


# A Bükk hegység földtana

*Magyarország tájegységi térképsorozata*  *Regional map series of Hungary*

## Geology of the Bükk Mountains

Magyarázó a Bükk-hegység földtani térképéhez (1:50 000)

Explanatory Book to the Geological Map of the Bükk Mountains (1:50 000)

*Szerkesztette — Edited by:*

**PELIKÁN PÁL**

*A szerkesztésben közreműködött — With contribution of:*

**BUDAI TAMÁS**

*Írta — Written by:*

**LESS GYÖRGY, KOVÁCS SÁNDOR, PELIKÁN PÁL,  
PENTELENYI LÁSZLÓ, SÁSDI LÁSZLÓ**

A tartalomjegyzékben szerzővel külön  
nem jelölt fejezeteket PELIKÁN PÁL írta.

Budapest, 2005

© Copyright Magyar Állami Földtani Intézet 2005  
Minden jog fenntartva!

*Sorozatszerkesztő— Serial editor:*

GYALOG LÁSZLÓ

*Lektor — Rewier:*

JÁMBOR ÁRON

*Angol szöveg — English text:*

SELMECZI ILDIKÓ

*Nyelvi lektor — Linguistic rewier:*

PHILIP RAWLINSON

*Technikai szerkesztő — Technical editor:*

PIROS OLGA, SIMONYI DEZSŐ

*Számítógépes technikai előkészítés — DTP:*

PIROS OLGA, SIMONYI DEZSŐ

*Nyomda — Printing house:*

INNOVAPRINT KFT.

*Ábrák, térképek — Figures, maps:*

GALAMBOS CSILLA, SIMONYI DEZSŐ, PAULHEIM GÁSPÁR, PENTELÉNYI ANTAL,  
SÁSDI LÁSZLÓ, LACZKÓNÉ ÖRI GABRIELLA

*Fényképek — Photos:*

PELIKÁN PÁL (amennyiben külön nincs jelölve)

*Címlapfotó — Cover photo:*

PELIKÁN PÁL

*Felelős kiadó — Responsible editor:*

BREZSNYÁNSZKY KÁROLY  
igazgató

A kötet megjelenését a Mol Rt. támogatta.  
A kutatás költségeihez az OTKA T 023880, T 037595  
és a T 047121 sz. projektje járult hozzá.

ISBN 963 671 253 0

# Tartalom — Contents

Bevezetés .....	11
A Bükk és az Upponyi-hegység földrajzi helyzete .....	13
A Bükk és az Upponyi-hegység földtani helyzete .....	17
Kutatástörténeti áttekintés .....	19
Rétegtani felépítés .....	23
Paleozoikum .....	23
Felső-ordovícium (Kovács Sándor) .....	23
Rágyincsvölgyi Homokkő Formáció — <sup>r</sup> O <sub>3</sub> ( <sup>r</sup> O) .....	23
Csernelyvölgyi Homokkő Formáció — <sup>c</sup> O <sub>3</sub> ( <sup>c</sup> O) .....	23
Szilur–alsó-devon (Kovács Sándor) .....	24
Tapolcsányi Formáció — <sup>s</sup> D <sub>1</sub> ( <sup>s</sup> D) .....	24
Devon (Kovács Sándor) .....	26
Strázsahegyi Formáció — <sup>sb</sup> D <sub>1-2</sub> ( <sup>s</sup> D) .....	26
Upponyi Mészke Formáció — <sup>u</sup> D <sub>2-3</sub> ( <sup>u</sup> D) .....	28
Abodi Mészke Formáció — <sup>a</sup> D <sub>3</sub> ( <sup>a</sup> D), Zsinnyi Metabazalt Tagozat — <sup>z</sup> D <sub>3</sub> ( <sup>z</sup> D) .....	29
Dedevári Mészke Formáció — <sup>d</sup> C <sub>1</sub> (a térképen az Abodi Mészke-vel összevontan) .....	30
Karbon .....	31
Az Upponyi-hegység karbonja (Kovács Sándor) .....	31
Éleskői Formáció — <sup>e</sup> C ( <sup>e</sup> C) .....	31
Lázbérci Formáció — <sup>l</sup> C ( <sup>l</sup> C) .....	32
„Rudinei Mészke Formáció” (csak szelvényben) .....	33
Derenneki Formáció — <sup>de</sup> C ( <sup>d</sup> C) .....	35
A Bükk hegység karbonja .....	36
Zobóhegyesei Formáció — <sup>z</sup> C, agyagpala — <sup>z</sup> C <sup>ap</sup> ( <sup>z</sup> C <sup>a</sup> ), Mártuskői Mészke Tagozat — <sup>m</sup> C .....	36
Szilvásváradai Formáció — <sup>s</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>s</sup> C) .....	36
Mályinkai Formáció — <sup>m</sup> C <sub>2</sub> , agyagpala — <sup>m</sup> C <sub>2</sub> <sup>ap</sup> ( <sup>m</sup> C <sup>a</sup> ), Kapubérci Mészke Tagozat — <sup>k</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>k</sup> C), Tarófi Konglomerátum Tagozat — <sup>t</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>t</sup> C), Csikorgói Mészke Tagozat — <sup>c</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>c</sup> C) .....	37
Perm .....	42
Szentléleki Formáció — <sup>s</sup> P <sub>2</sub> , Farkasnyaki Homokkő Tagozat — <sup>f</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>f</sup> P), Garadnavölgyi Evaporit Tagozat — <sup>g</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>g</sup> P) .....	42
Nagyvisnyói Mészke Formáció — <sup>n</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>n</sup> P) .....	44
Mezozoikum .....	45
Triász .....	45
Alsó-triász .....	45
Gerennavári Mészke Formáció — <sup>g</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>g</sup> T) .....	46
Ablakoskővölgyi Formáció — <sup>av</sup> T <sub>1</sub> , Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat — <sup>a</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>a</sup> T), Lillafüredi Mészke Tagozat — <sup>av</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>av</sup> T), Savósvölgyi Marga Tagozat — <sup>av</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>av</sup> T), Újmassai Mészke Tagozat — <sup>av</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>av</sup> T) .....	49
Középső-triász .....	51
Gutensteini Formáció — <sup>g</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>g</sup> T) .....	51
Steinalmi Mészke Formáció — <sup>st</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>st</sup> T) .....	51
Hámori Dolomit Formáció — <sup>h</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>h</sup> T), Nyavalyási Mészke Tagozat — <sup>h</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>h</sup> T), Sebesvízi Konglomerátum Tagozat — <sup>h</sup> T <sub>2</sub> .....	51
Középső–felső-triász vulkanitok .....	55
Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció („Szentistvánhegyi Porfirit”) — <sup>sh</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>st</sup> T) .....	56
Bagolyhegyi Metariolit Formáció — <sup>bh</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>bt</sup> T) .....	59

Szinvai Metabazalt Formáció — $^{sn}T_3$ ( $^{sn}T$ )	60
Létrási Metabazalt Formáció — $^lT_3$ ( $^lT$ )	62
Középső–felső-triász platformkarbonátok	63
Fehérkői Mészke Formáció — $^{fk}T_2$ ( $^{fk}T$ ), Bolhási Mészke Tagozat — $^{fk}_bT_2$ ( $^{fk}_bT$ ), Disznói Mészke Tagozat — $^{fk}_dT_2$ ( $^{fk}_dT$ )	63
Bervai Mészke Formáció — $^{be}T_{2-3}$ ( $^{be}T$ )	64
Bükkfennsíki Mészke Formáció — $^{bf}T_{2-3}$ ( $^{bf}T$ )	66
Kisfennsíki Mészke Formáció — $^{kf}T_3$ ( $^{kf}T$ )	68
Középső–felső-triász medencekifejlődések	69
Törmelékes medencekifejlődések	69
Várhegyi Formáció — $^vT_2$ ( $^vT$ )	69
Vesszősi Formáció — $^{ve}T_3$ ( $^{ve}T$ )	71
Törmelékes-karbonátos medencekifejlődések	71
Hegyesetői Formáció — $^{ht}T_2$ , Limpiászi Tagozat — $^{ht}_lT_2$ ( $^{ht}_lT$ ), Bányabükki Tagozat — $^{ht}_bT_2$ ( $^{ht}_bT$ ), Gamócai Tagozat — $^{ht}_gT_2$ ( $^{ht}_gT$ )	71
Répáshutai Mészke Formáció — $^{rh}T_3$ ( $^{rh}T$ ), Vöröskői Mészke Tagozat $^{rh}T_3$	72
Felsőtárkányi Mészke Formáció — $^{ft}T_3$ ( $^{ft}T$ ), Belvácsi Dolomit Tagozat $^{ft}_bT_3$ ( $^{ft}_bT$ ), Hollósetői Mészke Tagozat — $^{ft}_hT_3$ , Rónabükki Mészke Tagozat — $^{ft}_rT_3$ ( $^{ft}_rT$ )	74
Bükkön kívüli eredetű olisztolitok — $T_{2-3}^o$ ( $T^o$ )	77
Jura	78
Alsó-jura	78
Jómarci Mészke Formáció — $^jJ_1$ ( $^jJ$ )	78
Középső–felső-jura üledékes képződmények	79
Bányahegyi Radiolarit Formáció — $^bJ_{2-3}$ ( $^bJ$ )	79
Lökvölgyi Formáció — $^lvJ_{2-3}$ ( $^lvJ$ )	80
Mónosbéli Formációcsoport — $^mJ_{2-3}$ ( $^mJ$ )	82
Oldalvölgyi Formáció — $^oJ_{2-3}$ ( $^oJ$ )	82
Vaskapui Homokkő Formáció — $^{vk}J_{2-3}$ ( $^{vk}J$ ), Kishegyi Aleurolit Tagozat — $^{vk}_kJ_{2-3}$ ( $^{vk}_kJ$ )	83
Rocskavölgyi Formáció — $^rJ_{2-3}$ ( $^rJ$ )	84
Csipkéstetői Radiolarit Formáció — $^{cs}J_{2-3}$ ( $^{cs}J$ )	85
Mónosbéli Formáció — $^mJ_{2-3}$ ( $^mJ$ )	86
Bükkzsérci Mészke Formáció — $^{bz}J_{2-3}$ ( $^{bz}J$ )	87
Középső–felső-jura magmatitok	89
Szarvaskői Bazalt Formáció — $^{sz}J_{2-3}$ ( $^{sz}J$ )	89
Tardosi Gabbró Formáció — $^tJ_{2-3}$ ( $^tJ$ )	91
Kréta	92
Felső-kréta	92
Nekézsenyi Konglomerátum Formáció — $^nK_3$ ( $^nK$ )	92
Kainozoikum	94
Paleogén (Less György)	94
Felső-eocén	94
Kosdi Formáció — $^kE_3$ ( $^kE$ )	94
Szép völgyi Mészke Formáció — $^sE_3$ ( $^sE$ )	95
Oligocén	99
Budai Márga Formáció — $^bE_3-Ol_1$ ( $^bOl$ )	99
Tardi Agyag Formáció — $^tOl_1$ ( $^tOl$ )	101
Kiscelli Agyag Formáció — $^kOl_1$ ( $^kOl$ ), Noszvaji Tagozat — $^k_nOl_1$ ( $^k_nOl$ )	102
Csókási Formáció — $^{cs}Ol_2$ ( $^{cs}Ol$ )	105
Egri Formáció — $^eOl_2$ ( $^eOl$ ), Novaji Tagozat — $^e_nOl_2$	107
Neogén	108
Alsó-miocén (Less György)	108
Felsőnyárádi Formáció — $^fMer-e$ ( $^fM$ )	108
Felsőnyárádi Formáció Vincépáli Tagozata — $^fMer-e$ ( $^fM$ ) és kovás breccsája — $^fMer-e^{br}$ ( $^{br}$ )	109
A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet (Pentelényi László)	110
Gyulakeszi Riolituffa Formáció — $^gMo$ ( $^gM$ ), Kisgyőri Ignimbrit Tagozat — $^gMo$ ( $^gM$ )	111
Tari Dácituffa Formáció — $^tMk$ ( $^tM$ ), Bogácsi Ignimbrit Tagozat ( $^t_bMk$ )	118
Harsányi Riolituffa Formáció — $^{ha}Mb-Pa_1$ ( $^{ha}M$ ), Kőköthegyi Tagozat — $^{ha}_kMb$ , Bábaszéki Tagozat — $^{ha}_bMs$ , Szorosvölgyi Tagozat — $^{ha}_sPa_1$	122
„Borsodbótai Formáció” (csak szelvényben)	125
A nyugati és északi előtér miocén képződményei	125
Bélapátfalvai Édesvízi Mészke Formáció — $^{be}Me-o$ ( $^{be}M$ )	125
Salgótarjáni Barnakőszén Formáció — $^{st}Mo-k$ ( $^{st}M$ ), Nógrádmegyeri Tagozat — $^{st}_nMo$ , Kisterenyi	

Tagozat — <sup>st</sup> Mo, Mátranovádi Tagozat — <sup>st</sup> Mo, „Sajólászlófalvai Tagozat”, „Sajószentpéteri Rétegtag”, „Sajókazai Tagozat”, „Sajómercsei Rétegtag”	126
Egyházasgergei Formáció — <sup>e</sup> Mk ( <sup>e</sup> M), Égeraljai Kavics Tagozat <sup>e</sup> Mk ( <sup>e</sup> M)	127
Garábi Slír Formáció — <sup>g</sup> Mk ( <sup>g</sup> M)	127
Felnémeti Riolituffa Formáció — <sup>f</sup> Mb-s ( <sup>f</sup> M), tufitos szint — <sup>f</sup> Mb-s <sup>tu</sup> ( <sup>f</sup> M <sup>t</sup> ), ignimbrit — <sup>f</sup> Mb-s <sup>i</sup> ( <sup>f</sup> M <sup>i</sup> ), kovásodott változat — <sup>f</sup> Mb-s <sup>q</sup> ( <sup>f</sup> M <sup>q</sup> ), limnokvarcit — <sup>f</sup> Mb-s <sup>lq</sup> ( <sup>f</sup> M <sup>l</sup> )	128
Dubicsányi Andezit Formáció — <sup>du</sup> Mb-s ( <sup>d</sup> M)	129
Kozárdi Formáció — <sup>k</sup> Ms ( <sup>k</sup> M)	129
Sajóvölgyi Formáció — <sup>sv</sup> Mb-Pa <sub>1</sub> ( <sup>sv</sup> M), „Császtapusztai Tagozat”	129
Csákvári Formáció — <sup>c</sup> Pa <sub>1</sub> ( <sup>c</sup> Pa)	129
Zagyvai Formáció — <sup>z</sup> Pa <sub>2</sub> ( <sup>z</sup> Pa)	129
Negyedidőszak	129
Pleisztocén	130
Kőzettörmelékeny vörösagyag — <sup>eld</sup> Qp <sup>va</sup> (va)	130
Töbörkítöltés és vastagabb málladéktakaró — <sup>eld</sup> Qp (eld)	130
Teraszképződmény — <sup>fp</sup> Qp (fp)	130
Pleisztocén–holocén	130
Suvasítás — <sup>s</sup> Qp-h (s)	130
Lejtőtörmelék — <sup>d</sup> Qp-h (d)	130
Szárak völgyek kitöltése — <sup>pd</sup> Qp-h (pd)	131
Hordalékkúp (proluvium) — <sup>p</sup> Qp-h (p)	131
Mésztufa — <sup>f</sup> Qp-h <sup>m</sup> ( <sup>f</sup> m)	131
Mocsári üledék — <sup>b</sup> Qp-h (b)	131
Fluviális képződmény (allúvium) — <sup>f</sup> Qp-h (f)	131
Holocén	132
Korábbi antropogén képződmény — a <sup>f</sup> (a <sup>f</sup> )	132
Meddőhányók — a <sup>mh</sup> (a <sup>mh</sup> )	132
Hegységszerkezet	133
Hegységszerkezeti modellek	133
Az Upponyi-hegység szerkezete (Kovács Sándor)	133
A Bükk szerkezete	134
A Bükk szerkezetének alapvonásai	134
Észak-bükki-egység	138
Dél-bükki-egység	143
Kainozoos tektonikai elemek	145
Fejlődéstörténet	147
Az Upponyi-hegység paleozoikumának fejlődéstörténete (Kovács Sándor)	147
A Bükk fejlődéstörténete	148
Variszkuszi ciklus	148
Alpi ciklus	149
Perm–mezozoikum	149
Kainozoikum	152
A Bükk hegység vízrajzi, vízföldtani viszonyai (Sásdi László, közreműködött: Pelikán Pál)	159
Bevezetés	159
A Bükk hegységet felépítő kőzetek hidrogeológiai szempontú besorolása	159
Alaphegységi képződmények	159
Fedőhegységi képződmények	160
Karsztvízháztartás	161
Vízrajz	161
Vízfolyások	161
Tavak	163
Víznyelők	163
Felszín alatti vízáramlások	166
Források	166
A Bükk hidrogeológiai tagolása, egységei	169
Északi-egység	170
Középső-egység	171
Déli-egység	173
* * *	
Geographical position	177
Geological build-up of the Bükk and the Uppony Mountains	179

Stratigraphy .....	181
Palaeozoic .....	181
Upper Ordovician (Sándor Kovács) .....	181
Rágyincsvölgy Sandstone Formation — <sup>r</sup> O <sub>3</sub> ( <sup>r</sup> O) .....	181
Csernelyvölgy Sandstone Formation — <sup>c</sup> O <sub>3</sub> ( <sup>c</sup> O) .....	181
Silurian – Lower Devonian (Sándor Kovács) .....	181
Tapolcsány Formation — <sup>s</sup> D <sub>1</sub> ( <sup>s</sup> D) .....	181
Devonian (Sándor Kovács) .....	182
Strázsahegy Formation — <sup>sb</sup> D <sub>1-2</sub> ( <sup>s</sup> D) .....	182
Uppony Limestone Formation — <sup>u</sup> D <sub>2-3</sub> ( <sup>u</sup> D) .....	182
Abod Limestone Formation — <sup>a</sup> D <sub>3</sub> ( <sup>a</sup> D), Zsinnye Metabasalt Member — <sup>z</sup> D <sub>3</sub> ( <sup>z</sup> D) .....	183
Dedevár Limestone Formation — <sup>d</sup> T <sub>1</sub> (together the Abod Limestone on the map) .....	183
Carboniferous (Uppony Mountains) (Sándor Kovács) .....	183
Éleskő Formation — <sup>e</sup> C ( <sup>e</sup> C) .....	183
Lázbérc Formation — <sup>l</sup> C ( <sup>l</sup> C) .....	184
„Rudine Limestone Formation” (only in cross section) .....	184
Derennek Formation — <sup>de</sup> C ( <sup>d</sup> C) .....	184
Carboniferous (Bükk Mountains) .....	185
Zobóhegyese Formation — <sup>z</sup> C, shale — <sup>z</sup> C <sup>ap</sup> ( <sup>z</sup> C <sup>a</sup> ), Mártuskő Limestone Member — <sup>z</sup> C <sub>m</sub> .....	185
Szilvásvárad Formation — <sup>s</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>s</sup> C) .....	185
Mályinka Formation — <sup>m</sup> C <sub>2</sub> , shale — <sup>m</sup> C <sub>2</sub> <sup>ap</sup> ( <sup>m</sup> C <sup>a</sup> ), Kapubérc Limestone Member — <sup>m</sup> C <sub>k</sub> ( <sup>m</sup> C <sub>k</sub> ), Tarófő Conglomerate Member — <sup>t</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>t</sup> C <sub>2</sub> ), Csikorgó Limestone Member — <sup>c</sup> C <sub>2</sub> ( <sup>c</sup> C <sub>2</sub> ) .....	185
Permian .....	186
Szentlélek Formation — <sup>s</sup> P <sub>2</sub> , Farkasnyak Sandstone Member — <sup>f</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>f</sup> P), Garadnavölgy Evaporite Member — <sup>g</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>g</sup> P) .....	186
Nagyvisnyó Limestone Formation — <sup>n</sup> P <sub>2</sub> ( <sup>n</sup> P) .....	187
Mesozoic .....	187
Triassic .....	187
Lower Triassic .....	187
Gerennavár Limestone Formation — <sup>g</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>g</sup> T) .....	187
Ablakoskővölgy Formation — <sup>av</sup> T <sub>1</sub> , Ablakoskővölgy Sandstone Member — <sup>av</sup> T <sub>a</sub> ( <sup>a</sup> T), Lillafüred Limestone Member — <sup>av</sup> T <sub>i</sub> ( <sup>i</sup> T), Savósvölgy Marl Member — <sup>av</sup> T <sub>s</sub> ( <sup>s</sup> T), Újmassa Limestone Member — <sup>av</sup> T <sub>u</sub> ( <sup>u</sup> T) .....	188
Middle Triassic .....	189
Gutenstein Formation — <sup>g</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>g</sup> T) .....	189
Steinalm Limestone Formation — <sup>st</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>st</sup> T) .....	189
Hámor Dolomite Formation — <sup>h</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>h</sup> T), Nyavalyás Limestone Member — <sup>h</sup> T <sub>n</sub> ( <sup>h</sup> T), Sebesvíz Conglomerate Member — <sup>h</sup> T <sub>s</sub> .....	189
Middle and Upper Triassic volcanites .....	190
Szentistvánhegy Metaandesite Formation (“Szentistvánhegy Porphyrite”) — <sup>sh</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>st</sup> T) .....	190
Bagolyhegy Metarhyolite Formation — <sup>bh</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>bh</sup> T) .....	191
Szinva Metabasalt Formation — <sup>sn</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>sn</sup> T) .....	192
Létrás Metabasalt Formation — <sup>l</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>l</sup> T) .....	192
Middle and Upper Triassic platform carbonates .....	192
Fehérkő Limestone Formation — <sup>fk</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>fk</sup> T), Bolhás Limestone Member — <sup>fk</sup> T <sub>b</sub> ( <sup>fk</sup> T), Disznós Limestone Member — <sup>fk</sup> T <sub>d</sub> ( <sup>fk</sup> T) .....	192
Berva Limestone Formation — <sup>be</sup> T <sub>2-3</sub> ( <sup>be</sup> T) .....	193
Bükkfennsík Limestone Formation — <sup>bf</sup> T <sub>2-3</sub> ( <sup>bf</sup> T) .....	194
Kisfennsík Limestone Formation — <sup>kf</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>kf</sup> T) .....	194
Middle and Upper Triassic basin sediments .....	195
Carbonate successions .....	195
Várhegy Formation — <sup>v</sup> T <sub>2</sub> ( <sup>v</sup> T) .....	195
Vesszős Formation — <sup>ve</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>v</sup> T) .....	195
Siliciclastic carbonate successions .....	196
Hegyestető Formation — <sup>ht</sup> T <sub>2</sub> , Limpiász Member — <sup>ht</sup> T <sub>1</sub> ( <sup>ht</sup> T), Bányabükk Member — <sup>ht</sup> T <sub>b</sub> ( <sup>ht</sup> T), Gamóca Member — <sup>ht</sup> T <sub>g</sub> ( <sup>ht</sup> T) .....	196
Répáshuta Limestone Formation — <sup>rh</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>rh</sup> T), Vöröskő Limestone Member <sup>rh</sup> T <sub>v</sub> .....	196
Felsőtárkány Limestone Formation — <sup>ft</sup> T <sub>3</sub> ( <sup>ft</sup> T), Belvács Dolomite Member <sup>ft</sup> T <sub>b</sub> ( <sup>ft</sup> T), Hollósető Limestone Member — <sup>ft</sup> T <sub>h</sub> ( <sup>ft</sup> T), Rónabükk Limestone Member — <sup>ft</sup> T <sub>r</sub> ( <sup>ft</sup> T) .....	196
Extra-Bükkian olistoliths — <sup>t</sup> T <sub>2-3</sub> ( <sup>t</sup> T) .....	197
Jurassic .....	198
Lower Jurassic .....	198

Jómarci Limestone Formation — $^iJ_1$ ( $^iJ$ )	198
Middle and Upper Jurassic sedimentary successions	198
Bányahegy Radiolarite Formation — $^bJ_{2-3}$ ( $^bJ$ )	198
Lökvölgy Formation — $^{lv}J_{2-3}$ ( $^{lv}J$ )	199
Mónosbél Group — $^MJ_{2-3}$	200
Oldalvölgy Formation — $^oJ_{2-3}$ ( $^oJ$ )	200
Vaskapu Sandstone Formation — $^{vk}J_{2-3}$ ( $^{vk}J$ ), Kishegy Siltstone Member — $^{vk}_k J_{2-3}$ ( $^{vk}J$ )	200
Rocskavölgy Formation — $^rJ_{2-3}$ ( $^rJ$ )	201
Csipkéstető Radiolarite Formation — $^{cs}J_{2-3}$ ( $^{cs}J$ )	201
Mónosbél Formation — $^mJ_{2-3}$ ( $^mJ$ )	201
Bükkzsérc Formation — $^{bz}J_{2-3}$ ( $^{bz}J$ )	202
Middle and Upper Jurassic magmatites	202
Szarvaskő Basalt Formation — $^{sz}J_{2-3}$ ( $^{sz}J$ )	202
Tardos Gabbro Formation — $^tJ_{2-3}$ ( $^tJ$ )	203
Cretaceous	204
Upper Cretaceous	204
Nekézseny Conglomerate Formation — $^nK_3$ ( $^nK$ )	204
Cenozoic	204
Palaeogene (György Less)	204
Upper Eocene	204
Kosd Formation — $^kE_3$ ( $^kE$ )	204
Szép völgy Limestone Formation — $^sE_3$ ( $^sE$ )	205
Oligocene	206
Buda Marl Formation — $^bE_3-Ol_1$ ( $^bOl$ )	206
Tard Clay Formation — $^tOl_1$ ( $^tOl$ )	207
Kiscell Clay Formation — $^kOl_1$ ( $^kOl$ ), Noszvaj Member — $^k_n Ol_1$ ( $^k_n Ol$ )	207
Csókás Formation — $^{cs}Ol_2$ ( $^{cs}Ol$ )	209
Eger Formation — $^eOl_2$ ( $^eOl$ ), Novaj Member — $^e_n Ol_2$	210
Neogene	211
Lower Miocene (György Less)	211
Felsőnyárad Formation — $^fMer-e$ ( $^yM$ )	211
Felsőnyárad Formation Vincepál Member — $^f_v Mer-e$ ( $^yM$ ) and silicified breccia — $^f_v Mer-e^{br}$ (br)	211
Miocene pyroclastic beds in the Bükkalja (László Pentelényi)	212
Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation — $^gMo$ ( $^gM$ ), Kisgyőr Ignimbrite Member — $^g_k Mo$ ( $^g_k M$ )	212
Tar Dacite Tuff Formation — $^tMk$ ( $^tM$ ), Bogács Ignimbrite Member — $^t_b Mk$	213
Harsány Rhyolite Tuff Formation — $^{ha}Mb-Pa_1$ ( $^{ha}M$ ), Kőköthegy Member — $^{ha}_k Mb$ , Bábászék Member — $^{ha}_b Ms$ , Szorosvölgy Member — $^{ha}_s Pa_1$	214
“Borsodbóta Formation” (only in cross section)	214
Miocene Formations of the western and northern forelands	215
Bélapátfalva Travertine Formation — $^{be}Me-o$ ( $^bM$ )	215
Salgótarján Lignite Formation — $^{st}Mo-k$ ( $^{st}M$ ), Nógrádmegyer Member — $^{st}_n Mo$ , Kisterenye Member — $^{st}_k Mo$ , Mátranovák Member — $^{st}_m Mo$ , “Sajólászlófalva Member”, “Sajószentpéter Bed”, “Sajókaza Member”, “Sajómercse Bed”	215
Egyházasgerge Formation — $^eMk$ ( $^eM$ ), Égeralja Gravel Member $^e_c Mk$ ( $^e_c M$ )	215
Garáb Schlier Formation — $^gMk$ ( $^{ga}M$ )	216
Felnémet Rhyolite Tuff Formation — $^fMb-s$ ( $^fM$ ), tuffitic horizon — $^fMb-s^{tu}$ ( $^fM^t$ ), ignimbrite — $^fMb-s^i$ ( $^fM^i$ ), silicified lithotype — $^fMb-s^q$ ( $^fM^q$ ), limnoquarcite — $^fMb-s^{lq}$ ( $^fM^l$ )	216
Dubicsány Andesite Formation — $^{du}Mb-s$ ( $^{du}M$ )	216
Kozárd Formation — $^kMs$ ( $^kM$ )	216
Sajóvölgy Formation — $^{sv}Mb-Pa_1$ ( $^{sv}M$ ), “Császtapuszta Member”	216
Csákvár Formation — $^cPa_1$ ( $^cPa$ )	217
Zagyva Formation — $^zPa_2$ ( $^zPa$ )	217
Quaternary	217
Pleistocene	217
Red clay with rock debris — $^{eld}Qp^{va}$ (va)	217
Doline fillings and thicker regoliths — $^{eld}Qp$ (eld)	217
Terrace sediments — $^tPp$ (fp)	217
Pleistocene–Holocene	217
Slides — $^sQp-h$ (s)	217
Slope debris — $^dQp-h$ (d)	217
Proluvium–deluvium — $^{pd}Qp-h$ (pd)	218
Proluvial sediments (proluvium) — $^pQp-h$ (p)	218

Travertine — $rQp-h^m$ ( $f^m$ )	218
Paludal sediments — $bQp-h$ (b)	218
Fluvial, alluvial deposits (alluvium) — $rQp-h$ (f)	218
Holocene	218
Former anthropogeneous deposits — $a^f$ ( $a^f$ )	218
Mine dumps — $a^{mh}$ ( $a^{mh}$ )	218
Structural geology	219
Structural models	219
The structure of the Uppony Mountains	220
The structure of the Bükk Mountains	220
Northern Bükk Unit	221
Southern Bükk Unit	223
Cenozoic tectonic elements	225
Geological history	227
The geological history of the Uppony Mountains during the Palaeozoic (Sándor Kovács)	227
The geological history of the Bükk Mountains	228
Variscan Cycle	228
Alpine Cycle	228
Permian–Mesozoic	228
Cenozoic	230
Legend of colour plates	235
Irodalom — References	241
Színes táblák — Colour plates	251



# Bevezetés

A morfológiájában valódi magashegységet idéző Bükk és a hozzá kapcsolódó kicsiny Upponyi-hegység földtani felépítését tekintve Magyarország legbonyolultabb területei közé tartozik. A regionális metamorfózist szenvedett egyedi rétegsor és a jellegzetes, erősen gyúrt szerkezet, felszínén, ilyen nagy területen másutt nem tanulmányozható.

Bár földtani megismerése az ország többi területéhez hasonlóan a 18. század végén megkezdődött, a modern nagyipar számára bányászati nyersanyagot nem tartalmazván, kutatása gyakran háttérbe szorult.

Két kutatónak volt kiemelkedő szerepe a földtani megismeréstörténetben. Schréter Zoltán (1. kép) több évtizeden át fáradhatatlanul térképezett, rögzítette megfigyeléseit, gyűjtötte a rétegtani adatokat, meghatározva ezáltal a rétegtani és szerkezetföldtani alapokat.

Balogh Kálmán (2. kép) 1964-ben megjelent „A Bükkhegység földtani képződményei” c. monográfiájában nagyszerű összegzést adott a több mint 100 év alatt felgyülemlett földtani ismeretekről. Számos kérdést azonban neki sem sikerült megoldania, ezért a szakma sürgető igényére kezdte meg a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) 1976-ban, majd újabb nekirugaszkodással 1986-ban a hegység újrafelvételezését, sorrendben a harmadik reambulációt. Ennek során modern mikropaleontológiai, szedimentológiai, faciológiai és tektonikai módszerek alkalmazásával választ kaptunk egy sor (részben már korábban felvetődött, de tisztázatlanul maradt) alapvető kérdésre.

A terepi felvételt 1:10 000 méretarányú térképeken a Bükk hegység keleti felében Less Gy., a nyugati felében Pelikán P., a délnyugati hegység részben Gulácsi Z. végezte, a Bükkalja felvétele Pentelényi L. munkája. Egy-egy részterület térképezésében részt vett Rezessy A. és Sásdi L. is. Az észlelési anyagból a felvételezők 1:25 000 méretarányú (kéziratban maradt) fedett földtani térképeket szerkesztettek. E lapok összedolgozásával készült (a kvarter képződmények szükség szerinti elhagyásával) az 1:50 000 méretarányú változat, melyhez hozzáillesztettük az Upponyi-hegységnek Kovács S. 1:10 000 észlelési anyagából szerkesztett térképét. Az ily módon elkészült tájegységi térkép 2002-ben került kiadásra. Ugyancsak 2002-ben jelent meg (némi összevonással) nyomtatásban az 1:100 000 méretarányú változat a Bükk Nemzeti Park monografikus ismertetésének mellékleteként.

Mai ismereteink szerint a hegység földtani fejlődéstörténete három nagy szakaszra bontható:

— Az *első szakasz* történéseinek korai eseményei az Upponyi-hegységben tanulmányozhatók; a Bükkben e sza-



**1. kép.** Nagyvisnyó, Ablakoskö-völgy 1954. IX. 14.

Balról jobbra: Lakatos Pál, Killmann Rezső, Schréter Zoltán, Tasnádi-Kubacska András, Dietel Ottó. (MÁFI Tudománytörténeti Gyűjtemény)

**Photo 1.** Nagyvisnyó, Ablakoskö Valley on the 14th September 1954  
From left to right: Pál Lakatos, Rezső Killman, Zoltán Schréter, András Tasnádi-Kubacska, Ottó Dietel (Historical Collection of Science of the Geological Institute of Hungary)



**2. kép.** Jobbról balra Balogh Kálmán, Pelikán Pál, Grill József, Less György a bánya-hegyi feltárásnál, 1986-ban

**Photo 2.** Right to left Kálmán Balogh, Pál Pelikán, József Grill, György Less at the Bánya-hegy outcrop in 1986

kasznak csak a végét ismerjük, ezek a hegység északi részében a karbon mélytengerből fokozatosan kialakuló sekélytenger üledékeiben rögzültek.

— A *második szakasz* a paleozoikum végére és a mezozoikumra esik. A perm időszaki partközeli–sekélytengeriből a triász folyamán fokozatosan nyílttengerivé váló, vulkánokkal tarkított környezet a jura időszakban riftesedéssel kapcsolatos óceáni medencévé alakult át. Ezután a mélyen betemetődött kőzetegyüttes meggyűrődött, nagyon kis fokú (anchizonális) metamorfózist szenvedett, majd kiemelkedve szárazföldre alakult és erősen lepusztult.

— A paleogénben kezdődött *harmadik fejlődéstörténeti szakasz* során, a késő-eocéntől a tenger ismét meghódította a területet, amelyről csak a neogén végén, a pannóniaiban vonult vissza véglegesen. Az ezt követő kiemelkedés és szárazföldi lepusztulás alakította ki a hegység mai képét.

Ásványi nyersanyagokban nem bővelkedik a terület. A 19. században kisüzemi jellegű vas- és mangánércbányák működtek az Upponyi-hegységben, valamint a Bükk hegység északi részén. Jelentős miocén barnakőszén-előfordulások találhatók a hegységtől Ny-ra és É-ra levő medenceterületeken, ezeket az egercsehi–ózdai, valamint a kelet-borsodi szénbányákban jórészt kifejtették. Legjelentősebb a kőbányászat volt, amely azonban a környezetvédelem szempontjai miatt (Bükk Nemzeti Park, Lázberci Tájvédelmi Körzet) mára erősen visszaszorult. Az idősebb kőzeteket út-, vasútépítés, építőkö, mészegetés és cementipari alapanyag céljára fejtették, a peremterületek riolitufája építőkönek, a dácittufa faragott kőnek alkalmas. Egerben oligocén, Mályiban pannóniai agyagot dolgoznak fel a téglagyárak. Helyi igényeket kielégítő homok és homokos kavics fejtések több helyen is találhatóak. Demjénben kis kiterjedésű kőolajmezőt termelnek.

Érdekességként említendő, hogy a mai Magyarország területén csak a Bükk hegységben (karbon Szilvásvárad F. és a jura Lökvolgyi F. előfordulási területén) működtek tetőfedő pala (zsindelypala) bányák.

A hegység kimagasló értékű kincse a víz. A vízföldtani megismerés kezdete is a 18. századba nyúlik vissza. Eleinte csak a melegvizeket tanulmányozták, majd a 20. század elejétől, ahogy a környező települések fokozódó vízigényének kielégítésére mindinkább előtérbe került a hideg karsztvíz hasznosítása, megindult a térség hidrogeológiai (azon belül karszthidroológiai) kutatása.

Mindenekelőtt a vízforgalom minél pontosabb ismerete szükséges, ezért a térképezéssel párhuzamosan hidrogeológiai kutatásokat is végeztünk. E munka gerincét a vízszintészlelő hálózat bővítése és a részletesen dokumentált víznyomjelző vizsgálatok képezték. Kísérletet tettünk a szerkezetföldtani modellhez illeszkedő (abból levezetett) vízföldtani modell megalkotására is.

## A Bükk és az Upponyi-hegység földrajzi helyzete

A Központi-Bükk (továbbiakban Bükk) és az Upponyi-hegység a Bükkvidék középtáj része. E tájegységet nyugaton a Tarna völgye határolja el a Mátrától. Északnyugati határa bizonytalan, morfogenetikai szempontból az Ózd–Egercsehi-medence (a Leleszi-, Hódos- és Hangony-patak) határvonal a legelfogadhatóbb. Északon és északkeleten a Sajó széles völgye, majd annak folytatásában a Sajó–Hernád síkja alkotja a Bükkvidék legmarkánsabb határát, míg délen szinte észrevétlenül megy át az észak-alföldi kvarter hordalékkúpsíkság területébe.

A Bükkvidék eltérő arculatú kistájából tevődik össze (1. ábra). Központjában a némely részletében magashegységi stílusú, de összességében középhegységi jellegű Bükk, délen a Bükkalja előtéri dombsága, északon a Bükklába (HEVESI 2002a beosztásában Bükkhát) medencedombsága terül el. Utóbbinak csak egyes, 400 m fölé emelkedő részei, mint az Upponyi-hegység, sorolhatók az alacsony középhegységi kategóriába.

A Bükk és az Upponyi-hegység közt a földrajzi határ a Szilvás- és Bán-patak völgye, míg a földtani határ északabbra, a Csernely- és Tapolcsányi-völgy mentén húzódik.

Az Upponyi-hegység legmagasabb pontja északon a 434,3 m tszf. magasságú Vízköz, délen a 433,6 m magas Nagy-hegy (bár a térség legmagasabb pontja, a miocén andezitagglomerátumból álló, 462 m-es Három-kő-bérc).

A Csernely-patak Nekézseny és Uppony közt, jelentős völgyet kialakítva szeli át a hegységet, majd Upponytól DK-re — átfolyva Magyarország egyik legszebb karsztszurdok völgyén, az Upponyi-szoroson (I. tábla 1., 2. kép) — beletorkollik a Bán-patakba. Ez utóbbi szintén széles völgyet alakított ki, a betorkollás után szinte visszafordulva hagyja el a hegységet. E völgyrendszerbe épített gáttal alakították ki a térség ivóvízbázisának alapját képező Lázberci-víztározót.

A Bükk 958,4 m-es csúcsmagasságával (Istállós-kő-erőse) Magyarország második legmagasabb hegysége, bár fennsíkjának átlagmagassága meghaladja a Mátrát.

Legegységesebb megjelenésű kistája a Garadna-völgy által kettéosztott Bükk-fennsík. Déli, magasabb része a Nagy-fennsík, mely az Istállós-kőtől KÉK felé egyenletesen lejt, majd a Szinva-völgytől K-re fokozatosan belesimul a Délkeleti-Bükk 600-700 m-es szintjébe. Hossza hozzávetőlegesen 20 km, legnagyobb szélessége a Bálvány–Kis-kőhát vonalban 6 km. É-i és D-i határait idős lepusztulási peremlépcsők alkotják (III. tábla 1., 2. kép). Nyugat felé fokozatosan elkeskenyedve a Bél-kő ormában végződik (IX. tábla 3. kép).

A Garadna-völgytől É-ra helyezkedik el a Harica-völgy legfelső szakaszától a Csanyik-völgyig terjedő Kis-fennsík (IX. tábla 1. kép). Kelet felé több lépcsőben ereszkedik, legmagasabb pontja Ny-on a 780 m-es Örvény-kő, míg K-i végén a Molnár-szikla már csak 350 m magas.

Mindkét fennsík mészkőterületén fejlett karsztformák; karros sziklafelszínek (XIX. tábla 6. kép), töbrök, töbörök, víznyelők, karsztszurdokok, sziklautcák (X. tábla 4. kép) és jelentős méretű barlangok találhatók.

A Kis-fennsíktől Ny-ra, a Nagy-fennsíktől É-ra levő terület az Északi-Bükk. 600–700 m közötti tetők uralják, magassága csak a peremek felé csökken 600 m alá. Felszínét sugarasan kifelé irányuló, felső szakaszukon a Bükk-fennsík peremébe vágódó mély eróziós völgyek tagolják (III. tábla 3. kép, II. tábla 2., 3. kép). A völgyirányok megszabják a gerincek, hátak térbeli rendjét is. Nagyobb összefüggő karszterületét — a tetőszintben néhány töbörrel — a Szilas-fő–Kemesnye-hegy környéki alsó-triász mészkő alkotja.

A bükki „kövek” által jelzett D-i fennsíkperemtől délre terül el a Déli-Bükk. Délkeleten 600 m-t meghaladó csúcsmagasságú vonulat húzódik a felsőtárkányi Vár-hegy (622 m) irányába. Ennek legmagasabb pontja a Bükkszentkeresztől délre emelkedő 719,8 m-es Kőlyuk-galya. A Ny-i szegély szintén kiemelt, a Kerek-hegytől (790 m) egyenletesen ereszkedik a szarvaskői Keselyű-bérc (444 m) felé. A két vonulat közt helyezkedik el a Tárkányi-medencének a hegységbe katlanszerűen nyúló folytatása (III. tábla 4., 5. kép). Kőzettani felépítésben és morfológiában mutatkozó különbségek alapján a Hór-völgy–Hosszú-völgyön át a Három-kőig meghúzott határral Délkeleti- és Délnyugati-Bükkre osztható. A Déli-Bükk keleti fele elsősorban mészkőből, alárendelten dolomitból, palából és vulkanitokból, a nyugati viszont palaközetekből és bázisos magmatitokból épül fel. E kőzettani különbség jelentősen befolyásolta a formakincs alakulását, a keleti rész bővelkedik karsztformákban, míg a nyugati részre sűrű, patakos völgyhálózat jellemző.



1. ábra. A földtani térkép elhelyezkedése és névrajza  
 Figure 1. Location of the geological map and its lettering

A főleg miocén riolittufából felépült Bükkalja hegységelőteri dombság. Tetőszintje délkelet felé lejt 400 m-től 150 m-es magasságig. A hegység felől érkező, itt kiszélesedő patak völgyek tagolják.

A Bükk többszakasú, ritmusos fejlődésen átment poliantiklinális tönkröghegység. Több fázisú kiemelkedése következtében csúcsszintlépcsők alakultak ki rajta (XXIII. tábla). E lépcsők rövid jellemzése már a hegység korai morfológiai leírásában szerepel (KOVÁCS D. 1908).

Az első fázisban, a középső-kréta gyűrődést és metamorfózist követő kiemelkedés során (a rétegsorból kikövetkeztethetően) több ezer méter vastag kőzetanyag pusztult le. Tönkösödése a középső-eocén végén, illetve a késő-eocén elején befejeződött. Ezen időszak maradványait őrzi a Bükk-fennsík denudációs síkság és dombvidék átmenete.

A következő fázisban, a késő-eocénnal kezdődően a területet ismét elöntötte a tenger, bár az elborítottság mértéke kérdéses. Ugyancsak vitatott az oligocén kori befedettség nagysága, azonban a kora-miocénben már biztosan szárazulat

volt a teljes terület, amely az újabb kiemelkedés utáni felfokozott denudációval ismételt felszabdaldott. A középső-miocén előtt fluviatilis tönkfelszínre alakult az egy lépcsővel lejjebb levő 650-700 m-es szint, melyet KERÉKES (1938) miocén abráziós térszínnek tartott. A középső-miocénben rövid időre ismételt elborította a tenger, ezután emelkedett ki a mai hegység.

A 350-400 m-es szinten még egy planációs felület található, melyet a geomorfológiai irodalom mint mai hegylábfel-szint tart nyilván. Az Upponyi-hegység teteje ebbe a felületbe illeszkedik, de itt tulajdonképpen egy korábbi tönkfelület exhumálódott.

A tetőszintek alapján a Bükk olyan platóhegységnek tekinthető, amelyben hosszanti völgyek maradványai találhatók. Legkiemeltebb része, a Nagy-fennsík matusus állapotú, míg a fennsíkperemtől kifelé a többfázisú emelkedés következtében megfiatalodott, a fosszilis tönkökbe fiatal völgyek mélyülnek. A feltagolódott terület kiemelkedései legtöbbször háthegy (vagy bérc, helyi néven „erőse”) kategóriába sorolhatók. A fennsíkperem nem sasbérc (mert nem törésvonallal határolt), hanem lepusztuláslépcső.

A területen található medencék tulajdonképpen folyóvízi erózió által kialakított völgytágulatok. Kis medencének tekinthető a hegység belsejében a Nagy-fennsík Ny-i részén a Nagy-mező, valamint a Hór-völgyben Tebepusztja. Miocén képződményekben két nagyobb süllyedék található; az Eger-patak forrásvidéke (Bélapátfalva–Mikófalva) és a Tárkányi-patak völgyének Felnémet–Felsőtárkány közti része. A két völgytágulat találkozásánál kialakult teraszszigeten áll Felnémet plébániatemploma.

A Bükk völgyhálózata összességében sugaras, csupán a legnyugatibb részen vannak átmenő völgyek. A sugaras szerkezet azonban nagyobb területrészekon konzekvens fővölgyek szubszekvens és reszekvens mellékvölgyhálózatából áll össze.

A Bükk hegység völgyhálózatát folyóvízi erózió alakította ki, bizonyítottan preformált (szerkezeti) völgy nincs. Alaprajz szerint kissé hajlázódó, de egyenes völgyek, illetően kialakulásukra a gyors kiemelkedésből adódó nagy szintkülönbség relifenergiája adhat magyarázatot. Keresztmetszet szerint döntően szimmetrikus, teraszos völgyek, bennük kőzetanyagtól függően szurdokos és kitáguló szakaszok váltakoznak. A ridegebb kőzetek (mész, bazalt, radiolarit, összesült tufa) meredek, sok esetben függőleges falakban is állékonyak, míg a mállásra hajlamosabb kőzetek (pala, bontott vulkáni kőzetek, harmadidőszaki üledékek) rézsűszöge kisebb, a fellazult anyag a megtámasztás nélkül maradt lejtőkön folyamatosan lecsúszva a völgytalpról kihordódik. A völgyek felső, meredek szakasza állékony kőzetekben V alakú, vagy szurdokos; a mállásra hajlamosabb kőzetekben talpig domború lejtőkkel határolt. Az alsóbb völgyszakaszok tál alakúak, a völgyösszetorkollásoknál néhol medenceszerűen kitágulnak. A völgyek hosszmetsete kiegyenesített, néhány esetben kis lépcsőkkel tagolt.

Geomorfológiai értelemben vett hosszanti völgy kevés van, ezek a Garadna-völgy–Szinva-völgy (alsó szakasza), a Lusta-völgy, valamint a Bükk-fennsíkon található idős völgyelődések (Jávorkúti-völgy, csurgói rét, Huta-rét, Káposztáskert stb.). A többi völgy keresztvölgy, zömük fiatalabb a legutolsó emelkedésnél.

Biztosan antecedens (emelkedés előtti) völgyeknek csupán a Nagy-fennsík völgyelődései tekinthetők, ezek azonban a kiemelkedés után (a Lusta-völgy alsó szakasza kivételével) nem fejlődtek tovább lényegesen. Epigenetikus (átöröklött, rávésődött) völgymélyülés is csak viszonylagosan állapítható meg.

Obszekvens völgyfejlődéssel kapcsolódott össze az Eger-patak alsó és felső szakasza. A Bélapátfalva déli részén levő pleisztocén terasz kavicsban található bazalthömpölyök csak déli irányból származhatnak. Ez arra utal, hogy itt a víz eredetileg északi irányba, a Szilvás- és Bán-patak felé folyt. A terület megbillenésével a vízvázasztó Szarvaskőtől a szilvásváradí Öörmedhez tolódtott, a víz déli irányba kényszerülve átréselte a szarvaskői bazalt- és palavonulatot, kialakítva a mai szurdokot (XV. tábla 1. kép). Ezen a kapun nagymennyiségű laza miocén anyag hordódott ki, így alakult ki a Bélapátfalva–Mikófalvi-medence.

Völgyfő-völgyoldal (inszekvens) völgylefejezés szép példái találhatók a Nagy-fennsíkon. Ilyen a Huta-rét–Leány-völgy; csurgói rét – Ablakos-kő-völgy; Csipkésút és Jávorkúti-völgy–Vadász-völgy–Savós-völgy; Káposztáskert–Sima-kő-lápa és Vörös-kő-völgy.

Völgyi vízvázasztó Hollóstetőnél a Szinva- és a Gyertyán-völgy közötti denudációs nyereg.

A Bükk a köztudatban mint mészkőhegység szerepel, azonban a földtani térképre pillantva látható, hogy felénél is kisebb a karbonátos kőzetekből álló felszín. A jelentős kiterjedésű mészkőterületek részben fedett, egyes, nem önálló (allogén) karsztot alkotnak. Ennek formakincse a fejlődéstörténet során folyamatosan alakult, módosult, az egyes fázisok szétválogatása további kutatást igényel. Legjellemzőbbek a töbrök és a karrmezők (XX. tábla 3–5. kép). Jelentős számú víznyelő és patakok barlang van, néhány vitatott genetikájú zsomboly (aknabarlang) társaságában.



## A Bükk és az Upponyi-hegység földtani helyzete

A térképlapon ábrázolt terület a Pelsói nagyszerkezeti egységen belül a Bükki szerkezeti egység, a „Bükkium” része. Ez tovább tagolható Upponyi-egységre, a térképlapon nem szereplő Szendrői-egységre és s.str. Bükki-egységre.

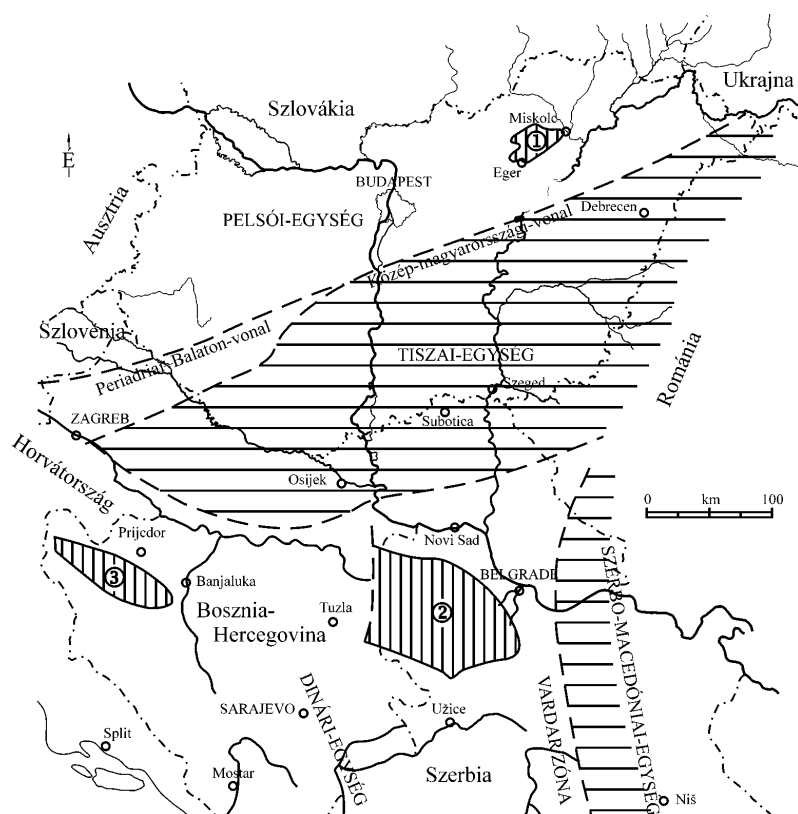
Az Upponyi-egység kicsiny rögét ÉNy felé a DNy-ÉK csapású, ÉNy-i vergenciájú Upponyi-feltolódás határolja, e mentén tolódtak a paleozoos kőzetek a Rudabányai-hegység Bódvai-egységének vasérces összetételére, a Gutensteini és Steinalmi Formációra, valamint az előtér oligocén–alsó-miocén képződményeire. K és Ny felé miocén képződmények alá bukik, aljzatot ért fúrások hiányában lehatárolása bizonytalan. Legnyugatibb ismert előfordulása a Lénárdaróc Ld-2 fúrásban van. Dél felé a Bükki szerkezeti egységgel a SCHRETER (1953) által definiált Nekézsenyi-rátolódás mentén érintkezik, ahol a Bükk perm–alsó-triász összlete a Tapolcsányi Formáció és a felső-kréta Nekézsenyi Konglomerátum fölé került. Ez egyben a Bükk földtani értelemben vett északi határa is.

A s.str. Bükki szerkezeti-kifejlődési egység túlterjed a hegység területén, mélyfúrások a hegységet környező medencék aljzatában is feltártak a Bükkben ismerthez hasonló rétegsorokat. Határainak megvonása azonban a földtani felépítés és a fejlődéstörténet legfontosabb sajátosságainak meghatározását és azonosítását igényli.

A bükki kifejlődést az alábbi jelenségegyüttes jellemzi: tengeri újpaleozoikum (a karbon–perm határon üledékhézaggal), folyamatos tengeri kifejlődés a késő-perm–kora-triászban, karbonátplatform a középső-triászban, medencefáciesek a késő-triászban, majd üledékhézag után mélytengeri, sziliciklasztos-karbonátos jura üledékképződés. Különösen jellegzetesnek tekinthető az ötosztatú alsó-triász, a ladin savanyú-neutrális, a karni bázisos és az óceáni affinitású bázisos jura magmatizmus.

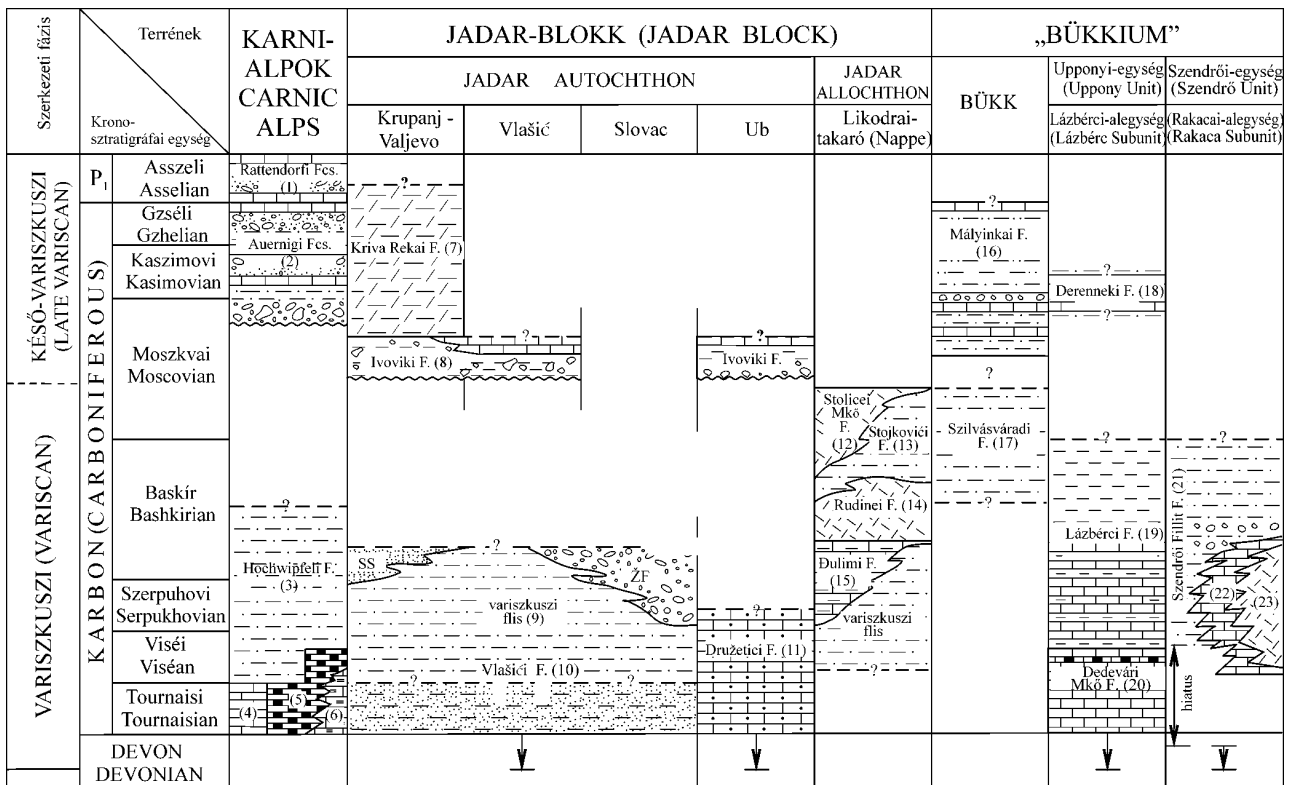
A kifejlődési jellegek mellett a szerkezeti egységbe sorolás fontos szempontja lehet az anchizonális metamorfózis, bár ez dél–délnyugat felé folyamatosan csökken a közepes diagenetikus zónáig. Ugyancsak a diagenetikus zónába tartozik a Nagyvisnyó környéki karbon–perm–alsó-triász rétegegyüttes is (ÁRKAI 1983).

Északon a már említett Nekézsenyi-rátolódás alkotja a határvonalat. Északkeleten az alaphegységi kőzeteket kainozoos képződmények fedik, a határ itt bizonytalan, a Sajó-völgyi szénkutató fúrások már szendrői típusú kőzeteket tártak fel az aljzatban. Kelet felé, Miskolc alatt eltemetett mészkőgerinc húzódik, ennek a legtávolabbi ismert előfordulása a Sajó K-i partján levő Miskolc K-117 vízkutató fúrás világosszürke mészköve. Dél felé a Vatta–Maklári-árok északi oldalán mé-



2. ábra. A „Bükkium” (1), a Jadar-blokk (2) és a Sana-Una-egység (3) elhelyezkedése az alp-kárpát-dinári régióban (PROTIĆ et al. 2000 alapján)

Figure 2. The location of the "Bükkium" (1), the Jadar Block (2) and the "Sana-Una Unit" (3) in the Alp-Carpath-Dinaric region (after PROTIĆ et al. 2000)



3. ábra. A Karni-Alpok, a Jadar-blokk és a „Bükkium” karbon rétegösszleteinek korrelációja (PROTIĆ et al. 2000 alapján)

4 – Kronhofi Mészkö, 5 – Zollner F. (lilit, radiolarit, pala stb.), 6 – pelágikus mészkö, 22 – Verebeshegyi Mészkö, 23 – Rakacai Márvány, SS = Stupnicai Homokkő F., ŽF = Županjaci F.

Figure 3. Correlation of the Carboniferous successions of the Carnic Alps, Jadar Block and "Bükkium" (after PROTIĆ et al. 2000)

1 – Rattendorf Group, 2 – Auernig Group, 3 – Hochwipfel Fm, 4 – Kronhof Lmst, 5 – Zollner Fm (lilit, radiolarite, shale etc.), 6 – pelagic limestone, 7 – Kriva Reka Fm, 8 – Ivovik Fm, 9 – variscan flish, 10 – Vlašić Fm, 11 – Družetic Fm, 12 – Stolice Fm, 13 – Stojkovi Fm, 14 – Rudine Fm, 15 – Čulim Fm, 16 – Mályinka Fm, 17 – Szilvásvárad Fm, 18 – Derennek Fm, 19 – Lázberc Fm, 20 – Dedevár Fm, 21 – Szendrói Phyllite Fm, 22 – Verebeshegy Fm, 23 – Rakaca Fm, SS = Stupnica Sandstone Fm, ŽF = Županjaci Fm

lyült fúrásokban (Cserépváralja, Bogács, Ostoros, Demjén) egyértelműen a Bükk eltemetett folytatása van, az árok tengelyétől D-re azonban bizonytalanságok mutatkoznak.

DNy felé, a verpeléti kutatási területen feltárt perm–triász folyamatos rétegsor (BÉRCZI-MAKK 1986) felső-perm és alsó-triász képződményei nem pontosan az Északi-Bükkből ismert kifejlődésűek, ugyanakkor egyértelműen — a demjéni területen jól követhető — Bervai Mészkö és Hámori Dolomit fekjét alkotják.

Ha lehet, még nehezebb a lehatárolás Ny felé. Recsken a mélyszinti ércelőfordulást kutató fúrások bükki jellegű jura fedő alatt olyan medencekifejlődésű felső-triászt tártak fel, amely megfeleltethető a Felsőtárkányi Mészkö Formációnak. Tovább Ny-ra a Nagybátony Nb–324 fúrás paleozoikuma ugyan bükki jellegű (KOZUR 1984), de a rétegsor fiatalabb részének ismerete nélkül a szerkezeti egységbe sorolás nem oldható meg egyértelműen.

Az Upponyi szerkezeti egység Tapolcsányi-alegységének a közelebbi környezetben nincsenek analógiái, ezzel összevethető képződmények a Karni-Alpok–Déli-Karavankák, a Grazi paleozoikum és az Északi-Grauwacke-zóna keletkebbi része felső-ordoviciumi–középső-karbon rétegsorában lépnek fel, ezen belül a legszorosabb rokonság a Karni-Alpok bischofalmi fáciesével áll fenn (EBNER et al. 1997, 1998).

A Lázberci-alegység devon–alsó-karbon rétegsora sok tekintetben megegyezik a Szendrói-hegység rétegsorával, attól valamelyest kisebb metamorf fokában, valamint a középső-karbon kifejlődésében tér el leginkább. Párhuzamosítható a Grazi paleozoikummal (Graz: Dulti F. = Lázberci-alegység: Lázberci F. — EBNER et al. 1997, 1998), de korrelálható nyugat-szerbiai és észak-boszniai egyidejű képződményekkel is (2., 3. ábra — FILIPOVIĆ et al. 2003).

A Bükk paleo-mezozoos képződményeinek analógiái megtalálhatók a Déli-Alpok–Karavankák–Dinaridák vonulatában. Perm–triász rétegsora tökéletes egyezést mutat a nyugat-szerbiai Jadar-blokk rétegsorával, legvalószínűbb származási helyét a Belső-Dinári-zónában, a Jadar- és a Sana–Una-egységek közt kereshetjük (FILIPOVIĆ et al. 2003).



## Kutatástörténeti áttekintés

„Homályos települési viszonyok, meghatározható ősmaradványok teljes hiánya, gyakran sűrű erdőtakaró is okozza, hogy a Bükk-hegység az egyik legnehezebb és leghálátlanabb felvételi terület, és a rétegsor megfejtése ezért nagyon nehezen megoldható földtani probléma” — jellemezte a helyzetet STACHE (in HAUER, F. 1866) a térképezési munkákról szóló rövid beszámolóban. A Bükk kutatói számára hosszú időn keresztül elképzelhetetlen volt, hogy a préselt, metamorfizált palák nem paleozoos korúak. Ebbeli vélekedésüket megerősítette néhány, karbonba sorolható lelet is. A nagy kiterjedésű világos mészkőterületeket azonban csak analógiák alapján próbálták elhelyezni a rétegsorban, ugyanakkor a paleogén, neogén és negyedidőszaki képződményeket meglehetősen pontossággal sorolták be.

MÁRTONFFY (1854) Eger környékét ismertette, néhány mondatban kitért a földtani viszonyokra is. Szerinte a Mátra „tűzképezte sziklafajokból” áll, a Bükk hegységet liász és jura képződmények alkotják, a kettő közti dombvidéken pedig a diluviumba tartozó üledékes kőzetek és málladékok találhatók. Elsőként JOKÉLY (1854) adott rövid, szabatos leírást Eger környékéről. Jól tagolta a paleogén–neogén fedőképződményeket, de a Nagy-Eged–Vár-hegy vonulatban talált idősebb, sötét és világos mészkövek korát kővületek hiánya miatt nem tudta megállapítani. Feltételezte, hogy a váci hegyvonulatokkal és a Bakonnyal egy sávba esvén, azokkal egy időszakban képződtek. ETTINGSHAUSEN (1854), meghatározva a Jokély által gyűjtött növénymaradványokat, elsőként írta le a kis-egedi „óharmadkori” szubtrópusi flórát és attól elkülönített a Bükkalján egy mérsékelt övi (ma pannóniainak nevezett) növényegyüttest.

Heinrich Wolf 1858 őszén végigjárta Észak-Magyarországot, hogy a készülő földtani térképhez barometrikus magassági adatokat határozzon meg. Mérési adatait közlő táblázatán kívül (WOLF 1860a) rövid beszámoló maradt fenn a Bükk hegységi földtani észleleteiről is (WOLF 1860b). Alaphegységi rétegsora rendkívül egyszerű: a majd 2000 láb vastagságú karbon palára 2-3 láb vastagságú, a „Buntensandsteintől” alig megkülönböztethető zöldes és kékes homokkő következik. Erre világosabb mészkő települ, mállott felszínén közelebről meg nem határozható kővületek átmetszeteivel. A mészkő földtani helyzete szerinte ugyanolyan, mint az aggteleki „barlangmészkőé”, amelyet F. Hochstetter a Perkupánál biztosan megállapított werfeni palák alapján az Alpok hallstatti rétegeivel párhuzamosított. A Diósgyőri Papírgyár mellett és Mályinkánál levő oolitos mészkövet és dolomitot ezeknél fiatalabbnak tekintette. Jellemző a rétegtani bizonytalanságra, hogy a „Pusztá Repás (Winzepal)” melletti agyagvaskövet is a karbon palák közé sorolta. Röviden összegezte az eocén, valamint az azt fedő fiatalabb üledékes és vulkáni képződményeket, utóbbiakat elkülönítve a Szarvaskő és Alsóhámor környéki idősebb eruptívumoktól. Megállapította a Nagy-fennsík karsztos jellegét is.

Az első, átnézetes térképezés eredményeit BÖCKH (1867) foglalta össze. Poteriocrinus- és Productus-leletekkel igazolt kulm formáció felett a hegység északi részén zöld és vörös, meszes betelepüléssel palákat különített el, melyeket a triászba sorolt. Leírása szerint a zöld palák Alsóhámornál schalstein- és schalsteinpala-betelepüléseket tartalmaznak, melyek szoros kapcsolatban vannak az itt megjelenő diabázokkal. A fedő mészköveket három típusba sorolva (fehér és szürke mészkő, sötétszürke-fekete mészkő, vöröses és sárgás mészpala), kőzettani alapon, a Kárpátok liász és jura rétegeivel párhuzamosította. A Tapolcsány melletti konglomerátum *Acteonella*-lelete alapján valószínűsítette annak kréta korát. Számos részletében máig helytálló módon ismertette a hegységet övező paleogén–neogén képződményeket.

A következő majd negyven év részleteket feldolgozó munkálataiból VADÁSZ (1909) tevékenysége emelhető ki. Ő, az Eger-völgyi vasút friss feltárásait vizsgálva, jelentős mennyiségű ősmaradványt gyűjtött az északi palaterületen, melyeket az akkori ismeretek alapján a karbonba sorolt. Ezek között megtalálta a mizziás mészkövet is.

Schréter Zoltán 1912–1917 között térképezte a hegységet 1:25 000 méretarányban. Míg a palák paleozoos kora számára is kézenfekvő volt, a világos mészkő besorolását évről-évre változtatta. Ősmaradvány a mészkőből csak a déli peremen került elő (a mai Bervai Formációból), amelyet felső-triásznak határozott, de a többi területen karbon, sőt devon kort feltételezett. Töprengései világosan megjelennek az éves jelentésekben; az ópaleozoosnak tekintett porfirrit a karbon és a világos mészkő között jelenik meg, a mészkő hasonlít a dobsinai karbon mészkőhöz, de egyes részei a Dunántúli-középhegység dachsteni mészkővéhez is. Felismerte a hegység gyűrt-pikkelyes szerkezetét, de a kialakított tektonikai kép túl bonyolultultra sikeredett. A kainozoos- és negyedidőszaki hegységkeret képe, tanulmányai nyomán egyre tagoltabb és részletesebb lett.

SCHRÉTER (1935a) később, az időközben összegyűlt kövületanyag alapján jelentősen átalakította a rétegsor tagolását. Az északi hegységrészben kiválasztott alsó-triász képződményeket seisi és campili rétegekre osztotta, a déli hegység-részben a radiolaritot és a fölöttük található vörös, crinoideás mészkövet (a szilvászvárad, kövületekkel igazoltan alsó-triász homokkőbe települő vörös crinoideás mészkőre hivatkozva) feltételesen szintén az alsó-triászba sorolta. A szürke, szaruköves mészkövek (a faunaegyüttes alapján a wengeni rétegekkel egyezőnek tartva) a középső-triász anisusi és ladin emeletébe kerültek, bár megjegyezte, hogy igen hasonlatosak a gutensteini, de főként a reiflingi fáciesű képződményekhez. A fölöttük települő világos mészköveket (a Berva-hát–Mész-völgy és a Hór-völgy ősmaradvány-együttesét a dél-alpi esino–marmolatai kifejlődéshez hasonlónak tartva) felső-ladin–karniba helyezte. A Nagyvisnyó melletti Lyttonia-lelet (SCHRÉTER 1936) végérvényesen bizonyította a mizziák alapján már sejtett tengeri felső-perm jelenlétét a Bükkben.

Ezt a rétegtani modellt alkalmazta az 1943-as — a hangsúlyt a paleozoikum és a hegységszerkezet tárgyalására helyező — összefoglalásában (SCHRÉTER 1943b). A Déli-Bükkben az összes mészkő-betelepüléses palát az alsó-triász „campili emeletébe” sorolta, karbon korúak csak a mészmentes részek maradtak. A kelet-bükki vulkanitokat (közlebbi kor megjelölése nélkül) a paleozoikumba helyezte, a szarvaskői bázisos vulkanitokról pedig megállapította, hogy középső-triásznál fiatalabb kort kell nekik tulajdonítani. Lehetségesnek tartotta, hogy azok a kora- és késő-kréta közé eső gyűrődési folyamattal kapcsolatban nyomultak fel.

A magmás kőzetekkel Szentpétery Zsigmond foglalkozott több évtizeden át. Leginkább közzétett leírásokat készített (SZENTPÉTERY 1923, 1929, 1932, 1934, 1935, 1936, 1947, 1950a, b, 1953) nem térképezett, korkérdésekben általában elfogadta Schréter besorolásait.

BALOGH (1950) irányadó dolgozatában a rétegtani beosztást radikálisan átalakította. A lillafüredi szelvény átbuktatott voltának felismerésével olyan folyamatos triász rétegsort kapott, ami alapján a Gömői-karszt és a Rudabányai-hegység triász rétegsorát érvényesnek tekintette a Bükkre nézve is. Így a Garadna-völgy és a felsőtárkányi Vár-hegy sötét dolomitját az alsó-anisusiba, az e fölött levő világos, cukorszövetű dolomitot a középső-, a Nagy-fennsík világos mészkövet a felső-anisusiba sorolta. A szaruköves mészkő az alsó-, míg a Déli-Bükk agyagpalái és radiolaritjai a középső- és felső-ladinba kerültek. Karni csupán a déli perem világos, faunás mészköve maradt (Berva-hát, Mész-völgy, Hór-völgy).

Hámor környéki térképezése alapján később ezt a beosztást kissé megváltoztatta (BALOGH 1951). Az alsó-triászban csak campili rétegeket talált, a középső-anisusiba beiktatta az északi eruptívumsávot, és a szaruköves mészkő rétegekkel váltakozó agyagpalákat áthelyezte az alsó-ladinba. A palasorozat fedőjében levő dolomitbetelepüléses szaruköves mészkő és a Bükk-szentkereszt környéki eruptívumok a ladin felsőbb részébe kerültek.

Ez utóbbi vulkanitokat PANTÓ (1951) térképezte. Elhagyva a Szentpétery által használt számtalan kőzetnevet, csupán „diabáztufát és -áttörést”, valamint „kvarcporfirufát és -áttörést” különített el. A vulkáni működés korát illetően elfogadta Balogh Kálmán besorolását.

Az 1952. évi térképezés eredményeként a rétegsor már csak kissé módosult (BALOGH 1954). A sötét agyagpala a barna és vörös kovapalákkal (ma radiolarit) együtt az alsó-ladinba, a világos és a szaruköves mészkövek a diabáztufával együtt a középső–felső-ladinba kerültek. A besorolás helyességére bizonyítéknak tekintette a Bánya-hegy mészkővonulatában talált és KOLOSVÁRY (1958b) által „felső»-ladini” korúnak meghatározott korallokat, valamint azt a megfigyelését, hogy „...az agyagpala palássága többnyire nem egyezik a rétegeiségével ... a Bükkfennsík D-i peremén azonban a palacsoport eredeti dőlése a fedő mészkövek alá irányul”.

A régi és az új beosztás közti vitában az érintettek a terepen kíséreltek meg kompromisszumos megoldást találni (SCHRÉTER et al. 1950). Ennek következtében SCHRÉTER (1953) az 1951. évi, Nagyvisnyó–Szilvászvárad környéki térképezés eredményeit ismertető dolgozatában módosította rétegtani beosztását. Az alsó-triászban továbbra is elkülönített seisi és campili rétegcsoportot, ezáltal fenntartotta a perm–triász folyamatos, meszes üledékképződési átmenetet, de elfogadta az anisusi dolomit létét és ennek fedőjében a szaruköves mészkövet az alsó-ladinba, míg a Nagy-fennsík fehér-világosszürke mészkövet a középső–felső-ladinba helyezte. Rövid összegző tanulmányában (SCHRÉTER 1954) pedig lényegében BALOGH (1954) rétegtani beosztását alkalmazta.

Vas- és mangánérckutatók keretében elkészült az Upponyi-hegység reambulációs felvétele (PANTÓ 1954; BALOGH, PANTÓ 1954). SZENTPÉTERY (1953) pedig a Szarvaskő környéki bázisos magmatitokról írt monografikus igényű tanulmányt.

Balogh Kálmán 1961-ben akadémiai doktori értekezés formájában foglalta össze a hegységről addig felgyűlt ismereteket, dolgozata kisebb módosításokkal 1964-ben jelent meg nyomtatásban. Ebben kikerekedett az addig vázlatos rétegtani és szerkezeti kép. Az Upponyi- és a Bükk hegységet egy földtani egységnek tekintve, északról dél felé fiatalodó, folyamatos kifejlődésű paleo-mezozoos rétegsort állított fel. Az Északi-Bükkben ez a megállapítása máig helytálló, a későbbi kutatások során csupán a részleteket lehetett pontosítani. Levezette az alsó-triász litológiai háromosztatuságát, de a térképi szétválasztás nehézségeire hivatkozva csak seisi és campili rétegcsoportokat különített el, térképén (BALOGH 1963) pedig még ezeket is összevontan ábrázolta. Az anisusi beosztása nem változott, a palacsoportot azonban kiterjesztette alsó- és középső-ladinra, ezáltal a tűzköves mészkő, a világos mészkő és a kelet-bükki vulkanitok áttolódtak a felső-ladin–karniba. A Nagy-Eged nori korú „monotiszos mészköve” zárja a triász rétegsort. A szarvaskői bázitok (némi töprengés után) a felső-krétában kaptak helyet. Az itt közölt rétegsor azután a következő két évtizedre meghatározta a Bükk felépítéséről általánosan elfogadott felfogást.

KOZUR, MOCK (1977) néhány Conodonta-leletet publikált. Az Eger-völgyben a palaterület mészkő-betelepülésében juli alemeletre jellemző együtttest mutattak ki, a Róna-bükk északi oldalának tűzköves mészköve „legfelső-karni–legalsó-nori”, a Csanyik-völgy torkolatának tűzköves mészköve „késő-alsó–középső-nori”, míg a Kis-Eged mészköve felső-nori (középső-sevati) lett. Ezek, és még néhány, külön nem publikált mikropaleontológiai adat (Kovács Sándor: Conodonta, Smiljka Pantić-Prodanović: Foraminifera) hatására BALOGH (1980, 1981) a sorrend változatlanul hagyása mellett kissé „megfiatalította” a triász rétegsor felső részét, kitöltve csaknem a teljes triászt. Ugyanakkor megalkotta a bükki triász formációk első átfogó rendszerét.

Ezt a rétegtani felfogást követte BALLA et al. (1981) a Szarvaskő és a Darnó-hegy környéki térképezés eredményeinek ismertetésében. A bázisos vulkanitok és az üledékösszlet szoros kapcsolata miatt (közbeleplelt jelleg, termokontakt zónák) egységes középső–felső-triász rétegsort épített fel, egyben felvetette a három magmás terület (Keleti-Bükk, Szarvaskő környéke, Darnó-hegy) egy óceánfejlődési sorba rendezésének lehetőségét. 1983-ban megjelent munkájában azonban az egész szarvaskői összletet áthelyezte a jurába, csupán a Nagy-fennsík maradt triász–jura(?) minősítésű.

A Magyar Állami Földtani Intézet által az 1970-es évek második felében végzett munkálatok (földtani térképezés, geokémiai vizsgálatok) egyre inkább megkérdőjelezték a dél-bükki palák korának és a hegység szerkezeti modellnek a helyességét, de az első módosítási kísérlet (a kedvezőtlen lektori vélemény miatt) kéziratban maradt (PELIKÁN 1980). 1982-ben ősmaradványokkal sikerült bizonyítani a hegység néhány pontján a jura időszaki képződmények létét (BÉRCZINÉ MAKK, PELIKÁN 1984; BALOGH KADOSA et al. 1984), ezáltal az alsó- és középső-ladinba sorolt palaterületek (a vesszősi vonulat kivételével) a szarvaskői bázitokkal együtt a jurába kerültek át. Ugyanakkor a Darnó-hegyről középső-triász radiolariák kerültek elő (DE WEWER 1984).

Világossá vált, hogy a Balogh Kálmán-féle modellt csak új paleontológiai (azon belül is főként mikropaleontológiai), litológiai, szedimentológiai és szerkezeti adatok birtokában lehet revidálni, illetőleg továbbfejleszteni. Elsősorban megfelelően kiválasztott szelvények részletes vizsgálata alapján kellett új rétegtani és szerkezeti alapelveket meghatározni, amelyek lehetővé tették az újrainduló földtani térképezés egységes szempontok szerinti lefolytatását. Az 1979-ben kezdődött alapszelvény-vizsgálatok dokumentációi jórészt kéziratban maradtak, csupán néhány rövid ismertető, ún. „kirándulásvezető” jelent meg nyomtatásban (PELIKÁN 1985, 1987a, b, 1988a, b; CSONTOSNÉ KISS, PELIKÁN 1990; FRIDELNÉ MATYÓK 1990; VELLEDETS 1990). Az alapszelvény vizsgálatokhoz kapcsolódva a képződmények metamorf fokának meghatározását ÁRKAI (1973, 1983) végezte el.

A Balla Zoltán által 1981-ben megkezdett Szarvaskő környéki térképezésbe később többen bekapcsolódtak, ennek eredményei BALLA et al. (1986) összefoglalásában jelentek meg. CSONTOS (1988) az egész hegység földtani felépítéséről adott áttekintő képet.

1986–2000 között a MÁFI geológusai térképezték a Bükk és az Upponyi-hegység teljes területét. A rétegtanra és szerkezetre vonatkozó kutatási eredményeiket publikációkban, előadásokon és terepbejárásokon folyamatosan ismertették, ezáltal pl. rétegtani álláspontjuk beépült a Magyarország litosztatográfiai alapegységeit leíró kiadványokba (FÜLÖP 1994; HAAS szerk. 1995; GYALOG szerk. 1996; TRUNKÓ 1996; CSÁSZÁR ed. 1997; BÉRCZI, JÁMBOR 1998; HAAS szerk. 2001; HAAS szerk. 2004). Ugyancsak az új eredményekre alapozódva készült el a Bükki Nemzeti Parkot bemutató könyv földtani része (PELIKÁN 2002a).

A Bükkalja földtani megismerésének története (némiképp elkülönült helyzetéből adódóan) bővebb, hiszen sok kutató csak a hegységelőtérben dolgozott. Részletes feltárásának első szakasza a 19. század második fele úttörőinek nevéhez fűződik. A bécsi földtani intézet felvételezői (JOKÉLY 1854; WOLF 1860b) horzsakőfufát, horzsakőkonglomerátumot, trachitporfírlávát és riolitlávát ábrázoltak a régióban. BÖCKH (1867) Egertől Görömbölyig két riolituffaszint (riolittal elválasztott alsó- és felső-) meglétét rögzítette. SZABÓ J. (1868, 1869) 1:288 000 méretarányú földtani térképén riolituffát és kvarctrachitot ábrázolt Bükkalján. Ezzel egyidőben megtörténtek az első paleontológiai vizsgálatok is (ÉTTINGSHAUSEN 1854; STUR 1867; NEUBAUER 1867; PANTOCSEK 1903).

A zömmel máig helytállóan bizonyult alapok lefektetése azonban főként Schréter Zoltán 1912 és 1953 közötti munkásságához fűződik. 1:25 000-es méretarányú térképezése során kimutatta a három tufaösszlet meglétét, a DNY-i régióban ezek ismétlődését faunalelőhelyek feldolgozásával is alátámasztva (SCHRÉTER 1939). Eredményeit az 1930-as évektől megindult szénhidrogén-kutatások is megerősítették, kiemelve a középső (dácittufa) összlet szintértékű szerepét (LÓCZY 1937; SCHMIDT ELIGIUS 1940; MAJZON 1956; CSÍKY 1961). HERRMANN (1952) elsősorban a vulkanitok ásványtani-kémiai összetételét vizsgálta, az ignimbriteket riolitiként minősítve.

PANTÓ (1962, 1965) érdeme a korábban lávának tartott ignimbritek felismerése. Ez a közzétani besorolás csak lassan ment át a köztudatba, így a korabeli 1:100 000-es és 1:200 000-es földtani térképek és magyarázóik ezeket a képződményeket még a régi felfogás szerint ábrázolják (BALOGH, RÓNAI 1962, 1963, 1965; ALFÖLDI et al. 1975).

A 20. század második fele korszerű őslénytani vizsgálatait ANDREÁNSZKY (1955a, b, 1956, 1957, 1959a, b); MAJZON (1956); PALIK (1958); JANKOVICH (1969); CHIKÁN (1976); HAJÓS, RADÓCZ (1971); KÖRPÁSNÉ HÓDI (1987); NAGY (in NAGY, PLANDEROVÁ 1987) nevéhez fűződnek.

Kleb Béla és munkatársai máig is jól használható 1:10 000-es méretarányú építésföldtani térképeket és részletes adatbázissal magyarázókat adtak ki Eger körzetéről (KLEB 1976a–c; KLEB szerk. 1978). VARGA Gy. (1981) az ignimbritek és a

vulkáni centrumok továbbkutatásában ért el figyelemreméltó eredményeket. HÁMOR et al. (1980, 1987) az első radiometrikus korvizsgálatokkal párhuzamosan leírták a terület formációit. A Központi Földtani Hivatal (KFH) megbízásából WALLACHER (1989) a kisgyőri 1:10 000-es térképlap építésföldtani felvételét végezte el.

Az utolsó évtizedre eső kutatások zöme három műhely köré csoportosítható.

Az Eötvös Loránd Tudományegyetem Természettudományi Kar (ELTE TTK) kutatói elsősorban ásványtani-kőzettani, geokémiai vizsgálatokat végeztek egy-egy előfordulásra, feltárásra koncentrálva, előnyben részesítve a legújabb műszerek kínálta módszereket (HARANGI et al. 2000).

Zelenka Tibor az IGCP 356. sz. projekt (Kárpát–Pannon Régió miocén paleovulkáni rekonstrukciója) keretében koordinálta az ásvány-kőzettani, geokémiai, vulkanológiai, radiometrikus, paleomágneses vizsgálatokat, figyelembe véve a MÁFI-ban megindult reambulálás eredményeit is (Zelenka T. szóbeli közlése; MÁRTON, PÉCSKAY 1998; PÓKA et al. 1998; SZAKÁCS et al. 1998).

A Magyar Állami Földtani Intézetben Radócz Gyula 2001-ben a Bükkalja északkeleti peremén, valamint a Borsodi-medencében mélyített fúrások alapján foglalkozott a miocén piroklasztikum-szintek helyzetével, bekorolásával. Ugyanitt 1996-tól kisebb-nagyobb megszakításokkal 1:25 000-es méretarányú reambulálás is folyt, mely alapvetően a Schréter–Pantó által kijelölt utat, modellt igazolta, pontosította (PENTELENYI 1996, 2001). Sor került a teljes fúrási adatbázis újraértékelésére, digitalizálására és ennek felhasználásával 1:100 000-es földtani térképváltozatok — fedett, fedetlen (prekvarter), preneogén stb. — készítésére (PENTELENYI in GYALOG et al. 1999, 2001).

A bükkaljai kaptárkövekről fellelhető földtani-régészeti ismereteket gyűjtötte össze BARÁZ (2000). Ugyancsak az ő szerkesztésében jelent meg a Bükki Nemzeti Park monográfiája, ezen belül a Bükkalja földtani vázlata 1:100 000-es méretarányú földtani térképpel (PENTELENYI in BARÁZ szerk. 2002).

Végül mindezek felhasználásával 2002-ben került kiadásra a Bükk hegység földtani térképe 1:50 000-es méretarányban (LESS et al. 2002).

# Rétegtani felépítés

A fejezetben ismertetett litosztratigráfiai egységek neve (illetve a genetikai tagolású negyedidőszaki képződmények megjelölése) után feltüntettük a „MÁFI egységes földtani térképi jelkulcsában” szereplő indexüket, míg a zárójelben a térképen használt, ún. rövid index szerepel. Az MRB által egyelőre nem elfogadott rétegtani egységek időjelben szerepelnek. Az Upponyi-hegység paleozoos képződményeit Kovács Sándor, a paleogént Less György, a Bükkalja miocén tufáit Pentelényi László írta le, míg a többi Pelikán Pál munkája.

A leírás sorrendje a triász és jura egységeknél némiképp eltér a térképi jelkulcs beosztásától. A fáciesenkénti csoportosítást a könnyebb áttekinthetőség végett tartottuk célszerűbbnek. Az upponyi-hegységi formációk leírásánál megadtuk a korábbi szerzők (pl. BALOGH 1963) által alkalmazott sorozatbeosztást is.

## PALEOZOIKUM

### FELSŐ-ORDOVÍCIUM

#### *Rágyincsvölgyi Homokkő Formáció* — $^{\circ}O_3$ ( $^{\circ}O$ )

Világosszürke, vastagpados vagy tömeges, közép-, ill. durvaszemcsés kvarchomokkő. A korábbi „upponyi III. sorozat” része.

**Litológia, település.** ÁRKAI et al. (1981) és IVANCSICS, KISHÁZI (1983) által a Rágyincsvölgyi alapszelvény-feltárásban végzett részletes közettani vizsgálatok szerint a törmelékanyag kizárólag kvarc- és kalcium-silikátokból áll, amelyeket kovás, mészes kötőanyag cementál („protokvarcit”-jelleggel). Jellegetes ásványa a kloritoid, amely azonban nem törmelék eredetű, sőt az elsődleges (fő) palásságnál is fiatalabb, mivel tűs kristályai keresztüljönnek a palássági síkokon.

Finomabbszemű, palás metahomokkő vagy homokos agyagpala betelepülések helyenként fellelhetnek benne. A Rágyincsvölgyi típusfeltárásban és környékén a metamorf palásság vékonyréteges megjelenést kölcsönöz a kőzetnek, az elválási felületek egy további deformációs fázis palássága miatt hullámosak.

A formáció érintkezése a vonulatot keretező Tapolcsányi Formáció agyagpala-kovapala képződményeivel mindenütt tektonikus, vagy fedett.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció egy vonulatban követhető végig a bántapolcsányi szőlőktől a Rágyincsvölgy alsó részén és a Malom-hegyesen át a Lázberci-tó keleti oldaláig. A tó keleti oldalán lévő feltárásokban a palásság kevésbé látszik, a homokkő itt tömeges megjelenésű. Vastagsága 50–100 m.

Alapszelvénye a Rágyincsvölgy É-i oldalán lévő sziklasor.

**Ősmeradványok, kor.** Ősmeradványokat nem tartalmaz, ezért kora csak az ismert korú szendrői–upponyi formációk analógiái alapján ítéhető meg. A formációval összevethető képződmények a Karni-Alpok–Déli-Karavankák, a Grazi paleozoikum és az Északi-Grauwacke-zóna keletkebbi része felső-ordovícium–középső-karbon rétegsorának legalsó részén, a felső-ordovíciumban lépnek fel: Polsteri Kvarcit (Északi-Grauwacke-zóna), Hundsbergi Kvarcit (Grazi paleozoikum), Bischofalmi Kvarcit (Karni-Alpok) (EBNER et al 1997, 1998). Ezért tekintjük a variszkuszi üledékciklus kezdőtagjának (a Csernelyvölgyi Homokkővel együtt) és soroljuk a késő-ordovíciumba.

**Fácies, korreláció.** Szublitorális homokkő, érett törmelékanyaggal. Gradáltság és egyéb üledékjegyek nem látszanak.

#### *Csernelyvölgyi Homokkő Formáció* — $^{\circ}O_3$ ( $^{\circ}O$ )

A korábbi földtani térképen ez a képződmény sem volt elkülönítve az „upponyi III. sorozaton” belül, elsőként FÜLÖP (1994) térképmellékletén jelent meg önálló egységként.

**Litológia, település.** Világosszürke-szürke, finom-középszemcsés, tömeges vagy vastagpados, kemény, kovás kötésű homokkő, szabad szemmel is látható agyagpalaklasztokkal és biotitlemezékekkel. Kőzetneve a Csernelyvölgyi típus-

feltárásban végzett vizsgálatok alapján (IVANCSICS, KISHÁZI 1983) „földpátos litikus grauwacke”. Törmelékanyagát elsősorban kvarcsezemcsék és kőzettöredékek alkotják. Az utóbbiak anyaga agyagkő, aleurolit, homokkő és csillámos fillit. Röntgendiffrakciós vizsgálat alapján összetétele a következő: kvarc (sok), plagioklász (közepes), szericit (kevés), klorit (kevés), kálföldpát (igen kevés).

A formáció érintkezése a mindkét oldalról szomszédos Tapolcsányi Formáció agyagpala-kovapala képződményeivel mindenütt fedett, de a Bóti-völgy legdélnyugatabbi mellékvölgyében elképzelhető átmenet (XXIV. tábla).

**Elterjedés, vastagság.** Egy vonulatba rendeződött feltárásai Nekézsenytől É-ra a Csernely-völgy Ny-i oldalában, a Bóti- és a Suta-völgy bejáratú szakaszai környékén tanulmányozhatók. Vastagsága mintegy 50–100 m.

Típusfeltárása a Bóti-völgy bejáratának É-i szomszédságában lévő felhagyott kőfejtő. A Rágyincsvölgyi Homokkő vonulatában a felszínen nem ismert, azonban az ott mélyített Dédestapolcsány Dt-8 fúrás a Tapolcsányi Formációba zártan hasonló típusú homokköveket harántolt. A kétféle homokkőformáció között valamilyes átmenetet sejtetnek a Lázberci-víztározó déli végének K-i oldalában levő feltárások.

**Ősmeradványok, kor.** Ősmeradványokat nem tartalmaz, kora a fentebb ismertetett analógiák alapján késő-ordovicium.

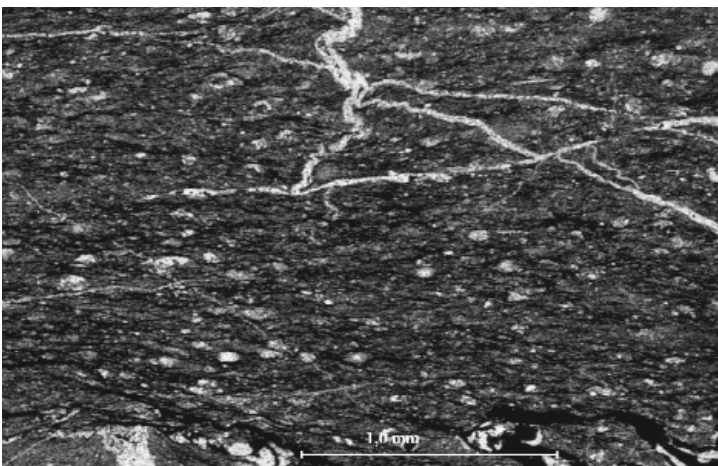
**Fácies, korreláció.** Éretlen törmelékanyaga, az ásványsezemcsék mellett a kőzettöredékek gyakorisága és a földpát/kvarc magas aránya rövid szállításra, gyors felhalmozódásra vall. Üledékszerkezeteket nem tartalmaz, rétegzetlensége stabil, nyugodt körülmények között, a litorális régióban történt lerakódásra enged következtetni. Törmelékanyagának összetétele IVANCSICS, KISHÁZI (1983) vizsgálatai szerint alapvetően eltér a Rágyincsvölgyi Homokkőétől, azonban a fentebb említett analóg kifejlődési egységekben a kvarcitok mellett a grauwackék is jellemzők a variszkuszi üledékciklus bázisára (EBNER et al. 1997, 1998).

## SZILUR–ALSÓ-DEVON

### Tapolcsányi Formáció — 'S-D<sub>1</sub> ('S)

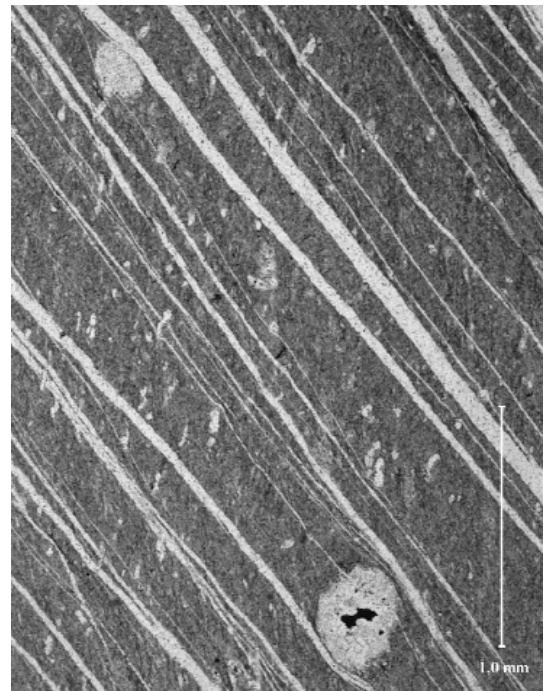
Az Upponyi-hegység D-i részén a Tapolcsányi-egység fő tömegét alkotja, a korábbi „upponyi III. sorozat” fő része.

**Litológia, település.** A formáció sötétszürke, alárendeltesen szürke vagy zöldesszürke agyagpala, sötétszürke-fekete, esetenként világosszürke kovapala és fekete lidit általában vékony rétegeinek váltakozásából áll. Az egész összlet jellegzetesen karbonátmentes. Durvább törmelékes betelepülések nincsenek. Az agyagpalában néha finoman sávozott betelepülések látszanak, melyek fenékáram-üledékeként (contourit) vagy disztális turbiditekként értelmezhetők. A kovapala az eredetileg pelites üledék másodlagos kovásodása révén keletkezett, a tiszta lidit azonban primér radiolarit (3–6. kép). Az agyagpala ásványtani összetétele ÁRKAI (1982) vizsgálatai szerint: kvarc, plagioklász, szericit, klorit, alárendelten kálföldpát és pirit. Az alacsony földpát/kvarc (kb. 1:2) és klorit/szericit (kb. 1-1,5:1) arány a



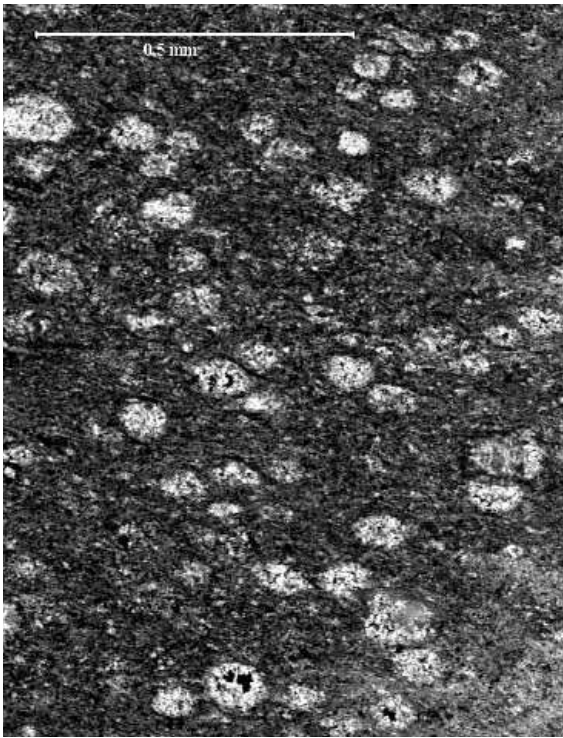
3. kép. Préselt fekete radiolarit (lidit). Alapszelvény-feltárás a Lázberci-víztározó DNy-i oldalán vezető út mentén, a Lipóc lábánál

**Photo 3.** Compressed black radiolarite (lydite). Key section located near the road on the southeastern side of the Lázberc Lake, at the foot of the Lipóc



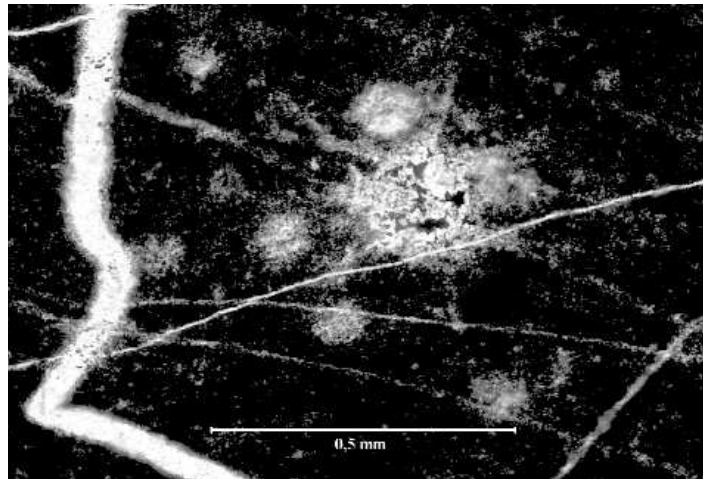
4. kép. Sötétszürke radiolarit (lidit) párhuzamos fehér kvarciterekkel, amelyek a tektonikus nyírással kapcsolatban felhasadozott repedéseket töltik ki. Éles-kő DNy-i oldala, tóparti feltárás

**Photo 4.** Dark-grey radiolarite (lydite) with parallel running white calcite veins, which fill the cracks due to tectonic shear, exposed on the southwestern side of the Éles-kő, at the lake-side



5. kép. Fekete radiolarit (lidit) a foliáció irányában ellapult radioláriákkal. Éles-kő DNy-i oldala, tóparti feltárás

Photo 5. Black radiolarite (lydite) with radiolarians flattened in the direction of the foliation. Exposure at the lake-side on the south-western side of the Éles-kő



6. kép. Radiolaria-metszet fekete liditben. Alapszelvény-feltárás a Lázberci-tó DNy-i oldalán vezető út mentén, a Lipóc lábánál

Photo 6. Radiolarian cross section in black lydite. Key section near the road on the southeastern side of the Lázberc Lake at the foot of the Lipóc

törmelékanyag érettségére, hosszú szállítására és nyugodt, egyenletes lerakódására utal. A kőzetek sötét színét szervesanyag- és mangánoxid-tartalmuk okozza. A formáció egyik különlegessége a grafit és az antracit „koegzisztenciája”: a kőzetekben finomdiszperzen elszórt, antracitos szénülségi fokú szerves anyag a palássági síkok menti nyírt zónákban az irányított nyomás (stressz) hatására grafitá alakult.

A formáció helyenként bazisos vulkanit betelepüléseket tartalmaz: a Dédestapolcsány Dt-8 fúrásban több szintben szintgenetikus metabazalt betelepülések lépnek fel (ÁRKAI et al. 1981), a nekézsenyi szőlőktől K-re lévő Rigós-lápa K-i oldalán pedig kb. 15-20 m vastag, schalstein típusú vulkáni-üledékes betelepülés ismert az agyagpala-kovapala összletben.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció nagyterjedésű törmelékmezői jellegzetesen kopár, aljnövényzet nélküli, ritkás, alacsony növésű fákkal benőtt hegyoldalakat alkotnak. Három sávban lép fel a Tapolcsányi-egység területén, amelyeket a Csernelyvölgyi Homokkő és az Éleskői Formáció, ill. a Rágyincsvölgyi Kvarchomokkő vonulatai választanak el egymástól. A velük való érintkezés sehol sincs feltárva, az éles kifejlődésbeli eltérés miatt az feltehetően mindenütt tektonikus. Kivételt a Bóti-völgy DNy-i oldalának második mellékvölgye képez, amelynek vízmosásában folyamatosan tűnik a Csernelyvölgyi Homokkő és a Tapolcsányi Pala átmenete. Megoldatlan továbbá a Rágyincsvölgyi Homokkő felszíni elterjedési területéhez közel mélyült Dédestapolcsány-8 fúrásban a Tapolcsányi Formáció üledékei közt harántolt homokkőszintek helyzete, amelyek viszont Csernelyvölgyi Homokkő típusúak. A formáció vastagsága kb. 100 m, max. 400 m.

**Ősmaradványok, kor.** Az ősmaradványokat a lidit vékonycsiszolataiban felismerhető, a palásság síkjába ellapult, átkristályosodott Radiolaria-vázak képviselik (3., 4. kép). A liditből és a kovapalából több mint 50 minta került fluorsavas oldásra, de sem Conodonta, sem más korjelző mikrofoszfília nem került elő. A formáció korát csak a már fentebb ismertett analógiák alapján lehet megítélni; szilur (FÜLÖP 1994), illetve szilur-kora-karbon (EBNER et al. 1997, 1998) korú.

**Fácies, korreláció.** A durvatörmelék és a reszedimentációs jelenségek (eltekintve a helyenkénti finomsávozottságtól) teljes hiánya, a teljes karbonátmentesség, a törmelékanyag érettsége alapján a formáció kőzetei nyílt, mély vízben, nyugodt körülmények között, az adott időszak karbonát-kompensációs szintje alatt rakódtak le. A radioláriás liditrétegek a törmelékiszolgáltatás szüneteiben történt radioláriás iszap szedimentációról tanúskodnak. Az üledék sötét színe, pirit-, szervesanyag- és MnO-tartalma általános redukzív körülményekre, euxin viszonyokra utal. A ritkán észlelhető finom (mm-es) sávazottság contouritekként vagy disztális turbiditekként értelmezhető.

A formáció analóg képződménye az egész európai szilurban elterjedt fekete, grafitos-mangános agyagpala és lidit képződményekben keresendő. Ezek jellegzetes szintet alkotnak a Karni-Alpok-Déli-Karavankák, a Grazi paleozoikum és a Grauwacke-zóna medencekifejlődéseiben is. A graptoliteszek — eddigi — hiányát a Tapolcsányi Formációban az anchi- és az epizóna határára eső metamorfizáltsági fok, illetve a palássági síkok menti szétválás is magyarázhatja. A Karni-Alpokban a Bischofalmi Formációcsoport agyagpala-lidit összelete az ordovícium/szilur határon kezdődik és az alsó-karbon viséi emelet felső részéig tart; ezen belül a szilurra a lidit fekete színe, a devon-alsó-karbonra (Zollneri F.) pedig vilá-

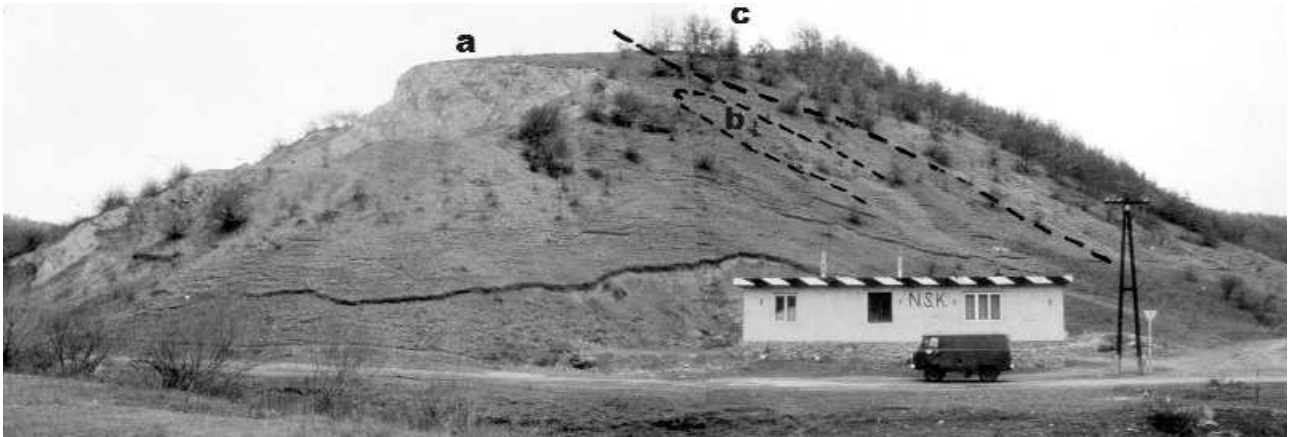
gosabb színe jellemző (SCHÖNLAUB 1979, 1985). Mindezek alapján a Tapolcsányi Formáció leginkább a szilurba sorolható, azonban a világosszürke kovapalával jellemzett részeinek esetleges fiatalabb kora sem zárható ki a Bischofalmi Formációcsoporthoz analógiája alapján (EBNER et al. 1997, 1998).

## DEVON

### Strázsahegyi Formáció — <sup>sh</sup>D<sub>1-2</sub> (\*D)

A hegység déli peremén végighúzódnak, a Tapolcsányi Formáció kőzetei között megmegszakadó vonulatban fellépő bázisos metavulkanit- és mészkőtestek alkotják a Strázsahegyi Formációt. BALOGH (1964) a diabáz-betelepüléseket tartalmazó mészkövet a Bükk ladin tűzköves mészkőcsoportjával tartotta egyezőnek.

A formáció három legjellegzetesebb képződménye: 1. bázisos vulkanit (schalstein, metabazaltláva), 2. világosszürke, crinoideás mészkő, 3. vasas metasomatizált szenvedett (ankerites-sziderites) karbonátkőzetek, ill. alárendeltekben „tufák”. Mivel schalstein típusú bázisos vulkanitok a Tapolcsányi Formációban és az Abodi Mészkő Formációban is előfordulhatnak, azok hovatartozása — legalábbis ismereteink mai állása szerint — csak a kísérő üledékes képződmények alapján dönthető el pontosan. A két metavulkanitot a térképen Strázsahegyi Formációként, ill. az Abodi Mészkő Zsinnyei



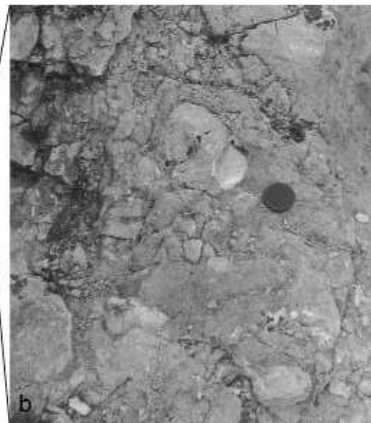
7. kép. Strázsahegyi Formáció. A Harka-tető DK-i oldala az olisztosztrómaszint helyzetével. a = schalstein, b = metasomatizált dolomittest, c = olisztosztróma metabazalt mátrixszal és mészkő olisztolitokkal (fotó Kovács S.)

Photo 7. Strázsahegy Formation. South-eastern part of the Harka-tető, with the place of the olistostroma level. a = schalstein, b = dolomite with metasomatisation, c = olistostroma with metabasalt matrix and limestone olistoliths (photo: S. Kovács)



8. kép. Strázsahegyi Formáció, alapszelvény-feltárás a Harka-tető gerincén. a) Különböző méretű mészkő olisztolitok (feketével keretezve) részben elváltozott metabazalt mátrixban, b) az a) kép részlete (fotó: Kovács S.)

8. kép. Key section of the Strázsahegy Fm, on the Harka-tető. a) limestone olistoliths in metabasalt matrix b) part of the picture a) (photo: S. Kovács)



Tagozataként különítjük el. Korábban az előbbi hol önálló formáció (KOVÁCS S. 1989, FÜLÖP 1994), hol a Tapolcsányi Formáción belüli tagozat (KOVÁCS S. 1992, EBNER et al. 1997, 1998) volt.

Típusterülete a nekézsenyi Strázsa-hegy Ny-i gerince (Harka-tető —7. kép, I. tábla 4. kép). Egyéb előfordulása (Ny-ról K-felé): a Jőcsös-völgy bejárati szakaszának két oldala, a Csernely-völgynek a Strázsa-heggyel átellenes, Ny-i oldala, a bántapolcsányi szőlők felett a Baltatető DK-i oldala, a Rágyincsvölgy torkolati szakaszának D-i oldala (elszigetelt rögökben a hegygerincen is) és a Lázberci-tó K-i oldala (a tó déli vége felett).

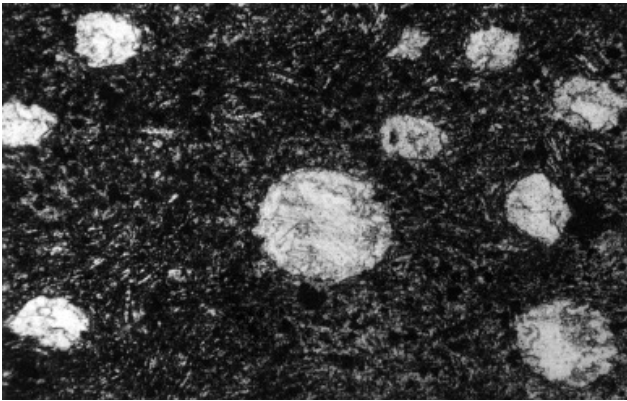
**Litológia, település.** A strázsahegyi típus-szelvényben egy alsó, schalsteinszint és egy felső, olisztosztrómaszint különül el:



a) *Schalsteinszint*. A korábban „diabázagglomerátum”, „diabáztufa”, ill. „karbodiabáz” néven leírt kőzeteket (PANTÓ 1954) a Strázsa-hegy nyugati végén lévő kőfejtő két szintje tárja fel. A zöldesszürke, vulkáni és karbonátos kőzettörmelék, ill. zárványokat tartalmazó, gyakran kalcitfészkekkel átjárt kőzet Vetőné Ákos (in KOVÁCS, VETŐNÉ ÁKOS 1983) és ÁRKAI (1982) vizsgálatai szerint karbonátos szedimentációs környezetbe került bázisos vulkáni anyag, amely kiömlése során intenzíven keveredett a konszolidálatlan mészsizzappal és az így keletkezett kevert kőzet valódi neve „schalstein”, amely különösen gyakori a germán devonban. A keveredést nagymértékben elősegítették a vulkáni működés által előidézett gravitációs üledékmozgások (üledécsuszamlás, törmelékfolyás). A bázisos vulkáni anyag tholeiites összetételű (elemzési adatait I. KOVÁCS, VETŐNÉ ÁKOS 1983).

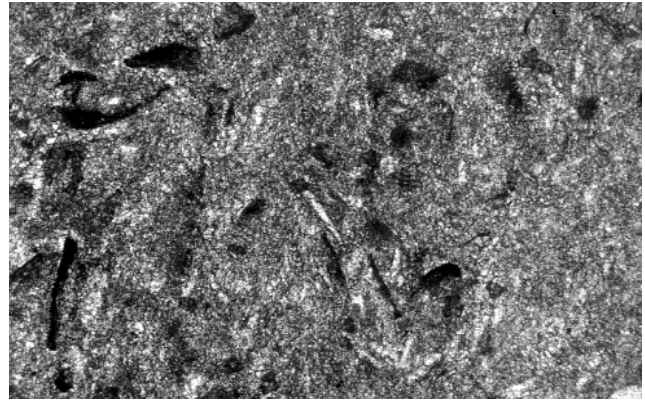
A schalstein max. ökolnyi nagyságú, szögletes mészkő és ritkán agyagpalazárványokat tartalmaz, melyek egyes szintekben feldúsulnak. Ezen szintek települése alapján a képződmény DK felé dől. A nagyobb zárványoknak kontakt-metamorfizált kérgük és ép magjuk van. A mészkőzárványok leggyakoribb típusa az alsó-devon világosszürke, crinoideás mészkő.

b) *Olisztosztrómaszint*. A schalsteinszintre mintegy 30-40 m vastagságban egy olisztosztrómaszint települ, amelynek mátrixa bázisos metavulkanit, olisztolitjait pedig két fő típusba tartozó mészkő alkotja (KOVÁCS S. 1989).



9. kép. Az olisztosztrómaszint mátrixa: pilotaxitos szövétü metabazalt, kalcittal, ill. részben kvarccal kitöltött hólyagüregekkel. A 8. fotón látható feltárás alsó részéből

Photo 9. The matrix of the olistostrome horizon: vesicular metabasalt of pilotaxitic texture with vesicles filled with calcite and partly with quartz. From the lower part of the exposure shown by Photo 8.



10. kép. Szilur (ludlowi) pelágikus mészkő olisztolit mikrofáciése: átkristályosodott biomikrit (mikropátit), Conodonta-metszetekkel, a Harka-tető DK-i oldaláról, N 30×

Photo 10. Olistolith microfacies of a Silurian (Ludlowian) pelagic limestone: recrystallised biomicrite (microsparite) with Conodont cross-sections from the southeastern side of the Harka-tető, M 30×

A mátrix anyaga ÁRKAI (1982) vizsgálatai szerint zöldesszürke-zöldesbarna, elváltozott metabazaltláva, hólyagos metabazalt (8b. kép, 9. kép) és alárendelten metabazalttufa (az utóbbi meszes). A mállottság miatt makroszkóposan a lávakőzetek is lazább tufának tűnnek. A mészkőolisztolitok mérete ökolnagyságtól több mint 10 méterig terjed. Többé-kevésbé kerekdedek, nem sarkosak, eloszlásukban semmilyen osztályozottság nem látszik.

Az olisztolitok anyaga:

— Szilur pelágikus mészkő (10. kép, I. tábla 7. kép). Ennek blokkjai viszonylag kisebbek és mennyiségük is alárendelt, bár 2-3 m<sup>3</sup>-esek is előfordulnak. Anyaguk lilásvörös és zöld, vagy zöldes-vöröses, tömött, eredetileg mikrites mészkő, néha szinszediment vulkánosságról tanúskodó tufás beszűrődésekkel. A makrofosszíliákat orthocon Nautiloidea (11. kép — GNOLI, KOVÁCS 1992), valamint Brachiopodák képviselik.

Ez a fácies Conodontákban rendkívül gazdag, a fauna azonban szinte kizárólag egyfajta Conodontából (coniform elemek) és az *Ozarkodina excavata excavata* multielem (Pa-elem): *Spathognathodus inclinatus inclinatus* összetevőiből áll. A mészkövek wenlocki és ludlowi korát a következő Pa-elemek (= platform elemek) bizonyítják (amelyek egyedszámában meglehetősen alárendelt az előbbiekhöz képest): *Kockella variabilis*, *Spathognathodus inclinatus inflatus*, *Sp. sagittus*. Ezek közül a *Sp. sagittus* a wenlocki emelet zónajelző alakja, míg a másik kettő a ludlowi emeletet jellemzi.

— Legalsó-devon crinoideás mészkő. Ennek blokkjai nagyobbak, kisebb háznagyságot is elérnek és az olisztolitok túlnyomó részét alkotják. Anyaguk világosszürke,

11. kép. Strázsahegyi Formáció. Szilur orthocon Nautiloidea (*Kopaninoceras?* sp.), a Harka-tető DK-i oldalából származó mészkőolisztolítból (GNOLI, KOVÁCS 1992 után)

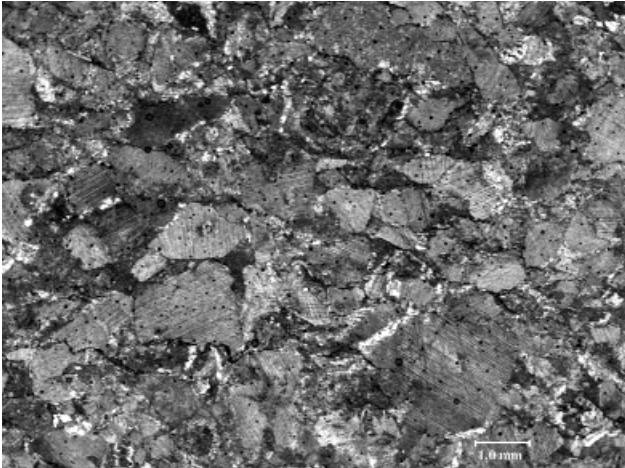
Photo 11. Strázsahegy Formation. Silurian orthocone Nautiloidea (*Kopaninoceras?* sp.) from a limestone olistolith on the south-eastern side of Harka-tető (after GNOLI, KOVÁCS 1992)



néha sötét kékesszürke, általában rétegzetlen crinoideás mészkő (12. kép, I. tábla 6. kép). A Crinoidea-törmelék egyes olisztolitokban gradációt mutat, mellette ritkán Brachiopodák és koralltöredékek (13. kép) is előfordulhatnak. Üledékképződési környezet: zátonylejtő. Ez a típus nem olyan gazdag Conodontákban, mint az előző.

A képződmény legalsó-devon korát az alábbi Pa-elemek bizonyítják: *Spathognathodus masarus*, *Sp. remscheidensis remscheidensis*, *Sp. wurmi*, *Spathognathodus* aff. *optimus*.

A *Spathognathodus remscheidensis remscheidensis* és a *Sp. wurmi* fajlétője kiterjed az egész gedinni emeletre, míg a *Sp. masarus* és a *Sp. aff. optimus* a gedinni/siegeni határintervallum szintjelzője. A Barrandium emeletbeosztásának értelmében viszont még az utóbbi két faj is a lochkovi emelet felső határán belülré esik.



12. kép. Legalsó-devon (lochkovi) „crinoidit” (crinoideás packstone). Csernely-völgy DNy-i oldala a Harka-tetővel átellenben

**Photo 12.** Lowermost Devonian (Lochkovian) "crinoidite" (crinoidal packstone), from the south-western side of the Csernely Valley facing the Harka-tető



13. kép. Legalsó-devon (lochkovi), lejtőfációs crinoideás mészkő, korallmetszettel. Harka-tető DNy-i oldala

**Photo 13.** Lowermost Devonian (Lochkovian) crinoidal limestone of slope facies with a coral cross section from the south-western side of the Harka-tető

— Egyéb olisztolitok. Nagyon alárendelten egyéb típusú mészkőolisztolitok is előfordulnak: világosszürke vagy zöldesszürke, brachiopodás, eredetileg mikrites mészkő; szürke mészkő Crinoideák nélkül. Vékonycsiszolatban styllinás mikrit is felismerhető. Ugyanazokat a Conodontákat tartalmazzák, mint a fentebb részletezett két típus.

A tiszta mészkőolisztolitokon kívül néha metabazalt és mészkő intraformációs breccsa olisztolitok is találhatóak. A bennük lévő szögletes metabazalt- és mészkőklasztok nagysága nem haladja meg a néhány centimétert.

A lejtőtörmelékéből néhány korall került elő, melyek közül Mihály Sándor a Szendrőládi Mészkőben is előforduló *Thamnopora reticulata* fajt határozta meg.

A fentebb ismertetetteken kívül ismeretes még néhány egyéb előfordulás. A Strázsa-hegyen a típusszelvény felett vasas metasomatit, crinoideás mészkő és alárendelten metabazaltláva található egyes kibúvásokban. A Strázsa-heggyel szemközti oldalban metabazaltláva, crinoideás mészkő és ankerit lép fel. A Jőcsös-völgyben elsősorban ankerit-sziderit, valamint metabazaltláva és alárendelten crinoideás mészkő, Nekézseny déli szomszédságában világosszürke, crinoideás mészkő található. A Rágyincs-völgy torkolati szakaszának D-i oldalán és a víztározó K-i oldalán ankerit és vasas mészkő dominál, az előbbi előfordulási helyen azonban világosszürke, crinoideás mészkő és fehér, tömeges, kristályos mészkő is látható.

**Ösmeradványok, kor.** A formáció nyilván fiatalabb a típusszelvény mészkőolisztolitjaiban előforduló legfiatalabb Conodonta-faunánál (késő-lochkovi, avagy gedinni/siegeni határ), vagyis alsó-devon végi vagy középső-devon korú. Az ennél fiatalabb kor az Abodi Mészkőben (Zsinnye, Kőrözsa-tető) előforduló schalstein típusú vulkanitok kora alapján kizárható, mivel azokkal teljesen más mészkővek társulnak. A törmelékben előforduló korall (*Thamnopora reticulata*) szintén középső-devonra utal.

A crinoideás mészkővek mindegyik előfordulási helyen szegényes, de a strázsahegyi crinoideás mészkővel megegyező korú, legkorábbi-devon Conodonta-faunát tartalmaznak.

#### **Upponyi Mészkő Formáció — "D<sub>2-3</sub>" ("D)**

A hegység északnyugati részén, Uppony község D-i és DK-i szomszédságában, a korábban „I. sorozat”-ként elkülönített képződménysávról Kovács S. már 1983-ban kimutatta (in FÜLÖP 1994), hogy azon belül a világos, rétegzetlen-pados Upponyi Mészkő és a sötét kékesszürke, jól rétegzett Lázberci Mészkő két-két, ÉNy-i vergenciával egymásra torlódott pikkelyben ismétlődik benne. A pikkelyes szerkezet jól látszik a Csernely-völgy torkolatának szelvényében. A térképezés során kiderült, hogy képződmények még a pikkelyeződést megelőzően gyűrődtek. Magát az

Upponyi Mészkövet legszebben az Upponyi-szorosban tárták fel (I. tábla 1. kép), itt azonban az északnyugatabbi pikkelye már nincs a felszínen.

**Litológia, település.** Világosszürke, szürkésfehér, helyenként kékesszürke, rétegzetlen vagy pados, kissé kristályos mészkő (14. kép). Néha sötétebb szürke vagy barnás, finomabbkristályos, hasadékkitöltés-szerű részleteket tartalmaz.

ÁRKAI et al. (1981) vizsgálatai szerint a mészkő 98%-ban kalcitból áll, és mindössze 1-1%-ban tartalmaz kvarcot és szericitet. Az előbbi feltehetően autigén, az utóbbi pedig elsősorban a nyomási oldódási felszíneken feldúsult agyag-filmekből alakulhatott át.

A formáció rétegtani fekéje nem ismert, fedője az Abodi Mészkö Formáció.

**Elterjedés, vastagság.** Az Upponyi-hegység ÉNy-i peremén található felszínen, ahol tektonikusan — eltolódással kapcsolatos, ún. push-up szerkezetként — rudabányai típusú triász és oligocén képződményekre tolódott fel (I. tábla 3. kép, XXV. tábla). Vastagsága kb. 200 m.

**Ősmeradványok, kor.** Az Upponyi Mészkö semmiféle felismerhető ősmaradványt nem tartalmaz, korára csak közvetett bizonyítékok vannak. A Lázbérci-egység képződményeinek többszöri váltakozása, szoros egymásra pikkelyezettsége nemigen valószínűsíti, hogy itt alapvetően idegen, eredeti rétegtani összefüggéseikből teljesen kiszakított formációk torlódtak volna egymásra. Mivel a késő-devon–középső-karbon intervallumot biosztratigráfiailag bizonyított korú képződmények töltik ki, az Upponyi Mészkö rétegtani helyzete az egység rétegoszlopának alján, a középső-devonban valószínűsíthető, de átterjedhet a felső-devon alsó részére is. Emellett szólhatnak bizonyos szendrői-hegységi analógiák (a hasonlóan karbonátplatform fáciesű, de — főleg színbeli — megjelenésében világosan különböző Rakacaszendi és Bükkhegyi Márvány), valamint az, hogy a paleozoos Tethysben az általános karbonátplatform-maximum ekkor volt. Felső korhatárt jelent az Upponyi-szoros déli bejáratánál húzóódó, függőleges állású Abodi Mészkö zónájából származó Conodonta-adat (alsó-famenni, Palmatolepis marginifera Zóna). Bár a völgytalpi feltárásban a két képződmény érintkezése tektonikus (eltolódás jellegű), a Ny-i oldalon fent (Páskaraj-tető — XXV. tábla) a sziklalfal teteje közelében egy ponton megőrződött a két formáció üledékes kontaktusa.

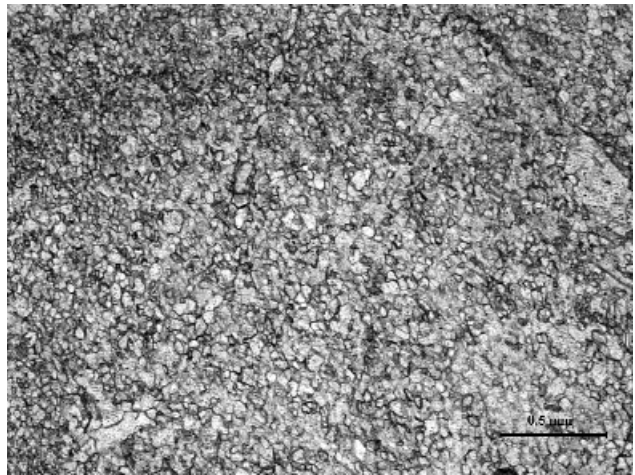
**Fácies, korreláció.** A mészkő tisztasága, világos színe, tömeges vagy pados megjelenése alapján metamorfizált zátonylagúna fáciesű lehet (I. tábla 2. kép).

#### **Abodi Mészkö Formáció — ${}^3D_3$ ( ${}^3D$ ), Zsinnyei Metabazalt Tagozat — ${}^2D_3$ ( ${}^2D$ )**

Az általában „cippolino” típusú formáció a Szendrői- és az Upponyi-hegységben egyaránt megtalálható (részben a „szendrői III.”, részben az „upponyi II. sorozat”), csupán az átalakultság foka eltérő.

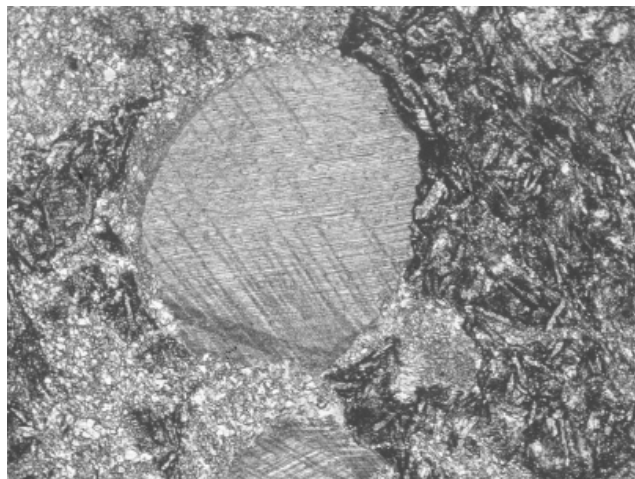
**Litológia, település.** A típusos Abodi Mészkö zöldes- vagy kékesszürke, néha lilás árnyalatú, mállottan sárgásbarna, szericit-klorithálós, jellegzetesen harántpalás, vékonyréteges, „rudas” szerkezetű, metatufitos mészkő (cippolino). Az upponyi-hegységi Abodi Mészkö azonban kevésbé metamorf, mint a szendrői-hegységi.

A típusos változat mellett kékesszürke, pados mészkövek, barna, gumós mészkövek, valamint közbetelepülésként fekete palák, kékesszürke mészpalák, zöldesszürke tufitok, helyenként egyes padokban fehér vagy kékeszürke, durvábbkristályos mészkövek szintén előfordulnak. Bázisos vulkanitok (Zsinnyei Metabazalt Tagozat) nagyobb tömegben a formáció fő elterjedési sávjának Ny-i részén, a Zsinnye D-i és DK-i lejtőjén, a Kőrözsa-tető É-i lejtőjén, valamint a kettő közti szurdokban fordulnak elő (XXVI. tábla). A mészkő és a vulkanit intrakonglomerátum-szintekkel történő összefogazódása (15. kép) a



14. kép. Az Upponyi Mészkö metamorf karbonátplatform fácies, xenotópos, porphyrotópos metapátit. Kalica-tető ÉK-i lába

Photo 14. Metamorphic carbonate platform facies of the Uppony Limestone, xenotopic, porphyrotopic metasparite from the northeastern foot of the Kalica-tető



15. kép. Vulkanai anyag (pilotaxitox szövetű metabazalt) „beszűremkedése” átkristályosodott, Crinoidea-töredékeket tartalmazó Abodi Mészköben. Zsinnye DK-i oldala, frasnai mészkő és metabazalt összefogazódása

Photo 15. Volcanite (pilotaxitic metabasalt) interfingering with recrystallized Abod Limestone. South-eastern side of Zsinnye

Zsinnye lejtőjének feltárásaiban látható (lásd in KOVÁCS, VETŐNÉ ÁKOS 1983), az ugyanitt mélyült SÁTA SÁ-1 fúrásban ez az összetétel 132,8 m vastagnak bizonyult.

Uralkodó ásványok: klorit, kalcit, mikrokristályos kvarc, alárendelten plagioklász (többnyire kalcit helyettesíti), sziderit, dolomit, pirit, goethit, leukoxén; néha amfibol- és piroxén-reliktumok is felismerhetők vékonycsiszolatban. A metatufitos mészkő átlagos összetétele ÁRKAI et al. (1981) szerint kalcit (74%), szericit (9%), klorit (7%), kvarc (7%), hematit (3%).

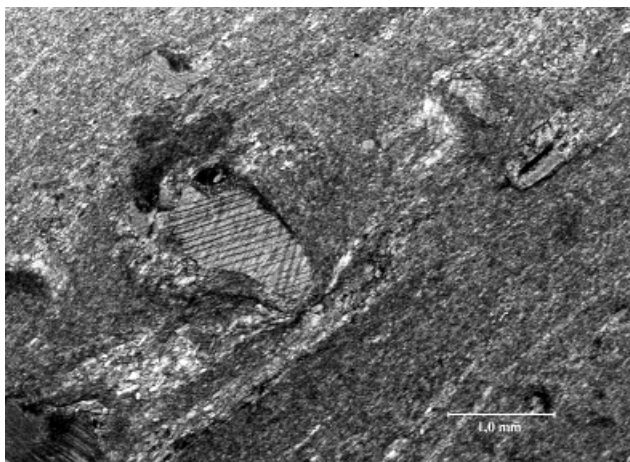
Feküjében az Upponyi Mészkő található, fedőjében a Lázberci Formáció települ.

**Elterjedés, vastagság.** A Kőrözsa-tető É-i lejtőjén nagyobb területen fekete–zöldesfekete–zöldesszürke, tufitos agyagpala is felszínen van. A fő sávon kívül keskeny (10-15 m széles), függőleges állású sávban jelen van az Upponyi-szoros déli bejáratánál is, ahol tektonikusan érintkezik az Upponyi Mészkővel (XXV. tábla), valamint délen, az Éles-kőn a Lázberci és a Tapolcsányi-egység határánál is (XXVII. tábla).

Vastagsága kb. 200 m.

**Ősmeradványok, kor.** A Zsinnyéről a vulkanitokkal összefogazódó mészkövekből frasnai Conodonták kerültek elő: *Ancyrodella cf. nodosa*, *Icriodus symmetricus*, *Palmatolepis* sp. ex gr. *hassi-gigas*, *Polygnathus* sp. (KOVÁCS, VETŐNÉ ÁKOS 1983).

A Zsinnyétől K-re az Abodi Mészkőből vizsgált minták kora a *Polygnathus asymmetricus* és a *Bispathodus costatus* Zónák között szór, ami a formációnak a frasnai elejétől a famenni végéig terjedő korát bizonyítja. A Vízköz DK-i gerincéről azonban egy szürke, tűzköves mészkő feltárásból felső-givetit koradat is ismert, a kibúvást azonban kis kiterjedése miatt nem választottuk ki az Abodi Mészkő Formációból.



16. kép. Az Abodi Mészkő metamorf medencefáciase Crinoidea-törödékekkel. A Lázberci-tó DNy-i oldalán vezető út mentén

**Photo 16.** Metamorphic basin facies of Abod Limestone with crinoid fragments, from the exposure near the road on the south-western side of the Lázberc Lake

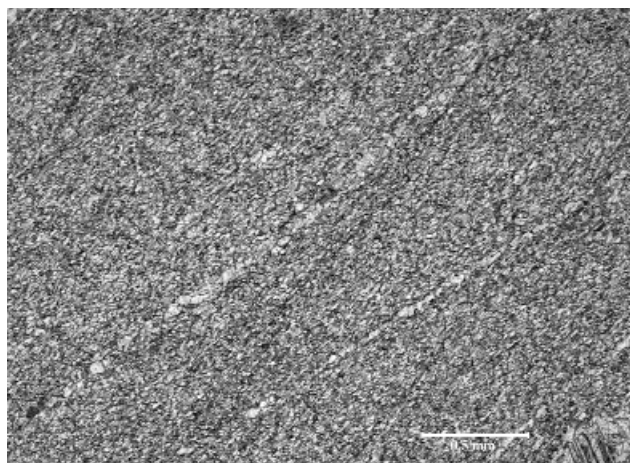
**Fácies, korreláció.** A mészkő tömött, finomkristályos volta, Conodonta-tartalma alapján pelágikus medence fációs üledék (16. kép).

A típusos Abodi Mészkőben („cippolino”) jelen lévő kloritosodott vulkáni anyag az egyidejű bázisos vulkáni működésből származtatható, amelynek termékei a fő sáv Ny-i végén is láthatók. A Zsinnyén megfigyelhető, hogy a mészszip és a bázisos vulkáni anyag még konszolidálatlan, lágy állapotban, üledéksuszamlások következtében keveredett össze (KOVÁCS, VETŐNÉ ÁKOS 1983). A Zsinnye–Kőrözsa-tető közti szurdokban és a Kőrözsa-tető ÉNy-i peremén mélyült SÁTA SÁ-1 fúrásban feltárt agglomerátumszerű, meszes-diabázos vulkáni-üledékes breccsa (schalstein) eredete szintén üledéksuszamlásokkal magyarázható.

**Dedevári Mészkő Formáció** —  ${}^dC_1$  (a térképen az Abodi Mészkővel összevontan)

A korábbi „upponyi II. sorozat” része volt ez a képződmény is.

**Litológia, település.** Többnyire metasomatizált, eredetileg kékesszürke, gyakran jellegzetes lilás árnyalatú és sötét kékesszürke, réteges, vagy vékonypados, tömött, flázeres mészkövek alkotják. A metasomatizált változatok anyaga barnás színű, ankerit-sziderit és dolomit. Az idetartozó képződmények csak koruk ismeretében különíthetők el biztosan, mivel hasonló litológiájú mészkövek találhatóak mind az Abodi Mészkő Formáción, mind pedig a Lázberci Formáción belül. Az előbbitől eltérően azonban hiányzik a vulkáni anyag hozzákeveredése (17. kép). Bár a tournéi–alsó-viséi koradatok a hegység legerősebben metasomatizált zónájából — az Abodi Mészkő elterjedési sávján belül — ismeretesek, a metasomatizáció többé-kevésbé érintette a karbonátos kőzeteket az egész Upponyi-hegység területén. A formáció két legfontosabb feltárásában — a dedevári alapszelvényben a Lázberci-tó K-i partján, valamint az upponyi kőbányából a Vízközre vezető erdészeti út mentén a Lázberci és az Abodi Mészkő északi határánál —



17. kép. Dedevári Mészkő metamorf medencefáciase, hipidiotópos, poikilotópos meta-mikropátit. Lázberci-völgy, alapszelvény-feltárás a Dedevár lábánál

**Photo 17.** Metamorphic basinal facies of Dedevár Limestone, hypidiotopic, poikilotopic metamicrosparite. Key section at the foot of the Dedevár in the Lázberc Valley

1-2 m vastag, barnás- és zöldesszürke, vékonyrétegzett lidit szint látható az alsó-viséi szakaszban (18. kép).

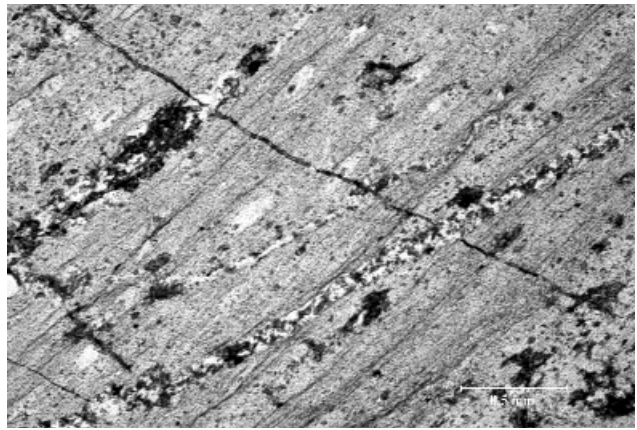
Vastagsága néhány métertől max. 20 m-ig változó.

**Ősmaradványok, kor.** A vizsgált mintákból gazdag tournéi és szegényes alsó-viséi Conodonta-fauna került elő:

— tournéi: *Polygnathus communis communis*, *P. normalis*, *Pseudopolygnathus triangularis triangularis*, *Siphonodella crenulata*, *S. quadruplicata*,

— alsó-viséi: *Gnathodus delicatus*, *Gnathodus* sp.

**Fácies, korreláció.** A pelágikus medence fáciesű Dedevári Mészkövet a Szendrői-hegységben részben a Rakacszei Márvány pelágikus mészkő hasadékkitöltései képviselik, amelyeknek kevert Conodonta-faunájában — frasní–famenni korúak mellett — tournéi–alsó-viséi alakok fordulnak elő. A formáció analóg kifejlődése a Grazi paleozoikum pelágikus medence fáciesű, uralkodóan kékesszürke Sanzenkogeli Mészköve, amelyben az 1-2 m vastagságú alsó-viséi lidit litosztratigráfiai vezérszintet alkot.



18. kép. Alsó-viséi karbonátos liditszint a Dedevári Mészköben, a foliáció mentén ellapult Radioláriákkal. Alapszelvény-feltárás a Dedevár lábánál

Photo 18. Lower Visean carbonatic lydite horizon in the Dedevár Limestone with radiolarians flattened parallel to the foliation. Key section located at the foot of the Dedevár

## KARBON

### Az Upponyi-hegység karbonja

#### Éleskői Formáció — °C (°C)

A korábbi „upponyi III. sorozat” elterjedési területén lép fel, a korábbi térképezések során nem különítették el.

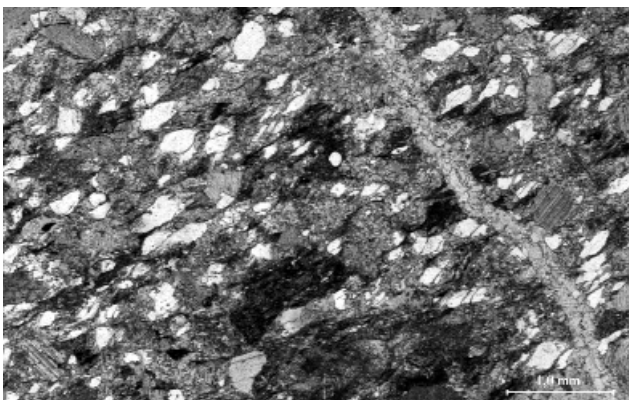
**Litológia.** A formáció olisztosztróma jellegű; szürke, mállottan barnásszürke, sárgásszürke meszes agyagpala, aleuritos agyagpala és finomszemcsés homokkő mátrixba 1-2 m-től néhány tíz m-ig terjedő nagyságú kékesszürke, pados mészkő vagy kékesszürke-fehér sávos mészkő tömbjei ágyazódnak.

A mészkőolisztolitok mikrofáciese általában styliolinás mikropátit (eredetileg mikrit — 19–22. kép). A szövet többnyire kissé irányított. Egyes olisztolitok anyaga teljesen átkristályosodott, homogén, irányított mikropátittá alakult.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen egyetlen sávban jelenik meg a Lázberci-víztározó K-i oldalán, az Éles-kő középső részén és a tő Ny-i oldalán a Lipóc DK-i lejtőjén. Vastagsága 50 m-nél kisebb.

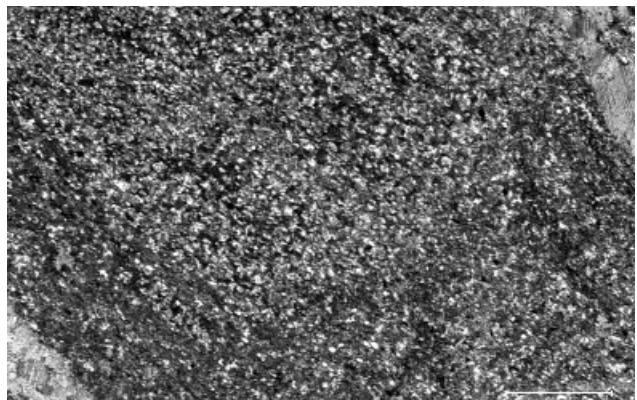
**Ősmaradványok, kor.** A mészkőolisztolitok a víztározó K-i oldalán az alábbi, emsi–famenni Conodonta-faunát tartalmaznak: *Polygnathus serotinus* (emsi), *P. costatus costatus* (eifeli), *P. angusticostatus* (eifeli), *P. linguiformis alveolus*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. linguiformis* ssp., *Palmatolepis delicatula* ssp. (alsó-famenni), *P. glabra* ssp. (alsó-famenni), *P. minuta* ssp. (alsó-famenni), *P. perlobata* (alsó-famenni), *P. subperlobata* (alsó-famenni), *P. cf. regularis* (alsó-famenni), *Icriodus alternatus* (alsó-famenni), *I. nodosus* (alsó-famenni)

**Fácies, korreláció.** Az Éleskői Formáció a variszkuszi flis-stádium üledékének minősíthető (EBNER et al. 1997, 1998). A Strázsahegyi Formáció olisztosztrómájától a mátrix anyagában (ott bázisos vulkanoklasztit, „schalstein”, itt kevert



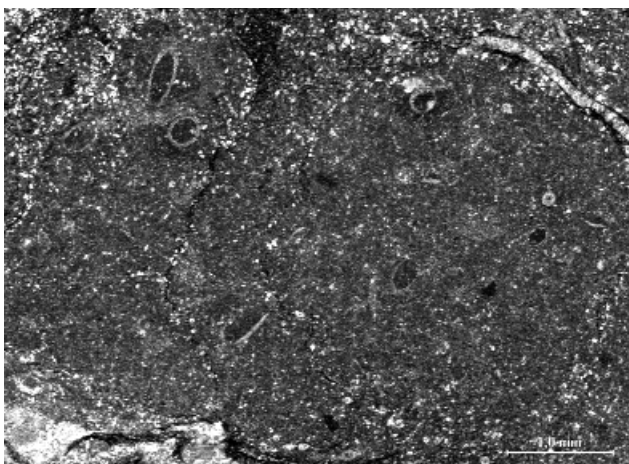
19. kép. Homokos mészkő mátrix. Az Éles-kő DNy-i lábától

Photo 19. Sandy limestone matrix. Locality: the south-western foot of the Éles-kő



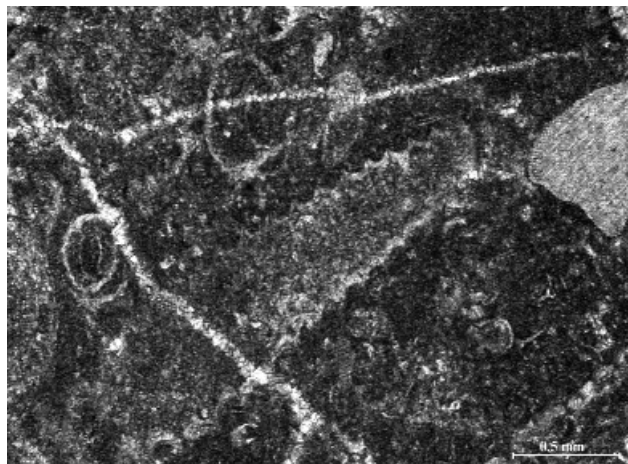
20. kép. Finomhomokos-márgás mátrix. Az Éles-kő DNy-i lábától

Photo 20. Fine-grained sandy limestone matrix, from the south-western foot of the Éles-kő



21. kép. A devon mészkőolisztolitok jellegzetes pelágikus mikrofáciese: styliolinás biomikrit az Éles-kő DNy-i lábától

**Photo 21.** A characteristic pelagic microfacies of the Devonian limestone olistolithes. Styliolina biomicrite. from the south-western foot of the Éles-kő



22. kép. Styliolinid Tentaculites (*Nowakia* sp.) kúpszerű, gyűrűs hossz-metszete, további Styliolina-metszetek és egy Echinodermata-metszet. Harka-tető DK-i oldala, Strázahegyi F. olisztosztrómaszintje

**Photo 22.** The cone-shaped and ring-like longitudinal section of a styliolinid Tentaculites (*Nowakia* sp.), more sections of Styliolinas and an echinoderm, from the south-eastern side of the Harka-tető, from the Strázahegy Fm olistostrome horizon

sziliciklasztos–karbonátos üledék) és a mészkőolisztolitok eddig ismert koradataiban (ott wenlocki–gedinni/siegeni határ, itt emsi–kora-famenni) tér el. Az analóg alpi kifejlődési területeken (Graz, Karni-Alpok) a pelágikus karbonátos üledékképződés legalább a tournaisi/viséi határig (vagy tovább) tartott, ez indokolja az Éleskői F. karbonba sorolását (EBNER et al. 1997, 1998) annak ellenére, hogy az eddig ismert legfiatalabb olisztolit alsó-famenni.

#### Lázbérci Formáció — <sup>1</sup>C ('C)

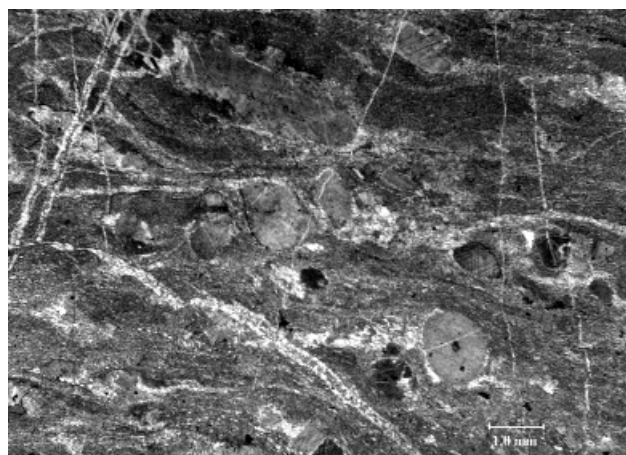
A korábbi „upponyi I. és II. sorozat” része.

**Litológia, település.** A formációt sötét kékesszürke, vékonyrétegzett–pados, néha lemezes (23. kép), eredetileg mikrites mészkő és szürke, általában meszes agyaggala váltakozása építi fel, reszedimentációs jelenségek nem láthatók benne. Alárendelten palás márga és mészpala is előfordul közbetelepülve. A Lázbérci-víztározó É-i végénél és a Sár-völgy két oldalán az agyaggala – márgás agyaggala vastagsága akár a 100 m-t is elérheti, az utóbbiban homokkő-betelepülésekkel is (lásd XXV. és XXVII. tábla). A rétegfelületek simák, egyenletesek. Elvéve egyes mészkőpadok mállott felületén Crinoidea-törmelék látszik (24. kép).



23. kép. Lázbérci Formáció. Alsó-baskiri (*Idiognathoides sinuatus* fajt tartalmazó) Lázbérci Mészkő és agyaggala alapszelvény-feltárása az Upponyi-szoros D-i bejárata előtt a műút mentén, a DK-i hegyoldal alján (fotó: Kovács S.)

**Photo 23.** Lázbérc Formation. Key section of Lower Baskirian Lázbérc Limestone and shale (with *Idiognathoides sinuatus*) in front of the southern mouth of Uppony narrows (photo: S. Kovács)



24. kép. Crinoideás biomikrit/biomikropátit, felső-viséi, Csernely-völgy bejárati szakaszának K-i oldala, az upponyi mészkőbányától D-re a 2. Lázbérci Mészkő sávból (fotó: Kovács S.)

**Photo 24.** Crinoidic biomicrite/biomicrosparite. Upper Visean. From the second Lázbérc Limestone strip located on the eastern side of the Csernely Valley mouth, South of the Uppony quarry (photo: S. Kovács)

A mészkövek szövete általában teljesen átkristályosodott, homogén, irányított metapátittá–mikropátittá alakult át. Helyenként azonban kevésbé metamorfizált változatok is előfordulnak, amelyek vékonycsiszolatában — a szövet irányítotttsága mellett — Echinodermata-töredékek, Ostracodák és Radiolariák(?) ismerhetők fel (25. kép). Az eredeti mikrofációs mikrit-biomikrit volt. A mészkő sötét kékesszürke színét kismennyiségű szerves anyag és pirit okozza.

Az agyagpala ásványtani összetétele ÁRKAI et al. (1981) vizsgálatai szerint a következő: klorit (29%), szericit (27%), kvarc (20%), kalcit (14%), plagioklász (8%), kálföldpát (1%), pirit (1%). Az alacsony földpát/kvarc és klorit/szericit arány a törmelékanyag érettségére utal.

A formáció fekjét az Abodi Mészkő alkotja. Fölötte a Derenneki Formáció következik, de a két formáció közötti kapcsolat még tisztázatlan.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció a Lázbérci-egység legnagyobb felszíni elterjedésű képződménye, négy nagyobb sávban fordul elő. É-ról a 3. pikkelyben a Lázbérci-tó mindkét oldalán palák és homokkövek váltakozása figyelhető meg, mészkő-betelepülések nélkül. Makroszkóposan ez utóbbi kőzetek — metamorfizáltságuk gyengébb fokától eltekintve — bizonyos mértékig emlékeztetnek a Szendrői Fililitre. Mivel koradatok innét nem állnak rendelkezésre, feltételezen ezt a rétegcsoportot is a Lázbérci Formációhoz soroltuk.

Vastagsága 200–300 m.

**Ősmeradványok, kor.** A formáció késő-viséi–kora-baskír korát az alábbi Conodonták bizonyítják:

— késő-viséi: *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus*,

— szerpuhovi: *Gnathodus bilineatus bollandensis* (az előbbiekkel együtt),

— kora-baskír: *Idiognathoides lateralis*, *I. noduliferus inaequalis*, *I. noduliferus noduliferus*, *I. sinuatus*.

Az említett baskír alakok magasabba is felnyúlnak, a kora-baskírnál fiatalabb korra csupán újabb alakok fellépésének híján nincs bizonyíték. A nagyobb vastagságú agyagpala–palás márga szintek részben fiatalabbak is lehetnek.

**Fácies, korreláció.** A Lázbérci Formáció medence fáciesű képződmény, a hullámverési zóna bázisa alatt, nyugodt körülmények között rakódott le. Az üledék sötét színe, szervesanyag- és pirittartalma arra utal, hogy a tengerfenéken redukív viszonyok uralkodtak. Nyugodt üledékképződési körülmények, egyenletes aljzatmorfológia mellett szól az is, hogy gyakorlatilag hiányzanak a reszedimentációs jelenségek, a mészkő- és az agyagpalarétegek váltakoznak egymással.

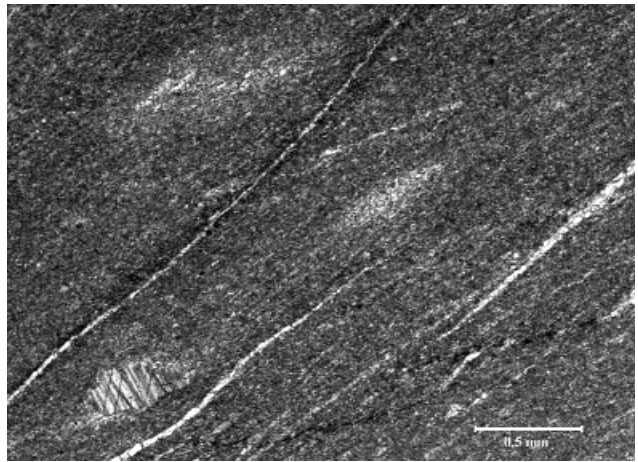
A Lázbérci Formáció mészkövei litológiájukban hasonlítanak a szendrői-hegységi Rakacai Márvány azonos korú Verebeshegyi Tagozatának mészköveihez. Alapvető eltérés azonban az egyidejű, flis típusú Szendrői Fillithez képest a mészkő és agyagpala váltakozása, a reszedimentációs jelenségek hiánya és az agyagpalákban a törmelékanyag érettsége. A formáció kifejlődésében leginkább a Grazi paleozoikum egyidejű Dulti Formációjával párhuzamosítható (EBNER et al. 1997, 1998), amelyben a mészkő és az agyagpala szintén váltakozik. Ugyancsak korrelálható a nyugat-szerbiai (jadari) Đjulimi Formáció azonos korú mészkövével (FILIPOVIĆ et al. 2003). A két nagyobb vastagságú agyagpala – palás márga szint korban megfelelhet a Szendrői Fillit és a Szilvásváradai Formáció egy részének, ásványos összetételük azonban különbözik (ÁRKAI et al 1981).

#### „Rudinei Mészkő Formáció” (csak szelvényben, 4. ábra)

Világosszürke–kékesszürke, alárendelten sötét kékesszürke, ősmaradványos, rétegzetlen mészkő. Felszínén nem ismert, egyedül az Upponyi U–11 fúrás tárta fel, 163 m látszólagos vastagságban. A fúrásban a Lázbérci Mészkő és Agyagpala (16–70 m) alatt, azzal tektonikus zóna mentén (70–87 m) érintkezve, 87–250 m (talp) között található (lásd in FÜLÖP, 1994, p. 107., 28. ábra). A kb. 300 $\text{m}$ /30 $\text{s}$  irányban mélyült fúrás ferdeségét figyelembe véve azonban valójában az Upponyi Mészkő alatti helyzetben van.

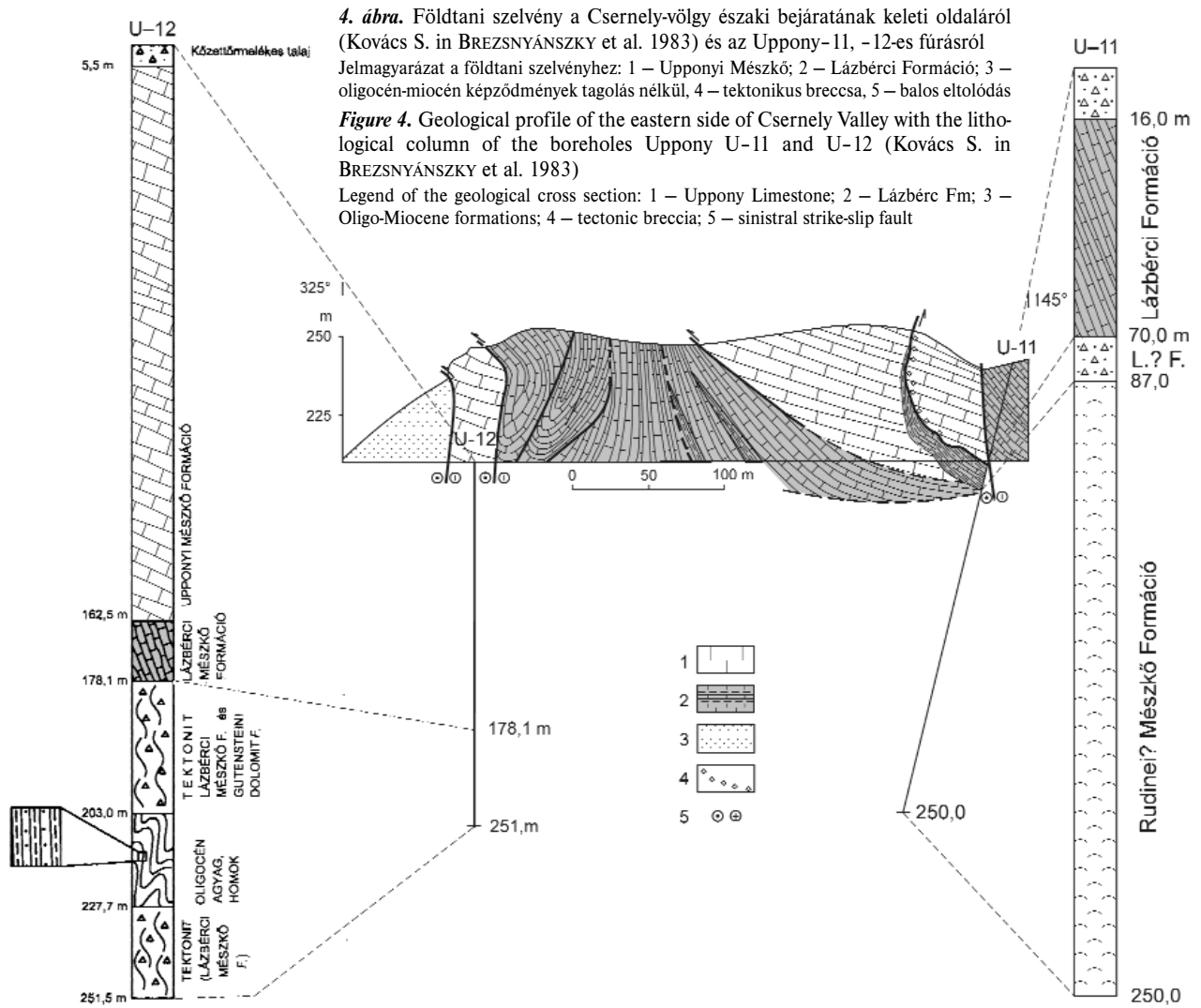
Bioherm típusú mészkő, több szintben tömegesen fellépő, átkristályosodott mészalgákkal? vagy korallokkal? (26. kép). Egyik mintából — Mihály Sándor előzetes vizsgálata után — Erik Flügel erlangeni professzor sekélytengeri környezetre jellemző *Parachaetetes* sp. mészalgát határozott meg (27. kép).

Bioherm jellege ellenére, a tartalmazott ősmaradványok típusa és a teljes átfúrt vastagságban sziliciklaszt-mentessége miatt a képződmény nem feleltethető meg igazából sem a Szendrői Mészkőnek (Kovács S.), sem a Mályinkai Formációnak (Pelikán P.). Alapvetően eltér az Upponyi Mészkőtől, amely teljesen átkristályosodott és semmilyen felismerhető ősmaradványt nem tartalmaz. Sötét kékesszürke változata emlékeztet a Conodontákat tartalmazó Lázbérci



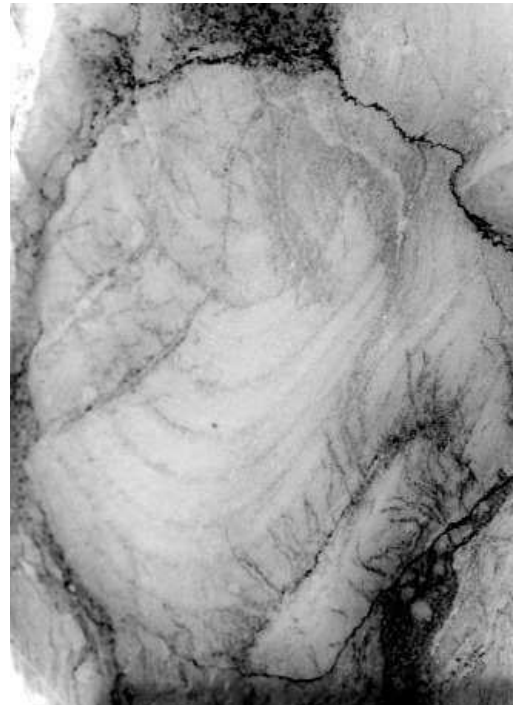
25. kép. Mikrit, a foliáció irányában ellapított Crinoidea- és Radiolaria(?)-metszetekkel, (alsó-baskír), a Derennek-völgy bejáratának É-i oldalán lévő alapszelvény-feltárásból

**Photo 25.** Micrite with crinoid and radiolarian cross-sections, which are flattened parallel to the foliation (Lower Bashkirian), from the key section located on the northern side of the mouth of the Derennek Valley



**26. kép.** Mészalgás?, korallós? bioherm mészkő. Uppony-11 fúrás. (FÜLÖP 1994 után)

**Photo 26.** Calcareous algae(?) and coral (?)-bearing bioherm limestone. Borehole Uppony-11 (after FÜLÖP 1994)



**27. kép.** *Parachaetetes* sp. (det. E. Flügel) Uppony-11 fúrás

**Photo 27.** *Parachaetetes* sp. (det. E. Flügel). Borehole Uppony-11



Mészköre; a vizsgált mintákból azonban Conodonták nem kerültek elő. A Lázberci Formációnak a nyugat-szerbiai (jadari) Đjulimi Formációval való azonos kora és kifejlődése miatt az utóbbival rétegtani kapcsolatban lévő Rudinei Formációnak feleltetjük meg (v.ö. FILIPOVIĆ et al. 1995, 2003).

### **Derenneki Formáció —<sup>de</sup>C (°C)**

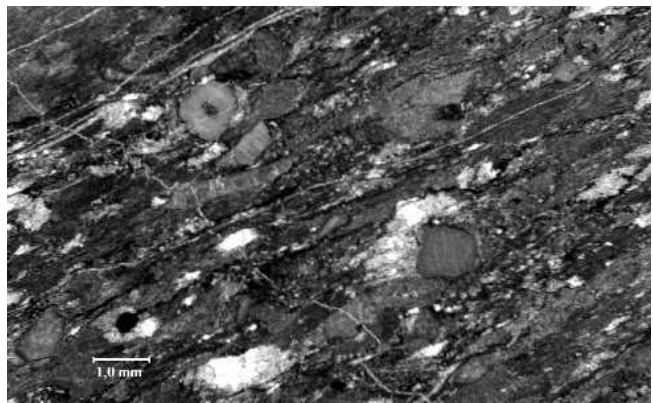
A Lázberci Formáció elterjedési területén belül felépő meszes–homokos képződmény. Korábban tagozatának (FÜLÖP 1994) tartották, vagy kérdőjelesen a bükki Mályinkai Formációnak (KOVÁCS 1992) feleltették meg.

**Litológia, település.** A formációt szürke, világosszürke vagy sötétebb szürke, néha kékes árnyalatú, közép–durvaszemcsés tömeges, vagy pados, meszes homokkő és homokos mészkő alkotja. Egyes szintekben előfordulhat aprókavicsos konglomerátum, jól kerekített, fehér vagy fehéres kvarc- és fekete kovapalakovicsokkal, kékes-szürke, tömött, pados, részben crinoideás mészkő (28., 29. kép) és intraformációs mészkőbreccsa. A kovapalakovicsok átmérője 1-2 cm-ig terjedhet, míg a kvarc-kavicsok kisebbek, csak néhány mm átmérőjűek. Az intraformációs mészkőbreccsában a milliméteres–centiméteres, ellapított kékes-szürke mészkőklasztok (30. kép) pszeudoflázeres szerkezetet alkotva finom törmelékes mátrixba ágyazódnak. A klasztok kerekített, nem sarkos körvonala még lágy, vagy félig konszolidált állapotban történt átülepítésükre utal. A meszes homokkőben és homokos mészkőben a kékes-szürke, tömött mészkő gyakran alkot ellapított, lencseszerű olisztotrimákat, melyek hosszanti átmérője 1-2 dm és 1-2 m közötti. Plasztikus deformációt mutatnak, ami arra utal, hogy részben még szintén konszolidálatlan állapotban csúsztak be a törmelékes üledékképződési környezetbe.

IVANCSICS, KISHÁZI (1983) vizsgálatai szerint a homokkővek törmelékanyagában laterálszektációs kvarc jól koptatott szemcséi, valamint karbonátszemcsék uralkodnak. Mellettük kisebb mennyiségben aleurolit, kovapala, illetve lidit, agyagpala-fillit, mészhomokkő, kvarchomokkő és gneisz(?) törmelékszemcséi fordulnak elő. A szemcséket gyakran szervesanyag-film vonja be. A homokkővek ásványtani összetétele: kalcit (sok vagy közepes), kvarc (közepes), szericit–muskovit (kevés), klorit (igen kevés), plagioklász (igen kevés). A mészkőklasztok szövete általában irányított mikropátit, benne csak Echinodermata-törmelékek ismerhetők fel biztosan.

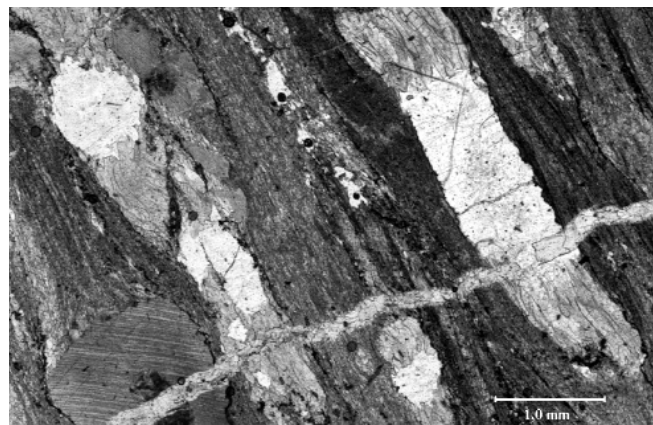
**Elterjedés, vastagság.** A Derenneki Formáció egyetlen sávban húzódik az Upponyi-egység déli részén, a Lázberci Formáció elterjedési területén belül. Nagyobb feltárásai a víztározó Ny-i oldalán a Derennek-völgy torkolatának É-i szomszédságában a műút mentén levő alapszelvény-feltárásban, valamint a Csernely-völgy K-i oldalában, a völgy középső szakaszán Ny felé hirtelen előreugró hegyorr déli lejtőjén láthatók. Vastagsága néhány 10 m.

**Ósmaradványok, kor.** A mészkővekből Conodonta nem került elő. Egyes szintekben gyakoriak a crinoidea-



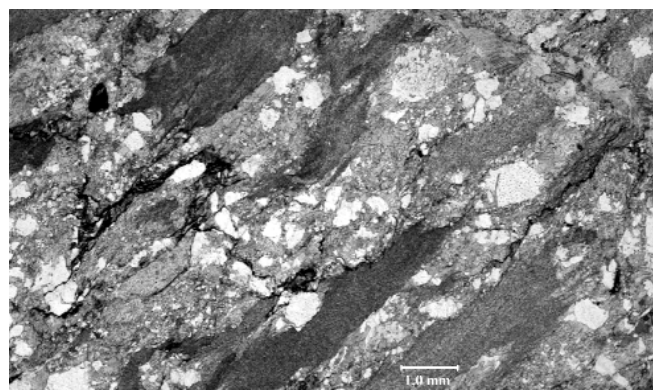
**28. kép.** Crinoideás-intraklasztos mikropátit, jól kifejezett foliációval. A Crinoidea-klasztok egy részén a foliáció irányában elnyúlt kalcit továbbnövekedési szerkezet látszik, Csernely-völgy K-i oldalán lévő domborr

**Photo 28.** Crinoidic intraclast microsparite, showing well-developed foliation. Some crinoid clasts show elongated calcite overgrowth structure in the direction of the foliation, the nose of the hill on the eastern side of the Csernely Valley



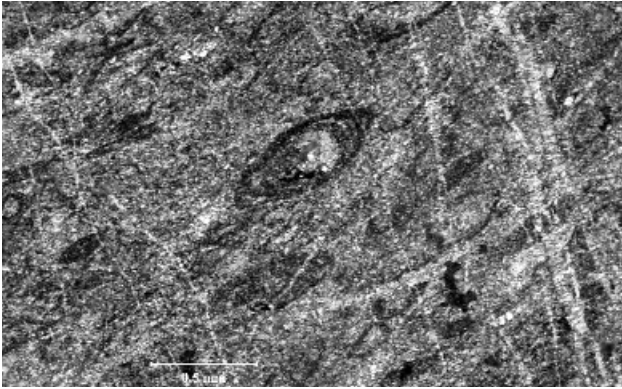
**29. kép.** Továbbnövekedési „farkak” Crinoidea-klasztokon

**Photo 29.** Winged crinoid porphyroclasts



**30. kép.** Préselt/foliált intraklasztos-homokos mészkő (Derenneki F.). A sötét, megnyúlt foltok mikrites intraklasztok, a fehér szemcsék törmelékes kvarcok, alapszelvény-feltárás a Lázberci-tó DNY-i oldalán vezető út mentén

**Photo 30.** Compressed/fooliated sandy intraclast-limestone (Derennek Fm). The dark, elongated spots are micritic intraclasts, the white grains are clastic quartz crystals from the key section near the road on the south-western side of the Lázberc Lake



31. kép. Fusulina(?) -szerű Foraminifera-metszetek biomikropátitban. (Derenneki F.)

Photo 31. Fusulina(?) -like foraminiferan cross-sections in biomicroparite. (Derenneki F.)

töredékek és ritkán Foraminifera-metszetek (31. kép) is előfordulnak, ezek azonban a kőzet metamorfizáltsága miatt nem határozhatók meg.

**Fácies, korreláció.** A jól kerekített kvarc- és kovapalaidit kavicsok jelenléte kiemelkedést, lepusztulást jelez az üledékképződési környezet háttérében, ami azt sejteti, hogy ez a rétegcsoport lehet az upponyi paleozoikum legfiatalabb része. Litológiai és szöveti hasonlóságok a Bükk hegység moszkvai–gzseli Mályinkai Formációja felé kétségkívül fennállnak. Ivancsics J. szerint az upponyi-hegységi paleozoos homokkövek közül összetételük alapján ezek mutatják a legnagyobb fokú megegyezést a bükki Mályinkai F. homokköveivel. Emiatt Kovács S. (1992), EBNER et al. (1997, 1998), PROTIC et al. (2000), FILIPOVIC et al. (2003) publikációiban kérdőjelesen mint „Mályinkai” Formáció szerepelt.

## A Bükk hegység karbonja

**Zobóhegyesei Formáció** —  $^zC$ , agyapala —  $^zC^{ap}$  ( $^zC^a$ ), **Mártuskői Mésző Tagozat** —  $^zC$

A Zobóhegyesei Formáció a Bükk karbon folyamatos rétegsorának legmélyebb egysége. Korábban a karbon mészköveket egységes szintként kezelték. BALOGH (1964) csak területileg elkülönítve tárgyalta azokat, FÜLÖP (1994) a középső mészőtagot „Mártuskői mészőtagok” néven a Mályinkai Formációba helyezte. Önálló egységbe sorolását indokolja, hogy mind lito-, mind (különösen a mésző-betelepülések esetében) biofáciesében jelentősen különbözik a Mályinkai Formációtól.

**Litológia, település.** A Zobóhegyesei Formációt fekete, mállottan szürkészöld vagy sárga, agyagos és finomhomokos aleurolit, valamint szürke, mállottan barna homokkő rétegszerű, néhol pados-vastagpados váltakozása építi fel, melybe 10–40 m vastagságú, sötétszürke mészőtagok (Mártuskői Mésző Tagozat) iktatódnak. A terrigén törmelékanyag erősen palásodott. A homokkő gyakran durvaszemcsés, esetenként kvarceres, kovásodott. A mésző-betelepüléseknek mind az alsó, mind a felső határán lencsés-rétegzett üledékátmenet tapasztalható.

A mésző sötétszürke, finomszemcsés, erősen préselt, átkristályosodott (32. kép). Különösen a formáció legfelső részébe települő mészőtagokra jellemző a magas kvarc-földpát homok tartalom (IV. tábla 3. kép).

Északon meredek tektonikus felület mentén érintkezik az ősmaradványokban gazdag Mályinkai Formációval. Dél felé a Szilvásváradai Formáció alá dől, azzal üledékfolytonos kapcsolat mutatkozik.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció csak a Bükk ÉNy-i részén fordul elő. A meredek állású vonulat szélessége hozzávetőleg 600 m, ez egyben megfelel a formáció vastagságának is.

Alapszelvénye az Eskerenna hegyese keleti lejtőjében, a Méhecső-völgyből a Taró-völgybe vezető erdészeti műút lementsése.

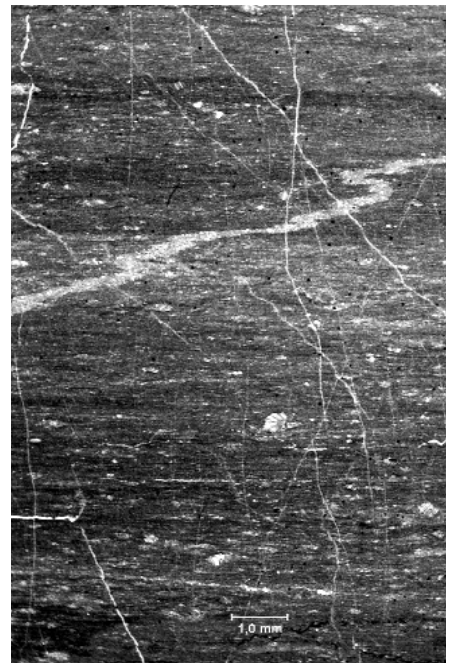
**Ősmaradványok, kor.** Crinoidea-töredékeken kívül ősmaradvány nem ismeretes belőle. Kora bizonytalan, feltételezhetően baskír.

**Fácies, korreláció.** Medence kifejlődésű, anchizonális metamorfózis hatására erősen palásodott. Litológiai hasonlóság mutatkozik a bizonyítottan késő-viséi–kora-baskír Lázberci Formációval, az egyezés egyelőre nem bizonyított.

**Szilvásváradai Formáció** —  $^sC_2$  ( $^sC$ )

A Bükk hegység karbon rétegsorát BALOGH (1964) korbesorolás alapján három részre tagolta. FÜLÖP (1994) beosztásában két formáció szerepel, ezek közül a Szilvásváradai Formáció a Balogh Kálmán-féle alsó szint (namuri és baskír emelet – moszkvai emelet mélyebb része).

**Litológia, település.** A formáció anyaga uralkodóan sötétszürke, fekete, mállottan zöldesszürke, zöldesbarna színű palás aleurolit, jól rétegzett, gyakran gradált rétegzettségű. A jóval kevesebb palás agyagkő színe fekete, néha világosszürke, vagy szürkészöld. Erősen préselt, irányított szövetű, gyakran



32. kép. Erősen préselt, átkristályosodott, finomszemcsés mésző. Zobó hegyese, a tető ÉNy-i oldalából induló sziklataraj

Photo 32. Strongly compressed, fine-crystalline limestone. Zobó hegyese. The rock blade starting from the north-western side of the hilltop

harántpalás (33. kép). Finomszemű homokkőrétegeket is tartalmaz, ezek a formáció felső részén aprókavicsos homokkőbe mennek át (pl. Verebce-vár), sőt 1-3 m vastag polimikt (kvarcit, homokkő, metariolit, mészkő) konglomerátum betelepülések is megjelennek (pl. szilvászvárad szerpentinút 2,9. és 3,2. km-énél; az Éles-kőtől ÉNy-ra a gerincen — 34. kép).

Ásványos összetételében uralkodik a kvarc, jelentős a plagioklász, valamint a klorit, alárendelt a muszkovit és a kálföldpát. A viszonylag nagy plagioklász-tartalom, a nagy földpát/kvarc és klorit/szericit arány kémiaiilag kevésbé mállott, „éretlen” üledékanyagot jelez (ÁRKAI 1983). A finomdiszperz eloszlású szerves anyag redukív üledékfelhalmozódási környezetre utal.

A kőzetet ért metamorfózis foka az illit kristályossági értékek alapján anchi/epizóna határ, a  $b_0$  rácsparaméter átlagértéke a kis és közepes nyomástartomány határához közeli, a közepes nyomástartomány kisnyomású részének megfelelő fluid nyomást valószínűsít. Az erősen szénült, finomdiszperz szerves anyag vitrit reflexióképességi értékei az anchizóna nagyhőmérsékletű részének felelnek meg (ÁRKAI 1983).

Alsó határán folyamatosan települ a Zobóhegyesei Formációra, a határt az utolsó mészkőrétegnél lehet meghúzni. Felső határa lejtőtörmelékkal fedett, csupán egy ponton, a Kapu-bérc alatti erdészeti földút bevágásában látható, itt erősen gyüredezett, préselt.

**Elterjedés, vastagság.** A Szilvászvárad Formáció a Bükk hegység északnyugati részén, Szilvászváradtól keletre nagy területen van felszínen. Alapszelvénye a Szilvászváradról a Nagy-fennsíkra vezető erdészeti műút 2,8–7,8 km közti szakasza, hivatkozási szelvényei a Bán-völgy felső részén és a Felső-Taró-ágban vannak. Vastagsága az erős gyüredezés miatt nem határozható meg, valószínűleg meghaladja az 1 kilométert.

**Ősmaradványok, kor.** Ősmaradvány nem ismeretes belőle. Kora a fölé települő Mályinkai Formáció alapján idősebb karbon (baskír–kora-moszkvai).

**Fácies, korreláció.** Mélyvízi kifejlődésű, egyes szakaszai turbidit jellegűek. Kifejlődésében hasonlít a Szendrői Fillit Formációhoz, de attól ásványos összetételében és metamorf fokában némileg eltér. Analógia mutatkozik a Karni-Alpok Hochwipfeli Flis sorozatával is.

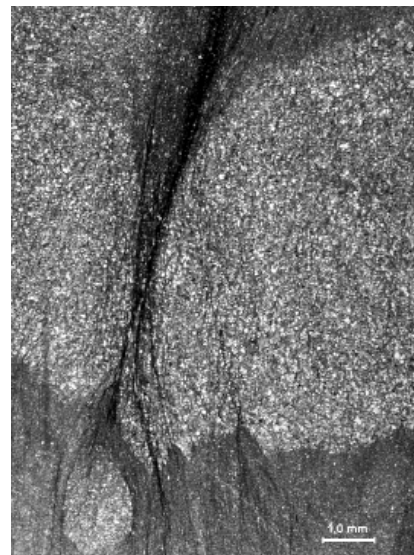
Összetéveszthető a jura korú Lökvölgyi Formációval, de utóbbi Radiolaria-tartalma alapján biztosan elkülöníthető.

**Mályinkai Formáció** —  ${}^mC_2$ , agyagpala —  ${}^mC_2^{ap}$  ( ${}^mC^a$ ), **Kapubérci Mészkő Tagozat** —  ${}^kC_2$  ( ${}^kC$ ), **Tarófi Konglomerátum Tagozat** —  ${}^tC_2$  ( ${}^tC$ ), **Csikorgói Mészkő Tagozat** —  ${}^cC_2$  ( ${}^cC$ )

A karbon rétegösszlet felső, ősmaradvány-tartalmú részét — BALOGH (1964) felső-moszkvai és urali szintjeit — FÜLÖP (1994) a Mályinkai Formáció Berenási és Csikorgói Tagozataiként tárgyalta. Indokoltnak látszott az alsó mészkőszint típuszselvényét a sokkal könnyebben megközelíthető Kapu-bércre áthelyezni, emiatt a Berenási Tagozat helyett a Kapubérci Tagozat nevet alkalmazni.

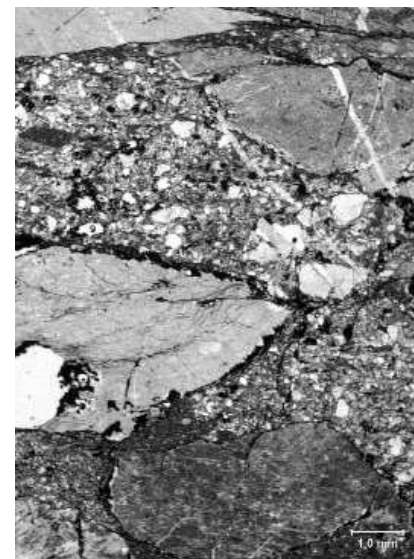
**Litológia, település.** A formáció sötétszürke–fekete agyagkő, aleurolit- és finomhomokkő-rétegek, -testek váltakozásából épül fel. Karbonáttartalma változó, tartalmaz mészmentes részeket, ugyanakkor önálló mészkő-betelepülések is megfigyelhetők benne. Ezek zöme három, 10–50 m közt változó vastagságú vonulatba (kapu-bérci, berenási és csikorgói) rendeződve csapásirányban több kilométeren át követhető. Fölfelé haladva a rétegsorban egyre több és gyakoribb a durvatörmelék–konglomerátum-betelepülés. A rétegsor felső részében levő mészkőtestek is gyakran klasztos, gumós szerkezetűek. A terrigén anyagú mátrix kissé gyüredezett, rétegzettség nem mindenhol ismerhető fel benne. Ásványos összetételében uralkodó mennyiségű a kvarc, jelentős a plagioklász, kevés muszkovit, fakult biotit és klorit található még.

