 195.

HERITSCH, F. 1927: Materialien zur Kenntnis des Karbons der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Sitzber. Akad. Wissensch. Wien. Math. – nat. w. Klasse (1) **136.** 7 – 8. pp. 295 – 332.

HERITSCH, F. 1928: Notizen zum unteren Perm der Karnischen Alpen. – Sitzber. Akad. Wissensch. Wien. Math.-nat. w. Klasse (1). **137.** 5 – 6. pp. 339 – 343.

HERITSCH, F. 1930: Das Alter der Trogkofelschichten. – Centralblatt f. Min. etc. (B). 1930. 4. pp. 146 – 150.

HERITSCH, F. 1931: Versteinerungen aus dem Karbon der Karawanken und Karnischen Alpen. – Abhandl. Geol. Bundesanstalt. **23.** 3. Wien. pp. 3 – 56.

HERITSCH, F. 1933a: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitteil. Geol. Gesellsch. Wien. **26.** pp. 162 – 190.

HERITSCH, F. 1933b: Rugose Korallen aus dem Trogkofelkalk der Karawanken und der Karnischen Alpen. – Prirosl. Razprave. **2.** Ljubljana. pp. 42 – 55.

HERITSCH, F. 1934: Die oberpermische Fauna von Žažar und Vrzdenec in den Savefalten. – Vesnik geol. inst. kralj. Jugoslavije. **3.** 1. Beograd. pp. 6 – 61.

HERITSCH, F. 1937: Rugose Korallen aus dem Salt Range, aus Timor und aus Djoulfa mit Bemerkungen über die Stratigraphie des Perms. – Sitzungsberichte Akad. Wissensch. **146.** Wien. pp. 1 – 15.

HERITSCH, F. 1939: Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rundschau. **30.** Stuttgart. pp. 529 – 588.

HERITSCH, F. 1947: Jungpaläozoische Korallen von Sven Hedins Zentralasien-Expedition 1932. – App. A. Stockholm. pp. 147 – 170.

HILL, D. 1948: The Distribution and Sequence of Carboniferous Coral Faunas. – Geol. Magazine. **85.** 3. pp. 121 – 148.

HILL, D. 1958: Sakmarian geography. – Geol. Rundschau. **47.** Stuttgart. pp. 590 – 629.

HIRMER, M. 1940: Die Pflanzen des Karbon und Perm und ihre stratigraphische Bedeutung. I – II. – Palaeontographica. (B) **84.** pp. 45 – 102. et 153 – 269.

HUANG, T. K. 1932: The Permian Formations of Southern China. – Geol. Memoirs (A). **10.** Peiping. pp. 1 – 138.

HUANG, T. K. 1932: Permian Corals of Southern China. – Pal. Sinica (B). **8.** 2. Peiping. pp. 1 – 163.

HUANG, T. K. 1933: Late Permian Brachiopoda of SW China. II. – Palaeontol. Sinica (B). **9.** 2. Peiping. pp. 1 – 172.

HUZIMOTO, H. 1941: Correlation of the Permo-Carboniferous Formations in Eastern Asia. – Journ. Geol. Soc. Japan. **48.** pp. 130 – 131.

HVOROVA, N. V. 1949: Novüj rod mutovcsatüh sziforej iz szrednego karbona Moszkovszkoj szineklizü. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. Nov. szer. **65.** 5. pp. 749 – 752.

IVANOV, A. P. – IVANOVA, E. A. 1937: Fauna brachiopod szrednego i verhnego karbona Podmoszkovnogo baszszejna. – Trudü Pal. Inszt. Ak. Nauk SzSzSzR. **6.** 2. Moszkva. pp. 1 – 212.

IVANOVA, E. A. – HVOROVA, I. V. 1955: Sztratigrafija szrednego i verhnego karbona zapadnoj csaszti Moszkovszkoj szineklizü. – Trudü Pal. Inszt. Akad. Nauk SzSzSzR. **53.** Moszkva. pp. 1 – 278.

JOHNSON, J. H. 1942: Permian limesecreting algae from the Guadalupe Mountains New Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer. **53.** pp. 195 – 226.

JOHNSON, J. H. 1951: Permian Calcareous Algae from the Apache Mountains, Texas. – Journ. Pal. **25.** 1. pp. 21 – 30.

JONGMANS, W. J. 1938: Die Flora des „Stangalpe" Gebietes im Steiermark. – Compte rendu du II^{e} Congrès Carbonifère, Heerlen 1935. **3.** Maestricht. pp. 1260 – 1298.

KAHLER, F. 1934: Ueber das Vorkommen der Fusuliniden im Karbon und Perm der Karnischen Alpen. – Anzeiger Akad. Wien. Math.-nat. Kl. **5.** 7, pp. 233 – 235.

KAHLER, F. 1939: Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattungen Pseudoschwagerina und Paraschwagerina und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senckenbergiana. **21.** 3/4. Frankfurt a. M. pp. 169 – 215.

KAHLER, F. 1947: Die Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehung zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia (II) **56.** Klagenfurt. pp. 59 – 76.

KAHLER, F. 1952: Fazies, Klima und das Problem der Gleichzeitigkeit im Karbon-Permprofil der Karnischen Alpen. – Compte rendu du III^{e} Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 307 – 310.

KAHLER, F. 1959: Sedimentation und Vulkanismus im Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. – Geol. Rundschau. **48.** pp. 141 – 147.

KAHLER, F. 1960: Fortschritte in der Stratigraphie des Jungpaläozoikums Südosteuropas. – Mitt. Geol. Ges. Wien. **51.** pp. 67 – 88.

KAHLER, F. 1961: Ungenauigkeiten der Karbon-Permgrenze im Bereich der Fusuliniden-Fazies. – Neues Jahrb. Geol. Paläont., Mh. 1961. 3. pp. 113 – 124.

KAHLER, F. u. G. 1937: Stratigraphische und fazielle Untersuchungen im Oberkarbon und Perm der Karnischen Alpen. – Compte rendu du II^{e} Congrès Carbonifère, Heerlen 1935. **1.** Maestricht. pp. 445 – 483.

KAHLER, F. u. G. 1961: Synonyme und homonyme Gattungsnamen im Geschlecht der Fusuliniden (Foraminifera). – Neues Jahrb. Paläont., Mh. 1961. Stuttgart. pp. 10 – 14.

KALMÜKOVA, M. A. 1959: O biosztratigrafii v cseszkom razdelenii morszkih verhnepaleozojszkih otlozsenij Darvaza. – Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR **127.** 2. pp. 411 – 414.

KANMERA, K. 1952: The Lower Carboniferous Kakisako formation of Southern Kyushu, with a Description of some Corals and Fusulinids. – Mem. Facult. Science Kyushu University. (D) **3.** 4. Fukuoka. pp. 157 – 177.

KANMERA, K. 1954: Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefekture, Kyushu, Japan. I. Fusulinids of the Upper Middle Carboniferous. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **25.** 1 – 2. Tokyo. pp. 117 – 144.

KANMERA, K. 1954: Fusulinids from the Upper Permian Kuma Formation Southern Kyushu, Japan. With Special Reference to the Fusulinid Zone in the Upper Permian of Japan. – Mem. Facult. Science Kyushu University. (D) **4.** 1. Fukuoka. pp. 1 – 38.

KANMERA, K. 1955: Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefekture, Kyushu, Japan. II. Fusulinids of the Upper Carboniferous. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **26.** 3 – 4. Tokyo, pp. 177 – 192.

KANMERA, K. 1957: Revised Classification of Cancellina and Neoschwagerina, and Evolution of Sumatrininae and Neoschwagerininae. – Mem. Fac. Sci, Kyushu Univ. (D) **6.** 1. Fukuoka. pp. 47 – 64.

KANMERA, K. 1958: Fusulinids from the Yayamadake Limestone of the Hikawa Valley, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Japan. III. Fusulinids of the Lower Permian. – Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ. (D) **6.** 3. Fukuoka. pp. 153 – 215.

KING, PH. B. 1948: Geology of the Southern Guadalupe Mountains, Texas. – Geol. Survey. Profess. Paper **215.** Washington. pp. 1 – 183.

KOBAYASHI, T. 1952: Late Palaeozoic and Triassic palaeogeography of Eastern Asia and its relation to the floral evolution. – Compte rendu du IIIe Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **1.** Maestricht. pp. 337 – 345.

KOCH, F. 1933: Beitrag zur Geologie von Montenegro. – Vesnik. **2.** Beograd. pp. 18 – 39.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1951–53: Permske foraminifere i vapnenačke alge obolice Bara u Crnoj Gori. – Permische Foraminiferen und Kalkalgen aus der Umgebung von Bar in Montenegro. – Geol. Vjesnik. **5 – 7.** Zagreb. pp. 295 – 298.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1955: A Rewiew of the Investigations of Fusulinidae in Jugoslavia. – Bull. Scientifique Yougoslavie. **2.** 2. p. 62.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1956a: Pregled dosodašnich istraživanja fuzulinida Jugoslavije. – Übersicht der bisherigen Untersuchungen der Fusuliniden von Jugoslawien. – Prvi jugoslavanski geološki kongres na Bledu 23 – 27. V. 1954. Ljubljana, pp. 139 – 153.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1956b: Die fusuliniden Foraminiferen aus dem Karbon und Perm im Velebit und in der Lika (Kroatien, Jugoslawien). – „Rad" de l'Académie Yougoslave. **305.** pp. 5 – 62.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1956c: Unterpermische Fusuliniden von Sustaši bei Bar in Crna Gora (Montenegro). – Geološki vjesnik. **8 – 9.** Zagreb. pp. 7 – 17.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1957: Über das Vorkommen von Karbon bei Bar in Crna Gora (Montenegro). – Bulletin Scientifique Yougoslavie. **3.** 3. p. 69.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1958a: Nalazišta neošvagerinskih fauna južne Crne Gore. – Die Fundorte der Neoschwagerinenfaunen der südlichen Crna Gora (Montenegro). – Geološki vjesnik. **11.** Zagreb. pp. 21 – 44.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1958b: Die Neoschwagerinenfaunen der südlichen Crna Gora (Montenegro). – Neošvagerinske faune južne Crne Gore (Jugoslavija). – Geološki vjesnik. **11.** Zagreb. pp. 45 – 76.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. 1959: Karbonske i permske Fuzulinidne Foraminifere Velebita i Like. Donji perm. – Die fusuliniden Foraminiferen aus dem Karbon und Perm in Velebit und in der Lika (Kroatien). Unteres Perm. – Palaeontologia Jugoslavica **3.** Zagreb. pp. 1 – 60.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. – RAMOVŠ, A. 1954: *Palaeofusulina nana* LICHAREW aus den Bellerophonschichten von Volaka und ein Vergleich mit den Mikrofossilien anderer Fundorte Sloweniens. – Slov. Akad. znan. umetn. (IV) Hist. nat. Dissertationes. **2.** Ljubljana. pp. 331 – 340.

KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. – RAMOVŠ, A. 1955: Die Neoschwagerinenschichten und ihre Fusulinidenfauna bei Bohinjska Bela und Bled (Julische Alpen, Slowenien, NW Jugoslawien). – Slovenska Akad. znanosti in umetnosti. (IV) Hist. nat. Razprave. **3.** Ljubljana. pp. 402 – 424.

KOCHANSKY, V. – HERAK, M. 1960: On the Carboniferous and Permian Dasycladaceae of Yugoslavia. – O karbonskim i permskim dasikladacejama Jugoslavije. – Geološki vjesnik. **13.** Zagreb. pp. 65 – 94.

KONISHI, K. 1954: A New Species of Gymnocodium and its Algal Associates in the Permian Kosaki Formation of Southern Kyushu, Japan. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **25.** 1 – 2. pp. 1 – 20.

KONISHI, K. 1959: Notes on some Japanese Permian and Cretaceous Algae and their Stratigraphic Setting. – Journ. Facult. Sc. Univers. Tokyo. Sect. II. **11.** 4. Tokyo. pp. 441 – 456.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V. 1950a: Belerophonskij krečnjaci u Nikšičkoj Župi. – Glasnik prir. muzeja Srpske zemlje. (A) **1.** Beograd. pp. 111 – 113.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V. 1950b: Fauna belerofonskich krečnjaka Nikšicke Župe. – Glasnik prir. muzeja Srpske zemlje. (A) **1.** Beograd. p. 73.

KOSTIĆ-PODGORSKA, V. 1954a: Karbonische Korallen von Slovenski Javornik und Javorniki rovt. – Annales géol. Péninsule Balkanique. **22.** Beograd. pp. 93 – 95.

Kostić-Podgorska, V. 1954b: *Stylidophyllum denticulatum* Huang aus dem Perm von montenegrischen Küstenzone. – Annales géol. Péninsule Balkanique. **22.** Beograd. pp. 115 – 119.

Kostić-Podgorska, V. 1958: Paläontologische Bearbeitung der permischen Formen von Crni potok bei Bar (Montenegro). – Geol. Glasznik. **2.** Titograd. pp. 31 – 75.

Kowanjko, N. D. 1957: Unterpermablagerungen im Osten der Russischen Tafel. – Trudü Moskow. Neft. Inst. **19.** pp. 54 – 112.

Kozubova, L. A. – Kulikov, M. V. 1958: Novüe dannüe o permszkih otlozsenijah zapadnogo Zabajkal'ja. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **121.** 4. pp. 712 – 715.

Krivcov, A. I. 1959: O kamennougol'nüh otlozsenijah vosztocsnogo szklona Baltijszkogo scsita v szvjazi sz ih bokszitonosznoszt'ju. – Izvesztija Akad. Nauk SzSzSzR. Szer. geol. 1959. 12. pp. 10 – 27.

Kulikov, M. V. 1955: Novüe dannüe o biosztratigraficseszkom raszcslenenii permszkih otlozsenij Szevero-Verhojan'ja. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **101.** 6. pp. 1101 – 1103.

Kusnarj, L. V. 1959: Dvusztvorcsatüe molljuszki verhnego paleozoja Juzsnoj Ferganü i ih sztratigraficseszkoe znacsenie. – Vesztnik Leningradszkogo Univerz. 1959. **24.** pp. 69 – 75.

Lange, E. 1917: Zum Alter der Neoschwagerinaführenden Dolomite der grossen Paklenica (Nord-Dalmatien). – Verhandl. Geol. R. Anst. 1917. Wien. pp. 165 – 169.

Lapkin, I. Ju. 1961: K sztratigrafii nizsnej permi juga Ruszszkoj Platformü. – Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR. **137.** 1. pp. 143 – 145.

Lebedew, N. 1926: Materialien zur Geologie des Donez-Bassins. I. Paläontol. Charakteristik einiger geologischen Horizonte karbonischer Fossilien Russlands. – Scient. Mag. Geol. Cath. Katerynoslaw. State Publ. Off. Ucraina, 1926. pp. 87 – 129.

Lee, J. S. 1927: Fusulinidae of North China. – Palaeont. Sinica (B). **4.** 1.

Lee, J. S. 1931: Distribution of the dominant types of the Fusulinoid Foraminifera in the Chinese seas. – Bull. Soc. Geol. China. **10.** 4. pp. 273 – 288.

Lee, J. S. 1934: Taxonomic Criteria of Fusulinidae with Notes on Seven New Permian Genera. – Mem. Nation. Research Inst. Geol. **14.** Nanking. pp. 1 – 32.

Lee, J. S. 1936 – 37: Foraminifera from the Donetz Basin and their Stratigraphical Significance. – Bull. Geol. Soc. China. **16.** pp. 57 – 99.

Lee, J. S. – Chen, S. – Chu, S. 1930: The Huanglung Limestone and its fauna. – Acad. Sinica. Mem. Nat. Research Inst. Geol. **9.** pp. 85 – 143.

Lee, J. S. – Chu, S. 1930: Note on the Chihsia Limestone and its associated formation. – Bull. Geol. Soc. China. **9.** 1. pp. 37 – 44.

Leonardi, P. 1953: La formazione desertiva permiana della arenarie di Val Gardena e la loro flora e fauna. – Congr. Géol. Internat. – Compt. r. XIX. Sess. Alger 1952. VII. **7.** Alger. pp. 33 – 36.

Leven, E. A. 1959: Permszkie otlozsenija Central'nogo Pamira. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **128.** 2. pp. 369 – 371.

Li Szi-huan 1952: Geologija Kitaja. – Izd. inosztr. lit. Moszkva.

Likharev, K. 1937: The Upper Permian of the Northern Caucasus and its Brachiopod Fauna. – Internat. XVII. Geol. Congress. Abstract of papers. pp. 106 – 107.

Licharev, B. 1939: The atlas of the leading forms of the fossil fauna U. S. S. R. **6.** Permian. – Atlasz rukovodjascsih form iszkopajemüh fauni SzSzSzR. **6.** Permszkaja szisztema. Leningrad – Moszkva. pp. 1 – 268.

Likharev, B. K. 1959: On the boundaries and principal division of the Permian system. – Szovetszkaja Geologija 1959. **6.** pp. 13 – 30.

Likharev, B. K. 1961: On the Boundary between the Divisions of the Permian in the Principal Sections of South Europa and South Asia. – Szovetszkaja Geologija. 1961. 3. pp. 56 – 68.

Lu Yen-hao 1956: The permian of Liangshan and its bearing on the classification and correlation of the Permian rocks of South China. – Scientia Sinica. **5.** 4. Peking. pp. 733 – 762.

Lys, M. – Serre, B. 1958: Contribution à la connaissance des microfaunes du paléozoïque. Études micropaléontologiques dans le Carbonifère marin des Asturies (Espagna). – Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides. **13.** 6. pp. 879 – 916.

Mal'kovszkij, F. 1961: O polozsenii ural'szkogo jarusza Tatarii v unificirovannoj szheme permszkih i kamennougol'nüh obrazovanij. – Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR. **137.** 4. pp. 931 – 933.

Mansuy, H. 1912: Mission du Laos I. Geol. des environs de Luang – Prabang. – Hanoi – Haiphong. pp. 1—32.

Marez Oyens, F. A. H. W. 1938: Preliminary note on the occurrence of a new ammonoid fauna of Permian age on the island of Timor. – Proceedings Koninkl. Akad. Wetenschapt. Amsterdam. **41.** pp. 1122 – 1126.

Marinov, N. A. 1957: Sztratigrafija Mongol'szkoj Narodnoj Reszpubliki. – Moszkva (Izd. Akad. Nauk SzSzSzR) pp. 1 – 267.

Metz, K. 1936: Eine Fauna aus den untersten Schichten des Obercarbons der Karnischen Alpen (Waideggerfauna). – Neues Jahrbuch (B). Beilageband **75.** pp. 163 – 189.

Meyer, O. E. 1922: Brachiopoden des Perm und Untercarbon der Residentschaft Djambi (Sumatra). – Verh. Geol. – mijnb. Genootsch. Nederland. Kol. – Ser. geol. 5. pp. 203 – 222.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1956a: O jarusznoj skale szrednego karbona. – Vesztnik Leningradszkogo Universziteta. Szer. Geol. Geogr. **18.** 3. Leningrad. pp. 14 – 28.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1956b: Novüe dannüe sztratigrafii permszkih otlozsen i Szevero-Zapadnogo Kavkaza. – Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR. **108.** 3. pp. 530 – 532.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1958a: Szisztematika vüszsih fuzulinid. – The systematic of Verbeekinaceae. – Vesztnik Leningradszkogo Universziteta. Szer. Geol. i Geogr. **12.** 2. pp. 5 – 14.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1958b: Über die Stufeneinteilung der Permablagerungen in den südlichen Gebieten der UD SSSR. – Dokladü Akad. Nauk SSSR. **120.** 1. pp. 175 – 178.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1960: Korreljacija verhnepaleozojszkih otlozsenij Szrednej Azii, Kavkaza i Dal'nego Vosztoka po dannüm izucsenija foraminifer. – The correlation of Upper Paleozoic Deposits of Middle Asia, Caucasus and the Far East of the USSR on the basis of study of Foraminifera. – Intern. Geol. Kongr. XXI. – Rep. Soviet Geolog. Problem 6. Pre-quaternary Micropaleont. Moscow. pp. 69 – 77.

Mikluho-Maklaj, A. D. 1961: Sztratigrafija permszkih otlozsenij Szrednej Azii. – Vesztnik Leningradszk. Universziteta. **12.** Szer. geol. geogr. 2. Leningrad. pp. 18 – 41.

Mikluho-Maklaj, A. D. – Rauzer-Csernouszova, D. M. – Rozovszkaja, Sz. E. 1958: Szisztematika i filogenija fuzulinidej. – Voproszü mikropaleontologii (Akad. Nauk SzSzSzR) **2.** Moszkva. pp. 5 – 21.

Mikluho-Maklaj, K. V. 1954: Foraminiferü verhnepermszkih otlozsenij Szevernogo Kavkaza. – Goszgeoltehizdat. Moszkva. pp. 1 – 123.

Miller, A. K. 1933: Age of the Permian Limestones of Sicily. – American Journ. Science. **26.** pp. 409 – 427.

Miller, A. K. 1938: Comparison of Permian Ammonoid somes of Sovjet Russia with these of North America. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. **22.** pp. 1014 – 1019.

Miller, A. K. – Downs, M. R. 1950: Ammonoids of the Pennsylvanian Finis shale of Texas. – Journ. Pal. **24.** pp. 185 – 218.

Miller, A. K. – Parizek, E. J. 1948: A Lower Permian Ammonoid Fauna from New Mexico. – Journ. Pal. **22.** pp. 350 – 358.

Miller, A. K. – Thomas, H. D. 1936: The Casper Formation (Pennsylvanian) of Wyoming and its Cephalopod Fauna. – Journ. Pal. **10.** 8. pp. 715 – 738.

Minato, M. 1941: On the Lower Carboniferous Deposits at Setami, Kesen-gori Iwate Prefecture. – Journ. Geol. Soc. Japan. **48.** pp. 469 – 490.

Minato, M. 1944: Stratigraphic Division of the Permian in South Kitakami Mountainland. – Journ. Geol. Soc. Japan. **51.** pp. 83 – 90.

Minato, M. 1956: Japanese Carboniferous and Permian Corals. – Journ. Facult. Science Hokkaido University. (IV) Geology and Mineralogy. **9.** 2. Sappero. pp. 1 – 202.

Mutschlechner, G. 1933: Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein. – Verhandl. Geol. Bundesanst. Wien. 1 – 2. p. 136.

Nehorosev, V. P. 1958: Geologija Altaja. – Goszgeoltehizdat. Moszkva. pp. 1 – 262.

Nel'zina, R. E. 1958: Pectinacea iz nizsnej permi Priural'ja. – Vesztnik Leningradszkogo Universziteta. Szer. geol. geogr. **12.** 2. Leningrad. pp. 57 – 71.

Noda, M. 1942: Carboniferous-Permian Boundary in the Fuchou Coal-Field, Southern Manchoukuo. – Bull. Centr. Nat. Mus. Manchoukuo. **3.** pp. 45 – 51.

Ogilvie-Gordon, M. M. 1927: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. I – III. – Abhandl. Geol. Bundesanst. **24.** 1 – 2. Wien.

Owodenko, B. – Horon, O. 1952: Échelle stratigraphique du bassin houiller de Djérada (Maroc Oriental). – Compte rendu du IIIe Congrès Carbonifère, Heerlen 1951. **2.** Maestricht. pp. 487 – 492.

Ozaki, K. 1931: Upper Carboniferous Brachiopods from North China. – Bull. Shanghai Science Institute. **1.** 6.

Ozawa, J. 1926 – 27: Some Carboniferous Fossils collected in Manchuria and Korea. – Japan. Journ. Geol. Geogr. **5.** 3. pp. 77 – 93.

P'an Kiang 1956: On the palaeozoic stratigraphy of the Nanking Hills. – Scientia Sinica. **5.** 3. pp. 543 – 559.

Pantić, S. 1958: Gastropodenfauna aus dem oberen Perm in der Umgebung von Boan (Montenegro). – Geol. Glasznik. **2.** Titograd. pp. 170 – 171.

Parona, C. F. 1890: Brevi notizie sulla fauna carbonifera de Monte Pizzùl in Carnia. – Bull. Soc. Geol. Ital. **9.** 1. Roma. pp. 56 – 70.

Pascoe, E. H. 1959: A manual of the Geology of India and Burma. – Calcutta-Delhi.

Petrenko, A. 1937: Lower Carboniferous and Upper Palaeozoic deposits of the district of Russian Harbour and the Barents Islands. – Internat. XVII. Geol. Congress. The Novaya Zemlya excursion. II. Routes. Leningrad. pp. 60 – 72.

Pia, J. v. 1937: Die wichtigsten Kalkalgen des Jungpaläozoikums und ihre geologische Bedeutung. – Compte rendu du IIe Congrès Carbonifère, Heerlen 1935. **2.** Maestricht. pp. 765 – 856.

Plummer, F. B. 1947: Lower Pennsylvanian strata of Llano Region. Summary of classification. – Journ. Pal. **21.** 2. pp. 142 – 146.

Podgorska, V. A. 1939: Nouvelles contributions à la connaissance des formations paléozoïques aux environs de Prača (Bosnien). – Annal. géol. Péninsule Balkanique. **16.** Beograd. pp. 126 – 127.

Popol, S. A. – Tromp, S. W. 1954: The stratigraphy and main structural features of Afghanistan. I – II. – Proc. konickl. nederl. acad. wetensch. **57.** 3. Amsterdam. pp. 370 – 394.

Ramovš, A. 1954: Mladopaleozojski skladi na Konjiški gori in Južno od Žič. – Upper palaeozoic strata on Konjiška Gora-mountain one south of Žiče (Eastern Karawanke). – Geologija. Razprave in poročila. **2.** Ljubljana. pp. 221 – 224.

Ramovš, A. 1954: *Edmondia permiana bisulcata* n. subsp. aus den Bellerophonschichten bei Žažar. – Slov. Akad. znan. umetn. Cl. IV. Dissertationes. **2.** Ljubljana. pp. 321 – 328.

Ramovš, A. 1954: Le développement stratigraphique du paléozoïque en Slovénie. – Bull. Scient. Yougoslavie. **2.** p. 22.

Ramovš, A. 1955: Die Neoschwagerinenschichten in den Julischen Alpen. – Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Mh. **10.** pp. 455 – 457.

Ramovš, A. 1956: Razvoj paleozoika na Slovenskem. – Prvi jugoslavanski geološki Kongres na Bledu 23 – 27. V. 1954. – Ljubljana. pp. 27 – 34.

Ramovš, A. 1957: Razvoj in nomenklatura zgornjepermskih skladov v Jugoslaviji. pp. 177 – 182. – Entwicklung und Nomenklatur des Oberperms in Jugoslawien. pp. 183 – 184. – Zbornik II. Kongr. geol. FNRJ. Sarajevo.

Ramovš, A. 1958a: O faciesih v zgornjem wordu in zgornjem perm v Sloveniji. – On the facies from the Upper Word and Upper Permian in Slovenia. – Geologija. **4.** Ljubljana. pp. 191 – 192.

Ramovš, A. 1958b: Razvoj zgornjega perma v Loških in Polhograjskih hribih. – Die Entwicklung des Oberperms im Bergland von Škofja Loka und Polhov Gradec. – Slovenska Akad. znan. umetn. Cl. IV. Dissertationes. **4.** Ljubljana. pp. 450 – 662.

Ramovš, A. 1960: Razvoj mlajših paleozojskih skladov v Vitanjskem nizu. pp. 170 – 215. – The development of upper paleozoic strata in the Vitanje Hills (Slovenia, NW Yugoslavia.) pp. 215 – 234. – Geologija. Razprave in poročila. **6.** Ljubljana.

Rauzer-Csernouszova, D. M. 1938: Verhnepaleozojszkie foraminiferü Szamarszkoj Luki i Zavolzs'ja. – Trudü Geolog. Insztituta Akad. Nauk SzSzSzR. **7.** pp. 69 – 167.

Rauzer-Csernouszova, D. M. 1940: Sztratigrafija verhnego karbona i artinszkogo jarusza zapadnogo szklona Urala i materiali k faune fuzulinid. – Trudü Inszt. Geol. Nauk Ak. SzSzSzR. **7.** Geol. ser. (No. 2.) pp. 37 – 102.

Rauzer-Csernouszova, D. M. 1949: Sztratigrafija verhnekamennougol'nih i artinszkih otlozsenij Baskirszkogo Priural'ja. – Trudü Inszt. Geol. Ak. Nauk SzSzSzR. **105.** (Geol. szer. **35.**) pp. 1 – 20.

Rauzer-Csernouszova, D. M. 1960: Revizija svagerin sz blizkimi rodami i granica karbona i permi. – Vopr. Mikropaleont. **4.** Ak. Nauk SzSzSzR. pp 3 – 32.

Rauzer-Csernouszova, D. M. – Kireeva, G. D. – Leontovics, G. E. – Grüzlova, N. D. – Szafonova, T. P. – Csernova, E. I. 1951: Szrednekamennougol'nüe fuzulinidü Ruszszkoj platformü i szovpredel'nüh oblasztej. – Ak. Nauk SzSzSzR. Moszkva. pp. 3 – 370.

Rauzer-Csernouszova, D. M. – Scserbovics, Sz. F. 1958: O svagerinovom gorizonte central'noj csaszti Ruszszkoj platformü. – Trudü Geol. Inszt. Ak. Nauk SzSzSzR. **13.** pp. 3 – 56.

Reed, F. R. C. 1927: Palaeozoic and mesozoic fossils from Yun-nan. – Memoirs Geol. Surv. India. Pal. Indica. New ser. **10.** 1. Calcutta. pp. 1 – 331.

Reed, F. R. C. 1944: Brachiopoda and Mollusca from the Productus Limestone of the Salt Range. – Pal. Indica. New ser. **23.** 2. Calcutta. pp. 1 – 678.

Renz, C. – Reichel, M. 1945: Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie des ostmediterranen Jungpaläozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem. I – II. – Ecl. Geol. Helv. **38.** 3. pp. 211 – 313.

Resenija mezsvedomsztvennogo szovescsanija po razrabotke unificirovannüh sztratigraficseszkih szhem dlja Dal'nego Vosztoka. 1958. – Goszgeoltechizdat. Moszkva. pp. 1 – 51.

Rezak, R. 1959: Permian algae from Saudi Arabia. – Journ. Pal. **33.** 4. pp. 531 – 539.

Robinson, V. 1937: A travers la chaîne principale du Caucase. – Excursion au Caucase. Congrès Géol. Internat. XVII. pp. 10 – 57.

Roth, R. – Skinner, J. W. 1930: The fauna of the McCoy formation. Pennsylvanian of Colorado. – Journ. Pal. **4.** pp. 332 – 352.

ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1950: Rod Triticites, ego razvitie i sztratigraficseszkoe znacsenie. – Trudü Pal. Insztituta Akad. Nauk SzSzSzR. **26.** Moszkva – Leningrad. pp. 1 – 77.

ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1952: Fuzulinidü verhnego karbona i nizsnej permi Juzsnogo Urala. – Trudü Pal. Insztituta Akad. Nauk SzSzSzR. **40.** pp. 5 – 50.

ROZOVSZKAJA, Sz. E. 1958: Fuzulinidü i biosztratigraficseszkoe roszcslenenie verhnekamennougol'nüh otlozsenij Szamarszkoj Luki. – Trudü Geol. Inszt. Ak. Nauk SzSzSzR. **13.** Moszkva. pp. 57 – 120.

RUZSENCEV, V. E. 1950: Verhnekamennougol'nüe Ammonitü Urala. – Trudü Pal. Inszt. Ak. Nauk SzSzSzR. **29.** Moszkva.

RUZSENCEV, V. E. 1954: Aszszelszkij jarusz permszkoj szisztemü. – Dokladü Ak. Nauk SzSzSzR. **99.** pp. 1079 – 1082.

SAKAGAMI, S. – OMATA, T. 1957: Lower Permian Fusulinids from Shiraiway Northwestern Part of Ome, Nishitama-gun, Tokyo-to, Japan. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **28.** pp. 247 – 264.

SALOPEK, M. 1942: O gornjem paleozoiku Velebita u okoliu Brušana i Baških Oštarja. – „Rad" Hrvatske Akad. znam. umjetn. Mat. priv. razr. **85.** Zagreb. pp. 218 – 272.

SALOPEK, M. 1942: Über das obere Paläozoikum von Brušana und Baške Oštarije im Velebitgebirge. – Bull. internat. Acad. sci. Cl. math. nat. **35.** Zagreb. pp. 55 – 81.

SALOPEK, M. 1948: O gornjem paleozoiku sjeveroistočnog podnožja Velebita i Like. pp. 101 – 142. – Sur le paléozoïque supérieur du pied NE de la montagne de Velebit et de la Lika. pp. 145 – 170. Prirodosl. istraž. Jugosl. Akad. **24.** pp. 101 – 143.

SALOPEK, M. 1952a: O gornjem permu Velika Paklenice u Velebitu. – „Rad" Acad. Yougoslave. 289. Zagreb. pp. 5 – 26.

SALOPEK, M. 1952b: Über das obere Perm der Velika Paklenica im Velebit. – Bull. internat. Acad. sci. Cl. math. nat. **7.** Zagreb. pp. 5 – 13.

SALOPEK, M. 1960: Über das obere Paläozoikum der Umgebung von Mrzla Vodica und Crni Lug. – Prirodoslovna istraživanja. **29.** Acta geol. 2. Zagreb. pp. 132 – 137.

SAURIN, E. 1956: La géologie de l'Indochine. – Proceed. VIII. Pacific Science Congr. Pacific Science Assoc. 1953. **2.** (Nat. Research Counc. Philippines). Quezon City. pp. 313 – 323.

SAURIN, E. 1960: Foraminifères et position stratigraphique de quelques calcaires anthracolithiques indochinois. – Compte rendu Soc. Géol. France. 1960. 7. pp. 171 – 173.

SCUPIN, M. 1900: Die Spiriferen Deutschlands. – Pal. Abhandlungen. Neue Folge **4.** 3. Jena. pp. 207 – 344.

SCHELLWIEN, R. – DYHRENFURTH, G. – STAFF, H. v. 1909: Monographie der Fusulinen. II. Die asiatischen Fusulinen. – Palaeontographica. **56.** pp. 147 – 176.

SCHUCHERT, CH. 1935: Correlations of the more important marine Permian sequences. – Bull. Geol. Soc. America. **46.** pp. 1 – 46.

SCHWARZBACH, M. 1936: Die Trilobiten im Oberkarbon Oberschlesiens. – Jahrb. Preussisch. Geol. Land.-Anst. Berlin. **56.** pp. 422 – 443.

SEMICHATOWA, S. V. 1927: Carboniferous limestone in the Don-region. – Bull. Com. Géol. **46.** Leningrad. pp. 369 – 389.

SEMICHATOWA, S. V. 1929: Contribution to the stratigraphy of the carboniferous on the right side of the Don-River. – Bull. Com. Géol. **48.** 2. Leningrad. pp. 113 – 133.

SHENG, J. C. 1958a: Fusulinids from the Penchi series of the Taitzeho Valley, Liaoning. – Pal. Sinica. **143.** (New ser. B. **7.**) pp. 55 – 117.

SHENG, J. C. 1958b: Some Fusulinids from the Maokou Limestone of Chinghai Province, Northwestern China. – Acta Palaeontol. Sinica. **6.** 3. pp. 280 – 298.

SHUNG, J. – CHANG, L. H. 1958: Fusulinids from the type-locality of the Changhsing limestone. – Acta Pal. Sinica. **2.** 205 – 209.

SIMIĆ, V. 1932: Beitrag zur Geologie von Westserbien. – Vesnik. **1.** Beograd. pp. 41 – 54.

SIMIĆ, V. 1933: Das Oberperm in Westserbien. – Mém. Serv. géol. Yougoslavie. **1** pp. 84 – 130.

SIMIĆ, V. 1934: Beitrag zur Kenntnis der oberkarbonischen und oberpermischen Faunen von Westserbien. – Vesnik. **3.** Beograd. pp. 127 – 128.

SIMIĆ, V. 1935a: Nekoliko fosila iz gornjega perm Zapadne Srbije. – Vesnik. **4.** Beograd. p. 147.

SIMIĆ, V. 1935b: Gornjokarbonski fosili iz Like u Hrvatskoj. – Vesnik Geol. Inst. Jugosl. **4.** pp. 141 – 145.

SIMIĆ, V. 1938: Ueber die jungpaläozoischen Fazies im Westserbien. – Vesnik Geol. Inst. kralj. Jugoslavije. **6.** Beograd. pp. 105 – 106.

SIMIĆ, V. 1939: Les couches fossilifères du Paléozoïque supérieur dans le Monténégro oriental. – Vesnik Geol. Inst. kralj. Jugoslavije. **7.** Beograd. pp. 151 – 152.

SIMIĆ, V. 1940: Die oberkarbonischen Fossilien von Kranin Potok bei Ljubija (NW-Bosnien). – Vesnik Geol. Inst. kralj. Jugoslavije **8.** Beograd. pp. 94 – 95.

SIMIĆ, V. 1957: Ein Beitrag zur Geologie von Podrinje (Westserbien). – Bull. serv. géol. géoph. R. P. Serbie. **13.** Beograd. pp. 38 – 39.

SIMONS, A. L. 1939: Geological investigations in NE Netherlands Timor. – Amsterdam. pp. 1 – 103.

STEPANOV, P. – ROTAI, A. – LICHAREV, B. – MALIARKIN, A. 1937: Geological description of the Donetz coal basin. – Internat. 17. Geol. Congress. The Southern Excursion. Donetz coal basin pp. 5 – 43.

STOYANOW, A. A. 1910: On the Charakter of the Boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. – Mem. Imper. Russian Mineralog. Society. **47.** 1. Sankt Petersbourg. pp. 61 – 135.

STOYANOW, A. 1942: Revision of the Permo-Triassic sequence at Djulfa, Armenia. – Bull. Geol. Soc. Amer. **53.** p. 1823.

SUJKOWSKI, Z. 1946: The geological structure of East Poland and West Russia – Quarterly Journ. Geol. Soc. **102.** pp. 189 – 201.

SZARÜCSEVA, T. G. – SZOKOLSZKAJA, A. N. 1952: Opredelitel' paleozojszkih brachiopod Podmoszkovnoj Kotlovinü. – Trudü Pal. Inszt. Akad. Nauk SzSzSzR. **38.** Moszkva. pp. 1 – 303.

SZE, H. C. 1930: Zu Schenks Publikationen über die ostasiatische Permokarbon Flora. – Acad. Sinica. Mem. Nation. Research Inst. Geol. **9.** pp. 1 – 8.

SZEMIHATOVA, Sz. V. 1959: Etapü razvitija brachiopod kak odin iz kriteriev provedenija sztratigraficseszkih granic v karbone. – Bjull. moszkovszk. obscsesztva iszpütatelej prirodü. Nov. szer. **64.** Otd. geol. **34.** 1. pp. 93 – 107.

SZOSZNINA, M. I. 1960: Mikrofaunisztics eszkie zonü karbona i permi Szihote-Alinja. – Microfaunistic zones in the Carboniferous and Permian deposits of the Sikhote-Alin. – Internat. Geol. Congr. XXI. – Report Soviet Geologists. Problem 6. Pre-quaternary micropal. – Moscow. pp. 65 – 68.

SZTEPANOV, D. L. 1959: Kamennougol'naja szisztema i ee osznovnüe sztratigraficseszkie podrazdelenija. – Izvesztija Akad. Nauk SzSzSzR. Szer. geol. 1959. 11. pp. 52 – 65.

TEODOROVITSCH, G. I. – GROSDILOVA, L. P. – LEBEDEWA, N. S. 1956: Unterteilung der baschkirischen Stufe in der Gebirgspartie der Autonomen Republik Baschkirien nach der Fauna von Foraminifera. – Doklady Ak. Nauk SSSR. **111.** pp. 434 – 437.

TERMIER, H. 1936: Études géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. I. Les terrains primaires et le permo-trias. – Rabat. pp. 1 – 743.

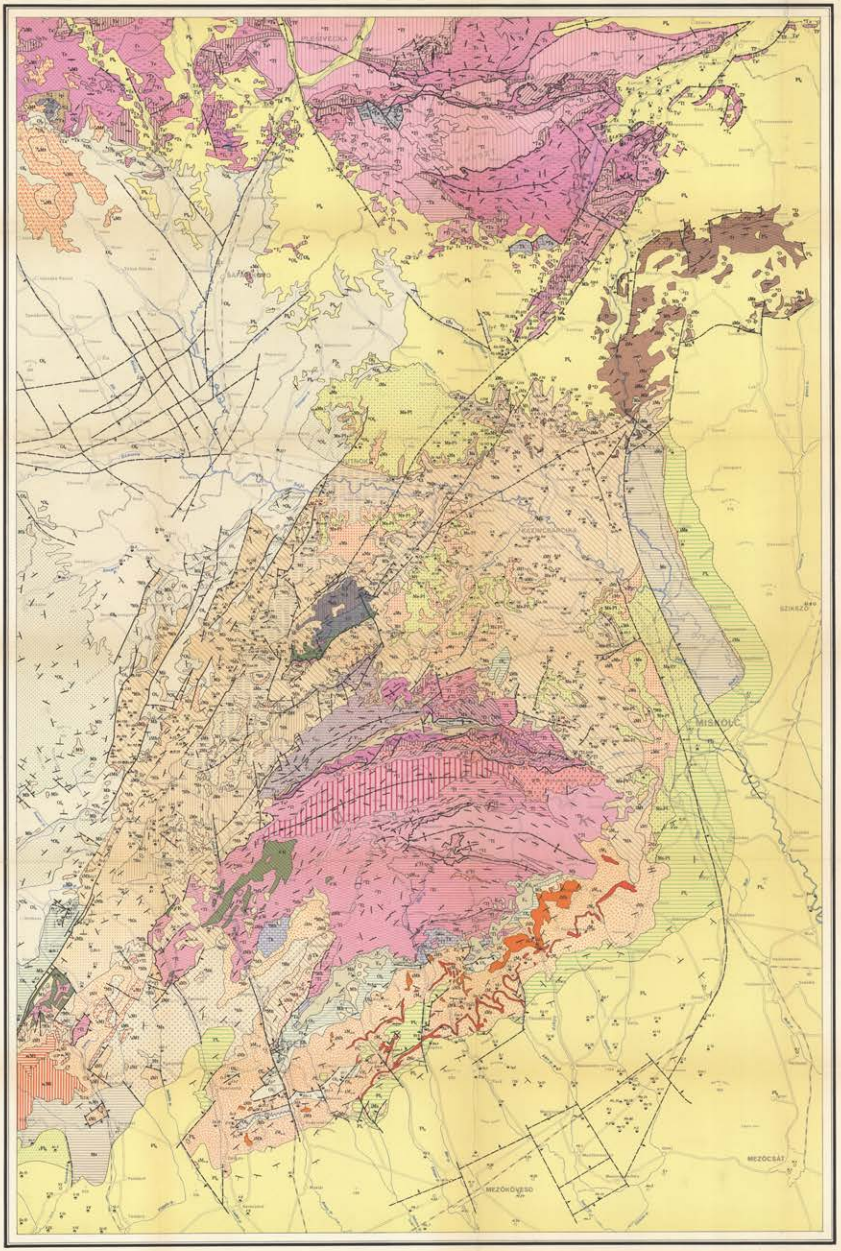
TERMIER, H. et G. 1955: Sur un facies à „Algues" (Ottonosia laminata) observé dans le Permien du Dj. Tebaga (Sud Tunisien). – C. R. Sommaire Soc. Géol. France. pp. 204 – 206.

A BÜKKHEGYSÉG ÉS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

1:100 000

A M. ÁLL. FÖLDTANI INTÉZET EGYSÉGESÍTETT 25 000-ES TÉRKÉPEI
VALAMINT A CSEHSZLOVÁK 200 000-ES FÖLDTANI TÉRKÉP ALAPJÁN

SZERKESZTETTE: BALOGH KÁLMÁN



SZÍN- ÉS JELMAGYARÁZAT

Előkészítés: Schréter Zoltán és Szentes Ferenc
Jövedelmező a Magy. Áll. Földtani Intézet Térképszerkesztősége 1963

M=1:100 000

Felelős kiadó: Pelle József igazgató
Terjedelem: szerkezeti függ. térkép
Sokszorosította: Offset-nyomda Budapest
Felelős vezető: Prenszer Gyula

Amerikanische Einteilung			USA West-Washington		JAPAN Kitakami-Gebirge				JAPAN Akiyoshi			JAPAN Kyushu			FERNER OSTEN Sichota-Alin	Europäische Einteilung		
			Fundstellen	Fusuliniden	Stratigraphische Einheiten	Fusuliniden	Korallen	Andere Fossilien	Statigraphische Einheiten	Fusuliniden	Korallen	Statigr. Einheiten	Fusuliniden	Korallen	Fusuliniden			
PERMIAN	OCHOA				Toyoma / Tsuzuki			*Bellerophon*, *Leptodus*, *Cycloceras*							?	Oberes	Oberes	Oberes
					Ogachi										*Colaniella parva*, *Reichelina* aff. *media*			
	GUADALUPE	CAPITAN	Canyon Creek	*Yabeina*, *Codonofusiella*	Yukisawa / Kanokura / Iwaizaki	*Lepidolina gigantea*, *Yabeina shiraiwensis*, *Neoschwagerina douvillei*, *Verbeekina verbeeki*	*Waagenophyllum indicum*, *Wentzelella subtimorica*, *Wentzelelloides Yatsengia*	*Mizzia velebitana*	Kuman	*Yabeina shiraiwensis*, *Y. yasubaënsis*, *Sumatrina longissima*, *Sumatrina annae*	*Waagenophyllum akasakense*, *Akiyoshiphyllum*, *Wentzelella subtimorica*	Kuman	*Lepidolina*, *Lepidolinen*, *Yabeina yasubaënsis*, *Codonofusiella*	*Waagenophyllum indicum* *Wentzelella*	?	*Lepidolina ussurica*, *L. ornata*, *L.* ex gr. *multiseptata*, *Yabeina sphaerula*, *Y. elegantissima*, *Misellina lepida*, *M. orbicula*, *Neoschwagerina inflata*, *N. craticulifera*, *N.* aff. *texana*, *Verbeekina verbeeki*, *Praesumatrina*	Oberes	Mittleres	
		WORD	Twin Lakes	*Verbeekina*, *Neoschwagerina*, *Boultonia*	Kattisawa	*Parafusulina wanneri*		*Mizzia velebitana*, *Leptodus richthofeni*, *Isogramma paolechowensis*	Akasakan	*Neoschwagerina*: *Yabeina* cf. *tobleri*, *N. douvillei*; *Verbeekina verbeeki*; *N. craticulifera*, *Afghanella schencki*			*Neoschwagerina*, *Verbeekina*, *Cancellina*		*Monodiexodina sutschanica*, *M. wanganensis*, *Misellina* ex gr. *lettensis*			
		LEONARD	?		Kabayama	*Parafusulina* und *Pseudofusulina*	*Yatsengia kabayamaënsis*, *Michelinia multitabulata*	*Mizzia velebitana*	Nabeyaman	*Parafusulina*: *P. kaerimizensis*; *Pseudofusulina ambigua*, *Triticites*, *Misellina claudiae*	*Stylidophyllum yokoyamai*, *Yatsengia ibukiense*, *Waagenophyllum akagoënse*		*Pseudofusulina kraffti*, *Schw.* cf. *longissima*	*Petraia* sp.	?	Mittleres		
															Cancellina primigena, *Misellina claudiae*, *Pseudofusulina vulgaris*, *Ps.* ex gr. *kraffti*			
	WOLFCAMP		South Twin Lakes	*Schwagerina calerus*	Sakamotosawa / Kawaguti	*Pseudoschwagerina*: *Schwagerina*, *Parafusulina* cf. *kattaënsis*, *Par.* cf. *wanneri*	*Huangia hasimotoi*, *Iranophyllum permicum*, *Lophophyllidium suetomii*	*Isogramma*, *Leptodus richthofeni*	Sakamotosawan	*Pseudoschwagerina mutoglhensis*: *Pseudofusulina vulgaris*; *Pseudofusulina lutugini*; *Triticites arcticus*; *Triticites simplex*, *Triticites arcticus*		Sakamotosawan	*Pseudoschwagerina*: *Pseudofusulina krotowi*; *Quasifusulina longissima ultima*; *Triticites montiparus*		?	Unteres		
															Pseudofusulina vulgaris, *P.* aff. *tschernyschewi*, *Schwagerina sphaerica gigas*, *Acervoschwagerina indolasa*			
															?			
PENNSYLVANIAN		Oberes										Hikawan	*Triticites*: *Tr. yayamadakensis*; *Quasifusulina longissima*, *Tr. matsumotoi*, *Quasifusulina longissima*		*Triticites* cf. *sinensis*, *T.* cf. *stuckenbergi*, *T. irregularis annuliferus*, *T.* ex gr. *parvulus*, *T.* cf. *arcticus*, *T. orientalis*	Oberes	Oberes	
		Mittleres										Kuriktan	*Fusulina*: *F. kurikiensis*, *Wedekindellina*, *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea*		*Fusulina* aff. *rauserae*, *Fusulinella pseudobocki*, *F. colaniae*, *F. pulchra*			
															Fusulinella eopulchra, *Profusulinella parva*, *Pseudostaffella confusa*			
					Nagaiwa			*Spirifer* sp.	Akiyoshian	*Fusulinella biconica*, *Fusulinella* cf. *bocki*					?			
		Unteres				*Profusulinella*	*Thysanophyllum*, *Diphyphyllum*		Nagaiwan	*Fusulinella* cf. *bocki*, *Profusulinella beppensis*; *Millerella*	*Nagatophyllum satoi*, *Lonsdaleoides*, *Clisaxophyllum awa*				*Ozawainella* ex gr. *aurora*, *Eostaffella*			
									?									
MISSISSIPPIAN		Oberes			Onimaru	*Millerella marblensis*	*Dibunophyllum*, *Kweichophyllum*; *D. bristolense*					Kakisako	*Millerella japonica*, *M. gigantea*	*Kweichophyllum*, *Dibunophyllum*	?	Unteres	Unteres	Unteres
															Eostaffella mediocris, *E. breviuscula*, *Millerella* aff. *shamordini*			

..... Diskordanz + + + + Sedimentationslücke

Amerikanische Einteilung	SÜDCHINA: Stratigraphische Einheiten	SÜDCHINA: Fusuliniden	SÜDCHINA: Korallen	SÜDCHINA: Andere Fossilien	TIMOR: Stratigr. Einheiten	TIMOR: Fusuliniden	TIMOR: Korallen	TIMOR: Cephalopoden	SALTRANGE: Strat. Einheiten	SALTRANGE: Fusuliniden und Korallen	SALTRANGE: Cephalopoden	SALTRANGE: Andere Fossilien	Europäische Einteilung
OCHOA	Lopingrian: Paoma-Schiefer; Changhsing-Kalk	*Nankinella minor, Reichelina Palaeofusulina* cf. *sinensis, Codonofusiella*	*Waagenophyllum, Liangshanophyllum*	*Oldhamina Leptodus nobilis*	+ +				+ + +		*Brachycycloceras cyclophorum*		Oberes
GUADALUPE CAPITAN	Lopingrian: Wuchiaping-Kalk; ?		*Waagenophyllum*						Oberer		*Episageceras wynnei Cyclobolus*		
	Lopingrian: Wang-po-Sch. / Lung-tan-Kohle; Choutang-Kalk		*Lophophyllum kayseri*	*Leptodus richthofeni*	Amarassi			*Strigogoniatites Xenodiscus*	Chideru	*Waagenophyllum indicum*	*Medlicottia primas Xenodiscus plicatus*	*Macrochilina avellanoides*	
	+ + + + + + + +		*Liangshanophyllum Waagenophyllum*	*Leptodus tenuis, Spiriferellina cristata, Tylopleeta yangtzeensis*	Basleo	*Parafusulina wanneri, Schwagerinen*	*Carruthersella wichmanni*	*Timoroceras Episageceras* *Hyattoceras*	Mittlerer	*Wentzelella timorica Waagenophyllum indicum*	*Xenaspis Medlicottia primas*	*Leptodus nobilis tenuis*	Oberes
	Yangsinian: Maokou-Kalk (Wuhshen)	*Yabeina inouyei, Sumatrinen, Afghanellen, Neoschwag. douvillei*					*Michelinia indica Favosites relictus*	*Xenodiscus Propinacoceras*	Productuskalk	*Michelinia indica Wentzelella salinaria*		*Richthofenia lawrenciana, Nolothyris mediterranea,*	
	Yangsinian: Kuhfeng	*Neoschwagerina craticulifera, Cancellina schellwieni, Misellina lepida, Verbeekina verbeeki*	*Wentzelella timorica W. subtimorica*		Taewei		*Timorphyllum wanneri*	*Adrianites* *Waagenoceras* *Popanoceras, Propinaceras, Agathiceras Sicanites, Stacheoceras, Daraëlites, Parapronorites*	Virgal	*Waagenophyllum virgalense*		*Macrochilina avellanoides*	
	Yangsinian: Maokou-Kalk (Chingnisichung)								+			*Platystoma indicum*	
LEONARD WORD	Chihsia-Kalk	*Parafusulina multiseptata Parafusulina chihsiaënsis*	*Polythecalis yangtzeensis*		Bitauni		*Timorphyllum wanneri Carruthersella wichmanni*	*Perrinites Metalegoceras Propinaceras Timoroceras Agathiceras* *Artinskia timorensis, Stacheoceras, Popanoceras, Adrianites*	Unterer	*Parafusulina kattaënsis, P. pailensis*		*Gangamopteris Glossopteris*	Mittleres
		Nankinella orbicularia Eoverbeekina intermedia	*Michelinia siyangensis Hayasakia elegantula*		Lidak				Amb			*Spiriferellina cristata, Spirifer marcoui, Productus spiralis*	
	Liangshan: + + + + + + + + +	*Misellina claudiae Parafusulina japonica*	*Stylidophyllum volzi*										
WOLFCAMP	Swine	*Pseudoschwagerina orientalis*											
	Chuanshan / Maping	*Rugosofusulina alpina, Pseudof. vulgaris, Quasifusulina longissima, Triticites pusillus, T. regularis, T. contractus, T. simplex*			Somohole	*Schwagerina*		*Eoasianites, Metalegoceras, Propopanoceras, Prosicanites*	Punjab-Serie			*Conularia* *Eurydesma*	Unteres
	Pseudofusulina gregaria, P. tschernyschewi, Pseudoschwagerina „fusulinoides"												
PENNSYLVANIAN Oberes	+ +												Oberes
PENNSYLVANIAN Mittleres	Huanglung (Penchi): Mβ / Mα; Weiningian	*Fusulina cylindrica, Fusulinella provecta, F. bocki, P. pseudobocki*	*Chaeletes, Dibunophyllum* cf. *yüi,*										KARBON
		Pseudostaff. sphaeroidea, Fusilina konnoi, F. samarica, Fusulinella bocki	*Dib. chui, Palaeosmilia yihi,*										
		Fusulina schellwieni Fusulinella pseudobocki	*Campophyllum*										
		Eostaffella subsolanae											
PENNSYLVANIAN Unteres	+ + + + + + + +												Mittleres
MISSISSIPPIAN Oberes													Unteres

Diskordanz + + + + Sedimentationslücke oder terrestrische Ablagerungen

Amerikanische Einteilung	MITTELASIEN (* = Süd-Fergana, ** = SW-Darwas, *** = SO-Pamir)					GROSS-KAUKASUS (mit der Halbinsel Apscheron)			OSTEUROPA		Europäische Einteilung
	Stratigr. Einheiten			*Fusuliniden*	*Andere Fossilien*	Stratigr. Einheiten	*Fusuliniden*	Stratigr. Einheiten	*Fusuliniden*	*Cephalopoden*	
	SO-Pamir	SW-Darwas									
GUADALUPE – OCHOA	Pamir***	Tachtabulak	Tschapsaj	*Reichelina media, Ozawainella mirabilis, Codonofusiella, Palaeofusulina*	*Gymnocodium* sp., *Permocalculus fragilis, Vermiporella* ex gr. *nipponica* Kleinforaminiferen	Abago	*Reichelina, Parareichelina, Codonofusiella, Eoverbeekina, Palaeofusulina nana*	Tatarische Stufe			Oberes
GUADALUPE – CAPITAN		Kutal	Schacharsy		*Geinitzina caucasica, Parapachyphloia* usw.	Urusehten					
GUADALUPE – WORD	Murgab***	Karasu	Iollichar (Kontinental – lakustrisch)	*Reichelina, Neofusulinella, Codonofusiella, Paraverbeekina, Neoschwagerina margaritae, N. colaniae, Afghanella* sp., *Sumatrina* aff. *annae*	*Mizzia* ex gr. *velebitana, M. cornuta, Gymnocodium* sp., Kleinforaminiferen	Nikitina	*Yabeina* sp. *Neoschwagerina hukoensis, Nankinella orientalis*	Kasan-Stufe			Mittleres
		Dejra		*Neoschwagerina* sp.							
		Dschamantal Agalchar		*Leëlla* cf. *bellula, Misellina, Paraverbeekina, Cancellina primigena, Neoschwagerina craticulifera, Afghanella magna, Sumatrina annae, S. pamirica*	Kleinforaminiferen	Kutan	*Neoschwagerina caucasica N. hukoensis, N.* aff. *margaritae, N.* aff. *colaniae, Nankinella orientalis*	Ufa-Stufe			
LEONARD	Darwas**	Kubergandy	Gundara	*Pseudofusulina kraffti, Parafusulina* — *Nankinella* aff. *caucasica, Darvasites contractus, Brevaxina*	*Derbyia* aff. *regularis, Edmondia gibbosa*	Obere	*Parafusulina* aff. *granum avenae, P. padangensis, P. pulla, Darvasites contractus, Pseudofusulina caucasica, Eoverbeekina intermedia*	Kungur: Solikamsk-Schichten; Iren; Filippowskoe			Unteres
	Kubergandy		Safetdaron	*Nankinella orbicularia, Kahlerina* aff. *pachytheca, Minojaponella elongata, Robustoschwagerina*	*Mizzia* sp., *Notohyris mediterranea, Productiden, Martinien*			Artinsk: Sylva, Sarana, Sarga; Irgina / Burzewka; "Cora-Hor."	*Parafusulina lutugini*	*Paragastrioceras*	
	Uluk		Tschelamtschin	*Kahlerina, Brevaxina, Misellina* | *lumida, Brevaxina, Misellina*						*Perrinites* *Medlicottia, Paragastrioceras, Melalegoceras, Thalassoceras*	
			Zygar	*Darvasites daroni, Pseudofusulina globosa*	*Propinacoceras bornemanni, Prosicanites, Artinskia, Popanoceras*						
WOLFCAMP	Karatschatyr* – Ob.	Bazardara	Sebisurch – Choridsch	*Schwagerina asiatica, Sphaeroschwagerina carnica, Rugosischwagerina yabei, Paraschwagerina pseudomira, Pseudofusulina* ex gr. *vulgaris, P. pseudojaponica, Parafusulina fergana*	*Isogramma paotechowensis, Derbyia regularis, Spiriferellina cristata, Dielasma plica, Notothyris exilis*	Untere	*Sewhagerina* cf. *constans, Pseudofusulina* cf. *latioralis*	Sakmara: Sterlitamak; Tastuba (Juresan); Schwagerinen-Horizont	*Pseudofusulina*	*Thalassoceras Melalegoceras, Preshumardites*	Unteres
	Mittl.			*Paraschwagerina pseudomira, Schwagerina asiatica, Robustoschwagerina tumidiformis, Quasifusulina cayeuxi, Pseudofusulina pseudojaponica*	*Cyathoxonia cornu orientalis, Amplexocarinia* aff. *ruzhencevi, Allotrophiophyllum sinense*						
	Unt.			*Rugosofusulina complicata, Pseudofusulina latioralis, Pseudoschwagerina ex gr. uddeni, P. beedei, Schwagerina schamovi*					*Schwagerina* und *Pseudoschwagerina*	*Properrinites* *Shikhanites* und *Protopopanoceras*	
PENNSYLVANIAN – Oberes		Gschel**		*Pseudofusulinen, Quasifusulina compacta, Triticiten, Protriticiten*	*Schizophoria juresanensis, Neophrycodothyris asiatica*	Sedimentationslücke oder terrestrische Ablagerungen — Spuren im Neogen abgetragener Meeresablagerungen (hauptsächlich nur in Apscheron)	*Pseudofusulinen, Triticites schwageriniformis, T.* ex gr. *longus, Quasifusulina longissima*	Ural = Gschel: Orenburg; Gschel: *Omphalotrochus*-Schichten; Kasimow: *Teguliferina*-Schichten; Schigulew	*Pseudofusulina* C_3^{1-e}; C_3^{1-d}; C_2^{1-e}; C_3^{1-b}; C_3^{1-a}; *Triticites* C_3^{1-d}; C_3^{1-c}; C_3^{1-b}; C_3^{1-a}	*Schistoceras Uddenites Shumardites Prouddenites Vidrioceras Neodimorphoceras*	Oberes
		Obermoskau**		*Pseudostaffella pseudosphaeroidea, Fusulinella* ex gr. *colaniae Fusulina eopulchra*	*Echinoconchus elegans, Neophyrcodothyris asiatica, Meekella eximia*		*Pseudostaffella quadrata, Fusiella typica, Fusulinella praecolaniae*	Moskau: Mjatschkowo; Podolsk; Kaschira; Vereja; Martjanowa-Sch.	*Fusulina* und *Fusulinella*	*Eudissoceras*	
PENNSYLVANIAN – Mittleres		Untermoskau**		*Profusulinella* und *Eofusulina*			*Profusulinella coaljutovica, P.* aff. *distorta, P.* all. *rhomboides*		*Fusulina, Fusulinella Eofusulina Aljutovella Profusulinella*	*Anthracoceras*	Mittleres
PENNSYLVANIAN – Unteres		Baschkir**		*Profusulinella syzranica*				Baschkir-Stufe	*Profusulinella Novella Pseudostaffella Eostaffella, Millerella*	*Donetzoceras* *Gastrioceras*	Unteres
MISSISSIPPIAN – Oberes				*Pseudostaffella antiqua*				Namur: C; B; Protva-Schichten; A	*Millerella Eostaffella Seminovella*	*Billinguites, Brantneroceras* *Reticuloceras* *Homoceras* *Eumorphoceras*	Unteres
								Obervisé		*Goniatites*	

KARBON

Diskordanz + + + + Sedimentationslücke

Amerikanische Einteilung		ANATOLIEN Dişkaya dağlari		DINARIDEN					BÜKK-GEBIRGE		Europäische Einteilung		
				Montenegro		Velebit- und Lika-Gebirge							
		Schichtenfolge	*Algen* und *Fusuliniden*	Schichtenfolge	*Fusuliniden*	Stratigraphische Einheiten	*Fusuliniden*	*Andere Fossilien*	Stratigraphische Einheiten	*Fossilien*			
GUADALUPE	OCHOA	Algenkalk	*Mizzia velebitana* *Staffella*	?		„Grenzdolomit"			Dunkler Kalk-komplex	Überganskalk *Waagenophyllum indicum* *Tschernyschewien, Leptodus nobilis* *Edmondia permiana, Nautiloiden* *Nautiloiden, Waagenophyllum indicum* *Kalkalgen, Foraminiferen, Oxytomen* Dolomit (fossilleer)	Oberes	PERM	Oberes
	CAPITAN	Kalkiger Sandstein Kalkstein	*Codonofusiella, Sumatrina, Polydiexodina diskayaēnsis* *Yangchienia, Sumatrina, Polydiexodina bithynica, Verbeekina, Codonofusiella, Palaeofusulina prisca*	Toniger Gymnocodien-Kalk Brekzıöser Kalk	*Reichetina, Codonofusiella, Palaeofusulina nana* *Palaeofusulina* sp., *Polydiexodina, Yabeina, Kahlerina, Neoschwagerina, Sumatrina*	Kalkhorizont Nr. III. „Neoschwagerinen-Dolomit" Kalkhorizont Nr. II.	*Yabeina globosa* *Yabeina globosa*	*Mizzia velebitana* *Gymnocodium bellerophontis* *Mizzia velebitana, M. gabei* *Michelinia* cf. *indica* *Leptodus nobilis*					
	WORD	Korallen-Neoschwagerinen-Kalk	*Mizzia velebitana* *Neoschwagerina* *Sumatrina* *Cancellina* *Misellina claudiae* *Yangchienia* *Codonofusiella* *Reichelina*	Weisser Kalk Hellgrauer Kalk	*Boultonia, Kahlerina, Verbeekina, Neoschwagerina, Sumatrina, Afghanella* *Yangchienia, Misellina, Pseudodoliolina, Neoschwagerina*	Mizzien-Dolomit Kalkhorizont Nr. I.	*Eoverbeekina*	*Waagenophyllum indicum, Edmondia* cf. *permiana, Mizzia* sp. *Orthoceras* *Platystoma indicum*	Bunter Ton-schiefer- und Sandstein-komplex (Lagunäre Fazies)		Mittleres		
	LEONARD	Bläulichgrauer Kalk	*Schwagerina chihsiaēnsis* *Misellina claudiae*	„Trogkofel-Kalk" (Suštaši, Kaludjerac)	*Pseudofusulina*	Kosna-Konglomerat und -Sandstein							
	WOLFCAMP	Klastische und mergelige Bildungen		Mittlerer Rattendorfer Schichten (Suštaši)	*Pseudoschwagerina, Boultonia, Rugosofusulina, Schubertella*	Rattendorfer Schichten: Oberer Horizont	*Pseudoschwagerina*: *Rugosofusulina, Quasifusulina Pseudofusulina*				Unteres		
						Rattendorfer Schichten: Mittlerer Horizont	*Pseudoschwagerina*: *Rugosofusulina, Triticites*						
						Rattendorfer Schichten: Unterer Horizont	*Pseudoschwagerina*: *Quasifusulina longissima*						
PENNSYLVANIAN	Oberes			Kalkstein (Budua)		Auernig-Schichten: Fusulinidenführender Sandstein, Tonschiefer und. Konglomerat	Zone B: *Rugosofusulina complicata, Boultonia willsi, Ozawainella angulata*		Dunkler Tonschiefer, Sandstein, Kalk und Konglomerat (Auernig-Fazies) Bunte Schiefer-Einschlüsse	*Pseudofusulina pseudojaponica, Quasifusulina longissima, Qu. tenuissima. Triticites arcticus, T.* cf. *acutus, T.* ex gr. *ohioënsis*	Oberes	KARBON	Oberes
				Sandstein			Zone A: *Triticites pseudosimplex, Schwagerina pusilla, Rugosofusulina* cf. *alpina*						
	Mittleres					Auernig-Schichten: Dunkler Tonschiefer, Kalk und Konglomerat (Raškirce)	*Fusulina minima, Pseudostaffella pseudosphaeroidea, Pseudoendothyra pseudosphaeroidea*	*Avonia echidniformis, Chaoiella* aff. *gruenewaldti, Linoproductus lineatus, Spirifer zilleli*		*Fusiella typica, Fusulinella schwagerinoides, F. bocki, F. pseudobocki, Fusulina elegans, F. samarica, F. kamensis, F. distenta, Pseudostaffella sphaeroidea, P. subquadrata Hemifusulina moelleri*			Mittleres
	Unteres								Dunkler Tonschiefer und Sandstein				Unteres
MISSISSIPPIAN	Oberes								Kulmschiefer		Unteres		

Diskordanz + + + + Sedimentationslücke

Amerikanische Einteilung	SLOVENIEN Schaschar und Bled	SÜDALPEN Karnische Alpen und Südtirol				SOSIO		Europäische Einteilung
	Fossilien	Stratigraphische Einheiten		*Algen* und *Fusuliniden*	*Korallen*	*Andere Fossilien*	*Cephalopoden*	*Brachiopoden* und *Fusuliniden*	
GUADALUPE OCHOA	Schaschar-Schichten: Fossilfreier Dolomit *Waagenophyllum indicum* Fossilfreie Zone *Kalkalgen-Zone* *Comelicania vultur* *Waagenophyllum indicum* *Richthofenia lawrenciana* *Tyloplecta yangtzeensis* *Favosites relictus, Michelinia indica* *Edmondia permiana* *Palaeofusulina nana, Leptodus nobilis*	Bellerophonschichten	Bellerophon-führende Schichten Dolomit und Rauchwacke Gyps	*Gymnocodium bellerophontis,* *Mizzia velebitana*	*Waagenophyllum indicum*	*Paralecaniles sextensis, Metacoceras inaequicostatum, Brachycycloceras cyclophorum, Tschernyschewien, Comelicanien, Streblopterien*			Oberes
GUADALUPE WORD	*Verbeekina, Neoschwagerina, Sumatrina, Afghanella, Mizzia velebitana, Gymnocodium* cf. *bellerophontis, Leptodus nobilis* (Bled) Grödener Schichten	Grödener Tarviser Brekzie Schichten				*Paraprononites* sp. Tetrapoden-Fährten	*Popanoceras, Adrianites, Medlicottia, Propinacoceras, Agathiceras, Clinolobus, Daraelites, Waagenoceras, Vidrioceras, Paracelltites, Sicaniles, Stacheoceras, Nomismoceras, Pseudoagathiceras, Parapronorites, Thalassoceras*	*Pseudomartinia triquetra, Leptodus nobilis, Richtofenia; Sumatrina gemmellaroi, Rugoscschwagerina yabei, Neoschwagerina craticulifera, Yangchienia tobleri, Verbeekina verbeeki*	Mittleres
GUADALUPE LEONARD		Trogkofel-Schichten	Bozener Quarzporphyr	*Pseudoschwagerina, Parafusulina*	*Caninophyllum gortanii,*	*Agathiceras* cf. *uralicum Popanoceras (Stacheoceras)*			
					Palaeosmilia hammeri,	*Nolothyris mediterranea Prothalassoceras microdiscus*			
				Quasifusulina tenuissima Paraschwagerina	*Wentzelella yokoyamai*	*Artinskia falx carnica*			
GUADALUPE WOLFCAMP		Rattendorfer Schichten: Ob. Pseudoschwagerinenkalk		*Pseudoschwagerina* *nitida pulchra herilschi heritschi*	*Stylidophyllum volzi*	*Dielasma elongatum*			Unteres
		Grenzlandbänke		*confini aequalis turbida extensa carniolica*	*Siphonophyllia sophiae*	*Trachydomia wheeleri Dielasma elongatum Isogramma paotechowensis*			
		Unt. Pseudoschwagerinenkalk	Basiskonglomerat	*alpina*	*Stylidophyllum stillei*	*Neospirifer fasciger Pseudomartinia triquetra Echinoconchus fasciatus*			
PENNSYLVANIAN Oberes		Auering-Schichten: Obere kalkarme Gruppe Obere kalkreiche Gruppe Mittlere kalkarme Gruppe Untere kalkreiche Gruppe Untere kalkarme Gruppe		*Schwagerina alpina antiqua* *Quasifusulina tenuissima, Triticites* *Fusulinella* s. str., *Triticites sp. Pseudofusulina*	*Lopholasma carbonarum, Sinophyllum carnicum Amplexocarinia smithi, Clisiophyllum* *Amplexocarinia smithi, Caninia nikitini, Sinophyllum carnicum* *Amplexocarinia smithi, Caninia*	*Phillipsia scitula, Pecopteris* *Isogramma paotechowensis, Anthracoporella spectabilis Isogramma* cf. *paotechowensis Marginifera lóczyi*			Oberes
PENNSYLVANIAN Mittleres									KARBON Mittleres
PENNSYLVANIAN Unteres									
MISSISSIPPIAN Oberes		Hochwipfel-Schichten							Unteres

Diskordanz + + + + Sedimentationslücke

Amerikanische Einteilung		SÜDTUNIS			USA Midcontinent-Gebiet				Europäische Einteilung	
		Statigraphische Einheiten	*Fusuliniden*	*Andere Fossilien*	Stratigraphische Einheiten	*Fusuliniden*	*Cephalopoden*	*Andere Fossilien*		
OCHOA		Cheguiner Sandstein			Ochoa: Tessey; Dewey Lake, Rustler, Salado, Castile			*Chonetes, Tyloplecta*		
GUADALUPE	CAPITAN	Bellerophonführender Kalk Tebagaer Kalk und Dolomit Krinoidenkalk Rostiger Sandstein, roter und grüner Schiefer mit Kalkbänken	*Parafusulina, Dunbarula mathieui* *Yabeina globosa, Neoschwagerina craticulifera*	*Leptodus* cf. *nobilis, Richthofenia* sp. *Mizzia velebitana, Gymnocodium bellerophontis, Permocalculus fragilis, Pseudogastrioceras* cf. *roadenae*	Guadalupe: Capitan, Gilliam, Altuda; Delaware: Bell Canyon, Cherry Canyon, Brushy Canyon, Tansill, Carlsbad	*Yabeina, Leëlla* *Polydiexodina* *Parafusulina*	*Strigogoniatites* *Waagenoceras, Xenaspis* *Timorites*	*Mizzia velebitana, Mizzia yabei, Mizzia minuta, Permocalculus fragilis* *Leptodus americanus* *Lophophyllum, Waagenophyllum*	Oberes	Oberes
	WORD	Roter Schiefer mit Sandsteinbänken Dolomitische Kalkbänke von Oum el Afia	*Schwagerina ? tunetana*		Word: Vidrio, Word; Delaware: Cherry Canyon, Brushy Canyon	*Leëlla*	*Cibolites, Xenaspis, Waagenoceras, Pseudogastrioceras, Paracelites*	*Leptodus americanus*	Mittleres	PERM
	LEONARD	„Wildflisch"			Leonard: Leonard, Hess; Delaware: Bone, Spring	*Parafusulina* *Eoverbeekina, Schwagerina* *Schwagerina, Monodiexodina,*	*Perrinites* *Texoceras, Paracelites Peritrochia*	*Leptodus americanus, Prorichthofenia permiana*		Unteres
	WOLFCAMP				Wolfcamp: Lenox Hills, Neal Ranch; Hueco	*Pseudoschwagerina Triticites*	*Properrinites* *Medlicottia, Metalegoceras, Thalassoceras, Peritrochia, Bransonoceras*		Unteres	
PENNSYLVANIAN	Oberes				Pennsylvanian Oberes: Cisco, Canyon; Virgil, Missouri	*Triticites*	*Agathiceras, Peritrochia Uddenites Schistoceras Shumardites Vidrioceras Prouddenites Neodimorphoceras, Eoasianites*		Oberes	KARBON
	Mittleres				Pennsylvanian Mittleres: Strawn, Lampasas (Atoka); Des Moines, Derryan	*Fusulina Fusulinella* *Fusulinella* *Profusulinella*	*Anthracoceras*		Mittleres	
	Unteres				Morrow	*Millerella*			Unteres	
MISSISSIPPIAN	Oberes				Mississippian Oberes: Chester					

Diskordanz + + + + Sedimentationslücke

Vergleichstabelle der jungpaläozoischen und mesozoischen Schichtenfolgen in Südslowakei und Nordungarn — A dél-szlovákiai és észak-magyarországi újpaleozóos és mezozóos rétegsorok összehasonlító táblázata

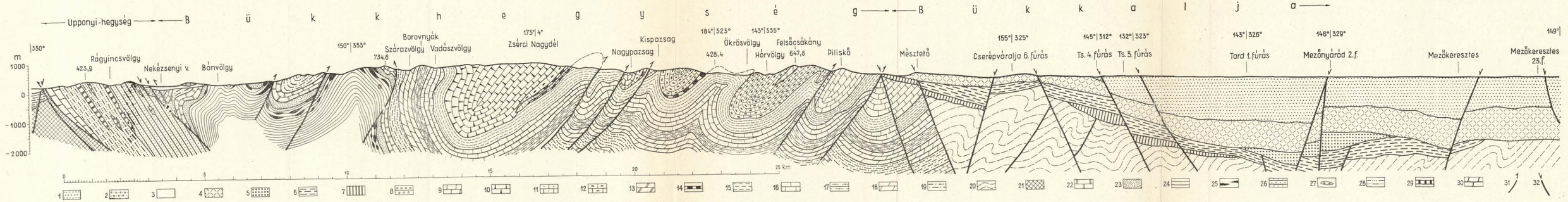
Beilage IV. melléklet

ZIPS – GÖMÖRER ERZGEBIRGE

RUDABÁNYAER GEBIRGE

BÜKK-GEBIRGE

Äquivalente	Nördlicher Kalkgürtel	Südlicher Kalkgürtel					Nordteil	Südteil	Nordteil	Südteil	Äquivalente
	Stratenská Hornatina, Dobšiná	Rudikovany – Štítnik – Drnava	Abshegy	Nördlich von Jósvafő	Südlich von Jósvafő	Szőllőskert-Egerszeg					
KREIDE, Obere: Danien	Lücke	Lücke					Sedimentmangel		Lücke	Lücke	Danien
KREIDE, Obere: Senon	Gosaukonglomerat	? Gosaukonglomerat ?							Gosaukonglomerat (*Hippurites sulcatus, H. cornu vaccinum, H. organisans, Actaeonella gigantea, A. renauxiana*)	Sedimentmangel	Senon
KREIDE, Obere: Turon	? Diabas, Serpentin ?	? Diabas, Glaukophanit ?					Diabas, Gabbro, Serpentin ?			? Diabas, Gabbro, Ultrabasit ?	Turon
KREIDE, Obere: Cenoman											Cenoman
KREIDE, Untere: Gault	Sedimentmangel	?	Sedimentmangel	Sedimentmangel	Sedimentmangel	Sedimentmangel	Sedimentmangel	Sedimentmangel			Gault
KREIDE, Untere: Neokom		Heller u. rosafarbiger Hornsteinkalk									Neokom
JURA, Malm		? Rötlichbraune Radiolarite							Sedimentmangel		Malm
JURA, Dogger		Dunkler Fleckenkalk u. Fleckenmergel									Dogger
JURA, Lias: Oberer		Roter Adnetherkalk (*Phylloceras zetes, Vermiceras* sp.)									Oberer
JURA, Lias: Mittlerer		Hierlatzkalk (*Terebratula beyrichi, Deroceras* sp., *Grammoceras* sp.									Mittlerer
JURA, Lias: Unterer	Dunkler Kalk und Schiefer (*Waldheimia ovaldi, Spiriferina alpina, Belemnites* sp.)	Lücke									Unterer
TRIAS, Obere: Rhät	*Rhynchonella fissicostata Terebratula pirifoemis*	Grauer Krinoidenkalk (*Pteria falcata, Rhynchonella fissicostata, Rh. starhembergica, Terebratula piriformis, T. gregariaeformis, Cyrtina uncinata; Megaphyllites insectus, Stenarcestes subumbilicatus, Cladiscites tornatus, Placites argyphilus, Mojsvarites clio*)		Heller Kalk							Rhät
TRIAS, Obere: Nor	Dunkler Kalk: *Halorella amphitoma, Spiriyera euryeolpos*; Hornsteinkalk: *Waldheimia conspicua*; *Halorella amphitoma*	*Megalodonten*; Rötlichgrauer Kalk (*Halobia celtica*)		Roter und rotgefleckter Hallstätterkalk mit *Monotis salinaria*			Hallstätterkalk (*Halobia sicula* und *H. plicosa*)			Grauer Kalk (*Monotis salinaria*)	Nor
TRIAS, Obere: Karn	Heller Dolomit mit dunklen Schiefereinlagerungen	Heller Kalk; *Halobien Kalkolgen*		Heller Kalk mit *Halobia cf. stgriana, Paristropites phoebus, Stgrites cf. tropitiformis, Paracarnites sublabiatus, Cyrtina sarensii, Aulacothyris zugmayeri, Halorella pleurifrons* usw.			Grauer Hornsteinkalk (*Halobia styriaca*)		Plateaukalk	Heller Kalk Bervaer Typ (*Dicranna falcatum*); Bèpás-hutaer Kalk (*Conophyllia cf. sittelli, Thecosmilia baltistica, Th. subdichotoma*); Plateaukalk *Thecosmilia cf. sub-dichotoma*	Karn
TRIAS, Mittlere: Ladin: Oberes	Weißer Wettersteinkalk mit *Teutloporella herculea*	*Colospongia dubia, Tryganostylus koninckii, Polytiloporella duplicata, Diplopora annulata, Teutloporella herculea*	*Teutloporella herculea, Diplopora annulata*	*Potsiloporella duplicata, Diplopora annulata, Teutloporella herculea*	*Teutloporella herculea, Diplopora annulata, Trachynerita quadrata*	*Colospongia dubia*	*Halobia rugosa* Dunkler serizitischer Tonschiefer mit Mangan-knollen, bräunlicher Sandstein, roter und grauer Kieselschiefer, graue Hornsteinkalk-einschlüsse		Plateaukalk; Quarzporphyr, Diabastuff, Diabas; Grauer Hornsteinkalk (*Daonella pichleri, D. indica*) mit Hematitlinsen	Heller Kalk Bervaer Typ (*Diplopora falcatum*); Plateaukalk *Margaro-smilia confluens*; Grauer Diabas; Hornsteinkalk (*Daonella pichleri, D. indica*)	Oberes
TRIAS, Mittlere: Ladin: Mittleres	Wettersteinkalk mit *Teutloporella herculea*	Grauer Kalk mit Hornstein	*Teutloporella herculea, Diplopora annulata*	Dunkler Grauer Kalk z. T. mit Hornstein; *T. nodosa*; heller Wettersteindolomit; *Daonella lommeli*				Wetterstein-kalk: Graustreifiger, geschichteter heller Kalk; Gelblich-bräunlicher Hornsteinkalk	Grauer, rosafarbiger und roter Hornsteinkalk, grauer und grünlicher Mergel, Tonschiefer, grauer und roter Kieselschiefer; Quarzporphyr; Diabas	Plattiger Grauer Diabas und Tuff; Tonschiefer und Sandstein, mit Hornsteinkalklagen (*Crinoiden*); Hornsteinkalk	Mittleres
TRIAS, Mittlere: Ladin: Unteres	Grauer, roter oder rotgefleckter, oft hornsteinführender Kalk	Grauer Kalk mit Hornstein	*Kalkschuttdamm Korallen*							Radiolarit und Hornsteinkalkplatten; Dunkler Tonschiefer, Sandstein, Kieselschiefer, Mn-Erz- und graue Kalklinsen (*Krinoiden, Anolopteris* sp.)	Unteres
TRIAS, Mittlere: Anis: Oberes	*Daonella lommeli, Prosvesites böckhi*; Grauer Kalk ohne Hornstein	*Daonella lommeli*; Roter Hornsteinkalk (*Ptychites flexuosus*)	*Physoporella pauciforata*	*Diplopora annulatissima; Physoporella pauciforata* var. *simplex* und var. *undulata*; *Diplopora bezoster*	*Spiriferina ampla, Spiriyera trigonella; Aulacothyris angusta, Waldheimia angustaeformis, Mentzelia mentzeli, M. köveskállensis, Cornothyris vulgaris, Krinoiden, Physoporella pauciforata, Sphaerocodien*; Rotgefleckte, antigene Kalkbrekzie			Wetterstein-kalk: Rotgefleckter Kalk: *Physoporella pauciforata* und ihre Varietäten, *Diplopora bezaster, Oligoporella pilosa*; *Isocrinus* sp., *Pentacrinus* sp.	*Spiriferina fragilis, Rhynchonella ottomana, Aulacothyris angusta, Mentzelia mentzelli, M. köveskállensis, Physoporella pauciforata*; Heller Wettersteindolomit (manchmal mit *Krinoiden*)	Feingeschichteter heller Kalkkomplex	Oberes
TRIAS, Mittlere: Anis: Mittleres	Dunkler Kalk mit Schiefer (*Waldheimia angustaeformis, Rhynchonella ottomana*)	Helle Dolomitlinsen: *Oligoporella pilosa, Physoporella pauciforata*	*Physoporella pauciforata*; Helle Dolomitlinsen				Heller Dolomit			Porphyrit, Diabas und ihre Tuffe	Mittleres
TRIAS, Mittlere: Anis: Unteres	Grauer Dolomit und dolomitischer Kalk	Gutensteiner Dolomit und Kalk („*Natica*" sp.)	Gutensteiner Kalk und Dolomit					Grauer Dolomit	Dunkler Dolomitkomplex (*Foraminiferen, Neritaria stanensis*), oberst dolomitischer Kalk (*Triadophyllum*)		Unteres
TRIAS, Untere: Campiler Schichten	Graugrüner, gelblichgrüner und grauer Mergel- und Kalkkomplex (*Naticella costata, Myophoria costata*)	Grauer, glimmeriger Schiefer mit dunklem Kalk (*Carnilites carniolicus, T. spinosus, T. cassianus, Dinarites nudus, Naticella costata, Turbo rectecostatus Myophoria costata*); Rötlicher Schiefer, glimmeriger Kalk, gelblichgrüner Schiefer, roter oder grauer Kalk (*Tirolites* sp., *Myophoria costata, Naticella costata, Claraia aurita, Pseudomonotis hinnilitea, Heminajas balatonis, Gervilleia* cf. *pannonica*)	Dunkler Plattenkalk (*Myophoria costata, Naticella costata*); Bräunlicher und grauliecher Kalk und Tonschiefer Hieroglyphenkalk; Lilabrauner Sandstein (*Turbo rectecostatus*); Grünlicher und gelblicher Tonschiefer, Sandstein, lilagrauer Kalk (*Turbo rectecostatus, Naticella costata, Ammoniten*)				Grüner Plattenkalk und Tonschiefer	Dunkler Plattenkalk; Grauer Kalkmergel und Plattenkalk; Lilabrauner Sandstein (*Turbo rectecostatus, Naticella costata*)	Plattiger Kalk und Dolomit; Grauer Kalkmergel und plattiger Kalk; Bläulichgrauer, rotgestreifter Mergel; Grünlicher Mergel und Sandstein (*Anodontophora fassaensis, Myophoria costata, M. laevigata*)	Grauer Kalk, Schiefer, Dolomit (*Naticella costata, Tirolites*); Grauer und heller Kalk; grauer und grünlicher Schiefer (*Turbo rectecostatus*); Roter und grüner Tonschiefer und Sandstein (*Myophoris* cf. *laevigata*); Heller solithischer Kalk, Sandstein und Schiefer (*Claria aurita, Anodontophora fassaensis*); Heller, fossilfreier Kalk	Campiler Schichten
TRIAS, Untere: Seiser Schichten	Lila und grauer Sandstein – Tonschieferkomplex, Zellendolomit und Anhydrit (*Claraia clarai, Anodontophora fassaensis*)	Roter Schiefer, und Sandstein, Radiolarit (*Claraia clarai, Lingula lavissima*) Anhydrit- und Gypslagern Dunkler Schiefer, bunter Radiolarit, heller, grobkristalliner Kalk (Mrlstta-Serie)	Lilabarbiger Sandsteinkomplex (*Claraia clarai, Cl. aurita, Pseudomonotis hinnilitdes*) Lila und grauer Schiefer, Sandstein, mit Dolomiteinschlüssen Gyps – Anhydrit und dunkler Tonschiefer				Lilaroter Sandstein		Lilaroter und grüner Sandstein Gyps und Anhydrit Schwarzer Tonschiefer, Sandstein und Kalk		Seiser Schichten
PERM: Oberes	Verrucano, im unteren und mittleren Teile mit Quarzporphyr	Verrucano von Brusnik								Dunkler Kalk und Dolomit mit dünnen mergeligen Einlagerungen (*Mizzia velebitana, Gymnocodium bellerophontis, Permocalculus; Glomospiren; Tschernyschewia typica, Tylopleeta yangtsensis Schizophoria indica, Leptodus nobilis, Martinia chidruensis; Schizodus pinguis; Brachygeloceras ? cyclophorum; Pseudophillipsia hungarica*)	Oberes
PERM: Mittleres	Lücke ? ?	Graulicher und grünlicher Sandstein, dunkler Tonschiefer, grüner Phyllit, hellgrauer kristalliner Kalk, stellenweise mit Hornstein ?								Grüner Tonschiefer, gelblicher Kalk und Zellendolomit Bunter Sandstein und Tonschiefer	Mittleres
PERM: Unteres											Unteres
KARBON, Oberes: Ural	Konglomerat Dunkler Schiefer u. Sandstein mit Diabas u. Diabastuff	Quarzporphyr, Konglomerat, Sandstein (Buzina) Kristalliner Kalk, Diabas, Chloritschiefer (Dúbrava)								Dunkler Kalk und Schiefer (*Triticiten, Quasifusulinen*) Bunter Tonschiefer	Ural
KARBON, Oberes: Moskau	Schiefer u. Sandstein (*Annularia stellata, Diplasma plica, Inogramma paotechouensis, Palaeda aff. eichwaldi*) – Dunkler Kalk u. Schiefer (*Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea, Fusulina* sp., *Gastrioceras rapeae*) – Grundkonglomerat (*Schizophoria resupinata, Linoproductus cora, Chonetes carbonifera*)	Tonschiefer, Phyllit, in Magnesit umgewandelte Kalklinsen (*Branchiopgrina stranzwangsi, Hapsiphyllum mouisseense, Dibunophyllum gili, Koninckophyllum grabani, Phillipsia margaritifera*) Konglomerat; Kalk und Schiefer; Konglomerat und Schiefer; Schiefer, Sandstein, Lydit								Dunkler Kalk, Tonschiefer, Sandstein und Quarzkonglomerat (*Anthracoperella spetabilis, Daixella eomata; Fusulina elegans, F. sumarica, F. distenta, Fusulinella bocki, F. pseudobocki, F. schwagerinoides, Pseudostaffella sphaeroides; Productus gruenewaldti, Avonia* cf. *echiniformis, Spirifer fritschi, Sp. sittell; Paludin eichwaldi*)	Moskau
KARBON, Oberes: Baschkir	Lücke	Lücke								Dunkler Tonschiefer und Sandstein mit Fossilien; ohne Fossilien	Baschkir
KARBON, Oberes: Namur											Namur
KARBON, Unteres: Visé										Tonschiefer – Sandsteinkomplex	Visé
KARBON, Unteres: Tournai										Kalkstein – Schieferkomplex Halbkristalliner Kalk	Tournai
				Unbekannt				Unbekannt			



Az Upponyi- és Bükkhegység földtani szelvénye

1. Homok, agyag (pliocén)
2. Kavics, andezittufa és agglomerátum (szarmata)
3. Agyag, homok, homokkő, kavics, tufit (helvéti—tortónai)
4. Riolittufaösszlet, alján vörös agyaggal (alsó—felső-miocén)
5. Kavics és vörös agyag (burdigálai)
6. Agyag és agyagmárga (oligocén)
7. Lithothamniumos és nummuliteszes mészkő, alján helyenként terresztrikum (középső- és felsőeocén)
8. Konglomerátum, homokkő (szenon)
9. Bervai típusú mészkő
10. Fennsíki mészkő
11. Répáshutai mészkő
12. Tűzköves szürke mészkő
13. Dolomit a 12. sz. összletben

(felső—ladini—karni)

14. Kovapala és radiolarit
15. Sötétszürke agyagpala és homokkőösszlet

(alsó- és középső—ladini)

16. Fehéresszürke mészkő (felső-anizuszi)
17. Porfirit, diabáz és tufáik (középső-anizuszi)
18. Szürke dolomitösszlet (alsó-anizuszi)
19. Alsó-triász általában
20. Triász általában
21. Rudabányai típusú triász összlet (Upponynál)
22. Sötétszürke mészkőösszlet (felső-perm)
23. Tarka pala és homokkő (alsó- és középső-perm)
24. Sötétszürke pala- és homokkőösszlet (felső-karbon)
25. Mészkőlencsék a *24.* sz. összletben
26. Sötétszürke pala- és homokkőösszlet (vizéi)
27. Diabáz a *26.* sz. összletben
28. Mészkő—palaösszlet (tournéi)
29. Nagyobb mészkőbetelepülések a *28.* sz. összletben
30. Féligkristályos mészkő (tournéi
31. Feltolódás
32. Vető

Geologisches Profil durch das Upponyer und Bükk-Gebirge

1. Sand und Ton (Pliozän)
2. Schotter, Andesittuff und Agglomerat (Sarmat)
3. Ton, Sand, Sandstein, Schotter, Tuffit (Helvet—Torton)
4. Rhyolittuffkomplex, im unteren Teil mit rotem Ton (Unter- bis Obermiozän)
5. Schotter und roter Ton (Burdigal)
6. Ton und Tonmergel (Oligozän)
7. Lithothamnienkalk mit *Nummuliten* und an der Basis stellenweise mit Terrestrika (Mittel- und Obereozän)
8. Konglomerat, Sandstein (Senon)
9. Kalk von Bervaer Typ
10. Plateaukalk
11. Répáshutaer Kalk
12. Grauer Hornsteinkalk
13. Dolomit im Komplex Nr. *12.*

(Oberladin—Karn)

14. Kieselschiefer und Radiolarit
15. Dunkelgrauer Tonschiefer- und Sandsteinkomplex

(Unter- und Mittelladin)

16. Hellgrauer Kalk (Oberanis)
17. Porphyrit, Diabas und ihre Tuffe (Mittelanis)
18. Grauer Dolomitkomplex (Unteranis)
19. Untertrias im allgemeinen
20. Trias im allgemeinen
21. Trias von Rudabányaer Typ (bei Uppony)
22. Dunkler Kalksteinkomplex (Oberperm)
23. Bunter Schiefer- und Sandstein (Unter-u. Mittelperm)
24. Dunkelgrauer Schiefer- und Sandsteinkomplex (Oberkarbon)
25. Kalklinsen im Komplex Nr. *24.*
26. Dunkelgrauer Schiefer- und Sandsteinkomplex (Visé)
27. Diabas im Komplex Nr. *26.*
28. Kalk—Schieferkomplex (Tournai)
29. Grössere Kalkeinlagerungen im Komplex Nr. *28.*
30. Halbkristalliner Kalk (Tournai)
31. Überschiebung
32. Verwerfung

TERMIER, H. et G. 1957: Contribution à l'étude des Brachiopodes permiens du Djebel Tebaga (Extrême Sud Tunisien). – Bull. Soc. Géol. France. (C) **7.** pp. 197 – 208.

TERRA, H. DE 1932: Geological investigations in the Western Kwenlun and the Karakorum-Himalaya. – Bull. Geol. Soc. China. **11.** pp. 471 – 482.

TIEN, C. C. 1929: Study on the stratigraphy of the Upper Palaeozoics in Central Hunan. – Nation. Research Inst. China. Memoir Inst. Geol. **7.** Shanhai. pp. 69 – 71.

THOMPSON, M. L. 1936a: Lower Permian fusulinids from Sumatra. – Journ. Pal. **10.** pp. 587 – 592.

THOMPSON, M. L. 1936b: The Fusulinid Genus Verbeekina. – Journ. Pal. **10.** pp. 193 – 201.

THOMPSON, M. L. 1936c: Fusulinids from the Black Hills and adjacent areas in Wyoming. – Journ. Pal. **10.** pp. 95 – 113.

THOMPSON, M. L. 1946: Permian Fusulinids from Afghanistan. – Journ. Pal. **20.** pp. 140 – 157.

THOMPSON, M. L. 1947: Stratigraphy and Fusulinids of pre-Desmoinesian Pennsylvanian rocks, Llano uplift, Texas. – Journ. Pal. **21.** pp. 147 – 164.

THOMPSON, M. L. 1948: Studies of American Fusulinids. – Paleontol. Contribut. Univers. Kansas. Protozoa. **1.** pp. 1 – 184.

THOMPSON, M. L. 1949: The Permian fusulinids of Timor. – Journ. Pal. **23.** pp. 182 – 192.

THOMPSON, M. L. – FOSTER, C. L. 1937: Middle Permian Fusulinids from Szechuan China. – Journ. Pal. **11.** pp. 126 – 144.

THOMPSON, M. L. – MILLER, A. K. 1944: The Permian of southernmost Mexico and its fusulinid faunas. – Journ. Pal. **18.** 6. pp. 481 – 504.

THOMPSON, M. L. – MILLER, A. K. 1949: Permian Fusulinids and Cephalopods from the Vicinity of the Maracaibo Basin in Northern South America. – Journ. Pal. **23.** pp. 1 – 24.

THOMPSON, M. L. – SHAWER, R. M. – RIGGS, E. A. 1959: Early Pennsylvanian Fusulinids and Ostracods of the Illinois Basin. – Journ. Pal. **33.** pp. 770 – 792.

THOMPSON, M. L. – VERVILLE, G. J. 1950: Cache Creek Fusulinids from Kamloops, British Columbia. – Contr. Cushm. Found. Foram. Res. **1.** 3 – 4. Washington. pp. 67 – 69.

THOMPSON, M. L. – VERVILLE, G. J. – BISSEL, H. J. 1950: Pennsylvanian Fusulinids of the South Central Wasatch Mountains, Utah. – Journ. Pal. **24.** pp. 430 – 465.

THOMSPON, M. L. – WHEELER, H. E. 1942: Permian Fusulinids from British Columbia, Washington and Oregon. – Journ. Pal. **16.** pp. 700 – 711.

THOMPSON, M. L. – WHEELER, H. E. – DANNER, W. R. 1950: Middle and Upper Permian Fusulinids of Washington and British Columbia. – Contr. Cushm. Foram. Res. **1.** 3 – 4. pp. 46 – 62.

THOMPSON, M. L. – WHEELER, M. E. – HAZZARD, J. C. 1946: Permian Fusulinids of California. – Mem. Geol. Soc. America. **17.** pp. 1 – 77.

TOLSTIKHINA, M. 1937: La structure géologique du secteur Perm – Kouzino. – XVII. Congrès géol. internat. – Excursion sibérienne Oural. pp. 18 – 29.

TOLSTIKHINA, M. M. 1937: Kuzino to Perm. – The Permian excursion. Northern part. Internat. XVII. Geol. Congress. pp. 34 – 57.

TORIYAMA, R. 1952: Permian Fusulinids from the Kitakami Mountainland, Northeast Japan. – Mem. Faculty Science, Kyūshū University. Ser. D. **3.** 3. Fukuoka. pp. 127 – 177.

TORIYAMA, R. 1954: Geology of Akiyoshi. – Mem. Faculty Science, Kyūshū University. Ser. D. **4.** 1. Fukuoka. pp. 39 – 98.

TORIYAMA, R. 1958: Geology of Akiyoshi. III. Fusulinids. – Mem. Faculty Science, Kyūshū University. Ser. D. **7.** Fukuoka. pp. 1 – 264.

TOUMANSKY, O. G. 1937: Les depôts permiens de la Crimée. – Abstr. Pap. 17. Int. Geol. Congr. p. 108.

Trudü szovescsanija po voproszu ob ob'eme namjurszkogo jarusza i ego polozsenii v kammenougol'noj szisztеme. 1957. Akad. Nauk Ukrainszkoj SzSzR. – Kiev. pp. 1 – 220.

TUMANSZKAJA, O. G. 1937: Gorizonti permi Krüma. – Probl. of Soviet geology. **7.** 5 – 6. pp. 470 – 472.

VLASZOV, N. G. – MIKLUHO-MAKLAJ, A. D. 1959a: Novüe dannüe po sztratigrafii permszkih otlozsenij Jugo-Zapadnogo Darvaza. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **129.** pp. 876 – 879.

VLASZOV, N. G. – MIKLUHO-MAKLAJ, A. D. 1959b: Novüe dannüe po sztratigrafii kamennougol'nüh otlozsenij Jugo-Zapadnogo Darvaza. – Dokladü Akad. Nauk SzSzSzR. **129.** 5. pp. 1110 – 1113.

VOGL, V. 1913: Die Paleodyas von Mrzla Vodica in Kroatien. – Jahrb. d. kgl. Ung. Geol. R. A. **21.** 5. Budapest. pp. 155 – 168.

WAAGEN, W. 1879 – 87: Salt Range Fossils. Productus Limestone Fossils. – Palaeontologia Indica. Ser. **13.**

WANNER, J. 1931: Das Alter der permischen Besleo-Schichten von Timor. – Centralblatt Min. Geol. Pal. (B) Stuttgart. pp. 539 – 549.

WELLER, J. M. – HENBEST, L. G. – DUNBAR, C. O. 1942: Pennsylvanian Fusulinidae of Illinois. – Bull. State Geol. Survey Urbana (Illinois). **67.** pp. 1 – 218.

WITTENBURG, P. 1909: Geologische Studien an der ostasiatischen Küste im Golfe Peter des Grossen. – Neues Jahrb. Beil. **27.** pp. 509 – 540.

YABE, H. 1958: Carboniferous Permian boundary in Yapan. – Proc. Japan. Akad. **34.** 3. pp. 150 – 152.

YABE, H. 1958: Thick limestones of the Upper Carboniferous Permian age in Japan; on interpretation of their mode of deposition. – Proc. Japan. Acad. **34.** 4. pp. 217 – 219.

YABE, H. – MABUTI, S. 1935: On Two Upper Palaeozoic Nautiloids from Japan and China. – Jap. Journ. Geol. Geogr. **12.** pp. 9 – 12.

YÜ, C. C. 1934: Description of corals collected from the Maping and the Huanglung limestones in South China. – Akad. Sinica. Mem. Nation. Research Inst. Geol. **14.** Nanking. pp. 55 – 83.

ZSEMCSUZSNIKOV, JU. A. – JABLOKOV, V. C. – BOGOLJUBOVA, L. I. – BOTVINKINA, L. N. – FEOFILOVA, A. P. – RITENBERG, M. I. – TIMOFEEV, P. P. – TIMOFEEVA, Z. V. 1959: Sztrojenie i uszlovija nakoplenija osznovnüh uglenosznüh szvit i ugol'nüh plasztov szrednego karbona Doneckogo baszszejna. Csaszt' pervaja. – Trudü Geol. Inszt. Akad. Nauk SzSzSzR. **15.** Moszkva. pp. 1 – 331.

3. A BÜKKI TRIÁSZ ÖSSZEHASONLÍTÁSÁHOZ HASZNÁLT IRODALOM – LITERATUR ZUM VERGLEICH DER BÜKKER TRIASBILDUNGEN

BYSTRICKÝ, J. 1955: Beitrag zur Stratigraphie des Südslowakischen Karstes. – G. P. Z. **3.** pp. 52 – 57.

BYSTRICKÝ, J. 1957: Beitrag zur Kenntnis der Diploporen der Gemeriden-Trias.— Geol. Sborník. **8.** 2. Bratislava. pp. 239 – 241.

BYSTRICKÝ, J. 1958: Beitrag zur Kenntnis der untertriadischen Fauna SO von Hucín. – G. P. Z. **13.** pp. 19 – 20.

BYSTRICKÝ, J. 1959a: Beiträge zur Stratigraphie des Muráňer Mesozoikums (Muráň-Plateau). – G. P. Zo. **56.** pp. 43 – 53.

BYSTRICKÝ, J. 1959b: Beitrag zur Stratigraphie des Gebirges Slovenský Kras. (Über das Alter der „Meliata-Serie") – G. P. Z. **15.** pp. 23 – 25.

Bystrický, J. 1960a: Einige Bemerkungen zum Jura des Gebirges Slovenský Kras. – G. P. Z. **18.** pp. 45 – 47.

Bystrický, J. 1960b: Beitrag zur Geologie des Gebirges Slovenský Kras. (Das Gebiet zwischen Silica und Domica). – G. P. Z. **17.** pp. 19 – 27.

Bystrický, J. – Kollárová-Andrusová, V. 1961: Biostratigraphie du Trias des Karpates occidentales d'après les Dasycladacées et les Ammonoïdés. – G. P. Zo. **60.** pp. 107 – 112.

Mahel', M. 1958: Geologie des Gebirges Stratenská Hornatina. – G. P. Z. **48**b. pp. 1 – 178.

Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit verdankt ihr Entstehen der tatkräftigen Unterstützung der auf S. 246—247 des ungarischen Textes genannten Personen und Institutionen. Besonderer Dank gebührt für ihre äusserst wertvolle Hilfe den ungarischen und ausländischen Spezialisten, die die Bestimmung der paläozoischen Fossilien ausführten: Z. SCHRÉTER, M. SIDÓ (Budapest), M. HERAK und V. KOCHANSKY-DEVIDÉ (Zagreb), T. A. DOBROLJUBOWA und S. E. ROSOWSKAYA (Moskau), D. M. RAUSER-TSCHERNOUSSOWA (Leningrad), H. CHEN (Nanking). Die Einsammlung und Bearbeitung der triassischen Korallenfauna bildet den Verdienst von G. KOLOSVÁRY (Szeged). Die Bestimmung der triassischen Gastropoden wurde teilweise von F. GÓCZÁN (Budapest) überprüft.

GEOLOGISCHE LAGE, BEZIEHUNGEN UND BEDEUTUNG DES BÜKK-GEBIRGES

Von Recsk bis Miskolc und von Uppony bis Eger erhebt sich, als nördlichstes Glied des heterogen aufgebauten „Ungarischen Mittelgebirges", ein Grundgebirgsstück von grösserer Ausdehnung über das bedeutend niedrigere Terrain der meistens aus lockeren Sedimenten und vulkanischen Gesteinen aufgebauten tertiären Randgebiete. Innerhalb dieses, von jüngeren Brüchen begrenzten Grundgebirgstückes sind drei voneinander bedeutend abweichende geologische Einheiten zu unterscheiden:

1. Der grösste und südlichste Teil ist das *eigentliche Bükk-Gebirge,* dessen aus Oberkarbon, Perm und Trias bestehende Masse von überwiegend nach S umgekippten Antiklinalen, Synklinalen und Schuppen gekennzeichnet ist.

2. Von NW schliesst sich dem Bükk-Gebirge durch eine, mit dem Auftreten zweier, die generelle Streichrichtung verfolgenden miozänen Gräben, weiters eines Gosaukonglomeratzuges senonischen Alters untermischten, komplizierten Übergangszone vermittelt, das *Upponyer Gebirge* an; dieses wird von nach NW bewegten unterkarbonischen Sedimenten aufgebaut, die eine bedeutend stärkere regionale Metamorphose erlitten haben, als jene des Bükk-Gebirges.

3. Am NW-Fusse des Upponyer Gebirges kommen als fremdes Element, einige von der Bükker Trias faziell abweichende *Triasschollen Rudabányaer Typs* zum Vorschein, deren Lage *unter* dem Upponyer Paläozoikum und damit auch ihre untermiozäne Überschiebung auf das mittlere Oligozän des NW-lichen Vorlandes neuerdings eine sinnfällige Bestätigung erhielt (K. Balogh 1952a; G. Pantó 1955, 1956).

Die streichmässige Fortsetzung des Karbons des Upponyer Gebirges weist durch die kleineren-grösseren Schollen, die vom Grunde des zwischengeschalteten Borsoder Beckens emporragen, nach NO, dem Szendrőer Gebirge zu. Die durch metasomatische Eisenerzbildung gekennzeichneten Upponyer Triasschollen können aber aus Erwägungen, die sich auf deren vollkommene Einfügung in die Rudabányaer Streichung, auf die Ähnlichkeit ihres Materials, sowie auf geophysikalische Angaben stützen, bis zu dem mit der südlichen Kalkzone des Zips—Gömörer Erzgebirges benachbarten Rudabányaer Gebirge verlängert werden. Vorläufig stellt das Studium des gegenseitigen Verhältnisses des Bükk-, Upponyer und Rudabányaer Gebirges, sowie des Gömörer Karstes die einzige Möglichkeit

dar, auf Grund deren betreffs des Anknüpfens des ungarischen Bodens zu den Karpaten aus direkter Anschauung Stellung genommen werden kann. Diese vor mehr als einem halben Jahrhundert aufgeworfene Frage bestimmt die Bedeutung des eingangs umrissenen Grundgebirgsstückes.

Das Problem gewinnt besonders dadurch an Anziehungskraft, dass der früher angenommene „karpatische" Charakter des Bükk-Gebirges seit den Mitteilungen von J. Jablonszky (1919), J. v. Pia (1928), besonders aber seit jenen von Z. Schréter (1936) immer fragwürdiger geworden ist. Auf Grund unserer Detailuntersuchungen lässt sich heute bereits mit Bestimmtheit behaupten, das wir hier, „am Südrande der Karpaten", eigentlich einer stratigraphischen und tektonischen Einheit von südalpinem-dinarischem Charakter gegenüberstehen. Faunistische Beziehungen verbinden jedoch den tieferen Teil des Bükker Jungpaläozoikums auch mit den gleichaltrigen Schichtenreihen der Sowjetunion (Gy. Rakusz 1932). Allerdings können Beschaffenheit und Ausmass dieser Zusammenhänge und Beziehungen mangels einer genügenden Anzahl von intermediären Daten heute nur noch in grossen Zügen umrissen werden; es steht jedoch zweifellos fest, dass die Wichtigkeit des Erkennens des Bükk-Gebirges erst im Lichte dieser weite Gebiete verbindenden Feststellungen voll hervortritt und die Bedeutung seiner diesbezüglichen Rolle auch durch eine zukünftige Zunahme der Zahl der intermediären Beckengrund-Angaben nicht mehr verringert werden kann.

Das eigentliche Bükk-Gebirge wird vom Upponyer Gebirge durch jene vorgosauische tektonische Linie getrennt, entlang welcher die nördlichsten Unter- und Mitteltriasschuppen des Bükk-Gebirges sich über den von Csokvaomány bis zum nördlichen Teil von Dédestapolcsány ziehenden unterkarbonischen Schieferstreifen geschoben sind. Die vorliegende Abhandlung befasst sich eingehender mit dem südlich von dieser Linie gelegenen Bükker Grundgebirgsteil. Auf das Upponyer Gebirge soll nur insoferne eingegangen werden, als dies durch die vergleichende geologische Untersuchung des Bükk-Gebirges notwendig wird.

Selbstverständlich sind zum Bükk-Gebirge nicht nur jene mehr oder weniger abgesonderten inselartigen Ausbisse (*Bátori-sziget, Darnóhegy*) zu rechnen, deren Zusammenhang mit der Hauptmasse offenkundig ist. Auch alle jene Gebiete gehören dazu, wo in der Umgebung des Gebirges Paläozoikum oder Trias vom Bükker Typ angebohrt wurde. Mit den obereozänen, oligozänen, miozänen, und pliozänen Bildungen, welche die tief abgesunkenen Randgebiete des Gebirges bedecken, sowie mit den Denudationsresten einiger dieser Gebilde, die an einzelnen Punkten des Gebirges anzutreffen sind, wollen wir uns nur so weit befassen, als es vom Standpunkt der jüngeren Entwicklungsgeschichte der Grundgebirgsmasse als unbedingt erforderlich erscheint. In dieser Beziehung werden die Grenzen des behandelten Gebietes im W durch die sich von Bükkszék nach Uppony ziehende Darnóer Überschiebung, im N und O vom Sajó-Tal und im S vom Nordrand des Alföld gezogen.

ÜBERSICHT DER GEOLOGISCHEN ERFORSCHUNGSGESCHICHTE DES BÜKKER GRUNDGEBIRGES

Verfasser hat den Versuch unternommen, die auf die stratigraphische Einteilung des Bükker Paläo—Mesozoikums bezüglichen Ansichten – um ihre Entwicklung besser veranschaulichen zu können – tabellarisch zusammenzufassen (Beilage I). Diese Tabelle gibt allerdings die Auffassung der älteren Autoren nur annähernd, ja manchmal sogar mit einer gewissen Hineindeutung an, was zwei Ursachen hat:

1. Die stratigraphische Chronologie hat sich während der verflossenen hundert Jahre wesentlich verändert und verfeinert. So wurde z. B. die Trias alpinischer Entwicklung selbst im Jahre 1875 noch nur auf zwei Teile gegliedert und die Reihenfolge der unterschiedenen stratigraphischen Einheiten auf eine von der heutigen Auffassung wesentlich abweichende Weise vorgelegt. Nicht nur die norische Stufe wurde innerhalb der „Obertrias" für älter als die karnische gehalten, sondern wurden zur selben Zeit die „Unterhallstätter" Kalke mit den „Wengener Schiefern", die „Zlambach-Schichten" aber mit den Buchensteinern als gleichaltrig angesehen.* Gleichzeitig wurde der aus „Hauptdolomit", „Dachsteinkalk" und „Kössener Schichten" bestehenden Komplex über den „Raibler Schichten" als selbständige „rhätische" Formation behandelt. Die von früheren Autoren unterschiedenen Gebilde lassen sich daher nicht ohne Weiteres in die heute gebräuchlichen stratigraphischen Rahmen einzwängen. Die Obertrias von J. Böckh (1864) bedeutet in der heutigen stratigraphischen Sprache ladinische + karnische Stufe; wenn aber H. Wolf (1859) „Hallstätter" Analogien erwähnt, so ist an den oberen Teil der Mitteltrias zu denken.

2. Trotzdem wäre die Umwertung der stratigraphischen Einteilungen keine unlösbare Aufgabe, falls es sich um auf *genau gekennzeichnete Gebilde bezügliche klare* Stellungnahmen handelte. Was lässt sich aber mit solchen allgemein gehaltenen Bezeichnungen anfangen, wie „alte Eruptiva", „jüngere Gebilde", zu welchen sich keine präzise

---

* Hauer, F. R. v.: Die Geologie und ihre Anwendung auf die Kenntnis der Bodenbeschaffenheit der Österreichisch-Ungarischen Monarchie. Wien, 1875. p. 338.

Altersbestimmung gesellt? Solche sind aber selbst in der Zusammenfassung von Z. Schréter aus dem Jahre 1943 zu finden. Die fehlenden stratigraphischen Kolonnen werden zwar durch die Zeichenschlüssel der mitgeteilten Kartenskizzen einigermassen ersetzt; was aber, wenn diese Zeichenschlüssel mit dem Text nicht übereinstimmen? – Die letzte Kolonne unserer Beilage I. ist zugleich die Veranschaulichung der in der weiteren Folge auseinanderzusetzenden stratigraphischen Stellungnahme. Demnach wird das Bükker Grundgebirge von der über das Unterkarbon des Upponyer Gebirges folgenden ununterbrochenen Meeressedimente oberkarbonischen, permischen und triassischen Alters gebildet, welche nach einem bedeutenden Sedimentmangel durch einen senonischen Konglomeratkomplex bedeckt, bzw. von cenomanisch-turonischen (?) Basiten durchbrochen wird (Abb. 1.).

STRATIGRAPHISCHE ÜBERSICHT

I. BILDUNGEN DES ÄLTEREN RAHMENS

UNTERKARBON

Tournai- und Visé-Stufe

Allgemeine Kennzeichnung

Nachgewiesenermassen ältere Gebilde als die Namurstufe sind im Gebiete des Bükk-Gebirges in engerem Sinne nicht erschlossen. Unter solchen Umständen vermag über den älteren Sockel des Gebirges nur das tektonisch davon abgesonderte Upponyer Paläozoikum einigen Begriff geben. Die in ihrer Gänze marine Serie des Upponyer Gebirgsgliedes von mehreren Kilometer Gesamtstärke ist aber nicht leicht stratigraphisch richtig zu bewerten. Obwohl dieser Schichtenkomplex nach seinem heutigem Lagerungsbild zu urteilen mit *stufenweisen Übergängen* von der kalkigen gegen die sandig-tonschieferige Entwicklung zu fortschreitet, ist in der letzteren Zeit auch die Vorstellung aufgetaucht, dass seine Bildungen nicht von normaler, sondern von umgekippter Lagerung sind. Die stratigraphische Unsicherheit wird ausser dem Mangel an zeitbestimmenden Fossilien und der beträchtlichen, aber noch epizonalen Metamorphose dadurch verursacht, dass die Basisschichten der Serie bis jetzt unbekannt und nur mit einem gewissen Vorbehalt im südlichen Teil des durch den Sajótaler Becken getrennten Szendrőer Gebirges zu suchen sind. Es unterliegt jedoch keinem Zweifel, dass die ganze Upponyer Schichtenreihe in den Rahmen eines einzigen grossen Sedimentationszyklus gehört.

Das betreffs der Lagerung tiefste Glied der Schichtenreihe ist in der Nähe des Upponyer Engpasses zu sehen; es ist ein *halbkristalliner Kalk*

von 300 bis 500 m Gesamtstärke und licht- oder dunkelgrauer Farbe, welcher neben der groben Bänkung oft eine feine Streifung aufweist. Dieser Kalkstein ist an die hangende, 1200 bis 1400 m starke *Kalk—Schiefergruppe* durch eine Übergangszone angeschlossen, in welcher die stärkeren Kalksteinbänke mit Plattenkalk-, braungrauem serizitischem Tonschiefer und limonitischen Sandstein-Zwischenlagerungen abwechseln, wobei die Körner des kristallinen Kalkes sich immer mehr verfeinern, die Farbe aber sich in dunkelgrau verwandelt. Nach SO (d. h. gegen das Hangende zu) werden in dem allmählich Oberhand gewinnenden Schieferkomplex die auch schlecht erhaltene *Krinoiden*-Stielglieder einschliessenden Kalkschichten immer toniger und dünner*. Die Abnahme des Karbonatgehaltes wird von Vermehrung sandiger Einlagerungen begleitet. Schliesslich führt das vollständige Ausbleiben des Kalksteins in den 600 bis 900 m starken *Sandstein—Schieferkomplex*, d. h. in jenen Teil der Serie hinüber, wo die Korngrösse die gröbste ist und feinkörniger, dunkelgrauer serizitischer Tonschiefer mit festem, oft grobkörnigem grauem—grünlichgrauem Sandstein, hell- oder dunkelgrauem Kieselschiefer, ferner mit Eisenmanganerz-Linsen sedimentären Ursprungs abwechselt.

Sowohl an den Kalkschiefer- als an den Sandstein—Schiefer-Komplex schliessen sich die Spuren *gleichzeitiger vulkanischer Tätigkeit* an (G. Pantó 1954a; K. Balogh – G. Pantó 1954).

Der Kalk und der serizitische Tonschiefer des tieferen Teiles des Kalk—Schieferkomplexes enthält in einem 100 bis 150 m breiten Streifen grünliche und violette Zwischenlagerungen. Die abweichende Färbung des Kalkes in diesem Streifen wird von dem sich damit vermengten halmirolitisch zerlegten tuffigen Stoff verursacht. Das eigentliche, doch bereits chloritisierte Tuffmaterial tritt aber zwischen den ausgewalzten Kalkplatten in Form von Linsen und ganz feinen Einschlüssen auf. Unter den serizitischen Tonschieferschichten des erwähnten Streifens erscheinen mehr zusammenhängende, reinere oder tonigere, hie und da auch grobe Lapillis-führende, aber zur genauen petrographischen Bestimmung ungeeignete, am meisten als verwandelte *Diabastuffe* anzusprechende vulkanische Tuffeinlagerungen. Ausserdem ist aber im Seitenarm des Csernely-Baches zwischen Zsinnye und Kőrózsatető auch stark verwandelter *Diabas* bekannt (G. Pantó 1954a).

Die vulkanischen Glieder des Sandstein—Schieferzuges bestehen zwischen Nekézseny und dem unteren Ende von Dédestapolcsány, in der Nähe der nördlichen tektonischen Randlinie des Bükk-Gebirges, aus amygdaloidem *Diabas* und grasgrünen, agglomeratischen *Diabastuffen*. Der Diabastuff ist — obwohl gepresst und verwandelt — nach G. Pantó (1954a. p. 93) dem in der Nähe von Bükkszentlászló auf einem weiten Areal kartierten und „weißsiegelig" genannten ladinischen Diabastuff und Agglomerat sehr ähnlich. Pantó wurde durch diese Ähnlichkeit veranlasst, den südlichen, unbestimmt begrenzten Teil des Sandstein—Schieferzuges in die Mitteltrias zu erheben. Diese Auffassung schien auch dadurch begründet, dass die in der Schiefergruppe entlang der erwähnten Randlinie erscheinenden mitteltriassischen Kalkschollen ebenfalls Diabas und Diabastuff führen. Seiner Argumentation widerspricht jedoch der Umstand, dass die Beziehung dieser Schollen zu den serizitischen Tonschiefern zweifellos tektonisch ist, die Reihe

* An der O-Seite der Strasse im Lázvölgy, unterhalb des Vízköz und am Abhang gegenüber der Elly-Quelle sind im gut geschichteten grauen Kalk sogar 20 bis 30 cm starke hellgelbe, gestreifte Hornsteinzwischenlagerungen zu sehen.

der einschliessenden Gesteine jedoch, trotz der bestehenden Ähnlichkeiten, sich vom ladinischen Schieferkomplex unterscheidet. Über den paläozoischen Diabas steht im übrigen bis jetzt keine ausführliche petrographische Beschreibung und Analyse zur Verfügung.

Gegen die Mitte der abschnittsweise abwechselnden Sandstein—Schiefer-Schichtenreihe, in Verbindung mit grauen Kieselsedimenten, die auch spärliche und sehr schlecht erhaltene *Radiolarien*-Spuren enthalten, sind Ausbisse von *Eisen-Manganerzlager* sedimentären Ursprungs bekannt. Diese können in drei Züge eingereiht werden, ohne ihren Zusammenhang als erwiesen erachten zu können. Die Unterbrechungen und jähe Beendigungen dieser Züge sind wahrscheinlich tektonisch bedingt. Die komplizierte Tektonik des Gebirges schliesst die Kontinuität dieser Lager selbst in dem Falle aus, wenn sie ursprünglich in demselben Niveau sedimentiert gewesen wären.

Dies ist aber infolge der habituellen Abweichungen zwischen den Zügen, die auf die Unterschiede der Sedimentation hinweisen, unwahrscheinlich. Die eisen-manganhaltigen Schichten erscheinen höchstens innerhalb 10 bis 20 m starker Abschnitte des Sandstein—Schieferkomplexes. Die 0,5 bis 5 cm starken, aus rhythmisch abwechselndem Material bestehenden Schichten dieser Abschnitte zeugen davon, dass die Entstehungsbedingungen von manganreichen Ablagerungen mehrmals gegeben waren, jedoch zusammenhängende Lager von beträchtlicherer Mächtigkeit sich nicht entwickeln konnten.

Der Eisengehalt der Eisen-Manganschiefer erscheint als Hydroxyd, eventuell Karbonat, der Mangangehalt dagegen in Karbonat- oder Oxydform. Der Rhodochrosit-, eventuell Sideritcharakter ihrer kleinkörnigen Karbonatsubstanz wird durch DTA-Aufnahmen bestätigt, Eisen und Mangan reichern sich zumeist in kieseligen, seltener in tonigen Schichten an. Der Eisen-Mangangehalt der kieseligen Lagen verteilt sich gleichmässig, teils in Oxyd-, teils in Karbonatform; das Lager ist von dunkelbraunen Streifen aufgebaut. In tonigen Schichten ist die Manganverteilung unregelmässig: es bilden sich pisolitartige Klumpen von höherer Eisen- und Manganoxydgehalt, die in ein Bindematerial von niedrigerem Metallgehalt eingebettet sind (G. Pantó—J. Molnár 1954). Die manganhaltigen Schichten gehen mit der Abnahme des Metallgehaltes in sterilen Kiesel- und Tonschiefer über (s. Tab. S. 480—481).

Am Südrande des Sandstein—Schieferzuges – besonders in der Umgebung der in den Schiefer eingebetteten triassischen Kalkschuppen – ist der Schiefer von eigentümlicher roter Farbe (limonithaltig); die darin hie und da erscheinenden eisenhaltigen Schiefereinlagerungen von kleinen Mengen weichen betreffs Metallgehaltes vom Eisen-Manganschiefer ab, und sind am ehesten mit den – ladinischen – Eisenerzspuren bei Bátor vergleichbar (K. Balogh – G. Pantó 1954). Diese gegenüber dem Sandstein—Serizitschieferkomplex angeführten Unterschiede sind aber bei weitem nicht so bedeutend, dass sie als Beweis für das triassiche Alter des südlichen Schieferstreifens gelten könnten. – Unter den Kieselschieferschichten der nördlicheren und südlichen Abschnitte gibt es keinen Unterschied. Die charakteristischen Sandsteinfelsen des Rágyincs-

Tales können in der Streichrichtung bis zum Südrand des Schieferstreifens verfolgt werden. Die diabasvulkanische Tätigkeit *beschränkt sich nicht* auf die angeblichen triassischen Schiefer des Südrandes, da ihre Spuren auch in dem mit Manganschiefer abwechselnden tuffhaltigen Sandstein der Umgebung des Suta-Tales vorhanden sind. Gebilde, die sich an die – den ladinischen Schieferkomplex des Bükk-Gebirges bezeichnenden – roten Kieselschiefer- und graue Hornsteinkalkschichten erinnern, sind in dem viséischen Schieferkomplex des Upponyer Gebirges nicht anzutreffen. Diese Tatsachen sprechen für die Einheit, Zusammengehörigkeit und Unteilbarkeit der Sandstein—Schieferserie von Nekézseny—Bántapolcsány, aus welcher keineswegs einzelne Teile in die Trias eingeschoben werden können.

Bedauerlicherweise erscheint auch jene Absonderung nicht genug begründet, derzufolge ein Versuch gemacht wurde, die Hangendschichten des inmitten der Weingärten von Bántapolcsány gefundenen, auch haselnuss- bis nussgrosse Tonschiefer- und Kieselschieferkiese enthaltenden sandigen Schiefers dem Oberkarbon zuzuweisen (K. Balogh — G. Pantó 1954. p. 19). Diese kieshaltigen Schieferlagen zeigen lediglich die kurzfristige und übergangsweise Veränderung der nach dem Sedimentationsbecken gerichteten Schuttwanderung an, können aber nicht als Basisablagerungen einer wiederholten Transgression angesprochen werden.

Das Alter der Bildung

In Ermangelung von gut erhaltenen Fossilien wäre die stratigraphische Einstufung des dreigeteilten Upponyer Paläozoikums nach dem Vorbild der als Fortsetzung des Gebirges in der Streichrichtung am Ostrande des Sajó-Beckens emporragenden, ebenfalls in drei Teile zu gliedernden und eine Schichtenkontinuität aufweisenden Szendrőer Schichtenreihe zu lösen. Lage und tektonischer Stil des Szendrőer Gebirges sind so weitgehend mit jenen des Upponyer Gebirges übereinstimmend, dass ihre Zugehörigkeit zu demselben – voroberkarbonischen – Tektonismus als unzweifelhaft erscheint. Der Aufbau der Szendrőer Schichtenreihe weicht jedoch wesentlich von dem der Upponyer ab, sowohl was die petrographische Beschaffenheit und Reihenfolge, als auch die erhöhte Metamorphose der an der Oberfläche sichtbaren Glieder anbetrifft. Die Gesteine des Szendrőer Gebirges sind viel mehr umkristallisiert als jene des Upponyer Gebirges. Seine Kalkschichten haben sich grösstenteils in Marmor verwandelt und im Schieferkomplex ist die metamorphe Umordnung des Quarzes viel fortgeschrittener als im Upponyer Gebirge. Die Upponyer Schichtenreihe nimmt – auch was den Grad der Metamorphose und die Fazies seines Schlussgliedes anbetrifft – etwa eine Mittelstelle zwischen dem Szendrőer Paläozoikum und dem Nord-Bükker Oberkarbon ein (Á. Jámbor 1961b).

Das höchste Glied des Szendrőer Profils (die Kalkstein—Schieferserie von A. Földvári 1935) soll nach der im Jahre 1959 erfolgten Revision durch sowjetische Spezialisten in das Oberdevon umgereiht werden, da dessen von G. Kolosváry (1951) noch ins Oberkarbon eingegliederte Fauna (zufolge der vorläufigen Bestimmung von T. A. Dobroljubowa, I. I. Tschudinowa und N. W. Kaba-

KOWITSCH) in der Wirklichkeit aus *Stromatoporoiden, Favositiden, Thamnoporoiden, Alveolitiden* und *Rugosen* besteht, die somit aufs Devon verweisen. — Eine etwas abweichende Auffassung wird von W. I. SLAWIN vertreten, der an den ihm gezeigten Fundorten des Szendrőer Gebirges ebenfalls einige Fossilien sammelte. Auf Grund der von B. S. SOKOLOW stammenden Bestimmung dieser Fossilien sieht SLAWIN im Szendrőer Kalkstein—Schieferkomplex das *ganze Devon* vertreten, und teilt daher den ins Liegende des letzteren fallenden Sandstein—Schieferkomplex bereits in das Silur, den kristallinen Kalk aber in das Ordovizium ein, obwohl er hiefür schon keine paläontologischen Beweise mehr besitzt. — Unserer Meinung nach bedürfen die Ansichten SLAWIN's noch der Bestätigung. Wie immer aber auch die stratigraphische Beurteilung der tieferen Glieder von Szendrő ausfallen möge, kann das Ganze des Upponyer Profils derzeit nur ins Hangende des Oberdevons, d.h. im Unterkarbon untergebracht werden.

Unter der Annahme, dass die heutige Lagerung seiner Schichten der ursprünglichen Entwicklungsfolge entspricht, kann der Sandstein—Schieferkomplex als Schlussglied der der Periode der sudetischen Gebirgsbildung vorangegangenen Beckenverlandung aufgefasst werden. Dieses Schlussglied von Kulm-Fazies kann in die *Visé*-Stufe, der halbkristalline Kalk bzw. Kalk—Schieferkomplex aber in die *Tournai*-Stufe eingeteilt werden.

II. DAS PALÄO- UND MESOZOIKUM DES BÜKK-GEBIRGES

OBERKARBON

Die älteste Bildung des eigentlichen Bükk-Gebirges ist ein überwiegend dunkelgrauer Schieferkomplex von etwa 1500 m Gesamtmächtigkeit. Die Entwicklung dieses auf den Nord-Bükk beschränkten Schichtengliedes erinnert an den Visé-Komplex des Upponyer Gebirges. Bei eingehenderer Prüfung stellt es sich jedoch heraus, dass die Ähnlichkeit nur betreffs der Tonschieferarten besteht, während die Sandsteinzwischenlagerungen wesentliche Abweichungen aufweisen. Ein weiterer Unterschied liegt darin, dass aus dem paläozoischen Schieferkomplex des nördlichen Bükk-Gebirges die für die Visé-Stufe des Upponyer Gebirges kennzeichnenden Manganerz- und Kieselschieferschichten vollständig fehlen. Der Unterschied wird durch jene graufarbigen, oft gepressten, jedoch nie kristallinen Kalksteinlinsen vertreten, die in mehreren, übereinander befindlichen Horizonten sich in den oberen Teil der Schieferserie des nördlichen Gebirgsabschnittes einfügen. Diese in Bezug auf das Bükk-Gebirge als fossilreich zu bezeichnenden Kalkeinlagerungen, welche eine Faune der Moskau- und Ural-Stufe einschliessen, sowie die mit diesen abwechselnden, stellenweise ebenfalls fossilreichen Schieferschichten haben anderswo im Upponyer Gebirge nicht ihresgleichen.

Demnach kann vom früheren Versuch einer Parallelisierung der beiden paläozoischen Ablagerungskomplexen (Z. SCHRÉTER 1943) heute keine Rede mehr sein. Von beiden ist zweifellos der Schiefer von Nekézseny—Bántapolcsány der ältere,

der aus der mässig metamorphen Kalk—Schieferbildung des Upponyer Gebirges sich mit Sedimentkontinuität entwickelt. Nachdem aber die Massen des Upponyer und Bükk-Gebirges durch junge Brüche voneinander getrennt werden und ihre Berührungen ausser Oberkreide auch durch miozäne Sedimente verdeckt worden sind, kann das entwicklungsgeschichtliche Verhältnis der beiden Komplexe bei der heutigen Lage unserer Kenntnisse nicht aufs genaueste bestimmt werden. Die Frage wird besonders dadurch kompliziert, dass im karbonischen Schieferkomplex des nördlichen Bükk-Gebirges die Anfangsschichten und der stratigraphische Umfang der mächtigen, fossilfreien Serie unter den Obermoskau-Schichten noch nicht bekannt sind. Auf Grund seiner Fazies könnte dieser Abschnitt auch als die ununterbrochene Fortsetzung der Visé-Schichten im Upponyer Gebirge aufgefasst werden. Eine sich vom Unterkarbon bis zur Obertrias erstreckende ununterbrochene Schichtenfolge kann man sich jedoch hier schwerlich vorstellen. Nimmt man nämlich eine solche an, so wäre die tektonische Entwicklung sowohl des Bükk-, wie auch des Upponyer Gebirges ausschliesslich der alpidischen Gebirgsbildung zuzuschreiben. Dies ist aber infolge der gegensätzlichen Vergenz der beiden Gebirge, der sich eine abweichende stratigraphische Zusammensetzung anknüpft, als unwahrscheinlich zu betrachten.

Es muss daher zwischen dem Upponyer Visé-Schiefer und dem von Diskontinuitäten freien Bükker Jungpaläozoikum eine tektonische und Sedimentations-Diskordanz vorausgesetzt werden, die an die intensivste intrakarbonische Phase, an die sudetische Gebirgsbildung an der Grenze der Visé- und Namur-Stufen angeschlossen werden kann.

Auf Grund der obigen Erwägungen wird innerhalb des karbonischen Komplexes des nördlichen Bükk-Gebirges, welcher sich *von der Namur-Stufe bis zur Uralischen* erstreckt, der eintönige Wechsel von dunkelgrauem Tonschiefer und Sandstein nur vom oberen Teil der *Moskau-Stufe* angefangen durch Kalkstein- und Konglomeratbänke belebt. Die graue Kalkfazies bleibt auch im *Uralien* erhalten, der die Kalkbänke trennende dunkelgraue Tonschiefer wird aber stellenweise durch bunte Schiefer- und Sandsteinschichten ersetzt, die an die unterpermischen Gesteinstypen des Bükk-Gebirges erinnern. Das *Unterperm* unterscheidet sich von diesen Gliedern des Uraliens nur durch das Fehlen dunkler Kalk- und Schieferlagen, was damit gleichbedeutend ist, dass Karbon und Perm auch im Bükk-Gebirge durch Sedimentübergänge verknüpft sind.

Es wäre einstweilen nicht leicht, die einzelnen Teile dieser zusammenhängenden, kontinuierlichen Schichtenreihe der sowjetischen Gliederung gemäss (Unter-, Mittel- und Oberkarbon) zu benennen, umsomehr als der Grossteil des sowjetischen Unterkarbons (die Tournai- und Visé-Stufe) nach unseren derzeitigen Kenntnissen hier ohnehin fehlt. Die Kontinuität der Schichtenfolge wird dadurch stärker betont, wenn wir zur Benennung des *Ganzen* den *im mittel- und osteuropäischen Sinne genommenen Ausdruck Oberkarbon* verwenden, der ausser den dem russischen Mittel- und Oberkarbon entsprechenden Gliedern auch die Namur-Stufe einschliesst. Innerhalb dieses weiten Rahmens wollen wir jedoch die sowjetischen Stufenbenennungen benützen, da das Karbon des Bükk-Gebirges ein ausgesprochen marines, ja geosynklinales Sediment darstellt. Heute lassen sich vorerst nur die Obermoskau-Stufe und einige Horizonte der Ural-Stufe mit Fossilien belegen. Die Voraussetzung des Namur und der Baschkir-Stufe erscheint vorderhand nur durch die Lagerungsverhältnisse und die grosse Mächtigkeit des unter den Obermoskau-Horizonten befindlichen Schieferkomplexes begründet. Obwohl in diesem Komplex auch die Horizonte der Untermoskau-Stufe enthalten sind, ist vorläufig ebenso keine Möglichkeit für deren kartographische Absonderung vorhanden, wie auch die Grenze zwischen Moskau und Ural noch nicht überall genau gezogen werden kann (Tabelle 1.).

Tabelle 1.

Die Gliederung des nordungarischen und osteuropäischen Karbon

NORDUNGARN				*OSTEUROPA*
Glied	Stufe			Glied
Oberkarbon *(Bükk-Gebirge)*	Ural			Oberkarbon
	Moskau	Oberes	Mjatschkowo	Mittelkarbon
			Podolsk	
		Unteres	Kaschira	
			Vereja	
	Baschkir			
	Namur			Unterkarbon
Unterkarbon *(Upponyer Gebirge)*	Visé			
	Tournai			

Die Stufenbezeichnung „Ural" wollen wir ausdrücklich als Synonym des Oberkarbon in der Sowjetunion benützen, in Einklang mit den Ausführungen von A. P. Rotaj (1941). Dieses Namens können wir so lange nicht entraten, bis die doppelte (west- bzw. osteuropäische) Interpretation der Bezeichnung Oberkarbon besteht. Auch durch den bisherigen ungarischen Wortgebrauch werden wir dazu veranlasst, die russische Bezeichnung „Oberkarbon" mit diesem zwar etwas kompromittierten, jedoch weltbekannten Namen zu ersetzen. Zweifellos hätten wir zu diesem Zweck die Nikitin-sche Stufenbezeichnung „Gschel" verwenden können, die um rund zehn Jahre älter ist als „Ural". Dieser Name hat aber ebenfalls mehrere Bedeutungen; dabei ist er in der Literatur weniger bekannt.

1. Namur- und Baschkir-Stufe. Der tiefere Teil der Moskau-Stufe

Allgemeine Kennzeichnung

Der hierher gehörige Komplex von etwa 1100 m Mächtigkeit besteht grösstenteils aus häufig abwechselnden Schichten von dunklem, verwittert grünlichgrauem serizitischem *Tonschiefer* und bräunlichgrauem *Sandstein*. Die Mächtigkeit der Schichten ist im allgemeinen 1 bis 2, ausnahmsweise sogar 20 bis 30 cm. Die Verteilung und Häufigkeit der fein- und grobkörnigen Glieder ist nicht nur im vertikalen, sondern auch im horizontalen Sinne verschieden; die Verfolgung einzelner, als charakteristisch erscheinender Horizonte wird durch die ungünstigen Aufschliessungsverhältnisse unmöglich gemacht. Der Streifenwechsel von verschiedener Korngrösse innerhalb der Schicht lässt manchmal Kreuzschichtung vermuten; innerhalb der tektonisch mehr beanspruchten Zonen kann aber auch Querschieferung beobachtet werden (Abb. 2—4).

Der Tonschiefer der Namur—Moskau-Stufe ist in zwei Fazies bekannt, welche sich voneinander durch das abweichende Mass der Schie-

ferung sowie der Fossilführung und des Kalkgehaltes unterscheiden. Die *fossilfreie* Fazies wird durch einen höheren Pressungsgrad, durch Mangel an Fossilien und Karbonaten, die *fossilführende* Fazies aber durch das Gegenteil gekennzeichnet. Gegenüber der glatten Absonderungsflächen des fossilfreien Schiefers* sind die Bruchflächen des fossilführenden Schiefers im allgemeinen uneben. Unter dem Mikroskop wird der Hauptunterschied durch das Auftreten bzw. den Mangel einer Paralleltextur abgegeben (Abb. 5 und 6).

Die fossilführende Fazies ist in der Regel etwas grobkörniger, ja manchmal sogar entschieden reich an Sandstein. So z.B. wird der fossilführende Schieferkomplex von Nagy- und Kisberenáslápa, sowie von Taróf̋, an dem W-O streichenden Bergrücken des Szárazpallag von der tieferen, fossilfreien Schiefermasse des Málbérc durch die Schichten eines groben Sandsteins getrennt. Bedauerlicherweise ist das Fossilreichtum grösstenteils selbst in der fossilführenden Fazies nicht bedeutend. Meistens können nur einige, von Limonitflecken umgebene Pflanzenstengelreste, sowie Abdrücke, bzw. Steinkernfragmente von Einzelkorallen, Krinoiden, Brachiopoden oder Mollusken gesammelt werden. Die verwitterten Trümmer des fossilführenden Schiefers sind oft durch Fe_2O_3 rot gefärbt.

Die Beziehungen zwischen den beiden Fazies werden durch einen lateralen Übergang gekennzeichnet. Zwar tritt der fossilführende Schiefer manchenorts nur in der Nähe der hangenden obermoskauischen Kalklinsen auf und erscheint deshalb jünger als der fossilfreie; an anderen Stellen reicht er aber – zu Lasten der fossilfreien Abart – tief unter die Kalklinsen hinab. So ist es in der nördlichen Nachbarschaft des Kalkzuges Zobóhegy—Dédesi Várhegy—Felsőszőlőköve, sowie in der Umgebung von Taróf̋ und Nyírbérc. Nichts ist bezeichnender für den Übergang der beiden Fazies ineinander als der Umstand, dass man in dem Tal Bánvölgy zwischen den beiden letztgenanten Orten ebenso vom Ablakoskővölgy gegen Szilvásvárad zu, bzw. östlich von Nyírbérc selbst in einer stratigraphisch identischen Lage nur mehr der eher gepressten, fossilfreien Schieferfazies begegnet. Die im unteren Teil des N—S Abschnittes des Bánvölgy im Liegenden der obermoskauischen Kalklinsen abgeteufte Bohrung Nagyvisnyó Nr. 1. kam bis zur Sohlentiefe von 504,60 m nicht aus der fossilführenden Schieferfazies heraus. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass die Verbreitung der in Frage stehenden Fazies von einer selektiven Dinamometamorphose bestimmt wurde, welche die durch die Korngrössenunterschiede des urpsrünglichen Sedimentes bedingten Differenzen weiter verschärfte.

Fossilinhalt und Alter der Bildung

Die grossen regionalen Abweichungen in der vertikalen Verteilung des fossilführenden Schiefers scheinen sich in der Nähe der in den oberen Teilen des Komplexes auftretenden, grauen Kalkschichten im allgemeinen auszugleichen.

* Der fossilfreie Tonschiefer wurde im oberen Abschnitt des Tales Bánvölgy früher als Dachschiefer abgebaut.

Die zusammengezogene Liste des spärlichen Fossilinhaltes von schwachem Erhaltungszustand ist wie folgt:

Calamites sp.
Hemifusulina moelleri RAUSER*
Crinoidea sp. div.
Linoproductus lineatus (WAAGEN)
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)
Avonia cf. echidniformis GRABAU
Spirifer sp.
Spirifer cf. *zitteli* SCHELLW.
Astartella? sp.
Aviculopecten sp.
Pleurotomaria sp.
Bellerophon sp.
Gastropoda sp.
Paladin eichwaldi (FISCHER)

Wie auch aus Tab. 3. zu sehen ist, hat in dieser, von mehreren Fundorten stammenden Gesamtfauna nur die aus den Kaschira- und Podolsk-Horizonten der Moskau-Stufe bekannte *Hemifusulina moelleri* einen bestimmteren chronologischen Wert. Obwohl diese Art im Bereich des Moskauer Beckens im Kaschira-Horizont häufiger ist, kann sein Fund im Bükk-Gebirge dennoch dem Podolsk-Horizont zugeschrieben werden. Die trotz der engeren Artauffassung langlebigen Brachiopoden der mit ersterem gleichbedeutend scheinenden und bereits erwähnten weiteren Fundorte *(Chaoiella gruenewaldti, Spirifer* cf. *zitteli, Avonia* cf. *echidniformis, Linoproductus lineatus)* erscheinen nämlich im Podolsk-Horizont, was der Altersbestimmung als Untermoskau widerspricht. Unsere Ansicht, derzufolge der höhere Teil der fossilführenden Schieferfazies bereits zum unteren Teil der Obermoskau-Stufe gehört, wird durch die Anwesenheit des die Namur—Moskau-Stufen durchlaufenden *Paladin eichwaldi* nicht berührt, durch die Lage der fossilführenden Schieferschichten unterhalb der Podolsk—Mjatschkowoer Kalklinsen von gemischter Fauna dagegen entschieden unterstützt. Für den tieferen Teil, bzw. den jenen ersetzenden fossilfreien serizitischen Tonschieferkomplex würde demnach die Einstufung Untermoskau und Baschkir—Namur am wahrscheinlichsten erscheinen.

2. Der obere Teil der Moskau-Stufe

(Podolsk- und Mjatschkowo-Horizont)

Allgemeine Kennzeichnung

Der obere Teil der Moskau-Stufe wird im Bükk-Gebirge von durch stärkere dunkelgraue Schiefereinlagerungen getrennte graue Kalklinsen vertreten. Das Schiefermaterial stimmt petrographisch mit den fossilfreien bzw. fossilführenden Schiefertypen der tieferen Horizonte überein,

* Bestimmung von S. E. ROSOWSKAYA (Moskau) für die von L. MAJZON (1955a, 1955b) als *Aljutovella* sp. mitgeteilte Form.

und kann daher beim Fehlen des Kalksteins von jenen nicht getrennt werden. Die aus dem umgebenden Schieferbereich morphologisch emporragenden, 5 bis 50 m mächtigen Kalklinsen von verschiedener Ausdehnung sind in parallele Linsenreihen angeordnet (Abb. 7—8 und 11—12). Obwohl diese oft eine beträchtliche und nicht nur einmalige tektonische Inanspruchnahme erfahren haben, können sie dennoch nicht als tektonisch zerrissene Teile langer, zusammenhängender Schichten angesehen werden. Nach ihren Beziehungen zum Schiefer zu urteilen, erscheinen sie meistens als Sedimentlinsen, deren Zahl und Anordnung erstgradig durch die stellenweise Anreicherung der biologischen Faktoren des Sedimentationsbeckens bestimmt war. Das auch ursprünglich nicht einförmige Bild der Anordnung wurde dann durch spätere Dislokationen weiter modifiziert.

Den Anhäufungsbedingungen gemäss ist das Material der Kalkschichten selbst innerhalb derselben Linse ziemlich abwechselnd. Die Mächtigkeit der Schichten bewegt sich zwischen 1—2 bis 40 cm, es ist aber auch bänkige, ja sogar dickbänkige Entwicklung zu beobachten. Die helleren Kalkschichten sind meistens kompakt, von splitterigem—muscheligem Bruch, oft dem Mitteltriaskalk überraschend ähnlich; die Ähnlichkeit wird durch das stellenweise Auftreten von dunkelgrauen oder rotbraunen Hornsteinknollen noch erhöht. Die körnigeren, Krinoidenführenden Kalkplatten tragen oft beträchtliche Pressungsspuren; der Umkristallisationsgrad steht dennoch von jenem der unterkarbonischen Kalke ziemlich weit. Die an Fossilien reicheren Kalkschichten sind in der Regel mergelig. Die chemische Zusammensetzung des Kalkes, sogar des darin hie und da beobachteten Hornsteins, ist schwach dolomitisch (s. Tab. S. 482—483).

Selbst die grösseren Kalksteinlinsen werden durch Schiefereinlagerungen gegliedert (Mártuskő, Felsőszőlőköve).

Zwischen den Kalkbänken ist stellenweise hellgrauer oder brauner, kieseliger *Sandstein*, sogar grobkörniges *Liditquarzkonglomerat* gelagert.

Die Fossilien der Bildung

Betreffs des Fossilinhaltes weisen selbst die im selben Streich liegenden Kalklinsen grosse Unterschiede auf. In den meisten haben wir ausser spärlichen Krinoiden-Stielgliedfragmenten oder stark umkristallisierten algenartigen Spuren andere, für die stratigraphische Beurteilung mehr brauchbare Versteinerungen bis jetzt noch nicht vorgefunden. Es gibt aber auch verhältnismässig reichere Fundorte (Tarófő—Nagyberenás). Die Biofazies des Kalkes unterscheidet sich selbstverständlich von jener des im Liegenden befindlichen oder sich mit ihm abwechselnden fossilführenden Schiefers. Beide sind aber dadurch gekennzeichnet, dass ihre Fossilien bentonische Formen sind, unter denen die *Krinoiden* die häufigsten sind. *Stockbildende Korallen, Tabulaten, Kalkalgen* sind nur aus einigen Linsen der Kalksteinfazies bekannt; im mergeligen Kalk sind die *Fusuliniden* am meisten verbreitet. *Einzelkorallen, Mollusken* und *Brachiopoden* kommen im Schiefer und Kalk, mit vielen abweichenden Arten nebst manchen übereinstimmenden gleichermassen vor.

Viel seltener sind die *Bryozoen* und die *Trilobiten*. Die auf die Schieferfazies beschränkten Reste von *Pteridophyten* wurden offenbar eingeschwemmt.

Die Kalkalgen wurden von M. HERAK und V. KOCHANSKY-DEVIDÉ (Zagreb), die Foraminiferen von S. E. ROSOWSKAYA (Moskau), die Korallen teilweise von T. A. DOBROLJUBOWA, I. I. TSCHUDINOWA und N. W. KABAKOWITSCH (Moskau) teilweise von F. HERITSCH (Graz) und G. KOLOSVÁRY (Szeged), die anderen Fossilien von Z. SCHRÉTER (Budapest) bestimmt. In der Literatur sind ausser den in unseren Listen angegebenen noch viele weitere Formen erwähnt. Ein Teil dieser Formen wurde aus dem Grunde gestrichen, weil es sich bei der Revision herausstellte, dass sie in andere Gattungen gehören. So verteilen sich z. B. die von F. HERITSCH (1944) bzw. G. KOLOSVÁRY (1951) unter den Namen *Waagenophyllum indicum, W. colombicum, W. chitralicum* und *Polythecalis rosiformis* aus den bezüglichen Schichten beschriebenen Arten in der Wirklichkeit unter den Gattungen *Corwenia, Campophyllum*, bzw. *Lonsdaleiastraea*. Die systematische Zugehörigkeit eines anderen Teiles der Formen ist zwar noch nicht entschieden, doch ist ihre bisherige Bestimmung offenbar unrichtig („*Siphonophyllia sophiae*"). Die an und für sich vielleicht richtige, mit den anderen Fossilien dennoch unvereinbare Bestimmung der wahrscheinlich aus Irrtum oder Verwechslung beigemengten Versteinerungen wurde ebenso weggelassen. Schliesslich verzichteten wir auf die Aufzählung der speziellen Neubearbeitung erheischenden *Bryozoa*.

Nachdem zur Altersbestimmung und zur Aufgliederung die Profile im südlichen Flügel der Nordbükker Antiklinale nicht mehr geeignet sind, werden wir diese von den Fundorten des nördlichen Flügels getrennt behandeln.

Der südliche Flügel der Nordbükker Antiklinale

a) Éleskővár. Eine grössere, stellenweise hornsteinführende, in der Mitte graue serizitische Tonschiefereinlagerung enthaltende Kalklinse, deren Liegende aus mehr gepresstem, fossilfreiem Schiefer, das Hangende aber aus unterpermischem dunklem Schiefer besteht:

Fusulinella ex gr. *bocki* MOELLER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella cf. *schwagerinoides* DEPRAT
Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV
Fusulina kamensis SAFONOVA
Syringoporacea
Corwenia sp.
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY
Caninia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG
Dibunophyllum yüi CHI
Dibunophyllum aff. *mülleri* HER.
Lonsdaleiastraea sp.
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)

b) Ölyvesvölgy. Eine kleinere Kalklinse in ähnlicher Lage wie die von Éleskővár, mit folgenden Formen:

Dvinella sp.
Pseudotriticites sp.
Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG

c) Tarófő—Nagyberenás. Fünf Kalklinsen im Hangenden der fossilführenden Schiefer des anlässlich der Behandlung des namurisch-moskauischen Schieferkomplexes erwähnten Profils von Szárazpallag—Tarófő, deren Zusammengehörigkeit neben der identischen Lage und Anordnung in einer Streichung auch durch die Fossiliengemeinschaft unterstützt wird (Tab. 2.).