A **Kapubérci Mészkő Tagozat** az alsó két mészkővonulat összefoglaló neve. FÜLÖP (1994) Berenási Tagozat néven, területi egységekben ismertette (belevonva a mártuskői mészkőlelencsét is). Ezen belül a mélyebb rétegtani helyzetű mészkő pados rétegzettségű, gazdag sekélytengeri ősmaradvány-társasággal (5. ábra). A felsőbb szint kissé mélyebbvízi kifejlődésű,



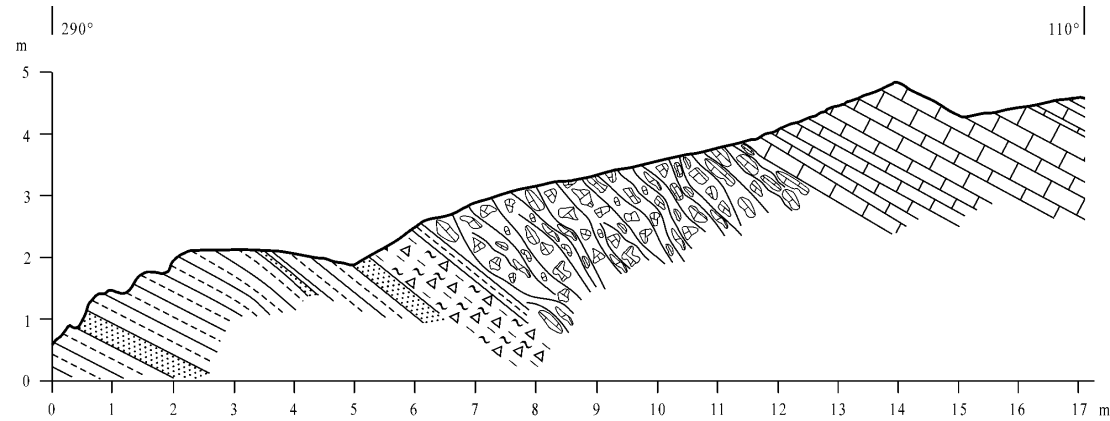
33. kép. A homokréteg budinázs-szerűen felszakadt, az agyagos aleurolit rétegek a paláság mentén „összefolytak”. Szilvászvárad Tótfalu-völgy déli oldalában az alsó vasút (ma dózerút) délre kanyarodó átvágásában

**Photo 33.** The sand bed was attenuated by boudinage, the clayey siltstone layers "became blurred" along the direction of schistosity. The cut of the lower railroad (at present a bulldozer road) bending to the South on the southern slope of the Tótfalu Valley at Szilvászvárad



34. kép. A konglomerátum vékonycsiszolati képe. Szilvászvárad, az Éles-kő gerincén menő dózerút

**Photo 34.** Thin-section photomicrograph of conglomerate (Szilvászvárad Fm). Szilvászvárad. The bulldozer road along the crest of the Éles-kő

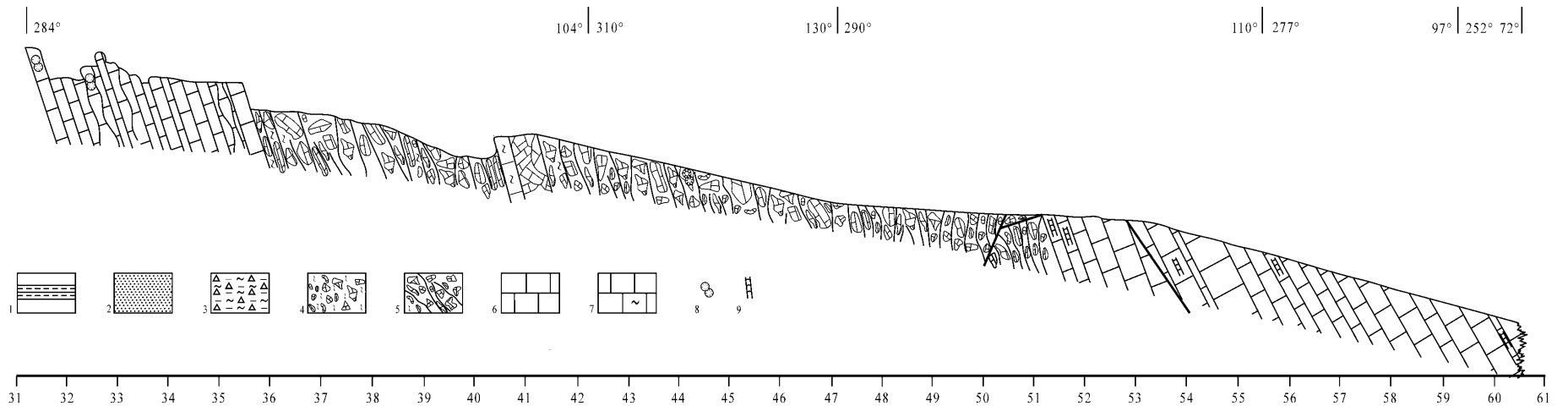
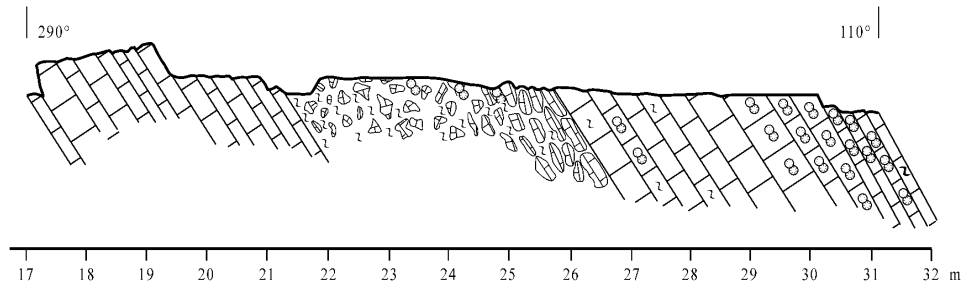


**5. ábra.** A Mályinkai Formáció Kapubérci Tagozat alsó mészkőszintjének rétegsora a Berenás 1. szelvényben

1 – palás aleurolit, 2 – homokkő, 3 – mészköbreccsa agyagos-márgás alanyagban, 4 – szingenetikus mészköbreccsa kevés márgás alanyagban, 5 – gyéngén rendezett mészköbreccsa márgás alanyagban, 6 – mészkö, 7 – márgás mészkö, 8 – telepes korall, 9 – Dasycladacea

**Figure 5.** Lithological sequence of lower limestone level of the Kapubérc Member of Mályinka Formation in the Berenás 1. geological cross section

1 – foliated siltstone, 2 – sandstone, 3 – limestone breccia in clayey-marly matrix, 4 – syngenetic clast supported limestone breccia, 5 – poorly sorted limestone breccia in marly matrix, 6 – limestone, 7 – marly limestone, 8 – coral colony, 9 – Dasycladacea

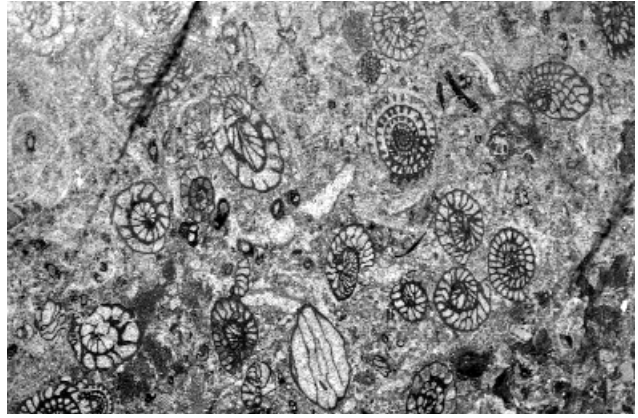


vékonypados–lemezes rétegzésű crinoideás-fusulinás mészkő (35. kép). Ezt a mészkőtestet a Berenás-gerincen 5 m vastag kovás homokkőpad osztja meg (6. ábra).

A *Tarófi Konglomerátum Tagozat* pados szerkezetű, a padokon belül gyenge rétegzettség is felismerhető. Jól kopottatott, többé-kevésbé kerekített, 1–3 cm közti átlagméretű, de néha 5 cm-t is meghaladó átmérőjű kavicsokból áll (IV. tábla 2. kép). A kissé osztályozott a kavics anyaga dominánsan fehér és fekete kvarcit, alárendelten metahomokkő, csillámpala, savanyú és bázisos vulkanit, ritkán mészkő, a szemeket kevés cement ragasztja össze.

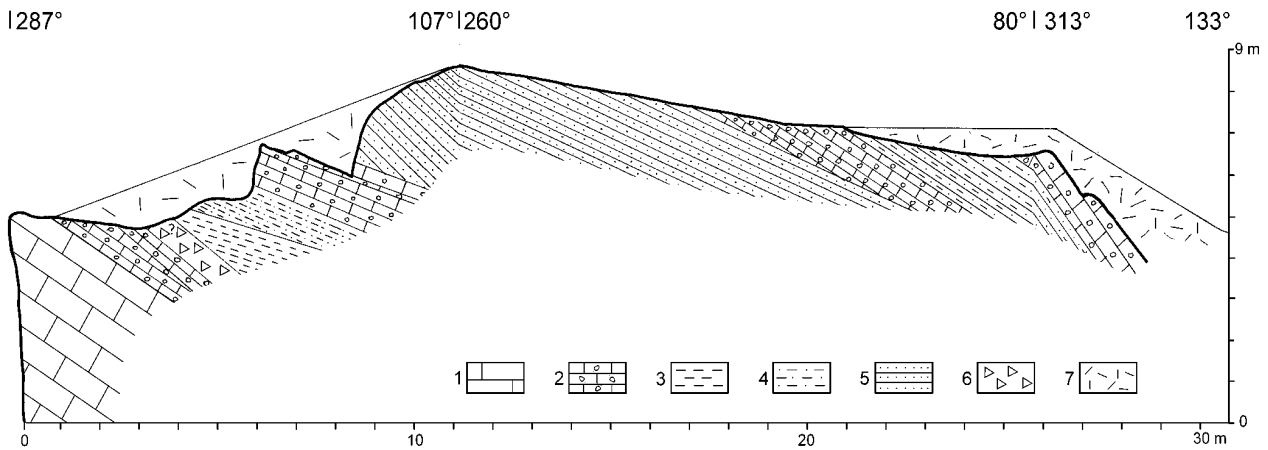
A *Csikorgói Mészkő Tagozat* kissé mélyebbvízi kifejlődésű sötétszürke crinoideás-fusulinás mészkő, csak a mályinka–ómassai műúttól keletre található meg (36. kép).

A Mályinkai Formáció folyamatosan fejlődik ki a Szilvásváradai Formációból. Teteje a rétegsort metsző paleoeróziós felület (7., 8. ábra.).



35. kép. Fusulinás mészkő. Dédes-vár nyugati oldala, az ÉNy-i végződésnél lévő sziklataraj

Photo 35. Fusulina limestone. The western side of the Dédes-vár. Rock blade on its northwestern end



6. ábra. A Mályinkai Formáció Kapubérci Tagozat felső mészkőszintjének rétegsora a Berenás II. szelvényben

1 – pados mészkő, 2 – gumós mészkő, 3 – agyagpala, 4 – aleuritos agyagpala, 5 – kovásodott homokkő, 6 – tektonikus breccsa, 7 – lejtőtörmelék

Figure 6. Succession of the upper limestone level of the Kapubérc Member of Mályinka Formation in the profile of Berenás II

1 – massive limestone, 2 – nodular limestone, 3 – clay shale, 4 – silty clay shale, 5 – silicified sandstone, 6 – tectonic breccia, 7 – scree

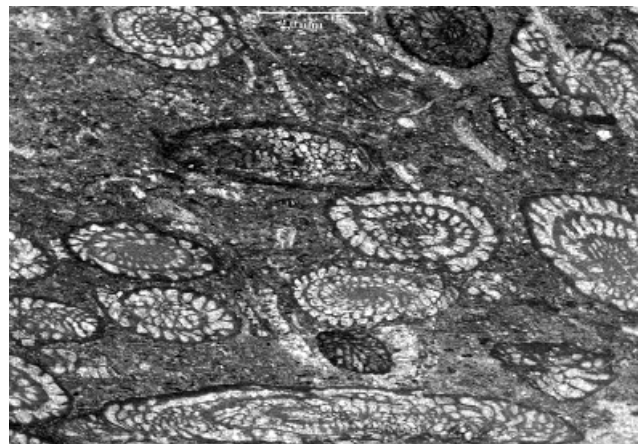
**Elterjedés, vastagság.** A formáció felszínén csak a Bükk északi felében található. Összefüggő vonulatot alkot a Bükk-fennsík északi lejtőjén az Ablakos-kő-völgytől a Csondró-völgy fejeig, valamint a Garadna-völgy északi oldalában. A Kapubérci Tagozatnak feleltethetők meg a Mályinka környéki és a Nagyvisnyó–Dédes közti előfordulásai (IV. tábla 1. kép).

A formáció vastagsága 400 m körüli, keletről nyugat felé folyamatosan vékonyodik. Alapszelvénye a „Berenás-I. és -II. mészkőgerinc”, valamint a csikorgói mészkőlencsesor; típusszelvénye a Kapu-bérc sziklataraja. Klasszikus szelvénye a nagyvisnyói I. sz. vasúti átmetzés.

#### Ősmaradványok, kor.

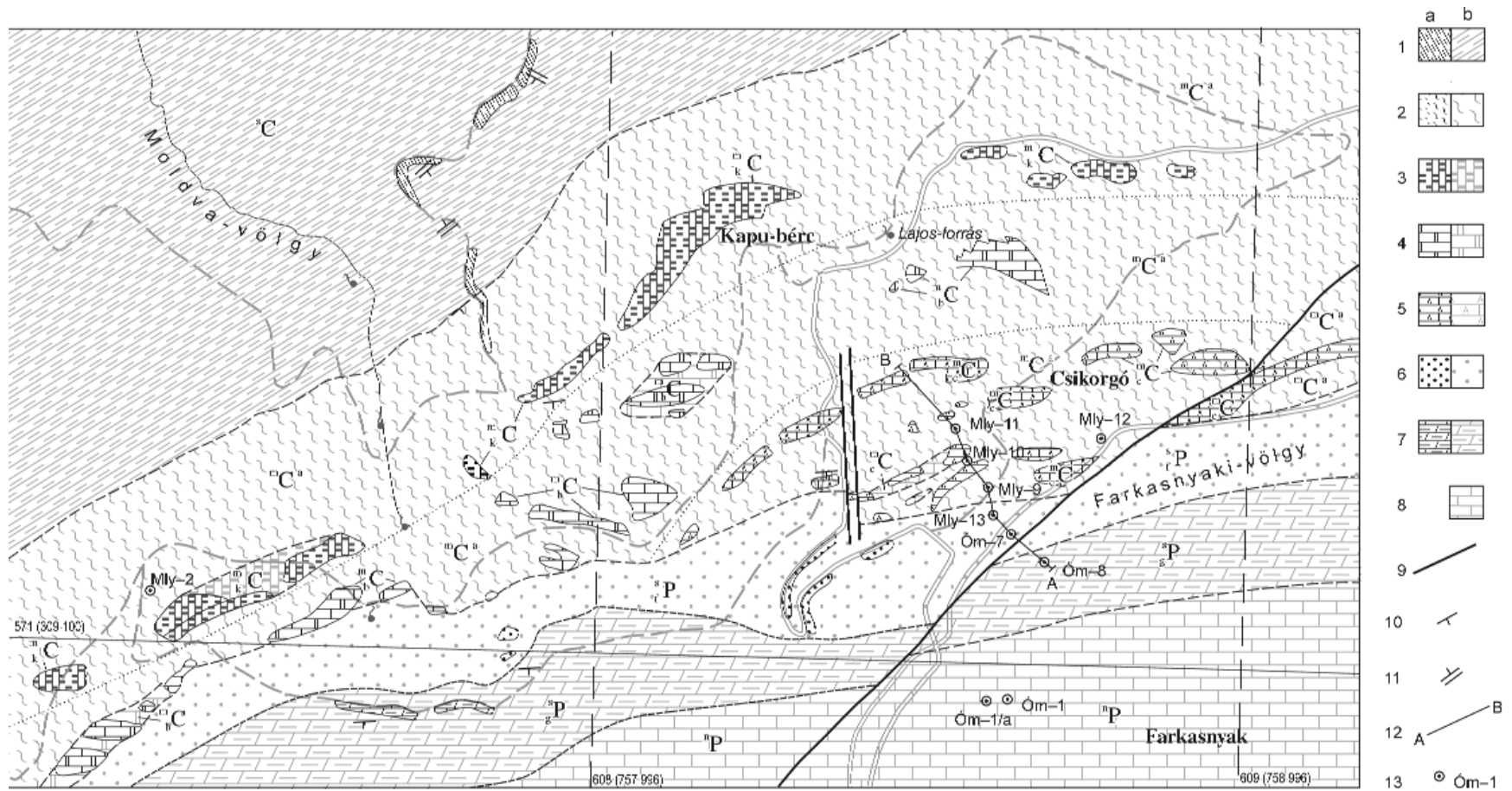
A Kapubérci Tagozat ősmaradvány-társasága gazdag:

— Mészalgák: *Anthracoporella spectabilis*, *Dvinella comata*, *Ivanovia* sp.



36. kép. Fusulinás mészkő. A Csikorgó 2. mészkőlencse K-i vége

Photo 36. Fusulina limestone. Csikorgó 2. The eastern end of the limestone lens

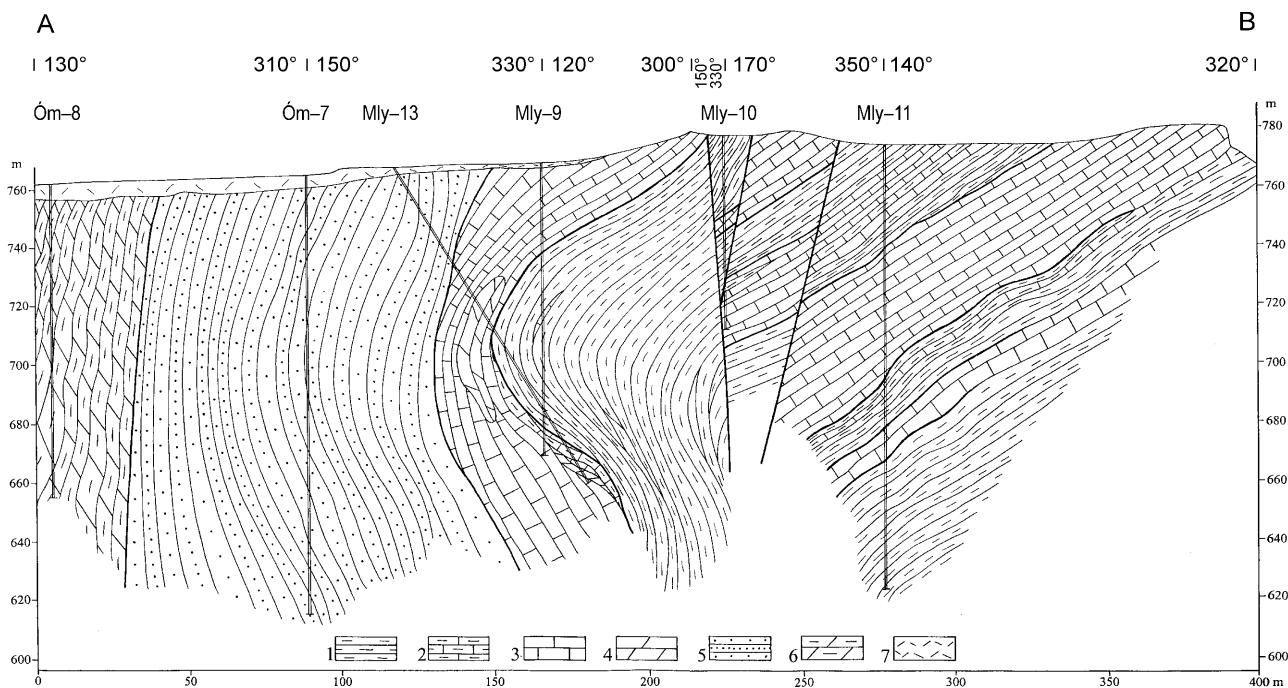


7. ábra. A Csikorgó-Kapu-bérc földtani térképe

Óm = Ómassa, Mly = Mályinka. Földtani képződmények elterjedése a felszínen (a) és fedetten (b). 1 – <sup>s</sup>C Szilvásvárad Formáció, 2 – <sup>m</sup>C<sup>a</sup> Mályinka Formáció, agyagpala, 3 – <sup>m</sup>C<sub>k</sub> Mályinka Formáció, Kapubérci Mészko Tagozat, alsó szint, 4 – <sup>m</sup>C<sub>b</sub> Mályinka Formáció, Kapubérci Mészko Tagozat, felső szint, 5 – <sup>m</sup>C<sub>c</sub> Mályinka Formáció, Csikorgói Mészko Tagozat, 6 – <sup>p</sup>P Szentléleki Formáció, Farkasnyaki Homokkő Tagozat, 7 – <sup>s</sup>P Szentléleki Formáció, Garadnavölgyi Tagozat, 8 – <sup>n</sup>P Nagyvisnyói Mészko Formáció, 9 – törésvonal, 10 – rétegdőlés, 11 – palásság dőlése, 12 – a 8. ábrán lévő földtani szelvény nyomvonala, 13 – mélyfúrás

Figure 7. Geological map of the Csikorgó-Kapu-bérc

Óm = Ómassa, Mly = Mályinka. Formations on the surface (a) and covered (b). 1 – <sup>s</sup>C Szilvásvárad Formation, 2 – <sup>m</sup>C<sup>a</sup> Mályinka Formation, shale, 3 – <sup>m</sup>C<sub>k</sub> Mályinka Formation, Kapubérc Limestone Member, lower level, 4 – <sup>m</sup>C<sub>b</sub> Mályinka Formation, Kapubérc Limestone Member, upper level, 5 – <sup>m</sup>C<sub>c</sub> Mályinka Formation, Csikorgó Limestone Member, 6 – <sup>p</sup>P Szentlélek Formation, Farkasnyak Sandstone Member, 7 – <sup>s</sup>P Szentlélek Formation, Garadnavölgy Member, 8 – <sup>n</sup>P Nagyvisnyó Limestone Formation, 9 – fault, 10 – dip, 11 – dip of schistosity, 12 – geological section shown on Figure 8, 13 – borehole location



8. ábra. A Csikorgó földtani szelvénye

1-4 – Mályinkai Formáció, Csikorgói Tagozat, felső-karbon, 1 – agyagpala, 2 – agyagpalabetelepüléssel mézskő, mészmárga váltakozása, 3 – mézskő, 4 – dolomit; 5-6 – perm. 5 – Szentléleki Formáció, Farkasnyaki Tagozat, homokkő, aleurolit váltakozása, 6 – Szentléleki Formáció, Garadnavölgyi Tagozat, dolomit, zöld agyagkő váltakozása; 7 – lejtőtörmelék

Figure 8. Geological cross section of the Csikorgó

1-4 – Mályinka Formation, Csikorgó Member, Upper Carboniferous, 1 – clay shale, 2 – alternation of limestone with clay shale interbeddings and calcareous marl, 3 – limestone, 4 – dolomite; 5-6 – Permian, 5 – Szentlélek Formation, Farkasnyak Member, alternation of sandstone and siltstone, 6 – Szentlélek Formation, Garadnavölgy Member, alternation of dolomite and green shale, 7 – slope debris

— Fusulinidák: *Fusulina elegans*, *F. distenta*, *F. kamensis*, *Fusulinella bocki*, *Fn. colaniae*, *Fn. pseudobocki*, *Fn. schwagerinoides adjunctus*, *Fn. schwagerinoides swagerinoides*, *Ozawainella angulata*, *Pseudostaffella larionovae*, *Ps. umbilicata*.

— Tabulata, Rugosa és Chaetetida korallak.

— Kagylok: *Astartella bükkiana*, *A. permocarbonica*, *Lima crotowi*, *Streblochondria pusilla*.

— Csigák: *Euomphalus* sp., *Loxonema* sp., *Pleurotomaria* sp., *Trachydomia wheleri*.

— Trilobita: *Paladin eichwaldi*.

— Brachipodák: *Avonia echidniformis*, *Chaoiella gruenewaldi*, *Dielasma elongatum*, *Dictyoclostus uralicus*, *Jurezania jurezanensis bükkiana*, *Linoproductus lineatus*, *Neospirifer fasciger*, *Spirifer carnicus*.

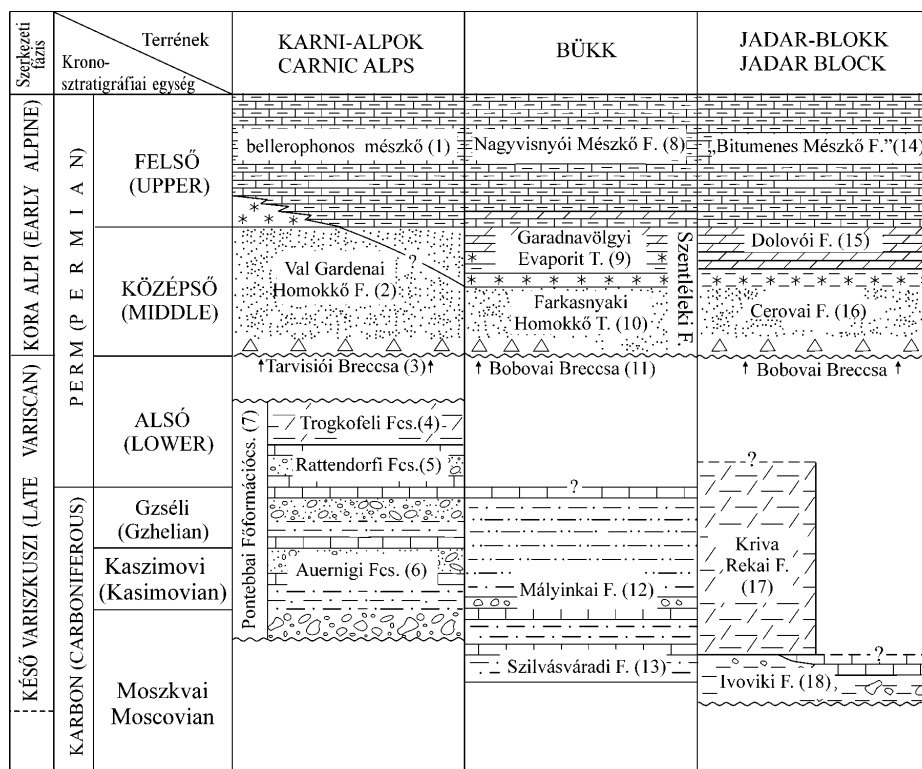
— Conodonta: *Idiognathodus delicatus*, *Diplognathodus coloradoensis*, *Streptognathodus excelsus*, *Neognathodus columbiensis*, *Gondolella clarki*, a részletes lista megtalálható BALOGH (1964) és FÜLÖP (1994) korábbi összegző munkáiban.

A Csikorgói Tagozatra a Fusulinidák jellemzők: *Quasifusulina eleganta*, *Qu. longissima*, *Pseudofusulina pseudojaponica*, *Triticites arcticus*, *Tr. acutus*, *Tr. irregularis*; Conodonta: *Hindeodus minutus*.

Rétegtani helyzete mindezek alapján (a kelet-európai beosztás szerint) a középső-karbon felső része – felső-karbonban rögzíthető (felső-moszkvai–gzséli). A rétegsor legfelső, asszéli szakasza valószínűleg még a kora-permben lepusztult.

**Fácies, korreláció.** A formáció képződési környezete a flismedence feltöltődésével kialakult egyenetlen aljzatú, normál sótartalmú, meleg sekélytenger partközeli része lehetett. Míg a gazdag és változatos ősmaradvány-együttes (különösen az alsó, kapu-bérci vonulatban) a víz jó átvilágítottóságát és szellőzöttségét bizonyítja, az iszap sötétszürke színe és magas szervesanyag-tartalma (valószínűleg a gyors betemetődés következtében) erősen oxigénhiányos lerakódási környezetet jelez. A rétegsorban felfelé tapasztalható fáciesváltozás alapján az üledékgyűjtő kismértékű, de folyamatos mélyüléseire lehet következtetni. A kora-permi eróziós eseményre a rétegsornak a kimélyülés közbeni megszakadása utal.

Az illit kristályossági értékek alapján megállapított metamorf fok területileg határozottan szétválík (ÁRKAI et al. 1995). Míg a Nagyvisnyó–Dédes–Mályinka környéki területen a diagenetikus/anchizóna határát éri el, a Bükk-fennsík északi szegélyén és a Garadna-völgyben húzódó sáv anchi/epizóna határértéket ad (lényegében megegyezik a Szilvásváradi F. értékével). Nincs lényeges különbség a befoglaló finomtörmelékű üledék és a mézskő-betelepülések oldási maradékának illit kristályossági értékei közt.



9. ábra. A Karni-Alpok, a Bükk és a Jadar-blokk késő-variszkuszi-kora-alpi (középső-karbon-késő-perm) rétegösszleteinek korrelációja

Figure 9. Correlation of the Late Variscan - Early Alpine (Middle Carboniferous to Late Permian) successions of the Carnic Alps, Bükk and Jadar Block

1 – Bellerophon Limestone, 2 – Val Gardena Sandstone, 3 – Tarviso Breccia Fm, 4 – Trogkofel Group, 5 – Rattendorf Group, 6 – Auernig Group, 7 – Pontebba Main Group, 8 – Nagyvisnyó Limestone Fm, 9 – Garadnavölgyi Evaporite Mb, 10 – Farkasnyak Sandstone Mb, 11 – Bobova Breccia, 12 – Mályinka Fm, 13 – Szilvásvárad Fm, 14 – “Bitumenes Limestone”, 15 – Dolovo Fm, 16 – Cerova Fm, 17 – Kriva Reka Fm, 18 – Ivovik Fm

A Mályinkai Formáció jó korrelációt mutat a Karni-Alpok Pontebbai Főformációcsoportjának rétegsorával úgy, hogy az Auernigi és Rattendorfi Formációcsoportoknak megfelelő üledékképződés a Bükkben korábban kezdődik, és a Trogkofeli Formációcsoport teljes egészében hiányzik. Rokonság fedezhető fel a nyugat-szerbiai Jadar-blokk felső-karbon formációival is (FILIPOVIĆ et al. 2003 — 9. ábra).

## PERM

**Szentléleki Formáció** —  $^sP_2$ , *Farkasnyaki Homokkő Tagozat* —  $^sP_2$  ( $^sP$ ), *Garadnavölgyi Evaporit Tagozat* —  $^sP_2$  ( $^sP$ )

Ezzel a formációval indul a Bükkben az alpi üledékciklus, amely két, egymástól jól elkülöníthető tagozatra bontható.

**Litológia, település.** A formáció szögdiszkordanciával települ a karbon képződényekre. Alsó részét fehéresszürke, zöld, vörös, lila foltos homokkő és aleurolit alkotja (*Farkasnyaki Homokkő Tagozat*). A szín összefüggésben van a szemcsemérettel, általában a durvább szemcsézettségűek világosabbak, a finomabbak sötétebbek. Ennek megfelelően a homokkövek fakó szürkészöld, zöldesfehér (mállottan halványbarna), az aleurolit- és agyagkőrészletek vörös, lilásszürke színűek. Jólretegzett, lemezes elválású, a réteglapokon a csillámpikkelyek sokszor feldúsulnak. Kötőanyaga kovás, vagy meszes, a tagozat legfelső részén karbonátkonkréciók is előfordulnak (V. tábla, 3. kép).

A szemcsék mérete erősen változó, anyaguk uralkodóan koptatatlan kvarc és kvarcit, szinte rétegenként változó mennyiségű a földpát. Jelentős mennyiségű a muszkovit, néha biotit, a zöld színű részletekben klorit található (V. tábla, 2. kép). A Bükk-fennsík északi lejtőjén lévő előfordulásokban gyakori a törmeléken kvarc- és kalcium-szalicátos kvarc-szericit szállkás irányított továbbnövekedés, a muszkovit deformációja és fengites összetételű továbbnövekedése. A Mályinka Mly-13 fúrásban a tagozat bázisa közelében, 33,5 m-től, néhány, 2 cm-nél kisebb, szögletes mészkődarab ágyazódik a homokkőbe, 37,4–38,5 m között meszes homokkő kötőanyagú mészkőbreccsa található (a karbon/perm határ 38,7 m-nél van — V. tábla 1. kép). A tagozat legfelső szakaszán rövid, néhány méteres átmenet mutatkozik a következő tagozat felé.

A formáció felső részét (*Garadnavölgyi Evaporit Tagozat*) zöld agyagkő, dolomit, gipsz-anhidrit alkotja, algás-foraminiferás mészkő-betelepüléssel megosztva. Alsó és felső részén csak dolomit és zöld agyagkő sűrű váltakozásából áll, belsejében gipsz-anhidrit rétegek is megjelennek (V. tábla 4. kép). Alsó és felső határa közelében az agyagkő vörösfoltos. Alsó



harmadánál meszes dolomit – dolomitos mészkő néhány méternyi közbetelepülése két részre osztja. Mind az alsó, mind a felső teleprésnek csak a belsejében található anhidrit, a széleken felszínközeli hatásokra már gipsszé alakult. Felfelé a gipsz- és a dolomitrétegek fokozatosan kimaradnak, majd legfelül a dolomit ismét megjelenik. Felső határán fokozatos, de gyors (2–5 m vastag) átmenet figyelhető meg a fedő Nagyvisnyói Formáció felé, a határt az első vastag dolomitpadnál vontuk meg.

Ásványos összetétele közettípusonként változó. A zöld agyagkő alkotói: illit, klorit, plagioklász, kalcit, pirit, dolomit, autigén gipszkristályokkal, -fészekkel. A gipsz és az anhidrit rendezetlen xenomorf halmaz, szemcsemérete rendkívül változó (10–2000 µm — V. tábla 5., 6. kép). Idiomorf kristályok csak a másodlagos erekben láthatók, néhol idiomorf kvarccal és fluorittal összenőve. A dolomit mudstone mikrofaciésű, a homogén mikritben szórta gipszkristályok és rostos gipsz érhálózat látható. A meszes dolomit – dolomitos mészkő ősmaradvány-tartalmú wackestone.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció felszínén csak az Északi-Bükkben ismert. A Farkasnyaki Tagozat alapszelvénye a Bácsó-völgyben van, mélyfúrási típusszelvénye a Miskolc-Ómassa Óm–7 fúrás. Összetéveszthető (elsősorban törmelékben) az alsó-triász Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozattal, de ez utóbbi mindig tartalmaz mészkőlemezeket.

A Garadnavölgyi Tagozat alapszelvénye a Garadnavölgyben a pisztrángtenyésztő telepnél levő útlemetszés (37. kép). Mélyfúrási típusszelvénye a Nagyvisnyó Nv–18 fúrás 97,7–217,8 m közti szakasza.

A formáció vastagsága nem haladja meg a 300 métert, ezen belül a két tagozat hozzávetőlegesen azonos, néha egymás rovására változó vastagságú. Gyakori a tektonikus deformáltság miatti redukció, esetenként a teljes kinyíródás.

**Ősmaradványok, kor.** A homokkő ismereteink szerint makrofauna- és mikrofauna-mentes. Erősen szénült növényi szártörödékek kerültek elő a Bán-völgy-főben a MÉV által létesített 1. sz. árokban, a karbon mészkőre közvetlenül települő durvahomokkőből.

Jelentős mennyiségben található ősmaradványok a Garadnavölgyi Evaporit Tagozatot megosztó mészkőtestben (Ostracoda, Foraminifera, Spirorbis, kagyló, csiga, Dasycladacea) (38. kép), a dolomit-közbetelepülésekben ritkán Ostracoda, Spirorbis, Foraminifera látható. KOZUR (1990) Ostracoda-vizsgálatai alapján a tagozat kora középső-perm (késő-perm alsó része).

**Fácies, korreláció.** A Farkasnyaki Tagozat arid, sivatagos éghajlatú lapos tengerparti környezetben képződött. Alsó része még szárazföldi tavakban rakódhatott le, felfelé fokozatosan sekélytengerivé vált. Az illit kristályossági értékek és a  $b_0$  rácsparaméter-vizsgálatok alapján megállapított metamorf fok szerint (ÁRKAI 1983) két terület különíthető el. Mályinka környékén és attól északra a közetszövetben csak üledékes irányítottság látható, az illit kristályossági értékek a diagenetikus/anchizóna határának felelnek meg. Ugyanakkor Mályinkától délre palás szerkezetű, foliációs szövetű, erős nyírásos deformációs hatásra utaló kőzetek vannak. Az illit kristályossági értékek helyenként az epizónának megfelelőek, a  $b_0$  rácsparaméter a közepes nyomástományra jellemző fluid nyomást valószínűsít.

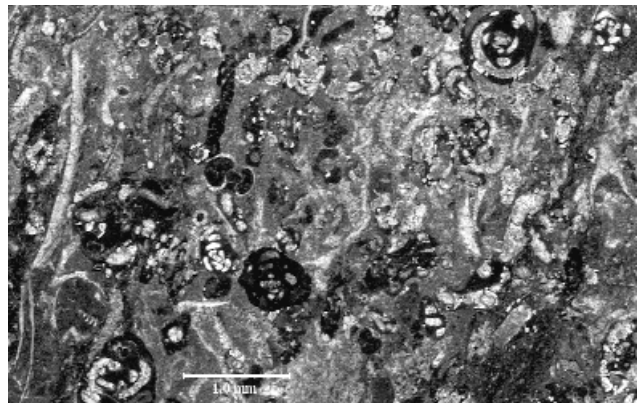
A Garadnavölgyi Tagozat az árapály síkságon kialakult „sabbka” fáciesű. A közbetelepülő néhány méternyi mészkő rövid ideig tartó állandó vízzelborítottságot jelez. A kőzetszöveten Mályinkától északra csak üledékes irányítottság, míg attól délre (a Farkasnyaki Tagozathoz hasonlóan) metamorf irányítottság tapasztalható.

A Bükk és a nyugat-szerbiai Jadar-blokk rétegsora szinte tökéletes egyezést mutat a perm képződmények bázisától a felső-triászig (10. ábra). A Farkasnyaki Tagozatnak megfelel a Cerovai Formáció, mindkettő bázisában megtalálható a max. 15 m vastag, karbon mészkő töredékekből álló Bobovai Breccsa, a Tarvisi Breccsa itteni megfelelője. A Garadnavölgyi Tagozat megfelelője a Dolovói Formáció. Hasonló kifejlődés mutatkozik a Karni-Alpok és a Dolomitok rétegsorában is, a Grödeni (Val Gardena) Homokkő és a rátelepülő bellerophonos mészkő alsó, fiamazza fáciesű szakasza formájában.



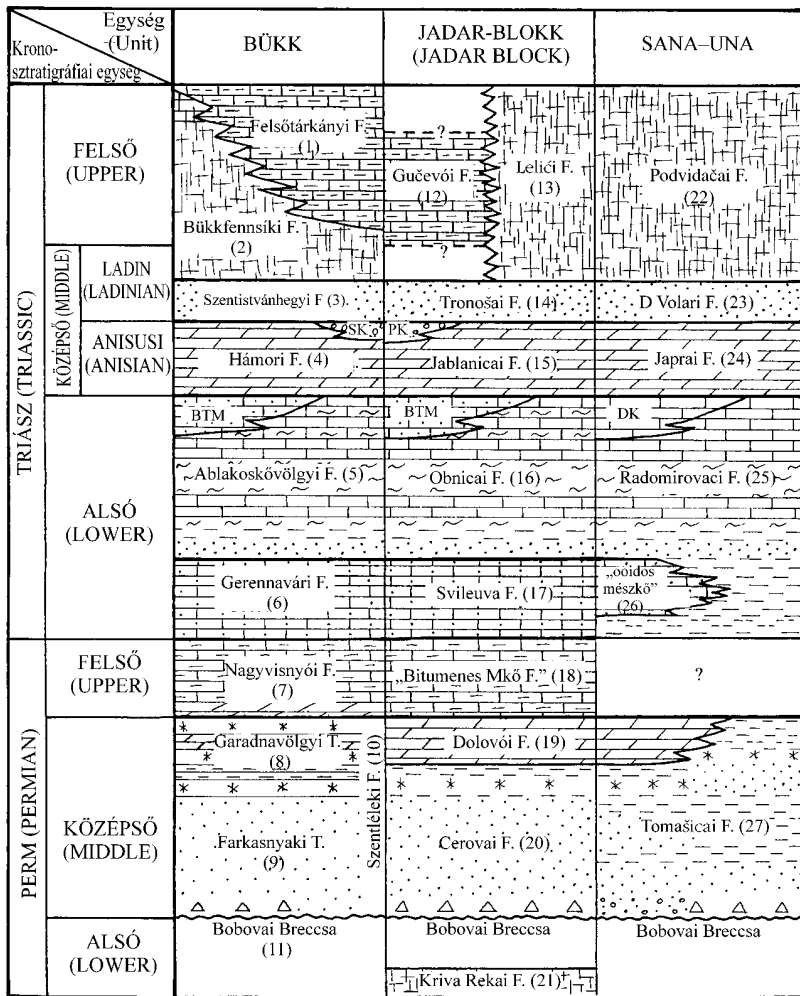
37. kép. A Szentléleki Formáció Garadnavölgyi Tagozata és a Nagyvisnyói Mészkő erősen tektonizált érintkezése a Garadnavölgy É-i oldalában, a pisztrángtenyésztő telepnél (fotó: Lénárd T.)

**Photo 37.** Strongly tectonized contact between the Garadnavölgy Member of the Szentlélek Formation and the Nagyvisnyó Limestone at the trout hatcher, at the northern side of the Garadna Valley (photo: T. Lénárd)



38. kép. A Szentléleki Formáció Garadnavölgyi Tagozata. A mészkő-betelepülés vékonycsiszolati képe. Nv-21 fúrás 166,6 m

**Photo 38.** Szentlélek Fm, Garadnavölgy Mb. Thin-section photomicrograph of the limestone interbedding. Borehole Nv-21, 166.6 m.



10. ábra. A Bükk, a Jadar-blokk és a Sana-Una perm és triász rétegsorának korrelációja (PROTIĆ et al. 2000 alapján)

BTM = bioturbált mészkő, DK = Derviš Kulai Tagozat, SK = Sebesvízi Konglomerátum, PK = Podbukovi Konglomerátum

Figure 10. Correlation of the Permian and Triassic sequences of the Bükk, Jadar Block and Sana-Una

1 – Felsőtárkány Fm, 2 – Bükkfennsík Fm, 3 – Szentistvánhegy Fm, 4 – Hátori Fm, 5 – Ablakoskövölgy Fm, 6 – Gerennavár Fm, 7 – Nagyvisnyó Fm, 8 – Garadnavölgy Mb, 9 – Farkasnyak Mb, 10 – Szentlélek Fm, 11 – Bobova Breccia, 12 – Gučevo Fm, 13 – Lelić Fm, 14 – Tronoša Fm, 15 – Jablanica Fm, 16 – Obnica Fm, 17 – Svileuva Fm, 18 – „Bitumeneous Limestone”, 19 – Dolovo Fm, 20 – Cerova Fm, 21 – Kriva Reka Fm, 22 – Podvidača Fm, 23 – D Volar Fm, 24 – Japra Fm, 25 – Radomirovac Fm, 26 – „ooidic limestone”, 27 – Tomašica Fm, BTM = bioturbated limestone, DK = Derviš Kula Mb, SK = Sebesvíz Conglomerate, PK = Podbukov Conglomerate

- alga: *Gymnocodium bellerophonis*, *Mizzia velebitana*, *Permocalculus fragilis*, *P. tenellus*, *Vermiporella nipponica*;
- Foraminifera: *Agathammina pusilla*, *Eotuberitina retlingerae*, *Froncina permica*, *Globivalvulina graeca*, *Gourisina rossica*, *Hemigordius permicus*, *H. zaninettiae*, *Lunucammia postcarbonica*, *Nodosaria dzhulfaensis*, *N. longissima*, *Pachyphloia schwageri*, *P. cukurkoyi postcarbonica*, *Paraglobivalvulina mira*, *Tuberitina collosa*, *Codonofusiella nana*, *Staffella* sp.;
- szivacs: *Peronidella baloghi*;
- korall: *Waagenophyllum indicum*;
- kagyló: *Edmondia permiana*, *Pseudomonotis (Eumicrotis) bükkensis*, *Oxytoma wöhneri*, *Aviculopecten trinkeri*, *Schizodus pinguis*;
- csiga: *Bellerophon* sp., *Macrochilina avellanoides*;
- Nautiloidea: *Lopingoceras cyclophorum*, *Tainoceras bükkense*, *Temnochelius borsodensis*, *Ephippioceras* sp., *Neocycloceras* sp., *Stearoceras* sp.;
- Ostracoda: *Acratia anteracuminata*, *Carinaknightina baloghi*, *Cryptobairdia anbeedi*, *Fabalicypis parva*, *Hungarogeisina permiana*, *Italogeisina postacuta*, *Microcheilinella quinglongensis*, *Neoulrichia pulchra*, *Parvikirkbya fuelepei*, *P. transita*;

### Nagyvisnyói Mészkő Formáció — <sup>n</sup>P<sub>2</sub> (<sup>n</sup>P)

**Litológia, település.** A formációt vékonypados kifejlődésű, fekete mészkő alkotja. A padok között fekete márga és mészmárga települ, amely a felszínen jellegzetes lilásvörös színűre mállik. Alsó részén bőven tartalmaz különböző vastagságú (0,2–5 m) autigén breccsás, átkristályosodott dolomittesteket, ezek azonban rétegszerűen nem követhetők. Feljebb csak mészkő, márgás mészkő, mészmárga, márga található, a dolomit ritka.

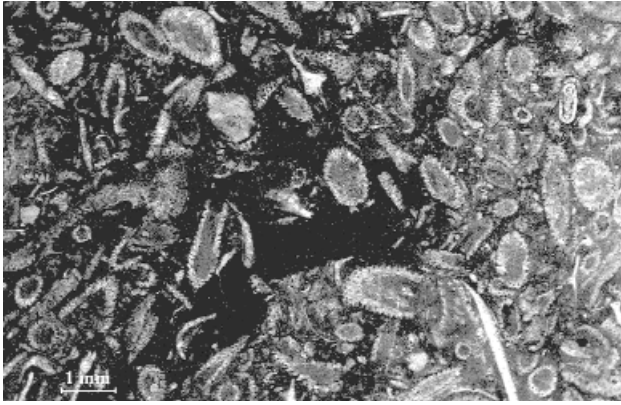
A formációt felépítő kőzetanyag ásványos összetétele egyszerű. A mészkő uralkodóan kalcit, alárendelten dolomit, kevés pirit, az oldási maradék illit és törmelékes kvarc. Csupán néhány rétegben figyelhető meg kovaszivacsstükből képződött fekete tűzkő. Mikrofáciése az ősmaradványok mennyiségétől függően wackestone-packstone (39., 40. kép).

A dolomit világoszürke–szürke színű, átkristályosodott durvaszemcsés kőzet, az eredeti mikrofáciés már nem állapítható meg. A márgás közbetelepülések ásványos összetételében uralkodó az illit és kalcit, a törmelékes muszkovit, kvarc, plagioklász és pirit viszonylag kevés.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció csak az Északi-Bükkben van felszínen, de mélyfúrásokból ismert a hegység nyugati (Bükkmogyorósd) és délnyugati (Verpelet, BÉRCZINÉ MAKK 1986) előterében is. Bizonytalan szerkezeti helyzetben megtalálható a Darnó-hegyen is.

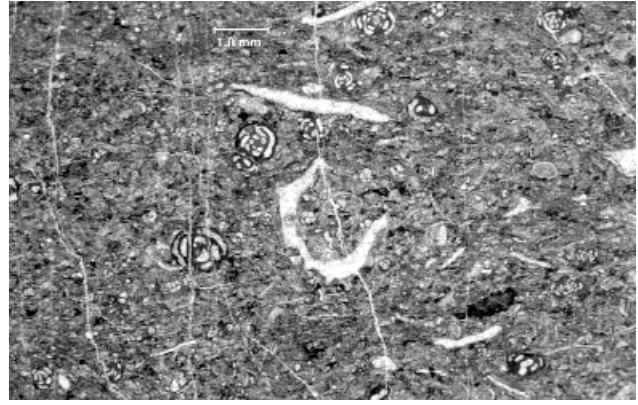
Vastagsága 300 m. Mélyfúrási típus-szelvénye a Mályinka Mly-8 fúrás 79,8–222,1 m közti szakasza.

**Ősmaradványok, kor.** Gazdag mikroflóra-, valamint mikrofauna- és makrofauna-együttest tartalmaz:



39. kép. Algás-foraminiferás Nagyvisnyói Mészke vékonycsiszolati képe, Nv-18 fúrás 31,0 m

Photo 39. Thin-section photomicrograph of algal-foraminiferal Nagyvisnyó Limestone. Borehole Nv-18, 31.0 m



40. kép. Kissé kovásodott, foraminiferás mészke (Nagyvisnyó F.). A Szodonka-völgytől északra levő füves domb délkeleti oldalán

Photo 40. Slightly silicified foraminiferal limestone (Nagyvisnyó Fm) on the south-eastern side of the grassy hill North of the Szodonka Valley

— Trilobita: *Pseudophillipsia hungarica*;

— Brachiopoda: *Comelicania vultur*, *Derbya regularis minor*, *D. senilis*, *Dielasma elongatum*, *Heterelasma biple-xiforme*, *H. legányii*, *Leptodus nobilis*, *Marginifera bükkensis*, *Martinia hungarica*, *M. rakuszi*, *Neospirifer fasciger ambi-ensis*, *Notothyris warthi bükkensis*, *N. waageni*, *Schizophoria indica*, *Spinomarginifera helica*, *Spirigerella alataeformis*, *Tschernyschewia involuta*, *T. sinuissima*, *T. typica*;

— Conodonta: *Hindeodus minutus*, *Stepanovites cf. dobruskinae*; *St. inflatus*.

A bővebb lista megtalálható BALOGH (1964) és FÜLÖP (1994) összefoglaló munkáiban. Mindezek alapján a formáció késő-perm korú.

**Fácies, korreláció.** A Nagyvisnyói Mészke biofáciése gazdag, változatos élővilágú, normál sótartalmú, esetenként enyhén túlsós, jól szellőzött trópusi sekélytengerre utal, az üledék viszont erősen oxigénhiányos (oxigénmentes) környezetben halmozódott fel, ami lehetővé tette az ősmaradványok tökéletes épségben való megőrződését. A tengerfenék egyenetlen, tagolt lehetett, kisebb területeken az oxigénhiány nem kifejezett (pl. a nagyvisnyói III. sz. vasúti átmetszésben a mészke világosszürke, a II. sz. átmetszésben a fekete és a világosszürke részek vastagpadosan váltakoznak). A márgás rétegekben jól látható áramlási, összemosási jelenségek mutatkoznak (agyagrétegekben mésziszaplencsék, alगतörmelékes Brachiopoda-fészkek, lencsés és kiékelődő rétegzettség, rövid szakaszon erősen ingadozó rétegvastagság stb.)

Metamorf fokában ugyanaz a kettősség tapasztalható, mint az alatta levő formációknál. A Nagyvisnyói Mészke-nek megfelelő fácies a Tethys egykori déli peremén végig követhető a Déli-Alpok bellerophonos formáció badiotai fáciesétől a Dinaridákon (Žažari rétegek, Jadar-blokk), Pakisztánon és a Dél-kínai szelvényeken át a Timor-szigetig. Ezt az összefüggést már SCHRÉTER (1936) felvázolta, BALOGH (1964) pedig részletesen jellemezte.

A Bugyi-Sári-magasyrögben leírt tengeri felső-perm dolomit-mészke rétegsor (SIDÓ 1974; BÉRCZINÉ MAKK 1978c) és a Nagybatony Nb-324 fúrás paleozoikuma (KOZUR 1984, KOVÁCS S., BÉRCZINÉ MAKK in FÜLÖP J. 1994) szétszakadt kapcsolatot jelez a Dinaridák felé.

## MEZOZOIKUM

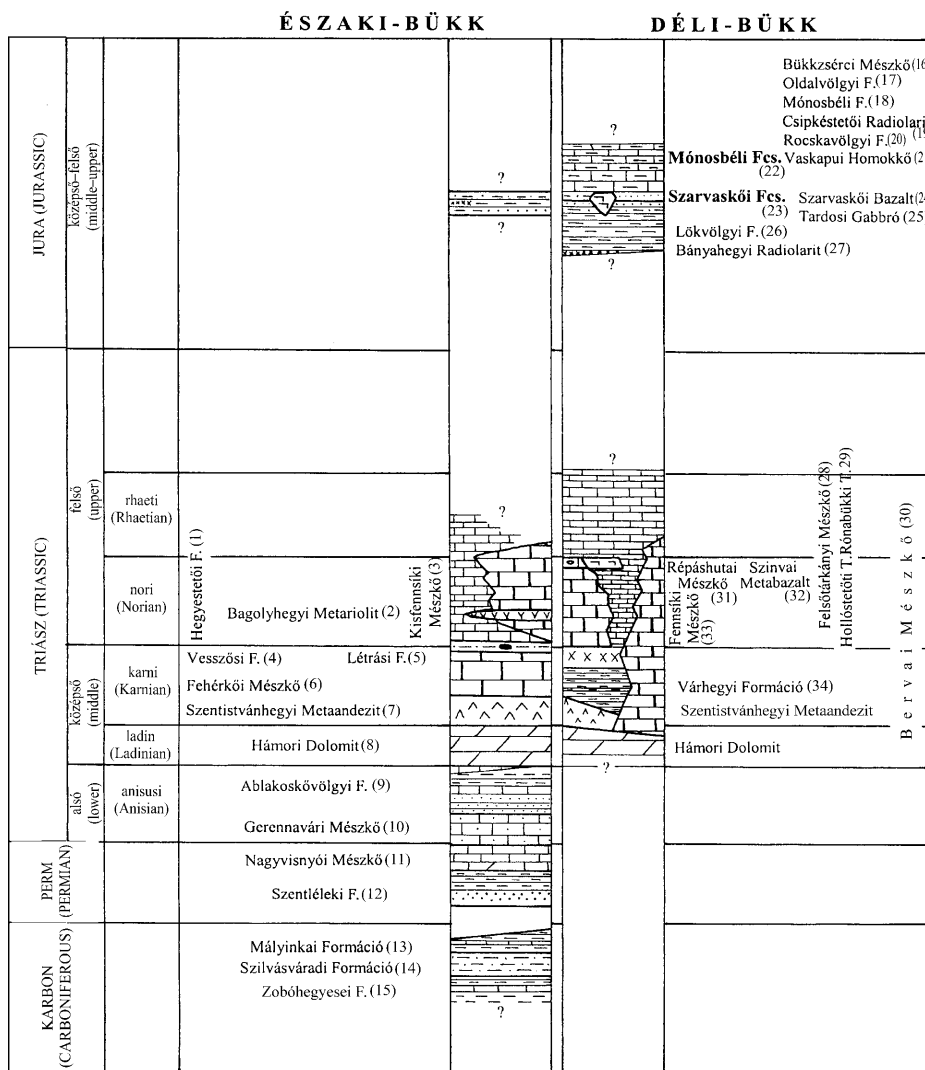
Jelenlegi ismereteink szerint a Bükk hegység két nagy szerkezeti egységre osztható. Az e szemlélettel összeállított rétegoszlopban (11. ábra) sikerült kiküszöbölni a korábbi modellekben a középső-felső-triászban mutatkozó — képződménytorlódásból fakadó — bonyolult összefogazódás ellentmondásait (pl. in HAAS 1995).

### TRIÁSZ

#### Alsó-triász

A bükki szelvényekben tanulmányozható, tengeri fáciesű folyamatos rétegsor — a földtörténetben ismert legnagyobb mértékű globális változás — a perm/triász határ szempontjából kiemelkedő fontosságú. A perm végi tömeges kihalási esemény következményeként az élővilág nagy része e területen is kipusztult, de az üledékképződési viszonyokban lényeges változás nem történt, továbbra is enyhe lejtésű sekély salfelt az üledéklerakódás.

A Bükk alsó-triász rétegsorát elsőként SCHRÉTER (1935a) tagolta ősmaradványok alapján (megjegyzése szerint térképen el nem határolható módon) seisi és campili rétegsoporra. Később SCHRÉTER (1943a) a seisi rétegsoportba



11. ábra. A Bükk paleo-mezozoos képződményeinek elvi rétegoszlopa

Figure 11. Theoretic stratigraphic column of the Palaeozoic and Mesozoic formations of the Bükk Mountains

1 – Hegyestető Fm, 2 – Bagolyhegy Fm, 3 – Kistémfői Fm, 4 – Vesszős Fm, 5 – Létrás Fm, 6 – Fehérkői Fm, 7 – Szentistvánhegy Fm, 8 – Hámor Fm, 9 – Ablakoskövölgy Fm, 10 – Gerennavár Fm, 11 – Nagyvisnyói Fm, 12 – Szentléleki Fm, 13 – Mályinkai Fm, 14 – Szilvásvárad Fm, 15 – Zobóhegyesei Fm, 16 – Bükkszérei Fm, 17 – Oldalvölgy Fm, 18 – Mónosbéli Fm, 19 – Csapkéstető Fm, 20 – Rocsavölgy Fm, 21 – Vaskapu Fm, 22 – Mónosbéli G, 23 – Szarvaskői G, 24 – Szarvaskői Fm, 25 – Tardos Fm, 26 – Lökvölgy Fm, 27 – Bányahegy Fm, 28 – Felsőtárkányi Fm, 29 – Hollósetető and Rónabükki mb, 30 – Berva Fm, 31 – Répáshuta Fm, 32 – Szinva Fm, 33 – Fennsík Fm, 34 – Várhegy Fm

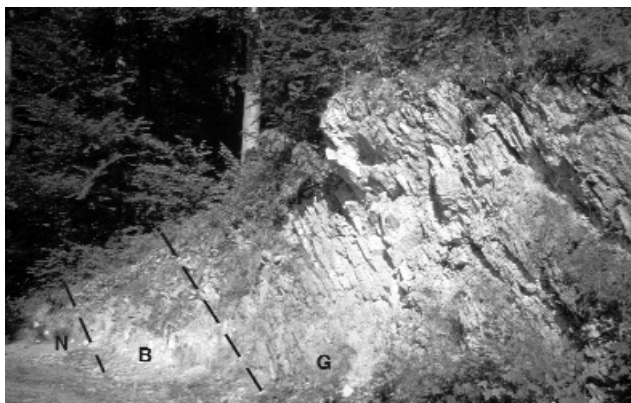
**Gerennavári Mészkö Formáció —  $^{\text{g}}T_1$  ( $^{\text{g}}T$ )**

**Litológia, település.** A perm Nagyvisnyói Mészkö fekete, folyamatosan vékonyodó padosságú, fekete márga közbetelepüléses, makro- és mikrofosztiliákban gazdag, sekélytengeri mészkővére éles határral 8–97 cm vastag sötétszürke agyagmárga és homokkő települ. Ez a Gerennavári Mészkö *bázisrétege*, amely még felső-permi (changxingi) makrofosztiliákat tartalmaz (CSONTOSNÉ KIS, PELIKÁN 1990, FÜLÖP 1994, PELIKÁN in HAAS ed. 1995). E fölött 4 m vastagságban márgafilmekekkel tagolt, sötétszürke, lemezes mészkő következik, az ún. átmeneti szakasz, melynek alsó 2 méterében Earlandiák mellett a felső-permre jellemző Foraminiferák gyéren még előfordulnak, majd ezek kimaradásával már csak Ostracoda-héjtöredékek figyelhetők meg. Az átmeneti szakasz tetején a lemezek vastagodnak, majd ismét pados mészkő jelenik meg.

A Gerennavári Formáció bázisrétegeinek legteljesebb feltárása a Bálvány északi oldalán, az erdészeti földút lemetésében, a Bálvány-Észak jelű alapszelvényben van. Itt 83 cm vastag, közepén 5 cm-es mészkőréteget tartalmazó sötétszürke (mállottan barnássárga) homokos agyagmárga fölé 14 cm vastag, jólrétegzett, csillámdús felszínnek mentén 1 mm-es lemezekre elváló világoszöld finomhomokkő települ. Az agyagmárgában gazdag, kagylók uralta makrofauna-együttes

sorolta a rétegsor alján levő ooidos mészkőveket és a vörhenyes agyagpala-homokkő rétegeket, a campili rétegcsoportba pedig a felsőbb helyzetű mészkőveket és agyagpálákat kerültek. 1951-es térképezési jelentéséből (SCHRÉTER 1953) egyértelműen kiderül, hogy a perm tarka homokkőveket is a seisi rétegcsoportba osztotta. BALOGH (1950, 1951) eleinte az alsó-triászt osztatlanul, teljes egészében campilinnak tartotta. A monográfiában (BALOGH 1964) azonban már litológiai három részre bontotta: sávós, vékonyréteges átmeneti mészkő és ooidos mészkő az alsó tagozat; a középső lilászöld agyagpala és lila, csillámos homokkő; a felső karbonátos és törmelékeny üledékek váltakozásából áll. A seisi/campili határt az alsó tagozat legfelső részén belül húzta meg. Litosztratigráfiai táblázatában (BALOGH 1980, 1981) a teljes alsó-triász rétegsort Ablakoskövölgyi Formációnak nevezte. PELIKÁN (in HAAS 1995) az Ablakoskövölgyi Formáció nevet a középső és a felső szakaszra korlátozta és azt négy tagozatra bontotta, míg az alsó, tisztán mészkőes részre a Gerennavári Mészkö Formáció nevet vezette be.

található, de emellett Brachiopodák, apró csiga- és Foraminifera-maradványok is előfordulnak. A homokkőre települő átmeneti mészkő legalsó néhány lemezében Earlandia- és Gymnocodium-átmetszetek láthatók tömegesen (CSONTOSNÉ KIS, PELIKÁN 1990). A Bálvány-Észak jelű szelvénytől K-re 500 m-nyire levő Bálvány-Kelet jelű szelvényben látható a rétegsor folytatása is, erre a mészkőre több méter vastag algalaminit pad települ (41., 42. kép).



41. kép. A Bálvány-K jelű szelvény. A Nagyvisnyói és a Gerennavári Mészkő határa. N = Nagyvisnyói Mészkő F., B = Gerennavári Formáció bázisrétegei, G = Gerennavári F. átmeneti rétegei

Photo 41. Profile of Bálvány-E. Boundary section of the Nagyvisnyó and Gerennavár Fm. N = Nagyvisnyó Fm, B = basal part of Gerennavár Fm, G = transitional part of Gerennavár Fm



42. kép. A Bálvány-É jelű szelvény. A Nagyvisnyói és a Gerennavári Mészkő határa. N = Nagyvisnyói Mészkő F., B = Gerennavári Formáció bázisrétegei, G = Gerennavári F. átmeneti rétegei

Photo 42. Profile of Bálvány-N. Boundary section of the Nagyvisnyó and Gerennavár Fm. N = Nagyvisnyó Fm, B = basal part of Gerennavár Fm, G = transitional part of Gerennavár Fm

A Gerennavár K-i oldalában levő sziklafal (G–2 alapszelvény, 43. kép) alján a bázisréteg csupán 8 cm vastag (tektonikusan redukált). Ennek alsó 4 cm-e agyagmárga, felső 4 cm-e homokkő. Az agyagmárgából előkerült makrofauna-töredéket Csontosné Kis K. *Derbyia* sp. és *Oxytoma* sp.-nek határozta meg. A fölé települő 4 m vastag sötétszürke, lemezes mészkő alsó 2 méterében szórányosan felső-perm Foraminiferák fordulnak elő, ezután csak Ostracoda-átmetszetek mutatkoznak. Itt is látható az algalaminitpad. A határ fölött 20 m-rel talált *Hindeoos parvus* Conodonta már az alsó-triász legalsó részét jelzi (KOZUR 1988).

A Mályinka Mly–8 fúrásban a formációhatár 79,5 m nél volt, de a Nagyvisnyói Mészkő fölött a bázisréteg — tektonikai okok miatt — nem volt megfigyelhető.

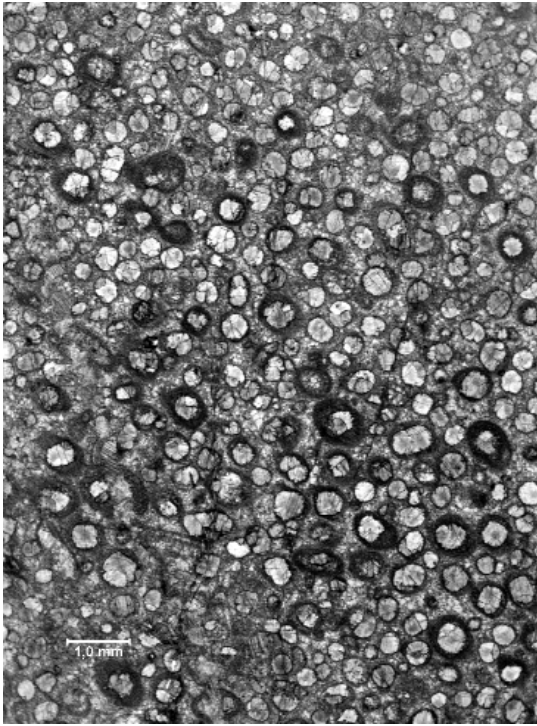
Az „átmeneti” rétegek fölött következnek a „típusos” Gerennavári Mészkő Formáció. Szürke-barnásszürke, egyes rétegekben sötétszürke, vagy világosbarna színű mészkő, szabálytalan eloszlásban világossárga, durvakristályos dolomitlencsékkel. A mészkőpadok közt sötétszürke, mállottan vöröses-, vagy barnássárga agyag- és márgarétegek települnek.

A mészkőnek két típusa különíthető el: lemezes–vastagréteges, laminált, finom- és aprókristályos mészkő (mudstone, ritkán wackestone), illetve vastagréteges–pados, ooidos-onkoidos aprókristályos mészkő (grainstone). A wackestone mikrofáciesű típus mikropátos átkristályosodott alapanyagában Ostracoda- és kagylóhéjtöredékek ismerhetők fel. A grainstone mikrofáciesű mészkőnek gyakori a „pseudoooidos” változata, ahol az ooidokkal megegyező, vagy annál nagyobb méretű (0,2–1 mm), kerekített bioklasztokat (vastagabb kagylóhéjtöredékek, vagy Echinodermata-váztöredékek?) csupán vékony burok veszi körül. Ezek makroszkóposan is jól elkülöníthetők, mivel ezek a



43. kép. A Gerennavár-2 szelvény részlete, a Nagyvisnyói Mészkő teteje és a Gerennavári Mészkő legalsó szakasza. N = Nagyvisnyói Mészkő, G = Gerennavári Mészkő (fotó: Lénárd T.)

Photo 43. The Gerennavár-2 profile with the topmost part of the Nagyvisnyó Limestone and the lowermost section of the Gerennavár Limestone. N = Nagyvisnyó Limestone, G = Gerennavár Limestone (photo: T. Lénárd)

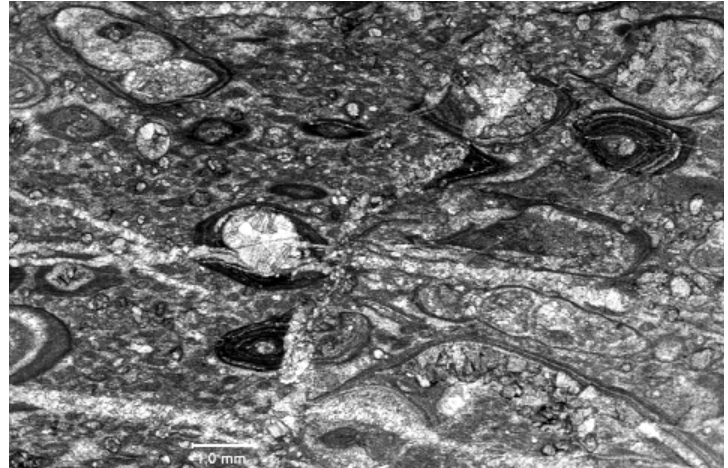


44. kép. Kerekített sárga kalcitszemcsék vékony bekérgezésel (Gerennavári F.). A Gerennavár-1 szelvény 2. sz. mintájának vékonycsiszolati képe

Photo 44. Thinly-encrusted, rounded yellow calcite grains (Gerennavár Fm). Thin-section photomicrograph of sample Nr. 2 from the Profile Gerennavár-1

szemcsék sárga színűek, míg a koncentrikusan bekérgezett szemcsék sötétszürkék (44., 45. kép).

A rétegsor alsó részét a mudstone-wackestone kőzettípus jellemzi, az ooidos-onkoidos rétegek az átmeneti rétegcsoport felett mintegy 20 m-rel jelennek meg. Feljebb a két típus vastagabb szakaszokban váltakozik, de jellemző az ooidos típus dominanciája. Helyenként megfigyelhető a két típus laterális összefogódása is.



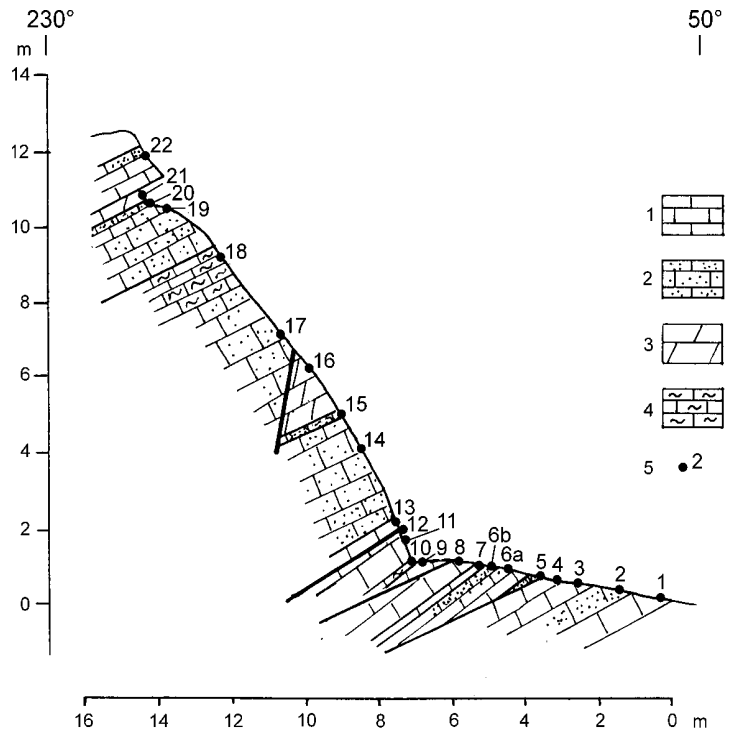
45. kép. Préselt Gerennavári Mészko vékonyan bekérgezett mikrogasztropoda átmetszetekkel. Szilvásvárad, Holló-kő

Photo 45. Compressed Gerennavár Limestone containing thinly-encrusted microgastropod cross-sections. Holló-kő, Szilvásvárad

**Elterjedés, vastagság.** A formáció csak a Bükk északi részén ismert. Alapszelvénye a Gerennaváron a Nagy-fennsíkra vezető erdészeti műút menti kis felhagyott kőbánya (12. ábra). A formáció teljes vastagságban tanulmányozható a Gerennavár keleti oldalának sziklafalában (II. tábla 3. kép). Mélyfúrási típusszelvénye a Mályinka Mly-8 fúrás 0,3–79,8 m közti szakasza. Vastagsága 140 m.

**Ősmaradványok, kor.** A formáció bázisát képező agyagmárgából, az ún. bázisrétegekből gazdag makrofauna került elő: *Crurithyris tschernyschewi*, *Tschernyschewia typica typica*, *Dielasma elongatum*, *Ombonia* cf. *canevai*, *Orthotetina* sp., *Pseudomonotis subtiliorneta-costata*, *P. subtilicostata*, *P. cf. speluncaria*, *Pseudomonotis* sp., *Aviculopecten* sp. (cf. *comenicanus*), *A. cf. trinkeri*, *Streblopteria pusilla*, *Euchondria* sp. (cf. *paucicostata*), *Permopecten* sp<sub>1</sub> (cf. *tirolensis*), *Permopecten* sp<sub>2</sub> (cf. *latangulatus*), ?*Hunanopecten* sp.

Az „átmeneti rétegek”-ből makrofosszília eddig nem került elő. Az összesített mikrofauna lista a következő: *Earlandia dunningtoni*, *E. tintinniformis*, *E. deformis*, *Neotuberitina reitlingerae*, *Globivalvulina graeca*, *Geinitzia* sp., *Ammodiscus* sp., *Pachyphloya* sp., *Italogeisina buekkensis*, *Goranella* sp., *Theelia dzulfaensis* (Bércziné Makk A. meghatározása).



12. ábra. Gerennavár G-1 szelvény. A Gerennavári Mészko típusszelvénye 1 – sötétszürke mészko, 2 – ooidos mészko, 3 – dolomit, 4 – mészmárga, márga, 5 – mintavétel helye

Figure 12. Gerennavár Profile G-1 Type-section of the Gerennavár Limestone 1 – dark-grey limestone, 2 – oolitic limestone, 3 – dolomite, 4 – calcareous marl, marl, 5 – sample location

A Mályinka Mly-8 fúrásban a 79,5–75,5 m közti átmeneti mészkőben Bércziné 79,5–77,4 m közt mutatta ki az earlandiás mikro-biofáciest (BÉRCZI-MAKK et al. 1995). KOZUR (1988) a 78,2–78,3 m közötti mintában *Italogisina bueckensis* Ostracoda mellett *Theelia dzhulfaensis* Holothuria-szkleritet talált. A 75,3–75,5 m mintában alsó-triászra jellemző Ostracodák alapján a perm/triász határt 75,5–76,7 m közt húzta meg. A 65,6–65,7 m mintában a *Hindeodus parvus* magas fejlettségű alakja, 8,58–8,66 m mintában a *Hindeodus parvus* és az *Isarcicella isarcica* Conodonták együttesen fordultak elő, bizonyítva az alsó-triász jelenlétét. A formáció felsőbb, pados mészkő kifejlődésű szakaszából *Callicythere postiangulata*, *Liuzhinia parva*, *Liuzhinia* sp., *Bairdia* sp., *Polycope* sp., *Hindeodus parvus*, *Isarcicella isarcica*, *Ellisonia aequalis* vált ismertté (KOZUR 1990).

A formáció legalja a perm changxingi emelet legfelső részébe, az e fölötti rétegegyüttes az indusi emeletbe tartozik. Legfelső részéből, az ablakos-kő-völgyi sziklaldorból és a bányai ooidos mészkő feltárásokból *Claraia aurita* és *C. cf. aurita* példányai kerültek elő (BALOGH 1964). Mivel e faj megjelenése jelzi a griesbachi/dieneri határt, a formáció legfelső szakasza átnyúlik a felső-indusi (dieneri) alsó felébe is (HIPS, PELIKÁN 2002).

**Fácies, korreláció.** A típusos Nagyvisnyói Mészkő fölötti, néhány méter vastagságú, „bázis- és átmeneti rétegek” képződési viszonyainak megítélése nem egyszerű. Az átmeneti rétegek alján a litológiai jellegek éles, és a biofácies gyors változása, a perm fossziliák döntő hányadának eltűnése lényeges környezeti változást jelez a perm végén, azonban az átmeneti rétegek alsó részén talált kis diverzitású changxingi fosszíliaegyüttes mutatja, hogy néhány alak az első környezeti megrázkódtatást még túlélte. Az agyagos, finom sziliciklasztos réteg az ún. „határagyag”-nak feleltethető meg, amely néhány cm vastagságban a Tethys középső és keleti területén számos, folyamatos tengeri perm/triász határszelvényben dokumentált (SHENG et al. 1984, YIN et al. 1996).

A formáció üledéke a self külső, erősen mozgatott részén és védettebb medencéiben képződött (HIPS, PELIKÁN 2002). A rámpákon az ooidok jellemző képződési környezete a belső rámpaperem nagyenergiájú zónája, a hullámtörés öve. A kerekített bioklasztok is erősebb, tartós vízmozgásra utalnak. A képződési környezetük közelében felhalmozódott ooidok jellegzetes partmenti, vagy partközeli homokzátonyokat alkottak. Ezek a mészhomokdombok azonban nagyobb viharok alkalmával helyüket változtatták, anyaguk lepelszerűen szétterült, illetve mélyebb vízű környezetbe is áthalmazódott. Az ooidos padok közötti kis energiájú, feltehetően mélyebb rámpa környezetben kevés mészhomok szemcsét tartalmazó mészszip rakódott le, melyből a mudstone-wackestone mikrofáciesű mészkő képződött. Az ooid szemcsék folyamatos képződését a formáció monoton kifejlődése mellett viszonylag nagy vastagsága is jelzi. Feltételezhetjük tehát, hogy a perm/triász határon kezdődött fokozatos vízszintemelkedéssel (ERWIN 1994) az ooidképződés folyamatosan lépést tartott és a sekélytengeri környezet hosszabb ideig állandósult. A formáció ősmaradvány-szegénységét elsősorban a perm/triász határon történt nagymértékű kihalási eseménnyel, másodsorban a partmenti, nagy energiájú övezetnek az élőlények megtelepedése szempontjából kedvezőtlen feltételeivel magyarázhatjuk (ökológiai sivatag). A nagyenergiájú környezet nem kedvezett a maradványok megőrződésének sem, a vázak összetörnek és homokfrakcióvá őrlődnek (l. pseudo-ooidok).

A Gerennavári Formáció megfelelőjének tekinthető a Jadar-blokk Svileuvai Formációja. Jelentős fáciashasonlóság mutatkozik a Dolomitok Werfeni Formációjának a tesorói horizontjával és a Gastropodaoolitos Tagozatával.

**Ablakoskővölgyi Formáció** —  $^{av}T_1$ , *Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat* —  $^{av}T_1$  ( $^aT$ ), *Lillafüredi Mészkő Tagozat* —  $^{av}T_1$  ( $^aT$ ), *Savósvölgyi Marga Tagozat* —  $^{av}T_1$  ( $^sT$ ), *Újmassai Mészkő Tagozat* —  $^{av}T_1$  ( $^uT$ )

A sekélytengeri rámpára történő változó mennyiségű, finom, terrigén anyag szállítódása következtében a Bükk alsó-triászának felsőbb részében a finom sziliciklasztos és a karbonátos kőzettípusok váltakozása jellemző. Sekély szublitorális fáciesű, rétegzett, tarka homokkő, lemezes mészkő, agyagmarga és mészmarga kőzettípusokból álló rétegcsoport, amely négy jól elkülöníthető tagozatra osztható.

**Litológia, település.** A formáció legalsó, *Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozatát* lila, vörös és zöld homokkő, aleurit- és agyagpala váltakozása alkotja, egyes szakaszaiban szürke és rózsaszín mészkő betelepülések találhatók. Jellemző a vastag-lemezes elválás, az elválási felületeken muszkovit-feldúsulás figyelhető meg. A lemezeken belül a kőzet finomrétegzett, gyakran keresztarétegzett. A tagozaton belül több litofácies-típus különíthető el (HIPS, PELIKÁN 2002):

- párhuzamosan laminált agyagos vagy meszes aleuritpala és aleurit mészmarga váltakozása;
- mikro-keresztlaminált, finomhomokzsínóros aleuritpala és (párhuzamos vagy keresztlaminált) vékonyréteges, meszes, csillámpikkelyes homokkő váltakozása;
- meszes aleuritpala és vékony-, illetve vastagréteges, szürke, finomkristályos mészkő (mudstone, átkristályosodott mikropátit), gyakran vékonyhájú kagylóhéjtöredékekkel;
- vastagréteges, aprókristályos, gyengén homokos mészkő vörös ooidokkal (wackestone-packstone), melyben belső rétegzettség nem észlelhető.

A tagozat tömegét adó törmelékes kőzetfelelésekben a homokszemcsék nagy része 600  $\mu$ m nagyságig terjedő, éles szélű, vagy korrodált peremű, gyakran unduláló kioltású kvarc, sokkal kevesebb a hasonló méretű ikerlemezes földpát. A filloszilikátok közül főként illit és klorit van jelen, ritkán kaolinit is kimutatható. Járulékosan kalcit, pirit, ill. limonit fordul még elő. Az egyes rétegek a homok-, aleurit- és agyagfrakció arányaiban térnek el egymástól.

A tagozat rétegváltakozásos átmenettel fejlődik ki a fekü Gerennavári Mészkből. Tetején egyre meszesebbé válik, fokozatosan megy át a fedő Lillafüredi Mészkbő Tagozatba.

A *Lillafüredi Mészkbő Tagozat* márgásabb szakaszokkal tagolt, szürke, ritkábban sötétszürke és szürkésbarna színű, finoman rétegzett mészkbő, amely a 0,5–10 cm vastag, zöldesfekete, szürkészöld, mállottan barna, vörösbarna, vagy sárga agyagközbetelepülések miatt lemezes–vékonypados elválású. A magasabb agyagtartalmú részletekhez apró muszkovitlemezék is társulnak. A mészkbőben nagyon gyakran láthatók szeszélyes lefutású sztilolitos felületek. A mészkbő oldási maradéka 2–40%, főleg illit és kvarc, néha klorit, plagioklász, káliföldpát, pirit, ill. limonit is kimutatható benne.

A tagozat alsó szakasza felfelé egyre meszesebbé válik; sötétszürke, vékonyréteges–lemezes, helyenként mézsmárga-, vagy márgafilmekkel tagolt finomkristályos mészkbő (mudstone–wackestone), szürke, vastagréteges, apró bioklasztos, crinoideás mészkbő (packstone), sötétszürke, lemezes mézsmárga és szürke, lemezes mészkbő betelepülésekkel tagolt zöldesbarna, agyagos aleurolitpala váltakozása alkotja.

A tagozat középső szakaszán jellegzetesek a ciklusosan ismétlődő, felfelé vastagodó és durvuló szemcseméretű rétegek. Uralkodó a szürke, pados–vastagréteges, gyakran ooidos, onkoidos mészkbő (packstone–grainstone), ennek kibúvási gyakran hosszán elnyúló, kipreparálódott sziklagerinceket alkotnak. A mészkbő korai dolomitodására utal a jellemzően rétegzés szerinti, vastagpados, egyes szakaszain finomlaminációs és pados sötétszürke, ooidos dolomit megjelenése.

Az ooidos szakaszt követő rétegsorban az üledék felfelé ismét finomodik. Ezt a szakaszt sötétszürke, vékonyréteges, finomkristályos mészkbő és lencsékbe rendeződött szürke, apró bioklasztos, crinoideás mészkbő váltakozása építi fel.

A *Savósvölgyi Márga Tagozat* szürke, szürkészöld, Ómassától K-re dominánsan zöld, mállottan zöldesbarna, sárga színű agyagpala, agyagmárga és márgapala váltakozásából épül fel, alsó részén főként rózsaszín, felfelé egyre gyakrabban szürke, sötétszürke mészkbőlemezeket tartalmaz. Az Ölyves-völgytől Ny-ra jelentős mennyiségű benne a finomhomok. Fokozatos átmenettel fejlődik ki a fekjéből és szintén rétegváltakozással megy át a fedő tagozatba. A tagozatban az illit, kvarc, kalcit mellett gyakran jelentős mennyiségű a klorit is.

A legfelső, csak néhány szelvényben megfigyelhető *Újmassai Mészkbő Tagozat* jellegzetes sötétszürke–fekete, gumós és lemezes (régebbi szóhasználattal vermikuláris), 1–10 mm vastag agyagos betelepülésekkel sűrűn tagolt, finomkristályos mészkbő. A tagozat felső részén a vékonyréteges, olykor lemezes, sötétszürke, bioklasztos mészkbő vékony padokban váltakozik a lemezes, márgás szakaszokkal. Dolomitlencsék, dolomitpadok is megjelennek benne.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen az Ablakoskővölgyi Formáció képződményei szintén csak az Északi-Bükkben található. Átlagvastagsága 300 m, azon belül az egyes tagozatok vastagsága facialis okokból egymás rovására változik. Ez különösen érvényes a Savósvölgyi Márga és az Újmassai Mészkbő Tagozat esetében. Gyakori a tektonikus felületek menti kinyíródás is.

Az Ablakoskővölgyi Homokkő 40–100 m, a Lillafüredi Mészkbő 15–150 m, a Savósvölgyi Márga 40–150 m, míg az Újmassai Mészkbő max. 60 m vastag.

A homokkő alapszelvénye a Garadna-völgyben a Lencsés alatti műút rézsűje, a felső három tagozat alapszelvénye a Savós-völgy alsó szakaszában a Jávorkútra vezető erdészeti műút lementsése. A Lillafüredi Mészkbő látványos feltárása a lillafüredi alsó alagút sziklataraja.

**Ősmaradványok, kor.** Az Ablakoskővölgyi Formációnak, illetve tagozatainak pontosabb kronosztratigráfiai besorolása a korjelző ősmaradvány szórványos előfordulása miatt nehéz. Makrofossziliák Schréter Z., Legányi F. (SCHRÉTER 1935a) és Balogh Kálmán gyűjtései (BALOGH 1964) nyomán váltak ismertté. A viszonylag nagyobb mennyiségben előkerült, széles környezeti feltételeket tűrő ősmaradvány-együttesen belül uralkodnak az egész alsó-triászra jellemző taxonok, kevés közöttük a korjelző alak.

A kagylókból álló asszociáció jellemző fajai: *Unionites canalensis*, *Unionites fassaënsis*, *Neoschizodus laevigata*, *Bakevella* sp. Jellemző Foraminiferák: *Glomospira sinensis*, *Glomospirella shengi*, *Meandrospira pusilla*. Az említett fossziliák alapján a formáció a felső-indusi–olenyoki emeletbe sorolható (felső–dieneri–spathi).

A Savósvölgyi Tagozatban viszonylag gyakoriak a csigák. A tagozat különböző szelvényeiből *Naticella costata*, *N. subtilistriata*, *Turbo rectecostatus* került elő (BALOGH 1964), mely biztosan késő-olenyoki (spathi) kort jelez. A SCHRÉTER (1935a) által a Mályinkától DK-re levő Bogdány-tetőről említett *Tirolites cassianus* és *Dinarites* sp. a leírás alapján a Savósvölgyi Tagozattól származhat (HIPS, PELIKÁN 2002).

Korjelző fosszília hiányában egyelőre nem lehetséges az alsó- és középső-triász határának pontos megvonása a Bükk rétegsorán belül. Konvencionálisan a Hámori Dolomit bázisát tartjuk a középső-triász alsó határának, de litológiai és fácieselemzésen alapuló analógiák alapján az Újmassai Tagozat felső része már az alsó-anisusiba is tartozhat.

**Fácies, korreláció.** Az Ablakoskővölgyi Tagozat erősen palás és tektonizált sziliciklasztos kőzeteiben nagyon nehéz felismerni üledékjegyeket. Az eredeti finomlaminált és keresztlaminált kőzetszerkezetet a paláság részben más irányok szerint átrendezte, részben a felismerhetetlenségig felülbélyegezte. A jelenleg megfigyelhető üledékszerkezetek alapján feltételezhető, hogy az üledékképződés a hullámzás- és viharuralt tengerparti zónában és a kissé mélyebbvízű előtérben folyt. A közbetelepülő ooidos rétegek ooidszemcséi eredetileg az erős hullámverés zónájában keletkeztek, ahonnan partmenti áramlásokkal sodródtak az árapályöv alatti zóna mélyebb részébe. Az uralkodóan sziliciklasztos kőzetekből álló



tagozat üledékeinek képződését tehát a Nyugati-Tethys szelvényeiből jól ismert, a terrigén törmelék intenzív beáramlásával jellemezhető „campili esemény”-nyel korrelálhatjuk.

A Lillafüredi Tagozat a terrigén törmelékbeáramlás háttérbe szorulását jelzi. A tagozat aljára jellemző finomszemcsés képződmények alapján feltételezhető, hogy a nyugodtvízű középső–külső rámpán képződött üledék a mélyebb szubtidális zónában halmozódott fel. Ritka vihartevékenység nyomait őrzik a középső rámpa jellegzetes fációsait képviselő crinoideás mészkő szakaszok, melyek inkább tekinthetők vékony, szakadozott viharlepleknek, mint homokzátanyoknak. A tengerszint relatív süllyedésével hozható kapcsolatba a sekélytenger partmenti, erősen mozgott vízű, nagy energiájú zónájára jellemző ooidos homokzátany üledékeinek megjelenése a tagozat közepén. A korai dolomitoidosodás is regressziós tendenciát jelez. A tagozat felső részén az alsó szakasz jellegei térnek vissza: hasonló fációsok hasonló módon ismétlődnek.

A Savósvölgyi Tagozat kőzetösszetétele mutatja az ismét fölerősödött terrigén törmelékanyag-beáramlást, de a Bükk üledékgyűjtőjéért már csak a finomabb, lebegtetetten szállított agyag érte el. A nyugati szelvényekben megjelenő finomhomok utalhat a lehetséges beszállítás irányára. A finomszemcsés üledék dominanciája és az ősmaradványok alapján feltételezhető, hogy továbbra is a szubtidális zóna mélyebb régiójában, a viharbázis közelében, vagy kissé mélyebben történt az üledéklerakodás.

Az Újmassai Tagozatban a terrigén anyag folyamatosan szorul háttérbe. Finomszemcsés üledékei mélyebb vízben, viharbázis alatt ülepedtek le. A kőzetek sötét színe oxigénszegény leülepedési környezetet jelez. A gumós típusban a kőzetek erős bioturbáltsága kevésbé, míg a finom lamináltság erősebben oxigénhiányos közegre utal.

Erre a formációra is jellemző a metamorfózis területi különbözősége.

Az alsó-triász második felében a Nyugati-Tethysben nagyfokú fációs kiegyenlítődség ment végbe, hasonló tendenciák figyelhetők meg a Szilicei-egység és a Dunántúli-középhegységi-egység rétegsorában is. Teljes azonosság mutatkozik a Jadar-blokk Obncai Formációjával, valamint ettől ÉNy-ra a Sana–Una-egység Radomirovaci Formációjával (PROTIĆ et al. 2000). A Dolomitok Werfeni Formációjának felső tagozatai közül a Campili Tagozattal (BROGLIO LORIGA et al. 1990) az Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat korrelálható. Az Újmassai Mészkő Tagozatnak megfelelő szakaszt már az Alsó Serlai Dolomit Formáció bázisába sorolták, azzal a megjegyzéssel, hogy az lenyúlik az olenyoki emeletbe. Ugyanez a helyzet a Dunántúli-középhegység Aszófői Dolomitja és a Szilicei-egység Szinpetri Mészkő Jósvafői Tagozata esetében is.

## Középső-triász

### *Gutensteini Formáció* — ${}^gT_2$ ( ${}^gT$ )

Az Upponyi-feltolódás mentén, a Bükki- és a Szilicei-egység érintkezési zónájában két foltban bukkan felszínre, a Bükk rétegsorának felépítésében azonban nem vesz részt.

A Gutensteini Formációt fekete–sötétszürke színű, vékonyrétegzett–pados, kalciterekkel sűrűn átjárt mészkő és dolomit váltakozása építi fel. Jellegzetesek a vékony (1–5 cm), sötétszürke, mállottan barnássárga márga közbetelepülések. Az Upponyi-feltolódás menti előfordulások sziderites metasomatózison estek át. A sziderit a felszín közelében limonitosodott, ez képezte az itteni barnavasérc-kutatás tárgyát (PANTÓ 1954).

### *Steinalmi Mészkő Formáció* — ${}^sT_2$ ( ${}^sT$ )

Világosszürke, szürkésfehér színű, pados–vastagpados mészkő. Árapályövi laminált és árapály öv alatti bioklasztos üledékciklusok különíthetők el benne. A formációra jellemző a mészalgák (főként Dasycladaceák) tömeges jelenléte, melyek az árapályöv alatti ciklusokban lépnek fel.

Egyik előfordulása az Upponyi-szoros bejáratának ÉK-i oldalán, a rátolódás mentén kibukkanó szilicei-egységi fragmentum. A másik előfordulás a Déli-Bükk közepén, a Hosszú-völgytől Ny-ra a Hosszú-gerincen a jura palaösszletbe ágyazódott nagyméretű olisztolit. Ennek feltüntetését a bükki üledékgyűjtő térség ősföldrajzi környezete miatt tartottuk fontosnak.

### *Hámori Dolomit Formáció* — ${}^hT_2$ ( ${}^hT$ ), *Nyavalyási Mészkő Tagozat* — ${}^h_nT_2$ ( ${}^h_nT$ ), *Sebesvízi Konglomerátum Tagozat* — ${}^h_sT_2$

A formáció rétegsorát SCHRÉTER (1943b) az alsó-triászba sorolta és a mai Gerennavári Formációval vette egyezőnek. BALOGH (1950) kezdetben „gutensteini dolomitnak” valószínűsítette, majd a lillafüredi rétegsor átbuktatott helyzetének felismerésével (BALOGH 1951) megállapította a máig érvényes rétegsorrendet, ezen belül a dolomitot az alsó-anisusiba helyezte. Litosztratigráfiai táblázatában (BALOGH 1980, 1981) a kort kiterjesztve a teljes anisusira, Hámori Dolomit Formáció néven említi; Vadászvölgyi Dolomit Tagozatra, Nyavalyástetői Mészkő Tagozatra és savósi breccsa rétegekre osztva. A triász formációk leírásában PELIKÁN (in HAAS 1995) a Hámori Dolomit Formációból csak a *Nyavalyási Mészkő* (a földrajzi név kiigazításával) és (a Savós-völgyben nem lévén feltárása, a teljes rétegsort feltáró Alsó-Sebes-víz feltárását tekintve névadónak) a *Sebesvízi Konglomerátum Tagozatot* emelte ki.

**Litológia, település.** Az alsó-triász Ablakoskővölgyi F. Savósvölgyi Márga Tagozatára viszonylag éles határral, míg az Újmassai Mészkőre folyamatos átmenettel következik a Hámori Dolomit. A formáció zömét szürke, sötétszürke dolomit



46. kép. Kisgyőr-11 fúrás 170,0-170,2 m. Iszapcsúsásos redőződés Három Dolomit márgarétegében

Photo 46. Borehole Kisgyőr-11, 170.0-170.2 m. Slump folding in the Három Dolomite



47. kép. Kisgyőr-11 fúrás 170,0-170,2 m. Iszapcsúsásos redőződés Három Dolomit márgarétegében (a fűrőmag másik oldala)

Photo 47. Other side of the core see on Photo 46

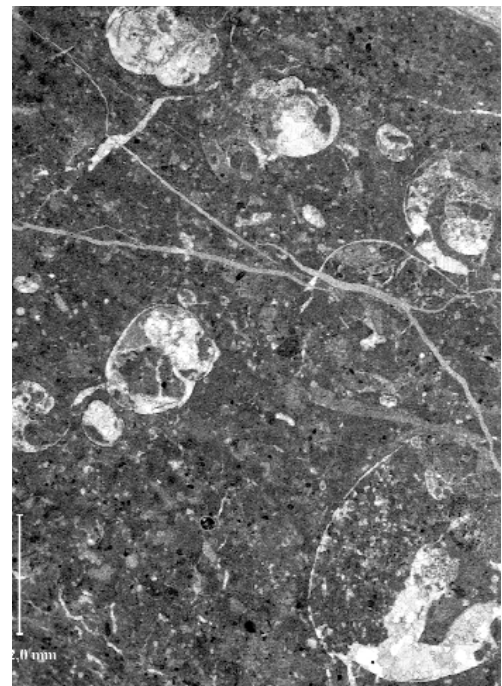
A hegység északi részén a Savós-tető–Nyavalyás közt a formáció legfelső szakaszát a Nyavalyási Mészke Tagozat alkotja. Ez néhány méter vastag vékonyrétegzett sötétszürke mészkővel kezdődik, melyre legfeljebb 50 m vastagságban, sárgás-vöröses elszíneződésű dolomitiszapba ágyazódott, változatos méretű szürke, korallós mészkőtömbökből álló összetétel következik (VI. tábla 1. kép). A mészkő mudstone-wackestone biomikrit, foltosan változó mennyiségű apró csiga- és Ostracoda- vagy juvenilis kagylóhéjtöredékekkel. A kőzetdarabokat befoglaló anyag homogén dolomikrit, ebben gyakran nagytermetű csigák találhatóak.

Az Alsóhárom és a Borovnyák közti vonulatban, valamint a Garadnavölgytől É-ra, a Dolkán a dolomit fölé tömeges és vastagpados megjelenésű, osztályozatlan, rendkívül változatos szemcseméretű és koptatottságú törmelékanyag települ (a szögletes breccsadaraboktól a jól kerekített kavicsokig), ez a Sebesvízi Konglomerátum Tagozat. Az uralkodóan dolomit-, alárendelten mészkőtöredékek vizsgálatával VELLEDEITS (1999) foglalkozott. Véleményével ellentétben, az általa leírt mikrofáciesek mindegyike megtalálható a Három Dolomit Formációban.

A tagozat legfelső részében több szelvényben is jól látható módon (Alsó-Sebes-víz, Savós-völgy, Lillafüred, Miskolc M-10 fúrás) a fölé települő Szentistvánhegyi Porfirrit keveredik a kavicsanyaggal (VI. tábla 2. kép). Ugyancsak a tagozat felső részébe sárga és lilászvörös színű aleuritós agyagmárga rétegek települnek (VI. tábla 3., 4. kép — 13. ábra). Ezek ásványos összetétele: kalcit, kvarc, illit, klorit, nyomnyi kálföldpát, a vörös rétegben hematit is. A klorit Viczián I. meghatározása szerint sudoit (Al-klorit). Ez az ásvány anchizonális metamorfózison átesett laterites málladékból képződik (VELLEDEITS 2000). A tagozat lehatárolása az alján és a tetején levő folyamatos átmenet miatt nehéz. Vastagsága változó, az alsó-sebes-vízi szelvényben eléri a 100 métert is.

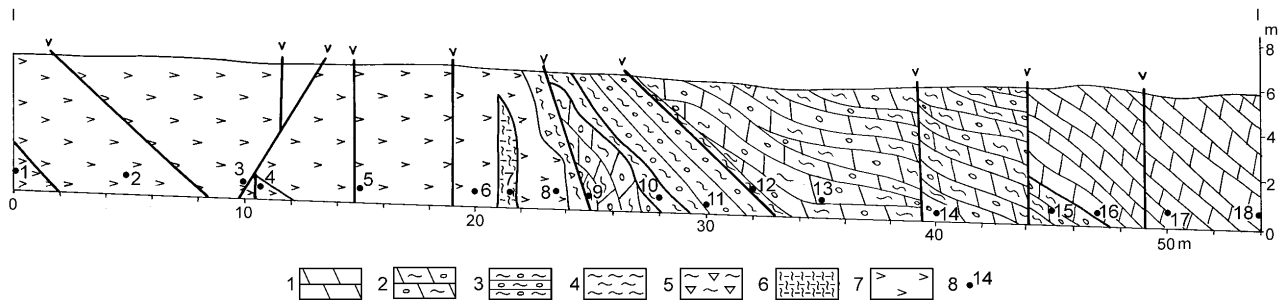
Felnémettől DK-re, a Kis- és Nagy-Tiba-hegy Ny-i lejtőjén a Három Dolomitra települten sajátos, fölfelé konglomerátumba átmenő breccsás szerkezetű mészkő vált ismertté. A mészkőben található *Pilammina densa* Foraminifera alapján a képződmény anisusi korú, amely a Nyavalyási Mészke és a Sebesvízi Konglomerátum helyi kifejlődése.

alkotja, amely részben rétegzetlen-tömeges, szingenetikus breccsás megjelenésű, de gyakrabban pados, a padokon belül finomrétegzett (esetként laminált), dasycladaceás, foraminiferás, gastropodás rétegekkel. Egyes rétegekben gyenge gradáció látható. Néha a padok közt vékony dolomitmárga-közbetelepülés jelentkezik (46., 47. kép). A ciklusos rétegsoron belül peritidális és szubtidális rétegek váltakoznak; sztramatolitok, felszakított és újraülepített algaszőnyeglemezeket és több cm átmérőjű onkoidokat tartalmazó rétegek váltakoznak a szubtidális fáciesű padokkal. Leggyakoribb a dolopátitá átkristályosodott mudstone, algalaminites bindstone és a bioklasztos wackestone finomsávós váltakozása. A szubtidális rétegek mikrofácies ritkán mudstone, általában dasycladaceás-, valamint foraminiferás-bioklasztos és onkoidos wackestone-packstone, de a pátos átkristályosodás miatt gyakran az eredeti jelleg csak nyomokban ismerhető fel (48. kép).



48. kép. Kisgyőr-11 fúrás 263,5 m. Apró csigaátmet-szetek tömegesen a dolomitban

Photo 48. Borehole Kisgyőr-11, 263.5 m. Small gastropod cross-sections in large numbers in the dolomite



13. ábra. Vadász-völgy V-1 szelvény. A Hámori Dolomit és a Szentistvánhegyi Metaandezit határszelvénye

1 – Hámori Dolomit; 2-6 – Sebesvízi Konglomerátum: 2 – dolomikrit kötésű dolomitekonglomerátum, 3 – agyagos kötésű dolomitekonglomerátum, 4 – sárga és vörös agyagmárga, 5 – lemezes márga dolomittörmelékkel, 6 – közetlisztes márga; 7 – Szentistvánhegyi Metaandezit; 8 – mintavétel helye; v = vető

Figure 13. Vadász-völgy (Vadász Valley). Profile V-1. Boundary stratotype of the Hámor Dolomite and the Szentistvánhegy Metaandesite  
1 – Hámor Dolomite; 2-6 – Sebesvízi Conglomerate: 2 – dolomitic-cemented dolomite conglomerate, 3 – clay-cemented dolomite conglomerate, 4 – yellow and red claymarl, 5 – laminitic marl with dolomite clasts, 6 – silty marl; 7 – Szentistvánhegy Metaandesite; 8 – sample location; v = fault

**Elterjedés, vastagság.** A Hámori Dolomit az Észak-bükki-antiklinális területén általánosan elterjedt, de megtalálható a Déli-Bükkben a felsőtárkányi Vár-hegy–Tiba-hegy vonulatban (VI. tábla 5., 6. kép), valamint a Belvács – Miklós luga tájkán. A formáció csaknem teljes vastagságában tanulmányozható a szomorúi bányarendszer 7 fejtési szintjében, átbuktatott települési helyzetben (49. kép). Ugyanilyen kifejlődések tanulmányozhatók a formáció középső szakaszát feltáró felsőtárkányi dolomitbányában, melyről VELLEDEITS (1999) adott részletes ismertetést. A Déli-Bükk K-i felében a Kisgyőr Kgy-11 fúrás 159,7–300,0 m között a középső-felső szakaszát tárta fel.

A formáció összvastagsága 400 m, de tektonikus okokból ritkán található meg teljes vastagságban (pl. a Savós-völgyben 400 m-nyi, a sebesvízi feltolódás mentén 800 m-nyi hosszúságban teljesen kinyíródott — 14. ábra).

**Ősmaradványok, kor.** A Hámori Dolomit makrofaunája igen szegényes, csak *Neritaria stanensis* ismert (BALOGH 1964). Mikrofauna és mikroflóra azonban több pontról is került elő, ezek összesített listája a következő:

— a lga (Piros O. határozásai): *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Ph. pauciforata gemerica*, *Ph. pauciforata undulata*, *Ph. pauciforata sulcata*, *Teutloporella peniculiformis*.

— Foraminifera (Bércziné Makk A. határozásai): *Ammodiscus* sp., *Ammobaculites* sp., *Diploremina astrofimbriata*, *Earlandia tintinniformis*, *Earlandinita oberhauseri*, *E. soussi*, *Endoteba* sp., *Endothyra* sp., *Endotriadella wirzi*, *Glomospira sinensis*, *G. shengi*, *Glomospirella* sp., *Haplophragmella inflata*, *Meandrospira deformata*, *M. cf. dinarica*, *Meandrospiranella samueli*, *Nodosaria hoi*, *Pilamina densa*, *Reophax* sp., *Spirillina* sp., *Trochammmina almtalensis*, *Textularia* sp., *Variostoma* sp.

A Nyavalyási Mész-kő Tagozatból a Balogh Kálmán által gyűjtött korallokat KOLOSVÁRY (1958a) a *Triadophyllum* genusba tartozónak valószínűsítette. BALOGH (1980) *Glomospira articulosa*, *G. tenuifistula* és *G. sigmoidalis* Foraminifera-kat írt le. Az elmúlt években gyűjtött anyagból Bércziné Makk A. *Pilamina densa* tömeges előfordulását állapította meg (50. kép).

A formáció feltehetően kitölti a teljes anisusi emeletet, azon belül pontosabb tagolás nem adható meg. Bércziné Makk A. szerint a felsőbb rétegekből tömegesen előkerült *Pilamina densa* illír kort jelez. VELLEDEITS (2000) ennek a szintnek a hiánya alapján egyes területeken késő-anisusi lepusztulási eseményre következtetett.

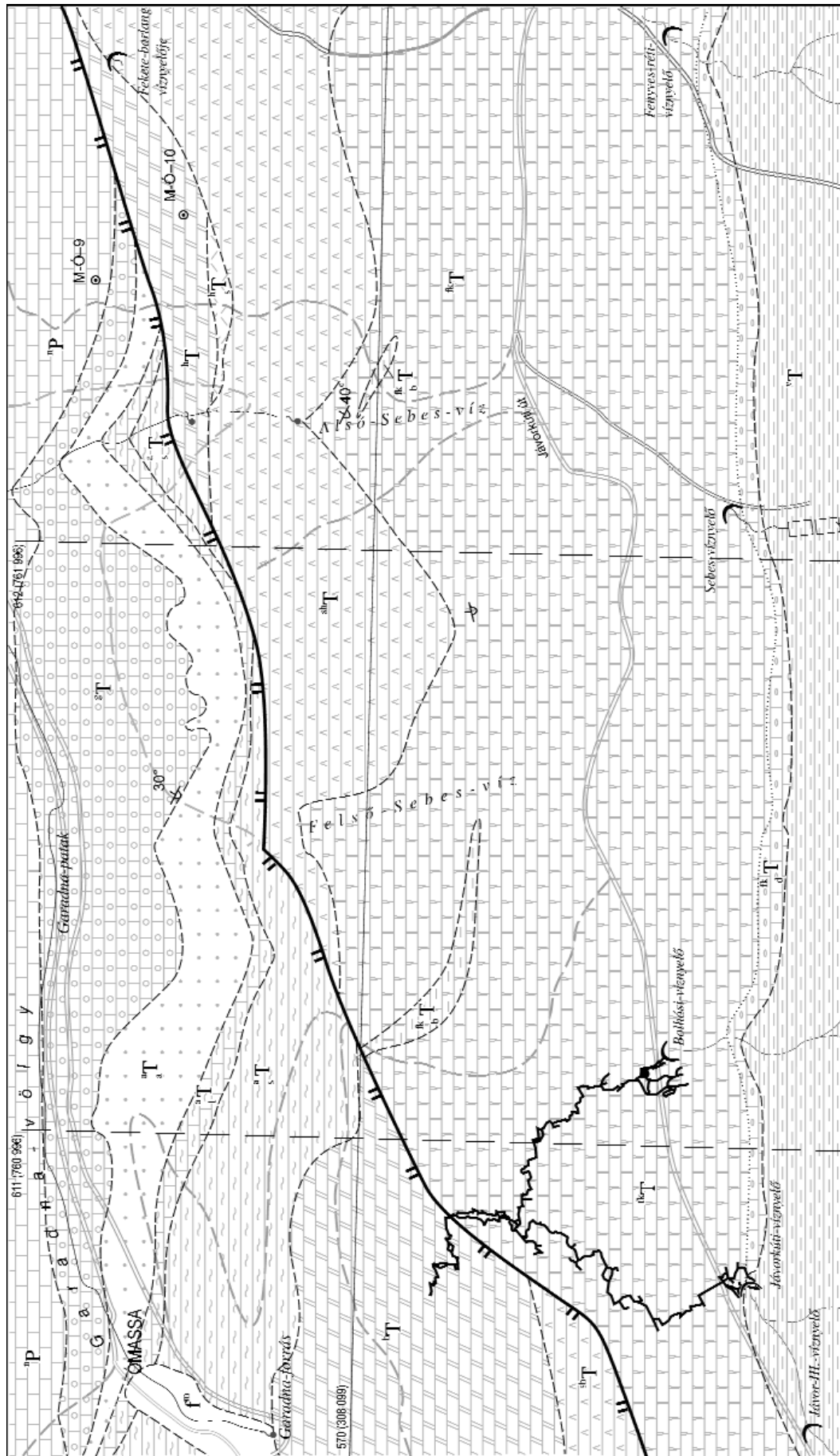
**Fácies, korreláció.** A Tethys egykori déli selfjéhez tartozó Bükki-egységben is lecsökkent az anisusi kezdetére a terrigén anyag beszállítódása és az egyenletes lassú süllyedésű területen megkezdődött a karbonátos plató épülése.

A formáció üledékei karbonátos platform védett, belső részén képződtek. Bio- és litofáciasei (mudstone- illetve mudstone-wackestone finomsávós váltakozása, algebakérgézetésekből származó laminitszerkezetek) sekély, jól átvilágított, jól szellőző



49. kép. Átbuktatott helyzetű, jól rétegzett pados Hámori Dolomit. Szomorúi dolomitbánya, VI. és VII. fejtési szint

Photo 49. Well-stratified, thickly bedded Hámor Dolomite in overturned position. The horizons 6 and 7 in the dolomite quarry at Szomorú



#### 14. ábra. Az Alsó-Sebes-víz környékének földtani térképe

1 – <sup>P</sup> Nagyvisnyói Mészke Formáció, 2 – <sup>T</sup> Gerennavári Mészke Formáció, 3 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgyi Formáció, Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat, 4 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgyi Formáció, Lillafüredi Mészke Tagozat, 5 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgyi Formáció, Savósvölgyi Márga Tagozat, 6 – <sup>b</sup>T Hámori Dolomit Formáció, 7 – <sup>b</sup>T Hámori Dolomit Formáció, Sebesvízi Konglomerátum Tagozat, 8 – <sup>sb</sup>T Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció, 9 – <sup>rk</sup>T Fehérkői Mészke Formáció, 10 – <sup>rk</sup>T Fehérkői Mészke Formáció, Bolhási Tagozat, 11 – <sup>rk</sup>T Fehérkői Mészke Formáció, Disznói Tagozat, 12 – <sup>v</sup>T Vesszősi Formáció, 13 – <sup>f</sup>m, édesvízi mészkő, 14 – feltolódás 15 – átbuktatott réteg dőlése, 16 – barlang nyomvonala, 17 – mélyfúrás, 18 – víznyelő

#### Figure 14. Geological map of the vicinity of the Alsó-sebes-víz

1 – <sup>P</sup> Nagyvisnyó Limestone Formation, 2 – <sup>T</sup> Gerennavár Limestone Formation, 3 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgy Formation, Ablakoskővölgy Sandstone Member, 4 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgy Formation, Lillafüred Limestone Member, 5 – <sup>a</sup>T Ablakoskővölgy Formation, Savósvölgy Marl Member, 6 – <sup>b</sup>T Hámori Dolomite Formation, 7 – <sup>b</sup>T Hámori Dolomite, Formation, Sebesvíz Conglomerate Member, 8 – <sup>sb</sup>T Szentistvánhegy Metaandesite Formation, 9 – <sup>rk</sup>T Fehérkő Limestone Formation, 10 – <sup>rk</sup>T Fehérkő Limestone Formation, Bolhás Member, 11 – <sup>rk</sup>T Fehérkő Limestone Formation, Disznós Member, 12 – <sup>v</sup>T Vesszős Formation, 13 – <sup>f</sup>m freshwater limestone, 14 – reverse fault, 15 – overturned dipping, 16 – cave, 17 – borehole location, 18 – sinkhole

lagúna környezetre utalnak. A több centiméter átmérőjű onkoidok képződése, valamint a rétegfelszakadozásos, intraklasztos kőzetszerkezet időnkénti erős áramlás és erős hullámzás (vihartevékenység) következménye.

Némi fáciesváltozékonyság mutatkozik a rétegsor tetején. Míg a Miskolc M–10 fúrás végig árapályöv alatti, dasycladaceás-foraminiferás wackestone-packstone fáciesű (VELLEDITS 1999), addig a vadász-völgyi szelvényben a dolomit legfelső szakaszán csaknem kizárólag Earlandiák találhatóak. Ezek a bekérgező, primitív alakok igen szélsőséges környezeti feltételeket is elviselnek, valószínűleg a formáció tetején egyes területeken már gyakori a víz túlsóssá válása, sőt evaporit dolomit képződése is (a mikrofácies helyenként csaknem azonos a felső-perm Szentléleki F. Garadnai Tagozatában a gipszrétegek közti dolomitbetelepülések mikrofáciesével).

A környezet megváltozását jelzi a dolomitra települő üledékes breccsa-konglomerátum is. Ennek alsó határa szinte megállapíthatatlan, a dolomit legfelső része egyre töredezetlenebb, majd a finomsávós darabok egyre rendezetlenebb elhelyezkedésűek lesznek, és megjelennek a koptatott töredékek is. Képződése a terület emerziójával állhat kapcsolatban. Az erős hullámverés övezetébe (részben fölé) emelkedett dolomitszirtekről letöredező darabok többé-kevésbé koptatódottak és a környezetben felhalmozódtak. A kevés mátrix mudstone mikrofáciesű márgás dolomit szintén bepárlódással kapcsolatos, elsődleges dolomitkiválás lehet.

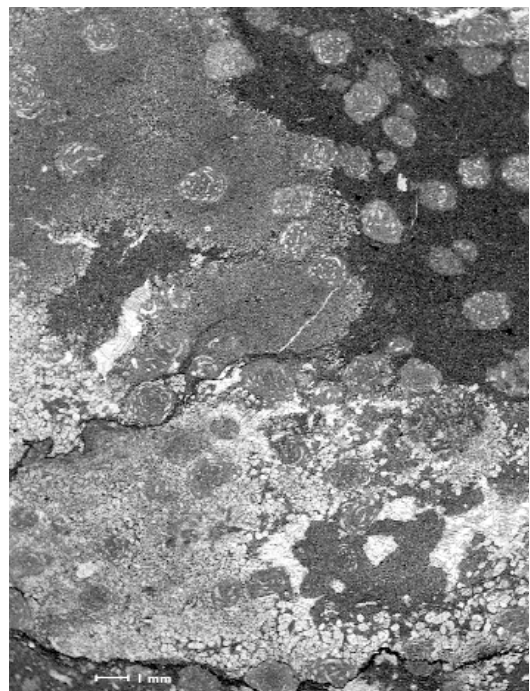
Nagyobb kiterjedésű, hosszabb ideig fennmaradó szárazulatok jelenlétére utal a tagozatba települő vörös agyagmárga (VI. tábla 3., 4. kép). Az egykori „szigeteken” laterites mállással keletkezett talaj lemosódva összekeveredett a karbonátanyaggal. Lateritesedésre utal a magas hematittartalom mellett a különleges összetételű klorit (suoit) jelenléte. A málladék alapanyagát az időközben meginduló vulkanizmus is szolgáltathatta, hiszen pl. az alsó-sebes-vízi szelvényben a vörösagyag betelepülés fölött 10 m-rel a dolomitkavicsok zöld vulkáni anyaggal keverednek (VI. tábla 2. kép) csaknem 50 méter vastagságban. Ez az anyagkeveredés megfigyelhető a Tekenős-völgyben, a Savós-völgyben, a Fehér-kő északi oldalán és a Miskolc M–10 fúrásban is.

VELLEDITS (1999) a törmelékes összlet képződési környezetét szárazföldi folyóként értelmezte. Folyószerűen viselkedő erős partmenti áramlatok azonban szirtes-szigetes sekélytengerben is kialakulhatnak. Az általa felállított modell (nagyarányú kiemelkedés és lepusztulás) nehezen egyeztethető a rétegsorokból kiolvasható fejlődéstörténettel.

A Hámori Dolomit megfelelője a Jadar-blokkban a Jablanicai Formáció, melynek tetején a Podbukovi Konglomerátum Tagozatban a sudoittartalmú vörösagyag-betelepülés szintén megtalálható. Ez a konglomerátumszint a dél-alpi Richthofen Konglomerátummal azonosítható.

### Középső–felső-triász vulkanitok

A bükki triász vulkanitokat préselt, metamorf voltak miatt hosszú ideig paleozoosnak vélték. SCHRÉTER (1943b) a hegység legrégebb képződményeinek tekintette azokat, bár felvetette az alsó-triászba tartozás lehetőségét is. SZENTPÉTERY (1935, 1936) kőzettani leírásaiban jelezte a vulkanitok és a bezáró üledékek közti eredeti kapcsolatot, rétegtani kérdésben azonban nem foglalt állást. Balogh Kálmán 1950-es dolgozatából kimaradt ezek ismertetése, de 1951-ben Lillafüred környékéről leírta a középső-anisusi eruptívumokat, egyben elválasztva azokat a délebbi, Bükk-szentkereszt környéki, álta-



50. kép. *Pilamina densa* Sebesvízi Konglomerátumban. Lillafüred, Fehérkő-lápa-oldal

Photo 50. *Pilamina densa* in the Sebesvíz Conglomerate. Lillafüred, Fehérkő-lápa hillside

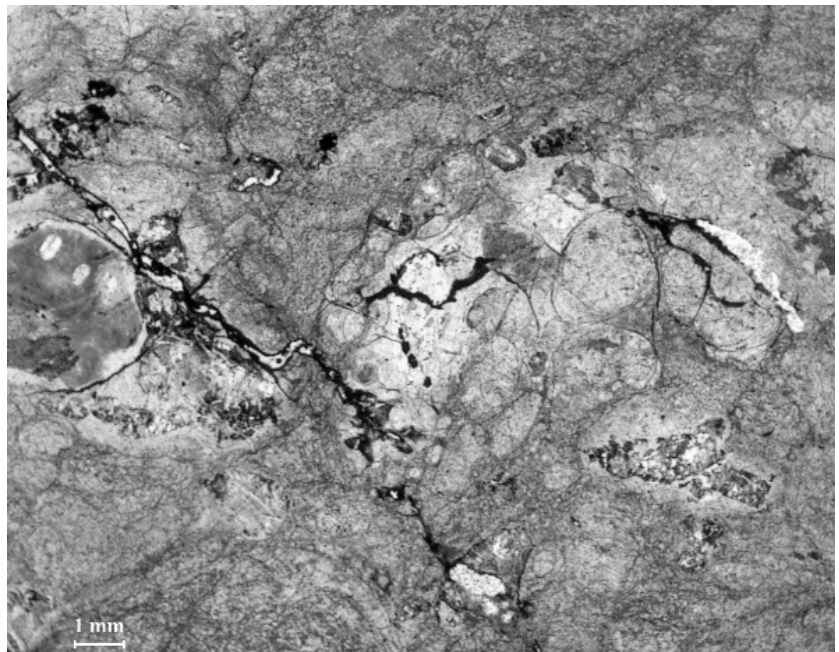
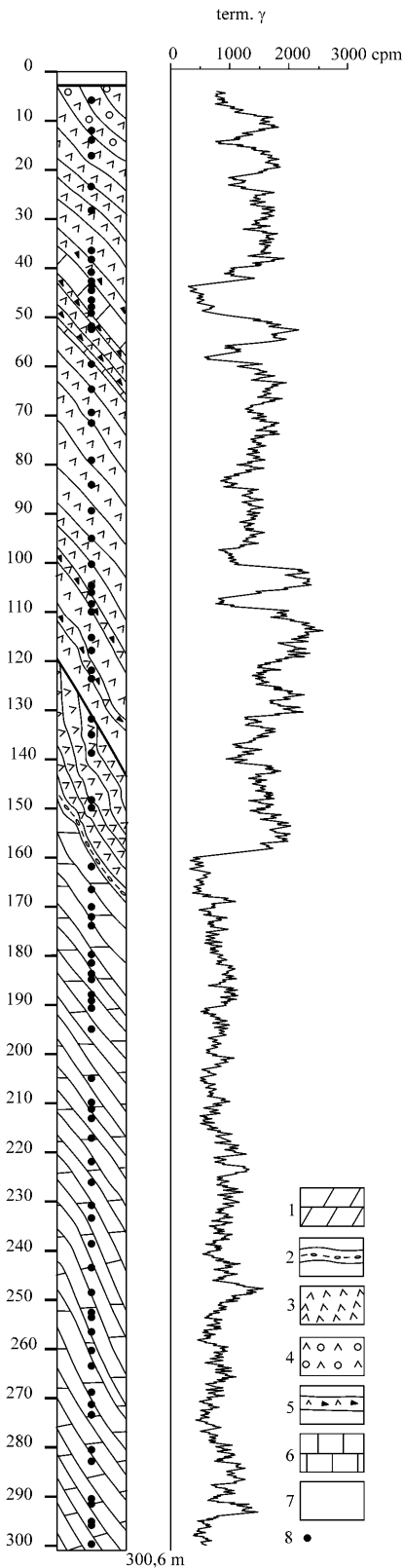
la ladinba sorolt eruptívumoktól. Később (BALOGH 1980, 1981) az idősebb vulkanitot, áthelyezve a ladin emelet aljára, Szentistvánhegyi Porfirít Formációként definiálta. A Létras környéki bázisos vulkanitok a Kisgyőri Szericitpala F. Létrási Diabáz Tagozataként a karni, a Bükkszentkereszt környéki eruptívumok Óhutai Diabáz Formáció és Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozat néven a nori emeletbe kerültek.

**Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció („Szentistvánhegyi Porfirít”) —  $^{sh}T_2$  ( $^sT$ )**

(A porfirít = metaandezit átnevezés túlzott leegyszerűsítés, mert a formáció domináns kőzete dácitos jellegű. A régebbi irodalomban a kvarcporfir és diabáz közti teljes tartományt porfirítnek nevezték.)

**Litológia, település.** A formáció rétegvulkáni sorozatának heterogén kőzetanyagát láva, agglomerátum, tufa, ignimbrit, valamint vulkáni-üledékes keverékkőzetek látszólag szabálytalan váltakozása építi fel, alsó részén a láva és összesült tufa képződmények, felső részén pedig a vulkáni-törmelékes keverékkőzetek túlsúlyával. Egyes helyeken felszakított mészkő-, márga- és aleurolitklastrok figyelhetők meg benne (IV. tábla 4. kép, 15. ábra).

A vörösös-lilás vagy zöldes színű vulkanitok néhol tömeges-vastagpados, más területeken erősen préselt, lemezes elválásúak. Az előbbi szerkezet főképp a túlnyomóan porfirós szövetű lávatípusokat és az ignimbriteket (51., 52. kép), míg az utóbbi a finomszemcsés tufákat és a keverékkőzeteket jellemzi. A lávakőzetek szövege — kemizmustól függően (1. táblázat) — porfirós interszertális, porfirós mikroholokristályos, vagy hialopilites lehet. A bázisosabb változatokban (bazaltoandezit, andezit) porfirós elegyrész gyanánt többé-kevésbé bontott labradoritos-andezines összetételű plagioklász és orto-, valamint klinopiroxén utáni, klorit-nontronit-opakásvány anyagú pseudomorfozák fordulnak elő. A savanyúbb kőzettípusokban (dácit, riolit) plagioklász, szanidin és kvarc alkotja a



51. kép. Perlites szerkezetű riolitűveg (Szentistvánhegyi F.). A gerennavári műúton a 9. km kőtől D-re

Photo 51. Rhyolite glass of perlitic structure (Szentistvánhegy Fm) exposed on the road to the Gerennavár, South of the 9th km-stone

15. ábra. A Kisgyőr Kgy-11 fúrás rétegoszlopa

1 – Hámori Dolomit; 2 – Sebesvízi Konglomerátum; 3-6 – Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció: 3 – összesült tufa, 4 – agglomerátum, 5 – sűrűn mészkőtöredékes szakaszok a tufában, 6 – mészkőbetelepülés; 7 – talaj, furadék; 8 – mintavétel helye. A mélységadatok a szelvénytengelyre vonatkoznak

Figure 15. The stratigraphic column of borehole Kisgyőr Kgy-11

1 – Hámori Dolomite; 2 – Sebesvíz Conglomerate; 3-6 – Szentistvánhegy Metaandesite Formation: 3 – ignimbrite, 4 – agglomerate, 5 – limestone clasts in tuff, 6 – limestone intercalation; 7 – soil; 8 – sample location. The metric scale is related to the axis of the column

fenokristályos részt. Ritkán bontott piroxén és biotit is látható. A lávák alapanyaga devitrifikálódott, illetve másodlagos ásványokká (kvarc, kalcit, agyagásvány, szericit, klorit) alakult át, de néhol felfedezhető viszonylag ép részletek is. A vulkanoklasztitok közül az ignimbrit és néhány agglomerátum-változat kristallo-, vagy litoklasztos szövete őrződött meg eredeti állapotban. Ezek gyakran jelentős mennyiségű horzsakövet is tartalmaznak. A tektonikusan irányított szövetű finomszemcsés vulkáni törmelékek általában olyannyira bontottak, hogy primer ásványos alkotóik és szerkezetük alig tanulmányozható.

A részletesen vizsgált Felsőtárkány Ft-7 fúrásban (PELIKÁN 1999 — 16. ábra) a vulkanoklasztit szakaszok (223,5–225,0; 226,0–231,0 m) összetétele változatos. A felső szakasz világoszöld, horzsakőtörédes kristálytufa, tetején bontott porfíros földpátokkal és hőhatásra átkristályosodott szögletes mészkőtörédekkel. Az alsó szakasz 227,7 m-ig világoszöld színű, itt vulkáni finomtörmelék keveredett aleuritossal, márgás iszappal. 227,7 m-től lefelé vörös színűvé válik, majd alsóbb részén a törmelékanyag ismét zöld, a kötőanyag vörös. A szemcseméret a tufitszerű agyagos aleuritől az 1 cm-es darabokból álló mikrobreccsáig változik, néhol egyenes állású gradált elrendezésben. A durvatörmelék szakaszokban az aleurit szögletes töredékei is megtalálhatók.

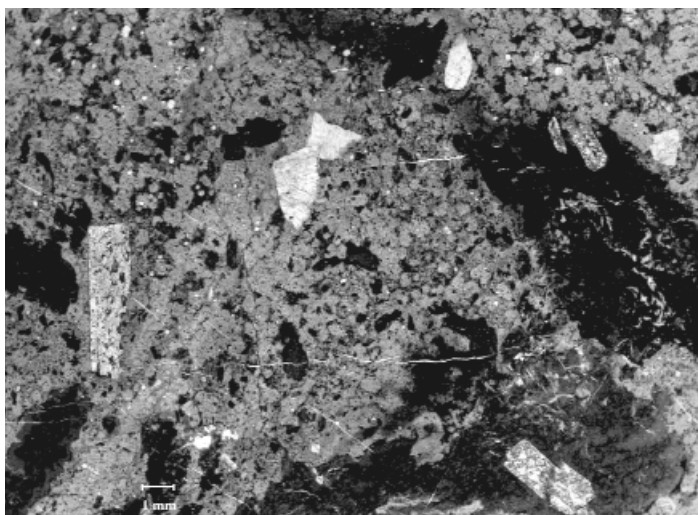
A vulkanittörédek részint erős hematitos festődésű, talán ofitos és vitrofíros szövetű szögletes darabok, részint montmorillonitosan bontott horzsakőszilánkok. Változó mennyiségben látható porfíros földpát, kvarc és biotit.

A 198,6–221,3 m közötti szakaszt főként riódacit-riolit ignimbrit építi fel. Teteje (200,1 m-ig) hidrolitikusan bontott és részben átülepített. 204,0–207,0 m között vulkáni homokkő, homokos tufit (víz alatt, hideg állapotban átülepített anyag) található.

A kőzet fluidális szövetű. Az erősen összesült részletekben ritkán különíthető el félig beolvadt horzsakőtörődék, míg a gyengébben összesült szakaszokban néhol az üvegtörődékek határvonala is kivehető. Az üvegállomány agyagásványosan-mikrokvarcitosan bontott.

Porfíros ásványai főként földpátok, kevés a visszaoldott szegélyű kvarc. A zónás-ikerlemezes, ritkábban csak ikerlemezes földpátok bontottsága mintaként erősen különbözik. Néhol szinte csak a kontúr ép, belsejük agyagásvány-karbonát halmazát alakult, másutt csak a repedések mentén, vagy a kristályok magjában látható bontottság. A kvarcsejtszomszomszág általában repedezettek, néhol a repedések mentén szétúsztak. Éles kontúrú, durvaszemcsés karbonáttal és kevés opak anyaggal kitöltött mandulaüregek egyenetlen eloszlásban jelennek meg. Nagyon kevés apró (<100 µm), teljesen bontott színesásvány-törődéket és hintetten 10–30 µm-es opak (pirit) szemcséket láthatunk még a kőzetben.

217 m-től lefelé az alapanyag erősen karbonátosodott, a szöveti jellegzetességek teljesen elfedődtek. Lehetséges, hogy ezen a szakaszon a tufaanyag karbonátiszappal keveredett, és valamelyest asszimilálta azt. Nagyon sok durvapát kar-



52. kép. Földpátporfíros devitrifikálódott vulkáni üveg (Szentistvánhegyi F.). A gerennavári műúton a 9. km kőtől D-re

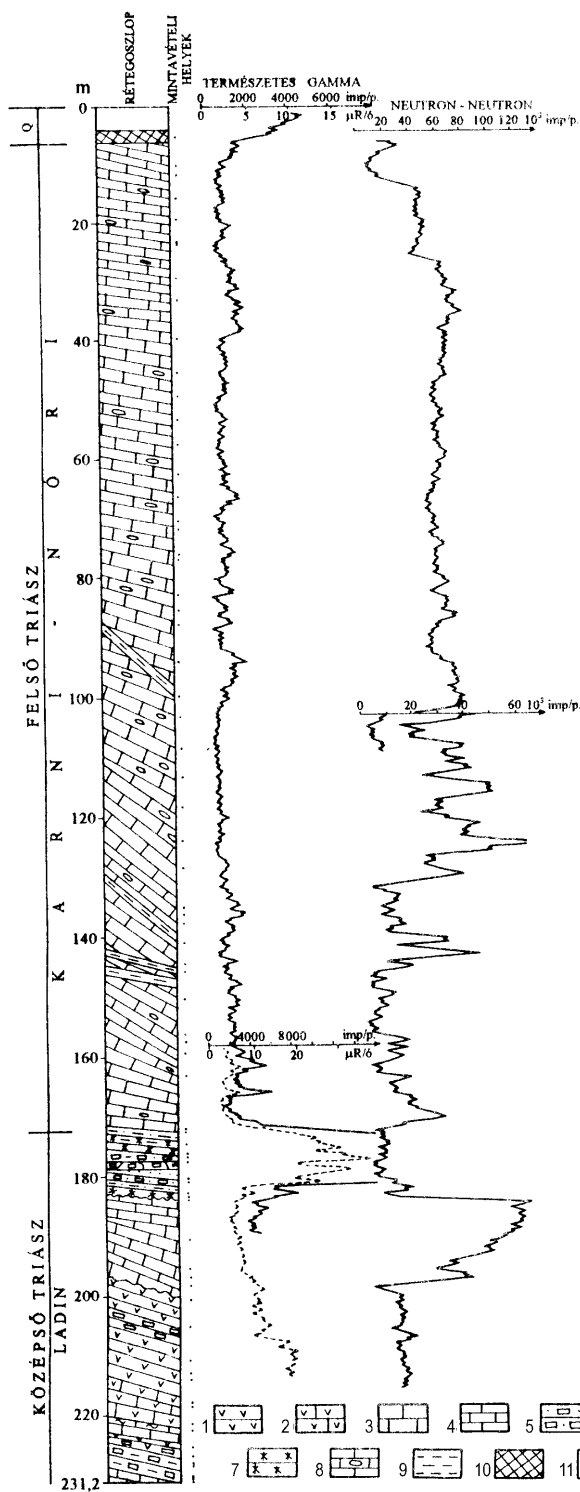
Photo 52. Feldspar porphyry in devitrified volcanic glass (Szentistvánhegy F.) exposed on the road to the Gerennavár, South of the 9th km-stone

1. táblázat. A Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 1. Chemical composition of the rocks of the Szentistvánhegy Metaandesite Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	56,7	1,62	21,1	4,35	0,56	0,016	2,70	0,96	4,44	3,67	3,25	n.a.	0,33	0,163
2.	64,2	1,16	19,1	4,12	0,76	0,038	0,69	0,51	3,39	4,28	1,63	0,20	0,07	0,20
3.	68,8	0,60	17,5	2,41	0,44	0,013	0,78	0,66	4,34	1,58	2,56	0,42	0,04	0,09
4.	59,9	1,45	19,4	4,39	1,24	0,058	1,94	0,58	4,96	2,43	1,98	0,22	0,42	0,53
5.	66,4	0,62	17,8	2,39	0,54	0,016	1,13	0,32	2,87	4,90	2,08	0,13	0,07	0,19
6.	60,4	0,83	20,0	3,02	1,09	0,055	3,88	1,06	4,06	1,72	3,26	0,19	0,71	0,19
7.	54,0	0,83	21,4	2,25	3,05	0,078	3,39	1,73	4,28	1,83	4,15	0,50	2,11	0,04
8.	60,0	0,67	18,1	2,87	2,31	0,061	3,58	2,23	2,45	1,95	3,96	0,46	0,83	0,05

n. a. = nincs adat, 1. Diósgyőr, Mély-völgy lila porfirit, 2. Gerennavár, műút 9. km-kő, lila porfirit, 3. Gerennavár, műút 9. km-kő, piritos riolit, 4. Ölyves-völgy-fő ÉNy-i oldala, lapillistufa, 5. Ölyves-völgy-fő ÉNy-i oldala, lilászörös ignimbrit, 6. Nagy István-erőse K-i vége, szürke andezit, 7. Alsó-Sebes-víz, földút lemetszése, lilászürke porfirit a dolomitkonglomerátum közeléből, 8. Alsó-Sebes-víz, földút lemetszése, lilászürke porfiritufa. Elemzők: Ballókné Horváth Zs., Szabóné Szalka E.



16. ábra. A Felsőtárkány Ft-7 fúrás szelvénye (PELIKÁN 1999 szerint)

1-3 – Szentistvánhegyi Metaandezit: 1 – összesült savanyú tufa, 2 – karbonátosodott savanyú tufa, 3 – sötét- és világosszürke foltos mészkő; 4-7 – Várhegyi Formáció: 4 – fekete mészkő-márga laminit, 5 – vulkanoklasztit-homokkő, 6 – agyagos aleurolit, 7 – fekete radiolarit, 8 tüztköves mészkő márgalencsékkel (Felsőtárkányi Mészkő); 9 – agyagos-homokos hasadékkittöltés (kainozoikum); 10 – radiolaritbreccsa (pleisztocén), 11 – teljes szelvény. A méterbeosztás a rétegoszlop tengelyére vonatkozik

Figure 16. Lithological column of borehole Felsőtárkány Ft-7 (after PELIKÁN 1999)

1-3 – Szentistvánhegy Metaandesite, 1 – welded acidic tuff, 2 – carbonated acidic tuff, 3 – dark- and light-grey mottled limestone; 4-7 – Várhegy Formation, 4 – black laminite, 5 – volcanoclastic sandstone, 6 – clayey siltstone, 7 – black radiolarite; 8 – cherty limestone intercalated by lenticular bodies of marl (Felsőtárkányi Limestone); 9 – clayey and sandy fissure filling (Cenozoic), 10 – radiolarite breccia (Pleistocene); 11 – full face drilling. The metric scale is related to the axis of the column

bonátcsomót és szkarnszerűen átkristályosodott mészkőtöredéket tartalmaz.

A dácittufában három vékony, mészkő-mészmárga közbetelepülés van (221,9–223,5; 225,0–226,0; 231,0–231,2 m). A mészkő sötétszürke és világosszürke foltos, a foltok szövetben is különböznek. A sötét rész wackestone szövetű, filamentumos, ostracodás, márgás mikrites mikropátit; a világosabb átkristályosodott pátit, néhol ez is filamentumos. Lehetséges, hogy két-féle mészszip keveredésének eredménye, de a részleges, foltos átkristályosodás is feltételezhető.

A formáció éles határral települ a (s.str.) Hámori Dolomitra, a Sebesvízi Konglomerátum Tagozatban azonban anyagkeveredés figyelhető meg. Fedőjében az északi hegység részben a Fehérkői Mészkő, míg délen a Várhegyi Formáció, illetve a Felsőtárkányi Mészkő települ.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció legnagyobb előfordulása az Északi-Bükkben a diósgyőri Mély-völgytől a Nagy István-erőseig tartó mintegy 20 km, összefüggő, rétegsorba települt vonulat. Ettől Ny-ra már csak tektonikusan erősen redukált foszlányai bukkannak fel (pl. a Kő-gerénd — XXV. tábla). Ide soroltuk a Bél-kő ÉNy-i lábánál és a Nagy-fennsík, valamint a Délkeleti-Bükk hasonló megjelenésű képződményeit is (Belvács – Miklós luga, Kisgyőr – Vadalmás-völgy). Megtalálható a felsőtárkányi Vár-hegy–Tiba-hegy rétegsorában, felszínen nehezen lehatárolható módon. A Felsőtárkány Ft-7 fúrás 231,2 m-nél ebben állt le, az Eger B-10 fúrás 361,1–448,5 m között harántolta. Legnagyobb vastagsága 350 m.

**Kor.** A formáció kora közvetlen adat híján csak a fekvő és fedő Északi-Bükkben és a felsőtárkányi Vár-hegy–Tiba-hegy vonulatban kora-ladin, az egyéb előfordulásoknál csak analógia alapján adható meg a kor.

**Fácies, korreláció.** A külső selfen, karbonátos plató környezetben lejátszódott magmatizmus termékei részint szárazulati, részint víz alatti felhalmozódásúak. A kitorékok különböző méretű darabokat szakítottak fel a már többé-kevésbé diagenetizálódott mészszipból. A feltépt darabok a visszahulló piroklasztittal elkeveredtek és a hő hatására — nagyságuktól függően egészen, vagy részben — átkristályosodtak.

A víz alatt felhalmozódott anyag, amelynek egy része közvetlenül effúzió által, más része epiklasztikus folyamatok révén került a tengerbe, erős halmirolitikus bontást szenvedve agyagásványosodott, majd később (kevésbé ellenálló volta miatt) a regionális metamorfózis hatására palásodott.



A Felsőtárkány Ft-7 fúrás dácituffájának mészkő-mészmárga közbetelepüléseiből VELLEDETS (2000) egy tő különböző részeit reprezentáló mikrofácieseket határozott meg. A 222,0 m-ből származó mészmárgamintából Monostori M. *Darwinula* sp., *Pulviella?* sp., *Lutkevichinella ?* sp. Ostracoda-fajokat határozott. A *Darwinula* édesvízi – erősen csökkenésvízi, a másik kettő erősen csökkenésvízi alak.

A fúrás 223,3 m-éből származó mintából DOSZTÁLY (1996) algaterméseket, a csillárkafélék (*Charophyta*) közé tartozó növények szaporító sejtjeit oldotta ki (a sósavas feltárás sajnos annyira korrodálta a szemcsék felszínét, hogy közelebbi meghatározás nem lehetséges). Ezek az ún. Chara-termések a szilurtól ismertek, közöttük előfordulhatnak csökkenésvíziek is, de elsősorban édesvízi környezetben éltek.

A dácituffában mutatkozó összesülési jelek (ignimbrit) is szárazulati térszínre (vulkáni sziget) utalnak, ezen alakulhattak ki azok az időleges tavak, melyekben a közbetelepülő üledék felhalmozódott.

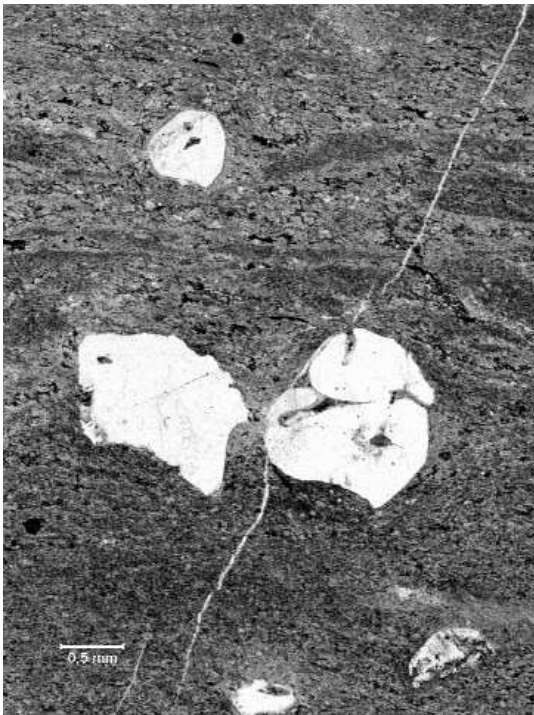
A kőzetek geokémiai vizsgálatokkal kimutatott mészkáli orogén karaktere alapján SZOLDÁN (1990) konvergens lemezszegélyi folyamatok eredményének tekintette a vulkanizmust. HARANGI et al. (1996) megállapítása szerint ezek a geokémiai bélyegek olyan magmatitok esetében is kimutathatók, amelyek extenziós területeken képződtek és egy korábbi szubdukciós eseményhez köthető metasomatózis alakította át a magmák forrásközetét. A Bükk hegység perm – mélyebb triász rétegsorában azonban nincs nyoma szubdukcióra utaló folyamatoknak, az üledékfelhalmozódás lépést tudott tartani az egyenletes, lassú süllyedéssel. Ugyancsak extenziós jellegű a Bükk tágabb ősföldrajzi környezete is (Belső-dinári-blokkok).

Ugyanilyen rétegtani helyzetű és kifejlődésű a Jadar-blokkban a Tronošai Formáció, a Sana–Una-egységben a Donji Volari Formáció. A Déli-Alpok rétegsorában a Buchensteini Formáció alsó, „pietra verde” szakaszával feleltethető meg.

### **Bagolyhegyi Metariolit Formáció — $^{bh}T_2$ ( $^{bh}T$ )**

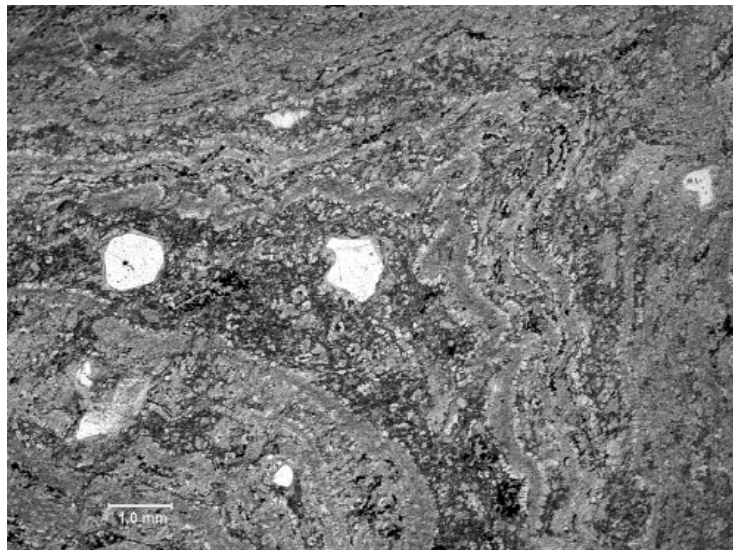
Az Északi-Bükk keleti részén a kialakulófélben levő ladin platform épülését újabb vulkanizmus szakította félbe. A Vesszősi, ill. a Hegyestői Formáció sávjától délre a Diósgyőr–Bükkszentkereszt–Létrás közti területet ennek savanyú vulkanitjai (régii néven kvarcporfír) építik fel.

**Litológia, település.** A formációnak két jellegzetes megjelenési formája van. Az egyik a Bagoly-hegy 1 km-nél hosszabb gerincét is alkotó, kissé kovásodott metariolit. A kőzet felszíne barna–sárgásbarnára mállott, friss törési felületén szürke, világosszürke, ritkán kisebb foltokban sötétszürke. Szabálytalan eloszlásban fehér kvarciterék hálózák, ezek szeszélyesen kivastagodnak, lencsékét alkotnak. A kőzetben uralkodó a felzites alapanyag, melyben fluidalitás is megfigyelhető, bár a legtöbb esetben ez nem különíthető el a palás sávosságtól (53. kép). Kivételnek tekinthető a Bükkszentkereszt Bszk-65 fúrás 175–185 m közti szakasza, ahol az eredeti sávosság szűk redőkbe gyűrődve látszik (54. kép). A kevés (10%), zömmel 1 mm-nél kisebb fenokristály fele korrodált, „lekerekített” formájú, hullámos kioltású kvarc, másik



**53. kép.** Préselt Bagolyhegyi Metariolit. A palásság szerinti sávosságot a porfírszemcsék kitérítik. Bükkszentkereszt-65 fúrás 115,6 m

**Photo 53.** Compressed Bagolyhegy Metarhyolite. The banding parallel to the foliation is diverted by the quartz porphyry grains. Borehole Bükkszentkereszt-65, 115.6 m



**54. kép.** Gyűrt metariolittufa (Bagolyhegyi F.). A rétegzésszerű sávosságot tengelypárhuzamos palásság szeleteli Bükkszentkereszt-65 fúrás 182,6 m

**Photo 54.** Folded metarhyolite tuff (Bagolyhegy Fm). The bedding-like banding is "sliced" by foliation parallel to the axis. Borehole Bükkszentkereszt-65, 182.6 m

2. táblázat. A Bagolyhegyi Metariolit Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 2. Chemical composition of the rocks of the Bagolyhegy Metarhyolite Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	69,5	0,16	15,2	1,97	0,82	0,020	1,57	0,25	4,91	2,81	2,25	0,12	0,28	0,24
2.	76,2	0,13	12,2	0,37	1,17	0,137	0,55	0,21	0,88	5,74	0,94	0,06	0,29	0,03
3.	78,9	0,13	11,6	0,50	0,32	0,021	0,37	0,19	3,13	3,23	0,73	0,08	0,04	0,03
4.	62,6	0,75	16,9	3,20	1,93	0,026	1,15	4,19	4,42	1,67	2,95	n.a.	0,07	0,06
5.	72,6	0,12	12,9	0,91	1,23	ny	1,27	0,68	1,83	7,65	0,64	0,20	n.a.	0,33
6.	73,8	-	13,4	1,08	0,44	ny	0,37	0,29	1,67	8,59	0,41	0,05	n.a.	ny
7.	71,2	Ny	14,9	0,63	0,94	ny	0,67	0,21	1,95	9,07	0,95	0,07	n.a.	0,11

ny = nyomokban, n. a. = nincs adat, 1. Létrástető, szürke pirités metariolit, 2. Bagoly-hegy típusfeltárás, szürke, kovásodott, pirités metariolit, 3. Bagoly-hegy, lemezesre préselt, kovásodott metariolit, 4. Lillafüred, Szinva-völgy K-i oldal, préselt zöld vulkanit, 1-3. Elemző: MÁFI Labor, 5-7. Bagoly-hegy É-i része, in SZENTPÉTERY 1932., elemző Pollner Ö.

fele káliföldpát. Ez utóbbiak jelentős része szericitesen-karbonátosan bontott. Szericit, palásság szerinti párhuzamos sávokba rendeződve az alapanyagban is látható.

Másik megjelenési formája zöld, fakó szürkészöld színű, lemezesre préselt, palásodott, elválási felületén síkos tapintású. Vékonycsiszolatban jól látható, hogy az alapanyag szericit és kvarc irányítottan elhelyezkedő szemcséinek szövetéke, melyben ritkán, repedezett, korrodált szegélyű kvarc fenokristályok ülnek. Néha teljesen bontott, szericitesedett földpát-porfírok kontúrja is felismerhető. Kémiai elemzések szerint (2. táblázat) ez a típus nagyon változatos összetételű, a savanyú andezittől a riolitosig terjed, uralkodóan dácitos-riolitos.

A formációt éles határ választja el a Hegyestetői Formációtól. Dél felé a Szinva-völgy körzetében tektonikus felülettel érintkezik a Bükkfennsíki Mészkövel, ill. a Felsőtárkányi Mészkö Hollóstetői Tagozatával. Bükk-szentkeresztől K-re platform kifejlődésű mészkö található fölötté.

**Elterjedés, vastagság.** Diósgyőrtől Ny felé a Szinva-völgyig összefüggően, általában vastag málladéktakaró alatt található meg. Létrástetőn kisebb, tektonikusan elszakított tömbje bukkan fel. Bizonytalan előfordulásai vannak a Kis-fennsík Ny-i részén, a Barátságkert környékén (ezek a térképen a Szentistvánhegyi Metaandezittel összevontan szerepelnek). Alapszelvénye a Bagoly-hegy gerincének K-i oldalán van, mélyfúrás típusszelvényének a Bükk-szentkereszt Bszk-65 fúrás tekinthető.

**Kor.** Közvetlen koradat nem ismeretes belőle, a K/Ar módszerrel meghatározott 80 millió év metamorf kihűlési korként értelmezhető (ÁRKAI et al. 1995), ezért a besorolás tektonikai modell függvénye. CSONTOS (1999, 2000) a „vesszősi szintklinális” feltételezésével a Szentistvánhegyi Formációval tartja analógnak. Folyamatos rétegsor felvetése esetén (PELIKÁN 2002a, b) a Hegyestetői Formációra települ, így az annak bázisából meghatározott kornál fiatalabb, legnagyobb valószínűséggel késő-ladin-kora-karni.

**Fácies, korreláció.** PANTÓ (1951) megállapítása szerint tenger alatti, majd szárazföldi térszínen folyt az anyagfelhalmozódás. A kőzetek erős utólagos átalakultsága megnehezíti a lávakőzetek és a vulkanoklasztitok elkülönítését. Riolitláva alkothatja a Bagoly-hegy taraját, erre utal a SZENTPÉTERY (1932) által a gerinc északi részéről leírt „szferolitos kvarcporfír” is. A lemezesre préselt változatok különböző mértékben bontott tufák lehetnek, egyes esetekben összesült tufa is feltételezhető. A kőzetek nagy változékonysága rétegvulkáni felépítményt sejtet. Figyelemre méltó a helyenként magas K-tartalom, ez kálimetaszomatózisra utal (2. táblázat).

### Szinvai Metabazalt Formáció — <sup>sm</sup>T<sub>3</sub> (<sup>sm</sup>T)

BALOGH (1980) a Bükk-szentkereszt környéki vulkanitokat területi egységként kezelte és Óhutai Diabáz Formáció néven sorolta be, elkülönítve benne a Bagolyhegyi Kvarcporfír Tagozatot. SZOLDÁN (in HAAS 1995) a bázisos vulkanitokat kiemelve alkotta meg a formáció definícióját.

**Litológia, település.** A formáció zöld-sötétzöld színű metabazalttípusokból áll (3. táblázat). A metabazaltok között lávakőzetek és sekély mélységű intrúziók/telérek találhatóak. Szövetük porfíros és szubofitos. A fenokristályok többé-kevésbé szericitesedett plagioklászok és Ti-augitok. Az alapanyag erősen átalakult, plagioklászból, Ti-augitból, Fe-Ti-

3. táblázat. A Szinvai Metabazalt Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 3. Chemical composition of the rocks of the Szinva Metabasalt Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	46,8	1,93	16,7	1,57	7,56	0,110	5,95	8,96	2,57	2,28	5,14	0,37	0,07	0,300

1. R-121/ Kis-Pázsag-lápa. Elemző: MÁFI Labor

oxidból és másodlagos ásványokból (kalcit, klorit, szericit, epidot) áll (SZOLDÁN 1990).

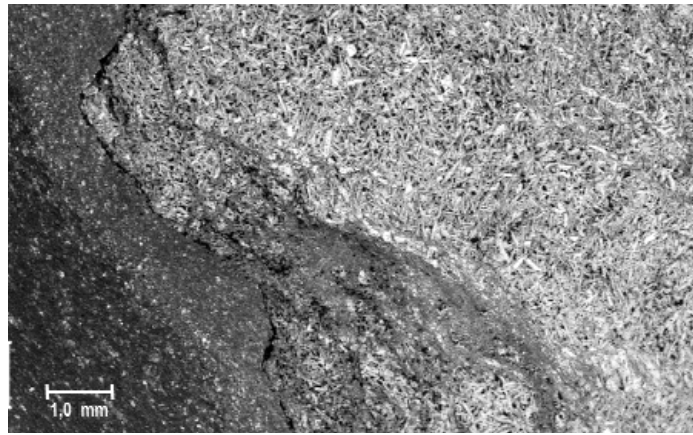
A formáció a Felsőtárkányi Mészköbe települ. Alsó kontaktusán, a fekü mészkő tetején általában hőhatás mutatkozik (55. kép), felső része gyakran mandulaköves (56. kép), egyes esetekben agyagásványosan teljesen bontott (pl. a Pázsag-völgy torkolati szakaszának déli oldalában). Gyakorik a termokontakt hatást szenvedett mészkőzárványok (57. kép). Egyes előfordulásokra jellemző az epidotosodás, ennek legszebb példája a Szinva-völgyben az Y táró környezete, ahol epidot, kvarc, hematit ásványtársulás található. Néhány mészkőzárvány termometamorf szegélyében axinit is megjelenik (SZAKÁLL, FÖLDVÁRI 1995 — IV. tábla 6. kép). A kőzetanyag másodlagos ásványtársulása epizonális metamorf hatást jelez, bár ez az ásványegyüttes nem különíthető el egyértelműen az óceánfenéki (hidrotermális) metamorfózistól.

**Elterjedés, vastagság.** Jórészt a Keleti-Bükk területén különböző méretű testekben jelenik meg. Típuslelőhelye a Felső-Szinva-forrás melletti sziklataraj. A Felsőtárkányi Mészköbe települt jellege sziklafalakban tanulmányozható a Hór-völgy mentén több ponton, pl. a Szász-orom–Pázsag-völgy vonulatban, a Dall-gerinc északi oldalán, a Zsilipes-lápában és a Csákány-lápa déli lejtőjében, az érintkezést feltárja a Lőrinc-hegy DK-i oldalában lévő műút bevágása is (17. ábra). JÁMBOR (1959a) a Kis-fennsík Ny-i részén diabáztufaként írta le a platform mészkő és a tűzköves mészkő között települő vulkanitokat is. Térképünk a Kis-fennsík összes vulkanitelőfordulását a Szentistvánhegyi Metaandezitbe soroltan ábrázolja. Vastagsága 10–60 m.

**Kor.** A felsőtárkányi Vár-hegy déli lejtőjében a bazalt alatti mészkőrétegben talált *Gondolella polygnathiformis* (Kovács S. meghatározása) késő-karni (tuvali 1/b–2/a) kort bizonyít.

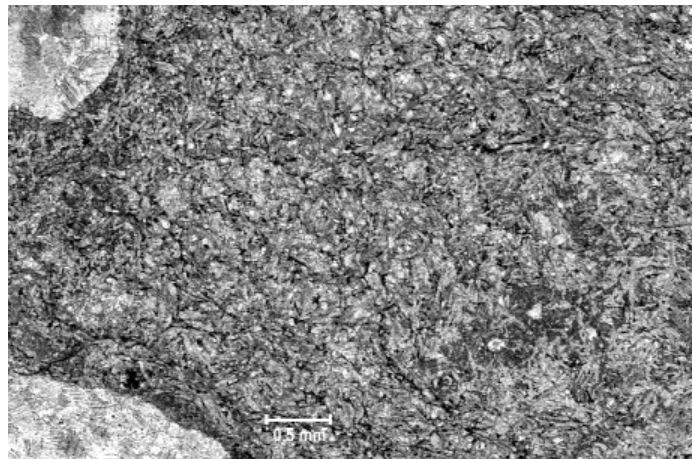
**Fácies, korreláció.** A vulkanitok üledékes környezete sekély intraplatform medencét jelez. SZOLDÁN (1990) megállapítása szerint a lávakőzet a főelemeloszlásból számolt normatív kémiai összetétel alapján ol-tholeiitekre jellemző geokémiai bélyeget hordoz, míg a nyomelemösszetétel szerint lemezenbelüli típusú és alkáli-tholeiites átmeneti jellegű. DOBOSI (1986) a klinopiroxének mikroszondás vizsgálata alapján lemezenbelüli eredetet és gyenge alkáli karaktert állapított meg.

A vulkanizmus összefüggésben lehetett a Vardar-zóna nyugati ágának (Dinári-ofiolitöv) középső-késő-triászban kezdődött felnyílásával (dinári középső-triász–késő-jura szegélytenger, KARAMATA et al. 2003). A Dinári–Dél-alpi-vonulatban azonban a triász vulkanitokat általában nem különítették el, azokat összevontan ábrázolták, emiatt nehéz az analóg területek kijelölése. Jelentős kiterjedésű vulkáni terület található a Déli-Alpok középső részén



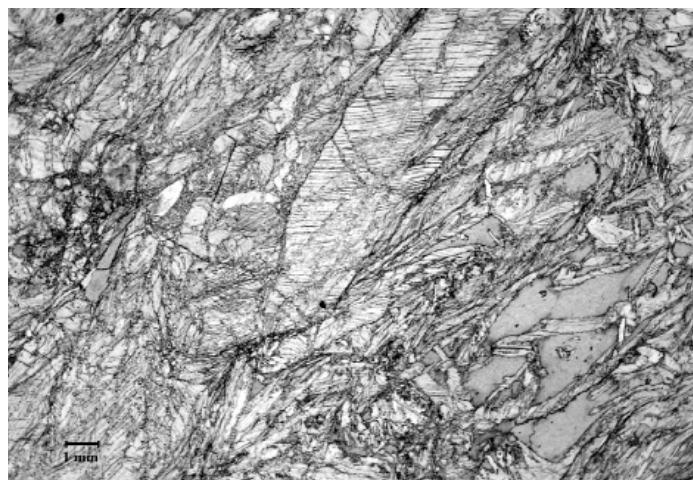
55. kép. Mészkö gyenge termokontakt elváltozása a Szinvai Metabazalt szegélyén. A Derecske-lápa torkolatától K-re levő meredek hegyoldal

Photo 55. Slight alteration due to thermocontact processes can be seen at the rim of the Szinva Metabasalt. The steep slope of the hill East of the mouth of the Derecske-lápa



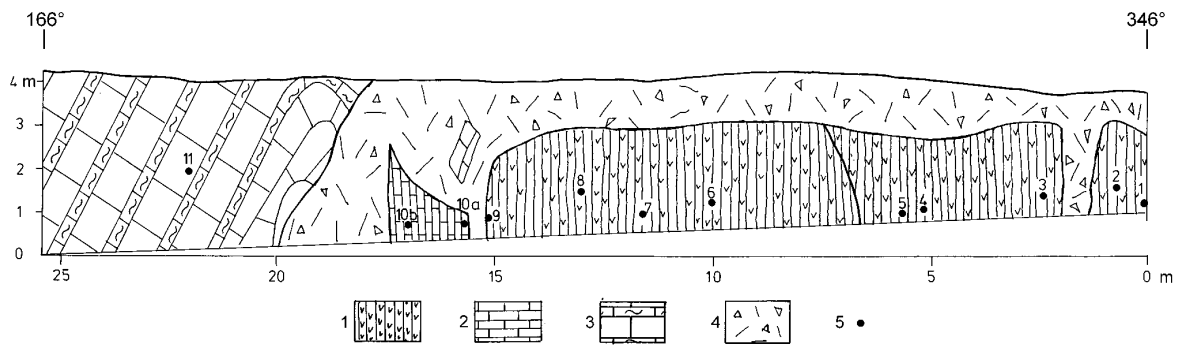
56. kép. Mandulaköves bazalt (Szinvai Metabazalt). A Kis-Pázsag-lápa középső szakaszán a völgy enyhe kanyarulatánál az úttalpon

Photo 56. Amygdaloidal basalt (Szinva Metabasalt) on the floor of the road at a slight bend of the valley in the middle section of the Kis-Pázsag-lápa



57. kép. Durvapattá átkristályosodott, kloritfoltos mészkőzárvány a Szinvai Metabazaltban. A Szász-orom déli orra

Photo 57. Limestone inclusion, recrystallised into coarse spar, with chlorite mottles in the Szinva Metabasalt. The southern nose of the Szász Crag



**17. ábra.** Bükszentkereszt, Lőrinc-hegy, Bszk-2 szelvény. A Szinvai Metabazalt és a Hollóstetői Mészko határa  
 1 – Szinvai Metabazalt, préselt metabazalt; 2-3 – Hollóstetői Mészko: 2 – szürke, lemezes mészko, 3 – pados mészko tuffitos-agyag rétegekkel;  
 4 – talaj, lejtőtörmelék; 5 – mintavétel helye

**Figure 17.** Bükszentkereszt, Lőrinc-hegy (Lőrinc Hill) Profile Bszk-2. The boundary between the Szinva Metabasalt and the Hollóstető Limestone

1 – Szinva Metabasalt, foliated metabasalt; 2-3 – Hollóstető Limestone: 2 – grey, laminitic limestone; 3 – massive limestone with tuffitic clay layers; 4 – soil, scree; 5 – sample location

(CASTELLARIN et al. 1988), ennek északi, a Periadriai-vonalhoz közelebbi része legfelső-ladin–alsó-karni bazalt, fedőjében vastag vulkáni konglomerátummal („Conglomerato della Marmolada”).

### Létrási Metabazalt Formáció — ${}^1T_3$ ( ${}^1T$ )

Kizárólag a Vesszősi Formációba települt, zöld-sötétzöld színű metabazalt testek tartoznak ide (4. táblázat). Önálló litosztratigráfiai egységbe sorolását a más bükki vulkanitokkal való kapcsolatának felderítetlensége indokolja.

Apró törmelékfoltja jelenik meg Jávorkúttól Ny-ra és két nagyobb test található a Létrás erdőrézben. Ezek közül a nyugatabbiba mélyült a Miskolc M-11 fúrás, amely mintegy 23 méter fúrt vastagságban harántolta (a pontos határ a rossz

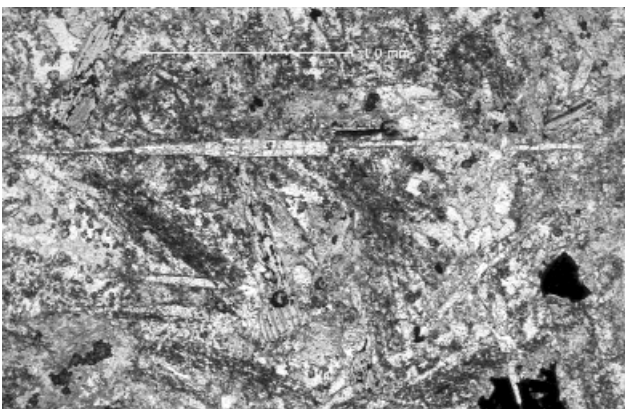
**4. táblázat.** A Létrási Metabazalt Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

**Table 4.** Chemical composition of the rocks of the Létrás Metabasalt Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	44,8	1,58	17,6	4,16	6,16	0,179	6,90	6,26	3,65	1,87	4,86	1,27	0,07	0,93
2.	47,8	1,56	18,6	2,02	6,19	0,164	6,61	5,21	4,76	1,10	4,10	0,95	0,33	0,719
3.	47,1	1,48	16,9	0,95	8,20	0,169	6,23	7,12	3,78	1,39	4,64	0,17	0,69	0,71

1. Miskolc M-11 fúrás 8,2 m, 2. Miskolc M-11 fúrás 12,8 m, 3. Miskolc M-11 fúrás 21,6 m. Elemzők: Soha Istvánné, Bertalan Éva

magkihozatal és magminőség miatt nem volt megállapítható). A fúrásban a kőzet fakó szürkészöld színű, szakaszosan fehér kalciterekkel hálózott, feketészöld kloritcsomók és egyenetlen hintésben szulfidszemcsék figyelhetők meg benne. Felső szakaszán dolerit jellegű, lefelé fokozatosan finomabbszemcséssé válik, 22,7 m-nél a kloritosan teljesen bontott



**58. kép.** Apatittűk a Létrási Metabazaltban. Miskolc-11 fúrás, 11,5 m  
**Photo 58.** Apatite needles in the Létrás Metabasalt. Borehole Miskolc-11, 11.5 m

üveges alpanyagban apró kalcithólyagok (mandulakövek) és bazalttöredékek úsznak. Vékonycsiszolatban jól látható, hogy a földpátok erősen bontottak, az erősen korrodált szemcsék közti térben klorit és széttöredezett piroxén szemcsék láthatók. Jellemző járulékos ásvány az apatit, nyúlt kristályai gyakran az 1 mm hosszúságot is elérik (58. kép).

A magmatest helyzete vitatott, SZOLDÁN (1990) intrúzióknak értelmezte. Kétségtelen áttörés jellegű, de az átbuktatott helyzet miatt az egykori mélység felé való folytatása hiányzik. A lefelé finomodás és az üveges szegély megengedi az intruzív test feltételezését, de vastagabb bazaltömlés is elképzelhető. A bezáró üledékkel való érintkezése sehol sem látszik, sajnos a rossz magminőség miatt a fúrásban sem volt megfigyelhető.

Vastagsága bizonytalan (10–50 m), karni (?) korú.

## Középső–felső-triász platformkarbonátok

A platformfejlődést megszakító első vulkanizmus csillapultával egyes területeken visszatért a karbonátos üledékképződés, ezáltal a ladinban több szigetplatform jöhetett létre, melyek egy része a késő-triászig fennmaradt. Az egyes ladin–késő-triász platformokon képződött wettersteini, illetve dachsteini típusú platformmészkövek különböző néven szerepelnek a szakirodalomban. Mivel ezek pontosabb kiterjedése és térbeli kapcsolatai nehezen állapíthatók meg, valamint a metamorfózis mértékében is mutatkozik különbség, az elkülönítésüket megtartottuk, de a jobb áttekinthetőség érdekében a térképi jelkulcs beosztásától némileg eltérő csoportosításban ismertetjük azokat.

SCHRÉTER (1943b) a déli perem ősmaradványos mészköve kivételével (ma Bervai Mészkö) „világosszürke, jól rétegzett mészkő” címszó alatt egységesen tárgyalta az összes platformmészkövet és a középső-triászba (ladin) helyezte. BALOGH (1964) már területi egységekre különítette el, és „felső-anizuszi világos mészkő”, ill. a felső-ladini–karni emeletben „fennsíki mészkőfácies”, „répáshutai mészkőfácies”, „kisfennsíki, subalyuki és bervavölgyi mészkőfácies” néven tárgyalta 1980-as munkájában a felső-anizuszi világos mészkövet Fehérkői Mészkö néven áthelyezte a ladin emelet felső részébe, a nori emeletbe került a Bükkfennsíki Mészkö, Répáshutai Mészkö, Bervavölgyi Mészkö és szinonimái.

**Fehérkői Mészkö Formáció** —  ${}^{fk}T_2$  ( ${}^{fk}T$ ), **Bolhási Mészkö Tagozat** —  ${}^{fk}T_2$  ( ${}^{fk}T$ ), **Disznói Mészkö Tagozat** —  ${}^{fk}T_2$  ( ${}^{fk}T$ )

**Litológia, település.** Világosszürke, pados, gyakran vastagpados megjelenésű, egyes szakaszain Lofer-ciklusos. A formáció bázisán még érzékelhető a fekü Szentistvánhegyi Metaandezit hatása (Bolhási Mészkö Tagozat). A vadász-völgyi szelvényben (18. ábra) és a Bolhás-gerincen sötétszürke, kissé gumós-lemezes elválású, az elválási felületeken változó vastagságú zöld-vörös színű agyagbevonatos mészkő, a Szinva-völgyben sötétszürke, Crinoidea-töredékeket és csigametszeteket tartalmazó mészkő található a formáció legalján. Az alsó-sebes-vízi szelvény vékony, néhány 10 cm-nyi lilászvörös mészkővel kezdődik, majd mintegy 50 méter vastag világos mészkő és dolomit fölött következik 10 méternyi vastag sötétszürke tűzkölcse mészkő-betelepülés. Ettől kissé feljebb lilászvörös agyag mátrixú mészkőtörmelékeny lencse látható. Sötétszürke üledék ritkán a formáció magasabb részében is előfordul (ezek bizonyos mértékben emlékeztetnek a Vesszősi Formációra), de ezek a kis kiterjedésű lencsék nem alkotnak szintet, áthalmozott vulkáni anyagot is tartalmazó lokális kimélyülések lehetnek.

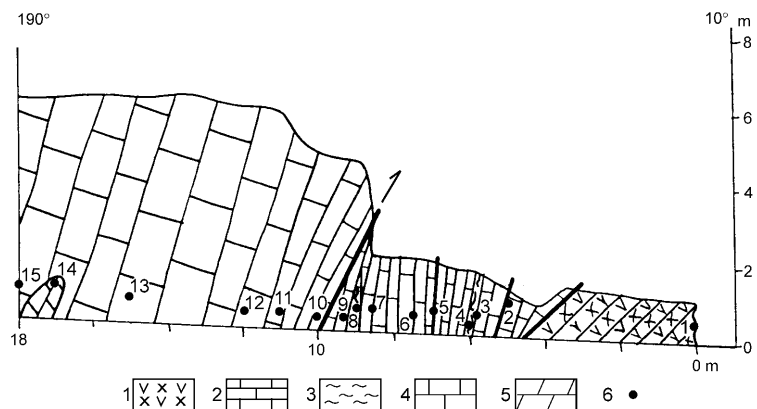
A formáció főtömege uralkodóan világosszürke, sötétszürkéig változó színű (Lofer C tag). A formáció felső részében egyre kifejezettebb a Lofer-ciklusosság, gyakoriak a sárga, sárgásrózsaszín–vörös foltos mészszipapba ágyazódott szögletes, szürke mészkőtöredékek (Lofer A tag), fehér és világossárga, dolomitot tartalmazó, szalagos szerkezetű algalaminit köz-betelepülések (Lofer B tag).

Pados, vastagpados megjelenésű, a padokon belül csaknem mindenütt látható finomsávosság. A sávok csak szemcseméretben különböznek, mérettartományuk 10–60  $\mu$ m, sávonként homogén. Néha a mikropátit felhős reliktumként jelentkezik az átkristályosodott pátitban. A sávok közt gyakran láthatók erősen megnyúlt, durvapátitból álló lencsék, melyek lehetnek összemossott biogén töredékek (Echinodermata), vagy préselt, összeroppant sztrömataktisz szerkezetek. Az eredeti szöveti jellemzőket a metamorfózis jórészt eltüntette, a kőzet a metamorfózis fokától függő mértékben irányított szövetűvé vált.

A formáció tetején néhány tíz méter vastagságú, barna tűzkölcse lemezes mészkő (Disznói Mészkö Tagozat) jelenti az átmenetet a Vesszősi Formáció felé (l. 14. ábra). Vékonycsiszolatban jól látszik finomrétegzett, laminit jellegű szerkezete.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció az Észak-bükki szerkezeti egység rétegsorának része. Déli vonulata Hármaskút–Kishuta-réttől Diósgyőrig összefüggően követhető, északi ága Alsóhámtól a Garadna-völgy északi oldalában nyugat felé egyre széttágoltabban jelentkezik. Vastagsága 400 m körüli.

Alapszelvénye a Vadász-völgyben van, teljes vastagságban tanulmányozható a Szinva-völgyben és az Alsó-Sebes-víz erdészeti földútjának bevágásában.



**18. ábra.** A Szentistvánhegyi Metaandezit és a Fehérkői Mészkö határszelvénye. Vadász-völgy V-2 szelvény

1 – Szentistvánhegyi Metaandezit; 2-3 – Fehérkői Mészkö, Bolhási Mészkö Tagozat: 2 – sötétszürke, lemezes mészkő, 3 – zöldessárga agyag; 4-5 – Fehérkői Mészkö: 4 – világosszürke mészkő, 5 – dolomitlencse; 6 – mintavétel helye

**Figure 18.** Boundary stratotype of the Szentistvánhegy Metaandesite and the Fehérkői Limestone. Vadász Valley, Profile V-2

1 – Szentistvánhegy Metaandesite; 2-3 – Fehérkői Limestone Formation, Bolhás Limestone Member: 2 – dark-grey laminitic limestone, 3 – greenish-yellow clay; 4-5 – Fehérkői Limestone: 4 – light-grey limestone, 5 – dolomite lense; 6 – sample location

**Ősмарadványok, kor.** Kevés, közelebről meg nem határozható szivacs-, Brachiopoda-, csiga-, korallátmetszeten kívül néhány lelőhely Conodonta-adatai nyújtanak segítséget a korbesoroláshoz. Az alsó-sebes-vízi szelvényben *Gondolella transita*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella trammeri*; a Szent István-hegy lejtőjén a bázis sötétszürke mészkővéből *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella* sp.; a Csurgó-rét mintájából: *Gondolella* cf. *trammeri*, *Gondolella* sp., *Gladigondolella* sp. és a Kis-Huta-rét ÉK-i sarkában: *Gondolella constricta* („*cornuta*”-típus) került elő. A fauna az alsó-ladin (illír-fassai) magasabb részét jelzi (Kovács S. meghatározása). Tisztázatlan azonban a formáció teljes rétegtani kiterjedése, miután a fedő lemezes-tűzköves mészkő ezidáig faunamentesnek bizonyult. A formáció fő tömege felső-ladin, esetlegesen átnyúlhat az alsó-karniba is.

**Fácies, korreláció.** Karbonátplatform kifejlődésű mészkő. A formáció metamorf foka területileg változó, a mélydiagenetikus zónától az anchizóna nagyhőmérsékletű részéig terjed.

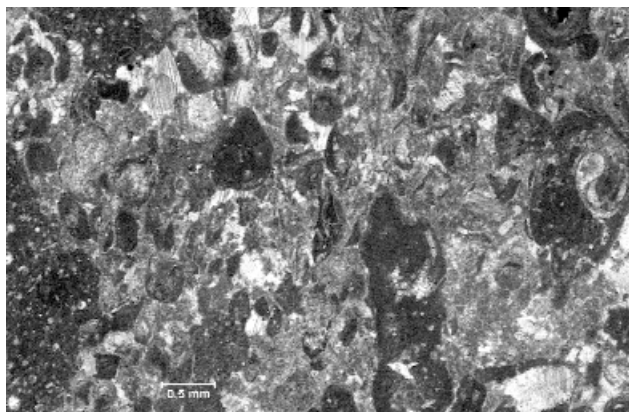
Megjelenésében hasonlít a Kiszfennsíki és a Bervai Mészkőre, elkülönítését rétegsorbeli helyzete és a többi platformkarbonát előfordulástól való elszigeteltsége indokolja. Záró tagozata és a rákövetkező két formáció (Vesszősi, Hegyestetői) nem annyira valódi medencefáciest, inkább a platformfejlődést átmenetileg megzavaró terrigén törmelékeny eseményt jelez.

A Fehérkői Mészkő tulajdonképpen a wettersteini fácies területének egyik eleme, a Nyugati-Tethysben a középső-triászban már nagy kiterjedésű karbonátos plató része. Hasonló helyzetű a Keleti-Dolomitokban a Sciliari (Schlern) Dolomit – Marmoladai Mészkő.

### **Bervai Mészkő Formáció — ${}^{be}T_{2-3}$ ( ${}^{be}T$ )**

A Bükk déli peremén nagy kiterjedésű foltokban bukkan felszínre a ladin–karni platform itteni képviselője a Bervai Mészkő. SCHRÉTER (1913a, b) már első térképezési jelentésében elkülönítette és felső-triásznak tartotta. Később (SCHRÉTER 1943b) az előkerült gazdag makrofauna alapján a „dél-alpi esino és marmolata mészkövekkel” párhuzamosítva, a ladinba sorolta be. BALOGH (1964) a felső-ladin–karni mészkőösszleten belül „kiszfennsíki, subalyuki és bervavölgyi mészkőfácies” címszó alatt ismertette, 1980-as munkájában Bervavölgyi Mészkő néven a nori emeletbe helyezte át.

**Litológia, település.** A formáció kutatásával Velledits F. foglalkozott, eredményeit több közleményben ismertette (VELLEDITS, PÉRO 1987, VELLEDDITS 1990, 2000, FLÜGEL et al. 1992.), ezek alapján a Bervai Mészkő fehér, világosszürke, sötétszürke színű, biogén zátony és ciklusos lagúna kifejlődésű. A ciklusokat peritidális (szupra-, inter-) és szubtidális környezetben leülepedett rétegek váltakozása adja. Leggyakoribb mikrofacies-típusok: mikrobiális laminit (sztromatolit), onkoidos-pizoidos grainstone, mudstone és intraformációs breccsa (59. kép). Gyakoriak az árapálysík fáciesre jellemző fekete szemcsék (black pebble).



59. kép. Bervai Mészkő mikrofaciése. Miklós-völgy, a Hegedűs-forrás melletti mészkőbukkanás

**Photo 59.** Microfacies of the Berva Limestone. Miklós Valley, Limestone outcropping near the Hegedűs Spring

A zátony fáciesű mészköveket a bafflestone és framestone, illetve a rudstone szövetű kőzetek ciklusos váltakozása alkotja. A kétféle kőzetkifejlődés gyakran 4–5 méteren belül, szabálytalan felületek mentén kiékelődik, de megfigyelhetők több 10 m-en át követhető, rétegszerű kőzettestek is.

A bafflestone-framestone típusú mészkő világosszürke, fossziliákban gazdag. Gyakoriak a fossziliatöredékek, de sok esetben helyben beágyazódott zátonyalkotók is megfigyelhetők. A zátony vázát Sphinctozoák, Porostromata algák és *Tubiphytes* sp. alkotják. Az elsődleges vázalkotókra másodlagos vázalkotók: *Ladinella porata*, bryozoák és Spongiostromata-kérgék települnek, melyek erősítik a vázát. A többi zátonylakó fosszília (Foraminifera, csiga, kagyló, Echinodermata, Brachiopoda és Ostracoda) kis mennyiségben van jelen. A vázalkotók közti teret mikrit, pelmikrit tölti ki, de gyakoriak a több centimétert elérő üregek is, több generációs pát-, vagy ritkábban üledékkitöltéssel (VI. tábla 7. kép).

A rudstone típusú kőzet 2–50 cm-es, osztályozatlan, kerekítetlen, zátony eredetű lito- és bioklasztból áll. A klasztközött 10–15 cm-es üregek vannak, amit fekete-fehér szalagos és fehér durvakristályos kalcitpát tölt ki, az üreg belsejében finoman rétegzett üledék is megjelenhet.

A formáció fekszik a Tiba-hegyen, valamint a Verpelét Verp–2 kőolajkutató fúrás leírása szerint a Hámori Dolomit, másutt nem ismert. Fedője a Kő-köz szurdokában, a Hór-völgyben és keletebbre, a Setét-völgyben, sötétszürke, mudstone és wackestone mikrofaciesű, nori korú medence fáciesű mészkő.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen a Bükk déli peremén látható. Kainozoos rétegekkel letakart helyzetben nagy kiterjedésű előfordulását kőolajkutató fúrások Egertől délre, a demjéni blokk területén tárták fel.

Teljes vastagsága meghaladja az 500 métert. Alapszelvénye a Hór-völgy déli részén a keleti oldal felhagyott kőbányája.

**Ősмарadványok, kor.** A formáció különböző előfordulásaiból gazdag makrofauna gyűlt össze, ezeket BALOGH (1964) revidálta. Ebből a listából példaként az alábbi fajokat emeljük ki:

- mészszivacs: *Colospongia dubia*,
- Echinozoa: *Cidaris alata*,
- Brachiopoda: *Amphiolina* cf. *amoena*, *Aulacothyris supina*, *Cyrtina suessii*, *Dielasma julicum*, *Rhynchonella arpatica*, *Spiriferina evanescens*, *Terebratula* cf. *debilis*, *Terebratula* aff. *oppelii*,
- kagyló: *Avicula bittneri*, *Avicula cassiana*, *Avicula caudata*, *Myoconcha* cf. *lombardica*, *Posidonia wengensis*,
- csiga: *Anticonulus* cf. *semipunctatus*, *Collonia* cf. *cincta*, *Eunema* cf. *badioticum*, *Halobia* cf. *Styriaca*, *Lepetopsis petricola*, *Loxonema (Polygyrina) tornatum*, *Loxonema (Polygyrina) elegans*, *Loxonema* cf. *invariabile*, *Naticopsis (Dicosmos)* cf. *maculosa*, *Naticopsis (Vernelia)* aff. *fastigiata*, *Neritopsis striatocostata*, *Pseudoclavicolus cassianus gracilis*, *Scurria* cf. *campanaeformis*, *Worthenia canalifera*, *Temnotropis* aff. *carinata*, *Worthenia* aff. *exsul*, *Zygopleura arctecostata*, *Zygopleura haueri*, *Zygopleura* cf. *tenuis*, *Zygopleura (Allocosmia)* cf. *Grandis*.
- korallók (P. Riedel határozása in VELLEDEITS 1998): *Margarophyllia capitata*, *Margarosmia septanectens*, *Volzeia sublaevis*.

Gyakoriak a bizonytalan rendszertani helyzetű „kérgek”. Az algákat legnagyobb mennyiségben a Porostromata algákhoz sorolt *Cayeuxia*-fajok képviselik. A Hór-völgyi felhagyott kőfejtőből írták le (FLÜGEL et al. 1992) a Codiacea családba sorolt *Egericodium hungaricum* fajt. Ugyanebben a dolgozatban található a gazdag mészszivacs-együttes leírása is.

A Dasycladaceák, Foraminiferák, mikroproblematikumok összesítését VELLEDEITS (1998) végezte el. Jellemző ősmaradványok:

— Dasycladacea (Piros O. határozása): *Diplopora annulata*, *Macroporella beneckeii*, *M. spectabilis*, *Griphoporella gümbeli*, *Griphoporella* sp., *Teutloporella herculea*, *Physoporella* sp. (60. kép).

— Solenoporacea: *Parachaetetes* (?).

— Sphinctozoa: *Alpinothalamia bavarica*, *Cryptocoelia zitteli*, *Cryptocoelia* cf. *C. lata*, *Ceotnella mirunae*, *Colospongia catenulata catenulata*, *Cryptocoelia* sp., *Cryptocoelia* n. sp., *Coelospongia dubia* (?), *Diecithalamia polysiphonata*, *Enoplocoelia armata*, *Follicatena cautica*, *Jablonskyia andrusovi*, *Solenolmia manon manon*, *S. magna*, *S. radiata*, *Stylothalamia dehmi*, *Tolminothalamia carnica*, *Uvanella irregularis*, *Vesicocaulis carinthiacus*, *V. depressus*, *V. multisiphonatus*, *V. ostiaesaccus*.

— Foraminifera: *Ammobaculites* cf. *corpulentus*, *Ammobaculites elegantus*, *Ammobaculites* cf. *radstadtensis*, *Aulotortus sinuosus*, *Austrocolomia?* sp., *Diploremina astrofimbriata*, *Diploremina* sp., *Earlandinita* cf. *soussi*, *Earlandinita* cf. *E. ladinica*, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Gsolbergella spiroloculiformis*, *Miliolipora cuvillieri*, *Ophthalmipora dolomitica*, *Ophthalmidium* cf. *plectospirus*, *Triadodiscus eomesozoicus*, *Palaeolituonella meridionalis*, *Pseudobolivina* sp., *Spiriamphorella?* sp., *Trochammina alpina*, *Trocholina* sp., *Variostoma exile*.

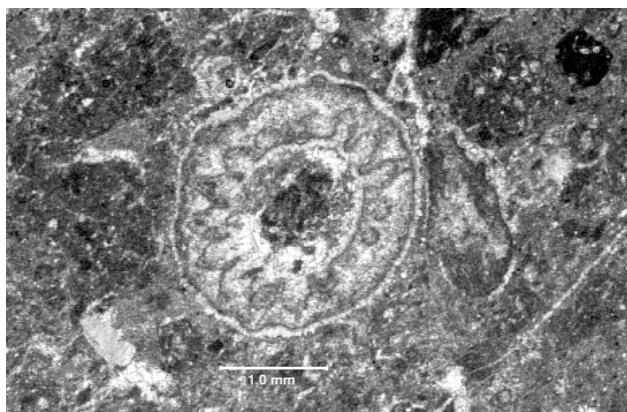
— Mikroproblematikumok: *Baccinella* sp., *Barbafera carnica*, *Ladinella porata*, *Macrotubus* sp., *Muranella sphaerica*, *Plexoramea cerebriformis*, *Radiomura cautica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, „*Tubiphytes*” *gracilis*, „*Tubiphytes*” *multisiphonatus*, „*Tubiphytes*” *obscurus*.

A zátony kora az ősmaradványok alapján ladin–karni.

Felsőtárkány ÉK-i végénél, a Szikla-forrás fölötti Kő-köz szurdokának kőzetében, mind wettersteini (*Enoplocoelia armata*, *Teutloporella herculea*, *Gsolbergella spiroloculiformis*), mind dachsteini típusú (*Galeanella variabilis*) zátonyokból ismert ősmaradványok megjelennek, a folyamatos zátonyépülés következően a zátonymagokban a két típus nem választható szét egyértelműen.

A Kő-köz szurdokában egyenletlen felszínnel sötétszürke nori korú medence fáciesű, mudstone és wackestone szövetű mészkő települ rá, ebből arra következtethetünk, hogy a Kő-köz zátonya a nori korszakban az eufotikus övnél mélyebbre zökkent és a zátonyfejlődés befejeződött. A Hór-völgyben a platformmészkő fedőjéből Kovács S. a középső-norit jelző Conodonta-együttest határozott meg, tehát a platformnak ez a része legkésőbb a középső-nori elején válhatott medencévé. Viszont keletebbre, a Setét-völgy által feltárt rész, a fedő medence fáciesű rétegsorban talált Conodonták alapján viszont már a kora-noriban megfulladt.

**Fácies, korreláció.** A mészkőblokkokban egy wettersteini típusú zátonykomplexum különböző fácieseit (lagúna, platóperemi mozgó mészhomokdomb, zátony) találjuk (VELLEDEITS, PÉRO 1987, VELLEDEITS 2000). A Berva-bérc nyugati részén lévő Felnémeti kőfejtő („berva-bánya”) a belső platformra jellemző ciklusos üledékeket tár fel (VII. tábla 2. kép).



60. kép. Physoporella-metszet (anisusi) a Bervai Mészkő bázisából. Tiba-völgy

Photo 60. Physoporella section (Anisian) from the base of the Berva Limestone. Tiba Valley

Zátóny-, illetve zátóny közeli fáciesű a felsőtárkányi Mész-völgyben, Felsőtárkány ÉK-i végénél a Szikla-forrás fölötti Kőkő szurdokában (IV. tábla 5. kép), a Lök-völgy alsó részén a Bujdosó-kő és a Vaskapu szurdokában feltároló mészkő. Valószínű, hogy ez a zátóny a bervai mészkőblokk legkeletibb előfordulása, amely a „Bervai-platformot” szegélyezte a „Felsőtárkányi-medence” irányában. A Hór-völgyi mészkőblokk nyugati, az intraplatform „Felsőtárkányi-medence” felé eső részén szintén zátóny szegélyezte a platformot (VELLEDITS 1998). Itt, a Hór-völgyi felhagyott kőfejtőkben találjuk a Bükk legjobban dokumentált zátónyasszociációját (FLÜGEL et al. 1992).

A Nyugati-Tethysben, a középső-triászban nagy kiterjedésű karbonátos plató, azaz a wettersteini faciesterület egyik eleme.

**Bükkfennsík Mészkő Formáció** — <sup>br</sup>T<sub>2-3</sub> (<sup>b</sup>T)

Bár ez a formáció a legnagyobb kiterjedésű a hegység területén, igen kevés részletes vizsgálat történt belőle. Jelentősen nehezíti a kutatók helyzetét a kőzetet ért anchizonális metamorfózis, ami az eredeti üledékjegyeket erősen átalakította, az ősmaradványok belső szerkezetét pedig jórészt eltüntette és pontos meghatározásokat lehetetlenné tette.

**Litológia, település.** Legnagyobb kiterjedésben az egykori lagúna üledékei találhatók. Csontszínű változatai tömegesek, a világosszürke szakaszok finoman sávozottak (61. kép) és lemezes-pados elválást mutatnak, míg a sötétszürke színűek lemezes elválásúak. A korallós zátonyfáciesű részek gyakran összepréselt breccsás szerkezetűek. A töredékek közt össze-roppant drúzás kalcitcsomók, ill. finomszemcsés mészszipa található. A formáció tetején néhol az apró Crinoidea-töredékeket bőven tartalmazó, lemezes elválású mészkőváltozat jelenik meg. Emellett (esetleg ezzel összefogazódva) helyenként klasztos szerkezetű a mészkő, ez gyakran mátrixmentes (62. kép), majd a Répáshutai Mészkő felé közeledve egyre több és nagyobb rózsaszín, világosvörös mészszipalencsét tartalmaz (VIII. tábla 5. kép).

A fennsík nyugati részén, a fekete-sári útelágazásnál vörös és zöld színű, mandulaköves, mészkőtöredékes vulkanit települ közbe. Valószínűleg szintén vulkáni eredetűek azok az 0,5–5 cm vastagságú, vörös és zöld színű, préselt, fillit-szerűen fénylő felszínű agyagrétegek, melyek a Nagy-fennsík több pontján is megtalálhatók (pl. kurta-bérci elágazás, Lusta-völgy felső szakasza, Büszkés-hegy).

A formáció fő tömegét adó mészkő oldási maradéka 1% alatti, jórészt autigén kvarc, kevés illit. Az illit kristályossági értéke az anchizóna nagyhőmérsékletű szakaszára jellemző.

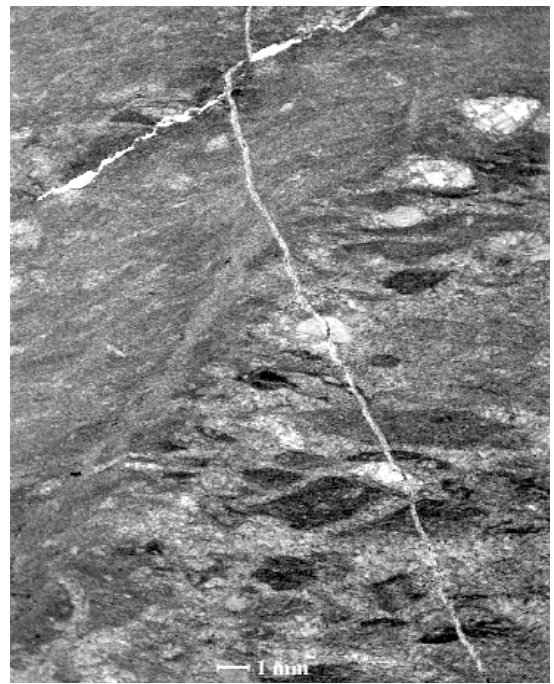
Az eredeti szöveti jellemzőket a metamorfózis jórészt eltüntette, az erősen irányított szövet nyúlt, egymásba fogazódott kalcit szemcsék alkotta mikropátit és pátit (metapátit) sávos váltakozásából áll. Ez a jellemző finomsávozottság szabad szemmel is látszik, sok esetben eldönthetetlen, hogy eredeti rétegzettség, vagy metamorf átkristályosodás eredménye. A sávok 10 cm hosszúságot is elérő durvakristályos kalcitlencsék zárnak közre. Valószínűleg biogén eredetűek (összesomott Echinozoa-töredékek), de össze-roppant, préselt drúzás kalcitcsomók is lehetnek. Ritkán Lofer-ciklus tagjai is felismerhetők, 5–10 cm vastag algalaminít-betelepülések vannak a Nagyvisnyó Nv-17 fúrásban (B tag), a vörös, vörössárga kötőanyagba ágyazott mészkő-breccsa rétegek A tagként értelmezhetők.

A Bükkfennsík Mészkő fekéje sehol sem ismert. Fedője a Nagy-fennsík nyugati részén és a „répáshutai tömbben” a Répáshutai



61. kép. Finomrétegzett Bükkfennsík Mészkő a Kis-kőhát ÉNy-i sarkán a dózerút menti sziklában

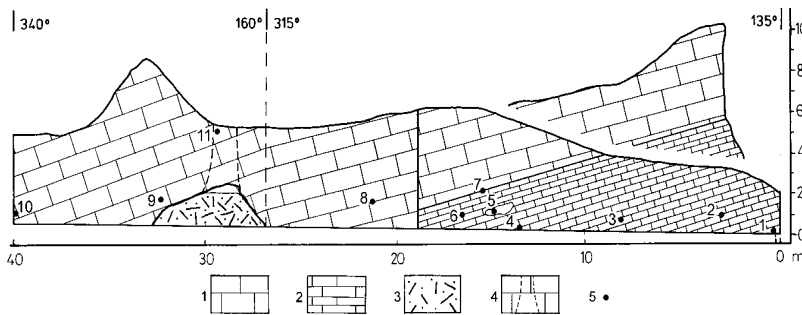
Photo 61. Laminated Bükkfennsík Limestone at the north-western corner of the Kis-kőhát, in the cliff situated near the bulldozer road



62. kép. Erősen préselt, átkristályosodott, breccsás szerkezetű Bükkfennsík Mészkő. A Tarkó sziklafala, a Ny-i fal-szakasz Ny-i részén

Photo 62. Strongly compressed, recrystallised Bükkfennsík Limestone of brecciated structure. The western section of the escarpment of the Tarkó





19. ábra. A Bükkfennsík Mészke és a Répáshutai Mészke átbuktatott helyzetű érintkezése. Balla-völgy

1 – Bükkfennsík Mészke, 2 – Répáshutai Mészke, 3 – üregkitöltés, 4 – barlangkürtő a mészkőben, 5 – mintavétel helye

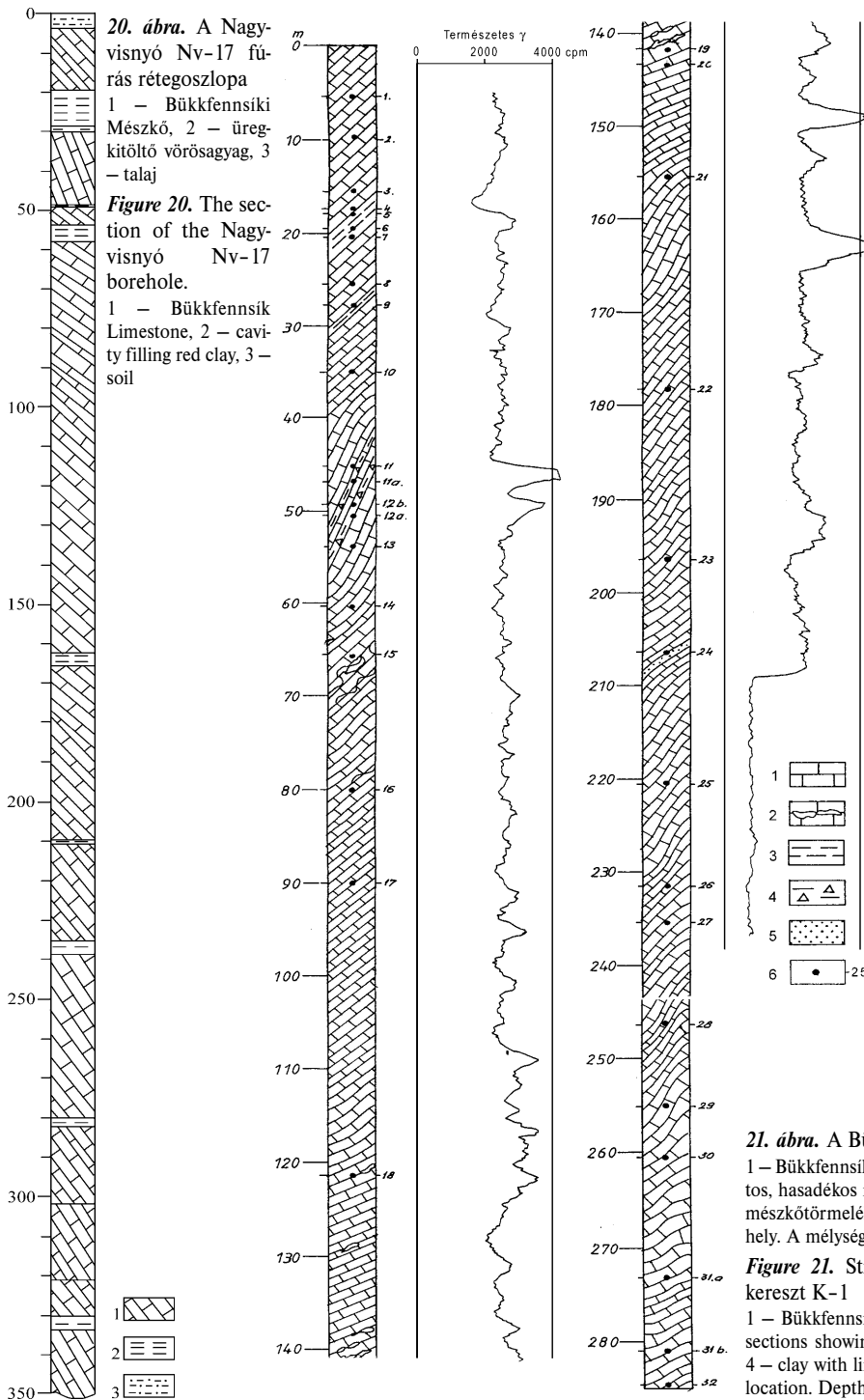
Figure 19. Overturned contact between the Bükkfennsík Limestone and the Répáshuta Limestone. Balla Valley

1 – Bükkfennsík Limestone, 2 – Répáshuta Limestone, 3 – cavity fill, 4 – aven in the limestone, 5 – sample location

Mészke (19. ábra). A Sugaró és a Szinva-völgy közti szakaszon a Bükkfennsík Formációt részben helyettesíti a Felsőtárkányi Mészke Hollóstetői Tagozata.

**Elterjedés, vastagság.** A Bükkfennsík Mészke a Bükk központi részét alkotja. A Nagy-fennsík és a Répáshuta–Kisgyőr közti fennsík biztosan ide tartozik. Térképünkön ebbe a formációba soroltuk a Bükkszentkeresztől DK-re levő „nagy-kőmázas tömb” platform fáciesű mészkövet is, bár ez a tektonikai modell alapján a Kisfennsík Mészkevel is egyező lehet (PELIKÁN 2001, 2002a, b).

Korallós zátonyfácies található összefüggően a Nagy-fennsík déli peremén a Tar-kő–Három-kő–Kőhát–Zsérci-Nagy-dél vonulatban, lényegében ennek része a Bányahegy is. Kisebb korall-előfordulások ismertek a Nagy-mezőn, a Kis-sár-bércen, Répáshuta mellett a Balla-bércen, a Gyertyán-völgyben, a Nagybodzás É-i lábánál és a Galuzsnya-tető Ny-i oldalában. Algás-gastropodás háttérラグúna-üledékek találhatóak pl. a Kis-kőhát északi lejtőjén. A platform belső a Nagyvisnyó Nv-17 (20. ábra), Miskolc M-8, Bükkszentkereszt K-1 fúrás tárta fel (21. ábra).

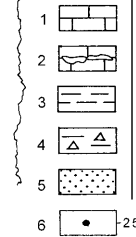


20. ábra. A Nagyvisnyó Nv-17 fúrás rétegoszlopa

1 – Bükkfennsík Mészke, 2 – üregkitöltő vörösiszap, 3 – talaj

Figure 20. The section of the Nagyvisnyó Nv-17 borehole.

1 – Bükkfennsík Limestone, 2 – cavity filling red clay, 3 – soil

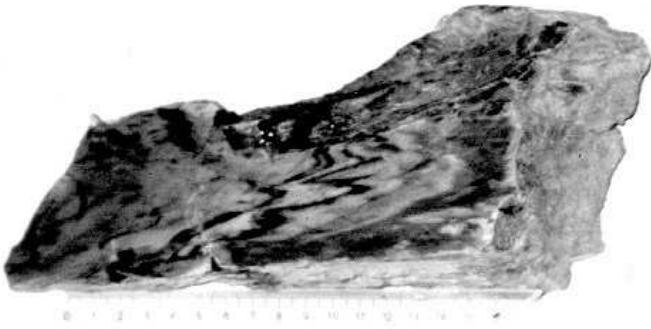


21. ábra. A Bükkszentkereszt K-1 fúrás rétegoszlopa

1 – Bükkfennsík Mészke, világosszürke mészkő, 2 – nyitott karsztos, hasadékos mészkőszakaszok, 3 – üregkitöltő vörösiszap, 4 – mészkőtörmelék agyag, 5 – üregkitöltő homok, 6 – mintavétel helye. A mélységadatok a szelvénytengelyre vonatkoznak

Figure 21. Stratigraphic column of borehole Bükkszentkereszt K-1

1 – Bükkfennsík Limestone, light-grey limestone, 2 – limestone sections showing open-karst crevices, 3 – cavity filling red clay, 4 – clay with limestone clasts, 5 – cavity filling sand, 6 – sample location. Depth-values are concerned with the axis of the profile



63. kép. Szűk hegyes redőbe gyűrt Bükkfennsík Mészke a Büszkés-hegy É-i lábánál

Photo 63. The Bükkfennsík Limestone folded into narrow, sharp fold at the northern foot of the Büszkés Hill



64. kép. Csigatörredék a Bükkfennsík Mészkeben. A Kis-kóhát É-i lába

Photo 64. Gastropod fragment in the Bükkfennsík Limestone at the northern foot of the Kis-kóhát

Vastagsága az erősen gyűrt belső szerkezet (63. kép) felderítetlensége miatt bizonytalan, elérheti az 1000 m-t. Alapszelvénye a Nagy-fennsíkron átvezető erdészeti műút 13,1 km-énél van.

**Ősmaradványok, kor.** Néhány csigatörredék (64. kép) és nagymennyiségű de bizonytalan rétegtani értékű korall ismeretes, így a formáció korát elsősorban a fedőjébe települő Felsőtárkányi Mészke tagozatai határolják be. A Nagy-fennsík nyugati felében, az Olaszkaputól É-ra, még a Bükkfennsík Mészkeben talált conodonták karni kora (VELLEDITS 1998) összhangban van a rátelepülő Rónabükki Mészke nori korával. Az Olaszkapu sziklájából származó *Gondolella* sp. és *Gondolella* sp. (*Gladigondolella* ?) karni (juli?), míg É-ra 200 m-re talált *Gondolella nodosa carpathica*, *G. polygnathiformis*, *G. sp.*, *Neospathodus cavitatus*; 300 m-re *Gondolella carpathica*, *G. nodosa*, *G. polygnathiformis* késő-karni (tuval 2/3) kort mutat. Velledits F. értelmezésével szemben ez az adat nem a platform karni eleji megfulladására utal, hanem arra, hogy a platform a karni végén még létezett (a conodonták csupán a pelágikus körülményeket jelzik, nem a vízmélységet). A Sugarótól keletre a rátelepülő Hollóstetői Mészkeből a határ közelében ladin-karni határra jellemző Conodonta-együttest határozott meg Kovács S., a platform ezen része hamarabb lezökölt.

**Fácies, korreláció.** Nagy vastagságú, karbonátplatform fáciesű, világosszürke, anchimetamorf mészke, a Nyugati-Tethysben általánosan elterjedt, ladin-karni korú wettersteini típusú platform része. Azonosítható a Bükk folytatásának tekinthető nyugat-szerbiai Jadarblokkban a 900 m vastagságot meghaladó Lelici Formációval.

### Kisfennsík Mészke Formáció — $^{kf}T_3$ ( $^{kt}$ )

Jelentős kiterjedésű karbonátplatform-terület található a Garadna-völgytől északra, amelyet a Kisfennsík Mészke Formáció alkot. Rétegsorbeli helyzete vitatott, az általános felfogás szerint takarós helyzetű (pl. PELIKÁN 1980, PELIKÁN in HAAS 1995, CSONTOS 2000), de az újabb kutatási eredmények lehetővé teszik az Északi-Bükk rétegsorába helyezését is (PELIKÁN 2001).

**Litológia, település.** Karbonátplatform fáciesű, uralkodóan világosszürke, egyes területeken fehéressárga színű mészke, Megalodontidae kagylókkal. Általában vastagpados vagy tömeges megjelenésű, finoman rétegzett részleteket ritkán tartalmaz, olykor Lofér-ciklusos. Viszonylag gyakori a szingenetikus breccsásodás. A „kis-fennsík tömb” platformkarbonát képződményeinek rétegsorában árapálysíkság, lagúna és zátony környezetek rekonstruálhatók. A belső platformot a szubtidális fáciesek (gastropodás wackestone, onkoidos wackestone és packstone, zöldalgás packstone, koralltörmelék wackestone) dominanciája jellemzi, ritkábban árapályövi sztramatolitokkal. Például a Hideg-kút laposa ÉNy-i gerincén levő feltárás egy platform szubtidális-peritidális üledékét, a mahócai kőfejtő egy lagúna és a platformperemi mozgó mészhomokdomb üledékét tárja fel (VELLEDITS et al. 1999).

A platformkifejlődésű mészke alatt világosszürke, tűzköves mészke található, melyet (öslénytani adat híján) konvencionálisan a nori korú Rónabükki Mészkevel azonosítottak (térképünk ezt az álláspontot mutatja). Az újabb kutatási eredmények alapján azonban lehet a legfelső-ladin-karni Hegyestetői Mészke is, ami folytonosan fejlődik ki ezen a területen a Vesszősi Formációból. Megerősíti ezt a feltételezést a a Varbó V-75 fúrás Conodonta-lelete (FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002).

**Elterjedés, vastagság.** A Kis-fennsík topográfiailag legmagasabb részein található, legnyugatibb előfordulása az Örvény-kő. Vastagsága nem ismert, valószínűleg több száz méter.

A Bükk-szentkereszt–Miskolc-tapolca közti mészke-területet BALOGH (1964) a „répáshutai mészke” faciesterületéhez csatolta, CSONTOS (1999) a „Fennsík Mészke” a „bükk-szentkereszt-i törés” mentén délkeletre eltolódott folytatásaként értelmezte. Lényegesen kisebb metamorf foka alapján azonban mindkét területtől különbözik. PELIKÁN (2002a) az újabb térképezés eredményei alapján a Kisfennsík Mészkevel veszi egyezőnek.

**Ősmeradványok, kor.** A formációból makrofauna alig ismert. BALOGH (1964) szerint *Megalodus* sp. nagy átmetszetei több helyen (II. tábla 6. kép), *Montlivaltia legányii*, *Avicula* sp. és *Naticopsis* cf. *hoernesii* a Felső-forrás környékének fehér mészkövében, *Margarosmia confluens* a Lambrecht Kálmán-barlang közelében a gerincúti részen található.

A Bércziné Makk A. által meghatározott Foraminiferák (*Ammobaculites* sp., *Aulotortus sinuosus*, *Diplotremina* sp., *Earlandinita* sp., *Endotheba* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Gaudryinella* sp., *Gsollbergella spiroloculiformis*, *Nodosaria* sp., *Nodosinella libera*, *Oberhauserellidae* sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Textularia* sp., *Trochammina almtalensis*, *T. alpina*, *Variostoma acutoangulata*) és a Piros O. által meghatározott zöld- és vörösalgák (*Griphoporella* sp., *Physoporella heraki*, *Poikiloporella duplicata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*) alapján karni korbesorolás adható.

A Kis-fennsík ÉK-i részén a Galya-tető ÉNy-i elvégződésénél erősen deformált zátonyfáciesű kőzetet találunk. A bafflestone típusban korallak, bryozoák, szegmentált mészszivacsok (?) ismerhetők fel, de az ősmaradványok belső szerkezete a metamorfózis miatt eltűnt, csak a körvonaluk maradt meg (VELLEDITS et al. 1999).

A Bükk-szentkereszt–Miskolctapolca közti mészkőterület jórészt kutatatlan, részletesebb vizsgálatok csak a keleti peremén, a tapolcai bányaterületen történtek. Értékelhető ősmaradvány-együttes a vár-hegyi felhagyott kőbányából került elő (VELLEDITS 1998): Foraminifera: *Ammobaculites* cf. *elongatus*, *Diplotremina astrofimbriata*, *Earlandinita oberhauseri*, *Endotriadella wirzi*, *Endotriadella* sp., *Trochammina alpina*, *Trochammina* sp.; Dasycladacea: *Teutloporella herculea*, *Poikiloporella duplicata*, *Gyroporella* sp.

**Fácies, korreláció.** A Kisfennsíki Mészkő típusterületén is elkülöníthetők a zátony- és a platform-lagúna fáciesek. Eltérően a hegység többi platformképződményétől, itt a dachsteini kifejlődésre jellemző nagytermetű *Megalodontidae*-k is megjelennek, emiatt sokáig nori korúnak vélték. Miskolctapolca mellett mind a nagy-kőmázsai, mind a vár-hegyi kőbánya mészkövei egy ladin(?)–alsó-karni árapálysíkság és lagúna különböző fáciesének üledékeit tárják fel.

### Középső–felső-triász medencekifejlődések

A középső-triász karbonátos platform fejlődését megszakító első vulkanizmus befejeződésével a karbonátplatform részben visszahódította a területet, de egyes helyeken a lezökkenés már a ladin közepétől megkezdődött. Ez a folyamat a késő-triászban egyre kiterjedtebb lett, a nori korszakban már általánossá vált a medencekifejlődés.

#### Törmelékes medencekifejlődések

##### Várhegyi Formáció — ${}^vT_2$ ( ${}^{hT}$ )

A szárazföldi-sekélytengeri, majd medencévé alakult térszínen felhalmozódott vulkáni-üledékes kőzetegyüttes a Várhegyi Formáció. A képződménysort elsőként a Felsőtárkány Ft-7 fúrás (16. ábra) tárta fel (PELIKÁN 1999), ennek alapján vált térképezhetővé.

**Litológia, település.** A fúrás legalsó szakaszán a savanyú, riolitos-dácitos láva és piroklasztikum még a Szentistvánhegyi Formáció része, felszínen a törmelékfeltárások alapján gyakran nem is térképezhető külön. A vulkáni tufa, tufit fölé sötétszürke mészkő és fekete márga laminitjellegű váltakozásából felépülő kőzet telepszik (a Várhegyi Formáció alsó része). A mészlemezek vastagsága alul 2-20 mm közt váltakozik, fölfelé egyre vékonyodnak 1-5 mm-ig. Ugyanilyen a márga-közbetelepülések jellege is, a lent még 5 mm vastag rétegek felfelé 1 mm-ig csökkennek. A vastagabb rétegek belsejében is megfigyelhető finomsávozottság. A réteglapok kissé sztililitosodtak (65. kép). Egyes rétegekben (a Szentistvánhegyi Formációba települő tavi üledékekhez hasonlóan) apró kagylóhéjak (filamentumok) tömeges felhalmozódása figyelhető meg (66. kép).

A mészkő mudstone mikrofáciesű átkristályosodott pátit és pátos mikropátit, benne szórtan karbonátpát-töredékek és kvarcszilánkok láthatók. Ritkán pelletszerű és alaktalan mikritcsomók jelennek meg, ezek néha rétegszerűen dúsulnak, wackestone-packstone mikrofáciesű részeket hozva létre.

A makroszkóposan márgakinézetű lemezek vékonycsiszolatos vizsgálatok alapján meszes-agyagos aleurolitnak írhatók le. Agyag-ásvány-mikrit szövetéből álló alapanyagban sávonként változó



65. kép. Laminit, Várhegyi Formáció. Felsőtárkány, Répás-völgy

Photo 65. Laminite, Várhegy Formation. Felsőtárkány, Répás Valley



66. kép. Tömeges filamentumból álló rétegek, Várhegyi Formáció, Felsőtárkány, Répás-völgy  
 Photo 66. Beds built up of a mass of filaments, Várhegy Formation, Felsőtárkány, Répás Valley

mennyiségű karbonátpát-töredék és kvarcszilánk látható, egyes sávokban viszonylag sok csillámpikkely van. A kőzet fekete színét finom eloszlású szerves anyag és pirit okozza. A szerves anyag uralkodóan szénült faszövet eredetű, kevés epidermisszel és fonalasalga-töredékekkel, kevés bizonytalan sporomorphával és Dinocysta-töredékekkel (Góczán F. szóbeli közlése).

Helyenként iszapmozgásra utaló jelenségek is láthatók. Ezek néhány laminára kiterjedő feltöredezők és olyan mikrovetők, ahol az 1-2 cm-es elmozdulásra a rétegek plasztikus lehajlással válaszolnak.

Az alsó rétegcsoportra éles, egyetlen (sztilolitos) határfelülettel radiolarit-közbetelepülések radiolariás vulkanoklasztit települ (a Várhegyi Formáció felső része). Főként savanyú vulkanitok (riolit, dácit) áthalmozott anyagából képződött, több-kevesebb Radiolariát tartalmazó homokkő, alárendelten agyagkő (67. kép). A földpáttöredékekből álló homokkőrétegek alsó határa éles és folyamatos szemcsefinomodással mennek át az agyagkőbe.

Az áthalmozás és nem az elsődleges tufaszórásból való származás mellett szól az is, hogy a főként kristálytöredékekből álló, homokkő megjelenésű kőzetekben gyakran nincs, vagy alig van mátrix, a szemcséket csak kevés cement ragasztja össze. Rendkívül éretlen üledék, a homokszemcsék zömét többé-kevésbé bontott porfirós földpátok alkotják, ezek zónás és ikerlemezes szerkezete több helyütt felismerhető. Viszonylag kevés a porfirós kvarc-töredék. Bontott biotitot és helyenként 10%-ot is elérő mennyiségű piritet figyelhetünk meg a vékonycsiszolatokban.

Az agyagkő agyagásvány-mikrokvarcit szövetéből áll, mennyisége sávszerűen változik, csak rövid szakaszokon válik uralkodóvá.

A kimosott agyagfrakció az intenzív áthalmozódás közti szünetekben a durvább törmelékanyag tetejére ülepedett fokozatos, de gyors átmenettel. Ezek felett radiolarit, vagy radiolariában gazdagabb üledék jelenik meg. A radiolaritok alapanyaga 5 mm szemcseméretű mikrokvarcit.

A formáció fedőjébe éles határral a Felsőtárkányi Mészke települ.

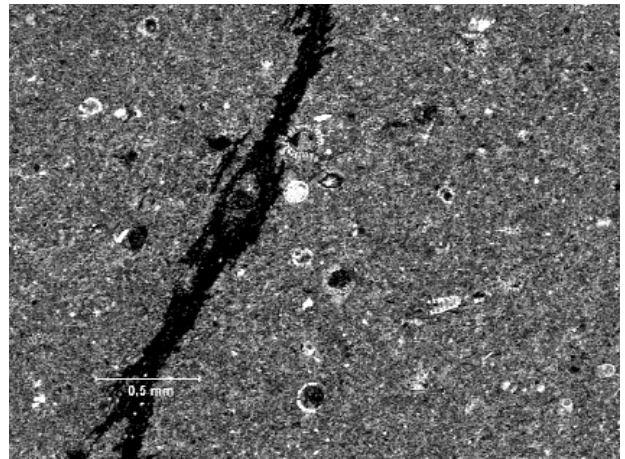
**Elterjedés, vastagság.** A felsőtárkányi Csák-pilis–Vár-hegy–Tiba-hegy vonulatban ismert. Jól követhető felszíni szelvénye nincs, csupán egyes részletei tanulmányozhatók kisebb-nagyobb kibúvásokban, de a Felsőtárkány Ft–7 fúrás 172,0–198,6 m közti szakasza feltárta (PELIKÁN 1999). Besorolható ebbe a formációba az Eger B–10 vízkutató fúrás 307,1–361,1 m közti szakasza. A radiolariás-vulkanoklasztitos kifejlődés egyelőre ismeretlen a Bükk egyéb részein. Vastagsága néhány 10 m.

**Ósmaradványok, kor.** Kora a Dosztály L. által meghatározott Radiolariák alapján ismert (DOSZTÁLY 1996; DOSZTÁLY in CSONTOS et al. 1991a, in VELLEDEITS 2000).

Felsőtárkány Ft–7 fúrásban a radiolariás szakasz felső része a *Muelleritortis cochleata* és a *Spongoserrula rarauna* alapján a (felső-ladin) longobárd alemeletbe tartozik (Muelleritortis cochleata zóna). Az alsó szakasz (kora-ladin) fassai, a típusos *Oertlispongia inaequispinosa*, a *Baumgartneria* és *Falcispongia* példányok alapján nem az alemelet legalsó részét reprezentálja.

**Fácies, korreláció.** A laminit alacsony energiaindexű, nyugodt környezetet jelöl, a vulkanizmus által létrehozott egyetlen felszín egyik elzárt, gyengén mozgatott vizű, euxin fáciesű medencéjében rakódott le. A terület a durvatörmelék beszállítására elől el volt zárva, a márgarétegek a bontott vulkáni anyagból kimosott és lebegve szállított agyagfrakcióból képződtek, csak ritkán sodródott be egy-egy földpát- és kvarctöredék. A karbonát főként finom mészszip eredetű, egyes vékony rétegekben a platformról lesodródott apró töredékekkel. Az anyagban látható, csak néhány lemeznyi mélységű húzásos hasadékok száradási repedésekként is értelmezhetők, ebben az esetben a vízmélység egészen kicsi volt (PELIKÁN 1999). Ezzel ellentétben VELLEDEITS (2000) fokozatosan mélyülő, többszáz méteres vízmélységet is elérő medencében keletkezettnek tételezi fel.

Ezután lezökkenésszerű, gyors süllyedés következett be, a kialakult mélyedésbe a sekélyebben maradt környezetből vulkáni törmelékanyag zúdult és radiolariás iszappal keveredett. Az üledékgyűjtő mélységére támpontunk nincs. Nem



67. kép. Radiolariás agyagpala, Várhegyi Formáció felső része, Miklós-völgy legfelső szakasza

Photo 67. Radiolarian shale. The upper part of the Várhegy Formation. The uppermost section of the Miklós Valley

szükséges azonban óceáni mélységet feltételezni, mert az aktív vulkáni környezet és a vízbe kerülő nagymennyiségű bontott vulkáni anyag kovaproduktivitása kedvező feltételeket teremtett a Radiolariák elszaporodásához.

A kőzet tüledékes eredetét a törmelékes szerkezeten és a rétegzettségén kívül a Radiolariák állandó jelenléte is igazolja. Ezek rövid szakaszokon kőzetalkotó mennyiségben lépnek fel. A földpáttöredékekből álló homokkő felé az átmenet mindig folyamatos, sőt ebből vékony közbetelepülések a radiolaritban is megfigyelhetők.

Az alsó, laminites szakasz megjelenésében hasonló a Vesszősi Formáció egyes részleteihez, de vastagságviszonyai és korbesorolása attól eltérő; a felső szakasznak egyelőre nincs analógiája a bükki triász rétegsorban. Litofáciését és rétegtani helyzetét tekintve a dél-alpi wengeni összlet valamelyik disztális fáciesével korrelálható.

### Vesszősi Formáció — ${}^{\vee}T_3$ ( ${}^{\vee}T$ )

BALOGH (1964) az Északi- és a Déli-Bükk palaterületét egységesen „alsó-középső ladini palaösszletként” tárgyalta. A déli palaterület jurába való átsorolása után a triász rétegsorba zárt, heterogén összetételű északi sávot LESS (in HAAS 1995) két litosztratigráfiai egységként (Vesszősi F. és Hegyestetői F.) írta le.

**Litológia, település.** A formációt uralkodóan fekete, zöldesfekete, meszes agyag- és aleurolitpala, helyenként szürke (mállottan barna), palás homokkő alkotja. Szürkészöld, kloritos részletek is megfigyelhetők benne, ezek talán vulkáni anyag áthalmazódásai, de az erősen irányított szövet az eredeti kőzettani összetevőket teljesen eltüntette. Jellemző a sötét-szürke-fekete, tűzköves mészkőrétegek, -lencsék jelenléte, ezek néhol vastagabb betelepüléseket alkotnak. A kőzetösszlet az anchizóna magas hőmérsékletű szakaszára jellemző metamorfózison ment át. Rétegváltakozásos átmenet figyelhető meg mind a fekvő Fehérkői Mészkő, mind a fedő Hegyestetői Formáció felé.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció az Észak-bükki-antiklinális D-i szárnyán Diósgyőrtől Csipkésútig összefüggő vonulatban követhető (az ettől nyugatabbra, az Ivánka-lápa legfelső szakaszának déli oldalában húzódó, a Siklóházhoz kifutó palásáv már a jurához tartozik). Tektonikusan széttagolt formában jelentkezik az antiklinális északi szárnyán Alsóhárnánál és a Kis-fennsík déli előterében. Ez a sáv a térképen a jura formációk közé lett sorolva. Vastagsága 150–200 m. Típusfeltárása Lillafüreden, a Vesszős-völgy oldalában található, legnagyobb vastagságban a Miskolc M–18 fúrás tárta fel.

**Ősmaradványok, kor.** Forián-Szabó M. (FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002) vizsgálatai szerint a Kis-fennsík északi oldalán mélyült Varbó V–74 fúrás ebben a képződményben állt le, kora a 348 m mélységben talált és Kovács S. által meghatározott *Gondolella polygnathiformis* Conodonta szerint késő-ladini-kora-karni. Más ősmaradvány ezidáig nem ismeretes belőle.

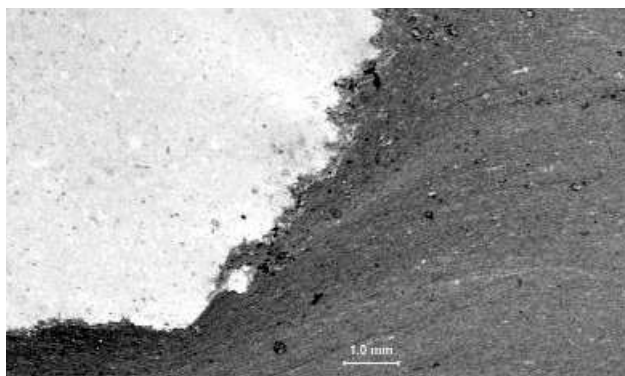
**Fáciés, korreláció.** Medence kifejlődésű képződmény, azonban a medence mélysége vitatott. Nagy mélység nem valószínű, átmeneti kimélyülés (intraplatform süllyedés) lehet. Leginkább a Déli-Alpok wengeni, illetve (részben) casiani rétegeivel párhuzamosítható.

### Törmelékes-karbonátos medencekifejlődések

**Hegyestetői Formáció** —  ${}^{\text{ht}}T_2$ , *Limpiászi Tagozat* —  ${}^{\text{ht}}T_2$  ( ${}^{\text{ht}}T$ ), *Bányabükki Tagozat* —  ${}^{\text{ht}}T_2$  ( ${}^{\text{ht}}T$ ), *Gamócai Tagozat* —  ${}^{\text{ht}}T_2$  ( ${}^{\text{ht}}T$ )

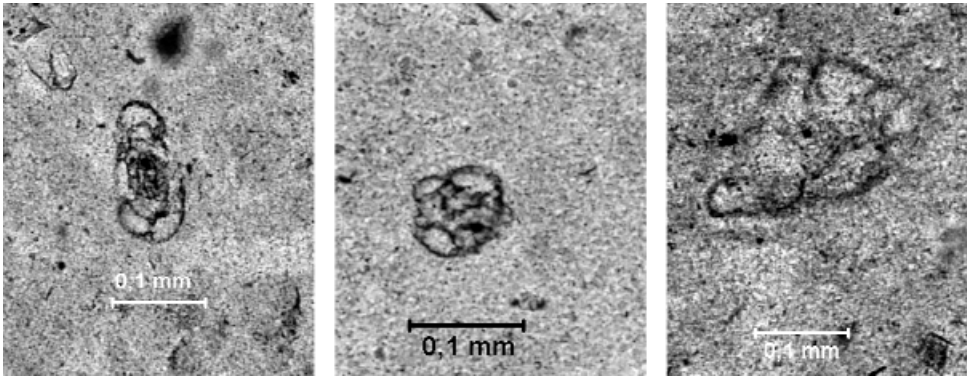
**Litológia, település.** A formációnak három, egymásba folyamatosan átmenő kifejlődési típusa van. Alsó része szürke, sötétszürke márgapala (kovás márga), aleurolitpala, mészkő váltakozásából áll (*Limpiászi Tagozat*), amely rétegváltakozásos átmenettel fejlődik ki a Vesszősi Formációból, határa az alsó vastag mészkőpadnál húzható meg. A mészkő bitumenes, gyakran kovagumos és helyenként dolomitfészkes. Eredeti, szivacsstűs, foraminiferás mikrofáciése a tűzkőlencsékben néhol még felismerhető (68. kép). A tűzkőgumók a metamorf eredetű szöveti sávosságot kiterítik. A középső rész szürke, vastagpados dolomit (*Bányabükki Tagozat*), tulajdonképpen a mészkő másodlagos dolomitodálásával keletkezett. A legáltalánosabb elterjedésű felső rész sárgásfehér, vastagpados mészkő dolomitfészkekkel és helyenként zöld (dácit?) tufa betelepülésekkel (*Gamócai Tagozat*). Erősen préselt, deformált szövetében biodetritusz jellegű részletek gyakran felismerhetők.

**Elterjedés, vastagság.** Az Észak-bükki-antiklinális D-i oldalán Diósgyőrtől a Vesszős-völgy fejeig folyamatosan követhető, majd rövid megszakadás után a Létráson is felbukkan. Kijelölt alapszelvénye nincs, típusszelvényének a Vesszős-völgyben felvezető erdészeti földút bevágássora tekinthető.



68. kép. A tűzkőlencsében látszik az eredeti szivacsstűs mikrofáciés, a lencse a mészkő palás sávosságát kiteríti. Lillafüred, a Vesszős-völgytől É-ra, a volt erdészeti istálló mögötti lemetszés É-i végén

**Photo 68.** The original microfacies with spicules can be observed in the chert lens. The lens diverts the banded structure of the limestone. Lillafüred, North of the Vesszős Valley, at the northern end of the cut-off behind the forestry stable



69. kép. *Agathammina austroalpina*, Foraminifera-töredék, Foraminifera-töredék és Ostracoda-metszet

Photo 69. *Agathammina austroalpina*, Foraminiferan fragment, Foraminiferan fragment and Ostracod section

Hegységszerkezeti megfontolások alapján besorolható ebbe a formációba a Garadna–Szinva-völgytől északra, a Kisfennsík Mészke alatt található tűzköves mészke is.

Vastagsága nem haladja meg a 300 métert.

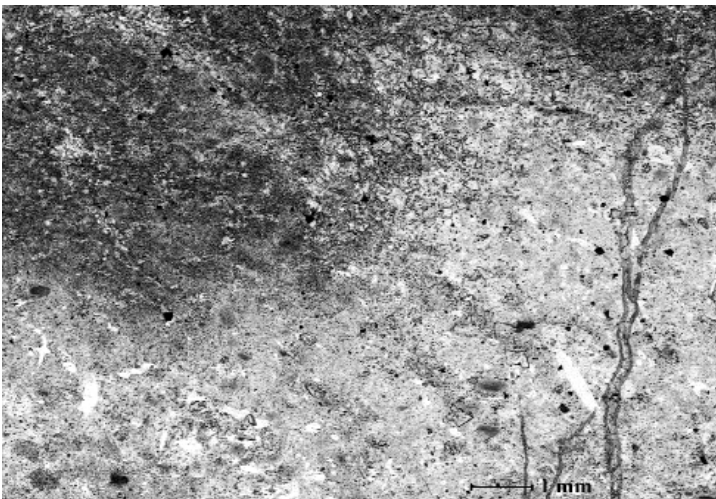
**Ösmaradványok, kor.** Kora a Vesszős-völgy torkolatától északra levő mészkefalban talált, Oraveczné Scheffer A. által meghatározott *Agathammina austroalpina* Foraminifera alapján ladin végi – karni (69. kép).

**Fácies, korreláció.** A formáció anyaga anchizonális metamorfózist szenvedvén, erősen irányított szövetűvé vált (68. kép). Alsó részének eredeti mikrofácies csak néhány tűzkömlencsében őrződött meg, ezek alapján sekélymedence fáciesű. A dolomitoidosodás teljesen elfedte az eredeti szövetet, míg a felső rész már egyértelműen jelzi a platform fácies visszatértét, valószínűleg platform közeli lejtő, ill. lejtőlábi kifejlődés.

Feltehetően a dél-alpi cassiani összlet alsó szakaszával párhuzamosítható.

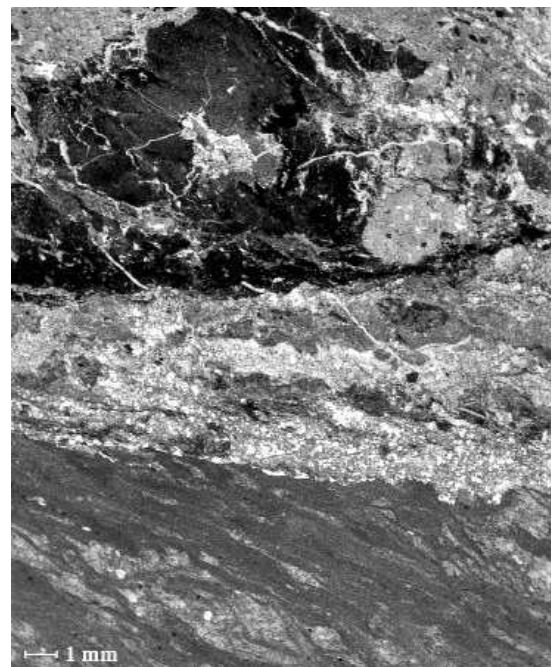
**Répáshutai Mészke Formáció** —  ${}^{\text{rh}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{rh}}\text{T}$ ), *Vöröskői Mészke Tagozat*  ${}^{\text{rh}}\text{T}_3$

**Litológia, település.** Rózsaszín, világosvörös, ritkábban sárga és világosszürke mikrites mészke, vörös–lilászöld crinoideás, hematitos mészke közbetelepülésekkel, platformeredetű olisztolitokkal, olisztosztrómákkal. Finoman sávózott, néha vékonypados elválású. A sávok változatok finomrétegzettek, az egyes rétegek szemcseméretben különböznek. Változó sűrűségben tartalmaz vörös és zöld agyaglemezeket, -lencsét és vörös tűzkögműveket. A tűzkövek kalcedonosan átkristályosodtak, de ritkán felismerhető bennük az eredeti szivacsos mikrofácies (70. kép). A platformtöredékek általában cm–dm átmérőjűek, de néha méteres nagyságúak is, korallós zátony és finomrétegzett lagúna eredetű mészke-darabok egyaránt előfordulnak (VIII. tábla 3. kép). A kőzet vörös színét hematit-tartalma okozza. A hematit helyenként jelentősen feldúsul, jól látható lencsét alkot (XII. tábla 1., 2. kép). A 19. század első felében működött szilvásváradi vashámor nyersanyagát a Kukucsó-völgyben levő külfejtés szolgáltatta. Ennek 20



70. kép. Eredeti szivacsos mészkeszövet a Répáshutai Mészke tűzkömlencsében. Bánya-hegy

Photo 70. The original limestone texture with spicules in the chert lens of the Répáshuta Limestone. Bánya Hill



71. kép. Tűzkömlencsés hematitos mészke (Répáshutai Formáció). A Kukucsó-hegy Ny-i lejtője

Photo 71. Haematitic limestone with chert lenses (Répáshuta Formation). The W slope of the Kukucsó Hill

m hosszú, 15 m széles és 2-4 m mély gödre kis sziklaorron ma is jól látható a völgy baloldalán.

Egyes területeken elkülöníthető, de csak nagy méretarányú térképen ábrázolható a *Vöröskői Mészke Tagozat*. Összemosott Crinoidea-törmelékéből álló vörös mészke, a szemcsék között mésziszap mátrix nem, vagy alig található. A vörös tüzkövek elsősorban erre a tagozatra jellemzőek (71. kép).

A kőzet erősen deformált (IX. tábla 4. kép), anchizonális metamorfózist szenvedett. Ennek megfelelően vékonycsiszolatban erősen irányított szövetű; a belekerült nagyobb szemcséket (Echinozoa-töredékek, kőzetszilánkok) az alapanyagsávok megkerülik. A kőzetben levő hematit szintén metamorfizált, joggal feltételezhető szingenetikus keletkezése, összefüggésben a karni végi bazaltvulkanizmussal (Szinvai Metebazalt).

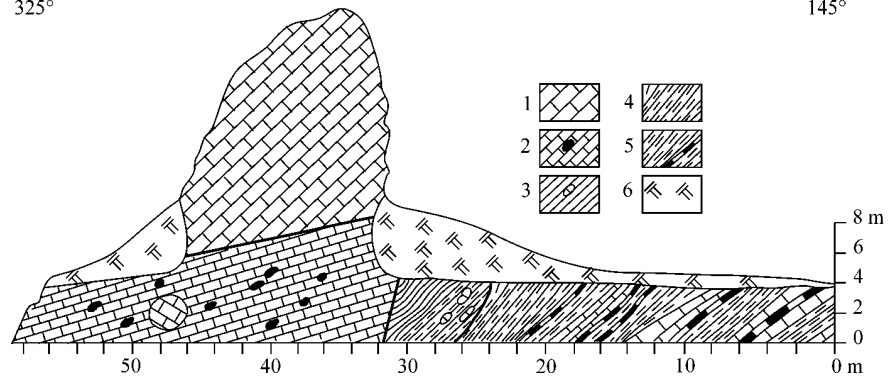
A fekvő Bükkfennsík Mészke-től a vastag (50–100 m) átmeneti zóna miatt nehezen határolható el. Fedőjében a Rónabükki Mészke néhány méter vastag folyamatos átmenettel települ.

**Elterjedés, vastagság.** A Répáshutai Mészke a karbonátplatform kifejlődésű Bükkfennsík Mészke Formációhoz szorosan kapcsolódik, ennek megfelelően többé-kevésbé összefüggő vonulatban található a Nagy-fennsík északi oldalán a Bél-kőtől a Füstös-kőig, a déli peremen a Sándor-hegytől a Sugaróig. Kisebb előfordulásai bukkannak fel a Nagy-fennsíkon belül a Mohos-töbör körzetében és a Déli-Bükk nyugati részén az Imó-kő-Fekete-len-Kis-Som-hegy vonulatban. Ez egyben átvezet a másik nagy megjelenési területhez, a keleti részen a répáshutai platformtömb É-i és D-i szegélyén levő előfordulásokhoz. A Papsag-völgy–Tebepusztá–Kisgyőr vonaltól D-re nem ismert. Alapszelvénye az eger–miskolci műút bánya-hegyi bevágásában van (VIII. tábla 1., 2., 4. kép, 22. ábra). A formáció vastagsága az elhatárolás bizonytalansága és az erős deformáció miatt egyértelműen nem határozható meg, feltételezhetően 100 m alatti (23. ábra, VIII. tábla 1. kép).

**Ősmaradványok, kor.** Meghatározható ősmaradvány ezidáig nem került elő belőle, kora csak a települési helyzete alapján határozható meg késő-karninak (VIII. tábla 6. kép). A korábban publikált Conodonta-leletek (PELIKÁN in HAAS 1995) közül a Pongor-lyuk-tetőről származó 1 darab *Gondolella steinbergensis* valószínűleg mintaszennyeződés eredménye, a felsőtárkányi szurdokban található, rózsaszínűre málló mészke pedig nem ebbe a formációba tartozik.

325°

145°

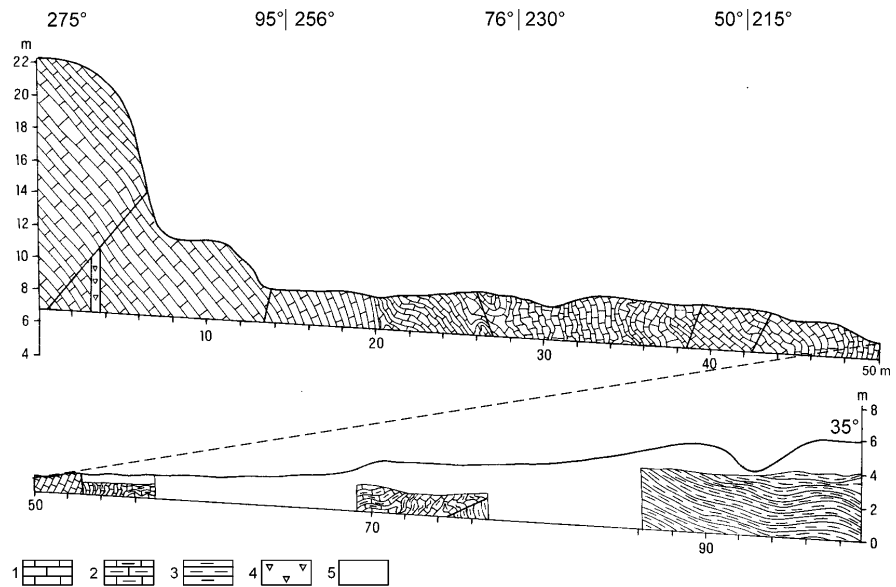


22. ábra. Bánya-hegy Bh-1 szelvény (RIEDEL et al. 1988 alapján, módosítva)

1 – Bükkfennsík Mészke, világosszürke, tömeges zátonymészke; 2 – Répáshutai Mészke, vörös, crinoideás mészke, a zátonymészke kis olisztotrimmaival és vörös tüzkövelensékekkel; 3–5 – Bányahegyi Radiolarit: 3 – vörös radiolarit és radioláriás agyagok, a crinoideás mészke és a zátonymészke kis olisztolitjaival, 4 – vörös radiolarit, 5 – barna és zöld radiolarit allodapikus mészke-betelepülésekkel; 6 – talaj, lejtőtörmelék

Figure 22. The Bánya-hegy Bh-1 key section (modified after RIEDEL et al. 1988)

1 – Bükkfennsík Limestone, light grey, massive reef limestone; 2 – Répáshuta Limestone, red crinoideal limestone with small olistothryma of the reef limestone and with red chert lenses; 3–5 – Bányahegyi Radiolarite: 3 – red radiolarite and radiolarian shale with small olistotholite of the crinoideal limestone and reef breccia, 4 – red radiolarite, 5 – brown and green radiolarite with allodapical limestone intercalations; 6 – soil and scree



23. ábra. A Répáshutai Mészke és a Rónabükki Mészke átmenete. Lök-völgy L-1 szelvény

1 – Répáshutai Mészke Formáció, sávos mészke, 2 – Felsőtárkányi Mészke Formáció, Rónabükki Tagozat, lemezes, tüzköves, agyaglencsés mészke, 3 – Lök-völgyi Formáció, palás aleurit, 4 – dörzsbreccsa, 5 – talaj, lejtőtörmelék

Figure 23. The transition between the Répáshuta Limestone and the Rónabükki Limestone. Lök-völgy (Lök Valley), Profile L-1

1 – Répáshuta Limestone Formation, banded limestone, 2 – Felsőtárkány Limestone, Rónabükki Member, laminated, cherty limestone with clay lenses, 3 – Lök-völgy Formation, schistic siltstone, 4 – friction breccia, 5 – soil, scree

**Fácies, korreláció.** A felső-triászban lezökkent karbonátplatform helyén kialakult pelágikus medencerész, illetve lejtőláb üledéke. A továbbélő platform pereméről letöredező mészkődarabok keveredtek a platform lagúnából kimosódó mészsizappal, valamint az előtérmedencékből tovább sodort Crinoidea-töredékekkel. A folyamatos és epizodikus újraülepedések, a differenciált aljzatmorfológia következtében fellépő üledékcsuszamlások, üledékemosások az egyes kőzetfélések változatos kombinációit hozták létre.

**Felsőtárkányi Mészkő Formáció** —  ${}^{\text{fr}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{f}}\text{T}$ ), **Belvácsi Dolomit Tagozat** —  ${}^{\text{fr}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{f}}\text{T}$ ), **Hollóstetői Mészkő Tagozat** —  ${}^{\text{fr}}\text{T}_3$ , **Rónabiükki Mészkő Tagozat** —  ${}^{\text{fr}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{f}}\text{T}$ )

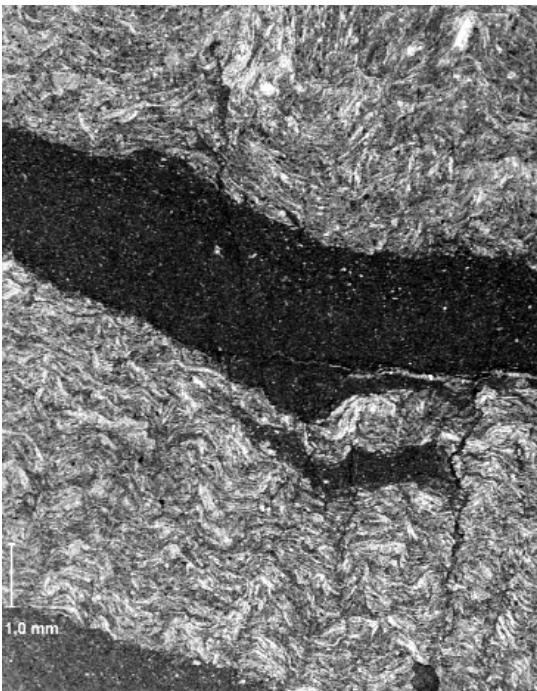
**Litológia, település.** A formációt dominánsan pados-vastaglemezes rétegzettségű, márga-közbetelepüléssel, változó mértékben tűzkölcensés, -réteges mészkő alkotja, a mészkőpadokban gyakori a belső finomrétegzettség. Színe világosszürkétől sötétszürkéig változik. Mikrofaciése ostracodás-szivacstűs és radiolariás-filamentumos mikrit-mikropátit (72. kép). A platform közelségét jelzi a sekélyvízi eredetű mészsizap és üledékes breccsa-konglomerátum testek megjelenése (73. kép). A padok közötti 0,5–10 (ritkán 20) centiméter vastagságú márga-közbetelepülések szürke, világos zöldesszürke, mállottan sárga színűek. Ezek mentén gyakran láthatók iszapcsúsásos eredetű felszakadt rétegek (szinszediment lejtőbreccsák) és gyüredezettségek. Különösen a formáció alsó szakaszán gyakori jelenség az epigén dolomitosodás. A mészkőből képződött piszkosfehér, cukorszövetű dolomit nagyobb előfordulásait *Belvácsi Dolomit Tagozat* néven különítettük el.

A Nagy-fennsík körzetében két tagozatra bontható.

Rétegtanilag mélyebb helyzetű a *Hollóstetői Mészkő Tagozat*. A Szinva-völgyben a Bükkfennsíki Mészkő Formációra települ, itt azzal részben heteropikus.

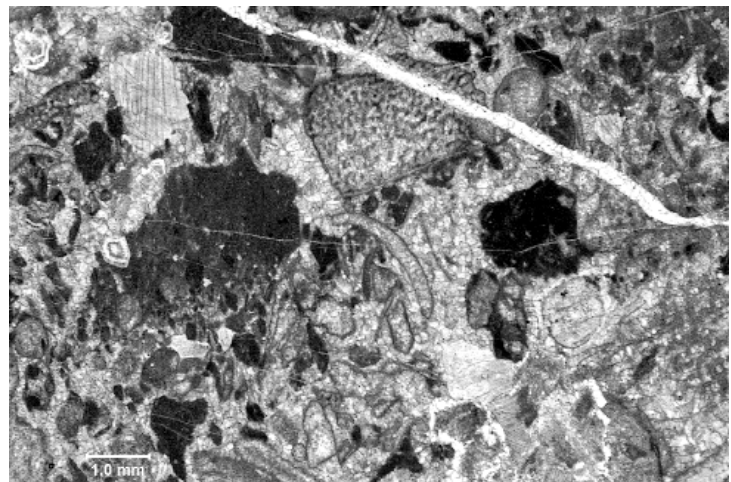
Világosszürke, ritkán rózsaszín foltos, 10–30 cm-es pados kifejlődésű tűzköves mészkő, nagyon gyakran finom belső rétegzettséggel, a mészkőpadok között márga-közbetelepülésekkel. Mikrofaciése mudstone-wackestone szivacstűs-filamentumos biomikrit. Néhol laterálisan, a mészkőből másodlagosan képződött piszkosfehér, cukorszövetű dolomitba megy át. Anchizónás metamorfózis hatására irányított szövetűvé vált, az alapanyag mikropátit (meta)pátit kristályosodott át. A kevésbé deformálódott és kevésbé átkristályosodott részeken pelágikus szervezetek (roveacrinidák, brachiopodák, ammonitesz-embriók) maradványai is felismerhetők. Erre a tagozatra jellemző az iszapcsúsásos rétegfelszakadozás, a sekélytengeri eredetű mészsizaprogók és Foraminiferák megjelenése.

A közbetelepülő 1–20 cm agyag- és márgarétegek sötétszürke, zöldesszürke (mállottan világosbarna, vörösbarna) színűek. Leveles-lemezes elválásúak, szintén finom belső rétegzettséggel. Ritkán gyenge gradáció is megfigyelhető. A szemcsék főként karbonátból, azonkívül kvarcból, plagioklászából és kálicsillárból állnak. Matrixában uralkodóan illit, valamint kevesebb klorit és kaolinit mutatható ki. A közbetelepülések esetenként áthalmozott vulkáni anyagot is tartalmaznak. A kőzet metamorf foka — a szöveti kép és az illit kristályossági értékek alapján — az anchizóna nyagyhőmérsékletű része, egyes területeken az anchi-epizóna határa.



72. kép. Márgaközbetelepüléssel filamentumos Felsőtárkányi Mészkő. Kis-Eged, kőbánya déli fala

**Photo 72.** Filament Felsőtárkány Limestone with marl interbedding. Kis-Eged, the southern wall of the quarry



73. kép. Biodetrítusos mészkő autigén kvarckristályokkal a Felsőtárkányi Mészkő legfelső rétegeiben. A Hór-völgy-Hosszú-völgy torkolatától Ny-ra, a Földszakadás déli lejtőjén

**Photo 73.** Biotrital limestone with autigenous quartz crystals in the topmost beds of the Felsőtárkány Limestone. West of the junction of the Hór Valley and the Hosszú Valley, on the southern slope of the Földszakadás



Az erős préselődés és palásodás hatására a rétegek közötti inkompetencia miatt a réteglapokon jellegzetes bordás szerkezet (mullion structure) alakult ki (74. kép). A tagozat vastagsága mintegy 300 m, kora karni.

Elsősorban a Nagy-fennsík nyugati részén, mindig a Répáshutai Mészkö közbeiktatódásával települ a platform kifejlődésű Bükkfennsíki Mészköre a szürke, tűzkőrteges, -lencsés, márga-közbetelepüléses *Rónabükki Mészkö Tagozat*. Világosszürkétől sötétszürkéig változó színű, mállottan barnás árnyalatú, vastaglemezes-pados kifejlődésű. Az anchizonális metamorfózis hatására az eredetileg pados mészkö harántpalás, lemezes elválásúvá alakult (XI. tábla 3. kép), szövete átkristályosodott, erősen irányítottá vált. Ezáltal az eredeti mikrofácies sok esetben csak sejtető, mudstone és bioklasztos wackestone lehetett. Az egyes mészkörétegek közé sárgásbarnára mállott, de eredetileg szürke márga települ. Ez kémiai összetétele alapján agyagmárga-márga, szövetei kép szerint több-kevesebb mézshomokot tartalmazó agyag. Ásványos összetételében uralkodó az illit, kevés klorit, montmorillonit, kvarc fordul még elő. Ebben helyezkednek el a karbonátszemcsék, amelyek néhol felismerhetően Crinoidea-töredékek. A mészköben levő tűzkő — kovaanyag koncentrációjával létrejött, gyakran kalcedonosan teljesen átkristályosodott — lencsét és rétegeket alkot. A nori emeletbe tartozó tagozat vastagsága 200 m-nél kisebb.

**Elterjedés, vastagság.** Elsősorban a Déli-Bükkben található nagy területen a Felsőtárkányi Mészkö, de a Déli-Bükk nyugati részén a jura palás-összlet alól kibukkanó mészkötestek is ide tartoznak. A térképen ugyanezt a besorolást kapták a Szinva-völgy alsó szakasza menti és a Kis-fennsíkon található tűzköves mészkö-előfordulások is. Vastagsága 500 m körüli.

A „Recsk-mélyszint (Rm-jelű)” fúrásokban és vágatokban feltárt tűzköves, filamentumos mészkö szintén besorolható ebbe a formációba a kőzettani jellemzők és a Conodonta-koradatok alapján.

A Hollóstetői Mészkö alapszelvénye a Lusta-völgy torkolati szakaszánál a Lillafüred–Hollóstető közti műút bevágása, a Rónabükki Mészkö alapszelvénye a Nagy-fennsíkra vezető erdészeti műút róna-bükki kanyarjában van. Mélyfúrás típusú szelvénye a Felsőtárkány Ft–7 fúrás 6,0–172,2 m közti szakasza (16. ábra).

**Ósmaradványok, kor.** Ósmaradvány-együttese kevert, platformperemi és mélyebb vízben élő alakok egyaránt megtalálhatók benne. A formáció makrofaunáját BALOGH (1964) összesítette. A cserépfalui Móhalma és Hármastető közti völgyben *Daonella cf. indica*, *D. pichleri*, *Posidonia wengensis*, a felsőtárkányi Vár-hegyen *Daonella sp.*, *Posidonia wengensis*, *Arcestes (Proarcestes) aff. subtridentinus*, *Trachyceras (Protrachyceras) cf. roderici*, *Nautilus sp.*, a Tiba-völgyben *Daonella sp.*, *Posidonia cf. pannonica*, *P. wengensis*, a Nagy-Egeden *Monotis salinaria* került elő belőle.

A felsőtárkányi Kő-köz szurdokában a szürke zátonymészkö fölé egyenetlen felszínnel sötétszürke, mudstone és wackestone mikrofáciesű, medence kifejlődésű mészkö települ. Az innen előkerült Foraminifera *Lenticulina (Vaginulinopsis) sp.*, *Lingulina sp.*, *Nodosariidae*, *Ophthalmidium sp.*, *Pachyphloides sp.*, *Palaeomiliolina sp.*, *Pseudonodosaria sp.*, *Schmidia hedbergelloides nori* korra utalnak (Bércziné Makk, szóbeli közlés).

VELLEDITS (2000) a Felsőtárkány Ft–7 fúrás 6,0–172,2 m közti szakaszának 23 pontjáról közölt Foraminifera- és Conodonta-határozásokon alapuló koradatokat. Ezek szerint itt a formáció a ladin–karni határtól az alsó-rhaetiig terjed.

A formációból gyűjtött minták Conodonta adatai (Kovács S. meghatározása alapján):

A Felső-Szinva-forrás–Hollóstető közötti műútszakaszon szelvénytípusú gyűjtött minták (Szf–Ht), beleillesztve a lusta-völgyi alapszelvény mintáit (Lu–1) is:

— Szf–Ht–3: *Gondolella foliata foliata*, *Gladigondolella*-ME (longobárd teteje – juli).

— Lu–1/1: *Gondolella polygnathiformis*, *G. foliata inclinata*, *Gladigondolella sp.*, *Gladigondolella*-ME, (cordevolei–juli).

— Lu–1/17: *Gondolella cf. foliata foliata*, *Gondolella sp.*, *Neospathodus cf. cavitatus* (karni ?).

— Lu–1/25: *Gondolella sp.*

— Szf–Ht–7: *Gondolella cf. foliata*, *G. polygnathiformis*, *Gladigondolella*-ME (cordevolei–juli).

— Szf–Ht–9: *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. primitius* (laci-1).

— Szf–Ht–11: *Gondolella sp.*, *Metapolygnathus sp.* (nori).

Kurta-bérc–Rejtekek közötti földút menti mintasorozat (Fennsík-Kelet: FK):

— FK–1. *Gondolella foliata foliata*, *G. foliata inclinata*, *Gladigondolella*-ME (cordevolei–juli).

— FK–3. *Metapolygnathus abneptis* (laci).

A Lusta-völgy felső szakaszán a Kurta-bérc alatti útbevágás (Luv):



74. kép. Bordás réteglapok (mullion structure) Hollóstetői Mészköben

Photo 74. Bedding planes showing mullion structure in the Hollóstető Limestone

- Luv-1/92 (rózsaszín mészkő) *Gladigondolella* sp. töredéke. (julinál nem fiatalabb).
- Luv-2/92 (tűzköves mészkő, a határtól 5 m) *Gladigondolella* sp. töredéke. (cordevolei-juli).
- Bükkszentkeresztől keletre, a Lőrinc-hegy műútbevágása:
- Lőrinc-hegy-1: *Gondolella foliata inclinata*, *G. cf. polygnathiformis*, *Gladigondolella malayensis*, *G. tethydis*, *Gladigondolella* sp.-töredék (cordevolei-juli, esetleg longobárd?).
- Lőrinc-hegy-3: *Gondolella polygnathiformis*, *G. nodosa*, *Gondolella* sp.-töredékek (karni, tuvali-2?).
- Lőrinc-hegy-4: *Gondolella? nodosa* (*M. aff. angustus?*), *Metapolygnathus aff. angustus*, *Gondolella* sp.-töredékek (karni, tuvali-1?).
- Bszk-1 (Lőrinc-hegy, 1980): *Gondolella polygnathiformis*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella* sp.-töredékek, *Gladigondolella*-ME (cordevolei-juli).
- Bszk-2 (Lőrinc-hegy, 1980): *Gladigondolella tethydis*, *Metapolygnathus aff. angustus* (juli ?).
- A Hór-völgy 1. szelvényből (a Hosszú-völgy torkolatánál):
- H-1/2-3: *Gondolella steinbergensis*, *Metapolygnathus bidentatus* (alaun-3-sevati).
- Nagy-Ökrös K-i oldalában menő erdészeti aszfaltút mellől gyűjtött:
- Pazsag-1. *Gondolella steinbergensis* (alaun-sevati).
- Pazsag-2. *Gondolella navicula*, *Metapolygnathus abneptis* (laci).
- A Hór-völgytől K-re a Setét-völgyben É-ről D-re gyűjtött mintasor:
- 2. *Gondolella* sp. (inkább *navicula*), *Metapolygnathus nodosus* (laci-1).
- 3. *Metapolygnathus abneptis triangularis*, *M. posterus* (laci-3).
- 4. *Gondolella steinbergensis*, *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. posterus* (alaun).
- 5. *Gondolella steinbergensis*, *Metapolygnathus bidentatus*, *M. posterus* (sevati).
- A Hór-völgyben Velledits F. által gyűjtött minták:
- Hv.97.1. *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. aff. multidentatus*, *M. slovakensis*, *Metapolygnathus* sp. (középső-nori felső része ?).
- Hv.2.a. *Metapolygnathus abneptis* (alsó- vagy középső-nori).
- Hv.97. 2/b. *Metapolygnathus bidentatus* (felső-nori).
- Felsőtárkány, Kő-köz szurdok É-i fal: *Gondolella cf. navicula*, *Neospathodus hernsteini* és *N. posthernsteini*, *Gondolella*-ME (nori-rhaeti határ).
- A felsőtárkányi Vár-hegy déli lejtőjében a bazalt alatti mészkőrétegből: *Gondolella polygnathiformis* (tuvali 1/b – 2/a).
- Nagy-Eged-1: *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *Metapolygnathus*-töredékek (laci-2).
- Belvács-4 (vulkanittól D-re): *Gondolella tadpole* (tuvali-1/a-nál nem fiatalabb).
- Belvács-8: *Gondolella polygnathiformis* (karni).
- A Szilvászváradról a Nagy-fennsíkra vezető erdészeti műút 9–10. km-e közti, a Róna-bükk alatti szakaszán gyűjtött minták, kiegészítve az alapszelvény mintáival (R-1):
- Rónabükk-2: *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *Metapolygnathus* sp.-töredékek (nori).
- Rónabükk-3: *Gondolella steinbergensis*, *Gondolella* sp.-töredékek (alaun-sevati).
- Rónabükk-4: *Gondolella navicula*, *Gondolella* sp.-töredékek, *Metapolygnathus cf. abneptis* (nori).
- Rónabükk-5: *Gondolella* sp.-töredékek.
- Rónabükk-6: *Gondolella navicula*, *G. steinbergensis*, *Metapolygnathus abneptis*, *M. cf. posterus* (alaun).
- Rónabükk-8: *Metapolygnathus abneptis*, *Metapolygnathus* sp. (nori).
- Rónabükk-12: *Metapolygnathus abneptis cf. spatulatus* (nori).
- Rónabükk-15: *Gondolella* sp.
- Rónabükk-16: *Metapolygnathus* sp. (nori).
- Rónabükk alapszelvény R-1/7: *Gondolella steinbergensis* (alaun-sevati).
- R-1/10: *Gondolella* sp., szivacsű.
- Csanyik-völgy torkolata: *Metapolygnathus abneptis* (főleg *spatulatus*) (laci-2).
- Recsk Rm-58 fúrás:
- 657,0 m *Neospathodus hernsteini*, *Neospathodus posthernsteini*, *Gondolella steinbergensis* (sevati teteje).
- 928,0 m *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella nodosa* (tuvali 2-3).
- 953,0 m *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella nodosa* (tuvali 2-3).
- 1125,0 m *Metapolygnathus abneptis abneptis* (laci-2).
- Recsk II. akna:
- 1039,0–1043,0 m: *Gondolella nodosa*, *Gondolella polygnathiformis* (tuvali 2-3).
- 1071,0–1075,4 m: *Gondolella polygnathiformis* (karni).

**Fácies, korreláció.** A ladin legvégén lezöckent platformrészetek fölött keletkezett Hollósetői Mészkő Tagozat sekély intraself medence fáciesű. A még fennmaradt platformterületekről lemosódó mészszipap építi fel a mészkőpadokat, ezek

gyakran tartalmaznak sekélytengeri biogén töredékeket és mészsziprögöket. A közbetelepülések üledéke a karbonát és a lemosott, bontott-mállott vulkáni anyag összekeveredésével jött létre.

A bükki platform általános elsüllyedését, a medencefácies kiterjedését jelzi a nori korszak elején a Rónabükk Mészke.

A hegység központi részén anchizonális metamorfózis hatására az eredetileg pados mészkő harántpalás, lemezes elválásúvá alakult, szövete átkristályosodott, erősen irányítottá vált.

A Belső-Dinaridákban sok helyütt megtalálható a felső-triász medencefáciesű mészkő. Nyugat-Szerbiában a Gučevói Mészke, a Sana–Una-egységben Podvidačai Formáció feleltethető meg a Felsőtárkányi Mészke.

### Bükkön kívüli eredetű olisztolitok — T<sub>2-3</sub> (T<sup>o</sup>)

A jura rétegsorok törmelékfolyásai változó mennyiségben tartalmaznak idősebb közettöredékeket, olisztolitokat. Ezek közül a nagyméretűeket (olisztotrimma) a térképen külön is ábrázoltuk. Bár ezek a bükki rétegsortól idegen összetételűek, az egykori üledékgyűjtő pereméről leszakadt és a mélymedencébe becsúszott tömbök anyaga nem tartozik a hegység rétegsorához, az üledékgyűjtő ősföldrajzi környezetére jellemzők.

Három olisztotrimma található a Déli-Bükk közepén a Csipkés-tető körzetében, az Oldalvölgyi Formáció és a Csipkéstetői Radiolarit Formáció között.

A legnagyobb méretű olisztotrimmát a Csipkés-tető déli lejtőjén az erdészeti műút bevágása tárja fel (XIII. tábla 6. kép). Összetett anyagú, bazalt és Hallstatti Mészke alkotja (24. ábra). A szelvényben látható vörös színű mészkő radiolarit-filamentumos mikrites-mikropátitos szövetű, mélyebbvízű pelágikus medencében képződött. Eredeti képződési helyéről gravitációs üledékcsuszamlással mélyebb helyzetbe került, eközben összekeveredett a vele együtt csúszó vulkáni anyaggal, majd innen kiszakadva került mai környezetébe. A mészkő kora a benne talált *Gondolella polygnathiformis* Conodonta alapján (legalább részben) késő-karni (tuvali-1/b-2/a).

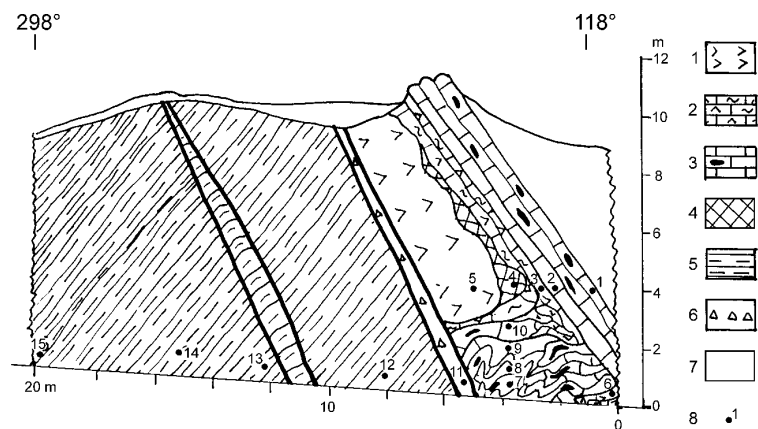
A bazalt víz alatti vulkanizmus terméke, jelzi ezt a spilitesedés, a mandulakövesedés és a hematitos kalcedonkiválás. Csúszás közben az anyag összetöredezett, egy része apró darabokra morzsolódott. A vulkanittörmelék tehát nem tufaszórás eredménye, hanem a csúszás közben széttöredezett és szétmosódott anyag települt a meszes üledékek közé. A bazalttömb valószínűleg külön mozgott, eközben feltorlasztotta az elébe kerülő üledéket. Ez a mozgás okozta a feltárás alsó részén látható nagyfokú gyüredezettséget (szinszediment gyűródés).

A bazalttömbben található vörös mészmárga hálózat, melynek mikrofáciése meg egyezik a mészkőével, a vulkáni tevékenység mélyebbvízi környezetét jelzi. A márga gyenge átalakultsága alapján feltételezhetjük, hogy az a még meleg, képlékeny lávával keveredett össze.

Hasonló megjelenésű, de sokkal nagyobb méretű testek találhatóak a Darnó-hegy fekete pala összetételebe keverten.

A másik olisztotrimma a Hosszú-völgytől Ny-ra, a Hosszú-gerincen lévő Steinalmi Mészke-tömb. Világosszürke mikritfoltos, lilászöld márgabetétes (mintha vulkáni anyagot is tartalmazna) és sárgafoltos apróklasztos típusokból áll. Az egész üledékes breccsának tűnik. Viszonylag gazdag ősmaradványokban: Dasycladacea: *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Diplopora hexaster* (Piros O. határozása). Foraminifera-faunája viszonylag gazdag: *Rheophax* sp., *Endothyra* cf. *badouxi*, *Meandrospira dinarica*, *Earlandinita oberhauseri*, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Gaudryna* sp. A Foraminifera alapján a kőzet nyílt, jól szellőzőt lagúna fáciessű, anisusi korú, mindezek alapján a Steinalmi Mészkevel rokonítható (CSONTOS et al. 1991b).

A harmadik előfordulás a Csipkés-tetőből Ny felé kinyúló gerinc tetején található. A talajból kiálló kisebb-nagyobb közettöredékek világosszürke-szürke, (hallstatti jellegű) filamentumos mikrites mészkő és zöld, riolitos-dácitos jellegű vulkanitdarabok. A negyedik előfordulást a Mellér-völgy legfelső szakaszán, a Kerek-hegy DK-i oldalán a felső útbévágás tárja fel. Ez olisztotrimma jellegű, zöld agyagos mátrixban tömötten radiolarit- és mészkőklasztok halmozódtak fel. A klasztok padokba is rendeződve rétegeket alkotnak. Belső szerkezete nagyon szűk hengeres redőkbe gyűrt.



24. ábra. Triász olisztotrimma a Csipkéstetői Radiolarit és az Oldalvölgyi Formáció között. Kavicsos kilátó Kk-1 szelvény

1-4 – olisztotrimma: 1 – bazalt, 2 – bazalttörmelékés mészmárga, 3 – pelágikus, vörös tűzköves mészkő, 4 – hematitos kvarcit; 5-6 – Oldalvölgyi F.: 5 – palás, aleuritos agyagkő, 6 – bontott agyagkő; 7 – talaj, lejtőtörmelék; 8 – mintavétel helye

Figure 24. Triassic olistothrymma between the Csipkéstető Radiolarite and the Oldalvölgy Formation. The profile Kk-1 at the Kavicsos kilátó

1-4 – olistothrymma: 1 – basalt, 2 – calcareous marl with basalt clasts, 3 – red, cherty limestone of pelagic origin, 4 – haematitic quartzite; 5-6 – Oldalvölgy Formation: 5 – schistic, silty shale, 6 – altered shale; 7 – soil and scree; 8 – sample location

Vékonycsiszolatban a világosszürke, rózsaszín és világosvörös mészkődarabok átkristályosodott, filamentumos mikropátit szövetűek. Az alsó útszakaszon a palában a színes mészkő olisztolitjai, palásságot kiterítő hatalmas homokkötömb, és palabetelepüléssel vastaglemez, finomsávós sötétszürke tűzköves mészkő látható.

Ide sorolható a Kis-fennsík északi lejtőjén a Büdös-kútnál (a Varbó V-72 fúrásnál) a jura palában (vagy palán) található mészkőolisztolit (vagy takarópikkely, a térkép az utóbbiként ábrázolja, mint a Kisfennsíki Mészkő részét). A tömböt VELLEDETS (2003) részletes vizsgálatai szerint fő tömegében nori korú platformlagúna-üledék alkotja.

**Ősmeradványok.** Koproilitok (Bércziné Makk A. és J. Blau határozása): *Parafaverina thoronetensis*, *Thoronetia quinar-ia*. Foraminiferák (Bércziné Makk A. határozása): *Ammobaculites* sp., *Diplotremina* sp., *Endothyranella* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Trochammia* sp., *Trocholina* sp.

A kőzetet sűrűn harántoló hasadékkitöltések filamentumos packstone és crinoideás packstone-grainstone szövetűek. Foraminiferáit Bércziné Makk A. határozta meg: *Involutina liassica*, *Nodosaria claviformis*, *Nodosaria metensis*, *Nodosaria nitida*, *Planispirillina trochoidea*, *Trocholina turris*, *Trocholina umbo*. Ezek alapján a hasadékkitöltések kora és középső-liász (hettangi–sinemuri) korúak, a platform fokozatos lezökkenése során jöttek létre. A részletes vizsgálatok egy fiatalabb, bositrás-protoglobigerinidás-spirillinás mikro-biofácius hasadékkitöltés-generációt is kimutattak, ennek kora a toarci–oxfordi intervallumba esik, legnagyobb valószínűséggel callovi. Ez egyben a bezáró jura palaösszlet alsó korhatárát is megadja.

## JURA

### Alsó-jura

#### Jómarci Mészkő Formáció — J<sub>1</sub> (J)

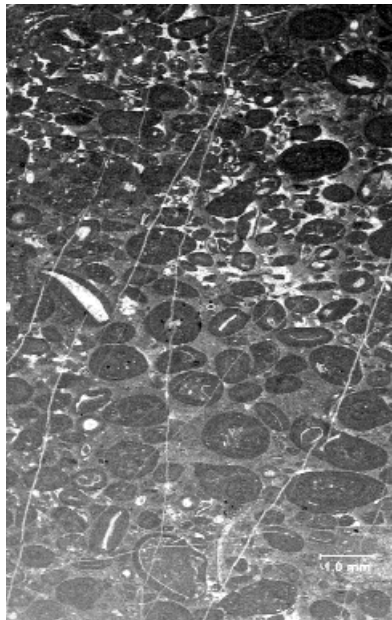
A Déli-Bükk legidősebb jura képződménye. A korábbi térképezők nem különítették el. A bükki rétegsorban idegen elemnek tűnik, mai helyzete alapján valószínűleg olisztopla-olisztotrimma sorként értelmezhető. Megerősíti ezt a feltevést a mészkőtömbök K-ről Ny-ra csökkenő mérete is (l. elterjedés).

**Litológia, település.** Sekélytengeri eredetű, onkoidos, foraminiferás mészkő. Uralkodóan világosszürke, ritkán sötétebb-szürke, vagy halványrózsaszínes árnyalatú. Tömeges megjelenésű; padosság, vagy finomrétegzés makroszkóposan nem ismerhető fel benne, egyenetlen–darabos törésű.

Vékonycsiszolatban gyenge préseléses szöveti irányítottságot mutat. Wackestone, foltosan packstone mikrofáciusú, a mikropátitá átkristályosodott alapanyagban rendezetlenül, osztályozatlanul helyezkednek el a 2 mm átmérőt is elérő onkoidok, Foraminifera-vázak, embrionális csiga és kagyló, vagy Brachiopoda-átmetszetek. Gyakran az ősmaradványok is bekérgezték (75., 76. kép).

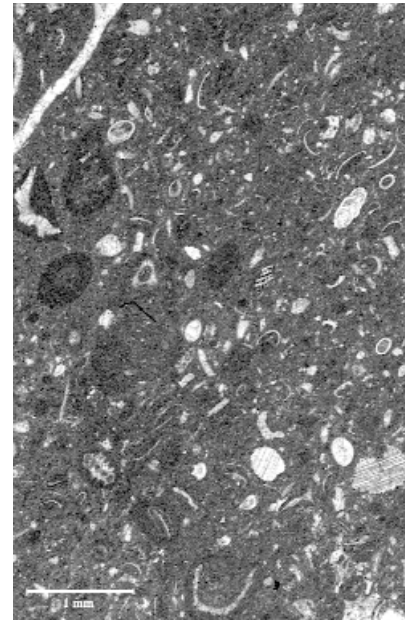
A Jómarci-kőnél a mészkőtarajtól északra a turbidites kifejlődésű Lökvölgyi Formáció következik, az érintkezés azonban nincs feltárva. Dél felől termokontakt szegélyű gabbró kíséri, ugyanakkor a mészkövön semmilyen elváltozás nem látszik. A Petres-ormon a pala és a gabbró (dolerit) közé iktatódó vékony homokkő-sávban van a mészkőtömbök zöme, míg a Gyetra-völgyi olisztosztrómapad az Oldalvölgyi Formáció mészkőrétegei közé települ. Mai helyzetének legvalószínűbb értelmezése az egykori üledékgyűjtőbe csúszott nagy lemezszerű tömb (olisztopla-ka), de nem kizárt a tektonikus helyzet sem. Önálló formációba sorolását litológiai bélyegei mellett térképezhető mérete is indokolja.

**Elterjedés, vastagság.** Egyetlen területen ismert. A Pes-kő-völgy keleti oldalán a Jómarci-kőnél 50-80 m széles, 400 m hosszú összefüggő testet alkot, az erről a negyedidőszakban levált és a meredek lejtőkön csúszó kisebb-nagyobb tömbök mind a vörös-kő-völgyi, mind a Pes-kő-völgyi oldalban megtalálhatók. A Pes-kő-völgytől Ny-ra, a Petres-orom csúcsán már csak 10–50 m-es sziklái állnak ki a palából, a Gyetra-völgyben pedig olisztosztrómaszerű padot alkot.



75. kép. Onkoidos, involutinás mészkő. Jómarci-kő

Photo 75. Oncoidic Involutina-limestone. Jómarci-kő.



76. kép. Involutina liassica tartalmú, biotritusos mészkő. Árkus-kő.

Photo 76. Biotrital limestone with Involutina liassica. Árkus-kő.

A meredekállású kőzettest szélessége egyben a vastagsága is lehet. Belső szerkezetének felderíthetősége miatt valódi vastagsága nem állapítható meg.

Kijelölt alapszelvénye nincs, az említett vonulatban végig jól tanulmányozható.

**Ősmaradványok, kor.** A mészkőben található *Involutina liassica*, *I. turgida*, *Trocholina turris*, *Nodosaria nitidana*, *N. metensis* Foraminiferák szinemuri–pliensbachi kort jeleznek (CSONTOS et al. 1991b).

**Fácies, korreláció.** Eredeti fáciesek sekély szublitórális, platóperemi medence. Az onkoidok és a bekérgezések erősen mozgatótt vizű környezetre utalnak. Megjelenésében a triász platform mészkövekhez hasonlít, de a viszonylag gazdag Foraminifera-fauna alapján biztosan elkülöníthető.

A Bükk egykori üledékgyűjtő térségének szomszédságát alkotó Külső-dinári-platformon általánosan elterjedt liász kifejlődés, az előfordulás egy ebből kiszakadt és a mélybe csúszott darabként értelmezhető.

### Középső–felső-jura üledékes képződmények

BALLA (1983), BALLA et al. (1986), valamint CSONTOS (1988, 2000) és CSONTOS et al. (1991a, b) modellje szerint a Bükk hegység területén legalább két szerkezeti egységet lehet elkülöníteni. Az alsó, Bükki-parautochtonnak nevezett egységben paleozoos aljzaton települő nagyvastagságú triász karbonátos képződmények fölött az alsó-jura vékony, kondenzált sorozatára, vagy jelentősebb (mélytengeri) üledékhézaggal következik a jura radiolaritok és a felső-jura fekete zsindelypala. E kontinentális litoszférán képződött képződményegyüttesre tektonikusan települ a Szarvaskői-takarókomplexum igen zavart rétegsora, melyben egy alsó, homokkőben gazdag agyagpalát, egy középső, mangánlencsés palát és egy felső, karbonátokban (olisztolitokban és allodapikus mészkövekben) gazdag agyagpalát lehet elkülöníteni. A szarvaskői bazaltok, amelyek óceáni litoszféra derivátumai és differenciátumai, az alsó–középső összletbe települnek.

Pelikán (in PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000) modellje szerint a jura képződmények egy rétegsorba rendezhetők. A triász végétől a dogger közepéig a földtani fejlődésmentéről nincs információnk. Nem ismerjük a képződményhiány okát, de figyelemre méltó, hogy a különböző kifejlődésű triász képződményekre mindenütt ugyanolyan fáciesű jura települ. A doggerben a kialakult riftárokban radiolaritképződés kezdődött, majd rövidesen a medenceperemekről terrigén turbiditok formájában nagyvastagságú üledékanyag zúdult le, melybe epizodikusan karbonátanyag érkezett a szegélyező karbonátos platóról. A riftengelyben mélytengeri bazaltvulkánok működtek, a felhalmozódó üledékanyagba bázisos intrúziók nyomultak. A térképen ezt a modellt alkalmaztuk.

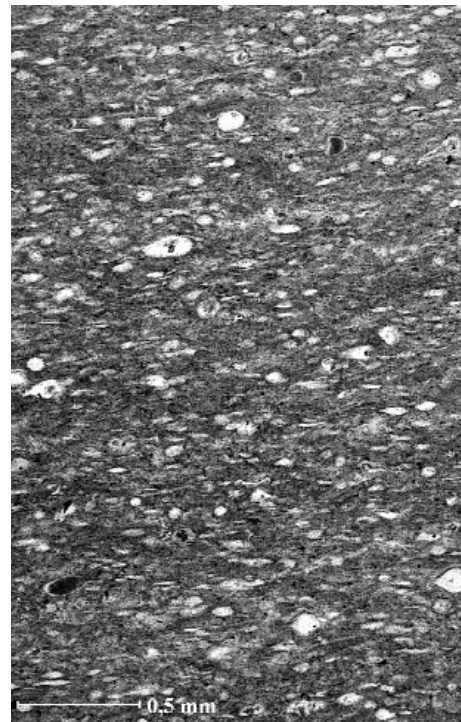
#### Bányahegyi Radiolarit Formáció — <sup>b</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>b</sup>J)

A korábban egységesen karbon korúnak tekintett palaösszletből először SCHRÉTER (1943b) emelte ki alsó-triász kovapala néven a tarka (lila, vörös, zöld, barna, szürke, fehér színű), vékonyréteges radiolarit és radioláriás agyagpala csoportot. BALOGH (1964) az alsó- és középső-ladin szericites agyagpalaösszlet részének tartotta, később „Délbükki Kovapala Rétegek” néven osztotta be triász rétegtani táblázatába mint legalsó-nori képződményt (BALOGH 1980). CSONTOS (1988) Bányahegyi Formáció néven már jura korúnak tekintette.

**Litológia, település.** Változatos színű, lilászvörös, vörös (főként a Répáshutai Mészkőre közvetlenül települő részeken), zöld, szürke, ritkábban fekete és fehéreszürke, mállottan barna színű radiolarit és radioláriás pala. Finoman rétegzett, a rétegek 0,5–5 cm vastagságú, agyaglemezekkel elválasztott kötegekbe rendeződnek. Platform- és medencefáciesű, reszementált mészkőrétegek, -lencsék találhatóak benne, ezek ritkábban olisztolit, olisztosztróma jellegűek, gyakoribb a grainstone-rudstone mikrofaciesű allodapikus mészkő (VIII. tábla 3. kép). Utóbbiban sokszor gradáció is megfigyelhető.

Általánosan jellemző az anchizonális metamorfózisból származó szöveti irányítottság. A kőzet alapanyaga különböző mértékben átkristályosodott mikrovarcit, melyben apró szericitpikkelyek, epigén karbonátromboéderek, a vörös változatokban ezenkívül hematit, a zöld változatokban klorit és pirit, a sötétszürkében pirit található. A Radiolaria-vázak tömegesen, helyenként kőzetalkotó mennyiségben (packstone-grainstone mikrofacies) láthatók. Többnyire deformáltak (egyirányban lapítottak), kalcedonosan erősen átkristályosodottak (77. kép).

A formáció fekküjét különböző korú és fáciesű triász mészkövek alkotják (Bükkfennsíki Mészkő, Répáshutai Mészkő, Felsőtárkányi Mészkő, söt



77. kép. Palásság szerint lapult Radiolariák a Bányahégyi Radiolaritban. Bányahégy, Bh-1 alapszelvény

Photo 77. Radiolarians compressed parallel to the foliation in the Bányahégy Radiolarite. Bányahégy, Bh-1 key section

Felsőtárkánytól keletre a Kőbánya-lápa mentén, rövid szakaszon Hámori Dolomit). A fekvésváltozás azonban minden irányban folyamatos, a fiatalabb triász rétegek vékonyodása, majd eltűnése jól látható. A jelentős üledékhézag ellenére megjelenő konkordancia látszólagos, az erős összepréselődés következménye. Fedőjében rövid üledékátmenettel mindenütt a Lök-völgyi Formáció következik.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció a triász–jura képződmények érintkezésénél gyakran megjelenik. Látszólagos vastagsága 0,5 és 50 m közt változik, leggyakrabban 10–30 m. Az erős gyüredezettség és a törmelék nagy területen való szóródása miatt a valódi vastagság meghatározása nehéz a 30 m-t feltehetően nem haladja meg.

Alapszelvénye az eger–miskolci műút bánya-hegyi útbevágásában van (VIII. tábla 1–4. kép, XXVIII. tábla, 22. ábra). Jó szelvényekben tanulmányozható a Három-kő alatti műútszakaszon (XII. tábla 3–6. kép) a Sándor-hegy déli lejtőjén, a Hosszú-völgygel északról párhuzamos mellékvölgy erdészeti földútjának bevágásában, a felsőtárkányi Vár-hegy keleti gerincén (XIII. tábla 1. kép).

**Ősmeradványok, kor.** A formáció Radiolaria-faunája általában rossz megtartású, pontos kor jelzésére alkalmatlan, általánosságban callovi–oxfordi intervallumot jelez. Három minta adott pontosabb kort: a Bujdosó-kő gerincén (*Archaeodictyomitra* sp., *Archaeospongoprimum imlayi*, *Emiluvia* sp., *Homoeoparonaella* sp., *Hsuum* sp., *Sethocapsa* sp., *Stichocapsa* sp., *Tritrabs* sp.) callovi, vagy annál fiatalabb; a Földszakadás (*Archaeodictyomitra praeprimigena*, *Archaeospongoprimum* sp., *Hsuum maxwelli*, *Eucyrtidillum* sp., *Hagiastridae* gen. et sp. indet., *Parvicingula* sp., *Zhamoidellum* sp.) callovi–tithon; míg a Nagy-Ökrös déli lejtőjén az erdészeti műút bevágásában (*Emiluvia* cf. *sedecimporata*, *Mirifusus* sp., *Stichocapsa* cf. *robusta*, *Tritrabs* sp.) callovi–kimmeridgei korú a fauna (CSONTOS et al. 1991a).

**Fácies, korreláció.** A radiolarit a különböző (platform és medence) fáciesű triász képződmények fölött egyaránt megtalálható. A viszonylag nagyvastagságú radiolariás iszap keletkezése kapcsolatos lehet a kialakult medence magmás aktivizálódásával (szarvaskői rift). A kovagazdag üledék karbonátkompenzációs szint alatt, feltehetően nagyobb mélységben halmozódott fel (közeli vulkáni tevékenység esetén nem szükséges abisszikus mélységet feltételezni). A radiolarit kizárólagossága arra mutat, hogy ezekre a területekre nem volt számottevő törmelékbeáramlás. Az epizodikus megjelenő karbonáttörmelék kiemelt helyzetű blokkok (platformok?) közelségét jelzi.

Lök-völgyi Formáció alatti települési helyzete alapján különíthető el a hasonló megjelenésű Cspikésetetői Radiolarittól, a faunataralom alapján pedig a ladin emelet felső részén megjelenő fekete radiolarittól (Várhegyi F.).



78. kép. A Lök-völgyi Formáció alapszelvényének (L-2 szelvény) részlete a lök-völgyi műút 15. km-énél. Antiklinális déli szárnyát kirajzoló homokkőrétegek ÉNy-i dőlésű palásságú zsindelepében

**Photo 78.** The key section of the Lök-völgy Formation (Profile L-2) at the 15th km of the road at Lök Valley. Sandstone beds in the north-westward-dipping slate outline the southern limb of the anticline

#### **Lök-völgyi Formáció — <sup>lv</sup>J<sub>2-3</sub> (J)**

Ezt a képződményt SCHRÉTER (1943b) a felső-karbon agyag-pala és homokkő rétegcsoport részének tartotta, BALOGH (1964) az alsó- és középső-ladin szericites agyagpalaösszetbe sorolta, később (BALOGH 1980) Kisgyőri Szericítala Formáció néven a karni emeletbe helyezte át. A bükki jura felismerése után *Szarvaskői Formációcsoport „zsindelepala” típus* címen jelent meg alapszelvény ismertető (PELIKÁN 1987b). CSONTOS (1988) ugyanerre a „Lök formáció” nevet vezette be.

**Litológia, település.** Sötétszürke, fekete, mállottan szürkészöld és limonitbarna színű. Turbidit sorozatokból felépülő, a proximális részhez közelebb jól rétegzett, a kifejezetten disztális részeken nem, vagy alig látható finomrétegzésű. A max. 5 cm vastag ciklusokban gyakran gradáció is megfigyelhető, a kezdő homokrétegből folyamatos szemcseméret-csökkenéssel fejlődik ki a záró aleuritós agyag. A formációra jellemző, palásság szerinti vékonylemezés elválás sok esetben elfedi az üledékes finomrétegzést. A sima elválás miatt volt alkalmas tetőfedő pala (zsindelepala) készítésére.

Ritkán vékony, rétegszerű konglomerátum betelepüléseket tartalmaz. Az alig kerekített, hossz tengelyükkel a palásság irányába befordult kavicsok zöme fekete és zöld radiolarit, kevesebb a radiolariás mészkő és a homokkő. Néhol homokkőtömbös, de önálló homokrétegeket is tartalmaz (78. kép), ezek eredeti színe szürke, sötétszürke, mállottan szürkészöld, vagy barna.

Gyakorlatilag mészmentes, azonban néhány helyen vékonyabb-vastagabb fekete mészkő-betelepülések láthatók, ezek főként packstone–grainstone mikrofáciesűek (Répáshuta mellett a Hangyás, Zsoldos-hegy stb.).

Vékonycsiszolatban erősen irányított szövetű, a szemcsék befordultak a palásság irányába, az eredeti rétegzés azonban jórészt felismerhető (79. kép). A törmelékszemcsék zöme hullámos és mozaikos kioltású kvarc. Ásványos összetétele röntgendiffrakciós és derivatográfiai vizsgálatok alapján kvarc (30–60%), illit (20–35%), klorit (20–35%), plagioklász (3–10%). A kloritban a Fe:Mg arány > 1:1.

A rétegsorban végig jellemző a Radiolariák jelenléte, néhol önálló radiolarit-rétegeket, sőt 1-2 m vastag betelepüléseket is alkotnak. A többé-kevésbé deformált, kalcedonosan átkristályosodott Radiolaria-vázak a palássági sávokat kitérítik.

Feküjét a Bányahegy-i Radiolarit alkotja, abból rövid üledékátmenettel fejlődik ki. A radiolarit esetleges hiánya esetén közvetlen a triász mészkőre települ, ilyenkor a legalsó szakaszon apró radiolaritlencsét tartalmaz. Fedőjében a Mónosbéli Formáció csoport valamelyik tagja következik (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000 szerint üledékátmenettel, CSONTOS 2000 szerint tektonikusan).

**Elterjedés, vastagság.** A formáció a Délnyugati-Bükk jellemző képződménye. Megjelenik keskeny sávokban a DK-i hegység részben is, itt a klasszikus feltárása a kisgyőri mélyműveléses palabánya. Az ÉNy-i hegység részben a Horotna-völgy–Szalajka-völgy körzetében bukkan fel, ennek legkeletibb része a Nagy-fennsíkra felvezető erdészeti műút mentén a Siklőháztól a hutaréti elágazásig követhető palásáv. Ide soroltuk a Szarvaskői Bazalt Formációval termális kontaktussal érintkező, hasonló megjelenésű palákat, valamint a Kisfennsík északi oldalán, a Kunna-tető körzetében található sötétszürke palaösszletet is.

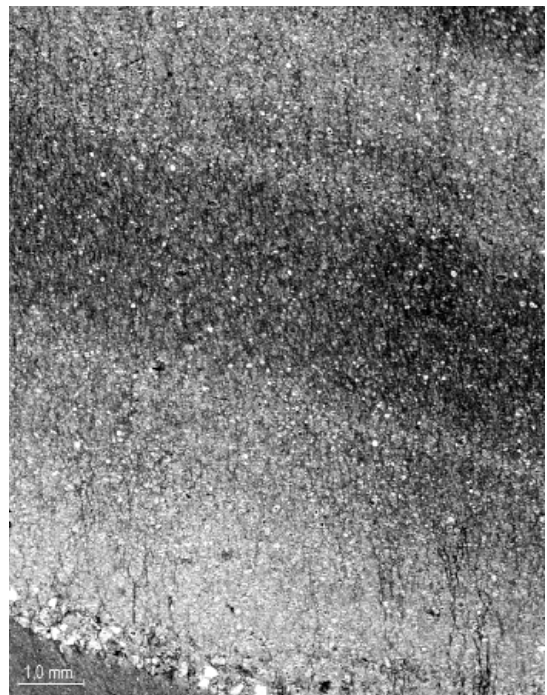
Az erős gyüredezettség miatt a valódi vastagság nem határozható meg, a térképi megjelenéséből megítélhetően 300–500 méter.

Alapszelvénye az eger–miskolci műút 15. km-énél levő útbévágás (78., 80. kép, 25. ábra). Jó feltárásokban tanulmányozható a kisgyőri palabányában, Bükkzséctől északra a Cseresznyés-völgyben, valamint a Lök-völgy és a Vörös-kő-völgy–Pes-kő-völgy menti régi palabányákban (XIII. tábla 2. kép), nemegyszer föld alatti fejtésekben.

**Ősmaradványok, kor.** Közvetlen koradat nem ismeretes belőle, települési helyzete alapján késő-dogger–malm.

**Fácies, korreláció.** A karbonátplatform szétDarabolódása következtében kialakult mélymedencébe terrigén turbiditek formájában lezúduló finomtörmelékkel halmozódott fel, a mélytengeri törmelék távoli (disztális) fácieseit képviseli. A ritkán megjelenő mészkő-betelepülések anyaga laza mészszipa formájában sodródott le a medence melletti karbonátos platóról. Az üledékáthalmazódás szüneteiben, valamint a turbiditek által el nem ért területeken radiolaritképződés folyt.

Hasonló megjelenésű a karbon Szilvásvárad-i Formáció, azonban a radiolariák jelenléte, vagy hiánya alapján a két képződményt biztonsággal elkülöníti.



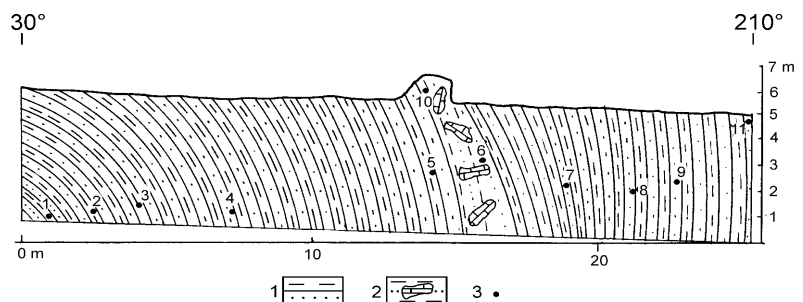
79. kép. Palásodott, radiolariás kovás agyagkő, a réteg talpán vékony homokszinór (Lökvölgyi F.). A Hosszú-völgy É-i párhuzamos mellékvölgyében a dózerút bevágása

**Photo 79.** Foliated, siliceous radiolarian claystone, with a thin sand string at the base of the bed (Lökvölgy Formation). The roadcut of the bulldozer road in the northern tributary valley of the Hosszú Valley, running parallel to it.



80. kép. Finomrétegzés a zsendelypalában (Lökvölgyi Formáció) a L-2 szelvény középső részén

**Photo 80.** Lamination in slate (Lökvölgy Formation) in the middle part of Profile L-2



25. ábra. A Lökvölgyi Formáció alapszelvénye. Lök-völgy L-2 szelvény

1 – palás aleurolit homokkőrétegekkel, 2 – breccsaréteg, 3 – mintavétel helye

**Figure 25.** Key section of the Lök-völgy Formation. Lök-völgy (Lök Valley) Profile L-2  
1 – schistic siltstone with sandstone layers, 2 – breccia bed, 3 – sample location

A formációcsoportot mélyvízi környezetben felhalmozódott, az eredeti sekélytengeri környezetből törmelékfolyással, zagyákkal áthalmazódott üledékegyüttes alkotja. Uralkodóan fekete színű agyagos aleurolitból áll, néhol homokkő (*Vaskapui Formáció*) és radiolarit (*Csipkéstetői Formáció*) betelepülésekkel. Területenként változó mértékben tartalmaz mészkő-betelepüléseket, ezek megjelenési formája alapján tagolható formációkra (*Mónosbéli, Oldalvölgyi, Bükkzsérci*). A bazaltterületek közelében megjelenő mangánlencsés, -gumós palákat *Rocskavölgyi Formáció* néven különítettük el. Néhány kisméretű, közbetelepülés jellegű bazaltos és riolitos-dácitos vulkanittest is található benne.

A formációcsoport kőzetei regionális metamorf hatásra erősen gyűrtek, palásodottak. Az illit kristályossági értékek alapján a dinamotermális metamorfózis az anchizóna közepes és kis hőmérsékletű tartományába esik, DNy felé folyamatosan csökken a közepes diagenetikus zónáig.

A formációcsoport vastagsága az 1000 m-t is meghaladhatja, valamennyi egysége dogger–malm korú.

Feltételezhetően az óceáni rift tágulásának elakadása után a medence egyik oldalán levő karbonátos plató anyagszolgáltató szerepe felerősödött, így a többirányból érkező, eltérő összetételű törmelékanyag epizodikus keveredése rendkívül változatos felépítésű kőzetegyüttest hozott létre. A fáciesképet tovább színesítik az üledékáthalmazódás szüneteiben leülepedő, lencseszerű radiolarittestek, valamint a kis kiterjedésű vulkanit-betelepülések.

A formációcsoport a Déli-Bükk középső részén (Vörös-kő-völgy–Gyetra-völgy) egyértelműen a Lök völgyi Formáció fölött települ, Szarvaskőtől Ny-ra a feké ismeretlen. A változatos kőzetegyüttest a domináns kőzettípusok alapján tagoltuk formációkra.

### *Oldalvölgyi Formáció* — $^{\circ}J_{2-3}$ ( $^{\circ}J$ )

A Mónosbéli Formációcsoport legerjedtebb képződménye az Oldalvölgyi Formáció, amelyen belül a finomtörmelékes és a karbonátos elegyrész közel azonos arányban, de rétegekbe, lencsékbe szétváltan jelenik meg. Elsőként SCHRÉTER (1943b) különítette el a mészkő-betelepüléssel agyagpalát és az alsó-triász részének tekintette. BALLA (1983) a „mónosbéli összet”, CSONTOS (1988) az Oldalvölgyi Formáció megnevezést használta az összes mészkövet tartalmazó palára.

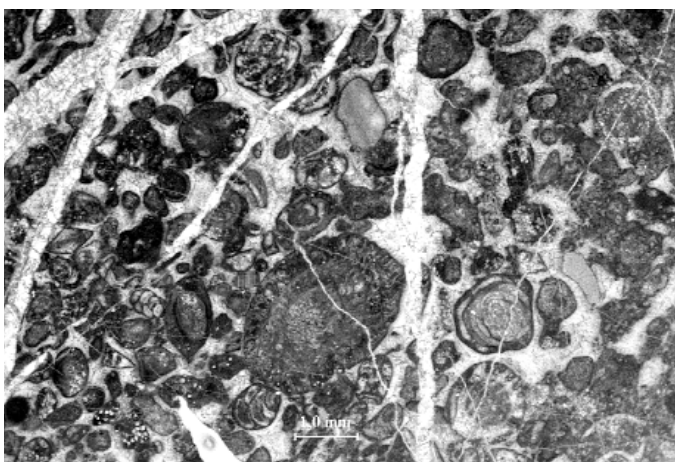
A formációcsoport többi tagja tulajdonképpen ebbe a formációba települ.

**Litológia, település.** A formáció fekete, palás aleurolit és sötétszürke, tűzköves mészkő rétegek sűrű váltakozásából épül fel. Az agyagos mátrix uralkodóan fekete, mállottan sárgásbarna, vagy vörös színű, ritmusosság, vagy finomrétegzés nem ismerhető fel benne. Főként aleuritos agyagkő, gyakran tartalmaz homokszemeket, sőt önálló homokrétegek, -lencsék is előfordulnak. Ritkán mikrokonglomerátum-betelepüléseket is tartalmaz.

A szemcsék zöme korrodált peremű kvarc és hullámos kioltású kvarcit, változó mennyiségű a földpát, a muszkovit és a kloritosan bontott biotit. Gyengén irányított szövetű, a szemcsék egyirányba fordultak, a kvarcokon néha orientált szálkás továbbnövekedés figyelhető meg. A mikrokonglomerátum kvarcit-, magmatit- és mészkőtörredékekből áll (81. kép). A Vörös-kő-völgy jobboldalán, a Stimecz háztól délre levő konglomerátum-lencséből 5 cm átmérőjű, jól koptatott gránitkavics is előkerült (XIV. tábla 6. kép).

A mészkőrészek zöme mudstone mikrofaciális mikropátit, egyes rétegekben felismerhető wackestone és packstone mikrofaciális is, sőt néhol a Bükkzsérci Mészkő felé átmenetet mutató ooidos szövet is előfordul (82. kép). A mészköves részletekre jellemző a lencse, ill. rétegszerűen megjelenő fekete tűzkő. Ezek vékonycsiszolataiban gyakran felismerhető az eredeti mészkőszövet. A Lök völgyi Formáció felől rövid üledékátmenet észlelhető, először az üledékanyag finomritmusossága szűnik meg, majd fokozatosan megjelennek a mészkő-betelepülések. A Csipkéstetői Radiolarit települő részleteknél is megfigyelhető folyamatosság, itt először a radiolarit rétegek között egyre vastagabb a fekete, radiolariás pala, majd a radiolarit kimaradása után rövidesen megjelennek a mészkőrészek. A cseres-lápai erdészeti földút szakasz bevágásában a Vaskapui Homokkő felé is tapasztalható üledékátmenet. Természetes fedője nem ismert (talán a Bükkzsérci Mészkő).

**Elterjedés, vastagság.** A legnagyobb területű képződmény, a Bükk délnyugati részén szinte mindenütt megtalálható. Kevés természetes szálfeltárása néhány nehezen megközelíthető, mély vízmosásban van. A felszínen palával kevert mészkőtörmelék jelzi a jelenlétét, de az útbévágások sokhelyütt feltárják.



81. kép. Foraminiferás, biodetrituszos mészkőkavics (Oldalvölgyi F.). Vörös-kő-völgy Ny-i oldalában, a Bánya-bérc É-i végénél

Photo 81. Foraminiferal, biotrital limestone pebble (Oldalvölgy Fm). Hillside at the northern end of the Bánya-bérc, on the western side of the Vörös-kő Valley



**82. kép.** Tűzkölcensés mészkő, részlegesen átkovásodott ooidokkal. Bátortól délre, a műút K-i oldalán a 2. kőbánya

**Photo 82.** Limestone with chert lenses, with partially silicified ooids. The 2nd quarry on the eastern side of the road, South of Bátor

Ide soroltuk az ÉNy-i hegységészben a Kelemen-széke nyugati lejtőjén levő palaterületet. Ny felé, a miocén fedő alól kibukkanó siroki Kis- és Nagyvár-hegy kőzetegyüttesét ez a formáció alkotja. Erős gyüredezettsége miatt a valódi vastagsága nem állapítható meg, de valószínűleg nem haladja meg az 500 m-t.

Alapszelvénye az Oldal-völgyben, a Lök-völgyből a Hór-völgybe vezető erdészeti műút 1. km-énél levő útlelemzés. Jó szelvényekben tanulmányozható az Eger-völgy alsó szakaszán a 25-ös út mentén, az Almár-völgyben, valamint Szilvásváradtól DK-re a Horotna-völgy felső részén.

Mélyfúrás szelvényének a Mónosbél Mb–3 fúrás tekinthető.

**Ősmeradványok, kor.** Ősmeradvány nem ismeretes belőle, kora a települési helyzete alapján késő-dogger–malm.

**Fácies, korreláció.** A formáció üledékei mélytengeri árok tengelyében, karbonátos platóról származó, valamint terrigén turbiditek által szállított törmelékanyag disztális keveredési zónájában rakódtak le. A ritkán megjelenő durvább szemcséjű betelepülések egy-egy nagyobb energiájú iszapárat jeleznek.

Törmelékben összetéveszthető a felső-triász Rónabükki Mészkővel, de a sűrű palatörmelékekkel kevert, jellegzetes agyagfilmes mészkő csak az Oldalvölgyi Formációra jellemző. A Lök-völgyi Formációban megjelenő mészkő-betelepülések elkülönítését a kis kiterjedés és a bezáró pala eltérő jellege teszi lehetővé. Hasonló megjelenésű a felső-triászba sorolt Vesszősi Formáció is, de az területileg jól elkülönül.

**Vaskapui Homokkő Formáció** —  ${}^{vk}J_{2-3}$  ( ${}^vJ$ ), **Kishegyi Aleurolit Tagozat** —  ${}^{vk}J_{2-3}$  ( ${}^vJ$ )

SCHRÉTER (1943b) a felső-karbon agyagpala és homokkő rétegcsoport részének tekintette, BALOGH (1964) besorolta az alsó- és középső-ladin szericités agyagpalaösszletbe. BALLA (1983) szerint a „Szarvaskői összlet alsó összletének” része, CSONTOS (1988) a Tardosi Formáció részeként említi. A térképezés kezdetén még liász korúnak véltük (PELIKÁN in GYALOG 1996), a felvételezés során tisztázódott települési helyzete alapján soroljuk a Mónosbéli Formációcsoporthoz.

**Litológia, település.** Világosszürke, ritkábban szürke, de mállottan barna, vagy szürkészöld színű, pados–vastagpados megjelenésű, helyenként kovásodott homokkő. Érdes darabos törésű, a kovásodott részletek szilánkosan pattannak. Erősen szénült növénytörödékeket, néhol réteg-, vagy lencseszerűen szenesanyag-betelepüléseket tartalmaz.

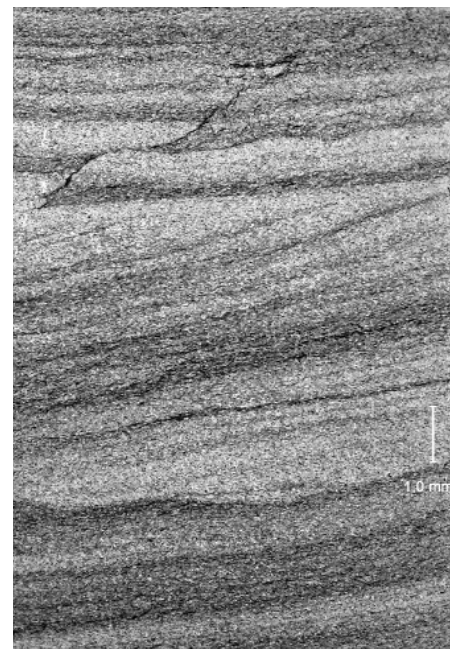
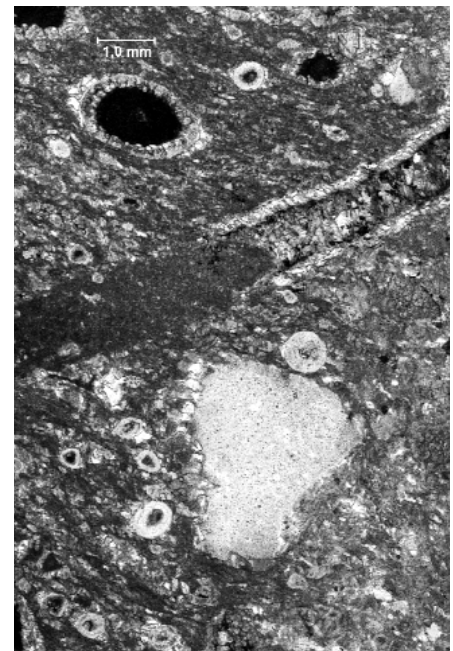
A kovás kötésű homokkő rétegzetlen, osztályozatlan, dominánsan közép- és durvaszemű. Helyenként vékony, fehér kvarcerekkel hálózott. Ásványos összetételében uralkodó a kvarc és a kvarcit, jelentős mennyiségű (30% felett) az alacsony savanyú plagioklász, ezenkívül kloritot, biotitot, káliföldpátot és illitet tartalmaz. Kovásodott jellegét kémiai összetétele is tükrözi,  $SiO_2$ -tartalma 70% feletti.

Az agyagos–meszes kötésű homokkő többé-kevésbé finomrétegzett, általában finom- és középszemcsés, vékony kalcitereket tartalmaz. Egyes réteglapokon muszkovit-feldúsulás is megfigyelhető. Illittartalma 20–40%, a kvarc alárendeltebb (20–35%), ugyancsak kevesebb a plagioklász (15%). Helyenként montmorillonit is megjelenik. Ebben a változatban gyakoribbak a szénült növénymaradványok (levél- és szártörödékek).

Ugyancsak ebbe települ max. 20 cm vastagságú rétegekben, vagy 10–50 cm-es lencsékben a szénült növénymaradványos, szenes agyagkő. Ásványos összetételében domináns az illit és a klorit (együttesen 60% fölött), alárendelt a kvarc (30% alatt), járulékos a plagioklász és a kalcit. Szervesanyag-tartalma (szén) 1,2–4,2% közt változik.

Elsősorban Szarvaskő környékén a homokkő egészen finomszemcsés (vékonycsiszolatos vizsgálatok szerint a szemcsék zöme az aleurit tartományba esik) és sima lemezes elválású, ez a *Kishegyi Aleurolit Tagozat* (83. kép).

Az illit kristályossági indexe (IC) közepes-mélydiagenetikus átalakultságot jelez. A derivatográfiai vizsgálatok alatt a szerves anyag két hőmérsék-



**83. kép.** Finomrétegzett homokkő, ferderétegzett eróziós felülettel (Kishegyi Aleurolit T.). Szarvaskő-42 fúrás 37,0 m

**Photo 83.** Laminated sandstone with diagonally bedded erosional surface (Kishegyi Siltstone Mb). Borehole Szarvaskő-42, 37.0 m

leten égett el, az alacsonyabb a barnakőszén-, míg a magasabb az antracit-állapotra jellemző. Ugyanez a kettősség a vitrinit reflexiók értékeiben is mutatkozik.

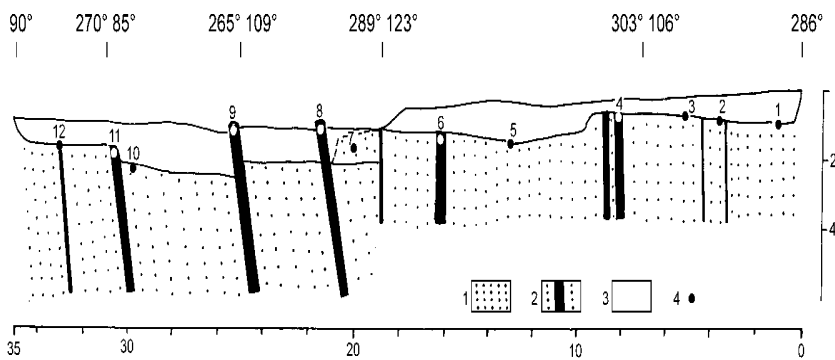
A típusterületen a formáció rétegsorbeli helyzete megállapíthatatlan, egyrészt a Lök völgyi Formáció és a Szarvaskői Bazalt, másrészt a mangánlencsés pala (Rocskavölgyi Formáció) és az Oldalvölgyi Formáció közé települtek látszik. A Mákszem keleti oldalán (Bányahegyi Radiolarit nélkül) közvetlenül a felső-triász mészkőre következik, majd rétegváltakozásos átmenettel kapcsolódik a Lök völgyi Formációhoz. Az Elő-hegy déli lejtőjén a „zsindelypala” és az Oldalvölgyi Formáció közé települ. A Pazsag-völgy legfelső szakaszától keletre a Lök völgyi Formáció területén belül vannak kiterjedt homokkőtestek. Az Esztáz-kőtől ÉNy-ra, a Cseres-lápa és a Monosbél-lápa közti erdészeti földútszakasz bevágásában mintegy 50 m vastagságban, mindkét oldalán rövid rétegváltakozásos átmenettel egyértelműen a Lök völgyi és az Oldalvölgyi Formáció közé települ.

**Elterjedés, vastagság.** Elsősorban Szarvaskő környékén, a gabbróintrúziók körzetében található meg a formáció, itt legnagyobb előfordulása a falutól ÉK-re, a Malom-hegyen van. Nagyobb foltokban volt kitérkezhető Bükkzsérc-től északnyugatra a Nagy-galya K-i oldalán, északkeletre az Elő-hegy déli oldalán és a Mákszem keleti lejtőjén (az utóbbiban kis bázisos intrúzió is van). Ide sorolható a Kis-fennsík északi előterében levő, homokkő durva törmelékével borított terület is. Térképünkön csak legnagyobb előfordulásait tudtuk önállóan ábrázolni.

A települési helyzet tisztázása nélkül vastagsága nem adható meg, de valószínű, hogy a 200 m-t nem haladja meg.

Alapszelvénye az Eger-völgyben, a 25. sz. főút 23. km-énél az út és a patak közti felhagyott kőbányában van (Vaskapu-kőbánya, 26. ábra). Kisebb-nagyobb feltárásokban tanulmányozható a vasút mentén a kőbányától a szarvaskői vasútállomásig, valamint a Malom-hegy keleti lejtőjén. Jó szelvénye van a Hór-völgyből az Ódor-vár délkeleti lábától felvezető erdészeti földúton.

Mélyfúrással a Szarvaskő Szk-48 fúrás tárta fel egy szakaszát (84. kép).



26. ábra. A Vaskapui Homokkő Formáció típusszelvénye. Szarvaskő, Vaskapu-kőbánya, Sz-1 szelvény

1 – homokkő, 2 – szenes agyagrétegek a homokkőben, 3 – törmelék, 4 – mintavétel helye

Figure 26. Key section of the Vaskapu Sandstone Formation. Szarvaskő, Vaskapu quarry, Profile Sz-1

1 – sandstone, 2 – coaly clay layers in the sandstone, 3 – debris, 4 – sample location



84. kép. Iszapcsúszásos szerkezetű, függőleges állású homokkőrétegek (Vaskapui Homokkő Formáció). Szk-48 fúrás, 41,0 m

Photo 84. Vertical sandstone beds with slump structure (Vaskapu Sandstone Formation). Borehole Szk-42, 41.0 m

**Ősmaradványok, kor.** Fauna nem ismeretes belőle, a palynomorpha feltárási kísérletek is meddőnek bizonyultak. Kora a települési helyzet függvényében dogger–malm.

**Fácies, korreláció.** Fáciesértelmezése még megoldatlan. A Lök völgyi Formációval szoros kapcsolatban áll, ennek ellenére turbidites jelleg nem ismerhető fel benne, sőt a rétegzett változatok kifejezetten sekélytengeri megjelenésűek (keresztrétegzettség, növénymaradványos rétegek).

### Rocskavölgyi Formáció — <sup>r</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>r</sup>J)

A korábbi földtani térképeken nem választották külön a vas- és mangánkarbonát anyagú gumókat, lencsét tartalmazó fekete, palásodott aleuritos agyagkő részleteket. Ezek képezték a 18–19. század mangánkutatásainak tárgyát.

**Litológia, település.** A formációt változatos méretű és alakú, zöldes-sötétszürke színű, kissé átkovásodott gumókat, lencsét tartalmazó fekete aleuritos agyagkő alkotja. A felszíni mállás hatására a gumók limonitos–mangánoxidos halmazokká alakulnak. A gumók eredeti ásványos összetétele sziderit, rodokrozit, kevés kvarc, illit és klorit. Vékonycsiszolatban a rendezetlen, szórt helyzetű karbonátszemcsék zónás felépítésű romboéderek, tömeges megjelenéskor anhedrális, de szintén zónás szerkezetűek (XV. tábla 6. kép). A gumók összvastartalma 25% alatti, a mangántartalom 15% fölé ritkán megy. A P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> általában 2%-nál kevesebb, de ritkán 18-22%, ezekben a mintákban Ca-OH-apatit volt kimutatható.

Az aleuritos agyagkő irányított szövetű, ásványos összetétele illit, klorit, kvarc és kevés plagioklász.

A Mónosbéli Formációcsoportba tartozása kétségtelen, de az azon belüli helyzete még nem ismert pontosan. Feltételezhető a Csipkéstetői Radiolarittal való heteropikus kapcsolat is. A hegység délnyugati részében mindig bázisos magmatitok közelében jelenik meg, de ez az összefüggés a Nagy-fennsík ÉNy-i előterében nem bizonyítható.

**Elterjedés, vastagság.** Összefüggően nagy kiterjedésű területen fordul elő a szarvaskői magmás vonulat mindkét oldalán, valamint a Nagy-fennsík északnyugati lábánál a Kelemen széke – Horotna-völgy – Szalajka-völgy közötti területen. Kisebb-nagyobb foltokban a teljes jura területen felbukkan.

Az erős gyüredezettség és a lehatárolás bizonytalansága miatt vastagsága megállapíthatatlan, de valószínűleg a 100 métert nem haladja meg.

Kijelölt alapszelvénye nincs, jó feltárásokban tanulmányozható Szarvaskőtől északra a Rocska-völgyben, a Gilitka-völgyben, délre az Almár-völgy alsó szakaszán, valamint Szilvásváradtól délkeletre a Kelemen széke DK-i lejtőjén és a Horotna-völgy fejében, nemegyszer régi mangánkutatók feltölgödreibein. Felbukkan a kisgyőri palabányától ÉK-re levő palaterületen is.

**Ősmaradványok, kor.** Ősmaradvány nem ismeretes belőle, kora a települési helyzet alapján dogger–malm.

**Fácies, korreláció.** Miután legnagyobb előfordulásai a Szarvaskői Bazalt Formáció közelében vannak, képződése feltételezhetően kapcsolatos a mélytengeri magmás működéssel.

A mangángumók alapján biztosan felismerhető. Hasonló megjelenésű az Upponyi-hegységben a Tapolcsányi Formáció mangános palája, de annak metamorf foka és sugárzóanyag tartalma magasabb.

### **Csipkéstetői Radiolarit Formáció — <sup>cs</sup>J<sub>2-3</sub> (°J)**

A formáció a korábbi földtani térképeken nincs elkülönítve a palaösszlettel.

**Litológia, település.** Uralkodóan szürke-sötétszürke, ritkán foltosan zöld, vagy vörös színű. Általában finoman rétegzett, a rétegek közege agyagfilmekkel elválasztott vastaglemezekké egyesülnek. Másik megjelenési típusában változatos méretű szögletes törmelékdarabok szórtan helyezkednek el (85. kép), vagy rétegszerűen halmozódnak össze. A két változat közt folyamatos átmenet sejtethető.

A kőzet alapanyaga különböző mértékben átkristályosodott mikrokvarcit, melyben szericit szálcscák figyelhetők meg. A kalcedonosan átkristályosodott Radiolaria-vázak tömegesen, helyenként kőzetalkotó mennyiségben jelennek meg. Palásodással kapcsolatos szöveti deformáció csak az agyagosabb szakaszokon jelentkezik.

Mész-kő-betelepülést, vagy mészkőtörmeléket nem tartalmaz. Egyes területeken vasas-mangános kitöltésű repedéshálózat figyelhető meg benne.

A formációcsoporton belül több helyen is megjelenik, de összefüggő szintet nem alkot. Legnagyobb kiterjedésű és vastagságú előfordulásai a formációcsoport bázisán található, itt folyamatosan, gyakran a Rocskavölgyi F. vékony közbeiktatódásával fejlődik ki a Lök-völgyi Formációból.

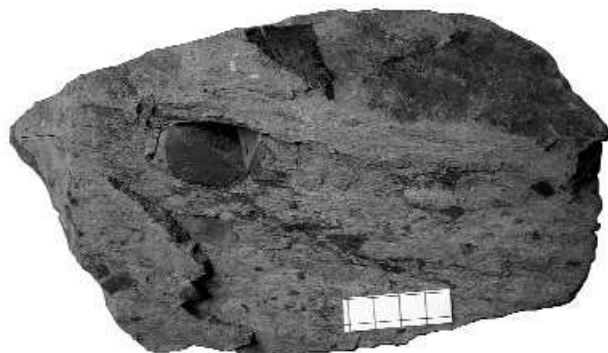
Az Oldalvölgyi Formációval oldalirányban is átmenetet alkot. A formációcsoportban betelepülés jellegű, helyzete, valamint a fedő–fekü viszonya minden előfordulásánál más.

**Elterjedés, vastagság.** Radiolarit-közbetelepülés a formációcsoport területén általános, de térképezhető nagyságú előfordulás viszonylag ritka. Ide sorolható a Kis-fennsík északnyugati előterében, a Harica-völgy jobb oldala fölötti radiolarit-előfordulás is.

A képződmény gyüredezett volta, valamint törmelékének nagy területre szóródása miatt a radiolarittek valódi vastagságának meghatározása nehéz. A Laskó-patak menti, legnagyobb előfordulásának látszólagos vastagsága 100 méter.

Alapszelvénye a Lök-völgyből a Hór-völgybe átvezető erdészeti műúton, a Csipkés-tetőnél levő útbévágásban van. Sziklafalat ritkán alkot, leginkább szétcsúszott blokkos törmelék található meg. Nagyobb előfordulásai a Csipkés-tető, Borz-lyuk-tető és Bátorától délre a Gyöngyvirág-bérc (XIII. tábla 3. kép).

**Ősmaradványok, kor.** A formációból kikerült, általában rossz megtartású Radiolaria-fauna a késő-bajoci–oxfordi intervallumot fogja át, azon belül két szakasz különíthető el. Az egyik mintacsoport (a Bányahegy-i Radiolarithoz hasonlóan) callovi–(oxfordi), ezek főként a Déli-Bükk középső részéről származnak. Egyértelműen callovi kort adott a Juhász-kő K-i mészkőfalában levő radiolaritbetelepülés (*Foremanina cf. veghae*, *Hsuum maxwelli*, *Praezhamoidellum yaoi*, *Protunuma sp.*, *Sethocapsa sp.*, *Stichocapsa robusta*, *Tricolocapsa latusicostata*, *Yaocapsa aff. macroporata*) (CSONTOS et al. 1991b). Dosztály L. kéziratban maradt határozásai közt — főként a hegység délnyugati részéből — vannak bajoci–bath intervallumba tartozó minták. A Bükkzsérc Bzs–5 fúrás és a típuslelőhely, a Csipkés-tető középső-bathnál nem fiatalabb (késő-



85. kép. Radiolaritbreccsa fekete palában (Csipkéstetői F.). A Lök-völgytől 600 m-re, az Oldal-völgy É-i oldalában

**Photo 85.** Radiolarite breccia in black shale (Csipkéstető Fm) on the northern side of the Oldal Valley, 600 metres from the Lök Valley

bajoci–középső-bath) mintája egyértelműen áthalmozott radiolaritklasztokból származik. Bátor környékén mindkét időszakból kerülnek elő Radiolariák, az idősebbek itt is lehetnek (a szarvaskői Malom-hegy és a Határ-gödör jura palába zárt triász radiolaritjaihoz hasonlóan) áthalmozottak.

**Fácies, korreláció.** A törmelékes üledékképződés rövidebb-hosszabb szüneteiben a medencében leülepedett radioláriás iszap alkotja a formáció anyagát. Képződése összefüggésbe hozható vulkanizmussal is, a formációcsoport kisebb-nagyobb vulkáni betelepüléseihez mindig kapcsolódik radiolarit. Az idősebb radiolarit jelzi, hogy a medence tagolt lehetett, egyes medencerészek kitöltődése már korábban megkezdődött és az aljzat talán a calloviban egyenlítődtől ki. Mai megjelenési helyén lehet eredeti települési helyzetben, de származhat a korábban lerakódott anyag áthalmozódásából is. Ugyancsak figyelemreméltó, hogy a típuslelőhely körzetében (Csipkés-tető) e formáció bázisán jelennek meg a bükki triásztól fáciesidegen olisztotrimmák.

A rétegzett változatok a Bányahegyi Radiolarittal azonos megjelenésűek, elkülönítés a települési helyzet és a mészkőtörredék-mentesség alapján lehetséges.

### **Mónosbéli Formáció — <sup>m</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>m</sup>J)**

Ezt az olisztolitokat, olisztosztrómatesteket tartalmazó fekete, palás agyagos-aleurolit kőzetegyüttest SCHRÉTER (1943b) az alsó-triász részének tekintette, BALLA (1983) bevonta a mónosbéli összletbe.

**Litológia, település.** A terrigén eredetű finomtörmelékes alapanyaggal részben összekeveredő durvatörmelék együttese alkotja a formációt. Finomtörmelékből álló része fekete, mállottan sárgásbarna, vagy szürkészöld színű, irányított szövetű. Az illites-kloritos alapanyagban osztályozatlanul aleurit- és homokszemcsék láthatók, utóbbiak néha önálló rétegeket is alkotnak. A szemcsék zöme kvarc és kvarcit, változó mennyiségű a földpát (főként plagioklász, de káliföldpát is van), ezenkívül muszkovit- és többé-kevésbé mállott biotitpikkelyeket tartalmaz.

A mészkő-olisztosztrómák epizodikusan jelennek meg, gyakoribbak az önálló olisztolitok. A lencseszerű olisztosztrómatestekben a törmelékdarabok közt kevés fekete pala mátrix is megfigyelhető.

A kőzetdarabok mérete rendkívül változatos, dominánsan 2–5 cm, de nem ritka a 20–30 cm-es, vagy az azt meghaladó nagyságú sem (XIII. tábla 5. kép). Általában szögletesek, a nagyobbak jobban kerekítettnek látszanak, a kisebbek közt sok a lapos klaszt (ezek az áthalmozódáskor féligkonsolidált iszaprögök lehetnek). A mészkőtörredékek zöme platform eredetű, a Bükkzsérci Mészkőre emlékeztető ooidos mészkő, de a wackestone és a mudstone mikrofáciesű is gyakori. Találhatók radiolarittörredékek, homokkő, magmás és metamorf kőzetdarabok, sőt ritkán konglomerátum anyagú olisztolitok is (86. kép). A törmelékanyag részletes feldolgozása még nem történt meg.

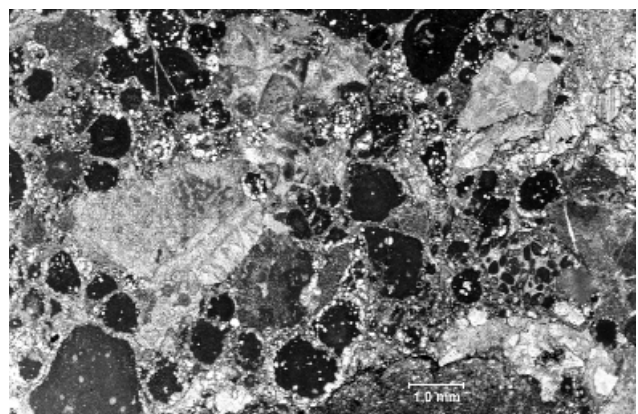
A lapított mészkőrészletek irányított szövetűek, a szögletes darabokban szöveti irányítottság már nem mutatkozik, csupán a palásság szerint némileg rendezett helyzetűek. Tűzkő- és radiolaritlencsék ebben is előfordulnak.

A formáció egyes testjei véletlenszerű elhelyezkedésűek, de területileg meghatározott helyzetűek. Az olisztosztróma-lencsék közti térben a pala dominál, kisebb-nagyobb kőzetdarabok kis mennyiségű, de állandó jelenlétével (87. kép). A szoros összetartozásra utal a Bükkzsérci Mészkőben jelentkező 0,5–1 m üledékes breccsa betelepülés, de ott gradált átmenettel folytatódik (a Mónosbéli Formációba sorolt, sokkal vastagabb testek fölött a Bükkzsérci Mészkő csak ritkán jelenik meg). Ugyancsak az összetartozást jelzi az olisztolitos részleteknek az Oldalvölgyi Formációba való fokozatos átmenete is.



**86. kép.** Konglomerátum olisztolit jura palában az eger-völgyi műút Ki oldalában, a tardosi kőbányától É-ra

**Photo 86.** Conglomerate olistolith in Jurassic shale on the eastern side of the Eger-völgy road, North of the Tardos quarry



**87. kép.** Kissé kovásodott ooidos mészkő, litifikált hasonló mikrofáciesű töredékekkel. Az Eger-völgy Ny-i oldalában a vasút mellett, a 201–202 hm-kövek közti felhagyott kőbánya

**Photo 87.** Slightly silicified ooidic limestone with a lithified fragment of the same microfacies. Abandoned quarry on the western side of the Eger Valley, near the railroad, between the 201 and 202 hectometre stones

**Elterjedés, vastagság.** A képződmény főként a Bükk hegység délnyugati részére jellemző, nagyterjedésű előfordulásai a Szarvaskői Bazalt vonulatától nyugatra találhatóak.

Valódi vastagsága, a formációcsoporton belüli epizodikus megjelenése, az Oldalvölgyi Formációtól való elhatárolás nehézsége, valamint az erős gyüredezés miatt, nem adható meg. Ismert látszólagos legnagyobb vastagsága 200 m körüli.

Kijelölt alapszelvénye nincs. Jó feltárásban tanulmányozható az Eger-völgyi vasút mentén, a 198–203 hm (hektométer) közti bevágásokban, valamint azokkal szemben, a műút keleti oldalán levő lemetszésben. Ugyancsak kitűnő feltárása van Bátortól délre, a műút keleti oldalán (XIII. tábla, 5. kép).

**Ősmaradványok, kor.** Közvetlen koradat nem ismeretes belőle, települési helyzete alapján késő-dogger–malm.

**Fácies, korreláció.** A formáció üledékanyaga karbonátos platóhoz közeli területen halmozódhatott fel. A viharok, erős hullámverés, földrengés hatására meginduló törmelékfolyások proximális, legdurvább része, némiképpen keveredve a másik oldalról érkező terrigén törmelékanyaggal.

A bükki rétegsorban ezzel összetéveszthető képződmény nincs. Elhatárolási nehézség mutatkozik az Oldalvölgyi Formáció felé.

### **Bükkzsérci Mészke Formáció — $^{bz}J_{2-3}$ ( $^{bz}J$ )**

SCHRÉTER (1913a, b) már az első térképezési jelentésében leírt Bükkzsérctől É-ra, az Eger-völgyben és Bátortól D-re a palaösszleten belül „sötétszürke oolitos mészövet”, akkor még karbon korúnak tartva. Később (SCHRÉTER 1943b) ezt is átsorolta az alsó-triászba. Más térképezők nem különítették el. Jura korú Foraminifera-faunát elsőként BÉRCZINÉ MAKK, PELIKÁN (1984) ismertetett belőle.

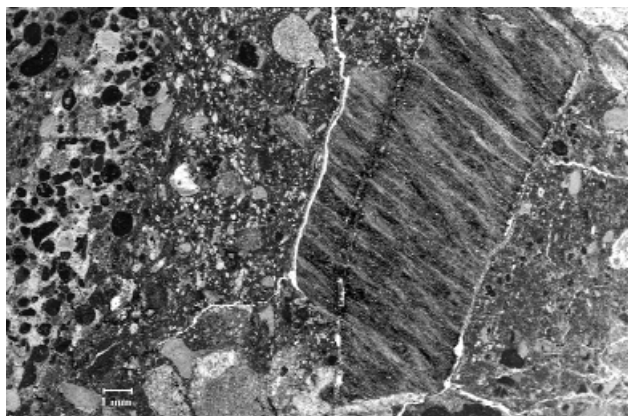
**Litológia, település.** Uralkodóan sötétszürke, ritkábban szürke színű, fekete tűzkőgumókat bőven tartalmazó mészke. Mállott felszíne kifehéredő, jellegzetesen érdes tapintású. Pados, vastagpados megjelenésű, a padokon belül finomrétegzett, estenként gyenge gradáció is megfigyelhető (88. kép). A padokat vékonyabb-vastagabb fekete, aleuritós-agyag rétegek választják el. Az agyagos üledék beszűremkedés-szerűen a padokon belül is előfordul.

Mikrofáciése dominánsan grainstone, néha packstone, ritkán wackestone, esetleg mudstone. A szemcsék zömmel ooidok, de meglehetősen gyakoriak a szögletes mészke-töredékek is. Utóbbiak anyaga részint a bezáró üledékével azonos, részint attól eltérő mikrofáciésű (esetleg idősebb). Egyes szinteken felszaporodnak idegen kőzettöredékek is, ezek anyaga változatos: csillámpala, fillit, homokkő, bázisos és savanyú vulkanit. Általában 2 mm-nél kisebbek a kőzettöredékek, de előfordulnak durvább szemű változatok is, sőt ritkán 10–50 cm vastag padokba rendeződött 5 cm átmérőt is elérnek (88–90. kép). A durvatörmeléket tartalmazó padok mindig gradáltak. A tűzkőgumók kovaszivacsűk és Radiolaria-vázak kalcifikálódásából felszabadult kvarc koncentrációjával jöttek létre, belsejükben megőrizve az eredeti mészke-szövetet (a



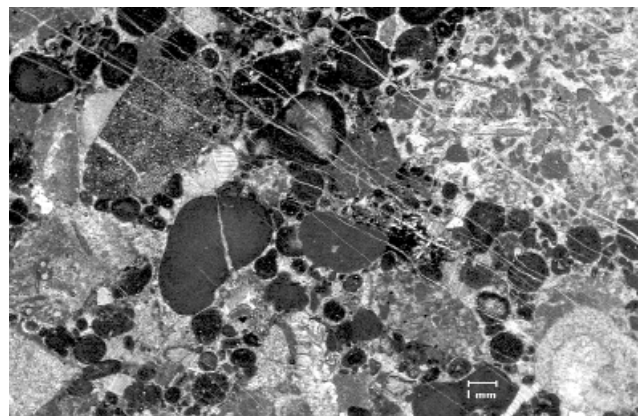
88. kép. Finomrétegzett, tűzkőlencsés Bükkzsérci Mészke. Bükkzsérc, Patkó-sziklák

Photo 88. Laminated Bükkzsérc Limestone with chert lenses. Bükkzsérc, Patkó Cliffs



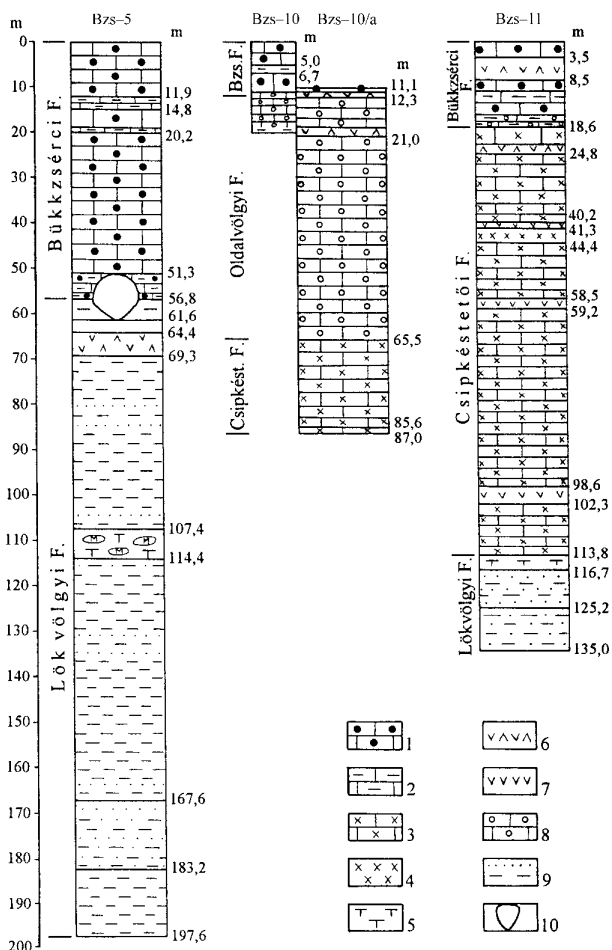
89. kép. Fillittöredék idegen kőzetszemcsés mészkeben. Bükkzsérc, a Meredek-lápától É-ra, a felső dózerútszakasz bevágásában

Photo 89. Phyllite fragment in the limestone containing exotic grains in the roadcut of the upper dirty road, north of the Meredek-lápa at Bükkzsérc



90. kép. Durva idegenszemcsés mészke (olisztosztroma), sekélytengeri mészke-töredékekkel, az Eregető DNy-i oldalán

Photo 90. Coarse-crystalline limestone containing exotic grains (olistostrome) with a limestone fragment of shallow marine origin on the south-western side of the Eregető



27. ábra. A Bükkzsérc Bzs-5, -10, -10/a és -11 fúrás egyszerűsített rétegsora (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000 szerint)

1 – ooidos mészkő (grainstone), 2 – mikrites mészkő (mudstone-wackestone), 3 – meszes radiolarit, 4 – kovás radiolarit, 5 – mészkő (mikropátit), 6 – polymikt breccsa, 7 – vulkanit-betelepülés, 8 – peloidos mészkő, 9 – agyagos aleurolit-homokkő, 10 – karstos üreg

Figure 27. Simplified profile of borehole Bükkzsérc Bzs-5, -10, -10/a and -11 (after PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000)

1 – ooidic limestone (grainstone), 2 – micritic limestone (mudstone-wackestone), 3 – calcareous radiolarite, 4 – siliceous radiolarite, 5 – limestone (microsparite), 6 – polymictic breccia, 7 – volcanite intercalation, 8 – peloidic limestone, 9 – clayey siltstone-sandstone, 10 – karst hole

niferáit BÉRCZINÉ MAKK (1999) határozta meg. Jellemző foraminiferák: „*Involutina*” bükki, *Spirillina infima*, *Lingulina nodosaria*, *Spiroloculina variabilis*, *Trochammina globigeriniformis*, *Riyadella regularis*, *Textularia jurassica*, *Trocholina conica*, *T. palastiniensis*, *Protopeneloplis striata*, *Paalzowella turbinella*, *Gutnicella* (= „*Dictyoconus*”) *cayeuxi*, *G. bizonorum*, *Redmondoides medius*, *R. rotundus*, *R. lugeoni*, *Mesoendothyra croatica*, *Nautiloculina oolithica*, *Trocholina gigantea*, *Epistomina (Brotzeina) parastelligera*, *Epistomina (Voorthuysenia) brandi*, *Spirillina tenuissima*, *Ophthalmidium carinatum*.

A protopenelopliszos-trocholinás-gutnicellás és a spirillinás-epistominás-opthalmidiumos mikro-biofácies az alpi mediterrán mikrofauna zonációban dogger-kora-malm (bath-callovi, illetve callovi-oxfordi) kort jelez (BÉRCZINÉ MAKK 1999).

Dosztály L. vizsgálatai szerint a Bzs-5 fúrásban a mészkő alatti palába települő és a Bzs-11 fúrásban a mészkőpadok között levő radiolarit-betelepülések kora egyaránt bajoci-kora-bath. A korábban késő-liász (toarci?) korúnak tartott odvasbükki előfordulás *Radiolaria*-együttese is középső-késő-jura korúnak bizonyult (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000).

**Fácies, korreláció.** A formáció tipikus hemipelágikus sorozat. A mésziszap eredeti keletkezési helye az ooidokból és a protopenelopliszos-trocholinás-gutnicellás Foraminifera-asszociációból kiolvashatóan a karbonátos plató peremén, magas energiaszintű, nagyon sekély, normál sótartalmú környezet volt. A formáció kőzetanyaga az innen a medencébe lezúduló mésziszap-turbiditekből képződött, a karbonátos törmelékanyag részleges osztályozottsága alapján a turbiditek

tűzkő melletti mészkőben észlelhető a szivacsstűk felszaporodása).

Viszonylag gyakoriak a Foraminiferák, főként a *Textularia*- és *Nodosaria*-félék, szintjelző értékű taxon azonban ritka.

Települési helyzete a Mónosbéli Formáció csoporton belül egyértelműen nem jelölhető ki, azon belül lencseszerű testeket alkot. Miután a kőzetanyag a felkavarodva lezúduló iszap részleges osztályozásával jött létre, oldalirányú átmenet van mind az Oldalvölgyi, mind a Mónosbéli Formáció felé. Lepusztulásnak kissé ellenállóbb volta miatt elsősorban a hegytetőkön preparálódik ki, ugyanakkor nagy előfordulásai a szinklinális tengelyzónákban vannak (morfológiai inverzió).

**Elterjedés, vastagság.** A Bükkzsérci Mészkő a Mónosbéli Formáció csoport magasabb részében található. Miután a formációban a pala-közbetelepülés kevés, a felszínen gyakran szinte palatöredék-mentes durva mészkőtörmelék-mezőket alkot. A Lök-völgytől keletre az Oldalvölgyi, míg az Eger-völgytől nyugatra a Mónosbéli Formációból különíthetők el vastag, nagyterjedésű foltjai. Legnyugatibb ismert előfordulása a recski területen az Rm-109 fúrásban van. Nehézséget jelent az Oldalvölgyi Formációtól való elhatárolása, ezért csak a nagyobb előfordulásokat ábrázoltuk a térképen. Kis lencsési a formáció csoporton belül sok helyen megtalálhatók.

Az epizodikus megjelenés és a lencseszerű kifejlődése miatt a formáció pontos vastagságértéke nem adható meg. Legnagyobb ismert vastagsága Bükkzsérctől északra a Hódos-tető déli lejtőjén 150 m körüli.

Alapszelvénye Bükkzsérctől északra, a Patkó-sziklák alatti felhagyott kőbányában van. A fal szelvényéhez kapcsolódik a bányatálon mélyített Bükkzsérc Bzs-5 fúrás 0,0–56,8 m közti szakasza (XIII. tábla 4. kép). Jó feltárásban tanulmányozható az Odvas-bükk keleti oldalában menő erdészeti földút bevágásában, a Mákszem gerincén, az Elő-hegy nyugati lejtőjén, valamint Szarvaskőtől nyugatra a Villó-hegyen. Mélyfúrási hivatkozási szelvénye a Bükkzsérc Bzs-11 fúrás (27. ábra). Mónosbélből DK-re a Mónosbél Mb-1 és Mb-2 fúrások harántolták nagyobb vastagságban.

**Ősmaradványok, kor.** A Bükkzsérci Formáció Forami-

disztális és proximális részének határzónájában ülepedett le (a Mónosbéli és az Oldalvölgyi Formáció közötti helyzetű). A kőzetszemcsék részint az iszapárak által a lejtőről letört darabok, részint a kontinentális térségről származó idegen töredékek. Utóbbi helyről származik a közbetelepülő finomtörmelékű terrigén anyag is. Ugyanakkor a spirillinás-epistominás-opthalmidiumos mikro-biofációs medence környezetet jelez, az iszapárak tehát ilyen keletkezésű mészszipaport is sodortak magukkal.

Némiképp hasonlít az alsó-triász Gerennavári Formáció ooidos mészkövéhez, de a tűzkő- és a Foraminifera-tartalom alapján biztosan elkülöníthető.

A Bükkzsérci Mészkő fáciesviszonyai sokban emlékeztetnek a Friuli-platform és a Trentói-platform közt kialakult Bellunói-árokban felhalmozódott, bajoci–oxfordi korú Vajonti Mészkő fáciesviszonyaira, ennek néhány szelvényéről kitűnő szedimentológiai ismertetés készült (BOSELLINI et al. 1981.) Hasonló megjelenésű kőzetek a Belső-Dinaridák területén sok helyen találhatók, ezeket azonban a terület térképezői zömmel a felső-triász mészkövek közé sorolták.

### Középső–felső-jura magmatitok

Már a legkorábbi kutatók (WOLF 1860b, BÖCKH 1867) említették diabáz néven a Szarvaskő környéki magmás kőzeteket. SCHRÉTER (1913a, b) leírásában elkülönített (kormegjelölés nélkül) diabázt, gabbrót és wehrlitet, de a térképén azokat összevontan ábrázolta. Később (SCHRÉTER 1943b) lehetségesnek tartotta, hogy a magmatitok az alsó- és felső-kréta közé eső gyűrődési folyamattal kapcsolatban nyomultak fel. Egységes magmás test elkülönült részeinek tekintette a különböző kőzettípusokat SZENTPÉTERY (1953) és LENGYEL (1957), valamint szarvaskői bázitok néven BALOGH (1964) is. Térképen először BALLA (1983) tagolta „Szarvaskői összlet effuzív szint” és „intruzívumok” megjelöléssel. CSONTOS (1988) a Szarvaskői Formáció megnevezést alkalmazta.

Jelenleg is vitatott, hogy egy formáció két tagozata, vagy két önálló formációba sorolandó. Mi az egyértelmű széttérképezhetőség és a jelentős kiterjedés miatt külön formációba soroltuk a mélységi és a vulkáni kifejlődést.

#### Szarvaskői Bazalt Formáció — <sup>SZ</sup>J<sub>2-3</sub> (°J)

**Litológia, település.** Az effuzív kőzeteket tömeges bazalt, pillow-láva (XV. tábla 2. kép) és hialoklasztit képviseli (91. kép). A kőzetek eredeti színe szürkészöld–zöldesszürke, mállottan vörösesbarna–barna. Szívós, egyenetlen-darabos törésű, az üvegebb részek szilánkosan pattannak. A tömeges kőzetváltozatok szövete pilotaxitos–interszertális. Ásványos összetételében lényeges elegyrészek: savanyú plagioklász (albit), (gyakran homokóráss kioltású) pigeonitos augit. Néhány földpát porfir, azonkívül devitrifikálódott kőzetüveg, kevés pirit, s a bontottság mértékétől függő mennyiségű klorit látható még a vékonycsiszolatokban.

A hialoklasztit szakaszokban kloritos-montmorillonitos bontású alapanyagba különböző nagyságú, szögletes, üveges szegélyű bazaltdarabok ágyazódnak. Ezek szövete a sávos üvegtől befelé vitroporfiro–interszertális (XIV. tábla 1. kép).

Az óceánfenéki hidrotermás hatást kalcit-prehnit-pumpellyit-kvarc-(epidot) tartalmú erek jelzik (XI. tábla 2. kép).

A bazaltok a teljes kémiai elemzések alapján (kis K<sub>2</sub>O-, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>- és TiO<sub>2</sub>-tartalom) óceánfenéki tholeiitek (5. táblázat). Elemzéseik a Ta–Hf/3–Th diagramon az N–MORB (normál óceánközépi hátsági bazalt) mezőre esnek. Egyéb nyomelemek alapján is MORB eredetűeknek adódnak (HARANGI et al. 1996).

A bazalt települési helyzete nincs egyértelműen tisztázva, de úgy tűnik, eredeti képződési környezetében van. Gyenge termális kontaktussal érintkezik a Lökvölgyi Formációba sorolható palával (92. kép, XV. tábla, 5. kép), a fővonulat



91. kép. Hialoklasztit a Szarvaskői Bazalt Formációban. Szk-45 fúrás 109,5 m

Photo 91. Hyaloclastite in the Szarvaskő Basalt Formation. Borehole Szk-45, 109.5 m



92. kép. A Szarvaskői Bazalt feltöredezett és a bezáró fekete palával összekeveredett bázisa. Szk-45 fúrás, 197,3 m  
Photo 92. Fragmented basal part of the Szarvaskő Basalt mixed with the black shale (host rock). Borehole Szk-45, 197.3 m.

5. táblázat. A Szarvaskői Bazalt Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

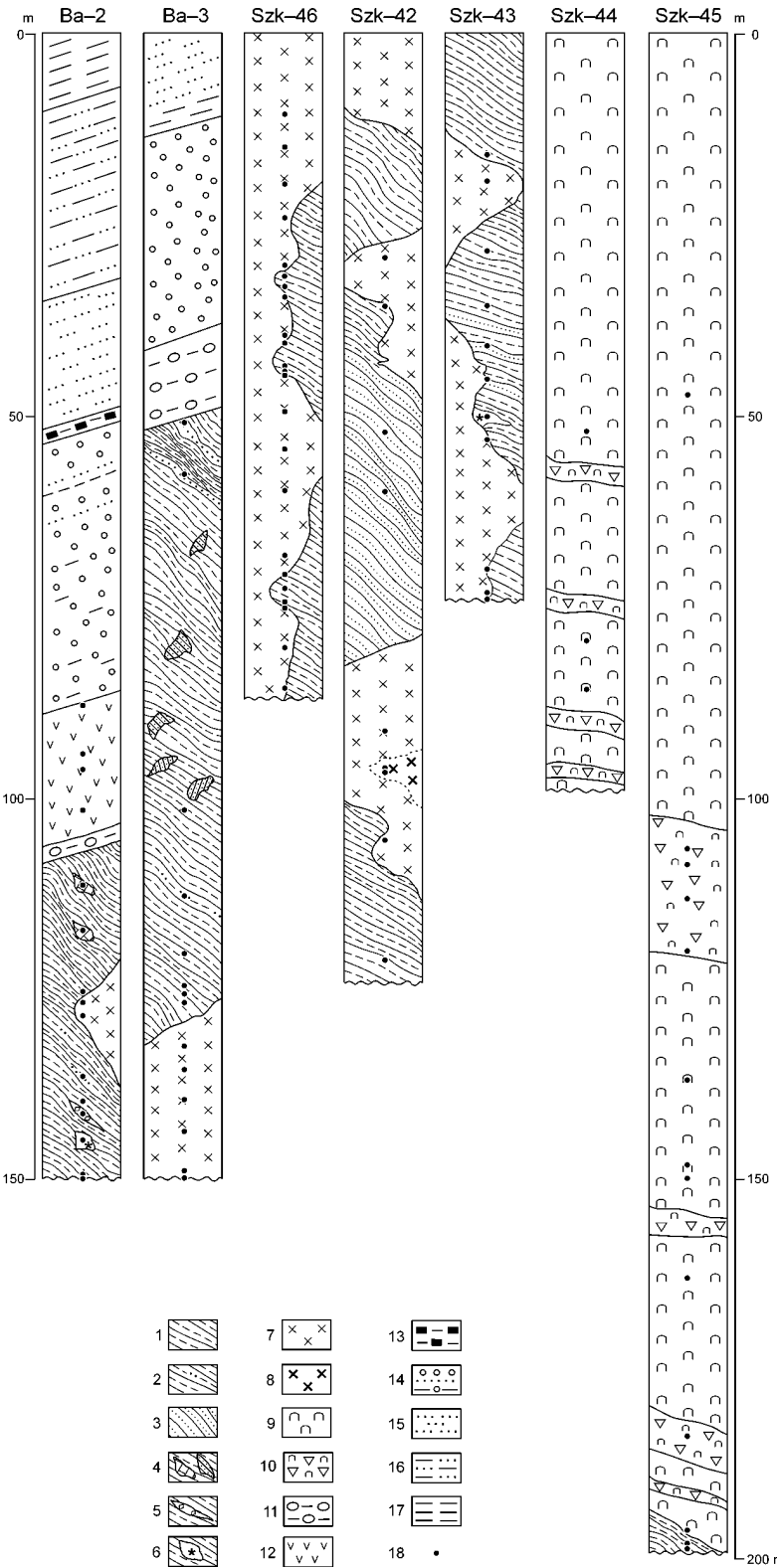
Table 5. Chemical composition of the rocks of the Szarvaskő Basalt Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	50,2	1,78	15,0	2,09	7,93	0,197	8,94	6,20	3,58	0,10	3,45	0,42	0,11	0,16
2.	47,7	1,58	16,4	1,76	7,74	0,198	9,52	5,84	3,42	0,06	3,55	0,33	1,08	0,15

1. Szk-44: 80,3 m bazalt, 2. Szk-45: 151,0 m bazalt.

szegélye mentén kisebb-nagyobb bazalttestek települnek az égett palába (pl. a szarvaskői II. sz. vasúti alagút ÉNy-i vége, Mész-völgy–Jégeres-om, Kerek-hegy D-i lába stb.). Szóródott törmelékanyagát tartalmazza a mangánlencsés pala (pl. Lépcsős-lápa, Kis-hegy DK-i oldala) Terrigén turbidit üledékek a bazaltterület belsejében is felbukkannak, mutatván, hogy a turbiditek disztális része elérte a riftzónát, tehát az egykori kontinentális lejtő lába nem lehet messze.

**Elterjedés, vastagság.** Összefüggő, 1–3 km széles, 9 km hosszú vonulatot alkot a Szarvaskő melletti Keselyű-bérctől a Nagy-fennsík alatti Kerek-hegyig. Kisebb előfordulása található Felsőtárkánytól északra a Nagy-Bánya-bércen. Vitatott hovatartozásúak az Egerbakta és Bátor, valamint a Sirok–Darnó-hegy körzetében található, variolitos szövetű bazaltok.



Az erősen gyüredezett környezet miatt a valódi vastagság megállapíthatatlan. Látszólagos vastagsága 300–500 m.

Típusszelvénynek az Eger-völgy Szarvaskőtől ÉNy-ra levő szurdoka tekinthető. Itt a völgy mindkét oldalán kisebb-nagyobb sziklafalakban jellegzetes pillow-szerkezetű kőzet jelenik meg (XV. tábla 1. kép). Jó szelvény van a Rocska-völgyben a Kis-hegy nyugati oldalát lemetsző erdészeti földúton, valamint a bél-kői bányába felvezető üzemi aszfaltút szász-bérci hajtókanyarjában.

Fúrás alapszelvénye a Keselyű-bérc csúcsán mélyült, 200 m mélységű Szarvaskő Szk-45 fúrás (28. ábra).

**Kor.** Közvetlen koradat a formációból nincs, de a gabbróintrúziókon mért 165 millió év átlagkor erre a formációra is érvényesnek tekinthető.

**Fáciesértelmezés.** A triász óceáni kéreg szubdukcióját követően a bükki passzív kontinentális perem reaktiválódott. A tágulás kezdeti szakaszában kialakult vulkáni centrum alkotja a formáció kőzetanyagát. A rift-

**28. ábra.** Szarvaskő, a Varga-tető–Keselyű-bérc területén mélyült fúrások szelvényei. A mélységadatokat a szelvénytengelyre vonatkoznak

*Jura:* 1–6 – Oldalvölgyi Formáció: 1 – agyagkő, 2 – aleuritos agyagkő finomhomok rétegekkel, 3 – homokkő, 4 – mészkő és homokkő klaszrok, 5 – mangángumó, 6 – radiolarit klaszt; 7–8 – Tardosi Gabbró Formáció: 7 – dolerit 8 – gabbró; 9–10 – Szarvaskői Bazalt Formáció: 9 – bazalt, 10 – bazalt hialoklasztit; *Eggenburgi:* 11 – Felsőnyáradi Formáció Vincépáli Tagozat, agyagos alaphegységtörmelék. *Ottangyi:* 12 – Gyulakeszi Formáció, riolitufa, 13 – Salgótarjáni Formáció, szenes agyag, szén, 14 – Salgótarjáni Formáció Nógrádmegyeri Tagozat, kavics, homok, agyag, *Kárpáti:* 15 – Egyházasgergei Formáció, homok, 16 – Garábi Slir, agyagos aleurit. 17 – pleisztocén-holocén löszös agyag, 18 – mintavételi pont

**Figure 28.** Sections of boreholes drilled in the area of the Varga-tető–Keselyű-bérc at Szarvaskő. Depth-values are concerned with the axis of the profile

*Jurassic:* 1–6 – Oldalvölgy Formation: 1 – shale, 2 – silty shale, 3 – sandstone, 4 – limestone and sandstone clasts, 5 – manganese lenses, 6 – radiolarite clasts; 7–8 – Tardos Gabbro Formation: 7 – dolerite, 8 – gabbro; 9–10 – Szarvaskő Basalt Formation: 9 – basalt, 10 – basalt hyaloclastite; *Eggenburgian:* 11 – Felsőnyárád Formation Vincépál Member, clayey debris of the basement, *Ottangian:* 12 – Gyulakeszi Formation, rhyolite tuff, 13 – Salgótarján Formation, coaly clay, lignite, 14 – Salgótarján Formation Nógrádmegyer Member, gravel, sand, clay, *Karpatian:* 15 – Egyházasgerge Formation, sand, 16 – Garáb Schlier, clayey silt, 17 – Pleistocene-Holocene loessy clay, 18 – sample location



tengelyben teljes óceáni kéreg még nincs (az csak később, a rift tágulásával alakulhat ki), a láva a kontinentális lejtő lábát borító, nagy nedvességtartalmú, alig konszolidált iszapra ömlött. A felépülő víz alatti vulkáni kúpok lejtőin hialoklasztit-folyásokba ágyazódó lávaárak, pillow-halmazok jelentek meg.

A típusterületen megjelenése, jellegzetes szövete és települési környezete alapján egyértelműen felismerhető. Hasonló ugyan az intrúziók üveges szegélye, ezek folytatásában azonban rövidesen megjelenik a dolerit, majd a gabbró.

A BALLA (1983) által bevezetett „takarórendszer–szinform” hipotetikus rétegsorra alapozott elvi megfontolás. A Bükk hegység paleo-mezozoikumára jellemző kétfázisú gyűrődés a bazaltterületen is kimutatható, ezért a lávafolyások és pillow-k állásából néhány ponton megfigyelt (normál, vagy átbuktatott) helyzet nem elegendő a teljes vulkáni szerkezet rekonstruálásához.

### Tardosi Gabbró Formáció — <sup>1</sup>J<sub>2-3</sub> (‘J)

**Litológia, település.** A kőzet színe sötét szürkészöld, mállottan sötétbarna, vörösesbarna. Darabos törésű, az érdes tapintású egyenetlen felületeken szabad szemmel is jól látható a durvaszemcsés kőzetszerkezet.

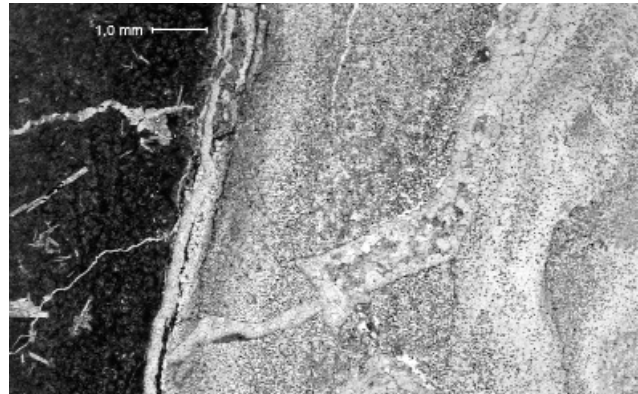
Az intruzív test éles határral érintkezik a részlegesen megolvadt üledékanyagból képződött termokontakt szegéllyel (93., 94. kép). A szegély finomsávós, sávonként homogén, 10–60 µm nagyságú, erősen egymásba fogazódó szemcsék alkotják. Ásványos összetétele röntgendiffrakciós-vizsgálatok szerint dominánsan albit, alárendelten kvarc, járulékosan kalcit és klorit. A magmás oldalon az éles határ után vitrofíros, kevés plagioklász- és piroxénporfírt tartalmazó, felzitesedett üveganyagú szegély befelé folyamatosan megy át ofitos szövetű doleritbe, majd még beljebb gabbróba. Az intrúziók belsejében gabbrópegmatit-fészkek is találhatóak. A bontatlan kőzet meglehetősen homogén kémiai összetételű (6. táblázat).

Vékonycsiszolatban két plagioklász típus figyelhető meg. Az 1. típus zömök, gyakran táblás kifejlődésű, egyszerű iker, vagy zónás (esetleg mindkettő egyszerre), szegélye erősen korrodált, belseje bontott, néha teljesen szétesett. A 2. típus léces termetű, poliszintetikus ikerlemezes, szegélye ép, vagy kissé korrodált. Belseje ép, vagy kevés zárványt tartalmaz.

A piroxének általában hipidiomorf kifejlődésűek, bontottak, repedezettek, ritkán épek. Diállag, pigeonit-augit összetételűek, gyakran homokórás kioltásúak. Ritkábban a sajátalakú hipersztén is megjelenik (XIV. tábla 3., 4. kép). Elsősorban a pegmatitos részletekre jellemző az amfibol, itt ritkán kvarc is előfordul.

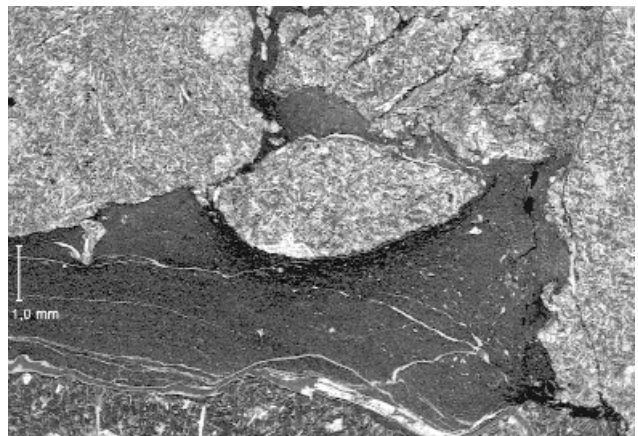
A kőzet bontottsági fokától függően tartalmaz kloritot, szericitet és kalcitot, esetleg kvarcot. Az ilmenitből gyakran csak leukoxénesedett vázkristályok maradtak. Jellemző járulékos elegyrész a pirit és a pirrotin, össz mennyiségük néha eléri az 5%-ot is. Egyes kőzetváltozatokban biotit is megjelenik.

Az intruzív kőzetestekre is jellemzők a másodlagos, kalcit-aragonit-prehnit-kvarc-(epidot) összetételű óceánfenéki hidrotermális telérek.



93. kép. Intrúziószegély, erősen átalakult (megolvadt) sávós üledék és üveges bazalt érintkezése. A kontaktus hűlés közben elmozdulhatott, a két oldalon az átalakultság mértéke nem egyforma. Szarvaskő-46 fúrás, 44,9–45,0 m

Photo 93. Contact between the intrusion rim, the strongly altered (molten) banded sediment and the vitrobasalt. Contact may have moved away during the cooling process, as the grade of alteration is different on the different sides. Borehole Szarvaskő-46, 44.9–45.0 m



94. kép. Az intrúzió szegélyének repedésébe betüremkedett üledék. Szarvaskő-46 fúrás, 35,8 m

Photo 94. Sediment filling the crack in the rim of intrusion. Borehole Szarvaskő-46, 35.8 m

6. táblázat. A Tardosi Gabbró Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 6. Chemical composition of the rocks of the Tardos Gabbro Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	∑S
1.	47,7	1,58	12,7	2,42	9,06	0,210	9,64	7,84	3,00	0,18	3,78	0,36	0,81	0,12	0,15
2.	49,0	1,78	14,6	2,35	9,48	0,21	7,94	6,39	3,75	0,14	3,82	0,20	0,26	0,22	0,24
3.	49,2	1,81	15,4	2,08	9,33	0,305	6,11	6,72	4,19	0,16	3,54	0,26	0,49	0,17	0,16

1. Szk-42: 97,5 m gabbró, 2. Szk-43: 74,0 m dolerit, 3. Szk-46: 29,7 m dolerit

Szorosan a gabbróhoz kapcsolódva, annak szegélyzónájában (estleg tagozat szinten elkülöníthető) *ultramafit* kőzettestek jelennek meg. Ezek fekete színű, szívós, nagyon nehezen törhető, az érdes törési felületen fémfényű kőzetek. Ásványos összetételük változó, leggyakoribb a *wehrlit* (olivin, diallág, amfibol, ilmenit, titanomagnetit), de vannak csaknem monomineralikus kőzetfajták is, úgymint *piroxenit* és *hornblendit*.

A gabbró elsősorban a homokkőves rétegcsoportha (Vaskapui Homokkő Formáció) települ, de a Bátor Bá-2 fúrásban mészkő-betelepüléssel palával (Oldalvölgyi F.) érintkezik. A bezáró üledéket az intrúziók az érintkezési zónában megolvasztották, ezek a termokontakt kérgék bizonyítják, hogy a gabbrótestek eredeti keletkezési környezetükben vannak, nem tektonikus hatásra gyúródtak be az üledékbe (XV. tábla 3., 4. kép). A rétegsor pontosításával lesz megállapítható, hogy az effuzív szint alatt, vagy fölött (esetleg mindkét helyen) települnek.

A korábbi irodalomban következetesen felemlített teleptelér jelleg nem bizonyítható. A termokontakt szegély finomsávós, mállottan kifehéredő, homokkő jellegű, könnyen összetéveszthető a finomrétegzett homokkővel. Ez a sávosság azonban az intrúziószegéllyel párhuzamos, a kőzet valódi rétegzésével nincs összefüggésben.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen általában vastag málladéktakaró fedi, ritkán található sziklafalban, de ott is limonitosan erősen mállott. A fő bazaltvonulat ÉNy-i és DK-i oldalán kisebb-nagyobb kibukkanásokban látható. Kérdéses, hogy ezek nagy testek elkülönült megjelenései-e, vagy önálló intrúziók. Legnagyobb területű foltja az Új-határ-völgy mentén van. Nagyobb előfordulása található Felsőtárkánytól északra a Köves-tető és a Jómárci-kő között, valamint kis kibukkanása látható az Almár-völgy alsó szakaszán, a Mákszem keleti lejtőjén és a Vörös-kő-völgyben (XIV. tábla 5. kép). Valószínűleg ide sorolható a Hejőszalonta Hejő-1 fúrásban erősen gyúrt fekete pala környezetben feltárt bázisos vulkanit is.

A wehrlit előfordulásai a délkeleti vonulatban, az Új-határ-völgyben és ettől DNy-ra a Major-árokban vannak.

Intruzív testekről lévén szó, a vastagság egyértelműen nem határozható meg.

Kijelölt alapszelvénye nincs, típusszelvénynek tekinthető a felhagyott kőfejtők közül a földtani bemutatóhelynek kialakított, ún. Tóbérc-bánya, valamint a Tardos-bánya.

Fúrasi típusszelvénye a Szarvaskő SzK-46 fúrás, amely többször is harántolta az intruzív test hullámzó kontaktusát (28. ábra).

**Kor.** A Tóbérc-bánya csillámos kontaktusának muszkovitjában mért K–Ar radiometrikus átlagkor  $165 \pm 5$  millió év, ugyanitt amfibolon mért átlagkor  $166 \pm 8$  millió év (ÁRVÁNÉ SÓS et al. 1987). A Varga-tetőn az intrúzióhoz termális kontaktussal kapcsolódó palás aleurolit radiolarit-betelepülése Kozur szerint (in BALOGH et al. 1984) középső-bajoci, Dosztály L. újraértékelése szerint késő-bath–kora-callovi (CSONTOS et al. 1991a).

**Fáciesértelmezés.** A formáció anyaga az óceáni riftesedés kezdeti szakaszában a vulkáni centrum körzetében az üledékösszetételbe nyomult magmás testek lassú kihűlésével keletkezett, nem azonos a valódi óceáni kéreg gabbrórétégeivel (sheeted dyke komplex). A befogadó, még nagy víztartalmú üledékből a hőhatásra felszabaduló könnyenillók (elsősorban vízgőz) (pseudo)hidrotermális elváltozásokat okoztak a Tardosi Formáció kőzeteiben.

Az ultrabázisos kőzettestek genetikája nem egyértelmű. Az általános vélekedés szerint korai kiválású, az olvadékban gravitációsan szételegyedő ásványfelhalmozódás. Felvetődhet azonban a xenolit eredet, valamint (a szegélyzónában való megjelenése miatt) a termokontakt folyamatokhoz kötött volta is.

A típusterületen felismerése nem jelent gondot, bár az intrúziószegélyek üveges jellege és a mállott felszín pszeudopillar-s megjelenése némiképp nehezíti a besorolást, de a termokontakt szegély és a durvaszemcsés szövet a terepi felismerhetőséget is lehetővé teszi.

**Korreláció.** A Bükk kapcsolatait ismerve a jura magmatizmus összehasonlításához legnagyobb valószínűséggel a Dinári-ofiolitizóna rendszere jöhet számításba. Mindenesetre a Bükk területe a riftesedés ÉNy-i elvégződésének közelében lehetett, hiszen a tengelyt jelző Szarvaskői Bazalt üledékösszetételbe települt, a Tardosi Gabbró intrúziók is üledékbe nyomultak.

## KRÉTA

Késő-juránál fiatalabb mezozoos képződmények a szorosabb értelemben vett Bükkből nem ismertek. Bár az üledékfelhalmozódás még a kora-krétában is folytatódhatott, azonban a középső-kréta regionális metamorfózist és kiemelkedést követő, paleogén eleji szárazföldi lepusztulás során több ezer méter vastagságú kőzetegyüttes tarolódott le, tagolt térszín alakult ki, sok helyen a triász mészkő is felszínre került.

## Felső-kréta

### *Nekézsenyi Konglomerátum Formáció* — ${}^{40}\text{K}_3$ ( ${}^{40}\text{K}$ )

Észak-Magyarország egyetlen bizonyított kréta korú formációja felszínen mintegy 8 km hosszú sávban jelenik meg az Upponyi-hegység déli szegélyén. SCHRÉTER (1915a, b) — Böckh Jánosnak tulajdonítva az elnevezést — „gosau konglomerátumként” említette, BALOGH (1964) gosau kifejlődésű konglomerátum- és homokkőösszetételként írta le. Modern szedimentológiai ismertetése BREZSNYÁNSZKY, HAAS (1984) és CLIFTON et al. (1985) cikkeiben jelent meg.

**Litológia, település.** A formáció homokkő- és agyagmárga-betelepüléssel, vastagpados konglomerátum, egy ponton (a bántapolcsányi szőlőkben) rudistás mészkőtömböket is tartalmaz. Uralkodóan szürke, az agyagmárga-betelepülések sötétszürke (mállottan sárga), Nekézsenytől Ny-ra a Jöcsös-völgyben lilásvörös színűek. Utóbbi elszíneződést BALOGH (1964) az alsó-triász vörös homokkő hatásának vélte, valójában a Strázsahegyi Formáció hematitos mészkőve okozza.

A konglomerátumpadok ciklusos kifejlődésűek, vastagságuk változó, általában 1-3 m, de néha 10 m-t is elér. A kavicsok többnyire szorosan érintkeznek, előfordul azonban, hogy mintegy „úsznak” a márgás alpanyagban. A kavicsok mérete rendkívül változatos, a maximális méret 20 cm (kivételesen akad 50 cm-es is). Általában jól koptatottak, gyakori a többkevesbé kerekített szemcse. Anyaguk dominánsan mészkő, ezek jórészt a Rudabányai-hegység Bódvai-alegységének nem metamorf triász és jura kőzeteivel azonosíthatók. Az anchi-epimetamorf mészkő-, mészfilit-, homokkőpala-, kovapalakovacsok valószínűleg az Upponyi-hegységből származnak. A néhány %-nyi fehér és világosszürke kvarcitkavics származási helye ismeretlen (95. kép). Bizonyíthatóan Bükk hegységi kavicsot nem tartalmaz (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984).

Dédestapolcsány Bántapolcsány falurészétől ÉNy-ra a konglomerátumban néhány világosszürke, rudistás mészkőtömb makrofaunáját SCHRÉTER (1945), Foraminiferáit SIDÓ (1961) határozta meg, ezeken kívül telepes korall, Lithothamnium- és Bryozoa-töredékek láthatók benne.

**Elterjedés, vastagság.** Csak az Upponyi-hegység déli peremén, a Tapolcsányi-egységben fordul elő, itt a Tapolcsányi és a Strázsahegyi Formáció erodált felszínére települ. Rétegtani fedője ismeretlen, a SCHRÉTER (1953) által felismert Nekézsenyi-rátolódás zónájában a Gerennavári Mészkő tektonikusan került föléje (Nekézseny Nek-7 fúrás).

Alapszelvénye a nekézsenyi vasúti átmetszés (96. kép), mélyfúrás típusszelvénye a Nekézseny Nek-5 fúrás 9,0–92,7 m közti szakasza. Jó szelvényben tanulmányozható a csokvaományi bekötőút menti felhagyott kőfejtőben. Legnyugatabbi előfordulása a Lénárdaróc Ld-2 fúrásban van. Vastagsága néhány száz m-re tehető.

**Ősmeradvány, kor.** Kréta korát már az első térképező, BÖCKH (1867) felismerte a Dédestapolcsány mellett talált *Actaeonella* lelet alapján. A gyér ősmeradványanyagot SCHRÉTER (1945) összesítette (*Cyclolites* sp., Telepes korallak, *Plagioptychus aguilloni*, *Hippurites cornu vaccinum*, *H. sulcatus*, *H. organisans*, *Radiolites* cf. *angeoides*, *Actaeonella gigantea*, *A. renauxiana*, *Glauconia obvoluta*, *G.* cf. *kefersteini*, *Cardium* sp., *Corbula* sp., *Lima* sp., *Pecten* sp., *Nerinea* sp., *Cerithium* sp.), ezek santoni–campani kort jeleznek. Megerősítették ezt SIDÓ (1961) kéziratban maradt Foraminifera-meghatározásai (*Vidalina hispanica*, *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Praealveolina* sp., *Bulimina* sp.), ugyanakkor SIEGLNÉ FARKAS (1984) palinológiai vizsgálatok alapján a campani kor mellett foglalt állást, mégpedig Ny-ról K-re fiatalodó módon. A csokvaományi kavicsbánya agyagos közbetelepüléseiből santoni–campani határra jellemző, a nekézsenyi vasúti átmetszésből kora-campani, Dédestapolcsányban a Rágyincs-völgy bejáratánál késő-campani korú sporomorfa együttessé határozott meg. A nekézsenyi vasúti átmetszés szelvényében az *Oculopollis zaklinskaia*–*Brecolpites*-dominanciazónán belül kismértékű É–D irányú fiatalodást tapasztalt. Ez arra utal, hogy a rétegsor (a kavicspadokban látható inverz gradáció ellenére) nincs tektonikusan átbuktatott helyzetben.



96. kép. Nekézsenyi Konglomerátum. A nekézsenyi vasúti átmetszés K-i fala (foto: Császár G.)

Photo 96. Nekézseny Conglomerate. The eastern wall of the railroad cut at Nekézseny (photo: G. Császár.)



95. kép. Roppantott fekete kvarcitkavics a Nekézsenyi Konglomerátumból. A nekézsenyi vasúti átmetszés ÉNy-i végén, a nekézsenyi rátolódás közeléből. (foto: Pellérdy L.-né)

Photo 95. Cracked black quartzite pebble from the Nekézseny Conglomerate found at the north-western end of the Nekézseny railroad cut, close to the Nekézseny thrust (photo: M. Pellérdy)

**Fácies, korreláció.** Gravitációs üledékmozgással képződött tenger alatti lejtőüledék. Elsődleges felhalmozódási helye hegyvidékekkel érintkező tengermedencének a hegylábhoz támaszkodó részében levő hordalékkúp, ahonnan annak lejtőin megcsúszva törmelékfolyással, esetenként turbidites zagyáramokkal áthalmozódott és a mélyebb tengerrészben újraülepedett. Ennek során szakadoztak szét és keveredtek a kavicsanyagba a hordalékkúp tetején meglepedett rudistás biohermák (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984). SIEGLNÉ FARKAS (1984) autochton tengeri szerves vázú mikroplankton nem talált a vizsgált mintákban, ebből arra következtetett, hogy a finomszemcsés üledékek folyóvízi-tavi környezetben rakódtak le.

# KAINOZOIKUM

## PALEOGÉN

A bükki paleogén egységes üledékciklust alkot a késő-eocéntől az oligocén végéig. Mindenütt szögdiszkordanciával települ a metamorfizált és erősen deformált mezozoos képződményekre, amelyeket azonban a birtokunkban lévő adatok alapján soha nem fedett le teljes egészében. Ennek bizonyítéka például, hogy a felső-oligocén Csókási Formáció reliktu-  
mai a hegység belsőbb részeiben a felső-eocén és alsó-oligocén teljes kimaradásával, közvetlenül a mezozoikumra települ-

nek. Közvetett adat a DK-i Bükk kora-miocén előtti intenzív karsztosodása; ezeket a mélyedéseket ui. az alsó-miocén Felsőnyárádi Formáció Vincepáli Tagozata tölti ki.

A bükki paleogén üledékciklust a regresszív jellegű Egri Formáció zárja, melyet a terület kibillenése és részleges denudáció követett.