Tabelle 2.

Die Fauna der Fundstellen in der Umgebung von Tarófő—Nagyberenás

Artname	Oberteil des Ablakoskő-Tales	Nagyberenás	Kisberenás	Tarófő	200 m NO von Tarófő
Anthracoporella spectabilis PIA		+	+	+	
Dvinella comata CHVOROVA		+			
Fusiella sp.			+	+	
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)			+	+	
Pseudostaffella sp.		+			
Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV				+	
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENBERG				+	
Bradyina sp.			+	+	
Auloporacea sp.	+	+			+
Syringoporacea sp.	+	+		+	+
Chaetetida sp.	+	+		+	
Corwenia sp.	+	+		+	
Campophyllum sp.	?	?		?	
Lonsdaleiastraea sp.	+	+			
Lithostrotion sp.		+			
Caninia sp.	+			+	
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENBERG				+	
Caninia nikitini STUCKENBERG	+	+			
Dibunophyllum yüi CHI		+			
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY		+			
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)		+			
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)		+			
Linoproductus lineatus (WAAGEN)		+			
Echinoconchus elegans (MCCOY)		+			
Phricodothyris asiatica (CHAO)		?			
Choristites sp. div.		+			
Spririfer cf. *carnicus grandis* SCHELLW.		+			
Spirifer zitteli SCHELLW.		+			
Spirifer sp.	+				
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)		+			
Macrochilina sp.	+	+			
Trachydomia wheeleri (SWALLOW)			+		
Naticopsis sp.	+				
Holopella sp.	+				
Loxonema sp.	+				

Auf Grund der Verwandtschaft ihrer Fauna können die fossilführenden Kalklinsen von Tarófő—Nagyberenás mit denen von Éleskővár und Ölyvesvölgy parallelisiert werden. Den beiden letzteren gegenüber

ist jedoch die Schichtenfolge von Nagyberenás kompletter, da im Hangenden der hiesigen fossilführenden Kalklinsen erst ein etwa 100 m mächtiger, dunkelgrauer Tonschiefer, dann eine zweite, höher liegende, jedoch fossilarme Kalklinsenreihe folgt, die stellenweise auch Quarzitsandstein-Zwischenlagerungen enthält. Diese berührt sich (unmittelbar, oder durch Vermittlung von nur örtlich auftretendem, grobem Quarzkonglomerat) mit einem unterpermischen bunten Schieferkomplex (Abb. 9—10).

In nordöstlicher Richtung können beide Linsenreihen in einer im wesentlichen unveränderten Lage bis zur Gegend des Felsen Kapubérc verfolgt werden. Fossilien sind jedoch, ähnlich wie in der Umgebung von Tarófő, nur in der unteren Linsenreihe zu finden.

d) So sind also die folgenden Fossilien zum Vorschein gekommen: aus der Kalklinse von *Darázskőlápa*, dem östlicheren Quellenarm des Tales Bánvölgy (gesammelt von G. Kolosváry):

Campophyllum ? sp.
Caninia sp.
Caninia nikitini Stuckenberg;

aus der Kalklinse zwischen den beiden Armen des Tales Verebcelápa, auf dem Gratwege der vom Berg Dédesi Várhegy nach Bánkút führt (150/1954. B.K.):

Corwenia sp.;

nordöstlich von hier in etwa 225 m Luftlinien-Entfernung aus der Kalklinse von *Tornafőlápa* (gesammelt von G. Kolosváry):

Syringoporacea
Corwenia sp.
Campophyllum sp.
Caninia sp.
Caninia nikitini Stuckenberg

e) Das unmittelbare Schiefer-Hangende der tieferen Kalklinse auf 120 m nach NNW von der Jószerencsét-Quelle enthält *Krinoiden* (71/1956.B.K.).

f) Von da ab fehlen die bisher häufigen *Rugosa* aus den unteren Kalklinsen, und über eine beträchtliche Strecke wird dieser Horizont nur von den auch am Fundort Nagyberenás häufigen *Chaetetiden* begleitet (Kapubérc; Fundorte zwischen den Telephonstangen Nr. 289—299 bzw. 302—303 an der Landstrasse Mályinka—Lillafüred).

Zwischen Kapubérc und Csikorgó—Farkasnyak erfährt das bisher einfache Lagerungsbild eine erhebliche Veränderung (Abb. 11. und 12.), da in dem dunkelgrauen, hie und da krinoidenführenden Tonschieferkomplex über den *Chaetetes* enthaltenden Kalklinsen eine wechselnde Zahl von neueren grauen Kalkzwischenlagerungen zu sehen ist. Auf die dunklen Schiefer nach dem Felsentor von Csikorgó folgen drei solche Kalklinsen, die – nach dem dichten Schutt zwischen den Felsenrippen zu urteilen – schon durch bunte Schiefer- und Sandsteinschichten

voneinander getrennt sind. Der überwiegende Teil des bunten Schieferkomplexes (Unterperm) folgt aber erst im Hangenden dieser Kalklinsen.

Dieses Profil – vereinigt mit dem von Tarófő—Nagyberenás – ist gegenwärtig der brauchbarste unter allen Profilen der Bükker Karbonkalklinsen. Es mag nicht nur die Faziesverhältnisse im allgemeinen, sondern auch das Alter der von Tarófő bis Csikorgó dahinziehenden höheren Kalklinsenreihe beleuchten.

Die Fossilien der einzelnen Fundstellen sind folgend:

α) Aus den Kalkfelsen von Kapubérc und aus den daran östlich anschliessenden Kalklinsen:

Chaetetiden

β) Aus der Kalklinse zwischen den Telephonstangen Nr. 288—289. an der Mályinka—Lillafüreder Landstrasse (4a/1959. B.K.):

Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)

γ) Aus den Kalkschichten des Csikorgóer Felsentores:

Krinoiden

δ) Aus den dunkelgrauen Tonschiefern im Hangenden der Kalkschichten des Csikorgóer Felsentores:

Krinoiden
Brachiopoden-Bruchstücke

ε) Aus der ersten Kalklinse südlich vom Csikorgóer Felsentore (4/1959.B.K.):

Triticites sp.

ζ) Aus der zweiten Kalklinse südlich vom Csikorgóer Felsentore (1/1956. B.K.):

Quasifusulina eleganta SHLYKOVA
Quasifusulina cf. *tenuissima* SCHELLWIEN
Pseudofusulina pseudojaponica DUTKEWICH

η) Aus der dritten Kalklinse südlich vom Csikorgóer Felsentore (3/1959. B.K.), bzw. vom Südrande des Csikorgó-Sattels, am Wege Farkasnyak—Szentlélek (1 und 2/1959.B.K.):

Quasifusulina longissima (MOELLER)
Quasifusulina tenuissima (SCHELLWIEN)
Triticites ex gr. *ohioënsis* THOMPSON
Triticites arcticus SCHELLWIEN
Triticites cf. *acutus* DUNBAR et CONDRA

Nachdem aber der unter γ) erwähnte, krinoidenführende Kalk des Felsentores sich eng an den Kalkzug des Csikorgó-Grates anschliesst, kann diese und mit ihr auch die von hier aus bis zur südlichen Nachbarschaft des Tarófő reichende höhere, fossilarme Linsenreihe als uralisch angesehen werden. Die im Liegenden der Kalkfelsen des Látókő—Csikorgó Zuges befindlichen dunklen Kalklinsen gehören aber zweifellos zu dem oberen Teil der Moskau-Stufe. Infolgedessen kann die Stufengrenze an der Oberkante jenes Schieferbandes gezogen werden, der die obermoskauischen und uralischen Kalke voneinander trennt.

Die uralischen Kalklinsen in der südöstlichen Nachbarschaft des Felsentores sind bestimmt von dem Csikorgó-Zug abzweigende isopische Fazieszungen. Aber auch die in dieser Gegend beobachtete Zunahme der Zahl der moskauischen Kalklinsen erklärt sich durch mehrfache Faziés-Wiederholung.

Der Nordflügel der Nordbükker Antiklinale

Die im Südflügel der Karbon-Antiklinale des Bükk-Gebirges beobachteten obermoskauischen und uralischen Bildungen wiederholen sich am nördlichen Teil der Antiklinale mit entgegengesetztem Einfall. Teils in Ermangelung von Fossilien, teils zufolge tektonischer Ursachen ist die Abtrennung dieser Gebilde beiweitem nicht so klar, wie am Südrande der Antiklinale. Deshalb müssen wir uns einstweilen mit der Aufzählung der einzelnen auf die Moskau-Stufe beschränkten Fundorte begnügen:

g) *Cakókő* (19/1955.B.K.):

Anthracoporella spectabilis Pia
Ozawainella sp.
Pseudostaffella cf. *sphaeroidea* (Ehrenberg)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (Ehrenberg)
Fusulinella colaniae Lee et Chen
Bradyina sp.
Palaeotextularia sp.
Chaetetida sp.
Dibunophyllum aff. *mülleri* Heritsch

h) Vom Kalkfelsen *Mártuskő* (202/1954.B.K.):

Pseudoendothyra sp.
Krinoiden
Gastropoda sp.

i) Aus einer dünneren Kalkbank in 100 m Entfernung nördlich von *Mártuskő*, neben der Landstrasse (201/1959.B.K.), bzw. aus der mittleren Kalkscholle nordöstlich von Mártuskő (22/1955.B.K.):

Anthracoporella sp.

j) Vom Kalkfelsen *Piritókő*:

Fusulina ex gr. *schwagerinoides* Deprat
Fusulina ex gr. *distenta* Roth et Skinner
Polythecalis sp.

k) Aus der Kalkscholle an der Westseite des *Dédesi Várhegy*, im Liegenden des Unterperm (Fundstelle K. 65.; Sammlung von G. Nagy):

Ozawainella angulata (Colani)
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides Deprat
Fusulina samarica Rauser et Beljaev
Bradyina cf. *samarica* Reitlinger

l) Felsőszőlőköve. Vom Westrande des N—S Grates (2/1957.B.K., 4/1957.B.K.):

Dvinella sp.
Fusiella typica LEE et CHEN
Fusiella sp.
Ozawainella sp.
Fusulinella bocki MOELLER
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYKOVA
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV
Bradyina sp.
Spongioperfida sp.

m) Felsőszőlőköve. Von unbestimmten Fundstellen aus der Sammlung von F. LEGÁNYI und G. KOLOSVÁRY:

Corwenia sp.
Lonsdaleoides bükkiensis KOLOSVÁRY
Caninia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Lonsdaleiastraea sp.
Einzelkorallen
Camarophoria purdoni (DAVIDSON)
Avonia cf. *echidniformis* GRABAU em. CHAO
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Spirifer carnicus SCHELLWIEN
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Martinia sp.

n) Felsőszőlőköve. Von der SW-Seite des W—O Grates über dem Barócvölgy:

Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Brachythyrina sp.

o) Felsőszőlőköve. Aus einer in dunklen Schiefer eingeschlossenen, koralligenen Kalkscholle an Nordseite des W—O Grates:

Syringoporacea div.
Caninia sp.

p) Alsószőlőköve (6/1957.B.K. und eine von F. LEGÁNYI, gesammelte Probe):

Dvinella comata CHVOROVA
Ozawainella angulata COLANI
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella subquadrata GROZDILOVA et LEBEDEVA
Pseudostaffella sp.
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYKOVA
Fusulinella cf. *schwagerinoides* DEPRAT
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV
Fusulina distenta ROTH et SKINNER
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV
Fusulina kamensis SAFONOVA
Bradyina cf. *samarica* REITLINGER
Caninia cf. *nikitini* STUCKENBERG

r) Gemeinde *Dédes*. Kalkfels um die katholische Kirche:

Fusulina ex gr. *elegans* RAUSER et BELJAEV
Chonetes sp.
Linoproductus lineatus WAAGEN
Spirifer cf. *carnicus* SCHELLW.
Martinia sp.
Murchisonia sp.

s) Kalkfels *Dezsőkő* (Abb. 13):

Ozawainella angulata (COLANI)
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella umbilicata (PUTRJA et LEONTOVICH)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Fusulinella bocki MOELLER
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN
Fusulina distenta ROTH et SKINNER
Fusulina ex gr. *distenta* ROTH et SKINNER
Eolasiodiscus sp.
Glomospiroides sp.
Corwenia sp.
Caninia sp.

ss) Kalkfels *Szelecsikő:*

Fusulina sp.
Corwenia sp.
Caninia nikitini STUCKENBERG
Caninia sp.
Polythecalis sp.
Dictyoclostus uralicus (TSCHERNYSCHEW)
Chaoiella cf. *gruenewaldti* (KROTOW)
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Martinia sp.
Schizophoria indica (WAAGEN)

t) Kalkeinlagerung in der Mitte des *Szelecsivölgy:*

Dvinella comata CHVOROVA

u) Aus Tonschiefer im oberen Teile des *Szelecsivölgy:*

Neospirifer fasciger (KEYSERLING)

ü) Aus der Kalklinse *an SW-Seite der Mündung des Alavölgy*, der dem Szelecsivölgy vom Westen benachbart ist:

Anthracoporella spectabilis PIA
Ozawainella sp.
Pseudostaffella larionovae RAUSER et SAFONOVA
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)
Fusulina kamensis SAFONOVA
Bradyina sp.
Syringoporacea div.
Caninia sp.
Caninophyllum sp.
Polythecalis sp.

v) Aus dem Kalkbruch an der Ostseite der Mündung des *Somosvölgy:*

Corwenia sp.
Linoproductus cf. *lineatus* (WAAGEN)
Spirifer sp. div.
Entolium sp.
Euomphalus sp.
Orthoceras ? sp.

w) Aus dem *Eisenbahneinschnitt Nr. 1.* bei Nagyvisnyó (Abb. 14):

α) Aus dem Algenkalk im Hangenden der dunklen Schiefer, die oberhalb der südlichsten Kalkscholle an der Westseite des Einschnittes liegt:

Anthracoporella spectabilis PIA
Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHRENBERG)

β) Aus der Kalkeinlagerung des dunklen Tonschiefers über dem Anthracoporellenkalk (91/1956.B.K.):

Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)
Polypatina sp.

γ) Aus dem kalkigen Tonschiefer über dem Anthracoporellenkalk (GY. RAKUSZ 1932 und Z. SCHRÉTER 1954b. p. 294; 1948):

Einzelkorallen
Bryozoen
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)
Dictyoclostus uralicus (TSCHERNYSCHEW)
Linoproductus cf. *lineatus* (WAAGEN)
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)
Echinoconchus punctatus MARTIN
Jurezania juresanensis bükkiana (RAKUSZ)
Camarophoria sanctispiritus septemplicata (HER.)
Spirifer zitteli SCHELLWIEN
Spirifer fritschi SCHELLWIEN
Martinia sp.
Enteletes sp.
Parallelodon vadászi RAKUSZ
Parallelodon sp. ind.
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW
Astartella bükkiana RAKUSZ
Streblochondria ? pusilla (SCHLOTHEIM)
Streblochondria ? cf. *sericea* (VERNEUIL)
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERNYSCHEW)
Streblochondria sp. ind.
Synciclonema sp. ind.
Aviculopecten sp. ind.
Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENBERG)
Lima krotowi STUCKENBERG
Lima sp.
Laevidentalium cf. *priscum* (MÜNSTER)
Bucania aff. *moravica* KLEBELSBERG
Raphistoma aff. *radians* KONINCK
Straparollus sp.
Capulus sp. ind.
Platyceras aff. *compressus* KONINCK

δ) An der Ostseite des Einschnittes, aus dem Kalk über dem fossilführenden Schiefer:

Paladin eichwaldi (FISCHER)

z) Am Ende des N—S Abschnittes des *Bánvölgy*, aus der in dunklen Schiefer eingeschlossenen Kalkscholle (105/1954.B.K.):

Anthracoporella spectabilis PIA

zz) Aus der Kalkscholle an Ostseite des Hügels westlich vom Körtvélyszer bei *Mályinka* (217/1954.B.K.):

Antracoporella spectabilis PIA

Unter den im Nordflügel der Nordbükker Antiklinale beobachteten Profilen ist zweifellos dasjenige des Eisenbahneinschnittes Nr. 1. das vollkommenste. Die fossilführenden Schichten im südlichen Teil des Einschnittes verkörpern die Grenze Podolsk—Mjatschkowo, die beiden sich von S her anschliessenden fossilfreien Kalklinsen aber wahrscheinlich den oberen Teil des Podolsk-Horizontes. Diese Feststellung steht mit dem Fossilinhalt der Felsen Dezsőkő, Szelecsikő und des Felsen westlich der Einmündung des Tales Alavölgy im vollen Einklang. Unsicherer ist die Zugehörigkeit des krinoidenführenden Kalkes am nördlichen Ende des Einschnittes Nr. 1. und des dunkelgrauen Schieferkomplexes in dessen Hangenden (bis zum Unterperm des Einschnittes Nr. 2), da wir zur Trennung des Mjatschkowo-Horizontes und des Uraliens innerhalb desselben heute noch keinen Anhaltspunkt besitzen. Es bedarf aber in dieser Beziehung weiterer Aufsammlungen auch in anderen Teilen des nördlichen Antiklinalflügels.

Stratigraphische Auswertung der obermoskauischen Faunen des Bükk-Gebirges

In Bezug auf die Frage der Verbreitung und der stratigraphischen Rolle der jungpaläozoischen Fossilien hat man seit dem Erscheinen des Werkes von RAKUSZ (1932) überall in der Welt bedeutende Fortschritte erzielt. Besonders ansehnlich ist dieser Fortschritt in der Sowjetunion, wo es den Forschern gelang, durch eine ausserordentlich feine Gliederung des marinen Jungpaläozoikums in der Umgebung von Moskau, in dem Donez-Becken und auf dem Ural-Gebiet nicht nur die früheren Verwirrungen der stratigraphischen Einteilung aus dem Weg zu schaffen, sondern zugleich auch zur Gliederung der gleichaltrigen Sedimente anderer Gebiete eine vorzügliche Vergleichsbasis zustande zu bringen. Die Forschungen nordamerikanischer, sowjetischer, chinesischer, japanischer und anderer Autoren haben zum gleichen Ergebnis geführt, nämlich dass die für ausgedehnte Gebiete gültige stratigraphische Gliederung der jungpaläozoischen marinen Sedimente – neben den *Ammonoiden* – in erster Linie durch die weitverbreiteten, jedoch relativ kurzlebigen *Fusuliniden*-Gattungen gewährleistet werden kann. Allen anderen Fossiliengruppen kommt infolge der langen Lebensdauer oder Faziesgebundenheit der betreffenden Arten, eventuell infolge ihres unzureichenden Studiums in der Lösung der stratigraphischen Fragen des Jungpaläozoikums nur eine *lokale* oder *Aushilfsrolle* zu.

Die auf der Untersuchung von Bohrmaterialien beruhende tiefgeologische Richtung begünstigt zweifelsohne die Fortentwicklung der sich auf die führende Rolle der *Fusuliniden* stützenden stratigraphischen Gliederung. Wie gross aber auch die Möglichkeiten sein mögen, welche diese Richtung für den stratigraphischen Vergleich weiter Gebiete schafft, hat sie auch ihre wunde Punkte, die sich immer mehr merkbar machen:

a) Obwohl die Ausarbeitung der bezüglichen Methoden und die Trennung der systematischen Einheiten in den letzten Jahrzehnten sich weitgehend entwickelte, erheischt die Bestimmung der *Fusuliniden* eine grosse Übung. Daher die irrtümlichen Bestimmungen und die nomenklatorische Konfusion in der Literatur, denen bis heute nicht Einhalt geboten werden konnte!

b) Anderen Fossilien ähnlich ist auch die Häufigkeit, sowie horizontale und vertikale Verbreitung der *Fusuliniden* (aus faziellen Gründen) nicht überall die gleiche, so dass sie von einzelnen Gebieten oder aus verschiedenen Teilen desselben Profils vollständig fehlen können. Die Assoziation einzelner *Fusuliniden*-Formen mit anderen kann je nach Gebieten recht verschieden sein, was zu schwankender Zeitbestimmung führt. Ein auffallendes Beispiel bietet hiefür der chinesische Chuanshan-Kalk, der neben *Triticites simplex, T. parvulus* (also Formen des osteuropäischen Oberkarbons) und neben einigen vom Karbon ins Perm hinübergehenden Arten *(Pseudofusulina gregaria, P. tschernyschewi, Quasifusulina longissima, Triticites contractus)* auch *Rugosofusulina alpina, „Schwagerina princeps"* und *Pseudoschwagerina „fusulinoides"* aufweist, und daher seine Altersbestimmung je nachdem zwischen Ural- und Sakmara-Stufe schwankt, ob die ersteren oder die letzteren Formen mehr beachtet werden (J. S. Lee 1931; Li Si-huan 1952; H. Schuchert 1935; Lu Yen-hao 1956; F. Kahler, 1961). Von Japan werden ausser *Triticites simplex* einige horizontbezeichnende Leitformen des osteuropäischen „Oberkarbons" *(Triticites arcticus* und *T. montiparus)* aus der Gesellschaft von *Pseudoschwagerinen*, also aus unterpermischen Bildungen erwähnt (R. Toriyama 1958; K. Kanmera 1958). Dies ist ein Beweis dafür, dass die feinstratigraphische Gliederung eines wohlbekannten Gebietes nicht ohne weiteres mechanisch auf ein anderes angewendet werden kann. Die zur genauen Altersbestimmung notwendige, sich womöglich an eine kontinuierliche Schichtenfolge anknüpfende biostratigraphische Analyse ist daher auch im Falle der *Fusuliniden* unentbehrlich. Wo aber eine solche Analyse Schwierigkeiten begegnet, ist von vornherein mit einer gewissen Ungenauigkeit zu rechnen. Dies geht aus der Analyse der Bükker Fauna, deren Gesamtheit an den Seiten 300—302 des ungarischen Textes aufgezählt wird, klar hervor.

Die Artdauer (Hemere) der stratigraphisch auswertbaren Formen oder deren nächster Verwandten wird in der Tab. 3 (im ungarischen Text) vorgestellt. Aus der Tabelle geht es hervor, von den obermoskauischen Fossilien des Bükk-Gebirges nur die *Fusuliniden* und die *Dibunophyl-*

lum-Arten einen bestimmteren horizontbezeichnenden Wert besitzen. Neben einigen, vom Visé oder Namur bis zur Moskau-Stufe oder noch länger gelebten Formen *(Echinoconchus elegans, E. punctatus, Bucania* aff. *moravica, Raphistoma* aff. *radians, Laevidentalium* cf. *priscum, Paladin eichwaldi)* ist die Zahl der Arten, deren Vorläufer in der Baschkir-Stufe zum ersten Mal erschienen, insgesamt drei: *Pseudostaffella subquadrata, Pseudoendothyra pseudosphaeroidea, Neospirifer fasciger.* Von diesen ist die erste bis zur Mitte der Moskau-Stufe, die zweite bis zur Artinsk-Stufe, die dritte aber bis zum Ende des Perm bekannt.

Von den fünf Formen, deren Lebensdauer mit dem Uralien beginnt, sind nur zwei genau bestimmt. Von diesen ist *Camarophoria sanctispiritus septemplicata* nur aus dem Uralien bekannt, während *Streblochondria pusilla* bis zum Ende des Perm lebte. Die anderen drei Formen *(Caninia* cf. *ruprechti, Spirifer* cf. *carnicus grandis, Streblochondria* aff. *ufaënsis)* können infolge der nur annähernden Bestimmung bloss mit Vorbehalt in Betracht gezogen werden. (Es ist allerdings zu bemerken, dass die mit *Spirifer* cf. *carnicus grandis* eng verwandte Form *Sp. carnicus* schon in der Moskau-Stufe auftritt.

Sämtliche artlich bestimmte weitere Formen (47 an der Zahl) oder deren nächste Verwandten setzen in der Moskau-Stufe ein, und 17 von ihnen übertreten nicht oder kaum die obere Grenze. An die letzteren schliessen sich 4 tiefer beginnende, aber in der Moskau-Stufe schon endende Formen an *(Pseudostaffella subquadrata, Bucania* aff. *moravica, Raphistoma* aff. *radians, Paladin eichwaldi).* All dies spricht eindeutig für das Moskau-Alter der einschliessenden Schichten.

Da der überwiegende Teil der Fossilgemeinschaft von solchen Arten besteht, die im oberen Teile der Moskau-Stufe einsetzen, ist in erster Reihe an den Podolsk—Mjatschkowo-Horizont zu denken. Diese Annahme erscheint auch durch die Anwesenheit von *Fusuliniden*-Arten nicht widerlegt, die bis jetzt ausschliesslich (oder zum Grossteil) aus tieferen Schichten bekannt waren *(Hemifusulina moelleri, Pseudostaffella subquadrata, Ps. larionovae, Ps. umbilicata, Fusulinella colaniae),* nachdem diese auch ansonsten nicht häufigen Arten in den Faunen der Bükker Fundorte sich überwiegend zu jüngeren Formen gesellen (S. E. Rosowskaya, 1963. p. 21.).

Die Lage innerhalb der Obermoskau-Stufe kann auf Grund einer Übersicht der Fossilgemeinschaften der einzelnen Fundorte beurteilt werden. Die Faunen sind in drei Gruppen einzureihen:

1) In Ermangelung der im Mjatschkowo-Horizont auftretenden Formen und infolge der Anwesenheit von Formen, die höher als im Podolsk nicht vorkommen *(Fusulinella colaniae, Dibunophyllum* aff. *mülleri; Pseudostaffella umbilicata; Pseudostaffella larionovae* und *Fusulina kamensis)* kann die Fossiliengemeinschaft des Cakókő, Dezsőkő und des Felsen westlich von der Öffnung des Alavölgy zum *Podolsk* gerechnet werden.

2) Auf eine Entstehung an der *Podolsk—Mjatschkowo-Grenze* weist die Fauna von Éleskővár und Alsószőlőköve hin, die neben älteren Formen *(Fusulina kamensis, Dibunophyllum* aff. *mülleri* bzw. *Pseudostaffella subquadrata, Fusulina kamen-*

sis und *Bradyina* cf. *samarica)* bereits Arten enthält, die im Mjatschkowo einsetzen. (Zu den letzteren gehören am Éleskővár *Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides* und *Dielasma elongatum*, am Alsószőlőköve aber *Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides* und F. *schwagerinoides adjunctus)*.

3) Unbestimmten Charakters ist die nur durchlaufende Formen enthaltende Fauna des Szelecsikő, des Tarófő und des Kalkschollens im oberen Teil des Ablakoskő-Tales.

d) Eher *Mjatschkowo-Charakter* weist die Fauna des Ölyves-Tales, des Nagyberenás, des Pirítókő, des Kalkschollens an der Westseite des Dédesi Várhegy, des Felsőszőlőköve und des Eisenbahneinschnittes Nr. 1 von Nagyvisnyó auf, in denen neben den die Podolsk- und Mjatschkowo-Horizonte durchlaufenden Formen auch einige im Mjatschkowo erscheinende Arten anwesend sind, u. zw. in der obigen Reihenfolge der Fundorte: *Pseudotriticites* sp.; *Isogramma paotechowensis, Dielasma plica; Fusulinella* ex gr. *schwagerinoides; Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides; Spirifer* cf. *carnicus; Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides, Fusulinella schwagerinoides adjunctus, Spirifer carnicus; Linoproductus cancriniformis, Echinoconchus* cf. *fasciatus*.

Unter Zugrundelegung der in der Sowjetunion festgesetzten biostratigraphischen Reihenfolge können also unter den aufgezählten Faunen gewisse Altersunterschiede festgestellt werden. Es ist aber allerdings zu betonen, dass der Fossilinhalt (im allgemeinen oder nur betreffs der *Fusuliniden)* oft sogar für die fossilführenden Schichten viel zu ärmlich ist, während für die Sammlung aus dem Liegenden und Hangenden der versteinerungsreicheren Bänken nur sehr selten die Möglichkeit besteht. Nachdem unter solchen Bedingungen die zur Verfügung stehenden Fossilien nicht aus von Schicht auf Schicht fortschreitender Aufsammlung stammen, können wir uns über die *wirkliche* biostratigraphische Reihenfolge der Faunen vorläufig nur mit Vorbehalt äussern. Obwohl geringere Verschiebungen in der stratigraphischen Lage der fossilführenden Kalklinsen schon aus faziellen Ursachen nicht unmöglich sind, wird die Annahme wesentlicherer Altersunterschiede auf Grund ihres Lagerungsbildes berechtigt. Im allgemeinen lässt sich also soviel aussagen, dass *das Alter der besprochenen Faunen sich um die Grenze Podolsk—Mjatschkowo* bewegt. Diese Feststellung steht im Einklang mit der Tatsache, dass sich im Liegenden der Kalklinsen von Tarófő—Nagyberenás Unterpodolsk-Schiefer befinden (s. S. 569), aber auch damit, dass die dunklen Schiefer im unmittelbaren Hangenden der fossilführenden Kalklinsen teilweise oder gänzlich den höheren Teil des Mjatschkowo-Horizontes vertreten (s. S. 574).

3. Ural-Stufe

Allgemeine Kennzeichnung

Die uralische Schichtenfolge des Bükk-Gebirges enthält die Gesteinstypen der namur—moskauischen bzw. unterpermischen Schichtenreihe vermischt, und stellt daher nicht nur stratigraphisch, sondern auch faziell

einen Übergang zwischen denselben dar. Der tiefere Teil besteht überall aus grauen Kalk-, Tonschiefer- und Sandsteinschichten, die von dem Obermoskau-Komplex nicht leicht zu unterscheiden sind. Hie und da (z. B. südlich vom Taróf̋, s. Fig. 9 und 10) schliesst sich zu den erwähnten Schichten ein grobes, lyditführendes Quarzkonglomerat an. Diese Entwicklungsweise verändert sich meistens auch im oberen Teil der Schichtenfolge nicht. Stellenweise wird aber der dunkelgraue Schiefer, der als Zwischenlagerung zwischen den höheren Kalklinsen zu sehen ist, teilweise oder gänzlich durch grüne, rote oder weissliche Schiefer- und Sandsteinschichten ersetzt. Diese stimmen zwar vollständig mit den Haupttypen des nachstehend zu beschreibenden unter- und mittelpermischen bunten Schieferkomplexes überein, trotzdem kann der Zwischenlagerungscharakter ihrer von dunklem Kalkstein oder Schiefer eingeschlossenen Schichten (ungeachtet der geringen Zahl der ausgiebigen Aufschlüsse) entschieden festgestellt werden.

Schon bei der Übersicht der obermoskauischen Schichtenfolge wurde erwähnt, dass der Eisengehalt der dunklen Schieferschichten oft eine rötliche Färbung ihrer verwitterten Stücke verursacht. Im Graben, welcher von der Westseite des Felsőszőlőköve in das Baróc-Tal führt, wurde ein wiederholter Wechsel dunkelgrauer Kalke und Schiefer mit roten oder grünlichen Schiefer- und Sandsteinschichten beobachtet. Obwohl es in Ermangelung von Fossilien nicht möglich war, die stratigraphische Lage der hiesigen Schichtenfolge zu bestimmen, sehen wir darin trotzdem den Beweis dafür, dass die beiden Fazies (dunkler Tonschiefer mit Sandstein, bzw. bunter Schiefer mit Sandstein) nicht weit voneinander stehen, so dass die eine leicht durch die andere ersetzt werden kann.

Das Alter der Bildung

Die ersten Beweise für die Anwesenheit der Ural-Stufe im Bükk-Gebirge wurden aus der östlichen Nachbarschaft des Landstrassenabschnittes von Farkasnyak gewonnen, wo wir verschiedene *Triticites*-, *Quasifusulina*- und *Pseudofusulina*-Arten gefunden haben (s. S. 574 und Fig. 15). Der einzige wunde Punkt in diesem Profil besteht darin, dass die Grenzoberflächen der zwischen die *Triticites* und *Quasifusulina* enthaltenden Kalklinsen eingelagerten bunten Schichten nicht erschlossen sind.

Auch die drei Kalklinsen, die sich in der östlichen Nachbarschaft des Kerekhegy im Liegenden des unterpermischen bunten Schieferkomplexes in N—S-Streichung anordnen, sind auf Grund ihrer ähnlichen Lage selbst ohne paläontologische Beweise in die Ural-Stufe einzureihen. Diese werden nämlich von dem weiter östlich folgenden Kalk- und Schieferkomplex durch ähnliche bunte Schiefer getrennt, wie die *Triticites* und *Quasifusulina* führenden Kalklinsen des Farkasnyak. Die östliche Fortsetzung dieses bunten Schieferstreifens der Ural-Stufe ist — nach einer rechtwinkligen Abbiegung — im Hügelvorsprung wieder zu finden, der die südlichen Quellenarme des Csondró-Tales abtrennt. Bedauerlicherweise ist der bunte Schiefer auch hier nur in Trümmern zu sehen.

Auch die Umgebung des Háromkúter (Szentléleker) Tales lieferte Beweise für die Ural-Stufe. An der Westseite der Talöffnung (im Einschnitt des Fahrweges) ist zwischen grauen Kalk- und Schieferschichten ebenfalls bunter Schiefer eingelagert (Abb. 16). Diese Bildungen sind nach Süden umgekippt, so dass die Schichten, die beim anscheinenden NW-Einfall als jüngste erscheinen, in der Wirklichkeit die ältesten sind. Auf die vermutlich noch der Moskau-Stufe angehörenden grauen Tonschiefer des höheren Talabschnittes folgt abwärts ein grauer Schiefer, welcher bereits Kalkeinlagerungen enthält. Hier führt der Kalk keine Fossilien; an dem sich an der Ostseite des Tales erhebenden Kalkrücken (33/1958. B.K.) und in dessen Fortsetzung, an der Ostseite des Hárskúter Tales, gelang es uns jedoch Fusuliniden zu sammeln. Infolge der Durchkristallisierung konnten zwar nur die Fossilien der letzteren Fundstelle (34/1958.B.K.) bestimmt werden (S. E. Rosowskaja 1963 p. 22), auf Grund der von hier aus nachgewiesenen *Triticites acutus* Dunbar et Condra und *Triticites irregularis* Schellwien können wir aber auch die erwähnten Kalklinsen des Háromkúter Tales in die Ural-Stufe einreihen.

Auf den grauen Ural-Schiefer des unteren Talabschnittes folgt zuerst bunter Ton- und Sandsteinschiefer, dann grauer Schiefer, grauer (krinoidenführender) Kalk und schliesslich (an der Sohle des Garadna-Tales) schon der bunte Schichtenkomplex des Unter- und Mittelperm (Abb. 17. u. 18).

Die Fossilgemeinschaft des Bükker Uraliens ist – wie aus der folgenden Liste festzustellen – heute noch ärmlich genug:

Quasifusulina longissima Moeller
Quasifusulina tenuissima Schellwien
Quasifusulina cf. *tenuissima* Schellwien
Quasifusulina eleganta Shlykova
Pseudofusulina pseudojaponica Dutkevich
Triticites (Triticites) arcticus (Schellwien)
Triticites (Triticites) acutus Dunbar et Condra
Triticites (Triticites) cf. *acutus* Dunbar et Condra
Tricitites (Triticites) irregularis (Schellwien)
Triticites (Triticites) ex gr. *ohioënsis* Thompson
Triticites sp.

Dennoch unterliegt der Nachweis dieser Stufe keinem Zweifel und es geht nicht an, unsere Faunen mit *Quasifusulinen* dem Unterperm zuzuweisen, wie dies von Z. Schréter (1963. p. 88) unternommen wurde. Von den auch stratigraphisch auswertbaren 8 Arten sind nämlich 5 (u. zw. die *Triticiten* und *Quasifusulina eleganta)* in der Sowjetunion auf die Ural-Stufe beschränkt, und nur die Artdauer der übrigen 3 Formen ragt mehr oder weniger hoch in das Perm hinein (Tab. 4 im ungarischen Text). Zwar ist die sowohl vom tieferen (Kasimov), als auch vom höheren (Gschel-) Horizont des Uralien bekannte Art *Triticites arcticus* (Schellw.) nach R. Toriyama auch in der Sakmara-Stufe Japans zugegen, aber bereits von *Pseudoschwagerinen* begleitet. Im Bükk-Gebirge fehlen jedoch *Schwagerina, Pseudoschwagerina, Zellia* und *Acervoschwagerina,* diese charakteristichen *Fusuliniden* des Unterperm, vollständig. Bei der

durch *Fusuliniden* gekennzeichneten Ausbildung der in Frage stehenden Kalklinsen des Bükk-Gebirges wäre dies unter Annahme ihres Sakmara-Alters ganz unverständlich.

Die Richtigkeit der Feststellung der Ural-Stufe wird noch augenfälliger, wenn wir die *Fusuliniden*-Gemeinschaften der einzelnen Fundorte betrachten. Unsere aus dem unteren Teile des Hárskúter Tales stammende Gesteinsprobe enthält z. B. nur *Triticites acutus* und *T. irregularis*. Am Südrand des Csikorgó-Rückens bzw. in der dritten (südlichsten) Kalklinse von Farkasnyak sind zwar auch die in die Sakmara-Stufe übergehenden Arten *Quasifusulina longissima* und *Qu. tenuissima*, aber in der Gesellschaft der auf die Ural-Stufe beschränkten *Triticites* ex gr. *ohioënsis*, *T. arcticus* und *T.* cf. *acutus* anwesend. Dementsprechend kann auch das uralische Alter der ins Liegende der letzteren fallenden zweiten Kalklinse nicht zweifelhaft sein, in welcher sich neben *Qu. eleganta* auch *Qu.* cf. *tenuissima* und *Pseudofusulina pseudojaponica* befinden.

Zur genauen Angrenzung der Ural- und Moskau-Stufen und zur minutiösen Einteilung der Uraler Schichtenfolge sind unsere derzeitigen Kenntnisse selbstverständlich nicht ausreichend. Auf Grund der *Fusuliniden* zu urteilen scheint jedenfalls der tiefste Teil des Uraliens zu fehlen und diese können vorläufig nur auf Grund der Lagerungsverhältnisse in den krinoidenführenden Kalkschichten des Csikorgó-Rückens gesucht werden (s. S. 574).

Im Besitze der derzeit vorhandenen Angaben vermochten wir daher die der Ural-Stufe angehörenden Züge nur im Südflügel der Nordbükker Antiklinale sowie entlang des Garadna-Tales, aber auch hier nur mit Vorbehalt bezeichnen (s. Beilage II). Die Mächtigkeit der so umgrenzten uralischen Bildungen zeigt in der Streichung erhebliche Veränderungen, die teils mit Faziesänderungen, teils mit tektonischer Auswalzung erklärt werden können.

Zur Absonderung der Ural-Stufe im nördlichen Antiklinalflügel verfügen wir über keine verlässlichen paläontologischen Angaben. Nur die im oberen Teil des Dezső-Tales gefundene Gastropodengemeinschaft könnte als solche gewertet werden. Die Bestimmung dieser von Z. Schréter (1963) bereits für unterpermisch gehaltenen Fauna wäre aber noch sorgfältig zu überprüfen, bevor in dieser Angelegenheit die letzte Entscheidung getroffen werden könnte.

PERM

Die aus dem Karbon ohne Sedimentationsunterbrechung sich entwickelnde, 400—500 m mächtige permische Schichtenfolge des Bükk-Gebirges teilt sich entschieden auf zwei Glieder. Der untere Teil ist ein klastischer Komplex vom „Grödener" Typ, der obere Teil aber ein dunkelgrauer—schwarzer, bituminöser Kalk, der der Bellerophonstufe der

Südalpen und der Dinariden entspricht. Der klastische Komplex weist einen Regressionscharakter ohne vollständige Erhebung auf, wogegen der Kalk sich zweifellos an positive Küstenverschiebung anknüpft. Nur das Alter des oberen Gliedes scheint durch Fossilien unmittelbar belegt. Das Alter des tieferen Gliedes kann nur im Verhältnis zum Liegenden und Hangenden in dem (in westlichem Sinne genommenen) unteren und mittleren Teil des Perm bestimmt werden.

Die Lage des Perm im Bükk-Gebirge mit der amerikanischen bzw. osteuropäischen Stufeneinteilung verglichen

Perm	Amerika	Osteuropa	Bükk-Gebirge
Oberperm	Ochoa	Tatar	Schwarzer Kalk
	Capitan	Kasan	
Mittelperm	Word	Kungur	Bunter Schieferkomplex
	Leonard	Artinsk	
Unterperm	Wolfcamp	Sakmara	

1. Unter- und Mittelperm

Allgemeine Kennzeichnung

Auf die Oberkarbon-Bildungen lagert sich ein sehr charakteristischer, an die Trümmergesteine der Untertrias erinnernder Schichtenkomplex, dessen Mächtigkeit 170 bis 250 m beträgt. Die wichtigeren Gesteinstypen dieses bunten Schichtengliedes sind die folgenden:

a) heller Sandstein von mittlerer Korngrösse (Abb. 19),

b) gepresster, violettroter Muskowitsandstein von feinerer Korngrösse,

c) rötlicher und grünlicher, chloritischer Tonschiefer (Abb. 20—21),

d) gelbliche „Rauchwakke", gelblicher und grauer Dolomit; lichtgrauer, dolomitischer Plattenkalk.

Die einzelnen Typen sind mit vielfachem Schichtenwechsel verbunden. An der Basis und im oberen Teile der Schichtenfolge herrscht aber stets der grüne Schiefer, und die auf chemische Ausscheidung verweisenden Karbonatschichten sind im allgemeinen zu den oberen grünen Schiefern gebunden.

Z. Schréter (1954a. p. 136) trat für die kontinentale Ausbildung der bunten Schichten ein und glaubte deren Basisbildungen im liditführenden Quarzkonglomerat der südlichen Nachbarschaft des Taróf̋ entdeckt zu haben. Dieses Konglomerat (Abb. 9 und 10) – ähnliche sind im übrigen von mehreren Punkten des oberkarbonischen Komplexes bekannt – gehört aber keinesfalls zu dem bunten Schichtenkomplex

(s. S. 572). Die gute Schichtung und verhältnismässig feine Körnerung, weiters das häufige Auftreten von Karbonaten in Schichten des bunten Komplexes, sowie der Umstand, dass ähnliche bunte Einlagerungen auch in den obersten, zweifellos marinen Gliedern der Ural-Stufe bekannt sind, sprechen entschieden gegen eine kontinentale Entstehung. Im Verhältnis zum Liegenden zeigt zwar die bunte Serie eine Regression an, es sind aber keine Spuren einer wesentlicheren Sedimentationsunterbrechung zu verzeichnen. Im Gegenteil: die Wechsel der Uraler Kalklinsen mit buntem Schiefer ist als Übergang zwischen der dunklen serizitischen Tonschieferfazies des Oberkarbons und der bunten Schieferserie des Unterperm zu deuten. Der sich anreichernde Karbonatgehalt im höheren Teile der bunten Serie, ihre Dolomit- und Kalkeinlagerungen sind zweifellos die Vorläufer der oberpermischen Transgression, aus denen der Übergang der tieferen, klastischen Schichtenreihe gegen die dolomitisch-kalkigen Basisschichten des Oberperm klar auszulesen ist. Obwohl der geringe Sulfatgehalt der von der Oberfläche genommenen „Rauchwacke"-Proben dies nicht bekräftigt (s. S. 482—483), scheint das Auftreten einer Anhydritfazies im oberen Teil der bunten Schichtenreihe auf Grund der mit grünen Schiefern abwechselnden Zellendolomitschichten nicht völlig ausgeschlossen. *All dies zusammen spricht für die in seichter Lagune erfolgte Ausbildung der bunten Serie.*

Das Alter der Bildung

Z. Schréter (1914a und b) hat die Ausbisse der bunten Schieferfolge bei Nagyvisnyó und Dédes schon anlässlich der ersten ausführlichen Kartierung mit einigen permischen Gesteinstypen der Karpaten verglichen, konnte aber mangels Fossilien deren Absonderung vom Karbon damals noch nicht unternehmen. Später (bis 1954) behandelte er sie als einen Teil der Untertrias (Z. Schréter 1934b). *Nachdem aber die bunte Serie in jedem Profil sich zwischen die oberkarbonischen bzw. oberpermischen Schichtenreihen einschaltet, dazu noch derart, dass er mit jenen durch Sedimentationsübergänge zusammenhängt, kann sein Alter eindeutig in den unteren und mittleren Teil des Perm, d. h. in die Zeitspanne vom Sakmara (Wolfcamp) bis zur Kungur- (Word-) Stufe gesetzt werden.*

Dagegen versucht Z. Schréter (1958, 1960, 1963) das Alter der „Grödener" Schichten des Bükk-Gebirges — auf Grund von Analogien aus den Karnischen Alpen — auf die Word-Stufe zu beschränken. Diese Auffassung wird aber durch die Tatsache widerlegt, dass er nur in jenen Teilen des ganzen südalpin-dinarischen Raumes (innerhalb verhältnismässig enger Grenzen) gelang, die stratigraphische Lage des „Grödener Sandsteins" auf den oberen Teil des Mittelperm zu beschränken, wo im Liegenden sowohl die Sakmara- wie auch die Artinsk-Stufe in Form von Rattendorfer bzw. Trogkofel-Schichten zugegen ist. Wo aber die letztere Stufe oder beide fehlen, bildet der „Grödener Sandstein" nicht mehr einen dünnen (40 m) Horizont, wie in den Karnischen Alpen, sondern tritt als eine bedeutend stärkere Bildung auf, die einen viel grösseren stratigraphischen Umfang hat. Im Bükk-Gebirge sind uns einstweilen weder die *Pseudoschwagerinen* führenden Rattendorfer Schichten, noch die Trogkofel-Schichten mit *Parafusulinen* und *Ammoniten* oder die diesen entsprechenden Ablagerungen bekannt. Z. Schréter

(1963. p. 88) setzt zwar auf Grund der vorläufigen Bestimmung der Gastropodenfauna des Fundortes von Dezsővölgy ihre Anwesenheit voraus, doch kann dies — in Ermangelung einer sorgfältigen Überprüfung von anderer Seite — nicht als entscheidendes Argument angenommen werden.

Z. Schréter (1963. p. 89) versucht neuerdings die im oberen Teil der Grödener Schichten des Bükk-Gebirges auftretenden fossilfreien Karbonateinlagerungen dem fossilreichen oberpermischen Kalk zuzugliedern. Dies scheint aber weder mit paläontologischen, noch mit Sedimentationsbeobachtungen oder mit Kartierungsdaten unterstützt zu sein. Das Bükker Oberperm vertritt nämlich nicht so sehr die aus Sedimentationsgründen abweichende „Bellerophon-Schichten" Südtirols oder der Karnischen Alpen, sondern kann vielmehr mit dem westserbischen Oberperm verglichen werden, an dessen Basis die der südtirolischen ähnliche Gips—Schieferbildung fehlt. Es stimmt auch paläontologisch mehr mit dem dinarischen Oberperm überein. Es ist daher keineswegs angezeigt, betreffs der Gliederung des Bükker Perm um jeden Preis auf den südalpinen Analogien zu bestehen. Ansonsten werden – soweit uns bekannt – selbst in den Karnischen Alpen die Kalk- und Mergeleinlagerungen vom Grödener Komplex nicht getrennt, obwohl dies dort – auf Grund der südtiroler Parallelen – jedenfalls stärker motiviert wäre.

2. Oberperm

Allgemeine Kennzeichnung

Das vorherrschende Gesteinsmaterial des 200 bis 250 m mächtigen oberpermischen Komplexes ist ein dunkelgrauer und schwarzer, feinkörniger Kalk, der auf Schlag starken Bitumengeruch von sich gibt. Die 2 bis 50 cm starken Kalkschichten sind manchmal äusserst arm an Fossilien: oft enthalten sie aber in gesteinsbildenden Mengen *Kalkalgen*, kleine *Foraminiferen* mit weisser Schale, *Korallen*, *Krinoidenstielglieder*, *Brachiopoden* und *Mollusken*. Die algen- und foraminiferenführenden Kalkschichten sind gewöhnlich von geringerer Stärke. Die Schichtenoberflächen werden von einem 0,1 bis 15 mm starken, durch F_2O_3 violettrot und gelblich gefärbten mergeligen Einzug bedeckt, aus welchem Schalenfragmente von *Echinoideen*, *Foraminiferen* und *Ostracoden* ausgeschlämmt werden können. Die im Schlämmungsrest enthaltene geringe Zahl von frischen Quarzkörnern ist offenbar epigenetisch. An anderen Stellen sind etwas stärkere (2 bis 10 cm mächtige) schwarze Mergeleinlagerungen zu sehen (Abb. 22—24), deren schwarze Farbe durch die nachträgliche Verwitterung in ein fahles Graugelb, eventuell Violettrot verwandelt wird. Die dunkle Farbe des Kalkes wird durch einen etwa 0,5%-igen Gehalt an organischem Stoff verursacht. Häufig ist ein Dolomitgehalt nachweisbar (s. Tab. S. 482—483).

Unter die harten Kalkbänke fügen sich manchenorts in einer grösseren Stärke dünngeschichtete, bräunlichgelbe, kalk- oder dolomithaltige Mergellagen ein *(Eisenbahneinschnitt Nr. 5)*, deren Lösungsrest von etwa 10 bis 35% für die Zunahme des terrigenen Materials zeugt, ohne dass in dessen Beschaffenheit eine beträchtlichere Änderung zu beobachten wäre.

Quantität der Lösungsreste oberpermischer Gesteinsproben

Gesteinsart	Anzahl der untersuchten Proben (Stück)	Mittelwert (%) der Lösungsrestmengen	Extreme Werte (%) der Lösungsrestmengen
Dolomitischer Kalk	5	2,9	0,9 – 6,4
Kalkstein	24	5,9	2,4 – 9,9
Kalkiger und dolomitischer Mergel	14	18,1	10,7 – 34,8

Prozentuelle Zusammensetzung der Lösungsreste von oberpermischen Gesteinsproben

Laufende Nr.	1	2
SiO_2	60,90	55,28
TiO_2	1,08	0,69
Al_2O_3	16,36	15,94
Fe_2O_3	6,39	6,03
MnO	Spuren	0,00
MgO	2,49	1,30
CaO	1,00	0,85
Na_2O	1,48	0,50
K_2O	2,90	4,16
$+H_2O^*$	7,87	17,47
P_2O_5	0,08	0,06

* incl. organische Substanz

1. „*Lyttonien*-Kalkbank". Nagyvisnyó, Eisenbahneinschitt Nr. 5. – 2. Schwarze, foraminiferenführende tonige Zwischenlagerung, Nekézseny. Szodonkavölgy (97/1953. B. K.) – Analyse: Frau L. BARABÁS 1957.

Die oberpermische Schichtenfolge beginnt in der nördlichen Nachbarschaft von Újmassa mit bräunlichgrauem, grobkristallinem, algenführendem Dolomit (Á. JÁMBOR 1959. p. 104). Gegen Westen zu keilt sich dieser Dolomitstreifen SW von Kovácskő aus. Aber auch in den oberen Lagen des Komplexes zeigen sich dunkle zuckerkörnige Dolomitschichten, ja im Tekenősvölgy, in der Nähe der oberen Grenze des Perm erscheinen diese sogar in beträchtlicher Mächtigkeit. Ähnlich ist die Lage auch bei Nagyvisnyó. Stärkere Dolomitbänke zeigen sich hier an

der Basis der Schichtenfolge (am NW-Rande der Gemeinde), fehlen aber auch am etwas höheren Teile des Komplexes nicht (Eisenbahneinschnitt Nr. 4). Mehr oder weniger dolomithaltige Kalk- und Mergelschichten erscheinen nach den Analysen von B. Balkay—G. Láng (1957. p. 10) auch in den Eisenbahneinschnitten Nr. 2 und 3. Der dolomitische Kalk führt weniger terrigenes Material, als die reinen Kalkschichten.

Die oberpermische Schichtenfolge wird mit Sedimentkontinuität an die Untertrias geknüpft. Diese wichtige Tatsache wurde zuerst von Z. Schréter auf Grund der völligen Konkordanz und des Karbonat-Charakters der einander berührenden Schichten erkannt.

Die permisch—triassischen Grenzschichten können naturgemäss nur in guten Aufschlüssen untersucht werden. Ein solcher befindet sich am Fahrweg, welcher in dem sich gegenüber dem „Urhochofen" vom Garadna-Tal öffnenden Demény-Tal führt (Abb. 25). Auf diesem Fahrweg ist es von oben nach unten schreitend, gut zu beobachten, dass der sich in 5 bis 6 cm starken Schichten sondernde, nur verschwommene organische Spuren enthaltende, nach S umgekippte dunkle Oberpermkalk innerhalb einer Entfernung von wenigen Metern zunächst weissgestreift (Abb. 26), dann, bei teilweiser Bewahrung dieser Eigenschaft plattiger wird und sogar in einen stark bituminösen Kalkschiefer übergeht, dessen Lamellen durch sehr dünnes, tonig-limonitisches Häutchen getrennt werden. Dann folgt nach einem etwa 8 cm starken, bräunlichgelben, kalkführenden Tonschiefer ein aus helleren und dunkleren Streifen aufgebauter Unteriaskalk, der also ähnlich den Schlussgliedern des Oberperm von feingeschichteter Struktur ist, und der sich in 10 bis 50 cm mächtigen Schichten loslöst und mit gelblichem Kalk- und Mergelschiefer abwechselt. Der Untertriaskalk unterscheidet sich zwar nicht nur durch eine hellere Farbe, sondern auch durch die kompakte Struktur und den Mangel an Bitumengehalt von dem oberpermischen Kalk; immerhin ist es ziemlich mühsam, auf dem fraglichen Abschnitt von 10 bis 12 m die Grenze zwischen den beiden zu ziehen. Ein ähnlicher, mit gestreiften Kalkschichten charakterisierter Übergang wurde von uns auch am Südrand des Grates Vöröskő bei Ómassa beobachtet.

Das Auftreten der für die Anfangsschichten der Untertrias kennzeichnenden gestreiften Gesteinstruktur im Schlussglied des Oberperm ist zweifellos ein Zeichen der Ablagerungskontinuität. Die dünnen Übergangsschichten können aber leicht ausgewalzt und daher selbst in guten Aufschlüssen nicht immer beobachtet werden.

Fossilien und Alter der Bildung

Das Alter des oberpermischen Kalkkomplexes wird ausser den Lagerungsverhältnissen durch eine gut erhaltene und charakteristische Mikroflora, sowie Mikro- und Makrofauna bezeugt. Bei der Zusammenstellung der an den Seiten 320—322 des ungarischen Textes zu findenden Artenliste stützten wir uns betreffs der *Kalkalgen* auf die Bestimmungen von M. Herak—V. Kochansky (1959), betreffs der *Foraminiferen* auf die Bestimmungen von M. Sidó (1960) und S. E. Rosowskaya (1960, 1963). Von den in den *Korallenstudien* von F. Heritsch (1944) und G. Kolosváry (1951) angegebenen Arten haben wir – bis zur Vornahme deren endgültigen Revision – nur eine akzeptiert. Für die *Brachiopoden* und *Mollusken* dienten uns die von Gy. Rakusz (1932) und Z. Schréter

(1935, 1943, 1948, 1953, 1954a, 1954b, 1959, 1960, 1963) mitgeteilten Bestimmungen als Grundlage.

Seien hier die Artdauer der auch stratigraphisch auswertbaren 55 Formen, denen auch die nächsten Verwandten der neuen Arten zugerechnet werden, ins Auge gefasst (Tabelle 5 im ungarischen Text).

Die die aufgezählten Arten gelieferten Schichten können nicht älter als der obere Teil des Mittelperm (die Word-Stufe) sein; ja sie weisen – infolge der grossen Zahl der sich auf das Oberperm beschränkenden Formen – offenbar auf das Oberperm hin. 6 identische und verwandte Arten gehen vom Karbon, 4 von der Sakmara-Stufe und 6 vom Artinsk aus (insgesamt 29%). Von der Word-Stufe an sind weitere 15 identische und verwandte Arten bekannt (27%), während die Mehrzahl (24 Formen = 43%) nach unseren bisherigen Kenntnissen nur im Oberperm lebte.

Die höher entwickelten *Fusuliniden*-Gattungen *(Verbeekinen, Neoschwagerinen, Polydiexodinen)* fehlen vollständig, und neben den vielen *Kleinforaminiferen* konnte bisher nur die Gattung *Codonofusiella* nachgewiesen werden. *Foraminiferen*-Gesellschaften ähnlichen Typs sind in den chinesischen, darvazschen, pamirischen, nordwestkaukasischen, dinarischen und südalpinen Oberpermschichten zu sehen. Die Vergleichbarkeit des Bükker Oberperm mit diesen Komplexen wird auch durch die Mikroflora unterstützt.

Die wahrscheinliche Folge der Schichtglieder

Obwohl der Fossilinhalt im Vergleich mit anderen Komplexen des Bükk-Gebirges hier relativ viel reichlicher ist, kann die Verteilung der Fossilien keineswegs als regional gleichmässig bezeichnet werden. Allgemein, aus allen Zugabschnitten bekannt sind die *Kalkalgen, Kleinforaminiferen, Krinoiden* und *Echinoidenreste;* auch *Korallen* und *Ostracoden* sind häufig. Die *Kleinforaminiferen, Echinoidenreste* sowie die *Ostracoden* können sogar oft aus den mergeligen Einlagerungen ausgeschlämmt werden. Das Gross der *Brachiopoden* und der *Mollusken* wurde dagegen bis jetzt aus der Gegend von Nagyvisnyó gesammelt, deren leicht zugänglichen Aufschlüsse in erster Reihe die Aufmerksamkeit der Fossiliensammler auf sich lenkten. Die sich aus der heutigen Lage der Einsammlung ergebenden Unterschiede können naturgemäss nicht ohne Weiteres auf Faziesunterschiede umgewertet werden, da – in denselben Gesteinstypen – manche Elemente der Fossilgemeinschaft von Nagyvisnyó auch im „Hohen Bükk" zugegen sind. Zweifellos ist der östlich des Nyárjuhegy längs des Garadna-Tales sich erstreckende oberpermische Gebildestreifen stellenweise stark zusammengepresst, weshalb seine Kalkschichten oft stärker geschiefert sind als die entsprechenden Schichten weiter nordwärts. Diese nachträgliche Umwandlung der Gesteine ist jedoch eine von der Sedimentation vollkommen unabhängige Erscheinung.

Viel grössere Schwierigkeiten als die regionalen Ungleichheiten verursacht der Umstand, dass die zur Verfügung stehenden Fossilien – von wenigen Ausnahmen abgesehen – nicht aus schichtenmässigen Aufsammlungen stammten, ja bei einigen Faunenelementen sogar der Verdacht einer Vertauschung der Fundstellen aufkommen kann. Kein einziger unserer Aufschlüsse vermag die oberpermische Schichtenfolge vom Liegenden bis zum Hangenden zusammenhängenderweise in einem ungestörten Profil vorzustellen. Hievon bilden selbst die Eisenbahneinschnitte von Nagyvisnyó keine Ausnahme, die zwar grosszügig erscheinen, jedoch infolge ihrer streichenmässigen Anordnung und mehrfacher Unterbrechungen über die Aufeinanderfolge der auch tektonisch gestörten Schichten keine richtige Vorstellung geben. Deshalb kann die von uns vorgenommene Gruppierung der Fundstellen und Schichtglieder nicht viel mehr bedeuten, als eine die zukünftige Untersuchung feinstratigraphischer Fragen vorbereitende Arbeitshypothese:

a) Die nächste Umgebung von Nagyvisnyó (Abb. 27)

Das tiefste Glied des Bükker Oberperm ist jener braungrauliche, grobkristalline Algendolomit, der an der Nordseite des Garadna-Tales, in der nördlichen Nachbarschaft von Újmassa, in 25—50 m Mächtigkeit aufzufinden ist.

α) In der Umgebung von Nagyvisnyó kommen diese untersten Dolomitschichten — wahrscheinlich infolge schichtenparalleler Auswalzung — nirgends zur Oberfläche. An der NW Seite der Gemeinde, in der SW-lichen Nachbarschaft des Cigány-Tales, unmittelbar über den sich entlang der Eisenbahnlinie hinziehenden Unterperm-Ausbissen folgt ein Wechsel von Dolomit- und Kalkschichten. Hier, NW von dem Eisenbahnkilometerstein Nr. 39 (7/1954.B.K.) wurden

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) und
Permocalculus cf. *tenellus* (Pia)

gefunden. Der Wechsel vom Kalk und Dolomit ist über die Zigeunerhäuser, dann am Hügel östlich des Cigány-Tales und über die untersten Schichten der Westseite des grossen „Mihalovits-Steinbruchs" bis zur Umgebung des Eisenbahnhektometers Nr. 404 zu verfolgen.

Aus den mit Dolomit wechselnden Kalkschichten des erwähnten Hügels wurden folgende Fossilien gesammelt:

Mizzia velebitana Schub. (14, 15. und 16/1954.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (14, 17. und 100a/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* Elliot (16/1954.B.K.)
Permocalculus sp.
Ammodiscus sp. (13/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (13/1954.B.K.)
Tolypammina sp. (13/1954.B.K.)

Diesem tieferen Horizont können auch die mit tonig—mergeligen, sowie Dolomit-Einlagerungen wechselnden, *Kleinforaminiferen* führenden Kalkschichten der Steinbrüche im Dorfe Nagyvisnyó angehören:

Ammodiscus sp. div.
Ammovertella sp.

Auch der Kalkkomplex mit Mergeleinschlüssen zwischen den Eisenbahnhektometern Nr. 405 und 413 kann vorläufig als hierher gehörig bezeichnet werden (Abb. 28). Von den hiesigen Fundstellen wurden nachfolgende Fossilien bestimmt:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (296/1950.B.K., 22/1954.B.K., 8/1953.B.K., 7/1953.B.K., 32/1954.B.K.)
Mizzia velebitana SCHUB. (23/1954.B.K., 8/1953.B.K., 7/1953.B.K., 104/1954.B.K.)
Vermiporella serbica PIA (104/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (8/1953.B.K., 7/1953.B.K.)
Permocalculus sp. (7/1953.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (104/1954.B.K.)
Codiaceae (7/1953.B.K.)
Ammodiscus sp. div. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K., 32/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K., 104/1954.B.K., 32/1954. B.K.)
Tolypammina sp. (7/1953.B.K.)
Endothyra sp. (7/1953.B.K., 104/1954.B.K.)
Climacammina sp. (7/1953.B.K.)
Textularia sp. (32/1954.B.K.)
Geinitzina sp. (7/1953.B.K., 32/1954.B.K.)
Globivalvulina sp. (7/1953.B.K., 8/1953.B.K.)
Lagena sp. (7/1953.B.K.)
Nummulostegina sp. (7/1953.B.K.)
Ostracoda sp. div. (7—8/1953.B.K., 32/1954.B.K.)

Die Entzifferung der Fundstellennumern ist:

296/1950.B.K., 22/1954.B.K. und 23/1954.B.K = Tiefere und höhere Schichten des Steinbruches bzw. Tälchens in der Nähe des Eisenbahnhektometers Nr. 409.
7/1953.B.K. = Gegenüber dem Stationsgebäude, bei der Weiche Nr. 1.
8/1953.B.K. = Gegenüber dem Eisenbahnhektometer Nr. 407.
104/1954.B.K. = 50 m W vom Eisenbahnhektometer Nr. 406.
32/1954.B.K. = 38 m O vom Eisenbahnhektometer Nr. 411.
33/1954.B.K. = 32 m O von Eisenbahnhektometer Nr. 412.

β) Nach oben zu folgt ein Wechsel von Kalk- und Mergelschichten, der durch den Steinbruch WNW von der Eisenbahnstation gut aufgeschlossen ist. Die Fauna des sich bis zur Mitte des Aufschlusses ausbreitenden, tieferen Teiles ist folgend (die sicherlich, von der Mitte des Aufschlusses stammenden Fossilien wurden in der unterstehenden Aufzählung mit * bezeichnet):

* *Waagenophyllum indicum* (WAAGEN et WENTZEL)
* *Tyloplecta yangtzeensis* (CHAO)
* *Pustula ? bükkensis* SCHRÉTER
Cleiothyridina cf. *capillata* (WAAGEN)
Cleiothyridina aff. *grossula* (WAAGEN)
Plagioglypta herculea (KONINCK)
Bellerophon sp.
Temnocheilus sp.
Tirolonautilus sp.
* *Brachycycloceras? cyclophorum* (WAAGEN). (Dies kommt auch in den tieferen Schichten vor.)

γ) Die erwähnten Schichten scheinen sich nach Osten fortzusetzen. Nördlich vom Eisenbahnhektometer Nr. 404., in der Mitte des Abhangs [21/1954.B.K.] ist

Waagenophyllum indicum (WAAGEN et WENTZEL)

gleichfalls anwesend, während in den höheren Schichten (s. Z. SCHRÉTER 1953. p. 159) neben den Formen

Brachycycloceras ? cyclophorum (WAAGEN)
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)
Tirolonautilus sp. div. und
Temnocheilus sp.

als ein neues Element auch die Art

Edmondia permiana SIMIĆ

auftritt.

Diesem höheren Horizont soll auch die Ostseite des Grabens neben den Zigeunerhäusern gehören, wo ausser der Arten

Mizzia velebitana SCHUB. und
Edmondia permiana SIMIĆ

(s. Z. SCHRÉTER 1953. p. 159) nach dem Zeugnis der Probe Nr. 58/1954.B.K. die Formen

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Permocalculus fragilis (PIA) und
Permocalculus sp.

anzutreffen sind. — Die *Mizzia velebitana* SCHUB. tritt auch in den obersten Kalkschichten des grossen Steinbruches, sowie in den kleinen Brüchen an der NW Seite des nach Papszőlők führenden Fahrweges auf, und am letzteren Ort (63/1954. B.K.) vergesellschaftet sie sich mit dem bisher einzigen permischen *Fusuliniden* des Gebirges:

Mizzia velebitana SCHUB.
Codonofusiella sp.
Glomospira sp.
Geinitzina sp. div.

b) Die Umgebung der Eisenbahneinschnitte Nr. 2—5 von Nagyvisnyó (Abb. 27).

Trotz ihrer Nähe stimmt die Schichtenfolge der Einschnitte zwischen den Eisenbahnhektometern Nr. 426 und 435 nicht mit den der Aufschlüsse der unmittelbaren Nachbarschaft von Nagyvisnyó überein. Neben der abweichenden makrofaunistischen Zusammensetzung zeigen sich die Unterschiede darin, dass die untersten Schichten dolomitfrei ausgebildet sind.

Zwischen den Kalkschichten des Eisenbahneinschnittes Nr. 2, die mit den ausgewalzten Bildungen des Unterperm in tektonischer Berührung stehen, sind nämlich Dolomitbänke ebensowenig anzutreffen, als zwischen den ähnlich lagernden Schichten des sich bis zum Hektometer Nr. 413 erstreckenden Bahnabschnittes. Der Kalk und die tonigen Zwischenlagerungen haben folgende Fauna geliefert:

Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Stacheia sp.
Oxytoma wähneri KITTL
Naticopsis sp.
Macrochilina avellanoides (KONINCK)
Nautiloidea sp.

Die Kalkschichten oberhalb des Einschnittes führen *Permocalculus*.

Die Schichten des Einschnittes Nr. 2. haben ihre Fortsetzung nach Westen am Südrande des mit der Eisenbahnlinie parallel ablaufenden Tales, mit den *Kalkalgen:*

Permocalculus tenellus (PIA) (28/1954.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (27/1954.B.K. ?)
Permocalculus sp. ind. (27/1954.B.K., 28/1954.B.K.)
Codiaceae (28/1954.B.K.)

bzw. mit den *Kleinforaminiferen* (22/1957.B.K.):

Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Endothyra sp.
Textularia sp. div.
Climacammina sp. div.
Globivalvulina sp. div.
Stacheia sp.
Lagena sp. div.

Im Hangenden dieser Schichten folgen die mit dolomitischen Kalk wechselnden tieferen Schichten des Eisenbahneinschnittes Nr. 3 mit nachstehenden Fossilformen:

Mizzia velebitana SCHUBERT (294/1950.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (18/1953.B.K.)
Permocalculus tenellus (PIA) (18/1953. B. K.)
Ammodiscus sp.
Glomospira sp. div.
Spirifer sp.
Oxytoma wähneri KITTL

In den oberen Schichten des Einschnittes kommen *Bellerophontiden* häufig vor.

Der Einschnitt Nr. 4. stellt uns im Hangenden der Schichten des Einschnittes Nr. 3 zuerst stark gestörte, dann nach NW geneigte und sich am Westende des Aufschlusses mit Dolomitbänken wechselnde Kalkschichten vor. Obwohl die hiesige Fossilgemeinschaft keineswegs so reich ist, als die des Einschnittes Nr. 5, erscheint sie jedoch offenbar deren Vorläufer zu sein:

Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Martinia hungarica SCHRÉTER
Martinia rakuszi SCHRÉTER
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
Dielasma sp.
Notothyris waageni SCHRÉTER
Bellerophon sp. div.
Macrochilina avellanoides (KON.)
Oxytoma wähneri KITTL

In dem an tonig-mergeligen Einlagerungen reichen Kalkkomplex des Einschnittes Nr. 5 sind nach den Untersuchungen an den aus schichtenmässigen Aufsammlungen von A. TASNÁDI-KUBACSKA stammenden Proben gewisse horizontmässige Änderungen der *Kleinforaminiferen*-Gemeinschaft wahrzunehmen (M. SIDÓ 1960). Die 16—24 m südöstlich vom Eisenbahnhektometer Nr. 434 aufgeschlossenen, untersten Schichten des Einschnittes (mit den Nummern 26—28) führen nämlich nur

Ammodiscus sp.

In der streichenmässigen Fortsetzung derselben, jenseits des Tales wurden neben *Ammodiscus* auch *Glomospira* sp. und *Spandelinoides* sp. gefunden (29/1954.B.K.). Auf das Hangende zu sind aber *Geinitzinen* die Leitformen der *Kleinforaminiferen*-Gesellschaft der sich in der NW-Nachbarschaft des Hektometer Nr. 434 befindlichen Schichten (mit den Nummern 23—25):

Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Glyphostomella sp.
Textularia sp. div.
Climacammina sp. div.
Monogenerina sp. div.
Geinitzina sp. div.
Spandelina sp. div.
Orthovertella sp.
Globivalvulina sp. div.
Stacheia sp. div.

Darauf folgt (bis zur Mitte der Entfernung zwischen den Hektometern Nr. 434 und 435, in den Schichten Nr. 17—22) ein anderer Horizont mit *Ammodiscen:*

Ammodiscus sp. div.
Glomospira sp. div.
Nummulostegina sp.

Dagegen herrschen in den Hangendschichten um die „Lyttonienbank" beim Hektometer Nr. 435 (Proben Nr. 1—15, bzw. B und C) *Glomospiren* vor, auch die Kalkalgen fehlen nicht:

Vermiporella nipponica ENDO
Vermiporella serbica PIA
Mizzia velebitana SCHUB.
Epimastopora sp.
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Permocalculus fragilis (PIA)
Gymnocodiaceae ind.
Ammodiscus sp. div.
Glomospira sp. div.
Lituotuba sp.
Geinitzina sp.
Globivalvulina sp.
Lagena sp.

Häufig kommen in den Proben aus dem Einschnitt Nr. 5 Schalenelemente von *Echinodermen* und auch *Ostracoden* vor.

Der Einschnitt Nr. 5 ist die reichste unter den Makrofaunen-Fundstellen des Oberpermkomplexes im ganzen Gebirge. Die in den tieferen Schichten aufgetauchten Arten sind folgende (Z. SCHRÉTER 1953. p. 160):

Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Edmondia permiana SIMIĆ
Pseudomonotis (Eumicrotis) bükkensis SCHRÉTER
Oxyloma wähneri KITTL
Macrochilina avellanoides (KONINCK)
Bellerophon sp.
Naticopsis sp.
Pseudorthoceras ? cyclophorum (WAAGEN)
Brachycycloceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)
Tainoceras sp.
Temnocheilus sp. div.
Nautiloidea sp. ind.

Die Makrofauna der „*Lyttonien*-führenden" Hangenschichten beim Hektometer Nr. 435 umfasst nach Z. SCHRÉTER (1953. p. 160. und 1963) folgende Formen:

Schizophoria indica (WAAGEN)
Derbyia senilis (PHILLIPS)
Derbyia aff. *senilis* (PHILLIPS)
„*Derbyia* cf. *incurva* (ABICH)"
Derbyia aff. *buchi* (D'ORB.)
Derbyia regularis minor WAAGEN
Derbyia sp.
Leptodus richthofeni (KAYSER)
Leptodus nobilis WAAGEN
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Tschernyschewia yakowlewi (STOYANOW)
Richthofenia sp.
Marginifera bükkensis SCHRÉTER

Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HERITSCH)
Chonetes sp.
Linoproductus sp.
Camarophoria sp.
Neospirifer fasciger ambiensis WAAG.
Spirifer sp.
Comelicania vultur (STACHE)
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Spirigerella ovoidalis WAAGEN
Spirigerella ? alataeformis SCHRÉTER
Martinia hungarica SCHRÉTER
Martinia chidruensis WAAGEN
Martinia warthi WAAGEN
Spiriferellina cristata (SCHLOTHEIM)
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)
Heterelasma biplexiforme SCHRÉTER
Heterelasma legányii SCHRÉTER
Heterelasma sp.
Notothyris warthi bükkensis SCHRÉTER
Notothyris waageni SCHRÉTER
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER

Zum Vergleich der Schichtenfolge der Eisenbahneinschnitte mit dem Nagyvisnyóer Profil stellen nur die tieferen Schichten des Einschnittes Nr. 5 eine zuverlässlich erscheinende Grundlage bei. Die Makrofauna dieser Schichten stimmt nämlich am meisten mit dem γ-Horizont von Nagyvisnyó überein. Die an *Brachiopoden* reichen Schichten des oberen Teiles des Einschnittes Nr. 5 bzw. des Einschnittes Nr. 4 fehlen bereits offenbar aus der unmittelbaren Nachbarschaft von Nagyvisnyó. Wenn man die beobachteten faunistischen Unterschiede einer geringfügigen Faziesveränderung zuschreibt, können die den Schichten der Einschnitte Nr. 2 und 3 entsprechenden Schichten auf Grund ihrer Lagerung mit Recht in den α- und β-Horizonten von Nagyvisnyó gesucht werden. Die hohe stratigraphische Lage der beim Hektometer 435 aufgeschlossenen Kalkschichten wird auch durch die Nähe des kleinen untertriassischen Schollens plausibel gemacht, welcher dem helvetischen Basisschotter der nordwestlichen Nachbarschaft hervorbeisst. Zwischen Perm und Trias zieht sich jedoch hier eine von NO nach SW gerichtete Verwerfung hin. Die *Tschernyschewia-* und *Leptodus* führenden Schichten können also nicht als Schlussglied des Oberperm angesehen werden und in ihrem Hangenden kann man — bis zum erwähnten untertriassischen Ausbiss — noch mit einem durch roten Ton und helvetischen Basisschotter bedeckten Oberpermkomplex von etwa 30 bis 35 m Mächtigkeit rechnen.

e) Mályinka

Die sich S der Gemeinde, an der Nordseite der über dem Teiche befindlichen Schichten mit den Formen

Schizophoria indica (WAAGEN)
Derbyia aff. *senilis* (PHILLIPS)
Leptodus nobilis (WAAGEN)
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Spinomarginifera helica (ABICH)
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Tainoceras sp.
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER

sind ohne Zweifel mit dem oberen Abschnitt des Einschnittes Nr. 5 zu parallelisieren (Abb. 29). Zwar berühren sich diese Schichten unmittelbar mit Untertriaskalk, ist jedoch die Auswalzung des infolge gleichgerichteten Einfallens ungekippt erscheinenden Schichten nach den schichtenparallelen Bewegungsspuren offen-

sichtlich. Die Schichten im scheinbaren Hangenden (in der Wahrheit im Liegenden) des Fundortes (196/1954.B.K.) führen

Vermiporella nipponica ENDO

d) Szodonkavölgy—Határtető

Unter den unmittelbar nicht zusammenhängenden Aufschlüssen (Abb. 30) scheint die sich von der nördlichen Nachbarschaft von Szodonkakút bis zum Szodonkavölgy hinziehende Bruchreihe als die tiefste zu sein. Aus den mit Dolomiteinlagerungen gefärbten Kalkschichten wurden folgende Fossilien gesammelt:

Mizzia velebitana SCHUB. (91/1953.B.K., 95/1953.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (91/1953.B.K.)
Ammodiscus sp. (92/1953.B.K.)
Glomospira sp. div. (91/1953.B.K., 92/1953.B.K., 97/1953.B.K.)
Geinitzina sp. div. (92/1953.B.K.)
Endothyra sp. (97/1953.B.K.)
Glyphostomella sp. (97/1953.B.K.)
Spandelina sp. (97/1953.B.K.)
Ostracoda sp. div. (91/1953.B.K.)