### Felső-eocén

#### Kosdi Formáció — ${}^kE_3$ ( ${}^kE$ )

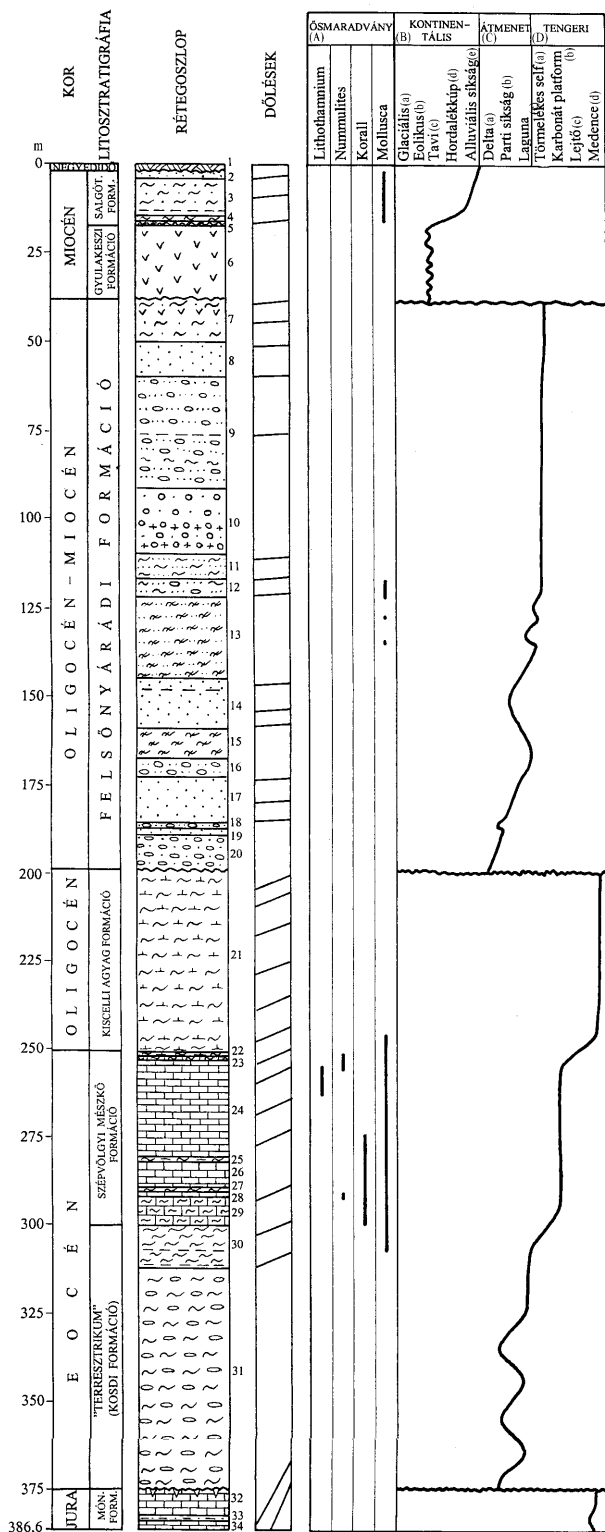
**Litológia, település.** A paleogén üledékciklus kezdőtagja a Kosdi Formáció. Döntően vörös, alárendelten sárga és szürke agyag, valamint homok, kavics, dolomit- és mészkőtörmelék elegye. Két részre bontható, alsó részén szárazföldi kifejlődésű, felső részén átmenet mutatkozik a tengeri fácies felé.

Legjobban vizsgált szelvényében, a Varbó V-75 fúrásban (29. ábra) a 311,9–375,0 m közötti alsó részt szárazföldi kifejlődésű, közettörmelékes tarkaagyag alkotja, melyben felfelé a durvatörmelék mennyisége és a törmelékdarabok mérete egyaránt csökken. A fúrás szelvényének legalsó 5 méterében max. 25 cm nagyságú görgetegek is találhatóak, felfelé a törmelékdarabok nagysága 0,5–2 cm. Anyaguk változatos, de mindig a környezetből származik: Kisfennsík típusú világos mészkő,

**29. ábra.** A Varbó-75 fúrás földtani szelvénye (Szerkesztette: Less Gy.)  
1 – talaj, 2 – finomhomok, 3 – finomhomok, agyagos-aleurit, 4 – agyag, 5 – barnaköszén, 6 – riolituffit, 7 – agyag, aleurolit és márga, 8 – homokkő, 9 – kavicsos homokkő agyagbetelepülésekkel, 10 – konglomerátum, 11 – homokkő és aleurolit, 12 – homokkő és aleurolit konglomerátum-betelepülésekkel, 13 – tarkaagyag és aleurit, homokkő, 14 – homok, helyenként aleurit, 15 – tarkaagyag és aleurit, 16 – kvarckavics, 17 – finomhomok, 18 – kavicsos finomhomok, 19 – aleurit és finomhomok, 20 – kavicsos finomhomok, 21 – agyagmárga, legalsó részén laminitesíkokkal, 22 – agyagmárga vonalas nummulites-ekkel, 23 – mészmárga *Nummulites fabianii*-val, 24 – mészkő, legfelső részén *N. fabianii*-val (254,30-ig), lejjebb molluscás, korallós, vörösalgás és miliolinás, 25 – agyag, molluscás, szénzsinóros, 26 – mészkő, korallós-molluscás, 27 – agyag, molluscás, 28 – mészkő, korallós-molluscás, 29 – márga, mészmárga, molluscás, miliolinás, 30 – agyag, cerithiumos, szénzsinóros, 31 – kavicsos tarkaagyag, 32 – sötétszürke mészkő, 33 – sötétszürke aleurolit, 34 – szürke mészkő

**Figure 29.** Geological section of borehole Varbó-75 (Compiled by Gy. Less)

1 – soil, 2 – fine-grained sand, 3 – clayey-silty fine-grained sand, 4 – clay, 5 – coal, 6 – rhyolite tuffit, 7 – clay, silt and marl, 8 – sandstone, 9 – pebbly sandstone with clay intercalations, 10 – conglomerate, 11 – sandstone and silt, 12 – sandstone and silt with conglomerate intercalations, 13 – variegated clay and silt, sandstone, 14 – sand (silty), 15 – variegated clay and silt, 16 – quartzite pebble, 17 – fine grained sand, 18 – fine grained sand with pebbles, 19 – silt and fine-grained sand, 20 – fine grained sand with pebbles, 21 – clay marl (laminated in the lowermost part), 22 – clay marl with striate *Nummulites*, 23 – calcareous marl with *Nummulites fabianii*, 24 – limestone with molluscs, corals, corallinaceans, Miliolids and with *N. fabianii* in the uppermost part (254,30), 25 – clay with molluscs and coal-seam, 26 – limestone with corals and molluscs, 27 – clay with molluscs, 28 – limestone with corals and molluscs, 29 – marl and calcareous marl with molluscs and Miliolids, 30 – clay with *Cerithium* shells and coal-seam, 31 – variegated clay with pebbles, 32 – dark-grey limestone, 33 – dark-grey siltstone, 34 – grey limestone



tűzköves mészkőből származó tűzkő, kovapala és kvarc. Hasonló a törmelékanyag a Kosdi Formáció Várkút melletti felszíni feltárásaiban, illetve a Nagy-Eged környékén mélyült cementipari kutatófúrásokban is (VITÁLIS, HEGYI 1967). A törmelékanyag a V-75 fúrásban osztályozatlan, koptatlan vagy alig koptatott. A DNy-i Bükkben ugyanakkor bőven található viszonylag jól koptatott, zömében tűzkő- és kvarckavicsok is a formáció legfelső részében.

Az öszlet 90%-át alkotó tarkaagyag jellemzően rozsdavörös, emellett lilásfehér árnyalatok is előfordulnak. Rétegzettség sehol sem észlelhető. Kémiai összetételét tekintve az agyag a V-75 fúrásban (elemző Emszt M., MÁFI) gyakorlatilag mészmentes (CaO < 0,5%), 70–83% SiO<sub>2</sub>-t, 7–14% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-t, 2–6% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-t, 0,5–1,5% FeO-t, 1–3% K<sub>2</sub>O-t, 0,5–1,5% MgO-t és 0,5–1% TiO<sub>2</sub>-t tartalmaz. A MnO, Na<sub>2</sub>O és SO<sub>3</sub> mennyisége elenyésző, a víztartalom 2–4%-os. Ásványos összetételében (röntgendiffrakció: Kovács-Pálffy P., derivatográfia: Vargáné Barna Zs., MÁFI) a kvarc dominál (40–80%), az agyagásványokat csökkenő sorrendben kaolinit, montmorillonit, illit és klorit képviseli. A muszkovit egyes mintákban 10–15%-nyi, más mintákból viszont hiányzik. 1–2%-nyi plagioklász, kálföldpát és pirit mindig található, nyomnyi sziderit és goethit mellett.

A Kosdi Formáció felső részének kifejlődése (a V-75 fúrásban 299,8–311,9 m között) már a Szépvölgyi Mészkő Formáció felé való átmenetet jelzi. A rétegsort itt szürke, helyenként molluscás, jól rétegzett agyag építi fel. A kagylók mellett egyes szintekben a *Cerithium*ok kőzetalkotó mennyiségben jelennek meg. Az agyagban több, 5–10 cm vastag barnaköszénzsínor található. Ez az agyag már meszes (40%-nyi CaCO<sub>3</sub>), emellett ugyanannyi kvarcot, valamint 15%-ban agyagásványokat (csökkenő sorrendben: illit, montmorillonit és kaolinit) és 1-1%-nyi kálföldpátot, plagioklászt és piritet tartalmaz. Ezen öszlet fölött miliolinás és magányos korallós mészmárga következik folyamatos átmenettel, ez már a tengeri kifejlődésű Szépvölgyi Mészkő bázisa.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen megtalálható Egertől Bükkzsércig a Szépvölgyi Mészkő Formáció alatt, ahol fekszik Egertől a Vár-hegyig Felsőtárkányi Mészkő, onnan Bükkzsércig a jura különböző formációi. ÉK-en, a V-75 fúrás a jura Oldalvölgyi Formációra települő paleogén üledékciklus alján, 299,8–375,0 m között, több mint 75 m vastagságban tárta fel.

A Kosdi Formáció extrém mértékben változó vastagságát az eocén végére kialakult ősdomborzat határozza meg. Legnagyobb ismert vastagsága a DNy-i Bükkben (Noszvaj Nv-1 fúrás) 244 m. Az ÉK-i Bükkben a Varbó-75 fúrásban harántolt kb. 60 m valódi vastagság a legnagyobb ismert érték.

**Ősmaradványok, kor.** A Kosdi Formáció alsó része semmilyen ősmaradványt nem tartalmaz. A felső rész Molluscái, (elsősorban a *Cerithium*ok) csak fáciesjelzők. A Szépvölgyi Mészkő Formáció korának pontosítása (l. később) révén a Kosdi Formáció rétegtani helyzetét a felső-eocén priabonai emeletének alsó részében, esetleg már a középső-eocén bartoni emeletének legfelső részében lehet meghatározni.

**Fácies, korreláció.** A Kosdi Formációnak a fejezet elején vázolt elterjedése azt jelzi, hogy a Szépvölgyi Mészkő Formációt lerakó transzgresszió előtt tagolt domborzat alakult ki a Bükkben. Ebből a triász mészkövek kipreparálódtak, míg elsősorban a puhább jura kőzeteken kisebb mélyedések alakultak ki. Utóbbiakban halmozódhatott fel a szárazföldi eredetű Kosdi Formáció, egyúttal ki is egyenlítve a nagy domborzati különbségeket a Szépvölgyi Mészkő transzgressziója előtt. E kiegyenlítő utolsó fázisában csökkentsóvízi lagúnák alakultak ki, melyekben kisebb vastagságú tőzeg képződött, amiből nem műrevaló szénszínórok alakultak ki.

### **Szépvölgyi Mészkő Formáció — <sup>s</sup>E<sub>3</sub> (°E)**

**Litológia, település.** A Szépvölgyi Mészkő Formáció és a Kosdi Formáció átmenetét a Varbó-75 fúrásból, a bikk-bérci fúrásokból és a felsőtárkányi Vár-hegy útbevágásából ismerjük. Varbón a (még a Kosdi Formációba sorolt) fekvő agyagmárgára települő mészmárgában miliolinák, kisebb Ostrea-szerű kagylók és magányos korallok jelennek meg. A 292,2–299,8 m közötti szakasz fölött jellegzetesen világos sárgásszürke mészkő válik uralkodóvá a fúrásban (251,9 m-ig), melyben a fenti faunaelemek mellett gyéren találni Nummuliteseket, elsősorban *N. fabianii*-t. A felsőtárkányi Vár-hegy útbevágásából VARGA P. (1986) a Kosdi Formáció és a korallós-molluscás Szépvölgyi Mészkő között 4 m vastag laza, meszes és limonitos kötőanyagú vörösbarna konglomerátumot, homokkővet és homokos mészkővet említ. Ez a feltárás jelenleg alig tanulmányozható. Az agyagos mészkő – márga kötőanyagú polimikt konglomerátumot a bikk-bérci cementipari kutatófúrások 1-2 méter vastagságban harántolták (VITÁLIS, HEGYI 1967).

A Szépvölgyi Mészkő Formáció triász mészkőaljzatra (Felsőtárkányi Mészkő Formáció) települő bázisrétegei a miskolci Forrás-völgy legelejének É-i oldalán, a Bekény-pusztáról Sályra vezető erdészeti műút K-i oldalán kiálló sziklában, a Sály (Lator út) és Kács közötti Agyagos-tetőn (97., 98. kép), valamint Kácsból É-ra, a Kis-Szoros-völgy K-i oldalán vezető erdészeti út bevágásaiban ismertek. A legutóbbi helyen Szépvölgyi Mészkővel kitöltött fúrókagylónyomok is megfigyelhetők a triász mészkővön.

A bázisrétegeket tűzkőkavicsokat és szögletes tűzkőtörmeléket bőven tartalmazó miliolinás mészkő alkotja. A Csanyik-völgyi kibúvásban vastagsága eléri a 6 métert; itt, tűzkő mellett mészkőkavics is megjelenik, azonkívül néhány viszonylag vastagabb héjú kagyló törmeléke figyelhető meg.

A Szépvölgyi Mészkő Formáció fő tömegét világos szürkéssárga, sokszor gumós megjelenésű pados mészkő alkotja, a padok közé vékonyabb-vastagabb márgarétegek települnek. Jellegzetesen biogén mészkő, a DNy-i és DK-i Bükkben a



97. kép. Kavicsos mészkő a Szépvölgyi Mészko bázisán. Kács, Agyagos-tető Ny-i oldala

Photo 97. Pebbly limestone at the base of the Szépvölgy Limestone. Kács, the western side of the Agyagos-tető



98. kép. Kavicsos Szépvölgyi Mészko vékonycsiszolati képe. Kács, Agyagos-tető Ny-i oldala

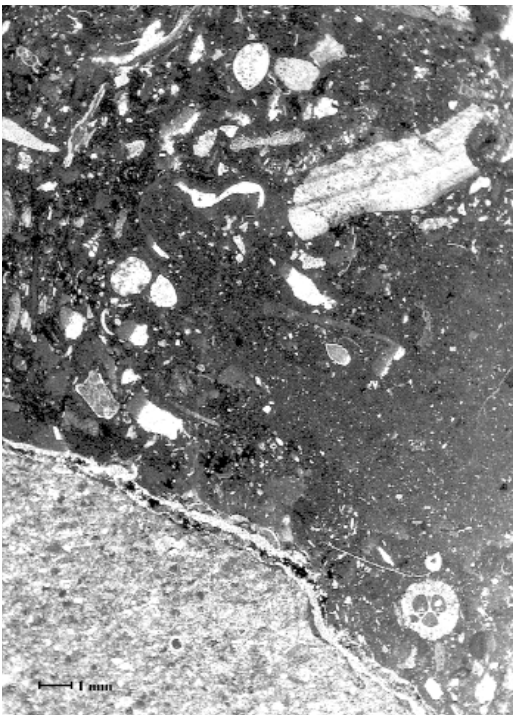
Photo 98. Thin-section photomicrograph of the pebbly Szépvölgy Limestone, the western side of the Agyagos-tető. Kács

vörösalgák (Corallinacea-k, régebbi összefoglaló nevükön Lithothamniumok) és a nagyforaminiférák, ezen belül is a Nummulitesek (dominánsan a *N. fabianii*) a meghatározó elemek. Az agyagos mészkő szakaszokban a miliolinás fácies uralkodó, míg a mészmárga átmeneti jellegű a kettő között (V. ZILAHY 1967). Az ÉK-i Bükkben a V-75 fúrás rétegsorában meghatározó a molluscás-korallós-miliolinás fácies, alárendelten fordul elő a *Nummulites fabianii*-s és corallinaceás mészkő.

A mészkő mikrofácies jellegzetesen grainstone és packstone, ritkábban wackestone, illetve floatstone [a részletes mikrofácies-elemzés VARGA P. (1986) kéziratos jelentésében található].

A Szépvölgyi Mészko felső szakasza a fedő felé egyre márgásabb, eltűnnek a Corallinaceák, Miliolinák és korallok. Megszűnik a *Nummulites fabianii* dominanciája is, diverz összetételű nagyforaminifera-fauna lép fel. A kistermetű, vonalas *Nummulitesek* mellett az *Assilina alpina* és esetenként különböző Orthophragminák is jelentős mennyiségűek. Megemlíthetők még a kisgyőri feltárásokban található nagyméretű (akár 20 cm-es), gyakran páros teknőjű Ostreák. A Szépvölgyi Mészko nek ez a mindössze néhány méter vastagságú felső szakasza a Budai Márga (vagy a Bükk északkeleti részén a Kiscelli Agyag) felé való átmenetet képviseli. Kevés feltárása van, de azok mind jelentősek, miután ebből a kőzetből a nagyforaminiférák kiiszapolhatók és így pontosan meghatározhatók. Ilyen feltárások a síkfőkúti Cseres-tető alján lévő kis, felhagyott kőfejtő felső része (KECSKEMÉTI, VARGA 1984), a kisgyőri Remete-kút fölött vívő dózerút bevágásai és tőle DK-re a Kis-kúttól a Palabánya-völgybe vezető dózerútbevágások (LESS et al. 2000), valamint a miskolci Király-kútnál lévő, ma lezárt és növényzettel betakart feltárás (JÁMBOR-KNESS 1988). A V-75 fúrásban a Szépvölgyi Mészko és Kiscelli Agyag közötti gyors, de folyamatos átmenet 250,4–251,9 m között figyelhető meg. Itt szürke, sűrűn molluscás agyagmárga található, benne 251,2 m-nél az ún. királykúti *Nummulites*-faunával (l. lejjebb).

**Elterjedés, vastagság.** A bükki eocén fő tömegét alkotó Szépvölgyi Mészko Formációnak három fő elterjedési területe van. A Bükk DNY-i lábánál Egertől Bükkzsércig majdnem mindenütt a Kosdi Formációból fejlődik ki. Az egyedüli kivétel a Bükkzsérc fölötti Mákszem, ahol eróziós foszlánya közvetlenül a Bükkzsérci Mészko Formáción fekszik (99. kép). Bükkzsérc és a Cserépváralja fölötti Farkas-kő (100. kép)



99. kép. Fúrókagylóüreges jura mészkőre települő Szépvölgyi Mészko vékonycsiszolati képe. Bükkzsérc, Mákszem DK-i lejtője

Photo 99. Thin-section photomicrograph of the Szépvölgy Limestone overlying Jurassic limestone bored by clams. Bükkzsérc, the south-eastern slope of the Mákszem

között a teljes paleogén hiányzik, a miocén közvetlenül a mezozoos aljzatra települ. A Farkaskőtől Kisgyőrig a Szépvölgyi Mészke ismét folyamatosan követhető, abráziósan települten a középső–felső-triász Felsőtárkányi vagy Bervai Mészke Formációra. Kisebb eróziós roncsai Kács fölött is megtalálhatók. Kisgyőr és a Csanyik-völgy között fúrásokból sem ismert. A harmadik terület a Bükk északkeleti pereme, ahol egyrészt a miskolci Csanyik- és Forrásvölgy környékén, másrészt Varbótól D-re és DNy-ra található meg kisebb-nagyobb foltokban. Itt is többnyire közvetlenül a mezozoos aljzatra települ, de a V-75 fúrásban vastag Kosdi Formáció a fekéje.

A Szépvölgyi Mészke teljes vastagsága általában 50 m körüli és csak néhány fúrásban haladja meg a 100 m-t (pl. a Felsőtárkány-Bikkbérc III-0 fúrásban 120,5 m).

**Ősmeradványok, kor.** A Bükkben található Szépvölgyi Mészke eddig is ismert priabonai korát nagyforaminiferák (Less Gy. és Kecskeméti T. meghatározásai, 101., 102. kép), plankton Foraminiferák (Horváth M.) és mézsvázú nannoplankton (Báldiné Beke M. és Nagymarosy A.) segítségével pontosítottuk.

A Szépvölgyi Mészke alsó korhatárának kijelölésénél csak a nagyforaminiferák állnak rendelkezésre. A Síkfőkút feletti Attila-kút oldalában, nem sokkal a Kosdi Formáció fölött gyűjthetők jó megtartású, kipreparálódott példányok (VARGA P. 1986; LESS et al. 2000). A faunában az általában ritka B formák is szép számmal előfordulnak. A három domináns forma közül a *Heterostegina reticulata italica* önmagában is jelzi a priabonai középső részét. A *Nummulites fabianii* az emelet alsó és középső részén található meg (a felső-priabonai *N. retiatius* követi), míg az *Assilina alpina* embrióméret alapján mért fejlettsége inkább az emelet felsőbb részére utal. Mindezek alapján a Bükkben található Szépvölgyi Mészke képződése csak a priabonai közepén, SERRA-KIEL et al. (1998) sekélybentosz-zonációjában az SBZ 19/20-as zónák határa táján kezdődött el. Ez az adat egyúttal visszahat a korhatározó ősmaradványoktól mentes Kosdi Formáció korára is (l. ott).

Mindhárom fossziliacsoport előkerült a Szépvölgyi Mészke felső, márgásabb részéből. A kisgyőri Remete-kút és Kis-kút környékének nagyforaminifera-faunáját LESS (1999) részletesen leírta. Az itt talált fauna rendkívül diverz, 16 taxonból áll és talán a leggazdagabb a Tethysben leírtak között. Közülük a *Nummulites retiatius*, *Spiroclypeus carpathicus*, *Disco-cyclina trabayensis vicenzensis* és *Asterocyclina stella buekkensis* csak a priabonai felső részére jellemző, az emelet alsóbb részein filogenetikai elődeik találhatóak meg. Így ez a fauna az SBZ 20-as (felső-priabonai) zónát határozza meg. A Királykútnál és a Varbó-75 fúrás 251,2 m-ében található faunában csak a fenti Nummulitesek fordulnak elő, de a *N. retiatius* itt hiányzik. A síkfőkúti kőfejtőben is hasonló a fauna, de itt az Orthophragminák nincsenek képviselve.

Még közelebb vitt a Szépvölgyi Mészke felső korhatárának tisztázásához a mézsvázú nannoplankton vizsgálata. A síkfőkúti kőfejtő üledéksora Nagymarosy (in KECSKEMÉTI, VARGA 1984) szerint az NP 21-es zónába tartozik. A Kisgyőr környéki mintákra (det.: Báldiné Beke M.) ugyanez a kor adódott, a *Cyclococcolithus formosus*, *Reticulofenestra placomorphia* és *Isthmolithus recurvus* megléte (NP 21-es zónában kihaló fajok), a Discoasterek (NP 19/20-as zónában kihalnak) és holococcolithok (NP 22-es zónában jelennek meg) hiánya alapján. A részletes flóralista LESS et al. (2000) munkájában található meg.

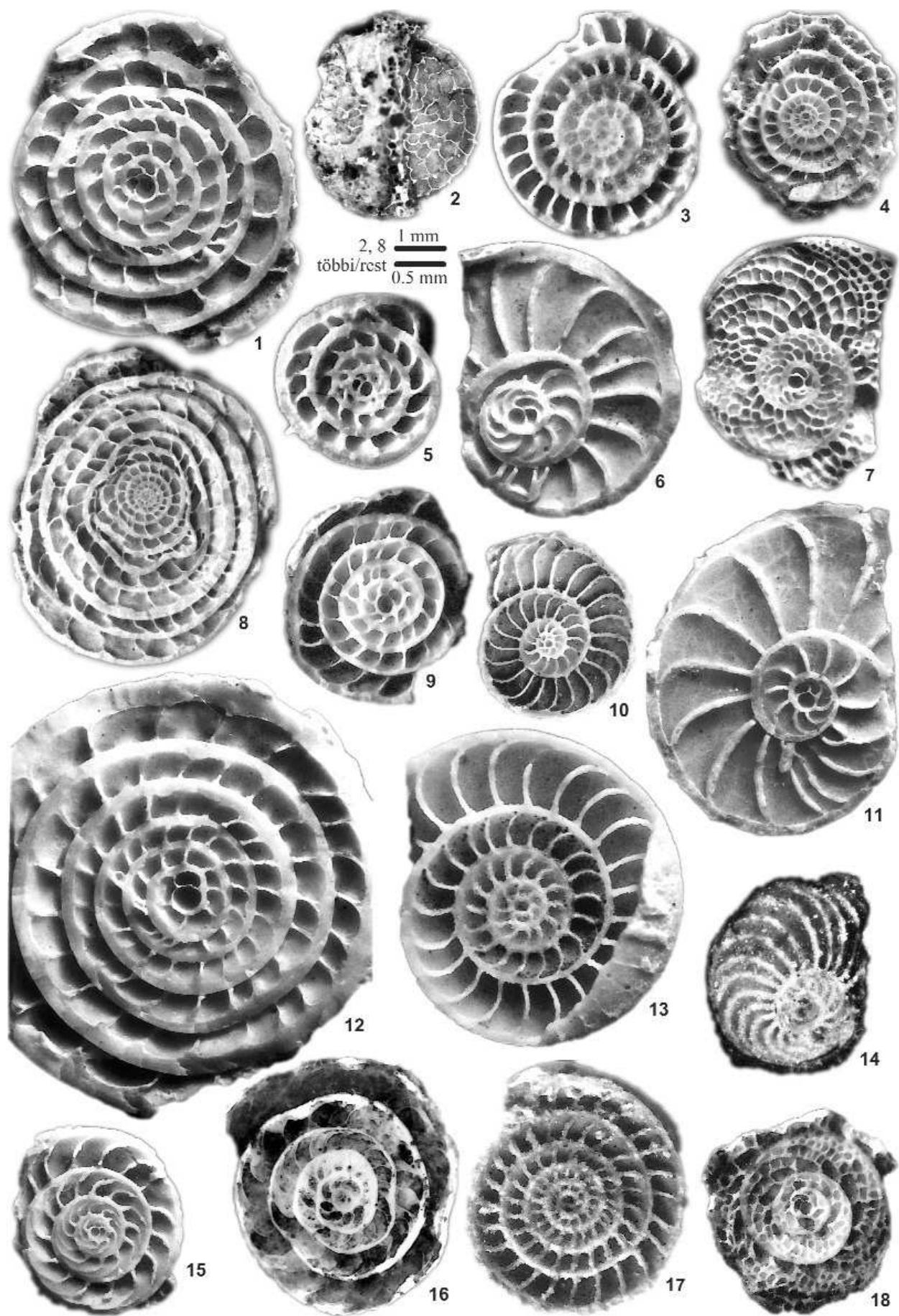
Az eocén/oligocén kronosztratigráfiai határát jelenleg (HARDENBOL et al. eds 1998) az NP 21-es zónán belül vonják meg. Így a Szépvölgyi Mészke felső határa gyakorlatilag ennek felel meg, hiszen a nagyforaminifera-fauna (benne a priabonai végén kihaló Orthophragminákkal!) még mindenképpen a priabonai emeletet jelzi, de a „fiatal” nannoplankton ezt még pontosabban rögzíti az emelet legtetjén. Ezt a megállapítást teljes mértékben alátámasztják Horváth M. plankton foraminifera vizsgálatai (in KECSKEMÉTI, VARGA 1984), aki a síkfőkúti kőfejtő rétegeit a (HARDENBOL et al. eds 1998 szerint szintén az eocén/oligocén határán fekvő) P 18-as zónába helyezi.

**Fácies, korreláció.** Kifejlődése és a benne található ősmaradványok (nagyforaminiferák, Corallinaceák, korallak, Ostreák) alapján a Szépvölgyi Mészke sekélytengeri karbonátrámpa üledéke. Alsó része a Corallinaceák és a gyakran monospecifikus *Nummulites fabianii* megléte alapján a belső selfen képződhetett; a corallinaceás fácies az alacsony energiájú, a nummuliteszes fácies a magas energiájú részeken (PAPAZZONI 1994). A jellemzően korallós északkelet-bükki kifejlődés még a dél-bükkinél is sekélyebb vízre utal. A formáció felső részén található diverz fauna már a platform elsüllyedésének előhírnöke, az Orthophragminák a külső selfre utaló jellegzetes alakok.



100. kép. A Szépvölgyi Mészkeből felépülő Nagy- és Kis-Farkas-kő É felől

Photo 100. Nagy- and Kis-Farkas-kő from the North, built up of Szépvölgy Limestone





### 101. kép. A Szépvölgyi Mészko nummulitid nagyforaminiferái

1, 2, 8 – *Numulites fabianii* (PREVER); 1: E. 9487, 2: E. 9488, 8: E. 9489; 3, 17 – *Nummulites pulchellus* HANTKEN in de la HARPE; 3: E. 9490, 17: E. 9500; 4 – *Nummulites garnieri* de la HARPE in BOUSSAC; E. 9491, 5, 9 – *Nummulites incrassatus ramondiformis* (de la HARPE); 5: E. 9492, 9: E. 9495; 6, 11 – *Assilina alpina* (DOUVILLE); 6: E. 9493, 11: E. 9501; 7 – *Heterostegina reticulata* RÜTIMEYER itálica HERB; E. 9494; 10 – *Nummulites budensis* HANTKEN; E. 9496; 12 – *Nummulites retiarus* ROVEDA; E. 9497; 13 – *Nummulites chavannesi* de la HARPE; E. 9498; 14 – *Operculina gomezi* COLOM et BAUZÁ; E. 9194; 15 – *Nummulites stellatus* ROVEDA; E. 9499; 16 – *Nummulites* sp.; E. 9192; 18 – *Spiroclipeus carpaticus* (UHLIG); E. 9502

1-7, 9-18: A-formák, 8: B-forma, 1, 3-18: equatoriális metszetek, 2: külső morfológia. Az ábrázolt egyedek a Magyar Állami Földtani Intézet eocén (E.) gyűjteményében találhatók meg. 1-8: Noszvaj Attila-kút, középső-priabonai; 9-18: Kisgyőr, Remete-kút, felső-priabonai (10, 13, 17: 1. minta; 11, 12, 15: 2. minta; 9, 14, 16, 18: 3. minta). A lelőhelyek részletes leírása LESS et al. (2000) publikációjában található meg. Nagyítás: 1, 3-7, 9-18: 20×, 2, 8: 10×

### Photo 101. Nummulitid large foraminifera from the Szépvölgy Limestone

The names of the species see above.

1-7, 9-18: A-forms, 8: B-forms, 1, 3-18: equatorial sections, 2: external view. Figured specimens are deposited in the Eocene (E.) Collection of the Geological Institute of Hungary. 1-8: Noszvaj Attila-kút, middle Priabonian; 9-18: Kisgyőr, Remete-kút, upper Priabonian (10, 13, 17: sample 1; 11, 12, 15: sample 2; 9, 14, 16, 18: 3. sample 3). Localities are described in detail by LESS et al. (2000). Measurements: 1, 3-7, 9-18: 20×, 2, 8: 10×

A bükki Szépvölgyi Mészko képződése a priabonai második felében, egészen az eocén végéig tartott, hiszen a rákövetkező Budai Márgából már csak oligocén koradatok állnak rendelkezésre (l. később). Ez azt is jelenti, hogy a budai-hegységihez képest itt a transzgresszió vélhetően később kezdődött, de a sekélytengeri körülmények mindenképpen tovább tartottak, hiszen a Budai-hegységben a Budai Márga képződése már az eocén végén, az NP 20-as zónában elkezdődött (BÁLDI-BEKE 1984). Ha ehhez hozzávesszük, hogy a Budai-hegységtől Ny-ra, az úrhidai rögben a faciessorrend a bükkihez és budai-hegységihez hasonló (LESS et al. 2000, LESS 2004), de ott a Szépvölgyi Mészko megfelelő sekélytengeri mészko képződése már a bartoni korszak legvégén megkezdődött, de a priabonai elején a platform már elsüllyedt, ebből következik, hogy a tengerelőnyomulás NyDny felől KÉK felé haladt, aminek megfelelően a platformmészkövek (Szöci és Szépvölgyi Mészko) és a rájuk következő pelágikus márgák (Budai Márga) heterokronok.

## Oligocén

### Budai Márga Formáció — <sup>b</sup>E<sub>3</sub>-O<sub>1</sub> (<sup>b</sup>O<sub>1</sub>)

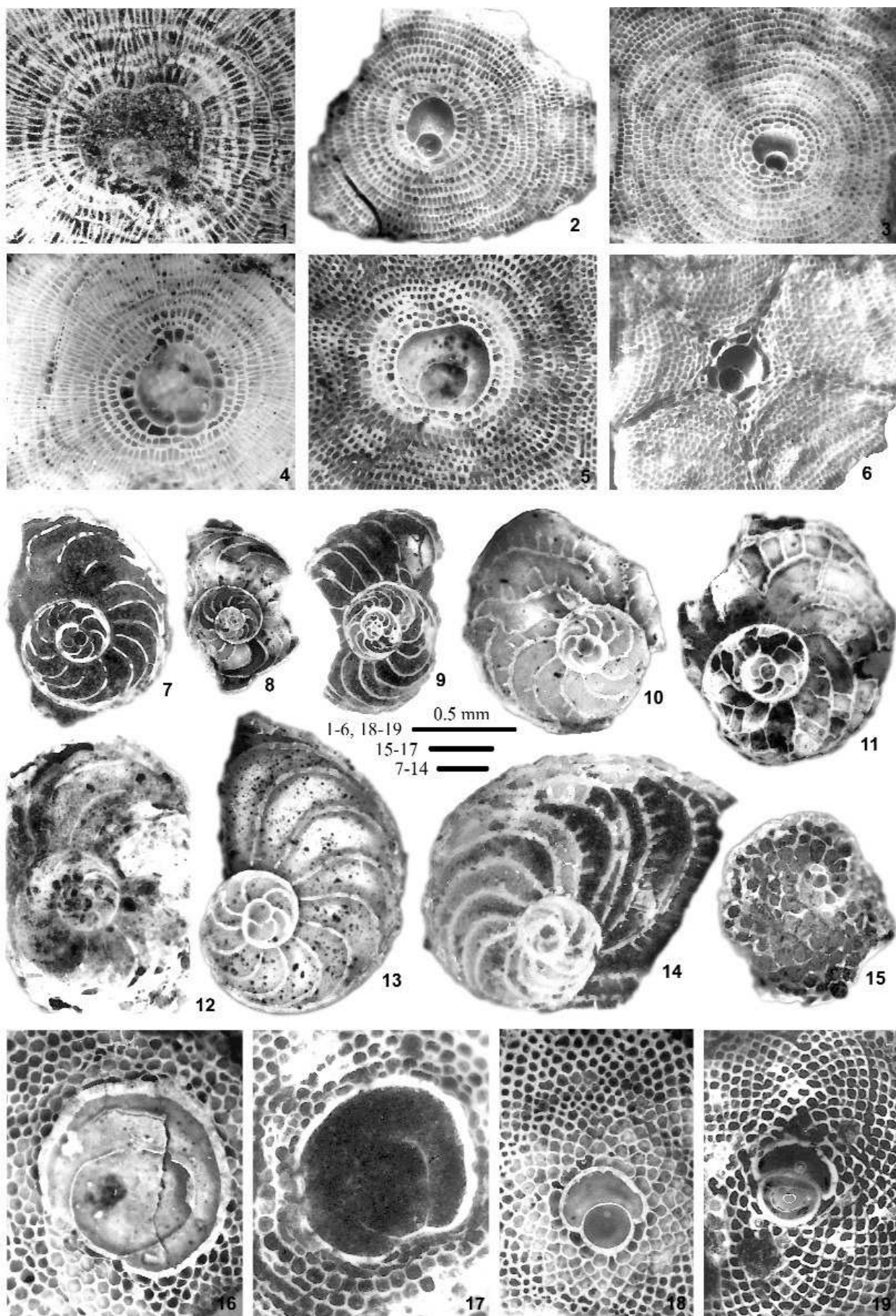
**Litológia, település.** Jellegetesen világos sárgásszürke, általában jól rétegzett, pados (padvastagság 20–40 cm), homokos mészmárga, 60–80%-os karbonáttartalommal (VARGA, NAGYMAROSY 1988). A padok között vannak keményebbek és lazábbak, Kisgyőr környékén az előbbieket, Eger–Noszvaj környékén az utóbbiak a gyakoribbak. Ezek a padok szinte mindig nagyforaminifera-mentesek (a kivételeket l. később), ami alapvető különbség a Szépvölgyi Mészko-hoz képest. A síkfőkúti kőfejtő meghosszabbításaként létesített árokban található nagyforaminifera-tartalmú homokos mészmárgapadok allodapikus, magasabb térszíni helyzetből áthalmozott üledékeknek tűnnek, a bennük lévő nagyforaminiferák közül a *Spiroclipeus*ok (KECSKEMÉTI, VARGA 1984) véleményünk szerint az eocénből ülepedtek át. Hasonló a helyzet a Cserépváralja Csv-1 fúrásban, ahol a Budai Márga 426,3 m-nél fejlődik ki a Szépvölgyi Mészko-ból, de KECSKEMÉTI, VARGA (1984) még 402,4 m-nél is vonalazott Nummuliteseket és Corallinaceákat említ.

A Budai Márga packstone szövetű alapanyaga is bőségesen tartalmaz áthalmozott bioklasztokat, kvarchomoktartalma terrigén eredetű. Az áthalmozott anyagot bővebben tartalmazó homokos mészmárgapadok mészturbiditeknek is értelmezhetők (VARGA, NAGYMAROSY 1988). A bioklasztok (Corallinaceák, kagylóhéjak, bentosz kisforaminiferák) valószínűleg a Szépvölgyi Mészko-ból vagy a Budai Márga ma már ismeretlen partközeli kifejlődéséből származnak. A mátrix helyben leülepedett (nem áthalmozott) anyagát foraminiferás pélite képviseli, melynek aránya a kőzetben 20–50%.

**Elterjedés, vastagság.** A Budai Márga csak a D-i Bükkben fordul elő, mindenütt a Szépvölgyi Mészko Formáció fedőjében. Kevés a jó felszíni feltárása; ezek közé tartozik az egri Kis-Eged oldalában levő útbevágás, a síkfőkúti kőfejtő legfelső része és az annak meghosszabbításaként létesített kutatóárok, valamint Kisgyőrtől NyÉNy-ra, a Rétmány-ároktól a Kis-kútig húzódó sávban található. Az eocén/oligocén átmenetet átfúrt dél-bükki fúrások mindegyike harántolta. Az ÉK-i Bükkben, a Varbó-75 fúrás tanúsága szerint a Szépvölgyi Mészko és a Kiscelli Agyag között a Tardi Agyaggal együtt kimarad.

A Budai Márga vastagsága felszíni előfordulásainak sávjában 20–50 m, azonban délebbre, a medence belseje felé a 100 m-t is eléri a fúrási adatok tanúsága szerint (pl. Andornaktálya At-6, Szomolya Szom-1, Cserépváralja Csv-1).

**Ösmaradványok, kor.** A Budai Márga korának meghatározásánál csak a benne autochton helyzetben lévő, nem áthalmozott plankton szervezetek vehetők figyelembe. A síkfőkúti kőfejtőben a Szépvölgyi Mészko/Budai Márga átmenet Nagymarosy A. mészvázú nannoplankton és Horváth M. plankton foraminiferák vizsgálatai alapján (in KECSKEMÉTI, VARGA 1984) az NP 21-es, illetve P 18-as zónán belül vonható meg, mely zónák a standard beosztás (HARDENBOL et al. eds 1998) szerint is átvezetnek az eocén/oligocén határon. VARGA, NAGYMAROSY (1988) a kisgyőri Kis-kút környékéről származó adatai egyrészt az NP 21-es zóna alsóbb, holococcolithokban szegényebb részét, másrészt az igen rövid NP 22-es zónát jelzik. Megjegyezzük, hogy ugyanitt a Szépvölgyi Mészko legfelső része is az NP 21-es zóna alsó részébe tartozik Báldiné Beke meghatározása szerint (in LESS et al. 2000), amelyben a holococcolithok még teljesen hiányzanak. Ezek szerint a Budai Márga képződése a Bükkben lényegében csak az oligocén legelején kezdődött meg és itt (ellentétben a Budai-hegységgel — l. a Szépvölgyi Mészko korviszonyainak taglalásánál) a Szépvölgyi Mészko/Budai Márga határ egybeesik az eocén/oligocén határral.



### 102. kép. A Szépvölgyi Mészko orbitoid nagyforaminiferái és a Csókási Formáció nagyforaminiferái

1 – *Discocyclina dispansa* (SOWERBY) *umbilicata* (DEPRAT); E. 9171; 2 – *Discocyclina augustae augustae* VAN DER WEIJDEN; E. 9173; 3 – *Discocyclina trabayensis* NEUMANN *vicenzensis* LESS; E. 9175; 4 – *Discocyclina radians* (D'ARCHIAC) *labatlanensis* LESS; E. 9177; 5 – *Orbitoclypeus varians varians* (KAUFMANN); E. 9503; 6 – *Asterocyclina stellata* (D'ARCHIAC) *buekkensis* LESS; E. 9504; 7, 12, 13 – *Operculina complanata* (DEFRANCE); 7: O. 404, 12: O. 1343, 13: O. 402; 8, 9 – *Nummulites kecskeméti* LESS; 8: holotípus/holotype, O. 396, 9: O. 399; 10, 14 – *Operculina heterostegina* SILVESTRI; 10: O. 408, 14: O. 411; 11 – *Heterostegina assilinoidea* BLANCKENHORN; O. 414; 15 – *Miogypsina septentrionalis* DROOGER; O. 443; 16, 17 – *Eulepidina dilatata* (MICHELOTTI); 16: O. 423, 17: O. 421, 18, 19 – *Nephrolepidina morgani* LEMOINE et R. DOUVILLE A; 18: O. 434, 19: O. 428

A-formák equatoriális metszete. Az ábrázolt egyedek a Magyar Állami Földtani Intézet eocén (E.) és oligocén (O.) gyűjteményében találhatók meg. 1–6: Kisgyőr, Remete-kút, felső-priabonai (1: 3. minta, 2–6: 4. minta); 7, 9, 11, 14, 17, 19: Diósgyőr, Csókás, középső-katti/legalsó-egri (7, 9, 11, 17: 4. minta; 14, 19: 3. minta); 8, 10, 13, 15, 16, 18: Novaj, Nyárjas-tető, középső-katti/legalsó-egri (8, 10, 13, 15: miogypsinás réteg, NM minta; 16, 18: lepidocyclinás réteg, NL minta). A lelőhelyek részletes leírása LESS et al. (2000)-ben és BALDI et al. (1999) publikációjában található meg. 12: Diósgyőr, felhagyott homokbánya, középső-katti/legalsó-egri. Nagyítás: 1–6, 18, 19: 40×; 7–14: 20×; 15–17: 25×

### 102. kép. Orbitoid large foraminifera from the Szépvölgy Limestone and large foraminifera of the Csókás Formation

The names of the species see above. Equatorial sections of A-forms. Figured specimens are deposited in the Eocene (E.) and Oligocene (O.) Collections of the Geological Institute of Hungary. 1–6: Kisgyőr, Remete-kút, upper Priabonian (1: sample 3; 2–6: sample 4); 7, 9, 11, 14, 17, 19: Diósgyőr, Csókás, middle Chattian/basal Egerian (7, 9, 11, 17: sample 4; 14, 19: sample 3); 8, 10, 13, 15, 16, 18: Novaj, Nyárjas Hill, Middle Chattian/Basal Egerian (8, 10, 13, 15: Miogypsina bed, sample NM; 16, 18: Lepidocyclina bed, sample NL). Localities are described in detail in LESS et al. (2000) and in BALDI et al. (1999). 12: Diósgyőr, abandoned sand-pit, middle Chattian/basal Egerian. Measurements: 1–6, 18, 19: 40×; 7–14: 20×; 15–17: 25×

A Budai Márga képződésének befejeződését a Kisgyőrből kimutatott, már említett NP 22-es és a Kis-Egeden a földe települő Tardi Agyagból származó NP 23-as koradat (NAGYMAROSY et al. 1989) határolja be, így a formáció felső határa nagyjából az NP 22/23-as zónák határának felel meg.

Eszerint a Bükkben a Budai Márga az oligocén legalsó részét, a kiscelli emelet alját képviseli, ami a standard beosztásban (HARDENBOL et al. eds 1998) a rupeli emelet alsó részének felel meg. A Szépvölgyi Mészko-höz hasonlóan ez a rétegtani helyzet is valamivel magasabb, mint a Budai-hegységben, ahol a Budai Márga képződése az NP 20-as zónában kezdődött, de az NP 22-es zónában már átadja helyét a Tardi Agyagnak (BALDI 1983).

**Fácies, korreláció.** A karbonátos sekélytengeri rámpa fáciesű Szépvölgyi Mészkoval szemben a Budai Márga — csakúgy, mint a Budai-hegységben — már medencefáciesű képződmény. Az autochton nagyforaminiferák hiánya a tengerfenékre lehatoló fény hiányát jelzi, amit a megnövekedett mennyiségű plankton szervezetek jelenléte is megerősít. Az euxin fáciesű Tardi Agyaggal szemben azonban itt a tengerfenék oxigénellátottsága még normális volt, amit a kőzet világos színén kívül a laminitok hiánya is jelez. A platform hirtelen lezökkenésével megnövekedett reliefenergiára az allopatikus mészkőpadok és a bennük található, az eocénből áthalmazott nagyforaminiferák utalnak. Hogy milyen mély volt a Budai Márga üledékgyűjtője a 150 m alatti afotikus övön belül, azt nehéz megbecsülni, mindenesetre az allopatikus mészkőpadok és a mészturbiditok jelenléte alapján az 500 m körüli tengermélység tűnik a legvalószínűbbnek.

### Tardi Agyag Formáció — 'O<sub>1</sub> ('O<sub>1</sub>)

A Tardi Agyag Formációt a térképen a Kiscelli Agyaggal összevontan ábrázoltuk, önálló egységként csak a földtani szelvényeken szerepel.

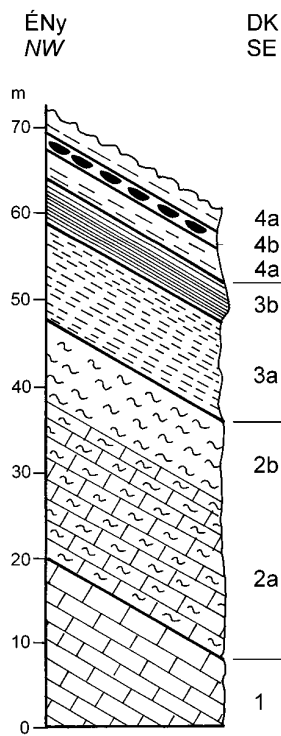
**Litológia, település.** Jellemző közettípusa sötétszürke, felszínén sárgára mállott, vékonylemez szerkezetű, helyenként meglehetősen kemény, meszes-kovás cementációjú, homogén agyagos aleurit. A formáció BALDI (1983) alapján három részre osztható: a 10–20 m vastag alsó laminitet a Bükkből még nem sikerült kimutatni (a kis-egedi feltárástól is hiányzik).

A középső szakaszt 20–30 m vastag, világos drapposzürke agyagos aleurit képviseli, melyben viszonylag ritka a laminites szerkezet. Karbonáttartalma 10–30% (NAGYMAROSY 1989). E szintben található az Eoparatethysre korlátozó, Magyarországon egyedülként a Kis-Eged oldalában a felszínén is megtalálható endemikus kagylófauna, melynek legjellegzetesebb elemei a *Cardium lipoldi*, *Ergenica cimlanica* és *Janschinella melitopolitana*.

A felső szakaszt 30–40 m vastag, gyakran kovásodott laminit alkotja. Karbonáttartalma az alatta lévő szakasznál lényegesen alacsonyabb, max. 5%. Ebben a szintben a leggyakoribbak a hal- és levélmaradványok (WEILER 1933, ANDREÁNSZKY 1955, 1956, 1957, 1959a, HABLY et al. 1999).

A laminitokban mm-es vastagságú sötétszürke és fehér lemezkék váltakoznak (BALDI 1983). Utóbbiak meszesek, teljes egészében coccolithokból állnak, ami egy-egy nannoplakton virágzási eseménynek felel meg. A nagy egyedszám rendkívül alacsony diverzitással párosul, egy-egy lemezke flórája mono-, esetleg duospecifikus. A jóval gyakoribb sötét lemezkék agyagos aleuritjának ásványos összetétele (csökkenő sorrendben): kvarc, kaolinit, filloszilikátok és földpátok. Jelentős mennyiségű bakteriális eredetű pirit is jelen van, melyek jellegzetes framboidokat alkotnak. A laminitok bitumentartalma 0,08% (BALDI 1983), emiatt a Tardi Agyagot tartják a demjéni és mezőkeresztesi kőolajelőfordulások anyakőzetének. A nem laminites agyagos aleurit ásványos összetétele megegyezik a sötét laminit lemezkékével, de pirit- és bitumentartalma jóval kisebb.

**Elterjedés, vastagság.** A Tardi Agyag csak a D-i Bükkből ismert, ahol a Budai Márgából fejlődik ki. Egyetlen jó felszíni feltárása az Eger–Noszvaj közötti műút Kis-Eged alatti bevágása, ahonnan már ETTINGSHAUSEN (1854) leírt növénymaradványokat (30. ábra). A dél-bükki mélyfúrások szinte mindegyike harántolta (részletesebben I. MAJZON 1966), ezért a földtani szelvényeken lehetőség nyílt ábrázolására. Kisgyőr környékén, a BALOGH (1963) térképén jelzett, valamint az ALFÖLDI et al. (1975) által leírt előfordulása a Budai Márga része. Az ÉK-i Bükkben heteropikusan a Kiscelli Agyag helyettesíti.



30. ábra. Kis-Eged, az útbevágás egyszerűsített szelvénye (NAGYMAROSY 1986 szerint)

1 – Szépvölgyi Mészko Formáció, 2a – mészmárga, 2b – Budai Márga Formáció, agyagmárga, 3a – agyag, 3b – Tardi Agyag Formáció, halas pala, kovásodott laminált agyag, 4a – Kiscelli Agyag Formáció, 4b – mangánlencsés szint

Figure 30. Kis-Eged, simplified section of the roadcut (after NAGYMAROSY 1986)

1 – Szépvölgy Limestone Formation, 2a – calcareous marl, 2b – Buda Marl Formation, clay marl, 3a – clay, 3b – Tard Clay Formation, shale with fish remnants, silicified laminated clay, 4a – Kiscell Clay Formation, 4b – horizon with manganese lenses

A Tardi Agyag vastagsága a bükkaljai fúrásokban 70-100 m, a peremi helyzetű Kis-Egeden azonban alig 20 m.

**Ősmaradványok, kor.** A mészvázú nannoplankton-együttesben a *Sphenolithus distentus* jelenléte az NP 23-as zónát jelzi, ami a kiscelli (illetve a rupeli) emelet középső részének felel meg (NAGYMAROSY 1989, 1991). A Horváth (in NAGYMAROSY 1989) által meghatározott foraminifera-együttes, bár plankton alakokat is tartalmaz, csak kevésbé precíz „kiscelli” vagy „rupeli” besorolást tesz lehetővé. A Tardi Agyag NP 23-as zónába tartozása teljes összhangban van a fekü Budai Márgából nyert NP 22-es, illetve a fedő Kiscelli Agyagból kimutatott NP 24-es koradattal.

**Fácies, korreláció.** A Tardi Agyagra jellemző, magas szervesanyag- és bakteriopirit-tartalmú laminitek euxin medencét jeleznek, összhangban a beltengeri jellegű Eoparatethys kialakulásával. A világóceánnal csak tengerszorosokon át összeköttetésben lévő medencében a vízoszlop só- és oxigéntartalma gyakran rétegzetté vált, minek következtében a tengerfenéken a pangó, mozdulatlan vízben gyakran anoxia alakult ki, ami lehetetlenné tette a bentosz szervezetek elterjedését és bioturbációs tevékenységük kialakulását. A beltengerbe a szorosokon keresztül időnként egy-két mészvázú nannoplankton besodródott, melyek aztán hirtelen virágzásnak („bloom”) indultak, ami csak max. néhány tíz évig tartott, de az aláhulló elhalt Coccolithok kialakították a laminiteket tagoló vékony meszes lemezeket. Elsősorban a Tardi Agyag képződésének középső szakaszán, valószínűleg globális euszatikus vízszintcsökkenés következtében (rupeli-3. szekvencia HAQ et al. 1988 szerint) egy időre megszűnt az anoxia, a vízszinthez közelebb került tengeralfajton megtelepedett a fentebb már említett endemikus kagylófauna és a megindult bioturbáció következtében többnyire megszűntek a laminitek képződésének feltételei is.

Bár a Tardi Agyag mindvégig tengerben képződött, amit a benne lévő halak (WEILER 1933) taxonómiai összetétele bizonyít, a beltenger sótartalma a benne található Ostracodák és Molluscák alapján ingadozó volt (BÁLDI 1983). Erre utal a helyi körülményekhez alkalmazkodó mono- és duospecifikus nannoplanktonflórák megjelenése is. BÁLDI (1983) szerint a Bükkből ki nem mutatható alsó szakasz sótartalma még normális volt, fáciese bathiális mélységre utal. A középső, *Cardium lipoldi* fajjal jellemzett kifejlődés már helyenként csökkent sótartalmú, az Ostracoda-faunában is keverten található a sekély és mélyebb vízre utaló alakok (MONOSTORI 1985, 1986). Fáciese alapján az üledékképződési környezet mélyszublitóris medence lehetett. A formáció felső szakaszának képződési idején a sótartalom ingadozó, a vízszint emelkedésével azonban újra kialakult a laminitek képződéséhez szükséges 30–300 m-es tengermélység.

A Tardi Agyag képződésének idején keletkezett, egyedi kifejlődésű Kiscelli Agyagban — az ÉK-i Bükk területén, a Varbó-75 fúrásban — nincsenek anoxiára utaló jelek.

**Kiscelli Agyag Formáció** —  ${}^k\text{Ol}_1$  ( ${}^k\text{Ol}$ ), *Noszvaji Tagozat* —  ${}^k_n\text{Ol}_1$  ( ${}^k_n\text{Ol}$ )

**Litológia, település.** A Kiscelli Agyag a felszínen fakószürke, sárga, fúrásban zöldesszürke színű homokos-agyagos aleurit, vagy aleuritos agyagmárga. A lamináció hiánya a formáció fontos, a Tardi Agyagtól való megkülönböztetés, diagnosztikus ismérve. A Kiscelli Agyag  $\text{CaCO}_3$ -tartalma 15–40%, 20–50%-nyi kvarcot, kevés (1–5%) plagioklász és káliföldpátot tartalmaz. A 20–40%-nyi agyagásvány között az illit dominál, mellette jelentős mennyiségű szmektit (különösen a Varbó V-75 fúrásban — VICZIÁN 1996) és alárendelten kaolinit is található. A BÁLDI (1983) által jelentős mennyiségűnek leírt dolomit a Bükkben alárendelt, a V-75 fúrásból hiányzik is.

Az összlet két szakaszra bontható. Alsó, helyenként 400 m vastagságot is elérő részét homokkő és agyagmárga váltakozása építi fel. A homokkőpadok uralkodó vastagsága 0,2–0,5 m, de ritkán eléri az 5 métert is. A felső szakasz uralkodóan aleuritos agyagmárga, vastagsága 100–200 m. A szénhidrogénkutató fúrások Kiscelli Agyagjában gyakran található erősen szénült növénymaradványok, valamint az alsó, homokkő-betelepüléssel részben gyakoriak a kereszt-retegzett homokkőszakaszok (pl. a Demjén De-1, De-39, Demjén-Kelet DK-4, DK-7, DK-14, DK-17, Demjén-sekély Ds-2, Ds-8, Ds-11, Ds-12, Ds-14, Ds-15, Demjén-Szomolya DSz-9 fúrásokban).

Különösen a formáció felső részére jellemzők a többé-kevésbé bentonitosodott dácit-andezittufa betelepülések. Ezek vastagsága pár cm-től több méterig változó, kisebb-nagyobb távolságon belül kiemelkednek, tartósan követhető szinteket nem alkotnak. Ugyancsak a felső részre jellemző, de már az alsó szakasz közepén fellépnek a mangántelepek. Felszínen csak Eger környékén (pl. a kis-egedi útbevágásban, az Almagyar-dombtól délre a Merengőn) és a demjéni Hangácsdűlőben látható, fúrásokban azonban csaknem a teljes területen megvannak. Az üledékképződéssel egyidős, sűrű, vékony

mangándús rétegecskék rodokrozitos-sziderites összetételűek, melyekben a formációra jellemző gazdag foraminifera-tartalom csupán néhány fajra korlátozódva erősen lecsökken (PANTÓ, MOLNÁR 1954). A Mn-karbonát felszínközelségben, az oxidációs zónában pirozuit-kritptomelán-birnessit és amorf fázissá alakult át (POLGÁRI, SZABÓ 2000).

A Kiscelli Agyag felső részébe települ a *Noszvaji Tagozat*. A noszvaji Cseres-tetőtől a szöllőskei kőfejtőig jól kitérkezhető, vastagpados, fluxotubidites kavicsbetelepülések jellemző kőzettípusa homokos durvakavics, ritkábban kötöttebb konglomerátum- és homokpadokat is tartalmazó aleurit (103. kép, XVI. tábla 1., 2. kép). A kavics- és konglomerátum-összlet általában homokos mátrixvázú, de szemcsevázú változatok is előfordulnak. A kavicsanyag osztályozatlan, többnyire normál gradációjú. A kavicsok mérete igen változatos, a durvahomok frakciótól a görgetegig terjed, azonban az egyes padok átlagos és maximális szemcsemérete különbözik. Anyaguk a bükki mezozoikumtól származó tűzkő, kvarcit, homokkő, kevés bazalt és mészkő. A koptatottság a szemcseátmérő növekedésével romlik, az apróbb kavicsok között sok a jól kerekített. Az összletet legutóbb BÁLDI, SZTANÓ (2000a) részletesen jellemezte.

Szintén külön tagozatba (*Cserépváraljai Tagozat*) sorolta BÁLDI (1983) a Cserépváralja Csv-1 fúrás 153,7–261,5 m közötti szakaszán, a 261,5–301,0 m között harántolt típusos Kiscelli Agyag fölé települt slírbetelepüléses finomhomokos összletet. Ezt a tagozatot azonban egyedi előfordulása miatt sem térképünkön, sem a szelvényeken nem különítettük el. A noszvaji Árpád-tető D-i oldalán lévő pincék bejáratánál, közvetlenül az Egri Formáció aljának glaukonitos homokkőve alatt miliolinás márga települ, erre korábról semmilyen utalást nem találtunk.

Végezetül külön kell szólnunk a V-75 fúrás némi- leg speciális kifejlődésű Kiscelli Agyagjáról, mely itt a Tardi Agyagot helyettesíti. Ezt jelzi egyrészt, hogy a formáció itt közvetlenül a Szépvölgyi Mészakőből fejlődik ki, másrészt a mészvázú nannoplankton által adott koradatok is ezt sugallják. A 199,1–251,2 m között harántolt összlet alsó 12 m-e erősen bioturbált, legalsó 5,2 m-e pedig sűrűn moluscás. Az egész összletben mindössze 1-1 db 0,5 cm, ill. 1 cm vastag, a Tardi Agyagra jellemző laminitbetelepülés található 212,5–212,7 m között. A röntgendiffrakciós felvételek alapján kimutatott jelentős mennyiségű szmektitet VICZIÁN (1996) vulkáni tufa eredetűnek tartja. Az összletnek a fúrásban észlelt alig 50 m-es vastagságát kezdetben vető általi lenyeséssel magyaráztuk, de VICZIÁN (1996) szerint a kaolinit és Fe-szulfát (melanterit) megjelenése az összlet legfelső részén (200,8–201,1 m között) egykori felszíni mállásra utal. Eszerint itt az oligocén magasabb része lepusztult és erre a lepusztult felszínre települ az alsó-miocén molasz, a Felsőnyárádi Formáció. Mindenesetre a már térképlapon kívülre eső Varbó V-50 fúrás ennél jóval vastagabb és teljesebb oligocén rétegsort harántolt, mely azonban szintén teljes egészében a Kiscelli Agyaghoz sorolható.

**Elterjedés, vastagság.** A formáció a Bükkalján tektonikusan több sávra tagolódva, felszínén Egertől Kisgyőrig követhető, mélyfúrások azonban az Eger-völgytől Ny-ra is feltárták. Vastagsága kelet felé folyamatosan csökken, a Miskolc M-8 fúrástól K-re nem ismert. Jó felszíni feltárásai a Kis-Eged oldalában az Eger-Noszvaj közötti műút bevágásában, az Almagyar-dombtól délre a mélyutakban és az egykori mangánkutatató tárók hányóiban, Noszvaj DK-i határában a Nagy-Imány oldalában, valamint a Novaj és Szomolya közötti Nyárjas-tető aljában található. Az ÉK-i Bükkben, Varbó környékén is előfordul, mind a felszínen a Varbói-tó mellett, mind a Varbó V-75 fúrásban.

A Kiscelli Agyag vastagsága a hegységperemtől a medencék felé rohamosan, a hegyperemi 50–100 m-ről a fúrások tanúsága szerint 500 m fölé növekszik. A Bükkalján a formáció vékonyodása figyelhető meg kelet felé, a premiocén lepusztulás következtében pl. a mezőkeresztesi fúrásokban a legfelső foraminiferaszintek már hiányoznak, a sajtóhidvégi fúrásokban pedig a miocén közvetlenül a triászra települ.

A Noszvaji Tagozat típusos kifejlődésben — térképünkön csak ezeket ábrázoltuk — Noszvaj környékéről, a Cseres-tetőtől a szöllőskei kavicsbányáig ismert. ÉÉK-DDNy-i kiterjedése több mint 5 km, erre merőlegesen azonban mindössze 1–1,5 km. Feküje általában a Kiscelli Agyag, de a síkfőkúti kőfejtő környékén a Budai Márgára, míg a Cseres-tetőn közvetlenül a Szépvölgyi Mészakőre települ.

A tagozat a felszínen láthatónál nagyobb elterjedésű, ide sorolhatók a bükkaljai fúrásokban a Kiscelli Formációban leírt aprókavicsos szakaszok (Noszvaj Ns-2: 499,5–503 m, levéllenyomatós agyagmárga és kavics, 525,7–530,5 m, aprókavicsos agyagmárga, Szomolya Szm-1: 950–962 m, Szom-5: 530–540 m, Szom-6: 484,8–488 m, Demjén-Szomolya DSz-8: 361–363,5 m, Demjén-Püskösdegy Dep-20: 537–569 m).



103. kép. Kavicsos durvahomok gyengén látható rétegzéssel (Noszvaji T.). szöllőskei kavicsbánya V. szint középső falszakasz

Photo 103. Coarse-grained pebbly sand characterized by slightly visible bedding (Noszvaj Mb). The middle part of the wall of the 5th horizon in the Szöllőske gravel pit

A Kiscelli Agyagba másutt is települnek kavicsos homok- és aleuritrétegek, pl. a noszvaji Nagy-Imányon, az egri Áfrika-dűlőn és a Miskolc M–8 fúrásban (BÁLDI, SZTANÓ 2000a), de ott nem alkotnak önállóan kiterképezhető horizontot.

A Noszvaji Tagozat maximális vastagsága a szőlőskei kavicsbányában 100 m, ami oldalirányban rövid távolságon belül kiékül.

**Ösmeradványok, kor.** A Kiscelli Agyag Formáció — mészvázú nannoplanktonflórája alapján — az NP 24-es zónába sorolható (NAGYMAROSY, BÁLDI-BEKE 1988). Korjelző értékű plankton Foraminiferák (Horváth M. in BÁLDI et al. 1984, in NAGYMAROSY et al. 1989) csak a formáció alsó részéből, a kis-egedi útbevágásból ismertek, melyek a P 20-as zónát jelzik. Az egri emelet alsó határsztratotípusából (Novaj, Nyárjas-tető) leírt nagyforaminiferák (LESS 1991) viszont már az SBZ 23-as sekélybentoszónát indikálják, ami a katti felső kétharmadát tölti ki (CAHUZAC, POIGNANT 1997). Az SBZ 23-as zóna HARDENBOL et al. eds (1998) szerint az NP 25-ös nannoplanktonzónának felel meg. Mindezek alapján a Tardi Agyagra települő Kiscelli Agyag képződésének időtartama megegyezhet az NP 24-es nannoplanktonzóna teljes terjedelmével. Eszerint a definíció szerinti késő-kiscelli korú képződmény a standard emeletbeosztásban a rupeli felső részének és a katti alsó harmadának felel meg (további részleteket l. BÁLDI et al. 1999).

Ettől eltérő, idősebb korúnak kell feltételeznünk a Varbó környéki Kiscelli Agyagot. A V–75 fúrásbeli kifejlődési adatokon túl (l. fentebb) az itteni előfordulás nannoplankton együttese is különös. Báldiné Beke M. vizsgálatai szerint hiányzik az NP 24-es zóna alján belépő *Cyclicargolithus abisectus*, viszont előfordulnak idősebb fajok (*Lanternithus minutus*, *Isthmolithus recurvus*, *Reticulofenestra placomorpha*), melyek az alsó-oligocénnél (NP 22) feljebb nem szoktak előfordulni. Egyetlen példány *Discoaster saipanensis* (eocén végén kiháló zónajelző) jelenléte alapján Báldiné Beke M. feltételezi, hogy az idősebb oligocén alakok (melyek az összlet magasabb részére korlátozódnak) is áthalmozottak. Így az egész összlet fiatalabb oligocén korú, megfelelhet a novaji Nyárjas-tető Kiscelli Agyagjának. A Szépvölgyi Mészkőre való település, az erózió miatti redukált vastagság, a laminitek megjelenése alapján magunk részéről valószínűbbnek tartjuk az alsó-oligocén (NP 22) formák autochton voltát, ami sokkal inkább összecseng a többi adattal. Ezek szerint az ÉK-i Bükkben a Kiscelli Agyag alsó része (melyet a V–75 fúrás harántolt) a Tardi Agyag heteropikus megfelelője. Felső része részben erodált, más helyeken (V–50 fúrás) azonban megőrződött és ott szintén kitart az NP 24-es zóna végéig. Ezt megerősíti, hogy a V–75 fúrás felsőbb részében, a Felsőnyárádi Formációban ez az anyag áthalmozott formában megjelenik.

Noszvaji Tagozatnak megfelelő képződményt SCHRÉTER (1943a, 1952) a Hárshegyi Homokkővel azonosította, míg BALOGH (1964) burdigalai alapkavicsnak tartotta. BÁLDI, SZTANÓ (2000a), elsősorban a szőlőskei kavicsbánya és a noszvaji Boldogasszony-dűlő vizsgálata alapján egyértelműen kimutatták, hogy az összlet a Kiscelli Agyag legfelső részébe települ. A szőlőskei kavicsbányában a feküje típusos Kiscelli Agyag, a fedő agyagból az egrire jellemző molluscák mellett az NP 24/25-ös zónát jelző mészvázú nannoplankton is előkerült (Báldiné Beke M. szóbeli közlés).

**Fácies, korreláció.** PANTÓ, MOLNÁR (1954) az üledéksor közettani alkata, a magas szervesanyag-tartalom, valamint a mangánkiválást előidéző nagyon gyakori pH és hőmérsékletváltozások alapján sekélytengeri környezetet valószínűsített. Ezzel szemben BÁLDI (1983) sekélybathiális képződményként írta le a típusos Kiscelli Agyagot. Erre utal a Mollusca-fauna és részben az Ostracodák jellege is (MONOSTORI 1985, 1986). Utóbbiak esetében a kis-egedi szelvénynél sekélybathiális-mélyszublitorális meghatározással találkozunk (Monostori in NAGYMAROSY 1989). Ezek a környezeti jellemzők azonban a Kiscelli Agyagra általánosságban vonatkoznak. A Bükk esetében, különösen a szegélyeken valamivel kisebb, inkább szublitorális mélységet kell feltételeznünk, sőt a mai Bükk hegység valószínűleg szigetként emelkedett ki a késő-kiscelli tengerből. Erre utal a bükki lehordási területű, fluxoturbidites Noszvaji Tagozat jelenléte és D felé való kiékelődése, a Kiscelli Agyag valószínűleg elsődleges hiánya a Csókáson található transzgresszív egri összlet (Csókási Formáció) alatt, valamint a formáció D felé rohamosan növekvő vastagsága. Ily módon a szigetként kiemelkedő Bükk D-i és DK-i oldalán gyors fáciesátmenettel követhették egymást a partközeli kanyonkitöltések (Noszvaji Tagozat), a mélyszublitorális és D-en a bathiális környezetek.

A Kiscelli Agyagban található andezit–dacittufa betelepüléseket legkézenfekvőbb a Recski Andezitből eredeztetni, ugyanis ennek fedője a folyamatban levő vizsgálataink alapján nem a késő-eocén korú Szépvölgyi Mészkő, hanem a Lepidoclinákat is tartalmazó legelső-egri Csókási Formáció.

A Kiscelli Agyag képződésének végét fokozatos elsekélyesedés jellemzi, amit a legjobban a noszvaji Árpád-tető pincéiben, közvetlenül az Egri Formáció alatt talált miliolinás márga bizonyít. Ez a képződmény már kifejezetten sekélytengeri, valamelyest csökkentsósvízi körülményeket indikál. BÁLDI, SZTANÓ (2000a) a Kiscelli Agyag legfelső részén található „terebratulus-pectenes” szint képződési mélységét 20–35 m-nyire becsülik, ami szintén jelentős elsekélyesedésre utal.

Külön kell szólni az ÉK-i Bükkről, ahol a Kiscelli Agyag képződése már az oligocén elején elkezdődött (l. fentebb). Itt az oligocén elején a tengermedence valószínűleg nem érte el az euxin körülmények kialakulásához, azaz a Tardi Agyag képződéséhez szükséges mélységet. Erre a laminitek ritkaságán kívül a Varbó V–75 fúrásból NAGYNÉ GELLAI (1991) által meghatározott foraminifera-fauna utal, melyben csak bentosz alakok fordulnak elő, a plankton teljes mértékben hiányzik. A 202,0–247,8 m között vizsgált 15 minta foraminiferákban gazdag, a 208,6 m-ből származó, faj- és egyedszámban leggazdagabb mintában megtalálható a Kiscelli Agyagra jellemző változatos foraminifera-társulás (tehát fentebb

valószínűsített kora-kiscelli kora ellenére a képződmény nem minősíthető Tardi Agyagnak). A speciális kifejlődésű észak-kelet-bükki Kiscelli Agyag NAGY (1991) palynológiai vizsgálatai szerint (elsősorban a hosszú szállítást nem tűrő fenyőspórák alapján) partközeli, sekélytengeri képződmény. Összevetve ezt az eredményt azzal a ténnyel, hogy a képződményben semmilyen durvatörmelék nem jelenik meg, ez a közeli part mindenképpen nagyon lapos lehetett. A Varbó V-75 fúrás helyétől légvonalban mindössze 3 km távolságban lévő csókási szelvényből a Kiscelli Agyag valószínűleg elsődlegesen hiányzik, így a kora-oligocénben a tengerpartnak e távolságon belül kellett lennie.

A Noszvaji Tagozat BÁLDI, SZTANÓ (2000a) részletes elemzése alapján egy, a Bükkből lezúduló folyó deltájának szubmarin csatornakitöltése, hordalékkúpja, illetve annak oldallebenyei. Erre utal az azonosíthatóan bükki eredetű kavicsanyag összetétele, az üledéktest elnyúló formája és D felé való kiékelődése, valamint a lehordott törmelékanyag gravitációs tömegmozgását, zagyraként való lezúdulását („fluxoturbidit”) jelző szedimentológiai bélyegek.

BÁLDI, SZTANÓ (2000a) következtetéseit az összlet csatornakitöltés- és hordalékkúpjellegéről megerősíti az az általuk nem említett tény, hogy a noszvaji Cseres-tetőn, mely a képződmény legészakibb előfordulása, a konglomerátum közvetlenül a Szépvölgyi Mészköre települ, azaz kanyont kellett kivájni ahhoz, hogy az oligocén mélyebb részét eltávolíthassa.

Némi magyarázatra szorul a kavicsanyag — beleértve a tűzkő- és kvarckavicsokat is — jó és kiváló kerekítettsége. Ezt BÁLDI, SZTANÓ (2000a) a tengerparti hullámveréses övben való hosszabb tartózkodással magyarázták, ami egy hegyről lezúduló folyó esetében nem túl meggyőző, hiszen ebben az esetben a nagy energiával érkező kavicsokat meg kell állítani a tengerparton (hogy ott lekophassanak), majd újra el kell indítani hasonlóan nagy energiával, hogy gravitációs tömegmozgással a BÁLDI, SZTANÓ (2000a) által 50–300 m mélységűre becsült tenger fenekére érkezhessenek. Szerintünk inkább egy idősebb kavicsos összlet újbóli áthalmozása képzelhető el, melyben a kavicsképződés fő szakasza az elsődleges felhalmozódás idejére eshet. Ilyen lehet a késő-eocén eleji Kosdi Formáció, annál is inkább, mivel a két képződmény kavicsanyagának összetétele igen hasonló.

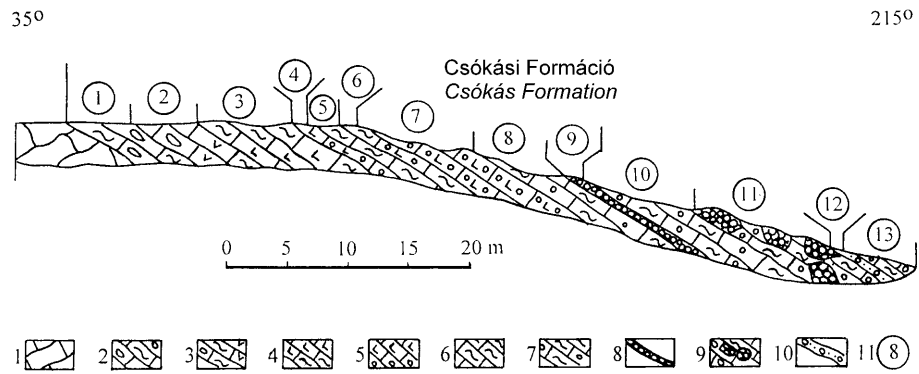
### Csókási Formáció — <sup>cs</sup>OI<sub>2</sub> (°OI)

A hegység paleogén fejlődéstörténete szempontjából fontos képződményt JÁMBOR (1959a) fedezte fel a Kis-fennsík Csókás nevű részén. Térképén a nagyforaminiferás és vörösalgás, mészkőlelencsét és -rétegeket magába záró kavicsos, agyagos összletet az alaphegységre transzgradáló miocén rétegsor bázisaként ábrázolta. BALOGH (1964) ezt a rétegcsoportot a felső-eocén mészkövek közé helyezte. A 80-as évek elején Pelikán P. ásatott árkot, az így feltárt rétegsor képződményeit LESS (1991) írta le részletesen.

**Litológia, település.** A csókási árokban (31. ábra) a rétegsor 5,5 m vastag lithothamniumos márgával kezdődik, melyben dúsan található egyidejű dácittufaszórásra utaló friss biotitpikkelyek. A csekély mennyiségű törmelékanyag a Kisfennsík Mészkö rosszul koptatott, 0,5–1 cm-es nagyságú klasztjaiból áll. E fölött jelennek meg a márgában az első nagyforaminiferák, dominánsan *Lepidocyclinák*. Fölfelé a klasztok mérete egyre növekszik, a tufaanyag mennyisége pedig csökken. Ennek a 7 m vastag rétegtagnak a legfelső részén dúsulnak fel leginkább a nagyforaminiferák és innen származik a LESS (1991) által leírt, 6 taxonból álló együttes is (C 3-as minta). VICZIÁN (1996) elemzése szerint a teljes kőzet összetételében a kalcit legnagyobb részét a foraminiferák vázanyaga adja. A kőzet agyagásványai: Ca-szmektit, kevesebb illit és egész kevés kaolinit.

Az árok kiásása előtt a felszínen csak az a 2,5 m vastag kemény, zöldessárga, tufás, kavicsos mészkő látszott, amelyben az uralkodó Kisfennsík Mészkö mellett található kevés kvarc és lidit-kavics (nagysága 0,5–10 cm-es). A kőzet mátrixában (mikrofáciése extraklasztos rudstone, mikrokonglomerátum) *Lepidocyclinák* és Lithothamniumok elvéve, Crinoidea-nyeltagok sűrűbben találhatóak.

Az árok déli, rétegtanilag felső szakaszát 8,5 m vastag, zöldessárga, glaukonitosnak tűnő (valójában mállott szmektites), többé-kevésbé laza, gyéren *lepidocyclinás*, kavicsos márga alkotja (amelyből a rész-



31. ábra. Kis-fennsík, a csókási árok földtani szelvénye. A Csókási Formáció típuszelvénye (LESS 1991 szerint)

1 – Kisfennsík Mészkö F., 2 – lithothamniumos márga, 3 – lithothamniumos tufás márga, 4 – lepidocyclinás márga, 5 – lepidocyclinás homokos mészkő, 6 – márga, 7 – kavicsos márga, 8 – mészkő-konglomerátum, 9 – mészkő-konglomerátum-görgeteges kavicsos márga, 10 – kavicsos homok, 11 – réteg sorszáma

Figure 31. Kis-fennsík (Little Plateau). Stratotype section of the Oligocene Csókás Formation (after LESS 1991)

1 – Kisfennsík Limestone Formation, 2 – lithothamnian marl, 3 – tuffitic lithothamnian marl, 4 – *Lepidocyclina*-bearing marl, 5 – *Lepidocyclina*-bearing sandy limestone, 6 – marl, 7 – pebbly marl, 8 – limestone-conglomerate, 9 – pebbly marl with limestone-conglomerate boulders, 10 – pebbly sand, 11 – serial numbers of the layers

letesen tanulmányozott C 4-es minta származik, LESS 1991). Ebben a szakaszban sűrűn fordulnak elő egyre nagyobb, az árok vége felé már 1,5 m-es nagyságot is elérő mészkőkonglomerátum-görgetegek. Utóbbiak többszöri áthalmazást is szenvedtek, bennük sárga meszes homok (benn ritkán koptatott Ostreákkal) cementál 0,5–5 cm nagyságú jól kerekített Kisfennsík Mészkő klasztokat. E klasztokon sűrűn észlelhetők bioeróziós nyomok, melyek DÁVID (2001) szerint marósvacsoktól, soksertéjű gyűrűsférgektől, fúrókagylóktól és kacslábú rákoktól származnak.

A formáció másik feltárása a diósgyőri öntödei homokfejtés, melynek rétegsorát Radócz (in ALFÖLDI et al. 1975 és szóbeli közlések) segítségével rekonstruálhatjuk. A kibúvásban az összlet meredek vető mentén érintkezik a Fehérkői Mészkővel. A valamikori mélyműveléses homokbányából sem ismert az összlet mezozoos fekéje. A Becht által „fekü”-nek leírt agyagmárga (Radócz in ALFÖLDI et al 1975) akár Kiscelli Agzag is lehet. E fölött 27 m vastagságban található meg a műrevaló, kavicsbetelepüléses kvarchomok, melynek alsó negyedében 20 cm vastag, 5000 kcal/kg fűtőértékű barnakőszén-telepecske található. A kvarchomok legfelső részében 1965-ben még látható volt egy 3–5 cm vastag barnakőszénzsinór. Ma már csak az összlet legfelső része tanulmányozható. Ebben legalul 1–1,5 m vastagságú lithothamniumos-miliolinás-süntüskés mészkő található, melyre szintén 1-1,5 m vastag homok települ. Újabb 0,5 m vastag lithothamniumos mészkő fölött max. 1-1,5 m vastagságban zöldesszürke, glaukonitosnak tűnő, gyéren operculinás homokos márga következik, mellyel a homokfejtő rétegsora be is fejeződik. A homokfejtő lithothamniumos mészkövet a csókási szelvény lithothamniumos márgájával, míg az operculinás márgát a csókási lepidocyclinás márgával korrelálhatjuk (l. később).

**Elterjedés, vastagság.** A formáció típusos kifejlődése csak az ÉK-i Bükkben, a Kis-fennsíkon, a névadó Csókás környékén található meg. Itt közvetlenül a mezozoos alaphegységre, a Kisfennsík Mészkőre települ (31. ábra). Fedője nem ismert. Egyes közeteinek és fossziliáinak hasonlósága alapján idesoroltuk a diósgyőri vár K-i szomszédságában lévő egykori öntőhomokbánya mára megmaradt gödreiben található képződményeket is. Ezek fedője lehet a Diósgyőr D–318 fúrás által harántolt Egri Formáció, bár a képződmények közti kapcsolat egyelőre nem igazolt.

Legújabb vizsgálataink szerint ide tartozik a Recski Andezitet fedő tufakavicsos, nagyforaminiferás márga is a benne található *Lepidocyclinák* alapján.

A csókási szelvény összesen 24 m vastagságban tárja fel a formációt, de itt az összlet felső része nyilvánvalóan erodálódott. A diósgyőri homokbányában az alsó kvarchomokösszlet vastagsága BECHT (1957) alapján 31 m, amire kb. 25 m lát-szólagos vastagságban települnek a tengeri képződmények. A rétegsor felső része itt is erodált.

**Ösmaradványok, kor.** A csókási szelvényből Báldiné Beke (in LESS 1991) által meghatározott mészvázú nannoplankton az NP 24–25-ös zónánál pontosabb korbesorolást nem tesz lehetővé. A nagyforaminifera-fauna (102. kép) az SBZ 23-as zóna legalját indikálja (részletesen l. Less in BÁLDI et al. 1999), ami a katti emelet alsó és középső harmadának határát jelzi. A részletesen megvizsgált C 3-as és 4-es minták kora között hozzávetőleg 200 000–300 000 év különbség adódott. Ugyanakkor a felső, C 4-es minta még mindig idősebb kb. 200 000 évvel a novaji Nyárjas-tető nagyforaminiferás rétegeinél. Ez azért érdekes, mert utóbbi az egri emelet alsó határ-sztratotípusából, közvetlenül annak legalsó szintje, a faunisztikailag indifferens glaukonitos homok fedőjéből származik. A csókási és novaji fauna között taxonszinten az egyedüli különbség a *Miogypsinák* megjelenése az utóbbiban, de nem a legprimitívebb formájával (*Miogypsinoides complanatus*), hanem a fejlettebb *Miogypsina septentrionalis*-szal. Ezen megfontolások alapján BÁLDI et al. (1999) a kiscelli/egri határt az SBZ 22/23-as zónák (CAHUZAC, POIGNANT 1997) határával (a *Miogypsinoides complanatus* megjelenésével) korrelálta, amiből következik, hogy a csókási szelvény oligocén rétegsora az egri emelet bázisán foglal helyet.

A diósgyőri homokfejtő legfelső, operculinás homokos márga rétegeiből csak *Operculina complanata* került elő (102. kép), ez csak általában oligocén (de semmiképpen sem felső-eocén!) korra utal. Báldiné Beke M. ugyanitt sok *Coccolithot* talált, ezek azonban mindössze hat fajba tartoznak. Az együttest a *Reticulofenestra* fajok uralják, melyek közül a *R. bisecta* paleogén faj, a többi alak szintén nem jó korjelző paleogén forma. Egy faj, a *R. lockeri* alapján (mely az NP 23-as zónában lép be, de gyakorivá csak az NP 24–25-ösben válik) azonban a fiatal oligocén kor a legvalószínűbb, mégha a diósgyőri példányok között a típusos alak aránylag ritka is. Ezek és a már említett litológiai hasonlóságok alapján a homokfejtő felső részének képződményei nagyjából egykorúnak tekinthetők a csókási szelvényben találhatóakkal.

**Fácies, korreláció.** A csókási szelvény bio- és litofáciесеi ingresszívén előtört, trópusi kúpkarstratra emlékeztetően tagolt reliefre utalnak. A tengermélység 30–50 m-es lehetett, közeli, meredek parttal, ahonnan a többszörösen áthalmazott, bioerodált mészkőgörgetegek származhattak. Ugyanakkor feltűnő a kaolinit szinte teljes hiánya, ami azt mutatja, hogy szárazföldi mállott anyag alig jutott be az üledékgyűjtőbe. Az üledékképződést (valószínűleg a Recski Andezithez kapcsolódó) dácittufahullás kísérte, ebből származtatja VICZIÁN (1996) az agyagásvány-együttesben uralkodó szmektitet. Szerinte a csókási képződmények betemetődéses diagenézis foka igen alacsony, lényegében még meg sem kezdődött a szmektit átalakulása. Eszerint itt 1 km-nél vastagabb üledékes betemetődés sosem volt. Ezen adat és az egri korú csókási szelvény transzgresszív jellege miatt a DUNKL et al. (1994) 11/b. ábráján javasolt B és C jelű hőörténeti görbe közül a „C” jelű, kisebb paleogén eltemetettségre utaló látszik valószínűbbnek, sőt fel kell tételeznünk, hogy a mai Bükk egyes részei a paleogén teljes időtartama alatt szigetként álltak ki a környező tengerből.

A csókásítól eltérő ősföldrajzi viszonyokat kell feltételeznünk a diósgyőri homokfejtő és környezetének rétegsora esetében, hiszen itt a teljes elborítás előtt hosszan elhúzódó tengerparti körülmények uralkodhattak. Erre utal az öntödei célra megfelelő, tiszta kvarchomok nagyvastagságú összlete, melynek kialakulásához hosszantartó intenzív, partmenti



hullámverésre volt szükség. Egy-egy területen kisebb lagúnák fűződhetnek le, melyekben rövid életű tőzegláp alakult ki. A hosszú ideig tartó partmenti sziliciklasztos rámpa környezetet rövid időre karbonátplatform szakította meg, amelyen lithothamniumos mészkő képződött, majd a tenger viszonylag gyors előnyomulása következtében (de lehet, hogy klimatikus okok miatt is) külső rámpa környezet alakulhatott ki, melyen homokos márga ülepedett le.

#### **Egri Formáció** — °Ol<sub>2</sub> (°Ol), *Novaji Tagozat* — °Ol<sub>2</sub>

Normálsósvízi, mélyszublitorális, molluscás, aleuritos agyagmárga; glaukonitos, tufitos homokkő betelepülésekkel, kavicsos turbidit rétegekkel. Záró rétegsora regressziós jellegű, sekély szublitorális, majd zátonyhomokos, lagunáris, ligitlencsés, csökkentsósvízi.

**Litológia, település.** A legjobban ismert, „klasszikus”, Eger, Novaj és Noszvaj környéki feltárásokban méregzöld, tufás, glaukonitos homokkő a formáció kezdő rétege. Ennek vastagsága változó, a Wind téglagyári Eger Eg-1 fúrásban 18 m, a novaji Nyárjas-tetőn csak 2,5 m. Benne gazdag, de elég rossz megtartású Mollusca-fauna található az egri bázisán megjelenő „*Flabellipecten burdigalensis*”-szel (részletesen I. BÁLDI et al. 1999), magányos, ahermatipikus korallokkal (HEGEDŰS 1962), ritkán *Miogypsinák*kal.

E fölött a novaji Nyárjas-tetőn és néhány, a környékén mélyült fúrásban (Bogács Bs-1, Szomolya Szm-1) 4-5 m vastagságban lepidocyclinás márga, lithothamniumos-lepidocyclinás mészkő, zöldessárga, glaukonitos, nagyforaminiferás agyag, végül zöldessárga, nagyforaminiferás finomhomokkő települ. A korjelző értékű nagyforaminifera-faunát BÁLDI et al. (1961), DROOGER (1961), majd LESS (1991) ismertették részletesen. Az Egri Formáció eddig leírt bázisrétegei a BÁLDI (1983) javasolta *Novaji Tagozatba* sorolhatók, ezt azonban térképi elkülönítési nehézségek miatt nem ábrázoltuk külön.

A Novaji Tagozat fölött, a nagyforaminiferák eltűnésével kezdődik az Egri Formáció legjellegzetesebb tagja, a molluscás agyag, melynek legszebb feltárása az egri Wind téglagyár fejtőjében tanulmányozható. Az itt 48 m vastag monoton agyagban 2 vékony aleuritos közbetelepülés figyelhető meg. A Diósgyőr D-318 fúrásban ezt a réteget 800 m-től egészen a talpig, 953,2 m-ig harántolták, de nem jutottak ki belőle.

E fölött a Wind téglagyárban 15 m vastagságban agyag és homokkő váltakozik, a homokkövekben gazdag sekélytengeri Mollusca-faunával (TELEGDI ROTH 1914, BÁLDI 1973, BÁLDI et al. 1999), majd 40 m vastag, brakkvízi-tavi agyag- és kavics-közbetelepüléssel durvahomok zárja a rétegsort. Ez az utolsó rétegetag legjobban az andornaktályai homokbányában van feltárva, ahol két paraszekvencia szedimentológiai jellegzetességei is megfigyelhetők (SZTANÓ et al. 1991). Nagymarosy (in GYALOG 1996) az Andornaktályai Formáció bevezetését javasolta az Egri Formáció ezen legfelső, csökkentsósvízi tagozatára. Elkülönítése azonban a rossz feltártság miatt nem volt lehetséges, ezért ezt a képződményt is Egri Formációként ábrázoltuk.

Az Egri Formáció felső, durvább törmelékes szakaszát (a mytiluszos-potamideszes zónának nevezett felső két rétegetagot) a Diósgyőr D-318 fúrás 580–800 m között harántolta (BÁLDI, RADÓCZ 1971), így itt a formáció felső szakasza is jóval vastagabb az Eger környékihez képest.

**Elterjedés, vastagság.** Felszínen az Egri Formáció a Bükkalja Ny-i részén általános elterjedésű és mindenütt a Kiscelli Agyagból fejlődik ki. Fúrásokban Egertől a Miskolc M-8 fúrásig követhető. Reprezentatív feltárásai Eger környékén ismertek (Wind téglagyár, Rozália temető, Afrika-dűlő, novaji Nyárjas-tető, Noszvaj környéke, andornaktályai homokbánya). Az Egri Formáció bázisán a Novaji Tagozat lithothamniumos mészkőve a Nyárjason kívül a szőlőskei kavicsbánya déli végénél, valamint a szénhidrogénkutató fúrások közül a Bogács Bs-1 309,5–318,9 m, a Szomolya Szm-1 556–560 m, a Szom-2/c 372,4–377,7 m, a Demjén-Szomolya DSz-5 95–105 m közti szakaszaiban is megtalálható.

Az ÉK-i Bükkben csak a Diósgyőr D-318 fúrás 580,0–953,2 m (talp) közötti szakasza sorolható ide. Feküje itt lehet Kiscelli Agyag, de a diósgyőri vártól K-re észlelt Csókási Formáció is.

Az Egri Formáció jellemző vastagsága a D-i Bükkben 80–150 m, attól is függően, hogy a felső része milyen mértékben erodálódott. K-DK felé a kora-miocén erózió egyre többet pusztított le belőle, a mezőkövesdi fúrásokban már teljesen hiányzik. Ezzel szemben a Bükk ÉK-i szegélyén jelentősen megnő a vastagsága, a D-318 fúrásban legalább 350 m.

**Ösmaradványok, kor.** A Wind téglagyár és a novaji Nyárjas-tető Molluscáinak (det. Báldi T.), foraminiferáinak (det. Horváth M.), mészvázú nannoplanktonjának (det. Báldiné Beke M.) és Ostracodáinak (det. E. Brestenská és Monostori M.) listája BÁLDI, SENES eds (1975), valamint BÁLDI-BEKE (1989, BÁLDI-BEKE et al. 1989) munkáiban található meg. Az utóbbi lelőhely nagyforaminiferáit (102. kép) LESS (1991) ismertette részletesen. Az Egri Formáció (mint az egri emelet sztratotípusa) korviszonyait BÁLDI et al. (1999) elemezte. További adatok találhatóak még BÁLDI, SZTANÓ (2000b) cikkében.

A faunataralom alapján az Egri Formáció csak az oligocénre korlátozódik — annak ellenére, hogy maga az egri emelet átnyúlik a miocénbe is (I. BÁLDI, SZTANÓ 2000b) —, ezen belül a katti emelet felső kétharmadát tölti ki. Ez megfelel az NP 25-ös nannoplanktonzóna teljes terjedelmének, valamint az SBZ 23-as sekélybentoszóna szintén teljes egészének. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a korábbi felfogással (BÁLDI 1983; TARI et al. 1993) ellentétben a kiscelli/egri határ nem a rupeli/katti határnak felel meg, hanem a katin belül húzódik.

**Fácies, korreláció.** A Kiscelli Agyag képződését lezáró regresszió után az Egri Formáció alsó része, a Novaji Tagozat újabb transzgressziót jelez. BÁLDI, SZTANÓ (2000a) a glaukonitos homok képződésének mélységét 50 m-re, a molluscás agyagét 70 m-re teszi. A kettő között lévő nagyforaminiferás rétegekre nem adnak mélységértéket. Szerintünk a 30–70 m

közötti tengermélység e szintre is megfelelő becslés. A transzgresszió a molluscás agyaggal éri el a maximumát, az e fölött következő két rétegtag a homoktartalom fokozatos növekedése és a Mollusca-fauna jellege is már regresszív tendenciát jelez. BÁLDI, SZTANÓ (2000a) a homok és agyag váltakozására 20 és 34 m közötti tengerszintet tartanak legvalószínűbbnek. Feltűnő itt a nagyforaminifera-fauna hiánya, ami jelentheti a tengerfenék jó tápanyagellátottságát (a nagyforaminiferák az oligotróf közeget részesítik előnyben), de a tengervíz sótartalmának csökkenését is. Az üledékgyűjtő teljes elsekélyesedését jelzik az andornaktályai homokbányában megfigyelhető árapályjelenségek szedimentológiai jegyei is (SZTANÓ et al. 1991).

## NEOGÉN

### Alsó-miocén

#### *Felsőnyárádi Formáció* — <sup>f</sup>Mer-e (<sup>v</sup>M)

A Bükk ÉK-i szegélyén, Varbó környékén előforduló kavicsos–törmelékes összletet BALOGH (1963) térképe helvétinek ábrázolja. A Diósgyőr D–318 (BÁLDI, RADÓCZ 1971) és Varbó V–75 fúrás rétegsora szerint az összlet nagy része az alsó riolittufa fekéjében települ, csak kisebb hányada (pl. az Andó-kúti vasúti bevágásban) sorolható a Salgótarjáni Formációba.

**Litológia, település.** Legteljesebb rétegsorát a térképlap területén a Varbó V–75 fúrás tárta fel (29. ábra). A fúrásban a Felsőnyárádi Formáció két részre bontható: az alsó, 121,8–199,1 m között harántolt szakasz édesvízi-csökkenésvízi, míg az e fölötti, 30,8–121,8 m közötti sekélytengeri körülmények között képződött. Annak ellenére, hogy 135,0 m-nél már kimutathatók az első jellegzetes tengeri plankton szervezetek, azonban 130,0 és 124,0 m-nél hiányoznak (NAGY 1991), emiatt a két rész határát a legfelső tarkaagyag tetején (121,8 m) vontuk meg.

Az alsó szakasz legjellemzőbb kőzete a szürke, kavicsbetelepüléses agyagos finomhomok. 121,8–144,7 m, valamint 159,1–167,4 m között sűrűn található tarkaagyag-betelepülések, 146,9–147,5 m között pedig szénnyomok is előfordulnak. A közepesen és jól osztályozott kavicsok többnyire rosszul kerekítettek, bár helyenként (főleg az összlet alján) jól koptatottak. A kavicsok nagysága változó, dominál az aprókavics, de akadnak 10 cm-es átmérőjűek is. Anyaguk zömmel kvarc és tűzkő, de előfordul lidit, dolomit és fekete aleurolitpala is. A finomtörmelékben az uralkodó kvarc mellett kevés káliföldpát található. A pirittartalmú agyagfrakcióban a 2M politípusú illit dominál, jelentős mennyiségű (5–10%) kaolinitet és kloritot tartalmaz (VICZIÁN 1996). A K-csillám mellett (a felső szakaszban is) kevés Na-csillám is megjelenik, mely paragonit, esetleg bramallit lehet. Eredetét tekintve egyaránt lehet törmelékes, vagy autigén. A tarkaagyag hematit-, goethit- és rutiltartalmú, a földpátok teljesen hiányzanak, agyagásványai jól kristályos 2M-illit (muszkovit) és rendezetlen kaolinit. A szmektit kevés, a klorit hiányzik.

A fúrás ezen alsó szakaszából makrofossziliák (kagylók) csak a 121,8–144,7 m közötti szakasz tarkaagyagok szürke finomhomokjából kerültek elő. A V–75 fúrásban a Radócz (in ALFÖLDI et al. 1975) által a Diósgyőr D–318 fúrás 543,0 m-éből említett dácittufa-betelepülés nem fordul elő.

A V–75 fúrás felső szakasza szintén változatos kifejlődésű. Tarkaagyag itt már nem található, a kavicsok mennyisége és szemnagysága (0,2–2 cm) is csökken, osztályozottsága nő. A 76,1 m-nél található egyetlen 5 cm-es vastagságú szénnyom valószínűleg szenesedett uszadékfa. Ellentétben az alsó szakasszal, itt már megjelenik kevés karbonát, zömmel kalcit. A leggyakoribb kőzettípus sötét zöldesszürke finomhomokkő és aleurit. A felső szakasz alapanyagának agyagásványai (VICZIÁN 1996) kb. egyenlő arányban szmektit és klorit, valamint valamivel több jól kristályos illit (muszkovit). Kaolinit csak 89,3 m-ig mutatható ki, feljebb már nem. 89,0 m-től felfelé sűrűn található áthalmazott vulkáni anyag, melynek uralkodó agyagásványa a szmektit, a plagioklász magas hőmérsékletű, a benne lévő kvarc viszonylag kevés.

Mіндеzek alapján a formáció felső szakaszának általános jellege áthalmazott, terrigén törmelékes. A benne lévő kavicsanyag lehet jól, de közepesen és rosszul koptatott is (V–75 103,0–109,7 m között és a Baross akna mellett felszíni feltárásban meszes kötésű konglomerátumpadok is található). A szemcsék anyaga zömmel kvarc, de alsó-triász mészkövek, a Hámori Dolomit és a Szentistvánhegyi Metaandezit is azonosítható. Emellett riolittufa- és fekete agyagkavicsok található még. Makrofossziliaként a felső részben csak 116,9–121,8 m között fordulnak elő Mollusca-héjtöredékek. A Diósgyőr D–318 fúrásban a fentebb leírthoz képest több és vastagabb barnakőszénzinór található, és itt a varbóinál vastagabb a harántolt rétegsor (261 és 580 m között legalább 300 m). Felszínen többnyire a kavicsanyag jelenléte alapján azonosítottuk a formációt.

**Elterjedés, vastagság.** A képződmény diszkordánsan települ a paleogén különböző szintjeire, a D–318 fúrásban az Egri Formációra, míg a V–75 fúrásban a Kiscelli Agyag mélyebb részére. Jó felszíni feltárásai a parasznyi Baross aknától DNy-ra, a Galya-patak DK-i oldalának meredek lejtőjén, illetve a Varbóról Fónagyságra vezető erdészeti műút bevágásában, a sorompó után mintegy 500 m-re található.

A D-i Bükk paleokarsztjának mélyedéseiben felhalmozódott, szintén a Gyulakeszi Riolittufa fekéjében települő teresztikumot a formáció Vincepáli Tagozataként külön tárgyaljuk.

A V–75 fúrás 30,8–199,1 m között 10°-os dőlés mellett teljes egészében (feküvel és üledékfolytonos fedővel) harántol-

ta a formációt, így itt a teljes vastagság kb. 165 m. Ennél nagyobb, valamivel több mint 300 méter a képződmény teljes vastagsága a medence belseje felé eső D–318 fúrásban (BÁLDI, RADÓCZ 1971).

**Ösmaradványok, kor.** A Felsőnyárádi Formációból közvetlen koradat nem áll rendelkezésünkre. Települési helyzete alapján a képződmény az eggenburgi emeletbe helyezhető, ugyanis a V–75 fúrásban a képződmény folyamatosan megy át az ottmangi bázisát jelző Gyulakeszi Riolituffába, az pedig a Salgótarjáni Formáció alsó széntelepébe. Ezt megerősíti a D–318 fúrásban elfoglalt pozíciója is, ahol 580,0 m-nél diszkordánsan települ az Egri Formáció mytiluszos-potamideszes felső, csökkentsósvízi rétegeire.

A Varbó–75 fúrás 30,9–112,0 m közötti szakaszából vett 13 minta mészvázú nannoplankton- együttese Báldiné Beke M. meghatározása szerint a felső-oligocénre jellemző, az NP 24–25-ös zónákon belüli helyzete már nem adható meg. Jellemző fajtái *Reticulofenestra bisecta*, *R. lockeri*, *Discolithina multipora*, *D. latelliptica* és az NP 24 zóna alján belépő, zónajelző *Cyclicargolithus abisectus*. Ezt a flórát azonban az üledék jellege alapján áthalmozottnak kell tekintsük, annál is inkább, mert a környező feltárásokban (Csókás) és fúrásokban (V–50 és D–318) az oligocén második felére nem jellemző a molasz jellegű üledékképződés.

**Fácies, korreláció.** A Felsőnyárádi Formáció típusos molaszüledék sok durvatörmelékkel, tarkaagyagokkal és barnaköszénzinórokkal. A Varbó–75 fúrásban az alsó rész (kb. 140 m-ig) csökkentsósvízi, a legalsó rész akár folyóvízi is lehet. A 117–140 m közötti szakasz átmeneti, itt már megjelennek a tengeri mikroplankton-elemek (135,0 m-nél) és a tengerpartra jellemző összemosott Mollusca-héjtöredékek. E szakaszban még a tarkaagyag is előfordul, sőt a 130,0, ill. 124,0 m-ből vett mintákban nem voltak tengeri elemek, ellenben gazdag, változatos trópusi–szubtrópusi szárazföldi paleo-ökológiai egységeket — lúp, édesvízparti erdő, szárazabb igényű elegyes erdő — tartalmazó együttest mutatott ki NAGY (1991). Kb. 117 m fölött a fácies már egyértelműen tengeri, amit a plankton szervezetek állandó jelenléte mutat. A kaolinit fokozatos kimaradása az agyagásványspektrumból szintén a szárazföldi területek távolodására utal.

A törmelékanyag kezdetben csak a fedő paleogén sorozatból származhatott, majd feljebb megjelennek a bükki alaphegységből származó (Gerennavári Mészke, Hámori Dolomit és Szentistvánhegyi Metaandezit) kavicsok is.

#### **Felsőnyárádi Formáció Vincepáli Tagozata** — ${}^f\text{Mer-e} ({}^v\text{M})$ és kovás breccsája — ${}^f\text{Mer-e}^{\text{br}}$ (br)

**Litológia, település.** Legjellegzetesebb kőzete a vörös, rétegzetlen, osztályozatlan kőzettörmelékes, kőzetlisztes agyag. A mátrixban uralkodó ásvány a kvarc, az agyagásványok között az illit domináns, de a kaolinit mennyisége is számottevő, míg a hematit és a gipsz nyomokban fordul elő. Emellett a Répáshuta Rh–3 fúrás 45,7–47,7 m-éből vett mintában 30%-os a goethit jelenléte. A kőzettörmelékek a Délkeleti-Bükk belsőbb részein (Répáshutától a kisgyőri Ásottfa-tetőig) szögletesek, domináns nagyságuk 0,5–3 cm. Ettől D-re, Kisgyőr környékén azonban már kerekített törmelékkel is találkozhatunk. A törmelékanyag Répáshutától a Hór-völgyig elsősorban a Bányahegyi Radiolaritból, kisebb részben dolomitból származik. A Kisgyőr, Kács és Cserépfalu fölötti területeken a tűzkőtörmelék a domináns, délebbre, Kisgyőr környékén már többnyire kerekített kvarc- és tűzkőkavicsok alkotják a törmelékanyagot.

Répáshutától DK-re a Vincepál nevű erdőrészben 1820 és 1870 között vasas breccsát bányásztak a képződményből amelynek  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tartalma 38,3% volt HAUER, K. (1863) elemzése szerint. Az általunk a felszínről vett minta  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -tartalma csak 22,27%. Emellett a kőzet 65,4%  $\text{SiO}_2$ -t, 1,97%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -t, 2,66 % MnO-t, 0,89% CaO-t, 3,55%  $\text{H}_2\text{O}$ -t és 1,74%  $\text{CO}_2$ -t tartalmazott.

Külön kell szólni a térképünkön ábrázolt kovás breccsákról, melyek csak a Kács és Cserépfalu fölötti területeken fordulnak elő. Legszebbek a Kupán-tetőn, a Nagy- és Kis-Borsó-tetőn, valamint a kácsi Nagy-völgy oldalában található előfordulások. A törmelékanyag itt is 1-2 cm-es tűzkőtörmelék, melyet kova cementál. Ebben néha limonitos üregek találhatóak. Ezek az előfordulások szinte mindig a mezozoos kőzetek (elsősorban a Felsőtárkányi Mészke) és a Vincepáli Tagozat normál — vörösayagos mátrixú — kifejlődése határán találhatóak, ezért gondoljuk, hogy talán melegvízi, magas kovasavtartalmú források vize mosta ki a vörösayagot a kőzetből és helyettesítette azt a saját oldott kovasávanak kiválásával.

**Elterjedés, vastagság.** A tagozat elterjedése a Déli-Bükkre korlátozódik. Viszonylag könnyű felismerni a délkeleti területen, ahol közvetlenül triász karbonátokra (Bükkfennsíki Mészke, Bervai Mészke, Felsőtárkányi Mészke), vagy ritkábban a Szépvölgyi Mészke települt. Nehezebb a palaterületeken elkülöníteni a valóban negyedidőszaki, hasonló megjelenésű málladékoktól. Itt egyértelműen azonosítani csak a Völgyfőház környékén sikerült. Jelenlétét a felszínen leginkább a lapos térszíneken uralkodó bő tűzkő-, illetve radiolarittörmelék árulja el. Jó felszíni feltárást csak a térképünkön külön ábrázolt kovás breccsák adnak.

A tagozatot teljes vastagságban a Répáshuta Rh–3 és Cserépfalu Cs–3 fúrásokból ismerjük. Fedője a hegység belsőbb részein nincs, Kisgyőr környékén a Gyulakeszi Riolituffa.

Vastagsága a paleomorfológiától függően, a paleokiemelkedéseken lévő 0-tól a paleocsapdáknál található 210 m-ig változik. A kovás breccsák vastagsága 1–5 m.

**Kor.** A korábbi bükki földtani térképeken negyedidőszaki képződményként ábrázolták a tagozat előfordulásait is. Fontos érv az idősebb kor mellett, hogy a fiatal negyedidőszaki völgyek (Balla-völgy, Csúnya-völgy stb.) a képződmény alá vágódnak, a törmelékforrásként szóba jöhető jura képződmények topográfiailag mindenütt mélyebb helyzetben vannak. A már említett Rh–3 és Cs–3 fúrás triász Bükkfennsíki Mészke környezetben 41,0, illetve több mint 210 m vastagság-

ban harántolta. Kisgyőr környékén a felszínen és a Kisgyőr Kgy-13 fúrásban is az ottngai Gyulakeszi Riolituffa fedti. Kácstól É-ra ritkán megfigyelhető az eocén Szépvölgyi Mészkö fölött, ez a települési helyzet nem teszi lehetővé, hogy a képződményt a Kosdi Formációval azonosítsuk (annál is inkább, mivel Kács környékén a Szépvölgyi Mészkö a Kosdi Formáció kimaradásával következik a mezozoos alaphegységre). A képződmény oligocén kora is kizárható, mivel Kisgyőr környékén az oligocén tengeri kifejlődésű. Mindezek alapján a kora-miocén, eggenburgi kor a legvalószínűbb, hiszen ebben az időszakban a Bükk kiemelkedett, szárazföldi térszín volt, tehát adottak voltak a karsztosodás, illetve a karsztos mélyedésekben való törmelékfelhalmozódás feltételei.

**Fácies, korreláció.** A Délkeleti-Bükk belsejében található előfordulások mindegyike paleokarsztos kitöltésnek tekinthető. A képződményt 41 m vastagságban harántoló Répáshuta Rh-3 fúrás helye körül mindenütt a Bükkfennsík Mészkö szállkibúvási található és a fúrás is ebben állt meg, így ez az előfordulás bizonyíthatóan egy szárazföldi mállástermékkel és közettörmelékkel kitöltött régi töbör. Jóval talányosabb a Vincepáli Tagozatot 210 m vastagságban harántoló és abból ki sem jutó Cserépfalu Cs-3 fúrás. Itt extrém módon tagolt reliefet, szinte függőleges falú kanyonokat kell feltételeznünk a tűzköves Felsőtárkányi Mészköben, amelyek teljes kitöltődéséhez már folyóvízi szállítást is kell feltételezni. Ezt alátámasztja, hogy még délebbre, Kisgyőr környékén, a folyóvizek alsóbb szakaszát jelző koptatott kavicsok is megjelennek.

A Vincepáli Tagozat a Felsőnyárádi Formáció alsó szakaszában megjelenő szárazföldi sorozat kezdőtagjának felel meg. Korban és kifejlődésben korrelálható a cserhádi Zagyvapálfalvai Tarkaagyag Formációval.

KÖZETKIFEJLŐDÉS LITHOLOGY	KOR / AGE	VASTAGSÁG THICKNESS	FORMÁCIÓ – TAGOZAT FORMATION – MEMBER	JEL SYMBOL
	ALSÓ-PANNÓNIAI LOWER PANNONIAN	50-300	CSÁKVÁRI AGYAGMÁRGA FORMÁCIÓ CSÁKVÁR CLAYMARL FORMATION	<sup>c</sup> Pa <sub>1</sub>
	BADENI-ALSÓ PANNÓNIAI BADENIAN-LOWER PANNONIAN	150-300	HARSÁNYI RIOLITTUFA FORMÁCIÓ „(FELSŐ RIOLITTUFA)“ HARSÁNY RHYOLITE TUFF FORMATION „(UPPER RHYOLITE TUFF)“	<sup>h</sup> Mb-Pa <sub>1</sub>
		10-30	SZOROSVÖLGYI TAGOZAT SZOROSVÖLGY MEMBER	<sup>h</sup> Pa <sub>1</sub>
		50-200	BÁBASZÉKI TAGOZAT BÁBASZÉK MEMBER	<sup>h</sup> bMs
		50-150	KŐKÖTŐHEGYI TAGOZAT KŐKÖTŐHEGY MEMBER	<sup>h</sup> kMb
	KÁRPÁTI-BADENI HATÁR KARPATIAN-BADENIAN BOUNDARY	30-50	TARI DÁCITTUFA FORMÁCIÓ „(KÖZÉPSŐ RIOLITTUFA)“ TAR DACITE TUFF FORMATION „(MIDDLE RHYOLITE TUFF)“ BOGÁCSI IGNI MBRIT TAGOZAT BOGÁCS IGNI MBRITE MEMBER	<sup>t</sup> Mk <sup>t</sup> bMk
	OTTNANGI / OTTNANGIAN	0-90	SALGÓTARJÁNI BARNAKŐSZÉN FORMÁCIÓ SALGÓTARJÁN LIGNITE FORMATION	<sup>s</sup> Mo
			MÁTRANOVÁKI TAGOZAT MÁTRANOVÁK MEMBER	<sup>s</sup> kMo
			NÓGRÁDMEGYERI TAGOZAT NÓGRÁDMEGYER MEMBER	<sup>s</sup> nMo
	OTTNANGI / OTTNANGIAN	150-450	GYULAKESZI RIOLITTUFA FORMÁCIÓ „(ALSÓ RIOLITTUFA)“ GYULAKESZI RHYOLITE TUFF FORMATION „(LOWER RHYOLITE TUFF)“	<sup>s</sup> Mo
			KISGYŐRI IGNI MBRIT TAGOZAT KISGYŐR IGNI MBRITE MEMBER	<sup>s</sup> kMo
	?	?	? PIROXÉNANDEZIT (ÉS RIOLIT?) ? PYROXENE ANDESITE (AND RHYOLITE?)	
	EGRI-EGGENBURGI EGERIAN-EGGENBURGIAN	0-100	FELSŐNYÁRÁDI FORMÁCIÓ FELSŐNYÁRÁD FORMATION	<sup>f</sup> Mer-e

32. ábra. A Bükkalja miocén képződményeinek elvi rétegoszlopa

Figure 32. Theoretic stratigraphic column of the Miocene formations of Bükkalja

## A bükkaljai miocén piroklasztikum összlet

A bükkaljai miocén piroklasztikum-összlet a hegységet DK-ről kíséri ÉK–DNy csapású sávban, Miskolc és Demjén között mintegy 45 km hosszúságban, 6–10 km szélességben tanulmányozható felszínen vagy vékony negyedidőszaki fedő alatt. Az utóbbi években végzett reambulálás kimutatta, hogy ebben horizontálisan és vertikálisan is jól elkülöníthetők a földtani irodalmunkban hagyományosan alsó, középső és felső riolituffa elnevezéssel illetett tuffösszletek, -szintek (32. ábra). 1:50 000-es méretarányú földtani térképünk a piroklasztikum-összletet az Eger-patak völgyéig ábrázolja.

Az iniciális magmatizmus a miocén legelején elkezdődött, amit a Felsőnyárádi Formáció Vincepáli Tagozatának kavicsos vörösagyagjába települő néhány cm-es riolituffa-csók jeleznek (amit nevezhetnénk akár „legalsó riolituffának”), a paroxizmus viszont meglehetősen jól behatárolhatóan az ottngaitól a pannóniai elejéig, azaz 21–12 millió évig tartott, ezalatt akár 700 m vastagságot is meghaladó piroklasztikum-összletet felhalmozva.

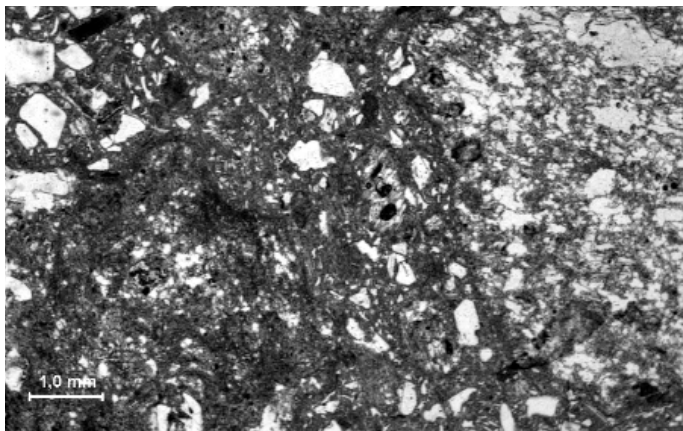
Az explóziók természetesen nem folyamatos történetek, köztük kisebb-nagyobb szünetek, vi-

szonylagos nyugalmi periódusok voltak, intenzitásuk, anyagszolgáltatásuk mennyisége, minősége pedig változott. Lávaflowást vagy szubvulkáni benyomulást eddig a Bükkalján nem sikerült kimutatni. Leszögezhető, hogy az alsó és felső tufaösszlet anyaga (a Gyulakeszi és a Harsányi Formáció) alapvetően savanyú, riolitos, a középső (Tari Formáció) intermedierbe hajló, alapvetően dácitos.

A piroklasztikumok a Bükkalján főként szárazföldön halmozódtak fel, de a K-i, DK-i, D-i és DNy-i peremek irányába haladva egyre több a vízben leülepedett anyag.

**Gyulakeszi Riolittufa Formáció** —  ${}^{\text{e}}\text{Mo}$  ( ${}^{\text{e}}\text{M}$ ),  
**Kisgyőri Ignimbrít Tagozat** —  ${}^{\text{k}}\text{Mo}$  ( ${}^{\text{k}}\text{M}$ )

**Litológia, település.** A formáció zömét hullott, lavina-, áthalmazott vagy freatomagmás (gömbkonkréciós-tufagalacsinos) riolittufák alkotják (104. kép), az ártufák, ezen belül az összesült-összeolvadt változatok részaránya nem éri el sehol sem az 50%-ot. Hogy a köztudatban mégis az a vélekedés alakult ki, hogy az alsó tufaösszlet zömében ignimbrít jellegű, az annak tulajdonítható, hogy a Bükkaljára jellemző, enyhén DDK-i dőlésű platókat (az erózióknak ellenállóbb voltuknál fogva) valóban ezek a kőzetek takarják, uralva a felszíni morfológiát (XVII. tábla, 1. kép). Úgy tűnik, hogy az északkeleti részen, Kisgyőr térségében, mégis nagyobb az ignimbritek részaránya, de ebben az is közrejátszhat, hogy a dölések itt laposabbak, mint DNy-on, Eger felé, ahol erősebb volt a kibillenés. A formáción belül *Kisgyőri Ignimbrít Tagozat* néven különítettük el az összesült, összeolvadt kőzetváltozatokat, melyeket elődeink lávának néztek, s annak is ábrázoltak (BALOGH 1963), jóllehet PANTÓ (1961) már felhívta a figyelmet ezek ignimbrít voltára. Az erősen összeolvadt, perlit-obszidián fiammés változatok álfluidális külsejükkel (reognimbrít) első ránézésre valóban alig különböznek a lávakőzettől (105., 106., 107. kép, XVII. tábla 2., 3. kép).



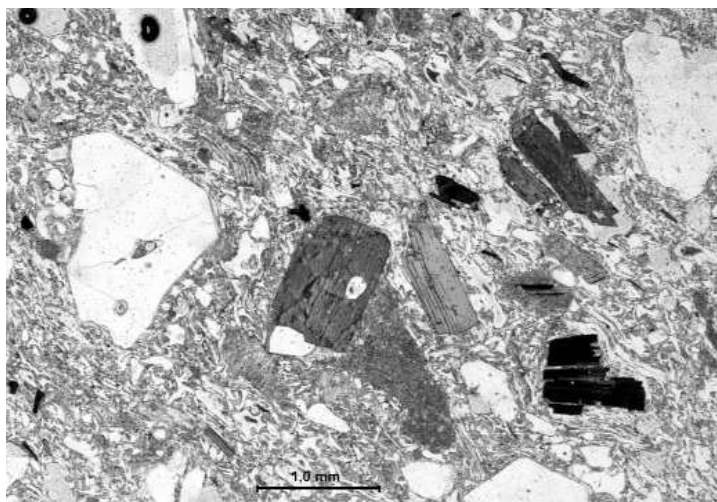
**104. kép.** Hullott/lavina riolittufa. Gyulakeszi Riolittufa Formáció. Novaj, a Novaji-patak ÉK-i oldalán felhagyott kőfejtő

**Photo 104.** Airborne/avalanche rhyolite tuff. Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation. Novaj, abandoned quarry on the north-eastern side of the Novaj-patak



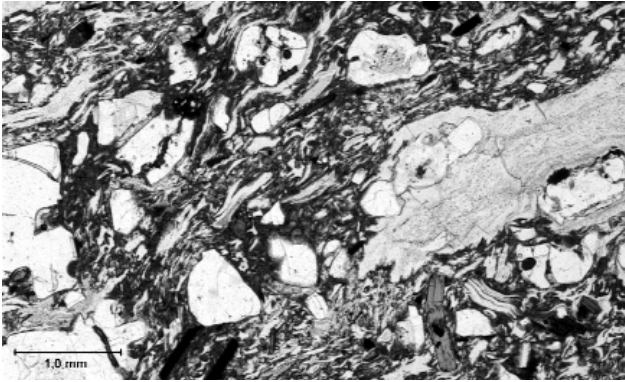
**105. kép.** Ignimbrít (erősen összesült perlit-obszidián fiammés riolít ártufa). Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat. Cserépfalu, Sós-tető, 317,3 mp

**Photo 105.** Ignimbrite (heavily welded rhyolite flood tuff containing perlite-obsidian fiammes). Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, Kisgyőr Ignimbrite Member. Cserépfalu, Sós-tető, 317.3 m asl.



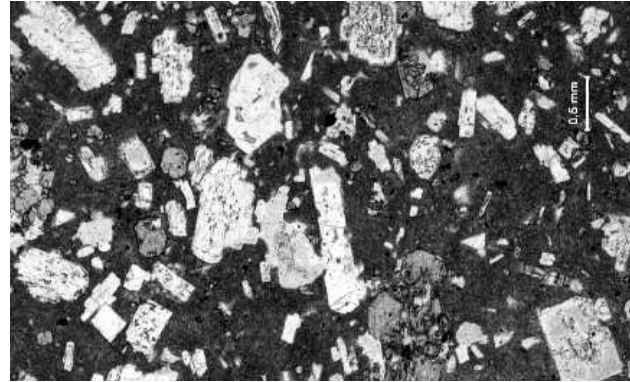
**106. kép.** Ignimbrít (erősen összesült riolít ártufa). Gyulakeszi Riolittufa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat. Kács, Poklos

**Photo 106.** Ignimbrite (heavily welded rhyolite flood tuff). Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, Kisgyőr Ignimbrite Member. Kács, Poklos



**107. kép.** Ignimbit (erősen összesült-összeolvadt, perlit-obszidián fiammés riolit ártufa). Gyulakeszi Riolituffa Formáció, Kisgyőr Ignimbit Tagozat. Miskolc-7 fúrás, 265,7 m

**Photo 107.** Ignimbrite (heavily welded-molten rhyolite flood tuff containing perlitic-obsidian fiammes). Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, Kisgyőr Ignimbrite Member. Borehole Miskolc-7, 265.7 m



**108. kép.** Idősebb összetételből felszakított piroxénandezit zárvány hullott riolituffában. Gyulakeszi Riolituffa Formáció. Cserépváralfa, Csordásnyak és Csordás-völgy közötti mélyút

**Photo 108.** Ripped-up pyroxene-andesite clast, derived from an older succession, in airborne rhyolite tuff. Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation. From the low road between Csordásnyak and Csordás-völgy at Cserépváralfa

kizárható. A kristálytörmelékben savanyú plagioklász, szanidin, kvarc, biotit állandóan, amfibol csak esetlegesen, alárendelten van jelen.

Kifejezetten savanyú, riolitos összetételt mutatnak a kémiai elemzések is, az ép változatoknál 70% feletti SiO<sub>2</sub>-tartalommal, ami az erősen összesült-összeolvadt változatok, valamint horzsakő- és riolitlapillik esetében még 1-2%-kal magasabb. Az 7. táblázatban csak azoknak a mintáknak az elemzéseit tüntettük fel, melyek biztosan a Gyulakeszi Riolituffa Formációba tartoznak.

A tufák ásványainak kémiai összetétele szerint az elsődleges magma köpenyeredetű mészkalkáli lehetett (LUKÁCS 2000).

**7. táblázat.** A Gyulakeszi Riolituffa Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

**Table 7.** Chemical composition of the rocks of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Ba	Sr
1.	74,39	0,21	14,7	1,17	0,78	0,03	1,6	0,74	2,2	4,11				0,01			
2.	82,51	0,24	10,51	0,59	0,32	0,02	0,71	0,32	1,35	3,4				0,03			
3.	63,19	0,82	17,76	6,29	2,54	0,13	4,66	2,05	0,94	1,54				0,09			
4.	69,42	0,53	15,65	3,3	0,4	0,03	3,46	0,7	2,98	3,4				0,12			
5.	68,7	0,26	14,7	1,17	2,01	0,07	2,43	0,55	2,1	3,47	3,39	0,72	ny.	0,06			
6.	66,88	0,3	15,25	1,14	2,35	0,08	2,78	0,5	2,4	3,21	4,01	8,8	ny.	0,07			
7.	65,8	0,62	16,8	3	0,6	0,036	4,5	0,682	3,18	2,56	1,99		0,02	0,04	0,044	0,06	0,021
8.	54,99	0,15	15,97	2,91	0,04	0,23	2,86	3,44	0,97	0,59	6,55	11,71	ny.	0,04			
9.	69,56	0,19	14,52	1,7	0,27	0,08	2,22	0,31	2,55	3,66	3,91	1,22	0,03	0,06			
10.	69,5	0,25	14,31	1,65	0,4	0,042	2,47	0,551	2,28	3,34	3,69	0,59	0,02	0,01	0,039	0,061	0,017
11.	57,1	0,58	15,6	3,37	0,09	0,04	3,67	0,626	2,29	2,45	9,25	4,34	0,02	0,02	0,02	0,08	0,028
12.	60,0	0,78	17,1	2,89	2,48	0,071	5,28	3,07	2,6	2,76	1,57	0,82	0,02	0,07	0,02	0,124	0,028
13.	64,30	0,86	13,6	1,29	4	0,096	3,78	4	2,36	2,68	2,76		0,02	0,1	0,056	0,075	0,052
14.	61,7	0,9	15,5	2,61	2,68	0,079	4,86	3,44	2,72	2,68	1,77		0,02	0,12	0,324	0,501	0,052
15.	70,2	0,24	14,1	1,9	0,26	0,045	2,41	0,572	2,25	3,38	4,4		0,02	0,02	0,128	0,076	0,018
16.	71,9	0,19	15,5	0,94	0,63	0,027	2,21	0,35	2,47	2,89	2,71		<0,02	<0,02	<0,02	0,0939	0,0186
17.	68,9	0,18	14,1	0,94	1,05	0,047	1,61	0,892	2,53	3,66	5,93		0,02	0,02	0,02	0,086	0,014
18.	71,1	0,26	14,3	1,55	0,43	0,031	2,5	0,462	2,22	2,84	3,92		<0,02	<0,02	0,066	0,0989	0,0233
19.	71,3	0,21	16,2	1	0,64	0,031	2,18	0,332	2,21	2,69	2,9		0,073	<0,02	<0,02	0,0821	0,018
20.	73,6	0,16	14,36	1,46	1	0,04	1,98	0,35	2,25	4,97				0,07			
21.	66,88	0,38	13,4	2,77	0,55	0,03	1,8	0,46	2,02	1,45	5,62	4,33	0,11	0,04			
22.	70,04	0,19	14,26	0,77	0,42	0,03	2,88	0,75	1,77	4,6	3,57	0,69	0,31	0,09			
23.	69,7	0,3	13,6	2,36	<0,02	0,055	2,36	0,32	2,54	2,62	5,89		<0,02	<0,02	<0,02	0,0955	0,0175
24.	72,8	0,18	13,7	1,14	0,44	0,031	2,09	0,373	2,34	3,39	3,25		<0,02	<0,002	0,144	0,0744	0,0172
25.	72,5	0,18	13,7	1,49	0,27	0,418	2,07	0,497	2,19	2,43	4,39		<0,02	<0,002	0,086	0,0617	0,0132
26.	70,0	0,28	14,0	2,22	0,31	0,036	2,22	0,514	2,17	4	4,04		<0,02	0,027	0,0512	0,102	0,0179
27.	70,4	0,26	14,9	1,39	0,44	0,033	2,42	0,452	2,16	3,58	3,6		0,072	0,023	0,09	0,0963	0,0225
28.	62,33	0,7	17,58	4,61	1,65	0,05	6,05	1,84	2,4	2,68				0,16			
29.	74,93	0,18	13,62	0,97	0,95	0,04	1,68	0,34	1,87	5,35				0,05			
30.	69,55	0,18	12,81	1,41	0,45	0,08	1,93	0,23	1,68	3,66	6,01	1,42	0,04	0,02			
31.	69,7	0,25	13,8	1,34	0,89	0,038	2,43	0,521	2,15	3,65	3,86	0,73	<0,02	0,108	<0,02	0,1	0,0212
32.	68,1	0,24	15,1	1,96	0,19	0,038	2,57	0,547	2,46	3,72	4,12	0,74	<0,02	<0,002	<0,02	0,0745	0,0186

## 7. táblázat. folytatás – continuation

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Ba	Sr
33.	69,0	0,24	14,6	1,46	0,35	0,056	2,27	0,479	2,25	3,65	4,06	1,02	<0,02	0,05	<0,02	0,102	0,0206
34.	68,5	0,22	16,0	1,46	0,55	0,031	2,27	0,443	2,35	3,64	3,59	0,73	<0,02	0,065	<0,02	0,0674	0,017
35.	69,4	0,22	14,3	1,52	0,65	0,046	1,37	0,325	2,25	4,18	4,59	1,02	<0,02	0,04	<0,02	0,111	0,0123
36.	68,1	0,28	14,8	1,23	0,99	0,028	2,42	0,481	2,17	3,45	4,36	1,02	<0,02	0,121	<0,02	0,142	0,0237
37.	67,77	0,24	13,63	2,04	0,44	0,07	3,25	1,25	2,07	3,03	3,94	2,44	0,11	0,04			
38.	67,1	0,28	15,2	1,44	0,89	0,046	2,45	0,708	2,19	4,05	4,37	1,09	<0,02	0,021	<0,02	0,0665	0,0178
39.	69,7	0,23	13,5	1,24	1,06	0,086	2,44	0,544	2,5	3,28	3,82	1,0	<0,02	0,105	<0,02	0,0748	0,0193
40.	71,0	0,1	11,3	0,81	0,17	0,01	2	0,44	0,67	4,08	5,99	2,83	<0,02	0,03	<0,02	0,25	0,094
41.	68,96	0,1	11,8	1,05	0,24	0,011	2,5	0,78	0,44	2,62	7,43	3,56	0,08	0,03	<0,02	0,242	0,095
42.	66,87	0,08	12,88	1,31	0,44		2,04	1,41	0,85	3,9	6	4,04	0,17				
43.	66,17	0,3	11,22	1,03	0,88		3,08	1,81	1,03	2,15	6,16	4,49	0,21				
44.	61,12	0,5	15,24	3	1,04	ny.	4,41	1,22	1,45	2,22	6,07	6,23	0,14	0,03			
45.	67,71	0,56	12,55	1,28	1,03	0,02	2,35	0,9	2,32	3,5	6,6	1,72	0,15	0,07			
46.	64,75	0,15	14,54	1,18	0,94	ny.	2,32	0,77	2,54	3,81	4,56	4,45	0,07	0,04			
47.	70,49	0,23	15,42	0,97	0,96	0,02	2,38	0,47	3,76	3,03	1,98	0,41	0,3	0,03			
48.	69,9	0,2	15,1	1,49	0,59	0,022	2,12	0,433	2,63	3,75	2,85	0,6	<0,02	<0,02	0,084	0,0809	0,0172
49.	72,22	0,19	14,85	0,67	1,45	ny.	2,43	0,35	2,94	3,48	0,92	0,24	ny.	0,05			
50.	73,0	0,2	14,0	0,82	1,15	0,036	2,35	0,414	3,18	3,54	1,04	0,2	<0,02	<0,02	0,109	0,0878	0,0184
51.	69,3	0,2	14,3	1,33	0,41	0,122	2,47	0,655	2,31	3,73	3,75	1,17	0,07	<0,02	0,051	0,093	0,0192
52.	64,5	0,25	14,88	1,74	1,04	ny.	1,87	0,6	0,97	3,12	6,74	4,27	ny.	0,02			
53.	69,6	0,23	14,8	1,72	0,36	0,042	3,0	0,564	2,83	2,58	3,95	0,51	<0,02	<0,02	0,084	0,0508	0,0217
54.	59,02	0,14	16,18	1,7	0,84	ny.	2,43	1,5	0,9	1,5	6,99	8,43	ny.	0,09			
55.	70,7	0,20	14,3	0,81	0,88	0,041	2,19	0,433	2,71	3,97	3,1	0,25	<0,02	<0,02	0,101	0,0931	0,0179
56.	61,3	0,75	17,4	2,88	2,06	0,062	5,03	2,5	2,44	2,66	1,62	0,74	<0,02	0,106	<0,02	0,14	0,0263
57.	71,0	0,20	13,8	1,25	0,59	0,032	2,01	0,48	2,39	3,88	3,4	0,65	<0,02	<0,02	<0,02	0,082	0,016
58.	69,49	0,28	14,98	0,89	1,59	0,25	2,21	0,41	2,3	4,05	2,96	0,56					
59.	68,35	0,23	13,77	1,68	0,51	0,08	2,71	0,62	1,68	3,57	4,98	1,36	0,04	0,04			
60.	74,63	0,15	14,65	1,36	0,86	0,02	1,39	0,28	1,51	5,13				0,03			
61.	69,7	0,18	15,6	0,82	0,72	0,028	2,22	0,44	2,43	3,99	3,21	0,26	<0,02	<0,01	0,092	0,082	0,017
62.	69,7	0,18	14,8	1,48	0,49	0,032	2,13	0,41	2,35	3,86	3,35	0,5	<0,02	<0,02	0,077	0,0784	0,017
63.	68,6	0,26	13,9	1,98	0,32	0,052	2,26	0,697	2,24	3,36	4,49	1,21	<0,02	<0,02	0,15	0,0579	0,0157
64.	69,6	0,21	15,0	1,61	0,32	0,036	2,0	0,47	2,26	3,9	3,73	0,64	0,07	<0,02	0,085	0,0767	0,0172
65.	68,3	0,16	13,5	1,71	0,18	0,039	1,9	1,08	1,45	3,4	5,5	2,28	<0,02	<0,02	<0,02	0,054	0,0124
66.	70,4	0,19	14,2	1,34	0,44	0,027	1,81	0,436	2,05	4,15	3,97	0,75	0,07	<0,02	0,097	0,0784	0,0149
67.	71,4	0,19	14,2	1,21	0,53	0,03	2,16	0,413	2,56	3,85	3,16	0,35	<0,02	<0,02	0,086	0,0831	0,0175
68.	62,5	0,26	14,0	2,85	0,27	0,029	2,21	1,37	1,03	2,11	6,7	6,74	<0,02	<0,02	0,061	0,044	0,01
69.	68,6	0,19	13,3	2,54	0,45	0,032	2,12	0,643	2,03	3,88	4,19	1,83	<0,02	<0,02	0,1	0,069	0,016
70.	69,6	0,2	14,2	1,2	0,7	0,033	2,03	0,449	2,38	4,02	3,6	0,55	<0,02	<0,02	0,049	0,08	0,017
71.	70,2	0,18	14,54	1,62	0,27	0,026	1,2	0,394	1,98	4,25	3,98	0,85	0,19	0,003	<0,02	0,076	0,0153
72.	70,7	0,19	14,6	1,45	0,41	0,032	1,99	0,39	2,19	4,3	3,67	0,34	<0,02	<0,02	0,02	0,0852	0,0157
73.	72,77	0,2	14,52	1,89	0,71	0,05	2,14	0,48	2,34	4,86				0,03			
74.	68,5	0,22	14,0	2,27	<0,02	0,036	2,56	0,487	2,2	3,88	4,62	1,0	0,07	<0,02	0,086	0,0879	0,02
75.	62,2	0,8	15,9	3,57	2,17	0,055	4,46	1,92	2,68	2,89	1,63	0,97	<0,02	0,077	0,043	0,0813	0,0277
76.	71,33	0,46	14,33	1,04	1,04	0,03	1,46	0,4	3,1	3,83	2,17	0,19	0,13				
77.	71,22	0,24	16,2	0,75	1,37	0,3	2,69	0,52	2,9	4				0,09			
78.	70,13	0,19	18,88	2,04	0,65	0,02	2,14	0,36	1,98	3,52				0,03			
79.	71,9	0,14	14,1	0,58	0,63	0,027	2,14	0,26	2,8	4,02	2,74	0,11	<0,02	0,018	0,166	0,081	0,018
80.	68,1	0,25	16,1	1,4	0,89	0,041	2,56	0,63	2,42	3,76	3,3	0,77	0,11	<0,1	<0,01	0,081	0,017
81.	71,14	0,16	14,52	0,49	0,93	0,07	2,74	0,38	2,34	4,08	2,89	0,42	0,16	0,14			
82.	70,82	0,21	14,57	0,25	1	0,05	3,36	0,13	3,03	3,72	2,54	0,16	0	0,04			
83.	69,5	0,21	15,1	1,22	0,79	0,033	2,64	0,46	2,68	3,4	2,86	0,69	<0,02	<0,1	<0,01	0,078	0,078
84.	70,1	0,15	16,6	0,8	0,63	0,027	2,0	0,33	2,4	3,76	2,71	0,22	<0,02	0,035	0,16	0,077	0,017
85.	69,9	0,2	14,5	1,3	0,36	0,025	2,36	0,47	2,16	3,5	3,56	0,89	<0,02	0,014	0,67	0,074	0,018
86.	70,89	0,25	14,07	1,81	0,59	ny.	2,2	0,45	2,76	3,94	2,75	0,67					
87.	70,32		13,96	1,57			2,18	0,5	2,37	3,62	5,1						
88.	71,54		13,74	1,24			2,3	0,33	2,75	3,89	3,87						
89.	72,68	0,19	15,08	2,01	0,72	0,03	1,91	0,4	2,18	4,7				0,06			
90.	73,69	0,18	14,15	1,65	0,19	0,03	2,33	0,56	2,46	4,69				0,07			
91.	69,5	0,18	15,2	1,51	0,44	0,029	1,98	0,04	2,05	3,84	3,86	1,33	<0,1	<0,02	<0,1	0,076	0,014
92.	68,1	0,21	17,6	0,75	0,4	0,024	2,03	0,31	2,23	3,66	3,45	0,88	0,04	<0,1	<0,1	0,073	0,015
93.	71,0	0,16	14,0	1,15	0,36	0,028	1,89	0,32	2,41	4,43	3,37	0,3	<0,02	0,039	0,17	0,077	0,016
94.	66,1	0,17	12,9	5,44	<0,02	0,24	2,01	0,44	1,97	3,35	4,07	2,77	<0,02	<0,1	<0,01	0,11	0,014
95.	71,2	0,17	13,8	1,19	0,4	0,029	2,01	0,37	2,35	4,6	3,06	0,2	<0,02	0,029	0,067	0,076	0,017
96.	70,6	0,17	14,4	1,17	0,63	0,032	1,89	0,38	2,24	4,2	3,5	0,33	<0,02	0,019	0,029	0,078	0,016
97.	70,0	0,15	06,6	0,85	0,45	0,02	2,12	0,27	2,3	3,61	2,85	0,3	<0,02	<0,1	0,021	0,077	0,017

*Magyarázat a 7. táblázathoz:*

1 – Eger, Wind téglagyári kőfejtő, riolittufa (Póka et al. 1998). 2 – Eger, Wind téglagyári kőfejtő, fluidális riolit lapilli (Póka et al. 1998). 3 – Eger, Tihamér, kőfejtő alsó része, andezit lapilli (Póka et al. 1998). 4 – Eger, Tihamér, kőfejtő alsó része, dácit lapilli (Póka et al. 1998). 5 – Eger, Tihamér, kőfejtő, riolittufa (Varga Gy. 1977, elemző Petrás Gy.-né). 6 – Eger, Tihamér, kőfejtő, riolittufa (Varga Gy. 1977, elemző Petrás Gy.-né). 7 – Eger, Tihamér, ostorosi országút bevágása, 218,89 mp-től Ny-ra, dácitlapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs.). 8 – Eger, Bányakert, pincék, riolittufa. 9 – Eger, Bányakert, pincék, riolittapilli. 10 – Eger, Kőporos, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs.). 11 – Eger, Szőlősepusztától D-re tufaistálló, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs.). 12 – Eger, királykúti pincék, piroxénandezit-lapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs.). 13 – Eger, Novaji-patak, Királykúttól NyDny-ra 500 m, dácitlapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs.). 14 – Eger, Novaji-patak, Királykúttól NyDny-ra 500 m, dácitoandezit lapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs.). 15 – Eger, Mész-hegytől É-ra pincék, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs.). 16 – Eger, Mész-hegy, 305,5 mp., riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 17 – Eger, Tót-hegy, pince, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pelikán P. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs., Szabó Á-né, Szalka E.). 18 – Andornaktálya, 191,1 mp. É-i oldalán felhagyott kőfejtők, hullott-áthalmazott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 19 – Andornaktályától K-re, 234,5 mp. Ny-i oldalán elhagyott kis fejtő, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 20 – Ostoros, pincék, riolittufa (PÓKA et al. 1998). 21 – Ostoros, Pajdos, riolittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Simó B.). 22 – Ostoros, Mész-tető É, Ostoros-patak, horzszakó (VARGA Gy. 1977, elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né). 23 – Ostoros, Deák Ferenc u. 166., hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 24 – Ostorostól DK-re, vizes-völgyi felhagyott kőfejtő, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 25 – Ostorostól ÉK-re, 231,8 mp., hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 26 – Ostoros, Nagypajdos D-i oldala, pincék, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 27 – Novaj, Novaji-patak ÉK-i oldalán felhagyott kőfejtő, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 28 – Szomolya, déli kőfejtő, andezit litoklaszt (PÓKA et al. 1998). 29 – Szomolya, déli kőfejtő, horzszakó (PÓKA et al. 1998). 30 – Szomolyától Ny-ra, riolittufa (VARGA Gy. 1977, elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né). 31 – Szomolya, személtéplepnél felhagyott kőfejtő, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2001). 32 – Szomolya, DNY-i pincesor (Rákóczi u.), hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 33 – Szomolya, kaptárkövek, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 34 – Szomolya, Ispán-oldal alsó része, útbevágás, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 35 – Szomolya, Csobánka ÉNy-i oldalán, útbevágásban, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 36 – Szomolya, Kosár-lápa és Szék-lápa közötti útbevágás, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 37 – Noszvaj, lázbérci kőfejtő, hullott riolittufa (VARGA Gy. 1976, elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né). 38 – Noszvajtól DK-re, Borda-hegy É-i oldalán húzódo völgy felhagyott kőfejtője, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 39 – Noszvaj, lázbérci kőfejtő, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 40 – Bükkzsérc, Tóth Mihály-kaszáló, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Pelikán P. 1996, elemző: MÁFI 1997). 41 – Bükkzsérc, Hosszúvölgy, összesült riolit ártufa, (Gyűjtő: Pelikán P. 1996, elemző: MÁFI 1997). 42 – Bükkzsérc, Hosszú-völgy, riolit ártufa (Gyűjtő: Pelikán P. 1996, elemző: MÁFI 1997). 43 – Bükkzsérc, Pászag, riolit ártufa (Gyűjtő: Pelikán P. 1996, elemző: MÁFI 1997). 44 – Bogács, Bo-9 fúrás: 387,2 m, bontott riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J. 1966, elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1968). 45 – Bogács, Bo-9 fúrás: 490 m, bontott riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J. 1966, elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1968). 46 – Bogács, Bo-9 fúrás: 501 m, bontott riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J. 1966, elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1968). 47 – Cserépfala, Nyomó-hegy, riolit ignimbrit (Balogh K., Rónai A. 1965, elemző: Simó B.). 48 – Cserépfala, Nyomó-hegy csúcsa, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. – 1999). 49 – Cserépfáralja, Csv-1 fúrás: 5 m, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Hajdú Cs.-né, elemző: Petrás Gy.-né 1977). 50 – Cserépfáralja, Csv-1 fúrás: 5,8–7 m, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 51 – Cserépfáralja, Csv-1 fúrás: 38,6–42,4 m, riolit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 52 – Cserépfáralja, Csv-1 fúrás: 53 m, riolittufa (Gyűjtő: Hajdú Cs.-né, elemző: Petrás Gy.-né 1977). 53 – Cserépfáralja, Csv-1 fúrás: 125,5–127,2 m, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs.). 54 – Cserépfáralja Csv-1 fúrás: 127,5 m, bontott, hullott riolittufa (Gyűjtő: Hajdú Cs.-né, elemző: Petrás Gy.-né 1977). 55 – Cserépfáralja, Kő-völgy É-i részének Ny-i oldala, Szaduskától DNY-ra, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 56 – Cserépfáralja, Csordás-nyak ÉNy-i oldalán, mélyút feltárása, dácitoandezitlapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 57 – Cserépfáralja, Szaduszka csúcs, 332,5 mp., riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 58 – Kács, riolit ignimbrit (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Sűrű J.). 59 – Kács, Kecské-kő Ny-i oldala, hullott riolittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 60 – Kács, pincék, riolittufa (PÓKA et al. 1998). 61 – Kács, Istenmezejétől É-ra, felhagyott kőfejtők, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 1996, elemző: Szabó Á-né 1997). 62 – Kács, Templom-domb Ny-i oldalán mélyút, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 63 – Kács, Petőfi u. (fürdő felé vezető út), pincék, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth E. 1999). 64 – Káctól Ny-ra, Nagy-cseres K-i részén mélyút, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 65 – Káctól Ny-ra, Géci szőlő D-i lábánál mélyút É-i oldala, riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 66 – Kács, Remete-barlang feletti oldal, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 67 – Kács, Poklos K-i oldalán útkereszteződésnél, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 68 – Káctól ÉNy-ra, Vékony-cseres és Galya-tető közötti völgy útfeltárása, agyagásványosodott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 69 – Káctól Ny-ra, Nagy-cserestől É-ra 282,7 mp-nál útfeltárás, áthalmazott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 70 – Káctól Ny-ra, fürdő felé vezető út feletti magaslat, felhagyott kőfejtő, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 71 – Káctól É-ra, Kankós-lyuktól KDK-re, erdészeti út feltárása, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 72 – Káctól É-ra, Poklos ÉK-i oldalán, 333,9 mp-től É-ra 200 m-re, útfeltárás, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 73 – Tibolddaróc, Vár-hegy, enyhén összesült riolittufa (PÓKA et al. 1998). 74 – Tibolddaróc, Kőhodály, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 75 – Tibolddaróc, Kőhodály, dácitlapilli hullott riolittufából (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 76 – Sály, Lator telep, „riolit” (Gyűjtő: Herrmann M., elemző: Simó B. 1952). 77 – Sály, Lator út, ignimbrit (PÓKA et al. 1998). 78 – Sály, Lator vár, Várhegy, ignimbrit (PÓKA et al. 1998). 79 – Sály, Lator vár, riolit reoignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Ballók I-né, Szabó Á-né 1996). 80 – Sály, Lator vártól ÉK-re, 267,0 mp-től DNY-ra, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né, 1996). 81 – Sály, dankótelepi kőfejtő, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1976). 82 – Sály, dankótelepi kőfejtő, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1976). 83 – Sály, Dankóteleptől ÉNy-ra, 195,7 mp-től ÉNy-ra útfeltárás, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 84 – Sály, Kecet-hegy, 314,0 mp-től D-re 70 m, útfeltárás, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 85 – Kisgyőr, Pusztamocolyástól É-ra, 209,6 mp-től ÉNy-ra 130 m, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., Szabó Á-né 1996). 86 – Kisgyőr, „riolit” (HERRMANN 1952, elemző: Mauritz B.). 87 – Kisgyőr, Hatvanas dűlő, riolittufa (WALLACHER 1989). 88 – Kisgyőr, utcafeltárás, riolittufa (WALLACHER 1989). 89 – Kisgyőr, Ny-i völgy, összesült riolittufa (PÓKA et al. 1998). 90 – Kisgyőr-D, Pusztamocolyás felé vezető út mellett, riolit ignimbrit (PÓKA et al. 1998). 91 – Kisgyőr ÉNy-i végénél vízmű dombja, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 92 – Kisgyőr, Vár-hegytől D-re 292,1 mp, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 93 – Kisgyőr, Vár-hegy csúcsától KDK-re 100 m, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né, 1996). 94 – Kisgyőrtől D-re, Csincse-patak K-i oldala, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Ballók I-né, Szabó Á-né 1996). 95 – Kisgyőr, Várerdeje DNY-i oldalán felhagyott kőfejtő, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 96 – Kisgyőr, Kerek-hegy, összesült riolit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 97 – Kisgyőr, Kőporos K-i oldalán, dózerút feltárása, riolit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996).



**Elterjedés, vastagság.** A formáció anyagát szolgáltató kitorési centrumok a Bükkalja DK-i előterében tételezhetők fel, fiatal üledékekkel fedve (VARGA Gy. 1981, PENTELENYI 1996, 2001a, b, 2002, Zelenka T. szóbeli közlése). Ezek közül az intenzívebben működöek — legalábbis az ártufaterítéseket illetően — ÉK-en, Kisgyőr–Kács körzetének előterében lehetnek. A formáció képződményei eredetileg a jelenleginél jóval nagyobb területet, feltehetően a mai Bükk hegység legnagyobb részét beborították, de a hegység belsejében a lepusztulás miatt már csak az egykori mélyedésekben maradtak meg. Itt, az egykori vízi közegnek köszönhetően jelentős, helyenként ipari koncentrációban zeolitosodtak (bükkzsérci Pazsag, Tóth Mihály-kaszáló, Hosszú-völgy, Felsőtárkány).

ÉK-en, a Cseh-völgytől a Kácsi-patak völgyéig, tehát nagyjából a Kács–Tibolddaróc vonalig átlagosan 3 km széles, ÉK–DNy-i csapású sávban övezi a fekjét képező eggenburgi Felsőnyárádi, illetve paleogén és mezozoos formációkat. Rétegdőlése 8–25° közötti, uralkodóan D-i, esetenként DK-i, esetleg DNy-i irányú. Sokáig emiatt a hegység belseje felé keresték az egykori kitorési centrumokat, pedig a dölések nem folyás/hömpölygés/lezúdulás irányokat jeleznek, hanem utólagos, az Alföld irányába történő lezökkenésre, lebillenésre utalnak (lásd az 1:50 000-es méretarányú földtani térkép melletti szelvényeket).

Az említett sávot hasonló csapású, de jóval vékonyabb, felszínén néhány száz m széles és nem folytonos Tari Dácittufa, vagy közvetlenül a Harsányi Riolituffa képződményei fedik. Kivételt csak az ÉK-i peremrészén mélyült Miskolc M-7 és M-8 fúrások mutatnak, ahol a közvetlen fedőt a Salgótarjáni Barnaköszén Formáció üledékei képezik (33. ábra).

A Kácsi-patak vonalától DNy-ra ugyan hasonló a felépítés, de tektonikus okok miatt a rétegsor látszólag (esetenként többszörösen) megismétlődik (1:50 000-es földtani térkép B–C, E–D szelvényei, 34, 35., 36., 37. ábra).

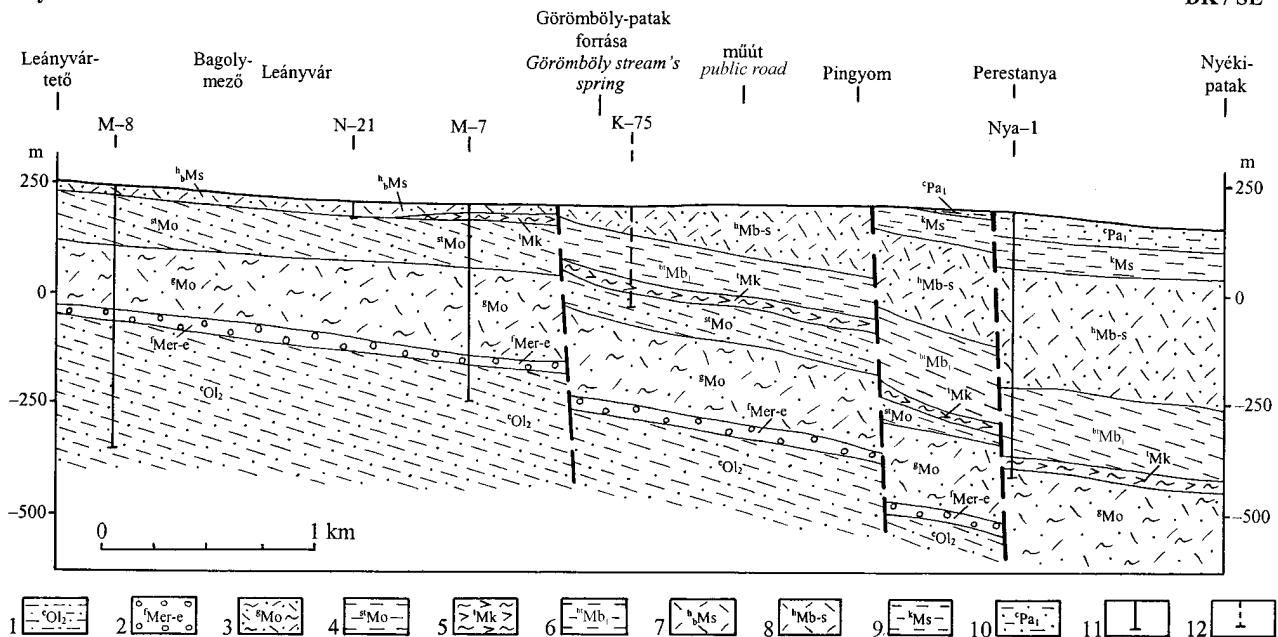
Előfordul, hogy a Gyulakeszi Riolituffa Formáció — közvetlen fekvője, a Felsőnyárádi Formáció hiányában — idősebb képződményekre települ. Egyes elszigetelt feltárásoknál — ahol a Tari Dácittufa hiányzik (ennek legnyugatibb előfordulását Ostorosnál észleltük), azaz a Gyulakeszi Riolituffára közvetlenül a Harsányi Riolituffa következik és nincs ignimbrít szintünk, faunisztikai, radioaktív vagy paleomágneses korunk — a formáció felső határának kijelölése problematikus.

A Gyulakeszi Riolituffa Formáció teljes vastagsága 150–450 m között változik (általában az Alföld irányába vastagszik). A különböző mértékben összesült ártufák összvastagsága a formáción belül 20–100 m lehet, de ezek nem egy szintben jelentkeznek, egymást követő kitorések termékei. (A tardi–szomolyai fúrások újraértékelése során legalább négy, erősen összesült szint mutatkozott.)

A formáció legfontosabb működő, gépesített kőfejtői az eger–tihaméri és noszvaj–lázberci, melyekben a hullott, nem túl kemény, de azért állékony riolituffát különböző méretű idomokra fűrészelik. Ezeken kívül számos időszakos fejtésben, különösen Kisgyőr–Sály–Kács térségében termelik a riolit-ignimbrít változatokat helyi építkezésekhez vagy útjavításra.

ÉNy / NW

DK / SE

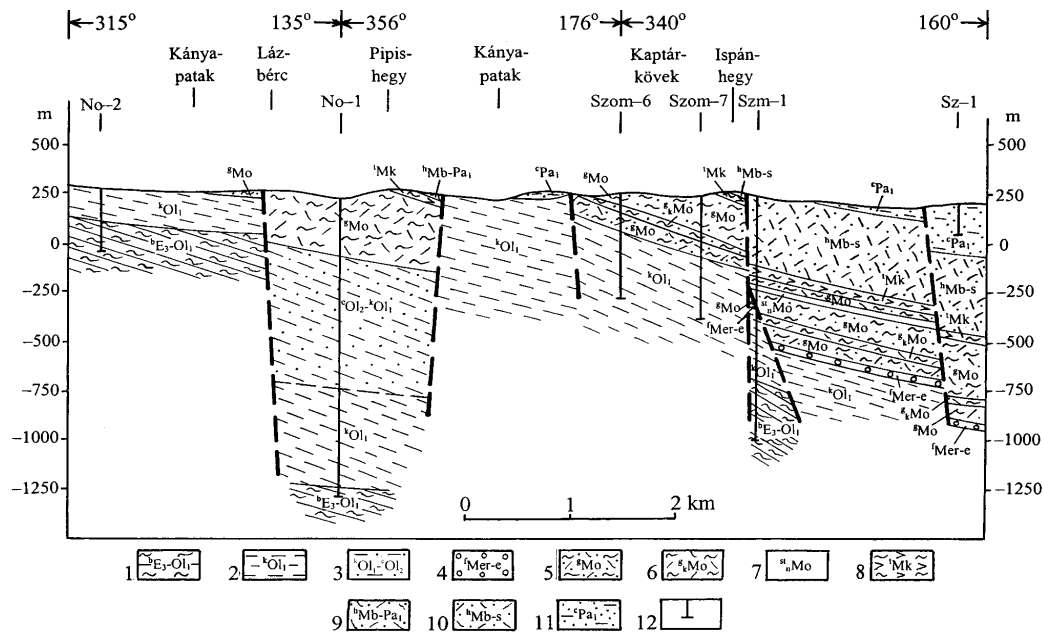


33. ábra. Földtani szelvény a Miskolc-7, -8 és a Nyékládháza-1 fúrás mentén, kétszeres magasítással

1 – Eger Formáció, 2 – Felsőnyárádi Formáció, 3 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formáció, 4 – Salgótarjáni Lignite Formáció, 5 – Tari Dacite Tuff Formáció, 6 – Borsodbóta Formáció, 7 – Harsány Rhyolite Tuff Formáció Bábászéki Tagozat, 8 – Harsány Rhyolite Tuff Formáció (badeni-szarmata rész), 9 – Kozárd Formáció, 10 – Csákvári Agyagmárga Formáció, 11 – mélyfúrás 12 – szelvénybe bevetített mélyfúrás

Figure 33. Geological cross section through boreholes Miskolc-7, -8 and Nyékládháza-1. Vertical exaggeration 2×

1 – Eger Formation, 2 – Felsőnyárádi Formation, 3 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, 4 – Salgótarján Lignite Formation, 5 – Tari Dacite Tuff Formation, 6 – Borsodbóta Formation, 7 – Harsány Rhyolite Tuff Formation Bábászék Member, 8 – Harsány Rhyolite Tuff Formation (Badenian-Sarmatian part), 9 – Kozárd Formation, 10 – Csákvár Clay Marl Formation, 11 – borehole, 12 – borehole data projected to the section

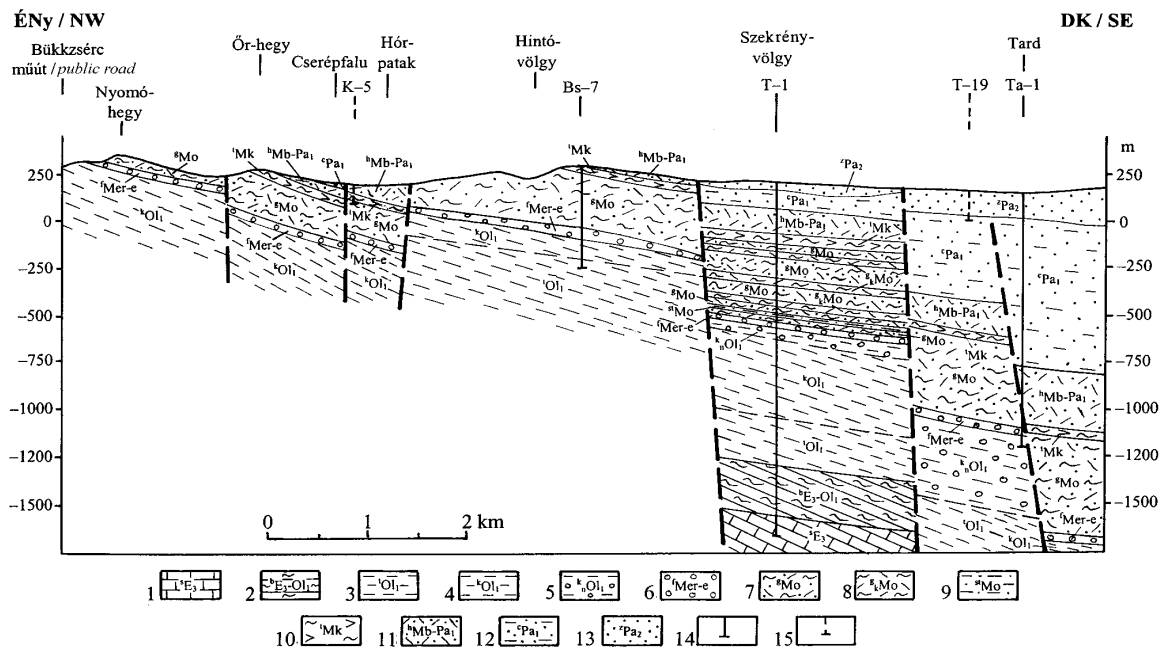


34. ábra. Földtani szelvény a Noszvaj No-2, a Szomolya Szom-6, -7 és Sz-1 fúráson keresztül

1 – Budai Márga Formáció, 2 – Kiscelli Agyag Formáció, 3 – Egri + Kiscelli Formáció, 4 – Felsőnyárádi Formáció, 5 – Gyulakeszi Riolituffa Formáció, 6 – Gyulakeszi Riolituffa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat, 7 – Salgótarjáni Barnaköszén Formáció, Nógrádmegyeri Tagozat, 8 – Tari Dácituffa Formáció, 9 – Harsányi Riolituffa Formáció, 10 – Harsányi Riolituffa Formáció (badeni-szarmata rész), 11 – Csákvári Agyagmárga Formáció, 12 – mélyfúrás

Figure 34. Geological cross section through boreholes Noszvaj No-2 and Szomolya Szom-6, -7 and Sz-1

1 – Buda Marl Formation, 2 – Kiscell Clay Formation, 3 – Eger Formation + Kiscell Formation, 4 – Felsőnyárad Formation, 5 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, 6 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, Kisgyőr Ignimbrite Member, 7 – Salgótarján Lignite Formation Nógrádmegyer Member, 8 – Tar Dacite Tuff Formation, 9 – Harsány Rhyolite Tuff Formation (Badenian-Sarmatian part), 11 – Csákvár Clay Marl Formation, 12 – borehole

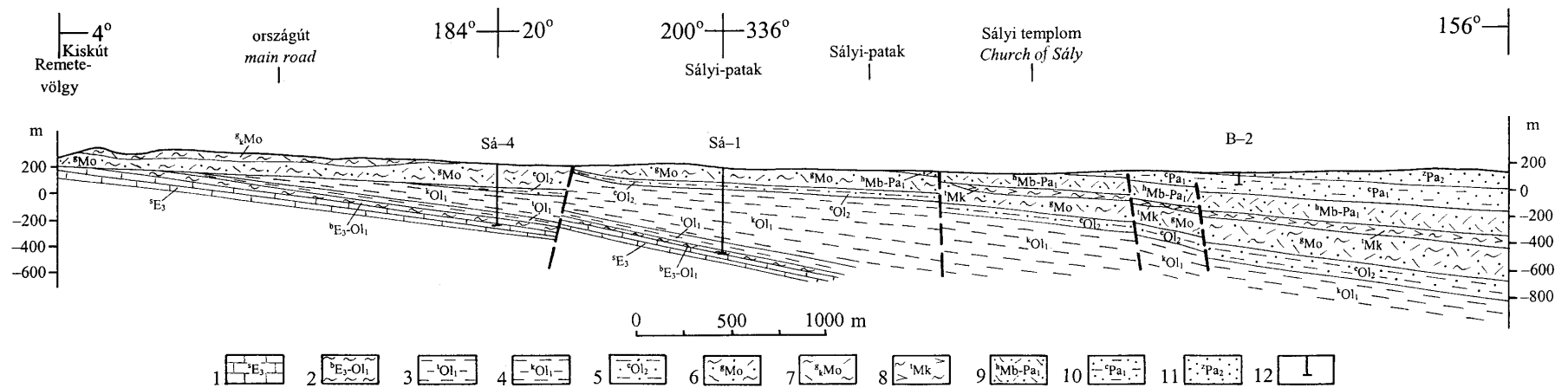


35. ábra. Földtani szelvény Bükkzsérc és Tard között

1 – Szépvölgyi Mészko Formáció, 2 – Budai Márga Formáció, 3 – Tardi Agyag Formáció, 4 – Kiscelli Agyag Formáció, 5 – Kiscelli Agyag Formáció, Noszvaj Tagozat, 6 – Felsőnyárádi Formáció, 7 – Gyulakeszi Riolituffa Formáció, 8 – Gyulakeszi Riolituffa Formáció, Kisgyőri Ignimbrít Tagozat, 9 – Salgótarjáni Barnaköszén Formáció, 10 – Tari Dácituffa Formáció, 11 – Harsányi Riolituffa Formáció, 12 – Csákvári Agyagmárga Formáció, 13 – Zagyvai Formáció, 14 – mélyfúrás, 15 – szelvénybe bevetített mélyfúrás

Figure 35. Geological cross section between Bükkzsérc and Tard

1 – Szépvölgy Limestone Formation, 2 – Buda Marl Formation, 3 – Tardi Clay Formation, 4 – Kiscell Clay Formation, 5 – Kiscell Clay Formation, Noszvaj Member, 6 – Felsőnyárad Formation, 7 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, 8 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, Kisgyőr Ignimbrite Member, 9 – Salgótarján Lignite Formation, 10 – Tar Dacite Tuff Formation, 11 – Harsány Rhyolite Tuff Formation, 12 – Csákvár Clay Marl Formation, 13 – Zagyva Formation, 14 – borehole, 15 – borehole data projected to the section

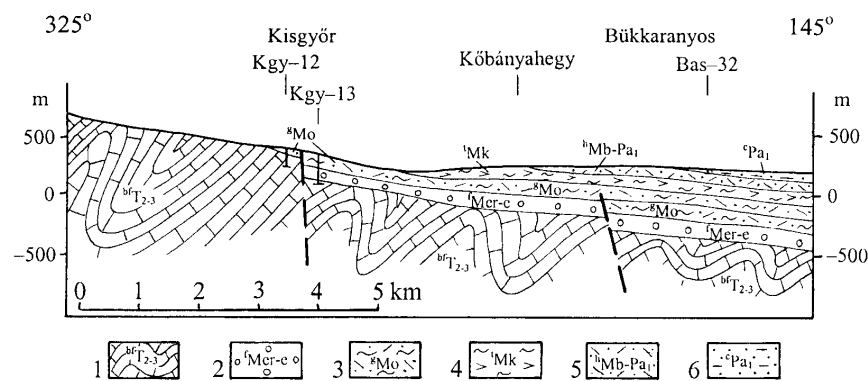


36. ábra. Földtani szelvény a kisgyőri Kis-kút és Sály között

1 – Szépvölgyi Mészke Formáció, 2 – Budai Márga Formáció, 3 – Tardi Agyag Formáció, 4 – Kiscelli Agyag Formáció, 5 – Egeri Formáció, 6 – Gyulakeszi Riolittufa Formáció, 7 – Gyulakeszi Riolittufa Formáció Kisgyőri Ignimbrit Tagozat, 8 – Tari Dácittufa Formáció, 9 – Harsányi Riolittufa Formáció, 10 – Csákvári Agyagmárga Formáció, 11 – Zagyvai Formáció, 12 – mélyfúrás

Figure 36. Geological cross section between Kis-kút at Kisgyőr and Sály

1 – Szépvölgy Limestone Formation, 2 – Buda Marl Formation, 3 – Tard Clay Formation, 4 – Kiscell Clay Formation, 5 – Eger Formation, 6 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, 7 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation Kisgyőr Ignimbrite Member, 8 – Tar Dacite Tuff Formation, 9 – Harsány Rhyolite Tuff Formation, 10 – Csákvár Clay Marl Formation, 11 – Zagyva Formation, 12 – borehole



37. ábra. Földtani szelvény Kisgyőr és Bükkaranyos között

1 – Bervai Mészke Formáció, 2 – Felsőnyárádi Formáció, 3 – Gyulakeszi Riolittufa Formáció, 4 – Tari Dácittufa Formáció, 5 – Harsányi Riolittufa Formáció, 6 – Csákvári Agyagmárga Formáció

Figure 37. Geological cross section between Kisgyőr and Bükkaranyos

1 – Berva Limestone Formation, 2 – Felsőnyárad Formation, 3 – Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation, 4 – Tar Dacite Tuff Formation, 5 – Harsány Rhyolite Tuff Formation, 6 – Csákvár Clay Marl Formation

A laza hullott, áthalmazott változatokba régebben még lakásokat, istállókat is vájtak, ma már csak borospincéket mélyítettek (XVII. tábla 7. kép).

A bükkzsérci zeolitosodott riolittufák klinoptilolit-, illetve mordenit-koncentrációja elérheti a tokaji-hegységbeliét, de elterjedésük mérete messze azok alatt marad.

Érdekességképpen említhetők meg a Kácstól É-ra, a formáció eocén mészkővel érintkező pereme mentén előforduló, kiugróan magas (200–300 ppm) As-koncentrációjú hatalmas kovás, vasas-mangános tömbök, hömpölyök.

Geomorfológiai-régészeti különlegességet jelentenek a Gyulakeszi Riolittufa Formáció hullott és lavina-riolittufája lepusztulása során formálódott kaptárkövek (XVII. tábla 4., 5. kép). Az ezekbe faragott kisebb-nagyobb üregeknek, fülkéknek ősméhészeti vagy kultikus szerepet tulajdonítanak (BARÁZ 2000).

**Kor.** A riolittufa radioaktív kora 21–18,5 M év (MÁRTON, PÉCSKAY 1998). Paleomágneses rotációja alapján ugyancsak jól elkülönül a fedő tufa formációktól (MÁRTON, MÁRTON 1996).

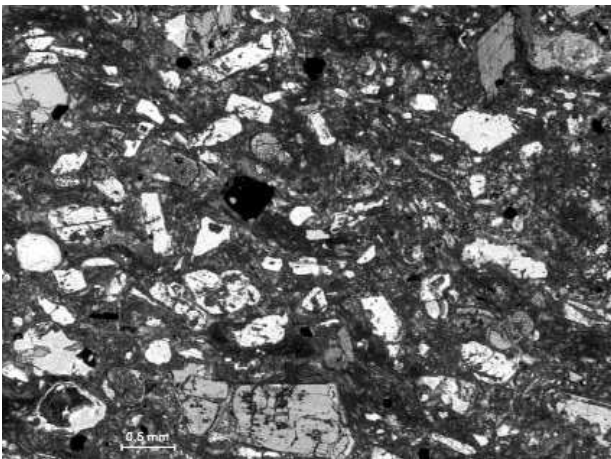
**Fácies, korreláció.** A formáció termékei zömében száraz térszínen, alárendelten tavi-mocsári környezetben halmozódtak fel. Üledékes közbetelepülés ennek megfelelően ritka és vékony, csak fúrászelvényekben ismerhető fel. Ezek a betelepülések segítenek a korbesorolásban, egyben azt is bizonyítják, hogy a tufakomplexum több, 4–7 kitérés terméke. Általában pliniusi típusú kitérésekkel kezdődtek (esetenként lavinatufás, illetve freatomagmás beütésekkel) és nem minden esetben szolgáltatnak ártufaterítéseket. Ha mégis, az egyben a kitérés szakasz lezáródását is jelentette. A Tard és Szomolya környéki fúrásokban két kőszenes (4,5 m összvastagság) és öt tarkaagyagos (11 m összvastagság) közbetelepülés mutatható ki, melyek megfelelnek a Salgótarjáni Barnakőszén Formáció Kisterenyei, illetve Nógrádmegyeri Tagozatának.

#### **Tari Dácittufa Formáció** — <sup>1</sup>Mk (M), *Bogácsi Ignimbrít Tagozat* — <sup>1</sup><sub>b</sub>Mk

Az ottnangi vulkáni működés elcsitulásával viszonylag hosszú nyugalmi periódus következett. Ezalatt a bukkaaljai régió zömében szárazulati területén lepusztulás volt, az ÉK-i perem vízzel borított részein a Salgótarjáni Barnakőszén Formáció jelentős vastagságú üledékei rakódtak le.

A kárpáti korszak végén kevésbé kitartó intenzitással és jelentős kemizmusbeli változással újult meg a vulkáni működés, mely ugyancsak viszonylag közeli, de hegységen kívüli centrum(ok)ból származó, zömében szárazföldön felhalmozódott dácitignimbrít-összletet eredményezett. Ez a Tari Dácittufa Formáció, a hagyományos értelemben vett „középső riolittufa” megfelelője.

**Litológia, település.** A Bukkaalján a formáció 90%-át különböző mértékben összesült dácitártufák, ignimbritek (109. kép) képezik, de felépítésében — alárendelten — hullott és áthalmazott dácittufák is részt vesznek. Ezek legalább két, de valószínűbben ennél is több kitérés termékei. Az összesült változat Bogácsi Ignimbrít Tagozat néven különíthető el.



**109. kép.** Ignimbrít (összesült biotitos amfibol-piroxén dácit ártufa, oxidálódott). Tari Dácittufa Formáció, Bogácsi Ignimbrít Tagozat. Sály, Dankó-telep, kőfajtától D-re

**Photo 109.** Ignimbrite (welded flood tuff of biotite-amphibole-pyroxene dacite tuff, oxidized). Tar Dacite Tuff Formation, Bogács Ignimbrite Member. Sály, Dankó-telep, South of the quarry

A kőzetek ásványtani-kémiai összetétele riódácitos-andezitodácitos között mozog (8. táblázat). Az SiO<sub>2</sub>-tartalom 50,48% (Bogács, Jács-völgy) és 69,55% (bogácsi Hintó-völgy) szélső értékek között változik; 100 elemzés átlaga: 62%, a legjellemzőbb tartomány: 60–65%. A meglehetősen nagy szórás részben a bontottság, illetve a bázisosabb vagy savanyúbb kőzetzárványok, lapillik módosító hatására vezethető vissza. Ép kőzetre számítva már jóval kisebbek a kémiai összetétel eltérései. Mégis kimutathatók bizonyos különbségek, melyek közül talán legszembetűnőbb a sály-kisgyőr-bükkaranyosi és tardi minták bázisos anomáliája, amit az ásványos összetétel is igazol. Ezekben az esetekben az SiO<sub>2</sub>-tartalom szokatlanul alacsony volta mellett egyöntetűen jellemző a TiO<sub>2</sub>-tartalom 1% fölé emelkedése, a titánaugit, ilmenit, esetleg rutil megjelenése.

A terepi megfigyelések és fúrási szelvények alapján úgy tűnik, hogy a formáció alsó részén még uralkodóan szürke, sötétszürke kőzet fokozatosan, illetve foltosan lilásszürke, vöröses, vörösbarna, vöröseslila, oxidált változatba megy át és felül ez válik uralkodóvá (XVIII. tábla 1., 2. kép). A dácitignimbritek sokban hasonlítanak a Gyulakeszi Riolittufa Formáció riolitignimbrítjeihez, a horzsakő-perlit-obszidián

fiammék felszaporodásával itt is gyakori a lávaszerű reoignimbrít változat. Viszont mind ezekben, mind az alapanyag kristálytörmelékében lecsökken a kvarc mennyisége, a plagioklászok némileg bázisosabbak (többnyire andezinek), a színes elegyrészek között uralkodóvá válik a piroxén (ensztatit, hipersztén, kevesebb augit, ritkán — a bázisosabb változatoknál — titánaugit). A piroxén kíséretében mindig találunk több-kevesebb biotitot és amfibolt, járulékos elegyrészként pedig cirkont, apatitot, ilmenitet.