Die Fossilien der höheren Kalkschichten am NO—Ende des Kalkstreifens von Szodonkavölgy (47/1953. B. K.) sind folgend:

Mizzia velebitana SCHUB.
Permocalculus tenellus (PIA)
Permocalculus fragilis (PIA)
Permocalculus sp. ind.
Bellerophon sp. (48/1953.B.K.)

Die Fossilgemeinschaft der Kalk- und Mergelschichten des Grabens, der sich an der Westseite des Határtető bei Csokvaomány von SSO nach NNW hinzieht, entspricht nach Z. SCHRÉTER (1953. p. 160) dem oberen Teile des Einschnittes Nr. 5:

Mizzia velebitana SCHUB.
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Crinoidea sp.
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Spinomarginifera helica (ABICH)
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER
Bellerophon sp.
Tirolonautilus sp.

e) Der Bergzug von Bálvány, Felső- und Alsó-Nyárjuhegy

Obwohl dieser Bergzug ein vollständiges Profil des Oberperm liefert, ist die Makrofauna der hiesigen Schichten infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse nur sehr wenig bekannt. *Kalkalgen* wurden von der Sohle bis zur Oberkante gefunden (Abb. 31); besonders häufig ist die Art *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.):

Vermiporella nipponica ENDO (144/1954.B.K.)
Mizzia velebitana SCHUB. (69/1954.B.K., 40/1956.J.Á.)
Atractyliopsis sp. (69/1954.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (2/1956.B.K., 36/1956.B.K., 67/1954.B.K., 68/1954.B.K., 69/1954.B.K., 141/1954.B.K., 145/1954. B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (67/1954.B.K., 145/1954.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (30/1956.B.K., 36/1956.B.K., 141/1954.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (40/1956.J.Á.)
Ammodiscus sp. (128/1954.B.K.)

Glomospira sp. div. (128/1954.B.K.)
Ostracoda sp. div. (128/1954.B.K., 141/1954.B.K.)

Ausserdem treten die nachfolgenden Makrofossilien auf, uzw. in tieferen Schichten:

Bellerophon sp. (Alsó-Nyárjuhegy: 36/1956.B.K.),

in höheren Schichten aber:

Bellerophon sp. (Felső-Nyárjuhegy: 22/1956.B.K.)
Brachiopoden-Fragmente (Nordseite des Bálvány-Berges: 66/1956.B.K., 67/1956.B.K., 142/1954.B.K.)
Temnocheilus ? sp. (nach Z. Schréter 1953. p. 162. „am Spitze des Nyárju-Berges").

Das Gesteinsmaterial und die Fossilienfragmente der Proben 66/1956.B.K. und 67/1956B.K. erinnern an die Schichten des Einschnittes Nr. 5 von Nagyvisnyó. Die in die Nähe der Untertrias-Grenze fallenden höchsten Schichten in der scharfen Landstrassenkurve am Nyárjuhegy sind durch das Auftreten von *Waagenophyllum indicum* (Waagen et Wentz.) in drei nacheinander folgenden Bänken gekennzeichnet. Die Korallenbänke in der westlichen und östlichen Nachbarschaft der Fundstelle können in einer Streichlänge von etwa 400 m zusammenhängend verfolgt werden. Ihre Fortsetzung ist am Gipfel (41/1956.B.K., 5/1956. B.K.) und an der O-Seite (30/1956.B.K.) des Vöröskő, in westlicher Richtung aber an der Nordseite des Bálvány (142/1956.B.K.) vorhanden. Diese Korallenbänke bilden in diesem Gebirge wahrscheinlich den höchsten Horizont des Perm oberhalb der *Leptodus-Tschernyschewia*-Schichten des Einschnittes Nr. 5. Darüber sind bis zur Untertrias nur mehr die vom Gipfel des Vöröskő und aus dem Deményi-Tal bekannten dünnen Übergangsschichten angeordnet (s. S. 590.).

G. Kolosváry (1951) führt *Waagenophyllum indicum* auch vom Kerekhegy bei Mályinka und aus der Gegend der Höhle von Csondróvölgy an. Von diesen Fundorten kann man jedoch nur den letzteren als dem oberen korallenführenden Horizont zugehörig betrachten.

f) Übrige Fundstellen

Die Fossilgemeinschaft anderer Fundorte kann bei der Aufgliederung des Bükker Oberpermkomplexes vorläufig nicht in Betracht gezogen werden. Diese zerstreuten Funde genügen bloss zur Beweisführung des oberpermischen Alters; über die näheren Horizonte können sie aber keine Aufhellung geben. Die Mehrzahl der Fossilien ist Kalkalge:

Darnóhegy (54/1958.B.K.):

Vermiporella serbica Pia
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)

Von der Westseite des Talkopfes von Bacsóvölgy (69/1957.B.K.):

Mizzia velebitana Schub.
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)

Von der Ostseite des Talkopfes von Bacsóvölgy:

Epimastopora sp. (49/1957.B.K.)
Atractyliopsis sp. (48/1957.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (48/1957.B.K., 49/1957.B.K.)
Permocalculus fragilis (Pia) (48/1957.B.K.)

Von der Nordseite des Garadna-Tales:

Gymnocodiaceae ind. (246/1956.J.Á.)
Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (244/1956.J.Á.)

S von Nagykaticsány (57/1956.B.K.):

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.)

Am Nagykaticsány:

Gymnocodium bellerophontis (Rothpl.) (12/1955.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (37/1955.B.K., 41/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (12/1955.B.K.)

Von der Südseite des WSW von Nagykaticsány liegenden △591,5 (56/1956. B.K.):

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUB.

Am Kerekhegy von Mályinka:

Mizzia velebitana SCHUB. (61/1955.B.K.)
Atractyliopsis sp. (61/1955.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (205/1954.B.K., 208/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (61/1955.B.K.)

An der Nordseite des Zusammenflusses der beiden Zweige des Csondróvölgy (7/1955.B.K.):

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)

Am SO Abhang des Kemesnye-Berges:

Vermiporella serbica PIA (73/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (64/1955.B.K.)
Codiaceae (64/1955.B.K.)

Von Szentlélekhegy:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (30—31—32/1955.B.K.)
Permocalculus tenellus (PIA) (31—32/1955.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (3/1955.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (3/1955.B.K., 30/1955.B.K., 32/1955.B.K.)
Codiaceae (3/1955. B. K., 31/1955.B.K.)

Von der Westseite der Berge Szilasfő—Begyeleg:

Vermiporella nipponica ENDO (1/1955.B.K., 49/1955.B.K.)
Atractyliopsis sp. (186/1955.B.K.)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.) (186/1954.B.K., 34/1955.B.K. 36/1955. B. K., 48—49/1955.B.K., 192/1954.B.K.)
Permocalculus tenellus (PIA) (48/1955.B.K.)
Permocalculus fragilis (PIA) (186—187/1954.B.K., 189/1954.B.K.)
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT (198/1954.B.K.)
Permocalculus sp. ind. (186/1954.B.K., 36/1955.B.K., 1/1955.B.K., 198/1954.B.K.)
Gymnocodiaceae ind. (198/1954.B.K.)
Codiaceae (198/1954.B.K.)
Ammodiscus sp. (198/1954.B.K.)
Glomospira sp. div. (188/1954.B.K., 195/1954.B.K., 198/1954.B.K.)
Ostracoda sp. div. (198/1954. B. K.)

Im Steinbruch an der Landstrasse unter dem Szilasfő (256/1956.J.Á.):

Rhabdammina sp.
Rheophax sp.
Ammodiscus sp.
Glomospira sp.
Lituotuba sp.
Endothyra sp. div.
Geinitzina sp. div.
Lunucammina sp.
Spandelina sp. div.
Spandelinoides sp. div.
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
Echinoideen-Skelettelemente
Ostracoda sp. div.

Alles in allem, können wir uns die oberpermische Schichtenreihe des Bükk-Gebirges heutzutage folgenderweise vorstellen:

Untertrias		
Oberperm	*Bildung*	*Vorkommen*
	Gestreifter Übergangskalk	Deményvölgy, Vöröskő
	Schichten mit *Waagenophyllum*	Strassenkurve am Nyárjuhegy
	Schichten mit *Tschernyschewien* und *Leptodus*	Oberteil des Einschnittes Nr. 5; Einschnitt Nr. 4; Mályinka; Határtető
	Schichten mit *Edmondien* und *Nautiloideen*	Unterteil des Einschnittes Nr. 5; Nagyvisnyó (Oberteil des Abhanges über der Eisenbahnstation)
	Schichten mit *Nautiloiden* und *Waagenophyllen*	Nagyvisnyó (tieferer Teil des grossen Steinbruches bei der Eisenbahnstation); Einschnitt Nr. 2. und 3; Bahnstrecke 0 von der Eisenbahnstation
	Schichten mit *Kalkalgen*, *Foraminiferen* und *Oxylomen*	
	Dolomit	Újmassa
Unterperm		

FAUNISTISCHE- UND FAZIESBEZIEHUNGEN DES BÜKKER JUNGPALÄOZOIKUMS

a) Gebiete innerhalb des Karpatenbogens

Das augenfälligste Merkmal des Jungpaläozoikums des Bükk-Gebirges besteht darin, dass es abgesehen von der in Zusammenhang mit der Sudetischen Phase angenommenen Regression und von der durch den unter- und mittelpermischen Schichtenkomplex angezeigten Verseichtung im grossen und ganzen einen marinen Charakter aufweist. Innerhalb des Karpatenbogens hat man bisher noch nirgends ein marines Jungpaläozoikum von ähnlicher Vollständigkeit entdeckt.

Ein mit Fossilien belegtes marines Unterkarbon ist nur aus dem Transdanubischen Mittelgebirge, aus der Bihar-Gruppe und aus der Presacina-Zone der Südkarpaten bekannt.

Marine Oberkarbonglieder wurden mit Bestimmtheit nur in den Gömöriden bzw. südlich des Balaton aus der Tiefbohrung *Karád* Nr. *1* erkannt. Dagegen ist das oberkarbonische Alter des fossilfreien Drencovaer Schieferkomplexes der Südkarpaten *(Guide des excursions* 1961 p. 41) bereits sehr zweifelhaft. Mit Bestimmtheit sind aber die Kalkphyllitserien des Kőszeger Gebirges und des Vashegy aus dem Karbon auszuschliessen, deren versuchsweise erfolgte Eingliederung in das Karbon (A. Földvári—J. Noszky—L. Szebényi—F. Szentes 1948) weder

durch die Ergebnisse von K. VARRÓK (1962), noch durch die österreichische Literatur (A. ERICH 1960) bestätigt wurde.

Alle anderen aus dem Zempléner Gebirge und aus den Nord- und Südkarpaten (I. FERENCZI 1943; O. FUSÁN, 1961; *Guide des excursions* 1961) bekannten Vorkommen des Oberkarbons sowie dessen im Mecsek-Gebirge in sekundärer Lagerung vorgefundenen Spuren (I. SOÓS—Á. JÁMBOR 1960) gehören zur kontinentalen oder kontinentnahen Ausbildung dieser Periode.

Von reinkontinentaler (Fluss-, Sumpf- oder See-) Sedimentation sind die von den Karpaten, von der Bihar-Gruppe, vom Zempléner Gebirge, von der Grossen Ungarischen Tiefebene (Bohrung *Nagykőrös* Nr. *1*) sowie aus den transdanubischen und kroatischen Mittelgebirgen bekannten permischen Schichtenkomplexe; in diesen sind stellenweise auch die Spuren von Quarzporphyr-Vulkanismus bemerkbar. Lediglich der neuerdings an der Südseite des Zips-Gömörer Erzgebirges (zwischen Jelšava und Ochtiná) entdeckte „Unterperm-Komplex" erscheint seichtmarinen oder lagunären Ursprungs zu sein (D. ANDRUSOV 1958; O. FUSÁN 1961; P. ROZLOZSNIK 1939; M. BLEAHU 1961).

Aus diesen Angaben geht es hervor, dass zwischen dem Uppony—Bükker Jungpaläozoikum nur betreffs des Unter- und Oberkarbons mit stratigraphischen- und Ausbildungsparallelen gerechnet werden kann. Infolge der isolierten Vorkommen, sowie der Metamorphose oder der Fossilarmut der Bildungen stösst jedoch deren Parallelisierung meistens auf grosse Schwierigkeiten.

Die die viséische Fauna von Szabadbattyán einschliessenden Schichten erinnern (nach den Beschreibungen von J. KISS 1951 und A. FÖLDVÁRI 1952 zu urteilen) faziell an das mittlere Glied des Uppony-Gebirges, welches zahlreiche Kalkeinlagerungen, aber keine charakteristischen Fossilien führt. Nachdem aber sowohl das Hangende, wie auch das Liegende der Schichten von Szabadbattyán unbekannt sind, können wir es nicht unternehmen, die Schichtenfolgen der beiden entfernten Vorkommen in Korrelation zu bringen.

Das in der Phyllitserie des Balatonhochlandes im Sandstein der Bohrung von Káptalantóti gefundene Fossil *Derbyia* cf. *crenistria* PHILLIPS genügt nicht einmal dazu, das unter- oder oberkarbonische Alter des Komplexes beurteilen zu können (Z. SCHRÉTER 1959).

In dem auf kristalline Schiefer gelagerten, unten Konglomerate und Sandsteine, oben Tonschiefer führenden karbonischen Kompex der Bihar-Gruppe wurden nach M. BLEAHU (1961) neuerdings *Zonophyllites*-Sporen vorgefunden, die auf die Visé-Stufe schliessen lassen. Dieser Schieferkomplex von unbestimmten stratigraphischen Umfang dürfte in einer nach N offenen und sich nach S schliessenden Meeresbucht entstanden sein. Die Verbindung des Biharer Karbons mit dem Upponyer Unterkarbon kann daher nicht als ausgeschlossen betrachtet werden; es fehlen aber heute noch die Vorbedingungen dazu, um eine genauere Korrelation aufstellen zu können.

Das bekannteste unterste Glied des marinen Karbons der Südkarpaten ist der von F. SCHAFARZIK (1897) im Ideg-Tal bei Kornereva entdeckte graue Kalk, den man nach A. CODARCEA (1940) lange für ein Gebilde der Moskau-Stufe hielt (N. ONCESCU 1957. p. 277; L. NAGY 1958. p. 470). In letzter Zeit wurde aber das unterkarbonische Alter dieser Schichten von zwei, unabhängig voneinander vorgenommenen faunistischen Revisionen bestätigt. Bei der Überprüfung der alten SCHAFARZIK-schen Sammlung durch BESNOSOWA in 1959 stellte es sich nämlich heraus, dass die auf den Originalzetteln als *Spirifer striatus* MART. und

Spirifer cf. *mosquensis* VERN. bezeichneten Exemplare der Gattung *Palaeochoristites* SOKOLSKAYA, die als *Spirifer bisulcatus* SOW. bezeichneten aber der Gattung *Fusella* MCCOY angehören, obwohl sie nicht artlich bestimmt werden können. Die als „*Orthothetes* cf. *crenistria* PHILL." bezeichneten Fragmente sind nach BESNOSOWA unbestimmbar. A. CODARCEA—G. RAILEANU—S. NĂSTĂSEANU teilten dagegen in 1960 die folgende neue Faunenliste mit:

Cyathoxonia cf. *rushiana* VAUGHAN
Zaphrentis cf. *koninckı* EDWARDS et HAIME
Michelinia favosa GOLDF.
Syringopora ramulosa GOLDF.
Productus (Dictyoclostus) semireticulatus MART.
Productus antiquatus SOW.
Productus cf. *projectus* MUIR-WOOD
Spirifer sp.
Spirifer tornacensis KON.
Spirifer clathratus MCCOY
Spirifer striatus MART.
Spirifer (Palaeochoristites) cinctus (KEYSERL.)
Syringothyris cuspidata SOW.
Chonetes cf. *compressa* SIBLY
Poteriocrinus cf. *crassus* MILLER
Phillipsia gemmulifera PHILL.

Auf Grund dieser Angaben gehört der fossilführende Kalk dem Tournai—Untervisé an, während der sich daraus entwickelnde fossilfreie Schieferkomplex oberviséisch sein mag, ja sogar ins Namur hinaufreichen kann. — Der Kulmschieferkomplex der Drencova—Cozla-Gegend wird für jünger gehalten, obwohl entscheidende Beweise für eine genauere Altersbestimmung noch ausstehen (*Guide des excursions* 1961).

Es ist auch nicht leicht, eine Parallele mit dem bisher einzigen bestimmten transdanubischen Fundort des Oberkarbons aufzustellen. Der aus der Tiefe 956,5 bis 959,5 m der Bohrung *Karád* Nr. *1* erhaltene gelblich-weisse Uralkalk weicht nämlich von dem des Bükk-Gebirges ab; nach seiner Fusuliniden-Gemeinschaft zu urteilen (zufolge der von D. M. RAUSER-TSCHERNOUSSOWA freundlichst vorgenommenen Bestimmung) ist er sogar als etwas jünger zu erachten:

Triticites ex gr. *ventricosus* MEEK et HAYDEN
Triticites sp.
Daixina sp.

Bedeutend günstiger sind die Korrelationsmöglichkeiten betreffs der Gömöriden, in deren Karbon sich die den Zentralteil des Zips-Gömörer Erzgebirges von N bzw. S umgebenden Streifen mit unzweideutiger Transgression auf das Altpaläozoikum der Hauptmasse lagern. Der Zusammenhang zwischen den sich rasch verändernden Karbonfazies gelangte erst in allerletzter Zeit unter einheitliche Beleuchtung (O. FUSÁN 1961; D. ANDRUSOV 1958). Demnach können innerhalb des nördlichen Karbonstreifens drei Fazieszonen unterschieden werden:

1. Zwischen Dobšiná und Košice ist eine ausser dem bearbeiteten Material des Liegenden auch exotische Gerölle enthaltende, litorale Konglomerat—Schieferfazies in Übergewicht, welche bei Rudňany Pflanzenreste führt.

2. Bei Dobšiná erscheint eine Übergangsfazies, deren über dem Grundkonglomerat lagernden Karbonatschichten in einem Wechsel von Schiefer und Sandstein folgen. Die Fossilien dieses Komplexes, dessen Mächtigkeit nur 70 m beträgt,

verteilen sich, nach der klassischen Beschreibung von Gy. Rakusz (1932), unter 6 Horizonten (α—ζ). Weiter nach oben folgt ein Schiefer—Sandsteinkomplex, welcher Grafitstreifen, spärliche Kalklinsen, im oberen Teil Diabas- und Diabastuffeinlagerungen enthält und mit einem groben Konglomerat abschliesst; dieser Schichtenkomplex wurde neuerdings — nach der freundlichen Mitteilung von L. Rozložník *(Košice)* in einer Bohrmächtigkeit von etwa 500 m, jedoch in sehr gestörter Lagerung durchquert. Dieses jüngere Glied ersetzt in Dobšiná die untenstehend zu erörternden Schichtenreihen von Dúbrava und Bučina.

3. In der südwestlich von Dobšiná auftretenden Seichtmeer-Ausbildung beschränken sich die grobklastischen Sedimente auf den unteren Teil der Schichtenreihe, eventuell auf deren etwas höhere Glieder, während sie anderswo ausbleiben oder immer mehr durch mit Kalklinsen abwechselnden Schiefer- und Sandsteinkomplex ersetzt werden (Fauna von Ochtiná und Ratkovská Suchá). — Darauf folgt mit Diabas, Diabastuff und Chloritschiefer abwechselnder kristalliner Kalk („Dúbrava-Schichten"), schliesslich, nach immer gröberen psammitischen Sedimenten, Quarzporphyr („Bučina-Schichten").

Die transgredierenden Basisschichten des fossilfreien südlichen Karbonstreifens sind psammitisch-pelitische und lyditführende Bildungen, die nach oben mit Sedimetkontinuität erst in einen Konglomerat—Schieferkomplex, dann in einen Kalk—Schieferkomplex übergehen. Die beiden oberen Komplexe können mit den Gliedern des nördlichen Karbonzuges parallelisiert werden; die untersten psammitisch-pelitisch-lyditischen Schichten können dagegen eventuell etwas älter sein.

Das Alter der fossilführenden Schichten des nördlichen Streifens wird heute in der Literatur bereits eindeutig mit dem Westfal bzw. mit der Moskau-Stufe angegeben und nur die Dúbrava- und Bučina-Schichten werden in die Ural-Stufe gereiht (O. Fusán 1961). Betreffs der Altersbestimmung innerhalb der Moskau-Stufe besteht aber heute noch kein einheitlicher Standpunkt, da die Autoren – mit der Ausnahme von Rakusz – die Lösung der Frage im allgemeinen nicht auf Grund der gesamten Fossilgemeinschaft, sondern von einzelnen Fossiliengruppen ausgehend versuchten. Es fehlte auch eine klare Übersicht über die geologischen Beziehungen der Dobšinaer Schichtenfolge und der Fundstellen ausser Dobšiná. So geschah es, dass während F. Němejc (1946) die Flora von Rudňany (Kotterbach) auf Grund eines Vergleiches mit dem Karbon von Ostrawa unter vollkommenem Ausschluss der Möglichkeit des Westfal *D* an die Oberkante des Westfal *A* oder an die Basis des Westfal *B* gestellt hatte, F. Prantl (1938) den ζ-Horizont von Dobšiná auf Grund von *Bryozoen* in den Mjatschkowo-Horizont verwies. Die kleinen Faunen von Lubeník, Ochtiná und Ratkovská-Suchá hielt man anfangs auf Grund der Brachiopoden als zum oberen Teil des Uraliens gehörig (F. Ulrich—B. Bouček 1931. p. 220); sie wurden aber auf Grund ihrer Korallen alsbald in den Mjatschkowo-Horizont hinübergesetzt (F. Heritsch 1934). – Gy. Rakusz (1932) stufte alle sechs Horizonte von Dobšiná einheitlich in den oberen Teil des als dreigliedrig aufgefassten Westfaliens ein. B. Bouček—A. Přibyl (1958) machten wieder neuerdings den Versuch, die Dobšinaer Schichten zwischen dem Westfal *B* und *C* aufzuteilen und waren bemüht, die kleine Ochtinaer

Fauna in den Westfal *A*, ja sogar (1960) in das Namur *C* hinabzuverlegen.

Nach den bisher mitgeteilten Fossillisten gehört die Dobšinaer Schichtenfolge in ihrer Gesamtheit zweifellos der Obermoskau-Stufe, da sie ausser im Unterkarbon bewurzelnden Arten eine ganze Reihe von solchen Formen führt, deren Artdauer im Podolsk oder Mjatschkowo beginnt:

Vom Unterkarbon ausgehende Arten sind z. B.: *Schizophoria resupinata* MART., *Orbiculoidea nitida* PHILL., *Echinoconchus punctatus* (MART.), *Echinoconchus elegans* (MCCOY), *Athyris expansa* PHILL., *Athyris royssii* L'ÉV., *Camarophoria crumena* MART. und *Reticularia lineata elliptica* PHILL. aus dem Kreise der Brachiopoden, *Edmondia unioniformis* PHILL., *Edmondia sulcata* PHILL., *Nucula gibbosa* PHILL.; *Sanguinolites tricostatus* PORTL., *Nuculana attenuata* FLEMM., *Aviculopecten papyraceus* MCCOY und *Pecten* cf. *ellipticus* PHILL. unter den Lamellibranchiaten, *Raphistoma radians* KON., *Bucania moravica* KLEB. unter den Gastropoden, *Paladin* aff. *eichwaldi* (FISCH.) unter den Trilobiten. Dasselbe gilt nach PRANTL auch für einen Teil der Bryozoen [*Fenestrellina angusta* (FISCH.), *F.* aff. *plebeja* MCCOY, *F.* aff. *tenax* ULRICH, *F.* cf. *triserialis* ULRICH], deren Bestimmung aber mit Recht bezweifelt werden kann.

Im Podolsk treten *Rhipidomella pecosii* MARCOU, *Chaoiella gruenewaldti* (KROT.), *Linoproductus* cf. *cora* (D'ORB.), *Marginifera pusilla* SCHELLW., *Productus* aff. *gratiosus* WAAG., *Chonetes* cf. *latesinuata* SCHELLW., *Ch.* cf. *variolata* D'ORB., *Brachythyrina strangwaysi* (VERN.), *Avonia echidniformis* GRABAU em. CHAO, *Buxtonia subpunctata* NIK., *Isogramma paotechowensis* (CHAO), *Spirifer* cf. *fritschi* SCHELLW., *Spiriferina (Maya) ovata* NIK., *Hustedia remota* ERICHW., *Derbyia* aff. *grandis* WAAGEN, *Squamularia perplexa* MCCHESN. unter den Brachiopoden, *Parallelodon semicostatus* MCCOY, *Carbonarca semseyi* PAPP em. RAKUSZ und *Nuculana luciniformis* PHILL. unter den Lamellibranchiaten, *Trachydomia wheeleri* SWALLOW unter den Gastropoden, *Anthracoceras* cf. *discus* FRECH und *Domatoceras* cf. *mosquensis* TZW. unter den Cephalopoden, *Cyclopteris trichomanoides* BGT., *Neuropteris linguaefolia* P. B. und *Annularia stellata* SCHL. unter den Pflanzen auf.

Die Zahl der Mjatschkowo-Formen (*Brachythyrina strangwaysi lata* CHAO, *Spirifer zitteli* SCHELLW., *Jurezania* cf. *chaoi* FREDERICKS, *Chonetes latesinuata moelleri* TSCHERN., *Choristites pavlovi* STUCK., *Spirifer* cf. *condor* D'ORB., *Dielasma plica* (KUT.), *Neuropteris flexuosa* BGT. beträgt nur 8, die Anzahl der von den uralischen Horizonten bekannten Formen aber nur 4 [*Polypora kolvae* STUCK., *Polypora* cf. *elegantissima* STUCK., *Neospirifer cameratus* (MORTON), *Rhynchonella* cf. *nikitini* (TSCHERN.)].

Die Verteilung der ausgehenden und angehenden Arten unter den Horizonten zeugt für das Podolsk-Alter der α- bis ε-Horizonte von Dobšiná, während in dem ζ-Horizont bereits gewisse Mjatschkowo-Beziehungen ins Auge fallen. In vollem Einklang mit dieser Auffassung erkannte in der letzteren Zeit D.M. RAUSER-TSCHERNOUSSOWA in einer aus dem Méheskert (Bienengarten) von Dobšiná stammenden Kalksteinprobe (wahrscheinlich aus dem δ-Horizont)

Pseudostaffella ex gr. *sphaeroidea* (EHR.) und
Fusulina sp.

Im Podolsk-Horizont ist aber auch das stratigraphische Niveau für die Fossilgemeinschaft von Rudňany zu bestimmen, deren meiste Formen vom Namur oder vom Westfal *A* bis zum Anfang des Westfal *D* (und sogar noch weiter) reichen. Das Alter dieser Flora wird durch die innerhalb des Westfal *C* auslöschenden *Asterophyllites* cf. *grandis* STBG., *Alethopteris* cf. *decurrens* ART. und die dortselbst beginnende Art *Neuropteris linguaefolia* P. B. bestimmt.

Ein obermoskauisches Alter ist auch der kleinen Fauna von Ratkovská Suchá (Sušany) zuzuschreiben, die neben der Art *Athyris ambigua* (Sow.), welche vom Unterkarbon bis zum Uralien lebte, zum Grossteil aus Arten besteht, die in den Obermoskau-Horizonten einsetzen [*Dibunophyllum mülleri* Her., *Bothrophyllum conicum* Trd., *Linoproductus cora* (d'Orb.), *Brachythyrina rectangula* Kut., *Dielasma plica* (Kut.)].

Nach diesen Feststellungen kann auch das Alter der kleinen Fauna von Ochtiná nicht zweifelhaft sein, die ausser einigen langlebigen Formen die Korallen des chinesischen Mittelkarbons (*Dibunophyllum yüi* Chi, *Koninckophyllum grabaui* Chi, *Hapsiphyllum moukouense* Grabau) und die im Podolsk einsetzenden Arten *Brachythyrina strangwaysi* (Vern.) und *Dibunophyllum mülleri* Her. enthält. Die einzige in Frage kommende Form, die in dieser Fauna auf ein höheres Alter schliessen lässt, ist *Phillipsia margaritifera* Roem. (Namur *A*). Das Alter dieser bisher nur aus dem Ostrawaer Becken bekannten Art kann aber noch nicht als endgültig geklärt angesehen werden. Von der Horizontbeständigkeit der *Trilobiten* des Karbons sind wir auch sonst nicht überzeugt und halten deswegen das obermoskauische Alter auch hier für wahrscheinlich.

Die karbonischen Faunen der Gömöriden und des Bükk-Gebirges sind somit fast gleichaltrig. Die karbonische Fossiliengemeinschaft des Bükk-Gebirges ist jedoch in mancher Hinsicht ärmlicher als die von Zips-Gömör. Von den stratigraphisch auswertbaren 61 Formen des Bükker Karbons sind in den Gömöriden 17 (27,8%) zugegen. Der Grossteil davon (15 Formen) entfällt naturgemäss auf Dobšiná, während eine Art (*Dibunophyllum mülleri* Her.) bis jetzt nur von Ratkovská Suchá und Ochtiná und eine (*Dibunophyllum yüi* Chi) nur von Ochtiná bekannt ist. Zwei Formen [*Echinoconchus punctatus* (Mart.) und *Paladin* cf. *eichwaldi* (Fischer)] kommen sowohl in Dobšiná wie auch in Ochtiná vor.

Von den 15 Arten von Dobšiná beschränken sich 7 identische oder (mit* bezeichnete) verwandte Arten [**Avonia echidniformis* (Grabau), *Echinoconchus elegans* McCoy, *Spirifer zitteli* Schellwien, *Spirifer fritschi* Schellwien, *Dielasma plica* (Kutorga), *Isogramma paotechowensis* (Grabau et Chao), *Paladin* aff. *eichwaldi* (Fischer)] auf den ζ-Horizont, 4 [**Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb., *Trachydomia wheeleri* (Swallow), **Bucania moravica* Klebelsb., **Raphistoma radians* Koninck] auf dem γ-Horizont; 1 [**Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* (Ehrenb.)] auf den δ-Horizont; 2 [*Chaoiella gruenewaldti* (Krotow) und *Echinoconchus punctatus* (Martin)] kommen sowohl im α- als auch im ζ-Horizont, 1 aber [*Neospirifer fasciger* (Keys.)] in den γ- und ζ-Horizonten vor.

Da der niedrigere Grad der faunistischen Übereinstimmung nicht mit Altersunterschied erklärt werden kann, ist dessen Ursache in der verschiedenen paläogeographischen Lage beider Gebiete zu suchen. Obwohl die Schiefer- und Kalkglieder der Dobšinaer Fundstellen auch petrographisch stark an die gleichaltrigen Schiefer- und Kalkschichten des Bükk-Gebirges erinnern, ist das Bükker „Mittelkarbon" im Gegensatz zum allgemeinen litoralen und küstennahen Charakter jenes von Zips-Gömör als mehr küstenfern entstanden zu bezeichnen.

In der weiteren Folge nimmt die Entwicklungsgeschichte der beiden Gebiete abweichende Richtungen ein. Der uralischen Schichtenfolge von Dúbrava und Bučina oder dem „Unterperm" zwischen Jelšava und Ochtiná ähnliche Komplexe sind im Bükk-Gebirge nicht vorzufinden. Im Oberperm steht aber dem rein marinen Bükker Kalkkomplex das Verrukano der Gömöriden gegenüber.

b) Südalpen

Der Grossteil der karbonischen Fauna des Bükk-Gebirges besteht aus Formen von weltweiter Verbreitung, die mit Ausnahme der *Fusuliniden* auch lange Artdauer haben. Bei ähnlicher Sedimentfazies findet man daher selbst in viel jüngeren Schichtenfolgen eine ansehnliche Anzahl gemeinsamer Arten, besonders aus dem Kreise der *Brachiopoden*.

So ist die Zahl der identischen bzw. verwandten Arten (die letzteren mit* bezeichnet) von den stratigraphisch auswertbaren 61 Arten der Obermoskau-Schichten des Bükk-Gebirges im Gebiete der Karnischen Alpen: 22 (= 36,3%) in den Auernigschichten (*A*); 7 (= 11,4%), in den Rattendorfer (*R*) und 12 (= 19,6%) in den Trogkofel-Schichten (*T*).

Formen im Bükk-Gebirge	A	R	T
Anthracoporella spectabilis Pia	+	+	+
Caninia nikitini Stuck.	+		+
Avonia cf. *echidniformis* (Grabau)	*		*
Camarophoria purdoni (Davidson)			+
Camarophoria sanctispiritus septemplicata Her.		+	
Chaoiella gruenewaldti (Krotow)	+		
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* Stuck.)	*		
Dielasma elongatum (Schloth.)	+	+	
Dielasma cf. *plica* (Kut.)	*		*
Dictyoclostus uralicus (Tschern.)			+
Echinoconchus elegans (McCoy)	+		+
Echinoconchus cf. *fasciatus* (Kut.)	*	*	
Echinoconchus punctatus (Mart.)	+		
Isogramma paotechowensis (Grabau et Chao)	+	+	
Linoproductus cancriniformis (Tschern.)	+		+
Linoproductus lineatus (Waagen)	+		
Phricodothyris asiatica (Chao)	+		+
Neospirifer fasciger (Keyserl.)	+	+	+
Spirifer carnicus Shellw.	+		+
Spirifer cf. *carnicus grandis* Schellw.	*		
Spirifer fritschi Schellw.	+		+
Spirifer zitteli Schellw.	+		
Astartella permocarbonica (Tschern.)	+		
Aviculopecten aff. *elegantulus* (Stuck.)	*		
Streblochondria cf. *sericea* (Verneuil)	*		
Trachydomia wheeleri (Swallow)		+	

Die obermoskauischen Schichten des Bükk-Gebirges erinnern auch betreffs der Ähnlichkeit ihrer Gesteinstypen an die Auernigschichten; ein Unterschied besteht nur in der quantitativen Verteilung dieser Typen. Die petrographische Ähnlichkeit existiert auch in der Ural-Stufe. Nachdem aber die uralischen Faunen des Bükk-Gebirges einstweilen noch wenig bekannt sind, finden wir in diesen nur eine Art vor, die im Auernigkomplex der Karnischen Alpen (und ausserdem auch in den Rattendorfer und Trogkofel-Schichten) vorkommt, u. zw. die *Quasifusulina*

tenuissima (SCHELLW.). Die Zahl der mit der Ural-Stufe der Karawanken gemeinsamen Arten beträgt 2 [*Quasifusulina tenuissima* (SCHELLW.) und *Quasifusulina longissima* (MOELL.); die letztere Art wurde auch aus den Rattendorfer Schichten der Karawanken nachgewiesen].

Neben den übereinstimmenden Zügen weist aber das Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen mangels gewisser Schichtglieder und infolge Anwesenheit oder abweichender Ausbildung anderer auch bemerkenswerte Abweichungen von der gleichaltrigen Schichtenreihe des Bükk-Gebirges auf. Die schwer zu gliedernde dunkle Schieferfazies der Hochwipfelschichten umfasst eine viel grössere Zeitspanne als die einigermassen ähnlichen Schiefer von Nekézseny—Bántapolcsány. – Seitdem der ganze, unmittelbar auf Devon transgredierende, fast 900 m mächtige Auerniger Schichtenkomplex der Ural-Stufe zugewiesen wurde, schien die Moskau-Stufe lange vollkommen zu fehlen. Neuerdings können wir immerhin, auf Grund der noch nicht detaillierten Mitteilung von F. KAHLER (1960. p. 68—99) damit rechnen, dass in den Vertiefungen des devonischen Kalksteins unterhalb der transgredierenden uralischen Schichtenreihe stellenweise die Denudationsreste der Moskau-Stufe vorhanden sind. Beide Stufen sind jedenfalls durch eine Erosionsdiskordanz getrennt, die im Bükk-Gebirge nicht beobachtet werden kann. – Die jungpaläozoische Sedimentation ging somit im Bükk-Gebirge viel ruhiger vor sich, als in den Karnischen Alpen, was ausser den obigen Angaben auch durch die verschwindend geringe Menge der grobklastischen Schichtglieder erwiesen erscheint. – Die tiefer-permischen, Rattendorfer- und Trogkofel-Bildungen der Karnischen Alpen werden im Bükk-Gebirge durch eine Sandstein- und Schieferfazies von Grödener Charakter ersetzt, deren Auftauchen daher der Ablagerung der Grödener Schichten in der Word-Stufe der Karnischen Alpen bedeutend vorangeht; im Einklang damit ist ihre Mächtigkeit mindestens das vierfache der Grödener Schichten der Karnischen Alpen. Infolge des Fehlens des Trogkofelkalkes ist im Bükk-Gebirge die durch die Tarviser Brekzie angezeigte Sedimentationsunterbrechung nicht nachweisbar. Vom oberen Teil der Word-Stufe angefangen verfolgt die Sedimentbildung wieder eine ähnliche Richtung, wie im Bükk, was in dem, auf den feinklastischen Komplex vom Grödener Typ folgenden, karbonatischen Sedimentcharakter zum Ausdruck gelangt. Dementsprechend enthält die Bellerophonstufe der Karnischen Alpen und Südtirols, insbesondere aber deren aus Südtirol bekanntes oberstes Glied, der „Bellerophonkalk", der auch petrographisch mit dem Bükker Oberperm zu vergleichen ist, 13, auch in Oberpermschichten des Bükk-Gebirges vorkommende ähnliche oder (mit* bezeichnete) verwandte Arten, fast 24% der Zahl der zum Vergleich geeigneten 55 Bükker Formen:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUB.
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)

Comelicania vultur (STACHE)
Tyloplecta yangtzeënsis (CHAO)
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
**Neospirifer fasciger* (KEYSERL.)
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)
Pseudomonotis crinifer (STACHE)
Schizodus pinguis WAAGEN
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)
Brachycycloceras ? cyclophorum (WAAGEN)
**Tirolonautilus hoernesi* (STACHE)

Die untenstehend aufgezählten, mit den oberpermischen Formen des Bükk-Gebirges identischen oder nahverwandten Arten sind bereits in den Auernig- (*A*), Rattendorf- (*R*) und Trogkofel-Schichten (*T*) zugegen (die verwandten Arten mit * bezeichnet):

Formen des Bükk-Gebirges	A	R	T
Cleiothyridina cf. *capillata* WAAGEN			*
Derbyia regularis minor WAAGEN	*		
Derbyia senilis (PHILLIPS)			+
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)	+	+	
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN	*	*	*
Spiriferellina cristata (SCHLOTHEIM)		+	+
Schizodus pinguis WAAGEN			+
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER			*

Die Grödener Schichten werden selbst in Südtirol heute nicht mehr als vollkommen kontinentalen Ursprungs angesehen, da zwischen den *Tetrapoden*-Fährten enthaltenden Schichten stellenweise *Ammonoiden* führende Horizonte beobachtet werden können (F. KAHLER 1959. p. 144). Die Grödener Schichten der Karnischen Alpen entwickelten sich jedenfalls unter marinem Einfluss (F. KAHLER 1960. p. 76—77). In der Umgebung von Bohinjska Bela und Bled, im Gebiete der Julischen Alpen (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ—A. RAMOVŠ 1955), scheinen die Grödener Schichten bereits durch einen weissen *Neoschwagerinenkalk* ersetzt zu werden, dessen Spuren im Bükk-Gebirge nicht vorzufinden sind. In diesem Kalkstein sind insgesamt 4 Formen des Bükker Oberperm vorhanden: *Permocalculus* cf. *fragilis* (PIA), *Gymnocodium* cf. *bellerophontis* (ROTHPL.), *Mizzia* cf. *velebitana* SCHUBERT und *Leptodus nobilis* (WAAGEN).

Bedeutend grösser ist die Übereinstimmung zwischen dem Oberperm des Bükk-Gebirges und dem von Grödener Schichten umgebenen Oberperm von Žažar. Von den stratigraphisch auswertbaren 55 Formen des Bükk sind 24 (43,6%) mit den Arten der Žažar-Schichten identisch oder nahe verwandt. Die verwandten Arten sind in untenstehender Aufzählung mit * bezeichnet:

Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUBERT

Permocalculus fragilis (PIA)
Vermiporella nipponica ENDO
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)
Stenopora ovata LONSDALE
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
Comelicania vultur (STACHE)
Leptodus nobilis (WAAGEN)
**Notothyris waageni* SCHRÉTER
**Richthofenia* sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]
Schizophoria indica (WAAGEN)
Spinomarginifera intermedia helica (ABICH)
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)
Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Tschernyschewia yakowlewi STOYANOW
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HERITSCH)
Macrochilina avellonoides KONINCK
Edmondia permiana SIMIĆ

Die 12 Horizonte von Žažar (A. RAMOVŠ 1958) können jedoch im Bükk-Gebirge einstweilen nicht festgestellt werden.

c) Dinariden

Die Auernig-Fazies setzt sich in den Dinariden fort und erstreckt sich im Velebit auch auf die Moskau-Stufe (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ 1956. p. 141). Die dem Podolsk angehörige Fauna der Fundorte von Raškirce und Klarič (*P*) (M. SALOPEK 1948. p. 52) enthält 15 Formen des Bükk-Gebirges, d. h. 24,5% der 61 stratigraphisch auswertbaren obermoskauischen Fossilien des Bükk. Die Zahl der mit der Ural-Stufe (*U*) des Velebit gemeinsamen obermoskauischen Arten beträgt dagegen 12 (= 19,6%; die nur verwandten Arten sind mit * bezeichnet):

Formen des Bükk-Gebirges	P	U
Anthracoporella spectabilis PIA		+
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV	+	
Ozawainella angulata (COLANI)	+	+
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)	+	
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENB.)	+	
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)	*	*
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)	+	+
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)		*
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+	+
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+	
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)	+	
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+	+
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)	+	+
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+	+
Spirifer carnicus SCHELLWIEN	+	+
Spirifer fritschi SCHELLWIEN	+	+
Spirifer zitteli SCHELLWIEN	+	+

Im Gegensatz zum Bükk sind im Velebit auch die mit den Rattendorfer Schichten der Karnischen Alpen identifizierbaren unterpermischen Glieder nicht abwesend (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ 1959). Der Trogkofelkalk (Artinsk-Stufe) ist aber hier durch klastische Gesteine ersetzt (V. KOCHANSKY-DEVIDÉ 1958. p. 40), deren Alter durch den darüber gelagerten *Eoverbeekina* führenden Kalk fixiert ist. Ein *Mizzien* bzw. *Neoschwagerinen* führender Dolomit, sowie ein „*Grenzdolomit*", aus denen der höhere Teil des Perm von Velebit aufgebaut wird, ist im Bükk-Gebirge unbekannt. Letzterer ist vollkommen fossilfrei; der „*Mizzien*-Dolomit" enthält nur 3 Formen (*Mizzia velebitana, Waagenophyllum indicum, Edmondia* cf. *permiana*), während die *Neoschwagerinen*-Schichten deren 6, die auch im Oberperm des Bükk anzutreffen sind oder nahe Verwandten haben: *Gymnocodium bellerophontis, Mizzia velebitana, Leptodus nobilis, Derbyia senilis, Tschernyschewia typica* var., *Edmondia* cf. *permiana* (vgl. die Faunenlisten von M. SALOPEK 1948 und 1952).

Das Karbon von Westserbien und Bosnien hat ebenfalls eine Auernig-Fazies; die dortigen Faunen sind aber noch wenig bekannt. Die permische Schichtenreihe des Jadarschen Faziesgebietes ist jener des Bükk ähnlich; nach einem 200 m mächtigen, überwiegend rotfarbigen klastischen Schichtenkomplex folgt ein „Bellerophonkalk" von 100 bis 120 m Mächtigkeit, in welchem 52,7% (= 29 identische oder mit * bezeichnete verwandte Arten) der 55 vergleichbaren oberpermischen Formen des Bükk-Gebirges enthalten sind (V. SIMIĆ 1933):

Permocalculus tenellus (PIA)
Permocalculus fragilis (PIA)
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)
Mizzia velebitana SCHUBERT
Vermiporella nipponica ENDO
Vermiporella serbica PIA
Waagenophyllum indicum WAAG. et WENTZ.
Stenopora ovata LONSDALE
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW
**Derbyia buchi* (D'ORB.)
**Derbyia* cf. *regularis* WAAGEN
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HER.)
Schizophoria indica WAAGEN
Leptodus nobilis (WAAGEN)
Spinomarginifera helica mutabilis LICHAREW
**Notothyris dieneri* SIMIĆ
Derbyia senilis (PHILLIPS)
Tschernyschewia involuta SIMIĆ
Tschernyschewia yakowlewi STOYANOW
Tschernyschewia sinuissima SIMIĆ
Tschernyschewia typica elongata SIMIĆ
Tschernyschewia typica lata SIMIĆ
Tschernyschewia typica typica STOYANOW
Macrochilina avellanoides (KONINCK)
Oxytoma wähneri (KITTL)
Edmondia permiana SIMIĆ
Brachycycloceras ? *cyclophorum* WAAGEN
**Tainoceras* aff. *orientale* (KAYSER)

Der stratigraphische Aufbau des Bükker Oberperm ist dem von Westserbien ähnlich, wo oberhalb des durch *Edmondia permiana* gekennzeichneten untersten Horizontes ein auch *Tschernyschewien, Margniferen,* und *Leptodus* führender Productidenhorizont folgt, mit einer Notothyrisbank im Hangenden. Die obersten Lagen sind aus schwarzem Plattenkalk mit *Waagenophyllum indicum* gebildet, aus welchem sich mit allmählichem Übergang ein lichtgrauer und gelber, stellenweise sandiger Untertriaskalk von gestreifter Struktur herausbildet.

d) Osteuropa

Über die Verteilung der mit den obermoskauischen Fossilien des Bükk-Gebirges identischen (und mit * bezeichneten nahverwandten) Formen unter den Moskau- (*M*), Ural- (*U*), Sakmara- (*S*), Artinsk- (*A*), Kungur (*Ku*), bzw. Kasan-Stufen (*Ka*) der russischen Tafel und des Ural-Gebirges gibt die nachfolgende Liste Aufschluss:

Formen aus dem Bükk-Gebirge	M	U	S	A	Ku	Ka
Dvinella comata CHVOROVA	+	+				
Fusiella typica LEE et CHEN	+	+				
Ozawainella angulata (COLANI)	+	+	+			
Pseudoendothyra pseudosphaeroidea (DUTK.)	+	+	+	+		
Pseudostaffella larionovae RAUS. et SAF.	+					
Pseudostaffella umbilicata (PUTRJA et LEONTOV.)	+					
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENB.)	+	+				
Pseudostaffella subquadrata GROZD. et LEB	+					
Fusulinella colaniae LEE et CHEN	+					
Fusulinella bocki MOELLER	+					
Fusulinella cf. *eopulchra* RAUSER	*					
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides DEPRAT	+	+				
Fusulinella schwagerinoides adjunctus SHLYKOVA	+	+				
Hemifusulina moelleri RAUSER	+					
Fusulina elegans RAUSER et BELJAEV	+					
Fusulina distenta ROTH et SKINNER	+					
Fusulina kamensis SAFONOVA	+					
Fusulina samarica RAUSER et BELJAEV	+					
Pseudotriticites sp.	*	*				
Bradyina cf. *samarica* REITLINGER	*	*				
Tetrataxis ex gr. *conica* EHRENB.	*	*		*		
Caninia nikitini STUCKENB.	+	+		+		
Caninia cf. *ruprechti* STUCKENB.		*				
Avonia cf. *echidniformis* (GRABAU)	*	*				
Choristites jigulensiformis SCHRÉTER	*	*				
Dielasma cf. *plica* (KUTORGA)	*	*	*	*	*	
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)		+	+	+	+	+
Camarophoria purdoni DAVIDSON		+		+	+	+
Echinoconchus cf. *fasciatus* (KUTORGA)	*	*	*	*	*	
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+		+			
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+	+				
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)	+	+	+	+		
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+	+	+	+	+	
Chaoiella gruenewaldti (KROTOW)	+	+	+	+	+	
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+	+	+	+		
Neospirifer fasciger (KEYSELRING)	+	+	+	+	+	
Spirifer carnicus SCHELLWIEN	+		+			
Spirifer fritschi SCHELLWIEN	+		+	+		
Jurezania juresanensis bükkiana RAKUSZ		*	*			
Acanthopecten aff. *elegantulus* (STUCKENB.)	*	*	*	*		
Astartella permocarbonica (TSCHERN.)	+	+	+	*		
Lima krotowi STUCKENBERG	+	+	+	+		
Streblochondria aff. *ufaënsis* (TSCHERN.)		*	*	*		
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)		*	*	*	*	*
Schizodus cf. *wheeleri* SWALLOW		*	*			
Paladin eichwaldi (FISCHER)	+					

Demnach sind von den stratigraphisch auswertbaren 61 obermoskauischen Formen des Bükk-Gebirges in der Moskau-Stufe Osteuropas 40 (=65,5%), in der Ural-Stufe 32 (=52,4%), in der Sakmara-Stufe 21 (=34,4%), in der Artinsk-Stufe 18 (=29,5%), in der Kungur-Stufe 10 (=16,3%), und in der Kasan-Stufe 3 (=4,9%) identische (oder mit * bezeichnete verwandte) Formen anzutreffen.

Von den bisher bekannten 8 *Fusuliniden*-Arten des Bükker Uraliens sind mit der uralischen Faunengemeinschaft des europäischen Teiles der Sowjetunion folgende 6 Arten gemeinsam (oder die mit * bezeichneten verwandt): **Triticites (T.)* aff. *ohioënsis* THOMPSON, *Triticites (T.) irregularis* (SCHELLWIEN), *Triticites (T.) acutus* DUNBAR et CONDRA, *Triticites (T.) arcticus* SCHELLWIEN, *Quasifusulina longissima* (MOELLER), *Quasifusulina eleganta* SHLYKOVA.

Die Übereinstimmung der oberpermischen Fossilgesellschaft des Bükk-Gebirges mit dem Oberperm der Russischen Tafel und des Urals ist – aus paläogeographischen Ursachen – viel geringfügiger. Von 55 Formen sind nur 2 gemeinsam [*Spiriferellina cristata* (SCHLOTH.), *Dielasma elongatum* (SCHLOTH.)].

e) Nordkaukasus und Djoulfa

Betreffs des Oberperm vom Nordkaukasus (*K*) und vom Djoulfa (*D*) bzw. aus dem Bükk-Gebirge sind uns folgende identische (oder mit * bezeichnete nahverwandte) Arten bekannt:

Formen im Bükk-Gebirge	K	D
Gymnocodium bellerophontis ROTHPL.	+	
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)		+
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICHAREW	+	+
„*Derbyia* cf. *incurva*" (ABICH)		+
Leptodus richthofeni KAYSER	+	+
Leptodus nobilis (WAAGEN)	+	+
Marginifera bükkensis SCHRÉTER	*	
Martinia chidruensis WAAGEN	+	
Schizophoria indica WAAG.		+
Spinomarginifera helica ABICH	+	+
Spinomarginifera helica var. n. SCHRÉTER		*
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)		+
Tschernyschewia typica typica STOYANOW		+
Tschernyschewia yakowlewi STOYANOW		+
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)	*	
Tyloplecta yangtzeensis callocrenea (HER.)	+	
Macrochilina avellanoides (KONINCK)		+
Brachycycloceras ? obliqueannulatum (WAAGEN)		+
Pseudophillipsia hungarica SCHRÉTER	*	

Das Bükker Oberperm enthält also 10 nordkaukasische und 13 Djoulfaer (identische und nahverwandte) Arten.

f) Salt Range

Im unteren (*U*), mittleren (*M*) und oberen (*O*) Abschnitte des Productus-Kalkes der Salt Range in Pakistan sind auch einige langlebigen *Brachiopoden* der Obermoskau-Schichten des Bükk-Gebirges vorzufinden:

Formen aus dem Bükk-Gebirge	U	M	O
Camarophoria purdoni DAVIDSON		+	+
Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)	+	+	
Linoproductus lineatus (WAAGEN)	+	+	
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)		+	+
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)	+	+	+
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+		
Schizophoria indica (WAAGEN)	+	+	
Spirifer aff. *carnicus* SCHELLWIEN	*		

Noch wichtiger ist die Tatsache, dass eine bedeutende Zahl der 55 oberpermischen Formen des Bükk-Gebirges (oder ihre, mit * bezeichneten nächsten Verwandten) auch in der Salt Range anwesend sind:

Formen des Bükk-Gebirges	U	M	O
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)		*	
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)		+	+
Stenopora ovata LONSDALE	+	+	+
Cleiothyridina cf. *capillata* WAAGEN	*	*	*
Cleiothyridina aff. *grossula* WAAGEN		*	*
Derbyia aff. *buchi* D'ORB.	*		
Derbyia regularis minor WAAGEN	*	*	+
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)	+	+	
Heterelasma biplexiforme SCHRÉTER		*	*
Heterelasma legányii SCHRÉTER		*	*
Leptodus nobilis WAAGEN		+	+
Martinia chidruensis WAAG.		+	+
Martinia rakuszi SCHRÉTER		*	*
Martinia warthi WAAGEN		+	+
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN		+	+
Notothyris warthi bükkensis SCHRÉTER		*	*
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]	*	*	*
Schizophoria indica WAAGEN	+	+	+
Spinomarginifera helica (ABICH)	*	*	
Spiriferellina cristata SCHLOTH.		+	+
Spirigerella alataeformis SCHRÉTER			*
Spirigerella ovoidalis WAAGEN		+	+
Tschernyschewia typica typica STOYANOW		+	+
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)			+
Schizodus pinguis WAAGEN			+
Macrochilina avellanoides (KON.)		+	+
Plagioglypta herculea (KON.)		+	+
Brachycycloceras ? cyclophorum WAAG.			+
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum WAAG.			+

Die meisten gemeinsamen oder nahverwandten Formen enthält aber der Mittlere (22 Stück = 40%), bzw. der Obere Productus-Kalk (25 Stück = 45,4%). Die Anzahl der mit dem Unteren Productus-Kalk gemeinsamen Arten beträgt 7 (=12,7%); von diesen beschränkt sich aber nur eine verwandte Form auf diesen Horizont.

Demnach kann das Alter der oberpermischen Schichten des Bükk-Gebirges nur mit dem mittleren und oberen Glied des Salt Range parallelisiert werden.

g) China

Betreffs der ferneren Zusammenhänge des Bükker Jungpaläozoikums sind die chinesischen Beziehungen sehr bemerkenswert. In Ermangelung einer kritischen Untersuchung der Maping- und Taiyuankomplexe ist die Verwirrung bezüglich der Abgrenzung der uralischen und tiefpermischen Bildungen auch heute noch ziemlich beträchtlich. Deshalb beziehen sich unsere Vergleiche nur auf die Penchi- (*P*) und Huanglung-Serie (*H*) bzw. Weiningian (*W*) der Moskau-Stufe, auf den mittelpermischen Chihsia- (*Ch*) und Maokou-Kalk (*M*) sowie auf die oberpermische Loping-Formation (*L*).

Etwa ein Drittel (20) der auch stratigraphisch auswertbaren obermoskauischen Fossilien besteht aus Arten, die mit den Formen des chinesischen „Mittelkarbons" übereinstimmen oder mit diesen nahe verwandt sind (die letzteren wurden mit * bezeichnet):

Formen im Bükk-Gebirge	P	H	W
Fusiella typica Lee et Chen	+	+	
Fusulinella bocki Moeller	+	+	
Fusulinella pseudobocki Lee et Chen	+	+	
Fusulinella colaniae Lee et Chen		+	
Fusulinella schwagerinoides schwagerinoides Deprat		+	
Fusulinella schwagerinoides adjunctus Shlykova		+	
Fusulina samarica Rauser et Beljaev		+	
Ozawainella angulata (Colani)	+	+	
Pseudostaffella sphaeroidea (Ehrenberg)	+	+	
Dibunophyllum yüi Chi		+	+
Caninia nikitini Stuckenberg			+
Avonia cf. *echidniformis* (Grabau)	*		
Chaoiella gruenewaldti (Krotow)	+		
Choristites sp. (ex aff. *jigulensis* Stuckenreg)	*		
Dielasma elongatum (Schlotheim)	+		
Echinoconchus elegans (McCoy)	+		
Jurezania juresanensis bükkiana Rakusz	*		
Linoproductus cancriniformis (Tschern.)	+		
Neospirifer fasciger (Keyserling)	+		
Phricodothyris asiatica (Chao)	+		

Die Fossilgemeinschaft des Bükker Oberperm ist von den jenigen aus China am meisten mit der oberpermischen Loping-Serie (*L*) zu vergleichen.

Die Arten, die in China nur Verwandte haben, sind in der folgenden Liste mit * bezeichnet:

Formen im Bükk-Gebirge	Ch	M	L
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)		*	*
Ambocoelia (Crurithyris) tschernyschewi LICH.			+
„Derbyia cf. *incurva* (ABICH)"			*
Derbyia regularis minor WAAGEN			+
Derbyia senilis (PHILLIPS)			+
Leptodus nobilis (WAAGEN)			+
Leptodus richthofeni KAYSER			+
Marginifera bükkensis SCHRÉTER			*
Martinia hungarica SCHRÉTER			*
Martinia warthi WAAGEN			+
Notothyris warthi bükkensis SCHRÉTER			*
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]			*
Schizophoria indica WAAGEN	+		+
Spinomarginifera helica (ABICH)			+
Spiriferellina cristata (SCHLOTHEIM)			+
Tyloplecta yangtzeensis (CHAO)		+	+
Schizodus pinguis WAAGEN			+
Brachycycloceras ? cyclophorum WAAGEN			+
Pseudorthoceras ? obliqueannulatum WAAGEN			+

All dies macht 34,5 Prozent der oberpermischen Formen des Bükk-Gebirges aus. Zur selben Zeit haben wir mit dem Chihsia-Kalk (Artinsk-Stufe) nur eine gemeinsame Art, mit dem Maokau-Kalk (Word-Stufe) aber zwei, doch sind diese zugleich auch in der Loping-Serie zu finden.

h) Timor

Die Beziehungen des Bükker Jungpaläozoikums zu dem an *Korallen* und *Ammonoiden* reichen Perm von Timor sind (infolge des Faziesunterschiedes) ziemlich gering. Unter den obermoskauischen *Brachiopoden* des Bükk-Gebirges treten 6 langlebige Arten allerdings auch im Perm von Timor auf:

Dielasma elongatum (SCHLOTHEIM)
Camarophoria purdoni (DAVIDSON)
Linoproductus cancriniformis (TSCHERNYSCHEW)
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)
Phricodothyris asiatica (CHAO)
Schizophoria indica WAAGEN

Über die Verteilung einiger oberpermischen Faunen des Bükk-Gebirges in verschiedenen Gliedern des Perm (*P*) von Timor (Bitauni = *Bi*, Basleo = *Ba*, Amarassi = *A*) gibt folgendes Verzeichnis eine Übersicht. (Die bloss verwandten Arten sind mit * bezeichnet):

Formen aus dem Bükk-Gebirge	P	Bi	Ba	A
Derbyia senilis (PHILLIPS)		+	+	
Dielasma elongatum (SCHLOTH.)		+	+	
Leptodus nobilis (WAAGEN)				+
Martinia hungarica SCHRÉTER		*	*	
Neospirifer fasciger ambiensis WAAGEN	*			
Richthofenia sp. [ex aff. *lawrenciana* (KON.)]			*	
Schizophoria indica WAAG.	+			
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)		+	+	

i) Japan

Folgende Liste veranschaulicht die Verteilung der Arten des Bükker Jungpaläozoikums in den moskauischen (*M*), uralischen (*U*), permischen (*P*), unterpermischen (P_1), mittelpermischen (P_2) und oberpermischen (P_3) Bildungen Japans. (Die verwandten Formen sind mit * bezeichnet):

Formen aus dem Bükk-Gebirge	M	U	P	P_1	P_2	P_3
Anthracoporella spectabilis PIA	+			+		
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)			+			
Mizzia velebitana SCHUBERT				*	+	+
Vermiporella nipponica ENDO						+
Fusiella typica LEE et CHEN	*					
Fusulinella bocki MOELLER	+					
Fusulinella pseudobocki LEE et CHEN	*					
Ozawainella angulata (COLANI)	+					
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENBERG)	+	+		+		
Quasifusulina longissima MOELLER		+		*		
Quasifusulina tenuissima SCHELLWIEN				+		
Triticites (Triticites) arcticus (SCHELLWIEN)				+		
Waagenophyllum indicum (WAAG. et WENTZ.)					+	
Isogramma paotechowensis (GRABAU et CHAO)					+	
Linoproductus lineatus (WAAGEN)			+			
Phricodothyris asiatica (CHAO)			+			
Schizophoria indica WAAGEN				+		
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)			+			
Plagioglypta herculea (KONINCK.)			+			

j) Sosio, Süd-Tunis, Asturia

Dem wordischen Sosiokalk (*S*), dem sich von dem *Yabeina globosa* führenden limonitischen Sandstein bis zum „Bellerophonkalk" erstreckenden, warscheinlich zur Capitan-Stufe gehörenden Teile des südtunesischen Perm (*T*), bzw. der Obermoskau-Stufe Asturiens (*A*) (M. LYS – B. SERRE 1958) gegenüber ergeben sich die folgende paläontologischen Übereinstimmungen (die verwandten Formen werden mit * bezeichnet):

Formen aus dem Bükk-Gebirge	S	T	A
Dvinella comata CHVOROVA			+
Gymnocodium bellerophontis (ROTHPL.)		+	
Mizzia velebitana SCHUBERT		+	
Permocalculus fragilis (PIA)		+	
Permocalculus cf. *plumosus* ELLIOT		*	
Permocalculus tenellus (PIA)		+	
Vermiporella nipponica ENDO		+	
Fusulinella bocki MOELLER			+
Pseudostaffella sphaeroidea (EHRENB.)			+
Derbyia aff. *buchi* (D'ORB.)	*		
Derbyia senilis (PHILL.)	+		
Leptodus nobilis (WAAGEN)	+		
Neospirifer fasciger (KEYSERL.)			+
Phricodothyris asiatica (CHAO)	+		
Schizophoria indica WAAGEN	+		
Spirifer fritschi SCHELLWIEN			*
Streblochondria pusilla (SCHLOTH.)	+	+	
Streblochondria cf. *sericea* (VERNEUIL)	*		

k) Nord- und Südamerika

Das Bükker Jungpaläozoikum knüpft sich den gleichzeitigen Bildungen durch folgende paläontologische Übereinstimmungen an. (Die verwandten Arten sind mit * bezeichnet):

Formen aus dem Bükk-Gebirge	Nordamerika							Südamerika	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Mizzia velebitana SCHUBERT							+		
Permocalculus fragilis (PIA)							*		
Fusiella typica LEE et CHEN			+						
Ozawainella angulata (COLANI)					+				
Fusulinella bocki MOELLER			+						
Fusulina distenta ROTH et SKINNER			+						
Triticites acutus DUNBAR et CONDRA				+					
Triticites irregularis SCHELLWIEN				+					
Triticites ex gr. *ohioënsis* THOMPSON				+					
Crurithyris tschernyschewi LICH.					+				+
Derbyia aff. *buchi* (D'ORB.)						+			+
Echinoconchus elegans (MCCOY)	+								
Echinoconchus punctatus (MARTIN)	+								
Leptodus nobilis (WAAGEN)					+				
Linoproductus cancriniformis (TSCHERN.)		+							+
Linoproductus lineatus (WAAGEN)									+
Neospirifer fasciger (KEYSERLING)				+					
Schizodus wheeleri (SWALLOW)		+	+	+	+				
Schizophoria indica (WAAGEN)								+	+
Spirifer fritschi SCHELLWIEN				*					
Spirifer zitteli SCHELLWIEN				*					
Spiriferellina cristata (SCHLOTH.)									+

1 = Missisippian; 2 = Pennsylvanian in allgemeinen; 3 = Lampasas, Des Moines; 4 = Oberes Pennsylvanian; 5 = Perm; 6 = Wolfcampian; 7 = Capitan; 8 = Oberkarbon; 9 = Permokarbon

Korrelation

Die Parallelisierung unserer jungpaläozoischen Schichtenfolge mit den bedeutenderen karbonisch-permischen Schichtenreihen wird in der Korrelationstabelle (s. Beilage III) veranschaulicht. Diese Zusammenstellung, in welcher die früheren Versuche mit neueren Angaben ergänzt werden, beruht auf der vertikalen Verteilung der *Fusuliniden-* und *Cephalopoden*-Gattungen, neben welchen den übrigen Fossiliengruppen nur eine Hilfsrolle zukommt. Die Grundlagen der „Archistratigraphie" der *Fusuliniden* sind vom Erscheinen der *Millerella* und *Eostaffella* im Obervisé bis zum Auftreten der *Neoschwagerinen* im allgemeinen gut ausgearbeitet, weshalb auf Grund der Sukzession *Profusulinella-Fusulinella* und *Fusulina-Triticites-Pseudoschwagerina-Parafusulina* bis zur Mitte des Perm (bei rein mariner Ausbildung) auch weit entfernte Schichtenreihen in Korrelation gebracht werden können. In der letzten Zeit hat auch die Feststellung der die stratigraphische Orientierung störenden Synonymien und Homonymien gewisse Fortschritte gemacht (F. und G. KAHLER 1961; D. M. RAUSER-TSCHERNOUSSOWA 1960), was auch für den Abschluss der stellenweise noch bestehenden Diskussion über die Grenze zwischen Karbon und Perm als günstiges Vorzeichen begrüsst werden kann.

Für die Frage der Karbon—Permgrenze hat die Untersuchung des Bükker Materials keine neuen Gesichtspunkte gebracht, weshalb wir im nachfolgenden nur auf die chinesische Sondermeinung eingehen, welche den extremsten Standpunkt vertritt. Die chinesischen Geologen weisen die Komplexe von Chuanshan, Maping bzw. Taiyuan aus Bequemlichkeitsgründen in ihrer Gesamtheit der im Sinne von A. P. ROTAJ genommenen Ural-Stufe des Oberkarbons zu, während sie das Unterperm mit dem *Parafusulinen* führenden Chihsiakalk beginnen lassen (P'AN KIANG 1956; LU YEN-HAO 1956; LI SI-HUAN 1952). Doch ist dieses Vorgehen jedenfalls unbegründet. Der Chuanshankalk von insgesamt 30 m Mächtigkeit führt sowohl im Sockel wie auch am Scheitel *Pseudoschwagerina* (unten ist es die primitivere *P. cheni*, oben die schon mehr entwickelte *P. orientalis:* F. KAHLER 1961. p. 120); auch die Fauna enthält keineswegs ausschliesslich karbonische Elemente. Eine stratigraphische Bearbeitung neueren Datums, die sich auf alle Fossiliengruppen erstrecken würde, steht aber auch für den Chuanshankalk noch aus. Die derzeitigen Faunenlisten der Komplexe von Maping und Taiyuan sind jedoch wahrhaftige „Mistkisten". Sie mögen auch Uralien umfassen [dessen Nachweis in Beziehung auf den Taiyuan-Komplex S. E. ROSOWSKAYA (1950. pp. 67–68) versuchte]; die *Pseudoschwagerina* führenden Einzelteile dürften aber jedenfalls schon die Sakmara-Stufe, während die nicht überall entwickelten *Parafusulina* führenden Glieder die Artinsk-Stufe vertreten.

Probleme, die einer Erörterung bedürfen, erscheinen vorwiegend

von der Mitte des Perm angefangen. Dies hängt hauptsächlich damit zusammen, dass die von den nordamerikanischen Staaten Britisch-Kolumbien und Washington über Japan und China bis zu den Julischen Alpen und Süd-Tunis bekannte „ostasiatische" *Neoschwagerinenfauna* in den südlicheren Gebieten Nordamerikas vollständig fehlt, und teils durch *Parafusulinen*, teils durch von diesen abstammende *Polydiexodinen* ersetzt wird*. Die den tieferen Teil des nordamerikanischen Oberperm (Capitan-Stufe) kennzeichnenden *Polydiexodinen* sind dagegen nach O nur bis Darwas—Burma—Afghanistan bekannt, während sie auf dem Gebiete von China und Japan unbekannt sind.

M. L. Thompson (1946) wies das gemeinsame Vorkommen von *Neoschwagerinen* und *Polydiexodinen* in Afghanistan nach. In Ermangelung der Kenntnis der stratigraphischen Zusammenhänge ohne Vergleich mit der Fauna der liegenden und hangenden Schichten erweckte diese Angabe den Anschein der Gleichaltrigkeit der „Neoschwagerinen"- und „Polydiexodinen"-Fauna. Dies schien auch durch die Mitteilung von F. A. Douglas (1936) bekräftigt, derzufolge die *Polydiexodina persica* Kahler sich in Iran zu den Begleitarten der Koralle *Wentzelella subtimorica* Huang gesellt. Die *Wentzelella subtimorica* war zu jener Zeit nur von der Basis des chinesischen Maokoukalkes, aus dem Liegenden der *Neoschwagerina craticulifera* und *Verbeekina verbeeki* führenden Schichten bekannt. Nachdem das Auftreten von *Wentzelella subtimorica* im Maokoukalk ins unmittelbare Hangende des Chihsiakalkes der Artinsk-Stufe fällt, also unterwordisch ist, erscheint der Altersunterschied zwischen den Polydiexodinenschichten von Iran und Afghanistan einerseits und von Nordamerika anderseits ziemlich beträchtlich. Wenn wir aber die Gleichzeitigkeit dieser voneinander entfernten *Polydiexodinen*-Schichten voraussetzen, würde dies zur unbegründeten Verjüngerung des *Wentzelella subtimorica* Horizontes des Maokoukalkes führen (S. A. Popol—S. W. Tromp 1954). Das Resultat ist in beiden Fällen eine stratigraphische Verwirrung, deren Beseitigung durch die folgenden Feststellungen von F. Heritsch und M. Minato ermöglicht wird:

Nach F. Heritsch (1937) ist die Art *Wentzelella timorica* (Gerth) – die im Gebiete Chinas im untersten Teil des Maokoukalkes mit der in der iranischen Arbeit von F. A. Douglas (1936) erwähnten *Wentzelella subtimorica* Huang zusammen erscheint – auch an der Oberkante des mittleren Productuskalkes von Salt Range zugegen. Durch diese Feststellung wird – mittelbar – der von T. K. Huang (1932 und 1933) angenommene chronologische Wert der *Wentzelella subtimorica* sehr beträchtlich verringert. [F. Heritsch (1937) bestand trotzdem auf seine Meinung betreffs des vermeintlichen chronologischen Wertes und

* Von den Faunenelementen ostasiatischen Typs wurde vom Midcontinent-Gebiet bisher nur eine einzige *Yabeina*-Art aus dem obersten, über den *Polydiexodinen*-Schichten liegenden Horizont der Capitan-Stufe erwähnt.

schloss auf die Gleichaltrigkeit der *Wentzelella*-Schichten des Maokou- bzw. des mittleren Productuskalkes, obwohl hiefür keine weiteren Beweise vorliegen.]

Dafür, dass die Artdauer der *Wentzelella subtimorica* HUANG viel länger ist, als früher vorausgesetzt wurde, spricht der Umstand, dass M. MINATO (1955) diese Art aus den *Yabeina—Lepidolina*-Schichten Japans (Iwaizaki- und Kumanstufe) erwähnt. Dies ermöglicht die Modifizierung der stratigraphischen Einteilung der DOUGLAS'schen iranischen *Polydiexodinen*-Schichten und – beim Streichen der früher ausgestellten Maokou-Beziehung – die Feststellung ihrer Gleichaltrigkeit mit allein dem nordamerikanischen *Capitan*.

In der Zwischenzeit erfuhr auch die stratigraphische Wertung der *Neoschwagerininen-* und *Sumatrininenfaunen* eine weitgehende Klärung. Amerikanische, französische, japanische und sowjetische Autoren (M. L. THOMPSON 1948; R. CIRY in J. PIVETEAU 1952; K. KANMERA 1957; M. MINATO 1955; R. TORIYAMA 1954 und 1958; H. YABE 1958; S. HANZAWA 1954; H. FUJIMOTO, 1952; D. M. RAUSER-TSCHERNOUSSOWA—E. A. REITLINGER, 1957; A. D. MIKLUHO-MAKLAJ 1958) gelangten zur gleichlautenden Feststellung, dass die *Neoschwagerininen-* und *Sumatrininenfaunen* – den aufeinanderfolgenden Faunenwellen entsprechend – verschiedene Horizontwerte besitzen. In grossen Zügen lässt sich feststellen, dass die nur *Neoschwagerinen* führenden Faunen älter sind als jene, die durch das Auftreten von *Sumatrinen, Yabeinen* bzw. *Lepidolinen* gekennzeichnet werden.

A. S. ERK (1942) war der erste, dem es, auf Grund von anatolischen Untersuchungen, gelang nachzuweisen, dass das Auftreten der *Polydiexodinen* sich nicht an die unteren *(Neoschwagerina craticulifera* führenden), sondern an die höheren (hier nur *Sumatrina annae* enthaltenden) Schichten knüpft. In vollem Einklang damit erkannte V. KOCHANSKY-DEVIDÉ (1958) in *Neoschwagerinen* führenden Kalkgeröllen des anisischen Konglomerats von Süd-Montenegro drei Typen der *Fusuliniden*-Fauna:

Neoschwagerinen—Yabeinen—Sumatrinen—Polydiexodinen-Fauna („Capitan")
Neoschwagerinen—Sumatrinen—Yangchienien-Fauna („Oberword")
Neoschwagerinen—Yangchienien-Fauna („Unterword").

Bedauerlicherweise stammt das von V. KOCHANSKY-DEVIDÉ bearbeitete Material nicht aus anstehenden Gesteinsstücken.