8. táblázat. A Tari Dácittufa Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 8. Chemical composition of the rocks of the Tar Dacite Tuff (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Ba	Sr
1.	63,8	0,684	16,3	4,47	0,61	0,101	2,25	0,613	2,67	2,62	5,49		<0,02	0,059	0,075	0,0841	0,0164
2.	61,74	0,73	13,69	5,79	2,52	0,05	3,6	2,26	2,6	2,56	3,24		0,03				
3.	62,77	0,91	17,14	6,82	1,46	0,07	4,17	1,06	2,71	2,59				0,24			
4.	62,8	0,607	17,0	1,75	2,04	0,057	3,17	1,37	2,25	2,88	4,44	0,98	<0,02	0,086	<0,02	0,0742	0,02
5.	63,9	0,678	15,9	1,72	2,39	0,064	3,27	1,59	2,04	2,99	5,15		<0,02	0,094	<0,02	0,0723	0,0197
6.	63,6	0,733	16,6	2,64	1,6	0,111	1,55	1,22	1,79	2,85	7,06		<0,02	<0,02	<0,02	0,0862	0,0125
7.	60,8	0,909	17,1	3,65	2,48	0,09	1,78	2,29	1,55	2,94	6,18		<0,02	0,059	<0,02	0,0738	0,0141
8.	67,6	0,522	16,7	2,36	0,66	0,035	1,67	0,457	1,76	2,66	5,06		0,036	<0,02	<0,02	0,0845	0,0141
9.	62,9	0,666	16,3	2,95	1,52	0,058	1,96	1,36	1,79	3,2	6,55		<0,02	0,026	0,298	0,0791	0,0154
10.	62,9	0,71	16,3	3,08	1,51	0,062	2,63	1,55	2,0	3,02	5,94		<0,02	0,095	0,096	0,0712	0,0183
11.	60,02	0,9	18,12	4,01	1,3	0,06	2,05	1,74	2,26	2,8	4,55	2,1	0,06	0,21			
12.	59,09	0,81	16,54	4,39	1,26	0,05	2,29	1,91	1,41	2,61	7,18	2,15	0,04	0,1			
13.	62,38	0,83	16,43	3,05	1,86	0,07	3,86	1,37	2,22	2,51	4,11	0,87	0,07	0,13			
14.	61,5	0,78	15,97	3,36	1,87	0,14	3,21	1,62	1,62	2,97	5,88	0,94	0,07	0,13			
15.	60,69	0,83	15,81	3,86	1,32	0,14	3,22	0,74	1,41	2,82	6,56	1,93	0,14	0,04			
16.	66,6	0,54	19,39	2,95	1,45	0,04	2,55	0,8	2,24	3,16				0,19			
17.	66,28	0,2	19,49	2,13	1,63	0,05	2,86	0,94	2,35	3,47				0,2			
18.	64,5	0,587	16,3	1,33	2,57	0,057	2,77	1,45	2,27	2,84	4,06	0,74	<0,02	0,051	0,051	0,0886	0,0188
19.	62,1	0,748	17,5	1,65	2,64	0,062	1,71	1,79	2,12	2,23	5,33	1,45	<0,02	0,135	0,043	0,0842	0,0141
20.	63,6	0,578	17,0	1,88	2,12	0,054	2,86	1,27	2,29	3,04	4,43	0,59	<0,02	0,07	<0,02	0,0756	0,0185
21.	63,4	0,519	15,6	2,78	1,68	0,046	3,06	1,04	2,25	3,12	4,58	1,32	<0,02	0,102	<0,02	0,0735	0,018
22.	61,6	0,799	17,5	2,72	2,3	0,069	1,67	1,82	2,14	2,73	5,58	0,68	<0,02	0,035	<0,02	0,0738	0,0128
23.	61,5	0,79	17,4	1,72	2,99	0,073	1,93	1,87	2,2	2,81	5,54	0,71	<0,02	<0,02	<0,02	0,073	0,0143
24.	63,3	0,649	16,7	3,13	1,6	0,042	2,58	1,06	3,07	2,69	3,3	1,58	<0,02	0,176	<0,02	0,085	0,0175
25.	57,8	0,881	17,6	3,81	1,57	0,030	1,31	0,701	1,17	1,64	9,1	4,19	<0,02	<0,02	<0,02	0,0664	0,0088
26.	61,5	0,695	16,2	2,32	2,84	0,075	3,42	1,95	2,42	2,51	4,3	1,37	<0,02	0,172	<0,02	0,0874	0,0208
27.	60,9	0,809	17,7	1,62	3,11	0,111	2,53	2,01	2,39	2,42	4,94	0,98	0,111	0,177	<0,02	0,0815	0,0171
28.	63,6	0,774	17,5	2,42	1,59	0,071	1,54	0,943	1,53	2,91	6,92		<0,02	<0,15	<0,15	0,095	0,016
29.	61,55	0,5	19,14	1,56	2,45	0,1	4,07	1,68	2,31	2,33	2,68	1,29	0,49	0,14			
30.	61,24	0,96	18,0	4,42	0,98	0,02	4,04	1,24	2,47	2,94	1,63	2,37	0,21	0,03			
31.	63,19	1,14	17,55	2,43	1,42	0,05	3,91	2,26	2,54	2,5	2,14	1,22	0,13	0,01			
32.	54,35	1,61	18,62	6,16	2,22	0,07	1,15	3,6	1,41	1,34	6,84	3,02		0,06			
33.	50,48	0,94	15,25	6,74	2,72	0,02	4,31	2,75	1,32	1,68	4,54	8,96	0,05	0,25			
34.	52,98	0,78	19,44	4,92	1,65	ny	5,72	2,44	2,41	2,25	3,15	4,54	0,21	0,15			
35.	54,66	1,22	16,54	4,5	2,3	0,08	5,32	2,02	2,06	1,95	3,02	5,93	0,18	0,24			
36.	61,0	0,76	15,39	3,21	2,11	0,06	5,3	1,12	2,89	2,46	2,04	3,02	0,1	0,16			
37.	64,6	0,44	15,4	2,28	1,58	0,12	5	0,23	3,04	2,88	1,81	2,18	0,1	0,1			
38.	64,72	0,4	15,16	1,69	1,32	0,02	4,5	0,48	2,74	2,91	2,98	2,87	0,02	0,08			
39.	56,97	1,0	16,24	1,69	3,47	0,08	7,81	1,12	1,51	1,99	5,09	2,39	0,02	0,22			
40.	64,33	0,43	15,34	1,51	1,41	0,04	4,85	0,23	2,87	3,06	3,81	1,65	0,05	0,08			
41.	61,52	0,94	17,29	1,42	3,07	0,1	3,26	2,39	1,92	2,67	4	1,55	0,02	0,13			
42.	61,75	0,9	16,68	2,99	2,19	0,09	3,84	1,75	2,13	2,73	3,85	0,82	0,02	0,07			
43.	66,51	0,48	19,29	2,32	1,21	0,04	3,49	1,01	1,97	3,41				0,18			
44.	63,92	0,66	18,75	1,6	2,07	0,04	6,71	1	2,38	2,55				0,3			
45.	65,78	0,73	17,53	3,2	1,93	0,05	4,08	1,61	1,89	2,91				0,14			
46.	65,57	0,89	18,31	2,71	2,98	0,07	2,32	2,34	2,01	2,62				0,15			
47.	61,4	0,81	16,4	4,24	0,76	0,027	4,01	0,626	2,69	2,39	2,84	3,36	<0,02	0,04	<0,02	0,0664	0,0227
48.	59,9	0,919	18,1	2,57	3,02	0,089	2,1	2,64	1,86	2,72	5,11	0,53	<0,02	0,079	0,02	0,0686	0,0145
49.	60,1	0,923	17,35	3,44	2,53	0,078	2,76	2,26	2,01	2,39	4,65	1,29	<0,02	0,058	0,02	0,0744	0,0184
50.	55,2	1,24	18,1	5,28	3,65	0,111	1,65	3,66	1,03	1,52	6,99	2,33	<0,02	0,015	0,03	0,0553	0,0102
51.	60,6	0,875	17,77	2,2	2,95	0,088	2,28	2,26	1,73	2,9	5,38	0,87	<0,02	0,057	0,019	0,0815	0,0165
52.	62,7	0,669	16,98	3,46	1,03	0,067	1,92	0,834	1,75	3,22	5,88	1,55	<0,02	0,004	0,02	0,0787	0,0141
53.	64,6	0,584	15,8	1,13	2,47	0,068	2,45	1,3	2,27	3,59	4,81	0,7	<0,02	<0,02	<0,02	0,0818	0,0164
54.	62,5	0,77	16,9	2,29	2,29	0,073	3,48	1,52	2,8	2,46	2,99	1,43	<0,02	0,16	<0,02	0,0839	0,0203
55.	62,0	0,74	15,89	2,44	2,11	0,08	5,15	1,76	1,8	2,91	3,9	0,63	0,21	0,13			
56.	59,0	0,919	17,4	4,22	2,02	0,061	4,56	1,85	2,48	2,18	2,64	2,35	<0,02	0,15	<0,02	0,0642	0,0246
57.	55,7	1,11	19,0	2,97	4,39	0,114	5,43	3,63	1,86	1,69	3,05	0,69	<0,02	0,149	0,053	0,0492	0,0266
58.	60,5	0,789	07,1	2,75	2,25	0,068	2,8	1,94	1,53	2,76	6,72		<0,02	0,055	0,373	0,0695	0,0173
59.	58,2	0,802	16,4	5,41	0,45	0,08	2,94	1,81	1,69	2,75	8,35		<0,02	0,057	0,94	0,0711	0,0168
60.	67,12	0,36	15,34	1,51	1,34	0,05	3,24	1,2	2,91	3,33	2,27	1,03	0	0,06			

8. táblázat. folytatás – continuation

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Ba	Sr	SiO <sub>3</sub>
61.	64,42	0,61	16,03	2,41	1,42	0,06	4,44	0,78	2,85	3,18	1,53	1,67	0,16	0,08			
62.	59,3	1,14	18,5	3,22	2,3	0,071	5,29	2,21	2,19	1,74	3,57		<0,02	0,193	0,061	0,0662	0,0277
63.	61,8	0,912	17,5	3,38	2,17	0,075	3,99	2,11	2,59	2,3	2,87		<0,02	0,103	<0,02	0,074	0,0238
64.	62,4	0,736	16,9	2,26	1,99	0,068	3,65	1,7	1,98	2,88	4,92		<0,02	0,04	<0,02	0,0705	0,0232
65.	68,8	0,214	14,8	1,75	0,54	0,027	1,9	0,443	2,62	4,11	3,39	0,94	<0,02	<0,02	<0,02	0,0917	0,0145
66.	63,2	0,608	15,4	2,5	1,7	0,046	3,21	1,39	2,81	2,81	3,16	2,14	<0,02	0,033	0,058	0,0849	0,0201
67.	66,5	0,399	15,3	2,03	1,0	0,033	2,4	0,863	2,73	3,26	3,47	1,84	<0,02	0,03	0,01	0,0886	0,0176
68.	68,0	0,276	14,8	2,24	0,54	0,034	2,13	0,538	2,39	3,92	3,28	1,28	<0,02	<0,02	<0,02	0,0926	0,0157
69.	67,7	0,308	14,4	1,95	0,98	0,032	1,92	0,655	2,75	3,68	3,31	1,44	<0,02	<0,02	<0,02	0,093	0,016
70.	57,4	1,18	18,1	5,5	1,44	0,07	3,24	2,16	2,09	1,74	4,22	2,65	<0,02	0,042	<0,02	0,0569	0,0191
71.	55,0	1,32	18,2	4,76	1,29	0,051	6,48	1,37	1,97	1,4	3,15	4,61	<0,02	0,19	0,105	0,041	0,0296
72.	61,4	0,946	16,8	5,04	0,36	0,043	4,3	0,83	2,78	2,63	2,18	2,46	<0,02	<0,02	0,062	0,0727	0,0246
73.	54,1	1,26	17,7	5,52	2,66	0,103	3,9	3,94	1,45	1	4,55	3,05	0,17	0,115	0,02	0,0318	0,0193
74.	61,0	0,751	17,8	2,12	2,33	0,068	4,08	1,86	2,36	2,34	3,13	1,37	<0,02	0,1	0,251	0,081	0,024
75.	53,16	1,38	15,84	5,63	3,82	0,07	4,46	2,78	1,93	1,91	2,68	4,32	0,88	0,07			
76.	54,16	1,45	18,56	6,45	2,84	0,08	2,77	3,79	1,16	1,69	4,6	2,97	0,1	ny.			
77.	68,8	0,315	14,9	2,34	0,45	0,041	1,81	0,28	3,17	3,33	3,97	0,04	<0,02	<0,02	0,047	0,1	0,0159
78.	68,5	0,224	14,2	2,08	0,35	0,046	1,76	0,394	2,6	4,13	3,7	1,12	<0,02	<0,02	0,122	0,094	0,0148
79.	67,7	0,278	15,6	2,17	0,71	0,041	1,99	0,622	2,85	3,28	3,23	1,35	<0,02	<0,02	0,028	0,102	0,0166
80.	56,2	1,09	17,5	4,83	1,82	0,07	4,53	2,44	2,06	1,66	3,34	3,81	<0,02	0,081	<0,02	0,0505	0,0222
81.	65,24	1,22	16,94	3,76	1,8	0,05	4,28	1,89	2,49	2,03				0,24			
82.	56,8	0,62	18,5	4,46	1,53	0,12	4,5	1,77	2,0	1,63	3,61	3,46	<0,02	0,15	<0,1	0,063	0,021
83.	58,5	0,65	17,2	4,25	1,25	0,045	4,47	1,34	2,15	1,78	3,09	4,8	<0,02	0,15	<0,01	0,057	0,22
84.	55,77	1,83	18,8	4,28	2,33	0,13	2,69	2,57	1,03	1,38	7,8	1,85	ny.	0,05			
85.	60,22	1,44	20,26	1,87	5,27	0,13	2,94	4,32	1,32	1,76				0,23			
86.	59,3		17,23	6,03			5,74	4,23	2,06	1,39	3,56						
87.	56,1	1,27	18,1	2,08	4,85	0,138	5,25	4,36	1,94	1,22	4,26		<0,02	0,267	<0,15	0,056	0,028
88.	55,6	1,24	18,0	2,15	5,06	0,155	5,39	4,44	1,86	1,36	4,19		<0,02	0,18	0,171	0,059	0,03
89.	57,4	1,2	18,0	2,78	3,4	0,127	5,15	3,61	2,17	1,61	4,16		<0,02	0,231	<0,15	0,0643	0,0286
90.	57,8	1,24	17,8	2,55	3,7	0,109	4,47	3,92	1,92	1,59	4,34		<0,02	0,174	<0,15	0,0643	0,0286
91.	59,4	0,63	17,7	2,78	1,52	0,055	3,98	1,36	1,64	2,28	5,05	3,34	<0,02	0,15	<0,1	0,058	0,021
92.	57,3	0,91	18,8	3,54	1,62	0,042	5,13	1,52	2,19	1,96	3,23	2,96	<0,02	0,22	0,218	0,072	0,026
93.	55,71	1,77	17,22	5,05	2,6	0,18	2,38	4,24	1,21	1,47	6,71	1,8	0,04	0,14			
94.	57,4	0,91	19,8	2,21	2,52	0,092	5,79	1,92	2,1	1,53	3,7	2,18	0,04	0,18	<0,1	0,052	0,027

1 – Ostoros DK-i végénél, Szerúpart felhagyott kőfejtőjének középső szintje, dácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 2 – Novajtól ÉK-re, dácittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Nemes L.-né). 3 – Novaj, pincék, dácit ignimbrit (PÓKA et al. 1998). 4 – Novaj ÉNy-i végénél, pincék utáni, frissen dózerolt feltárás, dácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 5 – Novajtól ÉNy-ra, Homokos-tető É-i részén, felhagyott, illegálisan személerakónak használt kis kőfejtő, dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 6 – Novaj, Homokos-tetőtől É-ra 500 m, völgybevágas K-i oldala, dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 7 – Noszvaj, Pipis-hegy, 268,1 mp. Ny-i oldalának felső részén kis felhagyott kőfejtő, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 8 – Noszvaj, Pipis-hegy, 270,0 mp. Ny-i oldalának felső része, felhagyott kis kőfejtő alsó része, szürke dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 9 – Noszvaj, Pipis-hegy, 270,0 mp. Ny-i oldalának felső része, felhagyott kis kőfejtő felső része, vöröses dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 10 – Noszvaj, Pipis-hegy, 267,6 mp.-nál lévő felhagyott kis kőfejtő, világosszürke dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 11 – Szomolya, Csőrősz-kőfejtő, dácittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Nemes L.-né). 12 – Szomolya, Ispán-hegy, ÉK-i kőfejtő, összesült dácittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 13 – Szomolya, Ispán-hegy, D-i kőfejtő, összesült dácittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 14 – Szomolya, Kötörő-hegy, kőfejtő, összesült dácittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 15 – Szomolya, Kötörő-hegy, kőfejtő, összesült dácittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 16 – Szomolya, Ispán-hegy, dácitignimbrit (PÓKA et al. 1998). 17 – Szomolya és Novaj közötti hegygerinc, dácitignimbrit (PÓKA et al. 1998). 18 – Szomolyától DNy-ra, Hálövető, 250,1 mp-től K-re 250 m, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 19 – Szomolyától DNy-ra, Hálövető, 250,1 mp., szürke dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 20 – Szomolya, Ispán-hegy, 229,1 mp. Ny-i oldalán lévő Kiss Dácit Kft kőfejtője, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 21 – Szomolya, Ispán-hegy, 229,1 mp. Ny-i oldalán lévő Kiss Dácit Kft. kőfejtője, dácit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 22 – Szomolya, Ispán-hegy, 258,0 mp.-nál felhagyott kis kőfejtő, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 23 – Szomolyától DNy-ra 2 km-re, Pipis-tető felhagyott kőfejtője, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 24 – Szomolyától K-re, Gyűrű-tető 293,3 mp, oxidácit ignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 25 – Szomolyától ÉK-re, 250,8 mp. dombvonulata, útfeltárás bontott dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 26 – Szomolyától É-ra, Borda-hegy, 257,1 mp, dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 27 – Szomolya, Borda-hegy, 276,5 mp, dácitignimbrit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 28 – Szomolyától ÉNy-ra, Csobánka, 264,0 mp. ÉK-i meredek oldala, enyhén összesült piroxéndácit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 29 – Bogács, községi kőfejtő, erősen összesült dácittufa (Gyűjtő: Pantó G., elemző: Tolnai V. 1962). 30 – Bogács, dácittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Simó B.). 31 – Bogácstól ÉK-re, dácittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Emszt M.). 32 – Bogács, Cseres-erdő, bontott dácit ignimbrit (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Nemes L.-né). 33 – Bogács, Bo-9 fúrás: 316,0 m, bontott dácitignimbrit (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 34 – Bogács, Bo-9 fúrás: 323 m, bontott dácitignimbrit (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 35 – Bogács, Bo-9 fúrás: 324 m, bontott dácitignimbrit (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 36 – Bogács, Bo-9 fúrás: 342,0 m, dácitignimbrit (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 37 – Bogács, Bo-9 fúrás: 353,0 m, dácitignimbrit (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966).

né, Jankovics L. 1966). 38 – Bogács Bo-9 fúrás: 356,5 m/A, dácitignimbrít (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I-né, Jankovics L. 1966). 39 – Bogács, Bo-9 fúrás: 356,5 m/B, bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I-né, Jankovics L. 1966). 40 – Bogács, Bo-9 fúrás: 356,8 m, dácitignimbrít (Gyűjtő: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I-né, Jankovics L. 1966). 41 – Bogács, Ábrahám-hegy, kőfejtő, szürke összesült dácituffa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 42 – Bogács, ÉK-i kőfejtő, dácitignimbrít (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 43 – Bogács, Ábrahám-hegy, kőfejtő felső szintje, összesült dácituffa (PÓKA et al. 1998). 44 – Bogács, Ábrahám-hegy, kőfejtő középső része, dácitignimbrít (salak) (PÓKA et al. 1998). 45 – Bogács, Ábrahám-hegy, kőfejtő, alsó rész, biotitos horzsakő (PÓKA et al. 1998). 46 – Bogács, Szoros-patak, felső szint, vörös összesült dácituffa (PÓKA et al. 1998). 47 – Bogács, Táncsics u. 38. mögötti felhagyott kőfejtő dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 48 – Bogács, Szoros-patak, 188,4 mp.-nál lévő felhagyott kőfejtő, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 49 – Bogács, Ábrahám-hegy, kőfejtő alsó része, szürke dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 50 – Bogács, Jács-völgy, felhagyott kis kőfejtő, bontott, vörös dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 51 – Bogács, Kőkötő-hegy, kőfejtő, dácitignimbrít A (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 52 – Bogács, Kőkötő-hegy, kőfejtő, dácitignimbrít B (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né, Horváth Zs. 2000). 53 – Bogács, Tomorvár-fő, 272,8 mp, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 54 – Bogács, Tomorvár-főtől D-re, 270,1 mp., dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 55 – Cserépfalu, Mész-hegy Ny-i csúcs, dácitignimbrít (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 56 – Cserépfalu, Mész-hegy Ny-i csúcs, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 1999). 57 – Cserépfalu, Kecser-tető, andezitodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 1999). 58 – Cserépfalu, Ór-hegy DNy-i pereme, szürke dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 59 – Cserépfalu, Ór-hegy ÉNy-i peremén felhagyott kőfejtő, bontott oxidácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 60 – Cserépváralja, D-i kőfejtő, dácitignimbrít (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1976). 61 – Cserépváralja, D-i kőfejtő, dácitignimbrít (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1976). 62 – Cserépváraljától ÉNy-ra, Hegyes-tető DNy-i kúpja, szürke dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 63 – Cserépváraljától ÉNy-ra, Hegyes-tető DNy-i kúpja, vöröses dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 64 – Cserépváralja, Hegyes-tető, 266,3 mp. szürke dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 65 – Cserépváralja, Karud, 370,9 mp. É-i oldala, riodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 66 – Cserépváralja, Vár-hegy, dácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 67 – Cserépváraljától DNy-ra, Csordás-nyak DNy-i része, 252,9 mp, útfeltárás, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 68 – Cserépváralja, Csordás-nyak 282,7 mp., útfeltárás, riodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 69 – Cserépváralja, Csordás-nyak ÉK-i része, 294,9 mp, riodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 70 – Tard, Bába-völgytől D-re, 226,4 mp., bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 71 – Tard, Bába-völgytől D-re, 226,4 mp-től D-re 150 m. felhagyott kőfejtő, bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 72 – Tard, Kő-völgy D-i végének K-i oldala, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 73 – Tard, Bábászék D-i oldala, felhagyott kőfejtő, bontott andezitodácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 1999, elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2001). 74 – Kács, Kecskető-tető 268,4 mp., dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L. 1996, elemző: MÁFI 1997). 75 – Tibolddaróc, Elő-hegy, bontott andezitodácit ignimbrít (Balogh K., Rónai 1965, elemző: Simó B.). 76 – Tibolddaróc, Elő-hegy, bontott andezitodácituffa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Nemes L.-né). 77 – Tibolddaróctól ÉNy-ra, 309,0 mp. É-i oldalán útfeltárás, riodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 78 – Tibolddaróc, Szentes 331,1 mp. É-i pereme, riodácit ártufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 79 – Tibolddaróc, Vár-hegy, 325,2 mp. DK-i pereme, riodácit ignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 80 – Tibolddaróc, Tibold vára, bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 1999). 81 – Sály, Lator út, kőfejtő felső szintje, összesült dácituffa (PÓKA et al. 1998). 82 – Sály, Dankótelep, Tarizsa-hegy, bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 83 – Sály, Dankótelep, Tarizsa-hegy, 204,0 mp.-től K-re 100m, bontott dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: Szabó Á-né 1996). 84 – Kisgyőr, Kőbánya-hegy, kőfejtő, bontott összesült dácituffa (Gyűjtő: Varga Gy. 1977, elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né). 85 – Kisgyőr, Kőbánya-tető, lapilli összesült dácituffából (PÓKA et al. 1998). 86 – Kisgyőr, Cseh-völgy, dácituffa (WALLACHER 1989). 87 – Kisgyőr, Kőbánya-hegy, kőfejtő, szürke dácitignimbrít A (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 88 – Kisgyőr, Kőbánya-hegy, kőfejtő, szürke dácitignimbrít B (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 89 – Kisgyőr, Kőbánya-hegy, kőfejtő, vörös dácitignimbrít A (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 90 – Kisgyőr, Kőbánya-hegy, kőfejtő, vörös dácitignimbrít B (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 91 – Kisgyőr, Pusztamocsolyás, Meredek-hegy, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né 1996). 92 – Kisgyőr, Halomvár, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemző: MÁFI 1996). 93 – Bükkaranyos, Cseh-völgy, kőfejtő, bontott dácituffa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 94 – Bükkaranyos, Cseh-völgy, kőfejtő, dácitignimbrít (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szabó Á-né 1996).

A formáció anyagának a korábbi vulkáni produktumokhoz viszonyított jelentős megváltozását magmakeveredéssel, a köpenyeredetű mészkalkali magma üledékes eredetű alsókereganyaggal történt kontaminálódásával magyarázzák (LUKÁCS 2000). A formáción belül a kémiai és az ásványos összetétel kisebb eltérései pedig a helyben és időben különböző kiterjesztésű centrumok anyagváltozásainak tudhatók be.

**Elterjedés, vastagság.** A Tari Dácituffa vastagsága a Bükkalján nem haladja meg az 50 m-t, átlagosan 30 m körül mozog.

Felszínen a Gyulakeszi Riolituffa Formáció sávját követi annak DK-i oldalán, általában DDK-i, 10–30° között változó dőléssel, fedője (ugyancsak DK-ről) a Harsányi Riolituffa Formáció. Kivételt az ÉK-i peremvidék képez, ahol közvetlen fedője sekélytengeri-partuszegélyi, valószínűleg badeni üledék (Nyékládháza Nya-1 fúrás).

ÉK-en a miskolci Cseh-völgyig van felszínen a dácitignimbrít lepel, ettől KÉK-re és K-re egyre inkább lezökkent helyzetben találjuk. Legnyugatibb, már peremi, fellazult, feltoredezett előfordulását Ostoros község D-i végénél észleltük. A korábbi, sokszor idealizált ábrázolások folyamatos látvatarónak ábrázolták a formációt, de valódi láva ebben a formációban sem mutatható ki a Bükkalján. Sokszor csak a dombokon, hegygerinceken követhető folyamatosan, míg az ezeket megszakító völgyszakaszokon nem látható. A Kács–Tibolddaróc vonaltól DNy-ra e formációra is érvényesek a Gyulakeszi Riolituffa Formációnál tett megállapítások, vagyis a Tari Dácituffa Formáció felszíni sávjai is ismétlődnek, akár többször is. Fontos leszögezni a dácituffa összlet szintalkotó jellegét, azaz a térképen a Kács–Tibolddaróc vonalától DNy-ra megjelenő, nagyjából párhuzamos sávjai ugyanazt a szintet jelentik, más szóval egyetlen dácituffa szint van és nem több.

A formáció összesült, ignimbrites, sokszor vöröses rózsaszínű, szívós, kemény dácituffáját az elmúlt évszázadokban előszeretettel használták Egertől Miskolcig építkezésekhez, templomokhoz, lábazatokhoz, lépcsőkhöz, sőt szabadtéri szobrok kifaragására is alkalmasnak, időtállóan bizonyult (XVIII. tábla 3. kép). Legfontosabb működő kőfejtői a bogácsi Ábrahám-hegy, ahol különböző méretű faragott idomokat készítenek belőle, a szomolyai Ispán-hegy kőfejtőjében (XVIII. tábla 4. kép), a nem repedezett részből, hatalmas, akár 8-10 m-es darabokat is egyben bontanak ki.

**Kor.** A radiometrikus vizsgálatok a képződés korát 16–17,5 millió év közé teszik, paleomágneses tulajdonságai alapján is jól megkülönböztethető a fekvő és fedő tufaösszlettel (~30° óramutató járásával ellentétes elfordulás — MÁRTON, MÁRTON 1996).

**Fácies, korreláció.** Minthogy a bükkaljai tufaösszletben — annak szárazföldi jellege miatt — ritka a faunás-üledékes közbetelepülés, kitűnő vezető szintnek tekinthető a Gyulakeszi és Harsányi Riolituffa Formációk szétválasztásánál.

Korábban az is zavart okozott, hogy egyes szerzők az egyértelműen fiatal, badeni–szarmata tufitok (XVIII. tábla 5. kép) egy részét is bevonták ebbe a formációba, pedig azok földtani helyzetük, badeni és szarmata faunatartalmuk alapján egyértelműen a fedő Harsányi Riolituffa Formáció („felső riolituffa” szint) részét képezik, még akkor is, ha esetenként a riolitostól némileg eltérő, dácitos, netán andezites összetételt mutatnak.

Véleményünk szerint ezek a vulkanoklasztitok a Bükkalján kívüli területek lepusztulásából származnak.

**Harsányi Riolituffa Formáció** —  $^{ha}Mb$ – $Pa_1$  ( $^{h}M$ ), *Kőkötőhegyi Tagozat* —  $^{ha}_kMb$ , *Bábaszéki Tagozat* —  $^{ha}_bMs$ , *Szorosvölgyi Tagozat* —  $^{ha}_sPa_1$

A Tari Dácituffa Formáció felhalmozódása után újabb nyugalmi periódus következett, amit a Bükkalja nagy részének szárazulati lepusztulási térszínén legfeljebb vékony vörösetarka agyag-közbetelepülés jelez. ÉK-en viszont a Nyék-ládháza Nya–1 fúrás jelentős vastagságú tengeri, valószínűleg badeni üledékösszletet harántolt a dácituffa szint felett. A vulkanizmus a badeni korszak késői szakaszában újult ki, és kisebb-nagyobb szünetekkel a pannóniai elejéig eltartott.

A Harsányi Riolituffa Formáció a hagyományos tufaszintek közül a „felső riolituffa”, valamint a területen eddig használatos Sajóvölgyi Formáció tufaszintjeinek megfelelője. A Galgavölgyi Riolituffa Formáció — annak szűkebb, a szarmatára korlátozódó rétegtani terjedelme miatt — nem volt alkalmazható a bükkaljai fedő tufaösszletre, a Bükkalja speciális kifejlődési viszonyai miatt indokoltnak tartottuk új formáció bevezetését (Pentelényi in GYALOG, BUDAI 2004). Kőzettani különbségek és őslénytani, vagy egyéb koradatok alapján a formáción belül 3 tagozat különíthető el: a badeni korú, gömbkonkréciós tufa és hullott tufa összetételű *Kőkötőhegyi*, a szarmata korú, hullott és áthalmazott tufából álló *Bábaszéki*, illetve a kora-pannóniai, csak áthalmazott tufából, tufitból és diatomitból álló *Szorosvölgyi Tagozat*.

**Litológia, település.** Zömében hullott, lavina-, freatomagmás (gömbkonkréciós, tufagalacsinos) és áthalmazott riolituffa-tufit változatok építik fel a formációt (XVIII. tábla 6. kép). Az alsó és középső tufaösszlettel eltérően itt hiányoznak, vagy erősen alárendeltek az ártufaterítések és teljesen hiányoznak az összesült, összeolvadt ignimbrítváltozatok. A terület ÉK-i részén és a formáció felső szakaszában előfordulnak dácit- és andezituffitos közbetelepülések, sőt Miskolctapolcától kezdődően andezituffa és andezitagglomerátum is megjelenik.

A formáció uralkodóan riolitos összetételű piroklasztikumainak  $SiO_2$ -tartalma 70% feletti (kémiai összetételét lásd a 9. táblázatban). Megjegyzendő, hogy a riolituffák e formációban is gyakran tartalmaznak felszakított dácit- és andezit-zárványokat.

9. táblázat. A Harsányi Riolituffa Formáció kőzeteinek kémiai összetétele (%)

Table 9. Chemical composition of the rocks of the Harsány Rhyolite Tuff Formation (%)

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	+H <sub>2</sub> O	-H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	Ba	Sr
1.	66,4	0,458	14,5	2,77	0,58	0,058	2,33	0,705	1,7	2,2	8,09		<0,02	<0,02	<0,02	0,0849	0,0178
2.	65,0	0,757	14,7	4,05	0,71	0,06	2,68	0,65	1,49	1,44	8,01		<0,02	<0,02	0,093	0,099	0,0202
3.	59,7	0,945	16,0	3,91	2,64	0,084	3,82	1,32	2,09	1,76	7,5		<0,02	0,039	0,0687	0,0683	0,0219
4.	64,48	0,22	14,23	2,84	0,43	0,09	1,46	0,45	0,92	2,19	5,05	7,39	ny.	0,02			
5.	68,77	0,5	19,77	2,1	1,2	0,03	0,71	1,66	3,69	1,84				0,03			
6.	66,9	0,256	14,8	1,71	1,06	0,067	1,86	0,519	2,03	3,11	5,36	1,84	<0,02	0,025	0,036	0,0662	0,0129
7.	68,0	0,386	12,5	3,23	0,44	0,037	1,31	0,287	1,19	2,17	7,0	3,22	<0,02	<0,02	<0,02	0,072	0,011
8.	65,62	0,41	16,82	2,59	0,76	0,03	3,65	0,6	2,91	2,25	2,43	2,31		ny.			
9.	63,5	1,72	16,9	4,07	0,94	0,032	2,04	0,398	2,37	2,14	5,6		<0,02	<0,02	0,024	0,119	0,0223
10.	68,36		10,84	5,67	0,72	0	3,79	0			4,73	1,21					
11.	69,3		11,28	3,45	0,6	ny.	1,26	1,46			7,07	2,18					
12.	70,0		12,56	4,36	0,75	0,08	1,35	1,5			5,17	0,96					
13.	68,22		12,62	3,93	0,93	0,1	1,99	1,96			5,13	0,34					
14.	68,45	ny.	14,16	1,43	0,68	0,08	1,69	0,64	1,8	4,41	5,51	1,79	0,11	ny			
15.	70,45	0,24	13,1	1,33	0,7	0,101	1,87	0,12	2,19	4,55	3,88	1,45	0,1	0,04			
16.	68,64	0,25	13,65	0,98	0,92	0,02	2,19	0,56	1,59	4,6	5,55	1,49	0,18	0,06			
17.	68,88	0,28	12,95	1,9	0,77	0,06	2,15	0,77	1,92	4,11	4,95	1,07	0,14	0,02			
18.	70,68		14,21	1,52			1,92	0,39	1,92	2,29	3,77	4,78					
19.	66,51	0,31	13,85	2,08	0,69	0,04	3,86	0,75	2,19	3,12	4,21	1,52	0,46	0,05			
20.	76,31	0,07	13,14	1,18	0,48	0,03	0,91	0,14	2,63	5,11				0,02			
21.	76,75	0,16	13,27	0,41	0,34	0,02	1,17	0,15	3,54	4,12				0,03			
22.	76,45	0,1	13,28	0,98	0,23	0,03	1,21	0,15	3,01	4,49				0,02			
23.	75,28	0,25	14,0	1,26	0,26	0,02	2,09	0,16	2,89	3,68				0,06			
24.	69,5	0,121	17,0	0,96	0,27	0,02	1,39	0,22	2,8	3,82	3,02	0,37	<0,02	0,011	0,115	0,095	0,01



Magyarázat a 9. táblázathoz:

1 – Andornaktálya, Templomtől K-re, felső pincesor, bontott, hullott-áthalmazott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 2 – Ostorostól DK-re, Macskás oldal, bontott, áthalmazott riolittufa-tufit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 3 – Ostoros, Aranybika-tető DNy-i oldala, szürke áthalmazott vegyes tufa-tufit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 4 – Novaj, pincék, bontott riolittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemző: Petrás Gy.-né 1977). 5 – Novaj, pincék, freatomagmás, zeolitos riolittufa (PÓKA et al. 1998). 6 – Szomolyától D-re. Hálövető ÉK-i oldala, bontott, hullott riolittufa (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 7 – Noszvajtól DK-re, Tamás Láposa dűlő útfeltárása, vörösfoltos, életnyomos riolittufa-tufit (Gyűjtő: Pentelényi L., elemzők: Ballók I-né, Szalka E., Horváth Zs. 2000). 8 – Cserépfalu, Berezdi-kőfejtő, riolittufa (BALOGH, RÓNAI 1965, elemző: Nemes L.-né). 9 – Cserépfalu, Őr-hegy DNy-i pereme, kongrécios vegyes tufit (Gyűjtő: Pentelényi L. 2000, elemzők: Ballók I-né, Horváth Zs. 2001). 10 – Bogács, Bo-1 fúrás: 52–55 m, riolittufa (Gyűjtő: Reviczky K.-né, elemző: Ozoray Gy.-né 1961). 11 – Bogács, Bo-1 fúrás: 58,7–59,0 m, bontott riolittufa (Gyűjtő: Reviczky K.-né, elemző: Ozoray Gy.-né 1961). 12 – Bogács, Bo-1 fúrás: 64–68 m, riolittufa (Gyűjtő: Reviczky K.-né, elemző: Ozoray Gy.-né 1961). 13 – Bogács, Bo-1 fúrás: 74–76,3 m, riolittufa (Gyűjtő: Reviczky K.-né, elemző: Ozoray Gy.-né 1961). 14 – Bogács, Bo-9 fúrás: 202 m, riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 15 – Bogács, Bo-9 fúrás: 214,5 m, riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 16 – Bogács, Bo-9 fúrás: 265,5 m, riolittufa (Gyűjtők: Radócz Gy., Marczis J., elemzők: Soha I.-né, Jankovics L. 1966). 17 – Bükkaranyos, Cseh-völgy, riolittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 18 – Bükkaranyos, Cseh-völgy, riolittufa (WALLACHER 1989). 19 – Bükkaranyos, út, riolittufa (Gyűjtő: Varga Gy., elemzők: Nemes L.-né, Szűcs F.-né 1977). 20 – Harsány, kőfejtő, horzsaköves kristálytufa (PÓKA et al. 1998). 21 – Harsány, kőfejtő, litofízis, felzites riolit litoklaszt horzsaköves kristálytufából (PÓKA et al. 1998). 22 – Harsány, kőfejtő, fehér horzsakő kristálytufából (PÓKA et al. 1998). 23 – Harsány, kőfejtő, szürke horzsakő kristálytufából (Póka et al. 1998). 24 – Harsány ÉK-i végénél, 176,6 mp. Ny-i lábánál felhagyott kőfejtő (Gyűjtő: Pentelényi L. 1996, elemző: MÁFI 1997).

Az idősebb tufaösszletekhez képest itt jóval több az üledékes (tufás homok, aleurit, agyag, diatomás tufit) köz-betelepülés, amelyek ősmaradvány-tartalma elősegítette a korbesorolást.

Eddigi megfigyeléseink alapján a Harsányi Riolittufa Formáció legalsó részét mindenhol néhány méter vastag gömb-kongrécios-iszaplencsés, általában szívós, kovásodott riolittufit képezi (110. kép, XVIII. tábla 5. kép), amiből több helyen badeni Mollusca-kőbelek kerültek elő (Kőkötőhegyi Tagozat). A Tari Dácittufa Formáció hiánya esetén ez a szint is segíthet a Gyulakeszi és Harsányi Riolittufa Formációk elkülönítésében.

A formáció fekvője a Tari Dácittufa Formáció, illetve ennek hiányában a Gyulakeszi Riolittufa Formáció, ÉK-en a Borsodbótai Formáció. Fedőjét az alsó-pannóniai Csákvári Agyagmárga Formáció, ritkábban közvetlenül felső-pannóniai formációk képezik.

**Elterjedés, vastagság.** Ebbe a formációba soroltuk a DK-i peremen, a Tari Dácittufa Formáció fedőjében a Bükkaljárt szintén ÉK–DNy-i csapással szegélyező valamennyi, uralkodóan savanyú piroklasztikumot.

Felszíni sávja Harsány–Bükkaranyos térségében a legszélesebb (4–5 km), innen DNy felé egyre szűkebb sávban, de folyamatosan követhető. Ostorosnál látszólag kielekődik, illetve csak elszigetelt foltokban, foszlányokban mutatható ki, majd Egertől Ny-ra, Demjén térségében újra jelentősebb szerephez jut a földtani felépítésben. A Kács–Tibolddaróc vonaltól DNy-ra e formációra is vonatkozik a fentiekben ismertetett rétegismétlődés, vagyis Kács–Cserépfalu–Eger vonalában egy másik sávja is ismeretes felszínen.

Fel kell hívni a figyelmet a Novajtól DK-re korábban szarmata riolittufának ábrázolt foltokra (BALOGH 1963, de a tévedést a legújabbban publikált munkák is átvették), melyek a reambulálás során pleisztocén korú áthalmazásnak bizonyultak.

A kitorési centrumok a korábbiakhoz képest távolabb, a fúrásokban tapasztalt képződményvastagság rohamos növekedése alapján főként K–ÉK irányban keresendők.

**Ősmaradványok, kor.** Az egyes tagozatokból előkerült ősmaradványokat alább közöljük.

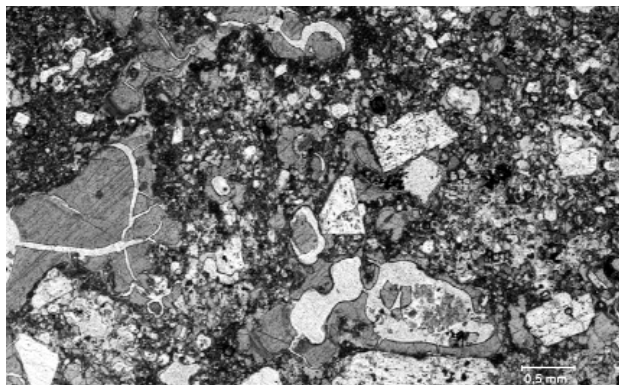
Kőkötőhegyi Tagozat (badeni).

– Plantae: *Ilex rottensis* Wld. (4a), *Acer trilobatum* (Strnb.) Al. Br. (4a), *Phragmites oeningensis* Al. Br. (4a), *Pinus* sp. (4a), *Osmunda heeri* Gaudin (4a), *Lastraea oeningensis* Heer (4a), *Salvinia* sp. (4a), *Cinnamomum scheuchzeri* Heer (4a), *Populus* sp. (4a), *Taxodium* sp. (4a), *Myrica lignitum* (Ung.) Sap. (4a), *Myrica banksiaefolia* Ung. (4a), *Myrica inundata* Ung. (4a), *Alnus kefersteinii* (Goepf.) Ung. (4a), *Betula prisca* Ett. (4a), *Carpinus grandis* Ung. (4a), *Quercus pseudo-castanea* Goepf. (4a), *Quercus* sp. (5b), *Ulmus plurinervia* Ung. (4a), *Crataegus cf. monogyna* Jacq. (4a), Leguminosae (4a), *Leguminocarpon cf. legányii* Pálfalvy (4a), *Rhamnus warthae* Heer (4a), *Rhamnus gaudinii* Heer (4a), *Nyssa* sp. (4a), *Fraxinus cf. excelsior* L. (4a)

– Chrysomonadales: *Archaeomonas sphaerica* Defl. (4b), *Archaeomonas cylindrophora* Defl. (4b), *Archaeomonas angulosa* Defl. (4b), *Crysostomum simplex* Chod. (4b), *Cleritia* sp. (4b)

– Silicoflagellatae: *Distephanus crux* (Ehr.) Haeckl. (4b), *Cannopilus hemisphaericus* (Ehr.) Haeckl. (4b)

– Bacillariophyta: Centrales: *Aulacosira praegrnulata* (Josué) Sim. (4b), *Melosira agria* Pant. (4b), *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. (4b), *Melosira undulata* (Ehr.) Kütz. (4b), *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz. (4b), *Melosira sulcata f. radiata* (Grun.) Perag. et Perag (4b), *Melosira sulcata* var. *coronata* (Ehr.) Grun. (4b), *Melosira sulcata* var. *crenulata* (Grun.) Hust. (4b), *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun. (4b), *Stephanopyris turris* (Grev.-Arn.) Ralfs (4b), *Cyclotella* sp. (4b), *Coscinodiscus disperpunctatus* Hajós (4b), *Coscinodiscus lineatus* Ehr. (4b), *Coscinodiscus moelleri* v. *excentricus* Hajós (4b), *Coscinodiscus pannonicus* Hajós (4b), *Coscinodiscus obscurus* A. Schm. (4b), *Coscinodiscus lacustris* Grun. (4b), *Coscinodiscus oculus iridis* Ehr. (4b), *Coscinodiscus globosus* Haj. (4b), *Coscinodiscus adriaticus* Grun. (4b), *Coscinodiscus bifrons* A. Schm. (4b), *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. (4b), *Actinoptychus senarius* v. *minor* A. Cl.-Eul. (4b), *Actinoptychus senarius* v. *tamanica* (Josué) Hajós (4b), *Actinoptychus senarius* v. *octoplicatus* Cl. (4b), *Actinoptychus splendens* (Schadb.) Ralfs (4b), *Auliscus grunowi* A. Schm. (4b),



110. kép. Kovás, kongrécios tufit. Harsányi Riolittufa Formáció bazisképződménye. Demjéntől K-re 800 m

Photo 110. Siliceous, concretion-bearing tuffite. The basal part of the Harsány Rhyolite Tuff Formation. 800 metres East of Demjén

*Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs. (4b), *Chaetoceros* sp. (4b), *Triceratium reticulum* Ehr. (4b), *Biddulphia aurita* (Lyndb.) Bréb. et God. (4b), *Hemiaulus polymorphus* Grun. (4b), *Terpsinoe* sp. (4b), Pennales: *Rhaphoneis amphiceros* (Ehr.) Ehr. (4b), *Rhaphoneis debyi* Pant. (4b), *Rhaphoneis nitida* (Gerg.) Grun. (4b), *Grammatophora oceanica* Ehr. (4b), *Grammatophora robusta* Ehr. (4b), *Grammatophora paralella* Ehr. v. fossilis (Grun.) De Toni (4b), *Plagiogramma pulchellum* Grev. (4b), *Plagiogramma pulchellum v. acuta* Hajós (4b), *Plagiogramma staurophorum* (Gerg.) Heir. (4b), *Plagiogramma interruptum* (Gerg.) Ralfs (4b), *Dimerogramma tortonicum* Hajós (4b), *Dimerogramma fossile* Grun. (4b), *Delphineis penelliptica* Andr. (4b), *Delphineis biseriata* (Grun.) Andr. (4b), *Diatoma vulgare* Bory (4b), *Diatoma elongatum* Ag. v. tenuis (Ag.) Kütz. (4b), *Opephora marty* Hérib. (4b), *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. (4b), *Fragilaria construens v. venter* (Ehr.) Grun. (4b), *Fragilaria pinnata* Ehr. (4b), *Fragilaria bituminosa* Pant. (4b), *Fragilaria bituminosa v. curta* Pant. (4b), *Fragilaria brevistriata* Grun. (4b), *Fragilaria intermedia* Grun. (4b), *Thalassionema hirosakiensis* (Kanaya) Schrad. (4b), *Synedra ulna* (Nitzsch) Ehr. (4b), *Synedra pulchella* Ehr. (4b), *Cocconeis scutellum* Ehr. (4b), *Cocconeis placentula* Ehr. (4b), *Achnantes hauckiana* Grun. (4b), *Achnantes fimbriata* (Grun.) Ross. (4b), *Mastogloia splendida* (Gerg.) Cl. (4b), *Diploneis didyma* (Ehr.) Ehr. (4b), *Diploneis bomboides* A. Schm. v. media Grun. (4b), *Diploneis papula* S. Schm. (4b), *Diploneis Parma* Cl. (4b), *Diploneis fusca* (Gerg.) Cl. (4b), *Stauroneis phoenicentron* (Nitzsch.) Ehr. (4b), *Navicula menisculus* Schum. (4b), *Navicula rostella* Kütz. (4b), *Navicula bacillum* Ehr. (4b), *Navicula amphibola* Cl. (4b), *Navicula kennedyi* W. Sm. (4b), *Navicula lyra* Ehr. (4b), *Navicula abrupta* (Gerg.) Donkin (4b), *Navicula halionata* Pant. (4b), *Navicula Halionata v. magna* Hajós (4b), *Navicula yarrensii* Grun. (4b), *Navicula yarrensii v. magna* Hajós (4b), *Pinnularia gibba* Ehr. (4b), *Cymbella brehmii* Cl. (4b), *Cymbella ventricosa* Kütz. (4b), *Cymbella affinis* Kütz. (4b), *Cymbella cymbiformis* (Ag. Kütz.) van Heurck (4b), *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl. (4b), *Gomphonema intricatum* Kütz. (4b), *Gomphonema affine* Kütz. (4b), *Gomphonema* sp. (4b), *Rhopalodia gibberula* (Ehr.) O. Müll. (4b), *Rhopalodia* sp. (4b), *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. (4b), *Suriella* sp. (4b)

– Phytolitharia: Lithodontium, Lithomesitis (4b)

– Porifera: Megasclera: monaxon, tetraxon, Microsclera: sphaeraster (4b)

– Diatoma (3, 4)

– Mollusca: *Miltha* (*Eomiltha*) *multilamellata* Desh. (1, 2), *Thracia* (*Cyathodonta*) *pubescens* Pultn. (1, 2), *Tellina* cf. *bipartita* Bast. (1), *Tellina* cf. *schöni* M. Hörn. (1), *Tellina* (*Petronidea*) *planata* L. (1), *Tellina* (*Capsa*) cf. *lacunosa* Chemnitz (1), *Corbula carinata* (Dujardin) (1), *Meretrix* (*Cordiopsis*) cf. *islandicoides* Lam. (1), *Chione* (*Clausinella*) *subplicata* d'Orb. (1), *Arca* sp. (1), *Leda* cf. *fragilis* Chemn. (1), *Leda* sp. (1), *Potamides* (*Tympanotonus*) *bidentatus* Gr. (1), *Potamides* (*Tympanotonus*) cf. *duboisii* M. Hörn. (1), *Potamides* (*Pirenella*) cf. *borsodiensis* Schréter (1), *Potamides nodosoplicata* M. Hörn. (4b),

*Potamides* sp. (1), *Diplodonta* sp. (1), *Laioncairea rupestris* Brocchi (1), *Divaricella ornata* (Ag.) (1), *Saxolucina* (*Megaxinus*) *multilamellata* (Deshayes) (1), *Lucinopsis* sp. (1), *Cardium edule* L. (4b), *Cardium* (*Cerastoderma*) *arcella* Dujardin (1, 2), *Cardium* (*Cerastoderma*) cf. *sociale* Kraus (1, 2), *Cardium* sp. (4b, 5a), *Ervilia* cf. *pusilla* Phil. (2), *Pitar* (*Cordiopsis*) *islandicoides* Lam. var. *gründensis* Kautsky (1), *Psammobia* (*Psammocola*) *labordei* Bast. (1), *Pleurotoma* sp. (1), *Turritella* (*Haustator*) *turris* Bast. (1), *Turris* sp. (1), *Terebralia bidentata* Gr. (1), *Terebralia* cf. *duboisii* M. Hörn. (1)

– Rák (2)

1 = Bogács, Szorosvölgyből a Kőkötő-hegyre felvezető út alsó részén szürkéssárga, homokos riolittufatufa-tufit, köbelek (SCHRÉTER 1932)

2 = Cserépfalu K-i részén, Bocskay utca alatti meredek riolittufa falban tufás agyag-közbetelepülés (SCHRÉTER 1932)

3 = Demjén, Pünkösöd-hegy, diatomás tufit (BALOGH, RÓNAI 1965)

4 = Eger, Tihamér, völgybevágás riolittufájában diatomás tufit-közbetelepülések (4a = ANDREÁNSZKY, S. KOVÁCS 1955, CZIFFERY-SZILÁGYI 1967, PÁLFALVY 1973; 4b = CHIKÁN 1976, HAJÓS 1986)

5 = Ostoros, Aranybika-tető, riolittufit (5a = SCHRÉTER 1935b; 5b = ANDREÁNSZKY, S. KOVÁCS 1955)

#### Bábaszéki Tagozat (szarmata)

– Mollusca: *Ervilia podolica* Eichw. (9), *Ervilia dissita podolica* Eichw. (3), *Irus* (*Paphirus*) *gregarius* (Partsch), *Potamides* (*Pirenella*) *mitralis* Eichw. (3, 4, 6, 7), *Potamides pauli* R. Hoern. (4), *Pirenella nodosoplicata nodosoplicata* (M. Hörn.) (3), *Pirenella disjuncta disjuncta* (Sowerby) (3), *Terebralia pauli* R. Hoern. (3), *Dorsanum duplicatum duplicatum* Sow. (3), *Buccinum duplicatum* Sow. (4), *Cardium obsoletum* Eichw. (4), *Cardium vindobonense vindobonense* (Partsch) Laskarev (3), *Cardium latisulcatum* Müntz. (3, 4, 6), *Cardium* sp. (5, 7), *Trochus podolicus* Dub. (4), *Calliostoma podolicus* (Dubois) (3), *Hydrobia stagnalis* Bast. (3), *Hydrobia* cf. *ventrosa* (Fuchs) (12)

– Gastropoda (1)

– Foraminifera: *Nonion granosum* (d'Orb.) (12), *Nonion* sp. (13), *Elphidium crispum* (L.) (12), *Elphidium antoninum* (d'Orb.) (12), *Elphidium* sp. (13)

– Süntüske (2, 10)

– Szivacsstű (10, 11, 12), szivacs gennula (12)

– Halfog (2, 12), halásztüske (12), halpikkely (12)

– Ostracoda (2, 3, 5, 12)

– Csökkentsósvízi mikrofauna (1)

– Diatoma (5, 8, 13)

– Növénymaradvány (12)

1 = Bogács Bs-2: 131,4–152,0 m, riolittufa, agyagsíkos (KOVÁCS Zs. 1955)

2 = Bogács Bs-6: 125–185 m, riolittufa, agyagsíkos (KOVÁCS Zs. 1955)

3 = Bogács, Bábaszék-től D-re mélyített kutatóakna, agyagos riolittufa (SCHRÉTER 1915a, b, 1929)

4 = Bogács, Bábaszék-től D-re, a kutatóaknától ÉNy-ra vízmosásban riolittufa, homok- és tufás agyagsíkos (SCHRÉTER 1932)

5 = Borsodszéktől É-ra, Kishegy alján diatomás pala és márga (SCHRÉTER 1929, 1932)

6 = Görömbölytől DNY-ra, Melegoldal vízmosásai, riolittufa (Gy. Legányi F., det. Schréter 1925)

7 = Kistályától ÉÉK-re, riolittufa legfelső része (Gy. Noszky J., det. Schréter 1925)

8 = Novaj mellett (SCHRÉTER 1929, SCHRÉTER 1932)

9 = Ostoros, Középg-hegy KDK-i felső részén, kocsit bevágása (Gy. Pentelényi L., det. Kókay J. szóbeli közlés)

10 = Tard T-I: 146,3–149,1 m, agyagos riolittufa (SCHMIDT 1940)

11 = Tard, Szekrényes-völgy, Szv-1: 112–270,6 m, riolit-(dácit)tufit (NYÍRÓ 1955)

12 = Tard, Szekrényes-völgy Szv-4: 142–150,9 m, riolittufa felső részén lignites agyagkőzetbelepülés (CZIMBORAY et al. 1956)

13 = Leányvár, riolittufit (PENDELÉNYI 1996)

#### Szorosvölgyi Tagozat (alsó-pannóniai)

– Mollusca: *Congeria scrobiculata* Brus. (2), *Congeria* cf. *doderleini* Brus. (2), *Congeria* sp. aff. *neumayeri* Andr. (2), *Congeria ornithopsis* Brus. (2, 4), *Congeria* sp. (2), *Limnocardium andrusovi* Lörentz. (2), *Limnocardium andrusovi spinosum* Lörentz. (2), *Limnocardium jagici* Brus. (3a), *Limnocardium triangulocostatum* Hal. (3a), *Limnocardium winkleri* Hal. (3a), *Limnocardium* cf. *halavátsi* Lörentz. (2), *Limnocardium* cf. *veselinovici* Brus. (2), *Limnocardium* cf. *kosiciforme* Barn.-Strausz (2), *Limnocardium* sp. aff. *dudici* Brus. (2), *Limnocardium* sp. aff. *inflatum* Jek. (2), *Limnocardium* sp. aff. *okrugici* Brus. (2), *Limnocardium* ex. gr. *simplex* Fuchs (1a), *Limnocardium* sp. (2, 3a), *Paradacna lenzi* R. Hoern. (3a), *Paradacna* cf. *okrugici* Brus. (3a), *Dreissena* sp. (3a), *Pisidium* sp. (3a), *Melanopsis bouei multicosata* Handm. (2), *Melanopsis bouei monacantha* Handm. (2), *Melanopsis impressa* Kraus (2, 3a), *Melanopsis impressa* Kr. var. *bonelli* (Sism.) (1a, 4), *Melanopsis sturi* Fuchs (1a, 4), *Melanopsis* sp. (1a), *Neritina* sp. (1a), *Planorbis* sp. (2), *Theodoxus soceni* Jek. (2), *Theodoxus crescens* Fuchs (2), *Prososthenia zitteli* Lörentz. (2), *Vertigo callosa* Reuss (2), *Azeca* sp. (2), *Truncatellina* sp. (2)

– Porifera: szivacsstű (1b), Monaxon, Oxea, Acanthostyl, Sphaeraster (3c)

– Foraminifera: *Bolivina* sp. (bemosott, 1b)

– Ostracoda: *Amplocypris pannonica* Zal. (3b), *Hemicythere lörentheyi* Méhes (3b), *Hemicythere hungarica* Méhes (3b), *Loxococoncha porosa* Méhes (3b), *Loxococoncha cf. mülleri* Méhes (3b), *Cyprideis pannonica* Méhes (3b), *Leptocythere egregia* Méhes (3b), *Leptocythereis parallela* Méhes (3b), *Herpetocypris reticulata* Zal. (3b), *Candona (Lineocypris) trapezoidea* Zal. (3b), *Candona (Herpetocypris) strignata* O. F. Müller (3b), Ostracoda (1b)

– Chrysophyceae: Chryomonadales: *Carnegiea frenguelli* (Cler.) Defl. (3c), *Chrysostomum simplex* Chod. (3c), *Cleritita deflandrei* Rampi (3c), *Outesia laevis* Freng. (3c), *Outesia membranosa* (Freng.) Defl. (3c), *Pararchaeomonas spectabilis* Hajós (3c), *Pontosphaera huxleyi* Lohm. (3c), Silicoflagellales: *Dictyocha Fibula* Ehr. (3c), *Dictyocha schauinslandi* Lemm. (3c), *Ebrioidales: Ebriopsis antiqua* (Schulz) Hov. (3c), *Ebriopsis valida* Defl. (3c), *Podamphora elgeri* Gemein. (3c), Bacillariophyceae (Diatomae): Bacillariales: *Achnantes lanceolata* (Bréb.) Grun. var. *elliptica* Cl. (3c), *Achnantes pantocseki* Hajós (3c), *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. (3c), *Actinoptychus* sp. (3c), *Amphora* sp. (3c), *Cocconeis diminula* Pant. (3c), *Cocconeis placentula* Ehr. var. *euglypta* (Ehr.) Cl. (3c), *Cocconeis* sp. (3c), *Coscinodiscus impressus* Hajós (3c), *Coscinodiscus jambori* Hajós (3c), *Coscinodiscus jambori* Hajós f. *minor* Hajós (3c), *Coscinodiscus lacustris* Grun. (3c), *Coscinodiscus lacustris* Grun. var. *pannonica* Hajós (3c), *Coscinodiscus lacustris* Grun. var. *septentrionalis* Grun. (3c), *Coscinodiscus marginatus* Ehr. (3c), *Cymatopleura solea* (Bréb.) W. Sm. (3c), *Cymatopleura* sp. (3c), *Cymbella affinis* Kütz. (3c), *Cymbella cistula* (Heimp.) Grun. (3c), *Cymbella cf. ehrenbergii* Kütz. (3c), *Cymbella turgida* (Greg.) Cl. (3c), *Diploneis elliptica* (Kütz.) Cl. var. *pannonica* Hajós (3c), *Diploneis mauleri* (Brun.) Cl. (3c), *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl. (3c), *Diploneis ovalis* (Hilse) Cl. var. *oblongella* (Naeg.) Cl. (3c), *Diploneis esthereia* Hajós (3c), *Diploneis smithi* (Bréb.) Cl. (3c), *Epithemia cistula* Grun. var. *lunaris* Grun. (3c), *Epithemia rechelti* Fricke (3c), *Epithemia sores* Kütz. (3c), *Epithemia* cf. *turgida* (Ehr.) Kütz. (3c), *Fragilaria brevistriata* Grun. (3c), *Fragilaria construens* (Ehr.) Grun. (3c), *Fragilaria leptosauron* (Ehr.) Hust. (3c), *Fragilaria leptosauron* (Ehr.) Hust. var. *dubia* Grun. (3c), *Fragilaria leptosauron* (Ehr.) Hust. var. *fossilis* (Pant.) Reh. (3c), *Fragilaria pinnata* Ehr. (3c), *Gomphonema hermanniana* Palik (3c), *Gomphonema intricatum* Kütz. (3c), *Gomphonema* sp. (3c), *Hemiaulus polymorphus* Grun. (3c), *Mastogloia* sp. (3c), *Melosira ambigua* (Grun.) O. Müll. (3c), *Melosira distans* (Ehr.) Kütz. (3c), *Melosira radiata* Hajós (3c), *Melosira sol* (Ehr.) Kütz. (3c), *Melosira undulata* (Ehr.) Kütz. (3c), *Navicula jimboi* Pant. (3c), *Navicula placentula* (Ehr.) Grun. (3c), *Navicula* sp. (3c), *Nitzschia* sp. (3c), *Opephora martyi* Hérib. (3c), *Pinnularia gibba* Ehr. var. *flexicostata* Hajós (3c), *Pinnularia* sp. (3c), *Pleurosigma* sp. (3c), *Rhopalodia frickeiana* Palik (3c), *Stephanodiscus mecsekensis* Hajós (3c), *Surirella* sp. (3c), *Synedra pulchella* (Ralfs) Kütz. (3c), *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz. (3c)

– Diatoma (1b)

– Phytolitharia: Lithodontium, Lithostyliidium (3c)

1 = Bogácsstól ÉNy-ra, áthalmazott riolittufa, diatomás riolittufit (1a = SCHRÉTER 1913a, b; 1b = PENTELENYI, SZEGŐ 1999)

2 = Bogács, üdülőteleptől É-ra, utépítés, tufás agyag (KORPÁSNÉ HÓDI 1987)

3 = Bogács 9/5: 115–159 m, tufás üledékek, áthalmazott riolittufa és tufit (3a = KORPÁSNÉ HÓDI 1971; 3b = SZÉLES 1971; 3c = HAJÓS, RADÓCZ 1971)

4 = Cserépfalu, Hegyeshalom felől jövő mellékvölgy baloldali árka, agyagos, homokos riolittufa (SCHRÉTER 1932)

A radiometrikus vizsgálatok szerint a formáció kora 15–13 millió év közé esik, bár az eddigi kevés vizsgálat sem horizontálisan, sem vertikálisan nem szolgáltatott kellő mennyiségű megbízható adatot a teljes összletről (MÁRTON, PÉCSKAY 1998). A formáció paleomágneses irányai egyeznek a maiakkal.

„**Borsodbótai Formáció**” (csak a 33. ábra szelvényében)

A formáció alsó szakasza szárazföldi-édesvízi kifejlődésű, kavics, homok, agyag váltakozásából áll. Fölfelé fokozatosan partközeli-sekélytengeri homokos aleurit rétegek, majd mélyebbvízi agyagos aleurit rétegek következnek.

E formációba soroltuk a Nyékládháza Nya–1 fúrás 412–556 m közti szakaszának szenes agyag – agyagos szén betelepüléseket tartalmazó, homok- és agyagrétegek váltakozásából felépülő rétegsorát.

## A nyugati és az északi előtér miocén képződményei

A földtani térképezési munka hangsúlya az alaphegységen és a Bükkalján volt, ebből adódóan az előterek miocén képződményeit csak a térképkivágat területén ábrázoltuk. A neogén medencék földtani felépítése önálló témakör, ezek képződményeit a magyarázóban csak röviden jellemezzük.

### Bélapátfalvai Édesvízi Mészkö Formáció — <sup>be</sup>Me–o (<sup>b</sup>M)

A korábbi földtani térképeken nem szereplő képződményt, a Déli-Bükk nyugati részén több ponton is megtaláltuk.

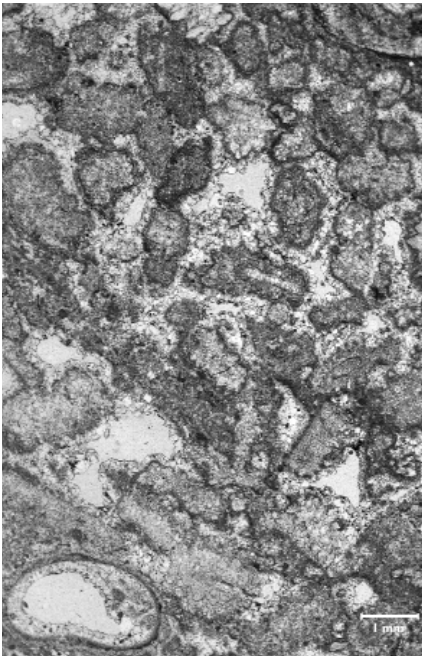
A bervai erdészeti műúton a Diana-lápától É-ra levő lemezszében finomrétegzett, lemezes-gömbös-vesés szerkezetű mészköpadok láthatók. A padok közt sárga, meszes agyag van, amelyekből pizoidok gyűjthetők. A pizoid szemcsék gyakran faközöld miocén homok magvúak. Környezetében vörösbarna színű agyagos talajban jura palatörmelék és néhány mészkölemez jelzi a fekvést, fedője itt ismeretlen. A mészköből néhány tornyoscsiga, Kókay J. meghatározása szerint *Brotia escheri turrita* negatívja, került elő (szóbeli közlés —111. kép).

Bélapátfalvától ÉK-re a Peresznye-lápában a Foglyas-bérc délkeleti homlokán a lejtőben 330/40° padosságúnak látszó, durvaszemcsés, világosvörös-sárga-rózsaszín, átkristályosodott for-



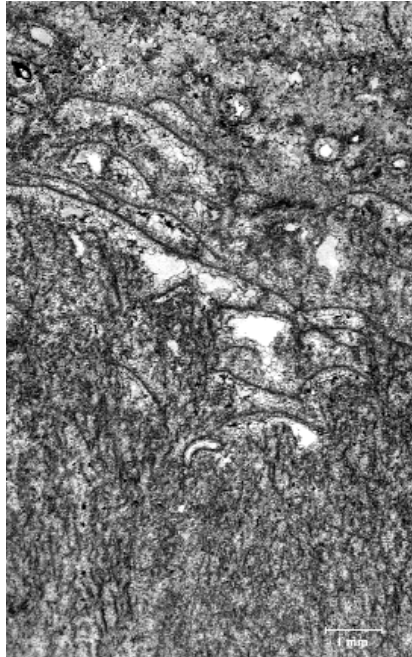
111. kép. *Brotia escheri turrita* csigalenyomat a berva-völgyi erdészeti műút miocén mészkö feltárásából (fotó: Sásdi L.)

Photo 111. External mould of the *Brotia escheri turrita* gastropod from the Miocene limestone exposed at the forestry road in the Berva Valley (photo: L. Sásdi)



**112. kép.** Foltosan durvaszemcsés, világosvörös-sárga-rózsaszín mészkő Ostracoda-átmetszettel, átkristályosodott forrásmészkő (édesvízi mészkő) A Foglyas-bérc keletebbi orrának keleti végén, a Lóczy-forrás fölött

**Photo 112.** Patchy coarse grained pale red-yellow-pink limestone with Ostracode, recrystallised travertin at the eastern end of Foglyas-bérc, up to the Lóczy spring



**113. kép.** Oszlopos szerkezetű durvakristályos mészkő, rétegszerűen vékony kagylóhéjakkal, átkristályosodott forrásmészkő (édesvízi mészkő). A Foglyas-bérc keletebbi orrának keleti végén, a Lóczy-forrás fölött

**Photo 113.** Coarse grained limestone with columnar structure. Thin gastropode shells in recrystallised travertin at the eastern end of Foglyas-bérc, up to the Lóczy spring

rásmészkő található (112., 113. kép). A sávos rétegzettség K–Ny-i és DK–ÉNy-i tengelyirányú, tág hengeres redőszerű gyűrődést mutat. Nem tektonikus gyűrődés, az egykori tetarátás kifejlődés átbukási pontjait jelzik. A jura Oldalvölgyi Formációra települ, behúzódni látszik a Foglyas-bércet borító, kaolinosan teljesen elbontott riolittufa alá (itt található az egykori Apátfalvi Kemény-cserépgyár agyagfejtései).

Ettől keletre, a Nagy-Peresznye nyugati lejtőjén szétfolyt törmelék formájában jelenik meg a világosbarna édesvízi mészkő. Egy ponton szálaban is látszik, itt sávos, lemezes kifejlődésű, a lemezek dőlése 260/80°. Durvaszemcsésen átkristályosodott (nagyon öreg cseppkő kinézetű), a lemezek közt apró üregek láthatók. Néhol növényi szárlenyomatok és apró csigáüregek sejtethők. Megjelenése alapján forráskúp jellegű. Feküje az Oldalvölgyi Formáció, fedője ismeretlen. Az egykori források helye nehezen határozható meg, hiszen a jura formációkban jelentős hozamú karsztforrás mai ismereteink szerint nincs.

A formáció kora a térkép megjelenése után tisztázódott. Az előkerült csiga fajlétője alsó-oligocén–felső-badeni, az alfaj az irodalom szerint felső-badeni. A foglyas-bérci előfordulásnál a fedőt alkotó kaolinos agyag Nagyné Bodor E. palinológiai vizsgálatai alapján kárpátinál nem idősebb (szóbeli közlés). Ezek alapján a mészkő kora a térképen jelzett eggenburgi–ottnanginál fiatalabb, kárpáti–badeni, a fedő riolittufa pedig a badeni–szarmata Felnémeti Formációba tartozik.

**Salgótarjáni Barnakőszén Formáció** — <sup>st</sup>Mo–k (°M), *Nógrádmegyeri Tagozat* — <sup>st</sup>Mo, *Kisterenyi Tagozat* — <sup>st</sup>Mo, *Mátranovákai Tagozat* — <sup>st</sup>Mo, „*Sajólászlófalvai Tagozat*”, „*Sajószentpéteri Rétegtag*”, „*Sajókazai Tagozat*”, „*Sajómercsei Rétegtag*”

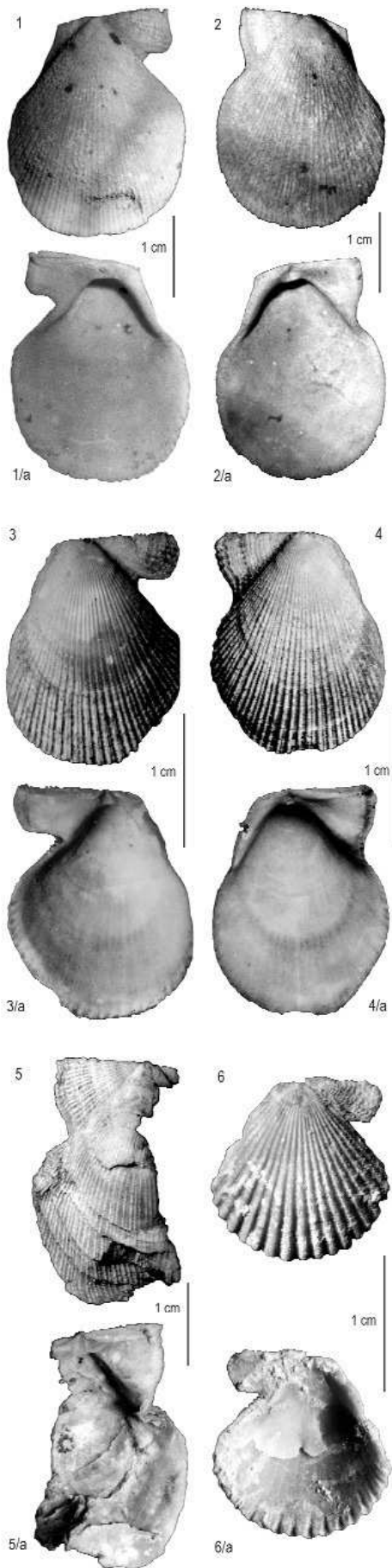
A mocsári, csökkentsósvízi, tengeri homok, aleurit, agyag- és barnakőszénrétegekből felépülő formáció a Nyugat-borsodi (Egercsehi)-medencében ottnangi, a Kelet-borsodi-medencében ottnangi–kárpáti korú.

A Nyugat-borsodi-medencében bázisképződménye helyenként tarka, folyóvízi-mocsári sorozat (*Nógrádmegyeri Tagozat* — „felső tarkaagyag”). Az uralkodóan limnikus széntelepes összlet 3 műrevaló barnakőszéntelep tartalmaz (a legfelső telep paralikus), köztes meddői uralkodóan szürke, zöldesszürke homok, homokkő (*Kisterenyi Tagozat*), a közvetlen telepfedő és a formációt záró tagozat szenes agyag, halpikkelyes aleurit, életnyomokkal (*Mátranovákai Tagozat*). Vastagsága 50–200 m.

A Kelet-borsodi-medencében az uralkodóan paralikus széntelepes összlet 5 fő (és 5–7 kísérő) műrevaló barnakőszéntelep tartalmaz, a telepek között csökkentsósvízi-tengeri aleurit, homokbetelepülések vannak (*Sajólászlófalvai Tagozat*). A IV. és III., valamint a II. és I. telep között normál sótartalmú tengerben corbulás-arcás rétegek (homokos aleurit, homok, homokkő) képződtek, melyek az Egyházasgergei F. heteropikus fáciesének tekinthetők (*Sajószentpéteri Rétegtag*).

A Nyugat-borsodi-medencében a Kisterenyi Tagozat III. telepe, illetve a Kelet-borsodi-medencében a Sajólászlófalvai Tagozat V. telepe alatt nagy területen szárazföldi-édesvízi áthalmazott riolittufa, tufás agyag keletkezett a Gyulakeszi F. riolittufájának áthalmazásából (*Sajókazai Tagozat*). Amennyiben az áthalmazott tufaösszletben közbetelepült barnakőszéntelep (a Kisterenyi Tagozat III/a, ill. a Sajókazai Tagozat V/a telepe) is van, azokat *Sajómercsei Rétegtag* néven különítik el.

Az egykor működött szénbányák közül a térképlap területére esik nyugaton a Szarvaskői Szénbánya (Érseki Bánya, Szent János akna) az Almár-völgy fejében, a Villói Kőszénbánya a Villó-völgy keleti mellékvölgyében (Kenderázttató-völgy); északkeleten Varbótól délre az Adriánteleg-Baross akna.



114. kép. Kárpáti kagylók, Nagyvisnyó, a felső (volt tsz) kőbánya

1, 2 – *Chlamys multistriata* 1., 1/a – jobb teknő, 2., 2/a – bal teknő (a példány zárt duplateknős formában került elő), 3, 4 – *Chlamys multistriata* 3., 3/a. jobb teknő, 4., 4/a. bal teknő (a példány zárt duplateknős formában került elő), 5., 5/a – *Chlamys multistriata*, 6., 6/a – *Chlamys macrotis*. (Det.: Bohnné Havas M.)

Photo 114. Carpathian bivalves, upper (former tsz) quarry, Nagyvisnyó

1, 2 – *Chlamys multistriata* 1., 1/a – right shell, 2., 2/a – left shell (this specimen found closed bivalved form), 3, 4 – *Chlamys multistriata* 3., 3/a. right shell, 4., 4/a. left shell (this specimen found closed bivalved form), 5 – *Chlamys multistriata* left shell, 6 – *Chlamys macrotis* right shell. (Det.: Bohn-Havas M.)

**Egyházasgergei Formáció** — °Mk (°M), *Égeraljai Kavics Tagozat* — °Mk (°M)

Partszegélyi-síkperti, néhol alapkonglomerátummal, kavicssal kezdődő, gyakran keresztretegzett chlamysos homok, homokkő („chlamysos homokkő”, „kispsectenes rétegek”). A Nyugat-borsodi-medencében a bázisán levő partszegélyi, transzgressziós fáciesű, helyi mészkő és dolomit anyagú, alul homokos, felfelé finomodva aleuritos, agyagos, gyér tengeri faunát tartalmazó, néhány tíz m vastag kavicsot Égeraljai Kavics Tagozat néven különítjük el (ennek típusfeltárása a Dédestapolcsány és Nekézseny közötti kavicsbánya — XVI. tábla 3. kép). A formáció vastagsága 30–100 m közötti.

Felszínen nagy területeken, de gyenge feltárásokban tanulmányozható a formáció a Szilvásvárads és Nagyvisnyó környéki dombok oldalában (114. kép). A hegység délnyugati részén (gyakran báziskavicssal) a mezozoos kőzetekre települ (115. kép). Az *Égeraljai Tagozatba* tarozónak vet-



115. kép. Miocén homokoskavics-bánya, Szarvaskő, a Varga-tető DK-i oldalában

Photo 115. Miocene sandy pebble quarry, SE side of Varga-tető, Szarvaskő

tük az Upponyi-hegység tetején található vékony kavicsstakarót. Ide soroltuk a bervai mészkőbányába található karsztos üregkitöltéseket (VII. tábla 4., 5. kép), valamint a Nagy-fennsík nyugati felén a karsztos hasadékokban található világossárga, csillámos homokot is (Olaszkaputól délre, Küllő-hegy déli lába, Bálvány DK-i lejtője). A BALOGH (1964, 460. p.) által közölt foraminifera-együttest nem sikerült fellelni, emiatt az üledékfoszlányok pontos kora továbbra is kérdéses.

**Garábi Slír Formáció** — §Mk (°aM)

Parttávoli-nyíltvízi kifejlődésű, szürke, ciklikusan váltakozó homok, csillámos finomhomok, aleurit, agyag, agyagmárga sorozat („helvét slír”). Jellemzőek az iszapmozgási és életnyomok, néhol gyakoriak az

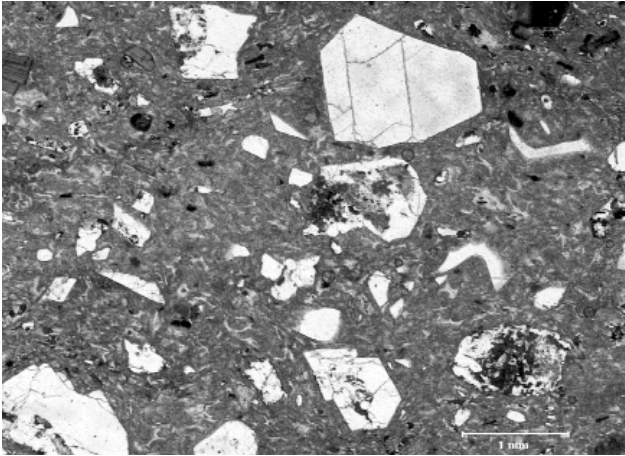
áthalmazott tufitzsinórok. Amussium, Tellina, Brissopsis makrofauna mellett gazdag a foraminifera-faunája és a nannoplankton-együttese. A hegység ÉNy-i előterében (Szilvásvár, Nagyvisnyó és Lénárdaróc között) rétegváltakozásos átmenettel az Egyházasgergei Formációra települ. Típus területén, a Cserhátban kora kárpáti, a Bükk körzetében valószínűleg áthúzódik a badenibe is. Felső határa is bizonytalan, összefogazódik, illetve váltakozik a rákövetkező riolittufával (Felnémeti F.). Az összlet vastagsága a hegységperem közelében 100-150 m, Ny felé vastagszik, a medence belsejében elérheti a 600 m-t is.

**Felnémeti Riolittufa Formáció** —  ${}^f\text{Mb-s} ({}^f\text{M})$ , *tufitos szint* —  ${}^f\text{Mb-s}^{\text{tu}} ({}^f\text{M}^{\text{t}})$ , *ignimbrit* —  ${}^f\text{Mb-s}^{\text{i}} ({}^f\text{M}^{\text{i}})$ , *kovásodott változat* —  ${}^f\text{Mb-s}^{\text{q}} ({}^f\text{M}^{\text{q}})$ , *limnokvarcit* —  ${}^f\text{Mb-s}^{\text{q}} ({}^f\text{M}^{\text{q}})$

Ebbe a formációba vontuk össze a Bükk nyugati előterében és a Mátra-Bükk közötti dombvidéken található badeni-szarmata korú savanyú piroklasztikumokat. A korábbi térképeken elkülönített „középső” és „felső” riolittufa sok esetben el sem határolható egymástól.

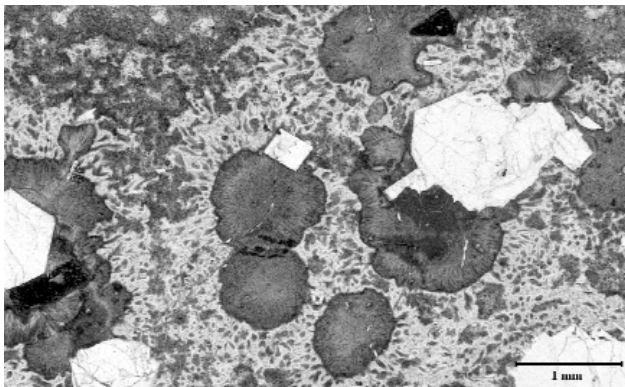
Ezen a területen hiányozni látszik a kárpáti-badeni határon másutt meglevő dácittufa, az itteni „középső” riolittufa pedig nem felel meg a Tari Dácittufa definíciójának. A főként terepi leírások szerinti riódácit- és dácittufa előfordulások még ellenőrzésre szorulnak. A Bükk nyugati peremén eddig megvizsgált, korábban „alsó” riolittufának tartott horzsa-köves-biotitos riolittufa előfordulások őslénytanilag igazolt badeni és szarmata üledékek közé települnek.

Mindezek alapján célszerűnek látszott az eddig használt Sajóvölgyi Formációból ezeket kiemelni és önálló formációba sorolni. További kutatási eredmények ismeretében a Felnémeti Formáció a szintén új (a Bükkalján felállított) Harsányi Formációval esetleg összevonható.



**116. kép.** Hullott, lapillis riolittufa. A Tárkány-patak D-oldalán, a Felnémettől számított második völgy elején régi tufafejtés, most pince van benne

**Photo 116.** Airborne, lapilli-bearing rhyolite tuff. The former tuff quarry on the southern side of the Tárkány-patak, at the end of the second valley from Felnémet. Nowadays it exists as a cellar

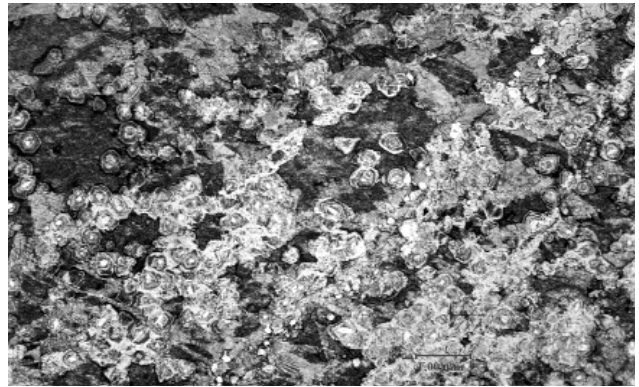


**117. kép.** Fehér riolittufában jól koptatott sferolitos-riolit kavics. Felnémet, az Ostoros-völgy és a Tó-lápa közötti kis völgyelődésben

**Photo 117.** Well-rounded spherulitic rhyolite pebble in the white rhyolite tuff observed in the small valley between the Ostoros Valley and the Tó-lápa, Felnémet

Térképünkön az alábbi, ideiglenesnek tartott, elsősorban litológiai alapon elkülönített egységeket ábrázoltunk. Változatos felépítésű, nagyjából üledékekkel változó áthalmazott riolittufa (tufahomok, kavicsos tufahomok, tufás agyag): *tufitos szint*, de található hullott és összesült riolittufa területek is, ez utóbbiak változó mértékben zeolitosodtak (*ignimbrit* — 116., 117. kép, XVI. tábla 5., 7. kép). *Kovásodott változat* található vonulatszerűen Egerbaktától ÉK-re, a Baktai-tó környékén. Jobb híján ide soroltuk a Berva-bérc fennsíkján található, Schréter Z. eredeti felvételi térképén már szereplő finomrétegzett tavi kvarcit-előfordulást (*limnokvarcit* — 118. kép).

Nem egyértelmű a Bükk belsejében (Pazsag-Nagy-Ökrös) található, zeolitosodott, összesült riolittufák helyzete. Tartozhatnak a bükkaljai alsó tufaösszlethez, de lehetnek a nyugati előtér egykor idáig nyúló tufatakarójának maradványai is (térképünk ezt az álláspontot tükrözi). Ugyancsak e formációba soroltuk a Nagy-fennsík közepén, a Nagy-mezői-víznyelőnél talált riolittufát.



**118. kép.** Zónás kvarckristályok kovásodott Bervai Mészköben. Berva-bérc É-i vége

**Photo 118.** Zoned quartz crystals in the silicified Berva Limestone. The northern end of the Berva-bérc

A formáció kora-badenitől a szarmata végéig terjed. A Bükk peremén sok esetben közvetlenül az alaphegységre települ, a medence belsejében badeni és szarmata üledékekkel fogazódik össze (119. kép).

#### **Dubicsányi Andezit Formáció** — <sup>du</sup>Mb–s (<sup>d</sup>M)

Andezit agglomerátum, tufa- és tufit anyagú vulkanitok, több m<sup>3</sup> nagyságú, láva eredetű piroxénandezit-tömbök, -lávabreccsa és -telér építik fel. Az esetenként részben riolitos összetételű tufa- és tufitrétegek szarmata növénymaradványokat tartalmaznak. Az andezitagglomerátumban idegen kőzettestek, zárványok (paleozoos agyagpala, oligocén–miocén homokkő), valamint agyag-, homok-, kavics-, savanyú tufa és tufit-közbetelepülések is előfordulnak. Rétegtanilag a Sajóvölgyi Formáció középső-felső részén található, korábban ahhoz sorolták. A Kelet-borsodi-medencében és a Nyugat-borsodi-medence É-i részén fordul elő. Rétegtani helyzete alapján képződése esetleg már a késő-badeni korszakban elkezdődhetett, de túlnyomórészt szarmata korú. Vastagsága 10–50 m közötti.



119. kép. Tufagalacsin-réteg riolittufa portufában. Felnémet, Tó-lápa Ki oldal

Photo 119. Accretionary lapilli layer in the rhyolite dust tuff. Felnémet. The

#### **Kozárdi Formáció** — <sup>k</sup>Ms (<sup>k</sup>M)

A formáció rendkívül változatos összetételű. Sekélytengeri–partközeli kifejlődésű csökkentsósvízi, szürke, zöldesszürke molluscás (abrás-cardiumos, cerithiumos-hydrobiás) agyag-agyagmárga, homok, tufás homok, laza homokkő, tufás agyag, bentonit, mészmárga, méshomokkő („cerithiumos mészkő”), alárendelten oolit, szerpulás mészkő építi fel. A hozzá csatlakozó lagúnafaciesben diatomás, alginites, bentonitos képződmények gyakoriak.

A formáció vastagsága ritkán haladja meg a 200 m-t, de a környező medencékben 500 m-t is elérhet. Szarmata korú (XVI. tábla 6. kép).

#### **Sajóvölgyi Formáció** — <sup>sv</sup>Mb–Pa<sub>1</sub> (<sup>sv</sup>M), „Császtapusztai Tagozat”

Édesvízi (tavi, folyóvízi) és szárazföldi üledékek (vulkanomikt kavics, homok, agyagmárgás aleurit, diatomit, limnoopalit) váltakozása áthalmazott riolittufa-, tufitrétegekkel. A korábban ide sorolt szarmata andezit vulkanizmus (Dubicsányi F.) Putnok–Kazincbarcika térségében kettéosztja a formáció képződményeit. A Kelet-borsodi-medencében a formáció középső-felső szakaszának lignitlepes rétegei *Császtapusztai Tagozat* néven különíthetők el. Felfelé fokozatosan megy át az Edelényi Tarkaagyag és a Csereháti Riolittufa Formáció alsó-pannóniai képződményeibe. Egyes részei faunával igazolhatóan badeni, szarmata vagy kora-pannóniai korúak. Átlagos vastagsága 20–150, maximumán 300 m.

#### **Csákvári Formáció** — <sup>c</sup>Pa<sub>1</sub> (<sup>c</sup>Pa)

Szürke és tarkaagyag, agyagmárgás aleurit, huminites agyag, szenes agyag, lignit, továbbá a bázis közelében horzsakő anyagú homok, kavicsos homok rétegek sűrű váltakozásából áll. Delta-síksági, (folyóvízi, mocsári, tavi) kifejlődésű, 50–300 m vastag képződmény. Csak a Bükkalja déli szegélyén, a Harsányi Formációra közvetlenül települő sávot soroltuk ide.

#### **Zagyvai Formáció** — <sup>z</sup>Pa<sub>2</sub> (<sup>z</sup>Pa)

Fluviális síksági, ártéri eredetű, laza, szenesedett növénytöredékeket tartalmazó, közép- és finomszemű homok-, homokkő-, aleurit-, agyag- és agyagmárgarétegek igen sűrű váltakozásából áll, gyakori földes-fás barnakőszéncsíkokkal. A rétegsorban előfordulhatnak vastagabb, 10–20 m-es homokkő-betelepülések, valamint agyagásványosan teljesen bontott, áthalmazott riolittufa-lencsék. A formációt a hegységperemtől délre általában már a vastag lignitlepeket tartalmazó *Bükkaljai Formáció* helyettesíti.

## NEGYEDIDŐSZAK

A Bükk hegység és környezete a miocén vége óta folyamatosan emelkedő térszín. Ez a tény meghatározza a negyedidőszaki fedőképződmények jellegét; ezeket zömmel a folyamatosan pusztuló felszínen felhalmozódó törmelékanyag alkotja.

A kvarter képződmények időbeli széttagolása szinte lehetetlen, hiszen az azokat létrehozó folyamatok (egyre csökkenő erővel) máig működnek. Ugyancsak nehéz elkülöníteni sok esetben az átöröklött formák és anyagok kisebb mérvű módosulásait. A hegység és környezete a kainozoikum során többször is (idősebb eocén, kora-miocén) volt szárazulat, az ekkor képződött lepusztulási termékek keverednek a legfiatalabb képződményekkel.

## Pleisztocén

### *Kőzettörmelékes vörösagyag* — $_{eld}Qp^{va}$ (va)

Csak néhány helyen különítettük el a teraszok fölötti lejtőn megjelenő, kavicsot is tartalmazó kőzettörmelékes vörösagyagot. Feltehetően idősebb a teraszoknál, erősen emlékeztet a karsztos hasadékokban megjelenő vörösagyaghoz. A karszthasadékok vörösagyagjában található dihexagonális és porfíros kvarckristályok, valamint a jelentős kaolinitartalom riolittufa eredetet bizonyít.

### *Töbörkitöltés és vastagabb málladéktakaró* — $_{eld}Qp$ (eld)

Már KERÉKES (1936) felvetette, hogy a Bükk nagy területeit borító, korábban nyiroknak térképezett fakósárga és barna agyag nem helyi málladék, hanem a jégkorszak(ok) porhullásaiból származó, a síkvidéki területek löszsorozatával egyező



120. kép. A Nvk-1 fúrás a Huta-rét Ki végén a hármaskúti ház ablakából (fotó: Nagy G.)

Photo 120. Borehole Nvk-1 at the eastern part of Huta-rét from the window of the house Hármaskút (photo: G. Nagy)

képződmény. Természetesen az akkor is meglévő klimatikus különbségek miatt jelentős eltérések mutatkoznak, szemcseösszetétele finomabb, agyagásvány-tartalma magasabb a típusos lösznél. JÁMBOR (1959b) a Nagy-fennsík nyugati részén, az Olaszkapu és a Bálvány közti területen vizsgálva e képződményt, szemcseeloszlás alapján bizonyította az eolikus jellegét. A térképezési munkákkal kapcsolatban mélyített kis fúrások („töbörfúrások”) tovább gyarapították ismereteinket erről a képződményről (PELIKÁN 1992 — 120. kép).

Nehezen elkülöníthető volta miatt összevontan ábrázoltuk az agyagos kőzettörmelékekkel. Mivel a platformfáciesű mészkövek oldási maradéka rendkívül csekély, bizonyos, hogy a mészkőtörmelékekkel keveredő „agyag” is hullóporos eredetű.

### *Teraszképződmény* — $_{fp}Qp$ (fp)

A hegységperem széles völgyeiben keletkeztek a térkép méretarányában ábrázolható lepusztuláslépcsők. Elsősorban morfológiai teraszok, de megtalálhatók rajtuk kisebb-nagyobb foltokban, foszlányokban a hegység kőzetanyagából keletkezett folyóvízi hordalék maradványai. Szilvásvárاد belterületén karbon palából képződött agyagos-homokos laposkavics, Bélapátfalva déli részén jura tűzköves mészkő és palakavicsok ismertek. Utóbbi helyen kisebb-nagyobb tömbök formájában a szarvaskői területéről származó mállott bazalt is található. Felnémet és Felsőtárkány közt a dombok tetején gyakori a pala és radiolarit laposra kopott törmelékanyaga (XIX. tábla 2. kép), megjelenésében (sötétbarna színén kívül) szinte egyáltalán nem különbözik a völgytalpon található holocén kavicsból. Könnyen összetéveszthető a miocén rétegsor bázisán és a szarmata rétegekben levő homokos kavicsal, bár ezekben a kavicsanyag többé-kevésbé kerekített.

## Pleisztocén–holocén

### *Suvadás* — $_{s}Qp-h$ (s)

A gyors folyóvízi erózió nagy szintkülönbségű, meredek, instabil lejtőket alakított ki, amelyeken ritkán egyetlen tömbben szakad le a hegyoldal, de gyakoribb, hogy egymásra halmozódó suvadási nyelvek alakulnak ki. Suvadásra különösen hajlamosak a palaterületek, ahol nemcsak a felszíni málladék, hanem a nagyvastagságban fellazult kőzet-tömegek is lecsúsznak. Ugyanilyen jellegű a Bagolyhegyi Metariolit bontott, palásodott területe is. Sokkal gyakoribbak, bár kisebb méretűek a suvadások a miocén térszínen.

Különleges suvadás alakult ki a Pazsag-völgy torkolatának déli oldalán, ahol a felső-triász tűzköves mészkő (Felsőtárkányi Mészkő Formáció) rétegei közé települő bazalt (Szinvai Metabazalt) mállása alakított ki csúszópályát, emiatt a hegy felső része réteglap mentén egy tömegben lecsúszott a völgytalpig. Recens suvadás figyelhető meg Dédes-tapolcsánytól Ny-ra a Vicsodal-völgy torkolatának keleti oldalán. Ezt az 1967-es kiadású 1:10 000 méretarányú topográfiai térkép még nem ábrázolja.

### *Lejtőtörmelék* — $_{d}Qp-h$ (d)

A hegységet szinte mindenütt vékonyabb-vastagabb lejtőtörmelék borítja. Az erősen tagolt térszínen a fiatal, laza anyag csak kivételes esetben marad eredeti helyén, a víz és a gravitáció hatására elmozdul.



A legáltalánosabb regionális jellegű anyagátrendeződés az agyag-ásvány-tartalmú málladékokra a talajfolyás. A fagyduzzadás és az agyag-ásványok vízfelvétele következtében bekövetkező térfogatnövekedés hatására a törmelékta-  
karó megmozdul, a lejtőszög-  
től és a lejtőt borító anyag minőségétől függő sebességgel csúszik lefelé a lejtőn.

Ha a kőzetben nincs agyagásvány, a finom frakció pedig a csapadékvíz hatására feloldódik, az éles-sarkos kőzetdarabok lazán illeszkedve halmozódnak fel, száraz kőfolyások alakulnak ki. Ez a forma elsősorban a csekély oldási maradékú mészkövekre jellemző, de gyakori az üveges vulkanitok esetében is (pl. összesült riolittufák). Ha finom frakció is képződik (mint a dolomit esetében) a porszerű anyag a kőzetdarabok közti hézagokat kitölti.

Néhány esetben megfigyelhető aprózódásra kevésbé hajlamos képződményekből levált nagyméretű, esetenként többtíz köbméteres kőzettömbök vándorlása a lejtőn (121. kép). Vannak legurult tömbök is, de inkább a talajfolyás szállítja ezeket. A hegység déli részén elsősorban a radiolarit marad meg nagy tömbökben, de a Pes-kő-völgy középső szakaszán, a Jómarci-kő és az Árkus-kő közti területen liász mészkő csúszott le a lejtőn. Ugyanitt gabbróból és annak termokontakt köpenyéből is gurultak le nagyobb tömbök. Az északi hegység részben a Szentistvánhegyi Metaandezit és az alsó-triász Gerennavári Mészkő hajlamos nagy tömbökben lecsúszni a lejtőn.

#### **Száraz völgyek kitöltése** — $_{pd}Qp-h$ (pd)

Az időszakos vízfolyásokat tartalmazó völgyek kitöltéseit soroltuk ide. A mállás során felaprózódó kőzetdarabok elsősorban a meredek lejtőn való lecsúszással, talajfolyással kerülnek a völgyelődések mélyebb részeibe, útközben a völgy időszakos vízfolyásai által összekeverve.

#### **Hordalékkúp (proluvium)** — $_pQp-h$ (p)

Az általában rövid, meredek völgyekben a gyors hóolvadások, felhőszakadások lefolyó vize okoz epizodikus törmelék-szállítást. Az elsodort törmelék töréspontokon, de leginkább a torkolatoknál hordalékkúpokban, -legyezőkben gyűlik össze. Ezek a völgyek ma a feltöltődés állapotában vannak, a völgyoldalokról lemosódó, lecsúszó és leguruló törmelék a völgytalpakon felhalmozódik, ebben a nagyobb vízáramlások vízmosásokat alakíthatnak ki.

#### **Mésztufa** — $_fQp-h^m$ (f<sup>m</sup>)

A vízben oldott mészsanyag kiválása a karsztforrásoktól bizonyos távolságban kezdődik, felhalmozódásaia vízfolyások mentén eltérő vastagságúak. A térkép méretarányából adódóan csak néhány, langyos és hideg karsztforráshoz közvetlenül kapcsolódó nagykiterjedésű előfordulást ábrázoltunk. Langyos vízből vált ki az egri vári és tetemvári, valamint a mónosbéli mésztufakúp; a hidegvizes származásúak közül legnagyobb a lillafüredi, de jelentős a Szalajka-völgyi a Garadna-forrási és a bán-völgyi előfordulás is.

#### **Mocsári üledék** — $_bQp-h$ (b)

A kiszélesedő lapályos völgytalpakon megálló víz kisebb-nagyobb, időszakosan ki is száradó vizenyős területeket hozott létre. Ezeken a helyeken maximum néhány méter vastagságú, szerves anyagban dús, fekete iszap halmozódott fel. Nagyobb kiterjedésű vizenyős, nádas terület van Mónosbél és Mikófalva közt az Eger-patak völgyében, bár ennek egy részét az egykori mónosbéli szénosztályozóból kikerült meddővel feltöltötték. Ugyancsak kiszáritott mocsaras terület található a Nagy-Eged déli lábánál, az Eger-Noszvaj közti műút déli oldalán levő völgytalpon.

#### **Fluviális képződmény (allúvium)** — $_fQp-h$ (f)

Ma az állandó vízfolyások is képtelenek az év nagyobb részében medermélyítésre és hordalékszállításra, a karsztforrásokból táplálkozó patakokban még mésztufa lerakódás is segíti a feltöltődést. Az alluviális térszint is elöntő árvizek megmozgatják a völgytalpon összegyűlt törmeléket, az anyag egy része végül is kihordódik a hegységből, de összességében az allúviumokon lerakott anyag a feltöltődést segíti. Az intenzív völgymélyülés a pleisztocén mainál jóval csapadékosabb periódusaiban történt.



121. kép. Leszakadt karbon mészkőszikla. Szalacsi-kő-völgy

Photo 121. A fallen Carboniferous limestone rock. Szalacsi-kő Valley

## Holocén

### *Korábbi antropogén képződmény — a<sup>f</sup> (a<sup>f</sup>)*

A térségben az ember tájalakító tevékenysége folyamatosan erősödött. A késő-rézorból származnak az első, kis kiterjedésű földvárak. A nagyméretű földvárakat építő népesség azonban a késő-bronzkorban telepedett meg a térségben. A kyaticei kultúra népe a hegyvidéket kedvelő pásztor- és iparos nép volt. Telepeit földsáncokkal vette körül, ezek még mai szemmel nézve is hatalmas tömegű föld megmozgatásával jártak. A pásztorkodás mellett űzött fémfeldolgozás és cserépedény-készítés nagymennyiségű fa elégetését igényelte, joggal feltételezhetjük, hogy az erdőirtások nyomán fellépő talajerózió ekkor kezdődött.

Legnagyobb kiterjedésű telepük az Északi-Bükkben van, a Verebce-vár–Dédes-vár–Vár-erdő vonulatának a Bán-völgy és a Baróc-völgy közé eső, mintegy 6 km<sup>2</sup> területén. A Verebce-vár déli végén az Ördög-oldal felé vezető gerincet hatalmas kettős földsánc zárja le, a meredek hegyoldalakon erődítéstöredékek és rendezetlenül, de sűrűn egymás mellett kialakított szintes bemetszések („lakópárkányok”) láthatók.

Szinte tökéletes állapotban maradt meg Szilvásváradtól D-re a Kelemen széke – Bácsó-bükk területén épített földvár. A majdnem 1 km<sup>2</sup>-es területet maradványaiban is több méter magas földsánc (a Bélapátfalva felé eső DNy-i lapos lejtőn kettős sánc) veszi körül. Északon a Csontos-hegy északi gerincét hármassánc, a keleti lejtőt a sáncok közül induló, a Szalajka-völgy talpáig lefutó, csaknem 1 km hosszú, több méter mély árok teszi biztonságossá. A földvár belsejét teljesen elegyengették, a délnyugati oldalon összefüggő teraszokat alakítottak ki.

### *Meddőhányók — a<sup>mh</sup> (a<sup>mh</sup>)*

Az évszázadok során számos kisebb-nagyobb bányaművelet zajlott a térségben. A térkép méretarányában is ábrázolható nagyságú meddőhányó, illetve nyersanyag-deponálás csak a legnagyobb mészkőbánya körzetében található (egerfelnémeti Berva-bánya, bél-kői bánya, nagy-kömázsai bánya, mexikóvölgyi bánya).

Különleges jelenség, talán egy őskori kifalazott aknasír látható a bervai mészkőbánya 380-as szintjére vezető földút lemetszésében. Érdekessége, hogy a felső-pleisztocénnek tekinthető vörösgyagréteg megsüllyedve ugyan, de a visszatöltés fölött is megtalálható (XX. tábla 6. kép)

# Hegységszerkezet

## HEGYSÉGSZERKEZETI MODELLEK

Elsőként SCHRÉTER (1943b) vázolt fel egységes szerkezetföldtani modellt, mely szerint „a Bükk-hegység erősen gyűrt, felpikkelyeződött és részben tört hegység”. Leírta és szelvényén ábrázolta az izoklinális redőződés DK felé ferdülését, valamint a Bükk és az Upponyi-hegység ellentett irányú vergenciáját. Modelljében a Déli-Bükkben a (karbon és alsó-triász korúnak tartott) palák antiklinálisban jelennek meg, a (középső-triász) világos mészkövek pikkelyesen felszakadt többszörös redőt alkotnak. Jelezte a rétegsor akkori ismeretességéhez kötődő kisebb-nagyobb feltolódási vonalakat és pikkelyeződéseket.

Ezt a szerkezeti modellt dolgozta ki részletesebben BALOGH (1964). Elévülhetetlen érdeme a lillafüredi rétegsor átbuktatott helyzetének felismerése (BALOGH 1951), amellyel megalkotta az északi hegység rész máig érvényes szerkezeti képét. A déli palaösszletet kezdetben a triász rétegsor zárótagjaként értelmezte (BALOGH 1950), később azonban áthelyezte a triász mészkősorozat belsejébe (BALOGH 1954); ezáltal a palasávok továbbra is antiklinális helyzetben maradhattak, a középső–felső-triász mészkőterületek szinklinálisokat alkottak (BALOGH 1963, 1964).

A mészkő- és palaterületek közt mutatkozó fációsugrások, valamint az egyes területek közti metamorf különbségekből fakadó ellentmondások feloldására PELIKÁN (1980) takarórendszert vázolt fel, leírása azonban kéziratban maradt. A déli-bükki palák jura korának bizonyításával azonban a takarórendszerek feltételezése megerősödött (BALOGH et al. 1984). Ezzel párhuzamosan BALLA (1983, BALLA et al. 1986) a Szarvaskő környéki bázisos magma területeinek takarós helyzetét írta le, elkülönítve „Tarkői autochtont” és (óceáni kéregmaradványokat tartalmazó) „Szarvaskői takarórendszert”.

Balla modelljét fejlesztette tovább CSONTOS (1988, 1999, CSONTOS et al. 1991a, b). Eszerint az alsó, Bükki-parautochtonnak nevezett egység az északi, paleozoos aljzaton települő nagyvastagságú triász karbonátos képződményekből áll. E platóképződmények a triász különböző szakaszaiban szétestek, mélytengeri régiókba süllyedtek. Az alsó-jura vékony, kondenzált sorozatára, vagy hosszabb (mélytengeri) üledékhézag után következik a parautochton rétegsorának zárótagjaként a felső-jura radiolarit és fekete zsindeypala.

E kontinentális litoszférán képződött rétegsorra tektonikusan települ a Szarvaskői-takarókomplexum. A szarvaskői takarók igen zavart rétegsorai feltehetően egy akkréciós ék termékei (CSONTOS 2000). Ennek ellenére egy alsó, homokkőben gazdag agyagpalát, egy középső, mangánlencsés palát és egy felső, karbonátokban (olisztolitokban és allodapikus mészkövekben) gazdag agyagpalát lehet elkülöníteni. A szarvaskői magmatitok — kemizmusuk alapján — óceáni litoszférán képződtek (KUBOVICS et al. 1988), óceáni litoszféra derivátumai és differenciátumai, az alsó-középső összletbe települnek. A fentiek alapján elkülönített két egység üledékösszletei közt rétegtani átmenet nincs. Az elkülönítést azonban megnehezíti, hogy a takaróhatár különböző agyagpalák közt húzódik. Az eltérő megjelenésű agyagpalák végeredményben fációséket tükröznek, tehát annak ellenére, hogy a zsindeypala dominanciája jellemzi a parautochton rétegsorát, nem elképzelhetetlen, hogy hasonló megjelenésű zsindeypala a takarókban is jelen legyen.

A térképezés és az újabb rétegtani eredmények lehetővé teszik a „Szarvaskői komplexum” takarórendszerek nélküli értelmezését is. PELIKÁN (2001) modellje szerint a különböző kifejlődésű triász képződményekre települő (jelentős üledékhézaggal, de mindenütt azonos fáciessel kezdődő) jura képződmények egy rétegsorba rendezhetők (lásd a fejlődéstörténeti fejezetet). A rétegsorok pontosítása és a felismert szerkezeti elemek egyre kevésbé támasztják alá a takarók feltételezését, csupán a Kis-fennsík takarós pozíciója tűnik megalapozottnak. A térképszerkesztéshez ezt a modellt alkalmaztuk.

## AZ UPPONYI-HEGYSÉG SZERKEZETE

Az Upponyi-hegység regionális metamorfózisának ideje és erőssége nem tér el a Bükk hegységétől. Jellemző a többszörös gyűrődés, azonban a fő fázisban létrejött szerkezetek a Bükkkel ellentett, ÉNy-i irányítottágúak. Ez a tény is arra utal, hogy utólag, a kainozoikumban kerültek egymás közvetlen szomszédságába.

Az Upponyi-hegység szerkezete az erős fedettség miatt nehezen ítélni meg. A rétegsorok alapján két alegységre osztható, de ezek szerkezeti szempontból eléggé hasonló stílusúak. A két alegység a Lipóci-törés mentén érintkezik, ez a határvonal felszíni lefutása és a felületet átfúró Dédestapolcsány Dt–5 fúrás alapján DK-i dőlésű feltolódás, ismeretlen méretű (talán) balos eltolódással kombinálódva.

A déli, Tapolcsányi-alegységben a nagyszerkezet nem rajzolódik ki, csak az erős gyüredezettség és a paláság látható a kisebb-nagyobb feltárásokban.

Az É-i, Lázbérci-alegységben ennél valamelyest jobb a feltártság. A Csernely-völgy torkolatánál levő sziklafalakban az Upponyi Mészke és a Lázbérci Mészke Formáció által kirajzolt szerkezetek jól láthatók (4. ábra). Nagyon szép gyűrt szerkezetben mutatkoznak a Dedevári Mészke rétegei a Lázbérci-víztározó északi végénél.

A térképezés közben tett terepi megfigyelések, valamint az 1:10 000 méretarányú, a fedettségi viszonyokat is tükröző földtani térkép (lásd a XXIV–XXVII. táblákat) értékelése alapján az upponyi-hegységi paleozoikum alpi szerkezetfejlődésében a következő események különíthetők el:

1. ÉNy-i vergenciájú gyűródés. Ez valószínűleg a fő metamorf eseménnyel egyidejű (szinmetamorf) volt és jórészt a gyűródés tengelysíkjaival párhuzamos ( $S_2$ ) palásodás/foliáció kialakulásával járt együtt. Redőforgók (l. FÜLÖP 1994, 44. tábla 2. ábra) feltárásokban ritkán láthatók, néhány kivételes esetben ellentétes, DK-i irányba mutatnak (pl. a Vízköz ÉK-i oldalán levő kisebb Lázbérci Mészke kibúvásokban).

Itt kell megemlítenünk a Tapolcsányi-alegység déli részét fedő Nekézsenyi Konglomerátumban észlelhető üledékjegyek eltérő tektonikai értelmezését. CLIFTON et al. (1984) a nekézsenyi vasúti bevágás szelvényében látható fordított gradációjú szakaszokat a tektonikus átbuktatottság jeleként értékelte. Kovács S. szerint — a Nekézsenyi Konglomerátum teljes felszíni elterjedési területe feltérképezése alapján — ebben a lejtő fációs képződményben a gravitációs tömegszállítás különböző típusai (KOVÁCS 1987a, 1988) láthatók, amelyeken belül a vasúti bevágás szelvényének képződményei az ún. szemcsefolyás (grain flow) egy speciális típusát, az ún. „kavics-folyást” (rubble flow) képviselik, amelyre kifejezetten jellemző a fordított (felfelé durvuló) gradáció kifejlődése.

2. A meggyűrt képződmények ÉNy-i vergenciával történő egymásra pikkelyeződése (talán még a kréta időszak folyamán), amely legszembetűnőbb a Csernely-völgy É-i bejárata K-i oldalának szelvényében látható (4. ábra).

3. A Darnó-zóna által közrezárt Upponyi-egység megelőzően gyűródött és pikkelyeződött blokkjának „felszeleltetődése” meredek állású eltolódások mentén, a zóna késő-oligocén–kora-miocén aktivitása (SZENTPÉTERY 1997) során. Ennek a rendszernek fő elemei ÉNy-on az Upponyi-törés (feltehetően balos eltolódás, amely az upponyi paleozoikumot a rudabányai bódvai típusú, érces triászról elválasztja), a Lipóci-törés középpüti (feltehetően balos eltolódás, amely a Lázbérci- és a Tapolcsányi-alegységeket elválasztja) és a Nekézsenyi-törés délen (feltehetően jobbos eltolódás, amely az upponyi paleozoikumot és felső-krétát elhatárolja a bükki permo-triásztól). További, kisebb jelentőségű eltolódásokra utalnak az egyes képződménysávok határai közül a meredek, közel függőleges állásúak (különösen az Abodi Mészke, lásd XXV., XXVII. tábla).

Az eltolódási rendszer aktivitása során az Upponyi-egység blokkja jobbos rotációt végzett. Erre az utal, hogy a blokk ÉK-i részén — Kalica-tető és a Feketekő-tető között — a paláság és (már ahol biztosan elkülöníthető) a rétegzettség dőlése az uralkodó DK-iből K-i irányba vált (lásd XXV. tábla).



## A BÜKK SZERKEZETE

### A BÜKK SZERKEZETÉNEK ALAPVONÁSAI

A Bükk hegység szerkezeti sajátosságai jórészt a kétszeres gyűródésre vezethetők vissza. A terület nagyobb részén a két gyűródés tengelye egymással hegyesszöget zár be, emiatt csavart áthajlások, interferenciák jöttek létre. Ezt a szerkezetet módosítják a töréses formaelemek. Az amúgy is bonyolult képet az erózió szabálytalan felület mentén tette láthatóvá, tovább nehezítve a földtani viszonyok megértését.

Az első jól azonosítható szerkezetalakulás a palásodással és nagyon kisfokú (anchizonális) regionális metamorfózissal együttjáró gyűródés volt. Ezt megelőző szerkezetalakulásról inkább csak sejtéseink vannak, egyértelmű bizonyítékokat még nem ismerünk, pl. mindkét nagy üledékhézag (felső-karbon–alsó-perm, ill. felső-triász–középső-jura) tektonikus eredet (is) sejtet.

*122. kép.* Kihegyesedő szűk redő jura mészkőben (első gyűródés). Bátortól 1,8 km-re délre a műút K-i oldalán felhagyott kőbánya

*Photo 122.* Abandoned quarry 1.8 km to the South of Bátor, on the eastern side of the road. A sharp fold in the Jurassic limestone (1st folding phase)

Az előbbi üledékciklus-határ, a variszkuszi orogenezissel kapcsolatos (metamorfózissal nem járó) kiemelkedés és lepusztulás eredménye. Az utóbbi a triász végi platformlezökkenéssel lehet kapcsolatban. Mindkettőnél palásság szerint gyűrt, egységes felülettel következik a rátelepülő üledék (perm homokkő, ill. középső-jura radiolarit), a palásság e felület két oldalán azonos dőlésű (XII. tábla 3., 4. kép).

A palásságot létrehozó gyűrődés tengelye a hegység mai helyzetében hozzávetőlegesen kelet–nyugati (80–260°) irányú, a rétegzést kihegyesedő záródású szűk redőkbe hajtogatta (similar fold — 63., 122. kép, IX. tábla 4. kép, XI. tábla 1. kép). Az illit kristályossági értékek alapján ez a folyamat 300–350 °C hőmérséklet és átlagosan 3 kbar (néhol 5 kbar is elérő) fluid nyomás mellett (ÁRKAI 1983), 5–10 km mélységben zajlott le.

A metamorfózis foka ÁRKAI (1973, 1983) megállapításai szerint (az illit kristályossági értékek alapján) általánosságban É-ről D felé csökken az epizóna kishőmérsékletű szakaszától az anchizóna kishőmérsékletű szakaszáig, egyes területeken a közepes diagenetikus tartományig. Jelentős eltérések mutatkoznak ezen kívül a szerkezeti helyzettől függően is.

A <2 µm illit-muszkovit szeparátumon végzett K/Ar radiometrikus kormeghatározások szerint a metamorfózis az eohellén (160–120 M év), illetve az ausztriai (100–95 M év) orogén fázisokhoz köthető (ÁRKAI et al. 1995). Ez összhangban van a korábbi, bükki magmatitokon mért (ÁRVÁNE SÓS et al. 1987) radiometrikus korokból levont következtetésekkel, valamint megerősíti a korábbi szerzők (pl. SCHRÉTER 1943b, BALOGH 1964) földtani megfigyelések alapján tett megállapításait.

Bár az első gyűrődésnél kisebb méretűek, ennek ellenére látványosabbak a második gyűrődés formaelemei (tulajdonképpen ezek alapján ismerhető fel könnyedén a hegység gyűrt jellege — XII. tábla 1. kép). Ebben a fázisban a kőzetek valamelyest ridegebben viselkedtek, a gyűrődés típusa, egyben megjelenési formája is más lett (tág hengeres és szűk hegyes záródású redők alakultak ki: disharmonic fold, chevron fold, box fold, kink fold — XII. tábla 2. kép, X. tábla 3. kép, XI. tábla 2. kép). A tengelyirányok azonban nem annyira egységesek, mint az első gyűrődésnél, hiszen a már egyszer intenzíven gyűrt rendszer hajtogatózott újra. A kőzetben ásványos átalakulást (metamorfózist) és palásságot nem hozott létre, a kőzetekben csak lemezes-vékonypados, a gyűrődési tengelyfelületekkel párhuzamos (cleavage jelenségre emlékeztető) felhasadozottság jelentkezik. Ilyen típusú redőződés a kőzetek féligplasztikus állapotára jellemző, az ehhez szükséges fedővastagság minimum 1–3 km. Különösen erős volt a felszeletelődés az antiklinálisok tengelyzónáiban, amelyeket azután a fiatal erózió könnyedén megbontott, kialakítva bennük a Bükkre oly jellemző meredek falú mély völgyeket.

Leglátványosabb példái ennek a gyűrődéstípusnak a déli hegység részben a Fekete-len nagy meghajlása (XI. tábla 6. kép), északon pedig az Odvas-kő összegyűrt sziklatömege (II. tábla 2. kép).

A gyűrődések kora pontosan nem állapítható meg. Az első gyűrődés biztosan jura utáni, hiszen a késő-jurában még üledékképződés folyt. A második gyűrődés pedig biztosan késő-eocén előtti, mert a felső-eocén mészkő monoton dőléssel a többszörösen deformált mezozoos kőzetek egyenetlenül lepusztult felszínére települ (jól látható pl. Kácstól É-ra a Vörösagyag-tetőn, itt gyűrt triász mészkőre települ).

A kainozoikumban már a blokkos töréses tektonika jellemző, de nem csak vetődések, hanem feltolódások-eltolódások is történtek. Ilyen pl. a SCHRÉTER (1953) által leírt nekézsényi rátolódás, ahol a felső-perm–alsó-triász mészkőösszlet a felső-kréta konglomerátum fölé került, de ilyen a bÉlapátfalvai agyagkutatás során kimutatott szerkezet, ahol a BÉl-kőtől északra levő Kis-Köves-tető triász mészkőblokkja alatt a BÉlapátfalva Ba–215 és Ba–222 fúrások tanúsága szerint középső-miocén agyagmárga van. Felismerhetők összleten belüli, lapos feltolódások, mint pl. a Füstös-kő-bérc K-i oldalán levő felhagyott kőbányában, vagy réteglap menti csúszások, mint a Gerennavár É-i oldalán (123. kép).

Bár létezésük kétségtelen, de a fiatal blokktektonika nyomait nagyon nehéz egyértelműen kimutatni a hegység belsejében, majdhogynem könnyebb bizonyítani, hogy mi nem az. Például a fiatalos morfológiájú, meredek falú mély völgyek, a Nagy- és a Kis-fennsík peremein a nagy sziklafalak (II. tábla 4., 5. kép, III. tábla 2. kép, IX. tábla 1. kép) nem köthetők sem vonalas szerkezeti elemekhez (vetők, feltolódások), sem réteghatárokhöz. Ezek a formák az összetett deformációval szétroncsolt kőzetekre ható, rendkívül intenzív vonalas erózió következményei.

Az erősen tagolt morfológia a környezethez képest gyors kiemelkedést jelez, de a térképezés során nem sikerült kimutatni jelentős ugrómagasságú



123. kép. Réteglap menti csúszással breccsásan összetört és kiékelődött mészkőpadok a Gerennavári Mészkőben. A Gerennavár É-i oldalán a Nagy-fennsíkra vezető erdészeti műút lementszésében

**Photo 123.** Limestone beds cracked into brecciated structure and pinched out due to sliding along the bedding plane in the Gerennavár Limestone. The northern side of the Gerennavár, at the cutoff of the forestry road going to the Nagy-fennsík (Great Plateau)

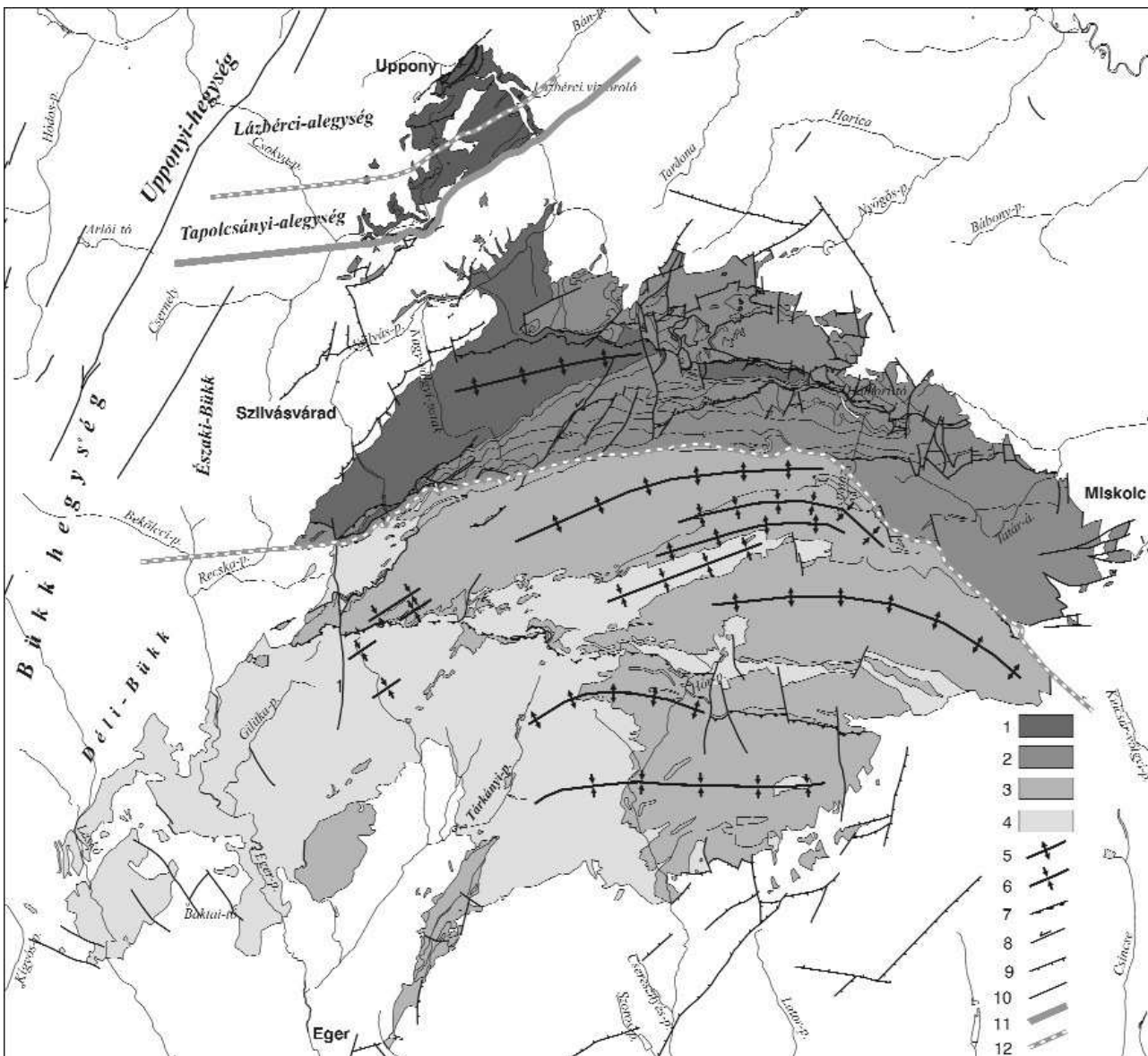
124. kép. Nyírásos vetősorozat a Felsőtárkányi Mészko márgarétegében. A Nagy-Dall északi lejtőjén, törmelékből

Photo 124. Clipping fault series in the marl bed of Felsőtárkány Limestone. From the scree at the northern slope of Nagy Dall



peremi vetőket. Valószínűbb, hogy a hegység központi, legmagasabb része sok apró lépcső mentén, teleszkópszerűen emelkedett ki (124. kép).

A mai felszíni elterjedési képből nem szerencsés közvetlen ősföldrajzi és szerkezetfejlődési következtetéseket levonni, hiszen többszörösen gyűrt és markáns fiatal lepusztulású, feltagolódott területtel van dolgunk. A mai peremvonalak egyáltalán nem azonosak az egykori szegélyekkel.

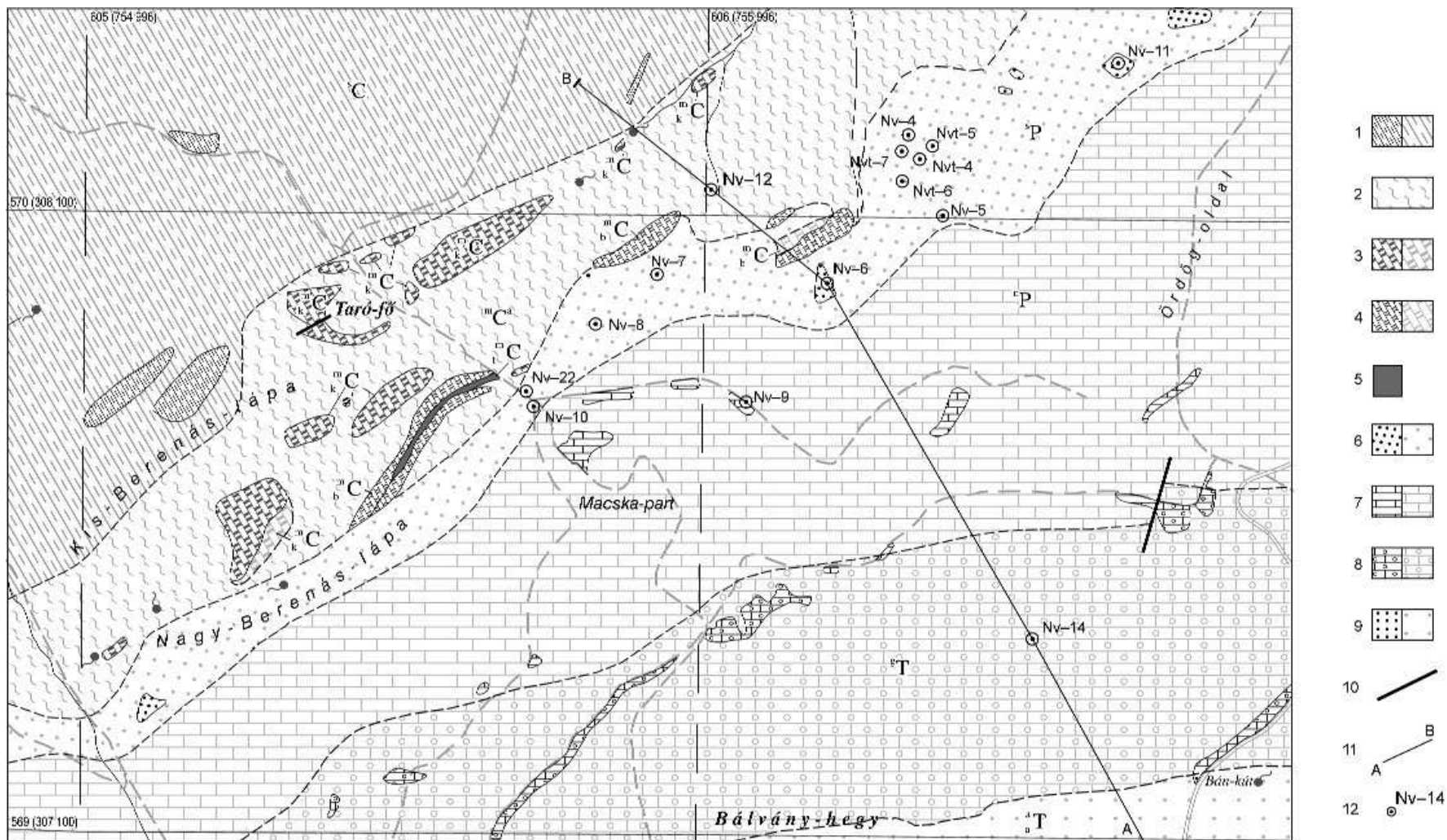


38. ábra. A Bükk és az Upponyi-hegység jelentősebb szerkezeti elemei

Uppony és Északi-Bükk: 1 – karbon és idősebb képződmények, 2 – perm és mezozoos képződmények; Déli-Bükk: 3 – triász, 4 – jura, 5 – antiklinális tengely, 6 – szinklinális tengely, 7 – feltolódás, 8 – eltolódás, 9 – törés dőlésiránnyal, 10 – törés általában, 11 – A Bükk és az Upponyi-hegység határa, 12 – az egységek határa

Figure 38. Significant tectonic elements of the Bükk and Uppony Mts

Uppony and Northern Bükk: 1 – Carboniferous and older formations, 2 – Permian and Mesozoic formations; Southern Bükk: 3 – Triassic formations, 4 – Jurassic formations, 5 – anticline axis, 6 – syncline axis, 7 – overthrust, 8 – strike slip fault, 9 – fault with dipping direction, 10 – fault, 11 – border of Bükk and Uppony Mts, 12 – border of the Units



39. ábra. A Bán-völgy-fő földtani térképe

Földtani képződmények elterjedése a felszínen (a) és fedetten (b). 1 – <sup>s</sup>C Szilvásszádi Formáció, 2 – <sup>m</sup>C<sup>s</sup> Mályinkai Formáció, agyagpala, 3 – <sup>m</sup>C Mályinkai Formáció, Kapubérci Mészke Tagozat, alsó szint, 4 – <sup>m</sup>C Mályinkai Formáció, Kapubérci Mészke Tagozat, felső szint, 5 – <sup>m</sup>C Mályinkai Formáció Tarófi Konglomerátum Tagozat, 6 – <sup>p</sup>P Szentléleki Formáció, 7 – <sup>p</sup>P Nagyvisnyói Mészke Formáció, 8 – <sup>t</sup>T Gerennavári Mészke Formáció, 9 – <sup>a</sup>T Ablaskővölgyi Formáció, Ablaskővölgyi Homokkő Tagozat, 10 – törésvonal, 11 – a 40. ábrán lévő földtani szelvény nyomvonala, 12 – mélyfúrás

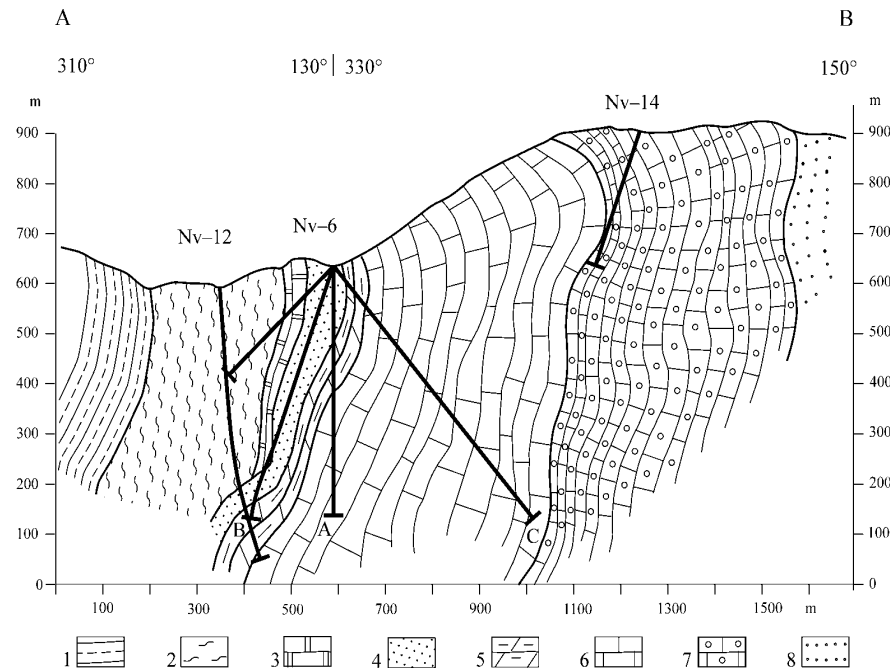
Figure 39. Geological map of the Bán Valley head

Formations on the surface (a) and covered (b). 1 – <sup>s</sup>C Szilvásszád Formation, 2 – <sup>m</sup>C<sup>s</sup> Mályinka Formation, shale, 3 – <sup>m</sup>C Mályinka Formation, Kapubérc Limestone Member, lower level, 4 – <sup>m</sup>C Mályinka Formation, Kapubérc Limestone Member, upper level, 5 – <sup>m</sup>C Mályinka Formation, Tarófi Conglomerate Member, 6 – <sup>p</sup>P Szentlélek Formation, 7 – <sup>p</sup>P Nagyvisnyó Limestone Formation, 8 – <sup>t</sup>T Gerennavár Limestone Formation, 9 – <sup>a</sup>T Ablaskővölgy Formation, Ablaskővölgy Sandstone Member, 10 – fault, 11 – geological profile shown on in Figure 40, 12 – borehole location

BALOGH (1963) földtani térképe alapján több szerző a Bükk ívelődését állapította meg, a Darnó-zóna menti eltolódás következtében a képződményeik csapásának meghajlására vezetve vissza. Legutóbb CSONTOS (1999) elemezte az ívelődést, amelyet a képlékeny deformációk közé sorolt, viszonylag jelentős betemetődést feltételezve.

A képlékeny deformáció azonban a késő-eocén előtt befejeződött, nem köthető a kora-miocén Darnó-eltolódáshoz. A csapásirányok meghajlása sok esetben csak látszólagos kép, a képződményhatárok pontosabb felvétele után a korábbi ívek egymással tompaszöget bezáró egyenes szakaszokra bomlottak. A képződményhatárok, valamint a palásság csapásirányainak változása a második deformáció tengelyeihez igazodó hullámzás, a képződménysávok térképi kiszélesedése–összeszűkülése pedig az erózió függvénye. Látványos példája ez utóbbinak az Imő-kőtől Ny-ra lévő antiklinális; a hegyerincen csak keskeny mészkőtaraj az antiklinális belsejét is feltáró Vörös-kő-völgyben látszólag kiszélesedik, majd tovább nyugatra, ismét keskeny tarajként folytatódik a hegytetőn.

A rétegsorok, de főként a tektonikai stílus alapján a Bükk két nagy egységre osztható (38. ábra). Ezért a hegység legfontosabb szerkezeti eleme a két egység érintkezését jelentő, a bélapátfalvai Piszkótól indul és a Nagy-fennsík északi felén a Vesszős-völgy fejeig K–Ny-i irányú, majd innen DK-re, Bükkszentkereszt–Kékmező felé húzódó, feltolódás jel-



40. ábra. A Bán-völgy-fő földtani szelvénye a Nagyvisnyó Nv-12, -6, -6A, -6B, -6C és -14 fúrás feltüntetésével

1 – Szilvásvárad Formáció, 2 – Mályinkai Formáció, agyagpala, 3 – Mályinkai Formáció, Kapubérci Mészkő Tagozat, 4 – Szentléleki Formáció, Farkasnyaki Homokkő Tagozat, 5 – Szentléleki Formáció, Garadnavölgyi Evaporit Tagozat, 6 – Nagyvisnyói Mészkő, 7 – Gerennavári Mészkő, 8 – Ablaskövölgyi Formáció, Ablaskövölgyi Homokkő Tagozat

Figure 40. Geological cross section of the Bán Valley head, showing boreholes Nagyvisnyó Nv-12, -6, -6A, -6B, -6C and -14

1 – Szilvásvárad Formation, 2 – Mályinka Formation, shale, 3 – Mályinka Formation, Kapubérc Limestone Member, 4 – Szentlélek Formation, Farkasnyak Sandstone Member, 5 – Szentlélek Formation, Garadnavölgy Evaporite Member, 6 – Nagyvisnyó Limestone, 7 – Gerennavár Limestone, 8 – Ablaskövölgy Formation, Ablaskövölgy Sandstone

közel párhuzamos, a déli hegységgrészben jelentős a szögműködés, emiatt bonyolult interferenciakép alakult ki. Délen a második gyűrődés fő tengelye mai helyzetben 50–230° irányú, melléktengelyek jelentkeznek 160–340°, 20–200° és 70–250° szerint.

### ÉSZAK-BÜKKI-EGYSÉG

Északi határvonalát a Nekézsenyi-rátolódás adja (SCHRÉTER 1953). Nekézsenytől Ny-ra jól követhető a vasút mentén, ahogy az alsó-triász mészkő a kréta konglomerátum fölött jelenik meg. A települési helyzetet a Nek-7 fúrás is dokumentálta. Nekézsenytől K-re csupán két apró alsó-triász folt jelzi a feltolódás vonalát (XXIV. tábla), ezzel csaknem azonos nyomvonalon fut az a badeninél fiatalabb vető, amelynek Ny-i folytatása mentén bukkan ki a Szodonka-völgyben a Nagyvisnyói Mészkő.

legű vonal. Ezzel a megosztással feloldhatónak tűnnek a középső–felső-triászban mutatkozó, képződménytorlódásból fakadó bonyolult összefogazódás ellentmondásai (pl. in HAAS 1995). Az ilyen módon meghatározott, földtani értelemben vett Északi-Bükk és Déli-Bükk nem azonos a földrajzi megosztással.

Az Észak-bükki-egység rétegsora teljesebb (középső-karibontól a felső-juráig terjed, beleértve a Kis-fennsík is, míg a Dél-bükki-egységben aniszinál idősebb kőzet nincs felszínen. A határvonaltól északra a palásságot létrehozó gyűrődés egy nagyívű boltozatot alkotott (Észak-bükki-antiklinális — X. tábla 1., 2. kép), ennek tengelye keletre dől (39., 40. ábra). A déli egységben több szinklinálisból és antiklinálisból álló rendszer alakult ki, nyugati tengelydőléssel. Ez az oka annak, hogy a legfiatalabb és a legidősebb képződmények egyaránt a hegység ugyanazon, nyugati oldalán vannak felszínen.

Még nagyobb a különbség a második gyűrődési rendszerben. Míg az északi egységben az első és a második gyűrődés tengelye



Nagyvisnyónál lapos, északias tengelydőlésű tág szinklinálisba hajlott a perm rétegsor, a Mihalovics kőfejtő pontosan a szinklinális tengelyében létesült. A karbon és a perm képződmények között lapos, keleties vergenciájú csúszási felület alakult ki. A felület metszi a perm rétegsort, a Nagyvisnyó Nv-2, -3, -13, -18, -20, -21 fúrások tanúsága szerint K felé egyre több hiányzik a Szentléleki Formációból. A felület a vasút mentén ér ki a felszínre, a 412,8 hm-től 40 m hosszan breccsásan összetört dolomit, majd 30 m-nyi szakaszon fehéreszöld és lila homokkő bukkan fel. Ez a torlódás északabbra, a vasút II. sz. átmetésének K-i végén levő kis É-i mellékvölgyben is felismerhető.

Az Észak-bükki-antiklinális területén határozott szerkezeti vonal rajzolódik ki a nagyvisnyói Méhecső-völgytől az Eskerenna hegyese – Zobó hegyese – Kis-vár – mályinkai Kerek-hegy – Csondró-völgy felső szakasza irányában. Itt a Kis-fennsíkot Ny-ról lezáró zúzott zónában követhetlenné válik, de csábító a szeletai rátolódással való összekötés lehetősége. Míg a vonaltól D-re folyamatos a rétegsor, attól északra a Szilvásváradai Formáció kimaradásával rögtön a Mályinkai Formáció következik. A szerkezet jellegét nehéz megítélni, kelet felé egyre határozottabban kerül a Zobóhegyesei Formáció fölé, sőt a Mártus-kőtől K-re már a Szilvásváradai Formáció fölé. Lehetetőségek, ami a második deformáció során meghajlott, de lehet déli irányú feltolódás is. Mindenképpen jelentős határ, e vonaltól északra a képződmények metamorf foka lényegesen enyhébb, csak diagenetikus zónába tartozik (ÁRKAI 1983).

E szerkezetet észak felől egy másik tektonikus vonal, lényegében a Dédes-vártól kezdődő perm–mezozoos sorozat déli határvonala kíséri, amely szintén átvezethetőnek tűnik a Kis-fennsík déli peremére. Ebben a részegységben a Nagy-Szállás-völgytől K-re már a középső- és felső-triász tagok is megjelennek.

A Kis-fennsík délre tolódása a Csondró-völgy–Nagy-Szállás-völgy közti zóna mentén történt. A délre mozdulás letakarta az Észak-bükki-antiklinális folytatását, amelynek leszakított és délebbre tolt keskeny pásztyája a Garadna-völgy mentén bukkan fel. E mozgás tovább torzította a szerkezetet, ezen a szakaszon minden képződményhatár tektonikus felület, az egyes formációkból változó vastagságú szeletek maradtak meg (125. kép). A Garadna-völgy É-i lejtőjén a karbon képződmények feletti Szentléleki és Nagyvisnyói Formáció néhány foszlánya lehet az antiklinális fedőszárnyának szétnyírt roncsa, vagy a Csondró-völgytől Ny-ra induló, itt már összekapcsolódott tektonikus felületek fölötti rétegsor szétroncsolt bázisa. Feljebb a völgyoldalon az alsó- és középső-triász elemei is megjelennek, az első hosszan követhető egység a tűzköves mészkő.

Ennek hovatartozása vitatott, konvencionálisan (pusztán litológiai hasonlóság alapján) a Felsőtárkányi Mészkő Rónabükki Tagozatába sorolják (térképünk is ezt a besorolást alkalmazza). Ez a rétegtani helyzet alapozta meg a Kis-fennsíki-takaró feltételezését (PELIKÁN 1980, CSONTOS 1999, FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002), mert a tűzköves mészkő fölött jelenik meg a platform kifejlődésű, régebben norinak tekintett (tehát egykorú), az újabb vizsgálatok (VELLEDITS 1999, VELLEDITS et al. 2003) szerint karni korú Kisfennsíki Mészkő (IX. tábla 2. kép). A takarós szerkezet elvi ábrázolása már JÁMBOR (1959a) földtani szelvényén látható (bár a takaró létét nem mondta ki). Ugyanakkor a Garadna-völgyből a Kis-fennsíkra felvezető műút (csókási feljáró) kiszélesítéskor feltárt Kisfennsíki Mészkő határa meredek délies dőlésű (126. kép).



125. kép. Átbuktatott felső-perm-alsó-triász rétegsor. A Garadna-völgy látképe Ny felé, az Alsó-Sebes-víz felső dózerútjáról (fotó: Lénárd T.)

Photo 125. Overturned Upper Permian - Lower Triassic strata. Western view of the Garadna valley from the upper path of Alsó-Sebes-víz (photo: T. Lénárd)



126. kép. A Kisfennsíki Mészkő déli határa a csókási műút lemetésében

Photo 126. Southern border of the Kisfennsík Limestone in the Csókás road-cut

A Kis-fennsík északi oldalán mélyült Varbó V-74 fúrás rétegsora azonban más értelmezést is lehetővé tesz. A tűzköves mészkő bázisa a 348 m mélységben talált és Kovács S. által meghatározott *Gondolella polygnathiformis* Conodonta szerint késő-ladin–korai-karni (FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002), ugyanolyan korú, mint a Vesszősvölgy torkolatánál a Vesszősi és Hegyestetői Formációk határán talált Foraminifera (PELIKÁN 2002a, b). Ez az adat lehetővé teszi a fúrásban lefelé rétegváltkozással átmenet-



127. kép. A szeletai rátolódás Felsőháromban. Jobbra a Fehérkői Mészke sziklafala, balra az alsó-triász erősen redukált rétegei. (fotó: Lénárd T.)

Photo 127. Szeleta overtrust. Right: ridge of Fehérkő Limestone, left: reduced strata of Lower Triassic (photo: T. Lénárd)

indulva a Tekenős-völgy mentén halad, majd a szekezet keresztezi az Alsó- és Felső-Sebes-vizet (37. kép, II. tábla 1. kép), Jávorkúttól Ny-ra azonban követhetlenné válik; vagy a Fehérkői Mészkeben fut a száraz-völgyi balos eltolódásig, vagy elvégződik a Jávorkútnál tapasztalható kisebb balos eltolódásnál. E területnek bizonyított hidrogeológiai jelentősége is van, a Bolhás-gerincnél a Szentistvánhegyi Metaandezit 700 m hosszúságban teljesen kinyíródott, ezen a „kapun” a nyugatra lévő Fehérkői Mészke karsztvize átáramlik a Hámori Dolomitba és a Garadna-forrásban bukkan felszínre (SÁSDI, SZILÁGYI 1993 — 14. ábra).

A Száraz-völgyben két eltolódás vonala fut közel párhuzamosan, ezek között bukkannak fel a Lillafüredi Mészke Tagozat sziklái a bánkúti sípályák alatt.

A hegység legfontosabb szerkezeti vonala Kékmező–Bükkszentkereszt között egyenes lefutású. Ezt nevezte CSONTOS (1999) „Bükkszentkereszt-törésnek”, melynek mentén a K-i „tömb” dél felé tolódott. A Vesszős-völgy fejtől É-ra azonban a szerkezetnek nincs nyoma (bár Csontos L. kihúzta a térképén a Tekenős-völgyig), a képződménysávok változatlan szélességgel és csapással húzódnak K felé. Ugyancsak nincs nyoma tovább K felé a Ny-ról idáig a Vesszősi és Bükkfennsík Formáció közti tektonikus határnak, csupán kisebb szakadás ismerhető fel a Hegyestetői és a Bagolyhegyi Formáció érintkezésénél. A határ lefutásából a Szinva-völgyet keresztező szakaszon meredek dényugatias dőlés rajzolódik ki. Ettől É-ra — a Szinva-völgyben jól láthatóan — a palásság hajladozó, de összességében meredek északi dőlésű, a réteghatárok is É felé dőlnek. A vonaltól délre rövid szakaszon nemcsak a palásság, hanem a rétegdőlés is 200–220° irányú (41., 42. ábra).

A határ a Vesszős-völgy fejtől Ny-ra ismét hozzátétőleg egyenes futású. A morfológia nem rajzolja ki a dőlést, de a Létráson mélyített Miskolc M–17, dél felé ferdített fúrásban a határ vagy nagyon lapos északiasnak, vagy meredek déliesnek adódik (a Szinva-völgyben tapasztaltak alapján az utóbbi a valószínű). A Nagy István-erősétől Ny-ra a felszínen látható dőlés északias; ez azonban másodlagos helyzet, az Észak-bükki-antiklinális rétegsorának nyugati része a száraz-

tel következő fekete pala Vesszősi Formációba sorolását. Amennyiben a tűzköves mészkövet a Hegyestetői Formációval azonosítjuk, a takarós pozíció szükségtelenné válik, a fáciesugrás megmagyarázásához pikkelyes elmozdulás is elegendő. Az alsó, karbon képződmények feletti tektonikus felületen való elmozdulás viszont kielégítheti a takarós szerkezethez szükséges mértéket.

Határozott szerkezeti vonal rajzolódik ki a Kis-fennsík DK-i folytatását alkotó Szeleta déli oldalában. A szeletai rátolódás mentén a Szeletai-tömb normál állású középső–felső-triász rétegsora DNy-i vergenciájú felület mentén az Észak-bükki-antiklinális Garadna–Szinva-völgyben lévő, dél felé átbuktatott alsó-triász rétegei fölé került.

Felsőhárom K-i végén a Szeleta nagy sziklafalának tövében, a Fehérkői Mészke talpán jól látható a feltolódási felület (127. kép). 50/45° dőlésű, kissé hullámos, a lapos hullámbordák és a ritkán, nagyon gyengén látható csúszási karcok dőlésirányúak. Jól követhető ez a határvonal DK felé a diósgyőri Mély-völgyig, a Gulicskától azonban valószínűleg a Fehérkői Mészke sávjának belsejében folytatódik, így felismerhetetlen. Ez az összetorlódásból fakadó rétegismétlődés látszólag rajzolja ki az Észak-bükki-antiklinális keleti alábukását.

Lefelé ívesen laposodó, DK-i vergenciájú feltolódás található a Garadna-völgy déli oldalában. A Margit-forrástól

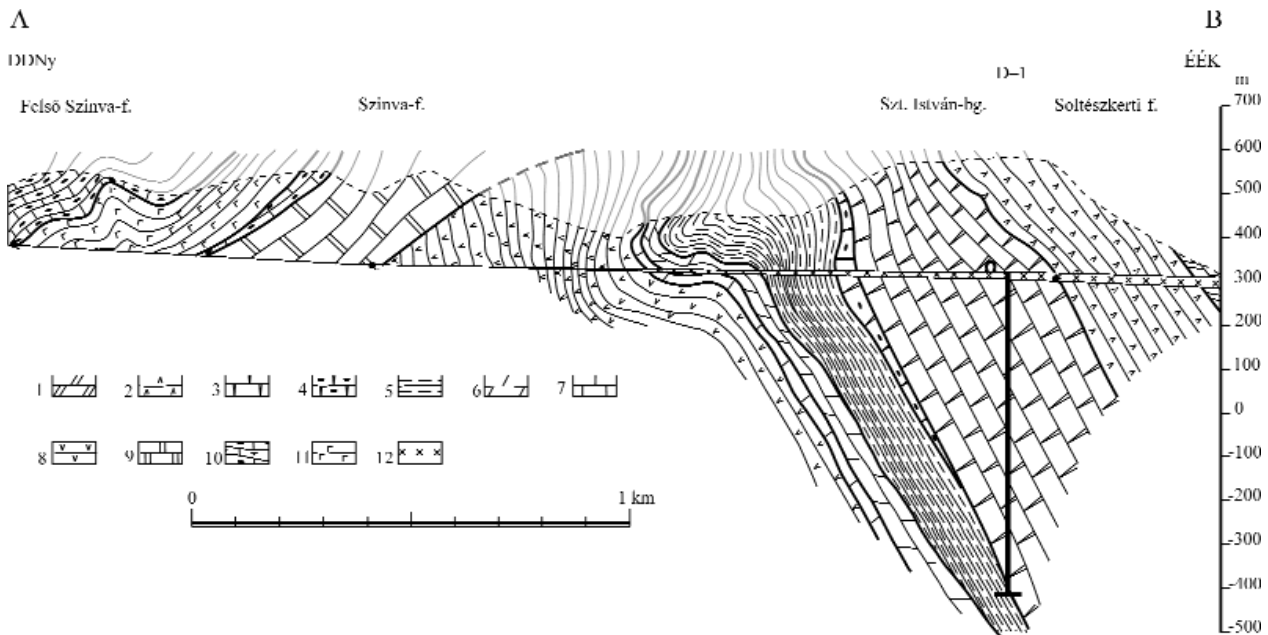
#### 41. ábra. A Szinva-völgy felső szakaszának földtani térképe

Földtani képződmények elterjedése a felszínen (a) és fedetten (b). 1 –  $^{+}_{-}T^{+}_{-}T$  Ablakoskővölgyi Formáció, Lillafüredi és Savósvölgyi Tagozat összevontan, 2 –  $^{b}T$  Hámori Dolomit Formáció, 3 –  $^{h}_{-}T$  Hámori Dolomit Formáció, Sebesvízi Konglomerátum Tagozat, 4 –  $^{sb}T$  Szentistvánhegyi Metaandezit Formáció, 5 –  $^{b}T$  Fehérkői Mészke Formáció, 6 –  $^{f}_{-}T$  Fehérkői Mészke Formáció, Disznósi Tagozat, 7 –  $^{v}T$  Vesszősi Formáció, 8 –  $^{ht}T$  Hegyestetői Formáció, 9 –  $^{ht}T$  Hegyestetői Formáció, Bányabükk Dolomit Tagozat, 10 –  $^{h}_{-}T$  Hegyestetői Formáció, Gamócai Mészke Tagozat, 11 –  $^{bb}T$  Bagolyhegyi Metariolit Formáció, 12 –  $^{b}T$  Bükkfennsík Mészke Formáció, 13 –  $^{f}_{-}T$  Felsőtárkányi Mészke Formáció, Hollóstetői Tagozat, 14 –  $^{st}T$  Szinvai Metabazalt Formáció, 15 –  $^{fm}$  édesvízi mészkő, 16 – feltolódás 17 – a 42. ábrán lévő földtani szelvény nyomvonala, 18 – dőlés, 19 – csuszamlás, 20 – mélyfúrás

#### Figure 41. Geological map of the upper section of the Szinva Valley

Formations on the surface (a) and covered (b). 1 –  $^{+}_{-}T^{+}_{-}T$  Ablakoskővölgy Formation with Lillafüred and Savósvölgy Member, 2 –  $^{b}T$  Hámor Dolomite Formation, 3 –  $^{h}_{-}T$  Hámor Dolomite Formation, Sebesvíz Conglomerate Member, 4 –  $^{sb}T$  Szentistvánhegy Metaandesite Formation, 5 –  $^{b}T$  Fehérkő Limestone Formation, 6 –  $^{f}_{-}T$  Fehérkő Limestone Formation, Disznósi Member, 7 –  $^{v}T$  Vesszős Formation, 8 –  $^{ht}T$  Hegyestető Formation, 9 –  $^{ht}T$  Hegyestető Formation, Bányabükk Dolomite Member, 10 –  $^{h}_{-}T$  Hegyestető Formation, Gamóca Limestone Member, 11 –  $^{bb}T$  Bagolyhegy Metarhyolite Formation, 12 –  $^{b}T$  Bükkfennsík Limestone Formation, 13 –  $^{f}_{-}T$  Felsőtárkány Limestone Formation, Hollóstető Member, 14 –  $^{st}T$  Szinva Metabasalt Formation, 15 –  $^{fm}$  travertine, 16 – reverse fault, 17 – geological profile shown on Figure 42, 18 – dip, 19 – landslide, 20 – borehole location





42. ábra. A Szinva-völgy Ny-i oldalának szelvénye

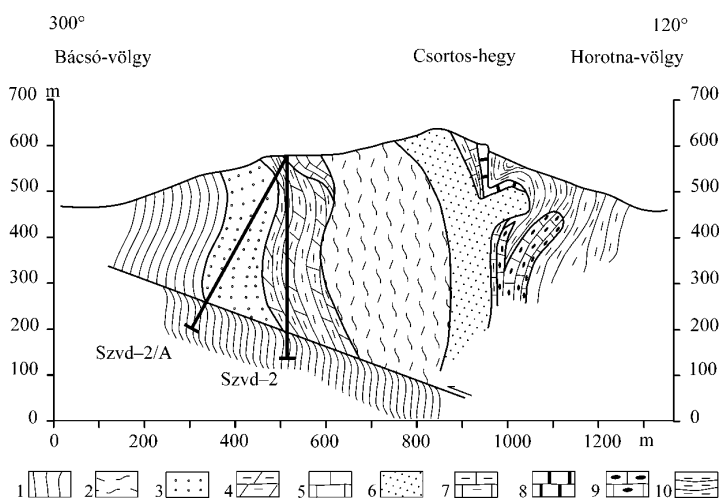
1 – Hámori Dolomit, 2 – Szentistvánhegyi Metaandezit, 3 – Fehérkői Mészko, 4 – Fehérkői Mészko Formáció, Bolhási Tagozat, 5 – Vesszősi Formáció, 6 – Hegyesetői Formáció, Bányabükk Dolomit Tagozat, 7 – Hegyesetői Formáció, Gamócai Mészko Tagozat, 8 – Bagolyhegyi Metariolit, 9 – Bükkfennsík Mészko, 10 – Felsőtárkányi Mészko, Hollóstetői Tagozat, 11 – Szinvai Metabazalt, 12 – édesvízi mészko (pleisztocén-holocén), D-1 = Diógyőr-1 fúrás

Figure 42. Geological cross section of the western side of the Szinva Valley

1 – Hámori Dolomite, 2 – Szentistvánhegy Metaandesite, 3 – Fehérkő Limestone, 4 – Fehérkő Limestone Fm, Bolhás Mb, 5 – Vesszős Fm, 6 – Hegyesető Fm, Bányabükk Dolomite Mb, 7 – Hegyesető Fm, Gamóca Limestone Mb, 8 – Bagolyhegy Metarhyolite, 9 – Bükkfennsík Limestone, 10 – Felsőtárkány Limestone Fm, Hollóstető Mb, 11 – Szinva Metabasalt, 12 – freshwater limestone (Quaternary), D-1 = Diógyőr-1 borehole

völgyi balos eltolódási zóna mellett DNY-ra mozdult és feltolódott a Nagy-fennsík (Déli-Bükk) rétegsorára. Ezt a felületet már JÁMBOR (1961) kiterképezte. További bizonyíték e feltolódásra, hogy az Ivánka-lápa déli oldalában a fedő alsó-triász rétegsort kis foltban az erózió átlukasztotta és kibukkant a Róna-bükk orrán DNY-ról áthúzódó radiolaritos jura pala. Az alsó-triász tagozatok széttérképezésével láthatóvá vált a rétegsoron belüli feltolódás is az Ablakos-kő-völgy–Ivánka-lápa közti szakaszon (XXIX. tábla).

A feltolódás hegyesszöget zár be a rétegsor csapásirányával, nyugat felé haladva egyre vastagabb szakaszok nyíródtak ki. CSONTOS (1999) ezeket a képződményroncsokat vízszintes eltolódás következtében létrejött budinoknak tartja. A rétegsor redukciója az Ölyves-völgytől kezdődik a Mályinkai Formáció eltűnésével, majd nyugat felé haladva egyre hosszabb és vastagabb szakaszok hiányoznak. A kinyíródás nem kötődik kőzetanyaghoz, szinte véletlenszerűen maradtak meg a rétegsor keményebb és puhább szakaszai. Például a Fehérkői Mészko – Szentistvánhegyi Metaandezit – Hámori Dolomit rétegegyüttes néhány méter vastagságban felbukkan a Róna-bükk É-i lejtőjén a Savósi Marga és a Rónabükk Mészko között, viszont a Bácsó-völgytől Ny-ra a Kő-gerénd lejtőjén Hámori Dolomit és Szentistvánhegyi Metaandezit néhány méternyi szélességű sávja ékelődik a Fehérkői és az Ablakoskővölgyi Formáció közé (XXX. tábla, 43. ábra).



43. ábra. Földtani szelvény a Szilvásvárad Szvd-2 és -2/A. fúrásokon keresztül

1 – Szilvásvárad Formáció, 2 – Mályinkai Formáció, 3 – Szentléleki Formáció, Farkasnyaki Homokkő Tagozat, 4 – Szentléleki Formáció, Garadnavölgyi Evaporit Tagozat, 5 – Nagyvisnyói Mészko, 6 – Ablakoskővölgyi Formáció, Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat, 7 – Ablakoskővölgyi Formáció, Lillafüredi Mészko Tagozat, 8 – Fehérkői Mészko, 9 – Felsőtárkányi Mészko Formáció, Rónabükk Tagozat, 10 – Oldalvölgyi Formáció

Figure 43. Geological cross section through boreholes Szilvásvárad Szvd-2 and -2/A

1 – Szilvásvárad Formation, 2 – Mályinka Formation, 3 – Szentlélek Formation, Farkasnyak Sandstone Member, 4 – Szentlélek Formation, Garadnavölgy Evaporite Member, 5 – Nagyvisnyó Limestone, 6 – Ablakoskővölgy Formation, Ablakoskővölgy Sandstone Member, 7 – Ablakoskővölgy Formation, Lillafüred Limestone Member, 8 – Fehérkő Limestone, 9 – Felsőtárkány Limestone Fm, Rónabükk Member, 10 – Oldalvölgy Formation

## DÉL-BÜKKI-EGYSÉG

A Nagy-fennsík antiklinális szerkezetét BALLA et al. (1986) írta le elsőként, a rétegsorok átértékelése alapján felülbírálván az addig általánosan elfogadott Schréter–Balogh-féle szinklinális értelmezést. Térképezésünk során kitűnt, hogy az alapforma valóban antiklinális, azon belül ugyanakkor további gyűrődések mutathatók ki. Az Ördög-hegy–Őrkő és Sándor-hegy–Oltárkő közti szinklinálist a sűrű palatörmelék talajon kívül az Őrkő-réten mélyült Bélapáfalva Bfk–1 fúrás 50,8 m vastag, gyűrt pala–radiolarit összelete is bizonyítja. A K-re következő szinklinálist a Pes-kő-nyeregben található zsendelypala folt és a Peskő-katlani-víznyelő jelzi. Ez a szinklinális már látható módon, a Hegyes-kő mentén kapcsolódik a Bükk délnyugati palaterületéhez. Kis szinklinális-szerkezet rajzolódik ki a Cserepes-kő orrán, sokkal nagyobb a Vörös-kő gerincétől Ny-ra, ez utóbbi meredek felület mentén feltolódott a Sima-kő–Tar-kő déli előterében kirajzolódó erősen gyűrt rendszerre (XI. tábla 5. kép). A feltolódás vonala csaknem az Óserdőig követhető, ezután elvész a Bükk-fennsíki Mész-kő tömegében. Szinklinális rajzolódik ki a Sugarónál a Bükkfennsíki Mész-kő és Felsőtárkányi Mész-kő határvonalának lefutásából. A tűzköves mész-kő vonulat itteni kiszélesedésének nemcsak faciológiai (részleges platformlezökkenés), hanem gyűrődéses tektonikai oka is van.

A déli perem kiugrásai és az ezekből a fennsíkra behúzódó jura palasávok kizárják a korábban számos szerző által berajzolt nagy törésvonal létezését.

Az Északi-Bükkből a Száraz-völgyön a Nagy-fennsíkra kifutó balos eltolódás a Fodor-hegy DNy-i lábáig követhető egyértelműen, pikkelyfrontot alkotó folytatásának tekinthető a fekete-sári elágazásnál felbukkanó triász vulkanit folt határa. További folytatása egyelőre felderítetlen, talán az Istállós-kő bányái közötti keletebbi sziklautcában fut le a Szalajka-völgybe. Szintén a Nagy-fennsík összetett szerkezetét jelzik a Mohos-töbörtől É-ra található Répáshutai Mész-kő kibukkanások.

Szinklinális-szerkezetben jelenik meg a Bél-kő–Istállós-kő vonalától É-ra levő jura terület (XXXI. tábla). A szinklinális tengelye délnyugat felé dől, ebben az irányban egyre fiatalabb jura képződmények jelennek meg. CSONTOS (1999) a Szarvaskői-takaró részének tekintette ezt a területet. Bár mind az északi, mind a déli határ tektonikus, a takarós pozíció nem igazolható. É-on az Észak-bükk-antiklinális tolódott rá meredek felület mentén, délen a Szalajka-völgytől a Horotna-völgyig a Rónabükk Mész-kő Tagozat kimaradásával következik a Bükkfennsíki Mész-kőre, a Horotna-völgy fejtől Ny-ra pedig jól látható módon ismétlődnek a triász–jura rétegsor elemei. A Szalajka-völgytől ÉK-re a triász mész-kőben két keskeny palavonulat jelzi a szinklinális-tengelyeket. A Szalajka-völgy–Horotna-völgy közti gerincen a felső-triász mész-kő keskeny vonulatai bukkannak ki a Lök-völgyi Formáció alól, a Horotna-völgytől Ny-ra már a Rocskavölgyi F. és az Oldalvölgyi Formáció képződményei találhatóak.

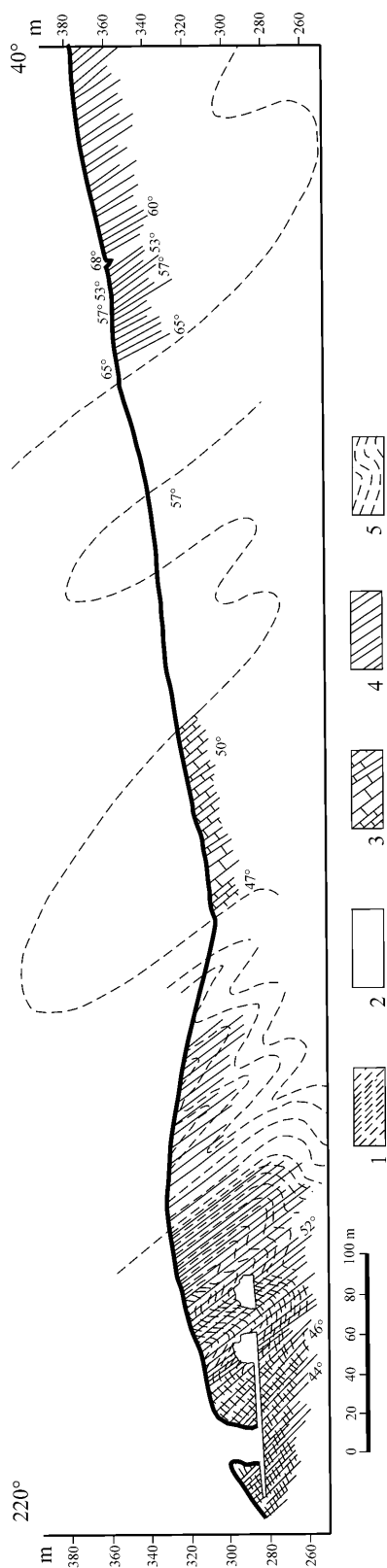
Nagyszerűen rajzolja ki a Déli-Bükk gyűrődési rendszerét a hegység rész közepén a triász és jura képződmények határvonala. A Hór-völgy a határtól keletre, a triász mész-kőbe vágódott, a képződmények érintkezésével semmilyen kapcsolata sem mutatható ki. Mint ahogy nincs vonalas szerkezeti elem (vető, feltolódás, réteghatár stb.) a többi jelentős völgy vonala mentén sem (Garadna-, Szinva-, Lök-, Vörös-kő-, Eger-völgy stb.).

Sok feltárásban tanulmányozható a rétegzés–paláság viszonya alapján a gyűrt rendszernek már SCHRETER által felismert, délies irányba ferdült volta (44. ábra, 79. kép, XII. tábla 3., 5., 6. kép, XIII. tábla 2. kép). Szintén a gyűrt rendszer középmeretű redőinek erózióval módosított képét rajzolja ki a mész-kőterületek peremére jellemző párkányos-lépcsős szerkezet. A letarolódás során a redők átbuktatott meredek állású szárnyai, alátámasztás nélkül maradván, részben leomlottak és sziklafalakká alakultak, a párkányok a lapos dőlésű szárnyak (III. tábla 2. kép, X. tábla 5. kép., hátsó borító). Az Ódor-vár K-i lejtőjén látható, hogy a triász mész-kő antiklinálisban bukkan ki a jura rétegegyüttes alól. A hegy déli lejtőjének mélyebb, kevésbé lepusztult részén a jura pala kisebb szinklinálist alkotva a hegy élét alkotó mész-kőtarajt is „áttöri” (X. tábla 5., 6. kép).

A DK-i Bükkben a szinklinálisokat a jura palasávok jelzik. A legészakibb helyzetű a Nagy-fennsík és a Répáshutai tömb közötti palasáv, ennek folytatása (része) a Hollósetőtől keletre levő pala- és radiolaritterület, valamint ide tartozhat a hegység keleti peremén, a Csókás-völgy torkolatánál felbukkanó kis folt. Teljes hosszúságában kirajzolódik a Tebepusztá–Kisgyőr közötti szinklinális, melynek keleti végében található a kisgyőri palabánya. Ettől délre a szerkezet nehezen követhető, csupán a triász/jura érintkezési vonalának hullámzása jelzi a szinklinális és antiklinális szerkezeteket. Valószínűleg az Oszlaháztól induló szinklinális eleme a Nagy-Borsós-tető ÉNy-i nyergében felbukkanó palafolt. A felszínen levő legdélibb szinklinális részletei a Hór-völgytől K-re, a Karácsony-tisztáson és a Mocsárosházánál felbukkanó részletek.

A DNy-i Bükkben főként a jura rétegsor elemei rajzolják ki a szerkezetet. A triász mész-kövek az összetett gyűrt szerkezet kettős antiklinálisiban bukkannak fel, míg a jura rétegsor legfiatalabb tagjai a kettős szinklinálisokban ülnek. Az oszlaházi szinklinális nyugat felé a Mákszem–Előhegy, majd tovább Ny-ra — a Cseresznyés-patakon túl — a Hódos-tető–Patkő-sziklák irányába húzódik. Szinklinális magja az Oldalvölgyi Formációnak, az Oldal-völgy menti nagy foltja.

A Szarvaskő környéki magmás vonulatban a paláság szerinti gyűrt szerkezet kevésbé ismerhető fel. A képződmények széttérképezése és rétegsorba rendezése azonban itt is segített a szerkezet rekonstrukciójában. Szinklinálist jelez a Kerek-hegy bazaltnyúlványa, valamint a Vörös-kő-völgy–Gyetra-völgy között, a Köves-tető–Jómarci-kő területén megjelenő gabbró és bazalt. Ez utóbbinak nyugatabbi, a fővonulathoz kapcsolódó részét az erózió tüntette el. Kisebb méretben, de



**44. ábra.** A kisgyőri agyapala-terület A-B szelvénye 40° irányban (Szerkesztette: Rozlozsnik P., Schréter Z., 1930)

A jelmagyarazat eredeti szövege ismeretlen, a térkép alapján rekonstruálva. 1 – agyapalacsoport a palásság dőlésével, 2 – feltáratlan szelvénytörzsek, 3 – világos szürke palás mészkő, 4 – kovapala-csoport, 5 – eredeti rétegzés a palában

**Figure 44.** Geological profile across the Kisgyőr area (Compiled by Rozlozsnik P., Schréter Z., 1930)

Original legend reconstructed by the geological map: 1 – clay shale with the direction of foliation, 2 – covered part of the section, 3 – light-grey foliated limestone, 4 – original bedding in the shale

hasonló helyzet figyelhető meg a Mellér-völgy felső szakaszán, ahol a Nagy-verő Ny-i lejtőjének felső peremén megjelenő kis bazalt folt a Bivaly-om – Galya kopasza bazalttest része, az összeköttetést Mellér-völgy bevágódása lefűrészelte, a völgy talpán a mélyebb rétegtani helyzetű Lökvölgyi Formáció látszik.

A CSONTOS (1988, 1991a, b) által bevezetett „odvas-bükki takaró” létezésére nem sikerült egyértelmű bizonyítékot találni. A Bükkzsérc Bzs-11 fúrásban a formációk határán folyamatos anyagváltozás figyelhető meg (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000 — 27. ábra). Ugyancsak üledékfolytonosság mutatkozik a s.st. „szarvaskői takaró” K-i peremén, a Gyetra-völgy Ny-i mellékvölgyeit alkotó Mónosbél-lápa és Cseres-lápa közti hegycsúcs metsző dózerútszakasz bevágásában. A Lökvölgyi Formáció zsindeypalája a K-i orrkanyarban még típusos, csak nagyon sok homokkő-rétegecskét tartalmaz. A Mónosbél-lápa felbukkan a palabetelepülések mészkő (Oldalvölgyi Formáció). A fekete színű palában a mészkő jórészt lesimított felszínű tömbökre szakadozott, de mészkőrétegek is megjelennek. Bár a rétegzés és a palásság többirányban gyüredezett, láthatóan átmenet van a mészköves és a homokkőtömbös részek között, 2-3 m-es szakaszon a mészkő- és homokkőtömbök vegyesen fordulnak elő. Az útbévágás mutatja, hogy az átmenet miatt a határt nem lehet pontosan meghúzni. Mindezek arra utalnak, hogy a Csontos L. által különböző tektonikai egységekbe sorolt üledékek egy, összetartozó üledék-sort képviselnek.

A Tardosi Gabbró intrúziói termális kontaktussal összeforrtan kapcsolódnak a bezáró üledékhez, a Szarvaskői Bazalt szegélyein is gyakran látható a hőhatás (XV. tábla 3–5. kép). Mindez arra utal, hogy a magmás és üledékes kőzetek eredeti települési kapcsolatban vannak, utólagos tektonikus elmozdulás nem történt. A CSONTOS (2000) által feltételezett akkréciós komplexum léte, az ezzel kapcsolatos belső pikkelyező-dés és takarószerkezet tehát nem igazolható.

Markáns szerkezeti határvonal a Déli-Bükkben is kirajzolódik, bár csak egyes szakaszai követhető (XXXI. tábla). A Sándor-hegy lábánál a triász rétegsor néhány tagja erősen redukált vastagsággal megismétlődik (XI. tábla 4. kép), az ismétlődés határvonala kelet felé a Gyetra-völgy után elvesz a jura palában, majd az Imó-kő–Fekete-len vonulatban ismét kimutatható a rétegsor ismétlődésével. Lefutását a Vörös-kő, Imó-kő, Fekete-len időszakos forrásai is jelzik. DK-i folytatása talán Pazsag–Belvács irányában húzódik, összhangban a Szentistvánhegyi Metaandezit itteni felbukkanásával. Ez a torlódás a két gyűrődési fázis közé helyezhető, a Fekete-len nagy Z redője ezt is meghajlítja (XI. tábla 6. kép).

Egyértelműen kompresszív jobbos eltolódás rajzolódik ki a hegység nyugati részében, az elmozdulás szinte leszakította és északabbra tolt a Bél-kő tömbjét (XXXI. tábla). A hajlázó, de összességében függőlegesen álló eltolódási felület felszíni metszsvonala északra a Nagy-Piszkóig jól látható, dél felé a szarvaskői bazaltterület belsejében válik követhetlenné. Kapcsolatban állhat ezzel az elmozdulással a Bél-kő déli oldalán a II. sz. palabánya (valamint az üzemi út bányába

vezető legfelső szakasza) által feltárt erős torlódás, ahol a nagyon meredek délies dőlésű mészkőfallal a jura összlet különböző részei érintkeznek (IX. tábla 5., 6. kép).

Hasonló torlódásos szerkezetet tárt fel a bervai mészkőbánya szállítórendszerének átalakításakor készített csaknem 70 m mély bemetszés. Ennek ÉNy-i falában jól látszik a közel függőleges, meredek DNy-i dőlésű határ. Az érintkezési zónában a mészkő 30 m-nél szélesebb sávban breccsásan összetört, az agyagos-homokos miocén üregkiöltések erősen összegyűrődtek. A jura oldalon a fekete pala kb. 1 m széles sávban kifehéredett (VII. tábla 1., 3. kép).

### KAINOZOOS TEKTONIKAI ELEMEK

A fiatal, kainozoos blokktektonika nyomait a hegység belsejében nagyon nehéz egyértelműen kimutatni. Fedőüledékek hiányában a gyűrődések utáni szerkezetalakulás elemei között csupán relatív sorrendet lehet felállítani, időrendbe sorolásuk teljességgel bizonytalan. A töréseket jelző breccsazonák számos ponton megtalálhatók, azonban hosszabb távon való követésük az erős fedettség miatt lehetetlen. A breccsák három típusba sorolhatók. Az első típus még metamorfózis előtti, makroszkóposan nehezen ismerhető fel, vékonycsiszolatban a breccsaszemek szöveti irányítottsága egyirányba mutat (128. kép). A második típus erősen préselt, cementált, azonban a töredékek szöveti irányítottsága rendezetlen (129. kép). Feltételezhetően a két gyűrődési fázis között keletkeztek. Látványos példája e típusnak a Három-kő alatti, 10 m magasan kiálló és mintegy 100 m hosszán, 5-10 m szélességben követhető sziklataraj (a borító első oldalán).

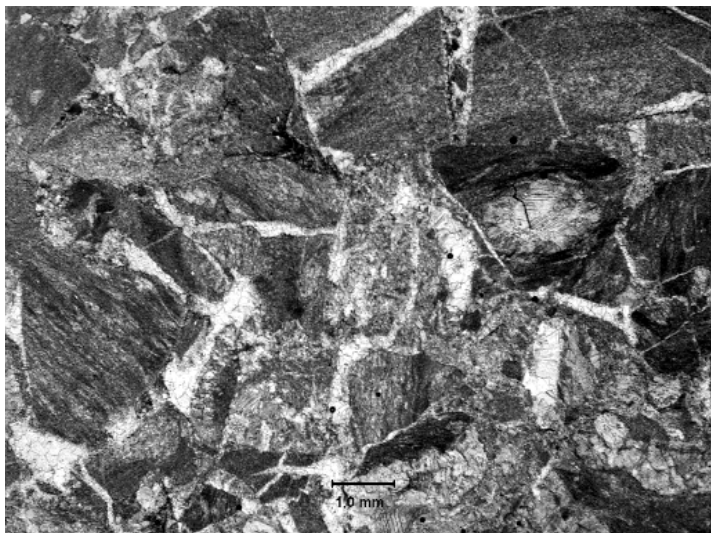
A harmadik, legáltalánosabb típusba a laza szerkezetű, vörös-agyaggal, esetleg kalciterekkel hálózott fiatal breccsák tartoznak.

Törésvonalak felismerésére kedvezőbb a helyzet a hegység peremterületein. Az ÉK-i előtérben, a Borsodi-medence évszázados bányászata és a sűrű fúrásálózat számos vetőt tárt fel, ezekről jó



**128. kép.** Metamorf, breccsás szerkezetű mészkő. Lök-völgy, a Bujdosó-kő

**Photo 128.** Metamorphic brecciated limestone. Lök Valley, Bujdosó-kő



**129. kép.** Préselt, metamorfózis utáni breccsa. Lök-völgy, a Bujdosó-kő szurdokának középső szakaszában (K-i oldal)

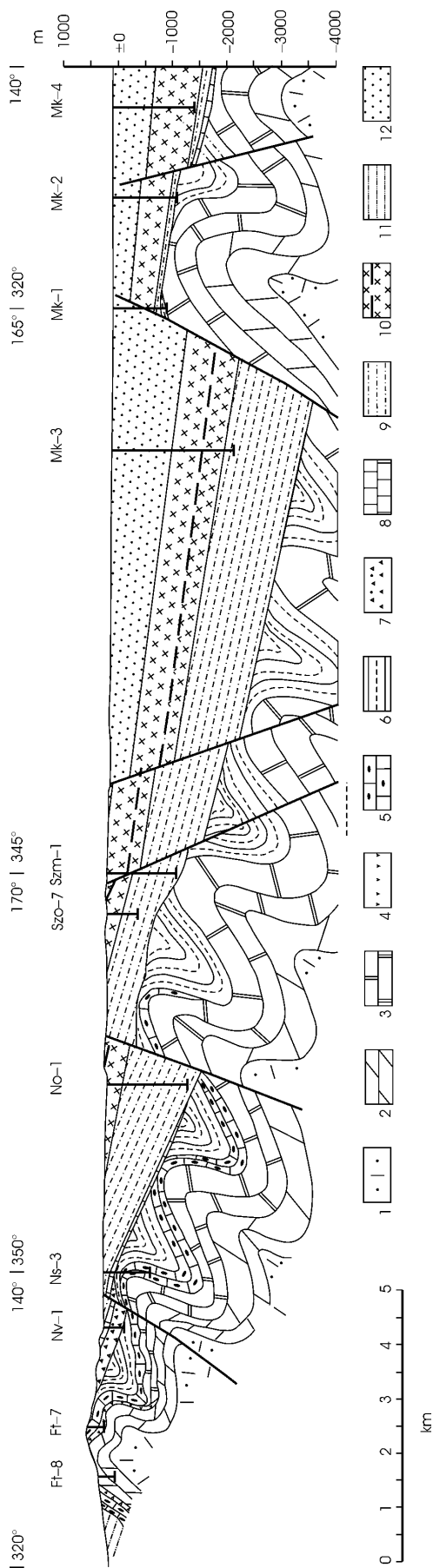
**Photo 129.** Pressured, metamorphic breccia. Lök Vallaey, the middle part of ravine Bujdosó-kő (eastern side)

ismertetést adott Radócz (in ALFÖLDI et al. 1974). Sikerült hosszanti és keresztirányú vetőket kimutatni a felszíni elterjedések és a fúrások segítségével az ÉNy-i dombvidéken is (130. kép). Ezek közül jelentős a Szilvásvár–Nagyvisnyó közti árkos besüllyedés. Figyelemreméltó azonban, hogy a Szilvás-patak nem az árok tengelyébe mélyítette a medrét.

A Bükkalján a kainozoos képződményekben alapvető jelentőségűek az ÉK–DNy-i csapású, ÉNy-i dőlésű vetők, ezek mentén ismétlődik meg a rétegsor. Ugyancsak jellemző az Alföld irányába történő lépcsős levetődés (33–37. ábrák).

A Bükkalja DK-i közvetlen előtérben, az ún. Vatta–Maklári-árokban az alaphegység a felszíntől számított 3000 m alá süllyed. Ezt az árkot DK felől a mezőkövesdi küszöb határolja, ahol az alaphegység viszonylag kiemelt helyzetben, a felszíntől számított ~800 m-es mélységben található („hiányos” rétegsorú paleogén–neogén fedővel), majd tovább, az Alföld felé újra rohamosan süllyed a medencealjzat (45. ábra).

A Bükkalja ÉK-i részén a DK-i dőlésnek megfelelően folyamatosan, jól követhető a teljes miocén rétegsor ÉNy-ról DK-i irányba, az idősebtől a fiatalabbig, csupán Sálytól É-ra bonyolítja a képet mérsékelt, ÉNy-i irányú bezökkenés (36. ábra). Kács–Tibolddaróc vonalától a helyzet szembeötlően megváltozik. Ettől DNy-ra egyrészt az egész felszíni miocén összlet

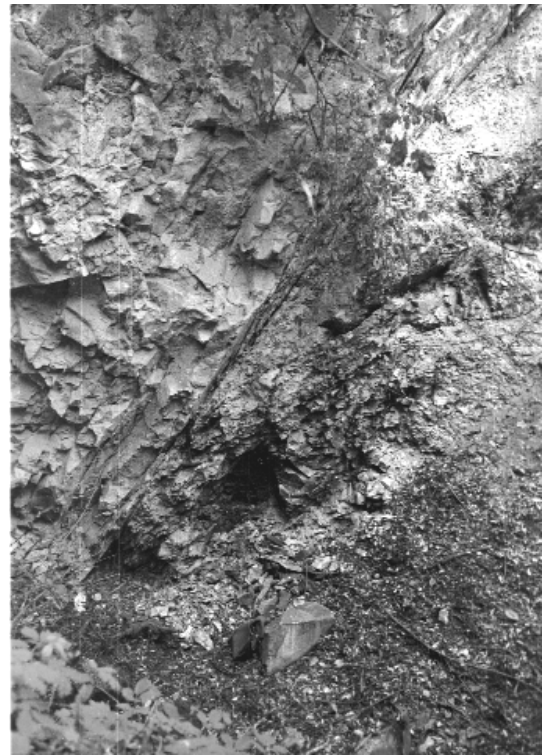


**45. ábra.** Földtani szelvény Felsőártárkány és Mezőkövesd között

1 – alsó-triász általában – 2 – Hámori Dolomit, 3 – Bervai Mész, 4 – Várhegyi Formáció, 5 – Felsőártárkányi Mész, 6 – jura összевontan, 7 – Kosdi Formáció, 8 – Szépvölgyi Mész, 9 – oligocén összевontan, 10 – miocén tufák összевontan, 11 – miocén üledékek összевontan, 12 – pannon üledékek összевontan. Nv, Ns, No = Noszvaj, Szo, Szm = Szomolya, Mk = Mezőkövesd

**Figure 45.** Geological cross section between Felsőártárkány and Mezőkövesd

1 – Lower Triassic formations, 2 – Hámor Dolomite, 3 – Berva Limestone, 4 – Várhegy Formation, 5 – Felsőártárkány Limestone, 6 – Jurassic formations, 7 – Kosd Formation, 8 – Szépvölgy Limestone, 9 – Oligocene formations, 10 – Miocene tuffs, 11 – Miocene sediments, 12 – Pannonian sediments. Nv, Ns, No = Noszvaj, Szo, Szm = Szomolya, Mk = Mezőkövesd



**130. kép.** A badeni slír és a fiatalabb riolituffa-homok vető menti érintkezése. Szilvásváradtól ÉNy-ra, a Bikk-tető déli lábánál levő vízmosás

**Photo 130.** Tectonic contact of the Badenian schlier and younger rhyolite tuff sand. Ravine at southern foot of Bikk-tető, NW from Szilvásvárad

eltolódik DK-i irányba, másrészt a Tibolddaróc–Bogács–Szomolya–Ostoros településekkel jellemzett vonulathoz képest a Cserépfalu–Noszvaj településekkel jellemzett vonulat bezöckent helyzetben található. Ezt a képet további, helyi elmozdulások bonyolítják, nevezetesen a DNY-i részen felszínen legalább kétszeres rétegismétlődés figyelhető meg (34., 35. ábra és az 1:50 000 méretarányú földtani térkép melletti szelvények). A szóban forgó szerkezeti mozgások többsége a kora-pannóniai végén történt, az Alföld irányába történő, süllyedés viszont máig is tart. További érdekesség, hogy az ÉK-i részekben az általános DK-i dőlés laposabb (8–15° körüli), ennek tulajdonítható, hogy Kisgyőr térségében mind az alsó, mind a középső tufaösszleten belül a morfológiai elemek nagy részét az ignimbricitatok adják (XVII. tábla 1. kép). DNY-on gyakoribb a 25–35°-os dőlés, így az ignimbritek felszínen viszonylag keskeny sávokban, rétegfejlejtőkön bukkannak ki.



# Fejlődéstörténet

Bár a Bükk köztrétegtani tagolását illetően a területen dolgozó geológusok jórészt egyetértenek, azonban egyes formációk kronostratigráfiai besorolásában jelentős nézetkülönbségek mutatkoznak. A biosztratigráfiai adatok hiányosságai következtében sokszor szerkezetföldtani adatokból levont következtetések adják a korolás alapját, ily módon néhány képződmény rétegsorbeli helyzete a tektonikai modell függvénye.

A szedimentológiai, faciológiai és szerkezeti elemzésekből megállapítható relatív rétegsorrendet a gyér ősmaradvány lelet felhasználásával időben tagolt valódi sorba rendezve, kirajzolódott a hegység lehetséges fejlődéstörténete. A Bükk fejlődéstörténetének megítélésében a korábbiakhoz képest a legnagyobb változást kétségkívül a Bükk délnyugati részén lévő palák és magmás kőzetek jura korának bizonyítása hozta.

## AZ UPPONYI-HEGYSÉG PALEOZOIKUMÁNAK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

A hegység paleozoikumának fejlődéstörténete a Conodontákkal bizonyított korú karbonátos formációk esetében rekonstruálható biztosan, míg a törmelékes összletek esetében az analóg alpi rétegsorok alapján következtethetünk a földtörténeti események sorrendjére.

A Tapolcsányi-alegység variszkuszi fejlődése biztos koradatok hiányában — az olisztosztrómaszintek mészkőolisztolitjai kivételével — csak az alpi analógiák (EBNER et al. 1997) alapján valószínűsíthető. A Csernelyvölgyi és a Rágyincsvölgyi Homokkő formációk grauwacke, ill. kvarcit típusú durvább sziliciklasztos üledékei (ismeretlen pre-variszkuszi aljzaton) a variszkuszi üledékciklus kezdő stádiumát (késő-ordovícium) képviselhetik. A mediterrán paleozoikumban általánosan elterjedt felső-ordovíciumi porfiroid-vulkanizmusnak (Blassenecki Porfiroid az Északi-Grauwacke-zónában) eddig még nem kerültek elő nyomai.

A szilurban az üledékképződési térség jelentős kimélyülésével fáciesdifferenciáció járt együtt. A Tapolcsányi Formáció mélyvízi, euxin agyagpala–kovapala–lidit összlete a Karni-Alpok bischofalmi fáciesével korrelálható, amelynek kora az ordovícium/szilur határtól a variszkuszi flis stádium kezdetéig (tournaisi/viséi határ, az olasz oldalon felső-viséi) terjed. A bázisos vulkanitok fellépése a riftesedés megindulását jelzi, a vulkáni működés maximumát a devon középső részében érte el. A Strázsahegyi Formáció olisztosztrómái (és maguk a schalstein típusú vulkáni törmelékfolyások is) az aljzat erős tagoltságáról, a vulkáni működéssel együttjáró intenzív fenékmozgásokról tanúskodnak. A riftesedés során azonban valódi óceáni aljzat nem keletkezett, az ofiolitsorozat típusos tagjai hiányoznak. A Strázsahegyi Metabazalt Tagozat egy (vagy több?) szintben megnyilvánuló bázisos vulkáni működés eredménye. A társult olisztosztrómaszint wendlocki–lochkovi mészkő-olisztolitjai a Karni-Alpok egyidejű pelágikus és lejtő fáciesű karbonátos formációit képviselik (EBNER et al. 1997). Az Éleskői Formáció részben aleuritós–homokos mátrixú olisztosztrómája a sziliciklasztos törmelékbeszállítás felújulásáról tanúskodik, ezért már a variszkuszi flis-stádium üledékének tekinthető, vagyis az alsó-karbon magasabb részébe, esetleg a középső-karbon mélyebb részébe tartozhat.

A Lázbérci-alegység ismert devon–alsó-karbon karbonátos üledékfejlődése jól megegyezik az adott időszak paleotethyális üledékfejlődésével (azon belül az analóg alpi egységekével: vö. EBNER et al. 1997). A legidősebb Upponyi Mészkő karbonátplatformja a késő-devon elején, legkésőbb azonban a kora-famenniban befulladt, és felváltotta az Abodi Mészkő pelágikus üledékképződése. Az utóbbi formáció délebbi, fő sávjának üledékképződési területén azonban már a késő-givetiben pelágikus üledékképződés volt. A formációra oly jellemző szingenetikus bázisos vulkáni működés anyaga a hegység Ny-i részén található Zsinnyei Metabazaltból származik (XXVI. tábla). A devon/karbon határtól felfelé a vulkáni működés nyomai hiányoznak és a Dedevári Mészkő kondenzált (különösen a tournaisiban) pelágikus üledékképződése folyt, a alsó-viséiben egy jellegzetes karbonátos lidit szinttel (EBNER et al. 1997). A késő-viséi–korabaskír során a Lázbérci Formáció medence fáciesű karbonátos üledékképződését időnként finom sziliciklasztos törmelékbeszállítás szakította meg, zagyarak jelei nélkül. A formáció mészkőszintek nélküli, jelentős vastagságú (min.

100 m) márgás–agyagpalás szintje már valószínűleg kora-baskírnál fiatalabb lehet. Az üledék lerakódása a flisoid Szendrői Fillittől eltérően, nyugodt körülmények között (reszedimentációs jelenségek hiánya!), pelágikus intraself medencében történt, hasonlóan a Grazi paleozoikum Dulti Formációjához, de ugyancsak nagyfokú hasonlóság mutatkozik a nyugat-szerbiai Jadari paleozoikum Đjulimi Formációjához (FILIPOVIĆ et al 2003). A Derenneki Formáció tengeri molassz jellegű üledék, kvarc- és liditkavicsai a lehordási terület orogén kiemelkedésére és lepusztulására utalnak (részben emiatt volt Kovács S. korábbi publikációiban kérdőjelesen a Mályinkai Formációnak megnevezve).

Az Upponyi-egység késő-variszkuszi és alpi üledékfejlődéséről semmilyen információnk nincs. Variszkuszi tektonometamorf esemény nem bizonyítható, a paleozoos képződmények anchi/epizóna határára eső (kb. 300 °C és kb. 2,5 Kbar) középső–kréta (átlagban 118 Ma) metamorfózist szenvedtek (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). Valószínűleg képlékeny deformációjuk is ehhez az eseményhez kapcsolódik, amely azonban mind vergenciájában, mind korában eltér a szorosabb értelemben vett Bükk tektonometamorf fejlődésétől (vö. ÁRKAI et al. 1995). A felső-kréta (campani) gosau fáciesű Nekézsenyi Konglomerátum már posztdataálja az Upponyi-egység fő alpi tektonometamorf eseményét.

## A BÜKK FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

A Bükk hegység földtörténetének ismert, képződményekkel dokumentált szakasza a variszkuszi és az alpi üledékciklushoz kapcsolódik.

A korábbi földtani modellek (SCHRÉTER 1943b, BALOGH 1964) az Upponyi-hegység karbon, illetve devon rétegsorát a Bükk ópaleozoos aljzatának tekintették. Az új rétegtani-szerkezeti beosztás azonban a két egység közvetlen kapcsolódási lehetőségét kizárja, ugyanis az Upponyi-hegység Lázberci-alegységének dél felé fiatalodó devon–karbon rétegsora és a Bükk É-i peremének észak felé fiatalodó rétegsora közé ékelődött tektonikusan a térség legidősebb képződménye, az ordóvícium–szilur–(devon) korú Tapolcsányi Formáció.

### VARISZKUSZI CIKLUS

A paleozoos (variszkuszi) üledékciklus regressziós szárnyát alkotó rétegsor a karbon mélytenger fokozatos, de gyors feltöltődését, a tenger elsekélyesedését jelzi, végül a terület szárazulattá vált. A ciklus első fele tektonikus okokból hiányzik.

A Bükk földtörténetének legkorábbi ismert szakaszán pelágikus medencében folyt az üledékképződés (Zobóhegyesei Formáció), jelentős litológiai és szedimentológiai hasonlóság mutatkozik a késő-viséi–kora-baskír Lázberci Formációval. Ezt követően, a késő-baskír–kora moszkvaiban a sziliciklasztos törmelékbeáramlás kizárólagossá vált és nagyvastagságú, egyes szakaszaiban turbidit jellegű üledéksorozat rakódott le (Szilvásváradai Formáció).