In der Murgab-Stufe des SO-Pamir sind *Neoschwagerinen, Afghanellen* und *Sumatrinen* beisammen vorhanden; die den tieferen Teil dieser Stufe bezeichnende *Neoschwagerina craticulifera* wird aber in dem oberen Horizont von *N. margaritae* und *N. colaniae* ersetzt.* In anderen Teilen

* Die Basis des Murgab-Komplexes wird aber von der Darwas-Stufe durch Diskordanz und Sedimentmangel abgetrennt !

des Pamir und im Darwas-Gebirge sind aus dem höheren (?) Teile des Murgab-Komplexes auch *Polydiexodinen* bekannt.

Nach der neuesten Mitteilung von M. I. Sosnina (1960) folgt im Sowjetischen Fernen Osten über dem *Cancellina—Misellina*-Horizont, der offensichtlich dem chinesischen Chihsia-Kalk entspricht, zuerst eine *Monodiexodinen*-Zone, dann ein solcher Horizont, in welchem neben *Neoschwagerina, Verbeekina verbeeki* und *Praesumatrina* sp. die Hauptrolle von *Yabeinen* und *Lepidolinen* gespielt wird.

Aus der unter der *Yabeina—Lepidolina* führenden Iwaizaki-Stufe Japans lückenlos gelagerten Kattisawa-Stufe fehlen die *Neoschwagerinen*, die hier, ebenso wie in *den südlichen* Staaten der USA, durch *Parafusulinen*-Fauna ersetzt werden (M. Minato 1955. p. 11 und 14—16). Die Korrelierbarkeit der permischen Schichtenreihen der Kitakami-Gebirge mit jenen in den Vereinigten Staaten ist umso auffallender, als unterhalb des dem nordamerikanischen Word entsprechenden *oberen Parafusulinen-Horizontes* (Kattisawa-Stufe) auch eine dem nordamerikanischen Leonard entsprechende *tiefere Parafusulinenzone* vertreten ist (Kabayama-Stufe).

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass dem nordamerikanischen *Polydiexodinen*-führenden „Capitan" die *Yabeinen—Lepidolinen*-Horizonte Japans und Ostasiens entsprechen; mit dem darunter liegenden *Parafusulinen*-führenden Word können dagegen die nur *Neoschwagerinen* und darüber eventuell *Sumatrina*- oder *Yabeina*-Arten von niedrigerer Entwicklungsgrad einschliessenden Horizonte in Korrelation gebracht werden.

Die hochentwickelten *Fusuliniden*-Gattungen *(Polydiexodinen, Yabeinen, Lepidolinen)* sterben noch von dem Ende des Perm aus. Da das Meer sich zurückzog, sind die höchsten Schichtenglieder manchmal vollkommen abwesend (s. die Schichtenreihen von Akiyoshi und Kyushu in Japan). An anderen Orten haben sich mehr oder weniger geschlossene Buchten und Lagunen abgeschnürt, in denen die Gyps- und Anhydritbildung häufig ist (Ochoaserie in den USA; Sohle und Mitte des Bellerophonkomplexes in Südtirol).

Die *Fusuliniden*-Fauna der unter der Herrschaft des Meeres verbliebenen Gebiete zeigt eine weitgehende Verarmung und nur wenige, einfacher aufgebaute oder aberrante Fusuliniden-Gattungen *(Ozawainella, Doliolina, Eoverbeekina, Reichelina, Parareichelina, Palaeofusulina, Colaniella, Codonofusiella)* vermögen sich bis zum Ende des Systems zu erhalten. Die bis zur Gattung *Timorites* vorgeschrittene Entwicklung der *Ammonoiden* schlägt in den jüngeren Horizonten als Capitan eine neue Richtung ein. Unter den *Brachiopoden* verschaffen sich aberrante Formen von engerer Artdauer als die bisherigen *(Leptodus, Oldhamina, Tschernyschewia)* erhöhte Bedeutung. Die Stelle der ausgestorbenen *Fusuliniden*-Gattungen wird von *Kleinforaminiferen* eingenommen.

Infolge des Rückganges der letzten Faunenwelle der *Fusuliniden* kann die marine Wirbellosengesellschaft zu Ende des Perm prinzipiell

nur mehr durch negative Züge von denen der tieferen Horizonte unterschieden werden. Viele Formen, die am Ende des Perm lebten, sind uns nämlich schon von dem *Neoschwagerinen*-Horizont an bekannt [*Mizzia velebitana* SCHUBERT, *Gymnocodium bellerophontis* (ROTHPL.), *Waagenophyllum indicum* (WAAG. et WENTZ.), *Leptodus nobilis* (WAAGEN)]. Während aber der explosiven Entwicklung der *Fusuliniden* ein jäher Niedergang folgte, lebten andere Gruppen, die sich bisher langsamer entwickelten, weiter, und übernahmen die Rolle der verschwundenen.

Als Zeitpunkt dieser auffallenden Faunenveränderung kann die Mitte oder das Ende des Capitan bestimmt werden, meistens in Abhängigkeit davon, ob die Verarmung der Fusulinidenfauna über der *Yabeina*- oder der *Lepidolinen*-Zone eintrifft. An- oder Abwesenheit der Fusulinidenarten hängt aber in hohen Grade von der Fazies ab. Es gibt daher Fälle, in denen keine Möglichkeit zur genauen Feststellung der unteren Grenze des jüngsten permischen Gliedes besteht, da dessen unmittelbare Liegendschichten infolge der entwicklungsgeschichtlichen Verhältnisse und der Gestaltung der Fazies fusulinidenfrei sind.

Ein treffendes Beispiel hiefür ist der Productus-Kalkkomplex des Salt-Range in Pakistan, dessen unterer Teil *Quasifusulina longissima* (MOELLER), *Parafusulina kattaënsis* (SCHWAGER) und *Parafusulina pailensis* (SCHWAGER) enthält. Solange es nicht möglich war, über die Artdauer der von hier zum Vorschein gekommenen *Parafusulinen* – auf Grund anderweitiger Vorkommen – ein reelles Bild zu verschaffen, hat man die stratigraphische Stellung des „unteren Productuskalkes" bald zu tief (Karbon), bald zu hoch (Mittelperm) angegeben. Das Alter des „mittleren und oberen Productuskalkes" wurde, in Ermangelung von *Fusuliniden*, auf Grund seiner *Cephalopodenfauna* und stratigraphischen Lage im Vergleich mit den Basleo- und Amarassi-Schichten von Timor, als oberpermisch bestimmt (A. K. MILLER 1938; C. O. DUNBAR 1933; H. GERTH 1958). Nachdem der „untere Productuskalk" neben dem Leonard das Word nur teilweise auszufüllen vermag (C. O. DUNBAR 1933), ist es möglich, dass auch der „mittlere Productuskalk" in das Word hinabreicht, obwohl das Ausmass dieses „Hinabreichens" nicht genau festgestellt werden kann.

Unter diesen Voraussetzungen und in Anbetracht der grossen Zahl der mit dem mittleren und oberen Productuskalk von Salt Range gemeinsamen Arten fragt es sich, ob es richtig sei, die untere Grenze der sich an fusulinidenfreie Sandsteinkomplexe auflagernden südalpinen und westserbischen „Bellerophonschichten", deren Stellung der des Bükker Oberperm ähnlich ist, auch weiter – wie es bis jetzt geschehen ist – an die Basis des Capitan zu legen. Wäre es nicht richtiger, diese Grenze etwas weiter nach oben oder nach unten zu ziehen?

Die fusulinidenfreien oberpermischen Profile Südtirols und der Karnischen Alpen vermögen natürlich auf diese Frage keine unmittelbare Antwort zu geben.

Die an der Basis des Žažarer Profils gefundene *Palaeofusulina nana* Lich., die im NW-Kaukasus oberhalb des *Yabeinen*-Horizontes folgt, scheint eher auf die Mitte des Capitan zu verweisen. Bekanntlich ist jedoch die Gattung *Palaeofusulina* schon etwas früher erschienen: so ist sie in Anatolien im unteren Teile des *Polydiexodinen*-Horizontes bekannt. *Polydiexodinen* wurden aber ausser den anisischen Konglomeratgeröllen Süd-Montenegros und ausser einem in unsicherer Lage befindlichen Gesteinsblock des Zagraber Gebirges (V. Kochansky-Devidé 1958) weder in den Dinariden, noch in den Südalpen vorgefunden. Die Kalkschichten von Žažar sind von einem Sandsteinkomplex Grödener Typs umfangen und vorläufig fehlen die Beweise dafür, dass dieser jünger sei als Word.

Das oberpermische Profil von Žažar erscheint zwar nach unten zu nicht abgeschlossen, da die Berührung seiner Glieder mit dem Grödener Sandstein überall tektonisch ist; trotzdem scheint es nicht möglich, sein Niveau tiefer als ins Capitan herabzudrücken, da weder die Fazies des Žažarer Komplexes, noch die der anderen „*Bellerophon*-führenden" Schichten das Fehlen der *Neoschwagerinen*, die in der Gegend von Bled und Bohinjska Bela zugegen sind, erklären kann. Wir müssen daher an der früheren Interpretation der stratigraphischen Ausdehnung dieser Komplexe (Capitan + Ochoa) festhalten.

Schlussfolgerungen

Aus dem Vergleich des Jungpaläozoikums des Bükk-Gebirges mit dem von anderen Gebieten ergeben sich folgende Schlüsse:

a) Das Jungpaläozoikum des Bükk-Gebirges gehört zur marinen Ausbildung des Karbon- und Permsystems, die sich von Ost- und Südostasien über die Himalaya gegen das Uralgebiet und gegen die Russische Tafel, über den Mittelmeerbecken aber gegen die Dinariden und die Karnischen Alpen verfolgen lässt, und deren weitere Fortsetzung aus Sizilien, Süd-Tunis, Asturien und den Pyrenäen *(Sl. Girons)*, sowie aus Nord- und Südamerika bekannt ist.

b) Der Ausbildung und Fossilgemeinschaft gemäss knüpft sich das Jungpaläozoikum des Bükk-Gebirges eng an das der Dinariden an. Sein namurisch—uralischer Schichtenkomplex ist am ehesten mit jenem des Velebit und vielleicht von Bosnien (Prača; V. Kostić-Podgorska 1960), der permische Schichtenkomplex aber mit den entsprechenden Schichtenfolgen Westserbiens vergleichbar. Mit voller Berechtigung kann also ein unmittelbarer Zusammenhang dieser Gebiete mit dem Bükker Sedimentationsbecken angenommen werden. Der Verbindungskanal ist auf Grund der bisherigen Angaben südlich vom Balaton vorzustellen. Gewisse Verbindungen mussten selbstverständlich auch gegen die Karnischen Alpen und gegen Südtirol bestanden sein, obwohl deren

Sedimentbildung – infolge ihrer Lage am Rande der Geosynklinale viel gestörter ist als jene des Bükk-Gebirges.

c) Die paläogeographische Bedeutung des karbonischen Meeresarmes im Raume des Bükk-Gebirges ergibt sich aus dessen Lage zwischen der Geosynklinale der Dinariden und dem epikontinentalen Meere der Russischen Tafel. Die auffallend grosse Zahl der mit der Russischen Tafel und mit dem Ural gemeinsamen Arten lässt auch in dieser Richtung auf einen unmittelbaren Zusammenhang schliessen. Die Anknüpfung erscheint über den karbonischen Becken von Lwów am wahrscheinlichsten, jedoch lässt sie sich unmittelbar nicht nachweisen, da die Denudation die Schichtenglieder, die jünger als baschkirisch waren, schon vor der jurassisch—kretazischen Transgression entfernte (G. H. Dikenstein 1957; N. E. Bražnikowa—A. M. Ischtschenko—T. A. Ischtschenko—E. O. Nowik—P. L. Suljga, 1956).

d) Es ist durchaus berechtigt, einen Zusammenhang zwischen dem Karbon des Bükk-Gebirges und jenem des Zipser-Gömörer Gebirges anzunehmen. Die Sedimentation hat im Bükk jedenfalls früher als in den Gömöriden eingesetzt. Die Teile des nördlichen Gömöridenzuges (Dobšiná, Rudňany) wurden von der Transgression, die dort die Entstehung von Küsten- und küstennahen Fazies herbeiführte, erst zur Zeit des Podolsk-Horizontes erreicht. Die gleichzeitigen Bükk-Sedimente sind zwar seichtmarin, trotzdem scheint die geringe Menge des groben Schuttmaterials ihre küstenfernere Entstehung zu bezeugen.

TRIAS

Unter den, den überwiegenden Teil des Bükk-Gebirges bildenden triassischen Bildungen von 3500 m Gesamtmächtigkeit ist das *untere* und *mittlere* Glied der alpinen Trias gänzlich, das *obere* Glied aber zumindest teilweise vertreten (Abb. 1).

Innerhalb der ans marine Oberperm mit Sedimentkontinuität anknüpfenden und laut Profilen des westlichen Gebirgsteiles (Ablakoskő-völgy, Strassenstrecke von Gerennevár) als dreiteilig erscheinenden *Werfener Schichten* kann sowohl die *Seiser*, wie auch die *Campiler Unterstufe* nachgewiesen werden, ohne dass ihre Absonderung auch kartografisch konsequent durchzufüren wäre (Abb. 32).

Umso leichter durchführbar ist die übliche Dreiteilung der *anisischen* Schichtenreihe. Dies ist hauptsächlich dem Umstand zu verdanken, dass sich die Ausbildung der innerhalb des Lillafüreder Grundprofils unterschiedenen anisischen *Dolomit-*, *Vulkanit-* und *Kalkkomplexe* im horizontalen Sinne nur wenig verändert. Die sich hierin widerspiegelnde Gleichmässigkeit der Sedimentation wird vom Anfang des *Ladin* an durch das Erscheinen verzahnender Fazies unterbrochen. Nicht nur das Bild je eines Horizontes wird dadurch regional abwechselnd, sondern

die Verzahnung kommt auch in vertikaler Richtung zur Geltung. Demzufolge ist hier mit vielerlei lokalen Schichtenfolgen zu rechnen. Da es sich um sehr fossilarme Sedimente und dazwischengelagerte Vulkanite handelt, bereitet der genaue Vergleich der Lokalprofile keine leichte Aufgabe. Trotzdem lässt sich der das Unter- und Mittelladin ausfüllende serizitische Tonschieferkomplex von der darüberfolgenden oberladinisch-karnischen Kalkserie gut unterscheiden. Zu den im grossen und ganzen gleichwertigen vier Faziesvariationen der letzteren gesellen sich als fünfte die oberladinisch—karnischen Produkte des für das Bükk-Gebirge so bezeichnenden initialen Magmatismus.

Die hellen Kalkmassen, aus denen die Karstplateaus des Bükk-Gebirges aufgebaut sind, gehen ohne wesentliche Faziesveränderung, d. h. ohne scharfe Grenze vom Oberladin in die Obertrias über. Innerhalb der letzteren gelang es uns bis jetzt neben den mit Fossilien bestätigten oder wahrscheinlich gemachten Bildungen der *karnischen* Stufe nur die Anwesenheit der *norischen* Stufe einwandfrei nachzuweisen. Über das Fehlen der im Grossteil der Transdanubischen Mittelgebirge verbreiteten jurassisch-unterkretazischen Schichtenreihe hinaus konnten also im Bükk auch die jüngsten Triasglieder nicht festgestellt werden. Infolge des grossen Ausmasses dieser Schichtenlücke kann man sich über den Zeitpunkt des Festlandwerdens auf Grund direkter Beweise nicht äussern.

Werfener Stufe

Allgemeine Kennzeichnung

Die wichtigsten Gesteinstypen der sehr abwechslungsreichen untertriassischen Schichtenreihe des Bükk-Gebirges, deren Gesamtmächtigkeit auf Grund der vollständigeren Profile mit 600 bis 700 m angenommen werden kann, sind von unten nach oben folgenderweise zu kennzeichnen:

a) Die sich aus dem Oberperm entwickelnden, streifigen oder dünnschichtigen kalkigen Übergangsschichten gehen nach oben zu rasch in einen dickbänkigeren *Kalk* über, welcher durch überwiegend helle, manchmal etwas dunklere graue Farbe, durch meistens splitterige Bruchfläche und ungestreifte Textur gekennzeichnet ist. Nach je einem, rein aus Kalkschichten bestehenden Abschnitt sind dünnere oder stärkere, rötlichbraune oder grünliche, gewöhnlich muskowitführende *Sandstein-* und *Tonschieferzwischenlagerungen* zu sehen. Schieferige Zwischenlagerungen von grösserer Mächtigkeit erscheinen im Falle, wenn die Schichten steil aufgerichtet sind, als Terrainvertiefungen, die von in Streichrichtung über kleinere oder längere Strecken verfolgbaren Kalkrippen begrenzt sind (Leányvölgy, Ablakoskő – Abb. 33.). Bei flacherem Einfall bilden sich Schichtentreppen aus, deren perspektivisches Bild die Überschiebung und teilweise Auswalzung der verschiedenerweise einfallenden Kalkschichtenpakete an den Tonschieferzwischenlagerungen gut veranschau-

licht (Südabhang des Kemesnyehegy). Ein häufiges Kennzeichen dieser Kalkschichten ist neben den lebhaft gegliederten stilolithischen Formen die oolithische Textur (Abb. 34). Neben den meistens einfachen Ooiden finden sich auch mehrkernige, die von einer Grundmasse aus 5 bis 30 μ grossen Karbonatkristallen umgeben werden. Ausser den Ooiden sind oft auf *einkrustende Algen* hinweisende Bildungen von konzentrischer Struktur und – spärlicher – auch Schalendurchschnitte von Lamellibranchiaten zu beobachten; gut erhaltene Fossilien sind aber sehr selten. Die in den oolithischen Kalk eingebetteten Kalkeinschlüsse homogener Textur, jedoch unregelmässiger Form zeugen für die starke Bewegtheit des absetzenden Mittels. Unter die lichten Kalkschichten keilen sich stellenweise weissliche Dolomitlinsen und -Nester von zuckerkörniger Struktur ein.

b) In den oberen Teil des oolithischen Kalkkomplexes lagern sich einige weisse und rote *sandige Kalkschichten* ein (Eszteafő, Gerennavár), dann folgen (von Kukucsólápa bis Bánkút) ein violettroter und grüner *Tonschiefer*, sowie violettroter glimmeriger *Sandstein*, die nur mehr hie und da einzelne Kalklinsen enthalten. Das Erscheinen dieses Sandsteins zeugt für die Erhöhung der Menge des in die Sedimentanhäufung geförderten terrigenen Materials, wobei es nicht zur Ablagerung eines gröberen Sedimentes kommen konnte. Dieser Komplex klastischer Gesteine ist selbstverständlich ebenfalls ein marines Sediment, was durch gute Schichtung, Kalkzwischenlagerungen, endlich durch den – wenn auch spärlichen – Fossilinhalt erwiesen ist. Nach oben zu enthält er immer mehr grünen, blätterigen *Mergelschiefer*, hellgraue und lichtviolettbraune, manchmal *oolithische* Kalkzwischenlagerungen, wodurch er dem bereits behandelten unteren Oolithkalkkomplex ähnlich wird (Abb. 35, 36).

c) Das oberste Glied der Untertrias wird durch die Konkurrenz zwischen der klastischen und karbonatischen Sedimentbildung gekennzeichnet, die damit endet, dass letztere Oberhand gewinnt. Im Ablakoskő-völgy sind sowohl die *Schiefer-* als auch die *Kalkglieder* des Schichtenkomplexes durch gelblichbraune, im frischen Zustand graue Farbe charakterisiert. Bei Lillafüred findet aber eine Zwischenlagerung von grünem Schiefer unter die grauen Kalkbänke statt (Abb. 37). Der in höherer Lage befindliche graue Kalkstein ist meistens mergelig, stilolithisch, sehr feinkörnig und kompakt (Abb. 38); die Schichtflächen sind glatt, jedoch an der Grenze der Schieferzwischenlagerungen meist knollig, stellenweise mit *Hieroglyphen*. Dies ist der fossilreichste Teil der ganzen Untertrias, dessen obercampiler Alter – wie es noch gezeigt werden soll – gut nachweisbar ist. In den prachtvollen Aufschlüssen der Szinva-, Savós- und Ablakoskő-Täler sind zwischen den obersten grauen Kalkschichten auch einige graue Dolomitbänke zu sehen (Abb. 55). Diese, als die Vorboten der unteranisischen dolomitischen Sedimentation erscheinenden, petrographisch mit dem unteranisischen Dolomit über-

einstimmenden obercampiler Dolomitbänke zeigen klar die enge Verknüpfung zwischen Untertrias und Anis, die selbst durch die Unebenheiten ihrer Grenzfläche (die sich aus der abweichenden Mobilität der sich berührenden Gesteinsmassen ergeben) nicht zweifelhaft gemacht werden kann.

Die Fossilien und das Alter der Bildung

Obwohl die untertriassischen Schichten zu den verhältmässig fossilreicheren Bildungen des Bükk-Gebirges gehören, bedeutet dies noch keineswegs gute Erhaltung, Faunenreichtum, oder gleichmässige Faunenverteilung unter den Schichtengliedern. Die Fauna besteht aus den gewöhnlichsten alpinen Arten, deren überwiegender Teil von Z. SCHRÉTER (1935. pp. 95–97) mitgeteilt wurde.

In dem sich mit dem Oberperm unmittelbar berührenden, etwa 100 m mächtigen tiefsten Teil der unteren Untertrias gelang es bis jetzt nicht, eine Makrofauna vorzufinden. Im Profil von Ablakoskővölgy, welches den schönsten Aufschluss der unteren und mittleren Untertrias bietet, sind die ersten Fossilien oberhalb der Permgrenze glatte *Pseudomonotis* sp. und *Anodontophora* sp. Exemplare. Weiter oben kamen

Anodontophora fassaënsis WISSM.
Myophoria cf. *laevigata* ZIETH.
Claraia cf. *aurita* HAU.,

aus den obersten Kalkschichten

Anodontophora sp.
Anodontophora fassaënsis WISSM.
Pseudomonotis sp.

und sogar die schon auf Campiler Schichten hinweisende

Myophoria costata ZENK.

zum Vorschein.

Der darauf folgende Schiefer- und Sandsteinkomplex führt nach Z. SCHRÉTER (1954a. p. 137) *Anodontophora fassaënsis* WISSM. und *Myophoria* cf. *laevigata* ZIETH.

Aus den tieferen Schichten der kalkig-schieferigen oberen Untertrias an der Nordseite des Tales von der Fundstelle Nr. 7833/1956.B.K. sind uns Exemplare von *Naticella costata* MÜNST., aus den obersten Schichten aber, auf dem von „Nagy István erőse" bis zum Párnahegy ziehenden Rücken, die ganze Schicht erfüllende *Naticella*-Durchschnitte bekannt.

In Einklang damit zählt Z. SCHRÉTER (1954a. p. 137) aus dem kalkigen violettroten Sandstein des mit dem Ablakoskővölgy nach W benachbarten Ölyvesvölgy *Anodontophora* sp., aus dem mittleren klastischen Komplex des Leányvölgy *Anodontophora canalensis* CAT., und von der rechten Seite des oberen Abschnittes des Leányvölgy aus Kalkschichten des obersten Gliedes *Naticella costata* MÜNST. auf.

Der oberen Untertrias gehört auch die Fundstelle von Szilvásvárad an, wo aus dem Einschnitt der Schleppbahn oberhalb des Fischteiches A. PÉCZELY die Art *Anodontophora fassaënsis* WISSM., und von den herumliegenden Stücken des Abhanges oberhalb der Felsenquelle F. LEGÁNYI die Arten *Naticella subtilistriata* FRECH und *Naticella costata* MÜNST. sammelte (Z. SCHRÉTER 1935. p. 95 und 97; 1954a. p. 137).

Auch östlich des Ablakoskővölgy, im hellfarbigen oolithischen Kalk des von Bánkút auf den Bálvány führenden Gratweges kann man *Anodontophoren*

massenhaft sammeln. Oberhalb der alten Quellfassung von Bánkút aus den graubraunen, mergeligen, bzw. grauen oolithischen Kalkschichten sind *Anodontophora fassaënsis* Wissm., *A. canalensis* Cat., *Claraia* cf. *aurita* Hauer und *Myophoria* cf. *laevigata* Zieth. bekannt (Z. Schréter 1935. p. 95). Aus dem abwechslungsreichen Gesteinmaterial der unmittelbaren Umgebung der alten Quellfassung von Bánkút sammelte F. Legányi folgende Formen: *Claraia aurita* Hauer, *C.* cf. *aurita* Hauer, *Myophoria* cf. *laevigata* Zieth., *M. laevigata* Zieth. und *Anodontophora* sp.

Diese beiden letzteren Fundorte gehören also schon den Campiler Schichten an; hiefür spricht auch der Umstand, dass sie von N her mit *Naticella* cf. *subtilistriata* Frech führendem violettgrauem Kalk benachbart sind. Dagegen sind die Kalkschichten der nördlicher, auf etwa 100 m oberhalb der Perm—Triasgrenze befindlichen Fundstelle Nr. 75/1956. B. K. (auf Grund ihres Gehaltes an *Anodontophora fassaënsis* Wissm. und *Claraia aurita* Hauer) noch sicher seisischen Alters.

All dies zeugt dafür, dass die obersten 100 m des kalkigen unteren Gliedes von 300 m Gesamtmächtigkeit der Bükker Untertrias bereits zu den Campiler Schichten gehören. Die Grenze zwischen den Campiler und Seiser Schichten kann im Profil von Ablakoskővölgy an der Felsrippe von Ablakoskő, am Ostende des Bálvány-Rückens dagegen über die *Naticella*-Bänke oberhalb von Bánkút gezogen werden. Der nördlicher befindliche, hellgraue, *Anodontophoren-* und *Pseudomonotis* führende Kalkkomplex kann in seiner Gänze der Seiser Unterstufe zugewiesen werden. Zwar gliedert Z. Schréter (1959, 1960) die fossilfreien Basisschichten des Seiser Komplexes neuerdings, ohne besondere Beweise, dem oberpermischen Komplex an, infolge der vollständigen Übereinstimmung der Ausbildung dieser Schichten mit jener der fossilführenden Seiser Schichten, darf aber diese Annahme wohl unberücksichtigt bleiben.

Der untertriassische Zug des Bálványtető kann in östlicher Richtung längs des Garadna-Tales bis Hámor verfolgt werden. Von diesem gesonderte grössere Untertrias-Vorkommen sind noch in den Synklinalen von Kemesnye—Szilasfő—Bogdánytető und vom Dédesi Várhegy, sowie in der Umgebung von Nekézseny bekannt. Die kleinen Faunen der dortigen Fossilien-Fundstellen von Seiser bzw. Campiler Charakter sind auf S. 367—368 des ungarischen Textes behandelt. (Tabelle 6. im ungarischen Text.) Es ist allerdings zu bemerken, dass der in der Umgebung des Bálvány gut beobachtbare mittlere klastische Komplex infolge Auswalzung oder Faziesveränderung an diesen Stellen nicht mehr scharf unterschieden werden kann und durch die Spärlichkeit dieser Fossilien-Fundstellen die Absonderung des unteren und oberen kalkigen Gliedes Schwierigkeiten bereitet. Zwecks einheitlicher Beurteilung erscheint es also ratsamer, auf der Karte den ganzen Schichtenkomplex einfach als untertriassisch zusammenzufassen, die von tektonischem Standpunkt noch viele neuen Angaben versprechende ausführliche Gliederung aber der Zukunft vorzubehalten.

Die auch paläontologisch belegte Untertrias beschränkt sich auf den nördlichen Teil des Bükk-Gebirges. Aus der Reihe der früher als untertriassisch bezeichneten Bildungen haben wir manche auf Grund

ihrer Gliederung und Lagerung gestrichen. So sahen wir uns veranlasst, die *Radiolarien* führenden Kieselschiefer des südlichen Bükk, die in serizitische Tonschiefer eingebetteten Hornsteinkalkzüge, die an der Nordseite des Szeleta-Berges von Hámor bzw. an der Südseite des Szent István-Berges sich erstreckenden dunklen Schieferkomplexe der ladinischen Stufe, den mächtigen Dolomitkomplex des Garadna-Tales aber der unteranisischen Stufe zuzuweisen. Schliesslich haben wir den bunten unterpermischen Schieferkomplex aus der zu weit gegriffenen Untertrias abgesondert (K. Balogh – G. Pantó 1954; Z. Schréter 1954a).

Anisische Stufe

1. Unteranisischer grauer Dolomit und Kalk

Allgemeine Kennzeichnung

Die Mitteltrias wird im Bükk-Gebirge von einem zum überwiegenden Teil aus *Dolomit*, im oberen Teil aus *grauem Kalk* bestehenden Schichtenkomplex eingeleitet, der sich an die untertriassischen Züge und Ausbisse anknüpfend ausschliesslich in den nördlichen Gebirgsteilen zum Vorschein kommt (Abb. 39 und 40).

Infolge der den Campiler Ablagerungen und den mittelanisischen Vulkaniten gegenüber beobachteten grossen Unterschieden am Gestein ist der Dolomitkomplex sowohl nach unten wie nach oben scharf abgegrenzt. Die Grenzen können durch die sich aus der abweichenden Mobilität der Bildungen ergebenden schichtenparallelen Bewegungen noch mehr hervorgehoben werden. Nur die zwischen den Obercampiler Schichten als Vorläufer der unteranisischen Dolomitfolge auftretenden grauen Dolomitbänke vermögen Absonderungsschwierigkeiten zu verursachen; immerhin können diese einzelnen Bänke infolge ihres Wechsels mit den kalkig—schieferigen Sedimenten meistens von der anisischen Dolomitmasse gut unterschieden werden.

a) Die unteranisische Schichtenfolge von 250 bis 300 m Mächtigkeit besteht in den meisten Profilen vom Liegenden bis zum Hangenden aus *Dolomit*. Das Gestein, das manchmal durch weisse oder von Limonit gelblichbraun gefärbte Kalzitadern durchwoben erscheint, bildet dichte oder feinkörnige, 20 bis 30 cm mächtige Schichten von überwiegend dunklerer grauer Farbe.

Die Korngrösse des Dolomits beträgt im Durchschnitt 70 bis 120 μ. Die Dolomitisierung der ursprünglich aus $CaCO_3$ bestehenden Schalenreste, die mikrokristalline Textur, die Ausbreitung des mangelhaften Erhaltungszustandes auch uaf die Mikrofossilien, die Zersetzung des organischen Schalenstoffes zu dunklen, wolkigen Massen, zeugt für einen *wesentlichen Umbau des ursprünglichen Sedimentes*. Dessen ungeachtet sind in manchen Fällen auch primäre Sedimentationserscheinungen zu erkennen. Es kommt z. B. vor, dass Details von gleichmässiger Feinheit, jedoch verschiedener Korngrösse in derselben Probe sich entlang einer stilolithischen Fläche berühren (Abb. 41).

Eine auf *autigene Brekzienbildung* hinweisende Erscheinung konnte an der Westseite des Szalasznyatető wahrgenommen werden (Abb. 42.). Das von Limonit gefärbte Grundmaterial einer hiesigen Dolomitbank von 40—50 μ Korngrösse enthält sehr feinkörnige, eckige Dolomiteinschlüsse von 1 cm Durchmesser. Die sowohl die Einschlüsse wie auch das Grundmaterial durchquerenden Kalzitadern weisen deutlich auf die von nachträglichen tektonischen Einwirkungen unabhängige Entstehung der feinkörningen Einschlüsse hin.

Bei gleichmässiger Korngrösse kann die Entstehung einer *Parallelextur* durch die Verteilungsweise des grauen Farbstoffes herbeigeführt werden. Zumeist ist aber die graue und helle Färbung von wolkiger Verteilung, und wird von einem die Dolomitkörner als sehr dünnes Häutchen umhüllenden grauen Stoff verursacht, der nach Zs. SZENTPÉTERY (1932) Graphitoid ist.

Von *anderen Mineralien* des Gesteins können nur die auf Grund der spärlichen allotigenen Quarzkörnchen und der nach den Limonit-Pseudomorphosen zu vermutenden, *einstigen* Pyrithexaeder als primär angesehen werden. Ein Teil des sich im Lösungsrest zeigenden Quarzmehls kann in den kleinen Einschlüssen der Dolomitkristalle stecken und mag zusammen mit den durch DTA-Analysen nachgewiesenen geringfügigen Tonbeimischungen ebenfalls klastischen Ursprungs sein.

Auf Grund von 263 Analysen, die aus verschiedenen Teilen der einzelnen Dolomitzüge für metallurgische Zwecke durchgeführt wurden, ist uns die chemische Zusammensetzung des unteranisischen Dolomits viel genauer bekannt, als die der anderen Bildungen des Bükk-Gebirges. Die durchschnittliche Zusammensetzung wird in Tab. 7 gezeigt. (Die Analysen der einzelnen Proben sind auf S. 486—492 zu sehen).

Tabelle 7

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung unteranisischer Dolomitproben

Chemische Bestandteile	Durchschnitt (Gew. %)	Maximale	Minimale	Anzahl der berücksichtigten Analysen
		Werte (Gew. %)		
Säureunlöslich	1,36	8,27	0,02	78
SiO_2	1,15	13,51	0,04	190
TiO_2	0,051	0,76	0,00	60
Al_2O_3	0,35	3,99	0,00	182
Fe_2O_3	0,36	1,45	0,02	184
R_2O_3	0,46	1,50	0,11	77
FeO	0,22	0,65	0,00	15
Fe	0,06	0,15	0,04	7
MnO	0,028	0,12	0,00	187
CaO	31,58	40,62	26,55	263
MgO	20,29	22,10	12,82	263
P_2O_5	0,028	0,092	0,00	140
S	0,019	0,080	nyom	127
Glühverlust	46,05	47,53	40,29	230

Die Zahl der zur Verfügung stehenden Angaben ermöglicht die tabellarische sowie die graphische Darstellung der *Häufigkeit* der CaO- und MgO-Prozentsätze (Tab. 8 im ungarischen Text, bzw. Abb. 43.). Demnach beträgt der MgO-Gehalt in fast 70% der analysierten Proben über 20%, das gewogene Mittel 21%; indessen bewegt sich der CaO-Gehalt zwischen 30 und 32%, während sein gewogenes Mittel sich auf 31,1% stellt. Hieraus lässt sich darauf schliessen, dass der Grossteil unseres Dolomitkomplexes nahe an die Zusammensetzung des Normaldolomits (MgO : CaO = 21,7 : 30,4) herankommt: das gewogene Mittel des MgO : CaO-Verhältnisses sämtlicher analysierter Proben (20,2 : 31,5) weicht hievon nicht wesentlich ab.

Die Kurve der auf die Gewichtsprozente des MgO-Gehaltes bezüglichen *CaO-Durchschnitte* erinnert an eine Hyperbel (Abb. 44). Der Abweichung hievon kann kaum irgendeine Bedeutung zukommen; sie ist durch die geringe Zahl der auf den fraglichen Kurvenabschnitt entfallenden Analysen bedingt. Die Kurve zeigt die mit der Abnahme der MgO-Menge parallele rapide Erhöhung des durchschnittlichen CaO-Gehaltes, die sich grösstenteils durch den nachträglichen Abbau des Dolomits erklären lässt.

Laut der parabolischen Kurve der auf die CaO-Gewichtsprozente bezogenen *MgO-Durchschnitte* wird die Erhöhung der CaO-Mengen anfangs von der Erhöhung der MgO-Durchschnitte, von 31,5% CaO an aber von der rapiden Abnahme derselben begleitet. Der mit dem niedrigen CaO-Gehalt verbundene geringe Mg-Durchschnitt wird durch die relative Anhäufung einiger akzessorischer Bestandteile des Karbonatgehaltes (hauptsächlich des säureunlöslichen Restes und des SiO_2) herbeigeführt; der absteigende Ast der Kurve wird dagegen von der nachträglichen Kalzitisierung des Dolomits bestimmt (Abb. 44).

Von den *akzessorischen Bestandteilen* sind die Mengen des SiO_2 bzw. des säureunlöslichen Restes die bedeutsamsten; diese sind es auch, deren Schwankungen die hervorragendsten Werte ergeben. Über ihre Verteilung bzw. über ihren Zusammenhang mit dem Al_2O_3- (bzw. R_2O_3-) Gehalt gibt die Abb. 45 Aufschluss. Die Schwankungen der Al_2O_3-Werte folgen nicht genau den Veränderungen der SiO_2-Mengen; dies bedeutet, dass ausser der in der geringen Alumosilikatmenge gebundenen Kieselsäure in vielen Fällen auch freies SiO_2 anwesend ist, was in der Form einzelner Quarzkörner, Knollen und Adern, zumeist als nachträgliche Minerale, unter dem Mikroskop oder mit freiem Auge auch beobachtet werden kann.

Der *S-Gehalt* des Dolomits dürfte — nach den im Gestein befindlichen Pyrit-Pseudomorphosen zu schliessen — ursprünglich bedeutend höher gewesen sein als heute, wurde aber mit der Limonitisierung des Pyrits mobilisiert. Betreffs des *Fe^{+++}-Gehaltes* hat derselbe Prozess eine Anreicherung herbeigeführt.

b) Von der Westseite des Savósvölgy bis Nyavalyás lagert zwischen dem Dolomit und den hangenden Eruptiva zunächst ein Molluskenfragmente führender, *dünngeschichteter*, dunkler *Kalk* von mehreren m Mächtigkeit, dann folgt darüber höchstens 50 m mächtiger, mit gelblichen Dolomitflecken gefärbter, *dichter*, grauer *Kalk*. Diese, den höchsten Teil des Dolomitkomplexes ersetzende Bildung ist wahrscheinlich nur eine lokale Fazies, die an der östlichen Mündung des Waldbahntunnels bei Lillafüred nur mehr durch einen grauen *Kalkschiefer* von 0,5 m Mächtigkeit vertreten ist. Möglicherweise kann sie aber anderenorts infolge Auswalzung nicht beobachtet werden.

Den Analysen gemäss sind auch die reineren Teile dieses Kalkes etwa dolomitisch (s. Tab. S. 486).

Fossilien, Alter und Verbreitung der Bildung

Gut erhaltene organische Reste sind im Dolomit sehr selten. Trotzdem finden sich in einzelnen Schichten viele Schalenfragmente und Trümmer von organischen Resten, die für den biogenen Ursprung des Komplexes oder zumindest für einen höheren biogenen Beitrag zeugen. Neben *einkrustenden Algen* wurden ein *Dasycladaceen*-Fragment (?), mehrere verschiedene *Foraminiferenreste*, *Korallen*, *Krinoiden*- und *Mollusken*-Schalenfragmente oder -Durchschnitte beobachtet (Abb. 46 und 47). Von diesen gelang es bis jetzt nur *Neritaria stanensis* (Pich-

LER) zu bestimmen*. Von dem früher von Z. SCHRÉTER als „*Natiria subtilistriata* FRECH" bestimmten Exemplar hat es sich nämlich nach vollständiger Auspräparierung herausgestellt, dass es sich in Wirklichkeit um ein grossgewachsenes Examplar der *Neritaria stanensis* PICHL. handelt; infolgedessen ist SCHRÉTER's Bemerkung über die Unzulänglichkeit der paläontologischen Einstufungsbeweise (1954. p. 289) als gegenstandslos zu betrachten.

Die oberhalb des Dolomits lagernden Kalkschichten enthalten ausser *Foraminiferen* verkieselte *Korallen* [nach G. KOLOSVÁRY (1958) *Triadophyllum* sp.**], ferner *Muschel-* und *Gastropodenfragmente* (Abb. 47).

Der auf Grund der Fossilien zweifellos als unteranisisch zu betrachtende Dolomitkomplex lagert von Lillafüred bis zur Umgebung von Bánkút, über rund 11 km, *unterhalb* untertriassischer Bildungen; in diesem Abschnitt ist also der Dolomit *umgekippt* (Abb. 39). Dies stimmt vollkommen mit der umgekehrten Lage anderer, paläontologisch einwandfrei zugeteilter Bildungen der Umgebung des Garadna-Tales überein (Oberperm über Untertrias). In normalen Schichtenfolgen (z. B. am Nagykaticsány) folgt der unteranisische Dolomit selbstverständlich oberhalb der Untertrias.

2. Mittelanisischer Eruptivkomplex

Allgemeine Kennzeichnung

In der Gegend von Lillafüred, zwischen den Zügen des unteranisischen Dolomits und des ins Oberanis einzugliedernden lichten Kalkes, lagert eine epizonale Metamorphose erlittene, stratovulkanische Serie von abwechslungsreichem Aufbau in 250 m Mächtigkeit. Sie kann von der W-Seite des Gulicska bei Hámor nach Bélapátfalva in einer Streichlänge von rund 20 km verfolgt werden. Vulkanische Bildungen von ähnlicher Lage sind auch vom Dolka, vom Nagykaticsány und vom Zuge des Szalasznya bekannt (Abb. 48).

Wenn man das *Ganze* des sich von Lillafüred bis zum „Nagy István erőse" erstreckenden vulkanischen Zuges vor Auge hält, so lässt sich darin in grossen Zügen ein *hauptsächlich* aus Streuungsmaterial bestehender tieferer Teil erkennen. Auf diesen hat sich ein (gewiss nur unter Einwirkung späterer tektonischer Einwirkungen zerstückelter, ursprünglich jedoch zusammenhängender) grösstenteils aus rotem Porphyrit bestehender Lavakörper gelagert, der infolge seiner Dimensionen auch

* Gesammelt von F. LEGÁNYI auf etwa 140 Schritte nordwestlich vom NW-Ende des Waldbahntunnels im Garadnavölgy im Gehängeschutt am Fusse des Abhanges.

** Gesammelt am Nyavalyástető, westlich des nach Újmassa führenden Tales (Nr. 295/1956.J.Á.).

als Lavastrom bezeichnet werden kann. Die vulkanische Tätigkeit endete mit Tuffstreuung.

Neben den vorherrschenden Porphyrittuffen ist auch Diabastuff zugegen. Im Streuungsmaterial ist von grobe Bomben führendem Agglomerat bis zur feinsten vulkanischen Asche jede Korngrösse vertreten. Sowohl in Liegend-, wie auch in Hangendteilen des Zuges sind stark gepresste, geschieferte, umgewandelte Tuffe gelagert, während die dazwischenliegenden Tuffbänke kaum einen Druck erlitten, so dass an den letzteren die ursprünglichen Merkmale der Tuffanhäufung gut beobachtet werden können. *Aus der Aufeinanderfolge der Glieder von gröberer und feinerer Korngrösse kann die Verjüngungsrichtung der Schichtenfolge und somit die umgekippte Lage der Serie unmittelbar festgestellt werden* (Beobachtung von G. Pantó am O-Abhang des Szt. István kilátó – Abb. 49). Nach Pantó gibt es auch solche Porphyrit- und Diabaslavakörper, deren Lava zwischen bereits befestigte Gesteine der vulkanischen Serie eingedrungen ist. Wenn es auch in der Zukunft gelingen würde, diese erst durch eingehende Untersuchungen zu unterstützende Annahme zu bekräftigen, können die erwähnten Durchbrüche in der gegebenen geologischen Lage kaum dem späteren ladinischen Eruptionsabschnitt zugeschrieben werden. Es bliebe jedenfalls unaufgeklärt, weshalb die angenommenen ladinischen Durchbrüche den anisischen stratovulkanischen Komplex begünstigt und gleichzeitig die benachbarten Sedimentationszüge unberührt gelassen hätten.

Aus der sauren Restlava der porphyritvulkanischen Tätigkeit sind abwechslungsreiche Gesteinsgänge entstanden. Neben der starken Dynamometamorphose, die stellenweise die aus Tuff entstandenen Teile betraf, ist auch mit hydrothermalen Gesteinsunwandlungen zu rechnen.

Der allgemeine Charakter der chemischen Zusammensetzung des Eruptivkomplexes geht aus der (auf Grund von 62 Gesteinsanalysen konstruierten) Frequenzkurve des SiO_2-Gehaltes hervor (Abb. 50). Bei einem Übergewicht der in die neutrale Provinz fallenden Gesteine und einer wesentlich niedrigeren Häufigkeit der basischen Glieder (die aber immerhin höher ist als jene der mehr sauren Glieder) bewegt sich der SiO_2-Gehalt der den Komplex bildenden Gesteine zwischen 49,5 und 73,5% (s. Tab. S. 493—494). Infolge des epimetamorphen Charakters hat sich selbstverständlich die ursprüngliche Textur, sowie die Mineralzusammensetzung der einzelnen Porphyrit- und Diabasarten verwischt. Infolge einer Kali- und Natronmetasomatose erfolgten auch in der chemischen Zusammensetzung der Haupttypen gewisse Veränderungen. Trotzdem verweist die mitgeteilte Frequenzkurve auf die mit allmählichen Übergängen verbundenen Derivate eines einzigen Eruptionsabschnittes.

Das Alter der Bildung

Die ganze Serie ist das Ergebnis von weitausgedehnten, marinen (teils submarinen) vulkanischen Ausbrüchen, wobei nach G. PANTÓ (1960) auch mit ignimbritischen Produkten von „Glühwolken" (nuées ardentes) zu rechnen ist.

Obwohl wir im Inneren des Eruptivkomplexes noch nirgends zwischenlagernden, gleichaltrigen marinen Sedimenten begegnet sind, kann doch der enge Zusammenhang des basalen bzw. des oberen Teiles der Schichtenfolge mit dem liegenden Dolomit bzw. mit dem hangenden hellen Kalk zweifellos festgestellt werden:

a) Kontakt-Umwandlungen wurden weder im Liegenden, noch im Hangenden beobachtet. Die in Zusammenhang mit dem Diabasflecken von Válintkereszt von uns früher gemachte gegenteilige Andeutung (K. BALOGH 1951. p. 132) ist hinfällig, da dieses Vorkommen zu den ladinischen Eruptiven gehört (Á. JÁMBOR 1959).

b) Zs. SZENTPÉTERY (1929b, 1932a) erwähnte aus dem Oligoklasporphyrit von Savósvölgy Quarzsandstein- und kristalline Kalk-, aus dem Tuff dieses Porphyrits aber Sandstein- und metamorphe Schiefereinschlüsse. Diese dürften vom vulkanischen Ausbruch aus der Tiefe hinaufbefördert werden sein. Derselbe Autor erwähnte als erster die haselnuss- bis faustgrossen Dolomiteinschlüsse im Porphyritagglomerat, welches an der Basis des vulkanischen Komplexes lagert. Diese Bildung wurde von uns an der W-Seite des Savósvölgy, an der N-Seite des Fehérkő und im Tekenősvölgy wieder vorgefunden (Abb. 51). Unsere Untersuchungen führten zu einer ähnlichen Deutung wie jene von SZENTPÉTERY. Es handelt sich tatsächlich um Liegendeinschlüsse, die bei der submarinen Eruption in das Streuungsmaterial gerieten, keine Kontaktwirkung erlitten und nicht als Bestandteile einer sich nachträglich ausgebildeten tektonischen Brekzie angesprochen werden können. Da ihre Anwesenheit die vor dem vulkanischen Ausbruch erfolgte Entstehung des unteranisischen Dolomits bezeugt, ermöglicht sie nicht nur die untere Grenze des eruptiven Abschittes ziehen zu können, sondern dient als neuerlicher Beweis zugunsten der umgekippten Lage der Schichten. Wäre der Eruptivkomplex älter als der Dolomit, so wäre er nicht zur Entstehung des Agglomerats mit Dolomiteinschlüssen gekommen. Eine zuverlässige Erklärung der Entstehung der grobkörnigen Dolomitbrekzie im Liegenden des Dolomiteinschlüsse führenden Agglomerats von Savós erheischt jedoch weitere Untersuchungen. Infolge der mehr oder weniger abgerundeten Körner kann sie auch als „innerschichtliche" Sedimentationsbrekzie aufgefasst werden, obwohl die Verkalkung des aus kleinen Dolomitkörnern bestehenden Bindemittels, sowie der zerbröckelte Zustand einzelner Dolomiteinschlüsse dieser Annahme widerspricht. Sollte sich die Dolomitbrekzie dennoch als sedimentären Ursprungs erweisen, so wäre dadurch die Ableitung der Dolomiteinschlüsse des Porphyritagglomerats nur erleichtert.

c) Der den obersten Teil des Eruptivkomplexes bildende vulkanische Tuff geht, wie dies vom Aufschluss an der W-Seite des Weges im Vadászvölgy bezeugt wird, mit mehrfachem Schichtwechsel in den darauffolgenden lichten Kalkkomplex über. Die im Tuff zwischengelagerten Kalkschichten von mehreren cm Mächtigkeit werden durch das mit dem Kalk vermengte, halmyrolytisch verwitterte, wahrscheinlich kolloidale vulkanische Material grau und violett gefärbt. Die Übergangs-Kalkschichten enthalten wellenartig verwobene, aber mit der Schichtung im grossen und ganzen parallel laufende, dünne, grüne Tuffitstreifen; ja die bei der gleichzeitigen vulkanischen Trümmerstreuung in den Kalkschlamm geratenen, seitdem selbstverständlich bereits umgewandelten Feldspatkristalle können unter dem Mikroskop im Kalkstoff selbst gut unterschieden werden (Abb. 52, 53). Durch die Dislokationen, die sich an der Grenze des spröden Kalkes und des mobileren eruptiven Komplexes ereigneten, sowie durch die pleistozäne Bedeckung wird der insgesamt 1 bis 2 m betragende Schichtenübergang bedauerlicherweise dem Kreise der Beobachtungsmöglichkeit entzogen. Deshalb gelang es uns die Übergangsschichten bis jetzt nur in dem grüne „Tuffverschmierungen"

enthaltenden hellen Kalk hinter dem Haus an der Westseite der Lillafüreder Landstrasse, sowie in dem mit Tuffschichten abwechselnden, rot und grünlich gefärbten, hornsteinführenden Kalkschichten des Karrenweges zwischen Ómassa und Jávorhegy zu entdecken (Abb. 54).

Auf Grund dieser Erwägungen scheint uns der zwischen zwei Sedimentkomplexen eingeschlossene Zwischenlagerungscharakter des den Nordrand des Bükkplateaus begleitenden Eruptivzuges unbestreitbar zu sein. Das mittelanisische Alter des Eruptivkomplexes wird durch sein Verhältnis zu obigen, hauptsächlich aber zu dem sicher unteranisischen Dolomitkomplex bestimmt (Abb. 55). Die Einstufung der bereits erwähnten weiteren Vorkommen wird neben der identischen stratigraphischen Lage auch durch die Übereinstimmung der chemischen Zusammensetzung unterstützt.

3. Oberanisischer heller Kalk

Allgemeine Kennzeichnung

Der mittelanisische Eruptivstreifen der nördlichen Seite des Bükkplateaus wird von S her von einem überwiegend hellen Kalkstreifen eingesäumt, der zufolge der innerhalb seiner 5 bis 40 cm mächtigen Schichten wahrnehmbaren, auf Feinschichtung deutenden Gestreiftheit dem hellen Oberladinkalk im zentralen Teil des Plateaus sehr ähnlich ist.

Von dem sich aus den mittelanisischen Eruptiven entwickelnden, oben schon beschriebenen, höchstens 1,5 m mächtigen Abschnitt mit Schichtwechsel abgesehen ist der cca 400 m mächtige oberanisische Komplex im Ganzen genommen von einheitlicher Ausbildung. Die Hauptmasse besteht aus einem sehr reinen Kalk überwiegend von heller (oft beinahe weisser, eventuell rosa) Färbung. Nur unter den untersten Schichten kommen stellenweise ausgesprochen dunkle (bläuliche, grünliche und graue) oder rote Varianten vor, deren abweichende Farbe durch das mit dem Kalkstoff vermengten, kolloidalen Material vulkanischen Ursprungs verursacht wird (Jávorhegy, Vadászvölgy). Diese dunklen Kalkschichten sind meistens hornsteinführend. Die Basisschichten können aber auch bei heller Farbe rötlichgrauen Hornstein enthalten (N-Seite des Szt.-Istvánhegy, Szárdoka). Stellenweise keilen sich weissliche, meistens zuckerkörnige Dolomitlinsen, Nester und Schichten zwischen die Basisschichten des oberanisischen Komplexes ein (Nyavalyás, Ostseite des Mélyvölgy bei Diósgyőr). Ein heller Dolomit von ähnlicher Fazies kann auch im oberen Abschnitt des Komplexes, hauptsächlich im östlichen Teil des Zuges zwischen Létrás und Diósgyőr auftreten (Abb. 56). Im Fényeskővölgy bei Diósgyőr wird das Auftreten des Dolomits in 10 bis 30 cm mächtigen, selbständigen Schichten durch streifenartigen Wechsel des Kalk- und Dolomitstoffes innerhalb der Schicht eingeleitet.

Eigenartige, kleine Hornsteinplättchen führende, aber noch mächtige und helle Grenzschichten (Abb. 57, 58) führen den oberanisischen Kalkkomplex zu dem aus Plattenkalk von abwechslungsreicher (grauer, bräunlicher, rosa, oft fleckig-gestreifter) Tönung bestehenden Anfangsteil der hangenden Schieferfolge hinüber, welcher schon grössere, gelblich-braune oder rötliche Hornsteinknollen und Streifen in sich schliesst (Abb. 59). Die Vermehrung der die Kalkplatten trennenden tonigen Zwischenlagerungen geht alsbald in serizitischen Tonschiefer hinüber, unter dessen Schichten sich stellenweise auch nachher oft ähnliche, aber schon vorwiegend graue Hornsteinkalkschichten einkeilen. Wie gross auch der Unterschied zwischen den extremsten Gliedern der beiden Gebildegruppen – den hellen Kalkbänken und dem dunklen Tonschiefer – sein mag, wird er jedoch durch die an der Grenze bzw. im Inneren der Schiefergruppe auftretenden hornsteinführenden Kalkplatten überbrückt. Die Grenze zwischen den beiden Komplexen kann – mangels Fossilien – *prinzipiell* durch das Erscheinen des Plattenkalkes gezogen werden. Bei der Kartierungsarbeit ist dies jedoch nur dort glatt durchführbar, wo die dunkle Farbe des abgrenzenden Plattenkalkes von den Farbtönen des oberanisischen Kalkes abweicht (Fényeskővölgy, Boldogasszony-Promenade). Wo aber der Farbenkontrast nicht scharf genug ausgeprägt erscheint (N-Seite der Weide von Hámor), ist es zweckmässiger, diese ohnehin nur 8 bis 10 m mächtige Bildung dem Oberanis anzugliedern, und die Anis—Ladin-Grenze mit dem Auftreten des dunklen Schiefers zu ziehen. Der zwischen den Platten mehrere oder wenigere tonige Einlagerungen führende „Grenzkalk" ist tektonisch eine mobile Bildung, die an der Berührung beider Komplexe von sehr verschiedener Mobilität an vielen Stellen stark gefaltet ist (Taleingang des Mélyvölgy bei Diósgyőr, nördliche Nachbarschaft von Csipkéskút). Nachdem aber eine vollkommene Konkordanz zwischen dem oberanisischen Kalk und dem unterladinischen Schieferkomplex in der Mehrheit der Aufschlüsse zweifellos festgestellt werden kann, wäre es ein Fehler, diese Fältelung oder die stellenweise sehr frappante aber selbstverständliche morphologische Inversion von Kalk und Schiefer (Abb. 60, 61) einer bedeutenderen tektonischen Bewegung zuzuschreiben (Abb. 58).

Der gleichmässig feinkörnige oberanisische Kalk ist auffallend *feingeschichtet*. Diese Eigenschaft äussert sich von Fall zu Fall verschiedenartig: *1.* Eine Feinschichtung kann das Gestein infolge zwischenlagernder Tuffstreifen oder eines raschen Wechsels der durch vulkanische Stoffe kolloidaler Dimension verursachten Färbung erhalten. Dies pflegt meistens den basalen Teil der Schichtenfolge zu kennzeichnen. *2.* Im Oberteil der Schichtenfolge kann die Feinschichtung durchs Auftreten dünner Tonschichten zwischen den reinen Kalkstreifen herbeigeführt werden. *3.* Oft (jedoch in *stellenweise* verschiedenem Ausmass) kann die Streifenstruktur durch Wechsellagerung an Schalenfragmenten reicher bzw. armer Feinschichten oder durch Wechsel hellerer und von organi-

schen Stoffen graugefärbter Streifen erzeugt werden. Dieser Umstand spricht an und für sich dafür, dass der Mangel gut erhaltener Fossilien in erster Reihe auf deren noch vor der Einbettung erfolgte mechanische Aufarbeitung und Auflösung zurückzuführen ist, obwohl die Rolle diagenetischer Prozesse und tektonischer Beanspruchung nicht unterschätzt werden soll (Abb. 62). *4.* Für die partielle Neuauflösung einer kalkigen Dünnschicht mit gewissen Farbtönen und Körnelung zeugt die ungleichmässige, oft stylolithische Grenzfläche, durch die dieselben von der mit abweichender Färbung und Korngrösse darauf gelagerten anderen Mikroschicht abgetrennt werden. *5.* Ähnlich sprechen die grellrot gefärbten, eigentümlichen, bald flache Linsen, bald unregelmässige Flecken bildenden Teile der Kalkschichten im östlichen Zugabschnitt in der Nähe der ladinischen Grenze für Auflösung und dann für neuerliche Kalkausscheidung in veränderter (oxydierter) Form (Fényeskővölgy). *6.* Am eigentümlichsten ist aber die dolomitstreifige Textur des Kalkes im Fényeskővölgy bei Diósgyőr, welche abwechslungsreiche Formen der Verwachsung des feinkörnigen Kalkes und des viel dichteren Dolomits aufweist. Diese Formen können in drei Gruppen gegliedert werden:

a) Kalk, dolomitischer Kalk und Dolomit wechseln in Mikroschichten von unregelmässiger Stärke und Reihenfolge ab (Abb. 63).

b) Die Dolomitdünnschichten sind durch zu den Schichtenflächen senkrechte, breite Risse durchquert, die sich in den benachbarten Kalkdünnschichten nicht fortsetzen und mit etwas grobkörnigerem Kalkmaterial ausgefüllt sind (Abb. 64).

Andere Male sind in Dolomit eingebettete, in parallele Reihen angeordnete feine Kalklinsen zu beobachten, die durch unregelmässige, aber scharf begrenzte Fortsätze miteinander verbunden sind (Abb. 65).

c) Je eine Kalkdünnschicht von etwas grösserer Stärke werden, parallel mit ihren Schichtflächen, durch scharfbegrenzte, in mehreren Reihen angeordnete, feinkörnige Dolomitlinsen gegliedert (Abb. 63).

Fall *a)* deutet auf den rhytmischen Wechsel von primärer Kalk—Dolomitausscheidung. Im Fall *b)* kann das Vordringen des feinkörnigen Kalzits gegenüber dem vollkommen dichten Dolomit mit Schrumpfungsvorgängen erklärt werden, die innerhalb des im kolloidalen Zustand abgesetzten Dolomitschlammes erfolgten. Fall *c)* kann am ehesten auf die Einwirkung der in den Kalkschlamm geratenen organischen Teilchen zurückgeführt werden, welche die Ausscheidung der Karbonate beeinflussen. Der *feingeschichtete* Dolomit des oberanisischen Komplexes ist viel dichter als der unteranisische graue Dolomit. Während bei dem letzteren die starke diagenetische Umkristallisation eher auf die Dolomitisierung des ursprünglichen Kalkschlammes schliessen lässt, kann die durch chemische Ausscheidung erfolgte primäre Entstehung des ersteren kaum angezweifelt werden.

Die chemische Zusammensetzung der oberanisischen Gesteinstypen wird in der Tabelle auf S. 495 dargestellt.

Das Alter der Bildung

Obwohl der oberanisische Kalk auf Grund der darin erscheinenden und stellenweise gar nicht seltenen organischen Spuren zweifellos als biogene Bildung gilt, kamen daraus ausser *Kalkschwämmen, Gastropodenquerschnitten* und *Brachiopoden-Fragmenten* bis jetzt keine erkenntlichen Fossilien zum Vorschein und auch jene sind zur näheren Bestimmung nicht geeignet (Abb. 66). Das Alter des Komplexes kann daher nur im Vergleich mit den anderen Bildungen in den Oberteil der anisischen Stufe gestellt werden. Wie gross auch die Ähnlichkeit zwischen dem oberanisischen Kalk und dem oberladinischen hellen Kalk sein mag, erscheint ihre Unterscheidung als voneinander unabhängige Schichtglieder infolge ihrer Lage in der als kontinuierlich erkannten Schichtenfolge unbedingt notwendig. Diese wird aber durch die allmählichen Schichtenübergänge gegen den liegenden Eruptivkomplex bzw. den hangenden dunklen Schiefer zu auch in Ermangelung von horizontbezeichnenden Fossilien zur Genüge fixiert. Durch diese Übergänge erscheinen die an der unteren und oberen Grenze des Schichtenkomplexes früher vorausgesetzten grösseren tektonischen Dislokationen trotz der häufigen, jedoch nicht überall auftretenden Umkippung der Schichtenfolge entschieden ausgeschlossen (Abb. 55).

Unter- und mittelladinische Stufe

4. Unter- und mittelladinischer serizitischer Tonschieferkomplex

Allgemeine Kennzeichnung

Der aus den oberanisischen Kalkschichten sich durch den auf S. 637 beschriebenen Übergang entwickelnde klastische Gesteinskomplex von 400 bis 500 m Mächtigkeit besteht hauptsächlich aus dem Wechsel von dunkelgrauem (in verwittertem Zustand gelblichgrünem) *serizitischem Tonschiefer*, grünem (in verwittertem Zustand bräunlichem) grauem *Sandstein* und *schieferigem Aleurit*, enthält aber auch *hornsteinführende Kalk-* und *Kieselschieferzwischenlagerungen*, Manganerzknollen, ja sogar *vulkanische Gesteine*.

Im Gegensatz zu den tieferen Triasgliedern hat diese Bildung sowohl im nördlichen, wie auch im südlichen Bükk-Gebirge eine beträchtliche Verbreitung aufzuweisen. Obwohl die für die nördlichen Schieferzüge kennzeichnenden Gesteinstypen auch im Süden vorzufinden sind, besteht betreffs ihrer Verteilung zwischen dem Nord- und Süd-Bükk trotzdem ein gewisser Unterschied. Deshalb erscheint es notwendig, in der weiteren Folge den Schieferkomplex nach Verbreitungsgebieten zu schildern.

a) *Die Gesteinstypen des ladinischen Schieferkomplexes im Nordbükk*

α) Der *serizitische Tonschiefer* der nördlichen Gebiete ist ein Gestein von seidigem Glanz und charakteristischer Schieferstruktur. Seine klastischen und epigenen Mineralkörner, die eine Grösse von 5 bis 40 μ

haben, sind in ein tonig-serizitisches, mehr oder weniger kalkiges Grundmaterial eingebettet (Abb. 68).

β) In das tonige Grundmaterial des *Sandsteins* von gleichfalls schieferiger Struktur sind Quarz- und Plagioklaskörner von 10 bis 80 μ Grösse eingebettet, die von schieferparallel angeordneten Serizit- und Kalzitkörnern umgeben sind (Abb. 69).

γ) Sehr kennzeichnend für den ladinischen Schieferkomplex des nördlichen Bükk-Gebirges sind die in wechselnden Mengen eingekeilten, hellere oder mehr dunkelbraune Hornsteinlinsen führenden, grauen und bräunlichgrauen, dichten *Plattenkalkzwischenlagerungen* (Abb. 70—72). Kalk und Schiefer wechseln manchmal in Mikroschichten ab, was auf die primäre, nicht diagenetische Anhäufung des ersteren deutet (Abb. 71). (*Radiolarien* wurden von uns bis jetzt nur im Kalk beobachtet.)

δ) Der ladinische Schieferzug von Bélapátfalva (östlich vom oberen Teil des Szalajkavölgy) geht durch Vermittlung seiner allmählich zur Herrschaft gelangenden Kalkzwischenlagerungen längs des Streichens in einen *hornsteinführenden Kalkkomplex* über, welcher sich durch hellere Tönung, häufige Streifig- und Plattigkeit von dem später zu besprechenden oberladinischen Hornsteinkalk unterscheidet. An der Verzahnung dieses Kalkkomplexes mit den Schieferschichten (an der Basis der in die letztere hineingreifenden Kalkzungen) befinden sich rosafarbige, neben vielen *Krinoidenstielgliedern* auch *Molluskenfragmente* führende Kalkplatten.

Die die Gesamtheit des ladinischen Schieferkomplexes ersetzende Plattenkalkfazies lässt sich in 6 km Streichlänge bis zur westlichen Nachbarschaft von Csipkéskút verfolgen. Hier geht dieser Kalkkomplex, mit deutlich erkenntlicher Verzahnung, wieder in serizitischen Tonschiefer über, in welchem die Kalkeinlagerungen bereits untergeordneter sind. Nur 13,5 km weiter, im Hangenden des oberanisischen Kalkes am Vártető bei Diósgyőr verdrängen die letzteren den Tonschiefer wieder vollständig. Das wiederholte Auftreten der reinen Kalkfazies in dem vom W an das Vártető grenzenden Fényeskővölgy wird von der Vermehrung der Kalkeinlagerungen im Schieferkomplexe und von einer beträchtlichen Erhöhung des Karbonatgehaltes der Tonschieferschichten eingeleitet (s. Rubrik 4 und 6 der oberen Tabelle auf S. 496—497).

ε) Das unmittelbare Hangende des ladinischen Schieferkomplexes im Nord-Bükk besteht entweder aus grauem oberladinischem Hornsteinkalk, oder aus hellem „Plateaukalkkomplex." Morphologisch lassen sich beide von dem viel leichter zerfallenden Schieferkomplex scharf abgrenzen. Trotzdem zeugen die mit mergelig—dolomitischen Schichten abwechselnden, von Tonblättern bedeckten grauen *Hornsteinkalkschichten* in der Umgebung der Mündung des Vesszős-Tales für einen allmählichen Übergang (Abb. 73). Für einen engen Zusammenhang mit der tieferen Schieferfazies sprechen auch jene (an der Basis des Plateaukalkkomplexes beobachteten) *hornsteinführenden Kalkplatten* von gelblichbrauner Fär-

bung (in der Gegend von Csipkéskút), die einigermassen an die von der Untergrenze des Schieferkomplexes beschriebenen hornsteinführenden Kalkschichten erinnern. Der ähnliche Charakter der unteren bzw. oberen Grenzschichten des Schieferkomplexes mag in diesem Falle durch die einander sehr nahestehende Entwicklung der liegenden und hangenden Kalkkomplexe erklärt werden.

ζ) Der den Nordrand des Kleinplateaus (Kisfennsík) säumende und von Bélapátfalva nach NO ziehende ladinische Schieferstreifen schliesst stellenweise kleinere kieselige, amorphe MnO_2-*Knollen* und *Linsen* ein (Katonasírnyereg, östliche Ecke der Gloriette-Lichtung; Á. JÁMBOR 1961a):

Chemische Analysen von Manganerzlinsen aus dem unter- und mittelladinischen Schieferkomplex des Bükk - Gebirges

Lauf. Nummer	*1	2	3	4
SiO_2	13,34			
Al_2O_3	17,10			
Fe_2O_3	8,50			
MnO	35,54	14,29	18,26	16,95
CaO	13,73			
Glühverlust	13,07			

* Titrimetrische „Schnellanalyse"

1. Szilvásvárad. In Ostecke der Gloriette-Lichtung, aus dem Waldbahn-Einschnitt (51/1957J. Á.). Analyse von FRAU I. SOHA und FRAU E. KIS. – *2.* N von Csipkéskút-Quelle, an der Landstrasse. – *3.* Felsőtárkány. Vom Grate zwischen den Tälern Hidegkúti- und Vöröskői-völgy. – *4.* Felsőtárkány. Aus dem Tale Hidegkúti-völgy. (Die Angaben der Proben 2–4. wurden von Zs. SZINYEI-MERSE (1923. p. 298) übernommen.)

η) Die Aufzählung der Gesteinstypen des ladinischen Schiefer-Komplexes im Bükk-Gebirge schliesst mit den Produkten des *unterladinischen Vulkanismus*. Hierher gehören vor allem die lichtbraunen, tuffitischen Sandsteinschichten der von Diósgyőr bis zum Feketesár bzw. bis zur Nordseite des Szeletahegy ziehenden Schieferstreifen (s. Rubriken 5 und 6 der Tabelle *11a* auf S. 496—497), weiters die tonig-sandigen Tuffe und körnigen Diabase vom Létrástető.

Weiter gegen W, an der Ostseite des Horotna-Tales (bei Máriabánya), sowie 100 m östlich von der Gloriette-Lichtung bei Szilvásvárad sind im ladinischen Schieferkomplex grüne und violettrote, gepresste Porphyrit- und Diabastuffe bekannt (Á. JÁMBOR 1961a). Hier soll auch der Tuffgehalt der Hornsteinkalkzwischenlagerungen oberhalb von Máriabánya erwähnt werden; und falls sie einmal anstehend vorzufinden wären, würden auch die an der Ostseite von Kiskaticsány (im Schiefergebiet) gefundenen, losen feinkörnigen Diabasstücke hierher zu rechnen sein.

Über die chemische Zusammensetzung der unterladinischen Vulkanite erteilt die Tabelle auf S. 500–501 Aufschluss.

b) *Die Gesteinstypen des ladinischen Schieferkomplexes im südlichen Bükk-Gebirge*

Sämtliche angeführte Bildungen des ladinischen Schieferkomplexes im Nord-Bükk sind auch in den südlichen Gebirgsteilen vorhanden. Die nördlichen und südlichen Schieferzüge unterscheiden sich also nur betreffs der Verteilung und der Mächtigkeit der Schichtenglieder.

α) Am seltensten sind im Süden die *tuffitischen Sandsteinzwischenlagerungen* Hámor—Diósgyőrer Typs; sie wurden von uns bisher nur nordwestlich von Répáshuta, in der westlichen Nachbarschaft des Strassenwächterhauses Nr. 1 entdeckt.

β) Nach den häufigeren und mächtigeren *Sandsteinschichten* zu urteilen, scheint es uns, als ob der Schieferkomplex des SW-Bükk etwas mehr grobkörniges-klastisches Material enthielte als der nördliche Teil des Gebirges. Erbsengrosse Quarzkörner einschliessende Konglomerate konnten aber nur nördlich von Répáshuta am Singlártető entdeckt werden. – Der Sandstein führt stellenweise Pflanzenabdrücke, hie und da sogar sehr dünne Steinkohlenstreifen (Vaskapu bei Szarvaskő, Abb. 74).

γ) Eine auffallende, wenn auch nicht allgemeine Eigenschaft des ladinischen *Schiefers* im südlichen Bükk-Gebirge ist der abschnittsweise Wechsel der Korngrösse innerhalb der Schichten, der in Ermangelung von guten Aufschlüssen einfach an den Oberflächen der die ursprünglichen Gesteinsschichtung im scharfen Winkel schneidenden Schieferplatten beobachtet werden kann (Abb. 75). Auf Grund der verschwommenen oder scharfen Grenzflächen der feinkörnigen bzw. sandigen Streifen kann die umgekippte oder normale Lage der Schichten leicht entschieden werden. Die Lage der sandigen Streifen verweist manchmal auf Kreuzschichtung.

Nach dem Zeugnis der auf S. 496–499 angeführten chemischen Analysen verändert sich der Karbonatgehalt des Schieferkomplexes von Schicht zu Schicht.

δ) *Hornsteinführende graue Kalklinsen* sind im allgemeinen im Schieferkomplex des Süd-Bükk viel seltener als im Schieferzug Diósgyőr—Csipkéskút anzutreffen. Die grösste zusammenhängende Kalkeinlagerung stellt das Material der von Almár nach NNO unter das Bükkplateau hinziehenden, sich mit serizitischem Tonschiefer wechselnden Kalkstreifen dar.

ε) Die Rolle der letzteren wird im Schieferkomplex des südlichen Bükk-Gebirges von den helleren oder dunkleren, sogar schwarzen, manchmal grünlichen, das andere Mal gelblich-braunen (in der Nähe der hangenden Kalkschichten rötlich-bräunlichrötlichen) *kieseligen Zwischenlagerungen* übernommen. In der Nähe der Kalkgrenze verwandelt sich oft die dunkle Farbe des serizitischen Tonschiefers ins Rote (Gyertyánvölgy), während an der Basis des hangenden Kalkkomplexes ähnliche krinoidenführende Kalkplatten zu sehen sind, wie jene, die von der

Basis der mit dem Schieferkomplex von Szilvásvárad verzahnenden Kalkzungen bekannt sind (Abb. 76). Die Grössenordnung der kieseligen Zwischenlagerungen wechselt von der faustgrossen Linse bis zum stärkeren Lager (Abb. 77).

Es ist eine wichtige Tatsache, dass die, den Übergang ins Hangende verkörpernden roten, kieseligen Schichten an der Grenze des Süd-Bükker Schieferkomplexes und der darauf folgenden Kalkkomplexe (unabhängig von den Faziesunterschieden der letzteren) überall nachgewiesen werden können.

NW von Répáshuta, an der Landstrasse, ist ein mit hornsteinführendem Kalk abwechselnder dunkler Tonschiefer aufgeschlossen. Darauf folgen in einer Mächtigkeit von etwa 22 m überwiegend rote, aus radiolarienführendem Kieselschiefer und damit abwechselnden gelben, grauen und roten Kalkplatten sowie Tonschiefer bestehende Schichten. Auf den roten Kieselschiefer lagert sich vollkommen konkordant ein *Stockkorallen* führender heller Kalk, unter dessen Bänken sich gegen das Hangende zu die roten Ton- und Kieselschieferzwischenlagerungen mehrmals wiederholen. Oberhalb der Kieselschieferzwischenlagerungen geht die Schichtenfolge schliesslich in weissen Plateaukalk über (Abb. 78—79).

Westlich vom Bányahegy, auf der Südseite des Bükkplateaus, können diese „roten Schichten" in einer Streichlänge von etwa 10 km verfolgt werden. Eine ähnliche Bildung kennzeichnet auch die Grenze der lichten Kalkmasse des Gebirgszuges Hosszúsom—Ballabérc—Vincepál—Hársaslapos gegen den ladinischen Schieferkomplex zu. Der Wechsel von rotem Kieselschiefer und hellem Kalk kann insbesondere an der *Südseite* des Zuges untersucht werden. Der Schichtenwechsel wird manchmal einfach durchs Auftreten vom rötlichem oder grauem Hornsteinkalk ersetzt (Nagypazsagvölgy, das Gebiet 1 km östlich vom Försterhaus Tebe). An der *Nordseite* des Zuges dagegen wird der Übergang hauptsächlich von mit rötlichen Tonblättern überzogenen, rotgefleckten, hornsteinführenden, stellenweise krinoidenführenden Kalkplatten vertreten; der rote Kieselschiefer ist meistens abwesend. *Die letztere Art des Schichtenüberganges erinnert an jene zwischen dem serizitischen Tonschiefer und dem Plateaukalk, die wir an der Nordseite des Bükkplateaus, in der südlichen Nachbarschaft von Csipkéskút kennengelernt haben.*

Auch wenn das Hangende aus hornsteinführendem grauem Kalk besteht, wird der serizitische Tonschiefer des südlichen Bükk-Gebirges nach oben von rotem oder braunem Kieselschiefer begrenzt. An der Südseite des △ 540,1 SSW von Répáshuta befinden sich nicht nur im Intervall zwischen dem Schieferkomplex und der hornsteinführenden grauen Kalkgruppe rote Kieselschieferschichten, die mit jenen des Bányahegy oder des Ballavölgy vollkommen übereinstimmen, sondern auch zwischen den grauen Kalkschichten ist ein roter Kieselschieferstreifen gelagert.

Grosse Bedeutung ist dem Umstand beizulegen, dass die verschiedenen kieseligen Sedimenttypen im Inneren des serizitischen Tonschieferkomplexes ebenso auftreten können, wie an dessen Oberkante. Der rote oder braune, an Radiolarien reiche Kieselschiefer ist daher nicht auf die Oberkante der

Schichtenfolge beschränkt, sondern kann im serizitischen Tonschiefer auch in Form von zwischengelagerten Linsen auftreten (Ballavölgy). Im letzteren sind zwar die an Radiolarien ärmeren Kieselanhäufungen grünlicher und grauer Färbung am häufigsten, doch kommen Kieselschichten von solchen Farbtönen auch im Übergangsstreifen des Schieferkomplexes vor. Es gibt auch dafür ein Beispiel, dass fingerdicke, rote und grüne Kieselschieferschichten zusammen mit grauem Kalk und grauem serizitischen Tonschiefer abwechseln (am N—S-Abschnitt der Landstrasse Eger—Lillafüred, unter dem Háromkő).

Die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Tonschieferarten ist laut Zeugnis der Tabelle auf S. 496—499 ziemlich ähnlich. Ihr SiO_2-Gehalt beträgt 71 bis 96%, im statistischen Durchschnitt 90,05%.

c) *Schlussfolgerungen*

α) *Der serizitische Tonschieferkomplex des südlichen Bükk-Gebirges bildet eine mit den dazwischen und in das Hangende gelagerten Kieselschichten eng zusammenhängende, einheitliche Schichtenfolge, welche durch auch in verschiedenen tektonischen Einheiten vorhandene Schichtenwechsel-Übergänge mit den darauf liegenden Kalkmassen verbunden ist.* Dadurch wird also jede Bewertung hinfällig (H. Wolf 1859; Z. Schréter 1935, 1943), welche die ladinischen Tonschiefer für viel älter als die Hangendbildungen erscheinen liess.

β) *Lage und Zusammensetzung der Schiefergruppe des südlichen Bükk-Gebirges sind in guter Übereinstimmung mit denjenigen der nördlicheren Schieferzügen.* Der Unterschied besteht lediglich darin, dass zur Zeit der Sedimentation des Komplexes die Möglichkeiten für die Bildung kalkfreier Kieselablagerungen im südlichen Teil des Gebirges im allgemeinen grösser waren als im nördlichen. Mit anderen Worten: der nördliche Teil des ehemaligen Sedimentationsraumes war durch reicheren Kalk- und spärlicheren aber ausgeglicheneren Kieselgehalt, während der südliche Teil durch Kalkarmut und zeitweise Anreicherung des Kieselmaterials gekennzeichnet.

Fossilien und Alter der Bildung

Fossilien sind in allen Teilen des ladinischen Schieferkomplexes sehr selten. Am besten erhalten ist der 1911 von T. Szontagh im glimmerigen Kohlenschiefer des einstigen Sandsteinbruches von Vaskapu bei Szarvaskő gefundene und von G. Andreánszky (1954. p. 231 und 234, Abb. 163) neuerdings als *Anotopteris* sp. bestimmte Farnabdruck (K. Balogh 1954. p. 14). Diese lange für *Neuropteris* sp. gehaltene Form bildete früher das gewichtigste Argument für das karbonische Alter des Süd-Bükker Schieferkomplexes. Nach der im Jahre 1953 von G. Andreánszky durchgeführten Revision kann es sich jedoch keinesfalls um *Neuropteris* han-

deln. – Die Gattung *Anotopteris* lebte vom Karbon bis zum Ende der Trias; ihre Anwesenheit zeugt also nicht eindeutig für Oberkarbon und schliesst die Möglichkeit der Trias nicht aus.

Die in verschiedenen Gliedern des Schichtenkomplexes vorgefundenen *Radiolarien-* und *Krinoiden*-Stielglieder sind für eine Altersbestimmung nicht geeignet. Als Faziesanzeiger unterstützen sie aber unsere These über den ununterbrochenen Zusammenhang der Schichtenfolge.

Die *Radiolarien* kommen am häufigsten im roten Kieselschiefer vor (Rüst 1892; Z. Schréter 1943. pp. 15—16), sie sind aber auch aus den Kalk-Zwischenlagerungen des serizitischen Tonschiefers vom Haricavölgy und aus dem serizitischen Tonschiefer des Várhegy von Felsőtárkány bekannt (T. Kilényi 1954. p. 98).

Rüst führt folgende *Radiolarien* an:

Cenellipsis multiplex Rüst
Druppula cornus Rüst
Druppula angustiporata Rüst
Pentalastrum primitivum Rüst
Hexalastrum infans Rüst
Lithocampe tutata Rüst
Stichocapsa bükkiana Rüst
Stichocapsa biceps Rüst

Krinoiden-Stielglieder, die in den rosafarbigen Kalkplatten der Oberkante des Schieferkomplexes und im hangenden hornsteinführenden grauen Kalkkomplex häufig sind, wurden von uns nur an drei Punkten des Schieferkomplexes entdeckt:

α) Westlich von Csipkéskút, in dem mit Kalk abwechselnden serizitischen Tonschiefer des kleinen Steinbruches an der Landstrasse;
β) Im Földszakadásárok bei Szarvaskő (G. Kisvarsányi 1953. p. 25) — Abb. 80.
γ) Im serizitischen Tonschiefer unter der Grube Máriabánya von Szilvásvárad (Á. Jámbor 1961*a*).

Über diese Funde lässt sich jedoch nur feststellen, *dass keiner von ihnen den aus den Obermoskau-Schichten erhaltenen Krinoiden ähnlich ist.* Unter solchen Umständen kann die stratigraphische Lage des Schieferkomplexes nur mittelbar, auf Grund der Fossilien der daran mit Sedimentwechsel anschliessenden Hangendbildungen bestimmt werden. *Da die letzteren auf oberladinisch-karnisches Alter deuten, ist die stratigraphische Lage des liegenden Schieferkomplexes im unteren und mittleren Teil der ladinischen Stufe zu fixieren.* In diesen Rahmen passen nebst allen Vorkommen des Nord-Bükk auch die Ton- und Kieselschiefer des südlichen Gebirgsteiles hinein.

Auf Grund dieser Erwägungen können alle bis Beudant und Wolf zurückreichenden und auf oberflächlicher Ähnlichkeit beruhenden Altersbestimmungen fallen gelassen werden, die das Ganze oder nur einzelne Teile der erörterten Schiefergruppe in das Karbon bzw. in die Untertrias verwiesen hatten (vgl. Z. Schréter 1935, 1943).

Die Auffassung eines Teiles oder der Gesamtheit des klastisch—kieseligen mitteltriassischen Schichtenkomplexes als Untertrias kann sich der ladinischen Alterbestimmung gegenüber schon aus dem Grunde nicht behaupten, weil in der fossilführenden Untertrias des Bükk-Gebirges die fraglichen Gesteinstypen ganz fehlen. Der ladinische Schiefer und Sandstein unterscheidet sich im frischen Zustande von dem grünlichen, rötlich-violetten oder grauen untertriassischen Schiefer und Sandstein nicht nur in der Farbe, sondern auch betreffs mineralogische Zusammensetzung, Korngrösse, Textur und Fossilien sehr wesentlich. Zwar werden von tschechoslowakischen Forschern aus der „Meliata-Serie" der Gömöriden für untertriassisch erachtete hornsteinführende Kalk- und Kieselschiefer-Zwischenlagerungen erwähnt, doch ist deren Alter noch beiweitem nicht geklärt. In der Trias von alpin-dinarischen Typ ist diese Gesteinsbildung im allgemeinen nur von der Mitteltrias angefangen häufig.

Der ladinische Schieferkomplex des Bükk-Gebirges kann aber auch nicht mit dem südlichen Schieferzug des Upponyer Gebirges sowie mit den mittel- und oberkarbonischen Bildungen des nördlichen Bükk zusammengezogen werden. Aus dem ersteren fehlen die roten Radiolarit- und hornsteinführenden Kalkzwischenlagerungen; seine Sandsteinschichten sind aber stärker gepresst und reicher an Serizit. Aus der namurisch—uralischen Schichtenfolge des Bükk fehlen dagegen die Kieselschiefer- und Manganerzlinsen vollständig. Die Schieferschichten des Mittel- und Oberkarbons führen im allgemeinen mehr Glimmerminerale, während ihre Sandsteinschichten stets limonithaltiger sind. In der ladinischen Schieferserie sind die für den oberen Teil des Karbon bezeichnenden quarzitischen Sandstein- und Konglomeratschichten unbekannt. Schliesslich besteht ein unmissverständlicher Unterschied unter den Kalkzwischenlagerungen des Oberkarbon bzw. der ladinischen Schiefergruppe betreffs ihrer Textur, ihres Fossilinhaltes, ja sogar betreffs der Ausbildung und der Häufigkeit an Hornsteinen.

Oberladinische und karnische Stufe

5. Oberladinisch-karnischer Kalkkomplex

Allgemeine Kennzeichnung

Die ausgedehnten Karstplateaus des Bükk-Gebirges sind von den sich auf den ladinischen Schieferkomplex ohne Winkeldiskordanz lagernden weisslichgrauen oder grauen, hornsteinfreien, oder auch mehr oder weniger Hornstein führenden Kalkarten von 1300 bis 1500 m Mächtigkeit aufgebaut. Unter diesen sind vier, miteinander mehrfach verzahnte, im grossen und ganzen gleichaltrige Kalkfazies zu unterscheiden u. zw.: *a)* hornsteinführender grauer Kalk; *b)* heller Plateaukalk; *c)* heller Kalk vom Répáshutaer Typ mit rotem Hornstein und Kieselschiefer; *d)* weisser Kalk von Kisfennsík—Subalyuk—Bervavölgy (K. Balogh 1954).

a) *Graue Hornsteinkalkfazies*

Der hornsteinführende graue Kalkkomplex stellt die dem liegenden Schieferkomplex am nächsten stehende und zugleich abwechslungsreichste ladinische Bildung dar. Seine Schichten von 10 bis 50 cm Mächtigkeit sind von dichter Textur, glattem, manchmal muscheligem Bruch. Ihre Farbe ist bald dunkler, bald ganz hellgrau, stets mit etwas bräunlicher Tönung. Die knolligen oder linsenförmigen Hornsteineinschlüsse (Abb. 81) sind braun oder gelblich-weiss. Die Feinschichtung des Gesteins wird durch den Wechsel von fein- und etwas grobkörnigeren Kalzitstreifen verursacht; zwischen diese Streifen keilen sich manchmal sehr dünne Kieselplatten ein (Abb. 82). Die Schichtenflächen sind oft mit einem gelben oder violetten tonig-limonitischen Überzug bedeckt.

Oft wechselt *Kalkmergel* und schwarze *Hornsteine führender grauer Dolomit* mit durch Tonblätter getrennten Kalkschichten ab (Abb. 73). Der stellenweise ausgeweisste Dolomit ist meistens von massigem Aussehen. Die Dolomitzwischenlagerungen nehmen hauptsächlich im südöstlichen Bükk und bei Felsőtárkány grössere Dimensionen an.

Auch die an der Nordseite von Dolkahegy befindlichen Dolomitschichten sowie jene von Vesszősvölgy gehören dem hornsteinführenden Kalkkomplex der oberladinisch—karnischen Stufe an, obwohl diese von Z. Schréter noch im Jahre 1954 in den unteranisischen Dolomitkomplex von Garadnavölgy verwiesen wurden (Abb. 84–85).

Aus 47 Analysen gefolgert (s. Tabelle auf. S. 503–504) ist der Dolomit des hornsteinführenden Kalkkomplexes im allgemeinen kalkiger als der unteranisische (das CaO : MgO-Verhältnis beträgt durchschnittlich 33,46 : 18,50), und auch der säureunlösliche Rest ist höher (auf Grund von 38 Proben durchschnittlich 1,49%).

Mit einem gewissen Vorbehalt kann auch der bald hellgraue, bald mehr dunkelgraue Krinoiden—Brachiopoden-führende Kalk der triassischen Schuppen von Strázsahegy bei Nekézseny und in dessen streichenmässiger Fortsetzung der hornsteinführenden Kalkgruppe zugereiht werden. Dieses dichte oder kleinkristalline Gestein zeigt nur wenige oder keine Spuren einer Feinschichtung, ist aber stellenweise dolomitisch und schliesst sogar zuckerkörnige Dolomitnester ein. Vereinzelt finden sich darin auch Hornsteinknollen vor. In der auf S. 504—505 dargestellten chemischen Zusammensetzung der Bildung wird der ungewöhnlich hohe Eisengehalt durch Oxydations-Metasomatose verursacht, die gewisse Teile der tektonisch zerstückelten Schollen betraf und auf deren Erörterung wir noch auf S. 665 zurückkommen.

Der durch Fe_2O_3-Imprägnationen gekennzeichnete Kalkzug ist von der Umgebung der Eisenbahnstation Csokvaomány (wo er in der Bohrung CsO. Nr. 28 aufgeschlossen erscheint) über Nekézseny bis zum Rágyincsvölgy bei Dédestapolcsány in einer Streichlänge von rund 4 km bekannt. Die Länge seiner in unterkarbonischen Tonschiefer eingekneteten einzelnen Kalkschollen geht kaum über 400 bis 500 m, die Breite über 100 bis 200 m hinaus; oft sieht man aber Kalkblöcke von nur 5 bis 10 m Durchmesser. Die Kalkschollen sind durch mehr

oder weniger zersetztes Diabasmaterial durchwoben. In die Kalkschichten eingeschlossen sind dünne grüne Tuffstreifen wahrzunehmen. In Zusammenhang damit tritt an einzelnen Teilen des Kalkes grünliche und rötliche Färbung auf, deren „wolkige" Verteilung gegenüber dem sekundären Charakter der stets nur den Rissen entlang vordringenden Eisenoxyd-Imprägnation auf mit der Sedimentation gleichaltrige primäre Verunreinigung deutet. Mit dem Diabas befassen wir uns auf S. 663 ausführlicher.

b) *Die Plateaukalkfazies*

Der hornstein- und dolomitführende graue Kalkzug von Vesszősvölgy keilt sich beim Taleingang aus, und von da an geht der ladinische Schiefer des Bükkplateaus unmittelbar in den weisslichen Plateaukalk über. Die Berührung zwischen dem Plateaukalk und dem Schiefer ist im allgemeinen scharf und nur die an der Basis des Plateaukalkkomplexes beobachteten hornsteinführenden Schichten können als Übergang zwischen den beiden Komplexen aufgefasst werden (vgl. S. 640). Im Abschnitt zwischen der Strasse von Csipkéskút und der Nachbarschaft von Istállóskő dagegen, wo der Plateaukalk sich auf den Plattenkalk lagert, welcher den ladinischen Schieferkomplex ersetzt, kann der Schichtenwechsel zwischen beiden gut beobachtet werden. Einen anderen Typ des Überganges zwischen Plateaukalk und ladinischem Schieferkomplex ergibt der von der Südseite des Bükkplateaus auf S. 643 beschriebene Wechsel von korallenführendem Kalk mit Radiolarit.

Der Plateaukalk besteht aus 10 bis 20, stellenweise 5 bis 10 cm dicken Schichten, deren dünngestreifte oder feingeschichtete Struktur oft derjenigen der oberanisischen Kalkschichten täuschend ähnlich ist (Abb. 86). In guten Aufschlüssen ist dazu eine Schichtung von höherer Ordnung — richtiger Bänkigkeit — wahrzunehmen, deren Stärke 5 bis 7 m beträgt. Auch im Plateaukalk sind auf zertrümmerte organische Reste deutende und sich in die Schichtungsebene hineinschmiegende Gebilde häufig; diese sind aber gewöhnlich verschwommener als die Schalentrümmer der oberanisischen Schichten. Der überwiegende Teil des Komplexes ist ein chemisch sehr reiner Kalk, in welchem keine Spur von Dolomitisierung nachzuweisen war (s. Tab. S. 506–507).

c) *Die Répáshutaer Kalkfazies*

Diese Bildung steht etwa in der Mitte zwischen den beiden behandelten Fazies und vereint gewissermassen deren Eigentümlichkeiten. Sie ist nur wenig grauer als der Plateaukalk, zum Grossteil geschichtet—bänkig, dabei ein feingeschichteter Kalk, der im tieferen Teil eine wechselnde Anzahl von *roten* Kieselschieferzwischenlagerungen, and der Basis häufigere, nach oben zu wenigere *rote* Hornsteinknollen enthält. Die Verteilung des Hornsteins ist jedoch sehr ungleichmässig; wo er fehlt, unterscheiden sich die Schichten von dem Plateaukalk nur durch ihre roten oder gelben mergeligen Flecke (Bükkszentkereszt, Miskolctapolca). Die kleineren kieseligen und mergeligen Einlagerungen und Linsen werden aber von der Moosdecke der Kalkfelsen dermassen verdeckt, dass auf ihre Anwesenheit nur aus dem in den Vertiefungen des Terrains

angehäuften Schutt gefolgert werden kann (Galuzsnya, Lófő-tisztás). Bei der Denudation des ladinischen Schieferkomplexes kommt es auch vor, dass das ausgelöste, dann wieder ausgefällte Manganoxyd die Körner des verwitterten Hornsteintrümmers von neuem zementiert („Vasbánya" von Vincepál). Zwischen den Répáshutaer Kalkschichten sind die höchstens mm-starken gelblichen, kalkigen Tonblätter häufig (Ballavölgy; die kleinen Schollen zwischen Hosszúsom und Feketelen); dies ist ein Merkmal der Bildung, der samt der gleichzeitig erscheinenden grauen Färbung an die graue Hornsteinkalkfazies erinnert (Abb. 87).

In der östlichen Fortsetzung ihrer typischen Vorkommen (gegen Bükkszentkereszt, Miskolctapolca bzw. Kisgyőr) treten die charakteristischen Merkmale der Répáshutaer Kalkfazies immer mehr in den Hintergrund, so dass ihr Material kaum von jenem des Plateaukalkes unterschieden werden kann.

d) *Die Kalkfazies von Kisfennsik, Subalyuk und Bervavölgy*

Der helle Kalkkomplex von Kisfennsik ist eine Bildung von entschieden bänkigem Aufbau, von mikrokristalliner Textur, ohne Feinschichtung, die durch eine Diabas-Zwischenlagerung zweigeteilt wird. Im unteren Teil ist eine mehrere m mächtige bunte Kalkzwischenlagerung zu sehen, während der obere Teil verhältnismässig viele *Gastropoden-* und *Muscheldurchschnitte* enthält; häufig kommt hier eine grossoolithische Struktur vor. Diese Merkmale unterscheiden den Komplex vom Plateaukalk. Auf Grund seiner chemischen Reinheit (s. Tabelle auf S. 509.), Hornsteinfreiheit, weisslicher Farbe, Lagerungsverhältnisse und Verzahnung mit der hornsteinführenden Kalkfazies ist er aber ebenso als eine den Plateaukalk ersetzende Fazies anzusehen, wie die bei Subalyuk—Kács sowie in der Umgebung von Bervavölgy bei Felnémet auftretenden ähnlichen Kalkmassen.

Der in den Steinbrüchen von *Berva-* und *Mészvölgy* aufgeschlossene, überwiegend weisse, manchmal etwas gelbliche oder graue dickbänkige Kalk ist ein sehr dichtes Gestein von muscheligem Bruch.

Die Verknüpfung der oberladinischen und karnischen Kalkfazies

Das Verhältnis der erwähnten Kalkfazies ist an ihren steil aufgerichteten Schichten prächtig ausgeprägt.

Ein *mehrfacher Schichtenwechsel* verbindet den hellgrauen Kalkstein des Bükkplateaus mit dem hornsteinführenden grauen Kalk von Lustavölgy, dessen oberste Schichten bereits hornsteinfrei sind. Vom selben Typ ist auch die südliche Grenze dieses hornsteinführenden grauen Kalkstreifens (jenseits von Bükkszentkereszt), gegen die sich vom Plateaukalk kaum mehr unterscheidende Fortsetzung des Répáshutaer Kalkes. *Zwischen dem Plateaukalk und dem hornsteinführenden grauen Kalk ist*

aber auch ein seitlicher Übergang wahrzunehmen. So greift z. B. am Hügel △ 769,6 südlich der Sugaró-Lichtung der aus dem Wechsel von hellen und dunklen Bänken bestehende Übergangsabschnitt des Plateaukalkes fingerartig in das Gebiet des hornsteinführenden Kalkes ein.

Von hier nach WSW erfolgt eine allmähliche Verschmälerung des grauen, hornsteinführenden Kalkstreifens, der sich in der östlichen Nachbarschaft des Bányahegy sogar auskeilt und den Platz an den Kalkstein vom Répáshutaer Typ abtritt. An der N-Grenze des auskeilenden Streifens ist der Plateaukalk oft rotfleckig, ebenso, wie das Material der Kalkzunge südlich des Sugaró (K. Balogh 1954). Dass es sich hier tatsächlich um einen Faziesübergang handelt, wird auch durch den Umstand bezeugt, dass die roten kieselschieferführenden Schichten des Bányahegy vom Répáshutaer Typ nach 0 auf einem gewissen Abschnitt auch *im Liegenden* der sich auskeilenden Fazieszunge des grauen Kalksteins vorzufinden sind. Ihre Fortsetzung (in der Nähe des Kilometersteins 45 der Landstrasse Eger—Miskolc) ist in der braunen oder roten, mit Tonblättern bespickten Bildung der untersten Schichten der hornsteinführenden grauen Kalkgruppe, sowie in dem an der unteren Grenze des grauen Kalkes lange verfolgbaren gelblichbraunen Kieselschieferzuge zu sehen. *Die Identität des Liegenden ist ein Beweis für die Gleichaltrigkeit der verschiedenen Fazies.*

Das Verhältnis zwischen dem *Répáshutaer* und dem *Plateaukalk* war bereits wiederholt besprochen (s. S. 643 und 649).

Die tiefsten Schichten des *Répáshutaer Kalkes* weisen stellenweise eine überraschende Ähnlichkeit mit der Entwicklung des *grauen hornsteinführenden Kalkes* auf. An der Nordseite des Nagypazsag-Tales, bei der Verzweigung der von hier aus zum W-Ende von Répáshuta führenden Wege, befindet sich im unmittelbaren Liegenden des Répáshutaer Kalkes ein hornsteinführender grauer Kalk, der sich auch auf die Nordseite des Hosszúsom erstreckend, deutlich wahrnehmbar auf den roten und braunen Kieselschiefer lagert. Sowohl östlich wie auch westlich davon liegt aber oberhalb des Kieselschiefers Répáshutaer Kalk. Derselbe Fall wiederholt sich an der Nordseite des Talarmes, der von der Talverzweigung 1 km östlich des Tebe-Försterhauses nach SO führt. *Alles spricht somit dafür, dass der Kalk Répáshutaer Typs durch den hornsteinführenden grauen Kalk ersetzt werden kann. Diese Feststellung ist sehr wichtig, denn sie beseitigt die Möglichkeit, aus der heutigen Verbreitung der in Rede stehenden Fazies übertriebene tektonische Folgerungen ableiten zu können.*

Unter Beachtung der Faziesveränderlichkeit ist auch die Tatsache zu beurteilen, dass der mit dem ladinischen Schieferstreifen Singlártető—Dióskút—Rejtek benachbarte Nordrand des Kalkgebietes von Répáshuta nicht von rotem Kieselschiefer begleitet ist, wie das an der Südseite, gegen Hosszúsom—Ballavölgy zu sehen ist. Obwohl es gar nicht ausgeschlossen erscheint, dass die so reichlichen Schieferschichten des Südabhanges im N durch die Überschiebung des ladinischen Schiefers auf die Répáshutaer Kalkmasse verhüllt wurden, blieb jedenfalls ein Teil des Überganges zwischen ladinischem Schiefer und Répáshutaer Kalk in der Form jener mit rötlichen Tonblättern überzogenen, rotgefleckten, rote Hornsteine

führenden Kalkschichten erhalten, die in der Gemeinde Répáshuta, am N-Fusse von Kövesvárad und in dem den Szarvaskő-Schollen berührenden Abschnitt der Landstrasse Eger—Miskolc beobachtet werden können.

Der weisse Kalk von *Kisfennsík* grenzt sich im grösseren, westlichen Teil der Kisfennsík—Synklinale scharf von dem im Liegenden befindlichen hornsteinführenden grauen Kalk ab. An der Ostseite der Synklinale sind aber die beiden Komplexe derart miteinander verzahnt, dass sie hier kaum getrennt werden können (Á. JÁMBOR 1959).

Der tiefere Teil des weissen Kalkes von *Subalyuk—Kács* ist laut Z. SCHRÉTER (1943b, 1952a, 1954) ebenfalls durch Schichtenwechsel und seitliche Übergänge mit der hornsteinführenden grauen Kalkfazies verbunden.

In den kleinen Kalkschollen von *Bervavölgy* sind keine ähnlichen Faziesübergänge wahrzunehmen. Diese Fazies ist im allgemeinen gegen ihre aus Schiefern bestehende Umgebung durch Brüche abgegrenzt. Nur der Mészvölgy von Felsőtárkány mag hievon eine Ausnahme bilden, an dessen Nordseite sich nach der Karte von Z. SCHRÉTER (1954) Kieselschiefer befindet, so dass dort auch Reste der tieferen Glieder von Répáshutaer Fazies angenommen werden können.

Infolge der allmählichen Übergänge — möge man sie in Einfallsrichtung oder streichenmässig untersuchen — gesellt sich zur kartenmässigen Abgrenzung der oberladinisch-karnischen Kalkfazies immer ein gewisser Grad von Unsicherheit. Selbst die Trennung der grauen Kalkfazies ist von der individuellen Beurteilung nicht vollkommen frei, da man, sobald der Hornstein in Fortfall kommt, auf Farbtönungsunterschiede angewiesen ist; die Zwischenlagerung von helleren Schichten mag aber leicht den Eindruck der anderen Fazies erwecken. Noch weniger ist es möglich, den Répáshutaer Kalk von dem Plateaukalk genau zu trennen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass *die oberladinische und karnische Kalkfazies des Bükk-Gebirges miteinander auf abwechslungsreiche Weise verzahnen, im grossen und ganzen also gleichaltrige Sedimente darstellen. Diese Fazies können aber (in Abhängigkeit vom Grade der Verzahnung) einander auf mannigfaltige Art und Weise vertreten; deshalb ist ihr stratigraphischer Umfang in den Einzelheiten, von Profil zu Profil verschieden.*

Fossilien und Alter der Kalkfazies

a) Die graue Hornsteinkalkfazies

Aus dem hornsteinführenden grauen Kalk sind bis jetzt ausser den stellenweise häufigen, aber schlecht erhaltenen *Krinoidenstielgliedern* und den daneben im Kalk von Strázsahegy bei Nekézseny gefundenen *Spiriferina*-Fragmenten nur die Faunen von Mohalma und Umgebung von Felsőtárkány bekannt (vgl. Z. SCHRÉTER 1935; Z. SCHRÉTER 1943. p. 17 und Z. SCHRÉTER 1954. p. 290). Ihre revidierte Liste ist wie folgt:

α) Aus dem Tale zwischen dem Mohalma und Hármastető nördlich von Cserépfalu:

Daonella cf. *indica* Bittner
Daonella pichleri Mojs. (Abb. 83)
Daonella sp.
Posidonia cf. *wengensis* Wissm.

β) Várhegy von Felsőtárkány; vom Anfang des Touristenweges, welcher von Várkút zum Gipfel des Várhegy führt:

Halobia sp.

γ) Várhegy von Felsőtárkány; von der Mitte des Abhanges zwischen dem Aussischtspunkt und dem Arnótkő:

Daonella sp.
Posidonia wengensis Wissm.
Arcestes (Proarcestes) aff. *subtridentinus* Mojs.
Trachyceras (Protrachyceras) cf. *roderici* Mojs.

δ) Várhegy von Felsőtárkány; von der Mitte des Abhanges gegenüber dem Tibahegy:

Posidonia cf. *wengensis* Wissm.

ε) Von der SW-Seite des Várhegy von Felsőtárkány, oberhalb des Dolomits:

Nautilus sp.

ζ) Felsőtárkány; Tibavölgy:

Daonella sp. div.
Posidonia cf. *pannonica* Mojs.
Posidonia wengensis Wissm.

η) Felsőtárkány; Tibahegy, weisser Dolomit:

Diplopora sp.

Auf Grund unserer heutigen Kenntnisse betreffs der Artdauer der angeführten Fossilien kann die stratigraphische Lage der Fundstelle in der Nähe von Mohalma in der oberladinischen Stufe, jene der Fundorte von Felsőtárkány aber an der Basis der oberladinischen Stufe festgesetzt werden. Dies ist auch mit der stratigraphischen Distanz der Fundorte vom tiefer-ladinischen Schieferkomplex in Einklang.

b) *Répáshutaer und Plateaukalkfazies*

1) Betreffs des Alters dieser Fazies erhielten wir die zusammenhängendste Angabenreihe aus der Umgebung des Bányahegy an der Landstrasse Eger—Miskolc. Die hiesige, auf ladinischem Schieferkomplex ruhende Schichtenfolge ist den auf S. 643 angeführten Angaben gemäss unten in Répáshutaer, oben in Plateaukalk-Fazies ausgebildet; die Répáshutaer Kalkschichten werden aber in östlicher Richtung alsbald von hornsteinführendem grauem Kalk abgelöst. Die Fossilien der hiesigen Fundorte sind nach G. Kolosváry die folgenden:

α) In den untersten Schichten des Répáshutaer Teiles des weissen Kalkkomplexes 525 m vom Bányahegy △ 815,9 in Richtung 168°:

Margarosmilia confluens (Münster);

im kleinen Steinbruch südöstlich vom Bányahegy △ 815,9:

Thecosmilia badiotica Volz
Thecosmilia cf. *granulata* (Klipst.)
Montlivaltia obliqua (Münster)
Montlivaltia septafindens Volz
Margarosmilia cf. *richthofeni* Volz
Margarosmilia confluens (Münster)

β) Im etwas höheren Abschnitt des Kalkkomplexes vom Répáshutaer Typ 225 m vom Bányahegy △ 815,9 in Richtung 120°:

Thecosmilia badiotica Volz

γ) Die höheren Schichten der Plateaukalkfazies enthalten die Fossilgemeinschaft des Fundortes 410 m vom Zsérci Nagydél △ 854,2 in Richtung 248°:

Conophyllia cf. *recondita* (Laube)
Daonella (oder *Halobia)* sp.

δ) Die noch höheren Plateaukalkschichten führen folgende Korallengemeinschaft der Fundstelle am Touristenweg zwischen Tarkő und Őserdő:

Margarosmilia confluens (Münst.)
Thecosmilia cf. *granulata* (Klipst.)
Procyclolites sp. *I.* Kolosváry

ε) Die oberst lagernde Korallengemeinschaft des Plateaukalkes stammt von Nagymező:

Montlivaltia septafindens Volz
Conophyllia cf. *recondita* (Laube)
Margarastraea cf. *bronni* (Klipst.)
Thecosmilia cf. *subdichotoma* (Münst.)

Von den tieferen ($\alpha - \beta$), bzw. höheren ($\gamma - \varepsilon$) Korallengemeinschaften werden also die ersteren – neben drei gemeinsamen Arten *[Margarosmilia confluens* (Münst.), *Thecosmilia* cf. *granulata* (Klipst.) und *Montlivaltia septafindens* Volz*]* – durch die Formen *Thecosmilia badiotica* Volz, *Montlivaltia obliqua* (Münster) und *Margarosmilia* cf. *richthofeni* Volz, die letzteren aber durch *Thecosmilia* cf. *subdichotoma* (Münst.), *Conophyllia* cf. *recondita* (Laube) und *Margarastraea* cf. *bronni* (Klipst.) gekennzeichnet. Betreffs der Artdauer besteht aber unter den Formen der beiden Gruppen kein nennenswerter Unterschied (s. Tab. 9. im ungarischen Text). Auf Grund ihrer Korallenfauna könnten die auf ladinischem Schieferkomplex ruhenden weissen Kalkmassen mit derselben Berechtigung in ihrer Gänze in die Cassianer Schichten oder gänzlich in den unterkarnischen Horizont eingereiht werden. Es erscheint jedoch ratsamer, die dritte Möglichkeit zu wählen, und das Alter des fraglichen Kalkkomplexes unter den beiden Horizonten aufzuteilen. Dies ist vor Allem durch die beträchtliche (etwa 1500 m betragende) Gesamtmächtigkeit der Bildung begründet, die schwerlich in den Rahmen eines einzigen Horizontes eingezwängt werden könnte. Dass die Sedimentation des unteren Teiles der weissen Kalkserie tatsächlich im oberen Teil der ladinischen Stufe einsetzte, erscheint gerade durch die Verzahnung mit der Basis des hornsteinführenden grauen Kalkkomplexes erwiesen, da das oberladinische Alter des letzteren gerade auf Grund der in den süd-

licheren Gebirgsteilen gefundenen Fossilien wahrscheinlich erscheint. Die in den Cassianer Schichten einsetzende Korallenassoziation des unteren Teiles des Bányahegy-Profils bekräftigt aber die oberladinische Einstufung des damit verzahnten unteren Teiles der hornsteinführenden Kalkgruppe dadurch, dass sie die Möglichkeit des Beginnens im Mittelladin ausschliesst.

Den bisher zur Verfügung stehenden Angaben zufolge fällt also die untere Grenze der an der Basis des weissen Bükkplateaukalkes gelagerten Répáshutaer Kalkschichten ungefähr mit der Grenze der Wengener und Cassianer Schichten zusammen. Unsicherer ist dagegen die Abgrenzung der Bükkplateau-Schichtenfolge nach oben. Auf Grund der bisherigen Aufsammlungen besteht aber betreffs der karnischen Einstufung des oberen Teiles kein Hindernis.

2) Nach den Bestimmungen von G. Kolosváry kann über die sich von Répáshuta bis Miskolctapolca hinziehende Hauptmasse des Kalkkomplexes Répáshutaer Typs dasselbe gesagt werden.

α) Die Fundstellen von Ballabérc und Gyertyánvölgy in der Umgebung von Répáshuta, die dem tieferen Teil dieses Schichtenkomplexes angehören, hatten folgende Korallenarten geliefert:

Die Fundstelle 600 m von Ballabérc △ 627 in Richtung 283°:

Conophyllia cf. *zitteli* Volz
Montlivaltia legányii Kolosváry
Thecosmilia badiotica Volz

Aus dem Gyertyánvölgy, vom Wege nach Hollóstető:

Conophyllia cf. *zitteli* Volz

β) Aus höheren Schichten kann die Korallengemeinschaft folgender zweier Fundstellen hervor:

Bei dem Kalkofen am Nordfusse des Nagybodzás △ 668:

Craspedophyllia alpina (Loretz)
Montlivaltia septafindens Volz

An der SW-Seite des Galuzsatető bei Bükkszentkereszt und bei der Doline am Rande der Kutas-Weide:

Thecosmilia badiotica Volz
Thecosmilia subdichotoma (Münster)

Von diesen Arten sind drei Formen, u. zw. *Thecosmilia badiotica* Volz, *Th. subdichotoma* (Münst.) und *Montlivaltia septafindens* Volz auch im Bányahegy-Profil anwesend, während drei Formen [(*Montlivaltia legányii* Kol., *Conophyllia* cf. *zitteli* Volz, *Craspedophyllia alpina* (Loretz)] fehlen. Sämtliche Arten sind auch aus der Karnischen Stufe bekannt, dass die Möglichkeit des unterkarnischen Alters der höheren Schichtenglieder ebenso besteht, wie im Fall des Bükkplateaus (Tabelle 9 im ungarischen Text).

c) *Der Kalk von Kisfennsík, Subalyuk und Bervavölgy*

1. Der oberhalb der Diabastuff-Zwischenlagerung befindliche Teil des weissen Kalkes, welcher den westlichen Teil der Kisfennsík-Synklinale ausfüllt, enthält nach Á. JÁMBOR (1959) oft *Gastropoden-* und *Muschelquerschnitte* von schlechter Erhaltung, sowie *Evinospongien*-artige „Grossoolithe". Besonders auffallend sind die auf 160 m W vom Köpűstető △ 656,0 gefundenen grossen *Megalodus* sp. Querschnitte.

In dem weissen Kalk, welcher den Diabastuff-Flecken von Barátságkert vom W her begrenzt, befindet sich eine von jeder der bisher beschriebenen Arten verschiedene *Dasycladacea* sp. (Fundstelle Nr. 42/1956.J.Á.).

Fossilienspuren sind auch in dem mit der grauen Kalkfazies verzahnten östlichen Teil der Synklinale häufig zu finden. Aus dem weissen Kalk der Umgebung des Felsőforrás kamen

Montlivaltia legányii KOLOSVÁRY
Avicula sp.
Naticopsis cf. *hoernesi* BLASCHKE

zum Vorschein.

Im nordöstlichen Winkel des vom Kisfennsík abgesonderten Hidegkuter Kalkschollens, der sich mit seiner Nordseite an hornsteinführende graue Kalke anlehnt, wurden *Evinospongia* sp. und *Megalodus* sp. Querschnitte, während am Gratweg, in der Nähe der KÁLMÁN LAMBRECHT-Höhle (nach G. KOLOSVÁRY) *Margarosmilia confluens* VOLZ gefunden. Die *Naticopsis* cf. *hoernesi* BLASCHKE und *Megalodus* sp. deuten schon auf Obertrias, so dass im Raume des Kisfennsík nur ein relativ dünner Unterabschnitt des weissen Kalkkomplexes in das Oderladin verwiesen werden kann. Die genaue Trennung der als oberladinisch bzw. obertriassisch zu bezeichnenden Horizonte ist jedoch auf Grund der gegenwärtig zur Verfügung stehenden Fossilien nicht möglich.

2. Das Alter des weissen Kalkes von Subalyuk und Hórvölgy schwankt zwischen Oberladin und Unterkarn, ist jedoch eher als unterkarnisch zu bezeichnen. Die hiesigen Fundorte enthalten neben den vom Oberladin ins Unterkarn übergehenden Arten auch einige Formen, die (oder deren nächste Verwandten) bisher nur aus dem Karn bekannt waren (*Terebratula* cf. *debilis* BITTN., *Terebratula* aff. *oppelii* BITTN., *Rhynchonella arpadica* BITTN.).

Aus dem Schutt der Subalyuk-Höhle sind folgende Arten bekannt:

Conophyllia cf. *zitteli* VOLZ
Conophyllia cf. *recondita* (LAUBE)
Encrinus sp.
Cidaris sp.
Cidaris alata AG.
Terebratula cf. *debilis* BITTN.,

vom Aranygombtető und von den Felsen oberhalb der Subalyuk:

Terebratula aff. *oppelii* BITTN.
Rhynchonella arpadica BITTN.
Ostrea sp.
Posidonia wengensis WISSM.
Avicula sp.
Pecten sp. div.,

aus den Felsen des Taleinganges von Hórvölgy:

Colospongia dubia MÜNSTER
Thecosmilia badiotica VOLZ
Encrinus sp.

Die nordöstliche Fortsetzung der Kalke von Subalyuk, die mit dem verhältnismässig dünnen, grauen, hornsteinführenden Liegendkalke der Gegend von Hosszúgalya verzahnt ist, gehört (zusammen mit dem ersteren) selbstverständlich noch zum Oberladin.

3. Die Fossilfundorte der Fazies von Bervavölgy befinden sich in Kalkschichten, die infolge der Südumkippung tiefer liegend erscheinen, in der Wirklichkeit aber höheren Horizonten angehören. Die neben den häufigen *Evinospongien*-artigen „Gross-Oolithen" hauptsächlich von F. LEGÁNYI gesammelten und aus den vorläufigen Bestimmungen von Z. SCHRÉTER (1935, 1960) bekannten Faunen wurden von uns wie folgt revidiert. (Die Korallen wurden von G. KOLOSVÁRY, die Gastropoden grösstenteils von F. GÓCZÁN, die übrigen Fossilien aber vom Verfasser bestimmt.)

α) Aus dem Profil des Bervavölgy und des sich vom O her anschliessenden Bervahát bei Felnémet:

An der Ostseite der Talenge von Bervavölgy, südlich von dem grossen Kalksteinbruch:

Rhynchonella cf. *arpadica* BITTNER
Rhynchonella sp.
Waldheimia sp.
Terebratula sp. div.
Dielasma julicum BITTNER
Avicula bittneri WOEHRMANN
Megalodus sp.
Temnotropis n. sp. *I.* [aff. *carinata* (MÜNST.)]
Coelostylina sp. div.
Zygopleura arctecostata (MÜNSTER)
Zygopleura haueri (KLIPST.)
Zygopleura cf. *tenuis* (MÜNST.)
Eunema cf. *badioticum* KITTL
Stephanocosmia (Tyrsoecus) cf. *subcompressa* KITTL
Anticonulus cf. *semipunctatus* (BRAUN)
Neritaria sp.
Scurria n. sp. [aff. *campanaeformis* (KLIPST.)]
Neritopsis striatocostata (MÜNST.)
Atractites sp.

Vom Bervahát △ 424:

Amphiclina cf. *amoena* BITTN.

OSO von Bervahát △ 424, am Fahrwege nach Bervarét („Hauptfundstelle" von F. Legányi):

Conophyllia sp.
Cidaris sp.
Rhynchonella sp. div.
Dielasma julicum Bittn.
Aulacothyris supina Bittner
Amphiclina cf. *amoena* Bittner
Spiriferina evanescens Bittner
Cyrtina suessii (Winkl.)
Pecten (Entolium) cf. *filosus* Hauer
Pecten sp.
Macrodon sp.
Ostrea sp.
Mysidioptera sp.
Avicula cassiana Bittn.
Avicula caudata Stopp.
Avicula sp.
Myoconcha cf. *lombardica* Hauer
Cardita sp.
Dimyopsis sp.
Pinna sp. n.
Worthenia aff. *exsul* Koken et Woehrmann
Worthenia canalifera (Münst.)
Patella sp. n.
Patella? sp.
Lepetopsis petricola (Kittl)
Stuorella sp.
Scurria cf. *campanaeformis* (Klipst.)
Loxonema (Polygyrina) tornatum Koken
Loxonema (Polygyrina) elegans Hoernes
Zygopleura (Allocosmia) sp. n.
Zygopleura (Allocosmia) cf. *grandis* (Hoernes)
Anticonulus cf. *semipunctatus* (Braun)
Pseudoclanculus cassianus gracilis (Laube)
Temnotropis sp. n. *I.* [aff. *carinata* (Münst.)]
Temnotropis sp. n. *II.*
Neritopsis striatocostata (Münst.)
Naticopsis (Dicosmos) cf. *maculosa* (Münst.)
Naticopsis (Vernelia) aff. *fastigiata* (Stopp.)
Neritaria sp.

Vom Bervahát, ohne weitere Bezeichnung:

Conophyllia sp.
Monlivaltia legányii Kolosváry
Spiriferina sp.
Pecten sp.
Loxonema cf. *invariabile* Kittl
Coelostylina sp.
Coelostylina (Gigantogonia) sp.
Eunema cf. *badioticum* Kittl
Coelostylina sp.
Collonia cf. *cincta* (Münst.)

Aus dem unteren Teil von Bervavölgy:

Chemnitzia sp.
Halobia cf. *styriaca* Mojs.
Ostrea (Alectryonia) sp.

β) Aus dem oberen Teil von Mészvölgy bei Felsőtárkány (weisser Kalk):

Conophyllia cf. *recondita* Volz
Waldheimia sp.

Nach ihrer Fauna zu urteilen gehören die obigen Fundorte des Kalkes von Bervavölgy in die karnische Stufe. In dieser Beziehung können nur betreffs des Oberteils von Mészvölgy Zweifel bestehen, obwohl hier der Grad der Einsammlung weit hinter dem Bervavölgy zurückbleibt. Die aus dem oberen Teil des Mészvölgy stammende *Conophyllia zitteli* Volz kann nämlich in Zusammenhang mit unserer Bemerkung (S. 651), der zufolge an der Nordseite des Schollens von Mészvölgy Reste der in die tiefer-ladinische Schieferfazies hinüberführenden Schichten vom Répáshutaer Typ vorausgesetzt werden können (nach Z. Schréter) auch oberladinisch sein. Der Grossteil der durch den Mészvölgy aufgeschlossenen Schichten darf aber auch in diesem Falle getrost als karnisch angedeutet werden.

Unter den bisher bestimmten Formen des Bervaer Schollens befindet sich keine einzige ausgesprochen norische Form (s. Tab. 9 im ungarischen Text). Ausser den vom unteren, mittleren oder oberen Teil des Ladin bis zum Anfang oder sogar bis zum Ende des Karn hinüberführenden Formen sind es mehrere karnische Arten (*Dielasma julicum* Bittner, *Spiriferina evanescens* Bittner, *Avicula bittneri* Woehrmann, *Pecten* cf. *filosus* Hauer, *Myoconcha* cf. *lombardica* Hauer, *Worthenia* aff. *exsul* Koken et Woehrmann), die hier für das Alter ausschlaggebend sind. Unter Berücksichtigung unserer bisherigen Kenntnisse über das Auftreten und des Auslöschen der bekannteren Arten von grösserer Verbreitung ist daher das stratigraphische Alter der Hauptfundorte von Bervavölgy und Bervahát als mittelkarnisch zu bewerten.

6. Oberladinisch—karnischer Eruptivkomplex

a) *Vulkanite der Gegend von Diósgyőr—Lillafüred—Bükkszentkereszt*

Allgemeine Kennzeichnung

Zwischen dem Vaskapu von Diósgyőr und dem Lőrinchegy von Bükkszentkereszt (Újhuta) und in W—O Richtung vom Tatárárok bis zum Talkopf des Vesszősvölgy sowie in dessen Fortsetzung am Létrás keilt sich ein Eruptivzug von etwa 12 bis 13 km² Grundfläche in das Kalkgebiet des Bükkplateaus und dessen östliche Fortsetzung ein. Die Hauptmasse wird, neben dem einmal in Grünschiefer umgewandelten, andersmal weniger gepressten Diabas und Diabastuff, von mehr oder weniger verwandeltem Quarzporphyr und Quarzporphyrtuff gebildet (Abb. 88). Der weitest verbreitete Diabastyp ist amygdaloid, mit fluidal angeordneten Mandelsteinen von oft mehreren cm Durchmesser.

Der Quarzporphyr ist ebenfalls von oberflächlicher oder oberflächennaher Ausbildung. Seine weisslichgraue Varietät besitzt eine porphyrische Struktur; die dunkelgraue ist sehr feinkörnig, von fluidaler Zeichnung, mit sehr spärlichen Phänokristallen.

Die Diabas- und Quarzporphyr-Pyroklastika haben während der Metamorphose eine noch weitergehende Umwandlung als die aus Lava entstandenen Glieder erfahren. Der durch die Metamorphose herbeigeführte Materialaustausch hat den ursprünglichen Charakter der entstandenen Diabasoide und Porphyroide erheblich verändert, so dass betreffs ihrer Beurteilung selbst die chemische Analyse nicht als entscheidend gelten kann. Deshalb bildet die genaue kartographische Abgrenzung der Tuff- und Lavaglieder des aus marinen, ja grösstenteils aus submarinen Ausbrüchen stammenden, hauptsächlich stratovulkanischen Komplexes von bedeutender Mächtigkeit keine leichte Aufgabe. Es lassen sich oft Gesteinsgrenzen beobachten, welche den Hauptstreich des Gesamtzuges im Winkel schneiden und deren Schärfe den Eindruck eines nachträglichen Magmaeindringens erweckt. Nach G. Pantó (1959) zeigen diese Gesteinsgrenzen in vielen Fällen nur die Front der metamorphen Differentiation an. In anderen Fällen scheint aber der Durchbruch-Charakter der in die Tuffe eingedrungenen ophitischen Diabasinjektionen, -Gänge und -Lagergänge für annehmbar, ohne dass ihre den einschliessenden Tuffen gegenüber wesentlich jüngere Entstehung auf verlässliche Weise nachgewiesen werden könnte. Ähnlich ist die Lage bei einem Teil der Quarzporphyrlavakörper.

Bei Betrachtung des ganzen Komplexes ist das Übergewicht der basischen und übersättigten Glieder dem geringen Anteil der mittelmässig sauren gegenüber auffallend (s. Tab. S. 514—515). Bei der Erwägung dieser Frage ist allerdings zu beachten, dass über die fraglichen Bildungen bis jetzt nur verhältnismässig wenig beschreibende Angaben zur Verfügung stehen und auch die Zahl der chemischen Analysen mit der Gesteinsmasse in keinem richtigen Verhältnis steht. Die makroskopische Beurteilung der tuffigen Glieder kann sich im übrigen leicht gegen die mehr basischen Glieder zu verschieben. Es ist daher keineswegs ausgeschlossen, dass mit der Zeit auch die mittelsauren Gesteinsarten von hier in grösserer Zahl bekannt werden würden, so dass die in der Gesteinsdifferentiation derzeit wahrzunehmende Lücke im Besitze dieser Angaben sich überbrükken lässt.

Nicht wenig Kopfzerbrechen verursachte die Anwesenheit jener geschieferten Magmatite, deren mehr basisches Grundmaterial von sauren Gesteinslinsen verschiedener Dimensionen und Dichte durchzogen ist (Abb. 89). Die Grösse der in Reihen angeordneten Quarzporphyrkörper wechselt von 20 bis 250 m über 1—50 cm bis zu mikroskopischen Dimensionen (5 bis 50 μ). Nach Zs. Szentpétery sind die mittelgrossen Quarzporphyrlinsen aus der Dynamometamorphose vulkanischer Trümmer zustande gekommen. G. Pantó (1951) versuchte dagegen die Entstehung sämtlicher Grössenordnungen auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen und kam so auf den Gedanken der Hypothese der den basischen Tuffkomplex durchdringenden Quarzporphyrinjektionen und Infiltrationen. Nachdem er aber die Entstehung der letzteren als Eindringen in

eine bereits erhärtete Gesteinsmasse auffasste, was wiederum ohne einen mit dem Hinaufdrängen des Magmas gleichzeitig wirkenden beträchtlichen tektonischen Druck undenkbar ist, sah er sich benötigt, den Quarzporphyrvulkanismus zur Zeit des ersten bedeutsamen Tektonismus im Gebirge, d. h. in die Kreide zu versetzen. Die Annahme eines kretazischen Ausbruches schien jedoch unter den gegebenen geologischen Rahmen als unwahrscheinlich. Wegen der die grösseren Quarzporphyrkörper umgebenden und ebenfalls der Kreide zugewiesenen „Quarzporphyrtuff"-Massen, die – nach PANTÓ – vom Quarzporphyr ebenso „imprägniert" werden wie der mehr basische Tuff, ist diese Vorstellung auf Schwierigkeiten gestossen. Im Falle einer kretazischen „Imprägnation" kann der „Quarzporphyrtuff" nicht mit der diesen erzeugenden Magmaeruption gleichaltrig sein, denn sonst hätten sich die Imprägnationsbedingungen infolge der Druckabnahme nach der Tuffstreuung nicht verwirklichen können. Würde der Quarzporphyrtuff der Kreide angehören, so hätte er sich auf die denudierte Triasfläche mit Winkeldiskordanz auflagern müssen, da in dieser Gegend jüngere Bildungen als die Trias unbekannt sind. In der Wirklichkeit muss jedoch festgestellt werden, dass wenn auch der Quarzporphyrtuff eine gewisse Selbständigkeit gegenüber den benachbarten, wesentlich mehr basischen Tuffbildungen aufweist, seine Verbreitung nicht über deren geologischen Rahmen hinausgeht.

Nach der Ablehnung obiger Hypothese kam der Gedanke der metamorphen Differentiation auf, der die Entstehung der fraglichen „Quarzporphyr-Infiltrationen" von jener der grösseren Quarzporphyrkörper loszulösen wünschte und deren Entstehung in dem mit der dynamometamorphen Umwandlung der basischen Tuffe zusammenhängenden Gesteinsumbau suchte. Nach dieser Annahme liegt die Ursache der ungleichmässigen Verteilung der sauren Gesteinslinsen in den einzelnen Gliedern darin, dass in erster Reihe die tektonisch stärker beanspruchten Teile einen Umbau erfuhren. Mit anderen Worten: die von den „Quarzporphyrinjektionen" und „Infiltrationen" berührten Streifen zeigen die Streichung der stärker beanspruchten tektonischen Zonen an.

Die Ableitung der „Quarzporphyr-Infiltrationen" aus einer metamorphen Differentiation lässt sich aber mit der im allgemeinen schwachen Metamorphose der den Eruptivkomplex einschliessenden triassichen Schichtenfolge nicht vereinen. Es erscheint daher richtiger, sich der Auffassung von E. SZÁDECZKY-KARDOSS (1959) anzuschliessen, der gemäss es die aus der Restlava der submarinen vulkanischen Betätigung durch Transvaporisation entstandene bewegliche saure Hypolava von hohem Dampfgehalt war, welche die noch nicht vollständig verfestigte, mehr basische Tuffbildung durchdrang. – Diese jüngste Erklärung erkennt die über die Existenz der Quarzporphyrinjektionen gemachten Beobachtung von G. PANTÓ an, befreit sie jedoch zugleich von der Annahme einer Eruptionsperiode, die wesentlich jünger wäre als die einschliessenden Vulkanite.

Das Alter der Bildung

Der Vulkanitzug der Gegend von Diósgyőr—Bükkszentkereszt wird von N durch die Basisschichten der grauen Hornsteinkalkfazies von Vesszősvölgy—Hegyestető, von S her durch dieselbe Fazies bei Lustavölgy—Lőrinchegy bzw. durch die Masse der Répáshutaer Ausbildung bei Bükkszentlászló (Óhuta) begrenzt. In westlicher Richtung verzahnt sich der Vulkanitzug mit dem Plateaukalk, der über den Lillafüreder Kerekhegy eine 2 km lange Fazieszunge demselben eindringen lässt. Das Alter des Vulkanitkomplexes wird durch seine Lage zwischen den begrenzenden Sedimentrahmen, hauptsächlich aber durch die in der Nähe der Kalkgrenzen beobachteten Kalk—Tuff-Wechselreihen entschieden.

Ein solcher Schichtenwechsel lässt sich am Südrand des oberladinischen Kalkstreifens oberhalb der Lillafüreder Landstrasse beobachten (Abb. 90). Die schönsten und instruktivsten Beispiele des Tuff—Kalk-Wechsels eröffnen sich am Südrand des Eruptivzuges an der Südseite der Plateaukalkzunge am Kerekhegy, besonders aber im Lillafüreder Szárazvölgy. Neben der (durch Beimischung von kolloidem Tuffmaterial erfolgten) bläulichen oder grünlichen Färbung der in den Tuff gelagerten grauen Hornsteinkalkschichten können hier zwischen Kalk und Tuff auch Verwachsungen von verschiedensten Makro- und Mikrodimensionen beobachtet werden (Abb. 91—92). Die weitere, etwas nach S verschobene Fortsetzung dieses über 3 km verfolgbaren Schichtenwechsels ist im östlichen Teil des Dorfes Bükkszentkereszt und an dem anschliessenden Lőrinchegy zu sehen (Abb. 93).

In der Umgebung von Bükkszentlászló, wo die Südgrenze des Eruptivzuges von Répáshutaer Kalk gebildet wird, erzeugte der spätere Tektonismus infolge der verschiedenen Mobilität der beiden Bildungen mehrere, in Diabastuff „schwimmende" Kalkschuppen. Einzelne chloritische Streifen der angrenzenden Kalkschichten mögen aber selbst hier Überreste eines allmählichen Übergangs darstellen.

Ähnliche chloritische Streifen zeigen sich an mehreren Punkten der in den Eruptivkomplex hineinreichenden Plateaukalkzunge. Die Südseite der Kalkzunge wird aber vom Tuff entschieden als Überlagerung gesäumt, dessen westlichste Ausläufer zwischen den weisslichen Kalkschichten des „Vesszőstölgyes" sich allmählich verjüngende Zwischenlagerungen bilden.

Auf Grund dieser Ausführungen wird *der Eruptivzug von Diósgyőr—Bükkszentkereszt als eine Vikariante der oberladinisch—karnischen Kalkfazies* qualifiziert. *Seine Bildung hat* – den Aufschlüssen bei Vesszősvölgy und Bükkszentkereszt gemäss – *am Anfang des Oberladins*, nach der Ablagerung eines verhältnismässig geringmächtigen Hornsteinkalk—Dolomitkomplexes, *wahrscheinlich mit den mehr basischen Gliedern angefangen, reichte aber* während der Ablagerung der umgebenden mannigfaltigen Kalkfazies auch *ins Karn hinein. Die Zeitdauer der Eruptionen ist* am Westrande der angehäuften Eruptivmasse, anhand ihrer Verzahnung mit Kalkschichten *gut festzustellen.*

b) *Andere Vorkommen des oderladinisch—karnischen Vulkanismus im Bükk-Gebirge*

Für die grosse Ungleichmässigkeit der räumlichen Verteilung des oberladinisch—karnischen Vulkanismus dem oberanisischen Eruptionsabschnitt gegenüber, zeugt der Umstand, dass in den grauen Hornsteinkalken, aus welchen die nördlichen Hangendschichten des ladinischen Schiefervorkommens bei Hollóstető bestehen, bis zum Lustavölgy keine Spuren von Eruptivgesteinen zu finden sind. Aber auch in der den Südflügel des erwähnten Schieferzuges aufbauenden Répáshutaer Kalkmasse sind solche nicht bekannt. Nur viel weiter, im grauen Hornsteinkalkzuge von Nagydall—Gáborkő—Hidegpataka treffen wir wieder die Produkte eines Diabasvulkanismus in der Form von – bisher nicht genügend untersuchten – *Tuff-* und *Lavazwischenlagerungen* an.

Soweit es sich aus den unzureichenden Aufschlüssen feststellen liess, ist der Diabastuff am Kisfennsík in zwei Horizonten vertreten, u. zw. bildet er entweder zwischen den obersten Schichten des grauen Hornsteinkalkes mehrere m mächtige grüne oder violettrote Zwischenlagerungen von poröser Textur, oder tritt er in einer Mächtigkeit von etwa 20 m zwischen den hangenden hellen Kalkschichten auf, wobei er gewöhnlich von einigen durch feines Tuffmaterial rötlich oder gelblich gefärbten Kalkschichten begrenzt wird.

c) *Der Zusammenhang der kieseligen Eisenerz- und Radiolaritvorkommen des Bükk-Gebirges mit dem oberladinischen Vulkanismus*

Der im Talkopf des Vesszősvölgy bei Lillafüred endende Eruptivkomplex erscheint weiter nach W wieder im kipfelförmig gebogenen Diabastuff-Flecken von Létrás. Dieses Vorkommen stellt eine, in den Unterabschnitt des Plateaukalkes eingeschlossene, sich gegen W auskeilende Zwischenlagerung dar; weiter nach W findet sich seines gleichen nicht mehr. Der Kalk—Tuff-Wechsel wird hier durch die Einlagerung von Hämatitlinsen und -streifen zwischen die Kalkmikroschichten ersetzt. Obwohl diese höchstens 5 bis 6 mm starke Zwischenlagerungen mit den vulkanischen Ausbrüchen in genetische Beziehung gebracht werden können, sind sie doch zweifellos sedimentären Ursprungs (J. Molnár 1955). Die Hämatitlinsen erscheinen an der Grenze des mit dem dolomitischen—hornsteinführenden Vesszősvölgyer Kalkzug parallelisierbaren älteren Plateaukalkstreifens und des von S her darauffolgenden Tuffes*:

Á. Jámbor (1961a) fand an der Basis des Plateaukalkes bei Kukucsólápa grössere hämatitführende Quarzitlinsen, deren Aussehen und Ursprung denjenigen des Létráser ähnlich ist, die sich aber innerhalb einer Kalkmächtigkeit von 10 m verteilen (s. Tab. auf S. 516).

* Infolge der Umkippung handelt es sich um eine verkehrte Lagerung.

Noch geringfügiger als die obigen sind die dünnen Hämatitüberzüge der Kalkplatten vom Répáshutaer Typ, die durch die scharfe Kurve der Fahrstrasse Eger—Lillafüred, dem S-Ende des Feketelen gegenüber aufgeschlossen werden.

J. Kiss (1958. p. 29) hat im quarzitischen Grundmaterial des roten Kieselschiefers vom Darnóhegy (Abb. 77) neben amorphen Kieselnestern, Chalzedonknollen und *Radiolarien*-Gerüsten die Anwesenheit von Goethit- und Hämatitfleckchen von feiner Verteilung festgestellt und betonte, dass eine Mengenverschiebung dieser Komponente eine grosse Anzahl von Kieselschiefervarianten über den Jaspis bis zum kieseligen Eisenerz erzeugt hat. Er erklärte diese Fazies mit der Wirkung von kieselig-eisenhaltigen Lösungen, die infolge von Exhalationen submariner Diabasausbrüche im Ladin entstanden sind und die neben der Entwicklung von eisenhaltigen Kieselablagerungen auch für die *Radiolarien* günstige Lebensbedingungen bereiteten (s. Tab. S. 516).

Vergleichen wir die Lagerungsverhältnisse der roten kieseligen Zwischenlagerungen der Répáshutaer Fazies, die jenen der Darnóer ähnlich sind, *mit der Lage des hämatitführenden Kalkes von Létrás und Kukucsólápa, so ist zwischen ihnen eine hochgradige Ähnlichkeit festzustellen. Dies bedeutet natürlich* keine genaue Übereinstimmung der Meterzahlen der Kalkmächtigkeit oberhalb des ladinischen Schieferkomplexes, sondern nur *eine ungefähre Horizontidentität.* Infolge der Übereinstimmung der letzten Gründe der Ausbildung bietet sich immerhin eine Gelegenheit dazu, diese sich nach ihrer Menge und Beschaffenheit räumlich verändernden Produkte des geologischen Geschehens miteinander stratigraphisch parallelisieren zu können.

Im Verein mit dem Kalkeinlagerungen aufweisenden Teil der Lillafüred—Diósgyőrer Eruptiva im Vesszősvölgy zeugt all dies dafür, dass *der Anfang der vulkanischen Aktivität mit dem tieferen Oberladin zusammenfällt.*

d) *Der Diabas von Nekézseny*

Allgemeine Kennzeichnung

Infolge seiner Lage und der Besonderheiten der Ausbildung verdient das Diabas- und Diabastuffmaterial jener auf S. 648 bereits erwähnten, krinoidenführenden, wahrscheinlich ladinischen Kalkschollen, die den Südrand des Upponyer Gebirges als in die unterkarbonische Schieferfolge eingebettete tektonische Schuppen begleiten, eine gesonderte Behandlung.

Der Diabas, über dessen chemische Zusammensetzung Kolonne 49 der Tabelle der S. 515 Aufschluss gibt, ist ein Gestein meistens mit fluidaler Textur, manchmal mit kleinen Mandelsteinen, andere Male aber in kompakterem Grundmaterial mit wenigen, 2 bis 3 mm grossen Phänokristallen. *Alle diese Varianten sind mehr oder weniger karbonatisiert.* Die Mandelsteine sind mit Kalzit ausgefüllt und von einer dünnen, chloritisch—kieseligen Haut bedeckt.

Die die Diabaskomponenten nachträglich verdrängenden grobkristallinen Kalzitnester sind stets von unregelmässigen, launenhaften Konturen; der chloritisch-kieselige Rand ist jedoch auch hier vorhanden. Die Zwillingslamellen der Kalzitkristalle sind oft bogenartig gekrümmt, was auf tektonische Beanspruchung nach der Karbonatisierung verweist. Infolge der Zersetzung der mineralischen Komponente können oft nur einzelne intakt gebliebene Teilchen über die ursprüngliche Gesteinstextur Aufschluss geben. Diese nicht zersetzten Einzelheiten von charakteristisch fluidaler Textur erscheinen für das freie Auge oft als gesteinsfremde Einschlüsse, und *erwecken so den Anschein eines vorangegangenen Diabasaufbruches.* — Im Laufe der Verkalkung erreichen die in das Gestein eingebauten Kalzitnester oft einen Durchmesser von nicht weniger als 1/2 bis 1 cm; infolge ihrer dichten Anordnung gewinnt das Gestein eine Netzstruktur, die besonders an verwitterten Stücken nach der Auslösung des Kalzits aus dem Diabasgerüst augenfällig wird. Unter dem Mikroskop scheint es, als ob die fluidal angeordneten Diabasteile vollkommen durchkristallisierte Kalksteinkörner umfliessen würden. Deshalb wurde das Gestein lange für Diabasagglomerat mit Kalkeinschlüssen gehalten (G. Pantó 1954a), obwohl es sich nur um extrem zersetzten „Karbodiabas" handelt, wo die Textur in keinem der „Einschlüsse" mit der der benachbarten Kalkschichten übereinstimmt.

Der Diabas ist oft nicht nur zersetzt, sondern auch stark gepresst, weshalb seine Tuff- und Lavabildungen auf Grund von Terrainbeobachtungen nicht scharf voneinander getrennt werden können.

Das Alter der Bildung

In gewissen Teilen der Südseite des Nekézsenyer Strázsahegy scheint der Diabas mit den ladinischen Kalkbänken *abzuwechseln.* An zahlreichen anderen Punkten erscheint er dagegen zwischen den stark zerstückelten Kalkschollen durchbruchartig. Trotzdem finden sich nirgends Kontaktwirkungspuren. Die Ausbildung des Diabases deutet ausdrücklich auf Erguss hin. Das durchbruchartige Erscheinen einzelner Teile wird daher eher mit nachträglichen Dislokationen in Verbindung gebracht, wo ein Teil des Materials der mit dem Kalk abwechselnden, stark zersetzten Lava- und Tuffbänke leicht in die Risse der während der Bewegung zerfallenden Kalkschollen gepresst werden konnte. Die Verknüpfung der Gesamtheit der vulkanischen Bewegung mit der Kalkablagerung wird auch durch die stellenweise wahrnehmbare rötliche und grüne Färbung und die grünen Tuffstreifen der Kalkschichten unterstützt (s. auch S. 648). Gerade aus der geringfügigen Verschmierung der letzteren in die Kalkspalten entlang von Gleitflächen kann darauf gefolgert werden, dass diese Erscheinung sich auch in grösserem Maßstab ereignet haben dürfte.

Dies erscheint keineswegs unnötig hervorgehoben zu sein, da anhand der vorläufigen Untersuchungen auch die Ansicht geäussert wurde, wonach neben den mit der Ablagerung des ladinischen Kalkes gleichaltrigen vulkanischen Produkten auch die Spuren eines anderen, für syntektonisch und mittelkretazisch betrachteten Diabasaufbruches zu entdecken gewesen wären (G. Pantó 1954a. p. 7 und 9).

Mit der Erkenntnis des Wesens der an einen früheren Ausbruch gebundenen „Diabaseinschlüsse" und des als Produkt eines späteren Ausbruches aufgefassten „Diabasagglomerats" wurde natürlich der An-

nahme von zwei Ausbrüchen der Boden entzogen. Der Gedanke von zwei Ausbrüchen war ohnehin nur eine Hilfshypothese, die durch den Vergleich der partiellen Eisenoxydmetasomatose der vom Diabas verwobenen Nekézsenyer Kalkschuppen mit anderen, ähnlichen Eisenoxydinfiltrationen (Tornaszentandrás, Borka, Šankovce, Licince) inspiriert wurde, die mit für kretazisch gehaltenen Eruptiven in Verbindung gebracht wurden.

Die Beziehungen zwischen dem Nekézsenyer Diabas und der Eisenoxydinfiltrationen

Es wurde bereits erwähnt (S. 647), dass einzelne Teile der in den Südrand des Upponyer Gebirges eingekneteten ladinischen Kalkschuppen eine teilweise Oxydationsmetasomatose erfahren haben. Das durch das Spaltennetz in den Kalk einsickernde Eisenoxyd verursacht auf dem mit dem Diabasmaterial benachbarten, durchbewegten Rande der Kalkschuppen eine unregelmässige aderig—fleckige Färbung. An Stellen der stärksten Imprägnation verfärbt sich der Kalk ganz bräunlichrot, die Spalten bekommen einen metallglänzenden Hämatitüberzug und stellenweisse sind Eisenglimmernester zu sehen. Diese auffallenden Erzspuren von schwacher Qualität haben vom Ende des XVIII. Jahrhunderts bis in die letzte Zeit zu wiederholten, wohl aber erfolglos gebliebenen Forschungen veranlasst, da die oberflächliche Unregelmässigkeit und Schwäche der Erzbildung – wie aus den Probeanalysen vom Jőcsősvölgyer Stollen bei Nekézseny ersichtlich (G. Pantó 1954a) – auch in den tieferen Horizonten nicht durch gleichmässigeren und reicheren Eisengehalt abgelöst wird.

Entfernung vom Stollenmund	Fe	Säureunlöslich
5 m	8,80%	37,76%
10 m (unterer Teil)	11,45%	61,16%
10 m (oberer Teil)	7,36%	2,71%
15 m (unterer Teil)	11,50%	30,24%
15 m (oberer Teil)	6,86%	1,52%
20 m	8,09%	6,55%
25 m	8,74%	3,13%
30 m	6,61%	4,28%
35 m	5,95%	17,13%
39 m	8,94%	80,92%
61 m	3,74%	3,07%

Es wäre wohl am einfachsten, die Eisenoxydimprägnation mit den triassischen Ausbrüchen in Verbindung zu bringen. Die Wahrscheinlichkeit einer solchen Annahme wird jedoch dadurch zerstört, dass die Imprägnationsbedingungen nur nach einer tektonischen Vorbereitung des Kalkes

gegeben sein wären. *Die unmittelbare und syntektonische Verknüpfung der Eisenoxydimprägnation mit einem kretazischen Eruptivum* würde nach PANTÓ gerade durch das gemeinsame Aufreten des Diabasmaterials, der starken Durchbewegtheit und der Imprägnation sowie durch den Ausgang der letzteren vom Diabasmaterial her begründet. In der Wirklichkeit erfordert jedoch die den tektonischen Bewegungen folgende Metasomatose keineswegs die *unmittelbare* Anwesenheit des gleichaltrigen basischen Vulkanits. Im Zuge von Nekézseny können kretazische Basite schon aus dem Grunde nicht angenommen werden, da deren Beschränkung auf die durch eine bestätigte mitteltriassische Diabastätigkeit charakterisierten schmalen Kalkschuppen innerhalb der gegebenen tektonischen Zone keineswegs erklärt werden könnte. – In seinem späteren, im Druck erschienenen Artikel macht PANTÓ auch keine Erwähnung mehr von kretazischem Diabas in Verbindung mit Nekézseny, und stellt nur den *Prozess der Eisenoxydmetasomatose* bzw. *dessen tektonische Vorbereitung* in die Mittelkreide (?) ein (K. BALOGH—G. PANTÓ 1954. pp. 21—22). Auf die weiteren Folgen einer solchen Lösung der Frage kommen wir noch auf S. 671 zurück.

Norische Stufe

7. Monotis-führender grauer Kalkkomplex

Allgemeine Kennzeichnung

Auf dem Kis- und Nagyeged bei Eger lagert ein dichter geschichteter Kalk von muscheligem Bruch, welcher hie und da braune Hornsteinknollen einschliesst, und infolge seiner Farbe und seiner Hornsteinführung an den oberladinischen Hornsteinkalk, auf Grund seiner von Feinschichtung freien, dichten Textur aber an den karnischen Kalk des Berva-Tales erinnert (Abb. 94).

Fossilien und Alter der Bildung

Die Kalkschollen von Kis- und Nagyeged erscheinen tektonische Linien entlang und sind von Obereozän überlagert. Deshalb kann aus ihrem Verhältnis zu den benachbarten triassischen Bildungen keineswegs auf ihr Alter gefolgert werden. Ihre Zugehörigkeit zur norischen Stufe wird durch die im Jahre 1931 von Z. SCHRÉTER am Nagyeged-Gipfel gefundenen und seitdem für *Halobia-* oder *Daonella*-Reste betrachteten Muschelfragmente entschieden (Z. SCHRÉTER 1935. p. 103). Bei der Revision dieser Fragmente stellte sich jedoch heraus, dass ihre Rippung zweifellos die Merkmale der *Monotis salinaria* BRONN aufweist (Abb. 95). Dadurch scheint die Anwesenheit der mittleren Obertrias im Bükk-Gebirge trotz jedem bisherigen Rückzug (Z. SCHRÉTER 1943b, 1954b) oder Zweifel (K. BALOGH 1954) als erwiesen.

OBERKREIDE

Nach der Sedimentationslücke, die durch das Fehlen der rhätischen Stufe und der ganzen Schichtenfolge Jura—Unterkreide zum Ausdruck kommt, stellen die *Gosauschichten der Senon-Stufe* die einzige mesozoische Bildung dar, deren Alter mit Bestimmtheit festgestellt werden kann.

Ausserdem wollen wir – mangels neuerer Detailuntersuchungen – unter Annahme der auf sie bisher angewendeten geologischen Erwägungen, *die basische Eruptivmasse von Szarvaskő ins Cenoman—Turon einreihen.*

Cenoman—Turon (?)

Die Basite von Szarvaskő

Allgemeine Kennzeichnung

In die ladinische Schiefermasse des SW-Teiles des Bükk eingeschlossen erstreckt sich von der südlichen Nachbarschaft des Bükkplateaus über Bátor und den Darnóhegy bis zum Bajpatak bei Recsk ein aus Diabas- und Gabbrokörpern bestehender Eruptivzug von wechselnder Ausdehnung. Den hochgehobenen nordöstlichen Teil des in einer Streichlänge von rund 25 km bis zur neovulkanischen Masse des Mátra-Gebirges verfolgbaren magmatischen Zuges hat die Denudation in grösseren, zusammenhängenden Massen aus der Schieferumgebung herauspräpariert. In der oberflächlichen Fortsetzung der Hauptmasse von Szarvaskő, gegen SW, sind bereits überall viel geringere Eruptivmassen zu sehen; die Verfolgung ihres Zusammenhanges in diesem Teile des Zuges ist auch durch die Zwischenschaltung von ausgedehnten jüngeren Quersenken erschwert. In der Ausbildung der einzelnen Zugteile gibt es wohl gewisse Unterschiede, alle sind aber neben den Ähnlichkeiten in der chemischen Zusammensetzung (s. Tab. bei Zs. Szentpétery 1953) durch das Erscheinen in identischer geologischer Umgebung verknüpft.

Im Kern mikrokristalliner amygdaloider *Diabasvarianten* von mehr oder weniger glasigem Grundstoff, die um die Schlucht des Szarvaskőer Várhegy auch pillowartige sphärische Auskühlungsformen zeigen, findet sich ein aus diesen sich mit Übergangsgliedern (Diabasporphyr, Gabbrodiabas) entwickelndes *Gabbro* vor.