A flismedence feltöltődésével sekélytengeri környezet alakult ki (Mályinkai Formáció). Az üledékképződést továbbra is a sziliciklasztos törmelékbeáramlás határozta meg, ugyanakkor időlegesen sekélytengeri mészkőképződésre alkalmas viszonyok is kialakultak. A Kapubérci Tagozat alsó mészkőszintjének (Kapu-bérc–Taró-fő vonulat) gazdag élővilága egészen sekély, normál sótartalmú, jól átvilágított, tiszta vizet jelez, ebben az időszakban a törmelékbeáramlás valószínűleg teljesen megszűnt. A tagozat felső mészkőszintjének fusulinás–crinoideás mészkőve már mélyebb vízben képződött. A mészkőtestet megosztó, átlag 5 m vastag kovásodott, helyenként kavicsos durvahomokkő közeli szárazföldről történő intenzív törmelékbeáramlásra utal, valószínűsíthetően ugyanez a folyó hozta a Tarófi Konglomerátum kavicsait is. A homokkőbetelepülés fölötti mészkő a medence süllyedését, lejtőfácies kialakulását jelző, gumós-klasztos szerkezetű. Újabb vastag terrigén közbetelepülés után következik a harmadik mészkőszint (Csikorgói Tagozat) sekélymedence fáciesű crinoideás–fusulinás mészkőve.

A bükki karbon kifejlődése sok egyezést mutat a Dinaridák–Karni-Alpok–Karavankák karbon kifejlődésével (SCHRÉTER 1943b, BALOGH 1964). A bükkihez nagyon hasonló, folyamatos kifejlődésű karbon–perm rétegsor tanulmányozható az Auernig körzetében. Itt a variszkuszi orogenezis szudétai fázisának hatására a Gail-völgytől É-ra levő térség megemelkedett, a sekélytengeri–szárazföldi térségből a törmelékanyag a déli előtérben kialakult medencébe zúdult (Hochwipfeli Flis), erre települt a feltöltődést követően a késő-variszkuszi molassz stádiumot jelző Auernigi, Rattendorfi, Trogkofeli Formációcsoportokból felépülő rétegegyüttes (KRAINER 1989, VENTURINI 1991).

Az Auernigi Formációcsoport bázisán lévő konglomerátum (Bombasói F./Waideggi F.) fusulinák alapján (KAHLER, KAHLER 1982) a középső–karbon mjacskovói szintjébe tartozik. Podolszki–mjacskovóinak bizonyult a bükki két alsó mészkőszint (BALOGH 1964), ezek alapján a Kapubérci Tagozat felső mészkőszintjébe települő Tarófi Konglomerátum azonosítható a Bombasói Formáció szintjével. Ebből láthatóan a Bükk fáciesterületén a karbonátos üledékképződés korábban kezdődött, mint a Karni-Alpokban, ahol a teljes formációcsoport a felső-karbonba tartozik.

A bükki karbon rétegsor mélyülő tendencia mellett szakad meg, a térképen is jól látható éles határ mentén K-ről Ny-ra haladva a perm homokkő egyre idősebb karbon képződményekre települ. Joggal feltételezhető, hogy az alsó–perm Rattendorfi–Trogkofeli Formációcsoportoknak megfelelő üledékek nem későbbi tektonikus csonkulás miatt, hanem a

kora-permben történt kiemelkedést követő lepusztulás következtében hiányoznak. A Bükk központi részén megállapított metamorf fok egyezik mind a karbon, perm, mind a triász képződményekben. Ez a tény is valószínűsíti, hogy ezen a területen variszkuszi metamorfózis nem volt, vagy nem haladta meg az alpi metamorfózis mértékét (ÁRKAI 1983).

## ALPI CIKLUS

A Bükk hegységben az alpi üledékciklus korai szakaszát a perm–mezozoos, a késői szakaszt a kainozoos rétegsor képviseli.

### Perm–mezozoikum

A késő-perm elején újabb transzgresszió érte el a területet. A száraz éghajlatú, közel sík tengerparton képződött homokkő (Szentléleki Formáció, Farkasnyaki Tagozat) a cikluskezdésnek megfelelően részben még szárazföldi kifejlődésű lehet, alluviális síkságon, tavakban rakódhatott le. Karbon mészkőszirtek közelségére utal a rétegsor aljába települő, néhány méternyi vastagságú, szögletes töredékekből álló mészkőbreccsa. Idővel uralkodóvá vált az árapálysík-ság, ezen a sivatagos háttérű, sabkha által szegélyezett tengerparton képződött a Garadnavölgyi Tagozat dolomit-gipsz-anhidrit tartalmú összelete. Az evaporitos sorozatban közbetelepülő néhány méternyi mészkő rövid ideig tartó állandó vízzelborítottságot jelez.

A késő-permben a relatív vízszint emelkedése nyomán állandósult a sekélytenger, a normál sótartalmú (esetenként enyhén túlsós) vízben gazdag bentosz fauna és flóra élt (Nagyvisnyói Mészkő). Ugyanakkor a kőzet fekete színe erősen oxigénhiányos iszapra utal, a bekerült szervesanyag megőrződött. Kialakulásában a gyors üledékfelhalmozódás mellett döntő szerepe lehet a tömörödéssel kipréselődő víznek, ami megakadályozza a magas szervesanyag tartalmú iszapba zárult víz hamar elfogyó oxigéntartalmának utánpótlódását. Ez a kifejlődés általános elterjedésű a Tethys déli peremén, a Déli-Alpoktól Timor szigetéig követhető.

A Bükk folyamatos tengeri kifejlődésű rétegsorában jól követhetők a perm–triász határt kijelölő, a földtörténetben meghatározó jelentőségű globális változások. Látható, hogy a perm végi tömeges kihalási esemény következményeként az élővilág nagy része kipusztult, az üledéklerakódás azonban továbbra is enyhe lejtésű sekély selfen folyt.

A perm–triász határon a tengerrész gyors átmenettel kinyílt, ahol az oxigénhiányos üledékfelhalmozódási környezet erősen lecsökkenve, már csak néhány rétegben jelentkezik. Erős vízmozgásról, jó szellőzöttségről tanúskodik a Gerennavári Formáció világos színű, ooidos mészkőve. A rámpa nagyenergiájú, sekélyvízű részein ooidhomokzátványok jöttek létre, ezek anyagát a nagyobb viharok lefelszerűen szétterítették, illetve mélyebb vízi környezetekbe is besodorták.

A Bükk alsó-triászának felsőbb részét a karbonátos és a finom sziliciklasztos kőzettípusok váltakozása jellemzi. Az üledékképződés szintere továbbra is sekélytengeri rámpa volt, amelyre a part felől először durvább (Ablakoskővölgyi Homokkő Tagozat), majd a part eltolódásával egyre finomabb szemcseméretű törmelékanyag (Savósvölgyi Marga Tagozat) hordódott. E jelenség a Nyugati-Tethys területén általános, a terrigén törmelék intenzív beáramlásával jellemezhető „kampili esemény”-nyel korrelálható.

Amikor a sziliciklasztit behordódás időszakosan háttérbe szorult, sekélytengeri karbonátok rakódtak le (Lillafüredi Mészkő Tagozat, Újmassai Mészkő Tagozat) a mélyebb szubtidális zónában. A Lillafüredi Tagozat közepén a sekélytenger partmenti, erősen mozgatott vízü, nagy energiájú zónájára jellemző ooidos homokzátvány üledékeinek megjelenése relatív tengerszint süllyedéssel hozható kapcsolatba.

A Tethys selfjének más részeihez hasonlóan, a középső-triász elejétől a Bükki-egységben is megkezdődött a karbonátos plató épülése. A távoli szárazföldtől üledékcsapdákkal elszigetelt, az egyenletes lassú süllyedéssel egyensúlyban lévő üledékfelhalmozódású terület sekély vízében gazdag mészkiválasztó állat- és növényvilág telepedett meg. A Hámori Dolomit Formációt feltáró szelvényekben jól látható, hogy a peritidális zónára jellemző sztromatolitok, felszakított és újraüledett algaszőnyeg-lemezeket és több cm átmérőjű onkoidokat tartalmazó rétegek szubtidális fáciesű padokkal váltakoznak. Ezek a bio- és litofáciesek sekély, jól átvilágított, jó vízcirkulációjú védett platform lagúna környezetre utalnak, ahol csak epizodikusan, egy-egy nagyobb vihar okoz iszapfelkavarodást.

A középső-triász karbonátos plató fejlődését azonban több vulkáni esemény szakította meg. A késő-anisusiban lepusztulással is járó kiemelkedés előzte meg az első, az anisusi–ladin határon kezdődő vulkanizmust. Ezáltal a terület részben szárazulattá vált (vulkáni sziget), erre utal a helyi anyagú Sebesvízi Konglomerátum, a vulkáni anyagban mutatkozó összesülés (ignimbrit) és a Felsőtárkány Ft–7 fúrásban a VELLEDETS (2000) által leírt, a tufa közé települő tavi márga–mészkő.

A külső selfen, karbonátos plató környezetben lejátszódott magmatizmus termékei részint szárazulati, részint víz alatti felhalmozódásúak. A víz alatt felhalmozódott anyag, amelynek egy része közvetlenül effúzió által, más része epiklasztikus folyamatok révén került a tengerbe, erős halmiolitikus bontást szenvedve agyagásványosodott.

A vulkanizmust a kőzetek geokémiai vizsgálatokkal kimutatott mészkáli orogén karaktere alapján SZOLDÁN (1990) konvergens lemezszegélyi folyamatok eredményének tekintette. A Bükk hegység perm – mélyebb triász rétegsorában azonban nincs közvetlen nyoma szubdukcióra utaló folyamatoknak, az egyenletes, lassú süllyedéssel az üledékfelhal-

mozódás lépést tudott tartani. Ugyanilyen extenziós jellegű a Bükk tágabb ősföldrajzi környezete (Belső-Dinári-blokkok, Déli-Alpok) is (GLENDINGER et al. 1982, CASTELLARIN et al. 1988).

HARANGI et al. (1996) szerint ezek a geokémiai bélyegek extenziós területeken egy korábbi szubdukciós eseményhez köthető kőzetátalakulásból is levezethetők. A geokémiai adatok alapján feltételezett szubdukció a Vardar-óceán kezdődő bezáródása lehetett, ennek dél felé alábukó lemeze gyengítette meg a Dinári-platform É-i szegélyét, amelyről fokozatosan szakadoztak le az egyes kisebb blokkok.

A platformfejlődést megszakító vulkáni működés befejeződésével egyes területeken helyreálltak a karbonátos üledékképződés feltételei. Az elsüllyedő vulkáni szigetet részben visszahódították a karbonátplatformok (Fehérkői Mészke, Kisfennsíki Mészke, Bükkfennsíki Mészke, Bervai Mészke), amelyek a Nyugati-Tethys nagyterjedésű ún. „wettersteini-típusú” ladin karbonátos plató elemei. Ugyanakkor (a vulkanizmus hatására) már a késő-ladinban megkezdődött a plató feltöredezése, az egyes blokkok eltérő sebességű lezökkenése, ezáltal egyre kiterjedtebbé vált a medencefácies.

Némiképp eltérően alakult a ladin–karni folyamán az Északi- és a Déli-Bükk fejlődésmenete.

Az északi hegységészben a Fehérkői Mészke karbonátplatform területén gyakoriak a sekély belsőmedence fáciesű lencsék, az alsó-sebes-vízi szelvényben láthatóan áthalmazott vulkáni anyagot is tartalmaznak. A Fehérkői Mészke települő agyag–aleurolitpala (Vesszősi Formáció) nem annyira valódi medencefáciest, inkább a platformfejlődést átmenetileg megzavaró terrigén törmelékes eseményt jelez. Anyagában nem különböztethető meg a Fehérkői Mészke belüli kis, lokális medencék anyagától, tulajdonképpen nagyobb kiterjedésű, hosszabb időre állandósult átmeneti kimélyülés (intraplatform süllyedés) lehet, de nagy mélység nem feltételezhető. Képződése valószínűleg párhuzamosítható a Déli-Alpokban jól ismert wengeni eseménnyel.

Fedőjében folyamatosan megy át a süllyedés feltöltődését jelző Hegyestetői Formációba. Ennek legfelső, Gamócai Tagozata (platform közeli lejtő, ill. lejtőlábi fácies), már egyértelműen jelzi a platformfácies visszatértét.

Újabb vulkanizmus (Bagolyhegyi Metariolit) szakította meg az ismét kialakulófélben levő platform fejlődését, majd a vulkáni működés befejeződésével feléledő karbonátplatformok épülése csak a karni végén–nori elején szakadt meg a medencekifejlődés uralomra jutásával.

A Déli-Bükkben a felsőtárkányi Csák-pilis–Vár-hegy–Tiba-hegy vonulatban egyes részleteiben a Vesszősi Formációhoz hasonló (de idősebb), alacsony energiaindexű, nyugodt környezetet jelölő sötétszürke mészke és fekete márga laminit-jellegű váltakozásából álló üledékegyüttes (Várhegyi Formáció alsó része) közvetlenül az első vulkanizmus kialakította vulkáni szigetre települ. A ladin longobárd alkorszakában a további süllyedés következtében radiolariás vulkanoklasztit képződött (Várhegyi Formáció felső része). Ez azonban nem feltétlenül jelent abisszikus mélységet, hiszen a rákövetkező medence és lejtő fáciesű Felsőtárkányi Mészke áthalmazott sekélytengeri elemeket tartalmaz. Ez a terület a karni korszak kezdetétől medencekifejlődésű, a platform nem tért vissza.

Másutt azonban (Bükkfennsíki Mészke, Bervai Mészke) a ladin–karni folyamán zavartalanul épültek a karbonátplatformok. A Kő-köz mészkeéből mind a wettersteini-, mind a dachsteini-típusú zátonyokból ismert ősmaradványok kerültek elő, bizonyítván, hogy a platformmagokban a kétféle zátonytípus nehezen különíthető el.

Szörványos Conodonta-adatok alapján megállapítható, hogy az egyes platformrészletek nem egyszerre süllyedtek le. Így például a felsőtárkányi Kő-közben a szürke zátonymészke fölél települő medencefáciesre utaló mészkeben talált Conodonták közül a *Neospathodus hernsteini* és *N. posthernsteini* együttes jelenléte nori–rhaeti határt jelez (Kovács S. szóbeli közlés). A Hór-völgyben a platformmészke fedőjéből Kovács S. a középső–nori jelző Conodonta-együttest (*Metapolygnathus abneptis abneptis*, *M. aff. multidentatus*, *M. slovakensis*, *Metapolygnathus* sp.) határozott meg (szóbeli közlés), tehát a platformnak ez a része a középső–nori elején válhatott medencévé. Keletebbre, a Setét-völgy által feltárt rész viszont, a fedő medence fáciesű rétegsorban talált Conodonták alapján (*Gondolella* sp., *Metapolygnathus nodosus*) viszont már a kora-noriban megfulladt.

A Nagy-fennsík délkeleti részén, a Sugaró–Szinva-völgy térségében viszonylag korán, a ladin–karni határ közelében kezdődik a medencefácies (Hollósteői Mészke Tagozat), míg a Nagy-fennsík nyugati felében, az Olaszkaputól É-ra, még a Bükkfennsíki Mészkeben talált Conodonta-együttes (*Gondolella carpathica*, *G. nodosa*, *G. polygnathiformis*, *Neospathodus cavitatus*) késő-karni (túval 2/3) kort jelez, tehát az lezökkenés a karni végén következett be. A hegység központi részén a platform elsüllyedésének kezdetét a sajátos kifejlődésű pelágikus medence, illetve lejtőláb fáciesű Répáshutai Mészke Formáció jelzi, erre települ a Felsőtárkányi Mészke Rónabükki Tagozatának tűzköves mészke.

Mint látható, a ladin–karni határtól kezdődően egyre kiterjedtebb a pelágikus medence és lejtő fáciesű szürke, pados, tűzköves, márga közbetelepüléses Felsőtárkányi Mészke Formáció. Ugyanakkor a platform közelségét jelzi a sekélyvízi eredetű mésziszap és üledékes breccsa-konglomerátum testek megjelenése. Ősmaradvány-együttese is kevert, platformperemi, pelágikus és mélyebb vízben élő alakok egyaránt megtalálhatók benne. Különösen a márgarétegekben láthatók iszapcsúszásra, feltöredezésre utaló szakaszok, ezek alapján is feltételezhető a medencelejtőn való üledéklerakódás. A differenciált aljzatmorfológia következtében fellépő üledékcsuszamlások, üledékmosások tovább bonyolították a fáciesképet.

Ebbe a medence környezetbe települt a harmadik vulkáni esemény terméke, a geokémiai vizsgálatok alapján (DOBOSI 1986, SZOLDÁN 1990) lemezenbelüli típusú és alkáli-tholeiites átmeneti jellegű Szinvai Metabazalt. A vulkanizmus össze-

függésben lehet a Vardar-zóna nyugati ágának (Dinári-ofiolitöv, dinári középső-triász-késő-jura szegélytenger, KARAMATA et al. 2003) a középső-késő-triászban kezdődő felnyílásával. E folyamat következménye lehet a jelentős kiterjedésű vulkáni terület (CASTELLARIN et al. 1988) kialakulása a Déli-Alpok középső részén is. Kapcsolatban állhat ezzel a vulkanizmussal a süllýedés felgyorsulása, amely a nori emelet elejére a platformok megfulladásához, a nyílt tengermedence általános elterjedéséhez vezetett.

A nori-rhaeti emelethatár közelében ma még ismeretlen okból az üledékképződés megszakadt és hosszú idő telt el, míg a terrigén törmelékanyag a selfekről utat talált az időközben kialakult mélymedencébe. Ennek a jelentős üledékhézagnak az értelmezésére két, egymástól jelentősen eltérő szerkezetfejlődési elképzelés alakult ki.

BALLA (1983), BALLA et al. (1986), valamint CSONTOS (1988, 2000), CSONTOS et al. (1991a, b,) modellje szerint a Bükk hegység területén legalább két szerkezeti egységet lehet elkülöníteni. Az alsó, Bükki-parautochtonnak nevezett egység kontinentális litoszférán képződött rétegsorára tektonikusan következik az óceáni litoszféra elemeit tartalmazó Szarvaskői-takarókomplexum.

PELIKÁN, DOSZTÁLY (2000) modellje szerint a jura mélytengeri képződmények egy rétegsorba rendezhetők és üledékesen települnek a triász összletre. Ez a mélytenger tulajdonképpen a paleozoikum végére kialakult szuperkontinens (Pangea) részeinek szétúszásával kapcsolatos riftárok, amelybe a medenceperemekről terrigén turbiditek formájában nagytömegű üledékanyag zúdult le, epizodikusan keveredve a szegélyező karbonátos platóról származó karbonátanyaggal. Az ároktengelyben mélytengeri bazaltvulkánok működtek, a lerakódott, még féligkonszolidált, nagy nedvességtartalmú üledékanyagba bázisos intrúziók nyomultak.

A Tethys nyugati elvégződésénél a feltöredezés során számtalan kisebb-nagyobb kontinentális blokk (mikrokontinens) alakult ki, ezek egymástól többé-kevésbé függetlenül mozogtak. Új óceáni ágak nyíltak fel, közülük legnagyobb valószínűséggel — a Bükk kapcsolatait ismerve — a Vardar-zóna és a vele csaknem párhuzamos Dinári-ofiolitózóna rendszere jöhet számításba. Azon vita van, hogy a Vardar-zóna szubdukciójának kora és iránya milyen összefüggésben van a Dinári-ofiolitózóna felnyílásával, több adat azonban arra utal, hogy ez utóbbi csak a triász végén-jura elején kezdett kinyílni.

Kialakulására aktualisztikus példaként a több pontján részletesen vizsgált Kaliforniai-öböl említhető. CURRAY et al. (1979) szerint az öböl keletkezésének oka, hogy a Csendes-óceáni-lemeznek az Észak-amerikai kontinens alá tolódása során a Kelet-Pacifikus-hátság ÉK-DNy irányú spreading-zónája elérte a kontinens szegélyét; onnan lehasítva a Kaliforniai-félszigetet, a kialakuló öböl hossz tengelyével csaknem párhuzamos 9-11 transzform töréssel szétnyírt szelei ÉNy felé tolódtak (a legészakibb transzform már kifut a kontinensre és a Szent András-törésben folytatódik). Míg az öböl bejáratánál mintegy 600 km széles óceáni kéreg keletkezett, ÉNy felé haladva egyre hosszabb transzform törések között egyre rövidebb hátsági szakaszok vannak, az öböl közepétől beljebb pedig óceáni aljzat már nincs. Az árokba a peremekről a kinyílás kezdete óta — mintegy 4 millió év alatt — helyenként többszáz méter vastag terrigén törmelékanyag zúdult be. Az üledékbe lakkolitszerűen nyomult magma 100-200 m magas kiemelkedéseket alkot, melyekről a féligkonszolidált üledék újabb (kis) turbiditek formájában lecsúszott. A vízalatti bazalttegyeket tengeralttjárókról végigfényképezték (LONSDALE, LAWVER 1980), meghatározva a hialoklasztit és a pillow-lávák előfordulási helyeit.

Mindenesetre a Bükk területe a riftesedés elvégződésének közelében lehetett, hiszen a tengelyt jelző Szarvaskői Bazalt üledékösszletbe települt, az intrúziók (Tardosi Gabbró) is üledékbe nyomultak. Terrigén turbidit üledékek (Lökvölgyi F.) a bazaltterület belsejében is felbukkannak, mutatván, hogy a turbiditek disztális része elérte a riftzónát, tehát az egykori kontinentális lejtő lába nem lehet messze.

A medence peremét kontinentális térség alkotta, innen metamorf közettöredékek (fillit, csillámpala, metamorf homokkő, gránit) is érkeztek, de legalább az egyik oldalon sekélytengeri (platform) karbonátképződés folyt, ahonnan a jura mészkövek mészszipaja származik. A zömmel vízalatti lejtőn felhalmozódott törmelékkúpokban további iszapcsúszások, áthalmozódások léptek fel (Mónosbéli Fcs.).

A középső-jurában meginduló, majd a medencétágulás megakadásával a kezdődő óceáni riftesedést jelző szarvaskői bazaltvulkánosság leállt, valódi óceáni kéreg nem alakult ki, a törmelékes üledékek gyorsan feltöltötték a medencét. Vagy még feltöltődés közben, vagy röviddel a befejeződése után elindult a medence bezárulása, ehhez kapcsolódva a kőzetösszlet erős meggyűrődése, összepréselődése és metamorfizálódása.

A rétegösszlet zavart szerkezetét CSONTOS (2000) szubdukció következtében összetorlódott akkréciós prizmaként értelmezte. Bonyolult belső szerkezetű rétegösszletek azonban passzív peremen, tisztán gravitációs tömegmozgásokkal is létrejöhetnek. A Mónosbéli Formáció csoport a Déli-Bükk középső részén (Vörös-kő-völgy-Gyetra-völgy) egyértelműen a Lökvölgyi Formáció fölött, (a Mónosbéli-lápa és a Cseres-lápa közti erdészeti földút lementszésében látható módon) folyamatos átmenettel települ.

Késő-juránál fiatalabb mezozoos képződmények a szorosabb értelemben vett Bükkből nem ismertek. Bár az üledékfelhalmozódás még a kora-krétában is folytatódhatott, azonban ennek termékei a kiemelkedést követő, kainozoikum eleji szárazföldi lepusztulás során megsemmisültek.

A Bükk hegységben variszkszi tektonometamorf esemény nem bizonyítható (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). A paleozoos és triász képződmények ugyanolyan mértékű, anchi/epizóna határára eső (kb. 300 °C és kb. 2,5 Kbar) metamorfózist szenvedtek — az újgenerációs fehércsillámokon mért radiometrikus korok alapján — a középső-kréta során (átlagban 118 M év). Valószínűleg a kőzetek intenzív képlékeny deformációja is ehhez az eseményhez kapcsolódik (ÁRKAI et al. 1995).

Ezután megkezdődött a térség kiemelkedése és a fedő lepusztulása. Feltételezhetően még kiemelkedés közben, kisebb mélységben, vékonyabb fedő alatt következett be a féligplasztikus állapotú kőzetek második gyűrődése a kréta végén, vagy már a paleocénben. Azonban a gyűrődéses deformációk eredeti helye ismeretlen, hiszen a hegység környezetéből kiszakadva, hosszú vándorlással került mai helyére. Bizonyosan a késő-kréta után került közvetlenül egymás mellé a Bükk és az Upponyi-hegység, mivel ez utóbbi poszttektonikus kréta fedőjéből (Nekézsenyi Konglomerátum) a Bükk törmelékanyaga teljességgel hiányozni látszik (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984). Jelentős fejlődéstörténeti különbség, hogy a kréta végére az Upponyi-hegység már az ópaleozoikumig lepusztult, szárazföldi eredetű üledékek felhalmozódási területe, ugyanakkor a Bükk még nincs törmelékfelhalmozódási helyzetben.

## Kainozoikum

A kiemelkedés kezdetétől a késő-eocén elejéig folyamatos lepusztulás valószínűsíthető. Ezen időszak alatt trópusi-szubtrópusi éghajlaton több ezer méter vastagságú kőzetegyüttes kopott le, sok helyen a triász mészkő is felszínre került. A végbement letarolódás a mai hegységnél nagyobb kiterjedésű tönkfelületet alakított ki, de az ekkori formakincsről (a további felszínalakulási folyamatok következtében) már csak feltételezéseink lehetnek. Föltehetően ezen időszak — később erősen átformalódott — maradványa a Bükk-fennsík.

A paleocén–kora-eocén során zajlott a hegység első jelentős karsztosodása. A mészkőterületeken a Bükkben is kialakulhattak trópusi, barlangos kúp- és toronykarsztok, óriástöbrök, hegyközi karsztsíkságok; egészét tekintve, igazi nyílt, vegyes, nemönálló karszt lehetett (HEVESI 2002b). A palaterületek mélyedéseiben rendkívül változó, néhol a 200 m-t is elérő vastagságú agyagos kőzettörmelék halmozódott fel.

A késő-eocén transzgresszió egyes területeken rögzítette a hosszú ideig tartó lepusztulás eredményét. Az egykori környezet megítélésére valamelyes támpontot adnak a bükkaljai szénhidrogénkutató fúrások. Az Egertől délre lévő ún. demjéni blokkban az eocén mészkő nem fedte egyenletesen a teljes területet; a Bogács Bs–6 és az Ostoros-Észak OtÉ–2 fúrásokban az eocén teljes egészében hiányzik, a Demjén-Pünkösdhegy Dep–2, Andornaktálya At–7, Eger Eg–3, Noszvaj Ns–2, Ostoros-Észak OtÉ–1 fúrásokban tarkaagyag, homokkő, konglomerátum volt a triász és oligocén rétegek között. Joggal feltételezhetjük tehát, hogy a hegység más részeit sem borította el teljesen a paleogén tenger, ugyanis a hegység központi részében nem ismertek az eocén és idősebb oligocén képződmények. Ez magyarázható későbbi lepusztulással is, de a Kis-fennsíkon az alciklus regressziós szárnyán a triászra közvetlenül települő egri emeletbeli Csókási Formáció jelzi, hogy a paleogén bizonyos szakaszai során a hegység egy része szárazulat volt. Ugyancsak szárazföldi lepusztulási terület közelségére utal a Kiscelli Formáció fluxoturbidit fáciesű kizárólag bükki eredetű kavicsokból álló Noszvaji Tagozata. Közvetett adat a DK-i Bükk korai-miocén előtti intenzív karsztosodása; ezeket a mélyedéseket ui. az alsó-miocén korú Felsőnyárádi Formáció Vincepáli Tagozata tölti ki (SÁSDI 1999, 2000).

DUNKL et al. (1994) cirkon és apatit kristályok hasadványnyom eljárás (fission track) és az addig rendelkezésre álló betemetettségi adatok alapján hő-történeti, azaz kiemelkedéstörténeti modellt állítottak fel. Ebben a mintegy 118 millió éves metamorf csúcsot követő egyenletes hűlés mutatkozott az eocén közepéig. Az apatitban mért hasadványnyom korokat keverékkorként értelmezve és egybevetve az addig rendelkezésre álló ősföldrajzi adatokkal, a kainozoikumban két hőmérsékletemelkedési szakaszt állapítottak meg 18–20 millió és 2–3 millió évvel ezelőtti maximummal. Ez utóbbira mintegy 1 km vastag betemetődést feltételeznek. Ez azonban nincs összhangban a térképezésünk során kialakult ősföldrajzi képpel. A fentebb, valamint a rétegtani részben kifejtettek alapján a paleogén eltemettség egyáltalán nem bizonyítható, fel kell tételeznünk, hogy a Magas-Bükk egyes részei a paleogén teljes időtartama alatt szigetként álltak ki a környező tengerből, a miocén folyamán is csupán a badeniben lehetséges a teljes hegységterület kisvastagságú befedődése.

Az alpi ciklus kainozoos szakasza a késő-eocéntól a pannóniai végéig tartott és további két alciklusra bontható. A paleogén alciklus során a tenger legnagyobb kiterjedését az oligocén közepén érte el.

A terület lassú süllyedése a priabonai korszak közepe táján kezdődött. A délnyugat felől terjeszkedő karbonátos self normál sótartalmú, tiszta, jól átvilágított vízében gazdag trópusi sekélytengeri mészkiválasztó élővilág telepedett meg (Szépvölgyi Mészkő). Az eocén végére a vízszint további emelkedésével pelágikus élővilágú medence alakult ki (Budai Márga).

A kora-oligocéntól kezdődően a bükki paleogén medence a világóceántól fokozatosan elszigetelődő, azzal csak egyes csatornákon, időlegesen összeköttetésbe kerülő Eoparatethys része volt. Az elzártság miatt az élővilágban bizonyos fokú endemizmus alakult ki, ez jól látszik a Tardi Agyag kagylótársaságán. BÁLDI (1983) az elzártsággal, a kimélyüléssel és a trópusi-szubtrópusi klímának megfelelően a vízszlop rétegzettségével indokolja a medencében általánosnak tekinthető euxinitást. Szerinte a vízmélység 30–300 m között ingadozott. Érzékelhető azonban ellentmondás, hiszen az ősmaradvány-együttesben állandóan jelen vannak bemosással, vagy áthalmazással nehezen magyarázható sekélytengeri alakok. WEILER (1933) a Kis-Egedről a tardi szintben kifejezetten sekélytengeri–partközeli életmódú halakat írt le, a nagytömegű teljesen ép levélmaradvány is közeli partot sejtet.

Mélységproblémák mutatkoznak a kiscelli korú rétegsor megítélésénél is. PANTÓ, MOLNÁR (1954) az üledéksor kőzettani alkata, a magas szervesanyagtartalom, valamint a mangánkiválasztást előidéző nagyon gyakori pH- és hőmérsék-

letváltozások alapján sekélytengeri környezetet valószínűsített. NAGY (1979) a Wind téglagyár agyagbányájában mélyült Eger Eg-1 fúrás alsó, kiscelli szakaszában közeli erdősegre utaló nagytömegű pollen mellett tengerpartközeli plankton szervezetek jelenlétét állapította meg. A szénhidrogénkutató fúrások Kiscelli Agyagjában gyakran találhatóak erősen szénült növénymaradványok, valamint az alsó, homokkőbetelepüléses részben gyakoriak a keresztretegzett homokkő szakaszok.

Ezzel szemben BÁLDI (1983) 200–400 méter mélységben leülepedett sekélybathiális képződményként írta le a típusos Kiscelli Agyagot. Ezek a környezeti jellemzők azonban a Kiscelli Agyagra általánosságban vonatkozhatnak, a Bükk esetében (különösen a szegélyeken) kisebb, inkább szublitorális mélységet kell feltételeznünk. A Kiscelli Agyag dél felé rohamosan növekvő vastagsága a medencefenék gyors süllyedésével lépést tartó üledékfelhalmozódással is magyarázható.

Feltételezhetően a mai Bükk központi része szigetként emelkedett ki a késő-kiscelli tengerből, a szárazföldi lepusztulás és ezzel párhuzamosan a karsztosodás folytatódhatott. Az oligocén közepén azonban a süllyedés megállt, a medence feltöltődésével ismét sekélytengeri környezet alakult ki. A bükki paleogén üledékciklust a regresszív jellegű Egri Formáció zárja. A Novaji Tagozat fölötti molluscás agyag valamelyes ismételt kimélyülést, majd fölfelé a homoktartalom fokozatos növekedése a regresszió folytatódását jelzi. Ez az egri korszak eleji megsüllyedés lehet az oka a Kis-fennsík paleokarsztos mélyedéseiben található Csókási Formáció megjelenésének. A végső elsekélyesedést az andornaktályai homokbányában megfigyelhető árapályjelenségek szedimentológiai jegyei is mutatják (SZTANÓ et al. 1991).

Az egri korszak végére a teljes terület szárazulattá vált, ezt a Bükkalján néhány 10 m vastag vörösayagos kavics, míg a Bükktől északra a Felsőnyárádi Formáció alsó szakaszának törmelékanyaga bizonyítja. A Bükk belsejében is vannak szárazföldi képződmények, agyagos kőzettörmelék (Felsőnyárádi Formáció, Vincepáli Tagozat), a Ny-i Bükkben édesvízi mészkő (SÁSDI 1999, 2000).

A miocén kezdete nagyon mozgalmas volt a térség fejlődésében. Az eggenburgira datálható a Darnó-zóna menti balos, összességében, ÉK-i irányú eltolódás, aminek következtében foglalta el a Bükk a mai helyét. Az ÉNy-i irányú feltolódással is járó horizonális mozgás következtében a terület megbillent, az ÉNy-i rész kiemelkedett, ezáltal az itt esetlegesen képződött paleogén rétegsor teljes egészében lepusztult. E billenéssel értelmezhető a Nagy-fennsík lapos tönkfelszínének általános K-i lejtése.

Míg a Bükk és a hegységtől délre eső terület szárazulat maradt, északon az eggenburgi emeletben lassú süllyedés következett be, ezáltal a tenger kissé tovább terjeszkedett kelet felé, ennek üledéke a Szécsényi Slír eggenburgi része (régii nevén Putnoki Slír), valamint a Pétervásárai Homokkő, a keletkebbi területen a Felsőnyárádi Formáció felső szakasza. E rövid életű transzgresszió nyomai a Bükk északi lábánál a Dédestapolcsány Dt-21 fúrásban, illetve a Szilvásváradtól ÉNy-ra levő vízmosásban is fellelhetők. A Borsodi-medencében lényegesen nagyobb területen őrződött meg az eggenburgi transzgressziót jelző Felsőnyárádi Formáció. A terület egyenletlenségeit jelző rétegsor alsó része szárazföldi törmelék, folyóvízi kavics és mocsári agyag, felfelé folyamatosan megy át csökkentsósvízi, majd tisztán tengeri kifejlődésbe. A trópusi–szubtrópusi növényzet felhalmozódása (több vékony széncsík mellett) helyenként két műrevaló telep (VI., VII. telep) képződését eredményezte. Bár a formáció tengeri kifejlődésű része megközelíti a mai hegységet (a részletesen tanulmányozott Varbó V-75 fúrás 700 m-re van a Kis-fennsík É-i lábától), a hegység belsejében kimutatni nem sikerült. A fúrás anyagában talált, szárazföldi növényzetet jelző pollenegyüttes és a magasabb, tengeri részben is megjelenő bükki eredetű kavicsok jelzik, hogy a hegység nem volt elborítva.

Ezután ismét szárazfölddé vált a teljes terület, az alacsony térségen valószínűsíthetően csak felszíni, felszínközeli karsztosodás volt, tulajdonképpen ekkor fejeződött be az átöröklött trópusi karsztformák mediterrán átformálódása.

A miocén eleji átmeneti regresszió után következő neogén transzgresszió is fokozatosan hódította meg a területet, a legnagyobb kimélyülést a badeni slír jelzi. Határozott különbség mutatkozik a Bükkalja, a nyugati előtér (Egercsehi–Ózdi-medence) és az É-i előtér (s.str. Borsodi-medence) fejlődéstörténete közt.

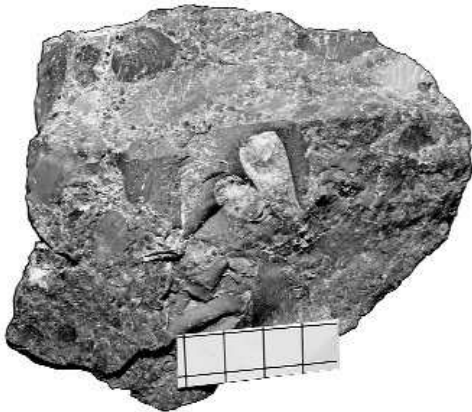
A Bükkalja idősebb riolittufái szárazföldön halmozódtak fel, csak a badeniben jelennek meg először közbetelepülő tengeri üledékek. Mintegy 20-21 millió évvel ezelőtt, az ottngi korszakban a Bükkaljától DK-re feltételezett vulkáni centrumok kitörései nagyvastagságú savanyú (riolitos) piroklasztikum összetet produkáltak. A kitörések zömében pliniusi típusúak voltak, de főként az ÉK-i részeken időről időre ártufa terítésekkel is szolgáltak. A kitörések szüneteiben, főleg a medenceperemi részeken tarka, folyóvízi, mocsári limnikus, esetenként paralikus üledékképződés folyt, tőzgeképződéssel.

Nyugalmi periódus után a vulkáni működés csak a kárpáti emelet végén újult ki. Kemizmus az alsó tufaösszlettel eltérően intermedierbe hajló, riodácitostól andezitodácitosisig változó. A DK-i előtérben feltételezhető, ma fiatal üledékekkel fedett centrumok intenzív, de az ottngi ciklusnál rövidebb ideig tartó kitörései zömében ártufa terítéseket szolgáltattak.

A hegység nyugati előtere a rétegsor alapján a Salgótarjáni-medence legkeletkebbi része. Az alsó riolittufa még zömmel szárazföldi kifejlődésű, erre következik a széntelepes rétegcsoport. Lassú süllyedést jelez, hogy az alsó (III-as) telep még tisztán édesvízi, a felsőbb két telep a DNy-ról előrenyomuló tenger partvidékén, csökkentsósvízi környezetben képződött. Efölött sekélytengeri homok, majd a medence kimélyülését jelző slír következik. A Bükk közvetlen nyugati előterében a később kezdődő süllyedésre utal, hogy az alsó riolittufa jórészt lepusztult, anyaga áthalmazva jelentkezik a nyugatabbi

széntelep csoportban. A hosszabb ideig fennálló tengerparti viszonyokat jelzi, hogy a sekélytengeri homok (Egyházasgergei Formáció) itt már jelentékeny, 100 métert is elérő vastagságú. A Bükk területének besüllyedése csak a kárpáti korszakban indult meg, az alaphegységre terjedő miocén rétegsor jelentős, helyenként 20 métert is meghaladó vastagságú, helyi anyagú kavicsal kezdődik (115. kép, XVI. tábla 3. kép). A kiálló mészkőszirteket (valamint a mészkőkavicsokat) fúrókagylók gyakran rostaszerűvé lyuggatták (XVI. tábla 4. kép). Ennek legszebb előfordulásai Nagyvisnyón a Cigány-völgyben és a Lénárdaróc felé lefutó Szodonka-völgyben láthatók. A Nagyvisnyó környéki fúrókagylós tengerpart az itt lelt Chlamysok szerint késő-kárpáti korú (114. kép).

Ez a vastag báziskavics réteg Szarvaskő környékén is megvan (115. kép). Találtunk fúrókagylónyomos mészkőkavicsot tartalmazó homokot a Tárkányi-medence DK-i oldalán a Miklós-völgyben a Hegedűs-forrásnál is. A medence ÉNy-i peremén a jura palaösszletre települő finomhomok dominál, megfűrt kavics ritkábban fordul elő (131. kép). A bervai mészkőbánya feltárta a korábbi karsztosodás agyag-homok rétegekkel kitöltött üregeit (VII. tábla 4. kép), illetve a 380-as szint déli udvara az egykori karsztosodott felszín (VII. tábla 6. kép). Miocén korú karsztos üregkitöltésként értelmezhető a felsőtárkányi Kő-köz kőbányája által feltárt sárga agyagos kötőanyagú radiolarittörmelék (IV. tábla 5. kép).



131. kép. Fúrókagylónyomos mészkőtöredék abrasziós breccsában. Bervai mészkőbánya 462 m-es szint (Sásdi L. gyűjtése)

Photo 131. Limestone fragment with trace of boring bivalves in abrasion breccia. 462 m asl in Berva quarry (Collected: L. Sásdi)

Mindezek alapján a Nagy-fennsíkon a tengeri üledékek megjelenésének értelmezéséhez szükséges teljes elborítottság csak a magasabb miocénben, a késő-kárpáti-badeni-kora-szarmatában képzelhető el.

A hegység északi előtere, a szűk értelemben vett Borsodi-medence (Kelet-borsodi-medence) hozzávetőlegesen az Upponyi-hegység-Rudabányai-hegység között húzódó kiemelt aljzatvonulattal határolható el az Egercsehi-Ózdi-medencétől. Ez a határ lényegében megegyezik a Darnó-zónával.

Az alsó riolittufa itt is szárazföldi kifejlődésű, változatos domborzatú, édesvízű tavakkal tarkított területre hullott. Csaknem teljes egészében lepusztult, nagyobb vastagságban néhány foltban, az egykori mélyedésekben őrződött meg. Szintén a szárazulat egyenetlenségei tükröződnek az V. (legalsó) telep szaggatott elterjedésében, a kőszénláp alaphegység kiemelkedések és riolittufa „dombok” tagolják. A szintkülönbségek a IV. telep képződésének idején már kiegyenlítődték, de a terület további süllyedése egyenetlen, meg-megszakadó volt, időnként kismértékű visszaemelkedés is feltételezhető. Erre utal a széntelep édes-csökkenésvízi és a köztük levő rétegek tengeri kifejlődése, a

rétegsorban kiutatható, egyes teleprészek lepusztulásával is járó szingenetikus erózió. A rétegsor kifejlődése a Cserehát felé nyíltvízivé változik, széntelep kiékelődnek, a tengerelöntések tehát keleti irányból érkezhettek.

Ez az ingressziós rétegsor áthúzódik a kárpáti emeletbe is. Itt is megtalálható a hegységterület besüllyedését jelző, alaphegységre települő, a Kis-fennsík É-i lejtőjén szakadozott vonulatban Mályinkától Sajóabonyig követhető kárpáti korú tengerparti kavicsösszlet. Mindezek alapján kárpáti korúnak tekinthető az Upponyi-hegységet fedő vékony kavicsréteg is.

A badeni elején a Bükkalja nagy részén lepusztulás következett, míg a medenceperemi részekben további süllyedésekkel párhuzamosan tengerparti üledékképződés folyt. Itt valamikor a badeni korszak későbbi szakaszán kezdődött a vulkáni működés harmadik fejezete, mely a szarmatában is folytatódva, egészen a pannóniai elejéig tartott. Centrumát (centrumait) a korábbiaknál távolabb, valószínűleg elsősorban K-i, ÉK-i irányban kell keresnünk. A szolgáltatott piroklasztikumok újra savanyú összetételűek, de a korábbiaktól eltérően hiányoznak az ártufa terítések. Főleg az ÉK-i peremrészen fordulnak elő alárendelten intermedier közbetelepülések, de ezek anyaga külső, távolabbi területek lepusztulásából származik. A vulkanizmus szüneteiben és további süllyedésekkel időről időre a csökkenésvíz tenger is elöntötte a terület részeit. A lefűződött öblökben, kis tavakban diatomás üledékképződés feltételei is megteremtődtek.

A Bükkalján végzett paleomágneses vizsgálatok szerint a terület az ottnangi közepén (az alsó riolittufa képződése után) óramutató járásával ellentétes irányban 40–60°-kal elfordult. Ehhez a badeniben (a középső riolittufa képződése után) további 30°-os ugyanilyen irányú forgás adódott. Az ennél fiatalabb képződmények már a mai mágneses irányt mutatják. Ez az átlag 80° elfordulást ÉK-Magyarország teljes térségében tapasztalható (MÁRTON, MÁRTON 1996), tehát a miocén eleji ősföldrajzi kép megalkotásakor ennyivel vissza kell forgatni.

A Ny-i előtérben a badeni során megkezdődő intenzív, túlnyomóan riolitos vulkanizmus anyaga gyorsan feltöltötte a medencét, ezen a területen már a késő-badeniben megjelennek szárazföldi-édesvízi kifejlődések. A Kelet-borsodi-medence mélyebbvízi badeni rétegsora ugyancsak tartalmaz riolittufa betelepüléseket.

A Bükk hegység belsejében tengeri kifejlődésű kora-miocén képződményeket ezidáig nem sikerült kimutatni. A Délkeleti-Bükk paleokarsztos töbreiben felhalmozódott agyagos kőzettörmelék is egyértelműen szárazföldi térszínre utal. Az eger-tihaméri növényleletek bizonyossága szerint a meleg-mérsékelt monszun éghajlat ekkor kezdett mediterrán jel-



legűvé alakulni (ANDREÁNSZKY 1955b). Ez a karsztosodási folyamat változásával, a nemkarsztos területek lepusztulásának periodikussá válásával járt.

Kérdéses a hegység belsejében található riolittufák származása és kora. Konvencionálisan a Bükkalja alsó riolittufájából származtatják, az ottnangi végén a Bükkől délre levő kitörési központok anyaga terítette volna be a hegységet, melynek maradványai az egykori mélyedésekben vészelték át a későbbi lepusztulást. Szerkezetük és jellegük alapján szárazföldi felhalmozódásra utalnak a dél-bükki Hosszú-völgy felső szakasza és a Nagy-Ökrös szomszédságában feltárt, radio-metrikus kor alapján badeni riolittufák (SERESNÉ HARTAI 1984). A Fehérkút erdő részben (a Nagy-Ökrös DK-i lábánál) mélyült Bükkzsérc Bzs–12 fúrás 46 m vastagságban harántolta a riolittufát, melynek legalsó 3 m-e agyagásványosan teljesen elbontott, efelett az összesült tufa teljes vastagságában zeolitosodott. 46–52 m között barnássárga, mészkőtörmelék agyag, majd az 53,8 m-ig tartó, erősen maghiányos szakaszból kevés laza, sárga homok került elő. Hasonlít a Nagy-fennsíkon JÁMBOR (1961) és BALOGH (1964) által említett foraminiferás homokhoz, valamint a Küllő-hegy déli lábánál Tóth G. által (TÓTH, FEJES 1986) feltárt karsztos hasadék kitöltéséhez. Ezekből pontos kor nem állapítható meg, de a Foraminiferák (BALOGH 1964) és a Körös-bérci-barlang kitöltésének ismert, legalsó, homokos rétegében talált cápa fog (Hír 1989) tengeri eredetet jelez.

A homokelőfordulások a hegység teljes területének tengeri elborítottságát sugallják, ez azonban a peremterületek miocén rétegsorai szerint csak a késő-kárpáti–kora-badeni intervallumban következhetett be.

A nyugati előtér badeni–szarmata korú riolittufáival ellentétben, a Bükkalja tufaösszletében zeolitosodás egyáltalán nem mutatható ki, míg Felsőtárkány–Felnémet körzetében a megvizsgált ignimbritek 3–40% klinoptilolit-tartalmúak. Mindezekből következően valószínűbb, hogy a hegység belsejében található riolittufa foszlányok nem délről, hanem nyugatról származnak, a kora-badeniben kerültek a hegységbe.

HEVESI (2002a) szerint az ottnangi–kora-badeni, kb. 3–4 millió éves időtartam alatt a hegység a kora-miocénban kihantolódott és módosult kora–középső-eocén tönkje laza tufa- és tengeri üledékretegekkel takart eltemetett elegyengetett felszínre; részben fedett, nemönálló karsztja eltemetett nemönálló karszttá alakult. Ez az intervallum azonban a késő-kárpáti–kora-badenire szűkíthető, azzal a megjegyzéssel, hogy a kora-miocénban nem volt eltemetve, tehát kihantolódás sem történhetett.

Talán már a badeni második felében megkezdődött a Bükk újabb kiemelkedése. Ezzel indult meg a hegység máig tartó lepusztulása és feltagolódása, létrejöttek a vékonyabb-vastagabb málladéktakarók, megkezdődött a hegység, újabb karsztosodása.

A Bükk a miocén vége felé már környezetéből határozottan kiemelkedett, mélyülő völgyekkel tagolt, számottevő magasságú hegységgé alakult. Szarmata tengeri (csökkentsősvízi) kifejlődések csak a hegységtől távolabbi területeken találhatóak. A hegységperemet körbevevő folyóvízi, tavi, mocsári üledékekben megjelenik az alaphegység alig koptatott törmeléke. A feltárt növénymaradványok mediterrán klímájú (forró, száraz nyár; enyhe, csapadékos tél), száraz talajú, kevert (örökzöld és lombhullató) erdőségeket bizonyítanak (ANDREÁNSZKY 1955b, ANDREÁNSZKY G. 1959b). Gátként ható kiemelkedésre utal az is, hogy csak a hegység É-i előterének szarmata–pannóniai rétegeiben található „gömöri eredetű” kavicsok (BALOGH 1964).

A főként mészkőterületeken feltűnő (karsztos) vörösayag képződése is ezen időszakra tehető. Az általánosan elterjedt nézettel szemben nem a mészkő oldási maradéka, hanem a hegységet beborító riolittufa málladéka (mint ilyen, megkülönböztetendő a fiatalabb, eolikus eredetű vörösbarna és sárga agyagoktól); nagy mennyiségben tartalmaz rezorbeált és dihexagonális porfirós kvarcot, valamint ilmenitet, ásványos összetételében jelentős a kaolinit.

A hegység kiemelkedése és az üledéktakaró lehordódása következtében, a föntiekben vázolt mediterrán éghajlati viszonyok között az eltemetett egyes nemönálló karszt mindinkább kihantolódva, ismét részben fedett nemönálló karszttá alakult. Kérdéses, hogy a megelőző időszak (eocén–kora-miocén) karsztos formakincséből a szarmata–kora-pannóniai karsztosodás mit és mennyit örökölt. Mint a korábbiakból kitűnt, a tórpusi–szubtrópusi felszíni karsztformák java a középső-miocénra már csaknem az egész hegységben elpusztulhatott.

Némi támpontot szolgáltat a délkelet-bükki Nagy-kőmázsa (383 m) egyik tetőközeli töbrében feltárt eredeti települési helyzetű és kora-pannóniainak határozott agyag (LÁNG et al. 1970). A kérdést ugyan nem dönti el, hogy a kitöltés a közölt adatok alapján még szarmata is lehet, de mindenképpen jelzi, hogy a Nagy-kőmázsa tetőközeli töbreinek a kora-pannóniában már létezniük kellett.

A hegység összképe azonban, a magasságviszonyokon túl is, erősen különbözött a maitól. Felszínalakulásában a mediterrán éghajlatra jellemző egyenetlen csapadékeloszlásból eredően az epizodikus, nagymennyiségű törmelékelszállítás jellemző. A forró nyarakon fellazult felszínről a téli intenzív esőzések mosták le a törmelékét, mindinkább vonal-szerűen koncentrálódva, ezáltal megkezdődött a mai völgyek őseinek kialakulása. A karsztvízszint relatív süllyedése következtében legkésőbb ekkor kezdődött meg az emelkedést megelőzően a mészkőtérszíneken is áthúzódó völgy-, ill. vízhálózat általános mélybe-fejeződése, ezzel a Kis- és a Nagy-fennsíkon, valamint a Délkeleti-Bükk többsoros völgyű mészkőtérsegein (Dorongos, Lófő-tisztás, Nagy-kőmázsa, Kőlyuk-galya és környékük) a völgyhálózat továbbfejlődése lényegében megszűnt. Ezért a badeni végi felszín alapvonásait napjainkig tartósíthatták magukon. Ugyanekkor, az emelkedés miatt, új erózióbázison, a mészkőperemeken új forrásbarlangok kezdtek kialakulni.

Visszatérő kérdés a Bükk hegységnek a pannóniai során való eltemetettsége. A (szarmatából folyamatosan kifejlődő) pannóniai képződmények a hegységperemtől távolabb, félkör alakban veszik körül a Bükk–Upponyi-hegység térségét, csak a keleti peremen, Mályinál közelíti meg azt. Míg délen és keleten közvetlen előteret alkotnak, északon csak a Sajó-völgyön túl található, nyugaton teljesen hiányoznak a pannóniai képződmények. A félszigetszerűen kiálló területen a badeni–szarmatában megindult szárazföldi felszínalakulás zavartalanul folytatódott a pannóniai során is (XIX. tábla 1. kép). Így a hegység tönkjének kihantolódása és föltagolódása, eltemetett nemönálló karsztjának részben fedett nemönálló karszttá való változása tovább tartott. Megfelelő korrelatív üledékek hiányában a hegység belsejének fejlődéstörténetére csak távolabbi területek analógiái alapján következtethetünk.

Bár a hegység törmelékanyaga hiányzik a pannóniai üledékekből, azonban teljesen elbontott és áthalmazott riolittufa bőven van a lignittelepekben, tehát legalább a Bükkalja egy részének felszínén kellett lenni. Meggondolandó az igazán műrevaló, nagyvastagságú lignittelepek (Visonta, Bükkábrány) szél- és hordalékárnyékba települt jellege; az itt élő, zömmel melegkedvelő fajoknak a háttérben meglevő kiemelkedés biztosította a kedvező mezoklíma kialakulását. RÁKOSI (1963) a Bükkábrány–15/8 fúrás pollenösszetételét elemezve megjegyzi, hogy azok „a közelben nagyobb hegység jelenlétét” bizonyítják. ANDREÁNSZKY (1955b) paleobotanikai elemzése alapján valamelyest hűvösebb, nedves, meleg-mérsékelt éghajlat volt, a növényzet összetétele a lombhullató erdők javára tolódott el.

A Vatta–Maklári-árok besüllyedése a miocén második felében folytatódott, e mozgással kapcsolatos a pannóniai lignittelepes összlet enyhe DK-i irányú megbillenése. Míg az árokban teljes paleogén–neogén kitöltés van, a mezőkövesdi gerincen a fúrások szerint a középső és az alsó tufaösszlet teljesen hiányzik, a paleogén rétegsor is erősen redukált. A hegység ezzel párhuzamos intenzív emelkedése során jöhetek létre a „visszavetődések”, a Bükkalja ÉK–DNy csapású, ÉNy-i dőlésű nagy vetői. Az árok déli pereme is meredek ÉNy-i irányú vető (45. ábra). E mozgásrendszerrel magyarázható a hegység szakaszos emelkedése, ezzel összefüggésben a karsztvízszint ingadozása.

A Bükk vertikális mozgásának elemzésekor célszerű figyelembe venni a szomszédos Mátra fejlődéstörténetét is. A hegység délnyugati részében, a Zagyva és a gyöngyösi Sár-hegy közti területen hiányzik a szarmata–alsó-pannóniai képződménysor, ettől Ny-ra és K-re azonban teljes vastagságában megvan. A Gyöngyöspatai-medencében a rétegvulkáni összletre a peremen édesvízi diatomit, a medence belsejében agyagmárga települ, erre vékony felső-badeni tengeri kifejlődés, majd ismét csökkentsósvízi rétegek következnek. Efölött, valószínűleg a Mátra D-re való kibillenése következtében felső-pannóniai lignittelepes összlet települ. Következésképp a badeni emelet alsó felében felépült vulkáni kúp keletkezése óta hegységként kiállt a környezetéből. Amennyiben jelentős szintkülönbség volt a két hegység között, azaz a Bükk lényeges késéssel emelkedett a mai, a Mátrával megegyező tetőmagasságba (XXIII. tábla), a két hegység között meghatározó szerkezeti zónának kellene lenni. Ennek azonban nem ismeretes a nyoma.

A hegység szerkezet- és felszínalakulásának történetét a késő-pannóniaiától a középső-pleisztocénig — megfelelő képződmények hiányában — nem tudjuk követni, csupán elméleti feltételezésekre, más területek fejlődéséből levonható következtetésekre vagyunk utalva.

A pannóniai korszak második felében a klíma fokozatosan változott, a monszun éghajlat előbb meleg száraz, sztyeppe jellegű, majd a végére félsivatagi jellegű lett (KRETZOI 1983, SCHWEITZER 2001). Ebben az időszakban mehetett végbe a hegység nyugati és északi előterének 400–450 m tetőmagasságú egységes felszínre való lenyesődése (XXIII. tábla). Ez a felület messze túlnyúlik északon a Sajó-völgyön és ráterjed az ottani alsó-pannóniai öszletre, nyugaton pedig — a Mátra északi előterét is alkotva — oligocén képződmények alkotják a felszínt. A Bükk feltételezhetően a mai szintkülönbségeknek megfelelően emelkedett ki a környezetéből, az egész térség azóta egy tömbben emelkedett.

A pliocén elejétől az éghajlati viszonyok újra megváltoztak, a csapadékmennyiség növekedése és a hőmérséklet lassú csökkenése miatt a mezőségek helyét mind sűrűbb, végül szinte monszun vagy meleg-mediterrán jellegű erdőségek foglalták el (KRETZOI, PÉCSI 1982). Ennek a periódusnak az egyetlen jól azonosítható képződménye a Sajótól északra a dombtetőkön, a korábban egységesre nyesett felszínre települő folyóvízi durvakavics (Borsodi Kavics Formáció).

A pliocén–pleisztocén folyamán a térség egyöntetű emelkedésével fokozódtak a hegység központi része és a környezet között a klimatikus különbségek. A hegységből a nagy reliefenergia következtében gyors kifolyású vizek fokozatosan bevágódó völgyelődéseket alakítottak ki a környező tönkfelszínen is, ezzel egyben tovább növelték a reliefenergiát. A hátravágódó völgyek néhol áttörték a Nagy-fennsík peremét és magukhoz kapcsolták az ősi völgytorzókat.

A távolabbi területeken is egyre jobban koncentráálódtak a folyóvizek, ezáltal megkezdődött az előtéri területeken is a mai völgyhálózat kialakulása, a felszín feltagolódása. Ekkor jelentek meg a nyugati előtér átfolyó völgyei (Eger, Laskó), valamint északon a Sajó.

Ebben az időszakban fejeződött be a Bükk fedettkarsztjának részben-fedett nemönálló karszttá alakulása. Ennek során (közvetlen felépítése következtében) vegyeskarszt jellegét mindvégig megtartotta, s fedett karsztjából máig megmaradt néhány jelentékeny folt (HEVESI 2002b).

Kevésbé kutatott a jégkorszak(ok) felszínformáló hatása. A pleisztocén időszakban fellépő szélsőséges klímaingadozás következtében a fejlődés menet egyenletlenné vált. Az interglaciálisokban a korábbi, meleg-nedves éghajlati formaalakulás folytatódott, ettől lényegesen eltérő a glaciálisok hideg száraz klímáján végbemenő fejlődés. A jégkorszakokban (glaciálisokban), különösen azok hűvös, rövid nyarú, hideg száraz telű szakaszaiban, a folyóvizek tevékenysége háttérbe szorult,

a felszínalakulást a fagyaprózódás és a szállítóközeg nélküli lejtős tömegmozgások irányították. A talajfagy állandósulása és a felső talajszint nyári fölengedése kedvező feltételeket biztosított a talaj- és sárfolyások (geliszoliflukció) kialakulásához. Így ezek a Bükkalja és a Bükkháta (Bükkhát) laza, neogén üledékekből és tufákból-tufitokból álló térszíneibe könnyen martak széles, lapos katlanokat és völgyeket (deráziós formák), s ezeket nemegyszer újabb csúszó lejtő-üledékekkel viszonylag hamar teljesen be is temették. A talaj- és sárfolyások, valamint a csuszamlások a hegység belsejében is fontos felszínformáló tényezők voltak. Itt elsősorban az agyagpalából és mállott vulkanitokból álló lejtőket támadták meg.

A keményebb kőzetfelszíneken a fagyaprózódás érvényesült, ami a lepusztulás-peremek és a meredek völgyoldalak, szurdokok sajátosságait tovább hangsúlyozta, fagylépcsőkkel gazdagította (krioplanáció), éles formakincsük szerepét a hegység összképének kialakításában megnövelte; az elaggott barlangokat rombarlangokká csonkította, részben vagy egészen elpusztította (132. kép, II. tábla 5. kép, IX. tábla 2. kép, XX. tábla 1., 2. kép). A hatékony fagyaprózódás következtében a meredek sziklafalak alatt terjedelmes kőfolyások, néhol törmeléklejtők alakultak ki (KEREKES 1941). A mészkő hasadékait kitöltő agyagos lejtőüledékek víztartalmának ingadozása, kolloidos duzzadása és összeesése, továbbá a víztartalom fagyás-olvadás okozta térfogatváltozásai a mészkőtérszinek egyébként alárendeltebb aprózódását rendkívül jelentőssé fokozták.

Tartós fagy jelenlétére utaló nyomok régóta ismeretesek a hegység környezetében. KERÉKES (1936) fosszilis tundratalajt írt le Egertől K-re, hasonló fagyékek láthatók a noszvaji Kavicsos-tető szőlőskei kavicsbányájának legfelső szintjén a déli falban (XIX. tábla 4. kép). Ugyancsak tundrajelenségeként értelmezhető a felnémeti Pásztor-völgy torkolatától ÉNy-ra húzódó gerincen látható poligonálisan felrepedezett riolituffit felszín (XIX. tábla 3. kép).

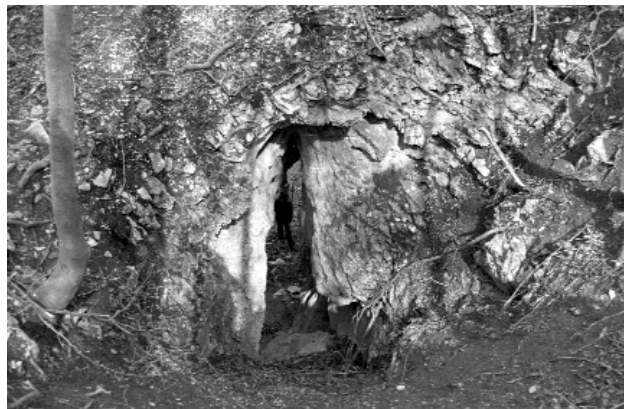
A jégkorszaki éghajlatváltozások a karsztosodást közvetlenül is lényegesen befolyásolták. Míg a meleg, nedves interglaciálisokban a karsztos folyamatok a korábbi módon mentek végbe, a hideg száraz periódusokban a hőmérséklet, a csapadékmennyiség és a talajélőlények számának csökkenése, valamint a víz mélybeszivárgását akadályozó fagyott föld az oldó folyamatokat lefékezte. A beszivárgás megakadályozásával a fagyott talaj lényegében a fedettkarszt jelleg időszakos térnyerését tette lehetővé. Az olvadékvizek a mészkőterületekről is csaknem teljesen lefolytak, a meredek oldalakon eróziós völgyeket vésve (X. tábla 4. kép). A völgyekben lefolyó víz és a mészkőfalak repedéseiből szivárgó karsztvíz találkozási pontjain a keveredési korrózió következtében üregek oldódtak ki (XIX. tábla 5. kép). A fennsíkperemet áttörő szurdokvölgyekben nagyszámban láthatók ezek az általában néhány méter hosszúságú, befelé gyorsan szűkülő üregek (ezeket tartja a geomorfológiai irodalom pleisztocén forrásbarlangoknak és erre alapozva állapít meg időleges karsztvíz-szinteket és emelkedési szakaszokat), de hasonló típusúak a beomlott barlangjáratoknak vélt szurdokok üregei is (Puskaporosi-, Lök-völgyi-, Kő-közi-szurdok).

Ha a vízfolyások útközben elnyelődésre alkalmas pontot találtak (olykor a mészkőfelszín belsejében is) a csapadékmennyiség általános jégkorszaki csökkenése ellenére szinten tarthatták, néha és néhol meg is gyorsíthatták a víznyelő- és barlangképződést.

KERÉKES (1936, 1941) a hegyvidék sárga és vörösbarna agyagképződményeit a lösszel egyezően, porhullásból eredeztette. Hasonló eredményre jutott JÁMBOR (1959b) a Nagy-fennsíkon mélyített akna anyagának vizsgálatával. PELIKÁN (1992) néhány fennsíki töbrő száraz magfúrással feltárt rétegsorában világossárga, mészkőtörmelékes agyag és vörösbarna, törmelékmentes agyag váltakozását írta le. Minthogy a Bükk legmagasabb részein a jégkorszakok leghidegebb szakaszaiban magashegységi klíma alakulhatott ki, a hófelhalmozódás is jelentősebb lehetett. A mészkőtörmelék csak fagyott hóval kerülhetett a peremekről a töbrök lapos felszínű belsejébe. Szintén vastagon fagyott felszínen az olvadó hó lefolyásával magyarázható a kicsorbult töbrökből induló, mészkőfelszínen húzódó V alakú völgyek keletkezése (ennek legszebb példája a Tányéros-töbrőnél van).

Mint az eddigiből kitűnt, a karsztosodás a szarmatától a kora-pannóniai végéig viszonylag hatékony lehetett, majd a kora-pannóniai végén – késő-pannóniai lelassult, sőt az éghajlat szárazabbá válása miatt átmenetileg meg is szűnhetett. A pliocéntól ismét jelentős karsztosodással kell számolnunk.

A középső-pleisztocén kezdetétől (~700 000 év) az egykori környezetre a karsztos üregek őslénytani leletei szolgáltatnak adatokat. A pleisztocén gerinces faunák részletes feldolgozását JÁNOSSY (1979) végezte el, a Bükk körzetére újabb áttekintést KORDOS (2002) adott. A következtetések levonásánál azonban figyelemmel kell lenni, hogy a hegyvidék sajátos klímája miatt az élővilág kevésbé volt érzékeny a változásokra. Mindazonáltal a klímaváltozásokhoz kapcsolódó növényzet- és faunaváltások bizonyos hézagokkal ugyan, de követhetők.



132. kép. A Tamás-kői-átjáró felső nyílása

Photo 132. Upper mouth of the Tamás-kői-átjáró

A karsztos üregek képződésének kora és a kitöltés kora között azonban nincs egyértelmű összefüggés, emiatt az ezekből levont geomorfológiai és karsztfelődési (karsztvízszint, forrásbarlangok) következtetésekkel óvatosan kell bánni. Amennyiben eredeti (és nem utólag behalmozódott) kitöltésről van szó, abban az esetben a kitöltés kora az üreg keletkezési korának lehetséges felső határát adja meg. Egyetértve HEVESI (2002b) megállapításával, mely szerint „az odor-vári Hajnóczy-barlangnak és a Köves-várad-karsztzsák hajdani kürtőrendszerének a kora-jégkor kora-bihari szakaszának végén, a Tar-kői-kőfülkévé csonkult barlangnak a mindel II. jégkorszakban (bihari II), a Balla-völgyi Poros-lyuknak és a Füzér-kői-nagy-átjárónak a riss-würm jégkorszak közben már mindenképpen léteznie kellett”, a középső-pleisztocén korú kitöltések a barlangok tényleges keletkezési korára semmilyen információt nem adnak; azaz lehetnek sokkal idősebbek, csak ebben az időszakban nyíltak felszínre, illetve töltődtek ki üledékkel.

A diósgyőri, miskolctapolcai, sályi és a kácsi langyos forrásokban élő fekete csiga, a *Neritina (Theodoxus) prevostianus*, valamint a miskolctapolcai és a kácsi langyos forrásokban élő *Melanopsis acicularis* (SCHRÉTER 1915c), mint pliocén–pleisztocén reliktum azt igazolja, hogy e forráscsoportok azóta lényegesen nem változtatták a helyzetüket. A késő-pleisztocénben kezdődött meg a hatalmas forrásmészakó-lerakódás a mónosbéli Vízfő alatt (SCHRÉTER 1913a,b; HEVESI 1972), a víz ma is ugyanazon a helyen, a mai völgytalp felett mintegy 100 m-rel fakad. Valószínű, hogy a Szinva-, a Szalajka-, a Galya-, a Garadna-, a Margit- és a felsőtárkányi Szikla-forrás, valamint az időszakos Vörös-kő-, Imó-, Fekete-len-forrás is ekkor foglalta el jelenlegi helyét. Ugyancsak a késő-pleisztocénben kezdett kiválni az egri vár és a tetemvár édesvízi mészkőtakarója (KROLOPP et al. 1989), itt azonban a hévforrás a holocénban a mai völgytalpra helyeződött át.

A hegység utolsó jégkorszak utáni fokozatos beerdősődésével ugyan ismét lefékeződött a lepusztulás, az azonban erősen csökkent intenzitással máig tart. Az éghajlat lassú, de végeredményben jelentős nedvesedésével a mintegy 7000 éve kezdődött (a mainál valamivel melegebb és csapadékosabb) atlanti korszakban a karsztosodás ismét felerősödhetett a gazdag aljnövényzetű tölgyesek alatt képződő barna, helyenként fekete erdőtalajokban (rendzina), vörös agyagos maradványtalajokban bőségesen termelődő CO<sub>2</sub> és humuszsavak közreműködésével. E folyamatok, kissé lelassulva ugyan, napjainkban is hatnak.

A késő-pleisztocénben, mintegy 130 000 éve már az ember is megjelent a Bükk hegységben, legnevesebb lelőhelyei a Szeleta-barlang, az Istállóskői-barlang, a Balla-barlang, a Suba-lyuk. A kőkori kultúrák még csak használták a terméshozadékot, a gyűjtögető életmód nem tette szükségessé, de az eszközök kezdetlegessége, ill. hiánya nem is tette lehetővé a természetes állapot megváltoztatását. A fémkorszak beköszöntével azonban más típusú tájhasználat kezdődött. Az új eszközök lehetővé tették az erdővágást, a földművelést, megindultak az építkezések. A késő-rézorból származnak az első, kis kiterjedésű földvárak. A nagyszabású földvárépítő népesség azonban a késő-bronz-kora vaskorban telepedett meg a térségben. A kyaticei kultúra népe telepeit földhányásokkal erősítette, ezek még mai szemmel nézve is hatalmas tömegű föld megmozgatásával jártak. A páasztorkodás mellett űzött fémfeldolgozás és cserépedénykészítés nyilván nagymennyiségű fa elégetését igényelte, joggal feltételezhetjük, hogy az erdőirtások nyomán fellépő talajerózió ekkor kezdődött.

A földtani térképek — helytelenül — a települések belsejében is az eredeti képződményeket ábrázolják, pedig az ember a felszíni – felszín közeli képződményeket többé-kevésbé átalakítja (feltöltés, alapozás, árokásás, szilárd burkolatú utak stb.).

A mezőgazdaság tájtalakító szerepe alárendelt, a szántás, legeltetés, erdőirtás csupán az erózió felgyorsulását segítik elő, talán a szőlőtelepítés bolygatja meg legmélyebben a legfelső rétegeket. Sokkal jelentősebb az ipari tevékenység, elsősorban a bányászat. Míg a régebbi korok kisüzemi kőbányái alig észrevehető méretűek, a modern kor gépesített bányászata néhol jelentősen megváltoztatta a hegység képét (Berva, Bél-kő, Nagy-kőmázsa, Szomorú stb.). Ebben a kifejtett köztömegek helyén maradó bányaudvarok, de méginkább a hatalmas meddőhányók játszanak fontos szerepet. Jelentős földmunkákkal jártak az út- és vasútépítések, míg a vízrendezéssel kapcsolatos munkálatok a térségben alárendeltek.

Ugyancsak fontos antropogén tényező a hulladékelhelyezés. Ipari hulladékként a diósgyőri vasgyár salakja komoly mennyiségű a Tatár-árokban, a kommunális hulladék a hegység területén kívül kerül szervezett elhelyezésre.

A ma is élő szerkezeti mozgásokat a történelmi közelmúlt gyakori — bár nem erős — földrengései jelzik.

# A Bükk hegység vízrajzi, vízföldtani viszonyai

## BEVEZETÉS

A Bükk hideg és langyos karsztforrásainak hasznosítása ősidőkre nyúlik vissza. Eger meleg forrásainak használatáról középkori feljegyzések tanúskodnak, az itten karthausi fürdő épületéről 1448-ból származik az első írásos adat (SUGÁR 1983). Bakócz Tamás egri püspök 1445-ből való számadáskönyvében a fürdő épületére költött javítási költségek szerepelnek. A török megszállás alatti fürdőkultúráról röviden megemlékezett EVLIA CSELEBI is 1664-ből származó útleírásában. A Bükk karsztforrásainak tudományos vizsgálatára vonatkozó első adat 1762-ben jelent meg, amikor a Helytartótanács előírta a megyei főorvosok részére a megyéjük területén található ásvány- és gyógyvizek összeírását.

A 19. sz. végén egyre inkább előtérbe került a nagyvárosok vezetékes vízzel való ellátása, ennek keretében Miskolcon már 1903-ban megkezdték a tapolcai hideg forrás fúrásokkal való megkutatását a tervezett vízműhöz. Erről Szontágh T. kéziratos szakvéleménye tájékoztat, míg PAPP (1907a, b) Miskolc környékének földtani és vízrajzi viszonyairól írott tanulmánya nyomtatásban is megjelent. Papp K. 1914-ben és 1916-ban is foglalkozott a tapolcai források hidrogeológiájával, munkái azonban sajnálatos módon kéziratban maradtak, pedig a legtöbb megállapítása máig helytálló. Korán megindultak az összefüggés-vizsgálatok is, az első dokumentált víznyomjelzéseket 1911-ben (EMSZT 1912) és 1912-ben (SZINYEI MERSE 1913a, b) végezték a Felső-forrás völgyében a Diósgyőri Papírgyár megrendelésére. A Bükk hegységi csapadék karsztba beszivárgó hányadának meghatározásával Kessler H. próbálkozott elsőként 1955-ben, a Szent István-barlangban a csepegő vizek mennyiségének mérése alapján.

Nagyarányú hidrogeológiai munkálatok az 1950-es évektől kezdődtek. Eleinte csak a jelentős források vízének helyszíni, és laboratóriumi vizsgálata történt meg, amit a források környezetében mélyített fúrásos kutatás követett. Az 1960-as évektől elsősorban az FTV kutatásai tették lehetővé a hegység vízföldtani viszonyainak felderítését. Ezt napjainkig könyvtárnyi különféle tanulmány elkészítése követte, amelyekben a hidrogeológiai vizsgálatoktól kezdve a foglalni kívánt karsztforrások védőidomának meghatározásán túl barlangkutatással kapcsolatos eredményekről is számot adtak a szerzők.

A hegység vízföldtani viszonyainak ismeretanyaga az 1986–1993 és 1996–2001 közötti földtani térképezés és az ahhoz kapcsolódó hidrogeológiai megfigyelések eredményeként lényegesen gyarapodott (JOCHÁNÉ EDELÉNYI et al. 2002, SASDI in BARÁZ 2002), de továbbra is maradtak bőven megoldásra váró problémák (pl. mélyebb szerkezeti viszonyok, karsztos kőzetek mélységbeli folytatása a medencék fedőüledékei alatt stb.).

A hegység vízföldtani térképeinek szerkesztéséhez alapként napjainkig BALOGH (1963) 1:100 000-es méretarányú földtani térképét használták, ennek litológiai tartalma áttekinthető hidrogeológiai munkákhoz általában kielégítő volt. Az új felvétel alapján készült 1:50 000 méretarányú térkép pontosította a kőzettestek rétegtani és tektonikai helyzetét, ezáltal helyenként alapvetően befolyásolta a hidrogeológiai viszonyok értelmezését is.

## A BÜKK HEGYSÉGET FELÉPÍTŐ KŐZETEK HIDROGEOLÓGIAI SZEMPONTÚ BESOROLÁSA

### ALAPHEGYSÉGI KÉPZŐDMÉNYEK

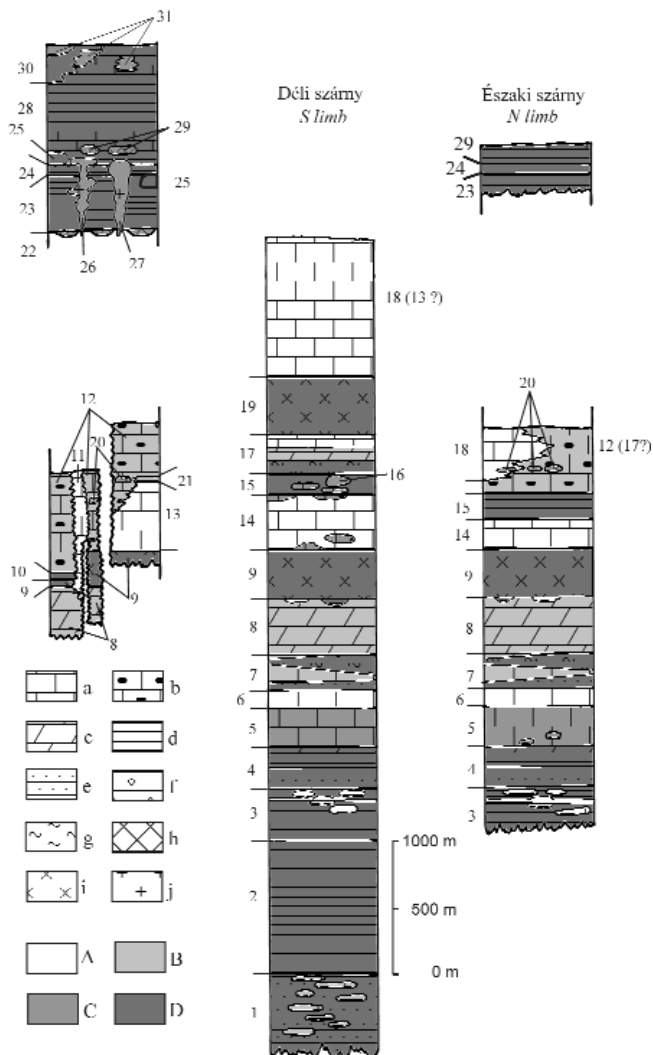
*Kitűnően karsztosodnak és jó vízvezetők* a középső–felső-triász platform kifejlődésű mészkövek (Fehérkői Mészkő, Bükkfennsíki Mészkő, Kisfennsíki Mészkő, Bervai Mészkő), amit a fejlett karsztformák, a jelentős méretű barlangrendszer, a hegységperemen az e kőzetekből fakadó nagy vízhozamú hideg és langyos vízü karsztforrások jeleznek.

*Közepesen karsztosodó, közepes vízvezető, de jó víztározó* a felső-perm Nagyvisnyói Mészkő és a középső-triász Hámori Dolomit. Valamelyest jobb vezető, ennek megfelelően gyengébb tározó az alsó-triász Gerennavári Mészkő és a jura Bükkzsérci Mészkő (46. ábra, XXXII. tábla).

*Közepesen-gyengén karsztosodó és vízvezető* a tűzkőtartalom és a márgabetelepülések függvényében a felső-triász tűzköves mészkőösszlet (Felsőtárkányi Mészkő).

Déli-Bükk és Fennsík  
S Bükk and Bükk Highland

Észak-bükki antiklinális  
Northern Bükk anticline



46. ábra. A Bükk paleo-mezozoos képződményeinek elvi vízföldtani szelvénye

**Litológia:** a = mészkő, b = tüzköves mészkő, c = dolomit, d = agyapala, e = homokkő, f = konglomerátum, g = márga, h = radiolarit, i = savanyú magmás kőzetek, j = bázikus magmás kőzetek; **Vízvezető képesség:** A = kitűnő, B = közepes, C = gyenge, D = vízzáró; **Litosztratiográfiai egységek:** Karbon 1 – Zobóhegyesei F., 2 – Szilvássvárad F., 3 – Mályinkai F., Permian: 4 – Szentléleki F., 5 – Nagyvisnyói Mészkő F., Triász: 6 – Gerennavári Mészkő F., 7 – Ablakoskővölgyi F., 8 – Hámori Dolomit F., 9 – Szentistvánhegyi Metaandezit F., 10 – Várhegyi F., 11 – Bervai Mészkő F., 12 – Felsőtárkányi Mészkő F., 13 – Bükkfennsík Mészkő F., 14 – Fehérkői Mészkő F., 15 – Vesszősi F., 16 – Létrási Metabazalt F., 17 – Hegyestetői F., 18 – Kisfennsík Mészkő F., 19 – Bagolyhegyi Metariolit F., 20 – Szinvai Metabazalt F., 21 – Répáshutai Mészkő F., Jura 22 – Bányahégyi Radiolarit F., 23 – Lökvölgyi F., 24 – Vaskapui Homokkő F., 25 – Rocskavölgyi F., 26 – Szarvaskői Bazalt F., 27 – Tardosi Gabbro F., 28 – Oldalvölgyi F., 29 – Csipkéstetői Radiolarit F., 30 – Mónosbéli F., 31 – Bükkzsérci Mészkő F.

Figure 46. Theoretic hydrogeological sequence of the Palaeo-Mesozoic formations of the Bükk Mountains

**Lithology:** a = limestone, b = cherty limestone, c = dolomite, d = clay shale, e = sandstone, f = conglomerate, g = marl, h = radiolarite, i = acidic magmatic rocks, j = basic magmatic rocks, **Water transmissibility:** A = very high, B = medium, C = low, D = impermeable rock. **Lithostratigraphic units:** Carboniferous: 1 – Zobóhegyese Fm, 2 – Szilvássvárad Fm, 3 – Mályinka Fm, Permian: 4 – Szentlélek Fm, 5 – Nagyvisnyó Mészkő Fm, Triassic: 6 – Gerennavár Limestone Fm, 7 – Ablakoskővölgy Fm, 8 – Hámor Dolomite Fm, 9 – Szentistvánhegy Metaandesite Fm, 10 – Várhegy Fm, 11 – Berva Limestone Fm, 12 – Felsőtárkány Limestone Fm, 13 – Bükkfennsík Limestone Fm, 14 – Fehérkő Limestone Fm, 15 – Vesszős Fm, 16 – Létrás Metabasalt Fm, 17 – Hegyestető Fm, 18 – Kisfennsík Limestone Fm, 19 – Bagolyhegy Metariolite Fm, 20 – Szinva Metabasalt Fm, 21 – Répáshuta Limestone Fm, Jurassic: 22 – Bányahégy Radiolarite Fm, 23 – Lökvölgy Fm, 24 – Vaskapu Sandstone Fm, 25 – Rocskavölgy Fm, 26 – Szarvaskő Basalt Fm, 27 – Tardos Gabbro Fm, 28 – Oldalvölgy Fm, 29 – Csipkéstető Radiolarite Fm, 30 – Mónosbél Fm, 31 – Bükkzsérc Limestone Fm

**Vegyes tulajdonságúak** a mészkő-betelepüléseket tartalmazó palaösszletek (a karbon Zobóhegyesei és a Mályinkai Formáció, az alsó-triász Ablakoskővölgyi Formáció, a felső-triász Vesszősi Formáció, a jura Oldalvölgyi és a Mónosbéli Formáció). Összességében vízrekesztők, bár a bezárt mészkőrétegek-mészkőlelencsék esetenként jól karsztosodnak, a beszivárgó víz kis hozamú karsztforrásokban bukkan felszínre, víztározó jelentőségük azonban alárendelt.

**Vízrekesztőnek** tekinthető a karbon Szilvássvárad, a középső-perm Szentléleki, a jura Lökvölgyi, Vaskapui, és Rocskavölgyi Formáció. Sok vízvezető hasadékat tartalmaz a jura Bányahégyi Radiolarit és a Csipkéstetői Radiolarit, amit számos, belőlük fakadó kis forrás jelez (pl. Répáshutától É-ra és Ny-ra). Ide tartoznak a magmás kőzetek is: a középső-triász Szentistvánhegyi Metaandezit, a felső-triász Bagolyhegyi Metariolit, Szinvai Metabazalt, Létrási Metabazalt, a jura Szarvaskői Bazalt és Tardosi Gabbro. Csak a felszínközeli repedezett zónák tárolnak jelentéktelen mennyiségű, hasadékkövekben megjelenő vizet.

#### FEDŐHEGYSÉGI KÉPZŐDMÉNYEK

**Jól karsztosodik és jó vízvezető** az eocén Szépvölgyi Mészkő.

**Vízrekesztő tulajdonságú** az eocén Kosdi Formáció, gyenge hasadozottsága ellenére az oligocén Budai Márga, Tardi Agyag, Kiscelli Agyag, a miocén Felsőnyárádi F., Salgótarjáni F., Gyulakeszi Riolituffa, Tari Dácituffa, Harsányi Riolituffa, Garábi Slír, Felnémeti Riolituffa, Csákvári Agyagmárga. Az e képződményeken meggyűlő víz karsztos közethez érve víznyelőben tűnik el (pl. Nagymező, Perpác, Kisfennsík).

**Víztározó** a Kiscelli Formáció alsó (homokbetelepüléses) szakasza és a Noszvaji Tagozat homokos kavics összelete, a miocén Egyházasgergei Homok, valamint a Kozárdi Formáció és a Zagyvai Formáció vastagabb homoktestjei. A negyedidőszaki képződmények közül csak az állandó vízfolyással rendelkező völgyek alluviális kitöltései víztározók.

## KARSZTVÍZHÁZTARTÁS

A csapadék egy része a talaj- és kőzetfelszínről, valamint a növényzetről elpárolog. Az el nem párolgott csapadék egy hányada záporpatakok, olvadékvizek formájában folyik le, hozzájárulva a völgyoldalak kőzetmálladékának leöblítéséhez, a hordalékanyag elszállításához. Ez elsősorban a vízzáró agyagpalákból és vulkanikus kőzetekből felépített területek jellemzője. A csapadék többi része beszivárog a kőzetek rénszrendszerébe, valamint medernyelők és pontszerű víznyelők juttatják a karsztba, ezáltal a mészkőterületeken a felszín alatti karszt alakítója lesz.

A hegység egyes részein a jelentős szintkülönbségekből adódóan (120–959 m) igen eltérő az évente lehullott csapadék mennyisége. A csapadékösszeg számításában azonban különbségek mutatkoznak. A 2000. évről megjelent Vízirajzi Évkönyv szerint (az év kevésbé csapadékos időszak lévén) a területi átlag 465 mm volt, 373 mm minimum (Bogács), 617 mm maximum (Bánkút) mellett. Az 1961–1990. évek közötti időszak adataiból számítható területi átlag 628 mm (544 mm minimum Miskolc–Avas; 780 mm maximum Jávorkút). Rádai Ö. 1985-ben végzett, 25 évet felölelő számításai szerint a sokéves átlag 754 mm volt, míg Lénárt L. 1989-ben, a mérőállomás létesítésének idejétől függő, de maximum 50 évre visszamenő számításai szerint 671 mm adódott.

A Bükk karsztjának vízháztartási paramétereit a legnagyobb részletességgel a Vituki munkatársai (IZÁPY, MAUCHA 1992) vizsgálták. Számításaik szerint a Bükkben (1951–1980 közötti időszak, 15 állomás alapján) az átlagos csapadékmennyiség 773 mm/év. Ez a tengerszint feletti magasságtól függően eltérő, a hegylábánál 650 mm/év körüli, míg a 959 m csúcsmagasságú Nagy-fennsíkban 800 mm/év-et is meghaladja. A beszivárgási százalék meghatározásánál számításba vették a víznyelők nemkarsztos vízgyűjtőterületét is, így a teljes vízgyűjtő 280 km<sup>2</sup>-nek adódott.

A sokéves forráshozamok összege (termelő kutakkal együtt) a hozammérések és termelési értékek alapján 193 000 m<sup>3</sup>/nap, ebből a sokéves átlagos beszivárgás 32,4%. Ez természetesen szintén területenként eltérő, a déli hegylábi karsztfelszíneken néhol 26%-nál is kevesebb, míg a fennsíki régióban a 36%-ot is meghaladhatja.

## VÍZRAJZ

### VÍZFOLYÁSOK

A Bükk területén eredő, vagy azon átfolyó patakok a Tisza vízrendszeréhez tartoznak. Nagy részük közvetlenül, az É-i oldal vizei azonban közvetve, a Sajón keresztül ömlenek belé (47. ábra).

A hegység — földtani felépítése következtében — nincs egyenletesen behálózva patakokkal. A mészköves területek jelentős része vízfolyásmentes, a töbrökkel jellemzett térszínnek felszíni lefolyással nem rendelkeznek (Kis-fennsík, Nagy-fennsík, Répáshuta–tapolcai-karsztterület). Ezzel ellentétben, a pala- és magmás kőzetekből felépült területek kis hozamú vízfolyásokkal sűrűn átszőttek.

A hegységet átszelő legnyugatabbi vízfolyás a Laskó-patak. A Pétervásárai-dombvidéken, Hevesaranyos és Szűcs környékén ered, Bátor és Egerbakta közt szurdokszerű völgygel hatol át az alaphegységen.

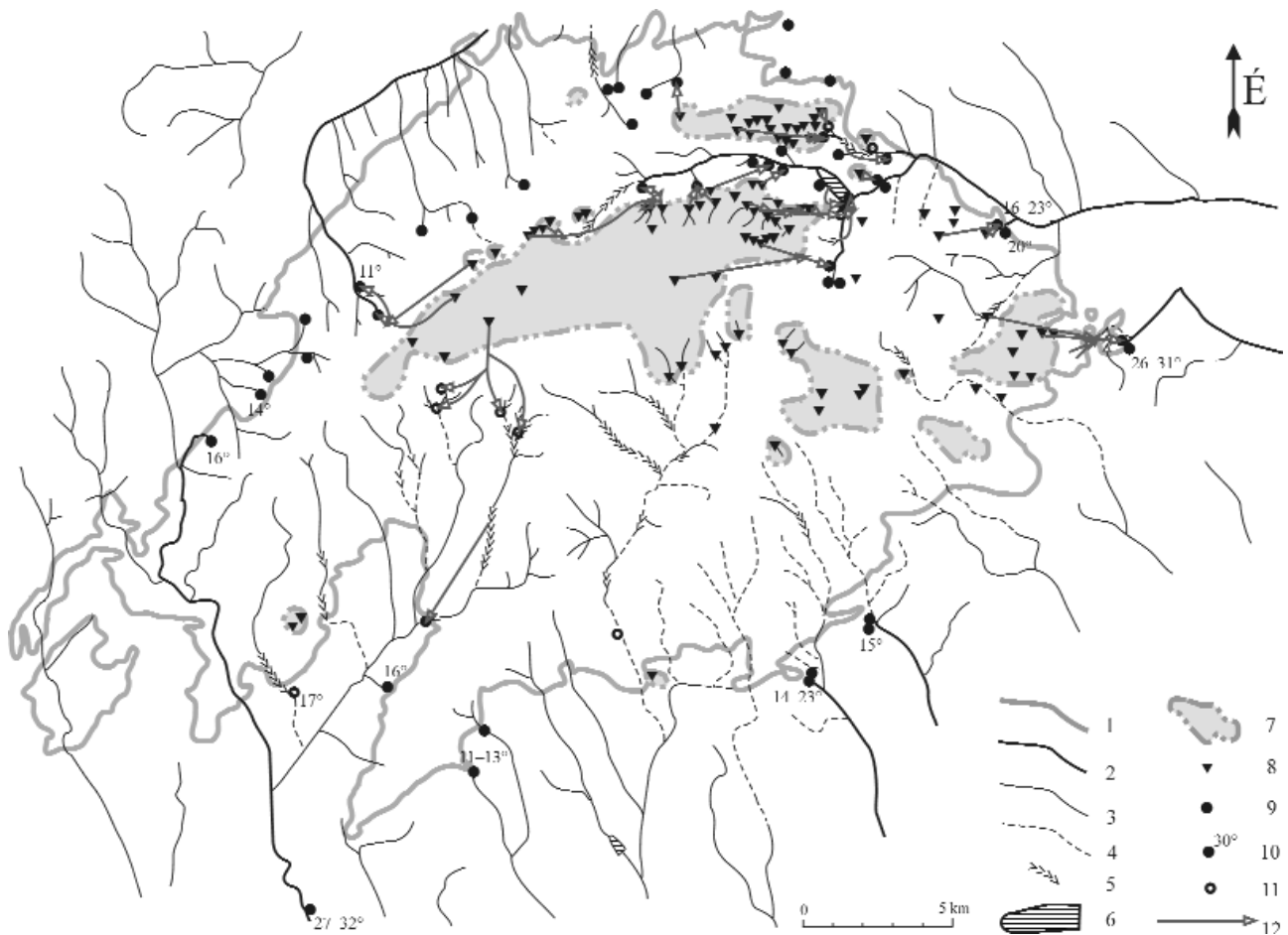
A Déli-Bükk legjelentősebb vízfolyása az Eger-patak, melynek vize Bükkszentmárton–Bekölce–Balaton vidékéről indul. Egyik legjelentősebb táplálója a mónosbéli Vízfő-forráscsoport. Legnagyobb oldalvölgye a Villó-völgy, ebben folyik az Egercsehitől induló Villó (Csehi)-patak. E vizek a Bükk alaphegységi kőzeteiben kialakult meredek oldalú, V alakú eróziós völgyek mélyén folynak, Szarvaskő környékén a vulkáni kőzetekben (bazalt) szurdokot alakítva ki.

Felnémetnél ömlik az Eger-patakba a Tárkányi-patak, amely nagy kiterjedésű mellékvölgyhálózatával (Berva-, Mész-, Mellér-, Pes-kő-, Gyetra- és Vörös-kő-, Lök-völgy) a Bükk délnyugati palaterületének vizeit gyűjti össze. Ide szolgáltatják viziüket a hegység nevezetességei, az időszakosan működő karsztforrások (Vörös-kő-, Imó-, Fekete-len-). Legnagyobb állandó forrása a felsőtárkányi Szikla-forrás.

A Déli-Bükköt kettéválasztó Hór-völgy felső szakasza gyűjti össze az állandó vizű Hosszú-völgy, valamint a Balla-, Gyertyán- és Pázsag-völgy időszakos vízfolyásait. A mészköves területen futó völgyszakaszban a medernyelők miatt csak az árvizek képesek végigfolyni. A Délkeleti-Bükk mészkőtérszínére a száraz völgyek jellemzők, vízfolyás csak néhány helyen (pl. a Szent Miklós-forrásnál és az Ilona-kútnál) ered, de viziük hamarosan elnyelődik a karsztban. A Déli-Bükk északi peremén csordogálnak azok a rövid patakok, melyek a Répáshuta–Bükkzentkereszt közötti vonal mentén kialakult víznyelőkben tűnnek el. A hegységperemi karsztforrásokból ered a Kácsi- és Sályi-patak.

A Bükkalját a hegységből kifutó, közel párhuzamos völgyek tagolják, ezekben állandó vízfolyás csak az alaphegység peremétől kezdődően jelenik meg (Ostoros-patak, Novaji-patak, a Síkfőkútnál eredő Kánya-patak, Cseresznyés-patak, Hór-patak, Szaduszka, Kácsi-patak, Sályi-patak, a Kisgyórtól induló Csincse-patak).

A Bükk keleti szélén, a Miskolctapolcai-forráscsoportból ered a legnagyobb hozamú patak, a Hejő. Tőle északkeletre található a csak felső szakaszán, Bükkszentlászlónál állandó vizű Tatár-árki-patak. A víz egy hányada a mészkőben elnyelődve, felszín alatt a miskolctapolcai-forrásokat táplálja, a nagy vizek azonban eljutnak a Szinva-patakig. A Bükk keleti felének egyik legjelentősebb vízfolyása a Bánkút melletti Száraz-völgyben eredő Garadna-patak, mely folyása men-



47. ábra. A Bükk vízrajzi térképe

1 – a karbon-eocén képződmények elterjedési határa, 2 – jelentős hozamú vízfolyás, 3 – kis hozamú vízfolyás, 4 – időszakos vízfolyás, 5 – medernyelős szakasz, 6 – tó, 7 – felszíni lefolyással nem rendelkező terület határa, 8 – víznyelő, 9 – hideg vizű karsztforrás, 10 – langyos vizű karsztforrás, 11 – időszakos karsztforrás, 12 – kimutatott karsztvízáramlási irány

Figure 47. Hydrologic map of the Bükk Mountains

1 – boundary of the Carboniferous-Eocene formations, 2 – watercourse with significant rate of flow, 3 – watercourse with low rate of flow, 4 – temporal watercourse, 5 – karst valley with decreasing rate of water flow, 6 – lake, 7 – boundary of an area without runoff, 8 – sinkhole, 9 – cold karst spring, 10 – luke-warm karst spring, 11 – periodical karst spring, 12 – determined direction of the karst water flow

tén számos karsztforrás (Garadna-, Huba-, Margit-, Vekerle-, Eszperantó-forrás) és kis patak (Háromkúti-völgy, Lencsés, Savós-völgy) vizét gyűjti össze. Lillafürednél torkollik a Szinva-patakba, melynek vize a Felső-Szinvánál és Bársonyos-forrásnál ered, majd észak felé folyva felveszi a Szinva-fő-forrás, az időszakos Soltészkeri-forrás, valamint az Anna-táró forrásainak vízműellátásból már kikapcsolt vizét. A Garadna-patak torkolata után a Szinva kelet felé veszi útját, és magába gyűjti Csanyiknál a Felső-forrás völgyének, valamint a Diósgyőri-forráscsoport vizét.

A Bükk északkeleti részének vízfolyásai elsősorban a Kis-fennsík északi peremének karsztforrásaitól indulnak. Ezek vize a Tardona-patak, valamint a Harica- és az öt tápláló Varbó- és Galya-patak által jutnak a Sajóba, majd a Tiszába. Az Északnyugati-Bükk vízfolyásai részben karsztforrásokból erednek (Szalajka-völgy, Ablakos-kő-völgy, Bán-völgy), részben a palaterület rétegforrásaitól, illetve a palán belüli mészkőlelencsétől indulnak (Szána-völgy, Méhecső-völgy, Baróc-völgy, Csondró-völgy). Ezek a vízfolyások az Upponyi-hegységet is átszelő, és a Sajót tápláló Bán-patakba ömlenek.

A Bükk patakjai nem csak természeti környezetükről, hanem látványos édesvízi mészkő kiválásairól is nevezetesek. Gyakorlatilag minden, karsztforrás által táplált patakban megtalálható a bekérgezett, majd kikorhadt növényzet miatt likacsos szerkezetű mésztufa, népiesen darázkő felhalmozódás. Legjelentősebb a Lillafüredi vízesés mésztufalépcsője, melyben a mészkiválással egyidejűleg kis barlangüregek is kialakultak (szingenetikus barlangkeletkezés). A Szinva-völgyben a Szinva-fő-forrás alatti völgyszakaszban az édesvízi mészkő hamarosan eléri a 10 m vastagságot, majd folyamatosan vastagodva a lillafüredi vízesésnél már csaknem 30 méter. Különlegesen szép vízeséssorozat alakult ki a Szalajka-völgy, a Forrás-völgy és az Alsó-Sebes-víz mészkiválásain. Ugyancsak mészkiváláson folyik a víz a Vörös-kő-



völgy és Lök-völgy egy szakaszán. Ómassa házainak egy része a buszvégállomás melletti mésztufára épült. Langyos vízi forrásból kivált édesvízi mészkő legnagyobb előfordulása Mónosbél mellett ismert, ahol a Vízfő alatt már a felső-pleisztocénben megkezdődött mészfelhalmozódás napjainkban is tart. Hasonló méretű Egerben a Vár és a Tetemvár platóját alkotó mészkiválás. A sályi Vízfő alatti mederszakaszon több ponton is látható a mésztufa.

## TAVAK

Természetes eredetű tó a Bükk területén nincs, a kis kiterjedésű állóvizeket a patakok felduzzasztásával, mesterségesen hozták létre. Legismertebb a Lillafüreden található Hámori-tó, melynek őse természetes volt, de lefolyását 1811–1813 között Fazola Frigyes a Szinva mésztufa gátjának meghosszabbításával szabályozhatóvá, ezzel 400 000 m<sup>3</sup> víz tárolására alkalmassá tette. Az összegyűjtött vízzel a Garadna-völgyi vasművek (massák) erőgépeit hajtották.

A Szalajka-völgyben kialakított tórendszer eredetileg szintén ipari célból, a szilvási vashámor működtetésére létesült, ma azonban pisztrángelvetés és -nevelés célra használják. Ugyancsak pisztrángtenyésztésre használják a Garadna-völgyben, a Margit-forrás vizére telepített medencesort.

Kisebbségi mesterséges tó található még az Alsó-Sebes-víz legfelső szakaszán, Jávorkúton a csemetekertnél, a Lök-völgybe torkolló Oldal-völgyben, és Bélapátfalva mellett (Gyári-tó, XXI. tábla 2. kép).

Az Upponyi-hegységben létesült a Bán-patak felduzzasztásával a térség ivóvizének jelentős hányadát szolgáltatató Lázberci-víztározó.

Időszakosan, elsősorban egy-egy víznyelőben a nyelőképességet meghaladó vízhozam esetén, természetes eredetű tavak alakulhatnak ki (Fekete-sár-rét, Nagymező).

## VÍZNYELŐK

A Bükk vízrajzi képéhez nem csak a karsztforrások és patakok, hanem a víznyelők is hozzátartoznak. Ezekben réteg- és hasadékforrások vizei (népi elnevezéssel visszafolyók), vagy hóolvadások, felhőszakadások időszakos vízfolyásai jutnak a karsztba (10. táblázat). A nyelőkből eltűnő vizek a mészkő oldásával, és a magukkal szállított hordalék eróziós hatása révén vízvezető barlangrendszereket alakítottak ki, amelyek járatai az összegyűjtött befolyó, beszívargó vizeket egy-egy karsztforráshoz vezetik.

Vízzel kevés az állandó vízfolyással rendelkező nyelő, zömük időszakosan működik. A víznyelőnek két fő típusa ismert, az egyik az állandó helyen lévő nyelőtölcsér, a másik az ún. medernyelő, ahol a víz a mészkőterületre jutva hosszabb-rövidebb szakaszon tűnik el. Kis vízhozamok időszakában a víz már a nyelő előtt 50-60 m-rel elszivárog a meder törmelékében.

10. táblázat. A Bükk hegység víznyelői

Table 10. Sinkholes in the Bükk Mountains

Sorsz.	Víznyelő neve	Tszf. mag.	Víznyelő kőzet	Vízgyűjtő közete	Víznyelő jellege
1	Csondró-völgy	400–350 m	Gerennavári Mészkő	Szilvásvárad F.	állandó medernyelő
2	Barátságkerti visszafolyó	645 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F., Szinvai Metabazalt F., allúvium	állandó víznyelő
3	Sólyomkúti 1. sz. víznyelő	523 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
4	Sólyomkúti 2. sz. víznyelő	522 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
5	Vadmacskás-víznyelő	460 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
6	Húsvét-zsomboly víznyelője	459 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Szilvásvárad F.	időszakos víznyelő
7	Csókási Sajt-barlang víznyelője	448 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
8	Csókási-víznyelő	469 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Csókási F. + allúvium	időszakos víznyelő
9	Csókási barlang víznyelője	440 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Csókási F. + allúvium	időszakos víznyelő
10	Honvéd-barlang víznyelője	452 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Szilvásvárad F.	időszakos víznyelő
11	Sánta téhen barlang víznyelője	469 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
12	Soros-tebri-víznyelő	428 m	Kisfennsíki Mészkő F.	töbörkitöltés	időszakos víznyelő
13	Kőszüz-barlang víznyelője	415 m	Kisfennsíki Mészkő F.	töbörkitöltés	időszakos víznyelő
14	Kovács-kői-víznyelő	435 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
15	Kullancsos-víznyelő	440 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
16	Őz-tebri-víznyelő	370 m	Felsőtárkányi Mészkő F.	allúvium + Felsőtárkányi Mészkő F.	időszakos víznyelő
17	Őt béka barlang víznyelője	375 m	Felsőtárkányi Mészkő F.	allúvium + Felsőtárkányi Mészkő F.	időszakos víznyelő
18	Kalapács-kői-víznyelő	422 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
19	Kaszás-kúti felső víznyelő	407 m	Kisfennsíki Mészkő F.	allúvium	időszakos víznyelő
20	Kaszás-kúti alsó víznyelő	372 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	állandó víznyelő
21	Forrás-völgy felső szakasz	325–300 m	Mésztufa + Kisfennsíki Mészkő F.	Felsőtárkányi Mészkő F.	állandó medernyelő
22	Forrás-völgy alsó szakasz	255–238 m	Felsőtárkányi Mészkő F.	Hámori Dolomit F. + Vesszősi F.	állandó medernyelő
23	Kecselyuk-barlang víznyelője	289 m	Kisfennsíki Mészkő F.	Felsőnyárádi F.	időszakos víznyelő

## 10. táblázat folytatása

Table 10. continuation

Sorsz.	Víznyelő neve	Tszf. mag.	Víznyelő kőzet	Vízgyűjtő kőzete	Víznyelő jellege
24	Szeletai-víznyelő	355 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
25	Tekenős-völgyi -víznyelő	575 m	Hámori Dolomit F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
26	Tekenős-völgy alsó víznyelője	450 m	Hámori Dolomit F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos medernyelő
27	Szilfás-nyelő	564 m	Hámori Dolomit F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
28	Balekina-barlang víznyelője	520 m	Hámori Dolomit F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
29	Leány-völgy	725-575 m	Felsőtárkányi Mészke F.	allúvium	időszakos medernyelő
30	Ablakoskő-völgy felső szakasz	740-700 m	Hámori Dolomit F.	allúvium	időszakos medernyelő
31	Ablakoskő-völgy alsó szakasz	600-500 m	Nagyvisnyói Mészke	Savósi Márga T.	időszakos medernyelő
32	Bánkúti-visszafolyó	845 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
33	Bánkúti 2. sz. visszafolyó	853 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
34	Vízbeverem-víznyelő	875 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
35	Kőbánya-barlang víznyelője	875 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
36	Csipkési-víznyelő	865 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
37	Borovnyáki-víznyelő	785 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
38	Szárazvölgy középső szakasz	695-600 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	állandó medernyelő
39	Jávor III-as víznyelő	664 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
40	Jávorkúti-víznyelő	658 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
41	Bolhási-víznyelő	650 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
42	Sebesvízi-nyelő	620 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	állandó víznyelő
43	Kerengő-tebri-víznyelő	611 m	Fehérkői Mészke F.	allúvium	időszakos víznyelő
44	Fenyves-réti-víznyelő	620 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	állandó víznyelő
45	Útmenti-víznyelő	612 m	Fehérkői Mészke F.	allúvium	időszakos víznyelő
46	Cubákos-barlang víznyelője	627 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
47	Tavi-nyelő	576 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	állandó medernyelő
48	Létrási-víznyelő	565 m	Fehérkői Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
49	Nagy-mogyorós-víznyelő	555 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
50	Iker-tebri-víznyelő	558 m	Fehérkői Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
51	Speizi-barlang víznyelője	557 m	Fehérkői Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
52	Spirál-barlang víznyelője	558 m	Fehérkői Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
53	Bükkös-víznyelő	570 m	Fehérkői Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
54	Szárdoka-víznyelő	572 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
5	Cseresznyés-víznyelő	590 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
56	Szepesi-réti-víznyelő	540 m	Fehérkői Mészke F.	allúvium	időszakos víznyelő
57	Egyetem-tebri-víznyelő	570 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
58	Sziklás-tebri-víznyelő	568 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
59	István-lápai-víznyelő	560 m	Fehérkői Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
60	Vesszős-völgyi-víznyelő	300 m	Hegyesetői F. (dolomit)	Bagolyhegyi Metariolit F.	állandó medernyelő
61	Fehérkő-lápai-víznyelő	542 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
62	Fehérkő-lápai berogyássor	540-530 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
63	Vadas Jenő-víznyelő	425 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
64	Csomete-kerti-víznyelő	315 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
65	Égés-árki-víznyelő	230 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
66	Fényeskő-völgyi-víznyelő	245 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
67	Vár-tetei-víznyelő	298 m	Fehérkői Mészke F.	Vesszősi F.	időszakos víznyelő
68	Peskő-katlani-víznyelő	760 m	Bükkfennsík Mészke F.	allúvium	időszakos víznyelő
69	Kopasz-réti-víznyelő	810 m	Bükkfennsík Mészke F.	allúvium	időszakos víznyelő
70	Fekete-sári-víznyelő	860 m	Bükkfennsík Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
71	Hármaskúti-víznyelő	865 m	Bükkfennsík Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
72	Kis-huta-réti-víznyelő	862 m	Bükkfennsík Mészke F.	Szentistvánhegyi Metaandezit F.	időszakos víznyelő
73	Zsidó-réti víznyelő	840 m	Bükkfennsík Mészke F.	töbörkitöltés	időszakos víznyelő
74	Nagymezői-víznyelő	845 m	Bükkfennsík Mészke F.	Felnémeti Riolitufa F.	időszakos víznyelő
75	Csipkés-kúti-víznyelő	770-760 m	Bükkfennsík Mészke F.	Felsőtárkányi Mészke F.	állandó medernyelő
76	Sziren-barlang víznyelője	665 m	Bükkfennsík Mészke F.	Felsőtárkányi Mészke F.	időszakos víznyelő
77	Lusta-völgyi-víznyelő	740 m	Bükkfennsík Mészke F.	Felsőtárkányi Mészke F.	időszakos víznyelő
78	Borókás névtelen víznyelő	655 m	Bükkfennsík Mészke F.	Szinvai Metabazalt F.	időszakos víznyelő
79	Borókás I. víznyelő	640 m	Bükkfennsík Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
80	Borókás II. víznyelő	640 m	Bükkfennsík Mészke F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő

## 10. táblázat folytatása

Table 10. continuation

Sorsz.	Víznyelő neve	Tszf. mag.	Víznyelő kőzet	Vízgyűjtő kőzete	Víznyelő jellege
81	Borókás III víznyelő	620 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
82	Borókás IV. víznyelő	615 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
83	Borókás V. víznyelő	613 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	időszakos víznyelő
84	Kis-kút-lápai-víznyelő	668 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Szinvai Metabazalt F.	időszakos víznyelő
85	Paszag-völgyi	500-400 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
86	Pokol-völgy	50-450 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
87	Balla-völgy	500-400	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
88	Diós-nyelő	492 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
89	Pénc-pataki-víznyelő	510 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
90	Szarvas-tetői-víznyelő	500 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
91	Rejteki-meder	520-500 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
92	Rejteki-víznyelő	530 m	Répáshutai Mészki	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
93	Szarvas-kúti-víznyelő	525 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
94	Hollós-tetői-víznyelő	526 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
95	Róka-farmi-víznyelő	530 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó víznyelő
96	Ilona-kúti-víznyelő	549 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	időszakos víznyelő
97	Dorongós víznyelő	530 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
98	Dorongós északi víznyelő	515 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
99	Lófő-tisztás I. víznyelő	563 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
100	Lófő-tisztás II. víznyelő	564 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
101	Galuzsnya-víznyelő	530 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
102	Csókás-völgy	530-250 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	állandó medernyelő
103	Tatár-árok	350-250 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Bagolyhegyi Metariolit F.	állandó medernyelő
104	Csengős-víznyelő	541 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
105	Száraz-tői-víznyelő	375 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
106	Kiskömzsai-víznyelő	313 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
107	Mocsolyás-völgyi-víznyelő	249 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
108	Nagy száraz-völgy víznyelője	265 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
109	U alakú völgy víznyelője	275 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
110	Nagykömzsai víznyelő	277 m	Bükkfennsiki Mészki F.	allúvium	időszakos víznyelő
111	Juhdöglő-völgy	160-155 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Harsányi Riolit F.	időszakos medernyelő
112	Vöröskő-forrás	485-475 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
113	Vöröskő-forrás	480-470 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
114	Hárs-kúti völgy	480-470 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
115	Feketelen	490-475 m	Bükkfennsiki Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
116	Lök-völgy felső	400-398 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
117	Lök-völgy, Vaskapu	345-320 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
118	Bujdosó-kő	310-290 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
119	Kőkőz	245-238 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
120	Esztáz-kő	375 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
121	Hór-völgy, Tebe-psz.	355-300 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
122	Hór-völgy, Kis-rét	305-285 m	Felsőtárkányi Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
123	Perpácsi-víznyelő	293 m	Bervai Mészki F.	Felnémeti Riolit F.	időszakos víznyelő
124	Mész-völgy	350-300 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
125	Berva-völgy	265-225 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	állandó medernyelő
126	Cseres-tető 1. víznyelő	448 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	időszakos víznyelő
127	Cseres-tető 2. víznyelő	454 m	Bervai Mészki F.	Lökvölgyi F.	időszakos víznyelő

A legismertebb állandóan aktív víznyelők közé tartozik a Bánkúti-visszafolyó (Diabáz-barlang), a Létrási-víznyelő (XXI. tábla 4. kép) és a Répáshuta melletti Péncpataki-víznyelő, kevésbé ismert a Diós-, Rejteki-, Hollóstetői-, Róka-farmi-víznyelő, vagy a Kis-fennsík a Kaszaskúti- és Barátságkerti-visszafolyó.

A legjelentősebb víznyelők 4 olyan zónához kapcsolhatók, ahol a vízgyűjtőterület nemkarstos kőzetfelszín, a nyelőpont pedig a mészki-terület határán alakult ki:

1. Kis-fennsík: Barátságkerti-visszafolyó (Szamentu-barlang) – Sólyom-kúti-víznyelő – Csókási-víznyelő – Kaszaskúti-visszafolyó vonala. A nyelőkben eltűnő vízfolyások a Harica-, és a Felső-forrásban, valamint a Király-kútban jelennek meg.

2. *Nagy-fennsík*: Hármaskúti-víznyelő – Bánkúti-visszafolyó – István-lápai-víznyelő vonala. Ezek között még számos közismert víznyelő található, többségük mögött jelentős méretű, fokozottan védett barlanggal: Diabáz-, Fekete-, Jáspis, Szivárvány-, Létrási-Vizes-, Szepesi-, István-lápai-barlang. A zónához vehetjük még a Borókás-töbrök víznyelőit, ahol a Szinva-forrást tápláló víznyelők alakultak ki.

3. *Diósgyőri terület*: Fehérkő-lápai-víznyelő – Fényeskő-völgyi-víznyelő. Az itt eltűnő vizek a Diósgyőri-forrásokban látnak ismét napvilágot.

4. *Répáshuta–Tapolcai-karszterület*: a Diós-völgytől a Rókafarmig működnek jelentős vízgyűjtő területű víznyelők. Ezek hidrológiai hovatartozása még nem tisztázott, de minden valószínűség szerint a miskolctapolcai forrásokat táplálják.

Fentiekén kívül még számos egyedi és kisebb jelentőségű víznyelő ismert (pl. Fekete-sári-, Nagy-mezői-, Ilona-kúti- stb.).

A konkrétan megállapítható nyelési pontú víznyelők mellett számos völgyben ismerünk ún. medernyelőket. Medernyelős völgyszakaszok alakultak ki a Kis-fennsíkon a Felső-forrás völgyében, Csipkésút mellett a Száraz-völgy felső szakaszán, a Délnyugati-Bükkben a Mész-völgyben, az Esztáz-kőnél, a Lök-völgyben, valamint Répáshuta alatt a Balla-völgyben és a Hór-völgyben. Hasonló jellegű völgyek a Délkeleti-Bükk tűzköves mészkőből és dolomitból álló karsztjára is jellemzők (Csúnya-völgy, Pázsag-völgy, Mexikó-völgy és Bükkszentkeresztől délre a Csókás-völgy).

Sajátos víznyelési pontok a mészkőterületeken levő töbrök, töbrösorok. Ezek a területeken az el nem párolgó csapadékvíz közvetlenül szivárog be a karszt rendszerébe, de nagyobb vízmennyiség esetén rövidebb-hosszabb időszakos felszíni folyás után a töbrök mélypontján koncentrálódva nyelődik el. A legnagyobb ilyen terület a Nagy-fennsík, kisebbek a Kis-fennsík, a Tapolcától keletre levő nagykovácsai terület, Bükkszentkeresztől délre a Lófő-tisztás, Dorongós, Ruda-hegy környezete.

### FELSZÍN ALATTI VÍZÁRAMLÁSOK

A Bükk hegységben is fontos — elsősorban a karsztforrásokra telepített vízművek biztonsága érdekében — a karsztba jutó vizek áramlási irányának meghatározása. 1911 óta 59 ponton történt 109 víznyomjelzéses vizsgálatról van valamilyen szintű információ (SÁSDI 2002). A vizsgálatok közül 53 víznyelőben, 12 medernyelőben, 31 barlangi patakban, vagy szifonban, 3 töbrőben, 9 fúrólukban történt, 1 esetben pedig időszakos forrás visszahúzódó vizét festették. 43 esetben fluoresceint, 38 esetben konyhasót, egyedi jelzőanyagként pedig fuxint, metylviolettet, indigót és (véletlenül) fúróiszapot használtak. Néhányszor vegyesen alkalmaztak jelzőanyagot, közöttük a Lycopodium-spóra is szerepet kapott (XXI. tábla 3. kép). A 109 nyomjelzéses vizsgálat 53%-a végződött elfogadható eredménnyel, 23%-a eredménytelenül (sehol nem jelentkezett a jelzőanyag). 7%-ban kérdéses a kimutatott összefüggés, 9%-ban a földtani viszonyok, vagy szintadatok alapján az összefüggés egyértelműen kizárható. 8%-ban több forrásban is észlelték a jelzőanyagot, de a megjelenések egy része hidraulikai, vagy földtani alapon biztosan kizárható.

Összesen 38 pontról sikerült kideríteni hidrológiai hovatartozását. A víznyelők és források közötti víznyomjelzéses vizsgálatok alapján legtöbb ismeretünk a Szalajka-forrás–Hármaskút–Bánkút–Jávorkút–Létrás-tető–István-lápa közötti vonal mentén húzódó mészkőszávból van, de rendelkezünk adatokkal a Délnyugati-Bükk területén és Miskolctapolca körzetében is.

A vizek elsősorban barlangjáratokban áramlanak, ahol a víz sebessége a hozamtól és a távolságtól is függ. Így a Garadna-forrás és a közeli Jávorkúti-, illetve Bolhási-víznyelők között akár a 100 m/h sebesség is kimutatható. A Fenyvesréti-víznyelő és a Huba-forrás között 30–60 m/h, a Szalajka-forrás rendszerében 15–40 m/h a víz látszólagos sebessége. A felsőtárkányi Szikla-forráshoz a lök-völgyi Vaskapu-szurdokból kb. 70 m/h sebességgel áramlott a víz (AUJESZKY et al. 1974; AUJESZKY, SCHEUER 1980). Hasonló sebességeket lehetett kimutatni a Nyavalyáson Hámori Dolomitban kialakult járatrendszereik esetében is (Fekete-barlang–Margit-forrás, Balekina-barlang–Vekerle-forrás — SÁSDI 1995, 1996).

A Létrás térségi összefüggések alapján bizonyíthatónak tűnik, hogy alapvízhozamok idején nem minden esetben az ismert barlangjáratok, hanem egy fiatalabb, alsóbb szint tölti be a vízvezető szerepet. A barlangok mélyén elhelyezkedő szifontavak szintjét az eddigi elméletek a karsztvízszinttel azonosították. Ezek a tavak általában magasabb szinten helyezkednek el (Létrási-Vizes-, István-lápai-barlang), mint a terület adott karsztvíznívója, és a „függő vízszint” kialakulása pusztán az adott barlangrendszer járatviszonyaitól függ.

### FORRÁSOK

A Bükkre hulló csapadék, bekerülve a kőzetek rendszerébe, rövidebb-hosszabb felszín alatti tartózkodás után különféle forrásokban lép ismét felszínre. A palakőzetek esetében elsősorban a felszín közeli mállott zónából fakadnak kis törmelék-források. Ezek vízhozama igen csekély, alig néhány liter percenként. Viszonylag jelentősek a vulkáni kőzetekből és radiolaritból fakadó hasadékkforrások, amelyek vízhozama esetenként a 200 l/p értéket is eléri; kisebb hegyvidéki létesítmények (erdészházak, turistaházak, üdülők) vízellátására is alkalmasak (Hármaskút, Csurgó, Bánkút, Sebesvíz stb.).

Legjelentősebbek a mészkőből fakadó karsztforrások (11. táblázat), melyek akár több 10 km<sup>2</sup>-es vízgyűjtőről nyerik vizüket. Ezek vízhozama több ezer litert is elér percenként. A karsztforrások zöme a hegységperemen fakad, de a helyi erózióbázishoz kötődve a hegység belsejében is található jelentős források.

11. táblázat. A Bükk hegység jelentősebb karsztforrásai  
Table 11. Significant karst springs in the Bükk Mountains

Sorsz.	Forrás neve	Tszf. mag.	Vízhozam l/p	Vízadó kőzet	Foglalás módja	Megjegyzés
1	Török-Tükör	157	2000	Szép völgyi Mésző F.	medence	langyos vízű
2	Versenyuszoda	157	1400	Felsőtárkányi Mésző F.	medence	langyos vízű
3	József	157	500	Bervai Mésző F.	akna	langyos vízű
4	Forrókút	257	400	Szép völgyi Mésző F.	kút	
5	Síkfőkút	307	300	Szép völgyi Mésző F.	akna	
6	Miklós	276		Felsőtárkányi Mésző F.		
7	Dohánygyári	271	15	Felsőtárkányi Mésző F.	galéria	
8	Berva	208	időszakos	Bervai Mésző F.	akna	langyos vízű
9	Mészvölgyi	290	időszakos	Bervai Mésző F.		
10	Felsőtárkány, Szikla	238		Bervai Mésző F.	beton	
11	Feketelen	440	időszakos	Bükkfennsík Mésző F.		
12	Imókő	450	időszakos	Bükkfennsík Mésző F.		
13	Vöröskő	460	időszakos	Felsőtárkányi Mésző F.	kő, beton	
14	Vöröskő-felső	500	időszakos	Felsőtárkányi Mésző F.		
15	Vízfő	363	1000	Felsőtárkányi Mésző F.	akna	langyos vízű
16	Vízfő árvízi		időszakos	Felsőtárkányi Mésző F.		
17	Mária	382	400	Bükkfennsík Mésző F.	akna	
18	Salátás	350		Bükkfennsík Mésző F.		
19	Lóczy	373		Mónosbéli F (?)	beton	
20	Szikla	423	1700	Lillafüredi Mésző F.	tároló	langyos vízű
21	Szalajka	453	4200	Bükkfennsík Mésző F.	tároló	
22	Leány	465		Nagyvisnyói Mésző F.		
23	Ablakoskő	500	200	Nagyvisnyói Mésző F.		
24	Bán	540	1500	Nagyvisnyói Mésző F.		
25	Garadna	497	5000	Hámori Dolomit F.	tároló	
26	Sebesvíz	525	850	Fehérkői Mésző F.		
27	Margit I. II.	345, 342	2400	Hámori Dolomit F.	tároló, medence	
28	Wekerle	340	200	Hámori Dolomit F.	cső	
29	Eszperantó	346	70	Lillafüredi Mésző F.	kő	
30	Anna I.	264	2900	édesvízi mésző + Fehérkői Mésző F.	tároló	
31	Ann II.-III	268	1250	Hámori Dolomit F.	tároló	
32	Soltészkereszt	290	időszakos	édesvízi mésző + Fehérkői Mésző F.	cső	
33	Szinva Fő	344	9000	Bükkfennsík Mésző F.	akna	
34	Szinva felső	390	700	Felsőtárkányi Mésző F.	tároló	
35	Puskaporosi	265		Fehérkői Mésző F.	kő	
36	Szinva-szorosi	270		Fehérkői Mésző F.		
37	Diósgyőr Tavi	172	4200	Fehérkői Mésző F.	akna	langyos vízű
38	Diósgyőr Tapolca	195		Fehérkői Mésző F.		langyos vízű
39	Szent-György	195	800	Fehérkői Mésző F.	akna	langyos vízű
40	Boldogasszony	195		Fehérkői Mésző F.		
41	Tapolca	127	1750	Bükkfennsík Mésző F.	akna	meleg vízű
42	Tapolca Hideg	119	25700	Bükkfennsík Mésző F.	akna	
43	Irén	445		Hegyes-tetői F.		
44	Kiskút	245		Szép völgyi Mésző F.		
45	Remete kút	300		Szép völgyi Mésző F.		
46	Jézus kútja	210		Szép völgyi Mésző F.		
47	Kács hideg	195	4900	Szép völgyi Mésző F.	kutak	
48	Kács Meleg	195	3500	Szép völgyi Mésző F.	épület	langyos vízű
49	Sály	201	5200	Szép völgyi Mésző F.	galéria	
50	21. km kő	260	időszakos	Felsőtárkányi Mésző F.	kő	
51	Mályinka, Tó	350	500	Gerennavári Mésző F.	akna	
52	Hársas	500	150	Ablakoskő-völgyi F.		
53	Szálláskút	310		Gerennavári Mésző F.		
54	Örvénykői	460		Kisfennsík Mésző F.		
55	Harica	290	800	Felsőtárkányi Mésző F.	beton	
56	Dobrica	335		Kisfennsík Mésző F.	beton	
57	Andókút	330		Kisfennsík Mésző F.	beton	

II. táblázat folytatása

Table II. continuation

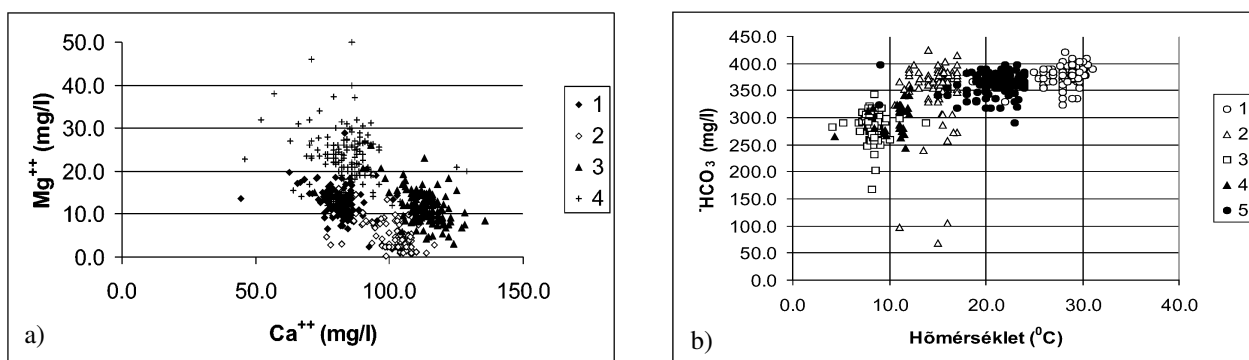
Sorsz.	Forrás neve	Tszf. mag.	Vízhozam l/p	Vízadó kőzet	Foglalás módja	Megjegyzés
58	Galya	340		Felsőtárkányi Mészke F.	beton	
59	Háromkút	570		Mályinkai F.	kő és beton	
60	Felső	320	400	Kisfennsík Mészke F.	forrásház	
61	Felső melletti	320		Kisfennsík Mészke F.		
62	Flóra	310		Hámori Dolomit F.		
63	Királykút	265	600	Felsőtárkányi Mészke F.	tároló	
64	Kecskekút-bg.	275	időszakos	Felsőtárkányi Mészke F.		
65	Lencsés	389		Hámori Dolomit F.	beton	

A legnagyobb források Miskolctapolcán és Egerben vannak. A miskolctapolcai hideg forrás átlagos hozama a mesterséges vízkivételeket megelőzően a 40 000 l/p értéket is meghaladta, 30 °C-os meleg ágának vízhozama pedig 15 000 l/p fölött volt (IZÁPY, SÁRVÁRY 1993a). Az ugyancsak 30 °C-os egri források átlagos vízhozama egykor szintén 15 000 l/p volt. Sajnálatosan a források vízgyűjtőjén (pl. Barátréti Vízmű), vagy a mélységi karsztokból végzett mesterséges vízkivételek miatt (Miskolc, Eger környéke) a források természetes hozama csökkent (IZÁPY, SÁRVÁRY 1993b). Ezek a vízkivételek a vizek kemizmusának megváltozásában (oldottanyag-tartalom csökkenése, szennyeződések megjelenése a mélyfúrású kutak vizében) és hőmérsékletének csökkenésében egyaránt szerepet játszanak, s ha a termelés nem csökken, a romló tendencia folytatódik.

A bükki karsztforrások vize kalcium-magnézium-hidrogénkarbonátos. A  $Ca^{++}$ -tartalom 72–140 mg/l, a  $Mg^{++}$ -tartalom 5–25 mg/l közötti, a  $HCO_3^-$  240–440 mg/l között váltakozik. A  $Mg^{++}$  általában a tűzköves mészkő és dolomit vízgyűjtő területtel rendelkező forrásoknál az átlagnál valamivel magasabb, ez a perm mészkőből fakadó forrásokat is jellemzi. A  $Ca^{++}$ -tartalom a dolomit vízgyűjtővel rendelkező forrásokban olykor az átlagnál lényegesen alacsonyabb (48. ábra, a, b). Kiseb összes oldott anyag jellemzi a nem mészkőből (vulkanit, agyapala, homokkő) fakadó források vizét.

A források vizének hőmérséklete általában a fakadási szinttel fordítottan arányos. A leghidegebb források (6–7 °C) a fennsíki régióban, a legmelegebbek a hegységperemi erózióbázison fakadnak (Eger, Miskolctapolca, Diósgyőr, Sály, Kács, Mónosbél). Az itteni források hőmérsékletének alakításában azonban már a mélybe zökent, fiatal üledékekkel fedett karsztból feláramló meleg karsztvizek is szerepet játszanak. A meleg vizek lényegesen több időt töltenek a felszín alatt, ezt a tríciumvizsgálatok és radiokarbon ( $^{14}C$ -izotóp) kormeghatározások egyértelműen igazolták. Ezek alapján pl. az egri források vize 7300 évvel ezelőtt (DEÁK 1989), az Egerszalók melletti mélyfúrású kútból kifolyó víz 13 200 éve, míg a bogácsi strand vize 15 000 éve hullott le csapadék formájában a Bükk felszínére és szivárgott be a kőzet rérendszerebe.

A források között különösen nevezetesek a Déli-Bükk időszakos karsztforrásai (Imó-, Fekete-len-, Vörös-kő-, Vörös-kő felső forrás), melyek aktivitása a karsztvízszint emelkedésével, csökkenésével áll összefüggésben (XXII. tábla 1–5. kép). Hasonló működésű, kevésbé látványos időszakos források a Hór-völgyben több helyen is előfordulnak. Ugyancsak közismert a Lillafüreden fakadó Soltészkeri-forrás, amely Létras-tető–István-lápa térségének vizeit hozza felszínre közepes és nagy vízhozamok idején.



48. ábra. A kalcium és magnézium mennyisége (a) valamint a hőmérséklet és a hidrogénkarbonát-tartalom közötti összefüggés (b) a bükki karsztforrások vizében

a: 1 – Garadna-forrás, 2 – Szalajka-forrás, 3 – Miskolc-Tapolca, Barlangi-forrás, 4 – Sály, Vízfő

b: 1 – Miskolc-Tapolca, Barlangi-forrás, 2 – Sály, Vízfő, 3 – Szalajka-forrás, 4 – Szalajka-völgyi Szikla-forrás, 5 – Szent György-forrás

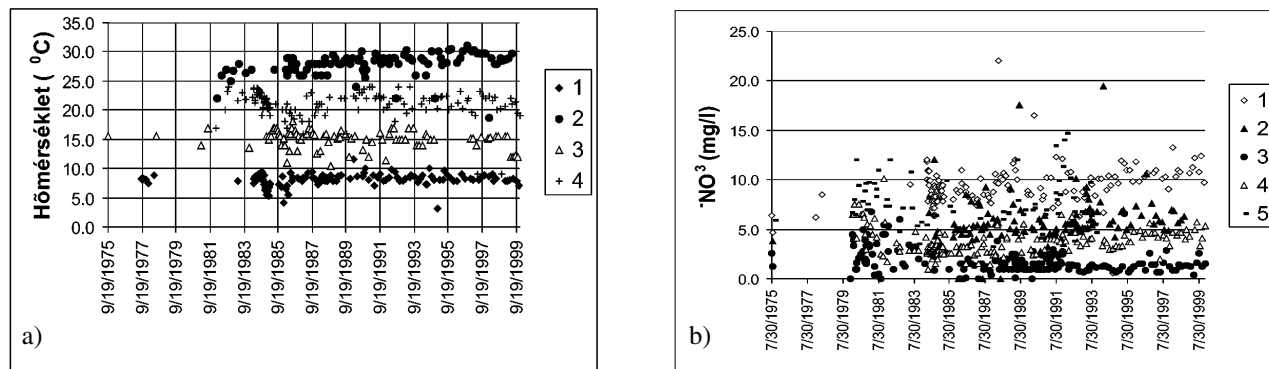
Figure 48. The  $Ca^{++}$  and  $Mg^{++}$  content (a) and the correlation of temperature and  $HCO_3^-$  content (b) of the karstic spring water

a: 1 – Garadna spring, 2 – Szalajka spring, 3 – Miskolc-Tapolca, Barlang spring, 4 – Sály, Vízfő

b: 1 – Miskolc-Tapolca, Barlang spring, 2 – Sály, Vízfő, 3 – Szalajka spring, 4 – Szalajka valley, Szikla spring, 5 – Szent György spring

A Bükkben eddig egy katavotráról (hol forrás, hol víznyelő) tettek említést a Gyertyán-völgy felső szakaszán, az egykori üveghuták mellől. (Ezt sajnos évtizedek óta senki sem látta működni.) Ugyanakkor ez a működési jelleg a Vörös-kő-forrásról is kiderült. Amikor nem működik, akkor a tőle ÉK-re levő palaterület forrásainak vize nyelődik el a forrás közvetlen környezetében.

A források szennyeződése aggasztó mértékben növekedett az elmúlt évtizedekben. Erre a példa a Garadna-forrás olykor előforduló coli-szennyezése, ami a vízgyűjtő területén levő lakott területekről (Jávorkút, Cspikéskút) származik. Ugyancsak szembetűnő a források nitráttartalmának növekedése (49. ábra, a, b).



49. ábra. A hőmérséklet (a), illetve a nitráttartalom (b) alakulása a bükki karsztforrások vizében

a: 1 – Garadna-forrás, 2 – Miskolc-Tapolca, Barlangi-forrás, 3 – Sály, Vízfő, 4 – Szent György-forrás

b: 1 – Garadna-forrás, 2 – Szalajka-forrás, 3 – Miskolc-Tapolca, Barlangi-forrás, 4. Szent György-forrás, 5 – Anna II. forrás

Figure 49. The temperature (a), and the  $\text{NO}_3$  content (b) of the karstic spring water

a: 1 – Garadna spring, 2 – Miskolc-Tapolca, Barlang spring, 3 – Sály, Vízfő, 4 – Szent György-spring

b: 1 – Garadna-spring, 2 – Szalajka spring, 3 – Miskolc-Tapolca, Barlang spring, 4. Szent György-spring, 5 – Anna II. spring

## A BÜKK HIDROGÉOLÓGIAI TAGOLÁSA, EGYSÉGEI

A hegység vízföldtani modellezéséhez eddig a BALOGH-féle (1963) térkép tektonikai elemei szolgáltak alapul. Ezek az Északi-Bükkben nagyrészt ma is helytállóak, a Déli-Bükk szerkezeti megítélése azonban jelentősen megváltozott.

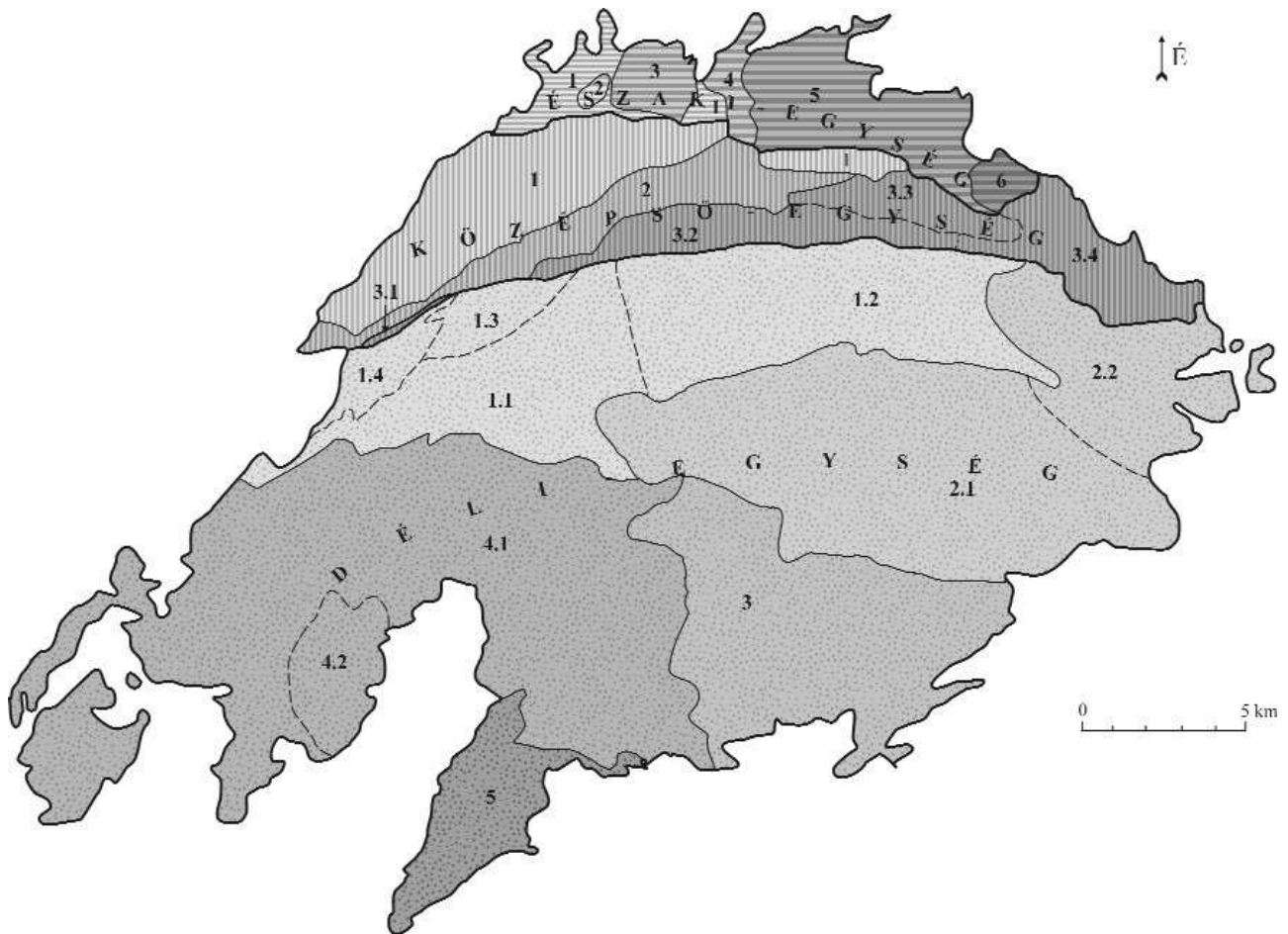
A Bükk hidrodinamikai modelljét a rétegtani felépítésből következő, gyakran eltérő vízföldtani tulajdonságú kőzettestek váltakozása mellett alapvetően a hegység szerkezetére jellemző nagy- és közepes amplitúdójú gyűrődések határozzák meg. A szerkezet alapvonásait feltolódások, tektonikus pikkelyek és a kisebb jelentőségű szerkezeti elemek (törésvonalak, közethasadékok, palásság és réteglap menti elválások) tovább tagolják. Mindezek alapján a Bükk hegység — a korábbi általános felfogással szemben — nem alkot egységes karsztvízrendszert.

A hegység hidrogeológiailag 3 nagy, csaknem önálló egységre tagolódik, melyek további részegységekre oszthatók (50. ábra). Az Északi-egységet (az ún. Kis-fennsíki területet), lényegében az Észak-bükki-antiklinális északi szárnyának karbon–perm–triász–jura üledéksorozata építi fel. A Középső-egység az Észak-bükki-antiklinális déli, átbuktatott szárnya, ezt általában meredek rétegállású karbon–felső-triász közetsorozat alkotja. A Déli-egység (a földtani értelemben használt Déli-Bükk) középső-triász–felső-jura rétegsorból áll.

Az egyes egységek tektonikus felületek mentén érintkeznek, az érintkezés jellege azonban nem minden esetben felderített. A vízföldtani egységek határvonala nem törvényszerűen egyezik a földtani-nagytektonikai egységek határvalával, mivel utóbbiak — hasonló hidrogeológiai tulajdonságú kőzettestek érintkezése esetén — a víz számára átjárhatók.

A Kis-fennsík tömbje É–ÉK felől rátolódott a Középső-egység K-i felére. Eltolódás-feltolódás jellegű a Középső- és a Déli-egység érintkezése, ennek iránya és mértéke azonban csak egyes szakaszokon ismert. Keleten, a Szinva-völgy körzetében a határfelület egyértelműen DNy-ra dől. A határ Ny-i végén a Középső-egység meredek felület mentén a Déli-egységhez tartozó Szalajka-forrásban megjelent fluoreszcen a Középső-egység alsó-triász mészkövéből fakadó Szikla-forrásban is kimutatható volt (SÁSDI, SZILÁGYI 1992). Legvitathatóbb az ún. Tapolcai-tömb besorolása, amely földtani felépítése alapján még lehet az Északi-Bükk része, vízföldtanilag valószínűbb a Déli-Bükkhöz tartozása. Ebben az esetben a hidrogeológiai határt a Bagolyhegyi Metariolit déli szegélye alkotja.

Felszínén a jellemző vízáramlási irányokat a morfológia, míg a felszín alatti karsztos egységekben a megcsapolási pontok felé vezető nyitott hasadékrendszerek határozzák meg. Ennek megfelelően a mélységi áramlási pályák az Északi-egységben északi és keleti irányúak, a Középső-egységben a nyugati és keleti irány egyaránt jellemző, míg a Déli-egységben, (a gyűrődési rendszerek, mint lényegesen befolyásoló tényezők miatt) a Nagy-fennsík déli peremétől délre a gyűrődési tengelyekre merőlegesen — a gyűrűt formaelemek számától függően akár többször ismétlődve — lefelé, majd felfelé történő áramlás is lehetséges.



50. ábra A Bükk vízföldtani egységei

*Északi-egység:* 1 – Nagyvisnyó–Dédestapolcsány–Lénárdaróc, 2 – Dédesvár, 3 – Szilasfő–Kemesnye-hegy, 4 – Szalasznya-tető–Koponya-tető, 5 – Kis-fennsík, 6 – Szeletai terület; *Középső-egység:* 1 – Karbon palaterület mészkölcsekkkel, 2 – Perm–alsó-triász mészkővonulat, 3 – Nagy-fennsík É-i perem – Garadna-völgy déli oldala – Diósgyőri terület, 3.1 – Bánkúttól Ny-ra húzódó dolomit- és mészkősávok, 3.2 – Bánkút–Lillafüred közötti dolomit- és mészkősávok, 3.3 – Tekenős-völgy–Lillafüred közötti dolomitsáv, 3.4 – Diósgyőri terület; *Déli-egység:* 1 – Nagy-fennsík, 1.1 – Nagy-mező–Bél-kő, 1.2. Nagy-mező–Szinva-völgy, 1.3 – Istállóskói-egység, 1.4 – Szalajka-völgy–Bélapátfalva közötti palaterület, 2 – Répáshuta–tapolcai-karszterület, 2.1 – Répáshuta–Kisgyőr, 2.2 – Tapolcai terület, 3 – Délkeleti-Bükk, 4 – Délnyugati-Bükk, 4.1 – Délnyugati-Bükk fedett karsztja, 4.2 – Berva-bérc, 5. Felsőtárkányi Vár-hegy és környezete

50. ábra Hydrogeological units of the Bükk Mts

*Northern Unit:* 1 – Nagyvisnyó–Dédestapolcsány–Lénárdaróc, 2 – Dédesvár, 3 – Szilasfő–Kemesnye-hegy, 4 – Szalasznya-tető–Koponya-tető, 5 – Kis-fennsík, 6 – Szeleta area; *Middle Unit:* 1 – Carboniferous shale with limestone lenses, 2 – range of Permian – Lower Triassic limestone, 3 – Nagy-fennsík northern ridge – Garadna valley southern side – Diósgyőr area, 3.1 – dolomite and limestone stripes west from Bánkút, 3.2 – dolomite and limestone stripes between Bánkút and Lillafüred, 3.3. – dolomite stripe between Tekenős-völgy and Lillafüred, 3.4 – Diósgyőr area; *Southern unit:* 1 – Nagy-fennsík, 1.1 – Nagy-mező–Bél-kő, 1.2. Nagy-mező–Szinva-völgy, 1.3 – Istállóskói area, 1.4 – shale area between Szalajka-völgy and Bélapátfalva, 2 – Répáshuta–Tapolcai karstic area, 2.1 – Répáshuta–Kisgyőr, 2.2 – Tapolca area, 3 – South-eastern Bükk, 4 – South-western Bükk, 4.1 – covered karst of the South-western Bükk, 4.2 – Berva-bérc, 5. Vár-hegy and its surroundings at Felsőtárkány

A három egységet további, hidrológiailag többé-kevésbé önálló kisebb egységekre lehet osztani. Ezek egyértelmű lehatárolása azonban meglehetősen bizonytalan. Nehezíti a helyzetet a felszínről nem látható kapcsolat, mint a már említett Szalajka–Szikla-forrás közti átáramlás, korábbi rendszerek áramlási irányának lehetséges átfordulása, illetve időszakosan, vízmennyiségtől függő felszín alatti bifurkáció (Fenyves-réti-víznyelő — Huba-forrás, Margit-forrás; SÁSDI, SZILÁGYI 1992).

A törésvonalak vízföldtani jelentősége, véleményünk szerint, a közhiedelemmel ellentétben alárendeltebb, ugyanis a jelentős hidrológiai objektumok (források, víznyelők) nagy része nem ezek mentén, hanem a vízvezető és vízrekesztő kőzetek határán helyezkedik el.

### Északi-egység

Az Északi-egység az alábbi részegységekből áll:

1. Nagyvisnyó–Dédestapolcsány–Lénárdaróc. A Bükk É-i lába és az Upponyi-hegység közötti, miocén képződményekkel fedett dombvidék. Felépítésében mészkőtesteket (Szalacsi-kő, Dezső-kő, dédestapolcsányi Templom-domb,



Kastély-kő, Baróc-kő, Szőlő-köve, Csattító-kő stb.) magába foglaló karbon pala (Mályinkai Formáció), perm (Szentléleki és Nagyvisnyói Formáció) és alsó-triász (Gerennavári Mészke) vesz részt. Az erős fedettség miatt csak a völgyoldalak kőzetbukkanásait ismerjük, a belső szerkezet teljesen felderítetlen. A karsztosodásra alkalmas Nagyvisnyói Mészke és Gerennavári Mészke nagyobb összefüggő területen a Szodonka-völgy és a nekézsényi vasútvonal közt, valamint Nagyvisnyónál a Szilvás–Bán-patak és a Somos-patak közti területen bukkan felszínre. Kis alsó-triász mészkő kibúvás ismeretes a Nekézsény–Dédestapolcsány közti műút déli oldalán is.

A patakok változatlan hozammal folynak át a térségen. Egyetlen kishozamú karsztforrás van a terület ÉNy-i felén (Bikk-forrás), ahol alsó-triász homokkő kényszeríti felszínre az alsó-triász mészkő vizét. A Mihalovits-kőbánya előtt levő Nagyvisnyó Nv–13 (Nv–4) fúrásból felszálló, <1 l/p víz feltehetően a gipszes összletből származik.

2. *Dédesvár.* A hegység legkisebb karsztegysége (IV. tábla 1. kép). Karbon és perm vízzáró összleten kb. 0,3 km<sup>2</sup> területű felső-perm mészkő, azon kisebb, alsó-triász mészkőtest helyezkedik el. Egykor a Vár-völgy bevágódása előtt a Kemesnye fennsíkjaival fűgghetett össze.

3. *Szilás-fő–Kemesnye-hegy.* A Mályinkától D–DK-re elterülő karszttömb vastag alsó-triász mészkőve felső-perm mészkőre települ. Kis kiterjedésű fennsíkján három töbör található. A keleti határát képező Csondró-völgyben medernyelős szakaszok alakultak ki, ezekben a környék rétegeforrásainak vize és az Odvas-kő tövében fakadó karsztforrás vize nyelődik el. A karsztba jutó víz egy része a tömb ÉNy-i lábánál fakadó, vízmű által foglalt mályinkai Tó-forrásban jut felszínre.

4. *Szalasznya-tető–Koponya-tető.* Tardonától délre egy ÉK–DNy-i zónában középső-triász Hámori Dolomit és Fehérkői Mészke helyezkedik el. A terület a Hársas-forrás és a Szállítás-kút karsztos vízgyűjtőjét alkotja.

5. *Kis-fennsík.* A Garadna-völgytől É-ra levő terület legnagyobb karsztegysége. Hosszú, töbörösoros völgyek tagolják, jelentős karsztobjektumok igazolják a fejlett ősi (Kő-lyukak, Udvar-kői-szakadéktöbör, Búdös-pest) és jelenlegi (Barátság-kerti-visszafolyó, Kaszás-kúti-víznyelő, Felső-forrás, Kecse-lyuk időszakosan aktív járata) karsztosodást. A paleozoos vízzáró üledékeken elhelyezkedő triász kőzetösszletet metaandezit és metabazalt, Kisfennsíki Mészke, Vesszősi Formáció, Felsőtárkányi Mészke alkotja. Északnyugaton jura palasorozat határolja, Varbótól DK-re és a Forrás-völgy mentén eocén mészkő, Csókásnál oligocén, ettől É-ra (Mahóca) miocén képződmények települnek a mezozoos üledékekre.

A területen számos víznyelő (Barátságkerti-, Csókási-, Kalapács-kői- stb.) és néhány medernyelő (Forrás-völgy felső szakasza) alakult ki, melyek a bennük elnyelődő vizeket részint az északon, 300 m körüli tszf. magasságban fakadó kis és közepes hozamú forrásokba (Galya-, Dobrica-, Harica-), részint Forrás-völgyben fakadó jelentős hozamú, vízmű által foglalt Felső-forrásba, valamint az ugyancsak foglalt Király-kútba juttatják. A Kis-fennsík déli lejtőjén alsó-triász mészkő és középső-triász Hámori Dolomit alkot kis karszttesteket (Lencsés-forrás, Flóra-forrás).

6. *Szeletai terület.* A Forrás-völgy és a Hámori-szurdok (Puskaporos) között húzódó terület a Kis-fennsík tömbjének K-i irányú folytatódása. Földtani értelemben az Észak-bükki-antiklinális északi szárnyának tektonikusan redukált, az átbuktatott déli szárnyra tolódott része. A feltolódási felület metszi a rétegsort, ezért kelet felé egyre nagyobb a rétegtani hézag; Felső-Hámorban, a sziklamászó helynél már a középső-triász Fehérkői Mészke van az Ablakoskővölgyi Formáció felett. A Vesszősi Formáció vízzáró palája megosztja a mészkőösszletet, felette a gyengébben karsztosodó Felsőtárkányi (Hegyestetői?) Mészke következik (Molnár-szikla, Forrás-völgy). A triász kőzetekre a Forrás-völgyben és a Csanyik-völgyben, valamint attól É-ra eocén mészkő és miocén kavicsos üledékek települnek. A karszttömbből fakad a Szeleta-zsomboly vízrendszeréhez tartozó, foglalt Puskaporosi-forrás.

A terület rétegsora Diósgyőr felé folytatódik, bizonyos távolságon túl az antiklinális mindkét szárnyán Fehérkői Mészke bukkan felszínre. Ennek a területnek a mészkőéből fakad a Szinva-szorosi-barlang forrása.

A fejlett ősi karsztosodást — morfológiai helyzetéből adódóan — az egykor feltehetően víznyelőként működött Szeleta-barlang, a jelenlegi karsztosodást a víznyelővel is rendelkező, már említett Szeleta-zsomboly vízvezető járatrendszere bizonyítja.

## Középső-egység

1. *Karbon palaterület mészkőlencsékkel.* Az Északnyugati-Bükkben és a Garadna-völgy É-i oldalában meredek rétegdőlésű vízzáró agyagpalában 50–400 m hosszú, 10–50 m vastag mészkőlencsék helyezkednek el. A Szilvásváradai Formációtól északra a Zobóhegyesei Formáció gyakorlatilag függőlegesen álló mészkőrétegei karsztosodnak, legmélyebb felszíni pontjukon a mészkőtest kiterjedésétől függő, általában kis hozamú források, esetleg szivárgók fakadnak. A délebbi, a Garadna-völgybe is áthúzódó sávba a Mályinkai Formációba települő mészkővek tartoznak. Ennek kiterjedtebb mészkőtestjeiből nagyobb hozamú források fakadnak (pl. Mária-forrás, Szilvia-forrás, a Moldova-völgy és a Torma-völgy forrásai).

2. *Perm–alsó-triász mészkővonulat.* Két további részegységre bontható. Az északibb a szilvásváradai Kukucsó-völgytől csaknem a Hámori-tó Ny-i végéig összefüggően követhető Nagyvisnyói Mészke – Gerennavári Mészke alkotta vonulat.

Bár felszínén nem látszik belső tagoltság, a nagyhozamú források (Ablakos-kő-völgy alsó forrása, Bán-forrás, Gyula-forrás, — XXI. tábla 6. kép, Szentléleki-forrás stb.) azonban jelzik azt.

A délibb részegységet az Ablakoskővölgyi Formáció Lillafüredi Mészke Tagozata alkotja. Meg-megszakadó vonulata a belpátfalvi Áldozó-völgytől a diósgyőri Mély-völgyig tart. Kis hozamú források több helyen is fakadnak belőle. Legnagyobb a langyos vizet is felszínre hozó Szalajka-völgyi Szikla-forrás (XXI. tábla 3. kép), amely a nyomjelzések szerint a Nagy-fennsík felől is kap kis mennyiségű vizet (SÁSDI, SZILÁGYI 1992). Ennek útvonala még ismeretlen, mert nem dönthető el, hogy a kapcsolat közvetlen-e, vagy csak a völgy mésztufa összletén át jut a Szikla-forrás rendszerébe a víz.

Vannak források az Ablakoskővölgyi Formáció homokkő tagozatában is (pl. az Ablakos-kő-völgy K-i oldalában), de összességében — vízzáró volta miatt — elválasztja a két részegységet. A formáció záró, Újmassai Mészke Tagozata már a Hámori Dolomittal alkot egy vízföldtani egységet.

3. *Nagy-fennsík É-i perem – Garadna-völgy déli oldala – Diósgyőri terület.* A Belpátfalvától Diósgyőrig nyúló egységet gyakorlatilag Hámori Dolomit, Szentistvánhegyi Metaandezit, Fehérkői Mészke és Vesszősi Formáció kelet–nyugat csapású, meredekre állított, helyenként átbuktatott rétegsora alkotja. A két karsztos litológiai egység közé települ a vízrekesztő Szentistvánhegyi Metaandezit, azonban ez tektonikus okok miatt két szakaszon is hiányzik (Szárász-völgy, Felső-Sebes-víz). Célszerű tehát több részre osztható, de mégis egy vízföldtani egységnek tekinteni ezt a vonulatot.

3.1. *A Bánkúttól nyugatra húzódó dolomit- és mészkőszávok.* A Bánkút melletti száraz-völgyi eltolódástól nyugatra a rétegsor erősen széttagolt, elemei hézagosan és redukált vastagságban találhatók meg. Kis kiterjedésű Fehérkői Mészkeből fakad forrás a Bor-kút-völgy középső szakaszán. A Nagy István-erőse É-i lejtőjén húzódó vékony dolomitvonulat kis hozamú forrás létét határozza meg az Ablakos-kő-völgy felső szakaszán. A Hármaskút környéki Szentistvánhegyi Metaandezit hasadékaiból lép ki a Hármaskút, Sövény-kút és a Tamás-kút vize, a Csurgó-kút a völgytalpi törmelékből ered.

3.2. *Bánkút–Lillafüred közötti dolomit- és mészkőszávok.* A jól karsztosodó Fehérkői Mészke Bánkúttól Lillafüredig húzódó sávjában alakultak ki a Bükk (eddig ismertté vált) legjelentősebb barlangjai (Diabáz-barlang, Jávorkúti–Bolhási-barlangrendszer, Létrási-Vizes-barlang, Szepesi–Láner-barlangrendszer, István-lápai-barlang, Szent István-barlang). A meredek rétegdőlésű mészkővonulathoz nemkarsztos vízgyűjtő is tartozik, melynek déli, nagyobb hányada a Vesszősi Formáció agyagpala területén (Jávorkút, Létrás-tető), északi, kisebb része metaandeziten (Bánkút térsége, Borovnyák, Sziklás-tebri- víznyelő) van.

A víznyomjelzések vizsgálatok alapján ennek a területnek a vízáramlási irányai ismertek legjobban (SÁSDI 2002). A vízfestések eredményei alapján a terület áramló karsztja további részegységekre osztható. Megjegyzendő, hogy a felszíni földtani képből ezek nem olvashatók ki, ezért jelenlegi ismereteink alapján az egyes karsztforrásokhoz tartozó vízgyűjtőterületek határa nem határozható meg egyértelműen.

A Bánkúttól Bolhásig terjedő terület vizei egy feltolódási zónát keresztezve a Hámori Dolomittól fakadó Garadna-forrásban jelentkeznek (XXII. tábla 6. kép). A Bolhás utáni víznyelők (Sebes-vízi-, Fenyves-réti-) a Huba-forrásba juttatják a vizet, bizonytalanság csak a Cubákos-barlang és Útmenti-barlang víznyelőjét övezi. (Az 1991–1992-ben a Fenyves-réti víznyelőben végrehajtott négy nyomjelzés során egy esetben a festett víz a Margit-forrásban is megjelent. Ennek oka ismeretlen, kiderítése további vizsgálatokat igényel.)

A Létrástól keletre levő terület vizei az időszakos Soltészkereszt-, és a Szinva-völgy mésztufájában feltárt Anna I. forrásban jutnak ismét felszínre. A mésztufából a víz kis hányada a Hámori Dolomittól fakadó Anna II. és III. forrásokba is átáramlik (SÁSDI, SZILÁGYI 1992).

3.3. *Tekenős-völgy–Lillafüred közötti dolomit- és mészkőszávok.* A Tekenős-völgy felső szakaszának dolomit-területén beszivárgó, valamint a Fekete-barlangban elnyelődő víz együttesen a Margit-forrásban jelentkezik, míg a szomorú dolomitbánya térségének vizei az újmassai Vekerle-forrásban látnak ismét napvilágot. A Szomorú-völgytől K-re levő vékony dolomittest az Anna II. és III. források vízgyűjtőjét alkotja. A dolomiton keresztül a Hámori-tó vize ugyancsak megjelenik az Anna II. és III. forrásokban, nagymértékben szennyezve azokat (SÁSDI, SZILÁGYI 1992, MAURITZ et al. 1992). Kis hozamú forrás (Eszperantó-forrás) fakad a Savós-völgytől K-re a Hámori-tó fölötti, környezetétől elszigetelt alsó-triász mészkőtestből. A forrás alatti vízesést látványos édesvízi mészkő kiválása alkotja.

3.4. *Diósgyőri terület.* Ez a részegység a Szinva-völgy É–D-i szakaszától keletre húzódik, földtani felépítése azonos a létrási terület felépítésével. Déli határánál palaterületen kialakult vízgyűjtő víznyelők (Fehérkő-lápai-, Vadas Jenő-, Csemetekerti-, Fényeskő-völgyi-, Vártetei-) találhatóak, ezek vize a terület keleti peremén fakadó diósgyőri langyos forrásokban, valamint a Márton-bányai és szinvaparti hideg forrásokban jelenhet meg. Nem zárható ki a hidrológiai kapcsolat a Szinva-völgytől Ny-ra levő létrási területtel, az ezt igazoló nyomjelzések vizsgálatok (István-lápai-barlang, festett spórával) eredményei azonban nem voltak egyértelműek.

Önálló részegységnek tekinthető a Vesszősi Formáció déli szegélyén húzódó Hegyestetői Mészke sáv (Irén-forrás).

## Déli-egység

1. *Nagy-fennsík.* A Bükk legnagyobb területű karsztegysége, a nyíltkarszt a Bél-kőtől Bükkszentkeresztig húzódik. Északon a vesszősi vonulat vízáró összelete határolja, keleten a Bagolyhegyi Metariolitra támaszkodik, nyugaton a jura palaösszlettel bedelve folytatódhat az Egercsehi-medence miocén kitöltése alatt. Déli határa a Papsag-völgytől Ny-ra az időszakos források által is jelzett tektonikus vonal lehet, K-en azonban teljesen tisztázatlan a délebbre lévő Répáshuta–tapolcai-karszterülettől való elhatárolása. A két, egymáshoz viszonylag közeli egység elkülönítését azonban indokolja a nagyon különböző (400 m feletti, illetve 300 m alatti) karsztvízszint adatok.

A Nagy-fennsík egy hozzávetőlegesen K–Ny csapású nagy amplitúdójú — DNy–ÉK tengelyű, kisebb amplitúdójú gyűrődésekkel tagolt — antiklinális-szerkezet. Felépítésében zömmel középső–felső-triász Bükkfennsíki Mészke vesz részt, de Hollóstető–Bükkszentkereszt környékén jelentős területeket alkot a felső-triász Felsőtárkányi Mészke (tűzköves mészke). Alárendelten középső- és felső-triász vulkanit (Szentistvánhegyi Metaandezit, Szinvai Metabazalt), valamint jura radiolarit és agyagpala is előfordul. A fennsíkperemtől D-re megjelenő jura palaösszlet nagy amplitúdójú szinklinális-szerkezetet jelez. A fennsíkon kis felszíni vízgyűjtőjű nyelők alakultak ki különböző vízrekesztő felületeken: riolittufa (Nagymező — XXI. tábla 1. kép), jura pala (Pes-kő-katlan) metaandezit (Fekete-sár), tűzköves mészke (Szirén-barlangnál) és metariolit (Borókás-teber). A Répáshuta–Hollóstető közötti források nem tartoznak a karszthoz, ezekben jura radiolaritok hasadékvize jut felszínre.

A terület karsztvízszintjéről — kiterjedéséhez képest — nagyon kevés adattal rendelkezünk. A Nagy-mező térségében a csapadék/beszivárgás függvényében 520–543 m tszf. között változik (Nagyvisnyó Nv–17 fúrás). A két jelentős hozamú leszálló vízü karsztforrás közül a Szalajka 453 m, a Szinva 344 m tszf. magasságban fakad (XXI. tábla 5. kép). A kis hozamú Felső-Szinva már a fedő tűzköves mészkeből ered. Az időszakos felszálló hideg karsztforrások (Fekete-len 440 m, Imó 450 m, Vörös-kő-alsó 460 m, Vörös-kő-felső 500 m) a Nagy-fennsík délnyugati részében a víz lehetséges visszaduzzadási szintjét jelzik.

Az említett forrásokban meg nem jelenő vizek a mélykarsztba áramlanak. Felszállási pontokként az alábbiak jöhetnek szóba: az északra fakadó, termális komponenssel rendelkező Szalajka-völgyi Szikla-forrás (423 m), a legnyugatibb felszíni ponton felszálló vízü langyos források (Salátás-, Mária-forrás 350, 382 m, mónosbéli Vízfő 363 m tszf.), illetve dél felé a hideg vízü felsőtárkányi Szikla-forrás (238 m). A Nagy-fennsíkon beszivárgó víz egy része az egri langyos vízü forrásokat is táplálhatja.

Az egység vízáramlási irányainak megállapítására számos nyomjelzéses kísérlet történt. A fejletlen barlangjártatokban történő vízmozgáson kívül az áramlási irányokat feltehetően befolyásolják a már említett gyűrődési rendszerek is.

Földtani tények, de főként elméleti megfontolások alapján a terület négy nagyobb részre tagolható, további alegységek kijelölése részletező kutatásokat igényel.

1.1. *Nagy-mező–Bél-kő.* A karsztvíz feltételezett tetőpontjától Ny-ra eső terület. Főként Bükkfennsíki Mészke alkotja, Felsőtárkányi Mészke csak az északi határnál és a Nagy-fennsík déli előterében található, utóbbi helyen jura üledékekkel együtt.

A fennsíkon kis felszíni vízgyűjtőjű időszakos nyelők alakultak ki különböző vízrekesztő felületeken: riolittufa (Nagymező — XXI. tábla 1.kép), jura pala (Pes-kő-katlan), a víz azonban döntően a többrétegű felszínen szivárog be. Szárazabb periódusokban a víz a fentebb említett tektonikus felületen keresztül a DNy-i Bükk fedett mélykarsztjába áramolhat, árvizek esetén az időszakos karsztforrásokban is megjelenik. Megcsapolási pontként jöhet számításba a Bél-kő karszttárója (táróbejárat 385 m tszf.), valamint a Mónosbél–Bélapátfalva környéki források (Vízfő-, Mária-, Salátás-forrás).

1.2. *Nagy-mező–Szinva-völgy.* A feltételezett karsztvíz-tetőponttól K-re eső terület Bükkfennsíki Mészkeből, Felsőtárkányi Mészkeből és alárendelten Szinvai Metabazaltból áll. Észak felől a hegységet kettéosztó tektonikus felület határolja, e mentén a vízrekesztő Vesszősi Formáció elszigeteli az északabbra levő Fehérkői Mészke sávtól. A délre lévő répáshutai -karszterülettől szinklinális szerkezetbe települt jura palasáv választja el. Bár az elvi földtani lehetőség megvan a két egység közti hidrológiai kapcsolatra, ezt a karsztvízszint adatok nem támasztják alá.

A területet jellegzetes töbörös felszín jellemzi. Időszakos víznyelők ismertek az északi határ mentén Csipkésút alatt, Jávorkúttól délre (Szirén-barlang) és a Borókás-teber mellett. Tűzköves mészkeön meggyűlő víz nyelődik el a Lusta-völgy felső szakaszán (Lusta-völgyi víznyelők). Nyomjelzések alapján (Szirén-barlang, Menyecske-töbri-víznyelő, Borókás-tebri 2. sz. víznyelő) a Szinva-forrásban bukkan felszínre a terület karsztvize.

A Felső-Szinva-forrás a tűzköves, márgabetelepüléssel Felsőtárkányi Mészke Formáció Hollóstetői Mészke Tagozatából fakad, Szinvai Metabazalt tömb kényszeríti felszínre a vizet.

1.3. *Istállóskő térsége.* Alegységként elválasztható a Nagy-fennsík ÉNy-i részén a hegységet kettéosztó tektonikus felület és a száraz-völgyi eltolódás folytatásának tekinthető fekete-sári pikkely közötti mészke-terület. A Fekete-sárnál felszínre bukkanó Szentistvánhegyi Metaandezit a dőlés adatok szerint a Bükkfennsíki Mészke alá húzódik, ezáltal a Szalajka-forrás vízrendszere elválk a Nagy-fennsík többi részétől. Részletesen dokumentált vízfestés mutatta ki a Fekete-sár–Szalajka-forrás közti összefüggést (SÁSDI, SZILÁGYI 1992). A Hármasküti-víznyelő és a Szalajka-forrás közti kapcsolatot sóoldattal végzett nyomjelzéssel mutatták ki.

1.4. Szalajka-völgy–Bélapátfalva közötti jura palaterület. Földtanilag a bükk-fennsíki antiklinális északi szárnyát alkotják az itteni, többszörösen gyűrt szerkezetben megjelenő felső-triász–jura rétegek. A Bél-kő-nyak alatt a Szamár-kő gerincén és a Kis-Köves-tetőn (a Nagy-fennsíktól feltolódási felülettel elválasztva) középső-triász világos mészkő is megjelenik, ettől eltekintve a Bükkfennsíki-Mészkő elterjedéséről nincs ismeretünk.

Kis és közepes hozamú források fakadnak a jura rétegösszletbe települő Bükkzsérci Mészkő testekből (Lóczy-forrás, Peresznye-lápa középső szakasza), ezek egyértelműen elkülöníthetők a főkarszttól.

2. Répáshuta–tapolcai-karszterület. A hegység második legnagyobb karsztos tömbje, mely Répáshuta környezetétől Miskolctapolcáig húzódik. Két nagy alegységre osztható, azonban közöttük a hidrológiai kapcsolat teljességgel felderítetlen.

2.1. Répáshuta–Kisgyőr. E terület északi határa a Répáshuta–Hollósteő tengelyű szinklinális jura és felső-triász összlete. Déli határvonala meghúzható a Kisgyőr–Tebepusza közti szinklinálisban, bár valószínűbbnek tűnik ettől délebbre, a Kisgyőr–Belvács–Hidegpataka tektonikus zóna menti zárás. Nyugat felé a lehatárolás egyelőre megoldatlan.

A karsztegység felépítésében jól karsztosodó középső–felső-triász Bükkfennsíki Mészkő, alárendelten tűzköves mészkő (Répáshutai, Felsőtárkányi F.) vesznek részt. Nemkarsztos vízgyűjtője uralkodóan jura palaközetekből és radiolaritból, alárendelten triász vulkáni kőzetekből áll. Északi határán jelentős vízgyűjtőterületű víznyelők (Diós-kúti, Pénzpataki, Hollósteői-, Rókafarmi-) sorakoznak, délen az Ilonaházi időszakos víznyelő található, melyek nyomjelzése még nem hozott eredményt. A karszterületet medernyelős völgyek (Balla-völgy, Csúnya-völgy, Gyertyán-völgy, Csókás-völgy stb.) tagolják.

A Répáshutai-tömb Ny-i részén a karsztvíz minimumszintje 300 m alatti (a Répáshuta Rh–1 fúrás talpszintje, 299 m alatt), a Csókás-völgy középső szakaszán a Bükkzentkereszt K–1 fúrásban 223 m. A Rh-1 fúrásban regisztrált 95 m-es és a Pénzpataki-víznyelőben észlelt 43 m-es vízszintingadozás hordalékkal eltömődött hasadékok visszaduzzasztó hatásának tulajdonítható. A tömb keleti végén, az Ásottfa-tető lábánál lévő Kisgyőr Kgy–15 fúrásban 156 m, mellette a Kisgyőr K–2 fúrásban 140 m vízszintet mértek (Lénárt L. szóbeli közlése). Viszonylag fejletlen karsztra utal, hogy a Balla-völgy mintegy 3 km hosszú mészkőszurdokán az árvek keresztülfolytak. Feltételezhető, hogy a karszterület vize a 127 m tszf magasságban fakadó Miskolctapolcai langyos forrásban jut felszínre.

2.2. Tapolcai terület. A háromszög alakú Tapolcai-tömb északi határát a Bükkzentkereszt–Bükkzentlászló környéki triász vulkanitok alkotják. Felszínen keletről neogén medencekitöltések határolják, melyek alatt a mélybe süllyedve folytatódik a karsztos tömeg. Délnyugaton az eltolódás-feltolódás jellegű, Bükkzentkereszt–Kékmező közti tektonikus zóna mentén érintkezik a Répáshutai-tömbbel.

A karsztegység felépítésében jól karsztosodó középső–felső-triász Bükkfennsíki Mészkő, alárendelten tűzköves mészkő (Répáshutai, Felsőtárkányi F.) vesznek részt. Nemkarsztos vízgyűjtője uralkodóan triász vulkáni kőzetekből (Bagolyhegyi Metariolit) áll. Innen a víz egy hányada a Mexikó-völgyben elnyelődve a miskolctapolcai forráscsoportba jut. Közvetlen hidrológiai kapcsolatot mutattak ki a nagy-kőmázsai mészkőbánya előkutatása során a területen mélyített fúrások és a tapolcai hideg forrás között (SZIKSZAI, OLÁH 1968, VITÁLIS 1970)

A karsztvízegység egyetlen karsztforrása Miskolctapolcán, a vízzáró kainozoos képződmények és a karsztos kőzetek határvonalának legmélyebb pontján, 127 m tszf. van. Itt két karszt típus forrásai találhatóak egymás közelében; felszínközeli (áradásos) hideg vizű karszt (Olasz-kút) és mélységből feláramló vizű termálkarszt (a névadó Tapolcai-, vagy Barlang-forrás). A két rendszer létezése régóta ismert (pl. PAPP 1907a, b), ennek ellenére a két rendszer elhatárolása máig nem történt meg.

Négy fúrásban ismert a karsztvíz szintje: Nagykőmázsa–V/7 fúrás 127 m, Mexikóvölgy Mvgy–13 fúrás 176 m, Bükkzentkereszt Bszk–1 fúrás 223 m, Miskolc K–126 fúrás 142–148 m. A forrás és a fúrások vízszintadatának egybevetése irányonként más és más gradienst ad, ezek alapján feltételezhetően további részegységekre osztható a terület.

A Miskolc alatt elhelyezkedő mélykarszt (legalább részben) ennek az egységnek a folytatása, a víztermelő fúrásokban végzett nyomásvizsgálatok szerint egyértelmű összefüggés mutatkozott a miskolctapolcai hideg forrással.

3. Délkeleti-Bükk. A nyíltkarsztos terület a Tebepusza–Kisgyőr vonaltól délre található. Karsztjának felépítésében zömmel tűzköves mészkő és dolomit (Felsőtárkányi Mészkő) vesz részt, a déli szegélyen (a Hór-völgy és Kács között) jól karsztosodó Bervai Mészkő is felbukkan. Néhány helyen (Karácsony-tisztás, Mocsolyás, Békaházi tanya) a fedő jura agyagpala is megőrződött. Délen, egy vízföldtani egységet alkotva, a triász kőzetekre közvetlenül felső-eocén Szépvölgyi Mészkő települ. Ez a terület is intenzíven gyűrt, azonban a karsztvízszintet és karsztvízáramlást is befolyásoló belső szerkezet még jórészt felderítetlen. A karszttömböt a tűzköves mészkőbe rétegszerűen települő Szinvai Metabazalt osztja meg, szinklinálisba gyűrt helyzete esetén karsztvízemelet kialakulása is lehetséges.

A karsztegységben csak a Perpácnál ismerünk kis vízgyűjtőjű (riolittufa) víznyelőt, a terület völgyeiben a medernyelők jellemzők (Tebepusza, Kis-rét stb.).

A néhány ponton észlelt karsztvízszint rendkívüli egyenetlenséget mutat: a terület belsejében a Kisgyőr K–3 (F–3 figyelőkút) 282 m, Miklós lugánál a Kisgyőr Kgy–11 fúrásban 400 m. A karsztvíznívót több fúrásban is regisztrálják a Hór-völgyben, ahol az eddigi mérések alapján a különböző részterületeken a szintváltozás mértéke eltérő.

Két, jelentős hozamú, langyos vizű karsztforrás (Kács 195 m, Sály 201 m) hozza felszínre a Délkeleti-Bükk karsztjában áramló vizeket. A Hór-völgyben több ponton ismerünk kis vízhozamú időszakos karsztforrást. Ezek működése a karsztvíz

emelkedésével van összefüggésben. A két kisebb hozamú állandó forrás (Isten kútja, Remete-kút) csak eocén mészkőből nyeri a vizét. Dél felé a mészkő egyre nagyobb mélységbe zökkenve folytatódik, az itteni sasbércekből emelkedik felszínre a Bükkzsérc Bs–6/a és a Mezőkövesd Mk–1 fúrások meleg vize. Nem zárható ki az Eger környéki meleg forrásokkal való hidrológiai kapcsolat sem.

4. *DNy-i Bükk. 4.1. Délnyugati-Bükk fedett karsztja.* A Nagy-fennsíktól az időszakos források által is jelzett jelentős tektonikus felülettel elválasztható terület a fennsíkot is alkotó triász mészkőtömeg eltemetett, jura időszaki vízzáró kőzetekkel fedett mélykarsztja. Tektonikai okok (gyúrt szerkezet, feltolódás) miatt, a Felsőtárkányi és Bervai Mészkő padja bukkan felszínre a palaüledékek alól, ezek kibukkanása medernyelők kialakulásának kedvezett (Lök-völgy, Esztáz-kő). Az előbbiben elnyelődő vízfolyás egy része a felsőtárkányi Szikla-forrásban jelenik meg a nyomjelzéses vizsgálatok szerint (AUJESZKY et al. 1974; AUJESZKY, SCHEUER 1980; TÓTH 1982), a többi víz felszínre lépési helyei az egri langyos források, esetleg az időszakos Berva-karsztforrás lehetnek.

4.2. *Berva-bérc.* A Tárkányi-medencétől ÉNy-ra elhelyezkedő 517 m magas hegy fő tömegét triász, jól karsztosodó Bervai Mészkő építi fel. Fennsíkján két kis víznyelő található, a hegyet átszelő két völgyben (Berva-, Mész-völgy) medernyelős szakaszok agyagpala területről származó vízfolyásokat nyelnek el. A hegy D-i végpontján fakad az aknával foglalt időszakos, langyos vizű (17 °C) Berva-forrás. Felszálló, langyos vizű kutak létesültek a Berva-bérc miocén üledékekkel fedett előterében (Eger K–23, K–31). Valószínűleg ugyanezt a víztározót csapolják meg a szintén felszálló langyos vizű almári termelőkutak (K–32, K–33, K–34).

5. *Felsőtárkányi Vár-hegy és környezete.* A hegyvonulat gerincén és DK-i oldal magasabb részén zömmel Felsőtárkányi Mészkő található, ÉNy-i része Hámori Dolomitból épül fel. A kettő közé a vízrekesztőnek tekinthető Várhegyi Formáció települ. Nem tárt fel karsztvizet a felsőtárkányi dolomitbányánál mélyült, 300 m-es Felsőtárkány Ft–8 fúrás. Érdekeség, hogy a hegy ÉNy-i oldalán — a Tárkányi-medence peremén — kis hozamú források fakadnak (Büdös-kút, Hegedűs-forrás, Dohánygyári-kút), ezek azonban a miocén képződmények feletti málladéktakaróból erednek (nem karsztforrások).

A DK-i oldalon, a Bükkzsérctől majdnem Egerig húzódó terület felépítésében eocén kavicsos agyag, mészkő és márga vesz részt. Ezek fekéjében elsősorban triász tűzköves mészkő, kis részben jura agyagpala, míg fedőjében oligocén agyag található. A területen beszivárgó csapadék két karsztforrásban (Síkfőkút, Forró-kút) és az egri langyos forrásokban jelenhet meg.

A Bükk környéki szénhidrogénkutatások kapcsán vált ismertté, hogy Egertől DDNy-i irányba eltemetett mészkőgerinc húzódik a Vár-hegy–Nagy-egedi vonulat folytatásaként. Ennek több pontján a fúrások 30–60 °C hőmérsékletű vizet tártak fel (pl. Andornaktálya, Egerszalók). Eger belvárosában ősidők óta ismert természetes hévízfeltörés, melyet már a középkorban fürdőként hasznosítottak. SCHRÉTER (1923) szakvéleménye alapján mélyült itt 1926-ban az első, a város vízvezetékét kiszolgáló kút. A későbbi, bővítéssel kapcsolatos feltárások alapján derült ki, hogy a triász mészkő ezen a területen sasbércekszerűen emelkedik a felszín közelébe.



## Geographical position

The Bükk Mountains, which morphologically are of a high mountainous character, and the small Uppony block in connection with it, are the most complicated area of Hungary with respect to their geological structure. There are no other places where the unique stratigraphic succession (which has been affected by regional metamorphism) and the characteristic, strongly folded structure can be examined on the surface.

The Bükk Mountains represent the second highest mountain range of Hungary (Figure 1) with a maximum height of 958.4 m (Istállóskő-erőse); the average height of the Bükk plateau exceeds that of the Mátra Mountains. The most homogeneous-looking small region of the Central-Bükk is the Bükk Plateau, which is divided by the Garadna Valley. Its southern, higher part is the Nagy-fennsík ("Great Plateau"), which steadily slopes down east–north-eastward from the Istállóskő; subsequently, East of the Szinva Valley it continues into the SE Bükk at an average height of 600–700 m. Its length is approximately 20 km and its largest width is 6 km in the Bálvány–Nagy-kőhát range. It is built up of old erosional scarps form its northern and southern edges (Plate III, 1–2).

The Kis-fennsík ("Little Plateau") extends from the topmost part of the Harica Valley to the Csanyik Valley and is situated North of the Garadna Valley (Plate IX, 1). The highest point of the steadily descending area on the West is the Örvénykő (780 m), whereas on the eastern edge the Molnár Cliff does not exceed 350 m.

Well-developed karst features, dolines, ranges of dolines, sinkholes, karstic gorges and large-sized caves can be found on the limestone area of both plateaus (Plate X, 4 and XIX, 6).

The Northern Bükk is dominated by 700 m high peaks and is situated West of the Kis-fennsík and North of the Nagy-fennsík. Its height decreases below 600 m only towards its margins. The deep erosional valleys, the heads of which incise into the margin of the Bükk Plateau, trend radially outwards from the centre (Plate III, 3 and II, 2–3). The directions of the valleys also determine the spatial arrangement of crests and ridges. Most parts of the uninterrupted karst area — with some dolines in the topmost part — are built up of Triassic limestone in the Szilas-fő–Kemenes-hegy area.

The Southern Bükk is situated to the South of the southern margin of the plateau and this is marked by the so called Bükk Stones. Based on petrologic and morphologic differences it can be divided into the SW Bükk and SE Bükk with a border running through Hór-völgy–Hosszú-völgy to Három-kő. In the SE a ridge exceeding a height of 600 m extends towards the Vár Hill (622 m). Its highest point is the Kőlyuk-galya (719.8 m) and it rises up to the south of Bükk-szentkereszt. The western margin has also been uplifted, it slopes down consistently from the Kerek-hegy (790 m) towards the Keselyű-bérc (444 m) at Szarvaskő. The caudron-like part of the Tárkány Basin, which protrudes into the Mountains is situated between the two ridges (Plate III, 4–5).

The eastern part of the Southern Bükk is built up mostly of limestones and subordinately by shales and volcanites; the western part consists of shales and basic magmatites. The petrographic difference has significantly determined the development of morphological evolution. This is well marked in the karstic forms of the Eastern part, and in the dense valley network of the Western part of the mountains.

The Bükkalja, built up mostly of rhyolite tuffs, is a hilly region situated in the southern foreland. Its uppermost part is dissected by the widening valleys of creeks running down from the mountains, and it slopes down towards the southeast from a height of 400 m to 150 m asl.

The Bükk range comprises polyanticlinal faulted mountains, which have undergone rhythmic multiphase evolution. The multiple uplifting resulted in the development of planation levels (Plate XXIII). During the first phase a several thousand-metres-thick succession was eroded after the uplift attributed to the folding processes and metamorphism in the Middle Cretaceous. Its peneplanation came to an end by the time of the Middle and Late Eocene boundary. The remnants of this period can be seen in the transitional area between the denudation plain (peneplain) of the Bükk Plateau and the hilly region (there are differences of more than 30 m in height).

During the next phase in the Late Eocene the area was flooded by the sea, but the degree of water coverage is unknown. The extent of the territory covered by Oligocene sediments is also in some doubt. However, in the Early Miocene the whole

area was already continental terrain and it was dissected again due to the intensive denudation, which occurred after the repeated elevation. The level at 650-700 m — belonging to the lower scarp and considered to be a Miocene abrasional terrain by J. KEREKES (1938) — had become a fluvial peneplain before the Middle Miocene.

In the Middle Miocene the area underwent temporal marine flooding again followed by the elevation which resulted in the present-day mountains. Another planation surface can be found at 300-400 m asl; in the geomorphologic literature it is considered a pediment area. The topmost part of the Uppony Mountains belongs to this level, but it can also be considered as a former peneplain.

The most uplifted part, the Nagy-fennsík (Great Plateau), is in its mature phase, whereas the area stretching outwards from the plateau margin is in its late juvenile or early mature phase due to repeated uplifting.

Given the character of its topmost part, the Bükk range can be considered to represent plateau mountains, in which remnants of longitudinal valleys can be found. The juvenile valleys have been deepened into the fossil peneplains. The positive forms characteristic of the dissected area are the following: conical hills, sharp conical hills (albeit uncommon), and frequent 'whaleback' hills (or crags, locally known as "erőse"). The edge of the plateau is not a horst but a denudational scarp-and-vale terrain.

In fact, the basins located in the area are valley extensions that have been formed by fluvial erosion. There are two larger depressions in the Miocene formations: the river-head of the Eger-patak (Eger Brook), and a part of the valley of Tárkány-patak between Felnémet and Felsőtárkány.