Nach Zs. Szentpétery (1953) und E. Lengyel (1957) ist die ganze basische Gesteinsmasse samt den kleineren Vorkommen das Produkt eines einzigen, zusammenhängenden Eruptionsabschnittes. Nach diesen Autoren ist das Magma im wesentlichen in einem NO–SW Bruchsystem emporgedrungen und vermochte stellenweise sogar die Oberfläche zu erreichen. Betreffs einer damit zusammenhägenden Trümmerstreuung verfügen wir einstweilen über keine unanfechtbaren Beweise; vielleicht wird es möglich sein, das kleine Kügelchen führende Diabasmaterial

der Steingrube bei der Mündung des Villóvölgy als Tuff zu bezeichnen. – Die unterhalb der Oberfläche steckengebliebenen und voneinander abgesonderten Magmateile sind zwischen die Schichten des ladinischen Schieferkomplexes gedrungen und dort „zederbaumartig" verzweigte Schläuche von sehr verschiedenen Dimensionen oder unregelmässige Durchbrüche bildend erstarrt. All dies ermöglichte neben dem Zustandekommen von je nach der Tiefe veränderlichen Typen subvulkanischer bzw. hypabyssischer Gesteine (dichter und körniger Diabas, Gabbrodiabas, Gabbro) auch eine weitgehende Magmadifferentiation (Erzperidotit und Ultrabasit; saure und basische Schliere und Gänge)*.

Das Magma hat, mit den durchbrochenen Gesteinen in Wechselwirkung tretend, dieselben bei der Berührung an mehreren Stellen in Hornfelsen, granatführende Gesteine, Knollenschiefer umgewandelt oder zumindest umkristallisiert. Die auf das Magmatit ausgeübte Wirkung der durchbrochenen Sedimente wird von einer Reihe als Reaktionsränder erscheinender Quarzdiorit-Streifen und Assimilationsgesteine angezeigt.

Bei den bisherigen Kartierungsarbeiten wurden die auf die Oberfläche gelangten Gabbro- und Peridotitkörper vom Diabas abgesondert. Bis zum heutigen Tage existiert aber keine geologisch-petrologische Karte, die den bis zur Oberfläche empordringenden Diabas von den anderen Diabasarten unterscheiden und gleichzeitig über die Anordnung der normalen kontaktmetamorphen oder tektonischen Berührungsflächen zwischen dem Eruptivum und seinen Nebengesteinen eine genaue Erklärung geben würde. Ohne eine solche Aufnahme und mangels genügender Angaben über die Tiefenfortsetzung des eruptiven Körpers ist es heute noch nicht möglich, ein klares Bild über die Lage der einzelnen Magmakörper und über die Art und Weise ihrer Raumgewinnung zu schaffen. Nach den Angaben von Z. Schréter zu urteilen liegt der Szarvaskőer Abschnitt der Diabas—Gabbrokörper in einer Synklinale des ladinischen Schieferkomplexes. E. Lengyel (1957. p. 263) verbindet den Diabaszug von Kerekhegy—Keselyűbérc unter der Oberfläche als einen flachen Lagergang unmittelbar mit dem Gabbrozug von Újhatárvölgy. Seiner Ansicht nach ist die Entstehung des Diabases der Aufwärtsbewegung des Gabbros zeitlich zuvorgegangen, so dass zur Verzögerung der Auskühlung des letzteren ausser der Schiefer- und Sandsteinhülle auch die subvulkanische Diabasmasse beigetragen hat, die das Gabbro nicht mehr durchzubrechen vermochte. Die diesbezügliche Skizze berichtet jedoch weder über die dem Magmaaufbruch vorangegangenen Bewegungen, noch über die nachträgliche Zerstückelung des erhärteten Magmakörpers; diese werden nur im Text erwähnt. Demzufolge steht die Skizze in Widerspruch

* Die Gesteine mit einem SiO_2-Gehalt von 26 bis 90% dürften, nach dem Zeugnis von mehr als 100 vollständigen Analysen, aus der Differentiation von essexitischem Gabbromagma entstanden sein.

mit dem Textteil (E. LENGYEL 1957. pp. 327—328), in welchem es sich um das Eindringen des Magmas zwischen steilstehende Schichten handelt, obwohl die Skizze ein ganz verschiedenes Bild zeigt. Mangels einer genügenden Anzahl von Angaben ist es heute noch gar nicht möglich, in der Frage des flachen oder steilen Lagergangcharakters entschieden Stellung zu nehmen. Es ist möglich, dass das Magma in eine tektonisch beanspruchte Schiefer- und Sandsteinmasse eingedrungen ist. Dass aber seine zum Gestein erstarrten Teile auch nachträglich beträchtlichen Dislokationen unterworfen waren, wird durch das gegenwärtige Nebeneinander der ursprünglich an verschiedene Tiefenzonen gebundenen Gesteinsarten bezeugt.

Das Alter der Bildung

Die obere Grenze der Entstehung der Szarvaskőer Basite kann nur mit geologischen Erwägungen angenähert werden. Ein auffallendes Merkmal des Szarvaskőer Basitzuges, welches diesen von den zumeist stark gepressten triassischen Eruptiven des östlichen Bükk-Gebirges unterscheidet, ist die Ungepresstheit seiner Bildungen. Hauptsächlich aus diesem Grunde werden sie gewöhnlich in eine Zeit gestellt, die der ersten bedeutenden tektonischen Phase des Gebirges folgt. Für die geringere Gepresstheit sind aber auch andere Erklärungen möglich. Man darf es nicht unbeachtet lassen, dass im Aufbau der Eruptivzüge des östlichen Bükk-Gebirges die Rolle des meistens zwischen spröden Kalkkomplexen eingeschlossenen vulkanischen Trümmers bedeutend grösser ist als die der aus Auskühlung stammenden Gesteinsmengen. Eben deshalb dürfte sich dieser Komplex bei der tektonischen Beanspruchung ganz anders benommen haben, als die im plastischen Schieferkomplex eingeschlossene Basitmasse von Szarvaskő. In ersten Falle handelt es sich um ein zwischen spröde „Schraubstockbacken" genommenes, loseres Material, welches leicht eingepresst werden konnte. Im letzteren Fall ist dagegen mit der auf die umfangene spröde Masse ausgeübten Schutzwirkung der einbettenden Schieferhülle zu rechnen.

Für das Alter der Basite von Szarvaskő—Bajpatak wäre besonders die von Zs. SZENTPÉTERY (1953. p. 14) und J. KISS (1958) angenommene vulkanische Trümmerstreuung von grosser Bedeutung. Im Falle der Anwesenheit von vulkanischem Tuff oder Agglomerat wäre nämlich die Wahrscheinlichkeit einer wesentlich jüngeren Eruption als Trias sehr gering. Die auf den unter- und mitteladinischen Schieferkomplex gelagerten, aber wesentlich jüngeren stratovulkanischen Bildungen hätten selbst im Falle ihrer nachträglichen tektonischen Formveränderung die Reste einer der Eruption vorangegangenen Denudationsfläche bewahren müssen. Solche sind uns jedoch nicht bekannt. — Wenn wir der Basitmasse ein im Vergleich zum durchbrochenen Schieferkomplex wesentlich jüngeres Alter zuschreiben, so bleibt ihre auf das Schiefergebiet beschränkte Verbreitung ohne Erklärung. Im Falle der Annahme eines Magmaaufdrin-

gens durch ein nachtriassisches Bruchsystem könnte man nämlich mit Recht die Frage aufwerfen, warum denn dieses System sich nicht auch in dem das unmittelbare Hangende des Schieferkomplexes bildenden Bükkplateau fortsetze. Durch die Kontaktwirkung der Tiefenglieder der Basitmasse wird also nur die Möglichkeit des unter- und mittelladinischen (oder noch früheren) Alters ausgeschlossen, wobei aber *die Möglichkeit eines mit den Eruptiven von Diósgyőr—Bükkszentkereszt im wesentlichen gleichzeitigen, auf die Grenze des Mittel- und Oberladins fallenden Ausbruches offen bliebe.* Diese Möglichkeit wird durch folgende Umstände unterstützt:

1) durch den auf submarine Eruption deutenden angeblichen Pillow-Charakter eines Teiles der Diabas-Arten;

2) durch das Fehlen der Basite aus dem oberladinisch—karnischen Kalkkomplex (da ein mit Trümmerstreuung verbundener jünger als mitteltriassischer mariner Ausbruch ohne Zwischenlagerungen von gleichaltrigen jüngeren Sedimenten unvorstellbar ist);

3) durch den identischen Gesteinsprovinz-Charakter der Eruptiva von Szarvaskő und Lillafüred, derzufolge J. Mezősi (1950) geneigt ist, diese als differenzierte Teile derselben Magmenmasse zu betrachten.

Dass trotz diesen Argumenten die Basite von Szarvaskő in einer in der Literatur nach Z. Schréter (1943) eingewurzelten Weise einstweilen dennoch als oberkretazisch bezeichnet werden, ist auf die Unsicherheit des Ausgangspunktes des obigen Gedankenganges zurückzuführen. Die Agglomerat- und Tuff-Bezeichnungen von Zs. Szentpétery können nämlich auf Grund einiger Stichproben mit Recht angezweifelt werden, und im Lichte der Szádeczky'schen „Pseudoagglomerat"-Bildung bedarf auch die Richtigkeit des Diabasagglomerats von Miklósvölgy der Überprüfung. Mangels einer solchen Revision und infolge der Unabgeschlossenheit des auf die absolute Altersbestimmung gerichteten Versuches befindet sich die Altersfrage gegenwärtig auf einem toten Punkt, so dass man sich anstatt ihrer Lösung mit der Darlegung der Frage begnügen muss.

Zur Bestätigung des oberkretazischen Alters der Szarvaskőer Basite verfügt die Literatur über zwei Hauptargumente:

1) Der Ausbruch der Basite erfolgte vermutlich in einer tektonischen Zone kretazischen Alters, nach den ersten bedeutenderen tektonischen Bewegungen, und einzelne, von der Hauptmasse getrennte Eruptivteile haben nicht nur den Schieferkomplex, sondern sogar den mitteltriassischen Kalk durchgebrochen (im Nekézseny und beim Zusammentreffen der Täler von Hollós und Bükkszentkereszt).

2) Gerölle des Nekézsenyer Diabases sind im dortigen Senon-Konglomerat enthalten.

So sehr die Angehörigkeit des Szarvaskőer Basitaufbruches zu einer kretazischen Störungszone anfechtbar erscheint, genügen die Beweise auf Grund unserer heutigen Kenntnisse nicht, um diese Annahme ableh-

nen zu dürfen. *Im Falle der Annahme des kretazischen Alters* können aber die Basite von Szarvaskő weder mit dem mitteltriassischen Diabas im Eingang des Hollós-Tales, noch mit jenem bei Nekézseny in Verbindung gebracht werden (s. S. 664). *In diesem Falle* ist der Versuch, die obere Grenze des Aufbruches der Szarvaskőer Basite mit dem Auftreten des Kiesmaterials des Nekézsenyer Diabases im Gosaukonglomerat zu ziehen, im vornherein gegenstandslos.

Wenn aber der Diabas von Nekézseny auch nichts mit jenem von Szarvaskő zu tun hat, kann wohl mit letzterem die der tektonischen Bearbeitung des eisenführenden Kalkes von Nekézseny folgende *Hämatit—Eisenglimmer-Metasomatose* in Verbindung gebracht werden (s. S. 665). Verfolgt man den dünnen Faden dieses angenommenen Zusammenhanges (K. Balogh – G. Pantó 1954), so gelangt man dennoch auf denselben Standpunkt, den Schréter auf anderem Wege erreichte. Das vorgosauische Alter der Oxydationsmetasomatose wird durch die eisenhaltigen Kalkkiese des senonischen Konglomerats und durch die transgressive Lagerung des Senonkomplexes auf die Kalkschuppen einwandfrei erwiesen. Im Falle des gemeinsamen Ursprungs der Eisenanreicherung und der magmatischen Betätigung von Szarvaskő lässt sich auch die letztere in den im Bükk sehr bedeutenden vorgosauischen Abschnitt der alpidischen Gebirgsbildung versetzen.

Senon

Gosaukonglomerat und Sandstein

Allgemeine Kennzeichnung

In der tektonischen Berührungszone des Upponyer und Bükk-Gebirges lagert sich auf die denudierte Oberfläche des unterkarbonischen Tonschieferkomplexes sowie der eingekneteten unter- und mitteltriassischen Schuppen eine aus dem Wechsel von grobem Konglomerat und mehr oder weniger kalkigem Sandstein bestehende, stark transgressive Bildung, die stellenweise auch einige Mergelbänke und ein-zwei *Rudistenkalklinsen* führt (Abb. 96). Das Geröllmaterial des Konglomerats besteht aus den Gesteinen des Upponyer, Rudabányaer bzw. Bükk-Gebirges, vom Unterkarbon an einschliesslich bis zum Nekézsenyer Diabas.

Alter und Verbreitung der Bildung

Alter und Charakter der Schichtenfolge wurden bereits von J. Böckh (1867) erkannt. Die Oberkreide von Nekézseny ist zweifellos eine Ablagerung, deren Charakter mit dem der ostalpinen Gosauschichten übereinstimmt. Hier fehlen jedoch die kohlenführenden Mergelschichten des alpinen Gosau, und es sind im wesentlichen nur die dem Transgressionskonglomerat entsprechenden Schichtglieder – ohne genaue Kenntnis

ihrer tatsächlichen Mächtigkeit – bekannt. Auf Grund der Bestimmungen von Z. SCHRÉTER (1945) kann man mit der in dem ungarischen Text aufgezählten Fossilgemeinschaft rechnen (Tabelle 10 im ungarischen Text).

Die Übereinstimmung der Fossilassoziationen der einzelnen Fundstellen zeugt für ihre Zugehörigkeit zum selben Horizont. Nach der modifizierten Einteilung von O. KÜHN (1947) sind unter den als horizontbezeichnend zu betrachtenden *Rudisten* der Nekézsenyer Fauna neben der untersantonischen *Hippurites cornu vaccinum* auch die obersantonischen Arten *Hippurites sulcatus* und *H. organisans* vertreten. *(Radiolites* cf. *angeoides* LAPP. kann nicht in Betracht gezogen werden, da laut KÜHN unter diesem Namen mindestens 3 verschiedene Arten zusammengefasst wurden.) Nachdem die *Gastropoden* nicht horizontbezeichnend sind, könnte nur auf Grund des für cenoman-turonisch gehaltenen *Plagioptychus aguilloni* D'ORB. auf ein höheres Alter als Santonien gedacht werden. Die Annahme des Campanischen Alters (E. VADÁSZ 1953. p. 113) scheint nach unseren heutigen Kenntnissen nicht begründet.*

Dem Gosau von Uppony—Bükk kommt in der Altersbestimmung der das gegenseitige Verhältnis der beiden Gebirge bestimmenden tektonischen Bewegungen, sowie in der Beurteilung der oberkretazischen Terrainverhältnisse eine sehr wichtige Rolle zu. In Anbetracht dessen, dass die ursprüngliche Verbreitung des Konglomerats sich kaum auf die Streichlänge von insgesamt 5 km des schmalen Streifens zwischen Csokvaomány und Bántapolcsány beschränkt haben dürfte, ist neben einer grösseren, nachträglichen Zusammenstauung auch mit einer beträchtlichen Denudation und mit dem Hinabsinken der Ablagerungen der mit dem senonischen Meer verbindenden Kanäle zu rechnen. Die heutige, ganz isolierte Lage der in Frage stehenden Gosaubildungen wurde durch die Gesamtheit dieser Faktoren herbeigeführt.

Z. SCHRÉTER (1952b. pp. 117—118) und K. BALOGH (1952a; 1953. p. 655) versuchten, den Konglomeratzug von Nekézseny über die Umgebung von Bánfalva bis zum NO-Ende des das Rudabányaer Gebirge von O her einsäumenden Konglomeratstreifens zu verlängern. Die Konglomerate von Bánfalva und Szuhogy sind infolge des lokalen Ursprungs ihres Kiesmaterials wirklich dem senonischen Konglomerat ähnlich, besitzen aber auch abweichende Charakterzüge. So erinnert der Zug an der Westseite des Bánvölgy mit seinen spärlichen Konglomeratbänken, mit seinen vielen, kleine Gesteinstrümmer führenden Zwischenlagerungen von sandigem rotem Ton und mit seiner lockeren Struktur eher an eine kontinentale Trümmeranhäufung. Obwohl er tatsächlich viel mitteltriassischen krinoidenführenden Kalkkies vom „Rudabányaer" Typ

*Auf obersantonisches Alter schliesst M. SIDÓ (1961), die aus dem Konglomeratkomplex bzw. dem Rudistenkalk bei Bántapolcsány die Foraminiferen-Arten *Vidalina hispanica* SCHLUMB., *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., bzw. *Quinqueloculina* sp., *Praealveolina* sp., *Bulimina* sp. bestimmt hat.

enthält, ist er jedoch infolge der abweichenden Merkmale und der Lage unter den braunkohlenführenden helvetischen Schichten am ehesten als Burdigal zu bezeichnen. In diesem Falle möge sein Material aus dem damals noch ein grosses Gebiet beherrschenden senonischen Konglomerat abgeleitet werden. Die aufs Burdigal bezügliche Annahme wird auch durch die idiomorphen Ilmenitkristalle unterstützt, die im Schlämmungsrest der roten Toneinlagerungen im Komplexe von Á. JÁMBOR gefunden wurden. Diese Kristalle können nämlich mit der Ablagerung des aus dem jungen Becken von Egercsehi—Sajóvölgy bekannten, unteren Rhyolittuffs burdigalischen Alters in Zusammenhang gebracht werden. Betreffs des burdigalischen Alters des Konglomeratrandes im Rudabányaer Gebirge erachten wir die Bemerkungen von G. PANTÓ (1956. pp. 362—363) als massgebend.

III. DIE AUSBREITUNG DES BÜKKER GRUNDGEBIRGES UNTER DER HEUTIGEN OBERFLÄCHE

Über die Fortsetzung der Masse der Uppony- und Bükk-Gebirge berichten ausser der Gravitationskarte die um das Gebirge vertieften Bohrungen (Beilage Nr. II). Am vollständigsten sind unsere diesbezüglichen Kenntnisse betreffs der Süd- und Westseite des Gebirges. Das Gravitationsbild der an das Gebirge von N und 0 anschliessenden Gebiete ist aber noch sehr lückenhaft; von den hier angelegten Bohrungen nach Steinkohle sind nur wenige bis zum Grundgebirge gedrungen. Unter solchen Umständen kann sowohl über die Einzelheiten des Zusammenhanges der Gebilde von Uppony—Szendrő, wie auch über die Lage und den Verlauf der Grenzlinie zwischen diesen und den in die Tiefe gestürzten Teilen der Bükker Grundgebirgsmasse nur hypothetisch berichtet werden.

Die gravimetrische Karte der Südseite des Gebirges (J. SZILÁRD 1955a, 1955b) zeigt von Demjén bis etwa Sály über die die Gebirgsumrandung bezeichnende Verwerfungszone hinaus eine Stufe an, dessen relative Maxima auf Grundgebirgsschollen von höherer Lage verweisen als die der Umgebung. Der südliche Gegenflügel des von hier gegen S folgenden und mit seinem NO-Ende unmittelbar an den Gebirgsrand anlehnenden grossen Gravitationsminimums (mit den Maxima bei Mezőkövesd, Mezőkeresztes und Emőd) zeigt wieder mehr erhobene Schollen an. Von den an die Maxima angelegten Ölforschungsbohrungen sind die Bohrungen *Mezőkeresztes* (Me) Nr. *27* und *29* in einer Triasbildung vom Bükker Typ bis zu 429,6 bzw. 609,5 m gegangen. Auf Grund zahlreicher anderer Bohrungen sind uns heute bereits folgende Glieder der Bükker Trias aus dem südlichen Vorland des Gebirges bekannt: Untertrias; unteranisischer Dolomit; mitteltriassischer Kalk bzw. Dolomit; unter- und mittelladinischer Kalkschiefer; ladinischer Hornsteinkalk.

Die im westlichen Vorland des Gebirges angebohrten Grundgebirgsteile fallen aufs Gebiet des die seichtliegende Fortsetzung des Darnó-

hegy gegen NNO anzeigenden Gravitationsmaximums oder auf den sich von W her anschliessenden Recsk—Bükkszéker Beckenteil.

NNO vom Darnóhegy wurden die Darnóer (damals noch für paläozoisch gehaltenen) Bildungen mit den alten Braunkohlenforschungsbohrungen von *Csertanya, Lyukvatanya* und *Nagyaszópuszta* („Ököristálló") in einer Tiefe von 150 bis 200 m unter der Oberfläche erreicht. Z. SCHRÉTER (1942b. p. 895) zeigt in der südöstlichen Nachbarschaft von Hevesaranyos aus einer Tiefe von 135 m „karbonische" Schiefer an. Neuerdings wurde aber in den Tiefen von 179,1 bis 195,2 bzw. 282,7 bis 303,5 m der Bohrungen *Bátor* Nr. *1* und *Hevesaranyos* Nr. *2* der für den südwestlichen Gebirgsteil so bezeichnende (? oberkretazische) Diabas angebohrt.

Am oligozänen Beckenrand von Bükkszék—Recsk erreichten einige Bohrungen ebenfalls Bildungen vom Darnóer Typ (ladinischer Kalkschiefer, Radiolarit, dunkler Tonschiefer, Sandstein und Kalk bzw. oberkretazischer (?) Diabas).

Der in der Tiefe von 290,1 bis 293,6 m der Bohrung *Bükkmogyorósd* Nr. *1* 5 km NW vom Gebirgsrand bei Szilvásvárad, ähnlich wie bei den Recsk—Hevesaranyoser Bohrungen unter Miozänbildungen erreichte untertriassische Kalk fällt in die Fortsetzung des aufs Nekézsenyer Gosau überschobenen Untertrias—Oberpermzuges.

Die südwestliche Fortsetzung der Gebilde des Upponyer Gebirges ist nur aus der Nähe von Csokvaomány bekannt. Die Bohrung *Csokvaomány* Nr. *28* 500 m NW von der Eisenbahnstation erreichte in einer Tiefe von 64 m eisenführenden Kalk vom Nekézsenyer Typ, eine andere, NW von der Gemeinde angelegte Bohrung aber in einer Tiefe von 84 m grauen, kristallinen Unterkarbonkalk.

Auf die Fortsetzung des Upponyer Schollens gegen NNO verweist bis jetzt nur das sich in der Richtung von Bánhorváti erstreckende Gravitationsmaximum, ohne Beweise durch Bohrungen. Zwischen Bánhorváti, Sajókazinc und Miskolc stehen nicht so viele Angaben zur Verfügung und nur der durch die auf 1 bzw. 2 km Entfernung ONO von der reformierten Kirche von Dédestapolcsány angelegten Bohrungen *Dédes* Nr. *1* und *2* in 87,50 bzw. 232,50 m Tiefe erreichte dunkelgraue Kalk (wahrscheinlich aus der Moskau-Stufe) zeigt die Fortsetzung des Dédeser Zuges des Jungpaläozoikums an.

Der Grossteil unserer weiteren Grundgebirgsdaten bezieht sich auf den Beckenrand von Miskolc. So erreichten die in den Köpűsvölgy und dessen Ostabhang fallenden Bohrungen *Diósgyőr* Nr. *145*, *146* und *148* in einer Tiefe von 89 bis 150 m, die Bohrung *Diósgyőr* Nr. *149* oberhalb der Verzweigung des Barátvölgy in einer Tiefe von 157,9 m den ladinischen Hornsteinkalk. Die im Szinvatal angelegte Bohrung *Diósgyőr* Nr. *119* traf auf die in eine Tiefe von 193,9 m abgesunkene Fortsetzung des weissen, mitteltriassischen Kalkes von Diósgyőr-Tapolca. Während die Bohrung *Miskolc* Nr. *2* in der Nähe der Universitätsgebäude schon in einer Tiefe von 168,70 m weissen mitteltriassischen

Kalk antraf, erreichte die vom Gebirgsrand etwas weiter fallende Bohrung *Miskolc* Nr. *1* dieselbe Bildung erst in einer Tiefe von 600 m.

Gegen das Innere des Sajó-Beckens zu kann der Ausbiss des Bükker Mezozoikums nur in der Nähe von Sajóbábony auf Grund des aufs letztere gelagerten Abrasionstrümmers angenommen werden.

Alle diese Angaben zeugen dafür, dass das Bükk-Gebirge nur ein hochgehobenes Stück eines einstigen Gebirges von viel grösserer Ausdehnung als heute darstellt, dessen tief eingesunkene Teile sich durch die tertiäre Sedimentbedeckung der unmittelbaren Beobachtung entziehen. Die junge Entwicklungsgeschichte dieses fast völlig ablagerungsfreien Gebirgskernes kann nur durch den Entwicklungsgang der umgebenden Becken beleuchtet werden.

DER GANG DER SEDIMENTATION IM BÜKK-GEBIRGE

1. Paläozoikum

Die Entstehung des variszischen Sockels des Bükk-Gebirges kann derzeit – unter den durch die Fossilarmut bedingten Vorbehalten – im Szendrőer Gebirge bis zum Anfang des Devon, im Gebiet des Upponyer Gebirges aber bis zum Beginn des Karbon zurückgeführt werden. Die sehr mächtigen *Kalk-*, *Tonschiefer-* und *Sandsteinserien* zeugen für die *Zugehörigkeit ihrer Züge zur devonisch—unterkarbonischen Geosynklinale.*

Der als tiefstes Glied auftretende, kristalline Kalkzug von *Szendrő* mit den häufigen *Krinoiden-Stielgliedern* im oberen Teil erscheint ebenso eine seichtmarine Bildung, wie die sich daraus mit allmählichem Übergang entwickelnde, jedoch der einheitlichen, reinen Kalkablagerung gegenüber das Übergewicht des detritogenen Stoffes anzeigende dunkle Schiefer—Sandsteinserie des Devon. Dieser vollkommen fossilfreien Ablagerung folgte nach oben eine durch das Zurücktreten des detritogenen Stoffes gekennzeichnete Kalkschlammfazies, in welcher stellenweise sich auch *Einzelkorallen* und *Tabulaten* ansiedelten, ja zeitweise auch die Entstehung von weisslichen Kalkbänken möglich wurde. Auch jetzt geriet ständig feinkörniges terrigenes Material in den Sedimentationsbecken, es kam aber nur zeitweise zu dessen Anhäufung.

Die an der Basis des *Upponyer* Unterkarbon befindliche, in gut durchlüftetem Wasser entstandene Kalkbildung kann – ungeachtet ihrer heutigen, von der Szendrőer Schichtenfolge weit abgetrennten Lage – widerspruchfrei der jüngsten, dritten Serie des Szendrőer Gebirges angegliedert werden. Der höhere Teil der Upponyer Schichtenfolge wird nach einem langandauernden Ringen der kalkigen und feinklastischen Sedimentation von dem durch die Entstehung von Mangan- und Kieselschiefer gekennzeichneten viséischem Sandstein—Schieferkomplex in Kulmfazies abgelöst. Über ein gewisses Profil ist auch dieser feinkörnig; groberes Material findet sich nur im oberen Teil der Schichtenfolge. Das letztere kann als Zeichen der mit der Sudetischen Gebirgsbildung zusammenhängenden Regression betrachtet werden. Auch der im oberen Teil des viséischen Schieferkomplexes auftretende Diabasvulkanismus

kann als deren Vorbereitung aufgefasst werden, obwohl wir vulkanischen Produkten schon viel früher, nach der Ablagerung des weissen Upponyer Kalkes begegnen.

Auf die (durch eine intrakarbonische tektonische Phase herbeigeführte) *sudetische Diskordanz* verweist der scharfe Gegensatz, der zwischen der Nordvergenz der älteren Uppony—Szendrőer Züge und dem tektonischen Betragen des sich zwischen die alpidischen tektonischen Elemente einschmiegenden Bükker Oberkarbons erscheint. Der tektonische Unterschied ist jedenfalls gross genug, um das Oberkarbon des Bükk-Gebirges trotz seiner Ähnlichkeit zur Schieferfolge des Unterkarbon, der Unbekanntheit der Anfangsglieder und der zeitlichen Unabgegrenztheit des unteren Teiles für das Produkt einer neuen Transgression zu halten. Die Faziesähnlichkeit ist darauf zurückzuführen, dass bei der die sudetische Phase verfolgenden Transgression die Ablagerungen der der Gebirgsbildung vorangegangenen Regression sich in umgekehrter Reihenfolge wiederholten.

Vom Transgressionscharakter zeugt auch der im oberen (richtiger: weniger gepressten) Teil des *Oberkarbon* auftretende, die gute Lüftung des sedimentierenden Mittels anzeigende Fossilinhalt. Der organische Stoffgehalt in den Schiefer- und Sandsteinschichten der Moskau-Stufe stammt aus vom Festland eingeschwommenen Pflanzenresten und aus der Zersetzung der im fortwährend zunehmenden Benthos eingebetteten Leichen. Die aus dem Schlamm ins Wasser geratenen Zersetzungsprodukte wurden jedoch oxydiert, und so konnten mit der vorübergehenden Abnahme des terrigenen Klastikums an einzelnen Stellen neben Einzelkorallen auch riffbildende sich ansiedeln. Diese Stellen der kalkigen Sedimentation haben sich als Biohermen alsbald über die Vertiefungen der Sand- und Schlammfazies erhoben; zeitweise sind sie jedoch unter die Herrschaft der sich wiederholenden Wellen der feineren oder groberen, terrigenen Stofftransporte gelangt.

Die ausgesprochen seichtmarine, namurisch-moskauische Transgression im Bükk-Gebirge kann mit der Moskau-Transgression im *Zips-Gömörer Erzgebirge* in Verbindung gebracht werden. Das Vordringen des Meeres dürfte vom Bükk-Gebirge her eingesetzt, aber sich nicht über die nördliche Nachbarschaft von Dobšiná hinaus erstreckt haben, da es in der Niederen Tatra nur karbonische Ablagerungen kontinentalen Typs gibt. Im Einklang damit erscheint das Karbon des Bükk-Gebirges dem durch die Häufigkeit von groben Trümmern gekennzeichneten allgemeinen Küsten- und küstennahen Charakter des Zipser-Gömörer Karbons gegenüber – selbst bei ähnlichen Tiefenverhältnissen – als küstenferner entstanden. Für den allmählichen Raumgewinn der Transgression zeugt der Umstand, dass die Anfangsschichten des Zips-Gömörer Karbons etwas jünger sind als jene des Bükk-Gebirges. Wenn man die mit Fossilien noch nicht belegte, angebliche Ural-Stufe von Dúbrava und Bučina sowie die dieser entsprechenden in Dobšiná betrachtet, so erscheint es,

als ob die Regression des oberkarbonischen Meeres in den Gömöriden sich zu Ende der Ural-Stufe ereignet hätte. Der entwicklungsgeschichtliche Unterschied des Zips-Gömörer bzw. Bükker Gebietes im Uralien ist jedoch selbst bei Annahme der Zugehörigkeit dieser Schichtenfolgen zur Ural-Stufe augenfällig, da im Bükk weder dem mit Diabas, Diabastuff und chloritführendem Schiefer abwechselnden kristallinen Kalk, noch mit dem sich nach groben Trümmergesteinen mit Quarzporphyr schliessenden Bučinaer Komplex, noch mit der Graphitlinsen führenden Sandstein—Schieferfolge ähnliche Bildungen zu rechnen ist. Dagegen ging im Bükk-Gebirge die moskauische Sedimentation ohne eine Unterbrechung, mit identischer Fazies in die Ural-Stufe über.

Der oberkarbonische Schichtenkomplex des Bükk-Gebirges ist eine im grossen und ganzen an die *Auernigschichten der Karnischen Alpen* erinnernde, aber ebenso wie in den Dinariden, eine grössere Zeitspanne umfassende Bildung, deren Fossilinhalt auch zum Karbon der Sowjetunion gewisse Beziehungen aufweist. *In Anbetracht seiner Mächtigkeit, Ausbildung und wahrscheinlicher Beziehungen scheint dieser Komplex als Sediment eines oberkarbonischen Geosynklinalarmes zu sein, dessen Achse sich nach der intrakarbonischen Gebirgsbildung vom Zusammentreffen der Südalpen und der Dinariden gegen das Bükk-Gebirge zu erstreckt haben dürfte.*

Die oberkarbonische Sedimentation des Bükk-Gebirges führt mit einem Seichterwerden ohne Unterbrechung in den bunten Schieferkomplex des *Unter-* und *Mittelperm* vom „Grödener Typ" hinüber. In Zusammenhang mit der Erhebung seiner weiteren Umgebung hat sich das Gebiet des Bükk-Gebirges zu Ende des Oberkarbon lagunenartig gestaltet und gleichzeitig haben auch seine gegen die Russische Tafel hinweisenden Beziechungen aufgehört. Der Sedimentcharakter hat sich bedeutend verändert; er widerspiegelt den Einfluss des im Denudationsgebiet herrschenden warmen und verhältnismässig trockenen Klimas. Das in die Lagune gelangte klastische Material ist den Werfener Schichten ähnlich rot und grün gefärbt, es enthält sogar hie und da syngenetische Eisenanreicherungen. Die auf chemische Ausscheidung hinweisenden Zellendolomitlinsen im oberen Teil dieser älteren „bunten Serie" lassen eventuell bis zur Anhydrit—Gypsbildung fortschreitende salinäre Fazies vermuten. Der Komplex ist zwar ausgeprägt vom „Grödener" Typ, entspricht jedoch infolge seiner grösseren Mächtigkeit und stratigraphischen Lage nicht so sehr den Grödener Schichten der Karnischen Alpen, als vielmehr dem klastischen Komplex unterhalb des westserbischen „Bellerophonkalkes".

Dieser Regression ohne vollständige Aushebung folgte im *Oberperm* eine langsame und sehr seichtmarine Transgression mit einer in dunklen Dolomiten und Kalken eingeschlossenen indoarmenisch—dinarischen Mikroflora, Mikro- und Makrofauna. Die früher noch als wahrscheinlich erschienenen russischen Verbindungen sind unterbrochen, und der mit

den Dinariden gemeinsame paläogeographische Charakter wurde noch ausgeprägter als es bisher der Fall war. Ausserdem blieb das Bükk-Gebirge auch mit den Südalpen in Beziehung, ohne Spuren der aus Südtirol bekannten Salzausscheidung. Der Ablauf und die Küsten des in den karpatischen Bogen tief eindringenden oberpermischen Meeresarmes sind nicht bekannt. Die gleichaltrigen Bildungen an der Nordseite des Zips-Gömörer Erzgebirges stellen neben dem in kontinentalen Vertiefungen angehäuften groben klastischen Material bunte Schiefereinlagerungen, Quarzporphyr-Lavakörper und Quarzporphyrtuff führende Verrukanofazies dar, die an ein-zwei Punkten auch an der Südseite des Gebirges auftritt.

Aus den Südgemeriden, vom Gebiete zwischen Štítnik und Jelšava wurde von den tschechoslowakischen Geologen neuerdings eine, aus graulichem oder grünlichem Sandstein, dunklem Tonschiefer, grünem Phyllit, teilweise aus hornsteinführendem kristallinem Kalk bestehende, seichtmarine Schichtenreihe berichtet. Sie wird von D. Andrusov (1958) für älter als das oberpermische Verrukano gehalten; somit wäre sie unterpermischen Alters. In Ermangelung von altersbestimmenden Fossilien ist aber ihre stratigraphische Lage noch nicht beruhigenderweise geklärt.

Der jungpaläozoische Entwicklungsgang der Gömörer Gebiete scheint somit – nach unseren heutigen Kenntnissen – für wesentlich gestörter, als der des Bükk-Gebirges. Nach einer von S nach N vor sich gegangenen Moskau-Transgression ist zwar die Ural-Stufe wahrscheinlich anwesend, doch mit Fossilien vorläufig noch nicht bewiesen. Ähnlicherweise kann das seichtmarine Unterperm vorläufig nur mit einem Fragezeichen angenommen werden, während das Oberperm durch eine unter aridem Klima gebildeten, kontinental—lakustrische Trümmeranhäufung vertreten ist. *Hingegen deutet die Untertrias im Gömör zweifellos auf eine neue Transgression hin.* Sie ist durch die schrittenweise Überhandnahme der karbonatischen Sedimentation, die nach der Ablagerung der an kontinentaler Trümmer reichen, teilweise anhydritführenden unteren Werfener Schichten erfolgte, bewiesen.

2. Mesozoikum

Ein charakteristischer Zug der Bükker Schichtenfolge, der sie von den Gömörer bzw. von sämtlichen innerkarpatischen Schichtenreihen unterscheiden lässt, besteht darin, dass sie durch Ablagerung eines mächtigen, hellgrauen Kalkgebildes eingeleitet wird, welches mit den obersten Lagen des Oberperm durch Sedimentübergang verbunden ist. Durch die enge Verbindung zwischen den beiden Karbonatfazies drückt sich der ununterbrochene Charakter der oberpermisch—untertriassischen marinen Sedimentation ebenso aus, wie in den Karnischen Alpen und Karawan-

ken (A. Ramovš 1960), in Westserbien (V. Simić 1933) oder im Velebit-Gebirge (M. Salopek 1948 und 1952).

Der oberpermische Meeresarm des Bükk-Gebirges gehörte also – trotz seiner geringen Tiefe – jenem Senkungssystem an, aus dem das Vordringen der allgemeinen jungtriassischen Meerestransgression seinen Beginn genommen hatte. Die Transgression traf im Gebiete des Bükk-Gebirges schon im Oberperm ein und übertrat ohne Unterbrechung die untere Grenze der Trias. Nachfolgend (wie das aus der Anordnung der oberpermisch—untertriassischen Fazies im Zips—Gömör bzw. im Bükk klar hervorgeht) drang das Meer vom Süden nach Norden vor. In der Bükker Untertrias gibt es keine Spur weder von gröberen Trümmergesteine, noch einer aus dem Gömör—Rudabányaer Gebiet bekannten Anhydritfazies.

Der Sedimentationsunterschied zwischen dem *oberpermischen* und dem *Seiser Kalk* kann folgendermassen gekennzeichnet werden: Die erstgenannten Schichten sind das Produkt einer ruhigen Transgression und haben sich daher in einem Mittel abgelagert, dessen zeitweise Bewegtheit und Erfrischung auf dem an zersetzenden organischen Stoffen reichen Kalkschlammboden Zeit zu Zeit auch die Vermehrung einer benthonischen Fossilgemeinschaft ermöglichte. Hierauf ist es zurückzuführen, dass in einzelnen Bänken *Glomospiren*, in anderen *Mizzien* und *Gymnocodien*, in anderen wieder *Seeigel* und *Brachiopoden* gesteinsbildend sind; andere Bänke sind wieder fossilfrei und scheinen durch chemische Ausscheidung entstanden. Die Seiser Sedimentation erfolgte dagegen in lebhaft bewegtem Wasser und deutet auf an organischem Stoff arme, vorwiegend chemische Ausscheidung *(Oolithbildung)*. Das wenige detritogene Material überzog den abgelagerten Kalkschlamm als dünnes Häutchen oder hat sich in selbständigen Schichten davon getrennt. Infolge der Bewegtheit des Wassers hat sich das Material der bereits abgelagerten Kalkschichten teilweise aufgelöst *(Stylolithbildung)*, teilweise aber mechanische Bearbeitung erfahren (autigene Brekzienbildung).

Zur Einströmung von feinkörnigem Trümmer als Zeichen einer vorübergehenden Regression kam es im Bükk erst gegen die Mitte der Untertrias. Die Spuren dieser Regression werden in der Gömörer Fazies durch die sich zwischen die tieferen Campiler Schichten einschaltenden und die Wiederholung der Seiser Sandsteinfazies herbeiführenden Einlagerungen angezeigt. Danach gelangte im Obercampil allmählich wieder die Karbonatbildung zur Vorherrschaft. Im Unteranis ging Dolomitbildung vor sich, die stellenweise durch die Bildung von dünnen Kalkschichten abgeschlossen wurde. Die obercampiler und unteranisische Sedimentbildung verfolgte daher (trotz gewisser Unterschiede der entstandenen Gesteinstypen) eine ähnliche Richtung wie im Gömör. Die unteranisische Dolomitbildung des Bükk-Gebirges wird (im Gegensatz zu den entsprechenden, stark bituminösen, dennoch fossilfreien Bildungen vom Gömör und von Rudabánya) durch die etwas grössere Häufigkeit der organischen Überreste gekennzeichnet, was mit dem etwas

höheren Oxygengehalt des offeneren Meereswassers erklärt werden kann.

Nach diesem grosszügigen Ausgleich der Sedimentation gestaltete sich die Entwicklung des Bükker Gebietes auf eine abweichende Weise. Nach dem Ablauf der mittelanisischen Porphyrit- und diabasvulkanischen Betätigung marinen Charakters haben sich die Küsten weit entfernt; das Wasser war zwar seicht, aber rein und gut gelüftet. Für eine lebhaftere Bewegung zeugt die Zerbröckelung der organischen Schalenteile. Für den vorwiegend auf chemischem Weg entstandenen oberanisischen Kalk ist die Feinschichtung kennzeichnend, die im oberen Teil der Schichtenfolge durch das enge Nacheinander der auf den rhythmischen Wechsel der Sedimentationsbedingungen verweisenden Dolomit- und Kalkstreifen unterstrichen wird.

Die klastischen Sedimente an der Basis der ladinischen Stufe sind mit ihren spärlichen *Krinoiden-* und *Anotopteris*-Resten, bald reinen, bald sich an Kalkablagerung knüpfenden Kieselanhäufungen und Manganerzlinsen, in seichtem und im allgemeinen schwach gelüftetem Wasser entstanden. Diese wesentliche Veränderung der Sedimentation, insbesondere die Anreicherung der Detritusstoffe dürfte mit der Erhebung in der Umgebung des Sedimentationsbeckens verknüpft gewesen sein. Bei dieser Erdkrustenunruhe wurde die vulkanische Tätigkeit lebhafter (Diabas von Létrástető), ohne eine bedeutende Rolle zu erhalten.

Die bunte Faziesmannigfaltigkeit dürfte in den höheren Teilen der ladinischen Stufe offenbar mit der Erneuerung der submarinen Ausbrüche zusammenhängen. Es hat sich eine grosse Menge von Agglomerat, vulkanischem Tuff und Lava angehäuft, deren Zusammensetzung zwischen Diabas und Quarzporphyr variierte; daneben entstanden grauer Hornsteinkalk und sehr reine, weisslichgraue Kalkarten. Die anscheinend in etwas tieferem Wasser entstandene graue Kalkfazies wird durch *Krinoiden*, dünnschalige *Muscheln* und spärliche *Ammoniten* gekennzeichnet, während der weissliche Kalk auf *Korallenfazies* hinweist, ohne dass ausgesprochene Riffe festzustellen wären. Die vulkanischen Exhalationen hatten stellenweise die Bedingungen für die Ausbildung von kieseligem Hämatit, anderswo von mit korallenführenden Kalkbänken abwechselndem Radiolarit oder roten Hornsteinknollen geschaffen. So entstanden insbesondere an der Grenze zwischen dem unterladinischen Tonschiefer und der darauf folgenden Kalkkomplexe charakteristische *„rote Schichten"*, deren Auftreten von der Ausbildung der hangenden Kalkschichten unabhängig ist. Die Feinschichtung der verschiedenen Kalkschichten weist, wenigstens zum Teil, auf die bedeutende Rolle der chemischen Sedimentation hin.

Die Bildung der sehr mächtigen ladinischen Kalkkomplexe setzte sich ohne Fazieswechsel in der karnischen Stufe fort. Die an St. Cassianer und Raibler Elemente reichen Mollusken-Faunen deuten auf ein stilles und warmes Meereswasser hin. Dagegen scheint der *Monotis*-führende

norische Kalk von Kis- und Nagyeged mit Hallstatt-Charakter schon als ein unter gewissermassen tieferer Wasserbedeckung entstandenes Gebilde zu sein.

Zwischen den mittel- und obertriassischen Schichtenfolgen des Bükk-Gebirges bzw. der nördlicheren Gebiete können – trotz bedeutender Unterschiede – auch gewisse Ähnlichkeiten festgestellt werden (Beilage Nr. IV).

Den dunklen Kalk- und Dolomitschichten Gutensteiner Fazies (Unteranis) folgte in G ö m ö r die Ablagerung eines von *Dasycladaceen* gebildeten, hellen und massigen Wettersteinkalk- und Dolomitkomplexes, im M i t t e l - und O b e r a n i s mit Kalkalgen (*Sphaerocodien; Physoporella pauciforata simplex* Pia, *P. pauciforata undulata* Pia, *Oligoporella pilosa* Pia, *Diplopora hexaster* Pia, *D. annulatissima* Pia) und Brachiopoden (*Aulacothyris angusta* Schloth., *Waldheimia angustaeformis* Böckh, *Mentzelia mentzelii* Dunk., *M. köveskálliensis* Suess, *Coenothyris vulgaris* Schloth., *Rhynchonella* cf. *decurtata* Giv.); im L a d i n mit Kalkalgen (*Teutloporella herculea* Stopp., *T. nodosa* Pia, *Diplopora annulata* Schafh., *Poikiloporella duplicata* Pia), Kalkschwämmen (*Colospongia dubia* Steinm.), Gastropoden (*Trachynerita quadrata* Stopp.) und Lamellibranchiaten (*Daonella lommeli* Wissm.). Die Wettersteiner Ausbildung geht nördlich von Jósvafő auch in die O b e r t r i a s hinüber (*Halorella amphiloma multicostata* Bittn., *H. plicatifrons* Bittn., *H.* cf. *ancilla* Bittn., *Cyrtina suessii* Winkl., *Aulacothyris supina* Bittn., *A. angusta rosaliae* Salom., *A. zugmayeri* Bittn., *Pararcestes sublabiatus* Mojs., *Styrites* cf. *tropitiformis* Mojs.).

In dieser rein karbonatischen Entwicklung des Gömörer Gebietes treten in der Südslowakei (am Berge Pelsőci Nagyhegy und an dem Szilicer Plateau) schon während des *Oberanis* kleinere Linsen eines *Ptychites flexuosus* Mojs. führenden, roten, gutgeschichteten Hornsteinkalkes auf. Graue, zum Teil hornsteinführende und manchmal auch Diabastuff enthaltende Kalkschichten treten *stellenweise*, als Vertreter des *Unter-* und *Oberladin* in einer bedeutenden Ausdehnung auf (am Pelsőci Nagyhegy, oder nördlich von Pelsőcardó). Im ungarischen Abschnitte des Gömörer Karstes, am östlichen Ende des Berges Alsóhegy wechselt in diesem Niveau ein grauer Hornsteinkalk mit *rötlichen* Kalkschichten. Der rötliche Kalk ist weiter nach Westen, am unteren Teil des Wettersteinkalkes von Alsóhegy bis zu dem ehemaligen Dorfe Derenk in Form von mehr oder minder langen Linsen zu verfolgen. Diese den tieferen Horizonten angehörenden rötlichen Kalklinsen können als frühe Vorläufer der mancherorts (Szádvárborsa, Haragistya, Lásziforrás) auftretenden *norischen Hallstätter Kalklinsen* betrachtet werden. (Die roten Kalke der Umgebung von Szádvárborsa—Silická Brezová führen neben *Monotis salinaria* Bronn auch *Gyrogonites* sp.; das ähnliche Gestein in der Nachbarschaft der Quelle Lásziforrás bei Szőllősardó führt *Halobia sicula* Gemm. und *H. plicosa* Mojs.). Als einzig in seiner Art ist der hornstein-

führende, graue *unterkarnische* Kalk und Kalkmergel mit *Halobia styriaca* Mojs. aus der südlichen Umgebung von Szőllősardó zu betrachten.

Das Mesozoikum der südlichen Kalkzone der Gömöriden wird – in slowakischem Gebiet – durch Kössener Mergelkalk („Rhät"), sowie Hierlatz- und Adnether Kalk (Unter- und Mittellias), weiters durch Fleckenmergel (Oberlias) und graue Radiolarite abgeschlossen (Drnava–Dernő; Drienovec–Somodi). Da aber die tiefsten Horizonte des Lias fehlen, müssen wir an der Grenze Trias—Lias eine Sedimentationslücke voraussetzen. Bestreitbar ist auch das Alter der hiesigen „Kössener" Schichten, deren Brachiopoden (*Septaliphoria fissicostata* Suess, *Rhynchonella starhembergica* Zugm., *Terebratula pyriformis* Suess, *Rhaetina gregariaeformis* Zugm., *Cyrtina uncinata* Schafh.) mit norischen Ammoniten (*Megaphyllites insectus* Mojs., *Placites oxyphyllus* Mojs., *Proarcestes subumbilicatus* Bronn, *Cladiscites tornatus* Bronn, *Rhacophyllites occultus* Mojs., *Monophyllites clio* Mojs.) zusammen vorkommen (D. Andrusov 1953).

Die triassische Schichtenfolge des Rudabányaer Gebirges weicht bis zum Ende der anisischen Stufe von den gleichaltrigen Gömörer Schichtenreihen nur ein wenig ab. Auch diese geringfügige Fazies-Abweichung beschränkt sich bloss auf den südlichen Teil des Gebirges und kommt in der mehr mergeligen Ausbildung der Ablagerungen an der Grenze der Seiser und Campiler Schichten und in der rein dolomitischen Entwicklung des Unter- und Mittelanis zum Ausdruck.

Die ladinische Stufe ist aber im Rudabányaer Gebirge, im Gegensatz zur rein karbonatischen Ausbildung des Gömörer Karstgebietes durch eine Faziesmannigfaltigkeit gekennzeichnet. Neben der auch in Gömör anwesenden, grauen Hornsteinkalkfazies sind graue Tonschiefer und Sandsteine (mit Manganerzlinsen, grauen und roten Kieselschiefereinschlüssen), bräunliche oder rötliche Hornsteinkalke, graue, grünliche oder bräunliche Mergel als Hauptgesteinstypen betrachtet, deren Mächtigkeit und stratigraphische Lage sich rasch verändern. Von den ladinischen Fazies des Gebirges fehlt aber auch der für das Gömörer Gebiet so bezeichnende Wettersteinkalk nicht, bloss beschränkt er sich – wie es aus dem Profil des Osztramos-Berges bei Bódvarákó klar hervorgeht – auf das Hangende der unterladinischen Hornsteinkalke. Das Profil von Osztramos vertritt ein enges Band zwischen dem Rudabányaer Ladin-Komplex und dem des Gömörer Karstes, in deren Nachbargebieten – am Berge Alsóhegy, ebenso wie am Osztramos – ganz ähnliche Fazies anzutreffen sind.

Das Alter der ladinischen Bildungen des Rudabányaer Gebirges kann im allgemeinen, durch ihre Auflagerung auf den oberanisischen Wettersteinkalk bzw. durch ein im Telekesoldal gefundenes *Daonella*- oder *Halobia*-Fragment bestimmt werden. Ihre Abgrenzung nach oben ist problematisch. Nach dem Zeugnis der aus der Bohrung *Rudabánya* Nr. *382.* gewonnenen *Halobia rugosa* Mojs. reicht die dunkle Tonschie-

ferfazies auch ins Karn hinüber. Die Ablagerung der ladinisch—karnischen Schieferserie des Rudabányaer Gebirges wurde von einem Quarzporphyr-Vulkanismus begleitet.

Somit kann die Gömör—Rudabányaer Mittel- und Obertrias den gleichaltrigen Schichtenfolgen des Bükk-Gebirges gegenüber von folgenden Merkmalen gekennzeichnet werden:

1. Völliger Mangel an mittelanisischen Vulkaniten.

2. Geringfügigkeit des ladinischen Vulkanismus.

3. Mangel an feingeschichteten Kalken bzw. Übergewicht dickbankiger, zoo- und phytogener Kalke und Dolomite.

Die ladinische Tonschieferfazies fehlt nur in Gömör; im Rudabányaer Gebirge ist sie aber – mit einer kleinen zeitlichen Verschiebung – anwesend.

Auch trotz dieser Unterschiede können die Ähnlichkeiten der Sedimentationsprinzipe in genannten Räumen nicht bezweifelt werden, weil so die Dolomitbildung im Unteranis, wie endlich der bunte Fazieswechsel im tieferen Ladin in allen drei Gebieten in Bildung von hellen Kalken einmündet. Die letzteren werden nur in der norischen Stufe von Hallstätter Kalken gefärbt. Trotz der Abweichungen, die sich in Anwesenheit oder Fehlen der Feinschichtung äussern, werden die drei Faziesgebiete auch durch das Auftreten der grauen Hornsteinkalke im Ladin eng verbunden.

Keineswegs müssen also die wahrgenommenen Faziesunterschiede durch die Annahme eines die ehemaligen Sedimentationsräume voneinander abtrennenden Rückens erklärt werden. In diesem Falle sollte man dem Szendrő—Upponyer Devon—Unterkarbonzuge, der sich der heutigen tektonischen Anordnung gemäss zwischen Rudabánya—Gömör bzw. Bükk einschaltet, die Rolle eines paläogeographischen Faktors zuschreiben. Dafür besteht aber kein zwingender Grund. Dieser angebliche Rücken konnte keinesfalls als eine Insel aus dem Triasmeere emporragen. Die Annahme einer Insel mag wohl die Unterschiede zwischen den verschiedenen Fazies erklären, gleichzeitig wäre aber dadurch die Erklärung des Eindringens der ladinischen Tonschiefer—Sandsteinfazies in das Rudabányaer Gebirge erschwert. Die relative Autochtonie der Bildungen angenommen, kann das Material dieses Tonschieferkomplexes keineswegs über die dazwischenliegenden, gleichaltrigen, kalkigen Sedimentationsräume der Südgömöriden entstammt gewesen sein. Es wäre aber ebenso schwer, die Ursprungsstelle des Stoffes der grobklastischen Gesteine überhaupt nicht enthaltenden Rudabányaer bzw. Bükker Schiefer- und Sandsteinkomplexe ohne die Annahme einer ausserordentlich starken Zusammenstauung der ehemaligen Sedimentationsräume in den naheliegenden Szendrő—Upponyer Zügen zu suchen. Somit ist dessen Ursprung mit Meerestrőmen in Verbindung zu bringen, die von – infolge der ladinischen Krustenunruhe südlich oder östlich des heutigen Bükk-Gebirges enstandenen – Erhebungen hergekommen sind.

Gegenüber den früheren Bezeichnungen „karpatisch" oder „nordalpin" muss die triassische Schichtenfolge des Bükk-Gebirges – samt ihren sich ins Jungpaläozoikum einbettenden Wurzeln – als eine Geosynklinalablagerung von ausgesprochen südalpin—dinarischem Charakter bezeichnet werden. Diese Feststellung wird durch das Anknüpfen der Anfangsschichten der Untertrias an das marine Oberperm, durch die starke marin-vulkanische Tätigkeit, durch die Ähnlichkeit der ladinischen Schiefer- und Hornsteinkalkkomplexe zu den gleichaltrigen Pseudogailtaler Fazies, weiters durch das Übergewicht der in unseren mittel- und obertriassischen Faunen auftretenden südalpinen Elemente unterstützt. Es wäre aber unbegründet, diese Schichtenreihe als ein von den gleichaltrigen Gömör—Rudabányaer Schichtenfolgen ganz unabhängig entstandenes Gebilde aufzufassen. *Wir sind der Meinung, dass auch die letzteren in anderen Teilen desselben Sedimentationsbeckens* (also nicht in isolierten Becken) *zur Ablagerung gekommen sind.* Die Südgömörer Trias setzt sich – obwohl mit kleineren Faziesänderungen, jedoch mit gleichem Gepräge – auch im Gebiet der „Nordgömörer Synklinale" fort (Beilage Nr. IV.). Über deren Beziehungen zur Vernar-Zone (die früher als südlichstes Subtatrikum, heutzutage aber als eine selbständige Einheit vorgelegt wurde), hat sich unlängst M. Mahel' (1958) geäussert. Durch diese Zone kann also der Übergang zwischen der rein südalpinen bzw. der karpatischen Entwicklung angenommen werden. Der Sedimentationsraum wurde aber während der alpidischen Gebirgsbildung stark gefaltet, zerstückelt und zusammengestaut, so dass die ursprünglichen Fazieszusammenhänge zerstört wurden. Dies bedeutet eine analoge, doch einfachere Lage, als im Gailtale, wo der Übergang der nordalpinen Fazies in die ausgeprägt südalpine Entwicklung des durch eine scharfe tektonische Linie getrennten südlichen Talabhangs erst neuerdings an gewissen Punkten des nördlichen Talhanges nachgewiesen wurde (N. Anderle 1950).

Mangels genügender Anzahl von Verbindungsdaten sind die Beziehungen der Bükker Trias zu den ziemlich abweichenden Triasfazies Transdanubiens derzeit noch schwer zu beurteilen. Die permische Entwicklungsgeschichte des Transdanubischen Mittelgebirges ähnelt nach unseren heutigen Kenntnissen allerdings der der Gömöriden. Spuren eines marinen Jungpaläozoikums sind so vom Balatonhochland, wie aus der südlicheren, also dem Bükk-Gebirge analog gelegenen Zone von Szabadbattyán—Karád bekannt. Darauf ist seinem Wesen nach auch die Annahme von F. Horusitzky (1961a, 1961b) begründet, der die Fortsetzung des Bükker Mesozoikums der Richtung der letztgenannten Zone sucht, während er das Mesozoikum des Transdanubischen Mittelgebirges – trotz der bedeutenden Faziesunterschiede – mit dem der Südgömörer und Rudabányaer Gebiete in Verbindung bringen möchte.

Rhätische, jurassische, unter- und mittelkretazische Ablagerungen kennt man bisher aus dem Bükk- noch aus dem Rudabányaer Gebirge. Daraus ergibt sich aber nicht unbedingt, dass diese Gebirge während einer

solchen (auch erdgeschichtlich langen) Zeitdauer Festländer gebildet haben sollten. Für den bedeutenden Sedimentmangel kann in grossem Masse auch die nachträgliche Abtragung verantwortlich sein, die – wie das Beispiel der aus Transdanubien bekannten „infraoligozänen Denudation" zeigt – imstande ist, mehrere hundert m mächtige Schichtenreihen oft während einer überraschend kurzen Zeit völlig zu entfernen. Falls in dem Bükk-Gebirge mit Juraablagerungen gerechnet wird, deren Stärke der Mächtigkeit des Gerecseer oder Bakonyer Jura (50—250 m) gleichkommt, ist es klar, dass sich die Denudation deren und der eventuell abgelagerten rhätischen Schichten vom Valendis an einschliesslich bis zum Cenoman auch noch im Falle leicht vollziehen konnte, wenn sich die Sedimentation auch in die Unterkreide hinüberreicht hätte. Sei es hier daran erinnert, dass die Juraablagerungen auch im Gömör nur an solchen Stellen verblieben sind, wo sie durch ihre eingeklemmte Lage vor der Abtragung gerettet wurden. Infolge der geringen Ausdehnung liess aber die Entdeckung der vom Verkehr entlegenen Fundstellen lange Jahrzehnten hindurch auf sich warten: so gelang es bloss neuestens den im vorigen Jahrhundert gefundenen Lias- und Doggervorkommen von Dernő und Kovácsvágás bzw. dem Titon—Neokom von Budikovany auch die Juraausbisse von Drienovec anzuführen.

Das Verschwinden der abgelagerten Sedimente infolge einer langwierigen Abtragung kann als natürlich genommen werden, denn das Anhäufungsgebiet des gebildeten Detritus mag nicht mit dem Erhebungsgebiet zusammenfallen: man kann aber auf die „in situ" Bewahrung eines gewissen Teiles des Trümmermaterials nur im Falle einer, der Aushebung rasch folgenden Transgression rechnen.

Das *santonische* Gosaukonglomerat lagerte sich in einer Vertiefung ab, die nach bedeutenden tektonischen Bewegungen in der Berührungszone des Upponyer bzw. Bükk-Gebirges entstand. Nach dem Kiesmaterial desselben zu urteilen, bildeten damals schon so das Upponyer Gebirge, wie die in seinem NW-Vorland wieder auftauchenden Ausläufer des Rudabányaer Gebirges bzw. die Bükker Masse bedeutende Erhebungen. Die Mächtigkeit und Verbreitung der Gosau-Bildungen war ursprünglich offenbar das Mehrfache der heutigen; was für Mengen aber von ihnen abgetragen bzw. wie grosse Anteile durch spätere Bewegungen der unmittelbaren Beobachtung entzogen wurden: das sind Fragen, die man heutzutage noch nicht beantworten kann.

Die Absonderung der einzelnen Abschnitte der vorgosauischen Gebirgsbildung ist weder im Bükk-Gebirge, noch im Gömör—Rudabányaer Gebiet möglich. Durch Fossilfunde bewiesene Gosaubildungen kennt man nämlich bis zum heutigen Tag nur aus den Nordgömöriden. Demzufolge ist das Empordringen der aus den drei Gebirgen bekannten basischen Eruptivkörper (Diabas, Gabbro, Ultrabasit, Serpentin, Glaukophanit) nur im allgemeinen als „vorgosauisch" zu bezeichnen.

3. Tertiär und Quartär

Eozän

Vom Senon an bis zum Obereozän ist über die Geschichte des Bükk-Gebirges wieder sehr wenig bekannt. Von dem in Ungarn anderswo verbreiteten kretazischen Bauxit ist hier keine Spur zu finden. Die Sedimentationsbrekzie, das Grundkonglomerat (Abb. 97) und der kohlengestreifte bunte Ton unter dem obereozänen Kalk des südlichen Gebirgsrandes zeugen für kontinentale Denudation und lokale Sedimentanhäufung.

Diese kontinentalen Ablagerungen sind zwischen Eger und Kisgyőr an mehreren Stellen auf der Oberfläche sichtbar. In diesen wurde zuerst bei Bükkzsérc ein toniger Kohlenflöz von einigen dm Mächtigkeit entdeckt. Der die tonig-schieferige Kohlenschicht führende bunte Ton ruht nach den hier in 1927 abgeteuften Bohrungen unmittelbar auf dem triassischen Grundgebirge. Die grösste Mächtigkeit des Terrestrikum wurde in der Bohrung *Sikkút* Nr. *1* festgestellt: unter dem in einer Mächtigkeit von 100 m durchbohrten, *Nummuliten*, *Discocyclinen* und *Lithothamnien* führenden Kalkkomplex ging die Bohrung in dem (zwischen 288,7 und 292,2 m mit Kohlenschnüren und Kohlenschiefern wechselnden) aus Hornstein-, Ton- und Kieselschiefertrümmer bestehenden Schichtkomplex noch weitere 257 m voran (E. Vadász 1960. p. 210). Dagegen wurde in den Bohrungen von Bükkszék dieses Terrestrikum nicht vorgefunden (L. Majzon 1940. pp. 275—384; 1948. pp. 290–376). Die Bohrungen *Recsk* Nr. *1.* und *2.* durchquerten diese Schichten in einer Mächtigkeit von 2,7 bzw. 9,1 m, während aus dem Profil der Bohrung *Recsk* Nr. *3.* sie wieder fehlten (L. Majzon 1939—1940. pp. 285—318). Die Bohrung *Egerszalók* (Es) Nr. *1* wurde von 269,2 m unter einem 67,8 m mächtigen bunten Ton noch 3,7 m in einem aus Quarz-, Dolomit- und Kalkkies bestehenden Konglomerat mit kalkigem Bindemittel fortgesetzt. In der Bohrung *Demjén* (De) Nr. *1* muss das Terrestrikum, wenn es auch vorhanden war, sehr dünn gewesen sein, da sie das Obereozän in einer Bohrmächtigkeit von 73 m durchquerend das triassische Grundgebirge nur nach weiteren 3 Metern erreichte. Im Gebiete von *Mezőkeresztes* war das Terrestrikum (unter Eozänkalk und -Mergel) nur in der Bohrung Nr. *80* in der Form von faunenfreiem grauem und rotem Ton sicher nachweisbar. – Am nördlichen Gebirgsrand ist das eozäne Terrestrikum nur bei *Diósgyőr* (unter Nummuliten- und Lithothamnienkalk) in Form von auch Kohle führenden Tonschichten enthaltenden Quarzsand und Kiesel mit Bestimmtheit vorhanden (Z. Schréter 1929. p. 111). Schréter zeigte zwar auch weiter westlich hierher eingeordnete Bildungen, diese erwiesen sich jedoch grösstenteils als Grundkies der helvetischen Stufe.

Bei der terrestrischen Bildung von naturgemäss wechselnder Mächtigkeit und Fazies kann nur die obere Grenze genauer bestimmt werden.

Über dieser Bildung (und in ihrer Ermangelung unmittelbar auf dem triassischen Grundgebirge) liegt nämlich im allgemeinen marines *Obereozän;* nur der mit der Bohrung *Demjén* (De) Nr. *1, 2* und *3* festgestellte *Milioliden*-führende, sandige Mergel kann nach L. Majzon (1956. p. 48) am Ende des mittleren Eozäns eingestuft werden. Das Bükk-Gebirge und seine Umgebung bildeten daher bis zum Ende des Lutet ein Festland. Der Beginn der in den Vertiefungen sich ereigneten lakustrisch-palustrischen Sedimentanhäufung kann zwar nicht genau fixiert werden, er darf jedoch – als Folge der die spätlutetische Transgression vorbereitenden Senkung – mit grösster Wahrscheinlichkeit in das Mitteleozän gestellt werden.

Die unterste Schicht des transgredierenden Obereozäns besteht aus braunem fossilführendem *Konglomerat* oder grobem Sandstein, deren Mächtigkeit einige m beträgt, und die nach Z. Schréter in der Umgebung von Eger auch an der Oberfläche vorhanden sind (Z. Schréter 1939. pp. 511—532). Ausserdem werden von den Bohrungen auf Kohle bei Bükkzsérc und auf Kohlenwasserstoffe bei *Recsk* (Nr. *1* und *2*) Bildungen von ähnlicher Lage und Fazies erwähnt. In der Bohrung *Recsk* Nr. *3* und am nordöstlichen Gebirgsrand ist das Konglomerat durch einen den Basisschichten des Lithothamnienkalkes beigemengten Grundgebirgstrümmer ersetzt.

Die Vorkommen des an der Oberfläche gelblichweissen, in den Bohrungsproben zumeist grauen und gelblichgrauen, *Nummuliten, Lithothamnien* und *Discocyclinen* führenden, mehr oder weniger mergeligen *Obereozänkalkes* begleiten am südlichen Gebirgsrand in der Regel die Ausbisse des terrestrischen Eozäns. Das Erscheinen des Kalkes ist jedoch, wie es nicht nur aus den Bohrungen *Bükkszék* Nr. *1, 52* und *24, Recsk*, Nr. *3, Mezőkeresztes* (Me) Nr. *32, 38, 59, 60, 82* und *84*, sondern auch aus den Vorkommen westlich von Diósgyőr hervorgeht, von dem des Terrestrikums unabhängig. Nach dem Zeugnis des von uns im „Csókás" am Kisfennsík in einer Meereshöhe von ungefähr 500 m gefundenen *Lithothamnien-* und *Mollusken*-führenden Kalkfleckens war die obereozäne Transgression keineswegs auf den heutigen Gebirgsrand beschränkt, sondern ist auch ins Gebirgsinnere eingedrungen. Allerdings lässt sich die Frage, wie grosse Gebiete durch sie erobert wurden, heute noch nicht mit Bestimmtheit beantworten.

Im übrigen wurde vom Südrand des Borsoder Beckens bis jetzt nur im Bohrungsprotokoll der Bohrungen *Diósgyőr* Nr. *145* und *146* Obereozänkalk angezeigt. Wahrscheinlich ist er auch gegen das Beckeninnere zu vorhanden, obwohl bisher nur der in der Bohrung *Alacska* Nr. *76* zwischen 373,5 und 379,0 m vorgefundene graufleckige, gelblichweisse körnige Kalk als Obereozän bezeichnet werden kann.

Der biogene Lithothamnienkalk wird nach oben zu von einem pelitischen Sediment (in der Umgebung von Eger von glaukonitischem Mergel, bei Bükkzsérc von weisslichem, lockerem Tonmergel) ab-

gelöst, die früher als Schlussglied des Eozän angesehen wurden (Z. Schréter 1939. p. 512). Neuerdings weisen jedoch L. Majzon (1957. pp. 34—35 und 60) und E. Vadász (1960. pp. 322—324) die Sedimente des südlichen Gebirgsrandes vom „Budaer Mergel"-Typ sowie den aus höchstens 40 m mächtigem Tonmergel bestehenden „Foraminferenhorizont Nr. 6" in den im südlichen Vorland erfolgten Tiefbohrungen dem Obereozän zu. Sie wurden früher allgemein als Lattorf angesehen, und auch unsere Übersichtskarte (Beil. II) widerspiegelt noch diese ältere Auffassung.

Oligozän

Die das Bükk-Gebirge als eine Insel umfassenden und seine tief abgesunkenen Randteile in beträchtlicher Mächtigkeit bedeckenden Oligozän-Bildungen beginnen laut neuerer Auffassung mit dem Pflanzen-, Krebs- und Fischreste führenden kieseligen Schiefermergelton der Umgebung von Eger, bzw. (laut den Tiefbohrungen von Bükkszék, Egerszalók, Demjén, Ostoros, Szomolya, Tard, Bogács, Cserépváralja, Sály, Mezőkeresztes und Emőd) mit dem „foraminiferenfreien" („Tarder") Horizont Nr. 5. Unter diesen in sehr verschiedener Mächtigkeit (0, 17, 30 ja sogar 427 m) durchgebohrten dunkelgrauen Ton- und Tonmergelschichten des Lattorf wurden in den Bohrungen *Mezőkeresztes* Nr. *38*, *49*, *50*. und *64*. 1,5—3 m starke, Quarzkiese führende grobe Sandsteinschichten, in der Bohrung *Cserépváralja* Nr. *2* im unteren Teil dieses Horizontes eine Sedimentationsbrekzie, in dem hierher gehörenden, 4,4 m mächtigen Teil des Profils der Bohrung *Kács* Nr. *2* aber stark sandiger Ton und quarzschottriger Sandstein wahrgenommen. Dieses in ungelüftetem Wasser entstandene Lagunensediment trennt sich nicht scharf vom foraminiferenreichen Liegenden ab; auch seine grobkörnigen Bänke enthalten keinen Kies zweifellos Bükker Ursprungs. Es zeigt daher eine solche, genetisch sich an die früholigozäne Denudation Transdanubiens anknüpfende Regression an, die sich hier kaum in voller Aushebung geäussert hat. Es trifft wohl zu, dass die Bohrmächtigkeiten der im Liegenden des „Tarder Horizontes" befindlichen Obereozän-Bildungen ziemlich abwechselnd sind. Daraus müsste aber nur im Falle auf eine mit der vorlattorfischen Aushebung verbundene, ungleiche Denudation gefolgert werden, wenn die Mächtigkeit der Lattorf-Schichten überall annähernd gleich wäre. Nachdem aber die Mächtigkeit der letzteren (auch in nebeneinander angesiedelten Bohrungen) sich zwischen weiteren Grenzen bewegt als jene der Obereozän-Schichten, so ist der Grossteil dieser Mächtigkeitsschwankungen eher als Folge nachträglicher tektonischer Bewegungen anzusehen.

In der Reihe der höheren Oligozän-Glieder am Fusse des Süd-Bükk (= *Bükkalja*) unterscheidet Z. Schréter graue Tone und Tonmergel des Rupel, sowie sandigen Tonkomplex des Katt (Beilage II). Später wurde deren Folge von L. Majzon auf Grund seiner Erfahrungen von

Bükkszék mit der Hilfe von Foraminiferen weiter gegliedert. Von den durch ihn unterschiedenen fünf Rupelhorizonten gelang es ihm die beiden untersten Horizonte Nr. 3 und 4 im ganzen Bükkalja (also auch in Mezőkövesd, Mezőkeresztes und Emőd) mit der Ausnahme der Umgebung von Sajóhídvég nachzuweisen, wo oberhalb des triassischen Grundgebirges unmittelbar Miozän folgt.

Majzon wies den Horizont Nr. 2 aus den Bohrungen *Egerszalók* (Es) Nr. *1* und *2*, *Demjén* (De) Nr. *19*, *Demjén-Kelet* (DK) Nr. *1*, *2*, *4*, *5*, *7*, *8*, *10*, *11*, und *15*, *Demjén-Szomolya* Nr. *1*, *2*, *3* und *5*, *Szomolya* (Szom) Nr. *1* und *3*, *Noszvaj* (Ns) Nr. *2*, *Bogács* (Bs) Nr. *1* und *2*, *Kács* (Kcs) Nr. *1*, *Sály* (Sá) Nr. *1* und *2*, *Tard* (To) Nr. *1* und *Mezőkeresztes* (Me) Nr. *3* nach.

Die Anwesenheit des Horizontes Nr. 1 stellte er in folgenden Bohrungen fest: *Demjén-Kelet* (DK) Nr. *1*, *2*, *4*, *5*, *7*, *8*, *10*, *Eger* Nr. *1*, *2*, *Demjén-Szomolya* Nr. *1*, *2*, *3*, *5*, *Szomolya* (Szom) Nr. *1*, *3*, *4*, *Noszvaj* (Na) Nr. *1*, *2*, *Bogács* (Bs) Nr. *1*, *2*, *Sály* (Sá) Nr. *1*, *2*, und *Tard* (To) Nr. *1*.

Den Oberrupel-Horizont fand er in den Bohrungen *Eger* Nr. *1* und *2*, *Demjén-Kelet* (DK) Nr. *1*, *2*, *3*, *6*, *Demjén-Szomolya* Nr. *1*, *2*, *5*, *Szomolya* (Szm) Nr. *1*, *Szomolya* (Szom) Nr. *1*, *3*, *4*, *Noszvaj* (Ns) Nr. *1* und *2*, *Bogács* (Bo) Nr. *1*, *2*, *6*, *Tard* (To) Nr. *1* und *Tard* (Ta) Nr. *1*.

Aufs Katt verweisende, verhältnismässig dünne Schichtenkomplexe fand er in den Bohrungen *Eger* Nr. *1*, *Demjén* (Ds) Nr. *1*, *Demjén-Kelet* (DK) Nr. *6*, *Demjén-Szomolya* Nr. *1*, *2* und *5*, *Szomolya* (Szom) Nr. *2*, *Noszvaj* (Ns) Nr. *1* und *Bogács* (Bs) Nr. *6*.

Die Anwesenheit des jüngeren Oligozän ist daher keineswegs als im ganzen Bükkalja allgemein anzusehen; der Katt-Komplex ist überall, wo er vorhanden ist, äusserst dünn. Es ist besonders auffallend, dass aus der oligozänen Schichtenfolge unterhalb des mit kontinentalen Sedimenten beginnenden miozänen Komplexes der Gebiete von Mezőkövesd, Mezőkeresztes und Emőd nicht nur das Katt und das Oberrupel, sondern auch die Rupelhorizonte Nr. 1 und 2 fehlen. [Die einzige Ausnahme bildet die Bohrung *Mezőkeresztes* (Me) Nr. *3*., wo auch der Horizont Nr. 2. nachgewiesen wurde.] In den im nördlichen Teil von Bükkalja angelegten Bohrungen können die Rupelhorizonte Nr. 1 und 2 vom W bis Sály, der Oberrupel- und Katthorizont aber nur bis Bogács verfolgt werden. Noch östlicher, bei Sajóhídvég, fehlt der volle paläogene Komplex ebenso wie in der Umgebung der Bohrung *Miskolc* Nr. *1* in der östlichen Randzone des Gebirges (Selyemrét) und Nr. *2* (Universitätsstadt).