The valley network of the Bükk shows a radial pattern with transitional valleys only being found in the westernmost parts. Nevertheless, the radial structure of the valley network is composed of consequent main valleys, as well as subsequent and resequent tributary valleys.

The Bükk range is widely regarded as one formed of limestone mountains. However, the geological map reveals that less than half of its surface is built up of carbonate rocks. The significant limestone terrains form a partly covered, mixed, allogenic karst. The landforms of the latter have been formed and transformed steadily; the separation of the individual phases is not yet possible. The most typical forms are dolines and karrenfields (Plate XX, 3–5). There are a great number of sinkholes and active caves associated with a few avens (shaft caves) that are of uncertain origin.



## Geological build-up of the Bükk and the Uppony Mountains

The Bükk Unit conspicuously overlaps the territory of the Bükk Mountains: deep wells that penetrated the basements of the surrounding basins have revealed formations known from successions of the Bükk.

The decisive features of the geological build-up of the Bükk facies are the following: marine Upper Palaeozoic (with a gap at the Carboniferous–Permian boundary) and continuous shallow marine Upper Permian – Lower Triassic successions, Middle Triassic carbonate platform sediments, extensive basin facies in the Upper Triassic sequence and, above an unconformity, a siliciclastic–carbonate succession of pelagic facies in the Jurassic. The acidic–neutral volcanism in the Ladinian, the basic volcanism in the Carnian and the basic volcanism of oceanic affinity in the Jurassic are especially characteristic. Beside facies characteristics, anchizonal metamorphism must be taken into account when classifying the formations in this tectonic unit; nevertheless, the degree of anchizonal metamorphism constantly decreases south–southwestward, until it reaches the medium-grade diagenetic zone.

The Permian-Triassic succession of the Bükk Mountains shows close similarity to the succession of the Jadar Block in Western Serbia (Figures 2 and 3); its most probable place of origin is in the Inner Dinarid Zone (FILIPOVIĆ et al. in press).

The Uppony Mountains are bordered by the north-west vergent Uppony thrust fault with a SW–NE strike, along which the Palaeozoic rocks have been overthrust on the Oligocene and Lower Miocene formations of the foreland. The Uppony and the Bükk Mountains are in contact with each other along the Nekézseny thrust fold, where the Permian–Lower Triassic succession overthrust the Upper Cretaceous Nekézseny Conglomerate Formation.

The Tapolcsány Subunit of the Uppony Mountains has no analogies in the s.l geological vicinity. Formations comparable with it are known from the Upper Ordovician – Middle Carboniferous succession of the Carnic Alps – Southern Karavanks, the Graz Palaeozoic and the Northern Greywacke Zone. The Devonian – Lower Carboniferous succession of the Lázberc Subunit corresponds to the succession of the Szendrő Mountains in many aspects; it differs from this latter, for the most part, in its lower degree of metamorphism. It can be correlated with the Graz Palaeozoic (EBNER et al. 1997, 1998) and with the coeval formations of Western Serbia and Northern Bosnia (FILIPOVIĆ et al. 2003).



# Stratigraphy

## PALAEOZOIC

### UPPER ORDOVICIAN

#### *Rágyincsvölgy Sandstone Formation* — 'O<sub>3</sub> ('O)

This formation is built up of sandstone consisting almost exclusively of quartz-grains that are cemented by a cherty matrix, which is free of carbonate. Fine-grained, foliated metasandstone or sandy shale interbeddings can be found in some places. Due to the metamorphic foliation it looks thinly-laminated in the type locality of Rágyincs-völgy and its vicinity. The joint surfaces are corrugated because of the foliation of an additional deformational phase. Its characteristic mineral is chloritoid of non-clastic origin; moreover, it is younger than the primary (main) foliation, because acicular crystals penetrate through the planes of foliation.

The contact of the formation with the clay shale – siliceous shale rocks of the neighbouring Tapolcsány Formation is tectonic, or covered everywhere. Its thickness ranges between 50-100 m. Its key section can be seen in the range of the great sandstone rocks at on the northern side of Rágyincs Valley.

**Fossils and age of the formation.** Due to the lack of fossils the age of the formation can only be deduced by referring to formations in the Szendrő–Uppony area, the age of which is known. Formations corresponding to the Rágyincsvölgy Sandstone Formation occur in the lowermost part of the Upper Ordovician – Middle Carboniferous sequence in the Upper Ordovician of the Carnic Alps – South Karavanks, the Graz Palaeozoic and the eastern part of the Northern Greywacke Zone: Polster Quartzite (Northern Greywacke Zone), Hundsberg Quartzite (Graz Palaeozoic) and Bischofalm Quartzite (Carnic Alps), (EBNER et al 1997, 1998). This is the reason why it is considered as the starting member of the Variscan sedimentary cycle (together with the Csernelyvölgy Sandstone) and assigned to the Late Ordovician.

**Facies and correlation.** The formation is sublittoral sandstone with mature debris. Gradation and other sedimentary characteristics cannot be seen.

#### *Csernelyvölgy Sandstone Formation* — °O<sub>3</sub> (°O)

The formation is made up of light-grey to grey, fine- to medium-grained, massive or thickly-bedded hard sandstone with siliceous cementation and with shale clasts and biotite flakes. Its clasts consist mainly of quartzite grains and rock fragments. The material of the latter is claystone, siltstone, sandstone and micaceous phyllite. X-ray diffraction analyses show that it has the following composition: quartzite (large quantity), plagioclase (medium quantity), sericite (few), chlorite (few), K-feldspar (very few). Its thickness is about 100 m. Its type locality is the abandoned quarry in the northern vicinity of the entrance of Bóti Valley (Plate XXIV).

**Fossils and age of the formation.** It contains no fossils so according to the above-mentioned analogies its age can be given as Late Ordovician.

**Facies and correlation.** Its immature detrital material, with the frequency of the rock fragments beside the mineral grains and the high feldspar/quartz ratio, indicates rapid sedimentation and short-distance transportation. According to the composition of its detrital material, stratigraphically it belongs to the base of the Variscan sedimentary cycles (EBNER et al. 1997, 1998).

## SILURIAN – LOWER DEVONIAN

#### *Tapolcsány Formation* — 'S–D<sub>1</sub> ('S)

This formation is built up of generally thin, alternate layers of dark grey, subordinately grey or greenish-grey, dark grey–black, occasionally light-grey siliceous shale and black lydite. The whole sequence is typically free of carbonate. Coarser clastic intercalations cannot be observed. Locally finely-banded intercalations are to be seen in the shales, which can be explained by the deposits of bottom currents (contourit) or distal turbidites. Siliceous shales have been formed by the secondary silicification of the originally pelitic sediments, while the pure lydites are considered to be primary radiolarites (Photo 3–6). The dark colour of the rocks is due to organic matter and MnO-content. Locally, the formation comprises basic volcanic intercalations. The thickness of the formation is about 100 m; its maximum thickness is 400 m.

**Fossils and age of the formation.** The fossil record is represented only by crystallized radiolarians compressed in the plane of foliation. These fossils can be identified in the thin sections of the lydites. According to analogies the age of the formation is Silurian (FÜLÖP 1994) or Silurian – Early Carboniferous (EBNER et al. 1997, 1998).

**Facies and correlations.** The lack of coarse debris and of re-sedimentation features (disregarding the local finely-banded internal texture, and the total lack of carbonate), as well as the maturity of detrital material indicate that the sediments of the formation were deposited in open-marine, calm circumstances in deep water, under the calcite compensation depth of the certain period. The radiolarian lydite beds indicate sedimentation of the radiolarian mud during the intervals of the detrital input. The dark colour of the sediment, its pyrite-, organic matter-, and MnO-content point to a general reductive circumstances and a euxinic environment. The rarely visible fine lamination (mm-scale) represents contourites or distal turbidites.

The formation corresponds to the black, graphitic- manganese shale and lydite formation widespread in the whole European Silurian. These form characteristic levels in the basin facies of the Carnic Alps – South Karavanks, Graz Palaeozoic and the Greywacke Zone.

## DEVONIAN

### *Strázsahegy Formation* — <sup>sh</sup>D<sub>1-2</sub> (<sup>s</sup>D)

The Strázsahegy Formation is built up of basic metavolcanite and limestone bodies, which occur in a strip interrupted by the rocks of the Tapolcsány Formation. The three most characteristic rock types of the formation are the following: 1. basic volcanites (schalstein, metabasaltic lava rocks), 2. light-grey crinoideal limestones, 3. carbonate rocks (ankeritic-sideritic), which have been affected by ferriferous metasomatism or, subordinately, “tuffs”.

In the Strázsahegy type-section (Photo 7–8, Plate I, 4) a lower schalstein-horizon and an upper olistostrome horizon can be distinguished.

— *Schalstein-horizon.* According to the studies of Vető-Ákos (in KOVÁCS, VETŐ-ÁKOS 1983) and ÁRKAI (1982) the rock consists of greenish-grey clasts of volcanic rocks and carbonates, as well as inclusions, and is often interwoven with calcite nests. It is a basic volcanic material, which was taken to a sedimentary environment, and during its deposition it intensively mixed with unconsolidated calcareous mud. The original name of this mixed rock is “schalstein”, which is particularly frequent in the German Devonian. The mixing process was supported significantly by gravitational mass movements (slumping, debris flow). The basic volcanic material is of tholeiitic composition (see analytical data in KOVÁCS, VETŐ-ÁKOS 1983).

Schalstein consists of inclusions of angular fragments of limestone, not bigger than a fist and, rarely, shale. The quantity of the inclusions increases in certain levels. The most frequent type of the limestone inclusions consist of Lower Devonian, light-grey crinoideal limestone.

— *Olistostrome horizon.* The schalstein horizon is overlaid by the 30–40 m-thick olistostrome horizon, with olistoliths consisting of limestones of two main lithotypes within a basic metavolcanic matrix (Photo 8b and 9).

According to the investigations of ÁRKAI (1982) the material of the matrix is built up of greenish-grey, greenish-brown, altered basaltic lava rocks, amygdaloidal metabasalt and subordinately metabasalt tuff (the latter is calcareous). Due to the alteration, lava rocks look like loose tuffs. The size of the limestone olistoliths ranges from the size of a fist to some 10 metres. They are more or less rounded, not angular, and they are not sorted at all. The material of the olistoliths consists of purplish-red and green, micritic Silurian limestones and lowermost Devonian crinoideal limestone of pelagic origin (Photo 10, Plate I, 7). Beside the pure limestone olistoliths, there are also olistoliths made up of metabasalt–limestone intraformational breccias. The size of the angular metabasalt and limestone clasts in them is not greater than a few centimetres.

**Fossils and age of the formation.** The macrofossils of the pelagic limestones are represented by orthocone nautiloids (Photo 11) and brachiopods (GNOLI, KOVÁCS 1992). This facies is extremely rich in conodonts, with are represented almost exclusively by coniform conodonts and by the components of the *Ozarkodina excavata excavata* multielement (Pa-element: *Spathognathodus inclinatus inclinatus*). The Wenlockian and Ludlowian ages of the limestones are proved by the following Pa-elements: *Kockella variabilis*, *Spathognathodus inclinatus inflatus*, *Spathognathodus sagittus*.

In the Devonian crinoideal limestones brachiopods and fragments of corals occur (Photo 12 and 13, Plate I, 6), albeit rarely. This rock type is not so rich in conodonts as the former one. The Early Devonian age of the formation is indicated by the following Pa-elements: *Spathognathodus masarus*, *Spathognathodus remscheidensis remscheidensis*, *Spathognathodus wurmi*, *Spathognathodus* aff. *optimus*.

Some corals have been found in the slope debris. From this fossil record Mihály identified the species *Thamnopora reticulata*, which occurs also in the Szendrőlád Limestone.

### *Uppony Limestone Formation* — <sup>u</sup>D<sub>2-3</sub> (<sup>u</sup>D)

This formation consists of light-grey, greyish-white, locally bluish-grey, unbedded or thickly bedded, slightly crystalline limestones (Plate I, 1 and 3, Plate XXV). Occasionally darker grey or brownish coloured, finer crystalline parts occur as fissure fillings.

According to the studies of ÁRKAI et al. (1981) the limestones are made up of calcite to a degree of 99 % and it consists only of 1–1% quartz and sericite. The former must presumably be autigenous, while the latter may have been altered from the clay films, which developed along pressure-controlled solution surfaces. Its thickness is about 200 m.

**Fossils and age of the formation.** Due to the absence of fossils (Photo 14), the age of the Uppony Limestone can only be deduced indirectly. Its stratigraphic position can be assigned to the Middle Devonian, but it may range up to the lower part of the Upper Devonian.

**Facies and correlation.** The purity of the limestone, its light colour, its massive or thick-bedded features indicate a metamorphosed carbonate platform – reef lagoon facies (Plate I, 2).

#### **Abod Limestone Formation** — ${}^aD_3({}^aD)$ , *Zsinnye Metabasalt Member* — ${}^aD_3({}^aD)$

The typical Abod Limestone is represented by greenish- or bluish-grey or, if weathered, yellowish-brown metatuffitic limestone (cippolino) with a chlorite network and with a characteristic cross-foliated, thin-bedded, “bar-like” structure.

Beside the typical variant, bluish-grey, thin-bedded limestones, brown nodular limestones with interbeddings of black shales, bluish-grey calc-schists, greenish-grey tuffites and — in certain beds — white or bluish-grey, coarse-crystalline limestones also occur. Basic volcanites (*Zsinnye Metabasalt Member*) can be found in greater quantities in the northern part of the main zone of its occurrence (Plate XXV, XXVI and XXVII). The interfingering of the limestone and the volcanite (Photo 15) with intraconglomerate horizons can be observed in exposures on the slope of the Zsinnye (see in KOVÁCS, VETŐ-ÁKOS 1983). On the northern slope of the Kőrözsa-tető (Kőrözsa Peak) a black, greenish-black or greenish-green, tuffitic clay shale can also be found on the surface.

Its thickness is about 200 m.

**Fossils and age of the formation.** Conodonts characteristic of the Frasnian Stage have been found in the limestones, which interfinger with volcanites: *Ancyrodella* cf. *nodosa*, *Icriodus symmetricus*, *Palmatolepis* sp. ex. gr. *hassi-gigas*, *Polygnathus* sp.

**Facies and correlation.** According to the compact, fine-crystalline features and the conodont content of the limestone, the site of deposition was a pelagic basin (Photo 16).

The chloritised volcanic material occurring within the typical Abod Limestone (cippolino) is derived from the coeval basic volcanism. Due to sediment slides the calcareous mud and the volcanic material were mixed in an unconsolidated, soft condition (KOVÁCS, VETŐ-ÁKOS 1983).

#### **Dedevár Limestone Formation** — ${}^dT_1$ (together with Abod Limestone on the geological map)

This formation is built up of originally bluish-grey and dark bluish-grey, platy or bedded, compact, flasered limestones, most of which have been affected by metasomatism. The material of the metasomatised lithotypes is brownish-coloured ankerite-siderite and dolomite. Lithotypes belonging to this formation can only be distinguished based on the knowledge of their ages, because limestones with the same lithologic characteristics occur both within the Abod Limestone Formation and in the Lázberc Formation. In contrast to the earlier mentioned unit, the Dedevár Limestone does not contain admixed volcanic material (Photo 17). Although the Tournaisian – Lower Viséan chronostratigraphic data are known from the most intensively metasomatised zone of the mountains, all carbonate rocks were affected to a certain extent by metasomatism in the whole area of the Uppony Mts. In the two most important exposures of the formation, such as in the Dedevár key section, (which is situated on the eastern side of the Lázberc Lake), and along the forester’s road from the Uppony Quarry to the Vízköz at the northern boundary between the Lázberc and the Abod Limestone, a 1-2-m-thick, brownish- and greenish-grey, thin-bedded lydite horizon can be seen in the Lower Viséan section (Photo 18). The thickness of the formation ranges from a few metres to 20 m.

**Fossils and age of the formation.** A rich Tournaisian and a poor Viséan conodont fauna was found in the studied samples:

— Tournaisian: *Polygnathus communis communis*, *Polygnathus normalis*, *Pseudopolygnathus triangularis triangularis*, *Siphonodella crenulata*, *Siphonodella quadruplicata*,

— Lower Viséan: *Gnathodus delicatus*, *Gnathodus* sp.

**Facies and correlation.** In the area of the Szendrő Mts. the pelagic basinal Dedevár Limestone is represented by fissure fillings of the pelagic limestone called Rakacaszend Marble. It represents an equivalent of the Sanzenkogel Limestone of the Graz Palaeozoic. This latter one is a predominantly bluish-grey pelagic limestone of basinal facies, in which the 1-2 m-thick Lower Viséan lydite represents a lithostratigraphic marker horizon.

### CARBONIFEROUS (UPPONY MOUNTAINS)

#### **Éleskő Formation** — ${}^eC$ ( ${}^eC$ )

The formation shows features characteristic of olistostromes. Fragments of bluish-grey, thick-bedded or bluish-grey–white, banded limestone are embedded in the grey — if weathered brownish-grey, yellowish-grey — calcareous clay shale, silty clay shale and fine-grained sandstone matrix. The size of the clasts ranges from 1-2 m up to 10 m.

The microfacies of the limestone olistoliths is generally microsparite, occasionally micrite (Photo 19–22). The texture is usually slightly oriented. The material of certain olistoliths is fully re-crystallised, homogeneous, oriented microsparite. The thickness of the formation is less than 50 m.

**Fossils and age of the formation.** The limestone-olistoliths contain the following conodont fauna indicative of the Emsian and the Famennian:

*Polygnathus serotinus*, *Polygnathus costatus costatus*, *Polygnathus angusticostatus*, *Polygnathus linguiformis alveolus*, *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *Polygnathus linguiformis* ssp., *Palmatolepis minuta* ssp. (Lower Famennian), *Palmatolepis perlobata* (Lower Famennian), *Palmatolepis subperlobata* (Lower Famennian), *Palmatolepis* cf. *regularis* (Lower Famennian), *Icriodus alternatus* (Lower Famennian), *Icriodus nodosus* (Lower Famennian).

**Facies and correlation.** The Éleskő Formation can be regarded as a Variscan flysch sediment (EBNER et al. 1997, 1998).

#### **Lázbérc Formation** — <sup>1</sup>C (°C)

The formation is built up of the alternation of dark bluish-grey, thin- or thick-bedded, in some cases laminar (Photo 23), originally micritic limestones and grey, generally calcareous shales.

Subordinately, intercalations of foliated marls or calc-schists occur (Plate XXV, XXVII). Bedding planes are smooth and even. Occasionally fragments of crinoids can be observed on the weathered surfaces of the bedding planes (Photo 24).

The texture of the limestones has generally been transformed into completely re-crystallised, homogeneous, oriented metasparite–microsparite. Occasionally slightly metamorphosed types also occur in the thin sections: for example, echinoid fragments, ostracods and radiolarians (?) can be identified (Photo 25). The original microfacies was micrite–biomicrite. The thickness of the formation is 200–300 m.

**Fossils and age of the formation.** The following conodonts, characteristic of the Late Viséan – Early Bashkirian age, have been found in the formation: *Gnathodus bilineatus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus*, *Gnathodus bilineatus bollandensis*, *Idiognathoides lateralis*, *Idiognathoides noduliferus inaequalis*, *Idiognathoides noduliferus noduliferus*, *Idiognathoides sinuatus*

**Facies and correlation.** The Lázbérc Formation is a basin-type facies. It was deposited under the wave base and under steady conditions. The dark colour, organic matter and pyrite content of the sediments indicate reductive conditions at the basement. According to its facies the Lázbérc Formation can be correlated primarily with the coeval Dult Formation of the Graz Palaeozoic (EBNER et al. 1997, 1998). It can also be correlated with the coeval limestones of the Đjulim Formation in Western Serbia, Jadar (FILIPOVIĆ et al. 2003).

#### **“Rudine Limestone Formation”** (only in geological cross section, see Figure 4.)

The formation is built up of light-grey-bluish-grey, subordinately dark bluish-grey, fossiliferous, unbedded limestone. It is not known from the surface, only Uppony U–11 drilling penetrated it in a virtual thickness of 163 m. It occurs under the Lázbérc Limestone and Clay Shale) in the borehole (the latter is known between 16 and 70 m). There is a tectonic zone of contact between the two formations (between 70 and 80 m), and the Rudine Formation was exposed from 87 to 250 m (base of the borehole), (see in FÜLÖP 1994, p. 107, Figure 28). In fact, due to the oblique direction of the drilling (300°/30°), the latter can be found under the Uppony Limestone.

The formation is represented by a bioherm-type limestone with recrystallised calcareous algae (?) or corals(?), which appear in great quantities in several horizons (Photo 26). From a sample — after a preliminary examination made by S. Mihály — professor E. Flügel from the University of Erlangen determined a calcareous algae (*Parachaetetes* sp.), which is characteristic of a shallow-marine environment (Photo 27).

In spite of its bioherm characteristics, this formation can be assigned neither to the Szendrőlád Limestone (S. Kovács) nor to the Mályinka Formation (P. Pelikán), because of the type of its fossils and the lack of siliciclasts along the whole thickness. It basically differs from the Uppony Limestone, which is completely recrystallised and contains no identifiable fossils. Its dark bluish-grey variety reminds of the Lázbérc Limestone, albeit the samples examined did not contain any conodonts; on the other hand, *Parachaetetes* sp. — which refers to shallow marine facies — was found in the rock. Due to the similarity between the Lázbérc Formation and the Đjulim Formation in western Serbia (Jadar) in age and facies, this formation under discussion can be correlated to the Rudine Formation, which is in stratigraphic connection with the Đjulim Formation (see FILIPOVIĆ et al., 1995, 2003).

#### **Derennek Formation** — <sup>dc</sup>C (°C)

The formation is built up of grey, light-grey or darker grey, occasionally bluish medium- or coarse-grained, massive- or thick-bedded, calcareous sandstone and sandy limestone. In some horizons conglomerate can be found; this is made up of small-sized, well-rounded, white or whitish pebbles of quartz and black siliceous shale; bluish-grey, compact, thick-bedded, partly crinoideal limestone (Photo 28. and 29) and intraformational limestone breccia also occur. The diameter of the pebbles of the siliceous shale is 1–2 cm, while the quartz pebbles are smaller; their diameter does not exceed a few mm. The mm-sized, compressed, bluish-grey limestone clasts (Photo 30) embedded in a fine-grained matrix form a pseudoflaser

structure within the intraformational breccia. The bluish-grey compact limestone in the calcareous sandstone and sandy limestone often forms flattened, lens-like olistothrymmata, the longer diameter of which ranges from 10-20 cm to 1-2 m. The texture of the limestone clasts is generally oriented microsparite, and inside these only echinoid fragments can be identified. The thickness of the formation is a few tens of metres.

**Fossils and age of the formation.** Up to the present time no conodonts have been found in the limestones. Crinoids are abundant in certain levels, forams are rare (Photo 31).

**Facies and correlation.** The presence of the well-rounded quartz and siliceous shale–lydite pebbles indicates uplift and denudation in the background of the sedimentary environment. This suggests that this succession represents the youngest part of the Uppony Palaeozoic.

## CARBONIFEROUS (BÜKK MOUNTAINS)

### *Zobóhegyese Formation* — ${}^z\text{C}$ , shale — ${}^z\text{C}^{\text{ap}}$ ( ${}^z\text{C}^{\text{a}}$ ), *Mártuskő Limestone Member* — ${}^z\text{C}$

The Zobóhegyese Formation is made up of bedded, occasionally thickly-bedded alternation of black, or, if weathered, greyish-green or yellow, clayey and fine-grained sandy siltstones and grey, if weathered brown sandstone. In these beds can be found limestone bodies with a thickness of 10–40 m. The sequence is considerably foliated.

The material of the *Mártuskő Limestone Member* comprises dark-grey, sucrose, strongly compressed, re-crystallized limestone (Photo 32). The high quartz-sand content of the formation is a characteristic feature, especially with regard limestones in its upper section (Plate IV, 3).

**Fossils and age of the formation.** The formation contains fragments of crinoids but so far other fossils have not been found in it.

**Facies and correlation.** The basin facies of the formation shows similarities to the Late Viséan – Early Bashkirian Lázberc Formation.

### *Szilvásvár Formation* — ${}^s\text{C}_2$ ( ${}^s\text{C}$ )

The formation is built up predominantly of dark-grey, black or, if weathered, greenish-grey, greenish-brown metasiltstones. It is well-bedded and often shows gradation. The colour of the shale, which occurs in smaller quantities is black, light-grey and occasionally greyish-green. It is considerably compressed with an oriented texture and transverse foliation (Photo 33). Its mineral composition shows the predominance of quartz. Plagioclase and chlorite are significant, while muscovite and K-feldspar are subordinate. The relatively high plagioclase content and the high feldspar/quartz and chlorite/sericite ratio indicate a slightly altered, “immature” sediment. It also contains layers of fine-grained sandstone, passing upwards into small-grained pebbly sandstones in the upper part of the formation. Moreover, polymict conglomerate interbeddings with a thickness of 1-3 m also occur (Photo 34).

At its lower boundary it forms a continuous transition from the underlying Zobóhegyese Formation. The boundary can be drawn at the uppermost limestone bed. Its upper boundary is covered by debris and it is exposed only in the road cut of the forestry track under Kapubérc. In this exposure it is considerably contorted and compressed.

East of Szilvásvár, in the north-western part of the Bükk Mts the formation has a considerable areal extent on the surface. Its key section can be found along the forestry road from Szilvásvár toward the Nagy-fennsík (“Great Plateau”) that is between the 2.8<sup>th</sup> and 7.8<sup>th</sup> km of the road. Its reference sections are in the upper part of the Bán Valley and in the Upper Taró branch. Due to its strongly-contorted character, the thickness cannot be estimated; it presumably exceeds 1000 m.

**Fossils and age of the formation.** No fossils have been found in the formation. According to the data of the overlying Mályinka Formation, its age is Early Carboniferous (Bashkirian – Early Moscovian).

**Facies and correlation.** It is of a deep-water facies character; some parts of it show the features of turbidites. The finely-dispersed organic matter indicates reductive sedimentary conditions. Its facies shows similarities to the Hochwipfel Flysch sequence of the Carnic Alps.

### *Mályinka Formation* — ${}^m\text{C}_2$ , shale — ${}^m\text{C}_2^{\text{ap}}$ ( ${}^m\text{C}^{\text{a}}$ ), *Kapubérc Limestone Member* — ${}^m\text{C}_2$ ( ${}^m\text{C}$ ), *Tarófi Conglomerate Member* — ${}^m\text{C}_2$ ( ${}^m\text{C}$ ), *Csikorgó Limestone Member* — ${}^m\text{C}_2$ ( ${}^m\text{C}$ )

It is made up of an alternation of dark-grey–black claystone, siltstone and fine-grained sandstone layers and bodies. Its carbonate content varies: it contains parts free of carbonate; simultaneously there are discrete limestone interbeddings in it. These latter, which form three horizons with a thickness of 10–50 m; can be traced for some kilometres along the strike. Upward in the sequence more and more coarse-grained debris and conglomerate intercalations (Tarófi Conglomerate) can be seen. Limestone bodies in the upper part of the sequence show a clastic, nodular structure.

The *Kapubérc Limestone Member* is the collective name of the two lower limestone horizons. Within the member the limestone in the lower stratigraphic position is thick-bedded, consisting of a rich, shallow-marine fossil assemblage (Figure 5). The upper level is a thin-bedded–laminated crinoideal, fusulinid-bearing limestone of a slightly deeper facies (Photo 35) with silicified sandstone intercalation (Figure 6). The gravel lens, which developed within the 5-metre-thick siliceous

sandstone, represents the thickly-bedded *Tarótfő Conglomerate*. The beds show slight lamination. The Member comprises well-rounded pebbles (Plate IV, 2). The average grain size is 1-3 cm; occasionally it exceeds 5 cm. The material of the poorly-sorted gravel is predominantly white and black quartzite, and subordinately metasandstone, mica-schist, acidic or basic volcanites, and albeit limestone.

The *Csikorgó Limestone Member* is a crinoideal, fusulinid-bearing limestone of a deeper-water facies character (Photo 36). It can be found E of the Mályinka–Ómassa hard-surface road.

The Mályinka Formation develops gradually from the Szilvásvár Formation (Figures 7 and 8), its thickness is about 400 m; decreasing westwards.

**Fossils and age of the formation.** Based on its rich fossil assemblage (fusulinids, brachiopods, gastropods, bivalves, trilobites, conodonts, dasycladacean algae, phylloid algae etc.) its stratigraphic setting can be assigned to the upper part of the Middle Carboniferous and to the Upper Carboniferous (Upper Moscovian – Gzhelian).

**Facies and correlation.** It represents a shallow marine, nearshore sedimentary environment. It was deposited upon an uneven basement which developed due to the filling up of the flysch basin. The change in facies observed upward in the sequence indicates the permanent deepening of the sedimentary basin. The hiatus in the sequence reflects the Early Permian erosional event.

The Mályinka Formation can be well correlated with the Auernig Group of the Carnic Alps, with the difference that the Rattendorf Group is completely absent in the former. The relationship with the Upper Carboniferous formations of the Jadar Block in Serbia (FILIPOVIĆ et al. in press) can also be observed.

## PERMIAN

**Szentlélek Formation** —  $^sP_2$ , *Farkasnyak Sandstone Member* —  $^sP_2$  ( $^sP$ ), *Garadnavölgy Evaporite Member* —  $^sP_2$  ( $^sP$ )

Its lower part consists of light-grey, greyish-green sandstone and red, lilac-mottled siltstone (*Farkasnyak Sandstone Member*). It is well-bedded, laminated and frequently contains increasing amounts of mica on the bedding planes. It is cemented by silica or carbonate, and in the uppermost part of the formation lime nodules also occur (Plate V, 2 and 3). The grain size varies widely, the material consists predominantly of quartz and quartzite and also feldspar; the quantity of the latter varies almost from layer to layer. A considerable amount of muscovite, occasionally biotite and also chlorite in the green-coloured parts can be found. In borehole Mályinka Mly-13, close to the base of the member, (under 33.5 m), there are some angular limestone clasts embedded in the sandstone. Between 37.4 and 38.5 m, (the boundary is at 38.7 m, see Plate V, 1), limestone breccia cemented by calcareous sandstone can be observed. The upper part of the formation shows the frequent alternation of green claystone, dolomite and gypsum-anhydrite (*Garadnavölgy Evaporite Member*), with an algae- and foraminiferan-bearing limestone intercalation in the middle of the section (Photo 37). It passes upwards with a few-metre-thick transitional zone from the underlying member. In its lower and upper parts only the alternation of green claystone and dolomite layers is characteristic; inside the member gypsum-anhydrite layers appear (Plate V, 4). In the lower and upper parts the claystone is red-spotted. At its lower third part the section is divided by the intercalation of a few-metre-thick dolomite-dolomitic limestone. Upwards, gypsum and dolomite layers gradually disappear, but in the uppermost part dolomite appears again. At its upper boundary a gradual but rapid (2-5 m-thick) transition toward the overlying Nagyvisnyó Formation can be observed. The thickness of the formation does not exceed 300 m, the thickness of the two members is approximately the same, and it occasionally varies (at the expense of each member).

**Fossils and age of the formation.** According to our present knowledge the sandstone shows no evidence of the presence of fossils. At the head of the Bán Valley strongly-carbonized stalk fragments have been found in the coarse-grained sandstone, which directly overlies the Carboniferous limestone.

The limestone, which divides the Garadnavölgy Evaporite Member contains a considerable quantity of fossils (ostracods, foraminiferans, Spirorbis, bivalves, gastropods, dasycladacean algae) (Photo 38). In the dolomite intercalations ostracods, Spirorbis and foraminiferans can be found (albeit rarely). According to KOZUR's (1990) ostracod studies the age of the member is Middle Permian.

**Facies and correlation.** The Farkasnyak Member was deposited in a flat nearshore environment in an arid, desert-like climate. Its lower part is terrigenous, and might have been deposited in lakes. Upwards it gradually changes into shallow-marine facies. The Garadnavölgy Member is the sediment of the sabkha facies, which developed in the intertidal plain.

The sequence of the Bükk Mts and of the Jadar Block in West Serbia shows a perfect correlation from the base of the Permian formations up to the Upper Triassic (Figure 10). The Farkasnyak Member corresponds to the Cerova Formation, at the base of which the max. 15 m-thick Bobova Breccia can be found. It is built up of Carboniferous limestone clasts, and is the local equivalent of the Tarvis Breccia. The equivalent of the Garadnavölgy Member is the Dolovo Formation. The features of the Farkasnyak Member show similarities to those of the Gröden (Val Gardena) Sandstone while the Garadnavölgy Member can be correlated with the "fiamazza facies" of the Bellerophon Formation in the Southern Alps.



### **Nagyvisnyó Limestone Formation** — <sup>n</sup>P<sub>2</sub> (<sup>n</sup>P)

The formation is made up of medium-bedded black limestones. Between the beds, black marls and calcareous marls occur. It comprises a great amount of authigenic breccia-bearing, recrystallised and dolomitised bodies of different thickness (0.2–5 m). These do not form individual horizons. Upwards limestones, marly limestones, calcareous marls and marls can be found; dolomites are scarce. The formation consists predominantly of limestones. Occurring subordinately, dolomite, a small quantity of pyrite and, in the solution residue, illite, as well as quartz can be observed. Black cherts derived from the spicules of siliceous sponges can be observed only in some layers. The dolomites are a light-grey, re-crystallised, coarse-grained. The original microfacies cannot be identified. The thickness of the formation is 300 m.

**Fossils and age of the formation.** It contains rich micro- and macrofaunal (Photos 39 and 40), as well as microflora assemblages, according to which its age is Late Permian (for more details see the Hungarian text and FÜLÖP 1994).

**Facies and correlation.** The formation was deposited in a restricted (euxinic) lagoon of the inner-shelf depositional environment. Features due to currents and water activity are characteristic of the marly layers (i.e. lime-mud lenses in clay layers, brachiopod nests with algal detritus, lens-like and pinching-out bedding, the thickness of the layers varying within a short distance etc.).

The equivalent facies of the Nagyvisnyó Limestone can be traced along the former margins of the Tethys from the Badiota facies of the Bellerophon Formation in the Southern Alps through the Dinarids (Žažar Beds, Jadar Block), Pakistan and the profiles of Southern China to the Timor Island. The Upper Permian dolomite-limestone sequence evident in the Bugyi–Sári elevated block close to Budapest (SIDÓ 1974, BÉRCZI-MAKK 1978) and the Palaeozoic sequence of borehole Nagybatony–324 (KOZUR 1984, KOVÁCS, BÉRCZI-MAKK in FÜLÖP 1994) indicates an interrupted connection toward the Dinarids.

## MESOZOIC

### TRIASSIC

#### Lower Triassic

### **Gerennavár Limestone Formation** — <sup>s</sup>T<sub>1</sub> (<sup>s</sup>T)

The Nagyvisnyó Limestone, which forms the upper part of the Permian sequence of the Bükk Mts, is overlaid by an 8–97 cm-thick dark-grey clay marl and sandstone which suggests a rapid transition. This is the basal layer of the Gerennavár Limestone Formation, which consists of Upper Permian (Changxingian) macrofossils (CSONTOS KIS, PELIKÁN 1990, FÜLÖP 1994, PELIKÁN in HAAS ed 1995). It is overlaid by dark-grey, laminated limestone which has a thickness of 4 m and is dissected by marl films. These are the so-called “transitional beds”, which contain only a few foraminifers characteristic of the Upper Permian beside the Earlandias in the lower 2-m-thick part. Upwards, the absence of these is characteristic, and only fragments of ostracod shells can be observed. At the top of the transitional sequence the laminae become thicker with the occurrence of thick-bedded limestones again (Photos 41, 42 and 43).

Above the “transitional beds” the typical Gerennavár Limestone Formation can be seen. It is built up of grey–brownish-grey and in some layers dark-grey or light-brown limestones with yellow, coarse-crystalline dolomite lenses. The thick limestone beds are dissected by dark-grey — or, if weathered, reddish-yellow to buff — clay and marl layers. Two types of the limestones can be distinguished: laminar–thickly-bedded, laminated, fine- and small-crystalline limestones (mudstone, subordinately wackestone); and thick-bedded, ooidic–oncoidic, finely-crystalline limestone (grainstone). In the microsparitic, recrystallised matrix of the wackestone microfacies type, ostracod and bivalve shell fragments can be seen. Limestone of grainstone microfacies often occurs in “pseudo-ooidic” form; in the latter the rounded bioclasts (thicker bivalve or echinoid fragments) of the same size or bigger (0.2–1 mm) than the ooids are covered by a thin crust (Photos 44, 45). These can be well-distinguished macroscopically, because these grains are yellow, while the concentrically encrusted grains are dark-grey.

The formation is known only in the northern part of the Bükk Mts (Plate II, 3 and Figure 12). Its thickness is 140 m.

**Fossils and age of the formation.** The basal clay marl, the so-called “basal beds” are rich in macrofauna. The following have been found in it: *Crurithyris tschernyschewi*, *Tschernyschewia typica typica*, *Dielasma elongatum*, *Ombonia* cf. *canevai*, *Orthotetina* sp., *Pseudomonotis subtiliorneta-costata*, *P. subtilicostata*, *P. cf. speluncaria*, *Pseudomonotis* sp., *Aviculopecten* sp. (cf. *comenicus*), *A. cf. trinkeri*, *Streblopteria pusilla*, *Euchondria* sp. (cf. *paucicostata*), *Permopecten* sp.<sub>1</sub> (cf. *tiroloensis*), *Permopecten* sp.<sub>2</sub> (cf. *latangulatus*), ?*Hunanopecten* sp.

The “transitional beds” have not provided any macrofossils so far. The summarised microfauna list is the following: *Earlandia dunningtoni*, *E. tintinniformis*, *E. deformis*, *Neotuberitina reitlingeriae*, *Globivalvulina graeca*, *Geinitzia* sp., *Ammodiscus* sp., *Pachyphloya* sp., *Italogeisina buekkensis*, *Goranella* sp., *Theelia dzulfaensis*.

In the upper part of the section, built up of thick-bedded limestone *Callicythere postiangulata*, *Liuzhinia parva*, *Liuzhinia* sp., *Bairdia* sp., *Polycope* sp., *Hindeodus parvus*, *Isarcicella isarcica*, *Ellisonia aequabilis* occur (KOZUR 1990).

The lowermost part of the formation can be assigned to the uppermost part of the Changxingian Stage. The succession that overlies it spans the Induan Stage. In its uppermost part, in the rock ribs of Ablakos-kő Valley and in outcrops of the ooidic limestone at Bánkút *Claraia aurita* and *C. cf. aurita* have been found (BALOGH 1964). Given that the appearance of this species indicates the Griesbachian–Dienerian boundary, the uppermost part of the formation ranges up to the lower part of the Upper Induan (Dienerian) (HIPS, PELIKÁN 2002).

**Facies and correlation.** At the base of the some-metre-thick “basal and transitional beds” above the typical Nagyvisnyó Limestone, the rapid change in lithological features and in biofacies and the absence of the dominant examples of Permian fossils indicate a significant ecological change at the end of the Permian.

The sediments of the Gerennavár Limestone have been deposited on the outer shelf in a high-energy environment and in the more protected basins. On the ramps the characteristic sedimentary environment of the ooids was a high-energy zone of the inner margin of the ramp, in the zone of the breaking of the waves. Between the ooidic beds lime mud containing only few sand grains may have accumulated on a deeper ramp. Limestone of mudstone–wackestone microfacies has been formed from these deposits.

The Gerennavár Formation can be considered as the analogue of the Svileuva Formation of the Jadar Bock. It shows a similarity with respect to facies to the Tesero Member and the Gastropod Oolite Member of the Werfen Formation.

**Ablakoskővölgy Formation** —  $^{av}T_1$ , *Ablakoskővölgy Sandstone Member* —  $^{av}T_1$  ( $^aT$ ), *Lillafüred Limestone Member* —  $^{av}T_1$  ( $^qT$ ), *Savósvölgy Marl Member* —  $^{av}T_1$  ( $^sT$ ), *Újmassa Limestone Member* —  $^{av}T_1$  ( $^uT$ )

The lowermost part of the formation, the so-called *Ablakoskővölgy Sandstone Member*, is built up of alternate beds of lilac, red and green sandstones, siltstones and shales. In some sections grey and pink limestone intercalations can be found. Thick lamination is characteristic with muscovite accumulation on the bedding planes. Within the laminae the rock is microlaminated and frequently cross-laminated. Different lithotypes can be distinguished within the member: the alternation of parallel-laminated clayey or calcareous siltstone shale and silty calcareous marl; the alternation of micro-cross-laminated siltstone shale with fine-grained sand stringers and parallel- or cross-laminated, thin-bedded, calcareous, micaceous sandstone; calcareous siltstone shale and thin- or thick-bedded, grey, finely crystalline limestone (mudstone, recrystallised microsparite), frequently with fragments of thin-shelled bivalves and thick-bedded, fine-crystalline, slightly sandy limestone with red ooids (wackestone–packstone), in which an internal bedding structure cannot be observed. The member develops from the underlying Gerennavár Limestone with a transition of alternating layers. At the topmost part it becomes more and more calcareous, showing a continuous transition to the overlying Lillafüred Limestone Member.

The *Lillafüred Limestone Member* is built up of grey, subordinately dark-grey and greyish-brown, fine-laminated limestone dissected by marly intercalations. Because of the 0.5–10 cm thick greenish-black, greyish-green, or, if weathered, brown, reddish-brown or yellow clay intercalations it is laminated or thinly-bedded. Capriciously running stylolitic surfaces can often be seen in the rock. The solution residue of the limestone ranges from 2 to 40% the constituents of which are overwhelmingly illite and quartz and chlorite, plagioclase, potassium feldspar, pyrite, and also limonite. Small mica flakes can be observed in parts, which have a higher clay content.

In the lower part of the member the carbonate content increases upwards; this section is made up of alternate beds of dark-grey, thin-bedded–laminated, fine-crystalline limestone (mudstone–wackestone); occasionally, it is dissected by calcareous marl or marl films, grey, thickly-bedded, crinoideal limestone with small bioclasts (packstone), dark grey, laminated calcareous marl and greenish-brown clayey shale with grey, platy limestone intercalations.

In the middle part of the member cyclically repetitive, upward-thickening and coarsening bundles are characteristic. Grey, massive–thick-bedded, frequently ooidic, oncoidic limestone (packstone–grainstone) is predominant. Its outcroppings often form elongated rock combs that have weathered out. Thick-bedded, in certain sections fine-laminated and massive, dark grey, ooidic dolomites are also to be found. Dolomitisation parallel to the bedding indicates the early dolomitisation of the limestone.

In the succession above the ooidic section an upward fining sedimentation is characteristic. This section is represented by the alternation of dark-grey, thin-bedded, fine-crystalline limestone and bioclastic, crinoideal limestone arranged in lenses.

The *Savósvölgy Marl Member* is made up of an alternation of grey, greyish-green shale, clay marl and marl shale, with mainly pink, and upwards more grey and dark-grey limestone laminae. It forms a continuous transition from the underlying rocks, and the overlying member develops from it through an alternation of beds. Beside illite, quartz and calcite and chlorite occur in significant quantities.

The uppermost *Újmassa Limestone Member*, which can be observed only in some profiles, consists of characteristic dark-grey or black, nodular and laminated (previously designated by the name “vermicular”) fine-crystalline limestone densely dissected by 1–10 mm thick clayey intercalations. In the upper part of the member the thin-bedded, occasionally laminated, dark grey bioclastic limestone in thin beds alternates with laminated, marly sections. Furthermore, dolomite lenses and thick beds occur.

The Ablakoskővölgy Formation is known in the area of the North Bükk Anticline; its average thickness is 300 m. Due to facial reasons the thickness of the individual members varies. The Savósvölgy Marl and Újmassa Limestone Members are especially important in this respect. The respective thicknesses of the members are as follows: Ablakoskővölgy Sandstone: 40–100 m; Lillafüred Limestone: 15–150 m; Savósvölgy Marl: 40–150 m; while Újmassa Limestone has a maximum thickness of 60 m.

**Fossils and age of the formation.** Due to the sporadic occurrence of age-marker fossils, the chronostratigraphic classification of the Ablakoskővölgy Formation and its members is difficult. The characteristic species of the association consisting of bivalves are the following: *Unionites canalensis*, *Unionites fassaënsis*, *Neoschizodus laevigata* and *Bakevellia* sp. Characteristic foraminiferans: *Glomospira sinensis*, *Glomospirella shengi* and *Meandrospira pusilla*. Based on the fossils mentioned, the formation belongs to the Upper Induan – Olenekian (Upper Dienerian – Spathian).

Gastropods are relatively frequent in the Savósvölgy Member. In different profiles of the member *Naticella costata*, *N. subtilistriata* and *Turbo rectecostatus* have been found (BALOGH 1964), unambiguously indicating the Upper Olenekian (Spathian) stage. According to Schréter's descriptions, the fossils *Tirolites cassianus* and *Dinarites* sp. mentioned from Bogdány-tető ("Bogdány Peak") — South-east of Mályinka — may have been derived from the Savósvölgy Member (HIPS, PELIKÁN 2002).

Due to the lack of age marker fossils, it is impossible to mark the boundary between the Lower and Middle Triassic within the Bükk succession. Conventionally, the lower boundary of the Middle Triassic is fitted at the base of the Hámor Dolomite, but according to analogies based on lithological and facies investigations, the upper part of the Újmassa Member may belong to the Lower Anisian.

**Facies and correlation.** Based on sedimentary structures observed in the Ablakoskővölgy Member, sedimentation probably took place in the wave-controlled, stormy littoral zone, and on the platform of a somewhat deeper water. Ooids of the intercalating layers were originally formed in the surf zone from where they might have drifted down to the deeper part of the subtidal zone due to currents along the shore. The siliciclastic influx, manifested in the sequence of the member, can be correlated with the "Campil event" which is widespread in every part of the Western Tethys.

The Lillafüred Member represents the decrease of the terrigenous influx. Based on the fine-grained deposits characteristic of the lower part of the member, the sediments were probably deposited in the deeper subtidal zone of the central and outer ramp.

The composition of the Savósvölgy Member indicates an increase in the input of the terrigenous debris. Given the predominance of the fine-grained sediments, and on the basis of the fossil record, the indication is that the sedimentation started to take place in the deeper part of the subtidal zone, close to the storm base or in a somewhat deeper region.

The fine-grained deposits of the Újmassa Member were deposited in deeper water under the storm base. The heavily bioturbated nodular rock types indicate well-oxygenated, while the fine lamination shows oxygen-depleted bottom water.

The formation shows close similarity to the Obnica Formation of the Jadar Block, as well as to the Radomirovac Formation of the Sana–Una Unite situated NW of the formerly mentioned one (PROTIĆ et al 2000). Within the upper members of the Werfen Formation of the Dolomites the Ablakoskővölgy Sandstone Member is the one that corresponds most closely to the Campil Member (BROGLIO LORIGA et al. 1990). The section equivalent of the Újmassa Limestone has been classified as being in the basal part of the Lower Serla Dolomite Formation; adding, however, it also passes down into the Olenekian stage.

## Middle Triassic

### *Gutenstein Formation* — ${}^sT_2$ ( ${}^{su}T$ )

This formation was not involved in the built-up of the Bükk Mts. It occurs in two patches along the Uppony reverse fault, in the contact zone of the Bükk and the Silice Units.

The Gutenstein Formation is built up of the alternation of black or dark-grey, thin- or thick-bedded limestones and dolomites crossed by calcite veinlets. Thin (1–5 cm) dark-grey, if weathered, brownish-yellow marl intercalations are characteristic. Occurrences along the Uppony reverse fault underwent sideritic metasomatism. The formation occurs only along the Uppony overthrust and in the form of olistoliths in the Jurassic shales in the Southern Bükk.

### *Steinalm Limestone Formation* — ${}^{st}T_2$ ( ${}^{st}T$ )

It is a light-grey, greyish-white, thick-bedded–massive limestone. Laminated rock types formed in the littoral zone and bioclastic types deposited in the sublittoral zone can be distinguished in this formation. A great number of calcareous algae (mostly dasycladaceans) appearing in layers deposited in the sublittoral zone are characteristic of it.

### *Hámor Dolomite Formation* — ${}^hT_2$ ( ${}^hT$ ), *Nyavalyás Limestone Member* — ${}^hT_2$ ( ${}^hT$ ), *Sebesvíz Conglomerate Member* — ${}^hT_2$ ( ${}^hT$ )

It is a grey, dark grey dolomite, which is partly massive, showing syngenetic breccia-like features. It is more often thick-bedded, and it is finely-laminated (in some cases laminated) within the beds, with the appearance of dasycladacean

algae-, foraminiferan- and gastropod-bearing layers. In certain beds slight gradation can be observed. Between the thick beds thin dolomarl intercalations occur.

Within the cyclic sequence peritidal and subtidal features alternate; stromatolites and layers comprising fragments of ripped-up and re-deposited algal mat, as well as oncoids with a diameter of some cm alternate with beds of subtidal facies (Photos 46 and 47). The fine-banded alternation of mudstone recrystallised into dolosparite and algal laminitic bindstone, and bioclastic wackestone is also frequent. The microfacies of the subtidal layers is rarely mudstone, is generally of dasy-cladacean algae-bearing and foraminiferan-bioclastic wackestone-packstone, and also oncoidic wackestone-packstone (Photo 48). Due to sparitic recrystallisation the original features cannot be, or can only partly be recognised. In the northern areas of the Mountains, between Savós-tető and Nyavalyás, the topmost part of the formation is made up of the *Nyavalyás Limestone Member*. This unit starts with a few m-thick, thinly bedded, dark grey limestone overlaid by a max. 50 m-thick sequence consisting of grey, coral-bearing limestone boulders of variable size embedded in a yellowish–reddish-coloured dolomitic mud (Plate VI, 1). The texture of the limestone is mudstone-wackestone biomicrite with varying quantities of small gastropods and ostracods or with shell fragments of juvenile bivalves. The matrix of the rock clasts is homogenous dolomicrite; large gastropods can often be found.

Along the range between Alsóhámor and Borovnyák, as well as to the North of Garadna Valley on the Dolka, dolomite is overlaid by massive and thickly bedded, unsorted, clastic material with grains of variable size and roundness (from angular clasts of well-rounded pebbles). This is the *Sebesvíz Conglomerate Member*. In some profiles (Alsó-Sebes-víz, Savós Valley, Lillafüred and in borehole Miskolc–10) it is clearly visible that the pebbles of the topmost part of the aforementioned member are admixed to the overlying Szentistvánhegy Porphyrite (Plate VI, 2). Yellow and purplish-red silty clay marl interbeddings can also be seen in the upper part of the Sebesvíz Member (Plate VI, 3–4 and Figure 13). The thickness of the member varies; in the Alsó-sebes-víz profile its thickness even reaches 100 m.

The formation occurs all over the territory of the North Bükk Anticline, but it can also be found in the southern Bükk (Plate VI, 5–6, Photo 49 and Figure 14). The total thickness of the formation is 400 m.

**Fossils and age of the formation.** Only *Neritaria stanensis* is known from the macrofauna (BALOGH 1964). Microfaunal and microfloral elements have been found in several places. Algae: *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Physoporella pauciforata gemerica*, *Physoporella pauciforata undulata*, *Physoporella pauciforata sulcata*, *Teutloporella peniculi-formis*; foraminiferans: *Ammodiscus* sp., *Ammobaculites* sp., *Diploremmina astrofimbriata*, *Earlandia tintinniformis*, *Earlandinita oberhauseri*, *Earlandinita soussi*, *Endoteba* sp., *Endothyra* sp., *Endotriadella wirzi*, *Glomospira sinensis*, *G. shengi*, *Glomospirella* sp., *Haplophragmella inflata*, *Meandrospira deformata*, *Meandrospira* cf. *dinarica*, *Meandrospiranella samueli*, *Nodosaria hoi*, *Pilammina densa*, *Reophax* sp., *Spirillina* sp., *Trochammina almtalensis*, *Textularia* sp., *Variostoma* sp.

In the Nyavalyástető Limestone Member: *Triadophyllum*, *Glomospira articulosa*, *G. tenuifistula*, *G. sigmoidalis*, *Pilammina densa*.

It can be presumed that the formation spans the whole Anisian. A more detailed subdivision cannot be given. According to Bérczi-Makk the mass occurrence of *Pilammina densa* in the upper layers is indicative of Illyrian (Photo 50).

**Facies and correlation.** The sediments of the formation were deposited in the protected, internal part of a carbonate platform. Its bio- and lithofacies features refer to a shallow water, well-circulated, well-oxygenated lagoonal environment in the photic zone. The sediments are frequently built up of the alternation of fine-laminated mudstone and mudstone-wackestone with the presence of laminite structures derived from algal encrusting.

The accumulation of the sedimentary breccia–conglomerate overlying the platform carbonate may have been in connection with the uplift of the area. The red clay marl intercalating the member suggests the presence of small continental territories that existed for a longer period (Plate VI, 3 and 4). During the wash-off of soil derived from lateritic weathering, it was admixed to carbonate material on these “islands”. The presence of chlorite of a special composition (sudoite), which originated from kaolin by anchizone metamorphism and occurs beside the high-rate haematite content, indicates lateritic weathering. The material of the weathered residue may have derived from the volcanism that commenced contemporaneously (Plate VI, 2).

The equivalent of the Hámor Dolomite is the Jablanica Formation in the Jadar Block. At the top of this latter formation, in the Podbukov Conglomerate Member, red clay intercalation with sudoite content can also be found. This conglomerate is similar to that of the Richthofen Conglomerate in the Southern Alps.

## Middle and Upper Triassic volcanites

### *Szentistvánhegy Metaandesite Formation* (“Szentistvánhegy Porphyrite”) — <sup>sh</sup>T<sub>2</sub> (°T)

The stratovolcanic succession of the formation is built up of the seemingly irregular alternation of lava, agglomerate, tuff and ignimbrite, as well as of a mixture of volcanic and sedimentary rocks. In its lower part lava and welded tuff are predominant, while the upper part is characterised by the dominance of volcanic and clastic rocks. Locally, ripped-up clasts of limestone, marl and siltstone can be observed in it (Plate IV, 4 and Figure 15).

The reddish-, purplish- or greenish-coloured volcanites are massive or thickly bedded in certain places; in other areas they are heavily compressed and laminated. The former structure is characteristic of the lavas and ignimbrites of a porphyritic texture, while the latter characterises fine-grained tuffs and mixed rocks (Photos 51 and 52).

The texture of the lava rocks is porphyritic intersertal, porphyritic microholocrystalline or hyalopilitic — depending on the chemical features (Table 1). In the more basic types (such as basaltic andesite and andesite) pseudomorphs represent the porphyritic components. These pseudomorphs are made up of chlorite – nontronite – opaque minerals, which originated from the more or less altered plagioclase of a labradoritic–andesinic composition, and from ortho- and clinopyroxene. In the more acidic rock types a phenocrystalline fraction is composed of plagioclase, sanidine and quartz. Subordinately altered pyroxene and biotite can also be seen. The material of the lavas has been devitrified or altered to secondary minerals (quartz, calcite, clay minerals, sericite, chlorite). However, fresh parts can also be detected. Concerning the volcanoclastites, the crystalloclastic or lithoclastic texture of the ignimbrite and some types of agglomerate have remained in their original condition. These may also contain a significant quantity of pumice. The maximum thickness of the formation is 350 m (Figure 16).

**Fossils and age of the formation.** According to its stratigraphic position the age of the formation is Early Ladinian. In a calcareous marl sample taken from 222.0 m of the Felsőtárkány Ft–7 borehole, Monostori identified the following ostracods: *Darwinula* sp., *Pulviella?* sp., *Lutkevichinella?* sp. *Darwinula* is indicative of fresh-water and of strongly brackish water, while the other two species indicate brackish water (VELLEDITS 2000). From a sample taken from 223.3 m of the borehole, *Chara* oogoniums have been identified by DOSZTÁLY (1996).

**Facies and correlation.** The products of the magmatism that took place in the vicinity of the carbonate plateau of the outer shelf were deposited both in continental and subaqueous environments. The explosions ripped up clasts of different size from the more or less consolidated mud. The rip-up clasts admixed to pyroclasts, and, depending on their size, they have been entirely or partially recrystallised due to heat. The material, which has been carried to the sea partly by effusion and partly by epiclastic processes, has accumulated under the water. Due to the heavy halmyrolitic alteration, clay minerals were formed.

The limestone – calcareous clay marl intercalations in the dacite tuff are of lacustrine facies (VELLEDITS 2000). Welding characteristics (ignimbrite) indicate a continental terrain (volcanic island).

Based on the calc-alkaline orogenic characteristics of the rocks revealed by geochemical analyses, SZOLDÁN (1990) came to the conclusion that the processes took place along convergent plate margins. According to the investigations of HARANGI et al. (1996) these geochemical features can be identified in the case of such magmatites formed in extensional areas, and the source rocks of the magmas were altered due to metasomatism in connection with a previous subductional event. The s.l. palaeogeographic surroundings of the Bükk Mountains (i.e. Internal Dinarid Blocks) show the same extensional characteristics. The Tronoša Formation in the Jadar Block and Dolny Volar Formation in the Sana–Una Unit are of the same stratigraphic position and facies. In the succession of the Southern Alps the lower, so-called “pietra verde” section of the Buchenstein Formation corresponds to it.

#### **Bagolyhegy Metarhyolite Formation — $^{bh}T_2$ ( $^{bh}T$ )**

One of the lithotypes of the formation is the slightly silicified metarhyolite, which constitutes a more than 1 km-long crest of the Bagoly Hill. The rock is grey, light-grey, and rarely — in smaller patches — dark-grey. A white quartzite veinlet network in a capricious arrangement can be seen in the formation. The veins capriciously thicken, forming lenses. A felsitic matrix is predominant in the rock. Fluidality can also be observed in the matrix, although in most cases it cannot be distinguished from the foliation banding (Photos 53 and 54). Phenocrysts are present in small quantities (10%) with the predominance of sizes less than 1 mm. Half of them consist of corroded, “well-rounded” quartz showing undulatory extinction, the other half is made up of K-feldspar. A significant part of the latter has been affected by sericitic alteration and carbonatisation. Sericite can also be observed in the matrix, arranged in parallel foliation bands. The other type is the green, pale greyish-green variant, which is schistic, and due to the compression it shows a laminitic structure. On the joint surfaces it has a rather greasy texture. The matrix represented by a network of oriented grains of sericite and quartz, is clearly visible in a thin section.

The other type is represented by a green or pale greyish-green, laminitic-like, foliated rock (with a soapy texture) on the fracture planes. In thin section it is clearly visible that the matrix consists of a network of oriented sericite and quartz crystals. Occasionally, fractured phenocrysts of quartz with a corroded rim can be seen in the matrix. Locally, the contours of the completely altered feldspar porphyrocrysts — that underwent sericitic alteration — can also be identified. According to chemical analyses (Table 2), this type shows a very variable composition, which ranges from acidic andesitic to rhyolitic; its composition is predominantly dacitic-rhyolitic.

**Age.** Due to the lack of direct data concerning its age (dating by K/Ar method yielded an age of 80 Ma and this can be interpreted as chilling date), its chronostratigraphic classification depends on the tectonic model. According to the conception of CSONTOS (1999, 2000) — that is the hypothesis of the existence of the Vesszős Syncline — it is considered as the analogue of the Szentistvánhegy Formation. If a continuous succession is presumed (PELIKÁN 2002a, b), it overlies the

Hegyestető Formation; therefore it is younger than the age that has been determined from the basal rocks of the latter. Its most probable age is Early Carnian.

**Facies and correlation.** According to PANTÓ (1951) the accumulation of the volcanic material took place partly on submarine and partly on a continental terrain. The variability of the rocks indicates a stratovolcanic structure.

#### *Szinva Metabasalt Formation* — $^{sn}T_3$ ( $^{sn}T$ )

The formation comprises green, dark-green metabasalt types (Table 3); among them lava rocks and shallow intrusions/dikes can also be found (SZOLDÁN 1990). Their texture is porphyritic and subophitic. Phenocrysts consist of Ti-augite and more or less sericitic plagioclase. The matrix is composed of strongly-altered Ti-augite, plagioclase, Fe-Ti-oxide, as well as secondary minerals (calcite, chlorite, sericite, epidote).

Evidence of a thermal effect can be recognised in the topmost part of the underlying limestone (Photo 55). The upper part of the formation contains amygdules (Photo 56); in some cases it has been completely altered due to argillization processes. Limestone inclusions affected by thermic influence are frequent (Photo 57). Epidotization is characteristic of some occurrences. In the thermally-altered rims of some limestone inclusions axinite also appears (SZAKÁLL, FÖLDVÁRI 1995 — Plate IV, 6). The secondary-mineral composition of the rock indicates an epizonal metamorphic impact.

The formation occurs in rock bodies of a different size in the area of the Eastern Bükk (Figure 17). Its thickness ranges from 10 to 60 m.

**Age.** The fossil *Gondolella polygnathiformis*, found in the limestone bed underlying the basalt on the southern slope of the Vár Hill at Felsőtárkány, is indicative of the Late Carnian (Tuvalian 1/b – 2/a).

**Facies and correlation.** The sedimentary environment of the volcanites indicates a shallow intraplate basin. According to the distribution of the major elements, the lava rocks show an OI-tholeiitic geochemical character (SZOLDÁN 1990), whereas according to the trace element composition they indicate intraplate volcanism and show transitional features towards the alkali-tholeiitic type. Based on the microanalysis of clinopyroxenes, intraplate origin and slight alkaline character have been revealed by DOBOSI (1986).

The volcanism may have been in connection with the rifting of the western branch of the Vardar Zone (Dinaride Ophiolite Belt), which commenced in the Middle and Late Triassic (KARAMATA et al. 2003).

A volcanic area of a remarkable size can be found in the central part of the Southern Alps (CASTELLARIN et al. 1988). Its northern part, situated closer to the Periadriatic Lineament, in its uppermost section consists of uppermost Ladinian – Lower Carnian basalt, overlaid by a thick volcanic conglomerate (Conglomerato della Marmolada).

#### *Létrás Metabasalt Formation* — $^lT_3$ ( $^lT$ )

The formation contains exclusively green, dark-green metabasalt rock bodies (Table 4), which intercalate the Vesszős Formation. The rock exposed by the borehole Miskolc M–11 to a thickness of almost 23 m is pale greyish-green with periodically-occurring white, cobweb-like calcite veins. Upsection, a doleritic character is predominant; downwards its grain size gradually decreases. At a depth of 22.7 m small “floating” calcite amygdules and basalt fragments can be seen in the vitreous matrix and these have been completely altered by chloritization. The feldspars have been heavily altered; in the space between the corroded grains, chlorite and fragmentary pyroxene grains can be recognised. Apatite is a characteristic accessory mineral; its long crystals may often reach a size of 1 mm (Photo 58).

The position of the magmatic body is still a subject of debate. According to SZOLDÁN'S (1990) interpretation it can be regarded as an intrusion. Its exact thickness is not known (10–50 m). Its age is Early Carnian (?).

### Middle and Upper Triassic platform carbonates

#### *Fehérkő Limestone Formation* — $^{fk}T_2$ ( $^{fk}T$ ), *Bolhás Limestone Member* — $^{fk}T_2$ ( $^{fk}T$ ), *Disznós Limestone Member* — $^{fk}T_2$ ( $^{fk}T$ )

It is a light-grey limestone, in certain parts of Lofér cyclic character, and it frequently shows massive or thick-bedded characteristics. The lowermost part of the formation (*Bolhás Limestone Member*) is built up of dark-grey, slightly nodular-laminitic limestone with green and red clayey coatings of varying thickness upon the bedding planes (Figure 18). It starts with a thin, only some 10-cm-thick purplish-red limestone in the Alsó-Sebes-víz section, followed by an almost 50-m-thick layer of light limestone and dolomite, overlaid by a 10-m-thick dark-grey limestone intercalation with chert nodules.

The bulk of the formation is made up of light-grey to dark-grey limestone (C member of the Lofér cycle). In the upper-section of the formation the cyclic character becomes more distinct. The following occur frequently: angular, grey limestone fragments embedded in yellow, yellowish pink or red mottled lime mud (A member of the Lofér cycle), as well as white and light-yellow, dolomitised algal laminite intercalations with a banded structure (B member of the Lofér cycle). At the top of the formation brown, laminitic limestone with chert nodules represents the transition towards the Vesszős Formation (*Disznós Limestone Member*). Its thickness is a few tens of metres.

The formation is a part of the succession of the North Bükk Structural Unit. Its thickness is about 400 m. Its key section is located in the Vadász Valley; it can be studied in the Szinva Valley and in the cut of the forestry road at Alsó-Sebes-víz.

**Fossils and age of the formation.** Beside the few cross-sections of indet. sponges, brachiopods, gastropods and corals, conodont data derived from some localities help in working out a chronostratigraphic classification: *Gondolella transita*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella trammeri*; *Gondolella* cf. *trammeri*, *Gondolella* sp., *Gladigondolella* sp., *Gondolella constricta* ("cornuta"-type). The fauna is indicative of the upper part of the Lower Ladinian. The bulk of the formation can be assigned to the Upper Ladinian and it possibly passes upward into the Lower Carnian.

**Facies and correlation.** The limestone of the carbonate platform facies belonged to the Wetterstein Plateau in the Western Tethys realm, which already had a large spatial extension in the Middle Triassic, and it also represents the analogy of the Sciliar (Schlern) Dolomite of the Southern Alps.

#### **Berva Limestone Formation** — $^{be}T_{2-3}$ ( $^{be}T$ )

It is built up of white, light-grey or dark-grey platform limestones of reefal and lagoonal facies. The cycles are made up of the alternation of layers deposited in supra-, inter- and subtidal environments. The most frequent microfacies types are the following: microbial laminite (stromatolite), oncoidic-pisolithic grainstone, mudstone and intraformational breccia. Black grains (black pebbles) are characteristic of the supratidal facies.

Limestones of reefal facies are built up of the cyclic alternation of rocks of a bafflestone–framestone and rudstone texture. The two lithotypes do not alternate in regular beds; they pinch out within 4–5 m forming uneven surfaces. Nevertheless, bed-like rock bodies, which can be traced for tens of metres can also be observed.

The bafflestone–framestone-type limestone is light-grey and it is rich in fossils. Fragments of fossils are frequent, but *in situ* embedded remnants of reef builders can often be seen, as well. The framework of the reef is built up with sphinctozoans, porostromates and *Tubiphytes* sp. Primary reef builders are encrusted by secondary ones: encrustings of *Ladinella porata*, bryozoans and spongiostomata strengthen the framework. Fossils of other reefal organisms (foraminiferans, gastropods, bivalves, echinoderms, brachiopods and ostracods) are present in smaller quantities. The space between the remnants of reefbuilders is filled with micrite and pelmicrite. However, holes reaching a size of several centimetres are also frequent, with multi-generational cavity-filling sparry cement or, albeit rarely, with sediment infilling (Plate VI, 7).

The rudstone-type rock is built up of 2–50-cm-big, unsorted, angular litho- and bioclasts of reefal origin, which represent 25–60% of the rock. There are 10–15-cm-big cavities between the clasts and these are filled with black, fibrous and white, coarse-crystalline calcite spar.

Its underlying formation is unknown in the Bükk area. In the Verpelét Verp–2 crude oil exploration drilling, it directly overlies the Hámor Dolomite. It is overlaid by dark-grey Norian limestones of basinal facies, the characteristic microfacies of which are mudstone and wackestone (Photos 59 and 60).

On the southern margin of the Bükk Mts the formation crops out in patches. Its total thickness exceeds 500 m. Its key section is in the southern part of the Hór Valley, in the abandoned quarry of the eastern valley slope.

**Fossils and age of the formation.** The different outcrops of the formation yielded a rich macrofauna: *Cidaris alata*, *Rhynchonella arpádica*, *Aulacothyris supina*, *Amphiolina* cf. *amoena*, *Spiriferina evanescens*, *Cyrtina suessii*, *Halobia* cf. *styriaca*, *Terebratula* cf. *debilis*, *Terebratula* aff. *oppelii*, *Terebratula* sp., *Waldheimia* sp., *Dielasma julicum*, *Pecten* (*Entolium*) cf. *filosus*, *Avicula bitneri*, *Avicula cassiana*, *Avicula caudata*, *Posidonia wengensis*, *Myoconcha* cf. *lombardica*, *Worthenia* aff. *exsul*, *Worthenia canalifera*, *Lepetopsis petricola*, *Scurria* cf. *campanaeformis*, *Loxonema* (*Polygyrina*) *tornatum*, *Loxonema* (*Polygyrina*) *elegans*, *Loxonema* cf. *invariabile*, *Eunema* cf. *badioticum*, *Coelostylina* sp., *Collonia* cf. *cincta*, *Zygopleura arctecostata*, *Zygopleura haueri*, *Zygopleura* cf. *tenuis*, *Zygopleura* (*Allocoxia*) cf. *grandis*, *Anticonulus* cf. *semipunctatus*, *Pseudoclanulus cassianus gracilis*, *Temnotropis* aff. *carinata*, *Neritopsis striatocostata*, *Naticopsis* (*Dicosmos*) cf. *maculosa*, *Naticopsis* (*Vernelia*) aff. *fastigiata*, *Ptychites*, *Megalodontids* (?).

Corals: ?*Astraomorpha pratzi*, ?*Cuifia columnaris*, ?*Margarophyllia crenata*, ?*Margarophyllia* or *Distichophyllia*, *Margarosmia septanectens*, *Margarophyllia capitata*, *Volzeia sublaevis* ?*Protoheterastraca*, ?*Rhopalodendron juliensis*.

Algae are represented in the largest quantity by the *Cayeuxia* species and can be classified into Porostromata algae (three different, yet not exactly determined species). The *Egericodium hungaricum* species of the Codiaceae family has been described from the abandoned quarry at Hór Valley (FLÜGEL et al. 1992).

Characteristic microfauna elements of the formation:

Dasycladacea: *Diplopora annulata*, *Macroporella beneckeii*, *M. spectabilis*, *Griphoporella gümbeli*, *Griphoporella* sp., *Teutlopora herculea*, *Physoporella* sp.;

Solenoporacea: *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Parachaetetes* (?)

Sphinctozoa: *Alpinothalamia bavarica*, *Cryptocoelia zitteli*, *Cryptocoelia* cf. *lata*, *Ceotnella mirunae*, *Colospongia catenulata catenulata*, *Cryptocoelia* sp., *Coelospongia dubia* (?), *Diecithalamia polysiphonata*, *Enoplocoelia armata*, *Follicatena cautica*, *Jablonskyia andrusovi*, *Solenolmia manon manon*, *S. magna*, *S. radiata*, *Stylothalamia dehmi*, *Tolminothalamia carnica*, *Uvanella irregularis*, *Vesicocaulis carinthiacus*, *V. depressus*, *V. multisiphonatus*, *V. ostiaesaccus*

Foraminifera: *Ammobaculites* cf. *corpulentus*, *Ammobaculites elegantus*, *Ammobaculites* cf. *radstadtensis*,

*Aulotortus sinuosus*, *Austrocolomia?* sp., *Diploremina astrofimbriata*, *Diploremina* sp., *Earlandinita* cf. *soussi*, *Earlandinita* cf. *ladinica*, *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Gsolbergella spiroloculiformis*, *Miliolipora cuvillieri*, *Ophthalmipora dolomitica*, *Ophthalmidium* cf. *plectospirus*, *Triadodiscus eomesozoicus*, *Palaeolituonella meridionalis*, *Pseudobolivina* sp., *Spiriamphorella?* sp., *Trochammina alpina*, *Trocholina* sp., *Variostoma exile*.

“Microproblematicum” fossils: *Baccinella* sp., *Barbafera carnica*, *Ladinella porata*, *Macrotubus* sp., *Muranella sphaerica*, *Plexoramea cerebriformis*, *Radiomura cautica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, “*Tubiphytes*” *gracilis*, “*Tubiphytes*” *multisiphonatus*, “*Tubiphytes*” *obscurus*.

Based on the fossils, the age of the reef is Ladinian–Carnian.

**Facies and correlation.** Different lagoonal and reefal facies and a moving calcareous mound on the margin of the plateau of a Wetterstein-type reefal complex can be found within the limestone blocks (VELLEDITS, PÉRO 1987, VELLEDITS 2001).

#### **Bükkfennsík Limestone Formation** — <sup>bf</sup>T<sub>2-3</sub> (<sup>b</sup>T)

The rocks of lagoonal facies exhibit the largest spatial extension. The ivory-coloured types are massive; the light-grey varieties are laminated or thickly-bedded showing a fine-banded structure (Photo 61), while the dark-grey types are laminated. Some parts of the formation of coral reef-facies are often of a compressed, brecciated structure. The matrix between the fragments is represented by collapsed, drusy calcite nodules and fine-grained lime mud. Locally, in the topmost part of the formation, the laminated limestone-type is rich in crinoid fragments. Beside it (or perhaps interfingering with it) a limestone of clastic structure can be observed (Photo 62). The latter often lacks a matrix. Towards the Répáshuta Limestone it contains more and more pink–light red lime mud lenses (Plate VIII, 5).

On the western part of the Bükk Highland, red and green volcanite with amygdules and limestone fragments intercalates with the limestones. As a consequence of metamorphism the original textural characters of the limestones, which represented the major part of the formation, have mostly disappeared. It is not clear whether the fine-banded character of the limestones represents the appearance of the original stratification or is the result of metamorphic recrystallisation.

The underlying rocks of the Bükkfennsík Limestone are not known. It is overlaid by the Répáshuta Limestone (Figure 19) or by the Hollóstató Member of the Felsőtárkány Limestone.

The central part of the Bükk Mts. is built up of the Bükkfennsík Limestone (Figures 20 and 21). Because of the folded structure (Photo 63) its thickness is not well known it may reach 1000 m. Its key section can be found 100 metres away from the kilometre marker number 13 of the hard surface forestry road of the forestry crossing the Nagy-fennsík.

**Fossils and age of the formation.** Besides of some gastropods (Photo 64) and large amount of corals the following conodonts can be found in the Bükkfennsík Limestone: *Gondolella nodosa carpathica*, *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella* sp., *Neospathodus cavitatus*, *Gondolella carpathica*, *Gondolella nodosa*, *Gondolella polygnathiformis*. They are indicative of Late Carnian (Tuvalian) age.

**Facies and correlation.** The considerably thick limestone of the carbonate platform facies is widespread in the western Tethys realm and belongs to the Ladinian–Carnian Wetterstein-type platform. It corresponds to the more than 900 m-thick Lelić Formation in the Western Serbian Jadar Block, which can be regarded as the continuation of the Bükk Mts.

#### **Kisfennsík Limestone Formation** — <sup>kf</sup>T<sub>3</sub> (<sup>k</sup>T)

This formation is built up predominantly of light-grey, in certain areas whitish-yellow limestone of carbonate platform facies with Megalodontidae bivalves in it. It is mainly thick-bedded or massive, containing rarely finely-bedded parts, and occasionally Lofer cyclicity can be seen. Syngenetic brecciation is relatively frequent. Tidal flat, lagoonal and reefal environments can be reconstructed in the platform carbonate sequence of the Kis-fennsík block. The inner platform is characterised by the predominance of subtidal facies (gastropod-bearing wackestone, oncoidal wackestone and packstone, green-algae packstone, as well as wackestone with coral fragments — VELLEDITS et al. 1999). In some rare cases there are intertidal stromatolite interbeddings. Its thickness is unknown but it is probably about several hundred metres.

**Fossils and age of the formation.** It is poor in macrofauna; besides the cross-sections of the bivalve *Megalodus* (Plate II, 6) the following have been found in the formation: *Montlivaltia legányii*, *Avicula* sp., *Naticopsis* cf. *hoernesii*, *Margarosmilia confluens*.

Foraminiferans: *Ammobaculites* sp., *Ammobaculites* cf. *elongatus*, *Aulotortus sinuosus*, *Diploremina* sp., *Diploremina astrofimbriata*, *Earlandinita* sp., *Earlandinita oberhauseri*, *Endotheba* sp., *Endotriadella wirzi*, *Endotriadella* sp., *Endothyra* sp., *Endothyranella* sp., *Gaudryinella* sp., *Gsolbergella spiroloculiformis*, *Nodosaria* sp., *Nodosinella libera*, *Oberhaueserellidae* sp., *Ophthalmidium* sp., *Spirillina* sp., *Textularia* sp., *Trochammina almtalensis*, *T. alpina*, *Variostoma acutoangulata*. Green algae: *Gryphoporella* sp., *Gyroporella* sp., *Physoporella heraki*, *Poikiloporella duplicata*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Teutloporella herculea*.

Based on the micropalaeontological investigations its age is Early Carnian.

**Facies and correlation.** Even in the type-area of the Kisfennsík Limestone, reefal and platform lagoonal facies can be distinguished. Contrary to the other platform developments of the Bükk Mts, this unit consists of large Megalodontacea bivalves characteristic of the Dachstein Limestone. Therefore its age was formerly assumed to be Norian.



## Middle and Upper Triassic basin successions

### Carbonate successions

#### **Várhegy Formation** — ${}^vT_2$ ( ${}^{vh}T$ )

Overlying the volcanic tuffs and tuffites, a rock built up of the laminite-like alternation of dark-grey limestones and black marls can be found, representing the lower part of the Várhegy Formation (Figure 16). The thickness of the carbonate laminae ranges from 2 to 20 mm in the lower part, and the laminae get thinner as they move upwards, having a thickness of 1–5 mm. The character of the marl intercalations is the same: the thickness of the laminae which reach 5 mm in the lower part decrease upwards to a thickness of 1 mm. A fine-banded structure can also be seen within the thicker layers. The bedding planes are slightly stylolitic (Photo 65).

The limestone of the mudstone microfacies has a recrystallised sparite and sparitic microsparite matrix. Scattered fragments of carbonate spar, as well as splinters of quartz crystals can be recognised in it. Pellet-like and amorphous masses of micrite are also present, albeit rarely; occasionally, their number increases in layer-like structures, forming parts of wackestone–packstone microfacies. Filaments are abundant in some layers (Photo 66).

In a thin-section the megascopically marl-like laminae can be described as clayey siltstone. In the micritic matrix of the clay mineral network, fragments of the tabular crystals of carbonate spar, as well as quartz splinters can be seen; their quantity varies from band to band. Certain bands are relatively rich in mica flakes. The black colour of the rock is due to the finely-dispersed organic matter and pyrite. The organic matter mainly originates from coalified wooden tissue with small amounts of epidermis and fragments of hair algae, as well as with a few indet. sporomorphs and dinocyst fragments (Góczán personal communication). In some places features indicating mudflows can also be observed.

The laminite is overlaid by radiolarian volcanoclastite with radiolarite interbeddings (representing the upper part of the Várhegy Formation) along a sharp, uneven (stylolitic) contact. It is built up of sandstones consisting more or less of radiolarians or, subordinately, of claystones (Photo 67) derived from the redeposited material of mainly acidic volcanites (rhyolite, dacite). The sandstone layers made up of feldspar fragments show a marked lower boundary and they pass upward into the claystone with a gradual upward-fining tendency. The formation is known from the Csák-pilis – Vár Hill – Tiba Hill range at Felsőtárkány. Its key-section is borehole Felsőtárkány Ft–7. Its thickness is some 10 metres.

**Fossils and age of the formation.** Based on the radiolarians found in borehole Felsőtárkány Ft–7, its age is Ladinian (DOSZTÁLY 1996, CSONTOS et al. 1991, VELLEDETS 2000): *Spongoserrula rarauna*, *Pentaspindiscus* sp., *Pseudostylosphaera goestlingensis*, *Plafkerium* sp., *Muelleritortis* cf. *cochleata*, *Triassocampe* sp., *Hindeosphaera* sp., ?*Muelleritortis* sp., *Pseudostylosphaera goestlingensis*, *Triassocampe* sp., *Baumgartneria* cf. *retrospina*, *Cryptostephanidium cornigerum*, *Eptingium manfredi manfredi*, *Eptingium manfredi robostrum*, *Falcispongus calcaneum*, *Gomberellus* cf. *hircicornus*, *Hozmadia* sp., *Oertlispongus inaequispinosus*, *Paratriassocampe gaetanii*, *Pentaspindiscus* sp., *Pseudostylosphaera coccostyla*, *Pseudostylosphaera* cf. *longobardica*, *Rikivatella* cf. *nodospinosa*, *Sepsagon* sp., *Spongopallium* sp., *Triassocampe deweveri*, *Triassocampe* cf. *scalaris*, *Triassostephanidium laticomis*, ?*Yeharia transita*, *Cenosphaera* sp., *Oertlisponginae* gen. et sp. indet., ?*Paurinella* sp., *Triassocampe* sp.

#### **Vesszős Formation** — ${}^{ve}T_3$ ( ${}^vT$ )

The formation is built up predominantly of black, greenish-black, calcareous clay shales and siltstone shales, occasionally grey (if weathered brown) shaley sandstones. Greyish-green, chloritic parts can also be seen; these may their origins in the redeposited volcanic material; however, — due to the deformational fabric — the original lithological characters cannot be seen.

The presence of the dark grey – black cherty limestone beds and lenses is characteristic; in some places they form thicker interbeddings. The beds were affected by high-temperature metamorphism belonging to the anchizone.

The formation develops from the underlying Fehérkő Limestone through an alternation of beds, and the same transition can be observed towards the overlying Hegyestető Formation.

The formation can be traced along both limbs of the North Bükk Anticline. Its thickness is 150 to 200 m. Its type locality can be found in Lillafüred on the side of the Vesszős Valley.

**Fossils and age of the formation.** Based on the investigations of Forián-Szabó (FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002) the conodont *Gondolella polygnathiformis*, which can be found in borehole Varbó–74 is indicative of Late Ladinian – Early Carnian age.

**Facies and correlation.** The formation is of basinal facies. Its depth is still under discussion. A considerable water depth is not likely; only temporal deepening can be presumed (intraplatform depression). It can be correlated with the Wengen or partly with the Cassian Formation of the Southern Alps.

**Hegyestető Formation** —  ${}^{\text{ht}}\text{T}_2$ , *Limpiász Member* —  ${}^{\text{ht}}\text{T}_2$  ( ${}^{\text{ht}}\text{T}$ ), *Bányabükk Member* —  ${}^{\text{ht}}\text{T}_2$  ( ${}^{\text{ht}}\text{T}$ ), *Gamóca Member* —  ${}^{\text{ht}}\text{T}_2$  ( ${}^{\text{ht}}\text{T}$ )

Three lithotypes of the formation are known and these show continuous transition towards each other. The lower part is built up of an alternation of grey, dark-grey marl shales (siliceous marls), siltstone shales and limestones (*Limpiász Member*). The latter develops from the Vesszős Formation through an alternation of beds. The limestone is bituminous, it often contains chert nodules and in some places dolomite nests. Its original, spiculitic and foraminiferal microfacies can be recognised locally in the chert nodules (Photo 69). The middle part of the formation is made up of grey, thick-bedded dolomite (*Bányabükk Member*), which was formed from the limestone by dolomitisation. The upper part, showing the greatest spatial extension, consists of yellowish-white, thickly bedded limestones with dolomite nests and green (dacite?) intercalations in some places (*Gamóca Member*).

It can be traced along the southern side of the North Bükk Anticline from Diósgyőr to Jávorkút. Its thickness does not exceed 300 m.

**Fossils and age of the formation.** Based on the foraminiferan *Agathammina austroalpina* (Photo 68) its age is Late Ladinian – Carnian.

**Facies and correlation.** The formation has undergone an anchizonal metamorphism (Photo 69). Its original facies may have been platform or toe-of-slope.

**Répáshuta Limestone Formation** —  ${}^{\text{rh}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{rh}}\text{T}$ ), *Vöröskő Limestone Member* —  ${}^{\text{rh}}\text{T}_3$

This formation is built up of pink, light-red, rarely yellow and light-grey micritic limestones of pelagic basin and slope facies, with crinoideal haematitic limestone intercalations and olistoliths and olistostromes of platform origin. It is finely-banded and occasionally thin-bedded. The banded variants are fine-bedded; every layer differs in grain size. It contains red and green clay laminae and lenses, as well as red chert nodules in a fluctuating density. Cherts have been recrystallised to chalcedony, although the original spiculitic microfacies can be recognised in some cases (Photo 70).

The diameter of the rock fragments of the platform usually ranges from cm- to dm-size, rarely reaching m-size. Fragments of reefal coral limestone and fine-bedded lagoonal limestone are also apparent (Plate VIII, 3).

The red colour of the rock is due to its haematite content. Accumulations of haematite occasionally occur and this haematite forms clearly visible lenses (Plate XII, 1–2).

In some areas the *Vöröskő Limestone Member* can also be distinguished, it is a red limestone consisting crinoid fragments, which have been washed together. Red cherts represent a main characteristic of this member (Photo 71).

The rock is strongly deformed; it was affected by anchizonal metamorphism. Accordingly, its deformational fabric can be seen in thin sections.

The Répáshuta Limestone Formation is in close connection with the carbonate platform facies of the Bükkfennsík Limestone Formation (Plate VIII, 1–2, 4, Figure 22). Accordingly, it can be found on the northern side of the Nagy-fennsík as well as in the SW Bükk in a more or less uninterrupted range, and on the northern and southern margin of the platform block of Répáshuta in the SE Bükk. The thickness of the formation cannot be estimated for certain due to the strong deformation; it might be less than 100 m-thick (Figure 23, Plate VIII, 1).

**Fossils and age of the formation.** Due to the absence of distinctly recognizable fossils its Late Carnian age can be assumed only on the basis of its stratigraphic position (Plate VIII, 6).

**Facies and correlation.** Sedimentation took place in the sub-basin, which was formed by the subsidence of the carbonate platform, as well as on the toe-of-slope.

**Felsőtárkány Limestone Formation** —  ${}^{\text{ft}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{ft}}\text{T}$ ), *Belvács Dolomite Member* —  ${}^{\text{ft}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{ft}}\text{T}$ ), *Hollóstető Limestone Member* —  ${}^{\text{ft}}\text{T}_3$ , *Rónabükk Limestone Member* —  ${}^{\text{ft}}\text{T}_3$  ( ${}^{\text{ft}}\text{T}$ )

This formation is built up of light grey to dark grey aphanitic and fine-crystalline limestone. It consists of chert nodules and chert intercalations in a fluctuating density. Within the limestone beds internal fine-bedding is frequent. It has ostracod-, spiculitic, as well as radiolarian-filament microfacies (Photo 72). The appearance of lime mud, as well as sedimentary breccia and conglomerate bodies of shallow water origin is characteristic in some horizons (Photo 73). The 0.5–10 (rarely 20) cm-thick marl intercalations occurring between the beds are greenish-grey if fresh, or yellow if weathered. Along these interbeddings ripped-up layers (syndimentary slope breccias) due to mud slides, as well as contorted layers can often be seen. Epigenetic dolomitisation is frequent. Larger occurrences of the greyish-white, saccharoidal dolomite formed from the limestone have been separated and distinguished as the *Belvács Dolomite Member*.

The formation can be divided into two members in the vicinity of the Nagy-fennsík.

The *Hollóstető Limestone Member* represents the stratigraphically lower unit. It overlies the Bükkfennsík Limestone Formation in the Szinva Valley; in part it represents the heteropic equivalent of this formation. It is a light-grey, pink spotted (rarely) cherty limestone of shallow intrashelf basin facies with 10–30 cm-thick beds; very frequently it is present with

fine internal lamination, and with marl interlayers within the limestone beds. Its microfacies is mudstone–wackestone with spiculites and filaments. In some places a transition to the greyish-white saccharoidal dolomite — secondarily formed from the limestone can be detected. Due to the anchizonal metamorphism it shows a preferred orientation; the matrix has been recrystallised into microsparite and (meta)sparite. In the less deformed and recrystallised parts, remnants of pelagic organisms (e.g. roveacrinids, brachiopods, ammonite embryos) can also be recognised. The member is characterised by rip-up layers due to slumps and by the presence of lime mud blocks and foraminiferans indicating a shallow water environment.

The 1–20 m-thick clay and marl intercalations are dark-grey and greenish grey (light-brown if weathered). They show lamellar parting with fine internal lamination. In rare instances a slight gradation can be observed, too. Due to the strong pressure the bedding planes of the formation is characterised by mullion structures (Photo 74). The thickness of the member is approximately 300 m; its age is Late Ladinian–Carnian.

The Bükkfennsík Limestone of platform facies is overlaid by the *Rónabükk Limestone Member*, mainly in the western part of the Nagy-fennsík. The intercalation of the Répáshuta Limestone can always be observed between the two above-mentioned units. The Rónabükk Limestone Member is of pelagic basin facies; it is grey, thick-laminated – thick-bedded limestone with chert layers and lenses, as well as with marl interlayers. Its colour varies from light-grey to dark-grey. The originally thick-bedded limestone shows transverse foliation-parallel lamination due to anchizonal metamorphism. Its fabric has been recrystallised and has become strongly deformed (Plate XI, 3). Therefore its original microfacies is not exactly known; it may have been mudstone and bioclastic wackestone. There are marl interbeddings occurring between the limestone beds.

The thickness of the formation in the S Bükk ranges from 300 to 500 m (Figure 16).

**Fossils and age of the formation.** It has a mixed fossil assemblage. Forms characteristic both of the platform margin and deeper water can be found in it.

**Macrofauna:** *Monotis salinaria*, *Daonella* cf. *indica*, *Daonella pichleri*, *Daonella* sp., *Posidonia wengensis*, *Arcestes (Proarcestes)* aff. *subtridentinus*., *Trachyceras (Protrachyceras)* cf. *roderici*., *Nautilus* sp.

**Foraminiferans:** *Lenticulina (Vaginulinopsis)* sp., *Lingulina* sp., *Nodosariidae*, *Ophthalmidium* sp., *Pachyphloides* sp., *Palaeomiliolina* sp., *Pseudonodosaria* sp., *Schmidita hedbergelloides*.

**Conodonts:** *Gladigondolella* sp. *Gladigondolella*-ME, *Gladigondolella malayensis*, *Gladigondolella tethydis*, *Gondolella foliata foliata*, *Gondolella polygnathiformis*, *Gondolella foliata inclinata*, *Gondolella nodosa*, *Gondolella steinbergensis*, *Gondolella navicula*, *Metapolygnathus primitius*, *Metapolygnathus* sp., *Metapolygnathus* aff. *angustus*, *Metapolygnathus bidentatus*, *Metapolygnathus abneptis*, *Metapolygnathus abneptis abneptis*, *Metapolygnathus abneptis triangularis*, *Metapolygnathus posterus*, *Metapolygnathus* aff. *multidentatus*, *Metapolygnathus slovakensis*, *Metapolygnathus abneptis* cf. *spatulatus*, *Neospathodus* cf. *cavitatus*, *Neospathodus hernsteini*, *N. posthernsteini*.

According to VELLEDEITS (2000) the formation may encompass an interval from the Ladinian–Carnian boundary to the Early Rhaetian, given the conodont assemblage of borehole Felsőtárkány Ft–7.

**Facies and correlation.** The depositional environment of the formation may have been the pelagic intrashelf basin and the slope close to it, as is suggested by the mixed fossil assemblage, and the joint appearance of forms indicative of a platform margin and deep-water.

The Upper Triassic limestone of basinal facies can be found in many places in the Internal Dinarids. The Felsőtárkány Limestone corresponds to the Gučevo Limestone in W Serbia and the Podvidača Formation in the Sana–Una Unit.

### ***Extra-Bükkian olistoliths* — T<sub>2-3</sub><sup>o</sup> (T<sup>o</sup>)**

Jurassic successions consist of fragments of older rocks in varying quantities. Large-sized fragments (olistothrymmata) are depicted individually on the map. Although their composition is different from those, characteristic of the Bükk succession, they are indicative of the palaeogeographic depositional area.

Three olistothrymmata can be found in the middle part of the S Bükk: in the vicinity of Csipkés-tető, between the Oldalvölgy Formation and the Csipkéstető Radiolarite Formation.

The largest olistothrymma consists of basalt and Hallstatt Limestone (Figure 24, Plate XIII, 6).

The red limestone, which can be observed in the profile, is of a micritic-microsparitic texture, and the radiolarian-filaments indicate a deeper pelagic basin as the depositional environment. As a result of gravitational mass movement the limestone can be found in a deeper position from its original depositional environment. By sliding downwards volcanic material has been admixed to it. Based on the conodont *Gondolella polygnathiformis* the age of the limestone (at least a part of it) is Late Carnian. The basalt is the product of subaqueous volcanism, which is indicated by spilitization, the development of amygdules and haematitic chalcedony. During the process of sliding, the material was broken into fragments and a part of it crumbled into small pieces.

The other olistothrymma is the boulder consisting of Steinalm Limestone found on the Hosszú-gerinc (Hosszú Ridge) W of the Hosszú Valley. It comprises three lithotypes: a light-grey one with micrite spots, a purplish-red one with marl interlayers and a yellow-spotted type with small clasts in it. The whole rock seems to be a sedimentary breccia. It is relative-

ly rich in fossils. Dasycladacea: *Physoporella pauciforata pauciforata*, *Diplopora hexaster* (determined by O. Piros). Its foraminiferan fauna is relatively rich: *Rheophax* sp., *Endothyra* cf. *badouxi*, *Meandrospira dinarica*, *Earlandinita oberhauseri*, *Ammobaculites* sp., *Ophthalmidium* sp., *Gaudryna* sp. Based on the foraminiferans the formation may have been deposited in a well-oxygenated open lagoonal environment. Its age is Anisian (CSONTOS et al. 1991).

The third occurrence can be found on the top of the comb protruding westward from the Csipkés-tető. The greater and smaller fragments standing out of the surface are of light grey – grey micritic limestone (of Hallstatt facies) with filament microfacies, as well as fragments of green volcanites of a rhyolitic – dacitic character.

The limestone olistolith (or digitation, as it is shown by the map, as part of the Kisfennsík Limestone) exposed on the northern slope of the Kis-fennsík at Büdöskút (close to borehole Varbó–72), and found within or above the Jurassic shales, can be assigned to this category. The block is composed of platform lagoonal sediments of Norian age. It contains the following fossils: coproliths (*Parafaverina thoronetensis*, *Thoronetia quinaria*); foraminiferans (*Ammobaculites* sp., *Diploremmina* sp., *Endothyranella* sp., *Fronicularia* sp., *Nodosaria* sp., *Spirillina* sp., *Trochammina* sp., *Trocholina* sp.). Filament packstone and crinoideal packstone–grainstone are the characteristic microfacies of the fissure fillings densely penetrating the rock. The foraminiferans in these include *Involutina liassica*, *Nodosaria claviformis*, *Nodosaria metensis*, *Nodosaria nitida*, *Planispirillina trochoidea*, *Trocholina turris*, *Trocholina umbo*. Based on the above-mentioned fossils the age of the fissure fillings is Middle Liassic (Hettangian–Sinemurian). These may have been formed as a result of the gradual downfaulting of the platform. Detailed examination has revealed a younger fissure filling generation of Bositra–Protoglobigerina–Spirillina-bearing microfacies, extending in age from Toarcian to Oxfordian. According to the investigations of VELLEDETS (2003) its most probable age is Callovian.

## JURASSIC

### Lower Jurassic

#### **Jómarci Limestone Formation** — $J_1$ ( $J$ )

The formation consists of an oncoidic foraminiferal limestone of shallow marine facies. The formation has a light-grey colour with (rarely) darker-grey or pale pink tints. It is a massive limestone, which breaks along rough, irregular surfaces.

Its slightly deformational fabric can be observed in thin-section. Its microfacies is wackestone–packstone; scattered and unsorted oncoids, foraminiferal shells, cross-sections of embryonal gastropods and bivalves, as well as brachiopods reaching a diameter of 2 mm can be recognised in the matrix that recrystallised into microsparite. The fossils are often encrusted (Photos 75 and 76).

At the Jómarci-kő, N from the limestone crest, the turbiditic Lökvölgy Formation is the next unit, but so far contact between the two formations has not been revealed. To its S the formation is surrounded by gabbro of a thermocontact margin, although no thermal alteration of the limestone can be detected. Between the shale and the gabbro (dolerite) a thin sandstone horizon can be seen; this consists mainly of limestone boulders, while the olistostrome bed of the Gyetra Valley can be found in the limestone beds of the Oldalvölgy Formation. According to the most probable interpretation concerning its recent position, it is a large plate-like block (olistoplaka?), which at some stage slid into the sedimentary basin. Nevertheless, the possibility of its tectonic position cannot be precluded.

On the eastern side of the Pes-kő Valley, at Jómarci-kő, it forms a 50–80 m-wide and 400 m-long uninterrupted rock body.

**Fossils and age of the formation.** Foraminiferans found in the limestones, i.e. *Involutina liassica* (JONES), *I. turgida* KRISTAN, *Trocholina turris* (FRENTZEN), *Nodosaria nitidana* BRAND, *N. metensis* TERQUEM are indicative of Sinemurian–Pliensbachian age (CSONTOS et al. 1991/b).

**Facies and correlation.** The formation seems to be an exotic element of the Bükk succession; according to its recent position it can be interpreted as an olistoplaka–olistothrymma sequence. Its original facies is a shallow sublittoral basin at the platform margin. Oncoids and encrustings are indicative of strong wave and current action. It is similar to Triassic limestones of platform origin, but on the basis of the relatively rich foraminiferal fauna it can be distinguished from them. This facies is widespread on the External-Dinarid platform, which developed in the neighbourhood of the former sedimentary basin of the Bükk. The occurrence mentioned comprises a block that was broken off and slid down into a deeper position.

### Middle and Upper Jurassic sedimentary successions

#### **Bányahegy Radiolarite Formation** — $J_{2-3}$ ( $^bJ$ )

It is made up of finely-bedded radiolarite of different colour: it is purplish-red, red (especially in cases where it directly overlies the Répáshuta Limestone), and green, grey, black (rarely) and light-grey. The beds are arranged in 0.5–5 cm-thick bundles dissected by clay laminae. Re-sedimented limestone layers and lenses of platform and basinal facies can be found

in the formation. The characteristic microfacies of these regularly-graded allodapic limestones are grainstone–rudstone (Plate VIII, 3).

In general, a deformational fabric due to anchizonal metamorphism is characteristic. Radiolarian shells can be observed in large numbers, occasionally in rock-forming quantities (packstone–grainstone microfacies). They are usually deformed (flattened in one direction), and strongly recrystallised (Photo 77).

The underlying rocks of the formation are made up of Triassic limestones of different ages and facies. Everywhere it shows a rapid transition to the overlying Lök völgy Formation.

The formation often present along the contact between the Triassic and Jurassic Formations. Its thickness may not exceed 30 m.

Its key-section can be seen in the road-cut of the Eger–Miskolc highway at Bány a Hill (Figure 22, Plate XXVIII).

**Fossils and age of the formation.** Due to the generally poorly-preserved radiolarian fauna of the formation, an exact determination of its age is not possible; its range may extend over the Callovian–Oxfordian interval (CSONTOS et al. 1991a).

**Facies and correlation.** The radiolarite can be found above sediments of different Triassic facies (both platform and basinal). The development of the relatively thick radiolarian mud, which was deposited within a short period, may have been in connection with the commencement of the magmatic activity in the basin (Szarvaskő rift). The exclusive presence of radiolarite indicates the lack of a considerable terrigenous input. The sediment, which is rich in silica, may have accumulated under the carbonate compensation depth, presumably in deep-water conditions. The carbonate rock fragments, which appear episodically, indicate the closeness of uplifted blocks (platforms?).

Based on its stratigraphic position, this radiolarite can be distinguished from the similar Csipkéstető Radiolarite; it can also be distinguished from the black radiolarite (Várhegy Formation) in the upper part of the Ladinian stage, based on its faunal content.

#### **Lök völgy Formation — <sup>IV</sup>J<sub>2-3</sub> (J)**

The dark-grey or black turbidite of the Lök völgy Formation is well-bedded in proximal facies, and it is unbedded or fine-bedded in distal facies. Within the max. 5 cm-thick cycles, gradation can often be recognised; it shows a gradual decrease in grain size from the lower sand layer towards the upper silty clay.

Occasionally it consists of thin, layer-like conglomerate intercalations. Most of the slightly-rounded pebbles imbricated in the direction of the foliation are derived from black and green radiolarites and subordinately from radiolarian limestones and sandstones. In some places it also comprises sandstone boulders and individual sand layers of grey and dark grey colour.

It is practically non-calcareous; nevertheless, occasionally it contains thinner or thicker black limestone intercalations characterised mainly by packstone–grainstone microfacies.

The thin, slaty cleavage characteristic of the rock, in some cases conceals the fine, original sedimentary bedding.

In thin section it shows a strong deformational fabric. The grains are oriented so that their long axes lie parallel to the direction of schistosity. Nevertheless, for the most part, the original lamination can be recognised (Photo 79). The majority of the grains are of quartz showing undulose and mosaic extinction. Its mineral composition is the following: quartz (30–60%), illite (20–35%), chlorite (25–30%) and plagioclase (3–10%).

The permanent presence of radiolarians is characteristic of the rock. Occasionally they form individual radiolarite layers, moreover 1–2 m-thick interbeddings. The more or less deformed radiolarian shells that have undergone chalcedony recrystallisation divert the foliation bands.

This formation overlies the Bány ahegy Radiolarite, and there is a rapid transition between the two units. Where there is an absence of the Bány ahegy Radiolarite, the Lök völgy Formation directly overlies the Triassic limestones. In this case it consists of small radiolarite lenses in the lowermost section. The Lök völgy Formation is overlaid by one of the units of the Mónosbél Group.

It is the characteristic formation of the southern Bükk. It appears in narrow strips both in the south-eastern and north-western part of the mountains (Plate XIII, 2). Shales of the same appearance have been affected by thermic contact with the Szarvaskő Basalt Formation; a part of the dark-grey shale complex of the northern side of the Kis-fennsík can also be classified in this formation.

Due to the strongly-folded structure its real thickness cannot be estimated; according to its appearance as shown on the map, it may be as thick as 300–500 m. Its key-section is the road-cut along the Eger–Miskolc road (Figure 25, Photos 78 and 80).

**Fossils and age of the formation.** There is no direct proof for its age; based on its stratigraphic position its age is Late Dogger – Early Malm.

**Facies and correlation.** The formation is built up of fine clastic material, which arrived in the basin due to terrigenous turbidity flows. It definitely represents the distal facies of a deep-sea fan. The loose lime mud forming the material of the limestone interbeddings was swept down from the carbonate plateau situated near the basin. During the intervals between the sediment redeposition, as well as in areas not affected by turbiditic activity, radiolarite has been formed.

The Mónosbél Group consists of a sedimentary sequence, which accumulated in deep basin after its redeposition from a shallow marine environment due to debris flows and turbidity currents. It is built up predominantly of black clayey siltstones with sandstone (*Vaskapu Formation*) and radiolarite (*Csipkéstető Formation*) intercalations in some places. It consists of limestone interbeddings, which occur in varying quantities in the different areas. Based on the characteristics of the latter it can be divided into three formations (*Mónosbél*, *Oldalvölgy*, *Bükkzsérc*). Shales, in the vicinity of the basalt areas which containing manganese lenses and nodules are classified as the *Rocskavölgy Formation*. The latter consists of some rhyolitic-dacitic volcanic blocks as intercalations; their classification is still under discussion.

It is heavily-folded and foliated due to anchizonal regional metamorphism. According to the crystallinity of illite, the dinamo-thermal metamorphism, which affected the rocks of this group, belongs to the low and medium temperature facies of the anchizone.

Its thickness may exceed 1000 m. The age of each unit of the group is Dogger–Malm.

#### *Oldalvölgy Formation* — <sup>°</sup>J<sub>2-3</sub> (°J)

This formation is built up of an alternation of black, shaley siltstone and dark-grey limestone beds. Limestones frequently contain black chert nodules and interlayers. The clayey matrix is predominantly black, and yellowish brown or red if it has been weathered. It is principally made up of silty mudstone, which often contains sand grains; furthermore, discrete sand layers and lenses also occur. In rare instances it also contains microconglomerate intercalations. Most of the grains are quartz with a corroded rim, quartzite showing undulatory extinction, and also feldspar, muscovite and chloritised biotite. A slightly deformational fabric is characteristic, grains are oriented, and a fibrous overgrowth on the quartz crystals can also be observed. The microconglomerate consists of fragments of quartzite, limestone and magmatic rocks (Photo 81, Plate XIV, 6).

Most of the limestone beds are characterised by microsparite of mudstone microfacies, yet wackestone and packstone can be recognised in certain beds, and even an oolitic texture, which forms a transition towards the Bükkzsérc Limestone (Photo 82).

There is a rapid transition from the Lök völgy Formation with the gradual appearance of limestone intercalations. Lithological bodies overlying the Csipkéstető Radiolarite show continuity: at first an increasingly thicker black radiolarian shale can be found between the radiolarite beds; afterwards, coevally with the gradual disappearance of the radiolarite beds, limestone layers appear. Its stratigraphically overlying formation is unknown. In the Bükk Mountains the Oldalvölgy Formation is the unit that has the greatest extension on the surface. It can be found across almost the whole of the south-western Bükk. Presumably a part of the shale area located in the northern foreland of the Kis-fennsík, the Kis-Vár Hill and Nagy-Vár Hill at Sirok can be assigned to the formation mentioned. This is also the case with the sequence between the Triassic and Eocene rocks exposed by explanatory wells at the deep mine of Recsk.

Due to its heavily folded appearance its real thickness cannot be estimated; however, it probably does not exceed 500 m.

Its key section can be seen in the road cut of the forestry road from the Lök Valley to the Hór Valley.

**Fossils and age of the formation.** Fossils are not known from the rock. Based on its stratigraphic position its age is Late Dogger – Malm.

**Facies and correlation.** The formation may have been deposited in the axis of a trench, in the mixing zone of two-directional sediment influx. It might represent the distal facies of turbidites, which have slid down either from the carbonate plateau or from the terrigenous sedimentary basin.

#### *Vaskapu Sandstone Formation* — <sup>vk</sup>J<sub>2-3</sub> (°J), *Kishegy Siltstone Member* — <sup>vk</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>v</sup>J)

The formation is built up of light-grey or greyish-green, in some places silicified sandstones. It is thickly-bedded and slight lamination occurs (albeit rarely) within the beds. It contains strongly-coalified plant fragments and locally layer- or lens-like carbonaceous clay intercalations.

The siliceous sandstones are massive and contain unsorted, prevailingly medium- and coarse-grained sand. Locally thin, white quartz and acidic plagioclase in large quantities (exceeding 30%) were identified among the component minerals. Additionally, it contains chlorite, biotite, K-feldspar and illite.

The sandstones cemented by clay minerals are more or less fine-bedded, generally fine- or medium-grained, and on certain bedding planes the enrichment of muscovite can also be observed. They contain thin calcite veinlets. The percentage of illite is 20–40%, quartz is subordinate with a percentage of 20–35%, and plagioclase occurs in the lowest percentage (15%). Locally montmorillonite also occurs. In this type coalified plant remnants (leaf and stem fragments) are more frequent.

Its stratigraphic position is uncertain in the type-locality. It seems to be present partly between the Lök völgy Formation and the Szarvaskő Basalt, and partly between the manganese lens-bearing shales (*Rocskavölgy Formation*) and the Oldalvölgy Formation. It forms a transition towards the Lök völgy Formation through alternations of beds.

It can be found mainly in the vicinity of Szarvaskő, in the locality of the gabbro intrusions (*Kishegy Siltstone Member* — Photo 83), and it could be mapped in large patches NW of Bükkzsérc. The area located in the northern foreland of the Kis-fennsík and covered by the coarse fragments of sandstone can be assigned to this unit on the map.

Its thickness is unknown; it probably does not exceed 200 m.

Its key-section is the Vaskapu Quarry in the Eger Valley (Figure 26).

**Fossils and age of the formation.** So far no fossils have been found in the formation. However, its stratigraphic position indicates Dogger–Malm age.

It is in close connection with the Lök völgy Formation. In spite of this, features of a turbiditic character cannot be recognised in it; moreover, the bedded types (Photo 84) are unquestionably of shallow marine appearance (e.g. cross bedding, beds containing plant remnants).

#### ***Rocskavölgy Formation*** — ${}^tJ_{2-3}$ ( ${}^tJ$ )

It is a black, silty claystone with greenish, dark-grey, slightly silicified nodules and lenses of variable size and form (Plate XV, 6). Its mineral composition consists of siderite, rhodochrosite and subordinately quartz, illite and chlorite. The total Fe-content of the nodules does not exceed 15%, Mn-content 15%. The  $P_2O_5$  content is generally less than 2%, in some cases it is 18–20%.

The silty claystone represents deformational fabric; illite, chlorite, quartz and subordinately plagioclase were identified among the component minerals.

Its classification into the Mónosbél Group is unambiguous but its position is still not exactly known. A heteropic relationship with the Csipkéstető Radiolarite can be presumed. It always occurs in the neighbourhood of the basic magmatites in the south-western part of the mountains.

It can be found uninterruptedly in a large area on both sides of the magmatic range at Szarvaskő, as well as at the south-western foot of the Nagy-fennsík. As a result of the heavily folded structure and the uncertainties in drawing the boundaries of the unit, its thickness cannot be estimated exactly; probably it does not exceed 100 m.

**Fossils and age of the formation.** No fossils are known from this formation. Based on its stratigraphic position its age is Dogger–Malm.

#### ***Csipkéstető Radiolarite Formation*** — ${}^{cs}J_{2-3}$ ( ${}^{cs}J$ )

It is a predominantly grey, and (rarely) dark-grey rock with green patches, or it has a red colour. It is usually laminated, the bundles of layers divided by clay films converge to form thin laminae. Its other type is characterised by the layer-like accumulation of angular clasts of different sizes (Photo 85).

The matrix of the rock is made of microquartzite, which shows different rates of recrystallisation; sericite filaments can be observed in it. The radiolarian shells that have been recrystallised to chalcedony occur in a large number — in some places in rock-forming quantities. Deformation of the fabric as a result of foliation occurs only in the more clayey sections.

The formation can be found in several places within the Mónosbél Group, but it does not form an uninterrupted horizon. Its occurrences, which show the largest extension and thickness can be found at the base of the group — where it develops from the Lök völgy Formation — appearing regularly with the thin intercalation of the Rocskavölgy Formation. Its horizontal transition towards the Oldalvölgy Formation can also be seen.

Radiolarite interbeddings are common in the extensional area of the group. Nevertheless, its occurrence in a mappable size is relatively rare. Due to folding, it is difficult to estimate the real thickness of the radiolarite bodies. The apparent thickness of its largest occurrence is 100 m.

**Fossils and age of the formation.** The generally poorly-preserved radiolarian fauna may encompass the interval from the Late Bajocian – Early Callovian.

**Facies and correlation.** The sediments of the formation were deposited in a deep basin during intervals of clastic input. This type of deposition may have been in connection with volcanism.

#### ***Mónosbél Formation*** — ${}^mJ_{2-3}$ ( ${}^mJ$ )

The formation comprises limestone olistostromes in black shaley siltstones of deeper water facies. The prevailing part of the angular clasts of variable size is of shallow marine origin (oolithic limestone). However, fragments of basic and acidic magmatites, phyllites, mica-schists, quartzites and sandstones also occur.

The lithotype containing fine-grained clasts is black; (if weathered it is yellowish brown or greyish green) and characterised by a deformational fabric. Unsorted silt and sand grains can be observed in the illitic–chloritic matrix. Sand occasionally forms distinct beds. Most of the grains are of quartz and quartzite; feldspar occurs in variable quantities (mainly plagioclase, but K-feldspar occurs, too); muscovite and more or less weathered biotite flakes can also be seen.

The limestone olistostromes occur episodically, while individual olistoliths are more frequent. In the lens-like olistostromes the matrix of the black shale can subordinately be also seen between the clasts.

The size of the clasts varies considerably; predominantly it is 2–5 cm, but clasts with a size of 20–30 cm or even bigger are frequent, too (Plate XIII, 5). In general they are angular; the larger ones are better-rounded, and among the smaller ones many flattened clasts occur.

The prevailing part of the limestone clasts is of platform origin; many of them are oolitic limestone similar to the Bükkzsérc Limestone (Photo 87); nevertheless, wackestone and mudstone microfacies frequently occur. There are fragments of radiolarite, as well as clasts of sandstone and magmatic and metamorphic rocks. Conglomerate olistoliths can also be observed (Photo 86).

Due to its episodic appearance within the Group and its strongly folded features, its real thickness cannot be estimated. Its known maximum thickness is about 200 m.

**Fossils and age of the formation.** There is no direct proof for the age of the formation. Based on its stratigraphic position its age is regarded as Late Dogger–Malm.

#### ***Bükkzsérc Formation*** — <sup>bz</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>bz</sup>J)

It is a predominantly dark-grey, subordinately grey limestone consisting black chert nodules in a large quantity. The rock is thick-bedded and, within the beds, occasionally a slight gradation can be seen (Photo 88). The thick beds are divided by, black, silty clay layers. The characteristic microfacies is predominantly grainstone, in some cases packstone, and (rarely) wackestone or mudstone. The grains are prevailing ooids but angular limestone clasts are also relatively frequent. In certain horizons the enrichment of exotic clasts of variable rocks can be observed: mica schist, phyllite, sandstone and basic and acidic volcanites. The size of the rock fragments is generally less than 2 mm, but there are also coarser grains. Furthermore, occasionally clasts with a diameter larger than 5 cm occur and these are arranged in 10–15 cm-thick beds. Beds containing coarse clasts always show gradation (Photos 89 and 90).

Its stratigraphic position within the Mónosbél Group cannot be unambiguously defined; it forms lens-like bodies within the Group. Being more resistant to weathering than the neighbouring rocks, it has been weathered-out mainly on hill-tops. Contemporaneously, its larger occurrences can be found along the axes of synclinoriums. Its maximum thickness is known from the southern slope of Hódos-tető (Hódos Peak) North of Bükkzsérc, where it is about 150 m.

Its key section can be seen in the abandoned quarry under the Patkó-sziclák (Patkó Cliffs) North of Bükkzsérc and in the Bükkzsérc Bzs–5 borehole (Plate XIII, 4).

**Fossils and age of the formation.** The Protopenneroplis–Trocholina microfossils characteristic of the Bükkzsérc Formation is indicative of a Dogger–Early Malm age in the Alp–Mediterranean microfaunal zonation (BÉRCZI-MAKK 1999), for more details see the Hungarian text.

Based on the investigations of Dosztály, the age of both radiolarite intercalations in the shale underlying the limestone in borehole Bzs–5 (Figure 27), and found between the limestone beds in borehole Bzs–11, is Bajocian–Early Bathonian (PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000).

**Facies and correlation.** The formation is a typical hemipelagic sequence. The deposition of the lime mud, as shown by the ooids and foraminiferal associations, took place at the carbonate plateau margin in a shallow-water, high-energy zone, under normal salinity conditions. The rocks of the unit were formed by the deposition of the coarse fraction of the lime-mud turbidity flows moving downward from the aforementioned environment. The facies patterns of the Bükkzsérc Formation show similarities to those of the Vajont Limestone of Bajocian–Oxfordian age. This unit was deposited in the Belluno Trench, between the Friuli and Trento platforms. Excellent sedimentological descriptions of some profiles of the Vajont Limestone are available (BOSELLINI et al. 1981).

### **Middle and Upper Jurassic magmatites**

#### ***Szarvaskő Basalt Formation*** — <sup>sz</sup>J<sub>2-3</sub> (<sup>sz</sup>J)

Effusive rocks of the Szarvaskő Formation are represented by massive basalt, pillow lava and hyaloclastites. The original colour of the rocks is greyish green, greenish grey, while the weathered rock is reddish brown or brown. The texture of the massive lithotypes is pilotaxitic–intersertal. The main components of its mineral composition are acidic plagioclase (albite) and pigeonitic augite. Some feldspar porphyrocrysts, devitrified glass, and small amounts of pyrite and chlorite can be seen. The quantity of the chlorite depends on the degree of weathering.

The hyaloclastite contains angular basalt fragments of various sizes, which have glassy rims. They are embedded in the matrix, which at some time underwent chloritic–montmorillonitic alteration. The texture of these latter is vitrophyritic–intersertal within the banded glass (Photo 91, Plate XIV, 1).

The presence of veins of calcite–prehnite–pumpellyit–quartz (–epidote) content is indicative of the hydrothermal influence that took place on the sea floor (Plate IX, 2).

According to the data of the complete chemical analysis (showing low K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and TiO<sub>2</sub> content), the basalts can be regarded as tholeiites. Data in connection with the analysis of these can be found in the N-MORB (normal mid-oceanic-



ridge-type basalt) field in the Ta–Hf/3–Th diagram. Other trace elements are indicative of MORB (mid-oceanic-ridge-type basalt) origin (HARANGI et al. 1996).

Stratigraphic position of the formation is still under discussion. It has a slight thermal contact with the shales, which have that has been classified as Lök völgy Formation (Photo 92, Plate XV, 5). Along the margin of the main range there are larger and smaller basalt bodies intercalating with the burnt shales.

The formation forms a 1–3 km-wide and 9 km-long, uninterrupted range from the Keselyű-bérc (Keselyű Crag) near Szarvaskő to the Kerek-hegy (Kerek Hill) under the Nagy-fennsík (Great Plateau). Its smaller occurrence can be found on the Nagy-Bánya-bérc (Nagy-Bánya Crag) N of Felsőtárkány.

As a result of the heavily folded environment its real thickness cannot be estimated. Its apparent thickness ranges from 300 to 500 m. The gorge of the Eger Valley NW of Szarvaskő can be regarded as its key section (Plate XV, 1).

**Age.** There is no direct proof for the age of the formation; however, radiometric measurements on gabbro intrusions yielded a 165 Ma average age for the formation.

**Facies interpretation.** During the subduction of the former ocean crust the rift zone reached the continental margin and formed a new rift trough while subducting under the crust. The formation is represented by the rocks of the volcanic centre formed in the initial phase of spreading. The complete oceanic crust is absent along the rift axis; the lava was spread out on the slightly consolidated mud. This mud had high water content, and covered the foot of the slope. Lava flows embedded in hyaloclastite flows, as well as pillow masses appeared on the slopes of the slowly developing, subaqueous volcanic cones.

### **Tardos Gabbro Formation** — ${}^1J_{2-3}$ (J)

The rocks of the Tardos Gabbro are dark-greyish green and dark-brown (and reddish brown if weathered). There is a sharp contact between the intrusive rock mass and the thermocontact margin derived from the molten sediments. The margin is fine-banded; each band is homogeneous and consists of strongly interlocking grains of a size of 10–60  $\mu\text{m}$ . Its mineral composition is characterised predominantly by albite and, subordinately, quartz occurs; calcite and chlorite are the accessory minerals (Photos 93 and 94). On the magmatic side, the sharp contact zone is succeeded inwardly by a vitro-porphyritic felsitic glassy rim. This consists of some plagioclase-and pyroxene-porphyry and shows a transition inwardly to the dolerite of ophitic texture, and more inwardly to the gabbro. Within the intrusions gabbro-pegmatite nests can also be found.

In thin section two types of plagioclase can be observed. Generally hypidiomorphic, altered and fractured pyroxenes characterise the rock; undamaged crystals are rare. They are composed of diallage and pigeonitic augite and often have hour-glass extinction. Idiomorphic hypersthene also occurs but only rarely. Amphibole is characteristic mainly of the pegmatitic parts in which (occasionally) quartz can also be identified (Plate XIV, 3 and 4).

Depending on the degree of alteration, the rock consists of chlorite, sericite and calcite, and occasionally quartz. In most cases ilmenite occurs in relict crystals; it has decomposed to leucoxene. Characteristic accessory minerals are pyrite and pyrrhotine; occasionally their total amount may reach 5%. In certain lithotypes biotite is also present.

Secondary hydrothermal dykes, containing a calcite–aragonite–prehnite–quartz–(epidote) mineral assemblage are characteristic of the intrusive rock bodies.

Having a close connection with the gabbro, *ultramafitic* bodies (which can be distinguished as members), appear in its aureole. These are black, tough rocks; it is hard to break them and they have a metallic lustre on their rough fracture plane. Their mineral composition varies: the most frequent lithotype is *wehrlite* (olivine, diallage, amphibole, ilmenite, titanomagnetite), but almost monomineralic rock types, such as *pyroxenite* and *hornblendite*, also occur.

Gabbro has intruded predominantly into the sandstone succession (Vaskapu Sandstone Formation). Sediments of the invaded rock in the contact zone have been molten by the intrusions. Gabbro masses were not emplaced into these sediments by tectonic processes; their *in situ* position is proved by the presence of thermocontact crusts (Plate XV, 3 and 4).

The formation can be seen in exposures on the north-western and south-eastern side of the main basalt ridge.

**Age.** The muscovite of the mica-bearing contact exposed in the Tóbérc Quarry yielded an average age of  $165 \pm 5$  Ma, dated by the K/Ar method. Measurements on amphiboles from the same occurrence yielded an average age of  $166 \pm 8$  Ma (ÁRVA-SÓS et al. 1987). Based on the examinations of Kozur (in BALOGH et al 1984), the age of the radiolarite interbedding of the schistic aleurolite — which formed a thermal contact with the intrusion at Varga-tető (Varga Peak) — is Middle Bajocian. However, according to Dosztály's re-evaluation its age is Late Bathonian – Early Callovian (CSONTOS et al. 1991a).

**Facies interpretation.** The material of the formation was formed by the retarded cooling of magmatic masses; these intruded into sedimentary rocks situated near the volcanic centre and the formation itself cannot be regarded as the sheeted dyke complex of the oceanic crust.

The genetics of the ultrabasic rock masses is ambiguous. According to the generally accepted theory they are composed of minerals representing the early phase of a separation sequence and they were formed by gravitational segregation in the molten mass. However, its xenolithic origin is proved by its appearance in the contact zone, and its relationship with thermocontact processes can also be assumed.

## CRETACEOUS

Mesozoic rocks younger than Late Jurassic are not known from the s. str. Bükk Mts. Although the deposition may have continued during the Early Cretaceous, these sediments have been removed due to continental denudation that took place after the Middle Cretaceous regional metamorphism and uplift at the beginning of the Early Tertiary. A succession, which was some thousands of metres thick, was affected by this erosion. The first significant karstification of the area also took place during the Palaeocene – Early Eocene.

### Upper Cretaceous

#### *Nekézseny Conglomerate Formation* — <sup>n</sup>K<sub>3</sub> (<sup>n</sup>K)

This formation is built up of thickly-bedded conglomerate with sandstone and clay marl intercalations, and it also contains rudist limestone boulders. The thick conglomerate beds show a cyclic pattern and their thickness varies; in general, it ranges from 1 to 3 m, but sometimes it may reach 10 m. The texture of the conglomerate is usually grain-supported, occasionally matrix-supported. The size of the pebbles is extremely variable: their maximum size is 20 cm but occasionally there are boulders as big as 50 cm. Normally they are well-rounded. The components of the gravel consist predominantly of limestones derived mostly from non-metamorphic Triassic and Jurassic rocks of the Aggtelek and Rudabánya Mountains. The anchi-epimetamorphic limestone, calcareous phyllite, sandstone-shale and siliceous shale pebbles are possibly derived from the Uppony Mountains. The origin of the white and light-grey quartzite pebbles composing a certain percentage of the gravel is unknown (Photo 95). The presence of pebbles derived from the Bükk Mountains cannot be identified.

NW of Dédestapolcsány some light-grey, rudist limestone boulders are known from the conglomerate. Its macrofauna was determined by SCHRÉTER (1945), while foraminiferan studies were carried out by SIDÓ (1961). In addition to the aforementioned fossils, fragments of colonial corals, lithothamnian algae and bryozoans can also be observed.

The formation can be found at the southern margin of the Uppony Mts in the Tapolcsány Unit; here it overlies the eroded surfaces of the Tapolcsány and Strázsahegy Formations. Its stratigraphically overlying unit is unknown.

Its key-section is considered to be the railroad cut at Nekézseny (Photo 96). Its thickness can be estimated as being some hundred metres.

**Fossils and age of the formation.** The formation's age was recognised by BÖCKH (1867), based on the *Actaeonella* found near Dédestapolcsány. The poor fossil record, which is indicative of Santonian–Campanian age, has been summarized by SCHRÉTER (1945). The studies of SIDÓ (1961) supported this age, whereas SIEGL-FARKAS (1984) assumed Campanian age (based on her palynological studies). According to her examinations, sediments become progressively younger in an eastward direction.

**Facies and correlation.** The formation consists of submarine slope sediments deposited by gravity flows. Its primary depositional environment is considered to be the fan accumulated on the continentward side of the basin leaning on the foothills of the mountain region. Due to debris flows or occasional turbidity flows the sediments were re-worked and re-deposited in deeper parts of the basin. This resulted in the collapse of Rudist bioherms living on the fan and these later got mixed up in the gravel (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984).

## CENOZOIC

### PALAEOGENE

The Palaeogene in the Bükk forms a homogeneous sedimentary cycle from the Upper Eocene up to the top of the Oligocene. Formations overlie the metamorphosed and strongly-deformed Mesozoic structures with an angular unconformity everywhere. The Palaeogene sedimentary cycle in the Bükk Mts. is completed by the Eger Formation characterised by a regressive tendency. This was followed by the tilting and by partial denudation of the area: the starting member of the Miocene sedimentary cycle, the molasse-like Felsőnyárad Formation (with its Vincepál Member), overlies different horizons of the Palaeogene succession or directly the Palaeo–Mesozoic basement.

### Upper Eocene

#### *Kosd Formation* — <sup>k</sup>E<sub>3</sub> (<sup>k</sup>E)

The starting member of the Palaeogene sedimentary cycle is built up of a mixture of variegated (predominantly red, subordinately yellow) and grey clays, sands, gravels, as well as dolomite and limestone debris; occasionally mollusc-bearing marls are present with travertine and coal in its upper part.

In its most exhaustively studied profile in borehole Varbó–75 (Figure 29) the formation can be divided into two parts: its lower part is represented by terrigenous clay with rock fragments, in which both the amount and the size of the latter

decrease upwards. In the lower 5 m of the borehole even boulders of a size of 25 cm can be found. Upwards the size of the rock fragments decreases to 0.5–2 cm. Their material is varied and is unambiguously derived from the surroundings: Kisfennsík-type limestone, chert derived from the cherty limestone, siliceous shale and quartz. The rock debris in borehole Varbó–75 is unsorted, angular or poorly-rounded. Simultaneously, relatively well-rounded, predominantly chert and quartz pebbles can be found in the uppermost part of the formation in the south-western Bükk.

The variegated clay, which forms 90% of the sequence is characteristically rusty red, and, additionally, purplish-white tints occur. There is no evidence of bedding. With regard to its chemical composition, the clay is practically free of carbonate ( $\text{CaO} < 0,5\%$ ). In its mineral composition quartz is predominant (40–80%). Clay minerals are represented by kaolinite, montmorillonite, illite and chlorite, in decreasing order. In certain samples the quantity of muscovite may reach 10–15%.

The facies of the upper part of the Kosd Formation indicates a transition towards the Szépvölgy Limestone Formation. In this part the rock is made up of grey, in some places mollusc-bearing, well-bedded clays. Beside the bivalves, *Cerithium* gastropods of rock-forming quantity appear in certain levels. There are several brown coal stringers in the clay having a thickness of 5–10 m. This clay is calcareous (with 40%  $\text{CaCO}_3$ -content) and also contains clay minerals (in decreasing order: illite, montmorillonite and kaolinite). Upwards there is a continuous transition from the above-mentioned sequence into a Miliolina- and ahermatypic coral-bearing calcareous marl, which represents the very base of the Szépvölgy Limestone. In this area, from Eger to the Vár Hill, it overlies the Felsőtárkány Limestone; further towards Bükkzsérc it overlies different Jurassic formations. E of this area the Szépvölgy Limestone Formation overlies directly the Triassic basement.

The extremely varying thickness of the Kosd Formation depends on the palaeomorphology, which developed at the end of the Eocene. Its known maximum thickness in the south-western Bükk (borehole Noszvaj Nv–1) is 244 m, whereas in the south-eastern Bükk there is no sign of its development. In the territory of the north-eastern Bükk its maximum real thickness is 60 m, as exposed by borehole Varbó–75. In other places of this area it is unknown.

**Fossils and age of the formation.** The lower part of the Kosd Formation is lacking in fossils. The molluscs (predominantly *Cerithium* gastropods) of the upper part are facies indicators only. Due to the accurate determining of the age of the Szépvölgy Limestone Formation, the stratigraphic position of the Kosd Formation can be assigned to the lower part of the Priabonian stage of the Upper Eocene, and possibly to the uppermost part of the Bartonian stage of the Middle Eocene.

**Facies and correlation.** The spatial extension of the Kosd Formation indicates the development of a dissected morphology in the Bükk. It took place before the transgression that deposited the sediments of the Szépvölgy Limestone. Triassic limestones have been weathered out, while smaller depressions were formed in the softer Jurassic rocks in which the terrigenous Kosd Formation may have been deposited, flattening the topographic unevenness. In the last phase of this evening process, lagoons of brackish water were developed; peat of a smaller thickness was also formed in these lagoons.

#### **Szépvölgy Limestone Formation—<sup>s</sup>E<sub>3</sub> (<sup>s</sup>E)**

The bulk of the Szépvölgy Limestone Formation is built up of light-greyish-yellow, frequently nodular, massive limestone with thinner or thicker marl layers intercalating them. It is a typically biogenic limestone; its dominant elements are red algae (corallinacean algae or, according to their former general name, Lithothamnium), as well as large foraminiferans, especially *Nummulites* (prevaillingly *N. fabianii*). The clayey limestone sections are dominated by a facies rich in Miliolinas, while calcareous marl shows transitional characteristics between the two aforementioned types (ZILAHY 1967). In the NE Bükk, in borehole Varbó–75, a mollusc–coral–Miliolina facies is dominant. Subordinately, *Nummulites fabianii*-bearing and corallinacean limestone occur.

The microfacies of the limestone is characteristically grainstone and packstone and, less frequently, wackestone or floatstone.

The transition between the Szépvölgy Limestone Formation and the underlying Kosd Formation is known from borehole Varbó–75 and from boreholes deepened at Bikk-bérc, as well as in the road cut of the Vár Hill at Felsőtárkány. Miliolinas, smaller *Ostrea*-like bivalves and ahermatypic corals occur in the calcareous marls, which overlies the clay marls. Above this light yellowish-grey limestones become predominant. This limestone contains foraminiferans of the genus *Nummulites* — especially *N. fabianii* — and these are scattered sparsely throughout, beside the above-mentioned faunal elements. A 4-metres-thick loose, reddish-brown conglomerate cemented by carbonate and limonite, as well as sandstone and sandy limestone were mentioned by VARGA P. (1986) between the Kosd Formation and the coral- and mollusc-bearing Szépvölgy Limestone. The basal beds of the Szépvölgy Limestone Formation, which overlies the Triassic limestones locally bored by clams, is made up of Miliolina limestone containing abundant chert pebbles and angular chert debris (Photos 97 and 98).

The upper section of the Szépvölgy Limestone becomes more and more marly upwards; corallinacean algae, Miliolinas and corals disappear. As the predominance of *Nummulites fabianii* comes to an end, a diverse large foraminiferal fauna appears. Beside the small-sized, radiate *Nummulites* fauna, *Assilina alpina* and occasionally different species of the *Ortophragmina* genus are present in a significant quantity. Notably, large *Ostrea* bivalves (reaching a size up to 20 cm) — often with double valves — can be found in exposures at Kisgyőr. This, altogether some metres-thick upper section of the Szépvölgy Limestone represents the transition toward the Buda Marl (or the Kiscell Clay in the north-eastern Bükk).

The Szépvölgy Limestone Formation forming the bulk of the Eocene in the Bükk Mts. is encountered in three main areas. Almost everywhere in the southwestern Bükk, from Eger to Bükkzsérc, it has a continuous transition from the Kosd Formation. Between Bükkzsérc and the Farkas-kő above Cserépfalu the whole Palaeogene is absent and Miocene directly overlies the Mesozoic basement (Photo 100). From the Farkas-kő to Kisgyőr it can be traced continuously, directly overlying the Middle-Upper Triassic limestones. Smaller erosional remnants can also be found above Kács. The third area encountered is the NE-Bükk, where it usually overlies the Mesozoic basement; however, in borehole Varbó-75 the Kosd Formation can be found underneath. In general, the total thickness of the Szépvölgy Limestone is about 50 m; it exceeds 100 m only in some boreholes.

**Fossils and age of the formation.** The age of the lower boundary of the Szépvölgy Limestone in the Bükk Mts. can be established on the basis of large foraminiferans (Photos 101, 103): the three dominant forms are *Heterostegina reticulata italica*, *Nummulites fabianii* and *Assilina alpina*. These can be collected somewhat higher above the upper boundary of the Kosd Formation in the exposure at Attila-kút, located above the village of Síkfőkút (LESS et al. 2000). The deposition of the Szépvölgy Limestone in the Bükk Mts. started only in the middle of the Priabonian, at the boundary of the Shallow Benthic Zones SBZ 19/20. Other foraminiferans found in exposures of the formation are the following: *Nummulites retiatius*, *Spiroclypeus carpathicus*, *Discocyclina trabayensis vicenzensis* and *Asterocyclina stella buekkensis*.

The age of the upper boundary of the formation can be determined on the basis of calcareous nannoplankton studies. According to Nagymarosy (in KECSKEMÉTI, VARGA, 1984) the sequence of the Síkfőkút quarry belongs to the NP 21 nannozone. With respect to the samples taken in the vicinity of Kisgyőr (det.: Báldi-Beke) the same age was confirmed, based on the presence of *Cyclococcolithus formosus*, *Reticulofenestra placomorpha* and *Isthmolithus recurvus*, and the lack of holococcoliths (LESS et al. 2000). As the Eocene/Oligocene chronostratigraphic boundary is reckoned to be within the NP 21 nannozone (HARDENBOL et al. 1998), the upper boundary of the Szépvölgy Limestone practically corresponds to this.

**Facies and correlation.** Based on its facies and fossils (large foraminiferans, corallinacean algae, corals, *Ostrea* bivalves), the Szépvölgy Limestone is regarded as a product of a shallow marine platform. The presence of the corallinacean algae and the frequently-occurring monospecific *Nummulites fabianii* indicates that it may have been deposited in the inner shelf. The corallinacean facies may have been deposited in a low-energy environment, while the nummulitic facies was deposited in a high-energy environment (PAPAZZONI 1994). The diverse fauna found in the upper part of the formation indicates that the drowning of the platform had already begun. Orthophragminas are characteristic forms of the outer shelf.

The age of the Szépvölgy Limestone in the Bükk Mts. can be established as the second half of the Priabonian; its deposition continued until the end of the Eocene since the overlying Buda Marl provides data indicating Oligocene age. This means that the transgression may have started here later than in the Buda Hills; at least the shallow marine conditions by all means lasted longer, because the deposition of the Buda Marl in the Buda Hills had already started at the end of the Eocene, in the NP 20 nannoplankton zone (BÁLDI-BEKE 1984).

## Oligocene

### *Buda Marl Formation* — ${}^bE_3-O_1$ ( ${}^bOI$ )

This formation is a characteristically light-yellowish grey, generally well-bedded, thick-bedded sandy calcareous marl (the thickness of the beds ranges between 20 and 40 cm) with a carbonate content of 60-80% (VARGA, NAGYMAROSY 1988). There are harder and looser beds; the harder ones are to be found in the vicinity of Kisgyőr, while the latter are more frequent around Eger-Noszvaj. In almost every case these beds are free of large foraminiferans; this is an essential difference between this formation and the Szépvölgy Limestone Formation. The packstone-type matrix of the Buda Marl contains a great number of re-deposited bioclasts, and its silica sand content is of terrigenous origin. The calcareous marl beds consist of bioclasts and terrigenous sand grains and can also be interpreted as calcareous turbidites (VARGA, NAGYMAROSY 1988). The bioclasts (corallinacean algae, bivalve shells, benthic small foraminiferans) are presumably derived from the carbonate ramp of the Szépvölgy Limestone, or from the nearshore facies of the Buda Marl (although this has not been detected recently). The *in situ* deposited (not redeposited) material of the matrix is represented by foraminiferal pelit, the percentage of which ranges from 20 to 50 in the rock.

The Buda Marl occurs only in the southern Bükk above the Szépvölgy Limestone Formation everywhere (Figure 30). According to the borehole data of Varbó-75, in the southeastern part of the Bükk Mountains both the Buda Marl and the Tard Clay are missing between the Szépvölgy Limestone and the Oligocene Kiscell Clay Formations.

The thickness of the Buda Marl is 20 to 50 m in the zone of its occurrence on the surface while southward, towards the central parts of the basin, it may be as thick as 100 m (according to the borehole data).

**Fossils and age of the formation.** The age of the Buda Marl can be determined only on the basis of autochthonous planktonic organisms. In the Síkfőkút quarry the transition of the Szépvölgy Limestone to the Buda Marl can be drawn within the NP21 and P18 zone; this assertion is based on the calcareous nannoplankton studies of Nagymarosy and the planktonic Foraminifera investigations of Horváth (in KECSKEMÉTI, VARGA 1984). According to these data the Buda Marl began to be

deposited only at the very beginning of the Oligocene in the Bükk area where — in contrast to the Buda Hills — the Szépvölgy Limestone/Buda Marl boundary coincides with the Eocene/Oligocene boundary.

The end of the deposition of the Buda Marl is indicated by the above-mentioned NP22 age data from Kisgyőr, and the NP23 data derived from the overlying Tard Clay in Kiséged (NAGYMAROSY 1989). Thus, the upper boundary of the formation is more or less equivalent of the boundary between the NP22 and NP23 Zones.

According to this the Buda Marl represents the lowermost Oligocene and is thus the lower part of the Kiscellian stage in the Bükk area. This is the equivalent of the lower part of the Rupelian stage in the standard zonation (HARDENBOL et al. 1998).

**Facies and correlation.** The absence of autochthonous, large foraminiferans in the beds of the basin facies indicates that there was a lack of light at the bottom. Allodapic limestone banks and large foraminiferans re-deposited from the Eocene indicate the increase of the relative relief. Given the presence of the allodapic limestone banks and calcareous turbidites, the depth of the sedimentary basin of the Buda Marl can be estimated at about 500 m.

#### **Tard Clay Formation** —<sup>l</sup>O<sub>1</sub> (<sup>l</sup>O<sub>1</sub>)

On the map the Tard Clay Formation is represented together with Kiscell Clay Formation. It is demonstrated individually only in the geological profiles.

Characteristic rock-type of the formation is dark grey, thin-laminated, homogeneous clayey silt. The colour of the weathered types on the surface is yellow. In some parts the rock is rather hard due to the calcareous-siliceous cementation. According to BÁLDI (1983) it can be divided into three parts: until now the 20-30-m-thick lower laminite has not been found in the Bükk area. The middle part is represented by 20-30-m-thick light beige–grey clayey silt, which (relatively rarely) shows a laminitic structure. Its carbonate content is 10-30% (NAGYMAROSY 1989). An endemic bivalve fauna restricted to the Eoparatethys (and having the only locality on the surface along the side of the Kis-Eged) can be found in this horizon. The most characteristic elements of this fauna are *Cardium lipoldi*, *Ergenica cimlanica* and *Janschinella melitopolitana*. The upper part comprises a 30-40-m-thick, often silicified laminitic sequence. Its carbonate content is significantly less than that of the underlying part; it is maximum 5%. Fish and leaf remnants are the most frequent items in this horizon (WEILER 1933, ANDREÁNSZKY 1955, 1956, 1957, 1959, HABLY et al. 1999).

Dark-grey and white laminae of only mm thickness alternate within the laminites (BÁLDI 1983). The latter are calcareous and they are completely built up of coccoliths indicating nannoplankton blooms. The great number of specimens is combined with an extremely low diversity; the flora of the platelets is monospecific or duospecific. The mineral composition of the clayey silt of the more frequent dark laminae is the following (in decreasing order): quartzite, kaolinite, phyllosilicates and feldspars. Bacteriogenic pyrite is also present in considerable quantities and this forms characteristic fram-boids. The bitumen content of the laminites is significant (0,08%, BÁLDI 1983); this is why the Tard Clay is considered to be the source rock of crude oil occurrences at Demjén and Mezőkeresztes. The mineral composition of the non-laminitic clayey silt is the same as that of the dark laminae of the laminite; however, its pyrite content is significantly lower.

The Tard Clay is known only from the southern Bükk, where it develops from the Buda Marl (Figure 30). In the south-eastern part of the Bükk it is substituted by the heteropic Kiscell Clay.

The thickness of the Tard Clay in borehole sections of the Bükkalja is 70 to 100 m; in Kis-Eged — which was situated at the flanks at that time — it hardly reaches 20 m.

**Fossils and age of the formation.** The presence of *Sphenolithus distentus* in the calcareous nannoplankton assemblage indicates the NP23 zone — i.e. the middle part of the Kiscellian (Rupelian) stage (NAGYMAROSY 1989, 1991).

**Facies and correlation.** Laminites containing a great bulk of organic matter and bacteriogenic pyrite characteristic of the Tard Clay, indicate euxinic basin conditions. The basin was connected with the ocean through inlets. The salt and oxygen contents of the water column were arranged in layers, which resulted in anoxia at the sea floor. The original laminitic sedimentary structure has been preserved due to the absence of benthic organisms and their bioturbation activity. The evidence shows that, occasionally, calcareous nannoplankton drifted into the inland sea through the inlets. The thin calcareous laminae dissecting the siliciclastic laminite were deposited for some decades due to their bloom. It was mainly in the middle phase of the deposition of the Tard Clay that the anoxia was interrupted, presumably due to the global eustatic decrease of the sea level (Rupelian-3 sequence, HAQ et al. 1988). The earlier mentioned endemic bivalve fauna settled down on the sea floor and bioturbation started; the conditions for the deposition of laminites had thus come to an end.

Although Tard Clay was deposited in a marine environment — which is proved by the fish assemblages in the layers (WEILER 1933) — the ostracod and mollusc fauna indicate that the salinity of the epicontinental sea was fluctuating (BÁLDI 1983). It is also proved by the appearance of mono- and duospecific nannoplankton floras, which temporarily adapted to the local conditions.

#### **Kiscell Clay Formation** —<sup>k</sup>O<sub>1</sub> (<sup>k</sup>O<sub>1</sub>), *Noszvaj Member* —<sup>k</sup>O<sub>1</sub> (<sup>k</sup>O<sub>1</sub>)

The typical Kiscell Clay is built up of slightly-bedded or non-bedded clayey silt or silty clay. If it is weathered its colour is pale-grey or yellow, and if unweathered, it is greenish grey. The lack of lamination is an important feature providing a diagnostic criterion in distinguishing this unit from the Tard Clay. The CaCO<sub>3</sub>-content of the Kiscell Clay ranges between

15 and 40%. It contains quartzite to a degree of 20 to 50%, a small quantity (1-5%) of plagioclase and K-feldspar. Within the clay minerals representing 20-40% of the rock, illite is dominant. Beside it smectite is significant (VICZIÁN 1993) and, subordinately, kaolinite can also be found.

The sequence can be divided into two parts. The lower one is built up of the alternation of sandstone and clay marl, and in some places its thickness reaches 400 m. The prevailing thickness of the sandstone beds is 0.2 to 0.5 m and locally it reaches 5 m. The thickness of the silty clay marls in the upper section ranges from 100 to 200 m.

More or less bentonitic dacite and andesite tuff interbeddings are characteristic, especially in the upper part of the formation. Their thickness ranges between a few cm up to some m. They pinch out within a shorter or longer distance without forming well-traceable horizons. Manganese deposits appear already in the middle part of the lower section, although they are characteristic of the upper one. The syndimentary deposited, thin, densely-occurring layers rich in manganese consist of rhodochrosite and siderite. In these layers the specimen number of the rich foraminiferal fauna characteristic of the formation decreases and only a few species are present (PANTÓ, MOLNÁR 1954).

In the upper part of the Kiscell Clay the intercalation of the *Noszvaj Member* can be observed. The characteristic lithotype of the easily-mappable, thick-bedded, fluxoturbiditic gravel interbeddings — which can be traced from Cseres-tető at Noszvaj to the Szőlőske quarries — is sandy, coarse-grained gravel and (rarely) silt (Photo 103, Plate XVI, 1 and 2). The latter contains slightly cemented conglomerate and sand beds. The gravel and conglomerate sequence is sandy and matrix-supported; simultaneously, clast-supported types also occur. The gravel is unsorted and it predominantly shows normal gradation; nevertheless, inverse gradation can also be observed, albeit only rarely. The size of the pebbles ranges widely, from coarse-grained sand to boulders; nevertheless, the average and maximum grain size in the individual beds is different. Their material is chert, quartzite, sandstone and subordinately basalt and limestone derived from the Mesozoic rocks of the Bükk Mountains. The roundness of the pebbles is in inverse ratio to the grain size; many of the smaller pebbles are well-rounded.

Considering the stratigraphic setting in the borehole Varbó-75 the Kiscell Clay is of a somewhat special facies and substitutes the Tard Clay Formation. A 12 m-thick section in the lower part of the sequence is considerably bioturbated. Beds in the lowermost 5.2 m-thick section are rich in molluscs. Within this succession there are only two laminite intercalations of 0.5 and 1 cm thickness and this is characteristic of the Tard Clay. According to VICZIÁN (1993) the significant quantity of smectite determined by X-ray diffraction analysis indicates volcanic tuff origin. The almost 50 m thickness of the succession observed in the borehole can be explained by the denudation of the younger Oligocene strata. According to VICZIÁN (1993) it is proved by the appearance of kaolinite and Fe-sulphate (melanterite) in the uppermost part of the succession and indicates the former weathering on the surface.

The formation can be traced from Eger to Kisgyőr along the Bükkalja. It is tectonically dissected into a few strips on the surface. However, it was exposed in wells deepened W of the Eger Valley. Eastward its thickness continuously decreases, and E of borehole Miskolc-8 its thickness is unknown. The thickness of the Kiscell Clay rapidly increases from the margins towards the basins: it ranges from 50-100 m to 500 m. Due to the pre-Miocene denudation at Bükkalja, eastwards the thinning of the formation can be observed. In boreholes at Sajóhidvég, Miocene beds directly overlie Triassic rocks. The type facies of the *Noszvaj Member* is known only in the vicinity of Noszvaj. It generally overlies the Kiscell Clay. However, in the vicinity of the Síkfőkút quarry it overlies the Buda Marl, while on Cseres-tető the Szépvölgy Limestone is overlaid by it directly. Pebbly sand and silt intercalations in the Kiscell Clay can also be observed in other parts of the area e.g. S of the type-range, in the Szomolya Szom-5 and Szom-6 boreholes, at Nagy-Imány at Noszvaj, in the Afrika-dűlő at Eger, as well as in borehole Miskolc-8 (see BÁLDI, SZTANÓ 2000a). Here they do not form a mappable horizon and therefore in these areas they are not depicted on the map. The maximum thickness of the *Noszvaj Member* is 100 m in the Szőlőske quarry, laterally pinching out within a short distance.

**Fossils and age of the formation.** Based on its nannoflora record, the Kiscell Clay can be assigned to Nannoplankton Zone NP 24 (NAGYMAROSY, BÁLDI-BEKE 1988). Age-marker planktonic foraminifers (Horváth in BÁLDI et al. 1984; in NAGYMAROSY et al. 1989) indicating Zone P 20 are known only from the lower part of the formation. Nevertheless, large foraminiferans (LESS 1991) described from the lower boundary stratotype of the Egerian stage (Novaj, Nyárjas-tető) indicate the Shallow Benthic Zone SBZ 23, which covers the upper two thirds of the Chattian stage (CAHUZAC et POIGNANT 1997). According to HARDENBOL et al. (1998) the SBZ 23 is the equivalent of the Nannoplankton Zone NP 25. Considering these criteria the range of the Kiscell Clay may correspond to the whole range of the Zone NP 24. According to this, the formation deposited in the Late Kiscellian is the equivalent of the upper part of the Rupelian and of the lower third of the Chattian stage in the standard zonation (more details in BÁLDI et al 1999).

**Facies and correlation.** Based on the lithological features, the high organic matter content and the very frequent changes in temperature and pH (inducing Mn precipitation) PANTÓ, MOLNÁR (1954) presumed a shallow marine depositional environment. In contrast to this, BÁLDI (1983) described the typical Kiscell Clay as a shallow bathyal deposit. This latter conception is confirmed by its mollusc and partly by its ostracod fauna (MONOSTORI 1985, 1986). Nevertheless, these facies patterns characterise the Kiscell Clay as a whole. Concerning the Bükk Mts, especially at the marginal areas, a shallower, rather sublittoral environment must be assumed. Moreover, the present Magas-Bükk (High Bükk) may have stood out from the Kiscellian sea as an island. This conception is suggested by the presence of the fluxoturbiditic *Noszvaj Member* of a

Bükkian source area, and its sudden pinching out southward (BÁLDI, SZTANÓ 2000a) it is also supported by the presumably primary absence of the Kiscell Clay under the transgressive Egerian sequence in Csókás (Csókás Formation) and by the rapid thickening of the formation southward. Therefore, due to the rapid facies transitions along the southern and south-eastern side of the Bükk — which was an inselberg at that time — the nearshore canyon fillings (Noszvaj Member) were followed by sediments deposited in deep sublittoral environments and bathyal facies in the southern area.

The most probable source rock of the andesite- and dacite-tuffitic intercalations in the Kiscell Clay is the Recsk Andesite.

The deposition of the Kiscell Clay came to an end and this is represented by a gradual decrease in its depth. This is also proved by the Miliolina marl, which underlies the Egerian Formation. This sediment indicates a shallow marine and somewhat brackish water facies. According to BÁLDI, SZTANÓ (2000a) the “Terebratula-Pecten” horizon found in the uppermost part of the Kiscell Clay may have been deposited at a depth of 20-35 m, indicating a considerable decrease in depth.

Based on the detailed analysis of BÁLDI, SZTANÓ (2000a), the Noszvaj Member consists of submarine channel fills, deposits of an alluvial fan, and its lateral lobes were formed by a river arriving from the Bükk. As proof of this, the composition of the gravel is unambiguously derived from the Bükk. The elongated shape of the sediment body and its wedging southward, as well as the sedimentological characters, indicate gravitational mass flows and slurries (“fluxoturbidite”) containing the removed debris.

### **Csókás Formation** — <sup>cs</sup>Ol<sub>2</sub> (°Ol)

The sequence of this formation overlies the Triassic basement with 5.5 m-thick lithothamnium-bearing marl in the shaft of Csókás section (Figure 31). There are a great number of fresh biotite flakes in it, indicating a contemporaneous dacite tuff explosion. The debris which occurs in small quantities comprises 0.5-1 cm size, poorly-rounded clasts of the Kisfennsík Limestone. The first large foraminiferans, predominantly *Lepidocyclinas*, appear above the latter in the marl. Upwards the size of the clasts increases, whereas the quantity of the tuff decreases. The number of large foraminifers increases mostly in the upper part of this 7 m-thick bed. According to the analysis of VICZIÁN (1996), the bulk of the calcite in the total rock composition is derived from the foraminiferal shells. The clay minerals of the rock consist of Ca-smectite, less illite and subordinately kaolinite. The southern part of the trough representing the upper, 8.5 m-thick part of the section is built up of pebbly marl with limestone–conglomerate boulders of increasing size; at the end of the trough their size may reach 1.5 m. The boulders have been re-deposited several times. Their material consists of 0.5-5 cm-size, well-rounded clasts of the Kisfennsík Limestone cemented by yellow, calcareous sand (locally, with rounded *Ostrea* shells in it). The clasts frequently show bioerosional traces assigned to sponges, which have bored into them, polychaete worms, clams and barnacles.

The other exposure of the formation is the foundry sand pit at Diósgyőr, the profile of which can be reconstructed with the help of the findings of Radócz (in ALFÖLDI et al. 1975 and personal comment). The sequence exposed here has a tectonic contact with the Fehérkő Limestone along a steep fault. The underlying Mesozoic rocks are unknown even in the former underground mine. The clay marl was considered as “underlying rock” by BECHT (1957), and could even be the Kiscell Clay itself. It is overlaid by the 27 m-thick quartz sand of commercial value with pebbly intercalations. In the latter there is a 20 m-thick brown coal seam with a calorific value of 5000 kcal/kg. In 1965 a 3-5 m-thick brown coal seam was recognised in the uppermost part of the quartz sand sequence. Nowadays only the topmost part of the sequence can be studied. There is a 1-1.5 m-thick lithothamnium-, *Miliolina*- and echinoid spine-bearing limestone in the lowermost part of this section, overlaid by sand with a thickness of 1-1.5 m. Above this a 0.5 m-thick lithothamnium limestone can be seen again, overlaid by greenish-grey, seemingly glauconitic, sandy marl containing *Operculinas*. The latter are scattered sparsely, and represent the closing member of this succession. The lithothamnium-bearing limestone of the sand pit can be correlated with the lithothamnium-bearing marl of the Csókás section, while the *Operculina* marl can be regarded as an equivalent of the *Lepidocyclina* marl at Csókás. The type-facies of the formation is known only from the north-eastern Bükk, at Kisfennsík and in the vicinity of the name-giving Csókás. Here it directly overlies the Mesozoic basement, but its overlying formations are unknown.

The formation is exposed for a total thickness of 24 m in the Csókás section, although the upper part of the section is undoubtedly absent here due to the effects of erosion. According to BECHT (1957), the thickness of the lower quartz sand succession in the Diósgyőr sand pit is 31 m, overlaid by marine deposits of an apparent thickness of 25 m. The upper part of the sequence has also been eroded here.

**Fossils and age of the formation.** The calcareous nannoplankton record from the Csókás section was determined by M. Báldi-Beke (in LESS 1991), but it does not permit a more detailed chronostratigraphic evaluation other than assigning the formation to Nannoplankton Zone NP 24-25. The fauna of large foraminiferans (Photo 102) is indicative of the lowermost part of the Shallow Benthic Zone SBZ 23, and it represents the boundary between the lower and middle third of the Chattian stage (for more detail see LESS in BÁLDI et al. 1999).

**Facies and correlation.** The bio- and lithofacies of the Csókás section indicates a tropical cone karst-like dissected relief flooded by ingressions. The sea depth may have ranged from 30 to 50 m. The repeatedly re-deposited limestone boulders

— which underwent bioerosion — may have been derived from cliffs standing at the shore. At the same time, the total absence of kaolinite is very noticeable; this indicates the small quantity of terrigenous input. Sedimentation was accompanied by dacite tuff fall.

With reference to the Diósgyőr sand pit and its surroundings we must reckon with sedimentary environments different from those of the Csókás territory. Before the ingression, conditions characteristic of the shoreline may have been in existence for a long time. This is indicated by the considerable thickness of the pure quartz sand sequence (which, commercially, is suitable for glass manufacture). Intensive wave activity along the seashore and possibly biogenic activity were required for its development. The siliciclastic ramp, which existed for a long time was changed temporarily into a carbonate platform with the deposition of lithothamnium limestone, followed by the development of an outer ramp due to the relatively rapid transgression (or perhaps due to climatic causes). This induced the deposition of sandy marl.

**Eger Formation** — °Ol<sub>2</sub> (°Ol), *Novaj Member* — °<sub>n</sub>Ol<sub>2</sub>

This formation starts with ivy green, tuffitic, glauconitic sandstone in exposures in the vicinity of Eger, Novaj and Noszvaj. Its thickness varies, ranging from 2.5 to 18 m. It contains rich, but poorly preserved mollusc fauna with “*Flabellipecten burdigalensis*” appearing at the base of the Egerian (for details see BÁLDI et al 1999), as well as non-colonial, ahermatypic corals (HEGEDŰS 1962) and (rarely) *Miogyopsina* foraminiferans.

It is overlaid by a 4-5 m-thick succession of *Lepidocyclina*-bearing marl, lithothamnium-*Lepidocyclina*-bearing limestone, greenish-yellow, glauconitic clay with large foraminiferans, and finally greenish-yellow sandstone with large foraminiferans. A detailed description of the age marker large Foraminifera fauna was given by BÁLDI et al. (1961), DROOGER (1961) and LESS (1991). The *Novaj Member*, which represents these basal beds of the formation is not shown individually on the map.

The *Novaj Member* is overlaid by the most characteristic deposits of the Eger Formation, i.e. mollusc-bearing clay, which starts with the disappearance of large foraminifers. Its most impressive exposure can be studied in the quarry of Wind brick factory at Eger. 48 m-thick monotonous clay can be seen with two thin, silty intercalations. Above this, clay and sandstone alternate in a thickness of 15 m; the sandstone beds contain rich, shallow marine mollusc fauna (TELEGDI ROTH 1914, BÁLDI 1973, BÁLDI et al. 1999). The closing beds of this succession consist of brackish water-lacustrine clay and coarse sand with gravel intercalations in a thickness of 40 m. The formation shows general extension in the western part of the Bükkalja and shows a continuous transition from the underlying Kiscell Clay. In exploration wells it can be traced from Eger to borehole Miskolc-8. In the NE Bükk, in borehole Diósgyőr-318, only the section between 580.0 and 953.2 m (bottom) can be designated to this formation. In this well it may overlie either the Kiscell Clay or the Csókás Formation, which can be observed E of the Diósgyőr castle.

The thickness of the Eger Formation ranges from 80 to 150 m in the southern Bükk. East-south-eastwards its thickness decreases due to the Early Miocene denudation, and it is completely absent in the boreholes at Mezőkövesd. On the north-eastern flank of the Bükk it significantly thickens, reaching a thickness of 350 m in well Diósgyőr-318.

**Fossils and age of the formation.** The complete list of the molluscs, foraminiferans, calcareous nannoplankton and ostracods found in the quarry of Wind brick factory and on Nyárjas-tető at Novaj can be found in the works of BÁLDI, SENES (1975) and BÁLDI-BEKE (1989a,b). The large foraminiferans (Photo 102) of the latter locality were described by LESS (1991). The chronostratigraphic relations of the Eger Formation as a stratotype of the Egerian stage have been analysed in detail. Further data can be found in the work of BÁLDI, SZTANÓ (2000b). Based on the fossil content, the Eger Formation is restricted to the Oligocene; nevertheless, the Egerian Stage passes upward into the Miocene (BÁLDI, SZTANÓ 2000b). The formation covers the upper two-thirds of the Chattian Stage. It is the equivalent of the whole extension of the Nannoplankton Zone NP 25, as well as the complete Shallow Benthic Zone SBZ 23. This means that, contrary to the former conception (BÁLDI 1983, TARI et al. 1993), the Kiscellian/Egerian boundary does not correspond to the Rupelian/Chattian boundary, but it can be drawn within the Chattian stage.

**Facies and correlation.** After the regression that followed the deposition of the Kiscell Clay, a new transgression occurred, as indicated by the lower part of the Eger Formation, i.e. the *Novaj Member*. According to the data of BÁLDI and SZTANÓ (2000a) the water depth during the deposition of the glauconitic clay was 50 m, and it was 70 m during the course of the deposition of the mollusc-bearing clay. With regard to the large foraminiferan-bearing beds, no estimation can be given. All research suggests that the sea depth estimation of 30-70 m is convenient for this horizon, too. The culmination of the transgression occurred during the deposition of the mollusc-bearing clay. The gradual increase of the sand content and the characteristics of the mollusc fauna in the two overlying beds indicate a regressive tendency. According to BÁLDI, SZTANÓ (2000a) the most likely water depth during the deposition of the alternating beds of sand and of clay may have been between 20 and 34 m. The absence of the large foraminiferans is striking here; this may indicate either a nutrient-rich sea bottom (i.e. large foraminiferans favour oligotrophic water body), or the decrease in salinity of the seawater. The sedimentological features of tides observed in the Andornaktálya sand pit indicate a shallowing water depth in the Andornaktálya-type upper horizon (SZTANÓ et al. 1991).



## NEOGENE

### Lower Miocene

#### *Felsőnyárád Formation* — <sup>f</sup>Mer-e (M)

The succession of the Felsőnyárád Formation has been revealed by the Varbó-75 borehole. The most characteristic lithotype of its lower section is the grey, clayey, fine-grained sand, which comprises gravel intercalations. In the 121.8–144.7 m and 159.1–167.4 m sections variegated clay interbeddings are frequent. In the 146.9–147.5 m section coal indications can be seen. The well- and medium-sorted gravel consists overwhelmingly of subangular pebbles, and occasionally (especially at the bottom of the sequence), well-rounded grains can be found. The pebbles are of various sizes; small sizes are predominant, but pebbles with a diameter of 10 cm also occur. Quartz and chert pebbles are predominant, but lydite, dolomite and black siltstone shale have also been identified. In the fine fraction, (subordinately) K-feldspar can be found beside the prevailing quartz. The pyrite-bearing clay fraction is characterised by illite of 2M polytype; furthermore, kaolinite and chlorite are present in significant quantities (5–10%), (VICZIÁN 1993). Beside potassium mica some Na mica is also present (in the upper section). The variegated clay contains haematite, goethite and rutile. Its clay minerals are represented by well-crystalline 2M-illite (muscovite), and disordered kaolinite. Smectite is subordinate, and chlorite is absent. Macrofossils (bivalves) have been found only in the fine-grained interbeddings of the variegated clay, which developed in the 121.8–144.7 m section in the lower part of this borehole section. A 4 m-thick dacite tuff intercalation was mentioned by Radócz (in ALFÖLDI et al. 1975) from 543.0 m in borehole Diósgyőr-318.

The upper section of borehole Varbó-75 also indicates a variable facies. Variegated clay cannot be found here, and the quantity and the size (0.2–2 cm) of the pebbles decrease while the sorting increases. There is a 5 cm-thick coal stringer at 76.1 m, which presumably is a coalified drift-wood. In contrast to the lower section, some carbonates (mostly calcite) can be identified here. The most frequent rock type is the greenish grey, fine-grained sandstone and silt, in which reworked volcanic material can often be observed above 89.0 m in the section. The predominant clay mineral of the latter is smectite; quartz is a relatively minor component, and plagioclase was formed at high temperatures. The clay minerals (VICZIÁN 1993) of the matrix in the upper section are represented by smectite and chlorite in an approximately equal proportion. Well-crystallised illite (muscovite) of relatively larger quantities can also be identified. Kaolinite is present under 89.3 m; it is absent in the upper part.

Several coal stringers can be found in borehole Diósgyőr-318.

The formation discordantly overlies the different horizons of the Palaeogene succession; in borehole Diósgyőr-318 the Eger Formation, while in Varbó-75 the lower part of the Kiscell Clay is overlaid by it.

The total thickness of the formation in borehole Varbó-75 is about 165 m. Its thickness in borehole Diósgyőr-318, penetrating a sequence deposited in the interior parts of the basin, is approximately 300 m (BÁLDI, RADÓCZ 1971).

**Fossils and age of the formation.** There is no direct proof for the age of the formation. In borehole Varbó-75 it has a continuous transition to the Gyulakeszi Rhyolite Tuff, which indicates the base of the Ottnangian. According to its stratigraphic position, the formation may be placed in the Eggenburgian stage.

The calcareous nannoplanktons of 13 samples collected from the 30.9–112.0 m section of borehole Varbó-75 and identified by Báldi-Beke are characteristic of the Upper Oligocene; in contrast to this, according to the sedimentary features, the flora is considered as having been re-deposited. Its characteristic species are *Reticulofenestra bisecta*, *R. lockeri*, *Discolithina multipora*, *D. latelliptica* and *Cyclicargolithus abisectus*.

**Facies and correlation.** Felsőnyárád Formation is a typical molasse sediment. In borehole Varbó-75 the lower part is of brackish facies, while the lowermost beds can even be considered as being fluviatile. There is an approximately 25 m-thick transitional section and marine microplankton elements and lumachelles are characteristic of the shoreline zone. Above this the presence of planktonic elements unambiguously indicate a marine sedimentary environment.

#### *Felsőnyárád Formation, Vincepál Member* — <sup>f</sup>Mer-e (M) and its *siliceous breccia* — <sup>f</sup>Mer-e<sup>br</sup> (br)

The most characteristic rock type of the member is red, unsorted, clast-containing silty clay. Quartz is predominant in the matrix. Among the clay minerals illite is the prevailing component, but the quantity of kaolinite is also significant. The clasts are angular in the internal areas of the south-eastern part of the Bükk Mts; their size is 0.5 to 3 cm. Southwards, in the vicinity of Kiszgyőr, rounded clasts can also be found. From Répáshuta to the Hór Valley clastic material is derived mainly from the Bányahegy Radiolarite and subordinately from dolomite. In the areas above Kiszgyőr, Kács and Cserépfalu, chert clasts are predominant; southwards, around Kiszgyőr, the debris consists predominantly of rounded pebbles of quartzite and chert.

SE of Répáshuta, in a forest called Vincepál, at one time, ferriferous breccia was mined from this formation.

The so-called spring breccia (i.e. breccia built up of clasts cemented by silica of spring water origin) represented on the map and occurring in the areas above Kács and Cserépfalu deserve particular attention. The most spectacular occurrences can be found on Kupa Peak, and on Nagy- and Kis-Borsó Peak, as well as on the side of the Nagy Valley at Kács. The debris consists of chert clasts of a size of 1 to 2 cm, and it is cemented by silica. These occurrences can be detected at the boundary of Mesozoic rocks (especially the Felsőtárkány Limestone) and the red clay facies of the Vincepál Member.

The occurrence of the member is restricted to the southern Bükk. In the South-eastern Bükk it directly overlies Triassic carbonates or, in some cases, the Szépvölgy Limestone. In the shale area it is more difficult to distinguish it from the regoliths that are similar to it. Its presence on the surface is indicated mainly by the great bulk of rock fragments of chert or radiolarite. Its overlying formation has been eroded in the internal areas of the mountains; in the vicinity of Kisgyőr it is overlaid by the Gyulakeszi Rhyolite Tuff. Its thickness depends on palaeomorphology: it ranges between 0 and 210 m. The thickness of the spring breccias is 1-5 m.

**Age.** Previous maps show the member as a Quaternary formation. An important argument for the older age is that young Quaternary valleys (such as Balla Valley and Csúnya Valley) have been carved into the bedrocks of the member. Jurassic formations can be regarded as source rocks of the debris occurring in a lower topographic position. The member is overlaid by the Otnangian Gyulakeszi Rhyolite Tuff on the surface, in the vicinity of Kisgyőr and in borehole Kisgyőr-13. North of Kács, in some cases it overlies the Eocene Szépvölgy Limestone and thus it cannot be correlated with the Kosd Formation. The Oligocene age of the deposits is completely unfeasible, since Oligocene sediments are of marine facies in the vicinity of Kisgyőr. According to the evidence given above, the most likely age is Early Miocene (Eggenburgian), because during this period the Bükk Mountains were uplifted and became continental terrain. Conditions favourable for karstification were present, and accumulation took place in karstic depressions.

**Facies and correlation.** Occurrences found in the internal part of the south-eastern Bükk can be regarded as palaeokarstic fillings. Around the location of borehole Répáshuta-3, which cut the formation to a thickness of 41 m, exposures of Bükkfennsík Limestone are to be found everywhere and even the borehole ended within this formation. Therefore this occurrence can be unambiguously regarded as a filling of a former doline, comprising products of weathering and terrigenous debris. Borehole Cserépfalu-3 exposing the Vincepál Member to a thickness of 210 m and ending in this formation is much more puzzling, since the surrounding areas are directly built up of Mesozoic rocks (the cherty Felsőtárkány Limestone). In this case an extremely dissected surface must be responsible for the development of the conditions mentioned. For the filling of the earlier-developed canyons (with almost vertical walls) by the deposits of the Vincepál Member fluvial transportation was also required. The Vincepál Member is an equivalent of the starting beds of the terrestrial succession appearing at the lower part of the Felsőnyárad Formation. It can be correlated with the Zagyvapálfalva Variegated Clay Formation of the Cserhát area both in age and facies.

### Miocene pyroclastic beds in the Bükkalja

The Bükkalja Miocene pyroclastic beds developed along the 45 km-long and 6–10 km-wide NE–SW strip at the south-eastern flank of the Bükk Mountains. They can be traced from Miskolc to Demjén. Tuff sequences or horizons (Figure 32) — traditionally designated by the name “Lower”, “Middle” and “Upper Rhyolite Tuff” in our geological literature — can be well distinguished both horizontally and vertically.

**Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation** —  ${}^{\#}\text{Mo}$  ( ${}^{\#}\text{M}$ ), **Kisgyőr Ignimbrite Member** —  ${}^{\#}\text{Mo}$  ( ${}^{\#}\text{M}$ )

The bulk of the formation is composed of rhyolite tuffs of airborne, glowing avalanche, re-deposited and phreatomagmatic (globular–pelletal) facies (Photo 104). The proportion of the pyroclastic flow deposits, especially considering the welded tuffs, never reaches 50 per cent. The predominance of ignimbrites in the lower tuff sequence became widely known due to the fact that the morphology is dominated by them, and they play a determining role in covering the slightly south–south-eastward-dipping plateaux characteristic of the Bükkalja (Plate XVII, 1 and 2).

This is due to their greater resistance to weathering. Nevertheless, the proportion of ignimbrites is likely to be larger on the north-eastern areas, in the vicinity of Kisgyőr; this is due to the more gentle dips than those in the south-western part of the mountains near Eger, where the tilting was stronger. The welded, molten ignimbrite-types were classified into the *Kisgyőr Member* within the formation. These lithotypes were formerly regarded and represented as lava rocks on the maps (BALOGH, SCHRÉTER 1963); nevertheless Pantó referred to them as ignimbrites as early as 1961. The heavily welded, molten types — containing perlite–obsidian fiammes with a pseudofluidal appearance — at first sight can hardly be distinguished from lavarocks (Photos 105, 106, 107, Plate XVII, 3).

The proportion of pumice, other lithoclasts, crystal- and glass-fragments varies, depending on types and occurrences (Plate XVII, 6). The presence of pumice is common, while in varying proportions rhyolite, perlite, obsidian, and occasionally dacite and pyroxene andesite also occur (Photo 108). The primary occurrence and the origin of these latter are unknown but the Mesozoic age can be precluded. Acidic plagioclase, sanidine, quartz, biotite are constantly present in the crystal debris; amphibole is subordinate, it appears only occasionally.

A definitely acidic, rhyolitic composition is also confirmed by chemical analyses.  $\text{SiO}_2$ -content of the unweathered types is more than 70%; furthermore, in case of the strongly welded–molten rock types, and the pumice- and rhyolite lapillilis, it may reach 71–72%.

Given the chemical composition of the minerals of the tuffs, the primary magma was probably a calc-alkaline type of mantle origin (LUKÁCS 2000).

The products of the formation were deposited predominantly on continental terrain and subordinately in lacustrine-paludal facies. Therefore intercalations of sedimentary rocks can seldom be observed; they are recognisable only in borehole sections close to the basin margins. Age determination is supported by these interlayers; furthermore, they confirm the occurrence of 4-7 eruptions, the products of which have built up the tuff-complex. It can generally be presumed that volcanic activity commenced, with plinian eruptions (occasionally characterized by glowing avalanche and phreatomagmatic features). However, they provided sheets of pyroclastic flow deposits in not all cases. This type of eruption is indicative of the final stage of the volcanic cycle. In boreholes at Tard–Szomolya two lignite-bearing intercalations (with a thickness of 4.5 m) and 5 variegated clay interlayers can be recognised. These correspond to the Kisterenye Member and Nógrádmegyer Member of the Salgótarján Lignite Formation.

Radiometric dating yielded an age of 21–18.5 Ma (PÉCSKAY et al 1998) for the formation; furthermore, based on its palaeomagnetic rotation it can easily be distinguished from the overlying tuff formations (MÁRTON, MÁRTON 1996).

The eruption centres producing the material of the formation are covered by young deposits, which may have been located in the south-eastern foreland of the Bükkalja (VARGA GY. 1981, PENTELENYI 1996, 2001a, b, 2002, Zelenka T. pers. comm.). The most intensive eruptions — at least with regard to the spreading of pyroclastic flow deposits — may have been located in the north-eastern areas, in the foreland of the Kisgyőr–Kács district.

The rocks of the formation originally covered a larger territory than can be observed at present. Most parts of the Bükk Mountains were probably covered by these rocks, but in the inner parts of the mountains they can be found exclusively in the area of the former depressions. Due to their subaqueous position, the rocks underwent zeolitisation, even in a concentration, which makes them suitable for industrial usage.

The predominantly southward-, occasionally south-eastward- and subordinately south-westward-dipping volcanic rocks, dipping at an angle of 8–25° (Figures 33–37), suggested that it was worth searching for eruption centres that were formerly in the inner parts of the mountains. Nevertheless, dips are not indicative of the direction of the flow; rather, they indicate subsequent downfaulting and tilting towards the Great Plain (see profiles belonging to the 1: 50 000 scale geological map and Figures 2–6).

Given the absence of the Felsőnyárád Formation, which stratigraphically underlies it, the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation locally overlies the Eger Formation or the Kiscell Clay Formation. The upper boundary of the Gyulakeszi Formation is ambiguous in isolated exposures, in which the Tar Dacite Tuff is absent (the westernmost occurrence of the Tar Dacite Tuff can be observed at Ostoros); the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation is directly overlaid by the Harsány Rhyolite Tuff Formation without an ignimbrite horizon and without providing faunistic, radiometric or palaeomagnetic data for the age.

The total thickness of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation ranges from 150 to 450 m (it generally thickens towards the Great Plain). The total thickness of the variously welded tuffs is 20–100 m in the formation; however, they do not form one definite horizon.

#### ***Tar Dacite Tuff Formation* — <sup>4</sup>Mk (<sup>4</sup>M), *Bogács Ignimbrite Member* — <sup>5</sup>Mk**

As the volcanic activity came to an end, a relatively long quiet period commenced. During this period denudation took place in the Bükkalja region, which was mainly a continental terrain at that time. On the other hand, in areas of the north-eastern flanks covered by water sedimentation took place: i.e. the deposition of the Salgótarján Lignite Formation.

At the end of the Karpatian age volcanic activity renewed with less persistent intensity, but with significant changes in its chemical character. It resulted in the accumulation of a dacite-ignimbrite sequence. It was derived from eruption centres located close to the Bükk Mountains and was deposited predominantly on continental terrains. This is indicated by the name Tar Dacite Tuff Formation, and it is an equivalent of the traditional “Middle Rhyolite Tuff”.

Although airborne and re-deposited dacite tuffs — albeit in a subordinate quantity — also take part in the lithological composition of the formation (Photo 109), 90% of it is built up of welded dacite pyroclastic flow deposits and ignimbrites (*Bogács Ignimbrite Member*). These represent the products of at least two or possibly more than two eruptions. The SiO<sub>2</sub>-content ranges from 50.48% (Bogács, Jács Valley) to 69.55% (Hintó Valley at Bogács); the average content is 60–65%.

Based on field observations and borehole data, it can be presumed that there is a continuous transition from the predominantly grey, dark-grey types characteristic of the lower part of the formation, to the upper, purplish-grey, reddish, reddish-brown, reddish-purple, oxidized types (Plate XVIII, 1 and 2). These latter rock types may have developed from the lower types through an alternation of beds. Dacite ignimbrites are similar in many respects to the rhyolite ignimbrites of the Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation. With the enrichment of the pumice–perlite–obsidian fiamme structures, the lava-like reoignimbrite type is also frequent here. However, the quantity of quartz decreases in both of the latter, and in the crystal fragments of the matrix. Plagioclase types become somehow more basic (prevailing andesines are characteristic), and among the coloured components pyroxene (enstatite, hypersthene, some augite and rarely — in the more basic types —

titanaugite) becomes predominant. It is accompanied by biotite and amphiboles of varying quantity, as well as zircon, apatite and ilmenite as accessory components.

The remarkable change in the rock composition of the formation, in comparison with the earlier volcanic products, can be explained by the mixing of magma, — i.e. the calc-alkalic magma derived from the mantle has been contaminated by the material of the lower crust, which is of sedimentary origin (LUKÁCS 2000).

The smaller divergences within the chemical and mineral composition of the formation are due to the changes in the material of the eruption centres in time and space.

Radiometric dating yielded an age of 16–17.5 Ma for the formation. It can easily be distinguished from the underlying and overlying tuff sequences based on its palaeomagnetic characteristics.

Its thickness does not exceed 50 m in the area of the Bükkalja; its average thickness is about 30 m.

Since the fauna-bearing intercalations of the sedimentary rocks are subordinate in the tuff sequence due to its continental character, the Tar Dacite Tuff Formation can be regarded as a perfect marker horizon in order to distinguish the Gyulakeszi and Harsány Rhyolite Tuff Formation.

The Tar Dacite Tuff Formation follows the range of the Gyulakeszi Formation on the surface from the southeast. It dips south–south-eastward at an angle of 10–30°. It is overlaid by the Harsány Rhyolite Tuff Formation (also from the SE). The north-eastern flank is an exception because here it is directly overlaid by shallow-marine–coastal sediments, probably of Badenian age.

The formation was shown as a continuous lava sheet on earlier, somewhat speculative maps; however, real lava cannot be identified in the Bükkalja. It is important to note that the dacite tuff forms a marker-horizon — namely, there is only one dacite tuff horizon.

**Harsány Rhyolite Tuff Formation** —  $^{ha}Mb-Pa_1$  ( $^{h}M$ ), *Kőkötőhegy Member* —  $^{ha}_kMb$ , *Bábaszék Member* —  $^{ha}_bMs$ , *Szorosvölgy Member* —  $^{ha}_sPa_1$

The accumulation of the Tar Dacite Tuff Formation was followed by another calm period. Due to the continental position of the larger part of the Bükkalja, this interval is indicated by unconformity or a thin, reddish-mottled clay intercalation. Volcanism commenced in the Late Badenian again, and with shorter or longer quiet intervals it continued to the beginning of the Pannonian.

Considering the traditional tuff horizons, the Harsány Rhyolite Tuff Formation corresponds to the “Upper Rhyolite Tuff”, as well as the tuff horizons of the Sajóvölgy Formation, the name of which was formerly used in this area. Due to the special facies patterns of the Bükkalja, authors are of the opinion that a new formation should be distinguished. With reliable palaeontologic or other chronostratigraphic data it is possible to distinguish the *Kőkötőhegy*, *Bábaszék* and *Szorosvölgy Members* as belonging to the formation.

Based on the rapid thickening of the formation encountered in boreholes, the eruption centres are believed to be located farther away than the former ones, predominantly E–NE of them. In contrast to the lower and middle tuff sequences, here the pyroclastic flow sheets are absent or subordinate; moreover, the welded, molten ignimbrites are totally absent. The formation is made up predominantly of airborne-, avalanche- and phreatomagmatic tuff–tuffite types (i.e. tuff consisting of globular concretions such as pelletal tuff), as well as redeposited rhyolite tuff–tuffite types (Plate XVIII, 6). Dacite- and andesite tuffitic interlayers, moreover andesite tuff and andesite agglomerate occur in the upper part of the formation, especially in the north-eastern part of the area. The chemical composition of the predominantly rhyolitic pyroclastics of the formation is shown in Table 9. It is worth mentioning that the rhyolite tuffs of this formation frequently contain ripped-up dacite- and andesite inclusions.

In comparison with older tuff sequences, the presence of more sedimentary intercalations (tuffitic sand, aleurite, clay, diatomaceous tuffites) has to be taken into consideration. Their fossil content helped to determine their age.

According to observations made so far, the lowermost section of the Harsány Rhyolite Tuff Formation is everywhere built up of a several metres-thick tough, silicified rhyolite tuff with globular concretions and mud lenses (Photo 110, Plate XVIII, 5). In many places these contain internal casts of molluscs of Badenian age. Thus, given the lack of the presence of the Tar Dacite Tuff Formation, this can help in distinguishing the Gyulakeszi and Harsány Rhyolite Tuff Formations.

List of the fossils can be found in the Hungarian text.

Radiometric measurements yielded an age of 15–13 Ma for the formation (MÁRTON, PÉCSKAY 1998). Its palaeomagnetic directions correspond to recent ones (Márton, Márton 1996).

Each, predominantly acidic pyroclastic rock overlying the Tar Dacite Tuff Formation on the south-eastern flank of the Bükkalja and bordering it along a NE–SW strike can be placed in this formation.

It is overlaid by the Csákvár Clay Marl Formation of Pannonian age, or (rarely) directly by Upper Pannonian formations.

**“Borsodbóta Formation”** (only in cross section, Figure 33)

The lower part of the formation is built up of the alternation of gravel, sand and clay of terrestrial, freshwater facies. Upwards in the sequence, littoral to shallow marine sandy silt, then deeper marine clayey silt layers follow. In the

Nyék-ládháza Nya-1 borehole, the oscillating succession of sand and silt contains coaly clay intercalations between 412–556 metres.

## Miocene Formations of the western and northern forelands

### *Bélapátfalva Travertine Formation* — <sup>be</sup>Me–o (<sup>b</sup>M)

This formation is not depicted on earlier maps. It is built up of limestone beds containing fine-bedded, laminated, pisolithic or kidney-shaped structures. Yellow, calcareous clay consisting of pisoids can be found between the beds. Pale-green, Miocene sand grains can be found in the centre of the encrustings. The presence of the underlying rocks is indicated by Jurassic shale clasts and fragments of limestone laminae in the reddish-brown clayey soil, which is present in the vicinity. Its overlying formation is unknown here. Impressions of some high-spined gastropods have been found in the limestone (Photo 111); these were determined as *Brotia escheri turrta* by Kókay (personal communication).

NE of Bélapátfalva a thick-bedded, coarse-grained, light red-, yellow- or pink-coloured, recrystallised travertine can be found (Photos 112 and 113). The axis of the wide, cylindrical, wrinkle-like folds of the banded lamination shows E–W and SE–NW directions indicating the spots of overflow on the former rimstone dams. The formation overlies the Oldalvölgy Formation.

East of this, in the banded, laminated, coarsely recrystallised limestone (which has a very old dripstone appearance), small cavities can be seen between the laminae. In some places stem impressions and tiny cavities (due to gastropods) can be seen. Based on its appearance the limestone can be considered as a spring cone.

The age of the formation became clear after publishing the map. The range of the gastropods found in the formation extends in age from the Early Oligocene to the Late Badenian, (according to the literature the age of the subspecies is Late Badenian). Based on the palynological investigations of Nagy-Bodor the overlying kaolinic clay is not older than Karpatian (personal communication). Considering the above-mentioned criteria the age of the limestone is younger than is shown by the map; its age is Karpatian–Badenian, and the overlying rhyolite tuff can be placed in the Felnémet Formation.

*Salgótarján Lignite Formation* — <sup>st</sup>Mo–k (<sup>s</sup>M), *Nógrádmegyer Member* — <sup>st</sup>Mo, *Kisterenye Member* — <sup>st</sup>Mo, *Mátranovák Member* — <sup>st</sup>Mo, “*Sajólászlófalva Member*”, “*Sajószentpéter Bed*”, “*Sajókaza Member*”, “*Sajómercse Bed*”

In the Western Borsod Basin the basal beds of the formation are known as a locally variegated fluvatile–paludal sequence (*Nógrádmegyer Member* — “Upper variegated Clay”). The predominantly limnic, coal-bearing succession contains 3 mineable lignite seams (the uppermost seam is paralic) with prevalingly grey, greenish-grey barren sand and sandstone interlayers (*Kisterenye Member*). The uppermost part of the formation, which directly overlies the coal is built up of coaly clay and fish-scale-bearing silt with trace fossils (*Mátranovák Member* — “fish-scale-bearing silt”, “Vizslás sand”, *Cardium-bearing sand*). Its thickness is 50 to 100 m.

In the Eastern Borsod Basin the predominantly paralic coal-bearing succession consists of 5 main, mineable lignite seams (and 57 adjacent seams), interbedded with marine brackish-water (silt and sand) layers (*Sajólászlófalva Member*). Between lignite Seams No. 4 and No. 3, as well as between Seams No. 2 and No. 1, *Corbula*–*Arca*-bearing beds (sandy silt, sand and sandstone) can be found deposited in normal-salinity sea water. These can be regarded as the heteropic facies of the Egyházasgerge Formation (*Sajószentpéter Bed*).

Due to the re-deposition of the rhyolite tuff of the Gyulakeszi Formation, reworked rhyolite tuff, tuffitic clay of continental–freshwater facies have been accumulated in a large area (*Sajókaza Member*). It can be observed under Seam No. 3 of the *Kisterenye Member* in the Western Borsod Basin, as well as under Seam No. 5 of the *Sajólászlófalva Member* in the Eastern Borsod Basin. Given that coal seam interbeddings (i.e. Seams No. 3/a and No. 5/a) developed in the re-deposited tuff sequence, they can be designated by the name *Sajómercse Bed*.

*Egyházasgerge Formation* — <sup>e</sup>Mk (<sup>e</sup>M), *Égeralja Gravel Member* — <sup>e</sup>Mk (<sup>e</sup>M)

The formation is made up of mostly cross-bedded, *Chlamys*-bearing sand, sandstone (“*Chlamys sandstone*”, “*Smaller Pecten layers*”), which starts with basal conglomerate and gravel. It was deposited in the coastal plain. In the Western Borsod Basin the some 10-metre-thick basal gravel is designated by the name *Égeralja Gravel Member*. It consists of transgressive coastal facies as well as limestone and dolomite pebbles of local origin set in an upward-fining matrix (from sand to silt and clay); it is accompanied by poor marine fauna. Its type-locality can be found in the gravel pit between the villages of Dédestapolcsány and Nekézseny (Plate XVI, 3).

The thickness of the formation ranges from 30 to 100 m.

In the vicinity of Szilvásvárad and Nagyvishnyó, where it spreads over a large area, it can be studied on the surface in poor outcrops (Photo 114).

In the south-western part of the Mountains it overlies Mesozoic rocks frequently with basal gravel (Photo 115). The thin gravel sheet on the top of the Uppony Mountains, as well as the light-yellow, micaceous sand found in the karstic crevices in the western part of the Nagy-fennsík are also considered as belonging to the Egyházasgerge Formation.

### **Garáb Schlier Formation** — <sup>g</sup>Mk (<sup>g</sup>M)

It consists of cyclically-alternating grey sand, micaceous, fine-grained sand, silt, clay and clay marl forming a far-offshore, open-marine sequence. Beside its macrofauna (containing *Amussium*, *Tellina* and *Brissopsis*), it is rich in foraminiferans and nannoplankton. Slumps and trace fossils are characteristic of the formation. Locally, re-deposited tuffite stringers (“Helvetian Schlier”) are frequent. In the north-western foreland of the mountains it develops from the underlying Egyházasgerge Formation through alternations of the beds. In the Cserhát Mountains, which are regarded as its type-area, it is restricted to the Karpatian. In the Bükk region it may also extend into the Badenian. Its upper part interfingers with the overlying rhyolite tuff (Felnémet Formation) and an alternation of the two formations can be observed. The thickness of the formation is 100–150 m near the margin of the Bükk Mts. It thickens westward reaching a thickness of 600 m in the central parts of the basin.

**Felnémet Rhyolite Tuff Formation** — <sup>f</sup>Mb-s (<sup>f</sup>M), *tuffitic horizon* — <sup>f</sup>Mb-s<sup>tu</sup> (<sup>f</sup>M'), *ignimbrite* — <sup>f</sup>Mb-s<sup>i</sup> (<sup>f</sup>M<sup>i</sup>), *silicified lithotype* — <sup>f</sup>Mb-s<sup>q</sup> (<sup>f</sup>M<sup>q</sup>), *limnoquartzite* — <sup>f</sup>Mb-s<sup>lq</sup> (<sup>f</sup>M<sup>l</sup>)

The formation comprises the acidic pyroclastics of Badenian and Sarmatian age, which occur in the western foreland of the Bükk Mountains and in the hilly region between the Mátra and Bükk Mountains. The Middle and the Upper Rhyolite Tuff, represented separately on earlier maps, in many cases cannot be distinguished.

The dacite tuff identified at the Karpatian–Badenian boundary seems to be absent in this area. Here, the characteristics of the Middle Rhyolite Tuff do not answer to the description of the Tar Dacite Tuff. Pumiceous, biotitic rhyolite tuff occurrences in the western flank of the Bükk Mts (which have been analysed so far), and considered formerly as the Lower Rhyolite Tuff, can be found within the palaeontologically-proven Sarmatian sediments.

On the basis of the above-mentioned characteristics, it seems to be reasonable to classify these pyroclastics into a separate formation instead of treating them as part of the Sajóvölgy Formation. With the full knowledge of further investigations it is possible that they might be drawn together with the newly-established Harsány Formation.

The following lithological units of the formation can be seen on the map: re-deposited rhyolite tuff of variable structure (tuffitic sand, pebbly tuffitic sand, tuffitic clay) mostly alternating with sedimentary rocks (this is the *tuffitic horizon*). There are areas of rhyolite tuff derived from ash-fall deposits and welded rhyolite tuffs (*ignimbrite* — Photos 116 and 117). These latter are more or less zeolitised. NE of Egerbakta, in the vicinity of the Bakta Lake, a *silicified lithotype* can be found along a range-like zone. The fine-bedded limnoquartzite occurrence on the plateau of the Berva Bérc (Berva Crag) is represented on Schréter's original geological map (*limnoquartzite* — Photo 118).

The zeolitised welded rhyolite tuffs found inside the Bükk Mountains may belong to the lower tuffitic sequence of the Bükkalja, or they can be regarded as the remnants of the former tuff sheet of the western foreland (as it is represented on our map). The rhyolite tuff occurring in the centre of the Nagy-fennsík at the Nagymező Sinkhole can also be classified in this formation.

The formation may encompass an interval from the Early Badenian to the end of the Sarmatian. In many places along the margins of the Bükk Mountains it overlies the basement, while in the internal parts of the basin it interfingers laterally with Badenian and Sarmatian sediments (Photo 119, Plate XVI, 5 and 7).

### **Dubicsány Andesite Formation** — <sup>du</sup>Mb-s (<sup>d</sup>M)

This formation are built up of andesite agglomerates, tuffs and tuffites, and some cubic metres-sized pyroxene andesite boulders of lava origin, lavabreccias and dykes. The partly rhyolitic tuff and tuffite layers contain age-indicating (Sarmatian) plant remnants. Considering the stratigraphic position, it can be found in the middle and upper parts of the Sajóvölgy Formation, and formerly it was considered as belonging to this unit. Exotic rock bodies, inclusions (Palaeozoic claystone, Oligocene–Miocene sandstone), as well as clay, gravel and acidic tuff/tuffite interlayers can be observed within the andesite agglomerate. It occurs in the Eastern Borsod Basin and in the northern part of the Western Borsod Basin. According to its stratigraphic position, its deposition may have commenced in the Late Badenian; nevertheless, overwhelmingly it belongs to the Sarmatian. Its thickness varies between 10 and 50 m.

### **Kozárd Formation** — <sup>k</sup>Ms (<sup>k</sup>M)

It is made up of grey, greenish-grey mollusc-bearing (*Abra–Cardium*, *Cerithium–Hydrobia*) clay – clay marl, sand, tuffitic sand, loose sandstone, tuffitic clay, bentonite, calcareous marl, calcareous sandstone (the so-called “Cerithium limestone”) and subordinately oolitic Serpula-limestone of a shallow-marine, nearshore, brackish-water facies. In the adjacent lagoonal facies diatomaceous, alginitic and bentonitic lithotypes are frequent.

The thickness of the formation rarely exceeds 200 m, but in the area of the neighbouring depressions it may reach 500 m. The age of the formation is Sarmatian (Plate XVI, 6).

### **Sajóvölgy Formation** — <sup>sv</sup>Mb–Pa<sub>1</sub> (<sup>sv</sup>M), “*Császtapuszta Member*”

The formation is built up of an alternation of freshwater (lacustrine, fluviatile) and terrestrial sediments (volcanomict gravel, sand, clay-marly silt, diatomite, limnoopalite) with rhyolite tuff and tuffite beds of airborne ash, glowing avalanche

and re-deposited tuff. The Sarmatian andesite volcanism (Dubicsány Formation) in the Putnok–Kazincbarcika area divides the formation into two parts. In the Western Borsod Basin the fossiliferous type of the lower part of the formation is referred to as the Bükkszentmárton Bed, while the lignite-bearing middle and upper section is known as the *Császtapuszta Member*. It shows a continuous transition towards the overlying Lower Pannonian deposits of the Edelény Variegated Clay and the Cserehát Rhyolite Tuff. A part of the formation belongs to the Badenian, others to the Sarmatian or to the Lower Pannonian; their ages are confirmed by faunal remnants.

Distinguishing the formation from other units, and individually depicting it on the map requires the re-definition of the essence of the formation. Its general thickness is 20–150 m but it reaches a maximum thickness is 300 m.

***Csákvár Formation*** —  ${}^cPa_1$  ( ${}^cPa$ )

It is built up of an alternation of grey and variegated clay, clayey-marly silt, huminitic clay, coaly clay and lignite, as well as of the frequent alternation of pumice sand and pebbly sand at the base. It is of a delta-plain (fluvial, paludal, lacustrine) facies with a thickness of 500–300 m. Sediments found on the southern flank of the Bükkalja, directly overlying the Harsány Formation, can only be regarded as the Csákvár Formation.

***Zagyva Formation*** —  ${}^zPa_2$  ( ${}^zPa$ )

It is of a fluvial plain, flood plain facies and is made up of a frequent alternation of medium- and coarse-grained sand containing loose, coalified plant fragments, sandstone, siltstone, clay and clay marl beds, with frequently-occurring lignite seams. There are thicker sandstone intercalations with a thickness of 10–20 m, and (mineral) completely altered, re-deposited rhyolite tuff lenses. South of the flanks of the mountains the formation is generally substituted by the Bükkalja Formation, which comprises thick lignite seams.

## QUATERNARY

The Bükk Mountains and their surroundings have undergone permanent uplift since the end of the Miocene. This fact determines the characteristics of the overlying Quaternary deposits, the bulk of which consist of debris accumulated upon a surface, which is permanently subject to weathering.

### PLEISTOCENE

***Red clay with rock debris*** —  ${}_{eld}Qp^{va}$  (va)

Red clay with rock fragments, which also consist of pebbles, and which appears on the slopes above the terraces, has been distinguished only in certain areas. It can be assumed that this is older than the terraces; this red clay is remarkably similar to that which occurs in karstic fissures. Dihexagonal and porphyritic quartz crystals, as well as its significant kaolinite content indicate its rhyolite tuff origin.

***Doline fillings and thicker regoliths*** —  ${}_{eld}Qp$  (eld)

Pale-yellow and brown clay covering large areas in the Bükk Mts represents the equivalent of the loess of the plains; this originated from dust falls in the glacial phases. It is hard to distinguish it from the clayey rock debris and thus these two are represented together on the map.

***Terrace sediments*** —  ${}_{fp}Qp$  (fp)

In wide valleys in the margin of the Bükk Mts erosional escarpments have developed and these are represented on the map. These are primarily morphological terraces; however, remnants of the fluvial load derived from the rocks of the mountains can be found in greater and smaller patches and shreds.

### PLEISTOCENE–HOLOCENE

***Slides*** —  ${}_sQp-h$  (s)

The rapid fluvial erosion resulted in the formation of steep, unstable slopes with great differences in their respective levels. In some cases the hillside has fallen down in one block, but the development of the superposition of landslide lobes is more frequent. Shale areas are particularly liable to sliding. In these areas not only the weathered material, but also the loose rock bodies of a considerable thickness have fallen down. The area covered by the weathered, foliated quartz porphyry tuff shows the same characteristics. Slides are more frequent on the Miocene terrain but to a lower degree.

***Slope debris*** —  ${}_dQp-h$  (d)

Almost the entire area of the Bükk is covered by slope debris of a greater and smaller thickness. The young, loose material exceptionally remains at its source location; due to surface run-off and gravitation it has moved downward.

The most common re-arrangement of a regional scale (concerning regoliths of clay mineral content) is due to solifluction. If a rock lacks clay minerals and the fine fraction dissolves in the meteoric water, angular rock fragments may accumulate, loosely joining each other and forming dry debris flows. This form is characteristic mainly of limestones of negligible insoluble residue, but in case of vitroclastic volcanites (e.g. welded rhyolite tuffs) it is also frequent. If the fine fraction remains, like in case of dolomite, the powder-like material fills in the voids between the rock fragments.

Locally-coarse debris, in some cases boulders of some 10 cubic metres in size, derived from cliffs less susceptible to disintegration can also be observed (Photo 121).

***Proluvium–deluvium*** —  $_{pd}Qp-h$  (pd)

Valley fills with temporary streams are assigned to this category.

***Proluvial sediments (proluvium)*** —  $_pQp-h$  (p)

Episodic transportation of the debris in the usually short, steep valleys is due to torrential flows of melt waters and downpours. The rock fragments swept away by water have accumulated either at the fracture points of the valleys, or especially in alluvial cones and fans at the valley mouths.

***Travertine*** —  $_fQp-h^m$  ( $f^m$ )

The precipitation of travertine commences at a certain distance from the karst springs and accumulations of variable thickness are known. Due to the scale, only some occurrences related to lukewarm and cold springs and spreading over large areas are shown on the map. The travertine mounds of the Eger Castle and of tetemvár (Eger), as well as at Mónosbél have been precipitated from lukewarm water.

***Paludal sediments*** —  $_bQp-h$  (b)

Due to stagnant water in the wide valley bottoms, larger or smaller temporary wet areas have come into being. In these places black mud, which is rich in organic matter has accumulated in a thickness of some metres.

***Fluvial, alluvial deposits (alluvium)*** —  $_fQp-h$  (f)

Under present climatic conditions permanent streams do not contribute to valley deepening or sediment transport. In streamlets fed by karst springs the precipitation of travertine supports the filling-up. Floods, which occur on the alluvial plain move the debris, which has accumulated at the valley bottom. A part of the material will finally be transported out of the mountains, but it will contribute to the filling up together with the alluvial sediments. The intensive deepening of the valleys took place during the wet periods of the Pleistocene, when the quantity of precipitation overwhelmingly exceeded that of the present-day.

## HOLOCENE

***Former anthropogeneous deposits*** —  $a^f$  ( $a^f$ )

During the Quaternary the landscape-forming activity of man increased continuously. The first smaller mounds have been dated to the Late Copper Age. However, people building mound fortresses settled down in the area only during the Late Bronze Age. Their largest settlement was situated on an almost 6 square km-large area in the northern Bükk enclosed by Verebce Castle – Dédes Castle – Vár Wood and Bán Valley, as well as Baróc Valley. At the southern flank of the Verebce Castle a huge double entrenchment can be seen. On the hillsides remnants of fortifications and horizontal incisions — the so-called “rock-shelters” — can be found in irregular arrangement, close to each other.

The mound fortress built S of Szilvásvár in the area of Kelemen széke and Bácsó-bükk has remained in almost perfect condition. The approximately 1 square km-large territory is encircled by a few m-high entrenchment (the gently sloping area on the southwestern side towards Béalápátfalva is enclosed by a double entrenchment).

***Mine dumps*** —  $a^{mh}$  ( $a^{mh}$ )

Over the centuries numerous, greater and smaller mining activities have taken place in the region. Mine dumps or the deposition of raw materials — which are big enough to be depicted on the map — can be found only in larger limestone quarries (Plate XX, 6).



# Structural geology

## STRUCTURAL MODELS

The complete structural model of the Bükk Mountains was first outlined by SCHRÉTER (1943b) who regarded this area as a significantly folded, imbricated and partly fractured unit. He described and in his cross-section represented the isocline folding inclining south-eastward, as well as the opposite orientation of the Bükk and the Uppony Mountains. In his model, shales (regarded as of Carboniferous and Early Triassic age) in the Southern Bükk appear in an anticline structure, while the light-coloured (Middle Triassic) limestones form a multiple fold of an imbricate structure. He pointed out the reverse faults and imbrications in accordance with the knowledge of the sequence of that time.

This model was improved and worked out in detail by BALOGH (1964). Balogh's great achievement was the recognition of the overturned position of the Lillafüred sequence; as a consequence of the latter he created a structural conception of the northern part of the mountains, which remains valid to the present day. He interpreted the southern shale region (BALOGH 1950) as the closing member of the Triassic succession. Nevertheless, later he classified it into the internal part of the Triassic limestone succession (BALOGH 1954). This interpretation allowed consideration of the shale strips in an anticlinal position, and to regard the Middle–Upper Triassic limestone areas as synclines.

In order to explain the apparent contradictions due to the abrupt changes in facies between the limestone and slate regions, and the differences between the metamorphic character of the individual areas, PELIKÁN (1980) suggested the conception of a nappe system. By proving the Jurassic age of the southern Bükkian shales the conception of the nappe system seemed to be more realistic (BALOGH et al 1984). Simultaneously, a description of the nappe structure of the areas built up of basic magmatites in the vicinity of Szarvaskő was given by BALLA (1983, BALLA et al. 1986). He distinguished the autochthonous nappe system of Tarkő from the Szarvaskő nappe system (which comprises oceanic crust remnants).

Balla's model has been improved by CSONTOS (1988, 1999, CSONTOS et al. 1991a, b). According to this, the so-called Bükk Parautochthon Unit is built up of Triassic carbonate rocks of considerable thickness and these overlie the Palaeozoic basement. These plateau-sediments have been disintegrated during the different periods of the Triassic and subsided into deeper regions of the sea. The Upper Jurassic radiolarite and the black slate overlie the thin, condensed succession of the Lower Jurassic, or form the caprock of the parautochthonous succession with an unconformity, which indicates a longer interval in the deep-sea sedimentation.

This succession, which was deposited on a continental lithospheric plate, is tectonically overlaid by the Szarvaskő Nappe Complex. According to their chemical characteristics, magmatites have developed on the oceanic crust (KUBOVICS et al. 1990). The Szarvaskő nappes consist of an extremely disturbed succession. This has probably been caused by the fact that the nappes are built up of the material of the former accretion wedge (CSONTOS 2000). A lower clay shale, which is rich in sandstone, and a middle shale, which consists of manganese nodules, as well as an upper clay shale rich in carbonates (olistoliths and allodapic limestones) can be distinguished within the succession. The Szarvaskő basalts derived and differentiated from the oceanic lithosphere, intercalate with the lower and middle sequences. According to CSONTOS (2000) no stratigraphic transition can be recognised between the two units, which were distinguished on the basis of the above-mentioned criteria. Their distinction, however, is more difficult due to the boundary of the nappes, which can be found between different clay shales. As a matter of fact, the clay shales of various appearances are indicative of the facies. Therefore, in spite of the predominance of the slates in the parautochthonous succession, we cannot preclude the possibility that slates of the same appearance are also present in the nappes.

The field mapping and the new stratigraphic results make the interpretation of the “Szarvaskő Complex” possible without taking nappe structures into consideration. Based on PELIKÁN'S (2001) model, Jurassic formations, — which overlie the Palaeozoic–Triassic basement with a significant hiatus and with the same facies everywhere — can be arranged in one succession (see ‘Geological history’). The more accurate analysis of the successions and the recognition of the structural elements reduce the credibility of the nappe hypothesis; only the nappe tectonics of the Kis-fennsík (“Little Plateau”) seems to be well established.

## THE STRUCTURE OF THE UPPONY MOUNTAINS

The time and strength of the regional metamorphism in the Uppony Mts are similar to those that occurred in the Bükk Mts. The development of their folded-imbricate structure may have taken place at the same time. Double folding is characteristic; however, the direction of the structures is opposite: structural features of the Uppony Mts show a north-westerly vergency, whereas those of the Bükk Mts demonstrate a south–south-easterly one. This suggests that the two units got close to each other during the Cenozoic. The structure of the Uppony Mts can hardly be depicted due to its extremely covered position. Based on the sequences it can be divided into two subunits, which are equally covered. The two subunits are in connection with each other along the Lipóc Fault. According to the appearance of the structure on the surface, and based on borehole data of Dédestapolcsány–5 (which refer to the penetration of this fault plane), this structure represents a south-easterly dipping reverse fault combined with a (presumably) left lateral strike-slip fault of an unknown scale. In the other, so-called Tapolcsány Subunit the structure cannot be outlined. Only the strong folding can be identified in the various exposures. In the northern, so-called Lázberc Subunit, formations are somewhat better exposed. In the cliffs (or scarps) located at the mouth of the Csernely Valley, the dissected syncline–anticline system of the Uppony Limestone and the Lázberc Limestone Formation is exposed. The beds of the Dedevár Limestone show a remarkably folded structure at the northern edge of the reservoir.

## THE STRUCTURE OF THE BÜKK MOUNTAINS

The structural patterns of the Bükk Mts can be deduced chiefly from the double folding. The axes of the two foldings form an acute angle. Therefore, complicated bendings and interferences developed. This structure has been modified by fault patterns. Due to erosion the complicated structural patterns have been exposed upon an uneven surface, making the understanding of the geological setting more difficult. The first, easily-identifiable structural evolution was the folding accompanied by foliated structures and the very-low-grade, (anchizonal) metamorphism. For lack of any clear evidences, we can only guess the preceding structural evolution. The two mega-hiatuses (i.e. the Upper Carboniferous – Lower Permian and the Upper Triassic – Middle Jurassic) both imply tectonic origin. The former hiatus is derived from the uplift and denudation in connection with the Variscan orogeny. (The processes mentioned were not accompanied by metamorphism.) The latter hiatus could have resulted from the subsidence of the platform at the end of the Triassic. Both of them are overlaid by sediments (i.e. Permian sandstone and Middle Jurassic radiolarite) folded parallel to the plane of foliation. The plane of foliation dips at about the same angle on both sides of the hiatus (Plate XII, 3 and 4). The axis of folding that resulted in foliation is approximately E–W (80–260°) with respect to the present position of the mountains. The lamination was modified into close folds (similar folds, Photo 69, Plate IX, 4 and XI, 1). Based on the crystallisation values of illite this process took place at a temperature range of 300–350 °C, at a fluid pressure of 3 kbar (occasionally reaching 5 kbar), and at a depth of 5–10 km (ÁRKAI 1983). Although the folds of the first phase are of a larger scale, the folds of the second phase are more spectacular; as a matter of fact, the folded structure of the mountains can be recognised with the aid of the latter (Plate XII, 1). In this (second) phase rocks behaved more rigidly; the character of folding and the forms are different from those of the previous one: wide cylindrical folds and narrow, acute folds (disharmonic fold, chevron fold, box fold, kink fold) have developed (Plate X, 3, XI, 2 and XII, 2). Their axes are not as consistent as those of the first folding phase, since the former intensively folded structure was affected by a new folding. The major axis of the second folding phase shows a direction of 50–230° in its present position. The directions of the minor axes are the following: 160–340°, 20–200° and 70–250°. The folded schistic structures indicate that this folding phase occurred later than the development of the schistosity. This folding phase did not result in metamorphism and schistosity; only lamination to a thin-bedded slaty cleavage — parallel to the axial planes of the folding — can be observed. Folding of this type is characteristic of rocks in a semi-plastic condition. In this case the minimum thickness of the overlying rocks must be 1–3 km. An extremely significant dissection proceeded in the axial zones of the anticlines, followed by weathering due to erosion. Deep valleys with steep walls (characteristic of the Bükk Mts) then developed. The most spectacular examples of this type of folding are the bending of the Fekete-lén in the southern part (Plate XI, 6), and the folded rockmass of Odvas-kő (Plate II, 2) in the northern part of the mountains. An exact age for each folding cannot be given. The first folding is presumed to have occurred after the Jurassic, since sedimentation took place during the whole Jurassic. The second folding must have taken place before the Late Eocene. This is proved by the position of the monotonously-dipping Upper Eocene limestone; the latter overlies the unevenly eroded surface of the repeatedly deformed Mesozoic rocks with a monotonous dipping (e.g. it overlies the folded Triassic limestone on the Vörösmarty-tető N of Kács). Radiometric measurements yielded an age of 120 Ma (or 80 Ma for the volcanites in the vicinity of Bükkszentkereszt) for the culmination of the metamorphism (ÁRKAI et al. 1995).

The Cenozoic is characterised by a horst and graben pattern. Not only normal faults but reverse faults and strike-slip faults were formed. An example is the reverse fault at Nekézseny described by SCHRÉTER (1953), where the Upper Permian – Lower Triassic limestone sequence thrusts over the Upper Cretaceous conglomerate. Such a structure was recognised

during the research for clay at BÉlapátfalva; based on the data of boreholes Ba–215 and Ba–222 the Triassic limestone block of the Kis-Köves-tető (which is located N of the BÉl-kő) overthrusts Middle Miocene marls. Signs of young block tectonics cannot be assumed for certain in the centre of the mountains. In fact, it is almost easier to recognise something that is not in connection with tectonic movements. The valleys with steep walls, and the high cliffs at the edge of the Nagy-fennsík and Kis-fennsík (Plate II, 4 and 5, Plate III, 2 and Plate IX, 1) can be related neither to linear tectonic elements (faults, reverse faults) nor to bed boundaries. These forms could have originated from the extremely strong linear erosion that affected the rocks that were shattered by repeated deformation. In the course of the field mapping, marginal faults with a high throw were not identified. It is more likely that the highest part in the centre of the mountains was elevated along several smaller echelons, like a telescope (Photo 123). It would be inaccurate to draw palaeogeographical and structural evolutionary conclusions on the basis of the present surficial extension; this is because the area examined exhibits multiple folding and is dissected by grabens and later it underwent denudation. The recent bordering lines are not consistent with the former rims. Based on the geological map of BALOGH (1963), several authors regard the bent structure of the Bükk to be the result of the bending of the strike direction of the formations caused by lateral displacement along the Darnó Line. CSONTOS (1999) analysed this bending in an entire text subsection of his recent work. He classified it into the group of plastic deformations, and presumed a relatively great thickness of the overlying rocks. The plastic deformation of the mountains finished before the Late Eocene and thus no connection with the Early Miocene Darnó lateral fault can be presumed. In many cases the bending of the strike directions is virtual; a more accurate analysis of the boundaries between the formations revealed that the earlier mentioned curved lines can be divided into shorter straight sections which form obtuse angles. The undulation of the strike lines of the boundaries and the foliation adjust to the axes of the second deformation. The broadening and narrowing of the strips of the formations (shown on the map) depend on the degree of erosion. A spectacular example of this phenomenon is found in the anticline outcrop N of Imó-kő. There is only a narrow limestone crest along the ridge, whereas it is likely to be broader in Vöröskő Valley, where the internal part of the anticline is exposed. Northwards it continues on along the mountaintop in the form of a narrow crest.

Based on the successions — moreover, considering the tectonic style — the Bükk Mountains can be divided into two main units (Figure 38). The most important structural element of the mountains is the reverse fault that indicates the boundary between the two units. It starts at Píszkő near BÉlapátfalva and continues on along the northern side of the Nagy-fennsík, right to the head of the Vesszős Valley, in an E–W direction. Here it turns towards Bükkszentkereszt–Kékmező. This division offers a solution to the contradiction yielded by the theory that suggested the existence of complicated interfingerings due to the piling up of the different formations (in HAAS ed. 1995). Such a division of the Bükk Mountains — i.e. the distinction of “Northern Bükk” and “Southern Bükk” — in geological sense does not correspond to a geographical division of the territory. The succession of the northern unit is more complete (i.e. it ranges from the Middle Carboniferous up to the Upper Jurassic, and this unit also comprises the Kis-fennsík). In contrast to this, in the southern unit rocks older than Anisian cannot be found on the surface. N of the border of the two units the folding (which resulted in schistosity) forms a wide anticline (North Bükk Anticline) with an east-dipping axis (Plate X, 1 and 2, Figures 39, 40). S of this area a system comprising several anticlines and synclines has developed with west-dipping axes. This is the reason why both the youngest and the oldest formations can be found on the surface along the western side of the mountains. The second folding phase is characterised by more striking differences. While the axis of the first folding phase is relatively parallel to that of the second one in the northern unit, there is a big difference in angles and this is responsible for the complicated “interference model”.

#### NORTHERN BÜKK UNIT

The northern boundary of the Northern Bükk Unit is marked by the Nekézseny thrust fault (SCHRÉTER 1953), along which the Lower Triassic limestone moved above the Upper Cretaceous conglomerate, N of Nekézseny. The stratigraphic position could also be noted in borehole Nek–7 East of Nekézseny. A post-Badenian fault runs almost along the same track (Plate XXIV). The Nagyvisnyó Limestone outcrops along its western continuation, in the Szodonka Valley.

The Permian succession forms a wide syncline with a slightly north-dipping axis at Nagyvisnyó. The Mihalovics Quarry is located right at the axis of the syncline. There is a somewhat flat, approximately east-vergent slip plane, which developed between the Carboniferous and Permian formations. The plane intersects the Permian succession; based on the data of boreholes Nagyvisnyó Nv–2, –3, –13, –18, –20 and –21 the more one progresses eastwards, the more the presence of the Szentlélek Formation becomes less evident. This slip plane reaches the surface along the railroad track. From the 41.28<sup>th</sup> km, and along a 40 m-long section, brecciated dolomite is exposed. It is followed by whitish-green and purple sandstone, which can be traced along a 30 m-long section. The piling up of the rocks can be observed in the northern tributary valley located at the eastern end of the railroad cut II.

A definite tectonic line can be drawn in the area of the North Bükk Anticline. It can be traced from the Méhecső Valley at Nagyvisnyó, towards Eskerenna-hegyese–Zobó-hegyese–Kisvár and continuing on to the Kerek Hill at Mályinka and the upper section of the Csondró Valley. In this latter area it diminishes and cannot be traced onward in the shattered zone,

which borders the Kis-fennsík on the West. It might be tempting to consider the possibility of connecting this end of the tectonic line with the reverse fault at Szeleta. South of the line a continuous succession can be found, whereas East of it the Mályinka Formation directly overlies the older formations and the Szilvásvár Formation is absent. It is difficult to judge the character of the structure; eastwards the appearance of the Mályinka Formation above the Zobóhegyese Formation, as well as E of Mártuskő above the Szilvásvár Formation is clearly visible. It can be regarded either as a fault, which was bent during the second deformational phase, or a south-verging reverse fault. North of this line formations were affected by low-grade metamorphism but this is only relevant with the diagenetic zone (ÁRKAI 1983). This structure is bordered to the North by another fault, which represents the southern boundary of the Permian–Mesozoic sequence starting at Dédes-vár. This boundary can also be lengthened to the southern edge of the Kis-fennsík. East of the Nagy-Szállás Valley Middle and Upper Triassic formations are also present.

The displacement of the Kis-fennsík to the S occurred along the zone, which is located between the Csondró Valley and the Nagy-Szállás Valley. This displacement was manifested in the covering of the continuation of the North Bükk Anticline. The narrow strip of this latter, which was separated and displaced southwards, appears along the Garadna Valley. This movement resulted in further deformation of the structure. Each stratigraphic boundary is a tectonic plane in this part of the area, and only segments of the formations (with variable respective thicknesses) were left over after the structural movements (Photo 125). The remains of the Szentlélek and the Nagyvisnyó Formations, which occur above the Carboniferous formations on the northern slope of the Garadna Valley, can be regarded as the sheared remnants of the upper limb of the anticline. They can also be considered as the shattered basal rocks of the succession covering the tectonic planes that start from the Csondró Valley and run westwards. The planes are already joined to each other in the area examined. Upwards, the elements of the Lower and Middle Triassic sequences appear; the first one is cherty limestone, which can be traced for a long distance. Its stratigraphic affiliation is still under discussion; conventionally, it is classified as being in the Rónabükk Member of the Felsőtárkány Limestone Formation. This geologic situation established the hypothesis of the existence of the Kis-fennsík Nappe (PELIKÁN 1980, CSONTOS 1999, FORIÁN-SZABÓ, CSONTOS 2002). It is based on the stratigraphic position of the cherty limestone and the Kis-fennsík Limestone of the platform facies. The latter unit — which was formerly assigned to the Norian, and according to the latest examinations now is considered as Carnian (VELLEDITS 1999, VELLEDEITS et al. 2003) — appears above the cherty limestone (Plate IX, 2). The nappe structure was already represented on the geologic section of JÁMBOR (1959), although the existence of the nappe was not declared by the author. If the cherty limestone is regarded as the part of the Hegyestető Formation, the supposition of the nappe becomes unjustified; the imbricated displacement itself is enough for the explanation for the abrupt change in facies. However, the displacement along the lower tectonic plane above the Carboniferous formations produces evidence for the existence of the nappe structure.

A distinct tectonic line can be identified on the southern slope of the Szeleta and this is located in the southern continuation of the Kis-fennsík block. Along the Szeleta reverse fault, the normal Middle–Upper Triassic sequence has been positioned above the Lower Triassic beds of the North Bükk Anticline. At the eastern end of Felsőhámos, at the foot of the escarpment of the Szeleta, the reverse fault plane can be seen at the bottom of the Fehérkő Limestone (Photo 127). The orientation of the flat rock ripples, and the slightly visible striae are parallel to the dip direction on the slightly wavy surface which has a dip of 50/45°. This boundary can be traced south-eastwards to the Mély Valley near Diósgyőr. However, from the Gulicska it runs inside the strip of the Fehérkő Limestone and thus it cannot be recognised. This repetition of the strata — due to the piling up — seemingly outlines the eastern subduction of the North Bükk Anticline. A reverse fault with south-eastern vergency and a more and more gently-dipping and downward inclining surface can be found on the southern slope of the Garadna Valley. It can be traced from the Margit Spring along the Tekenős Valley; it then crosses the Alsó- and Felső-Sebes-víz (Photo 37, Plate II, 1), but West of Jávorkút it is untraceable. It either runs in the Fehérkő Limestone until the sinistral strike-slip fault in the Száraz Valley or ends at the smaller left lateral fault observed at Jávorkút. This surface is of hydrogeological importance: the Szentistvánhegy Metaandesite has been completely sheared along a zone of 700 m at Bolhás-gerinc (Bolhás Crest); the karstic water of the relevant part of the Fehérkő Limestone flows into the Hámos Dolomite and returns to the surface through the Garadna Spring (SÁSDI, SZILÁGYI 1993). A double line runs in the Száraz Valley; the cliffs of the Lillafüred Limestone Member appear within this structure, under the ski runs of Bánkút.

The main line that divides the Bükk Mountains runs straight between Kékmező and Bükkszentkereszt. It is referred to as the “Bükkszentkereszt Fault” by CSONTOS (1999), along this line the eastern block moved southwards. However, North of the head of the Vesszős Valley this structure cannot be observed (although it has been lengthened to the Tekenős Valley by Csontos). Towards the East, the stripes of the formations continue with the same width and strike. The tectonic boundary between the Vesszős and Bükkfennsík Formations running from the West towards the East cannot be observed. Only a smaller hiatus can be recognised at the contact of the Hegyestető and Bagolyhegy Formations. A steep SW-dipping structure is outlined by the boundary intersecting the Szinva Valley. North of this section in the Szinva Valley, the schistosity is undulating. In general, it has a steeply North-dipping character, and the boundaries of the beds are also dipping to the North. South of this line, within a short distance, the direction of the schistosity and the dipping of the layers are both 200–220° (Figures 41 and 42). West of the head of the Vesszős Valley it once again runs in an approximately straight line.

Here, the dipping is not indicated by the morphology. In borehole Miskolc-17 — which was deepened obliquely southwards on the Létrás — either a very gentle North-dipping or a steep South-dipping boundary can probably be observed (based on data derived from the Szinva Valley, the latter is more likely). Northward, dips can be observed on the surface, W of the Nagy István-erőse, but these are in a secondary position. The western part of the succession of the North Bükk Anticline has moved to the South-west, near the sinistral strike-slip fault zone at the Száraz Valley, and it has been thrust over the succession of the Nagy-fennsík (Great Plateau) in the southern Bükk. This surface was already represented by the map of JÁMBOR (1961). Another piece of evidence for this overthrust is the fact that the overlying Lower Triassic sequence, which can be found in the southern side of the Ivánka-lápa, is punched by the erosion; furthermore the underlying Jurassic radiolaritic shale — which passes through from the South-west — can be seen on the surface, on the slope of the Rónabükk. While distinguishing the Lower Triassic members in the course of the geological mapping, the overthrust within the succession became visible in the section between the Ablakos-kő Valley and the Ivánka-lápa (Plate XXIX). The strike of the succession forms an acute angle with the overthrust. Going to the north, increasingly thicker parts were sheared out from the succession. CSONTOS (1999) regards these remnants as boudins, which came into being due to a lateral displacement. The reduction of the sequence starts with the disappearance of the Mályinka Formation at the Ölyves Valley. Westwards, shorter or longer parts are absent from the succession. The shearing does not depend on the rock-type; harder and softer layers of the succession have accidentally remained. For example, the Fehérkő Limestone and the Szentistvánhegy Metaandesite crop out with a thickness of some metres on the northern slope of the Rónabükk. On the other hand, West of the Bácsó Valley, on the slope of Kő-gerénd, a several-metre-thick strip built up of the Hámor Dolomite and the Szentistvánhegy Metaandesite wedges between the Fehérkő Formation and the Ablakoskövölgy Formation (Plate XXX, Figure 43).

### SOUTHERN BÜKK UNIT

The anticline structure of the Nagy-fennsík was first mentioned by BALLA et al. (1986). Based on the re-evaluation of the successions, he reconsidered the syncline-conception of Schréter and Balogh. In the course of the geological mapping it became clear that only the basic form is an anticline and it shows several further examples of folding within itself. The presence of the syncline between the Ördög Hill, Órkő and the Sándor Hill and Oltárkő is proved both by the soil (which contains a great bulk of shale debris) and the 50.8 metre-thick folded shale and radiolarite succession of borehole Bélapátfalva Bfk-1; the latter was deepened on the Órkő Field. The next syncline to the East is indicated by the slate outcrop on the Peskő-nyereg (Peskő Saddle) and the sinkhole at the Peskő-katlan (Peskő Cirque). This syncline can be traced on the surface and it is in connection with the shale area of the South-west Bükk along the Hegyeskő. There is a small syncline structure on the crag of Cserepeskő, whereas there is a bigger one West of the crest of the Vöröskő. The latter has been steeply thrust over the heavily folded structure, which can be observed in the southern foreland of the Simakő-Tarkő (Plate XI, 5). The overthrust can be followed almost up to the Óserdő; there it disappears in the mass of the Bükkfennsík Limestone.

A syncline can be identified at Sugaro; it is indicated by the running of the boundary range between the Bükkfennsík Limestone and the Felsőtárkány Limestone. Here, the widening of the built up of cherty limestone may have been caused not only in a faciological way (i.e. the drowning of the coeval platform), but also tectonically. The rock steps in the southern rim and the Jurassic shale strips starting from them towards the plateau preclude the possibility of the existence of a great fault — a hypothesis that has been drawn by several authors.

The sinistral strike-slip fault, which starts from the Northern Bükk and reaches the Nagy-fennsík through the Száraz Valley, can easily be traced up to the south-western foot of the Fodor Hill. The Triassic volcanite, which crops out at the road junction at Feketesár, can be regarded as its continuation and it forms a thrust front. Its further continuation is still unknown; perhaps it runs down to the Szalajka Valley through the eastern corridor between the cliffs in the area of the Istállóskő quarries. The outcrops of the Répáshuta Limestone North of the Mohos-töbör (Mohos Doline) also indicate the complex structure of the Great Plateau.

The Jurassic area, which is situated North of the Bélkő-Istállóskő line, shows synclinal structure (Plate XXXI). The axis of the syncline dips to the Southwest; in this direction younger and younger Jurassic formations can be observed. CSONTOS (1999) considered the syncline structure as a part of the Szarvaskő Nappe; however, the nappe position cannot be proved.

Northeast of the Szalajka Valley there are two narrow shale strips within the limestone indicating the axis of the syncline. On the crest between the Szalajka Valley and the Horotna Valley, narrow ranges of the Upper Triassic limestone crop out under the Lökvölgy Formation. West of the Horotna Valley the rocks of the Rocskavölgy Formation and the Oldalvölgy Formation can be found. Both the northern and the southern boundaries are tectonic. In the northern area the North Bükk Anticline has been thrust over it along a steep surface, whereas in the southern area — i.e. from the Szalajka Valley to the Horotna Valley — it overlies the Bükkfennsík Limestone with the absence of the Rónabükk Limestone Member. West of the head of the Horotna Valley the repetition of the elements of the Triassic–Jurassic successions are clearly visible.

In the middle of the Southern Bükk, the boundary between the Triassic and Jurassic formations perfectly defines its folding system. The Hór Valley was cut into the Triassic limestone East of the above-mentioned boundary; therefore the valley has no connections with the contact of the formations. Linear tectonic elements (e.g. fault, overthrust, boundary between beds etc.) do not have any connections with the other significant valleys (Garadna Valley, Szinva Valley, Lök Valley, Vöröskő Valley, Eger Valley etc.).

Synclines in the South-eastern Bükk are marked by Jurassic shale strips. The shale- and radiolarite area, which can be found East of Hollóstető, is the continuation (and part) of the shale strips situated between the Nagy-fennsík and the Répáshuta block. The small patch at the mouth of the Csókás Valley may also belong to it. The syncline between Tebepusztá and Kisgyőr is outlined in its total length; the shale quarry at Kisgyőr can be found on its eastern end. South of this the structure can hardly be followed; perhaps the shale that crops out in the north-western saddle of the Nagy-Borsós-tető can be regarded as an element of the syncline that starts at Oszlaház. Parts of the southernmost syncline — which can be seen on the surface — can be recognised East of the Hór valley, on the Karácsony-tisztás (Karácsony Glade) and at Mocsárosház.

In the south-western Bükk the structure is outlined mainly by the elements of the Jurassic succession. Triassic limestones can be found in the double anticlines of the complex folded structure, whereas the youngest members of the Jurassic successions occur in the double synclines. The Oszlaház syncline extends westwards, towards the Mákszem–Előhegy and further to the West, over the Cseresznyés Creek, in the direction of the Hódos-tető (Hódos Peak) and the Patkó-sziklák (Patkó Cliffs). The extension area of the Oldalvölgy Formation in the vicinity of the Oldal Valley can be found in the centre of a syncline.

The folded structure — parallel to the direction of schistosity — can hardly be recognised in the magmatic range in the vicinity of Szarvaskő. Distinguishing the formations from each other in the course of the geological mapping, and then arranging them in the succession helped in the reconstruction of the geologic structure. The basalt extension of the Kerek Hill indicates a syncline. A syncline structure is also outlined also by the gabbro and basalt, which appear in the area of Köves-tető – Jómarci-kő between the Vöröskő Valley and the Gyetra Valley. The western part of the latter, which is in connection with the main range, has already been lost due to the erosion. The same structure — although on a smaller scale — can be identified along the upper section of the Mellér Valley. Here, the small basalt patch, which appears in the upper part of the western slope of the Nagy-verő, is part of the basalt body at the Bivaly-órom and Galya-kopasza. The contact between the two rock bodies cannot be seen due to the incision of the Mellér Valley. On the valley floor the Lökvölgy Formation can be observed. This formation is in the lower stratigraphic position.

There is no unambiguous evidence for the Odvas-bükk Nappe, which was first described by CSONTOS (1988, 1991a,b). In borehole Bükkzsérc Bzs–11 there is a continuous transition between the rocks at the boundary of the formations (Figure 27, PELIKÁN, DOSZTÁLY 2000). A continuous transition can also be observed at the eastern rim of the s.str. “Szarvaskő Nappe”; the latter is in the road cut of the bulldozer road that intersects the crag between the Mónosbél-lápa and the Cseres-lápa (the western tributary valleys of the Gyetra Valley). The slate of the Lökvölgy Formation is typical in the eastern bend of the crag; however, it also contains many thin sandstone layers. In the section towards the Mónosbél-lápa, an atypical sandy slate can be observed and this is followed by a less than 50 m-long section with sandstone boulders. After this the limestone with shale intercalations (Oldalvölgy Formation) crops out again. The limestone can be seen in boulders and it occurs with more or less smooth surfaces in the black shale; limestone beds are also present. Although the bedding and schistosity have been folded in several directions, the transition between the limestone-bearing and sandstone-bearing parts is visible: in a 2–3 m-thick section limestone and sandstone boulders appear together. It can clearly be seen in the road cut that, due to the transition, the boundary cannot be accurately drawn.

The intrusions of the Tardos Gabbro are in thermal contact with the surrounding sediments. The rims of the Szarvaskő Basalt show evidence of a thermal effect (Plate XV, 3–5). This indicates that the magmatic and sedimentary rocks are in their original position and no later tectonic displacement took place. The existence of the accretional complex — which was assumed by CSONTOS (2000) — and the internal imbrication and nappe structure in connection with it, cannot be proved.

A sharp tectonic boundary became distinct in the Southern Bükk, too, although only some sections of it can be observed (Plate XXXI). At the foot of the Sándor Hill some members of the Triassic succession occur again in reduced thicknesses. Eastwards, behind the Gyetra Valley, the boundary of the repetition vanishes within the Jurassic shale (Plate XI, 4). With the repetition of the succession the structure can be identified again in the Imó-kő–Fekete-len range. It is indicated by the temporal springs of the Vörös-kő, Imó-kő and the Fekete-len. In the southeastern Bükk it may run near the Pazsag–Belvács line (in agreement with the appearance of the Szentistvánhegy Porphyrite, which occurs here). Its presence is unambiguously indicated by the unevenness of the karstic water table level. This piling up may have occurred during the time between the two folding phases; it is also bent by the large Z-shaped fold of the Fekete-len (Plate XI, 6).

An unambiguously compressive right-lateral motion is outlined in the western part of the mountains. The block of the Bél-kő broke off and was displaced northwards along this structure (Plate XXXI). The structure is undulating, but on the whole the line of intersection of its perpendicular plane with the surface can be clearly seen northwards, up to the Nagy-Piszkó, whereas southwards, on the Szarvaskő basalt area, it cannot be followed.

## CENOZOIC TECTONIC ELEMENTS

The evidence of young block tectonics, which took place in the Tertiary, cannot be revealed with certainty. The lack of overlying sediments allows a relative degree of order to be established among the elements of the structural development after the foldings. Breccia zones indicating faults can be found in several places; however, due to the younger cover rocks, they cannot be followed over longer distances. Breccias can be divided into three groups. The first type came into being before the metamorphism; it can hardly be recognised macroscopically. In thin section the texture is characterised by a dominant orientation of the breccia grains (Photo 128). The second type consists of considerably pressed, cemented breccias, in which the orientation of the grains is disordered (Photo 129). These breccias may have been formed during the time between the two folding phases. A spectacular example of the latter type is the 10 m-high, 100 m-long and 5–10 m-wide rock crest under the Háromkő (see the front page of the book). The third, most general type of breccias consists of young and loose breccias interwoven with red clay or subordinately with calcite veins.

The identification of the faults is easier in the flanks of the mountains. The hundred-years mining activity and the dense borehole network in the Borsod Basin, which is situated in the northeastern foreland of the Bükk Mountains, revealed several faults; a proper description of these was given by Radócz (in ALFÖLDI et al. 1974). With the help of the outcrops and borehole data, longitudinal and transversal faults could be revealed even in the area of the north-western hilly region (Photo 130). Among these faults, the trough depression between Szilvásvárad and Nagyvisnyó is significant. It is noteworthy that the Szilvás Creek has not incised its valley into the surface along the axis of the trough.

In general, the Tertiary formations of the Bükkalja are characterized by a NE–SW- and a NW–SE-striking fracture system. Multiple fault and downfaulting towards the Great Plain are also characteristic (Figures 33–37). In the close south-eastern forelands of the Bükkalja, in the so-called Vatta–Maklár trough, the basement can be found more than 3000 m under the surface. This trough is bordered by the Mezőkövesd threshold. Here the basement can be found in a relatively uplifted position, at a depth of 800 metres under the surface. The overlying succession — which is built up of Neogene beds — is incomplete. Towards the Great Plain the basement rapidly sinks (Figure 45). In the northeastern part of the Bükkalja — in accordance with the dipping — the whole Miocene succession can be traced clearly from the North-west to the South-east, from the older to the younger strata. The only confusing thing — found North of Sály — is the moderate downfaulting to the North-west (Figure 36). From the Kács–Tibolddaróc line the situation of the tectonic pattern is strikingly different. To the South-west of this area the whole Miocene succession, which can be observed on the surface, is displaced south-eastwards. On the other hand, compared to the Tibolddaróc–Bogács–Szomolya–Ostoros Range, the Kács–Cserépfalu–Noszvaj Range can be found in a downfaulted position. Moreover, other local displacements make the pattern more complicated. In the southeastern area, at least, a twice-repeated succession can be observed (see Figures 34–35 and cross-sections for the geologic map in scale 1: 50 000). Most of the tectonic movements mentioned took place at the end of the Pannonian (Upper Miocene). The subsidence and tilting towards the Great Plain are processes which are still going on. It is noteworthy that in the north-eastern area the general dipping is gentle (about 8–15°), whereas in the north-western area the dips are steeper, often with angles between 25–35° (Plate XVII, 1). Among other reasons, this is why, in the north-eastern area (in the vicinity of Kisgyőr), the morphology is determined by ignimbrite plateaux both within the lower and the middle tuff sequences. These ignimbrites crop out in relatively narrow strips in a scarp-and-vale terrain in the south-western part.





# Geological history

For the most part, geologists dealing with the Bükk area agree on the lithostratigraphic classification of the succession, whereas there are some differences among them upon certain points of the chronostratigraphic classification of the formations. Due to the missing biostratigraphic data, in many cases the age can only be assumed on the basis of tectonic data and thus the position of the formations within the succession can be determined by using the tectonic model. The geological chronology of the Bükk Mountains can be outlined on the basis of the relative position of strata within the stratigraphic sequence; the latter was determined by structural analyses and on the basis of the poor fossil record.

The following synthesis on geological history is based on the conclusion of the sedimentological and faciological analyses. Recent geological mapping has produced new concepts with respect to the geological history of the Bükk, first of all with the demonstration of Jurassic formations in the SW part of the mountains.

## THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE UPPONY MOUNTAINS DURING THE PALAEOZOIC

The geological history of the Uppony Mountains can be reliably reconstructed using evidence from the carbonate formations, the age of which is given by conodonts. However, in the case of clastic successions the order of geological events can only be deduced indirectly, based mainly on analogues in the Alpine successions.

Noting the lack of reliable chronostratigraphic data, the Variscan evolution of the Tapolcsány Subunit can also be reconstructed on the basis of analogies in the Alps (EBNER et al. 1997, 1998). Greywacke and quartzite-type coarse siliciclastic sediments (*Csernelyvölgy* and *Rágyincsvölgy Sandstone*) represent the early, Late Ordovician phase of the Variscan sedimentary cycle. Indications of widespread porphyroid volcanism (Blasseneck Porphyroid in the Northern Greywacke Zone) — which is characteristic for the Late Ordovician in the Mediterranean Palaeozoic — have so far not been found.

The significant deepening of the sedimentary basin in the Silurian was followed by a facies differentiation. The range of the formation of the clay shales (siliceous shales – lydite in the Tapolcsány Formation) extends in age from the Ordovician–Silurian boundary to the beginning of the Viséan, when the Variscan flysch started to be formed. The appearance of basic volcanites in the succession indicates the start of the rifting process. Volcanic activity reached its paroxysm during the Middle Devonian; olistostromes and Schalestein-type debris flows (*Strázsahegy Formation*) indicate a dissected basement and intensive movements on the sea bottom in connection with the volcanic activity. However, a real oceanic crust did not develop and this is indicated by the absence of type rocks of the ophiolite sequence. The limestone olistoliths (Wenlockian–Lochkovian age) of the olistostrome horizon represent the coeval carbonate formations of pelagic and slope facies in the Carnic Alps (EBNER et al. 1997, 1998). During the Variscan flysch stage, in the Early and Middle Carboniferous, the terrigenous siliciclastic influx increased (*Éleskő Formation*).

The Devonian – Early Carboniferous sedimentation of the Lázberc Subunit is characterized by the evolution of carbonate platforms, similar to those in the Alps (EBNER et al. 1997, 1998). The oldest carbonate platform (*Uppony Limestone*) was drowned during the beginning of the Late Devonian, (and at the latest during the Early Famennian), and pelagic sedimentation began (*Abod Limestone*). Simultaneously with the sedimentation, basic volcanic activity occurred (*Zsinnye Metabasalt*). From the Devonian/Carboniferous boundary the volcanic activity was followed by condensed, pelagic carbonate sedimentation (*Dedevár Limestone*, Plate XXVI). During the Late Viséan – Early Bashkirian the carbonate sedimentation of the basin facies (*Lázberc Formation*) was occasionally interrupted by a fine-grained siliciclastic input. Deposition took place in a calm, pelagic environment of an intrashelf basin, similar to that of the Graz Palaeozoic (*Dult Formation*). The quartz and lydite pebbles of the molasse-like deposits indicate orogenic uplift and subsequently the denudation of the source area (*Derennek Formation*).

We have no information about the Late Variscan – Alpine evolution of the Uppony Unit. There is no evidence of a Variscan tectono-metamorphic event (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). Palaeozoic formations were affected by metamor-

phism and these represent the anchi-epizone boundary (approx. 300 °C and 2.5 Kbar) during the Middle Cretaceous (118 Ma on average).

Their ductile deformation can be attributed to the result of this event, which differs from the s.str. tectono-metamorphic evolution of the Bükk Mountains both in vergency and age (cf. ÁRKAI et al. 1995). The Upper Cretaceous (Campanian) Nekézseny Conglomerate of the Gosau facies already postdates the main tectono-metamorphic event of the Uppony Unit.

## THE GEOLOGICAL HISTORY OF THE BÜKK MOUNTAINS

The geological history of the Bükk, documented on the basis of known deposits, is associated with the Variscan and Alpine cycle.

### VARISCAN CYCLE

The succession forming the regressive sequence of the Variscan sedimentary cycle indicates the gradual but rapid filling up of the sedimentary basin the Carboniferous. This was followed by the development of a continental terrain.

Due to tectonic reasons the first half of the cycle is absent. Previous geological models (SCHRÉTER 1943b, BALOGH 1964) considered the Carboniferous and Devonian successions of the Uppony Mountains to be the Late Palaeozoic basement of the Bükk Mountains. The latest stratigraphic classification precludes the possibility of direct contact between the two units; this is because the Tapolcsány Formation (Ordovician–Silurian age) is tectonically wedged between the Devonian–Carboniferous succession of the Lázberc Subunit of the Uppony Mountains and the succession of the northern edge of the Bükk Mountains. The previous succession becomes younger southward, whereas the latter becomes younger northward.

The oldest section recorded in the Bükkian sedimentary cycle was deposited in a pelagic basin (*Zobóhegyese Formation*); according to lithological and sedimentological analogies it is assumed to be of Late Viséan – Early Bashkirian age. Subsequently, the terrigenous siliciclastic influx became exclusive during the later Bashkirian and in the earlier period of the Moscovian; furthermore, a succession of considerable thickness comprising turbidite-like sequences is present in certain sections (*Szilvásvárad Formation*).

The filling up of the flysch basin resulted in the development of a shallow-marine environment (*Mályinka Formation*). Sedimentation was controlled mainly by a continuous siliciclastic influx; contemporaneously, environmental conditions suitable for shallow-marine carbonate deposition came into being on the illuminated basement with habitats rich in life (*Kapubérc Formation*). Pebbly, coarse-grained interbeddings, which appear locally in the sequence indicate an intensive terrigenous clastic influx.

A continuous Carboniferous–Permian succession similar to that of the Bükk Mountains can be studied in the vicinity of Auernig. As a result of the Sudetic Phase of the Variscan Orogeny the area located N of the Gail Valley was uplifted and the shallow-marine–terrigenous clastic debris was taken into the basin, which had developed in the southern foreland (Hochwipfel Flysch). After the uplifting, the succession comprising the Auernig–Rattendorf–Troglkofel Groups (which represent the Late Variscan molasse stage) was deposited above the before-mentioned sequence (KRAINER 1989, VENTURINI 1991).

The Bükkian Carboniferous succession shows a deepening trend when it is suddenly interrupted; the Permian sandstone overlies older and older Carboniferous rocks from the East to the West along a sharp boundary, as it is clearly visible on the map. From South toward the North the Permian sandstone overlies progressively older Carboniferous strata along the sharp boundary, and this is also clearly visible on the map. There is a well-established presumption against the interpretation of the interruption of the Carboniferous sequence due to tectonic movements; strata record the uplift and denudation (happened without folding and metamorphism) during the early Permian. This explains the absence of the Lower Permian Rattendorf–Troglkofel Group in the Bükk area.

### ALPINE CYCLE

The Permian–Mesozoic series of the Bükk represent the early phase of the Alpine sedimentary cycle, whereas the late phase belongs to the Cenozoic geological history.

### Permian–Mesozoic

The Permian variegated sandstone is indicative of an almost flat coastal area in a dry climate (*Szentlélek Fm, Farkasnyak Mb*). Together with the overlying gypsum- and anhydrite-bearing sequence (*Garadnavölgy Member*) it has similarities with the present-day Middle Eastern sea coast (of the Persian Gulf), with a desert-like hinterland and bordered by sabkha facies.

The subsidence that took place in the Late Permian resulted in the development of a shallow marine environment rich in benthic flora and fauna (*Nagyvisnyó Limestone*). The mass extinction at the Permian–Triassic boundary was not followed

by significant changes in the sedimentary patterns; the accumulation of sediments continued on a gently sloping shallow shelf.

During the Early Triassic the sedimentary basin became less restricted and a well-oxygenated, wave-agitated ramp came into being (*Gerennavár Limestone*). In the high-energy environment of the inner ramp characteristic coastal or nearshore oolitic sand banks were formed. The material of these calcareous sand mounds was spread out by the heavier storms, or it was swept away to deeper environments.

In the course of the later part of the Early Triassic the depositional environment may have belonged to the shallow ramp. At the beginning, coarse siliciclastics were deposited (*Ablakoskővölgy Formation*), whereas later they were substituted by the deposition of finer grained siliciclastics (*Savósvölgy Marl*) as a consequence of the progressive transgression. The intensive input of siliciclastics into the shallow ramp environment coincides with the “Campili event” of the Western Tethys realm. A temporal decrease of the terrigenous siliciclastic influx resulted in the deposition of shallow marine carbonates (*Lillafüred Limestone* and *Újmassa Limestone*) in the deeper parts of the subtidal zone near the storm base.

As in other parts of the Tethyan shelf, from the beginning of the Middle Triassic, a carbonate plateau also came into being in the Bükkian Unit (*Hámor Dolomite*). A rich biota developed in the shallow water of the slowly but steadily sinking area, and the latter was separated from the distant continental terrain by sedimentary traps. Stromatolites, rip-up and re-deposited algal mat laminae, and strata consisting of oncoids with a diameter of some centimetres (all characteristic features of the peritidal zone), alternate with subtidal sediments. These latter are indicative of the well-oxygenated, well-circulated shallow water of the euphotic zone in the lagoonal environment of the platform.

During the Middle – Late Triassic the development of the carbonate plateau was interrupted by several volcanic events initiated by continental uplift. The latter resulted in significant denudation during the Late Anisian (*Sebesvíz Conglomerate*). Simultaneously with the volcanism, which occurred at the Anisian–Ladinian boundary (*Szentistvánhegy Metaandesite*), the plateau began to disintegrate and the blocks underwent unequal subsidence processes. Consequently, the area partly became continental terrain (i.e. a volcanic island); this is indicated by the welding patterns (ignimbrite) in the volcanic rocks and lacustrine deposits, which intercalate with the tuff (VELLEDITS 2000).

The products of the magmatism — which occurred in the outer shelf zone in the carbonate plateau — were deposited partly on the continental terrain and partly in a submarine environment. The material, which was taken to the sea partly by effusion, partly due to epiclastic processes, was deposited under the water and it underwent halmyrolysis, thus being altered into clay minerals. At the end of the volcanic activity, which interrupted the evolution of the platform, the conditions for carbonate sedimentation were restored. The subsided continental areas were partly re-conquered by carbonate platforms (*Fehérkő Limestone*, *Kisfennsík Limestone*, *Bükkfennsík Limestone*, *Berva Limestone*), which belong to the so-called “Wetterstein-type” Ladinian to Carnian platforms (of considerable areal extent) of the Western Tethys realm.

The deposition of clay–silt (*Vesszős Formation*), which accumulated in a semi-restricted intraplatform basin, is in connection with the terrigenous clastic “event”. This event temporarily disturbed the evolution of the platforms. Subsequently, the initial phase of platform-building was interrupted by further volcanism for a short interval in the Early Carnian (*Bagolyhegy Metarhyolite*). The calming-down period of this volcanism was followed by the spreading of the platforms over broad areas.

Above the subsided blocks of the gradually dissected carbonate platform, pelagic basins came into being during the Late Triassic (*Répáshuta Limestone*). In the vicinity of the platforms that survived, foot-slope deposits accumulated. Limestone fragments derived from the platform are mixed with lime-mud derived from the lagoons and with crinoid fragments swept away from basins in the foreland. The disintegration of the platforms in different areas of the Bükk Mountains was not coeval. In certain areas semi-restricted intraplatform basins were already coming into being in the Ladinian as a consequence of the subsidence of the platform (*Várhegy Formation*). These were gradually substituted by pelagic basins during the Carnian (*Felsőtárkány Limestone*). In the southeastern part of the Nagy-fennsík the evolution of the pelagic intrashelf basins started relatively early, close to the Ladinian–Carnian boundary (*Hollóstató Limestone*); this may have been in connection with the Carnian volcanic event (*Szinva Metabasalt*). At the beginning of the Norian the whole platform area was substituted by pelagic basins. At the Norian–Rhaetian boundary sedimentation stopped suddenly and was renewed only in the Middle Jurassic; however, a plausible reason for this phenomenon has not yet been discovered. This remarkable lacuna could be interpreted by two structural-evolutional models which, however, are inconsistent with each other. Based on the models of BALLA (1983), BALLA et al. (1986), CSONTOS (1988, 2000) and CSONTOS et al. (1991 a,b), at least two tectonic units can be distinguished in the area of the Bükk Mountains. In the lower, so-called Parautochthon Unit the Jurassic radiolarites and Upper Jurassic slate can be found either above the thin, condensed Lower Jurassic series or, in a remarkable hiatus, which represents the earlier existence of deep-sea conditions. The condensed Jurassic sequence overlies the thick Triassic carbonate series, which can be found above the Palaeozoic basement. This succession, which was deposited on the continental lithosphere, is tectonically overlaid by the considerably disturbed succession of the Szarvaskő Nappe Complex. Within this latter, three series were distinguished: the lower clay shale rich in sandstone, the Mn-nodule-bearing shale in the middle, and the upper clay shale rich in carbonates (olistoliths and allodapic limestones). The Szarvaskő basalts, which can be considered as the derivatives and differentiates of the oceanic lithosphere, can be found within the lower-middle series.

According to PELIKÁN–DOSZTÁLY's model (2000) the Jurassic formations belong to one succession. There is no information available for the geological history from the end of the Triassic until the Middle Dogger. The reason for this is still unknown; it is noteworthy that Triassic rocks of different facies are overlaid by Jurassic sequences of the same facies. In the trough, which came into being during the Dogger, radiolarite began to accumulate. Soon after, a significant amount of terrigenous material derived from the basinal margins flowed down the slopes in the form of turbidity currents. Carbonate material has been transported episodically into the basin from the neighbouring carbonate plateau. In the axis of the trough basalt volcanoes were active; basic intrusions intercalate into the sediments. In the course of compiling the map we applied this latter model.

The deep sea of the Late Triassic – Early Jurassic is actually a rift trough. Its development is in connection with the break-up of the supercontinent at the end of the Palaeozoic (Pangea). There were several microcontinents of various sizes at the western edge of the Tethys, and these moved more or less independently; consequently several subduction zones and rift zones were formed. Considering the palaeogeographical relationships of the Bükk Mountains, the most likely zones we can reckon with are the Vardar Zone and the Dinaridic Ophiolite Zone, which are almost parallel to each other. The question under debate is the relationship between the age and direction of the Vardar Zone and the rifting of the Dinaridic Ophiolite Zone; several data indicate that the rifting process of this latter started only at the end of the Triassic or at the beginning of the Jurassic.

The area of the Bükk may have been close to the rift zone, since the *Szarvaskő Basalt* — indicative of the axis — can be found within the sedimentary sequence, and intrusions occur that are associated with sediments. The Szarvaskő Basalt Formation is built up of the material of the volcanic centre, which was formed during the rifting process. Lava flows and pillow-shaped masses have been embedded in the hyaloclastite flows of the seamount slopes. The lava spread out on the humid, soft mud that covered the foot of the continental slope; the sediments were affected by slight pyrometamorphism in the contact zone. Terrigenous turbidity deposits also appear in the inner part of the basalt area, indicating that the distal parts of the turbidites could reach the rift zone, and consequently the foot of the one-time continental slope was not far away. The slow cooling of the magmatic bodies, which penetrated into the sedimentary succession, formed the basic intrusion sequence that occurs in the vicinity of the volcanic centre (*Tardos Gabbro*).

The basalt volcanism at Szarvaskő is a sign of the initial oceanic rifting, which started in the Middle Jurassic. It was interrupted by the cessation of the basin expansion; oceanic crust was not formed and the basin was rapidly filled by clastic sediments. Rock fragments originated from the basinal margin, which also provided metamorphic rock fragments, (e.g. phyllite, mica schist, metamorphic sandstone, granite). At least on one side of the basin shallow marine carbonate sedimentation took place; it produced lime mud for the development of the Jurassic limestones. Deposits that accumulated in a deep-sea environment are derived partly from a shallow-marine environment and were re-deposited mostly by debris flows or by turbidity currents; their other part was accumulated *in situ* (*Lökvölgy Formation, Vaskapu Formation, Csipkéstető Formation*). Debris cones deposited on the submarine slope were affected by further mud-slides and re-deposition processes. They are built up mostly of dark clayey siltstone with intercalations. The material-providing role of the carbonate plateau along the basinal margins — which presumably increased after the widening of the oceanic rift — then came to an end. Thus the episodic mixing of debris, which was not uniform in composition and derived from different directions, resulted in the development of an extremely varied rock assemblage (*Mónosbél, Oldalvölgy, Bükkzsérc and Rocskavölgy Formations*).

CSONTOS (2000) interpreted the disturbed structure of the sequence as a piled-up accretionary prism caused by subduction, whereas sequences showing a complicated inner structure may have been formed simply by gravitational mass movements.

Formations younger than the Late Jurassic have not been encountered in the Bükk area. Although sedimentation may have continued in the Early Cretaceous, these deposits may have been destroyed due to the continental denudation that took place at the beginning of the Tertiary, after the Middle Cretaceous regional metamorphism and uplifting.

There is no proof that a Variscan tectono-metamorphic event took place in the Bükk Mountains (ÁRKAI 1983, ÁRKAI et al. 1995). Palaeozoic and Triassic formations were both affected by the same kind of metamorphism representing the anchi/epizone boundary (approx. 300 °C and 2.5 Kbar). Radiometric measurements on new-generational white mica yielded a Middle Cretaceous age (118 Ma on average) for the metamorphism. The considerable plastic deformation of the rocks can be attributed to the result of this event (ÁRKAI et al. 1995).

The uplift and denudation of the area commenced after the Middle Cretaceous. The semi-plastic rocks may have been affected by the second deformation during the uplifting process, at the end of the Cretaceous or during the Palaeocene. The site where the two folding processes took place is unknown, as the area broke off from its original environment and was emplaced in its present-day setting after a long-distance movement. The Bükk must have been connected with the Uppony Mountains after the Late Cretaceous, since the clastic material of the Bükk seems to be totally absent from the overlying post-tectonic Cretaceous sequence (*Nekézseny Conglomerate*) of the latter (BREZSNYÁNSZKY, HAAS 1984).

## Cenozoic

The next phase of the Alpine Cycle extended in time from the Late Eocene to the end of the Pannonian, and it can be divided into two lower-rank cycles. The sea reached its maximum extension in the middle of the Oligocene during the Early

Palaeogene Cycle. It is still under debate whether it covered the whole area of the Bükk, given that Eocene or earlier Oligocene sediments are unknown from the inner parts of the mountains; notwithstanding this, it could be explained by subsequent denudation. However, in Kis-fennsík the Triassic basement is directly overlaid by the Egerian Csókás Formation, which belongs to the regressive phase of the Palaeogene cycle. This indicates that at least a part of the mountains was continental terrain during certain periods of the Palaeogene. The fluxoturbiditic facies (Noszvaj Member) of the Kiscell Formation, which consists exclusively of Bükkian pebbles, is also indicative of the closeness of the continental source area.

Based on fission-track analysis of zircon and apatite and the burial data available so far, DUNKL et al. (1994) made a thermal history — namely, an uplifting history reconstruction for the last 70 million years. The metamorphic peak at 118 Ma was followed by a constant cooling until the middle of the Eocene. The interpretation of the apatite fission-track as having a sequence of mixed ages, and comparing them to the palaeogeographical data available so far, indicates a trend of increasing temperatures over two intervals, with maxima of 18–20 Ma and 2–3 Ma, respectively. This latter may define a burial depth of 1 km. However, this does not correspond to the palaeogeographic model, which was established on the basis of field mapping. According to facts mentioned in the chapter dealing with stratigraphy, the burial during the Palaeogene cannot be proved at all; we presume that some parts of the High Bükk stood out as islands in the surrounding sea, and in the Miocene the whole region was slightly covered by the sea only during the Badenian.

Denudation can be presumed to have started from the initiation of the uplifting process and thus previous surfaces could not have been preserved. Erosion resulted in the development of a peneplain covering a larger area than that of the recent territory of the mountains. Its surface may have been uneven and it was formed by selective erosion: the rate of erosion more or less depended on the rock type. Due to the geomorphologic processes of later erosional periods we can only make assumptions about the landforms that existed at that time. The Bükk Plateau can be considered as the remnant of the former landscape, which underwent great changes. Cone and tower karsts with caves, giant dolines, and intramontaneous karst plains in the carbonate terrains of the Bükk may have been formed during the first half of the Eocene Epoch; it may have been a real bare, mixed karst (HEVESI 2002b).

The Palaeogene transgression commenced in the Middle Priabonian. A well-lit, shallow sea of normal-salinity water came into being on the carbonate shelf, which expanded from the SW. Rich, tropical biota settled down on the sea bottom (*Szép völgy Limestone*). The rise of water level resulted in the development of a pelagic basin by the end of the Eocene (*Buda Marl*).

From the Early Oligocene onwards the Bükkian Palaeogene Basin gradually became restricted from the world ocean. It belonged to the Eoparatethys; temporal exchange with the sea was limited through inlets. Due to its restricted position, a kind of endemism was developed in the biota and this is proved by the bivalve assemblage of the *Tard Clay*. BÁLDI (1983) explains the general anoxia in the basin as being the result of isolation, deepening and a stratification of the water column in accordance with the tropical–subtropical climate. In his opinion, the depth of the water varied from 30 to 300 m. There is a contradiction in that shallow-marine specimens are always present in the fossil record and this cannot reliably be explained by re-deposition or washing over by wave action.

A fish fauna — definitely indicative of shallow-marine–nearshore facies — was described by WEILER (1933) in the *Tard Clay*; the great amount of particularly well-preserved leaf remnants indicates the closeness of the seashore.

Problems also arose in the judgement of the depth of the sedimentary basin in connection with the Kiscellian succession. Based on the petrologic features, the high organic content of the matter, and the very frequent changes in pH and temperature (which resulted in manganese precipitation), PANTÓ, MOLNÁR (1954) suggested that shallow-marine conditions probably existed. Contrary to this opinion, BÁLDI (1983) interpreted the typical *Kiscell Clay* as a shallow-bathyal deposit, which has accumulated at a depth of several hundreds of metres. These features may be characteristic of the Kiscell Clay on the whole, whereas in the case of the Bükk (especially at the rims of the mountains) a lower depth of water and sublittoral conditions must be presumed. The rapid southward thickening of the Kiscell Clay Formation can be explained by the rapid sinking of the basin and by the sedimentation, which kept pace with the subsidence.

The High Bükk may have risen above the Late Kiscellian sea level as an island. This is indicated by the presence of the fluxoturbiditic Noszvaj Member of the Bükkian source area and its wedging southward. According to the detailed investigations of BÁLDI, SZTANÓ (2000a), the Noszvaj Member can be considered as the submarine delta-fan or channel-filling deposit of a river coming down from the Bükk Mountains. This is suggested by pebbles of Bükkian origin, the elongated shape of the sediment body, its southward-fining character and its wedging southward, and also the sedimentological features of the debris that indicate gravitational mass movements or turbidity currents (“fluxoturbidite”).

According to BÁLDI, SZTANÓ (2000a) the rounded and well-rounded character of the pebbles can be explained with reference to transport processes: after river transport, pebbles were formed in the wave-agitated coastal zone over a longer period of time, and then by alongshore transport. In our opinion the re-deposition of the older gravel sequence is more probable; the rounding process took place during the primary accumulation. The gravel of the Kosd Formation at the beginning of the Late Eocene can be considered to be a primary accumulated sediment of this kind. These data suggest that the entire area of the Bükk was not flooded by the Kiscellian sea. Continental denudation and, simultaneously, karstification may have continued.

In the Middle Oligocene the subsidence of the southern rim came to an end. The filling up of the basin resulted in the development of a shallow-marine environment. The Palaeogene sedimentary cycle in the Bükk was closed by the *Eger Formation*, the latter being of a regressive character. The mollusc-bearing clay above the Novaj Member is indicative of a certain deepening. The gradual increase in the sand content upwards represents the continuation of regression. The final stage of the filling up is indicated by the sedimentological features of tidal phenomena in the Andornaktálya sand pit (SZTANÓ et al. 1991).

By the end of the Egerian the whole area had become continental terrain, as is shown by the debris of the lower part of the *Felsőnyárad Formation*. Continental formations occur in the inner part of the Bükk as well, such as the clayey rock debris belonging to the *Vincepál Member* and the travertine in the Western Bükk.

Geological processes that took place in the Bükk during the Early Miocene were very “eventful”. Due to the Eggenburgian north-eastward displacement of the Bükk along the Darnó Zone, the Bükk Mountains were emplaced in their present-day location. The horizontal displacement caused by the NW-vergent overthrusting led to the tilting of the area; the northwestern part uplifted and its Palaeogene succession (if there was a Palaeogene succession at all) was completely eroded. The eastward-dipping character of the flat peneplain of the Nagy-fennsík can be explained by this tilting.

The area located S of the Bükk remained continental terrain, whereas the northern area was characterised by slow subsidence during the Eggenburgian. As a result, the sea occupied a larger area, and the Eggenburgian part of the *Szécsény Schlier* and the *Pétervására Sandstone*, as well as the upper part of the *Felsőnyárad Formation* in the eastern part were deposited.

Afterwards the whole area became continental terrain. As a consequence only surficial or subsurface karstification took place; furthermore the “mediterranean” reshaping of the inherited karstic forms came to an end.

After the temporal regression that took place at the end of the Oligocene and at the beginning of the Miocene, the next transgression occurred in the Early Tertiary, and the sea gradually invaded the area. The maximum flooding of the sea is represented by the Badenian schlier. There is a striking difference between the respective evolutionary histories of the Bükkalja, the western foreland (Egercsehi Basin and Ózd Basin) and the northern foreland (Borsod Basin s. str.).

The older rhyolite tuffs of the Bükkalja were accumulated on a continental terrain. Approximately 20-21 million years ago, during the Ottnangian eruptions of the volcanic centres — which probably existed SE of the Bükkalja — a silicic (rhyolitic) pyroclastite sequence of a considerable thickness was produced. For the most part, Plinian-type eruptions have been identified; nevertheless, eruptions produced extensive sheets of pyroclastic flow deposits from time to time, especially in the north-eastern areas. In the intervals between eruptions, especially along the margins of the sedimentary basin, fluvial, limnic or locally paralic sedimentation took place accompanied by peat deposits. Subsequently, volcanism was renewed only at the end the Karpatian age, after a calm period. We presume that the eruptions of the volcanic centres — which are now covered by young sediments in the south-eastern foreland — lasted over a period shorter than the Ottnangian cycle, mainly producing sheets of pyroclastic flow deposits.

The western foreland of the mountains was the easternmost part of the Salgótarján Basin. The Lower Rhyolite Tuff is primarily of continental facies. It is overlaid by a lignite-bearing sequence. The two seams above the lower seam of the freshwater facies were formed in brackish water along the shore of the transgressive sea coming from the SW. This indicates the slow subsidence of the area. Upwards, shallow marine sand can be found, followed by schlier sediments that are indicative of the deepening of the basin. The thickness of the shallow-marine sand (*Egyházasserge Formation*) is considerable, occasionally reaching 100 m. This indicates that marine conditions existed for a significant period of time at the western foot of the Bükk Mountains. The subsidence of the Bükk commenced in the Karpatian age. The pebbles of limestone cliffs were bored by clams while they were exposed on the Early Miocene seashore (Photo 115, Plate XVI, 3). The most impressive occurrences can be seen at Nagyvisnyó (Plate XVI, 4), in the Lénárt Valley and in the Szodonka Valley running to Lénárdaróc. According to Pectens found in the locality (revealing the “sea shore” characterized by clams), its age is Late Karpatian (Photo 114). Considering the above-mentioned facts the most extensive flooding by sea, leading to the deposition of marine sediments in the Nagy-fennsík, can be supposed to have happened in a later period of the Miocene — i.e. in the Late Karpatian –Badenian–Sarmatian.

The northern foreland of the Bükk Mountains — i. e. the s.str. Borsod Basin (East Borsod Basin) — is divided from the Egercsehi–Ózd Basin by the uplifted range of the basement extending from the Uppony Mountains to the Rudabánya Mountains. The Lower Rhyolite Tuff present here is also of continental facies. It was deposited on an uneven surface dissected by freshwater lakes. The scattered occurrence of the lowermost lignite seam suggests that the marshland, which developed upon the uneven surface, was dissected by “hills” made up of rhyolite tuff. The later oscillatory subsidence of the area is indicated by the freshwater–brackish-water facies of the lignite seams, the marine facies of the barren layers, and also by the syngenetic erosion, which led to the denudation of certain parts of the seams. The appearance of open-marine facies and the wedging out of the coal seams towards the Cserehát suggest that transgressions came from the East.

At the beginning of the Badenian, denudation occurred in a considerable area of the Bükkalja. Simultaneously, along the deeper parts of the basin margins, coastal sedimentation took place. The third phase of the volcanic activity may have commenced in the later Badenian, and continued in the Sarmatian until the beginning of the Pannonian. Volcanic centres

may have existed farther away, mainly to the East–North-east. The pyroclasts are characterised by acidic composition, and in contrast to the previous ones pyroclastic ash-flow sheets are absent. Subordinate intercalations of intermediate rocks are especially noticeable at the north-eastern rim; their material originated from the erosion of outer areas.

With the calming down of volcanism some parts of the area were flooded by the sea from time to time. In the lagoons with brackish water facies and in smaller lakes the conditions for diatomaceous sedimentation were established.

In the western foreland the basin was rapidly filled up by the material of the intensive, predominantly rhyolitic volcanism that took place during the Badenian. In this area continental–freshwater sedimentary environments had already developed by the late Badenian. The Badenian sequence of deeper water in the Borsod Basin also contained rhyolite tuff interbeddings.

Palaeomagnetic measurements made at the Bükkalja suggest that the area rotated anticlockwise by 40–60 degrees in the middle of the Otnangian. By the time of the Karpatian–Badenian boundary it rotated again by a further 30 degrees in the same direction. Sediments younger than this age show the present-day magnetic field direction. This rotation by approx. 80 degrees can be observed in the whole territory of NE-Hungary (MÁRTON, MÁRTON 1996).

No Early Miocene formations of marine facies have been identified in the internal part of the Bükk Mountains. The clayey rock debris, which accumulated in the palaeokarstic dolines is unambiguously indicative of the continental terrain. According to the fossil plants found in Eger–Tihámér the warm-moderate monsoon climate began to turn into a subtropical one (ANDREÁNSZKY, S. KOVÁCS 1955). This was accompanied by the change in karstification and the erosion of non-karstic territories became periodic. The marine-fauna-bearing sand which can be found in the karstic cavities of the Bükk Plateau indicates transgression during the Early Badenian.

The next uplift of the Bükk may have commenced in the second half of the Badenian. This initiated the denudation and segmentation of the mountains; a thicker or thinner regolith developed and karstification was renewed. By the end of the Miocene the Bükk emerged from the surroundings and became considerably high mountains dissected by deepening valleys.

The slightly rounded rock fragments of the basement appear in the Sarmatian marine (brackish water), fluvial, lacustrine and paludal deposits, which encircle the rim of the mountains. Plant remnants indicate a source area of mediterranean climate, and of considerable orographic position, which was covered by mixed mountain forest (ANDREÁNSZKY, S. KOVÁCS 1955, ANDREÁNSZKY 1959/b). The deposition of red clay (of karstic origin), characteristic especially of carbonate terrains, may have taken place in this period. Contrary to the generally held opinion, this sediment cannot be considered as the insoluble residue of the limestone, because it originates from the weathering of rhyolite tuff that covers the mountains.

Due to the emergence of the mountains and the removal of the regolith, the buried, mixed, allogenic karst was more and more exhumed under the above-mentioned mediterranean climatic conditions, and it became a semi-covered, allogenic karst. It is uncertain how many and what sorts of karstic forms were left from the previous period (Eocene–Early Miocene) for the next Sarmatian–Early Pannonian karstification. The above-mentioned facts imply that most of the tropical–subtropical karstic forms had been eroded over almost the entire territory of the Bükk Mountains by the time of the Middle Miocene.

An often-asked question is whether the Bükk was buried during the Pannonian. According to our present knowledge Pannonian sediments did not cover the area. Pannonian formations showing continuous transition from the Sarmatian to the Pannonian can be found farther away from the rim of the mountains. Detrital material of the rocks, which make up the Bükk seems to be absent from the Pannonian deposits. The lignite seams contain a great amount of completely altered and re-deposited rhyolite tuff, so we can presume that during their deposition at least a part of the Bükkalja stood out of the water. The lee-side location of the lignite seams that are of considerable thickness (Visonta, Bükkábrány) needs consideration; here it was mainly thermophyllous species that were able to find a favourable mesoclimate in the shelter of positive landforms.

Due to the lack of appropriate formations, the structural and surficial evolution of the mountains from the Late Pannonian to the Middle Pleistocene cannot be followed; it can only be deduced from the geologic history of other areas.

During the second half of the Pannonian age there was a gradual change in the climate: its character changed from a monsoon to a warm arid steppe climate, and by the end of the Pannonian it had become semi-arid (KRETZOI 1983). The truncation of the western and eastern forelands of the mountains may have taken place during this period. The truncation resulted in the development of a uniform plateau with an average height of 400–450 m. This surface can be traced far to the North beyond the Sajó Valley. The Bükk was probably uplifted in line with the present-day height-differences. Since then the whole area has emerged in one block.

At the beginning of the Pliocene climatic conditions changed again. Due to the increase of precipitation and the slow decrease of temperature, grasslands were substituted by increasingly denser forests characteristic of the monsoon or the warm-mediterranean climate (KRETZOI, PÉCSI 1982). The only easily-identifiable formation of this period is the coarse-grain gravel of fluvial facies overlying the formerly truncated surface (*Borsod Gravel*).

The general uplifting of the area led to the increase of climatic differences between the central part of the mountains and the surrounding areas. Due to the high relief, rapid streamlets and torrents running down from the mountains formed gradually deepening valleys that were incised even into the peneplain. While cutting backward, valleys cut through the rocks of the mountainside of the Nagy-fennsík capturing the ancient “valley-torsos”.

A network of streamlets came into being in distant areas, as well; the evolution of the present-day valley network and the segmentation of the surface also commenced in the forelands. The valleys (Eger, Laskó) running through the western foreland, as well as the Sajó running through the northern region, developed in this period.

The transformation from buried karst into semi-buried, allogenic karst in the Bükk came to an end in this period. In the course of this process the Bükk Mountains were characterized by mixed-karst features; certain parts of the buried karst have remained in some areas and these areas are of considerable extent (HEVESI 2002).

Concerning the Bükk Mountains, landscape-forming factors during glacial periods have not been studied very much. Due to the extreme changes in climate during the Pleistocene the evolution of the area was not constant. During the interglacial periods, relief-forming processes were the same as in the previous warm and humid climatic periods. Landscape evolution under the cold, dry climate of the glacial periods was completely different from that of the interglacials.

During the glacial periods, especially in their cool stadial intervals — characterized by short summers and cold, dry winters — fluvial activity did not play a decisive role. The formation of the landscape was controlled by freeze and thaw disintegration and gravitational mass movements without agents of transport. Perennial frost and periods of thawing resulted in the development of gelifluction. Consequently, wide and flat cirques and valleys (derasional forms) came into being in the Bükkalja and in the Bükkhát, in areas built up of loose Tertiary sediments, as well as tuffs-tuffites. These areas were rapidly buried by deluvial sediments. Solifluction and gelifluction, as well as landslides in the internal part of the mountains also played an important role in landscape-forming in areas made up of shales and weathered volcanites.

In the case of hard surfaces frost-shattering was a determinant factor; it expressed the features of denudational rims, steep valley slopes and gorges, and cryoplanation terraces. The role of these forms increased the development of the image of the Bükk Mountains. Freeze and thaw disintegration spoiled the senile caves; it has partly or completely destroyed them (Photo 132, Plate II, 5, Plate IX, 2 and Plate XX, 1, 2). As a result of the effective frost-shattering the erosional rims, hogbacks and the feet of slopes were re-shaped by gorges, and covered by extensive debris flows and, locally, by talus slopes. The fluctuation of water content, the colloidal swelling and collapse of the clayey deluvial deposits that fill in the cracks and fissures of the limestone, as well as the changes in their volume due to freeze and thaw, increased the physical weathering of the carbonate terrains.

Features indicative of long-lasting frost have been known for a long time in the vicinity of the mountains. North of Eger fossil tundra soil was mentioned by KERÉKES (1936). Ice wedges can be observed on the southern wall of the Szöllőske gravel pit at Noszvaj, in the topmost level (Plate XIX, 4).

Climatic changes during the ice age had a direct influence on karstification. Karstification processes in the warm, humid interglacial periods occurred in the same way as before, whereas solutional processes in the cold, dry periods were hindered due to the increase of temperature, precipitation, the number of soil organisms and the frozen soil. The latter impeded the infiltration of water into deeper zones. By hindering the process of infiltration, the frozen soil allowed the temporal expansion of the buried karst features. Almost the total amount of meltwater ran off from the limestone terrains, thus carving valleys into the rocks of the steep slopes (Plate X, 4). At the confluence of water flowing down in the valleys and karstic water percolating from the cracks of limestone walls, cavities were formed due to the mixed nature of the corrosion (Plate XIX, 5). In the gorges cutting through the margins of the plateau, a great number of these cavities can be found. They are generally some metres long, and narrow rapidly as they penetrate into the rock. They are considered as Pleistocene spring caves in the geomorphologic literature, and are used in the determination of temporal karst water levels and rising intervals. The hollows of gorges, which are considered to be the collapsed passages of caves (Puskaporos, Lök-völgy and Kőköz), are of the same type.

If the water found joints to flow through into the rock (sometimes even inside the limestone terrains) it maintained or even accelerated the development of dolines and caves during glacial periods characterized by low amounts of precipitation.

Karstification was relatively effective from the Sarmatian until the end of the Early Pannonian. The process slowed down at the end of the Early Pannonian and during the Late Pannonian; moreover, temporarily it may have been suspended due to the setting in of dry climatic conditions. From the Pliocene onwards karstification may have been played a decisive role again. Fossil remnants dating from the beginning of the Middle Pleistocene (700 000 years ago) and found in the karst cavities provide data for the reconstruction of the one-time environment (JÁNOSSY 1979, KORDOS 2002). While drawing conclusions, we have to take the particular climate of the mountainous region into consideration, given that it made the biota less sensitive to changes. Nevertheless, the changes in flora and fauna, which occurred due to climatic changes, can be followed without too much difficulty.

The age of the development of the karstic hollows and the age of their fillings do not correlate unambiguously. Therefore we have to be careful when drawing conclusions for geomorphologic and karst evolution (i.e. karst water level, spring caves). “Autochthonous” (and non re-deposited) fillings give an age for the final stage of the development process of the cavities. This is in agreement with the statement of HEVESI (2002b), according to which “the Hajnóczy cave at Odor-vár and the former pit-system of the baglike karstic hole at Köves-várad must have existed at the end of the Early Biharian period of the early glacial. The damaged cave that became a rock shelter and which was called Tar-kő, probably existed in the



Mindel II glacial period (Biharian II), as well, just like the Poros-lyuk in the Balla Valley and the great passage cave (named Füzér-kő), which existed during the Riss–Würm interglacial”. The infillings of Middle Pleistocene age do not provide any information for the true age of the development of the caves; i.e. they might be much older but they opened up to the surface at that time.

The black gastropod (*Theodoxus prevostianus*, SCHRÉTER 1915) living in the lukewarm springs of the Lator-út and Kácsi-vízfő, as a relict species of the interglacial period, proves that the position of these groups of springs has not changed since that time. The precipitation, which resulted in a significant amount of travertine under the Mónosbéli-vízfő (SCHRÉTER 1913, HEVESI 1972) commenced in the Late Pleistocene. The spring can now be found in the same position, 100 m above the valley floor. It appears plausible that the Szinva, Szalajka, Galya, Garadna and Margit Springs, as well as the Szikla Spring at Felsőtárkány, the Vörös-kő and Imó Springs and the Fekete-len Temporary Spring were emplaced in their present-day position at the same time. The travertine cap of Eger Castle and the tetemvár are of the same age, belonging to the Late Pleistocene (KROLOPP et al. 1989); however, the hot spring has changed its position, and now it can be found on the present-day valley floor.

Man appeared in the Bükk Mountains in the Late Pleistocene, about 130 000 years ago. The most famous sites are Szeleta Cave, Istállós-kő Cave, Balla Cave and Suba-lyuk.

Erosion was slowed down by the gradual forestation of the mountains after the last ice age; nevertheless, it is still going on, albeit with a significantly lower intensity. The role of karstification processes increased approximately 7000 years ago (in the Atlantic phase), when the climate slowly became more humid (it was warmer and more humid than it is now). The processes were supported by a considerable amount of humic acid and CO<sub>2</sub> derived from brown forest soils, and locally from black forest soils (rendzina). These developed in the area of oak forests that are rich in ground vegetation, as well as from red clayey, inherited soils. These processes are still going on, but somehow they have slowed down due to the cooling of the climate that started at the beginning of the beech (*Fagus*) vegetational phase (Sub-Atlantic Climatic Interval), and a drying trend, which followed.

Structural movements have continued and they are still going on. These movements are indicated by the repeated, but not strong earthquakes of the recent past.

\* \* \*

## LEGEND OF COLOUR PLATES

### Plate I

1. View of the mouth of the Uppony Gorge from the South, with the exposures of the Lázberc Limestone in the front. In the background the bare mass of the Uppony Limestone (Kereszt-oldal) can be seen. It shows a bedding (?) characteristic of the lagoonal facies (photo: S. Kovács).

2. View of the rock comb –shown by Photo Nr. 1 – coming down from the Kalica-tető (Kalica Peak), from the western side of the Uppony Gorge, from the Páskaráj-tető (Páskaráj Peak). There is also a kind of bedding (?) characteristic of the lagoonal facies, here, in the Uppony Limestone. In the background, on the northwestern side of the Uppony Fault, the “Uppony Andesite Mountains” of Miocene age can be seen. (photo: S. Kovács).

3. View of the mouth of the Csernely Valley from the West: type-section of The Uppony Fault, which is an element of the Darnó Zone. (See also the geological cross section of Figure 4. RB = Rudabánya Ore Complex; UM = Uppony Limestone; LM = Lázberc Limestone; U-12 location of borehole Uppony-12. The dip of the Uppony Limestone “block” – which is nearly vertical in the borehole – becomes more gentle above the Ore Complex, and the Lázberc Limestone bends over it along a “push-up” structure characteristic of the strike-slip faults.

4. Exposures of the Strázsahegy Metabasalt Member in quarries at the end of the western nose of the Strázsahegy (Harka-tető). Ol: the Strázsahegy olistostrome horizon (photo: P. Pelikán).

5. The key section of the Abod Limestone at the northwestern end of the Lázberc Lake, near the road (photo: S. Kovács.).

6. Silurian and lowermost Devonian limestone olistoliths of different size in greenish, partly ferruginous metabasalt in the type section of the Strázsahegy olistostrome on the comb of the Harka-tető. On the right, a lowermost Devonian crinoidal limestone olistolith with a diameter of some metres can be seen (photo: S. Kovács.).

7. Silurian, purplish olistoliths of pelagic limestone in green metabasalt on the side of the Harka-tető (about 10 m lower than the exposure in Photo Nr. 6). Limestone olistoliths showing no contact impact indicate, that the metabasalt of the matrix was quite cold during the “volcanoclastic debris flow”, i.e. during the formation of the olistostrome (photo: S. Kovács).

### Plate II

1. The eastern side of the Alsó-Sebes-víz. The nearly vertical, tectonically reduced crest of the Nagyvisnyó Limestone and the Gerennavár Limestone.

2. View of the Leány Valley from South. In the center of the picture the Gerenna-vár, at the bottom of the lower wall there are the Permian–Triassic boundary.

3. Western part of the southern edge of the Nagy-fennsík from the Bivaly-orom. From left to right: Ór-kő, Oltár-kő, Hegyes-kő, Pes-kő and Tar-kő. In front of the range the front of the Vörös-kő can be seen.
4. View towards the Csondró Valley and the Odvas-kő from the Látó-kő. In the background Dédestapolcsány and the Lázberc Reservoir and the southern margin of the Uppony Mountains can be seen.
5. The front of the Tar-kő. At the base of the wall the Tar-kő cave can be seen.
6. Megalontida cross sections in the Kisfennsík Limestone. Kis-fennsík, Válint kereszt.

#### **Plate III**

1. View of the Tarkő-Háromkő-Kőhát range from the Bánya-hegy.
2. View from the rock wall of the Pes-kő from the hegyes-kő.
3. View of the northwestern side of the western part of the Nagy-fennsík from the Kalapat. At the southern foot of the Gerenna-vár, the straight valley of the Ivánka-lápa can be seen.
4. View of the Tárkány Basin, from the Új-fogás-tető. On the left side of the picture the quarry of Felnémet, in the background the southern edge of the Nagy-fennsík (Great Plateau) can be seen.
5. View of Eger from the West, from the Új-fogás-tető. The mass of the Nagy-Eged-Bikk-bérc-Tiba-hegy-Vár-hegy can be seen.

#### **Plate IV**

1. View of the Dédes-vár-Kis-vár-Vásárhely-parlag range from the Kapu-bérc (from the Southeast).
2. The Tarófő Conglomerate on range of Berenás. Bedding can be seen at the handle of the hammer.
3. Photomicrograph of sandy limestone (Zobóhegyese Formation) +N. The western side of the Zobó-hegyese.
4. Steeply dipping vulcanite with frequent limestone clast (Szentistvánhegy Metaandesite) in borehole Kisgyőr-11, between 135.1-139.7 m.
5. A nearly vertical karstic crevice in the Berva Limestone, filled with debris-bearing, yellow, clayey sand (Miocene?). Felsőtárkány, View of the quarry from the North. It is located at the northern end of the Kő-köz.
6. Axinite crystals occur in the rim of a coarsely recrystallised limestone lamina in the Szinva Metabasalt. The western side of the Szinva Valley at Lillafüred, above the Y cave.

#### **Plate V**

1. Container Nr. 3. of borehole Mályinka-13. Photo shows the basal beds of the Permian sandstone with the limestone breccia, and the contact with the Carboniferous limestone.
2. Photomicrograph of greenish-white sandstone (Szentlélek Fm, Farkasnyak Mb) +N, on the ridge North of the road. Szentlélek.
3. Carbonate concretions in red aleurolite (Szentlélek Formation, the topmost part of the Farkasnyak Member). Borehole core represents the section between 114.8 m (up) and 117.5 m (down) of borehole Nv-20. Calibration 1 cm.
4. Alternation of beds of gypsum, dolomite and green claystone (Szentlélek Formation Garadnavölgy Member). Borehole Nv-21, 103.6 m.
5. Photomicrograph of anhydrite +N, borehole Nv-21, 106.0 m.
6. Photomicrograph of gypsum-anhydrite +N, borehole Nv-21, 107.0 m.

#### **Plate VI**

1. Grey, coral-bearing limestone fragments in yellow dolomarl (Hámor Dolomite Formation Nyavalyás Limestone Member) Calibration: 1 cm. Nyavalyás, in the cut of the upper bulldozer road.
2. Dolomite pebbles in porphyrite tuff (Szentistvánhegy Metaandesite). Savós Valley.
3. Pebbly red clay interbedding in the Sebesvíz Conglomerate in the cut of the upper bulldozer road at Alsó-Sebes-víz.
4. Pebbly red clay interbedding in the Sebesvíz Conglomerate in the cut of the upper bulldozer road at Alsó-Sebes-víz (part of picture 3).
5. Cellular dolomite cliffs of the Hámor Dolomite Formation on the northwestern slope of the Vár-hegy at Felsőtárkány.
6. Cellular dolomite cliffs of the Hámor Dolomite Formation on the northwestern slope of the Vár-hegy at Felsőtárkány (part of picture 5).
7. Reef-flank breccia, with banded-drusy calcite raft on the wall of the cavity, which is filled with finely-laminated lime mud (Berva Limestone Formation). Limestone quarry on the eastern side of the Hór Valley. Calibration 1 cm.

#### **Plate VII**

1. Berva quarry, view from horizon 420 m asl towards the Southwest. A steep, tectonic contact can be seen between the Triassic limestone and the Jurassic shale on the northeastern side of the cut of the conveyor belt. In the background, in a part of the quarry, which is located on the western side of the Berva Valley, the boundary between the shale and the limestone boundary contours an anticline divided by a parasitic syncline. (01/05/2000).
2. Berva quarry. The Triassic limestone is exposed by the cut of the conveyor belt up to horizon 310 m asl. In the background the walls of horizons 330, 360, 380 and 420 m asl can be seen (16/04/2000).
3. Berva quarry. View of the northwestern wall of the cut of the conveyor belt from the horizon 330 m asl. Steep tectonic contact between the Berva Limestone and the Lökvölgy Formation. In the contact zone the Triassic limestone is brecciated, and the shale has been bleached.

4. Bedded cavity filling of Miocene age in the Berva Limestone. The western wall of the old (Érsek) quarry at the horizon 250 m asl (at the level of the creek 28/04/1998).
5. Tectonically moulded Miocene clay from the brecciated contact zone of the Berva Limestone. Berva quarry. The north-western wall of the cut of the conveyor belt 01/05/2000.
6. The palaeokarstic surface of the Berva Limestone with the overlying Miocene rhyolite-tuffitic sand, Berva Quarry, the southern pit of the horizon 380 asl.

#### ***Plate VIII***

1. The crest of the Bánya-hegy. Key-section is exposed along the road.
2. Detail of the Bánya-hegy key-section with the Répáshuta Limestone in the lower part and the coral-bearing beds of reef facies of the Bükkfennsík Limestone in the upper part (overturned position).
3. Olistoliths of platform limestone flattened parallel to the schistosity in haematitic, red, cherty Répáshuta Limestone. Detail of the Bánya-hegy key-section.
4. Bedded radiolarite with allodapic limestone intercalations. (Type section a Bányahegy Radiolarite). Detail of the Bánya-hegy key-section.
5. Red crinoidal limestone lenses in light grey limestone. Transition between the Bükkfennsík Limestone and the Répáshuta Limestone. Kő-hát-alja.
6. Haematitic limestone boulder with compressed ammonites in the head of the Horotna Valley, on the hillside above the Mária quarry (Répáshuta Limestone).

#### ***Plate IX***

1. The southern front of the Kis-fennsík, Kőpüskő. The rock wall is built up of the Kisfennsík Limestone. In the front, the Carboniferous limestone of the Mályinka Formation is exposed on the crest.
2. The "rock-gate" at Háromkút. D. Plašienka sit on the cherty limestone, above him can see platform limestone.
3. View of the south-western end of the Bél-kő from the Hársas-tető. The nearly vertical joint surfaces represent foliation. The protruding limestone cliff is surrounded by Jurassic shales.
4. Bél-kő quarry. Haematitic limestone folded into a very narrow, pointed folds in the southern end of the eastern wall of the horizon 744 asl.
5. The south-eastern side of the Bél-kő. The shale-quarry Nr. II. exposed the nearly vertical tectonic boundary of the limestone.
6. The south-eastern wall of the Bél-kő in the shale-quarry Nr. II. Slickenslide striae can be observed on the opposite wall. The vertical banding represents schistosity. Tectonic breccia derived from Jurassic shale, and oblique slickenslide striae are visible on the wall on the left.

#### ***Plate X***

1. Rock rib of the Ablakos-kő.
2. The Upper Permian and Lower triassic limestone ribs outline the overturned southern limb of the North Bükk Anticline on the eastern side of the Leány Valley.
3. Folded Bükkfennsík Limestone (second folding phase) on the crest of the Hegyes-kő.
4. Corridor between the cliffs of the Bükkfennsík Limestone on the north-eastern side of the upper section of the Balog Miklós Valley.
5. View of the eastern side of the Odor-vár from the Oszlai-rét. The walls of the cliffs represent the steep limbs of the anticline, the ledges represent the gently-dipping limbs.
6. View of the eastern side of the Odor-vár. The Triassic limestone crops out from the Jurassic succession in an anticline with a gentle, westward axial dipping. On the left: in the section between the two limestones, the Jurassic shale forms a smaller syncline.

#### ***Plate XI***

1. Narrow fold in the foliated cherty Felsőtárkány Limestone. Road-cut on the southern side of the Középszék.
2. The steep beds of the folded Rónabükk Limestone on the north-western side of the Balog Miklós völgye (second folding phase).
3. Foliated Rónabükk Limestone on the northern side of the Rónabükk, at the 9.5 km of the forestry road going the the Nagy-fennsík. The steeply dipping shale surfaces have been folded by the second folding phase.
4. The southern side of the Sándor-hegy with the crest built up of the repeated Triassic succession.
5. View of the front of the Vörös-kő from the South.
6. The vertical rock crest of Fekete-len (folded by second folding phase).

#### ***Plate XII***

1. Detail of Lök-völgy L-1 profile. Strongly folded Répáshuta Limestone (second folding phase).
2. Kink folds of vertical axis in haematitic limestone (Répáshuta Limestone). Middle part of the Lök-völgy L-1 key section.
3. Háromkő alja, profile in the abandoned quarry near the road to Eger. The virtual alternation of the Bükkfennsík Limestone and the purplish-red Bányahegy Radiolarite is a narrow folded structure in fact.
4. Háromkő alja, profile in the abandoned quarry near the road to Eger (detail). Synchronic fold in the Bányahegy Radiolarite above Bükkfennsík Limestone.

5. Anticline in the Bányahégy Radiolarite. Schistosity steeply dips to the North. Photo was taken on the western side of the upper section of the Tölgyes-lápa, under the bend of the road to Eger.

6. Anticline in the Bányahégy Radiolarite (detail). Schistosity steeply dips to the North, a small cave was formed in the centre of the anticline. Photo was taken on the western side of the upper section of the Tölgyes-lápa, under the bend of the road to Eger.

#### ***Plate XIII***

1. Cliffs of the Bányahégy Radiolarite on the crest of the Csák-pilis. Felsőtárkány.
2. Shale deformed into narrow folds (Lökvölgy Formation) in the upper section of the Peskő Valley, under the Peskő House.
3. Tower-like rock of the Csipkéstető Radiolarite, situated 2 kms to the South of the end of the village 'Bátor', on the eastern side of the road.
4. Type section of the Bükkzsérc Limestone with the iron column showing the location of borehole Bzs-5. Bükkzsérc, The western wall of the quarry under the Patkó-sziklák (Patkó Cliffs).
5. Limestone olistostrome beds situated 1.7 kms to the South of the end of the village 'Bátor', in the abandoned quarry on the eastern side of the road.
6. Composite olistothrymma in Jurassic shale. Kavicsos kilátó (Kavicsos lookout tower).

#### ***Plate XIV***

1. Thin-section of hyaloclastite. The rims of the fragments are made up of light-brown, glass with banded structure. Borehole Szarvaskő-45, 121.0 m.
2. Thin section of a prehnite-quartz-calcite vein in basalt (+N). Borehole Szarvaskő-45, 138.0 m.
3. Thin section of gabbro with strongly corroded feldspars (+N). Borehole Szarvaskő-42, 96.8 m.
4. Thin section of gabbro with slightly banded feldspar (+N). Borehole Szarvaskő-42, 97.5 m.
5. Thin section of dolerite with chlorite spots in shale from the quarry on the western side of the Vöröskő Valley (+N).
6. Thin section of a granite pebble found at the western side of the Vöröskő Valley at the northern end of Bánya-bérc (+N, 2×).

#### ***Plate XV***

1. Szarvaskő, view of the gorge of the Eger-patak from the castle.
2. Pillow lava mass within the eastern cliff of the Szarvaskő castle.
3. Gabbro intrusion and thermally altered shale-envelope in the western wall of the Tóberc quarry.
4. Thermocontact rim of the intrusion on the western wall of the Ráiner quarry.
5. Thermocontact boundary between the basalt and the shale in the upper section of the Mellér valley, along the road at the southern foot of the Kerek-hegy going to the west from the curve of the bulldozer road (thin section).
6. Photomicrograph of zonal carbonate rhombohedrons of siderite-rhodochrosite composition. Borehole Bátor-2, 141.7 m.

#### ***Plate XVI***

1. Gravel quarry at Szöllőske (1986).
2. Limonite banding reminds of folded pseudobedding. Gravel quarry at Szöllőske 3rd level.
3. Type locality of the Egyházasgerge Fm, Égeralja Gravel Mb, Dédestapolcsány gravel quarry.
4. Upper Permian limestone bored by clams. Nagyvisnyó, tsz quarry.
5. Abandoned tuff quarry South-east of Felnémet, tributary valley North from the Bajusz Valley. Pumiceous, rhyolite tuff with lapilli.
6. Cross-bedded sand with rhyolite tuff clasts. Felsőtárkány, the western end of the upper row of wine cellars of the Ór-hegy.
7. Abandoned tuff quarry South-east of Felnémet, near the road to the Bajusz Valley. A small fault can be observed in the section, which represents several explosions.

#### ***Plate XVII***

1. Plateau built up of rhyolite ignimbrite Northeast of Latorvár at Sály (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm, Kisgyőr Ignimbrite Mb).
2. Loose, airborn rhyolite tuff (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm), overlaid by rhyolite ignimbrite beds (Kisgyőr Ignimbrite Member). Kács, Poklos.
3. Ignimbrite (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm, Kisgyőr Ignimbrite Mb). Cserépfalu, Túr bucka.
4. "Beehive stones" in airborn, pumiceous rhyolite tuff (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm). Eger, Czakó-tető.
5. Tower-like beehive stone (Pumiceous airborn rhyolite tuff (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm). Cserépfalu, Mész-hegy.
6. Pumiceous airborn rhyolite tuff (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Formation). Noszvaj, Thummerer pince.
7. Abandoned homes and stables in pumiceous airborn rhyolite tuff (Gyulakeszi Rhyolite Tuff Fm). Tibolddaróc, Kóhodály.

#### ***Plate XVIII***

1. Reddish-purple dacite ignimbrite (Tar Dacite Tuff Fm, Bogács Ignimbrite Mb) overlaid by re-deposited accretionary rhyolite tuff (Harsány Rhyolite Tuff Formation). Tard, Bábászék.

2. Pale-pink dacite ignimbrite bed (Tar Dacite Tuff Fm, Bogács Ignimbrite Mb) overlaid by accretionary rhyolite tuff-tuffite showing mud-flow structure, (Harsány Rhyolite Tuff Fm). Tibolddaróc, the northwestern end of the village.

3. Well-workable, durable reddish dacite ignimbrite (Tar Dacite Tuff Fm). Szomolya, the entrance of the graveyard, the statue of St. John of Nepomuk from 1860. The rock is derived from Ispán Hill at Szomolya.

4. Purplish-grey dacite ignimbrite, thick-bedded at the lower part and weathered at the top. (Tar Dacite Tuff Fm, Bogács Ignimbrite Mb). Szomolya, Ispán-hegy.

5. The hard, durable accretionary rhyolite tuffite directly overlying the dacite ignimbrite (Harsány Rhyolite Tuff Formation). West of Bogács, Kerékkötő-hegy.

6. Pumiceous, airborne rhyolite tuff overlaid by bedded, re-deposited rhyolite tuff and diatomaceous tuffite, (Harsány Rhyolite Tuff Fm). Eger, Kőporos, Csordakút tavern.

#### **Plate XIX**

1. Sarmatian-Pannonian paludal sediments overlying the eroded surface of the Sarmatian sand, with Pleistocene-Holocene talus above them. Felsőtárkány Tágos dűlő.

2. Pleistocene terrace gravel affected by small fault. The southern row of wine cellars in the eastern part of Felnémet 03/10/2002.

3. Polygonally cracked tuffite surface (tundra phenomenon?). Felnémet. Ridge starting from the mouth of the Pásztor Valley towards the North-west.

4. Ice wedges filled with coarse-grained, pebbly sand. The southern wall of the uppermost horizon (8) in the Szöllőske gravel quarry

5. Perforated rock in the gorge of the István-hegyi-lápa.

6. Karr surface due to the impact of rain and roots in the Bükkfennsík Limestone. Kő-hát-alja.

#### **Plate XX**

1. Cross section of a small cave with a creek flowing through in the cut of the forestry road in the northern side of the Gerenna-vár. The cave is filled with red clayey sediments.

2. The western side of the lower section of the Hór Valley with the entrance of the Subalyuk Cave.

3. Row of dolines in the upper section of the Lusta Valley.

4. Row of dolines North of the Mohos Doline.

5. The undulating surface of Nagy-mező. In the middle the alluvial fan of a valley, descending from the North, can be seen. Prehistoric grave (?) in the cut of the road to level 380 asl of the Berva Quarry Karr surface due to the impact of rain and roots in the Bükkfennsík Limestone. Kő-hát-alja.

#### **Plate XXI**

1. The sink-hole at Nagy-mező.

2. Green water dyed with fluorescein in the lake of the Szikla Spring of the Szalajka Valley (1991).

3. The north-western side of the Bél-kő with the Gyári-tó (the lake of the local factory) in the front. The stepped north-western wall of the quarry shows nearly horizontal lineation, representing the bedding, and nearly vertical foliation.

4. Flood at the Szinva Spring (photo: L. Sásdi).

5. The sink-hole at Létrás (photo: L. Sásdi).

6. Gyula Spring.

#### **Plate XXII**

1. The cave of the periodic spring 'Imó' 01/05/1999.

2. Periodic spring "Vörös-kő-felső" 30/04/1999.

3-4. Periodic spring "Vörös-kő-alsó" 30/04/1999.

5. Periodic spring of the Fekete-lén 01/05/1999.

6. Adit of the Garadna Spring (photo: L. Sásdi).

**Plate XXIII.** Relief map of the Mátra-Bükk area (DTP by L. Róth).

**Plate XXIV.** Geological map of the western part of Tapolcsány Subunit, on the two sides of the southern section of Csernely Valley (Compiled by S. Kovács, legend see Plate XXVI.).

The Nekézseny Fault is displaced here by a sinistral smaller strike slip, on the SE side of which Lower Triassic formations of the Bükk Mts occur.-

**Plate XXV.** Geological map of the northern part of Lázberc Subunit of Uppony Mts, contact of the Uppony Palaeozoic with the south-western extension of Rudabánya iron ore range (Compiled by S. Kovács, legend see Plate XXVI.).

Figure 4 shows the geological section of the eastern side of Csernely Valley gorge, between boreholes U-12 and U-11, with 2× overheightening.

**Plate XXVI.** Geological map of the western part of Lázberc Subunit in the range of Kőrözsza-tető–Zsinnye and legend to the Uppony geological maps. (Compiled by S. Kovács).

The map shows the relationship of the Abod Limestone with volcanic influence and of the syngenetic basic volcanics (Zsinnye Metabasalt Mb). a = on the surface, b = in debris, c = covered, 1 – <sup>1</sup>O<sub>3</sub> Rágyincsvölgy Sandstone Fm, 2 – <sup>2</sup>O<sub>3</sub> Csernelylvölgy Sandstone Fm, 3 – <sup>3</sup>S–D<sub>1</sub><sup>3</sup> Tapolcsány Fm lydite, siliceous shale, 4 – <sup>4</sup>S–D<sub>1</sub><sup>4</sup> Tapolcsány Fm clay shale, 5 – <sup>5</sup>shD<sub>1,2</sub><sup>5</sup> Strázsahegy Fm metabasalt, "schalstein", 6 – <sup>6</sup>shD<sub>1,2</sub><sup>6</sup> Strázsahegy Fm olistostrome, 7 – <sup>7</sup>D<sub>2,3</sub> Uppony Limestone, 8 – <sup>8</sup>D<sub>3</sub> Abod Limestone Fm limestone „cippolino", 9 – <sup>9</sup>D<sub>3</sub> Abod Limestone Fm Zsinnye Metabasalt Mb metabasalt „schalstein", 10 – <sup>10</sup>D<sub>3</sub> Abod Limestone Fm clay shale, tuffite, 11 – <sup>11</sup>C<sub>1</sub> Dedevár Limestone, 12 – <sup>12</sup>C Lázberc Fm limestone, 13 – <sup>13</sup>C Lázberc Fm clay shale, subordinately marl shale and sandstone, 14 – <sup>14</sup>C Éleskő Fm, 15 – <sup>15</sup>dC Derennek Fm, 16 – ferruginous metasomatite, 17 – <sup>17</sup>T<sub>2</sub><sup>17</sup>, <sup>18</sup>T<sub>2</sub><sup>18</sup> Rudabánya-type Triassic ore-bearing beds, Gutenstein Dolomite, Steinalm Dolomite, 18 – <sup>18</sup>T<sub>1</sub>, <sup>19</sup>T<sub>1</sub> Bükk-type Lower Triassic (Gerennavár Limestone, Ablakoskővölgy Sandstone), 19 – <sup>19</sup>K<sub>3</sub> Nekézseny Conglomerate Fm, 20 – Mk Miocene conglomerate built up of Rudabánya-type (Bódva Unit) pebbles, 21 – Pa<sup>b</sup> Pannonian basal sediments (quartz pebbles, ferruginous sandstone), 22 – Neogene-Quaternary in general, 23 – Q<sup>e</sup> slide blocks from Lázberc Fm, 24 – fault, 25 – normal fault, 26 – reverse fault, imbricate, 27 – strike-slip fault, 28 – dip of stratification with increasing angle, 29 – dip of foliation with increasing angle, 30 – fold axis, 31 – oblique drilling, 32 – borehole

**Plate XXVII.** Geological map of the eastern part of Tapolcsány Subunit of Uppony Mts, bounded by the Lipóc and Nekézseny fault of sinistral? trike slip character (Compiled by S. Kovács, legend see Plate XXVI.).

**Plate XXVIII.** Geological map of the vicinity of the Bánya-hegy (Bánya Hill) Compiled by P. Pelikán.

a = on the surface, b = covered, 1 – <sup>1</sup>C Szilvásvárad Formation, 2 – <sup>2</sup>C Mályinka Formation, 3 – <sup>3</sup>C Mályinka Formation Kapubérc Limestone Member, 4 – <sup>4</sup>P Szentlélek Formation Farkasnyak Sandstone Member, 5 – <sup>5</sup>P Szentlélek Formation Garadnavölgy Member, 6 – <sup>6</sup>P Nagyvisnyó Limestone Formation, 7 – <sup>7</sup>T Gerennavár Limestone Formation, 8 – <sup>8</sup>T Ablakoskővölgy Formation Ablakoskővölgy Sandstone Member, 9 – <sup>9</sup>T Ablakoskővölgy Formation Lillafüred Limestone Member, 10 – <sup>10</sup>T Ablakoskővölgy Formation Savósvölgy Marl Member, 11 – <sup>11</sup>T Hámor Dolomite Formation, 12 – <sup>12</sup>shT Szentistvánhegy Metaandesite Formation, 13 – <sup>13</sup>T Fehérkő Limestone Formation, 14 – <sup>14</sup>T Bükkfennsík Limestone Formation, 15 – <sup>15</sup>shT Répáshuta Limestone Formation, 16 – <sup>16</sup>shT Szinva Metabasalt Formation, 17 – <sup>17</sup>T Felsőtárkány Formation Rónabükk Limestone Member, 18 – <sup>18</sup>J Bányahegy Radiolarite Formation; 19 – <sup>19</sup>J Lökvölgy Formation; 20 – <sup>20</sup>J Oldalvölgy Formation, 21 – <sup>21</sup>J Vaskapu Sandstone Formation, 22 – <sup>22</sup>J Csipkés-tető Radiolarite Formation, 23 – <sup>23</sup>J Rocska-völgy Formation, 24 – <sup>24</sup>shJ Bükkzsérc Limestone Formation, 25 – <sup>25</sup>J Szarvaskő Basalt Formation; 26 – <sup>26</sup>J Tardos Gabbro Formation; 27 – s landslide; 28 – pd proluvial-deluvial deposits; 29 – <sup>29</sup>f<sup>m</sup> travertine 30 – f alluvium; 31 – af anthropogeneous deposits (mound fortress); 32 – reverse fault; 33 – strike-slip fault; 34 – fault; 35 – borehole location; 36 – dipping direction; 37 – direction of foliation; 38 – key section; 39 – normal contact between formations; 40 – geological profile (see Figure 43)

**Plate XXIX.** Geological map of the area between Gerennavár and Istállóskő (Compiled by P. Pelikán, legend see on Plate XXVIII).

**Plate XXX.** Geological map of the area between the Szalajka Valley and the Bácsó Valley (Compiled by P. Pelikán, legend see on Plate XXVIII).

**Plate XXXI.** Geological map of the western margin of the Nagy-fennsík (Great Plateau) Compiled by P. Pelikán, legend see on Plate XXVIII.

**Plate XXXII.** Hydrogeological map of the Bükk Mountains.

*Water transmissibility:* A = very high, B = high, C = medium, D = low, E = impermeable rocks. *Lithological legend:* a = limestone, b = cherty limestone, c = dolomite, d = clay shale, e = sandstone, f = conglomerate, g = marl, h = radiolarite, i = acidic volcanic rocks, j = basic volcanic rocks, k = clayey pebble, l = Oligocene-Miocene formations of marginal facies. *Tectonic legend:* 1 – fault, 2 – overthrust, 3 – anticline, 4 – syncline, 5 – nappe boundary, 6 – strike-slip fault

## Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ GY., RÓNAI A. 1975: *Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIII. Miskolc.* — Magyar Állami Földtani Intézet, 277 p., Budapest.
- ANDREÁNSZKY, G. 1955a: Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn I. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 6, pp. 37–50, Budapest.
- ANDREÁNSZKY G. 1955b: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák éghajlata (Die Klimate der ungarischen Tertiärfloren). — In ANDREÁNSZKY G., S. KOVÁCS É. (szerk.): A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ökológiája. (Gliederung und Ökologie der jüngeren Tertiärfloren Ungarns.) — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 44 (1), pp. 88–108, 209–231.
- ANDREÁNSZKY, G. 1956: Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn II. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 7, pp. 221–229, Budapest.
- ANDREÁNSZKY, G. 1957: Neue und interessante tertiäre Pflanzenarten aus Ungarn III. — *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici* 8, pp. 43–45, Budapest.
- ANDREÁNSZKY, G. 1959a: Contributions à la connaissance de la flore de l'oligocène inférieur de la Hongrie et un essai sur la reconstruction de la Hongrie contemporaine. — *Acta Botanica* 5 (1–2), pp. 1–37, Budapest.
- ANDREÁNSZKY, G. 1959b: *Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 360 p.
- AUJESZKY G., SCHEUER GY. 1980: A felsőtárkányi Lök-völgy karsztvizkutatásának vízföldtani eredményei. — *Hidrologiai Tájékoztató* 1980. október, pp. 30–32.
- ÁRKAI, P. 1973: Pumpellyite-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanogenic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 17 (1–3), pp. 67–83, Budapest.
- ÁRKAI P. 1982: Jelentés „A Bükk, Rudabányai-, Upponyi- és Szendrői-hegységben kijelölt paleozóos és mezozóos alapszelvények összehasonlító ásvány-kőzettani jellegei” témakörben a Kmb. 63/G/1982. GKL sz., ill. 3546/82. MÁFI sz. kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 11211, 73 p.
- ÁRKAI, P. 1983: Very low- and low-grade Alpin metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic Formations of the Bükkium, NE-Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 26 (1–2), pp. 83–101, Budapest.
- ÁRKAI, P., BALOGH, KAD., DUNKL, I. 1995: Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, innermost West Carpathians, Hungary. — *Geologische Rundschau* 84, pp. 334–344.
- ÁRKAI, P., HORVÁTH, Z. A., TÓTH, M. 1981: Transitional very low and low grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony Mountains, NE-Hungary: Mineral assemblages, illite-crystallinity,  $b_0$  and vitrinite reflectance data. — *Acta Geologica Hungarica* 24 (2–4), pp. 265–294, Budapest.
- ÁRVÁNE SÓS E., BALOGH KAD., RAVASZNE BARANYAI L., RAVASZ Cs. 1987: Mezozóos magmás kőzetek K/Ar kora Magyarország egyes területein (K/Ar dates of Mesozoic igneous rocks in some areas of Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1985. évről*, pp. 295–307, Budapest.
- BALLA Z. 1983: A szarvaskői sziniform rétegsora és tektonikája (Stratigraphy and tectonics of the Szarvaskő synform, Bükk Mts., North Hungary). — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1982. évi jelentése*, pp. 42–65, Budapest.
- BALLA Z., BAKSA Cs., FÖLDESSY J., HAVAS L., SZABÓ I. 1981: Mezozóos litoszféra-maradványok a Bükk-hegység délnyugati részén (Mesozoic oceanic lithosphere remnants in the southwestern part of the Bükk Mountains (North Hungary). — *Általános Földtani Szemle* 16, pp. 35–87, Budapest.
- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L., HORVÁTH Á. 1986: A tarkói fennsíkperem és-előtér (DNy-Bükk) geológiája. — *A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1985. évi jelentése*, pp. 37–51, Budapest.
- BALOGH K. 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. — *Földtani Közlöny* 80 (7–9), pp. 231–237, Budapest.
- BALOGH K. 1951: Hámor környékének triász rétegei (Les couches triasiques des environs de Hámor). — *Földtani Közlöny* 81 (4–6), pp. 131–136, Budapest.
- BALOGH K. 1954: Répáshuta környékének földtani vizsgálata (Recherches géologiques dans les environs de Répáshuta). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1952. évről*, pp. 13–23, Budapest.
- BALOGH K. 1963: *A Bükkhegység és környékének földtani térképe 1:100 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- BALOGH K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei (Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 48 (2), 719 p, Budapest.
- BALOGH K. 1980: A magyarországi triász korrelációja — *Általános Földtani Szemle* 15, pp. 5–67, Budapest.
- BALOGH, K. 1981: Correlation of the hungarian Triassic. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 24 (1), pp. 3–48.
- BALOGH, K., KOZUR, H., PELIKÁN, P. 1984: Die Deckenstruktur des Bükkgebirges. — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 13 (3), pp. 89–96.

- BALOGH K., PANTÓ G. 1954: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén (Recherches géologiques dans les environs de Nekézseny). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1953. évről I*, pp. 17–27, Budapest.
- BALOGH K., RÓNAI A. 1962: *L-34-III. Eger. Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat*. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- BALOGH K., RÓNAI A. 1963: *M-34-XXXIII. Miskolc. Magyarország földtani térképe, 200 000-es sorozat*. – A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa.
- BALOGH K., RÓNAI A. 1965: *Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L-34-III. Eger*. – A Magyar Állami Földtani Intézet. 173 p, Budapest.
- BARÁZ Cs. 2000: *Kaptárkövek. Szakrális kömlékek a Bükkalján*. – Kiadja a Kaptárkő Közművelődési és Tájékoztatói Egyesület, Eger. 68 p.
- BARÁZ Cs. 2002: Kaptárkövek a Bükkalján. – In BARÁZ Cs. (szerk): *A Bükk Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. pp. 365–378, Eger.
- BÁLDI, T. 1973: *Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian)*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsó-miocén formációk*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 293 p.
- BÁLDI, T., HORVÁTH, M., NAGYMAROSY, A., VARGA, P. 1984: The Eocene-Oligocene boundary in Hungary. – *Acta Geologica Hungarica*, 27 (1–2), pp. 41–65, Budapest.
- BÁLDI, T., LESS, Gy., MANDIC, O. 1999: Some new aspects of the lower boundary of the stage Egerian (Oligocene, chronostratigraphic scale of the Paratethys area). – *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt* 56 (2), pp. 653–668, Wien.
- BÁLDI, T., RADÓCZ, Gy. 1971: Die Stratigraphie der Egerien und Eggenburgien Schichten zwischen Bretka und Eger. – *Földtani Közlemény*, 101 (2–3), pp. 130–159, Budapest.
- BÁLDI, T., SENES, J. (eds) 1975: *Chronostratigraphie und Neostatotypen, 5, Miozæn OM - Egerian*. – Veda, Bratislava, 576 p.
- BÁLDI T., SZTANÓ O. 2000a: Gravitációs tömegmozgásos fűrészek és a vízmélység változásai a Bükk tengeri oligocén rétegeiben (Gravity mass movements and palaeobathymetric changes in the marine Oligocene deposits of the Bükk Mts.). – *Földtani Közlemény*, 130 (3), pp. 451–597, Budapest.
- BÁLDI T., SZTANÓ O. 2000b: Gravitációs tömegmozgások a Darnó zóna tengeri oligo-miocén üledékeiben: a Dubicsány-31 fűrés értékelése (Gravity mass movements in the Oligo-Miocene deposits of the Darnó Zone: a study based on Dubicsány-31 well). – *Földtani Közlemény* 130 (4), pp. 673–694, Budapest.
- BÁLDI-BEKE, M. 1984: The nannoplankton of the Transdanubian Paleogene formations. – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 43, 307 p, Budapest.
- BÁLDI-BEKE, M. 1989: B-1 Eger, Wind's brickyard. – In KECSKEMÉTI, T. (ed.): *Guidebook. XXIst European Micropaleontological Colloquium. 4-13. 09. 1989. Hungary*, pp. 87–101, Hungarian Geological Society, Budapest.
- BÁLDI-BEKE, M., HORVÁTH, M., LESS, Gy. 1989: B-3 Novaj, Nyárjas-Hill. – In KECSKEMÉTI, T. (ed.): *Guidebook. XXIst European Micropaleontological Colloquium. 4-13. 09. 1989. Hungary*, pp. 114–117, Hungarian Geological Society, Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1978c: Tengeri felsőperm üledékek Budapesttől DK-re a Sári-2. sz. szénhidrogénkutató fűrésben (Upper Permian marine sediments in hydrocarbon exploring borehole Sári-2, southeast of Budapest (Hungary)). – *Földtani Közlemény* 108 (3), pp. 313–327, Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1986: A verpeléti (É-Magyarország) perm-triász kifejlődésének mikrofaunája (Microfauna of Permian-Triassic deposits at Vepelét (N Hungary)). – *Földtani Közlemény* 116 (2), pp. 161–172, Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1999: Bükkzsérci (Észak-Magyarország) jura rétegsorok sztratigráfiai eredményei foraminiferák alapján (Foraminiferal stratigraphy of Jurassic beds in Bükkzsérc, N-Hungary). – *Földtani Közlemény*, 129 (3), pp. 363–392, Budapest.
- BÉRCZINÉ MAKK A., PELIKÁN P. 1984: Jura képződmények a Bükk hegységéből (Jurassic formations from the Bükk Mountains). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről*, pp. 137–166, Budapest.
- BÉRCZ-MAKK, A., CSONTOS, L., PELIKÁN, P. 1995: Data on the (Upper Permian) Foraminifera fauna of the Nagyvisnyó Limestone Formation from borehole Mályinka-8 (Northern Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 38 (3), pp. 185–250, Budapest.
- BOSELLINI, A., MASETTI, D., SARTI, M. 1981: The Vajont Limestone: an oolitic deep sea fan, Middle Jurassic, Venetian Alps. – In RICCI LUCCHI F. [ed]: *Excursion Guidebook with contributions on sedimentology of some Italian basins. 2nd European Regional Meeting, Bologna*, pp. 307–342.
- BÖCKH, J. 1867: Die geologischen Verhältnisse des Bükk-Gebirges und der angrenzender Vorberge (Bericht über die Aufnahme im Sommer 1866). – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt* 17 (2), pp. 225–242, Wien.
- BREZSNYÁNSZKY K., HAAS J. 1984: A szenon nekézsenyi konglomerátum formáció sztratotípus szelvényének szedimentológiai és tektonikai vizsgálata (The Nekézseny Conglomerate Formation of Senonian age: a sedimentological and tectonic study of the stratotype section). – *Földtani Közlemény* 114 (1), pp. 81–100, Budapest.
- BROGLIO LORIGA, C., GÓCZÁN, F., HAAS, J., LENNER, K., NERI, C., ORAVECZ SCHEFFER, A., POSENATO, R., SZABÓ, I., TÓTH MAKK, Á. 1990: The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. – *Memorie di Scienze Geologiche* 42, pp. 41–103, Padova.
- CAHUZAC, B., POIGNANT, A. 1997: Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans le bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. – *Bull. Soc. géol. France*, 168 (2), pp. 155–169.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, P. L., SELLI, L., SIMBOLI, G. 1988: The Middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. – *Tectonophysics* 146, pp. 79–89, Amsterdam.
- CHIKÁN G. 1976: Az Eger-tihaméri miocén diatomás képződmények vizsgálata. – *Földtani Közlemény* 106 (2), pp. 127–142, Budapest.
- CLIFTON, H. E., BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J. 1985: Lithological characteristics and paleogeographic significance of resedimented conglomerate of Late Cretaceous age in Northern Hungary. – *Geophysical Transactions* 31 (1–3), pp. 131–155.
- CURRAY, J. R., MOORE, D. G., KELTS, K., EINSELE, G. 1979: Tectonics and geological history of the passive continental margin at the tip of Baja California. – *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 64 (2), pp. 1089–1116.
- CZIFFERY-SZILÁGYI, G. 1967: Contributions à l'étude de la flore helvétienne des environs d'Eger (Hongrie septentrionale). – *Annales Historico-Naturales Musei Nationalis Hungarici. Pars Mineralogica et Palaeontologica* 59, pp. 45–51.
- CSÁSZAR, G. (ed.) 1997: *Basic Lithostratigraphic Units of Hungary. Charts and short descriptions*. – *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei. Táblázatok és rövid leírások*. – A Magyar Állami Földtani Intézet Kiadványa, Budapest, 114 p.
- CSÍKY G. 1961: Az észak-magyarországi szénhidrogénkutatások kőolajföldtani eredményei (Oil geological results of prospecting for oil and gas in North Hungary). – *Földtani Közlemény* 91(2), pp. 95–120, Budapest.



- CSONTOS, L. 1988: *Étude géologique d'une portion des Carpathes Internes: le massif du Bükk (Nord-est de la Hongrie)*. – Thèse de Doctorat Université de Lille, No. 250. 327 p.
- CSONTOS L. 1999: A Bükk hegység szerkezetének főbb vonásai (Structural outline of the Bükk (N Hungary). – *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 611–651, Budapest.
- CSONTOS L. 2000: A Bükk hegység mezozoos rétegtani újraértékelése (Stratigraphic reevaluation of the Bükk Mts (N. Hungary). – *Földtani Közöny* 130 (1), pp. 95–131, Budapest.
- CSONTOS L., DOSZTÁLY L., PELIKÁN P. 1991a.: Radioláriák a Bükk-hegységből (Radiolarians from the Bükk Mts.). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 357–381, Budapest.
- CSONTOS L., BÉRCZINÉ MAKK A., THIEBAULT, F. 1991b: Újabb Foraminifera-leletek a Déli-Bükkből (Contributions to Foraminiferal fossils from the S part of the Bükk Mts). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989. évről*, pp. 383–409.
- CSONTOSNÉ KIS K., PELIKÁN P. 1990: Bükk, Nagyvisnyó, Bálvány-Észak, Nagyvisnyói Mészke Formáció, Gerennavári Mészke Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 136, MÁFI Kiadvány, 5 p.
- DÁVID Á. 2001: Egri korú abráziós térszín a Bükkben. – 4. *Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Pécsvárad, 2001. május 4-5*, pp. 10–11, Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztálya, Budapest.
- DEÁK, J. 1989: Dating the thermal waters in the Eger area. – *10<sup>th</sup> International Congress of Speleology. Budapest*, pp. 570–572.
- DE WEWER, P. 1984: Triassic radiolarians from the Darnó area (Hungary). – *Acta Geologica Hungarica* 27 (3), pp. 295–306.
- DOBOSI, G. 1986: Clinopyroxene composition of some Mesozoic igneous rocks of Hungary: The possibility of identification of their magma type and tectonic setting. – *Ofioliti* 11 (1), pp. 19–34.
- DOSZTÁLY L. 1996: A Felsőtárkány–7. sz. fúrás radiolária vizsgálata. – *Kézirat*, OFGA
- DROOGER, C. W. 1961: Miogypsina in Hungary. – *Proc. Kon. Ned. Ak. Wet., B*, 64, pp. 417–427, Amsterdam.
- DUNKL I., ÁRKAI P., BALOGH KAD., CSONTOS L., NAGY G. 1994: A hőtörténet modellezése fission track adatok felhasználásával – A Bükk-hegység kiemelkedéstörténete (Thermal modelling based on apatite fission track dating: the uplift history of the Bükk Mts. Inner Western Carpathians, Hungary). – *Földtani Közöny* 124 (1), pp. 1–24, Budapest.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB, H. P. 1991: Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der Sedimentären fossilführenden Vorkommen. – In LOBITZER, H., CSÁSZÁR, G. [eds]: *Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn*. Teil 1, pp. 263–294. Wien.
- EBNER, F., KOVÁCS S., SCHÖNLAUB, H. P. 1997: A Szendrői- és Upponyi-hegység paleozoikumának összehasonlítása a Karni-Alpok–Déli-Karavankák paleozoikumával és a grazi-paleozoikummal. – In HAAS J. (szerk): *Fülöp József emlékkönyv*. pp. 157–177. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- EBNER, F., KOVÁCS, S., SCHÖNLAUB, H. P. 1998: Stratigraphic and facial correlation of the Szendrő-Uppony Paleozoic (NE Hungary) with the Carnic Alps–South Karawanken Mts. and Graz Paleozoic (Southern Alps and Central Eastern Alps); some paleogeographic implications. – *Acta Geologica Hungarica*. 41 (4), pp. 355–388.
- EMSZT K. 1912: Jelentés a m. k. Földtani Intézet chemiai laboratóriumának 1911. évi működéséről. – *A magyar kir. Földtani Intézet évi jelentése 1911-ről*, pp. 203–222.
- EMSZT, K. 1913: Bericht über die Tätigkeit des Chemischen Laboratoriums der kgl. ungar. Geologischen Reichsanstalt im Jahre 1911. – *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1911*, pp. 236–243. (225–245.)
- ERWIN, D. H. 1994: The Permo-Triassic extinction. – *Nature*, 367, pp. 231–236.
- ETTINGSHAUSEN C. v. 1854: Fossile Pflanzen nächst Erlau. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* 5 (1). – Sitzungen de k.k. geologischen Reichsanstalt 211. Wien.
- FILIPOVIĆ, I., JOVANOVIĆ, D., SUDAR, M., PELIKÁN, P., KOVÁCS, S., LESS, GY., HIPS, K. 2003: Comparison of the Variscan – Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and “Bükkium” (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. – *Slovak Geological Magazine* 9 (1), pp. 23–40.
- FLÜGEL, E., VELLEDETS, F., SENOVBARÝ-DARYAN, B., RIEDEL, P. 1992: Rifforganismen aus „Wettersteinkalken” (karn?) des Bükk-Gebirges, Ungarn. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* 18, pp. 35–62.
- FORIÁN-SZABÓ, M., CSONTOS, L. 2002: Tectonic structure of the Kis-fennsík area (Bükk Mountains, NE Hungary) – *Geologica Carpathica* 53 (4), pp. 223–234, Bratislava.
- FRIDÉLNÉ MATYÓK I. 1990: Bükk, Cserépfalu, Hór-völgy, Felsőtárkányi Mészke Formáció – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 137. MÁFI Kiadvány, 5 p.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GLENDINGER, W., PAROW, A., KEPPLER, F. 1982: Palaeography of the M. Cernerá - Piz del Corvo area (Dolomies/Italy) during the Upper-Anisian and Ladinian. – *Geologica Romana* 21, pp. 217–234, Roma.
- GNOLI, M., KOVÁCS S. 1992: Magyarország legidősebb makrofossziliái: szilur orthocon Nautiloideák az Upponyi hegységi Strázsahegyéről (The oldest megafossils of Hungary: Silurian orthocone nautiloids from Strázsahill, Uppony Mts, NE Hungary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1990. évről*, pp. 386–393.
- GYALOG L. (szerk.) 1996: A földtani térképek jelkulcsa és a rétegtani egységek rövid leírása. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Alkalmi kiadványa* 187, 171 p.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., PRAKFAI P., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatbázisrendszerének építése” című szerződés teljesítéséről az Északi-középhegység területén. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.
- GYALOG L., TURCZI G., TULLNER T., BUDAI T., KÖRPA L., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PRAKFAI P., SELMECZI I., TÓTHNÉ MAKK Á., VETŐ I. 2001: Jelentés „A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének készítése” című szerződés teljesítéséről a Vác-Balassagyarmat és Eger területeken. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár –MÁFI, Budapest.
- HAAS J. (szerk.) 1995: *Magyarország litozstratigráfiai alapegységei. Triász.* – Magyar Állami Földtani Intézet Kiadása, Budapest, 278 p.
- HAAS J. (szerk.) 2004: *Magyarország geológiája. Triász.* – Eötvös Kiadó, Budapest, 384 p.
- HAAS, J. (ed.), HÁMOR, G., JÁMBOR, Á., KOVÁCS, D., NAGYMAROSI, A., SZEDERKÉNYI, T. 2001: *Geology of Hungary*. – Eötvös University Press, 317 p.

- HABLY L., BÁLDI T., NAGYMAROSY A. 1999: Noszvaj, Kiseged. Eocén-oligocén rétegsor. – 2. *Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Noszvaj, 1999. május 7-8*, pp. 22-25, Magyarhoni Földtani Társulat Őslénytani-Rétegtani Szakosztálya, Budapest.
- HAJÓS M. 1986: A magyarországi diatomás képződmények rétegtana (Stratigraphy of Hungary's miocene diatomaceous earth deposits). – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 49, pp. 1-339.
- HAJÓS M., RADÓCZ GY. 1971: Diatomás rétegek a Bükkaljai alsópannonból (Diatomaceaführende Sichten im Unterpannon von Bükkalja, Vorland des Bükk-Gebirges). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1969. évről*, pp. 271-297.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. – *S.E.P.M. Spec. Publ.* 42, pp. 71-108.
- HARANGI, SZ., SZABÓ, CS., JÓZSA, S., SZOLDÁN, ZS. 1996: Mesozoic Igneous Suites in Hungary: Implications for Genesis and Tectonic Setting in the Northwestern Part of Tethys. – *International Geology Review* 38, pp. 336-360.
- HARANGI, SZ., LUKÁCS, R., SZABÓ, ZS., KARÁTSÓN, D. 2000: The Miocene Bükkalja ignimbrite volcanic field, northern Hungary: Volcanology, mineralogy, petrology and geochemistry. – *Vijesti Hrvatskoga Geološkog Društva* 37 (3), special Issue, p. 51.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C., VAIL, P. R. (eds.) 1998: Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. – *SEPM (Society of Sedimentary Geology), Special Publication* 60, Boulder, Col.
- HAUER, F. 1866: Berichte der Herren Geologen aus ihren Aufnahmsgebieten – Herr Dr. Stache... – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* 16 (3), pp. 108-109. Wien.
- HAUER, K. 1863: *Die wichtigeren Eisenerz-Vorkommen in der österreichischer Monarchie und ihr Metallgehalt*. – Wien, 187 p.
- HÁMOR G., RAVASZ-NÉ BARANYAI L., BALOGH KAD., ÁRVÁ-NÉ SÓS E. 1980: A magyarországi miocén riolittufa-szintek radiometrikus kora (Radiometric age of the Miocene rhyolite tuffs in Hungary). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1978. évről*, pp. 65-73.
- HÁMOR, G., RAVASZ-BARANYAI, L., HALMAI, J., BALOGH, KAD., ÁRVA-SÓS, E. 1987: Dating of Miocene acid and intermediate volcanic activity in Hungary. – In *Proceedings of the VIIIth RCMNS Congress. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 70, pp. 149-154.
- HEGEDŰS GY. 1962: Magyarországi oligocén korallok (Coralliaires oligocènes de la Hongrie). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1959. évről*, pp. 231-261, Budapest.
- HERMANN M. 1952: A Bükk hegység fiatal harmadkori magmás kőzetei és tufái. – *Ann. Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. Ser. Nova* 3, pp. 5-26.
- HEVESI A. 1972: Forrásmész-kő képződés a Bükkben (Formation of the travertin in the montagne de Bükk). – *Földrajzi Értesítő* 21 (2-3), pp. 187-205.
- HEVESI A. 2002a: A Bükk hegység földrajzi helyzete, kialakulása, éghajlata. – In BARÁZ Cs. (szerk): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. pp. 15-22. Eger.
- HEVESI A. 2002b: Fejlődéstörténet II. Felszínfejlődés. – In BARÁZ Cs. (szerk): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. pp. 15-22. Eger.
- HÍR J. 1989: Rétegzonosító ásatás a Körös-barlangban (Layer identifying excavation in the Körös Cave). – *Karszt- és Barlang* 1988 (II), pp. 75-78. Budapest
- HIPS, K., PELIKÁN, P. 2002: Lower Triassic shallow marine succession in the Bükk Mountains, NE Hungary. – *Geologica Carpathica* 53 (6), 1-17, Bratislava.
- IVANCSICS J., KISHÁZI P. 1983: Litosztratigráfiai alapszelvény vizsgálatok Upponyi-hegységi szilur- és karbon képződményekben. – *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár*, T:12256. 54 p.
- IZÁPY G., MAUCHA L. 1992: A Bükk-hegység vízháztartási viszonyai. – In Lénárt L.: *A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia kiadványa*. I, pp. 131-141.
- IZÁPY G., SÁRVÁRY I. 1993a: *Tájékoztató a magyarországi karsztos termálvízelőfordulások állapotáról. Miskolc-tapolca*. – Vituki kiadvány, 11 p.
- IZÁPY G., SÁRVÁRY I. 1993b: *Tájékoztató a magyarországi karsztos termálvízelőfordulások állapotáról. Eger*. – Vituki kiadvány, 11 p.
- JANKOVICH I. 1969: Alsópannon fauna Ostorosról (Eine unterpannonische Fauna von Ostoros). – *Földtani Közöny* 99 (1), pp. 81-90.
- JÁMBOR Á. 1959a: A Bükk hegységi Kis-fennsík földtani újrávizsgálata (Relevé géologique du plateau Kiszfennsík, dans la Montagne Bükk). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1955-1956 évről*, pp. 103-122.
- JÁMBOR Á. 1959b: A Bükk-fennsík pleisztocén „vályog” képződményei (Les formations de „limon” pleistocène du plateau de la montagne Bükk). – *Földtani Közöny* 89 (2), pp. 181-184.
- JÁMBOR Á. 1961: A Szilvásvárától DK-re levő terület felépítése [Géologie du territoire situé au SE de Szilvásvár (Montagne Bükk, Hongrie du Nord)]. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1957-1958 évről*, pp. 89-102.
- JÁMBOR-KNESS M. 1988: Les grands Foraminifères éocènes de la Hongrie. – *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 52, 629 p.
- JÁNOSSY D. 1979: A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján. – Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- JOKÉLY, J. 1854: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Erlau. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* 5 (1). – Sitzungen der k.k. geologischen Reichsanstalt, pp. 211-212. Wien
- JOCHÁ-NÉ EDELÉNYI E., TÓTH GY., SÁSDI L., ROTÁRNÉ SZALKAY Á. 2002: Karsztvízföldtani vizsgálatok a Magyar Állami Földtani Intézetben. – *Karsztvízkutatás Magyarországon I. Áttekintő történeti bemutatás, szemelvények. I. rész: A karszt kutatás történeti áttekintése*. pp. 12-15.
- KAHLER, F., KAHLER, G. 1982: Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen (Contributions to the knowledge of the Fusulinids from the Eastern Alps: Upper Carboniferous Fusulinids from the Carnic Alps). – *Palaeontographica, Abteilung A*. 177 (4-6), pp. 89-128. Stuttgart.
- KARAMATA, S., STEFANOVIĆ, D., KRSTIĆ, B. 2003: Permian to neogene accretion of the assemblage of geologic units presently occurring to the south of the Pannonian Basin – Development of the Vardar Composite Terrane and adjacent units. – *Acta Geologica Hungarica* 46 (1), pp. 63-76.
- KECSKEMÉTI, T., VARGA, P. 1984: Contribution to the Eocene/Oligocene boundary problem in new profiles in Hungary on the basis of large foraminifera. – *Acta Geologica Hungarica* 27 (1-2), pp. 125-141.
- KEREKES J. 1936: A Tárkányi öböl morfológiája (Die Morphologie des Tárkányer Beckens). – *Földrajzi Közlemények* 64 (6-7), pp. 83-102.
- KEREKES J. 1938: Az egerkörnyéki barlangvidék kialakulása (Die Entwicklung des Höhlengebietes von Eger). – *Barlangkutatás* 16 (1), pp. 90-139.

- KEREKES J. 1941: Hazánk periglaciális képződményei. — *Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól (A m. kir. Földtani Intézet 1941. évi jelentésének függeléke)* 4, pp. 97–149.
- KLEB B. 1976a.: *Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. Eger-Belváros.* — Közlekedési Dokumentációs Vállalat, Budapest 757 p.
- KLEB B. 1976b.: *Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. Eger-Lajosváros.* — Közlekedési Dokumentációs Vállalat, Budapest 521 p.
- KLEB B. 1976c.: *Észlelési magyarázó Eger 1:10 000-es építésföldtani térképsorozatához. Eger-Felnémet.* — Közlekedési Dokumentációs Vállalat, Budapest 298 p.
- KLEB B. (szerk.) 1978: *Eger építésföldtani térképsorozata 1:10 000 (Engineering geological map series of Eger).* — Kiadja a Központi Földtani Hivatal és Eger Város Tanácsa, Budapest, 36 p.
- KORDOS L. 2002: A bükk barlangok ősemlősmaradványai. — In BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek.* BNP Igazgatóság Kiadása, Eger, pp. 195–203.
- KOLOSVÁRY, G. 1958: Trias-Madreporianen aus der Zeit vor dem ungarischen Ladinikum — *Acta Universitatis Szegediensis. Acta Biologica* 4 (3–4), pp. 237–244.
- KORPÁSNÉ HÓDI M. 1987: Magyarországi hegységperemi kunsági (pannóniai s. str.) emeletbeli mollusca fauna (Die Molluskenfaunen an den Gebirgsrändern im Pannonien von Ungarn). — In JÁMBOR Á. (szerk.): *A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 69, pp. 375–382.
- KOVÁCS D. 1908: A borsodi Bükkhegység orometriája. — *Földrajzi Közlemények* 36 (5), pp. 183–195.
- KOVÁCS S. 1987: Oliszosztrómák és egyéb, vízalatti gravitációs tömegszállítással kapcsolatos üledékek az északmagyarországi paleo-mezoikumban. I. — *Földtani Közöny* 117 (1), pp. 61–69, Budapest.
- KOVÁCS, S. 1988: Olistostromes and other deposits connected to subaqueous mass-gravity transport in the North Hungarian Paleozoic. — *Acta Geologica Hungarica* 31 (3–4), pp. 265–287, Budapest.
- KOVÁCS, S. 1989: Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strázsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.* 2, pp. 109–127, Stuttgart.
- KOVÁCS, S. 1992: Stratigraphy of the Szendrő-Uppony Paleozoic (Northeastern Hungary). — In VOZÁR J. (ed.): *Western Carpathians, Eastern Alps, Dinarides. Special volume of IGCP Project 276, Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Thetys.* pp. 93–108. GÜDS, Bratislava.
- KOVÁCS S. 1998: A Szendrői- és az Upponyi-hegység paleozoos képződményeinek rétegtana. — In BÉRCZI I., JÁMBOR Á. [szerk]: *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* pp. 107–117. Mol Rt-MÁFI Kiadvány, Budapest.
- KOVÁCS, S., PÉRO, Cs. 1983: Report on stratigraphical investigation in the Bükkium (Northeastern Hungary). — In SASSI, F. P., SZEDERKÉNYI, T. (eds): *IGCP Project 5. Newsletter* 5, pp. 58–65. Padova–Budapest.
- KOVÁCS S., VETŐNÉ ÁKOS É. 1983: Adatok az upponyi-hegységi bázisos vulkanitok korához és kőzetanához (On the age and petrology of the basic volcanics in the Uppony Mts, NE Hungary). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1981. évről*, pp. 177–199.
- KOZUR H. 1984: A Nagybátony-324. sz. fúrás oligocén előtti képződményeinek rétegtani besorolása és tektonikai értékelése (Die stratigraphische Einstufung der voroligozänen Schichtenfolge der Bohrung Nagybátony-324 und ihre tektonische Auswertung). — *Földtani Közöny* 114 (1), pp. 61–79.
- KOZUR H. 1990: Neue Ostracoda-Arten aus dem Oberen Mittelkarbon, Mittel- und Oberperm des Bükk-Gebirges (N-Ungarn). — *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, Sonderband* 2. (1985), pp. 1–145.
- KOZUR, H., MOCK, R. 1977: Conodonts and Holothurian Sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged*, 23 (1), pp. 109–126.
- KRAINER, K. 1989: Das Karbon in Kärnten. — *Carinthia II.* 179 (99), pp. 59–109, Klagenfurt.
- KRETZOI M. 1983: Kontinentstörténet és biosztratigráfia a felső harmadkor és a negyedidőszak folyamán a Kárpát-medencében és korrelációi (Kontinentalgeschichte und Biostratigraphie im Jungtertiär und Quartär de Karpaten-Beckens und ihre Korrelation). — *Földrajzi Közlemények* 31 (107) (3–4), pp. 230–240.
- KRETZOI M., PÉCSI M. 1982: A Pannóniai medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása (Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian basin). — *Földrajzi Közlemények* 30(106) (4), pp. 300–326.
- KROLOPP E., SCHWEITZER F., SCHEUER GY., HABLY L., SKOFLEK I., KORDOS L. 1989: Az egri pleisztocén édesvízi mészkő geomorfológiai, paleohidrológiai és őslénytani vizsgálata (Geomorphological, palaeohydrological and palaeontological investigation of the Pleistocene travertine of Eger). — *Földtani Közöny* 119 (1), pp. 5–29.
- KUBOVICS, I., SZABÓ Cs., HARANGI, Sz., JÓZSA, S. 1990: Petrology and Petrochemistry of Mesozoic Magmatites Suites in Hungary and Adjacent Areas — an Overview. — *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist. Hung.* 25 (3–4), pp. 345–371.
- LÁNG S., MIHÁLTZ I-NÉ, VITÁLIS GY. 1970: A miskolctapolcai Nagykömázsa dolináinak morfológiai és földtani vizsgálata (Étude morphologique et géologique des dolines de Nagykömázsa □Miskolctapolca). — *Földrajzi Értesítő* 19 (1), pp. 77–85.
- LENGYEL E 1957: A Szarvaskő környéki titán-vanádium-vasércutatás újabb eredményei (Résultats récents de la recherche de mineral de titane-vanadium-fer des environs de Szarvaskő). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 46, pp. 251–381.
- LESS GY. 1991: A Bükk felső-oligocén kori nagy Foraminiferái (Upper Oligocene larger Foraminifers of the Bükk Mountains). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1989 évről*, pp. 411–465.
- LESS GY. 1999: The Late Paleogene Larger Foraminiferal assemblages of the Bükk Mts. (NE Hungary). — *Rev. Esp. Micropal.* 31 (3), pp. 347–356.
- LESS, GY., KECSKEMÉTI, T., OZSVÁRT, P., KÁZMÉR, M., BÁLDI-BEKE, M., KOLLÁNYI, K., FODOR, L., KERTÉSZ, B., VARGA, I. 2000: Middle-Upper Eocene shallow water benthos in Hungary. — In BASSI, D. [ed]: *Field-trip guide-book. Shallow water benthic communities at the Middle-Upper Eocene boundary. Southern and North-Eastern Italy, Slovenia, Croatia, Hungary. 5th Meeting of the IUGS-UNESCO IGCP 393, July 18th–31st, 2000.* — *Annali Università di Ferrara*, 8, suppl., pp. 151–181, Scienze della Terra, Ferrara
- LESS GY. 2004: Eocén üledékes képződmények. — In GYALOG L., HORVÁTH I. (szerk.): *A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. Magyarázó a Velencei-hegység földtani térképéhez (1:25 000) és a Balatonfő-Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez (1:100 000) [Geology of the Velence Hills and the Balatonfő. Explanatory Book of the Geological Map of the Velence Hills (1:25 000) and the Geological Map of Pre-Sarmatian Surface of the Balatonfő-Velence Area (1:100 000)].* — Kiadja a Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 80–83, 209–211.

- LÉNÁRT L., SZABÓ A., SZACSURY G. 2002: A bükki karsztvízszint alakulása 1992–2001 között. – In LÉNÁRT L. (szerk.): *Karsztvízkutatás Magyarországon II. A bükki karsztvízkutatás legújabb eredményei*. pp. 36–62, Miskolc.
- LÓCZY L. 1937: A bükkészéki ásványolaj feltárás és az Alföld északi peremhegységeiben folyó kincstári geológiai kutatások. – *Földtani Értesítő* 2 (4), pp. 141–155.
- LONSDALE, P., LAWVER, L. A. 1980: Immature plate boundary zones studied with a submersible in the Gulf of California. – *Geological Society of America Bulletin*, Part I. 91 (9), pp. 555–569.
- LUKÁCS R. 2000: Vulkanológiai vizsgálatok a Mész-hegy és Túr-bucka területeken (Bükkalja). Esettanulmány a Bükkalja Ignimbrít Vulkanári Terület képződményeinek korrelálásához. – *Kézirat*, Tudományos Diákköri Dolgozat, ELTE, Közöttan-Geokémiai Tanszék, pp. 1–68.
- MAJZON L. 1956: Kőolajfúrásaink újabb rétegtani eredményei (New stratigraphic results of Hungarian oil-prospecting borings). – *Földtani Közöny* 86 (1), pp. 44–58.
- MAJZON L. 1966: *Foraminifera-vizsgálatok*. – Akadémiai Kiadó. 940 p., Budapest.
- MÁRTON, E., MÁRTON, P. 1996: Large scale rotation in North Hungary during the Neogene as indicated by palaeomagnetic data. – In MORRIS, A., TARLING, D. H. (eds): *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean region*. – *Geological Society Special Publication* 105, pp. 153–173.
- MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z. 1998: Complex evaluation of paleomagnetic and K/Ar data of the Miocene ignimbritic volcanics in the Bükk Foreland, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 467–476.
- MÁRTONFFY K. 1854: Eger és környéke földtani és topográfiai tekintetben. – In KUBINYI F., VAHOT I.: *Magyar- és Erdélyország képekben*. IV. Pest, pp. 28–32.
- MONOSTORI, M. 1985: Ostracods of Eocene/Oligocene boundary profiles in Hungary. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 25, pp. 161–243, Budapest.
- MAURITZ GY.-NÉ, MÉSZÁROS S., LENGYELNÉ BOLDOG I. 1992: Adatok a Bükk hegység karsztvízeinek higiénés vizsgálatához. – *A Bükk karsztja, vízei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai I. Miskolci Egyetem*, pp. 105–120.
- MONOSTORI, M. 1986: Environmental changes in Eocene/Oligocene boundary stratotypes in Hungary based on ostracod faunas. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 26, pp. 141–158, Budapest.
- NAGY, E. 1979: Palynological evaluation of the holostratotype of the Egerian. – *Acta Biologica Szegediensis* 25 (3–4), pp. 45–52.
- NAGY E. 1991: Jelentés a Varbó 75. sz. fúrás palynológiai vizsgálatáról. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, MÁFI 1102/78. 23 p.
- NAGY E., PLANDEROVÁ E. 1987: A Központi-Paratethys kunsági (Pannóniai s. str.) emeletének palynológiai értékelése (Palinologische Auswertung der Floren des Pannonien). – In JÁMBOR Á. (szerk.): *A magyarországi kunsági emeletbeli képződmények földtani jellemzése. A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 69, pp. 325–353.
- NAGYMAROSY, A. 1989: Cenozoic formations of North Hungary. – In KECSKEMÉTI, T. (ed.): *Guidebook. XXI<sup>st</sup> European Micropaleontological Colloquium. 4–13. 09. 1989. Hungary*, pp. 37–47, Hungarian Geological Society, Budapest.
- NAGYMAROSY, A. 1991: The response of the calcareous nannoplankton to the Early Oligocene separation of the Paratethys. – *Abstracts of the 4th INA Conference. INA Newsletter* 13 (2), pp. 62–63, Praha.
- NAGYMAROSY A., BÁLDI-BEKE M. 1988: The position of the Paleogene formations of Hungary in the standard nannoplankton zonation. – *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 28, pp. 3–25, Budapest.
- NAGYMAROSY, A., HORVÁTH, M., MONOSTORI, M. 1989: B–2 Noszvaj, Kiseged, road-cut. – In KECSKEMÉTI, T. (ed.): *Guidebook. XXI<sup>st</sup> European Micropaleontological Colloquium. 4–13. 09. 1989. Hungary*, pp. 101–114, Hungarian Geological Society, Budapest
- NAGYNÉ GELLAI Á. 1991: Jelentés a Varbó 75. sz. fúrás foraminifera vizsgálatáról. – *Kézirat*. Országos Földtani és Geofizikai Adattár, 1102/78. 6 p.
- NEUPAUER J. 1867: Az ásatag diatomaceák (Oszlókafélék). – *Mathematikai és Természettudományi Közlemények* 5, pp. 183–206.
- PALIK P. 1958: Alsópannóniai kovamoszat- és kovaszivacsmaradványok (Kieselalgen- und Spongienreste aus dem „gelben“ Pannonsand von Bogács). – *Földtani Közöny* 88 (1), pp. 83–100.
- PANTOCSEK, J. 1903: *Beiträge zur Kenntniss, der fossilen Bacillarien Ungarns*. – Berlin.
- PANTÓ G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükk-szentkereszt között (Geology of the Southern Igneous Belt in the Eastern Part of Bükk Mts.). – *Földtani Közöny* 81 (4–6), pp. 137–145.
- PANTÓ G. 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben (La levé des gîtes métalliques dans la montagne de Uppony). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1952. évről*, pp. 91–111.
- PANTÓ G., MOLNÁR J. 1954: Az eger-demjéni mangánérc (Le minerai de manganèse de Eger-Demjén). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1953. évről*, I, pp. 306–321.
- PANTÓ G. 1961: Az ignimbrít kérdés alakulása és magyarországi vetülete. – *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztálya Közleményei* 29 (1–4), pp. 299–332.
- PANTÓ, G. 1962: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 6 (3–4), pp. 307.
- PANTÓ, G. 1965: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. – *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 9 (3–4), pp. 225–233.
- PAPAZZONI, C. A. 1994: Macroforaminifera and paleoenvironments near the Middle-Upper Eocene boundary in the Mossano section (Berici Mts., Vicenza, northern Italy). – *Boll. soc. Paleont. Ital.*, spec. vol. 2, pp. 203–212.
- PAPP K. 1907a: Miskolcz környékének geológiai viszonyai. – *A magyar kir. Földtani Intézet Évkönyve* 16 (3), pp. 91–134.
- PAPP, K. 1907b: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Miskolcz. – *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt* 16 (3), pp. 93–142.
- PELIKÁN P. 1980: A Bükk-hegység szerkezeti vázlata. – *Kézirat*, Orsz. Földtani és Geofizikai Adattár, T. 9124, 19 p.
- PELIKÁN P. 1985: Bükk, Szilvásvárad, Gerenna-vár, Gerennavári Mész-kő Formáció. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 6. MÁFI Kiadvány, 5 p.
- PELIKÁN P. 1987a: Bükk, Felsőtárkány, Lök-völgy 1, Répáshutai Mész-kő Formáció – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 3. MÁFI Kiadvány, 5 p.
- PELIKÁN P. 1987b: Bükk, Felsőtárkány, Lök-völgy 2. szelvény. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 4. MÁFI Kiadvány, 5 p.
- PELIKÁN P. 1988a: Bükk, Bükk-szentkereszt, Bagoly-hegy, Bagolyhegyi Kvarcporfir Tagozat. – *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 96. MÁFI Kiadvány, 5 p.


- PELIKÁN P. 1988b: Bükk, Bükk-szentkereszt, Lőrinc-hegy, Óhutai Diabáz Formáció, Hollósetői Mészkö Formáció. — *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 97. MÁFI Kiadvány, 5 p.
- PELIKÁN P. 1992: Adatok a Bükk-hegység felszíni karsztfejlődéséhez (Daten zur oberflächennahen Karstenentwicklung im Bükk-Gebirge). — *A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai II. Miskolci Egyetem*, pp. 259–268.
- PELIKÁN P. 1999: A Felsőtárkány–7. fúrás (Bükk hg.) és környezetének triász–jura képződményei [Triassic and Jurassic formations of the area of borehole Felsőtárkány–7 (Bükk Mts, N Hungary)]. — *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 593–609.
- PELIKÁN P. 2001: A Bükk hegység szerkezeti vázlata. — *Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban. Az MFT Vándorgyűlése, Miskolc*, 56. p.
- PELIKÁN P. 2002a: Földtani felépítés, rétegtani áttekintés. Fejlődéstörténet I. Szerkezetfejlődés. — In BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. pp. 23–49, 51–70, Eger.
- PELIKÁN P. 2002b: A Bükk hegység földtani térképezésének néhány új eredménye. — *Karsztvizkutatás Magyarországon II. A Bükki karsztvizkutatás legújabb eredményei*. pp. 15–19, Miskolc.
- PELIKÁN P., DOSZTÁLY L. 2000: A bükkzsérci fúrások (D-Bükk) jura képződményei és szerkezetföldtani jelentőségük [Jurassic formations of the Bükkzsérc boreholes (SW Bükk Mts, NE Hungary) and their structural setting]. — *Földtani Közöny* 130 (1), pp. 25–46.
- PENTELENYI L. 1996: Bükkaljai savanyú-intermedier vulkanizmus. — In: Neogén vulkanitok a Kárpát-Pannon régióban. — *Kézirat, MÁFI*.
- PENTELENYI L. 2001a: A Bükkalja előzetes földtani térképe 1:50 000. — *Kézirat, MÁFI*.
- PENTELENYI L. 2001b: A bükkaljai földtani reambulálás eredményei. — In *Program és kirándulásvezető a Magyarhoni Földtani Társulat 2001. június 8–10-i vándorgyűléséhez, Miskolc*, pp. 40–45, 52–55.
- PENTELENYI L. 2002: A Bükkalja I. Földtani vázlat. — In BARÁZ Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park. Hegyek, erdők, emberek*. pp. 205–226, Eger.
- PEŠIĆ, L., RAMOVŠ, A., SREMAC, J., PANTIĆ-PROĐANOVIĆ, S., FILIPOVIĆ, I., KOVÁCS, S., PELIKÁN, P. 1986: Upper Permian deposits of the Jadar Region and their position within the Western Paleotethys. — *Mem. Soc. Geol. It.* 34, pp. 211–219.
- POLGÁRI M., SZABÓ Z. 2000: Eger környéki oligocén mangán-dús üledékek (Oligocene manganese formations of Hungary). — In POLGÁRI M., SZABÓ Z., SZEDERKÉNYI T. (szerk.): *Mangánércsek Magyarországon (Manganese ores in Hungary)*. pp. 457–475, Szeged.
- PÓKA, T., ZELENKA, T., SZAKÁCS, A., SEGHEDI, I., NAGY, G., SIMONITS, A. 1998: Petrology and geochemistry of the Miocene acidic explosive volcanism of the Bükk Foreland, Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 437–466.
- PROTIĆ, L., FILIPOVIĆ, I., PELIKÁN, P., JOVANOVIĆ, D., KOVÁCS, S., SUDAR, M., HIPS, K., LESS, GY., CVIJIĆ, R. 2000: Correlation of the Carbiniferous, Permian and Triassic sequences of the Jadar Block, Sana–Una and “Bükkium” terranes. — In KARAMATA, S., JANKOVIĆ, S. (eds): *Proceedings of the International Symposium “Geology and Metallogeny of the Dinarides and the Vardar Zone”*. pp. 61–69, Banja Luka.
- RÁKOSI L. 1963: Bükkábrány 15/8. fúrás palinológiai vizsgálata. — *Földtani Kutatás* 6 (4), pp. 24–30.
- SÁSDI L. 1999: Korai-miocén karsztfelszín kimutatása a Déli-Bükkben. — *Karsztfejlődés* III. pp. 119–124.
- SÁSDI L. 2000: Újabb földtani adatok a Bükk hegység karsztjának fejlődéstörténetéhez. — *Karszt- és Barlang* 1997 (I–II). pp. 20–25.
- SÁSDI L. 2002: A Bükk-hegységben végzett víznyomjelzéses vizsgálatok értékelése. — In LÉNÁRT L. (szerk.): *Karsztvizkutatás Magyarországon II. A bükki karsztvizkutatás legújabb eredményei*. pp. 32–35, Miskolc.
- SÁSDI L., SZILÁGYI F. 1992: Víznyomjelzéses vizsgálatok a Bükk-hegységben (Grundwasser-Tracerversuche im Bükk-Gebirge). — *A Bükk karsztja, vizei, barlangjai c. tudományos konferencia előadásai I. Miskolci Egyetem*, pp. 59–70.
- SÁSDI L., SZILÁGYI F. 1993: A Magyar Állami Földtani Intézet által a Bükk-hegységben végzett víznyomjelzéses vizsgálatok értékelése (Results of the Hungarian Geological Survey’s watermarked examinations in the Bükk mountains). — *A bükki barlangok kutatásának, védelmének és hasznosításának legújabb eredményei I, Miskolci Egyetem*, pp. 97–105.
- SCHÖNLAUB, H. P. 1979: Das Paläozoikum in Österreich. — *Abhandlungen Geologischen Bundesanstalt* 33. 124 p.
- SCHÖNLAUB, H. P. 1985: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. — *Arbeitstagung der Geologische Bundesanstalt, Kötschach-Mauthen*, pp. 15–21.
- SCHMIDT E. R. 1940: A kincstár csonkamagyarországi szénhidrogénkutató mélyfúrásai (Die rumpfungarischen Schurf-Tiefbohrungen des Ársars nach Kohlenwasserstoffen). — *A magyar királyi Földtani Intézet Évkönyve* 34 (1), pp. 1–272.
- SCHRÉTER Z. 1913a: Eger környékének földtani viszonyai. — *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről*, pp. 130–146.
- SCHRÉTER, Z. 1913b: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Eger. — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1912*, pp. 144–162.
- SCHRÉTER, Z. 1914: Der nordwestliche Teil des Bükkgebirges. — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1913*, pp. 329–343.
- SCHRÉTER Z. 1915a: Földtani felvétel a borsodi Bükkhegységben. — *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1914. évről*, pp. 324–335.
- SCHRÉTER Z. 1915b: Geologische Aufnahme im Borsoder Bükkgebirge. — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1914*, pp. 370–382.
- SCHRÉTER Z. 1915c: Két reliktum csigafaj új termőhelyei hazánkban (Neue Fundorte zweier relikten Gastropoden-Arten aus Ungarn). — *Állattani Közlemények* 14, pp. 262–265.
- SCHRÉTER Z. 1917: Pereces és Sajószentpéter környékének földtani viszonyai. — *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az 1916-ról* (1), pp. 309–341.
- SCHRÉTER Z. 1918: Die geologische Verhältnisse der Umgebung von Pereces und Sajószentpéter. — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1916*, pp. 369–382.
- SCHRÉTER Z. 1923: Az egri langyosvízű források. — *A magyar királyi Földtani Intézet Évkönyve* 25 (4), pp. 3–25.
- SCHRÉTER, Z. 1926: Die lauen Thermen von Eger (Erlau). — *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der königlich ungarischen Geologischen Anstalt* 25 (4). (1926–1927), pp. 101–125.
- SCHRÉTER Z. 1932: Jelentés a Bükk-hegység déli oldalán az 1930. év nyarán végzett bányageológiai felvételekről. — *Kézirat, Országos Földtani és Geofizikai Adattár*, T. 6. 33 p.
- SCHRÉTER, Z. 1934: Beiträge zur Geologie des Borsod-Heveser Bükk-Gebirges und des neogenen Hügellandes seiner Umgebung (Aufnahmebericht 1917–1918). — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Anstalt für 1917–1924*, pp. 144–162.

- SCHRÉTER Z. 1935a: A Bükkhegység triász képződményei (Über die Triasbildungen des Bükk-Gebirges). – *Földtani Közlöny* 65 (4–6), pp. 90–105.
- SCHRÉTER Z. 1935b: Jelentés az 1934. évi földtani felvételekről. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 41/a, 25 p.
- SCHRÉTER Z. 1936: Lyttonia a Bükk hegységéből (Lyttonia aus dem Bükk-Gebirge). – *Földtani Közlöny* 66 (4–6), pp. 113–121.
- SCHRÉTER Z. 1939: A Bükk-hegység délkeleti oldalának földtani viszonyai (Geologische Verhältnisse der SO-lichen Seite des Bükk-Gebirges). – *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1933–35. évekről II*, pp. 511–526.
- SCHRÉTER Z. 1943a: Jelentés a Bükkhegység DNY-i részének földtani reambulációjáról (Bericht über die geologische Reambulation des SW-liches Teiles des Bükkgebirges). – *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentései az 1939–40. évekről I*, pp. 381–392.
- SCHRÉTER Z. 1943b: A Bükk-hegység geológiája. – *Beszámoló a m. kir. Földtani Intézet vitauléseinek munkálatairól. A m. kir. Földtani Intézet 1943. évi jelentésének függeléke*. 5 (7), pp. 378–411.
- SCHRÉTER Z. 1945: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai (Geologische Aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekézseny, ferner im Gebiete von Putnok). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1941–42. évről I*, pp. 161–237.
- SCHRÉTER Z. 1952: Földtani vizsgálatok a Bükk-hegység déli részén (Levés réambulatifs dans la partie méridionale de la Montagne de Bükk). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1944. évről*, pp. 45–48.
- SCHRÉTER Z. 1953: Földtani vizsgálatok Nagyvisnyó vidékén (Recherches géologiques aux environs de Nagyvisnyó). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1951. évről*, pp. 157–167.
- SCHRÉTER Z. 1954: A Bükkhegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai – *Hidrologiai Közlöny* 34, pp. 287–294, 369–381.
- SCHRÉTER Z., PANTÓ G., BALOGH K. 1950: Jelentés Bükk-hegységi közös tanulmányutunkról. – *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 174. 8 p.
- SCHWEITZER F. 2001: A Kárpát-medence félsivatagi és sztyeppesíkság-formálódása és a messinai sókrízis (Formation of semidesert and steppe plains in the Carpathian Basin and the Messinian salinization crisis). – *Földrajzi Értesítő* 50 (1–4), pp. 9–31.
- SERESNÉ HARTAI É. 1984: Néhány újabb savanyú piroklasztikum előfordulása a Bükk-hegységben (Das Vorkommen von einigen neuen sauren Pyroklastiten im Bükk-Gebirge). – *Földtani Közlöny* 113 (4), pp. 303–312.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRÁNDEZ, C., JAUHRI, A. K., LESS, GY., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J. S., SAMSÓ, J. M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J., ZAKREVSZKAYA, E. 1998: Larger Foraminiferal Biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 169 (2), pp. 281–299.
- SHENG, J. Z., CHEN, C., WANG, Y., RUI L., LIAO, Z., BANDO, Y., ISHII, K., NAKAZAWA, K., NAKAMURA, K. 1984: Permian-Triassic boundary in Middle and Eastern Tethys. – *Journal of the Faculty of Science Hokkaido University, Ser. IV* 21 (1), pp. 133–181, Sapporo.
- SIEGLNÉ FARKAS Á. 1984: Az Upponyi-hegység felső-kréta képződményeinek palynostratigiáája (Palynostratigraphy of the Upper Cretaceous in the Uppony Mts). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről*, pp. 101–117.
- SIDÓ M. 1961: A magyarországi szenon foraminiferák földtörténeti értékelése. – *Kézirat*. Kandidátusi értekezés. MÁFI Könyvtár 34 598, 257 p.
- SIDÓ, M. 1974: Paläontologische und stratigraphische Untersuchung der Kleinforaminiferen aus dem Jungpaläozoikum des Bükkgebirges. – In SIDÓ M., ZALÁNYI B., SCHRÉTER Z.: *Neue paläontologische Ergebnisse aus dem Oberpaläozoikum des Bükkgebirges*. – Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 11–93.
- STUR, D. 1867: Beiträge zur Kenntniss der Flora, des Süßwasser-Quarze, der Congerien- und Cerithien-Schichten in Wiener und ungarischen Becken. – *Jahrbuch der kaiserlichen und königlichen Geologischen Reichsanstalt* 17, pp. 77–188, Wien.
- SUGÁR I. 1983: Az egri fürdő-kultúra története. – In SUGÁR, I. (szerk.): *Eger gyógyvizei és fürdői*. – Eger Város Tanácsa V. B. Műszaki Osztálya és a Heves megyei Idegenforgalmi Hivatal kiadása, Eger, 441 p.
- SZABÓ J. 1868: *Heves-Szolnok megye földtani térképe 1:288 000*. – Bécs
- SZABÓ J. 1869: Heves és Külső Szolnok megyék földtani leírása. – In ALBERT F. (szerk.): *Heves és külső Szolnok törvényesen egyesült vármegyéknek leírása. A magyar orvosok és természetvizsgálók Egerben 1868-dik évben tartott XIII-ik nagygyűlésük alkalmából többek közreműködésével megírva*. Eger, pp. 76–122.
- SZAKÁCS, A., ZELENKA, T., MÁRTON, E., PÉCSKAY, Z., PÓKA, T. 1998: Miocene acidic explosive volcanism in the Bükk Foreland, Hungary: Identifying eruptive sequences and searching for source locations. – *Acta Geologica Hungarica* 41 (4), pp. 413–435.
- SZAKÁLL S., FÖLDEVÁRI M. 1995: Magyarország új ásványai III. Ferro-axinit és krizokolla Miskolc-Lillafüredről (New minerals of Hungary III. Ferro-axinite and chrysocolla from Miskolc-Lillafüred, Bükk Mts.). – *Földtani Közlöny* 125 (3–4), pp. 433–442.
- SZENTPÉTERY ZS. 1923: Diósgyőr és Szarvaskővidéke paleo- és mezo-eruptívumainak földtani viszonyai. – *A magyar királyi Földtani Intézet Évi Jelentései 1917–1919-ről*, pp. 76–88.
- SZENTPÉTERY, ZS. 1929: Eruptivserie im Savostale bei Lillafüred. – *Acta Chemica, Mineralogica et Physica. A m. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Tudományos Közleményei I*, pp. 72–128.
- SZENTPÉTERY ZS. 1932: A Bagolyhegy quarzporphyra, Lillafürednél (Quarzporphyr des Bagolyberges bei Lillafüred). – *Acta Chemica, Mineralogica et Physica. A m. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Tudományos Közleményei II*, pp. 81–150.
- SZENTPÉTERY, ZS. 1934: Porphyritserie ober Hámor im Bükkgebirge. – *Acta Chemica, Mineralogica et Physica. A m. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Tudományos Közleményei III.-IV.* (1934–35), pp. 149–181.
- SZENTPÉTERY ZS. 1935: A Fehérkő aljának eruptív része Lillafürednél (Der eruptive Teil des Fehérkő bei Lillafüred). – *Matematikai és Természettudományi Értesítő. A M. Tud. Akadémia III. osztályának folyóirata* 52, pp. 253–286.
- SZENTPÉTERY ZS. 1936: A Lillafüredi Szentistván-hegy eruptívumainak általános közettani viszonyai (Allgemeine Verhältnisse der Eruptivgesteine des Lillafüreder Szentistván-berges). – *Matematikai és Természettudományi Értesítő. A M. Tud. Akadémia III. osztályának folyóirata* 54, pp. 279–308.
- SZENTPÉTERY ZS. 1947: Bükkhegységi Kerekhegy eruptívumai (Eruptivgesteine des Kerekberges im Bükkgebirge). – *Földtani Közlöny* 73, pp. 11–21.
- SZENTPÉTERY ZS. 1950a: Adatok a bükkhegységi diabáz ismertetéséhez. – *Földtani Közlöny* 80 (1–3), pp. 168–180.
- SZENTPÉTERY ZS. 1950b: Az újhuta Lőrinc-hegy diabázfajtái (Diabasarten des Lőrincberges bei Újhuta im Bükkgebirge). – *Földtani Közlöny* 80 (7–9), pp. 316–323.
- SZENTPÉTERY ZS. 1953: A Déli Bükkhegység diabáz és gabbrótömege (Le massif de diabase et de gabbro de la partie méridionale de la Montagne Bükk). – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* 41 (1), pp. 1–102.

- SZINYEI MERSE Zs. 1913a: Jelentés 1912-ről. — *A magyar kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1912-ről*, pp. 306–313.
- SZINYEI M. S. 1913b: Jahresbericht für 1912. — *Jahresbericht der königlich ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1912*, pp. 344–347. (344–351)
- SZOLDÁN Zs. 1990: Middle Triassic magmatic sequences from different tectonic settings in the Bükk Mts (NE Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Szeged* 31, pp. 25–42.
- SZTANÓ, O., TARI, G., VARGA, P. 1991: High frequency sea level changes in a late Oligocene barrier island – lagoon complex, Eger, northern Hungary. — *First Int. Meet. of Young Geol.*, pp. 63–64, Budapest.
- TARI, G., BÁLDI, T., BÁLDI-BEKE, M. 1993: Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. — *Tectonophysics* 226, pp. 433–455.
- TELEGDI ROTH K. 1914: Felső-oligocén fauna Magyarországról. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 1, pp. 1–66.
- TÓTH G., FEJES P. 1986: Idősebb pliocén lepusztulási szint kimutatása a Bükkben (Earlier Pliocene planated surface in the Bükk Mountains). — *Karszt és Barlang* 1984 (II), pp. 65–72, Budapest.
- TRUNKÓ, L. 1996: *Geology of Hungary*. — *Beiträge zur regionalen Geologie der Erde*, Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 464 p.
- VADÁSZ M. E. 1909: Geologiai jegyzetek a borsodi Bükk-hegységből (Geologische Notizen aus d. Bükkgebirge im Komitat Borsod). — *Földtani Közöny* 39 (3–4), pp. 164–174. és 227–138.
- VARGA Gy. 1976: Adatok a Bükk-alji savanyú piroklasztikum sorozat földtani-kőzettani megismeréséhez.—*Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T:7734. 219 p.
- VARGA Gy. 1977: Nyugat-Bükk földtani viszonyai (1:100 000-es reambuláció újabb eredményei). — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T:7858. 210 p.
- VARGA Gy. 1981: Újabb adatok az összesült tufalepek és ignimbritek ismeretéhez (Contributions to the knowledge of welded tuffs and ignimbrites). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1979. évről*, pp. 499–509.
- VARGA P. 1986: A bükki felső-eocén mikrofaciás vizsgálata. — In BÁLDI T. (szerk.): Közreműködés a „Bükk-hegység és környezete komplex földtani előkutatási programjában.” — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, pp. 259–334.
- VARGA P., NAGYMAROSY A. 1988: Eocén korú szelvények vizsgálata Kács-Diósgyőr környékén. Jelentés a Bükk-hegységben és tágabb környezetében végzett 1988. évi földtani és alapszelvény felvételi munkákról. ELTE Általános és Történeti Földtani Tanszék. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T.14775. 26 p, Budapest.
- VELLEDITS F. 1990: Bükk, Cserépfalu, Hór-völgyi kőfejtő, Bervai Mészko Formáció. — *Magyarország Geológiai Alapszelvényei* 128. MÁFI Kiadvány, 7 p.
- VELLEDITS F. 1998: A Bükki középső és felső triász rétegtani korrelációja és fejlődéstörténeti elemzése. PhD értekezés. — *Kézirat*, MÁFI Könyvtár 101499.
- VELLEDITS F. 1999: Anisian szárazföldi üledékek az észak-bükki rétegsorokban (Az Alsó-sebes-vízi alapszelvény anisusi-ladin rétegei, és a Miskolc-10. fúrás = Zsófiatorony) [Anisian terrestrial deposits in the sequences of the Northern Bükk Mts. (Anisian-Ladinian layers of the Alsó-Sebes-víz key-section and Miskolc 10. borehole=Zsófiatorony)]. — *Földtani Közöny* 129 (3), pp. 327–361.
- VELLEDITS F. 2000: A Berva-völgytől a Hór-völgyig terjedő terület fejlődéstörténete a középső–felső triászban (Evolution of the area from the Berva Valley to the Hór Valley in the Middle–Upper Triassic). — *Földtani Közöny* 130 (1), pp. 47–93.
- VELLEDITS F. 2003: The Búdöskút Olistolith, an Exotic Limestone Block from the Bükk Mountains (NE-Hungary). — *Facies* 48, pp. 23–48, Erlangen.
- VELLEDITS F., BÉRCZINÉ MAKK A., PIROS O. 1999: A Kisfennsík Mészko (Bükk hegység) faciése és kora [Facies and age of the Kisfennsík Limestone (Bükk Mts)]. — *Földtani Közöny* 129 (4), pp. 573–592.
- VELLEDITS, F., FORIÁN-SZABÓ, M., BÉRCZI-MAKK, A., PIROS, O., JÓZSA, S. 2003: Stratigraphy and origin of the Kissfennsík Nappe (Bükk Mountains, NE Hungary). Is the Silica Unit really present in the Bükk Mountains? — *Geologica Carpathica* 54 (3), pp. 189–198. Bratislava.
- VELLEDITS, F., PÉRÓ, Cs. 1987: The Southern Bükk (N Hungary) Triassic Revisited: The Bervavölgy Limestone. — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* 27, pp. 17–65.
- VENTURINI, C. 1991: Introduction to the geology of the Pramollo Basin (Carnis Alps) and its surroundings. — In VENTURINI, C. (ed): *Tectonics and stratigraphy of The Pramollo Basin (Carnic Alps)*. — *Giornale di Geologia serie terza ser. 3°* 53 (1), pp. 13–47, Bologna.
- VICZIÁN I. 1996: Az Észak-magyarországi Paleogén medence diagenetikus átalakultsága az agyagásványok átalakultsága alapján. Összefoglalás. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, T. 17679. 42 p, Budapest.
- VITÁLIS Gy., HEGYI I.-NÉ 1967: Nyersanyagkutatás a tervezett Eger-felnémeti cementgyár számára (Erkundungsarbeiten für die projektierte Zementfabrik von Eger–Felnémet). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1965. évről*, pp. 367–391.
- V. ZILAHY L. 1967: Felsőeocén Foraminiferák Felsőtárkány környékéről (DNy-Bükk) [Upper Eocene Foraminifera from the region of Felsőtárkány (southwestern Bükk Mts)]. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1965. évről*, pp. 393–441.
- WALLACHER L. 1989: Kisgyőr. Magyarázó az 1:10 000-es földtani térképhez. — *Kézirat*, Nehézipari Műszaki Egyetem, Ásvány- és Kőzettani Tanszék, Miskolc, 173 p.
- WEILER W. 1933: Két magyarországi oligocénkorú halfauna. — *Geologica Hungarica series Palaeontologica* 10, pp. 1–54, Budapest.
- WOLF, H. 1860a: Barometrische Höhenbestimmungen im nördlichen Ungarn. — *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* 10, pp. 555–567.
- WOLF, H. 1860b: Das Bikkgebirge in Ungarn. — *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt* 10, — *Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt*, pp. 70–71, Wien.





Színes táblák  
—  —  
Colour plates