Dieser Umstand ist umsomehr auffallend, da eine Reihe nördlich von Miskolc angelegter neurer Braunkohlenbohrungen ins Ober- und Mitteloligozän geraten ist. So wurde in den Bohrungen *Miskolc* Nr. *3* (zwischen 510,5 und 578,8 m), *Diósgyőr* Nr. *72*, *180*, *Sajóbábony* Nr. *1*, *Radostyán* Nr. *1* und *4* ein sandiger Katt-Ton erhalten. Rupelton wurde in den Bohrungen *Miskolc* Nr. *3* (zwischen 578,8 und 621,4 m), *Diósgyőr* Nr. *182*, (Rupelhorizont Nr. 1. zwischen 183 und 194 m), *Diósgyőr* Nr. *72*, *Sajóbábony* Nr. *1*, *Radostyán* Nr. *1* und *4* erschlossen.

Weiter westlich, aus der Nähe von Varbó, sind Ausbisse des Rupeltons schon seit der Jahrhundertwende bekannt. Von hier bis Bánhorváti verfügen wir nur über sehr wenige Angaben betreffs der Ausbildung des

Oligozäns. So liegen nach L. KOVÁCS—K. VEREBÉLYI—I. BOLDIZSÁR in der Bohrung *Sajókazinc* Nr. *169* im Liegenden des unteren Rhyolittuffs kattische Ablagerungen und die Bohrung *Bánfalva* Nr. *29* stiess (nach L. MAJZON) in einer Tiefe von 159 m auf Oberrupelschichten.

Die vollkommenste und mächtigste Folge des Oligozän ist aus dem Gebiete des im westlichen Gebirgsvorland ziehenden grossen Gravitationsminimums bekannt. Während die Bohrungen zwischen Bükkszék und Recsk im wesentlichen die auch in den westlichen Teilen von Bükkalja vorhandenen Schichtglieder durchquerten, folgt über dem in nördlicher Richtung immer mächtiger werdenden (und bei Ózd und Hangony bereits 700 bis 800 m betragenden) Unterkatt-Schlier gegen das Beckeninnere zu der „glaukonitische" Sandsteinkomplex von gleichfalls beträchtlicher Mächtigkeit.

Es fehlt aber vollkommen das Oligozän (und mit ihm auch das Eozän) in jenem, von Miozänsedimenten bedeckten Streifen, der die oberflächliche Grenze des Paläo—Mesozoikums östlich von der den Westrand des Darnóhegy und des Upponyer Gebirges verbindenden Linie begleitet. Laut den im nördlichen Teil des Borsoder Beckens angelegten Bohrungen setz sich die Grenze dieses paläogenfreien Darnóer Streifens über das Sajótal zwischen Sajókaza und Dubicsány quer durch Jákfalva nach dem Ostrand des Rudabányaer Gebirges fort. Am schmalsten dürfte wohl dieser Streifen zwischen dem Upponyer Gebirge und der kleinen triassischen Scholle von Sajóvelezd sein, wo an dessen Ostseite in der Bohrung *Bánfalva* Nr. *29.* bereits Oligozän zum Vorschein kam. Nach SO wird er dagegen immer breiter und umfasst das ganze Verbreitungsgebiet des Szendrőer Paläozoikums. Für die ganze Zone ist jedoch kennzeichnend, dass in ihrer westlichen Nachbarschaft die Mächtigkeit des Oligozänkomplexes überall sprungartig ansteigt *(Recsk, Szajla, Bükkszék, Fedémes;* Bohrungen *Uppony* Nr. *8.* und *9, Jákfalva* Nr. *28, Rudabányaer Wasserbohrung).*

All dies scheint in erster Annäherung darauf zu verweisen, dass das Bükk-Gebirge bzw. die erwähnten „paläogenfreien Streifen" sich inselartig aus dem Oligozänmeere hervorhoben. Daran anschliessend wäre das Fehlen der höheren Oligozänhorizonte in den angeführten Teilen des Bükkalja bzw. ihr als allmählich erscheinendes Ausbleiben mit der verhältnismässig frühen Verlandung oder Emporhebung dieses Beckenteiles zu erklären. In diesem Falle handelte es sich daher um ein Inselmeer, in welchem die Art und Weise des Zusammenhanges zwischen dem Sajóbecken und den westlichen und südlichen Beckenteilen nicht klar genug erscheint. Der Annahme solcher, miteinander nur in loser Verbindung stehenden Beckenteile widerspricht allerdings die petrographische und paläontologische Homogenität des Sedimentmaterials, sowie die Möglichkeit der verhältnismässig leichten Parallelisierung. Weder der mit Mangankarbonat-, Andesittuffit- und Sandsteinzwischenlagerungen gefärbte Ton- und Tonmergelkom-

plex des Rupel, noch die nach oben zu an sandigem Material immer reicheren Katt-Sedimente enthalten Trümmer vom Szendrőer oder Bükker Typ. Ja die Untersuchungen von K. Szepesházy scheinen sogar darauf zu deuten, dass die Korngrösse der Rupelschichten im Bükkalja gerade dem Gebirge zu abnimmt, was dafür spricht, dass ihre Materialien aus der entgegengesetzten Richtung stammen.

Wir erblicken daher nichts unmögliches in der zuerst von K. Telegdi-Roth aufgeworfenen Idee, wonach das Oligozänmeer beträchtliche Teile des Bükk-Gebirges und der erwähnten „paläogenfreien Zonen" bedeckt haben dürfte, obwohl die Ausdehnung und das Ausmass der in diesen sich ereigneten marinen Sedimentation infolge der im Vor- und Frühmiozän stattgefundenen Denudation der abgelagerten Schichten heute nicht mehr genau festgestellt werden kann. Mit dieser Denudation dürfte selbstverständlich auch die stellenweise beobachtete Verstümmelung des oberen Teils der oligozänen Schichtenfolge des Bükkalja zusammenhängen.

Miozän

Die mit der immer sandigeren Fazies der Katt-Sedimente bezeichnete Transgression im Bükk-Gebirge und in der Umgebung hat daher schliesslich eine vollständige Vertrocknung herbeigeführt. Im Gegensatz zur bisherigen Ähnlichkeit der oligozänen Sedimentation zeigt die Entwicklungsgeschichte der westlichen, südlichen und nördlichen Seite des Gebirges vom Miozän an ein ziemlich verschiedenes Bild.

Der Oligozänkomplex des westlichen Vorlandes und die hangenden Burdigalschichten sind durch eine Erosionsdiskordanz voneinander getrennt. Am Darnóhegy und in der anschliessenden paläogenfreien Zone ruhen die letzteren sogar unmittelbar auf dem triassischen Grundgebirge, und enthalten neben fremden Gesteinsgeröllen selbstverständlich auch viel Schotter Bükkischen Ursprungs. Die seichtmarine Burdigal-Transgression ging aber alsbald in eine Regression über, deren erstes Ergebnis die Ausbildung des stellenweise noch marine Fossilien führenden „unteren bunten Tons" war. Diesem folgte die Anhäufung des „unteren Rhyolittuffs", wobei sich auch die noch vorhanden gewesenen kleineren Becken verlandeten. Auf dem derart entstandenen festländischen Terrain setzte die Denudation ein, wofür die Umhäufung des Rhyolittuffmaterials, sowie die Bildung von terrestrischem Schotter, Konglomerat und „oberem buntem Ton" Zeugnis ablegt.

Im südlichen Vorland vereinigt unsere Karte den Ton- und Sandkomplex des „Aquitan" von Eger mit dem Oberoligozän. So bedeutet hier nur der kein Bükker Gesteinsmaterial enthaltende, mit losen, kalkigen Sandsteinzwischenlagerungen abwechselnde Quarzschotter und Konglomerat von Noszvaj *marines Untermiozän*. Diese Schichten hielt Z. Schréter früher für das Äquivalent des Hárshegyer Sandsteins, während er sie später dem für Bükkalja kennzeichnenden unter-

miozänen Terrestrikum angliederte. Nachdem seine spätere Ansicht noch nicht allgemein bekannt wurde, gab seine frühere Auffassung auch bei anderen Autoren Anlass zu falschen Folgerungen. Laut modifizierter Ansicht von Z. SCHRÉTER wird die Lage des Schotterkomplexes über dem Oligozän von Bükkalja richtig festgestellt. Nachdem aber in dessen Sandsteinzwischenlagerungen in der östlichen Nachbarschaft des Erholungsheims bei Síkfőkút von uns (nach der Bestimmung von I. MEZNERICS—CSEPREGHY) Fragmente von *Ostrea* sp. und *Chlamys* ex gr. *scabrella* (LAM.) gefunden wurden, kann über die Zugehörigkeit zum marinen Miozän kein Zweifel bestehen. Bedauerlicherweise wurden diese in den Bohrungen von Bükkalja noch nirgends vorgefunden, so dass die Beziehung der isolierten Vorkommen bei Noszvaj zur miozänen Tuffbildung der Umgebung nicht festgestellt werden konnte. Gerade die isolierte Lage lässt trotzdem noch am ehesten auf untermiozänes Alter schliessen.

Abgesehen hievon ging im *Untermiozän* in anderen Teilen von Bükkalja eine *terrestrische* Sedimentanhäufung vor sich, als deren Folge Steingerölle führender roter Ton und Sandstein von beträchtlicher Mächtigkeit mit umgelagerten oligozänen Foraminiferen sich anhäufte. Am Ende des Burdigal begann ein Rhyolitvulkanismus, dessen Zentrum sich etwas weiter vom Gebirge befunden haben dürfte. Zwischen den unteren Tuffschichten haben sich die dünneren Schichten des roten Terrestrikums stellenweise noch wiederholt.

Das nördliche Vorland des Gebirges wurde von der *Burdigal-Transgression* – zumindest nach unseren heutigen Kenntnissen – nur zum Teil berührt. Die unzweifelhaften Spuren dieser Transgression wurden bisher erst in einer gewissen Entfernung vom Gebirge (Gegend von Dubicsány, Jákfalva, Felsőnyárád und Ormospuszta, sowie am Südrande des Szendrőer Gebirges) vorgefunden. Die Streuung des unteren Rhyolittuffs machte sich zwar auch hier geltend, unter den Bedingungen der terrestrischen Denudation sind aber an manchen Stellen nur Fetzen dieses Tuffkomplexes verblieben, während er die einstigen Vertiefungen in einer Mächtigkeit bis zu 100 m ausfüllte. Auch an der NW- und SO-Seite des Upponyer Gebirges ist der helvetischen Transgression Denudation, dann terrestrischer, roter Ton z.T. mit Pflanzenresten, sowie die Bildung von grobem lokalem Schotter vorangegangen.

Die Bildung von Burdigaltuff an der Südseite des Gebirges, mit Rhyolittuffschichten, die sich mit Rhyolit- und Dazitlavaströmen vermischten, dauerte ohne Unterbrechung im *Helvet* und *Torton*, ja sogar im *Sarmat* an. Die Anhäufung erfolgte nach einigen Forschern unter terrestrischen Bedingungen; dieser Annahme widersprechen jedoch die Bogácser marinen Faunen von Z. SCHRÉTER. Der ins Sarmat fallende Teil des Komplexes enthält eine charakteristische Brackfauna.

Die *helvetische Transgression* wurde im Becken von Borsod—Egercsehi durch die Entstehung von Braunkohlenflözen, am Nordteil des Gebir-

ges aber von Abrasionsbildungen mit *Bohrmuschelspuren* und *Ostreen* eingeleitet, die bis zu einer Meereshöhe von 500 m verfolgt werden können (Abb. 98). Die Sedimentation erfuhr erst am Ende des Torton eine Unterbrechung. Von der Südseite des Gebirges gelangte das Material der Rhyolittuffstreuungen zeitweise bis hierher, was ausser den Rhyolittuffzwischenlagerungen von gegen S wachsender Anzahl und Mächtigkeit der Borsoder braunkohlenführenden Schichtenreihe (Abb. 99) auch durch die allgemeine Verbreitung des mittleren Rhyolittuffhorizontes erwiesen erscheint.

Am Kisfennsík ist der helvetische Basisschotter an vielen Stellen noch vorhanden; dies zeugt dafür, dass die Denudation des höheren Teiles der Schichtenfolge erst nachträglich stattfand.

Bei der Kartierung gelang es uns einige neue und bedeutungsvolle Angaben zu beschaffen, die zwar noch nicht von allen Widersprüchen frei bewertet werden können, immerhin die miozäne Entwicklungsgeschichte des mittleren Gebirgsteiles in eine neue Beleuchtung stellen. Schon von den Karten von Z. Schréter liess sich ablesen, dass die mässig nach S neigenden Rhyolittufftafeln von Bükkalja durch nachmiozäne Brüche vom Grundgebirge getrennt wurden; die Denudationsfetzen der angehäuften Tuffe sind aber am Rande des letzteren ausser der Öffnungsumgebung des Hór-Tales auch in der südlichen Nachbarschaft von Nagyökrös vorzufinden. Neben diesen auf den Süd-Bükk begrenzten Vorkommen fanden wir aber auch in den Karstspalten des Bükk-Plateaus foraminiferenführenden, biotitischen Rhyolittuff (Einschnitt der Strasse bei Csipkéskút: K. Balogh 1957; Abb. 100), losen, glimmerigen Sand, sporadisch Kalkkiese mit Bohrmuschelspuren (bei den Kilometersteinen 11,8, 12,6 und 13,9 der Strasse Szilvásvárad—Miskolc und in der am Boden der Doline am Nordende von Mélysárbérc angelegten Schurfschacht: Á. Jámbor 1961a). Nach Jámbor zeigt die Korngrössenverteilungskurve der sandigen Tone ein schwächeres, und ein-zwei stärkere Maxima. Die beiden stärkeren Maxima sind durch Rhyolittuffminerale (dihexagonaler Quarz, Ilmenit, Biotit, sporadisch Turmalin, Zirkon, Amphibol, Granat) verursacht, die nur durch die Luft hierher gelangen konnten. Die Tonmineralien sind durch Montmorillonit, Kaolinit, Illit vertreten. Fast jede Probe enthielt organische Reste. Die vereinte Fossilgemeinschaft ist wie folgt:

Foraminiferen-Steinkerne
Nonion sp. (beschaltes Exemplar)
Quinqueloculina sp. (beschaltes Exemplar)
?*Globigerina*-Fragment
?*Orbulina*-Fragment
Seeigel-Dornfragmente
Gastropoden-Steinkerne (embryonal)
Muschelschalentrümmer
Fischzähne

Bedauerlicherweise wird durch all dies nur der marine Charakter der Fazies bestimmt, ihr genaues Alter jedoch nicht. Die fraglichen Sedimenttrümmer können daher nur bedingt in das Mittelmiozän eingereiht werden. Man kann ihnen aber kaum ein älteres oder jüngeres Alter zuschreiben.* *Ihre Anwesenheit spricht jedenfalls dafür, dass die Annahme, wonach der mittlere Gebirgsteil im Tertiär eine Insel gebildet habe, auch betreffs des mittleren Miozäns einer Überprüfung bedarf.*

Das Bild des Bükk-Gebirges begann also nur zu Beginn des Sarmats dem heutigen ähnlich zu werden und sich von der Umgebung abzusondern. Die aus dem Borsoder Becken bekannten, grösstenteils umgelagerten Andesitagglomerate und Tuffe (Abb. 101—102) und die sich daran knüpfenden terrestrischen Kalkschotter und Konglomerate *Gömörer Typs* fehlen vom Gebiet der Zentralmasse ebenso, wie der fossilführende Rhyolittuff der Südseite des Gebirges. Das Gebirge musste daher schon über das Niveau des einstigen in den Borsoder-Becken einmündenden Sajó-Deltas oder Schuttkegels erhoben sein. Die aus den vorangegangenen Überflutungen stammende Bedecktheit durch lose Sedimente erscheint aber gerade dadurch erwiesen, dass trotz der gehobenen Lage in den sarmatischen Sedimenten der nördlichen, westlichen oder südlichen Umgebung des Gebirges nirgends die Spuren eines aus dem Bükk herrührenden Schotters zu finden sind, da vor allem die jüngsten Ablagerungen abgetragen werden mussten.

Pliozän und Quartär

Das Bükk-Gebirge bildete wahrscheinlich auch noch im Pliozän eine verhältnismässig flache Erhebung, die aber genügte, um das Vordringen der Sedimente des im S und NO transgredierenden pannonischen Binnensees (Abb. 103) bis zur Zentralmasse zu verhindern. Seit dem Ende des Pannon ist eine etwa 300 bis 400 m betragende Emporhebung in einer Masse anzunehmen. Als Folge dieser Entwicklung ist in erster Reihe die endgültige Abtragung der den zentralen Gebirgsteil bedeckenden und in den vorangegangenen terrestrischen Perioden schon wiederholte Umhäufungen erfahrenen, zu rotbraunem Ton verwandelten Rhyolittuffreste zu vermerken. In Zusammenhang damit erscheinen – wie dies insbesondere im südlichen Vorland gut beobachtet werden kann – in den Quartärsedimenten neben den Rhyolittuff-Derivaten bereits die Gerölle der älteren (eozänen und triassischen) Bildungen (Abb. 104—106). In den Höhen des Gebirges verwandelte sich das aus den miozänen Rhyolittuff-Trümmern herrausgeblasene und auf der Leeseite der Dolinen und Höhlen angehäufte Staub zu einem durch lössartige Korngrössenverteilungskurve gekennzeichneten gelben Ton. Die emporge-

* Tuffitablagerungen von ähnlicher Lage sind auch bei der Verzweigung der Landstrassen von Bükkszentkereszt und Kékmező zu sehen.

hobenen Teile des Gebirges haben sich morphologisch verjüngt und infolge der Fluss-Erosion zerschnitten. Dem periglazialen Charakter entsprechend häufte sich stellenweise mächtiger Gehängeschutt auf, während die sich aus Karstquellen nährenden Bäche ihr Bett mit Kalktuff ausfüllten.

TEKTONIK

Allgemeine Kennzeichnung

Der aus unterkarbonischen Bildungen bestehenden, nach NW streichenden Upponyer Gebirgsscholle gegenüber ist das aus jüngeren Bildungen aufgebaute eigentliche Bükk-Gebirge durch in der Mehrzahl gegen S bzw. SO umgekippte Falten und Schuppen gekennzeichnet. Die Ursache der sich im Baumaterial und im tektonischen Stil zeigenden, tiefgreifenden Unterschiede liegt offenbar darin, dass die Struktur des Upponyer Gebirgsteiles sich bereits während der intrakarbonischen Bewegungen ausbildete, während jene des Bükk-Gebirges im engeren Sinne nur mit den kretazischen Bewegungsphasen einsetzte. Die alpidischen Bewegungen haben somit die Upponyer, und die in deren Fortsetzung fallenden Szendrőer Schollen von ähnlicher Struktur sozusagen schon fertig vorgefunden. So dürfte die durch die gebirgsbildenden Kräfte emporgehobene, mehr konsolidierte Masse der letzteren als eine von N her drängende Staubacke am Zusammenpressen des sehr mächtigen, mobilen Sedimentkomplexes des Bükk mitgewirkt haben. Als südliche Anprallmasse der tektonischen Bewegungen kann dagegen die kristalline Scholle des N-Alföld angesehen werden. Die Art und Weise der Auffaltung des eingefassten Bükker Sedimentkomplexes wurde im wesentlichen durch die Wechselwirkung dieser beiden alten Massen bestimmt.

Obwohl das Ausmass der entstandenen Dislokationen die Dimensionen der karpatischen Decken nicht erreicht, ist die Tektonik des Bükk trotzdem viel komplizierter als bei irgendeinem ungarischen Mittelgebirge. Neben einfachen Falten sind oft umgekippte Formen zu sehen (Abb. 107). Die Bildungen sind nicht nur zusammengefaltet, sondern bei wesentlichen schichtenparallelen Dislokationen auch vollkommen ausgewalzt. Die submarinen vulkanischen Bildungen erfuhren eine dynamomentamorphe Umwandlung, während die mächtigen Tonschieferfolgen eine Querschieferung gewannen. Die Stauung wirkte sich in dem einzelnen Bewegungsabschnitten verschiedentlich aus, was oft selbst innerhalb desselben Zuges Schuppung mit entgegengesetzter Vergenz zur Folge hatte.

Als tektonische Hauptachse des Gebirges ist jene mild gebogene Antiklinale von rund 26 km Streichlänge anzusehen, die von der nördlichen Nachbarschaft des Bélapátfalvaer Piszkóhegy bis zur Umgebung von Szalajka bei Látókő und dann den Garadnatal entlang über Hámor bis zum Diósgyőrer Várhegy verfolgt werden kann. Der Kern, der im westlichen, emporgehobenen Teil noch durch den breiten namurisch-moskauischen Schieferstreifen gebildet wird, erscheint nach O stark verengt, während die Achse allmählich absinkt, so dass sie gegen Hámor zu erst durch die Streifen des oberpermischen, dann des untertriassischen und – von Gulicska an – des oberanisischen Kalkes angedeutet wird. Der zwischen Hámor und Diósgyőr sich erstreckende Teil der Antiklinale bildet eine stehende Falte (Beilage II; Abb. 67 und 108), während sie von der Ostseite des Szinva-Tales nach S umgekippt ist (Abb. 109—110). Die Umkippung ist allerdings nicht überall vom selben Ausmass. Bis zur Umgebung von Ómassa neigen alle Bildungen des sonst gut entwickelten Südflügels nach N; von da ab haben aber die unmittelbaren Hangendbildungen des Antiklinalkerns (im Gegensatz zu den höheren, nach N einfallenden Gliedern) eine südliche Neigung (Abb. 111). Ausnahmsweise ist jedoch – besonders in der Umgebung von Nagycsipkés – auch der tiefere Teil des Plateaukalkes von südlichem Einfallen. Die Spannungen zwichen den auch bei derselben Streichrichtung entgegengesetzt einfallenden Komplexen lösten sich in Überschiebungen aus, die an nordgerichteten Bewegungsflächen erfolgten. Vor allem ist die Südseite des als stehende Falte zu bezeichnenden östlichen Endes der Antiklinale gegen die ladinische Eruptivmasse durch eine beträchtliche Überschiebungszone abgegrenzt (Abb. 108). Kleinere Überschiebungen können ferner zwischen der karbonisch—permischen bzw. triassischen Folge des Südflügels des Antiklinalkerns in der Gegend des Farkasnyak (Beilage V.), oder bei der Berührung des von Kelemenszéke nach NO ziehenden, stark gefalteten ladinischen Schieferstreifens mit dem Plateaukalk (Abb. 112) und in deren Nähe (Abb. 113 und 114) angenommen werden. Dislokationen, die eine beträchtliche Abnahme oder das vollkommene Fehlen von Schichtengliedern zur Folge haben, können übrigens auch in den umgekippten Teilen des südlichen Antiklinalflügels wahrgenommen werden. Diese lassen sich oft über eine beträchtliche Strecke den Bildungsgrenzen entlang verfolgen, dann wenden sie sich nach NNO oder SSW und schneiden das Schichtenstreichen unter einem Winkel durch. Die hierher gehörenden, bedeutendsten tektonischen Linien können von der Westseite des Savósvölgy bis zum nördlichen Teil des Szárdoka, vom Tekenős-Tal bis zur Ostkante des Jávorhegy bzw. vom Ostrand der Bálvány-Gruppe bis zur Südseite des Leányhegy verfolgt werden. Obwohl die NNO—SSW streichenden Teile dieser Linien die regelmässigen Züge der Bildungen meist sehr scharf, in Form von Verwerfungen unterbrechen, schneiden sie nicht alle aufeinander folgende Züge durch. Deshalb sind sie weder als einfache Verwerfungen, noch als Blattverschiebungen, sondern vielmehr als solche Querüberschiebungen

anzusehen, deren Ausbildung durch die in den späteren Entwicklungsabschnitten der Antiklinale entstandenen Scherspannungen herbeigeführt wurde. – Eine sehr bedeutende Überschiebungslinie zieht sich auch im Südflügel der in Rede stehenden Antiklinale von der Umgebung des Éleskővár bis zur Gegend des Nyírbérc, was durch die Verdünnung und stellenweise totale Auswalzung des obermoskauischen und uralischen, hauptsächlich aber des unterpermischen Schieferkomplexes angezeigt wird, ohne dass die Richtung der diese Erscheinungen verursachenden Bewegungen auf Grund der uns zur Verfügung stehenden Angaben genau festgestellt werden könnte.

Hievon abgesehen richten sich sämtliche bisher erwähnte Überschiebungen des südlichen Antiklinalflügels entschieden gegen S und SO. Die einzige, immerhin bedeutende Ausnahme bildet die von der Umgebung von Csertő bei Bélapátfalva bis zum Grat des Szilvásvárader Rónabükk ziehende, ausgesprochen NW bewegte Schuppenzone (Abb. 112—115).

Gegenüber der immerhin über lange Züge und in mehr oder weniger regelmässigem Nacheinander verfolgbaren Anordnung der Gebilde des südlichen Antiklinalflügels zeigt die Ausbildung des Nordflügels im Osten nur von Diósgyőr bis Hámor eine vollständige Regelmässigkeit. Von Hámor bis zur Gegend des Kaszáskút begegnen wir aber bereits solchen grosszügigeren Überschiebungen, die das teilweise oder gänzliche Ausbleiben von mehr als einem Schichtenglied zur Folge hatten (Abb. 109—110 und 116—118). Westlicher, vom Kaszáskút bis zum Köpűstető (in einer Streichlänge von 5 km) ist dagegen die Schichtenfolge des Nordflügels noch lückenhafter, so dass die ladinische Kalksynklinale des Kisfennsík der mächtigsten Überschiebungszone des Gebirgsinneren entlang unmittelbar mit dem den Antiklinalkern darstellenden namurisch—moskauischen Schieferkomplex in Berührung kommt. An der Westseite des Kisfennsík lässt sich gut entnehmen, dass die triassischen Bildungen, die aus der sich an den Antiklinalflügel vom N her anschliessenden, im Verhältnis zum Antiklinalkern ursprünglich tiefer gelegenen Synklinale aufgeschoben worden sind, die Antiklinalachse, die vom Raume Látókő—Cakókő in dem gegen W sich immer mehr verbreiterndem Karbonschiefer verläuft, sozusagen zerrissen und mindestens um 1 km nach S verrückt haben.

Diese Verbreiterung des Antiklinalkernes steht mit der starken Fältelung des namurisch—moskauischen Schieferkomplexes in Zusammenhang. Ähnliche kleinere tektonische Komplikationen zeigen sich auch in dem von da ab gut erkenntlichen nördlichen Antiklinalflügel (Abb. 119—120). Im wesentlichen handelt es sich aber darum, dass sich an die bisher beschriebene Hauptantiklinale (mit Einschaltung der durch die unter- und oberpermischen bzw. untertriassischen Bildungen von Kemesnye—Szilasfő—Dédesi Vár, sodann durch die obermoskauischen Kalklinsen von Zobó-, Eskerenna- und Terebeshegy gekennzeichneten Synklinalen eine andere Antiklinale von namurisch—moskauischem Kern an-

schliesst, deren Achse von der südlichen Umgebung von Nagyvisnyó (wo sie aber von Mittelmiozän bedeckt wird) in NO-Richtung, gegen Dédes streicht. Die Flügel dieser Antiklinale werden durch die Obermoskau—Oberpermkomplexe der Umgebung von Mályinka (Barócvölgy, Felső- und Alsószőlőköve, Körtvélyszer) bzw. von Nagyvisnyó—Dédes gebildet. Dieses allgemeine Bild wird im entsprechenden Teil der Beilage V. veranschaulicht. Die Einzeltektonik ist natürlich – wie auch aus den Profilen der Eisenbahneinschnitte von Nagyvisnyó (Abb. 121 und 122) zu ersehen – sehr kompliziert. (Besonders auffallend ist in diesen die Häufigkeit der gegen WNW also der Upponyer Scholle zu neigenden Falten und Überschiebungen.)

Die nördliche Fortsetzung des Streifens Nagyvisnyó—Dédes wird von mittel- und obermiozänen Bildungen bedeckt, so dass über dessen Aufbau nur die Schichten der oberpermisch—untertriassischen Ausbisse zwischen Szodonkakút—Határtető—Bikkfolyás—Nekézseny Aufschluss erteilen können. Auf Grund dessen ist es wahrscheinlich, dass oberhalb der neben dem Eisenbahneinschnitt Nr. 5 bei Nagyvisnyó sowie ungefähr in der Mitte des vom Somos herabführenden N—S Grabens auf die Oberfläche tretenden untertriassischen Bildungen (jedoch noch immer als Anhang des Nordflügels der grossen Oberkarbon-Antiklinale) eine weitere Oberperm—Untertrias-Schuppe folgt (Abb. 122).

Aus den Profilen über dem Bikkfolyás-Graben, über dem Jőcsös-Tal und Szőlőmál bei Nekézseny geht klar hervor, dass die extremsten Flügelbildungen der Nordbükker Antiklinale mit einer von S nach N gerichteten Bewegung über das auf den Südrand des Upponyer Gebirges gelagerte Senon-Konglomerat geraten sind. Die Richtung dieser nachgosauischen Bewegung ist gerade entgegengesetzt zur vorherrschenden Bewegungsrichtung der südlicheren Gebirgsteile (Abb. 123—126).

Ausser den auf das Gosau überschobenen Schuppen sind uns aber vom Südrand des Upponyer Gebirges auch solche in den unterkarbonischen Schieferkomplex eingeknetete mitteltriassische Schuppen bekannt, über welchen senonisches Konglomerat und Sandstein transgressiv ruht. Diese aus mitteltriassischem, diabasführendem Kalk bestehenden Randschuppen sind daher ebenso mit einer von S nach N gerichteten Bewegung noch vor der Ablagerung des Gosaukomplexes über den Viséer Schieferkomplex gelangt. Die Zerstückelung der Diabasschuppen und ihre Einknetung in die viséischen Schiefer ist dagegen die Folge einer entgegengesetzt gerichteten nachgosauischen Aufschuppung, woran auch das Gosau teilnimmt. Ein Teil dieser nachgosauischen Bewegungen weist gegen SSO, also im wesentlichen nach der herrschenden Bewegungsrichtung des Bükk; ein anderer Teil stimmt dagegen mit der oben erwähnten, von Z. Schréter als „*Nekézsenyer Überschiebung*" bezeichneten nachgosauischen Bewegung überein.

Das auf den Garadnataler Abschnitt der Nordbükker Antiklinale überschobene Kisfennsík (mit dem bis zum Nagyszállás-Tal anschliessenden Gebieten) ist im wesentlichen eine abwechslungsreich gegliederte

Fortsetzung der Synklinale von Kemesnye—Szilasfő. Eine Gliederung von geringerem Ausmass kann schon im östlich vom Csondróvölgy befindlichen Teil der Synklinale von Kemesnye beobachtet werden (mitteltriassische Synklinale des Csondrótető, Teilmulden und Teilantiklinalen der nördlichen Nachbarschaft des Bartuskő). Viel komplizierter ist aber die Tektonik der Ostseite des Nagyszállás-Tales. Hier zeigt der unteranisische Dolomitzug Kiskaticsány—Szalasznya—Koponyahegy eine solche Antiklinale an, deren gegen OSO umgekippter und geschuppter Ostflügel schliesslich in eine durch den vom Villámbérc hierher ziehenden unterladinischen Schieferstreifen bezeichnete Synklinale übergeht. Der Gegenflügel derselben wird durch die gegen S und SO bewegte Schichtenfolge von Nagykaticsány—Buzgókő angezeigt, worin, obwohl stark ausgewalzt, beinahe alle Schichten vom Oberperm bis zum Unterladin vertreten sind (Abb. 127). Der südlich vom Buzgókő befindliche oberpermische Kalkflecken wird vom Harica-Tal ausgehend über den NW-Fuss des Örvénykő durch eine scharfe tektonische Linie von den wesentlich grosszügigeren, verhältnismässig milden Falten des Kisfennsík getrennt. Über die Anordnung der letzteren geben ausser der Beilage II, die Abb. 110, 116 und 117 Aufschluss. Für die obere Zeitgrenze der Ausbildung der tektonischen Formen haben die auf den ladinischen Kalk mit scharfer Diskordanz flach lagernden obereozänen Kalkschichten von Csókás und Kecskelyuk eine grosse Bedeutung. Ihre Lagerungsweise zeugt dafür, dass die im Bükker Paläo—Mesozoikum beobachteten Faltungen und nach S gerichteten Schuppenbildungen bis zum Obereozän beendet gewesen sein dürften.

An die Nordbükker Antiklinale schliesst sich im Süden die gegen S umgekippte Synklinale des Bükkplateaus an, die sich gegen W stark verengend in den Felsen des Bélkő endet. Nach Osten, zwischen Hollóstető und Vesszősvölgy, wo der weisse Plateaukalk durch grauen Hornsteinkalk und durch ladinisch-karnische Eruptiva ersetzt zu werden beginnt, zeigt sich die Synklinale ohne Umkippung und in einer, der verschiedenen Bewegtheit der erwähnten Bildungen entsprechend gegliederten Form (Abb. 109). Es fällt besonders auf, dass neben einfachen Faltungen südlich und nördlich gerichtete Überschiebungen gemischt zu sehen sind. Dieser südliche Teil des Profils von Szinvavölgy—Hollóstető steht in scharfem Gegensatz zum einheitlich nach S umgekippten nördlichen Teil. *Wenn wir diesen Teil des Profils mit dem Ostende der Nordbükker Antiklinale vergleichen, gewinnen wir den Eindruck, als bewahrten diese Gebiete die ursprünglichsten, einfachen Faltungsformen des Gebirges, die nicht imstande waren durch die späteren, die Umkippung der Bildungen herbeiführenden Kraftwirkungen vollkommen umgestaltet zu werden.* Im Profil des nur 6 km entfernten Mexiko-Tales zeigt sich diese Erscheinung kaum mehr und nur innerhalb des Eruptivkomplexes.

Der südöstliche Teil des Gebirges ist, ähnlich wie im Nordbükk, durch nach S umgekippte Antiklinalen und Schichtenmulden gekenn-

zeichnet. Der Kern der Antiklinalen wird – ähnlich wie im Kisfennsík – hauptsächlich durch Glieder des unterladinischen Schieferkomplexes gebildet, während die Synklinalen von den oberladinisch-karnischen Kalkkomplexen ausgefüllt sind. Der Nordflügel der Antiklinalen ist im allgemeinen unversehrter, die Südflügel sind aber von Überschiebungslinien durchschnitten (Abb. 110—111 und 117). Dementsprechend hat in den nördlichen Antiklinalflügeln die Schiefer—Kalkgrenze einen viel gleichmässigeren Verlauf als in den südlichen; in jenen kann eine vollständigere Folge der Bildungen beobachtet werden. Dagegen ist die Schichtenfolge der südlichen Faltenflügel weniger vollständig; die Berührungslinie zwischen Kalk und Schiefer ist zickzackförmig. Diese Zickzacklinie konnte schon bei der nach S gerichteten Schuppenbildung an der Grenze der beweglicheren Tonschiefer und der spröderen Kalkmassen zustandegekommen sein. Man muss jedoch auch mit nahezu N—S, NNW—SSO oder NNO—SSW gerichteten, jüngeren Verwerfungen rechnen. Die an der Westseite des Ballavölgy und entlang des Gyertyán-Tales wahrnehmbaren Tonschiefer und Kieselschieferausbisse sind wahrscheinlich die Folgen der ejektiven, den hangenden Kalkkomplex durchbrechenden Bewegung der Schiefergruppe. Dasselbe kann aber auch über die Schiefervorkommen von Hollóstető und Vereskővölgy gesagt werden.

Im südöstlichen Bükk lassen sich insgesamt *vier Haupt-Antiklinalzüge* unterscheiden u. zw.:

1. Der Zug Répáshuta—Hollóstető—Bodzáskút, dessen Achse lebhafte Fluktuationen aufweist, da sie in der westlichen Nachbarschaft des Hollóstető untertaucht, bei Hollóstető über einen kurzen Abschnitt wieder zum Vorschein kommt, um dann, nach einer neuerlichen Absenkung bogenartig geneigt, in der Gegend von Bodzáskút emporzutauchen. Die Flügel der Antiklinale bestehen aus zwei verschiedenen aber gleichaltrigen Kalkfazies, dem Répáshutaer und dem grauen Hornsteinkalk, die nach dem Ausbleiben des trennenden Schieferstreifens in unmittelbare Berührung kommen. Die Hornsteinkalkfazies wird aber gegen NW ebenfalls durch Répáshutaer Kalk verdrängt, so dass die Fortsetzung der Antiklinale über das Kalkgebiet nur in den von Bükkszentkereszt gegen SO ziehenden schmalen Ausläufern in Hornsteinkalkfazies zum Ausdruck kommt. Die den Zug von S her durchschneidende Überschiebung ist auch an der Schiefer—Kalk-Berührungslinie nicht bedeutend, während sie zwischen Hollóstető und Csókásvölgy infolge des allmählichen Überganges vom Hornsteinkalk in die Répáshutaer Fazies kaum nachzuweisen ist.

2. Der von der Schiefermasse des SW-Bükk in der Nähe des Kolozstető abzweigende, dann nach dem Durchbruch des Hornsteinkalkzuges von Hosszúsom an dessen Nordseite weiterziehende und hievon bis zur Schiefergrube von Kisgyőr verfolgbare Zug von *Kispazsag—Ballavölgy—Kisgyőr.*

3. Der *von Oszla über Apasoma bis zum NO-Fusse des Rakottyáshegy* verlaufende Zug.

4. Der durch die kleineren Schiefer- und Kieselschieferausbisse von *Vereskővölgy* und durch die grösseren von *Apakő* angezeigte südlichste Zug.

Die meistens schmalen Antiklinalzüge werden von *vier*, viel breiteren *Synklinalzügen* umgeben. Diese sind:

1. Die vorwiegend aus Répáshutaer Kalk bestehende Synklinale von *Ballabérc—Nagybodzás—Előgalya.*

2. Die aus hornsteinführendem grauem Kalk und Dolomit bestehende und in der Streichung Nagydall—Hidegpataka auch ladinische Eruptiva führende Synklinale von *Nagyökrös—Kőrishegy—Csákány* und *Almásbérc*.

3. Die aus grauem Hornsteinkalk und weissem Kalk vom Subalyuk-Typ bestehende Synklinale von *Perpács—Hosszúgalya—Szárhegy*.

4. Die ähnlich aufgebaute *Farkaskőer* Halbsynklinale in der nördlichen Nachbarschaft von Kács.

Alle Anzeichen sprechen dafür, dass im SW-Bükk die tektonischen Elemente des südöstlichen Gebirgsteiles ihre Fortsetzung finden. Hier treten jedoch die durch den unter- und mittelladinischen Schieferkomplex gebildeten, mehrere Teilfalten aufweisenden Antiklinalen den zu schmalen Schuppenbänden verminderten Kalksynklinalen gegenüber in den Vordergrund. In der derart angehäuften Schiefermasse von grosser Ausdehnung kommt die bogenartige Krümmung der Züge noch mehr zum Ausdruck, als in den benachbarten Gebieten. Die sich gegen SSW wendende beträchtliche Streichungsveränderung ist jedenfalls durch die Stauwirkung der unterirdischen Fortsetzung des die Bükker Züge unter Winkel schneidenden älteren Upponyer Gebirgsstreifens bedingt. Dementsprechend ist der Grossteil der Bewegungen der grossen südwestlichen Schiefermasse nach SO ja sogar nach OSO gerichtet. Der ladinische Kalk- und Dolomitzug von Várhegy bei Felsőtárkány weist dagegen, als Ausnahme, auf einen gegen WNW gerichteten Antiklinalflügel (Abb. 128) hin.

Die heutigen Randlinien des Upponyer- und Bükk-Gebirges werden den gefalteten-schuppigen tektonischen Formen des Inneren dieser Grundgebirgsteile gegenüber durch *Längs-* und *Querverwerfungssysteme* von abwechselnder Richtung bestimmt, die in ihrer Mehrheit vorsarmatisch und vorpannonisch oder noch jünger sind (Beilage V). Einige sind auf Grund der Verschiebungen der Bildungsgrenzen auch gegen das Innere des Grundgebirges zu verfolgen. Sie fehlen daher wahrscheinlich auch auf den breiten Plateaus des Bükk-Gebirges nicht, können aber in deren eintönigen, schwer zu gliedernden Bildungen nur mit geomorphologischen Methoden festgestellt werden.

Neben den jungen Verwerfungen von vorwiegend disjunktivem Charakter hat in der Ausbildung des westlichen Gebirgsrandes auch jene (von K. Telegdi-Roth in 1951, anhand der Analyse der Bükkszéker Verhältnisse erkannte und ausführlich beschriebene) sog. *Darnóer Linie* eine grosse Bedeutung, die die vormiozäne (genauer präburdigale) Überschiebung der ganzen Masse des paläo—mesozoischen Grundgebirges auf den 1000 bis 1500 m mächtigen Sedimentkomplex des benachbarten oligozänen Beckenteiles anzeigt. Die mit miozänen Sedimenten bedeckte und mit nachmiozänen Verwerfungen komplizierte nordöstliche Fortsetzung dieser grosszügigen Überschiebung berührt den NW-Rand des Upponyer Gebirges sowie die Grundgebirgsschollen von Sajóvelezd und Sajógalgóc, um sich dann gegen die westliche Nachbarschaft von Jákfalva und das Rudabányaer Gebirge zu richten. Sie wurde bis jetzt

nur bei Uppony genauer untersucht (G. PANTÓ 1954a). Die Zerbröckeltheit der Kiese des terrestrischen Untermiozänschotters der zwischen den sich auf Mitteloligozän lagernden Triasschollen Rudabányaer Typs und den zuoberst folgenden unterkarbonischen Kalkmassen eingekeilt ist, weiters der Transgressionscharakter des die Bewegungszone bedekkenden, kohlenführenden Helvetkomplexes weist darauf hin, dass das Alter der hiesigen Bewegungen vorhelvetisch ist. Da die Richtung der Darnóer Bewegung im wesentlichen mit jener der bereits erwähnten *Überschiebung von Nekézseny* übereinstimmt, kann in Ermangelung anderer Stützpunkte auch die *letztere* als vormittelmiozän bezeichnet werden. (Da aber ihre Streichung etwas abweicht, ist es selbstverständlich nicht ausgeschlossen, dass es sich um eine voreozäne Bewegung handelt. In diesem Falle sollten aber zwischen Senon und Obereozän zwei Bewegungsphasen von entgegengesetzter Vergenz eingeschaltet werden.)

Schlussfolgerungen

Auf Grund der vorangegangenen Ausführungen kann die tektonische Entwicklung des Bükk-Gebirges folgendermassen rekonstruiert werden:

1. Der zwischen dem zu Beginn der Kreide in einem zusammenhängenden Bogen emporgehobenen und denudierten Uppony—Szendrőer Zug und dem kristallinen Massiv des nördlichen Alföld verbliebene Bükker Sedimentkomplex von grosser Mächtigkeit und veränderlicher Bewegtheit hat sich unmittelbar vor dem Senon in einfache stehende Falten gegliedert, während der nördliche Teil auf den Rand des Upponyer Gebirges geschoben wurde. Von den die Faltung verursachenden, konsolidierten Massen erschien das Upponyer Gebirge in dieser Phase eher als eine sich unterschiebende Masse.

2. Der infolge des Einbruchs der angestauten Sedimentmassen entstandene senonische Becken wurde von den Denudations- und Abrasionstrümmern der die Küsten bildenden Upponyer und Bükker Gebirgsteile ausgefüllt.

3. Nach der Ablagerung des Gosausedimentes (aber jedenfalls mit dem Eozän abschliessend) haben sich die stehenden Falten des Bükk-Gebirges in nach S umgekippten und umgeschuppten Falten entwickelt. Diese Bewegung dürfte mit der Entstehung der tiefen oberkretazischen Mulde im nördlichen Teil der kristallinen Masse des nördlichen Alföld in Zusammenhang stehen. In dieser Phase haben sich also die Rollen der faltungsverursachenden Massen vertauscht. Gegenüber dem Überschiebungscharakter der Upponyer Masse hat das Massiv des nördlichen Alföld die Rolle einer untergeschobenen Masse gespielt, die die Bewegung der hinaufdrängenden Schuppen gewissermassen gegen sich selbst lenkte. Der bogenartige Ablauf der Bildungsstreifen ist jedenfalls eine Folge der Anpassung an die Staubacke von Uppony—Szendrő.

4. Die sich derart im grossen und ganzen konsolidierte Bükker Masse hat sich im Laufe des Paläogens und Neogens eher nur mehr als Ganzes gehoben oder gesenkt. Der teilweisen Meeresbedeckung im Eozän und im Oligozän folgte zu Beginn des Miozäns eine Überschiebung dieser Masse, die sich gegen den die SW-Fortsetzung des Upponyer Gebirges verschüttenden tiefen oligozänen Graben richtete. Die überschobene Masse hat sich naturgemäss emporgehoben, wodurch ihre angenommene paläogene Hülle abgetragen wurde.

5. Im Mittelmiozän sind sowohl der Upponyer wie auch der Bükker Gebirgsteil unter das Meer gesunken. Die heutige Form des Gebirges begann sich erst danach, in Zusammenhang mit einer Erhebung längs von Randverwerfungen auszubilden. Die disjunktive Bewegung kam jedoch im Inneren des Gebirges nur wenig zur Geltung, weshalb dessen ursprüngliche Struktur relativ unversehrt blieb. Dies bedeutet einen augenfälligen Unterschied gegenüber der auf Schollen zerstückelnden, zerfallenden Tektonik des Transdanubischen Mittelgebirges.

6. Der tektonische Charakter des Gebirges wird auch heute noch durch die als nachgosauisch zu bezeichnende südliche Bewegungstendenz bestimmt. Infolge seines der Nordvergenz der karpatischen Decken entgegengesetzten Charakters ist daher das Bükk-Gebirge – über die Sedimentationsbeweise hinaus – auch tektonisch als ein Gebirge „dinarischen Typs" anzusprechen.

Infolge der Anwesenheit gleich gerichteter Überschiebungen ist auch der restliche Teil des nordungarischen Mezozoikums (Gömörer Karst, Rudabányaer Gebirge) ähnlich zu beurteilen.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОР БЮКК

В Северной Венргии можно виделить четыре различных по строению участка палео-мезозойского фундамента:

1. *Гемерский-Карст*, отнесенный к южной известняковой зоне Гемерид;
2. *горы Рудабанья*, пересекающие под острым углом гемерские триасово-юрские гряды и состоящие по нашим нынешним сведениям исключительно из триасовых отложений, продолжение которых во глубине можно прослеживать через бассейн долины р. Шайо вплоть до с. Уппонь;
3. выдержанная, эпиметаморфическая девоно-нижнекарбоновая гряда *гор Сендрё и Уппонь*, протягивающаяся через восточную часть бассейна долины р. Шайо;
4. слагаемые главным образом юнопалеозойскими и триасовыми образованиями, собственно *горы Бюкк*, которые соединяются со слагающими варисское основание горами Уппонь посредством верхнемеловой („гозауской") полосой в районе с. Некежень.

Согласно данным бурений для разведки углеводородов, заложенных на участках от с. Эгерсалок до с. Шайохидвег и от с. Черепваралья до с. Мезёкерестеш, основная масса гор Бюкк, погрузившаяся до глубь к югу от современной окраины горного массива, продолжается и под палео- и неогеновыми образованиями подножья гор Бюкк. Детали контакта между бюккскими палео-мезозойскими образованиями и кристаллическим массивом северной области Большой Венгерской Низменности, с одной стороны, и окаймляющей его с севера верхнемеловой „флишевой" полосой, с другой, в настоящее время еще неизвестны. Несмотря на это все же нет сомнений в том, что изучение соотношения перечисленных участков данного горного массива создаст лучше всего возможность для того, чтобы выдвинуть обоснованное положение по поводу примыкания внутренней части венгерской земли к Карпатам.

Однако из-за неуверенности основных вопросов геологического строения, палеогеографическое и крупнотектоническое положение гор Бюкк долгое время не получили правильного уяснения. От Задунайского Среднегорья (толща которого уже с самого начала была признана толщей, выраженной в южно- или восточно-альпийской фации) они — горы Бюкк — были, вслед за концепцией В. УЛИГа, резко отделены и отнесены, как правило, ко внутренней, центральной зоне Западных Карпат. Хотя это представление и отразило прилагающее ко внутренним карпатским грядам географическое положение гор Бюкк, но оно не могло прояснить детали примыкания их к последним.

Начиная с 1918 года в возрастающей мере умножались стратиграфические и тектонические данные, противоречащие „карпатской" квалификации гор Бюкк. Из них соответствующие выводы сделал, впервые, П. РОЗЛОЖНИК (1935, 1939). Он склонен был сводить дотретичные образования гор Бюкк к тектонической и фациальной единице, разобщенной от Вепора и от Гемерид, представляющей скорее продолжение Южных Альп. Однако, со своими пионерскими взглядами он долгое время все же остался один. Его взгляды подтверждения получили только после более основательного познания бюккских, соответственно гемерских и рудабаньенских толщ.

Обзор стратиграфии

Падающая на ЮВ толща гор Уппонь, рассматриваемых как варисское основание гор Бюкк, начинается уппоньскими *полукристаллическими известняками*, которые постепенно переходят в толщу, слагаемую вначале *известняками* и песчанисто-глинистыми сланцами, а затем *глинистыми сланцами* и *песчаниками*. Данная толща, заключенная даже по степени ее метаморфизации и по фациальной выраженности ее завершающего члена — в рамки единственного большого этапа осадкообразования, *занимает* как бы *промежуточное* положение между *палеозоем гор Сендрё* и *верхнекарбоновыми отложениями гор Бюкк*. Толща в Сендрё, на основании представителей *Heliolites* и *Alveolites* относится нами к девону. Таким образом, уппоньскую толщу (даже при отсутствии окаменелостей) можем приписывать к *нижнему карбону*, в то время как два более глубоко залегающих члена ее следует отнести к *турнейскому ярусу*, а верхний ее член, выраженный в кульмской фации — к *визейскому*.

Дотретичная толща собственно гор Бюкк включает морские серии верхнего карбона, взятого в западноевропейском смысле, а также перми и триаса. Юрских и нижнемеловых отложений неизвестно; над триасом непосредственно трансгредирует гозауских конгломерат.

Базальные слои бюккской верхнекарбоновой свиты темносерых сланцев мощности 1000—2000 м не обнажаются. Несмотря на это, ряд признаков указывает на то, что этот верхний карбон отделяется от Уппоньского девона и нижнего карбона судетской дискорданцией. Сланцевая фация Бюккского верхнего карбона аналогична визейским сланцам: это объясняется тем, что при верхнекарбоновой трансгрессии осадки визейской регрессии повторялись в обратной последовательности. Верхний карбон гор Бюкк все же отличается от кульмской сланцевой свиты иной структурой песчаниковых прослоев, отсутствием линз кремнистых сланцев и марганцовой руды, характерных для визейских сланцев, а также включающимися в его верхнюю часть известняками, содержащими фузулиниды, кораллы, брахиоподы и моллюски. Мощная, более глубокая часть верхнекарбоновых отложений принадлежит к намюрскому — нижнемосковскому

ярусу: это доказывается верхнемосковскими видами *Fusulina*, *Fusulinella*, *Fusiella* и *Pseudostaffella*, появляющимися в первых известняковых пропластках более вышерасположенной менее мощной части. Самая верхняя часть сланцевой свиты, по свидетельству *Quasifusulina*, *Pseudofusulina* и *Triticites*, переходит и в уральский ярус. Однако, здесь переслаивающиеся с известняками серые сланцы местами замещаются сланцевыми и песчаниковыми слоями, сходными с нижнепермскими, что указывает на седиментационный переход между карбоном и пермью.

Пермские отложения гор Бюкк, четко разбиваются на две части. Нижняя часть представляет собой обломочную толщу „греденского" типа, которая считается нами регрессионным лагунным отложением без полного наступления континентального режима. Верхняя часть состоит из черных, бутуминозных известняков с пачками доломита. Возраст более глубокого члена на основании его положения можно установить как нижний (и средний) отдел перми (до вордского яруса). Ибо верхняя часть (черные известняки) не может быть древнее ворда: из окаменелостей *Verbeekina*, *Neoschwagerina*, *Polydiexodina* отсутствуют и, наряду со множеством мелких фораминифер, из фузулинид можно было выделить только род *Codonofusiella*. Параллелизация же с верхней пермью (Capitanian) Дарваза, Памира, СЗ-ного Кавказа, Китая, Динарид и Южных Альп (Зазар) подтверждается многими общими окаменелостями. Из них можно привести следующие: *Mizzia velebitana*, *Gymnocodium bellerophontis* представители *Permocalculus* и *Tschernyschewia*, *Leptodus nobilis*, *Edmondia permiana*, сечения *Bellerophon*, *Waagenophyllum indicum*, *Brachycycloceras cyclophorum*.

Когда мощность намюрско-пермской толщи может быть оценена в примерно 2 км, то общая мощность *бюккского триаса* может составлять около 3,5 км. Около 2/3 *оолитовых известняков*, представляющих самый нижний член трехчленного *нижнего триаса* принадлежит к сейсскому подъярусу и развивается из завершающих членов перми путем бесперерывного осадкообразования. Однако, вершина оолитовых известняков вместе со следующими над ней толщами фиолетовых и зеленых *песчаников* и *сланцев*, а также с толщами серых *известняков* и *сланцев*, имеет уже *кампильский* возраст. Наиболее часто встречаются здесь следующие ископаемые остатки: *Anodontophora fassaënsis*, *Claraia aurita*, *Naticella costata*, *Turbo rectecostatus*.

Наиболее *нижний горизонт анизийского* яруса предствален *серыми доломитами*, появление которых предвещается некоторыми пачками доломита в верхах кампильских слоев. В кровле доломитов местами наблюдаются также известковистые сланцы и доломитовые известняки с кораллами (*Triadophyllum*). Доломиты содержат *фораминиферы* и *Neritaria stanensis*.

Среднеанизийский горизонт слагается *подморской порфиритово-диабазовой толщей*, для которой характеры: в нижней части доломитовый агломерат, а в верхах — чередование известняков и вулканических туфов.

Для толщи *верхнеанизийских* белых *известняков*, наряду с хорошей стратификацией, характерна тонкая слоситость.

Нижне- и *среднеладинская обломочная толща*, следующая выше по разрезу седиментационным переходом, представлена в основном чередованием темносерых серицитовых сланцев и песчаников с пропластками роговиковых известняков и кремнистых сланцев, желваками марганцовой руды и вулканическими породами. Раньше местонахождения этого образования в области Южного Бюкка относили к карбону, на основании растительного остатка, приятого за *Neuropteris*. Однако ввиду того, что и эти образования присоединяются чередованием слоев к известняковым массам, находящимся в их кровли и включающим верхнеладинско-карнийские кораллы, принадлежность их к нижнему и среднему ладинскому ярусу стала неоспоримой, несмотря на то, что ладинская сланцевая толща очень бедна окаменелостями.

Внутри известняковых толщ, залегающих на ладинских сланцах, можно различать четыре одновозрастных, неоднократно зубовидно сочленяющихся между собой фации, а именно: *а)* серые роговиковые известняки (*Daonella pichleri, D.* cf. *indica, Protrachyceras* cf. *roderici*) *б)* беловатые „известняки типа плато" и *в)* краснороговиковые, кремнисто-сланцеватые „известяки типа Репашхута" (обе разновидности известняков — с кассианской-райбльской коралловой фауной) *г)* „известняки типа Берва" (с богатой фауной брюхоногих, пластинчатожаберных и плеченогих: *Dielasma julicum, Avicula bittneri, Zygopleura arctecostata, Neritopsis striatocostata, Loxonema (Polygyrina) elegans, Collonia* cf. *cincta, Halobia* cf. *styriaca* и т. п.).

К этим верхнеладинским-карнийским известняковым фациям, в качестве пятой, прибавляется частично подморская *толща основных и кислых лав, соответственно туфов*, которая связывается с окружающими известняковым толщами чередованием пластов.

Самый молодой член триаса гор Бюкк — это серые *норийские известняки* с *Monotis salinaria*. Рэтский ярус до сих пор не выявлен.

Единственным, уверенно устанавливаемым посленорийским мезозойским образованием в горах Бюкк является Некеженьский конгломерат *гозауской* фации, относящийся к *сантонскому подъярусу сенона (верхний мел)*.

Однако, что касается верхнемелового (сеноман-турон?) возраста *базитов в с. Сарвашкё*, (диабазы, габбро, верлиты), секущих толщу ладинских сланцев, то это является спорным.

Ход палеогеографического развития

На основании вышеизложенных, образование варисского основания гор Бюкк можно возвести к отложениям геосинклинального характера *девона* (Сендрё) или *нижнего карбона* (Уппонь). После тектонического

нарушения этих образований в судетской фазе, *верхний карбон* гор Бюкк ознаменуется новой трансгрессией.

Юный палеозой гор Бюкк несомненно принадлежит к *древнему Тетису*. Его намюрско-уральская свита больше всего походит на соответствующие толщи Велебитов, и, возможно, Боснии, пермская же толща на соответствующие толщи Западной Сербии. Судя по катрине фауны некоторые связи должны были существовать и в направлении к Карнийским Альпам и Южной Тироли, хотя и ход развития последних областей, из-за расположения их на краю геосинклинали, отличается от такового гор Бюкк.

Верхний карбон гор Бюкк выражен в ауэрнигской фации, однако, подобно положению в Динаридах, он представляет формацию, охватывающую больший интервал, чем уральский ярус. (Ибо оригинал ауэрнигской фауны, развитый в Карнийских Альпах, представляет собой лишь уральский ярус.) Ответвление геосинклинали, к которому принадлежит бюккский верхний карбон, по нашим теперешним сведениям простиралось от пункта встречи Южных Альп с Динаридами к югу от линии Балатона к горам Бюкк. Палеогеографическое значение этого морского ответвления определяется его положением между динарской геосинклиналью и русским эпиконтинентальным морем.

Карбон гор Бюкк, *в рамках Карпат*, можно связывать с Списсko-Гемерским карбоном. Однако, в горах Бюкк седиментация началась несколько раньше, чем в Гемеридах, северные части которых были достигнуты трансгрессией только в верхнемосковское время. В отличие от прибрежно-литорального характера гемерских фаций карбона, фации гор Бюкк являются более отдаленными от берегов.

Территория гор Бюкк в конце верхнего карбона превратилась в лагуноподобную. Однако, в верхней перми имела место медленная и очень мелководная трансгрессия с иммиграцией индоармянской микрофлоры, а также микро- и макрофауны, которая без перерыва переступала нижнюю границу триаса.

Хотя по новейшим представлениям седиментация *Гемерид* могла продолжаться в уральское и даже в нижнепермское время, *верхняя пермь* Гемерид представлена континентально-озерной фацией веррукано. *Гемерский триас* над последней залегает *новой трансгрессией*. Распределение Списсko-Гемерских и Бюккских фаций верхней перми и нижнего триаса ясно показывает, что трансгрессия наступала со стороны гор Бюкк. Однако в более высокой части нижнего триаса и в нижнеанизийском ярусе осадкообразование продолжалось в сходном направлении на обеих территориях (доломитовые фации). Но после этого развитие Бюккской области сложилось по несколько иному пути. Присоединяющиеся с севера средне- и верхнетриасовые образования гор Рудабанья, а также Южного и Северного Гемера отличают от одновозрастных образований гор Бюкк следующие моменты: *а)* отсутствие среднеанизийского вулканизма; *б)* ничтожность ладинского вулканизма; *в)* появление мощнослоистых веттерштейнских известняков и доломитов, вместо тонкослоистых известняков.

Характерная для гор Бюкк сланцевая фация имеется только — в горах Рудабанья, лежащих поближе к первым, в то время как в Гемерской области она отсутствует. Все же присутствие фаунистических элементов Галлштадского характера (*Monotis salinaria*) известно как из Бюкка, так и из Гемера.

Триас гор Бюкк — вместе со своими корнями, погруженными в юнопалеозойские отложения — представляет собой геосинклинальные отложения четкого южноальпийского-динарского характера. Как верхнекарбоновая, так и триасовая трансгрессия поступала на территорию Западных Карпат со стороны гор Бюкк. Триасовые толщи в области Гемер-Рудабанья и Бюкк отлагались не в изолированных бассейнах, а в разных частях одного и того же осадконакопительного бассейна (Бюкка). Переход из Бюккской то есть чисто южно-альпийской фации в карпатскую можно представить через северно-гемерский и примыкающий к нему вернарский триас.

* * *

Из отсутствия рэтско-нижнемеловых слоев не объязательно следует, что горы Бюкк в течение такого даже геологически долгого периода представляли собой сушу. Однако, в сенонское время как горы Уппонь, так и горы Рудабанья и Бюкк были поднятиями. Меловых бокситов все же не имеется. До среднего эоцена имело место континентальное осадконакопление. Но верхнеэоценовая трансгрессия проникла с севера и на территорию данного горного массива. Можно предположить, что олигоценовое море затопило значительную часть гор Бюкк и совпредельные с ними зоны, которые в настоящее время уже лишены палеогеновых отложений. В этом случае отсутствие олигоценовых отложений в массиве гор Бюкк было обусловлено денудацией, происшедшей в начале миоцена.

За *бурдигальской трансгрессией*, доказываемой в *западном предполе гор Бюкк, и частично также в северном*, последовала новая трансгрессия (нижние пестрые глины). В процессе выбросов нижних риолитовых туфов заполнялись даже сохранившиеся до тех пор небольшие впадины, и на образовавшемся таким образом континентальном рельефе развернулась денудация (верхние пестрые глины и гальки).

В южном предполе гравелистое образование окрестностей с. Носвай маркирует морской нижний миоцен. Не принимая это во внимание, можем отметить, что *в области подножья гор Бюкк* в нижнемиоценовое время происходило континентальное осадконакопление. В конце бурдигальского века начался риолитовый вулканизм. В области подножья гор Бюкк накопление риолитовых туфов продолжалось беспрерывно и в средне-миоценовое время, причем по свидетельству морских фаунул З. ШРЕТЕРа даже не всегда в континентальных условиях.

Базальные гальки, свидетельствующие *о гельветской трансгрессии*, сохранились в раде мест на Малом плато (Кишфеннщик). Следовательно, более высоколежащая часть толщи была размыта только позже. Останцы

осадков с форманиферами и туффитами были найдены и на Бюккском плато. На основании этого, следует проверять и в отношении среднего этапа миоцена, достовреность такой гипотезы, что центральная часть горного массива представляла собой остров.

Общий вид гор Бюкк начинал походить на нынешний лишь в начале сармата, когда горы Бюкк стали обосабливаться от своей окрестности. Переотложенные андезитовые аггломераты и известняковые гальки гемерского типа, известные в долине р. Шайо, отсутствуют на территории центральной массы, точно так, как и риолитовые туффиты с окаменелостями, развитые в области подножья гор Бюкк. Таким образом, горы Бюкк в это время уже были приподняты выше уровня бывшей дельты или конуса выносов р. Шайо. Покрытость их рыхлыми осадками доказывается именно тем, что в сарматских отлажениях окрестностей гор Бюкк нет никаких следов галек фуидамента, происходящих из области гор Бюкк.

Рассматриваемый горный массив мог образовать лишь сравнительно пологое поднятие даже в течение плиоцена. Следует предположить, что сплошное поднятие его имело место начиная с конца паннона. Ибо в четвертичных отложениях южного предполя, наряду с дериватами риолитовых туфов, появляются уже и обломки эоценовых и триасовых образований.

Тектоника

В противоположность Уппоньской глыбе северозападной ориентации, горы Бюкк характеризуются складками и чешуями, опрокинутыми на юг или на юговосток. Структура гряд Уппонь и Сендрё формировалась в сущности уже в процессе интракарбоновых движений. Формирование структуры Бюкка началась, наоборот, только в меловое время за счет сжатия, усилия которого были приложены, с одной стороны, массивом Уппонь-Сендрё, с другой же стороны, кристаллическими глыбами северной части Большой Венгреской Низменности к массе заключенных между ними гор Бюкк. В досенонское время между упомянутыми сжимающими элементами, которые могли бы быть названы „щеками тисков", мощная осадочная толща гор Бюкк с изменчивой подвижностью была собрана в *простые стоячие складки, причем ее северная часть надвинулась на борт гор Уппонь.* Сенонская впадина, формировавшаяся за счет обрушивания загромождавшейся таким образом осадочной массы, была заполнена обломочным материалом Уппоньских и Бюккских горных участков, слагавших ее берега.

После гозау, стоячие складки гор Бюкк превратились в складки, опрокинутые и чешуеобразно надвинувшиеся друг на друга в южном направлении; но во всяком случае данный процесс был завершен в верхнеэоценовое время. Это движение было связано, по-видимому, с формированием верхнемелового прогиба, возникшего в северной части кристаллической массы севера Большой Венгерской Низменности.

Более или менее консолидировавшаяся таким образом масса в течение палеогена и неогена опускалась или поднималась уже скорее *в целом*. Будучи во время эоцена и олигоцена частично погруженной, в начале миоцена данная масса стала надвигаться (по линии „Дарно") в сторону глубокого олигоценового грабена, в котором югозападные продолжения Уппоньских гряд оказались погребенными. Вследствие воздымания надвинувшейся массы, палеогеновый чехол последней был размыт. — В приблизительно одинаковом с движением по линии Дарно направлении, то есть в северозападном, произошло также „Некеженьское надвигание", вдоль которого палеозойские и триасовые образования Бюккского типа оказались надвинутыми на гозауские образования. Однако, уточнить время этого движения пока нам не представляется возможным. Возможно, что он имел место одновременно с движением по линии Дарно (то есть до гельвета), но не исключена также возможность того, что он произошел в послегозауское — доэоценовое время.

В середине миоцена оказались затопленными как Уппоньский участок, так и Бюккский. Современный рельеф гор Бюкк был обусловлен молодым поднятием, происходившим вдоль послемиоценовых краевых сбросов.

Структурный характер *рассматриваемого нами горного массива* определяется и по сей день послегозауской южной тенденцией движения, ввиду чего последний, наряду с седиментационными фактами, *оказывается соответствующим „динарскому типу" и тектонически.*

TARTALOM — INHALT

Bevezetés 245

A Bükkhegység helyzete, kapcsolatai, jelentősége 248

A bükki alaphegység földtani tanulmányozásának története 250

1. A „hőskor" 251
2. A bécsi átnézetes térképezés időszaka 252
3. A 25 000-es térképezés 255
4. Átmeneti anyagfeldolgozás 257
5. Az első reambuláció 262
6. A második reambuláció 267

Rétegtani áttekintés 276

I. Az idősebb keret képződményei 276

Alsó-karbon 276

Általános jellemzés 276
A képződmény kora 279

II. A Bükkhegység paleo—mezozóikuma 280

Felső-karbon 280

1. Namuri és baskir emelet. A moszkvai emelet mélyebb része .. 282
Általános jellemzés 282
A képződmény ősmaradványai és kora 285
2. A moszkvai emelet felső része 287
Általános jellemzés 287
A képződmény ősmaradványai 289
A Bükkhegység felső-moszkvai faunáinak rétegtani értékelése 299
3. Urali emelet 307
Általános jellemzés 307
A képződmény kora 307

Perm 311

1. Alsó- és középső-perm 312
Általános jellemzés 312
A képződmény kora 314
2. Felső-perm 315
Általános jellemzés 315
A képződmény ősmaradványai és kora 319
A rétegtagok valószínű sorrendje 322

A bükkhegységi újpaleozóikum kifejlődésbeli és faunisztikai kapcsolatai 338

a) Kárpátokon belüli területek 338
b) Déli-Alpok 342
c) Dinaridák 346

d) Kelet-Európa 347
e) Észak-Kaukázus és Djoulfa 349
f) Salt Range 349
g) Kína 351
h) Timor 352
i) Japán 353
j) Sosio, Dél-Tunisz, Asturia 353
k) Észak- és Dél-Amerika 354
Korreláció 355
Következtetések 359

Triász 360

Werfeni emelet 361
Általános jellemzés 361
A képződmény ősmaradványai és kora 365

Anizuszi emelet 369
1. Alsó-anizuszi szürke dolomit és mészkő 369
Általános jellemzés 369
A képződmény ősmaradványai, kora és elterjedése 375
2. Középső-anizuszi eruptív összlet 376
Általános jellemzés 376
A képződmény kora 379
3. Felső-anizuszi világos mészkő 382
Általános jellemzés 382
A képződmény kora és elterjedése 389

Alsó- és középső-ladini emelet 391
4. Alsó- és középső-ladini szericites agyagpalaösszlet 391
Általános jellemzés 391
A képződmény ősmaradványai és kora 401

Felső-ladini—karni emelet 403
5. Felső-ladini—karni mészkőösszlet 403
Általános jellemzés 403
A felső-ladini—karni mészkőfáciesek kapcsolódása 409
A mészkőfáciesek ősmaradványai és kora 411
6. Felső-ladini—karni eruptív összlet 422
a) A Diósgyőr—Lillafüred—Bükkszentkereszt környéki vulkanitok 422
Általános jellemzés 422
A képződmény kora 425
b) A felső-ladini—karni vulkanizmus más bükkhegységi előfordulásai 428
c) A Bükkhegység kovás vasérc- és radiolarit-előfordulásainak összefüggése a felső-ladini vulkanizmussal 428
d) A nekézsenyi diabáz 429
Általános jellemzés 429
A képződmény kora 430
A nekézsenyi diabáz és a vasoxidos átitatódás viszonya ... 431

Nóri emelet 432
7. Monotiszos szürke mészkőösszlet 432
Általános jellemzés 432
A képződmény ősmaradványai és kora 433

Felső-kréta 433

Cenomán—turon? emelet 433
A szarvaskői bázitok 433
Általános jellemzés 433
A képződmény kora 435

Szenon emelet ... 437
Gozaui kifejlődésű konglomerátum- és homokkőösszlet ... 437
Általános jellemzés ... 437
A képződmény kora és elterjedése ... 439

III. A bükki alaphegység felszín alatti elterjedése ... 441

A bükkhegységi üledékképződés menete ... 444
1. Paleozoikum ... 444
2. Mezozóikum ... 447
3. Harmad- és negyedidőszak ... 453
Eocén ... 453
Oligocén ... 456
Miocén ... 458
Pliocén és negyedidőszak ... 464

Hegységszerkezet ... 466
Általános jellemzés ... 466
Következtetések ... 478

Bükkhegységi kőzetek elemzési adatai ... 479

Irodalom

Rövidítések ... 517
1. A bükki alaphegység irodalma ... 518
2. A bükki újpaleozóikum kifejlődési, faunisztikai és időbeli korrelálásához használt irodalom ... 537
a) Kárpátokon belüli területek ... 537
b) A Paleotethys egyéb területei ... 538
3. A bükki triász összehasonlításához használt irodalom ... 552

* * *

Einleitung ... 557

Geologische Lage, Beziehungen und Bedeutung des Bükk-Gebirges ... 558

Übersicht der geologischen Erforschungsgeschichte des Bükker Grundgebirges 560

Stratigraphische Übersicht ... 561

I. Bildungen des älteren Rahmens ... 561

Unterkarbon ... 561
Allgemeine Kennzeichnung ... 561
Das Alter der Bildung ... 564

II. Das Paläo- und Mesozoikum des Bükk-Gebirges ... 565

Oberkarbon ... 565
1. Namur- und Baschkir-Stufe. Der tiefere Teil der Moskau-Stufe 567
Allgemeine Kennzeichnung ... 567
Fossil-Inhalt und Alter der Bildung ... 568
2. Der obere Teil der Moskau-Stufe ... 569
Allgemeine Kennzeichnung ... 569
Die Fossilien der Bildung ... 570
Stratigraphische Auswertung der obermoskauischen Faunen des Bükk-Gebirges ... 579
3. Ural-Stufe ... 582
Allgemeine Kennzeichnung ... 582
Das Alter der Bildung ... 583

Perm ... 585
1. Unter- und Mittelperm ... 586
Allgemeine Kennzeichnung ... 586
Das Alter der Bildung ... 587

2. Oberperm 588
Allgemeine Kennzeichnung 588
Fossilien und Alter der Bildung 590
Die wahrscheinliche Folge der Schichtglieder 591

Faunistische und Faziesbeziehungen des Bükker Jungpaläozoikums .. 601
a) Gebiete innerhalb des Karpatenbogens 601
b) Südalpen 607
c) Dinariden 610
d) Osteuropa 612
e) Nordkaukasus und Djoulfa 613
f) Salt Range 614
g) China 615
h) Timor 616
i) Japan 617
j) Sosio, Süd-Tunis, Asturia 617
k) Nord- und Südamerika 618
Korrelation 619
Schlussfolgerungen 624

Trias 625

Werfener Stufe 626
Allgemeine Kennzeichnung 626
Die Fossilien und das Alter der Bildung 628

Anisische Stufe 630
1. Unteranisischer grauer Dolomit und Kalk 630
Allgemeine Kennzeichnung 630
Fossilien, Alter und Verbreitung der Bildung 632
2. Mittelanisischer Eruptivkomplex 633
Allgemeine Kennzeichnung 633
Das Alter der Bildung 635
3. Oberanisischer heller Kalk 636
Allgemeine Kennzeichnung 636
Das Alter der Bildung 639

Unter- und mittelladinische Stufe 639
4. Unter- und mittelladinischer serizitischer Tonschieferkomplex . 639
Allgemeine Kennzeichnung 639
Fossilien und Alter der Bildung 644

Oberladinische und karnische Stufe 646
5. Oberladinisch-karnischer Kalkkomplex 646
Allgemeine Kennzeichnung 646
Die Verknüpfung der oberladinischen und karnischen Kalkfazies 649
Fossilien und Alter der Kalkfazies 651
6. Oberladinisch–karnischer Eruptivkomplex 658
a) Vulkanite der Gegend von Diósgyőr–Lillafüred–Bükkszentkereszt 658
Allgemeine Kennzeichnung 658
Das Alter der Bildung 661
b) Andere Vorkommen des oberladinisch–karnischen Vulkanismus im Bükk-Gebirge 662
c) Der Zusammenhang der kieseligen Eisenerz- und Radiolaritvorkommen des Bükk-Gebirges mit dem oberladinischen Vulkanismus 662
d) Der Diabas von Nekézseny 663
Allgemeine Kennzeichnung 663
Das Alter der Bildung 664
Die Beziehungen zwischen dem Nekézsenyer Diabas und der Eisenoxydinfiltrationen 665

Norische Stufe 666
7. Monotis-führender grauer Kalkkomplex 666
Allgemeine Kennzeichnung 666
Fossilien und Alter der Bildung 666

Oberkreide 667

Cenoman—Turon (?) 667
Die Basite von Szarvaskő 667
Allgemeine Kennzeichnung 667
Das Alter der Bildung 669

Senon 671
Gosaukonglomerat und Sandstein 671
Allgemeine Kennzeichnung 671
Alter und Verbreitung der Bildung 671

III. Die Ausbreitung des Bükker Grundgebirges unter der heutigen Oberfläche 673

Der Gang der Sedimentation im Bükk-Gebirge 676
1. Paläozoikum 676
2. Mesozoikum 679
3. Tertiär und Quartär 687
Eozän 687
Oligozän 689
Miozän 692
Pliozän und Quartär 695

Tektonik 697
Allgemeine Kennzeichnung 697
Schlussfolgerungen 704

Chemische Analysen aus Gesteinen des Bükk-Gebirges 479

Literatur

Abkürzungen 517
1. Verzeichnis der Literatur über das Bükker Grundgebirge 518
2. Verzeichnis der zur faziellen, faunistischen und zeitlichen Korrelation des Bükker Jungpaläozoikums gebrauchten Literatur 537
a) Gebiete innerhalb des Karpatenbogens 537
b) Übrige Gebiete der Paläotethys 538
3. Literatur zumVergleich der Bükker Triasbildungen 552

* * *

Геологические образования гор Бюкк (резюме) 706

